

ΙΟΝΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

ΤΜΗΜΑ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ



- Διπλωματική Εργασία -

« Ανάπτυξη Αλγορίθμων επεξεργασίας σήματος για δίκτυο γεωφώνων
χαμηλού κόστους »

Χαρίλαος Γουναρόπουλος
Επιβλέπων : Μάρκος Αυλωνίτης

Ιουνίου 2018

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες

Περίληψη

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

Μέθοδος σεισμικής διασκόπησης

- 1.1 Σεισμική Μέθοδος
- 1.2 Ελαστικές Σταθερές
- 1.3 Σεισμικά Κύματα
- 1.4 Ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων
- 1.5 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων
- 1.6 Ανακλάσεις
- 1.7 Διαθλάσεις
- 1.8 Οριακή Διάθλαση
- 1.9 Περίθλαση
- 1.10 Εξασθένηση σεισμικών κυμάτων
- 1.11 Γεωφυσικές Διασκοπήσεις
- 1.12 Γεώφωνα

Κεφάλαιο 2

Υπάρχοντες αλγόριθμοι σεισμικής διασκόπησης

- 2.1 Γεωμετρική Προσέγγιση
- 2.2 Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης
- 2.3 Μέθοδος MASW

Κεφάλαιο 3

Προτεινόμενος αλγόριθμος σεισμικής διασκόπησης

Κεφάλαιο 4

Πειράματα

- 4.1 Περιγραφή Πειράματος
- 4.2 Ανάλυση Δεδομένων

Κεφάλαιο 5

Αποτελέσματα

- 5.1 Αποτελέσματα « Phase - Shift Method »
- 5.2 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτων αφίξεων
- 5.3 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτης ανακλώμενης (Auto Correlation)
- 5.4 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτης ανακλώμενης (Cross Correlation)
- 5.5 Αποτελέσματα μεθόδου καμπύλης υπερβολής

Κεφάλαιο 6

Συμπεράσματα – Μελλοντική εργασία

- 6.1 Συμπεράσματα πειράματος
- 6.2 Μελλοντική εργασία

Βιβλιογραφία

Παράρτημα

Ευχαριστίες

Για την συγγραφή και την συνεχή επίβλεψη της εξέλιξης αυτής της διπλωματικής θα ήθελα να ευχαριστήσω των επιβλέποντα καθηγητή μου κύριο Μάρκο Αυλωνίτη του οποίου η βοήθεια ήταν καταλυτική ως προς την καθοδήγηση, την οργάνωση της μελέτης καθώς και ως προς τον συντονισμό της ομάδας για την πραγματοποίηση των πειραμάτων.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω τον φίλο και συνεργάτη, γεωλόγο, υποψήφιο διδάκτορα Σπύρο Κροκίδη για την πολύτιμη βοήθειά του στο πειραματικό μέρος της εργασίας καθώς και στην προσφορά του ως προς τις γνώσεις του που αφορούν το πεδίο της γεωλογίας.

Περίληψη

Ο τρόπος για να μελετηθεί η σύσταση του υπεδάφους δεν είναι πάντα δια της μεθόδου της γεώτρησης. Υπάρχει πληθώρα τρόπων και μεθόδων ώστε να έχουμε μια καλή εικόνα του υπεδάφους χωρίς την απαραίτητη χρήση κοστοβόρων λύσεων. Μια από τις μεθόδους χαμηλού κόστους που μελετάται σε αυτήν την εργασία είναι η σεισμική γεωφυσική διασκόπηση κατά την οποία γίνεται χρήση γεωφώνων σε κατάλληλη διάταξη των οποίων, το ανιχνεύσιμο καταγεγραμμένο σήμα, αναλύεται.

Οι μέθοδοι που διερευνήθηκαν στην εργασία αυτή είναι η πολυκάναλη ανάλυση σημάτων MASW με χρήση της « Phase - Shift Method », η μέθοδος των πρώτων αφίξεων των κυμάτων και κατασκευή χρονοδρομικών καμπύλων , η μέθοδος της πρώτης ανακλώμενης με γεώφωνο πάνω από την πηγή καθώς και η μέθοδος των πρώτων ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων ακτινών. Από τα αποτελέσματα των τεσσάρων μεθόδων γίνεται μια σύγκριση των αποτελεσμάτων και ελέγχουμε την ισχύ του προτεινόμενου μοντέλου που βασίζεται στην ανάλυση σημάτων από την μέθοδο των πρώτων ανακλώμενων και των πρώτων ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων. Γίνεται επίσης και διερεύνηση και μιας επιπλέον μεθόδου, της καμπύλης υπερβολής η οποία βασίζεται στις μετρήσεις των πρώτων ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων.

Τέλος γίνεται πρόταση για μελλοντική εργασία, πως θα μπορούσε ένα τέτοιο μοντέλο να χρησιμοποιηθεί για την δημιουργία ενός χαμηλού κόστους δικτύου γεωφώνων κατάλληλο για γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Εισαγωγή

Στην ανθρώπινη ιστορία, οι περιπτώσεις των σεισμικών συμβάντων προκαλούσαν σχεδόν πάντα τον φόβο και τον πανικό λόγω των καταστροφικών του συνεπειών και αποτελεσμάτων που έπονταν.

Στο πέρασμα των αιώνων, ο άνθρωπος κατάλαβε πως μπορεί να αντλήσει σημαντικές πληροφορίες για το υπέδαφος και κατά συνέπεια για το εσωτερικό της γης, από την μελέτη και βαθύτερη κατανόηση των σεισμών. Κατανοήθηκε τι είναι αυτό που κάνει το έδαφος να κουνάει και τι είδους κύματα είναι αυτά που διαδίδονται μέσα στα υλικά στρώματα της γης. Κατανοήθηκε επίσης πως είναι η δομή της γης καθώς και πώς είναι η κατανεμημένη η λιθοστρωματογραφία της.

Λόγω της φύσης των κυμάτων που παράγονται από τους σεισμούς, ο άνθρωπος μελετώντας τα και αναλύοντάς τα μπόρεσε να αναπαράγει σε χαμηλότερης έντασης ίδιας φύσεως μηχανικά κύματα.

Στην εν λόγω εργασία γίνεται μια διεξοδική ανάλυση του είδους των κυμάτων και των ιδιοτήτων τους, των φυσικών αρχών και των νόμων που καθορίζουν την διάδοση των κυμάτων. Επίσης γίνεται μια αναλυτική μελέτη των μεθόδων που χρησιμοποιούνται γενικά για να αντλήσουμε χρήσιμες πληροφορίες για την σύσταση του υπεδάφους αλλά και μια πολύ εμπειριστατωμένη έρευνα πάνω στην μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης και ειδικότερα στο πεδίο των ανακλώμενων και οριακά διαθλώμενων σεισμικών ακτινών.

Αφού αναλυθεί εκτενώς ο τρόπος με τον οποίο αντιμετωπίζεται η μελέτη της σεισμικής διασκόπησης σε θεωρητική βάση, γίνεται πρόταση ενός αλγόριθμου που προσεγγίζει καλύτερα, κυρίως το βάθος του πρώτου υλικού στρώματος. Μια επέκταση του αλγορίθμου θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί ώστε να γίνεται ακριβής μέτρηση και των υπόλοιπων στρωμάτων.

Οι πειραματικές μετρήσεις που ακολουθούν θα συγκριθούν με ένα στάνταρντ πρότυπο σεισμικής διασκόπησης αυτό της MASW μεθόδου όπου θα αποφανθεί αν θα επιβεβαιωθεί η ισχύς του προτεινόμενου μοντέλου.

Τέλος γίνεται μια συζήτηση για το αν το προτεινόμενο μοντέλο με την συγκεκριμένη μέθοδο μπορεί να εφαρμοστεί σε ένα δίκτυο γεωφώνων ή και άλλων οικονομικότερων λύσεων όπως ένα δίκτυο επιταχυνσημέτρων.

Κεφάλαιο 1

1.1 Σεισμική Μέθοδος

Τα σεισμικά κύματα γενικά περιγράφουν την ταλάντωση των σωματιδίων της ύλης και μας δίνουν πληροφορίες για την δομή της ύλης στο εσωτερικό της γης. Τα σωματίδια ύλης των διαφόρων πετρωμάτων που ταλαντώνονται από τα σεισμικά κύματα, κινούνται με διαφορετικές συχνότητες ταλάντωσης καθώς επίσης μεταφέρουν την σεισμική διαταραχή με διαφορετικές ταχύτητες. Κάθε υλικό έχει την ικανότητα μιας προσωρινής παραμόρφωσης, κατά την διέλευση ενός σεισμικού κύματος μέσα από αυτό, και μπορεί να περιγραφεί από τις ελαστικές του ιδιότητες. Αυτές οι φυσικές ιδιότητες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον διαχωρισμό των διαφορετικών υλικών. Οι ελαστικές ιδιότητες επιδρούν στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα υλικά αυτά.

Για την δημιουργία τεχνητών σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιούνται ελεγχόμενες σεισμικές πηγές, που δημιουργούνται από ανθρώπινη δραστηριότητα, οι οποίες παρέχουν πληροφορίες τόσο για τις σεισμικές ταχύτητες, όσο και για τη στρωματογραφία του φλοιού της γης. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τη χαρτογράφηση του υποβάθρου, τα πάχη του φλοιού και τη σεισμική ταχύτητα του ανώτερου μανδύα της γης. Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης απεικονίζει καλύτερα και με λεπτομέρεια τη στρωματογραφική δομή των ιζηματογενών λεκανών και δίδει μια γενική δομή για το βαθύτερο φλοιό της γης. Για την μελέτη των βαθύτερων στρωμάτων της γης μελετώνται τα σεισμικά κύματα που προέχονται από ένα μεγάλο φυσικό σεισμό.

1.2 Ελαστικές Σταθερές

Κατά την δημιουργία μιας τεχνητής σεισμικής δόνησης, τα κύματα που διαδίδονται μέσα στα υλικά, προκαλούν προσωρινές παραμορφώσεις σε αυτά οι οποίες αλλάζουν την αρχική μορφή του υλικού. Η ελαστική αυτή συμπεριφορά των υλικών είναι υπεύθυνη για τον τρόπο διάδοσης αλλά και για την ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων που διέρχονται μέσω αυτών. Τα υλικά που υπακούουν στο νόμο Hook είναι ελαστικά και παρουσιάζουν μια γραμμική σχέση μεταξύ stress (συμπίεση) και strain (τάση) (Means, 1976).

Η γραμμική σχέση μεταξύ της εφαρμοζόμενης τάσης σ και της προκύπτουσας παραμόρφωσης ϵ για ένα ελαστικό υλικό που έχει υποστεί μια μονοαξονική συμπίεση ή εφελκυσμό, δίδεται από τη σχέση:

$$\sigma = E\epsilon$$

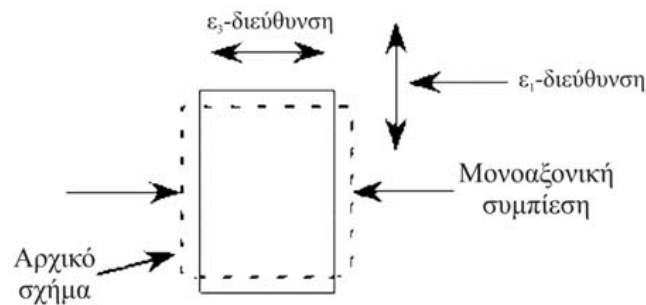
Η σταθερά αναλογικότητας E ονομάζεται *μέτρο Young*. Καθώς η σταθερά αυτή σχετίζεται απ' ευθείας με την προκύπτουσα παραμόρφωση για μια δεδομένη τάση, φαίνεται πιθανό ότι τα πετρώματα με διαφορετικές τιμές E μπορεί να έχουν διαφορετικές ταχύτητες.

Η επιμήκυνση ε , ορίζεται ως η μεταβολή του μήκους μιας γραμμής στην παραμορφωμένη κατάσταση, διαιρούμενη με το αρχικό της μήκος

$$\varepsilon = \frac{l_f - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$$

Εάν ένα ελαστικό σώμα υποστεί μια μονοαξονική συμπίεση, όπως φαίνεται και στην παραπάνω εικόνα, σμικρυνθεί στην κατεύθυνση της εφαρμοζόμενης τάσης, την ίδια στιγμή θα επιμηκυνθεί σε κατεύθυνση κάθετα προς τον άξονα συμπίεσης. Τα μήκη μπορούν να μετρηθούν σε κάθε κατεύθυνση και ο λόγος τους αναφέρεται ως *λόγος Poisson*, μ .

$$\mu = - \frac{\varepsilon_1}{\varepsilon_3} \quad \text{όπου} \quad \mu \leq 0,5$$



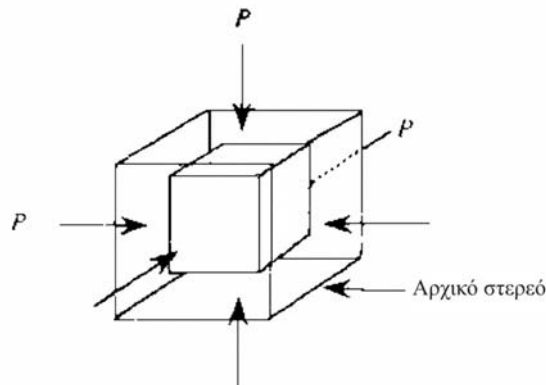
Εικόνα 1.1

Εικόνα 1.1 : Η μονοαξονική συμπίεση που εφαρμόζεται στο σώμα, δημιουργεί μια θετική επιμήκυνση $+\varepsilon_1$ και μια συρρίκνωση $-\varepsilon_3$. Ο λόγος των δύο αυτών παραμορφώσεων αναφέρεται ως *λόγος Poisson*, μ .

Δύο επιπλέον ελαστικές σταθερές είναι επίσης ενδιαφέρουσες. Εάν ένα ισότροπο υλικό υποστεί μια πίεση (εικ. 1-2), ο όγκος του θα αλλάξει από ένα αρχικό V_0 σε ένα τελικό V_f και με τη σύγκριση της μεταβολής της πίεσης σε σχέση με τη μεταβολή του όγκου, ορίζεται ένα άλλο μέτρο, το *μέτρο κυβικής ελαστικότητας*, k :

$$k = \frac{\Delta P}{\Delta} \quad \text{όπου} \quad \Delta = \frac{V_f - V_0}{V_0}$$

Το μέτρο κυβικής ελαστικότητας δίνει το μέτρο της ασυμπιεστότητας ενός υλικού. Το αντίστροφο του μέτρου κυβικής ελαστικότητας ονομάζεται *συντελεστής συμπιεστότητας*.



Εικόνα 1.2

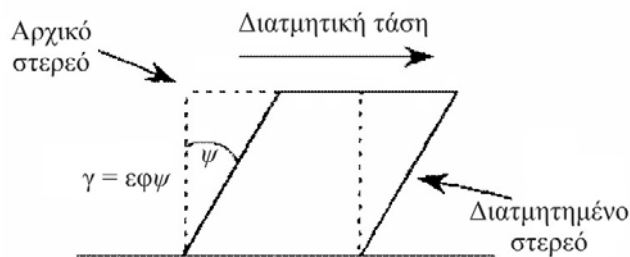
Εικόνα 1.2 : Μια αλλαγή του όγκου (μείωση) που παράγεται από μια αλλαγή της πίεσης (αύξηση). Ο λόγος της αλλαγής της πίεσης προς την αλλαγή του όγκου είναι ένα μέτρο της ασυμπιεστότητας του υλικού και ονομάζεται μέτρο κυβικής ελαστικότητας, k .

Ένα άλλο μέτρο προκύπτει εάν παραμορφωθεί ένα σώμα με απλή διατμητική τάση (Εικόνα 1.3). Σ' αυτή την περίπτωση μια παραμορφωτική τάση, γ , επάγεται με την εφαρμογή μιας διατμητικής τάσης σ_s . Ο λόγος αυτών των ποσοτήτων είναι το μέτρο ακαμψίας, G :

$$G = \frac{\sigma_s}{\gamma}$$

Οι τιμές των ελαστικών σταθερών (E , μ , k , και G) των περισσότερων υλικών μπορούν να υπολογισθούν στο εργαστήριο. Οι τέσσερις παραπάνω σταθερές δεν είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους, αλλά σχετίζονται με τις παρακάτω σχέσεις:

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)} \quad k = \frac{E}{3(1-2\mu)}$$



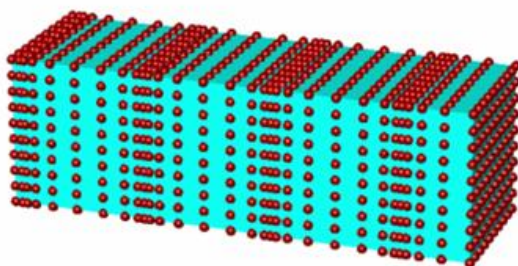
Εικόνα 1.3

Το μέτρο της διατμητικής αντίστασης του υλικού είναι ο λόγος της διατμητικής τάσης προς την διατμητική παραμόρφωση, το οποίο ονομάζεται μέτρο ακαμψίας, G . Η γωνιακή διάτμηση είναι ψ .

1.3 Σεισμικά Κύματα

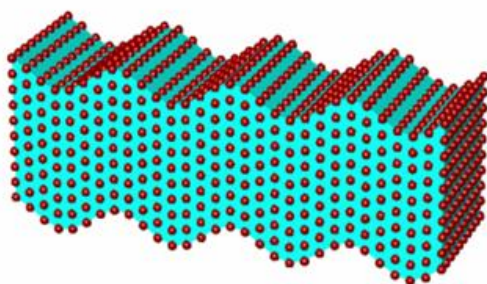
Σε ένα ισότροπο και ομογενές σώμα άπειρης έκτασης, που παραμορφώνεται ελαστικά, δύο είδη κυμάτων είναι δυνατόν να διαδοθούν. Αυτά είναι τα διαμήκη (P waves) κύματα των οποίων τα σωματίδια του υλικού ταλαντώνονται παράλληλα στην διεύθυνση διάδοσης του υλικού και τα Εγκάρσια κύματα (S waves) των οποίων τα υλικά σωματίδια ταλαντώνονται κάθετα στην διεύθυνση διάδοσης του υλικού.

Η κίνηση των υλικών σωματιδίων κατά την διάδοση ενός διαμήκους κύματος αποτελείται από μια σειρά συμπίεσεων και αραιώσεων της ύλης όπως φαίνεται και στην παρακάτω εικόνα 1.4 (Bolt, 1976).



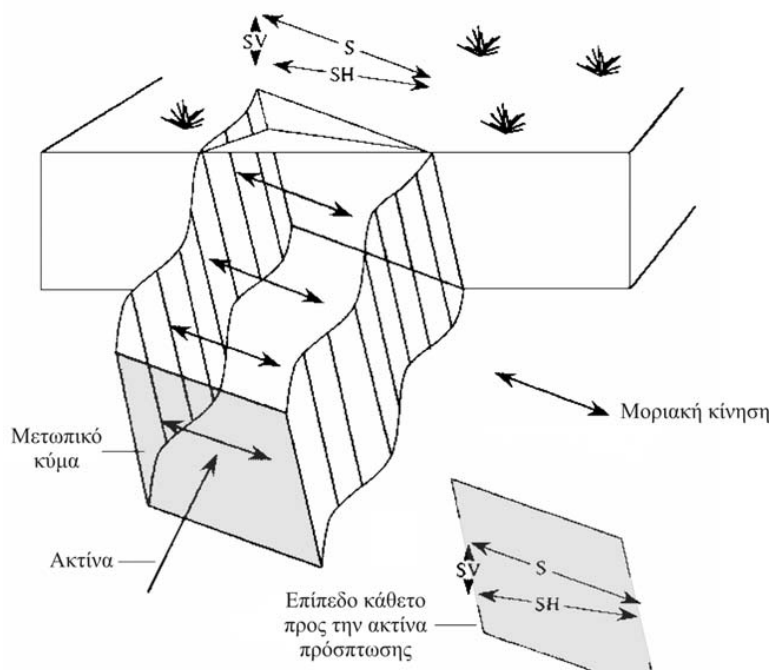
Εικόνα 1.4

Ενώ η κίνηση των εγκάρσιων κυμάτων εκφράζεται ως κάθετη ταλάντωση των σωματιδίων της ύλης ως προς την διεύθυνση διάδοσής του κύματος, όπως φαίνεται και στην παρακάτω εικόνα 1.5 (Bolt, 1976).



Εικόνα 1.5

Τα εγκάρσια κύματα οδεύοντας μέσα στη γη δεν περιορίζουν τη κίνηση των υλικών σωματιδίων σε μια ειδική διεύθυνση, όπως συμβαίνει με τα επιμήκη κύματα, αλλά μπορούν να κινηθούν σε κάθε κατεύθυνση σε ένα επίπεδο κάθετο προς τη διάδοση του κύματος. Έτσι λοιπόν, η κίνηση ενός S-κύματος αναλύεται σε δύο συνιστώσες, μια παράλληλα προς την επιφάνεια του εδάφους (SH-συνιστώσα) και μια συνιστώσα που βρίσκεται στο κατακόρυφο επίπεδο που περιλαμβάνει την ακτίνα διάδοσης του P-κύματος (SV-συνιστώσα). Οι συνιστώσες αυτές και οι δύο πρέπει να βρίσκονται στο επίπεδο κάθετο προς την ακτίνα.



Εικόνα 1.6

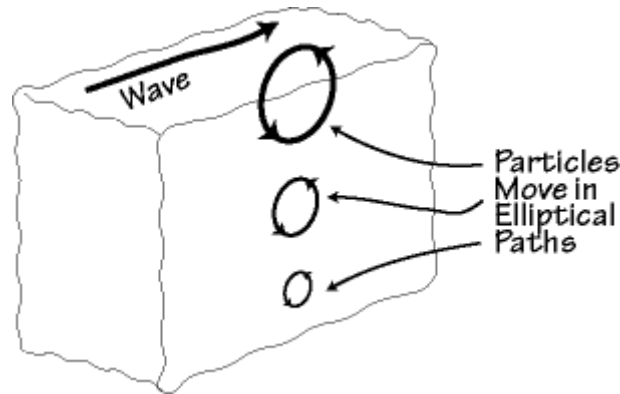
Εικόνα 1.6. Προσπίπτον S-κύμα προς την επιφάνεια. Η μοριακή κίνηση είναι κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσης. Επειδή το επίπεδο του μετωπικού κύματος συναντά υπό κλίση την οριζόντια επιφάνεια, η επιφανειακή εδαφική κίνηση θα έχει μια οριζόντια και μια κατακόρυφη συνιστώσα. Η κίνηση του S-κύματος αναλύεται σε δύο συνιστώσες, οι οποίες περιλαμβάνονται στο κάθετο επίπεδο της προσπίπτουσας ακτίνας: 1) μια SH συνιστώσα, η οποία είναι παράλληλη προς την επιφάνεια του εδάφους (οριζόντια) και 2) μια SV συνιστώσα στο κατακόρυφο επίπεδο, το οποίο περιλαμβάνει την προσπίπτουσα ακτίνα.

Τα P κύματα ονομάζονται έτσι επειδή καταφτάνουν πρώτα στους δέκτες (Primal) δεδομένου ότι έχουν μεγαλύτερη ταχύτητα από τα **S κύματα** (Secondary). Γενικά, τόσο τα Διαμήκη (P waves) όσο και τα Εγκάρσια κύματα (S waves) ονομάζονται κύματα χώρου.

Στην περίπτωση ενός μη ομογενούς και ισότροπου μέσου, είναι δυνατόν να παραχθούν και άλλα είδη κυμάτων όπως τα **Rayleigh** κύματα και **Love** κύματα. Αυτά αναφέρονται ως επιφανειακά κύματα και διαδίδονται μέσα και κοντά στο επιφανειακό στρώμα. Πήραν το όνομα τους από τους επιστήμονες J. W. S. Rayleigh (1842-1919) και A. E. H. Love (1863-1940), οι οποίοι απέδειξαν θεωρητικά ότι τα κύματα αυτά υπάρχουν, (Evrett, M. E. 2013).

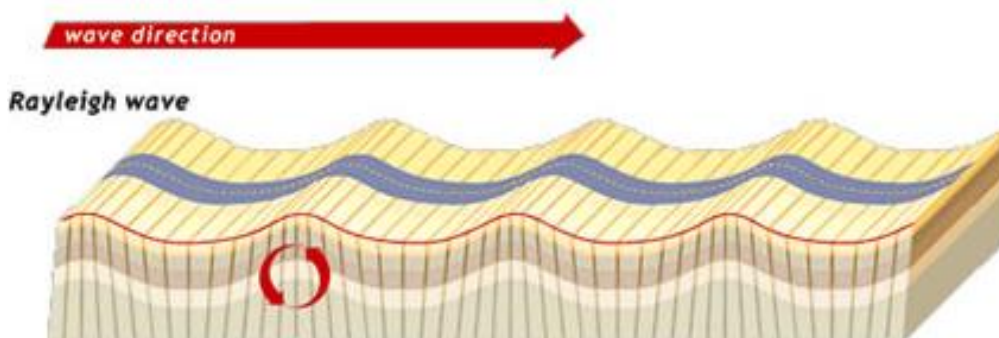
Τα κύματα **Rayleigh** κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλείψεις με κατακόρυφο το μεγάλο άξονα και το μικρό άξονα παράλληλο προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, η φορά κίνησης κάθε σημείου πάνω στην ελλειπτική τροχιά του είναι ανάστροφη, δηλαδή, η φορά κίνησης στο κατώτερο σημείο της τροχιάς συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος (Εικόνα 1.7).

Τα πλάτη των κυμάτων **Rayleigh**, δηλαδή, τα μεγέθη των τροχιών των υλικών σημείων κατά τη διάδοση των κυμάτων αυτών, ελαττώνονται όσο απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια της Γης προς τα κάτω και σε ένα βάθος μέσα στη Γη ίσο με το μήκος κύματος, λ , του κύματος **Rayleigh**, τα πλάτη των κυμάτων αυτών σχεδόν μηδενίζονται.



Εικόνα 1.7

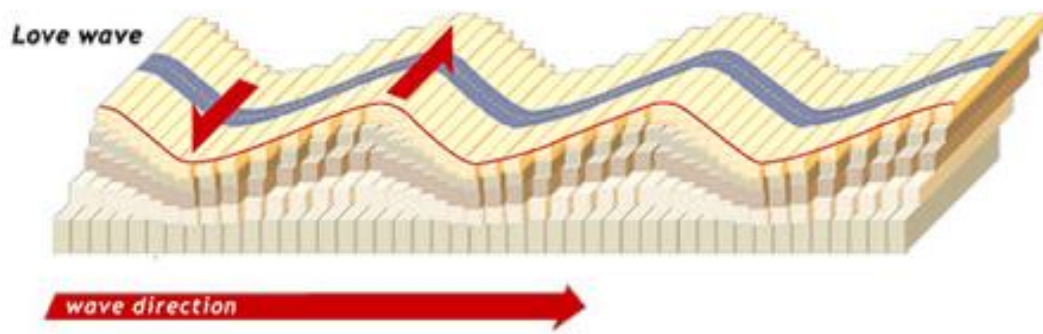
Η ταχύτητα των κυμάτων **Rayleigh** είναι μικρότερη από την ταχύτητα των **εγκάρσιων** και για το λόγο αυτό τα **Rayleigh** κύματα φθάνουν και γράφονται μετά τα εγκάρσια κύματα.



Εικόνα 1.8

Τα κύματα **Rayleigh** εμφανίζουν το φαινόμενο της διασποράς ή σκέδασης, το οποίο σημαίνει ότι η ταχύτητα δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται με το μήκος κύματος.

Τα κύματα **Love** οδεύουν με εγκάρσια κίνηση των υλικών σωματιδίων, παράλληλα προς την επιφάνεια του εδάφους (Εικόνα 1.6) όμοια με εκείνη των S-κυμάτων.



Εικόνα 1.9

Τα κύματα αυτά είναι, ουσιαστικά, γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα τα οποία έχουν μόνο οριζόντια συνιστώσα (η οποία παριστάνεται με το σύμβολο SH). Τα κύματα αυτά φθάνουν στο σταθμό και αναγράφονται αμέσως μετά από τα εγκάρσια κύματα.

1.4 Ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων

Μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η γη αποτελείται από διάφορα ελαστικά στρώματα, μέσα στα οποία διαδίδονται τα σεισμικά κύματα. Η συμπεριφορά αυτών των στρωμάτων μπορεί να περιγραφεί με κάποιες παραμέτρους οι οποίες καθορίζουν το πόσο γρήγορα ταξιδεύει ένα κύμα μέσα στο ελαστικό μέσο.

Αρχικά πρέπει να οριστεί ότι η τάση ή το τέντωμα του υλικού ονομάζεται (**Strain**) ενώ η συμπίεσή του (**Stress**). Έτσι προκύπτουν οι δύο συντελεστές όγκου και διάτμησης.

$$k = \frac{\text{Stress}}{\text{Strain}} = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \quad : \text{ Συντελεστής όγκου}$$

$$\mu = \frac{\text{Stress}}{\text{Strain}} = \frac{\Delta F/A}{\Delta l/l} \quad : \text{ Συντελεστής διάτμησης}$$

Επίσης δύο άλλες σταθερές που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του k και μ, είναι το μέτρο Young και ο λόγος Poisson.

$$E = \frac{\text{Stress}}{\text{Strain}} = \frac{F/A}{\Delta l/l} \quad : \text{ Μέτρο Young}$$

$$\nu = \frac{\text{Stress}}{\text{Strain}} = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} \quad : \text{ Λόγος Poisson}$$

Στους παραπάνω τύπους που παρουσιάστηκαν P είναι η πίεση, V ο όγκος, A το Εμβαδόν επιφανείας, F η ασκούμενη δύναμη, l το μήκος και W το έργο.

Οι παραπάνω σταθερές μας περιγράφουν τα εξής:

- Μέτρο Συμπίεσης: η ικανότητα κάθε υλικού να αντισταθεί στην συμπίεση.
- Μέτρο διάτμησης: η ικανότητα οποιουδήποτε υλικού να αντιστέκεται στη διάτμηση.
- Μέτρο του Young ή συντελεστής τάνυσης : περιγράφει τη συμπεριφορά μιας ράβδου που τραβιέται ή συμπιέζεται.
- Λόγος Poisson: ο λόγος εγκάρσιας καταπόνησης προς διαμήκη καταπόνηση για μια τεντωμένη ράβδο.
- Η σταθερά του Lamé (λ): απεικονίζει τη σχέση μεταξύ των τεσσάρων σταθερών που συζητήθηκαν παραπάνω, σύμφωνα με τον τύπο:

$$\lambda = k - \frac{2\mu}{3} = \frac{\mu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

Οι σεισμικές ταχύτητες εξαρτώνται από τις ελαστικές σταθερές. (K, E, μ , ν) και την πυκνότητα (ρ) του υλικού και όπως προαναφέρθηκε οι ταχύτητες των P κυμάτων και των S κυμάτων διαφέρουν μεταξύ τους.

$$V_P = \sqrt{\frac{k + 4/3 \mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} : \text{ταχύτητα P κυμάτων}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} : \text{ταχύτητα S κυμάτων}$$

Οι ταχύτητες των P και S κυμάτων δίνονται σε συνάρτηση με τα ελαστικά μέτρα και την πυκνότητα του μέσου διάδοσης. Αν η γη ήταν ένα ομογενές υλικό ελαστικό μέσο, οι τιμές των παραμέτρων k και ρ θα ήταν παντού ίδιες, και οι ταχύτητες V_P και V_S θα ήταν σταθερές και τα σεισμικά κύματα θα διαδίδονταν σε ευθείες γραμμές.

Ο καθορισμός της μεταβολής των k και ρ και επομένως και οι αλλαγές ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων οδηγούν στην εξαγωγή συμπερασμάτων για τις συνθήκες που επικρατούν στο εσωτερικό της γης όσον αφορά την σύσταση, πίεση και θερμοκρασία. Οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων γενικά, αυξάνονται με την αύξηση της πίεσης και ελαττώνονται με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Από τους παραπάνω τύπους προκύπτει ότι για ένα δεδομένο υλικό, τα εγκάρσια κύματα (S) θα ταξιδεύουν πάντα πιο αργά από τα διαμήκη κύματα (P). Επίσης ότι όσο πιο άκαμπτο είναι το υλικό, τόσο υψηλότερες είναι οι ταχύτητες κυμάτων P και S. Τα υγρά δεδομένου ότι δεν έχουν αντοχή στη διάτμηση ($\mu = 0$), δεν επιτρέπουν την διέλευση των εγκάρσιων κυμάτων. Αξίζει επίσης να αναφερθεί ότι η αύξηση της σεισμικής ταχύτητας σχετίζεται με την αύξηση του βάθους μέσα στη γη, αύξηση της πυκνότητας του υλικού, μείωση της πορώδους επιφάνειας του υλικού και τέλος με την αλλαγή από υγρό σε στερεό.

Για τη διερεύνηση ρηχών σχετικά βαθών χρησιμοποιούνται τα επιμήκη κύματα και επομένως μας ενδιαφέρουν κυρίως οι ταχύτητες των P-κυμάτων. Οι ταχύτητες αυτές μπορούν να υπολογισθούν είτε με εργαστηριακές μετρήσεις, με καταγραφές μέσα σε γεωτρήσεις ή με την εφαρμογή σεισμικών μεθόδων στο ύπαιθρο. Στον παρακάτω πίνακα 1 εμφανίζεται ένας κατάλογος των πιο συνηθισμένων υλικών με το εύρος διακύμανσης της ταχύτητας τους.

Το εύρος διακύμανσης είναι πολλές φορές μεγάλο με συνέπεια να μην αντιστοιχεί μια μοναδική τιμή σε κάθε πέτρωμα ή ίζημα. Παρόλα αυτά, μπορούν να εξαχθούν κάποια γενικά συμπεράσματα:

- Μη κορεσμένα ιζήματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από τα κορεσμένα ιζήματα
- Μη συνεκτικά ιζήματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από τα συνεκτικά ιζήματα
- Οι σεισμικές ταχύτητες είναι αρκετά όμοιες σε κορεσμένα και μη συνεκτικά ιζήματα
- Διαβρωμένα πετρώματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από όμοια μη διαβρωμένα πετρώματα
- Διερρηγμένα πετρώματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από όμοια μη διερρηγμένα πετρώματα

Πίνακας 1

ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΤΙΚΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ

Ασύνδετα Υλικά		Συνεκτικά Υλικά		Διάφορα	
Διαβρωμένο Στρώμα	300-900	Γρανίτης	5000-6000	Υδωρ	1400-1600
Εδαφος	250-600	Βασάλτης	5400-6400	Αέρας	331,5
Αλλούβιο	500-2000	Μεταμορφωμένα Πετρώματα	3500-7000		
Αργίλος	1100-2500	Ψαμμίτης	2000-4500		
Άμμος		Ασβεστόλιθος	2000-6000		
Ακόρεστη	200-1000				
Κορεσμένη	800-2200				
Άμμος & Χάλικες					
Ακόρεστη	400-500				
Κορεσμένη	500-1500				
Παγετώδης Απόθεση					
Ακόρεστη	400-1000				
Κορεσμένη	1700				
Συνεκτική	1200-2100				

Οι σεισμικές ταχύτητες είναι σε m/s

Ο παραπάνω πίνακας πάρθηκε από τις σημειώσεις εισαγωγή στην Γεωφυσική Δρ Ταξιάρχης Παπαδόπουλος

Σε ορισμένες μελέτες απαιτείται η εκτίμηση και των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων και των κυμάτων Rayleigh. Τα κύματα Love δεν παράγονται τεχνητά για τη διερεύνηση του υπεδάφους. Μερικοί γενικοί κανόνες συνήθως ακολουθούνται για τον υπολογισμό των ταχυτήτων των εγκαρσίων και των κυμάτων Rayleigh, όπως:

$$V_S = 0.6 V_P \quad \text{για κρυσταλλικά πετρώματα}$$

$$V_S = 0.5 V_P \quad \text{για ιζηματογενή πετρώματα}$$

$$V_S = 0.4 V_P \quad \text{για εδάφη και μη συνδεδεμένα υλικά}$$

Τέλος η σχέση που ενώνει την ταχύτητα των Rayleigh κυμάτων με την ταχύτητα των εγκαρσίων σε ένα ισοτροπικό ελαστικό μέσο σύμφωνα με τους (Vinh, P. C. & Malischewski, P. G. 2007) είναι:

$$V_R = 0.9 V_S$$

1.5 Αρχές διάδοσης ελαστικών κυμάτων

Οι βασικές αρχές που διέπουν τη διάδοση του φωτός και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, ισχύουν γενικότερα και για τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων. Αυτές είναι δύο, η αρχή του **Huygens** και η αρχή του **Fermat** οι οποίες θεωρούνται βασικές αρχές, διότι απ' αυτές προκύπτουν εύκολα και άλλες αρχές άμεσα εφαρμόσιμες όπως νόμος διάθλασης, ανάκλασης, περίθλασης.

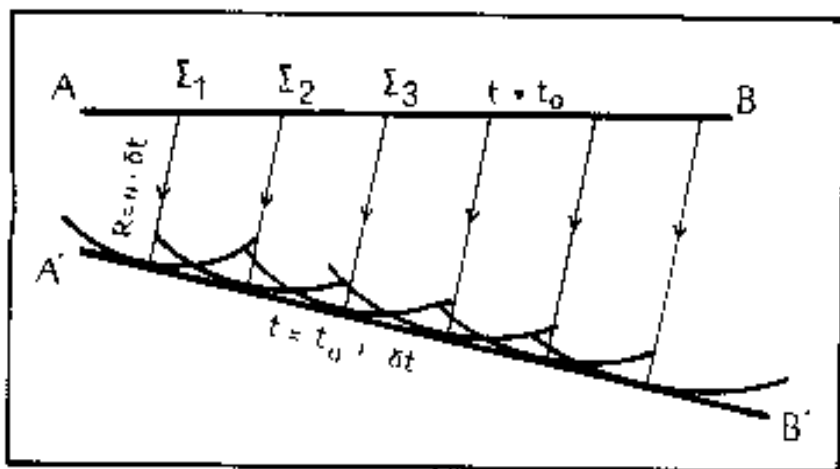
α) Αρχή του Huygens. Όταν σε ένα σημείο O του ελαστικού μέσου προκληθεί μια διατάραξη με αποτέλεσμα να δημιουργηθούν ελαστικά κύματα, αυτή διαδίδεται από το σημείο αυτό (πηγή των κυμάτων), προς όλες τις διευθύνσεις. Μετά από ορισμένο χρόνο, δt , η διατάραξη θα φθάσει σε διάφορα σημεία του υλικού μέσου, τα οποία, όταν το μέσο είναι ισότροπο, θα απέχουν ίση απόσταση από το σημείο, O , και συνεπώς θα βρίσκονται στην επιφάνεια σφαίρας ακτίνας $R = v\delta t$, όπου v είναι η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσα στο ελαστικό και ισότροπο μέσο. Η σφαίρα αυτή αποτελεί το στιγμιαίο **μέτωπο κύματος**, το οποίο απομακρύνεται από την πηγή των κυμάτων με ταχύτητα v . Σε μεγάλη απόσταση από την πηγή, το μέτωπο κύματος μπορεί να θεωρηθεί επίπεδο, οπότε το κύμα ονομάζεται **επίπεδο κύμα**. Όταν το μέσο δεν είναι ισότροπο, το μέτωπο κύματος δεν είναι σφαίρα, αλλά μια άλλη επιφάνεια. Η ευθεία η κάθετη στο μέτωπο κύματος σε ένα σημείο του δείχνει τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και ονομάζεται **σεισμική ακτίνα**.

Η αρχή του Huygens ορίζει ότι:

«Κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί πηγή ενός νέου (δευτερογενούς) κύματος».

Η χρησιμότητα της αρχής αυτής οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι μπορούμε, με βάση αυτή, να ορίσουμε τις μελλοντικές θέσεις του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζουμε τη θέση του σ' ορισμένη χρονική στιγμή. Έστω ότι AB είναι το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή t_0 (σχήμα 16) και θέλουμε να καθορίσουμε το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$. Κατά τη διάρκεια του χρόνου δt το κύμα θα προχωρήσει και θα σχηματίσει ένα νέο μέτωπο κύματος $A'B'$. Σύμφωνα με την αρχή του Huygens κάθε σημείο $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots$ του αρχικού μετώπου κύματος AB αποτελεί πηγή νέου κύματος. Μπορούμε, συνεπώς, να χαράξουμε τόξα κύκλων με κέντρα τα σημεία $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots$ και ακτίνες $u_i \delta t$, όπου u_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) είναι η ταχύτητα του κύματος σε κάθε ένα από τα σημεία αυτά. Τα τόξα αυτά αποτελούν τα μέτωπα κύματος των δευτερογενών κυμάτων που παράγονται στα σημεία του αρχικού μετώπου κύματος. Η επιφάνεια, $A'B'$, που περιβάλλει τα δευτερογενή αυτά μέτωπα κύματος, αποτελεί το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$. Τα δευτερογενή κύματα κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$ συμβάλλουν

καταστροφικά σε όλα τα σημεία του χώρου με αποτέλεσμα να αλληλοαναιρούνται εκτός από τα σημεία του νέου μετώπου κύματος, $A'B'$.



Εικόνα 1.10

Εικόνα 1.10 : Σχηματική αναπαράσταση της Αρχής του Huygens.

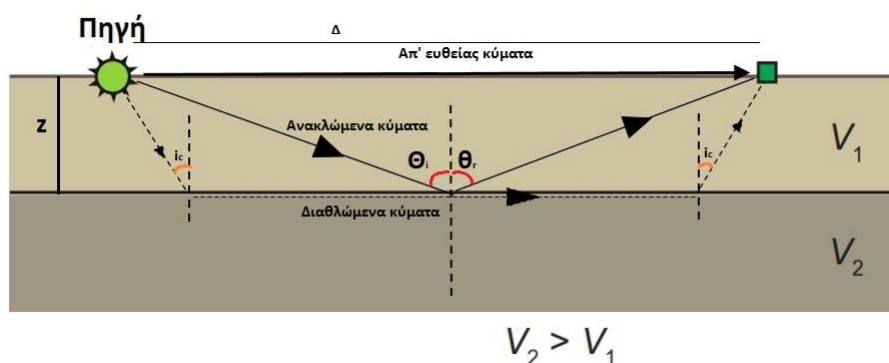
β) Αρχή του Fermat. Σύμφωνα με την αρχή αυτή:

«Το κύμα το οποίο φθάνει σε ορισμένο σημείο από ορισμένη πηγή ακολουθεί το συντομότερο δρόμο από όλους τους δρόμους που είναι δυνατόν να ακολουθήσει, δηλαδή, ακολουθεί αυτόν που απαιτεί τον ελάχιστο χρόνο».

Αν για ένα ελαστικό μέσο δοθεί η κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, μπορούμε, με βάση την αρχή του **Fermat**, να χαράξουμε τις σεισμικές ακτίνες των κυμάτων. Συνέπεια της αρχής αυτής αποτελεί το γεγονός ότι οι σεισμικές ακτίνες των κυμάτων τα οποία διαδίδονται μέσα σε ομογενές μέσο είναι ευθείες γραμμές. Αποδεικνύεται επίσης ότι οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης των ελαστικών κυμάτων μπορούν να προκύψουν από την εφαρμογή της αρχής αυτής.

1.6 Ανακλάσεις

Κατά την δημιουργία μιας διαταραχής το διερχόμενο κύμα μπορεί να ανακλαστεί (Reflection) στην περίπτωση που συναντήσει δυο διαφορετικά στρώματα υλικού, μέσα στα οποία τα κύματα κινούνται με διαφορετικές ταχύτητες.



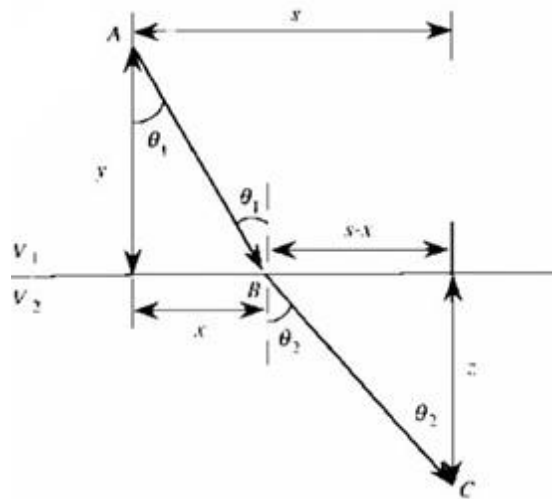
Εικόνα 1.11

Σύμφωνα με την αρχή του Fermat το σεισμικό κύμα, που το θεωρούμε ότι διαδίδεται ως ακτίνα, θα ακολουθήσει την συντομότερη διαδρομή και αυτό έχει ως αποτέλεσμα η γωνία πρόσπτωσης θ_i να είναι ίση με την γωνία ανάκλασης θ_r . Όπως φαίνεται στην παραπάνω εικόνα 1.11 το μήκος της προσπίπτουσας ακτίνας είναι ίδιο με το μήκος της ανακλώμενης ακτίνας, οπότε και οι χρόνοι πρόσπτωσης και ανάκλασης επίσης είναι ίδιοι. Οι αισθητήρες θα καταγράψουν τις ανακλάσεις των κυμάτων οι οποίες καταφτάνουν πάντα πιο αργά από τα απευθείας κύματα.

1.7 Διαθλάσεις

Όταν το σεισμικό κύμα περάσει από ένα υλικό μέσο σε κάποιο άλλο με διαφορετική σύσταση, τότε παρατηρείται ένα σπάσιμο της ακτίνας διάδοσης του κύματος που ονομάζεται διάθλαση (Refraction). Το φαινόμενο αυτό συμβαίνει λόγω της αλλαγής της ταχύτητας του σεισμικού κύματος καθώς διέρχεται μέσα από υλικά διαφορετικών πυκνοτήτων.

Στην παρακάτω εικόνα 1.12 παρουσιάζεται η πορεία της σεισμικής ακτίνας καθώς μεταβαίνει από μια επιφάνεια 1 σε μια επιφάνεια 2 όπου έχουμε αντίστοιχα V_1 και V_2 ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις επιφάνειες αυτές. Όπου θ_1 γωνία πρόσπτωσης και θ_2 γωνία διάθλασης.



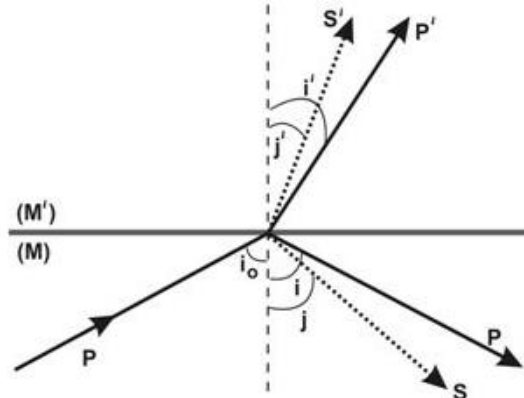
Εικόνα 1.12

Εφαρμόζοντας τις ίδιες αρχές Fermat και Huygens, που μελετήθηκαν στην ανάκλαση, έτσι και στην διάθλαση προκύπτει το αποτέλεσμα ότι ο λόγος των ημιτόνων των γωνιών πρόσπτωσης και διάθλασης ισούται με το λόγο των σεισμικών ταχυτήτων των δύο υλικών.

$$\frac{\eta\mu\theta_1}{\eta\mu\theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Η παραπάνω σχέση είναι γνωστή και ως νόμος του Snell και είναι ουσιώδης στην εξαγωγή άλλων εκφράσεων στις μεθόδους ανάκλασης και διάθλασης. Ο νόμος Snell συνήθως γράφεται ως $\eta\mu\theta_i/\eta\mu\theta_r = V_i/V_r$, όπου i είναι η γωνία πρόσπτωσης και r , η γωνία διάθλασης. Επειδή οι ακτινικές τροχιές περιορίζονται στο ένα υλικό μέσο διάδοσης με ταχύτητα διάδοσης V_i στην ανάκλαση, ο νόμος Snell απλοποιείται σε $\eta\mu\theta_i = \eta\mu\theta_{\text{ανάκλαση}}$

Στην παραπάνω περίπτωση, έγινε η υπόθεση ότι το προσπίπτον και τα ανακλώμενα/διαθλώμενα κύματα είναι του ίδιου είδους. Η πραγματική κατάσταση είναι κάπως διαφορετική και πιο περίπλοκη. Ένα P-κύμα που προσπίπτει σε μια επιφάνεια η οποία διαχωρίζει υλικά με διαφορετικές σεισμικές ταχύτητες, δημιουργεί μια διαταραχή η οποία παράγει ένα ανακλώμενο P-κύμα και ένα ανακλώμενο S-κύμα καθώς και ένα διαθλώμενο P-κύμα και ένα S-κύμα. Η εικόνα 1.13 είναι μια χαρακτηριστική απεικόνιση αυτού του φαινομένου.



Εικόνα 1.13

Ο νόμος *Snell* εφαρμόζεται επίσης και στις γωνίες διάθλασης και ανάκλασης των S-κυμάτων. Η μόνη ρύθμιση που απαιτείται είναι η αντικατάσταση της κατάλληλης ταχύτητας του S-κύματος.

Όμοια, ένα προσπίπτον S-κύμα παράγει ανακλώμενα και διαθλώμενα P-κύματα καθώς και ανακλώμενα και διαθλώμενα S-κύματα.

1.8 Οριακή Διάθλαση

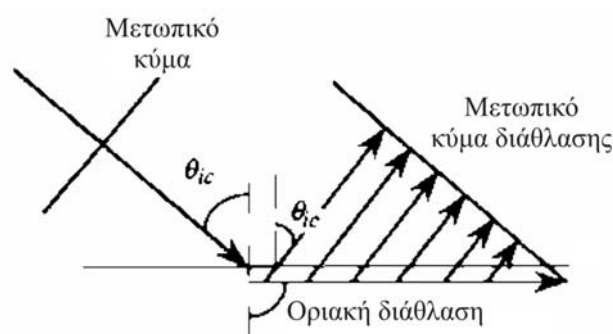
Αν θεωρήσουμε ότι έχουμε ένα είδος κύματος, τύπου P, το οποίο προσπίπτει σε μια επιφάνεια που διαχωρίζει δύο μέσα με ταχύτητες V_1 και V_2 όπου $V_2 > V_1$, τότε σύμφωνα με τον νόμο του Snell, καθώς η προσπίπτουσα γωνία αυξάνει, η τιμή του ημιτόνου της γωνίας διάθλασης επίσης πρέπει και αυτή να αυξάνει. Υπάρχει όμως μια τιμή της γωνίας πρόσπτωσης Θ_{crit} σύμφωνα με την οποία η γωνία διάθλασης παίρνει την τιμή 90° . Όμως $\eta\mu 90^\circ = 1$ και ο νόμος του Snell γίνεται $\eta\mu\theta_i = V_1 / V_2$. Επειδή ισχύει ότι $0 < \eta\mu\theta < 1$, για τιμές γωνίας πρόσπτωσης μεγαλύτερες της ειδικής αυτής γωνίας Θ_{crit} δεν μπορεί να γίνει διάθλαση οπότε το κύμα ανακλάται ολικά και δεν διέρχεται στο 2^ο υλικό.

Η οριακή γωνία διάθλασης μπορεί να εξαχθεί από τον νόμο του Snell και να υπολογιστεί από την παρακάτω σχέση, η οποία ισχύει για όλες τις περιπτώσεις διάθλασης, όπως των διαθλώμενων εγκαρσίων κυμάτων που παράγονται από προσπίπτοντα P-κύματα.

$$\Theta_{\text{crit}} = \eta\mu^{-1} \frac{V_1}{V_2}$$

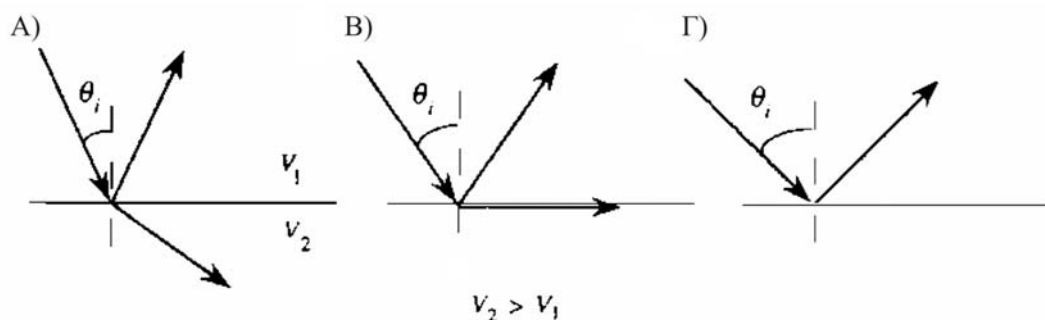
Τα οριακά διαθλώμενα κύματα μπορούν να απεικονιστούν, ως κύματα που οδεύουν παράλληλα προς τη διαχωριστική επιφάνεια, αλλά με τη ταχύτητα V_2 του κατώτερου μέσου και παράγοντας διαταραχές στην διαχωριστική επιφάνεια.

Αυτές οι διαταραχές δημιουργούν δευτερογενή κύματα καθώς τα διαθλώμενα κύματα περνούν και επιστρέφουν στην επιφάνεια δια μέσου του στρώματος με ταχύτητα V_1 . Χρησιμοποιώντας την αρχή Huygens, χαράζουμε το μετωπικό κύμα που οδεύει προς την επιφάνεια με ταχύτητα V_1 . Αυτό το κύμα αναφέρεται ως μετωπικό κύμα διάθλασης και κάθε ακτίνα του αναδύεται υπό την οριακή γωνία σύμφωνα με την εικόνα 1.14.



Εικόνα 1.14

Στην παρακάτω εικόνα 1.15 παρουσιάζονται συνοπτικά τα φαινόμενα της της διάθλασης και ανάκλασης, η οριακή διάθλαση και η ολική ανάκλαση όπως προαναφέρθηκαν ανωτέρω.



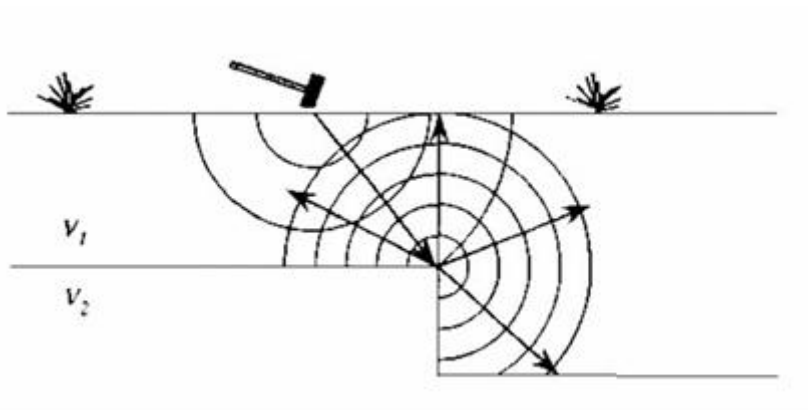
Εικόνα 1.15

1.9 Περίθλαση

Μέχρι στιγμής αναλύθηκαν οι μέθοδοι της σεισμικής ανάκλασης και της σεισμικής ανάκλασης θεωρώντας ότι οι επιφάνειες είναι συνεχείς και επίπεδες. Στην πραγματικότητα δεν έχουμε αυτές τις ιδανικές συνθήκες διότι μέσα στο υλικό μέσο διάδοσης συμβαίνουν απότομες αλλαγές στην καμπυλότητα του μέσου και αυτό γίνεται αντιληπτό με διάφορες αλλαγές στις τιμές της ταχύτητας αλλά και από την εμφάνιση επιπλέον κυμάτων που δεν προβλέπονταν από την προγενέστερη χάραξη των ανακλώμενων και διαθλώμενων ακτινών.

Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως περίθλαση κυμάτων σύμφωνα με το οποίο δημιουργούνται δευτερεύοντα κύματα προς όλες τις κατευθύνσεις όταν το κύμα συναντήσει ένα εμπόδιο ή μια οπή κατά την διέλευσή του. Το εμπόδιο θα πρέπει να έχει διαστάσεις παραπλήσιες του μήκους κύματος, ώστε να γίνει αντιληπτή η περίθλαση. Τα κύματα περίθλασης επηρεάζουν την ανάλυση των σεισμικών καταγραφών ανάκλασης, καθώς επίσης είναι παρόντα και στις σεισμικές καταγραφές διάθλασης.

Στην παρακάτω εικόνα 1.16 φαίνεται η σχηματική αναπαράσταση δημιουργίας περιθλώμενων κυμάτων από μετωπικά κύματα που συναντούν μια απότομη αλλαγή στην καμπυλότητα μιας ασυνέχειας.



Εικόνα 1.16

1.10 Εξασθένηση σεισμικών κυμάτων

Κατά την μελέτη των σεισμικών κυμάτων, παρατηρείται μια ελάττωση του πλάτους των κυμάτων αυτών. Η ερμηνεία που δίνεται για την παρατήρηση αυτή είναι ότι τα κύματα κατά την διέλευσή τους μέσα από διάφορα υλικά στρώματα είτε ακόμη και στο ίδιο στρώμα, χάνουν ενέργεια. Η απώλεια της ενέργειας οφείλεται στην γεωμετρική εξασθένηση του κύματος αλλά και σε παράγοντες απορρόφησης.

Η γεωμετρική εξασθένηση οφείλεται στην ολοένα και μεγαλύτερη κατανομή της ενέργειας καθώς το μετωπικό κύμα μεγαλώνει σε επιφάνεια από την στιγμή της παραγωγής του μέχρι και την τελική του εξάπλωση. Θεωρούμε ότι το κύμα είναι η επιφάνεια μια σφαίρας που συνεχώς αυξάνεται. Άρα κατά την δημιουργία νέων μετώπων κυμάτων κατά τον Huygens το ποσό της ενέργειας πρέπει ολοένα να μειώνεται.

Η απορρόφηση συμβαίνει διότι, καθώς τα σεισμικά κύματα διαδίδονται προκαλούν την παραμόρφωση των υλικών δια μέσου των οποίων διέρχονται. Με τον τρόπο αυτό παράγεται θερμική ενέργεια η οποία μειώνει την ολική ενέργεια του κύματος. Η μείωση της ελαστικής ενέργειας του κύματος ονομάζεται απορρόφηση. Αξίζει να σημειωθεί ότι, οι απώλειες ενέργειας που οφείλονται στην απορρόφηση είναι πολύ μεγαλύτερες σε υψηλότερες συχνότητες, παρά σε χαμηλότερες συχνότητες για μια δεδομένη απόσταση από την πηγή ενέργειας. Οι χαμηλότερες συχνότητες διαδίδονται με λιγότερη απώλεια ενέργειας, ενώ οι υψηλότερες συχνότητες προοδευτικά εξασθενούν. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο η γη δρα ως χαμηλό-πέρασμα (low-pass) φίλτρο.

1.11 Γεωφυσικές Διασκοπήσεις

Η επιστήμη της γεωφυσικής μελετά τις φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους χωρίς να είναι απαραίτητη η εκτέλεση των δαπανηρών γεωτρήσεων. Με την εξέλιξη νέων γεωφυσικών τεχνολογιών, δίνεται η δυνατότητα λήψης όλων των διαθέσιμων πληροφοριών που αφορούν το υπέδαφος, κάνοντας μετρήσεις τόσο από την επιφάνεια του εδάφους όσο και έτοιμες οπές όπως προ υπάρχουσες γεωτρήσεις ή και σε εσωτερικούς χώρους μεταλλείων.

Στόχος των γεωφυσικών διασκοπήσεων είναι ο εντοπισμός μιας ασυνέχειας των γεωλογικών σχηματισμών ή διαφοροποίηση των φυσικών ιδιοτήτων των γεωλογικών στρωμάτων.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι κάνουν χρήση διαφόρων φυσικών ιδιοτήτων που σχετίζονται με εδάφη και πετρώματα. Οι κύριες φυσικές ιδιότητες και οι μέθοδοι που σχετίζονται με αυτές παρουσιάζονται παρακάτω.

1.11.1 Ηλεκτρικές Μέθοδοι Διασκόπησης

Η ηλεκτρική μέθοδος διασκόπησης βασίζονται στις ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων του ανώτερου φλοιού και εξαρτώνται από την περιεκτικότητα αυτών σε νερό, από την αλατότητα του περιεχόμενου νερού και την κατανομή του νερού στα πετρώματα. Διαφορετικά δείγματα πετρωμάτων παρουσιάζουν διαφορετικές τιμές ηλεκτρικής αντίστασης.

Κατά την εφαρμογή των ηλεκτρικών μεθόδων δύο είναι οι ιδιότητες που μελετώνται, α) η ηλεκτρική αγωγιμότητα των πετρωμάτων και β) η πόλωση που δημιουργείται με τη διέλευση ηλεκτρικού ρεύματος από αυτά (επαγόμενη πολικότητα).

Η μέτρηση της ηλεκτρικής αγωγιμότητας ενός πετρώματος πραγματοποιείται είτε με την εισαγωγή σε αυτό ηλεκτρικού ρεύματος και τη μέτρηση της κατανομής της διαφοράς δυναμικού στο υπέδαφος, είτε με τη μελέτη του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου όπως αυτό παράγεται από τη διέλευση εναλλασσόμενου ρεύματος από τη Γη.

1.11.2 Ηλεκτρομαγνητικές Μέθοδοι

Η μέθοδος στηρίζεται στη καταγραφή του δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που επάγεται λόγω της διέγερση των υπεδάφειων αγωγίμων ζωνών με τη διέλευση του πρωτογενούς ηλεκτρομαγνητικού κύματος από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι και σε βαθύτερους ορίζοντες. Τα δευτερογενή παραγόμενα κύματα έχουν την ίδια συχνότητα με τα αρχικά κύματα αλλά οι άλλες ιδιότητές τους (διεύθυνση, πλάτος και φάση) είναι διαφορετικές καθώς αυτές εξαρτώνται από τη γεωηλεκτρική δομή των επιφανειακών στρωμάτων.

Περιορισμός στην εφαρμογή των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων για την ανίχνευση αγώγιμων ζωνών είναι η παρουσία υψηλά αγώγιμων επιφανειακών στρωμάτων.

1.11.3 Σεισμικές Μέθοδοι Διασκόπησης

Με την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός της μεταβολής των ταχυτήτων διάδοσης των ελαστικών κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα της γής.

Οι σεισμικές μέθοδοι βασίζονται στη δημιουργία ελαστικών κυμάτων με τη χρήση διαφόρων πηγών (μηχανικές κρούσεις ή εκρηκτικές ύλες) και στην ακριβή μέτρηση του χρόνου άφιξης στη θέση του γεωφώνου.

Οι κύριες μέθοδοι σεισμικής διασκόπησης διακρίνονται σε α) σεισμική διάθλαση, β) σεισμική ανάκλαση και γ) στη σεισμική διασκόπηση μεταξύ γεωτρήσεων.

1.11.4 Βαρυτικές Μέθοδοι Διασκόπησης

Με την βαρυτομετρική μέθοδο διασκόπησης μετρώνται οι οριζόντιες μεταβολές της πυκνότητας των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης, μετρώντας τη μεταβολή της έντασης του πεδίου βαρύτητας και των χωρικών παραγώγων αυτής.

Οι οριζόντιες ανωμαλίες της πυκνότητας που προκαλούν αντίστοιχες ανωμαλίες στο πεδίο βαρύτητας, οφείλονται σε γεωτεκτονικά αίτια ή μικρές γεωλογικές δομές. Οι βαρυτικές ανωμαλίες που οφείλονται σε τέτοιες δομές είναι μικρότερες του ενός δισεκατομμυριοστού του βαρυτικού πεδίου της Γης, αλλά η απευθείας μέτρηση των ανωμαλιών με υψηλής ακρίβειας όργανα κάνουν δυνατή την εφαρμογή της μεθόδου.

1.11.5 Μαγνητικές Μέθοδοι Διασκόπησης

Η αρχή της γεωμαγνητικής διασκόπησης βασίζεται στον εντοπισμό μεταβολών της μαγνήτισης των πετρωμάτων, στα εσωτερικά επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, με μετρήσεις μαγνητικών ανωμαλιών μικρής κλίμακας στην εξωτερική επιφάνεια της γης, δηλαδή τοπικών μεταβολών της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου.

Οι μαγνητικές μέθοδοι είναι από τις παλαιότερες μεθόδους διασκόπησης και αρχικά χρησιμοποιήθηκαν για τον εντοπισμό μεταλλευμάτων (κυρίως σιδήρου) και για τον εντοπισμό πετρελαίου.

Οι μαγνητικές μέθοδοι είναι παρόμοιες με τις βαρυτομετρικές μεθόδους αλλά με δυσκολότερη την εφαρμογή αυτών και ευκολότερη την γεωλογική ερμηνεία των

μαγνητικών μετρήσεων καθώς είναι γνωστό ότι οι μαγνητικές ανωμαλίες που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης είναι αποτέλεσμα των μεταβολών της μαγνήτισης των πυριγενών ή κρυσταλλικών πετρωμάτων.

1.11.6 Ραδιομετρικές Μέθοδοι Διασκόπησης

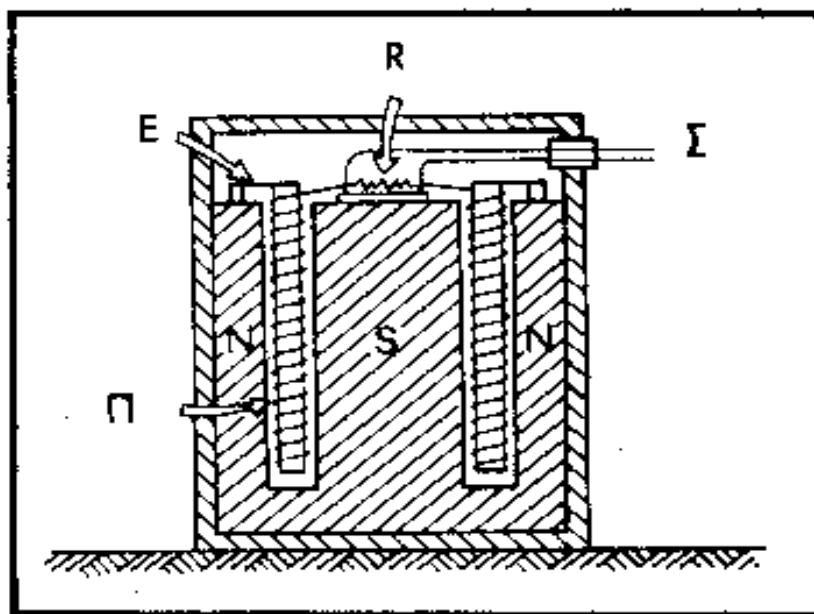
Οι ραδιομετρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης βασίζονται σε μετρήσεις της ραδιοακτινοβολίας που εκπέμπεται από ραδιενεργά στοιχεία τα οποία αποτελούν συστατικά ορισμένων ορυκτών.

Με τις ραδιομετρικές μεθόδους επιδιώκεται ο εντοπισμός ραδιενεργών μεταλλευμάτων για την ανεύρεση ραδιενεργών στοιχείων όπως είναι το ουράνιο και το θόριο ή για την ανεύρεση μη ραδιενεργών (ή μικρής ραδιενέργειας) αλλά εμπορικά χρήσιμων στοιχείων όπως είναι το κολόμβιο, το ζιρκόνιο, το βηρύλλιο και οι σπάνιες γαίες, τα οποία συνυπάρχουν με ραδιενεργά υλικά.

1.12 Γεώφωνα

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιήθηκαν για το πείραμα, βασίζονται στην ίδια αρχή με τα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα κινούμενου πηνίου. Η αρχή λειτουργίας ενός τέτοιου οργάνου δίνεται στην εικόνα 1.17.

Αποτελείται από ένα μόνιμο μαγνήτη (NSN) ο οποίος συνδέεται στερεά με το υπόβαθρο και από πηνίο (Π) ο οπλισμός του οποίου συνδέεται με το υπόβαθρο με ελατήριο (ελάσματα Ε) για να μπορεί να ταλαντώνεται ελεύθερα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση



Εικόνα 1.17

Εικόνα 1.17 : Αρχή λειτουργίας γεωφώνου (Kearey and Brooks 1984). Δείχνονται ο μαγνήτης (NSN), το πηνίο (Π), το έλασμα εξάρτησης (Ε), η ηλεκτρική αντίσταση (R) και τα καλώδια (Σ) που συνδέουν το γεώφωνο με τον ενισχυτή.

Όταν τα ελαστικά κύματα φθάνουν στη θέση του γεωφώνου, το έδαφος ταλαντώνεται κατακόρυφα με συνέπεια ο μαγνήτης να πραγματοποιεί την ίδια ακριβώς ταλάντωση, λόγω της στερεάς σύνδεσής του με αυτό, ενώ η ταλάντωση του πηνίου είναι διαφορετική επειδή παρεμβάλλονται τα ελατήρια. Αποτέλεσμα αυτού είναι η σχετική κίνηση μεταξύ πηνίου και μαγνήτη, η μεταβολή της μαγνητικής ροής που περνάει από το πηνίο και η δημιουργία τάσης στα άκρα του (Σ) κατά την κατακόρυφη ταλάντωση του εδάφους (τάση εξόδου του γεωφώνου).

Η τάση εξόδου του γεωφώνου εξαρτάται όχι μόνο από ορισμένα χαρακτηριστικά

μεγέθη του γεωφώνου (ένταση του μαγνητικού πεδίου που δημιουργεί ο μαγνήτης, αριθμός σπειρών και διάμετρος του πηνίου) αλλά και από την ταχύτητα του μαγνήτη (δηλαδή του εδάφους) σχετικά με το πηνίο. Η τάση αυτή για τα σύγχρονα ευαίσθητα γεώφωνα είναι της τάξης των 0,5-0,7 Volt για ταχύτητα κίνησης του εδάφους ίση με 1 cm/sec.

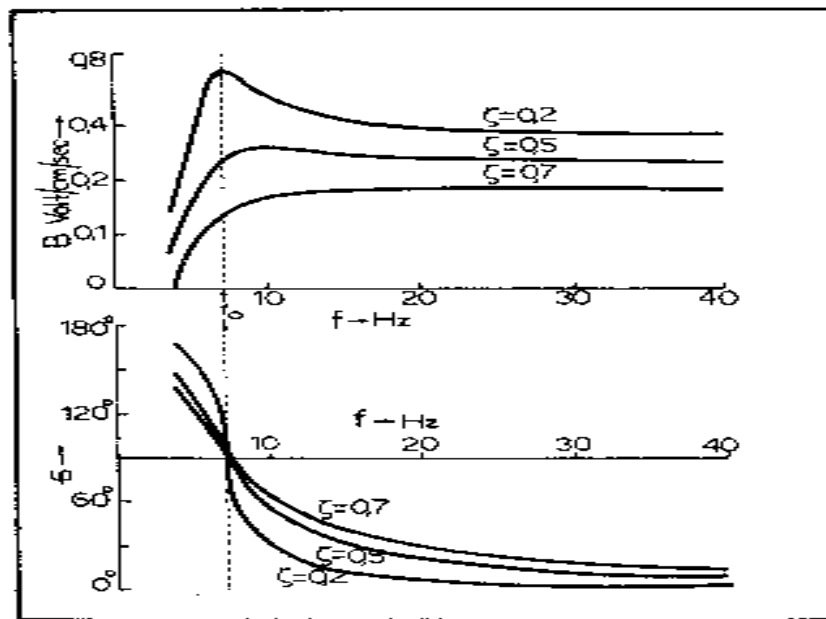
Το σύστημα που ταλαντώνεται σε σχέση με το έδαφος περιλαμβάνει το πηνίο και τον οπλισμό του (μαλακός σίδηρος). Αν το σύστημα αυτό έχει μάζα m και η σταθερά των ελατηρίων είναι k , η **ιδιοσυχνότητα του γεωφώνου**, η οποία αποτελεί σταθερά του οργάνου, δίνεται από τη σχέση (30)

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}}$$

Η συχνότητα αυτή είναι 4 Hz - 15 Hz για τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται στη σεισμική ανάκλαση, ενώ για τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διάθλαση είναι 1 Hz - 10 Hz.

Για να περιορίζεται κατά το δυνατόν η ιδιοταλάντωση του πηνίου, ώστε η παραγόμενη τάση εξόδου να καθορίζεται αποκλειστικά σχεδόν από την πραγματική κίνηση του εδάφους, εφαρμόζεται στο σύστημα δύναμη ηλεκτρομαγνητικής **απόσβεσης** της ιδιοταλάντωσης του πηνίου. Αυτή οφείλεται στα ρεύματα Foucault, που παράγονται στο μαλακό σίδηρο και στο ρεύμα που διαρρέει εξωτερική αντίσταση (R στο σχήμα 23) η οποία συνδέεται στα άκρα του πηνίου. Η δύναμη απόσβεσης είναι ανάλογη της ταχύτητας της σχετικής κίνησης πηνίου-εδάφους και ο συντελεστής αναλογίας c , λέγεται **συντελεστής απόσβεσης**. Η τιμή c_0 , του συντελεστή απόσβεσης για την οποία το πηνίο φθάνει στην κατάσταση ηρεμίας στο συντομότερο δυνατό χρόνο λέγεται συντελεστής κρίσιμης απόσβεσης, ενώ ο λόγος $c/c_0 = \zeta$ λέγεται **παράγοντας απόσβεσης**. Όταν είναι $\zeta > 1$, $\zeta = 1$ και $\zeta < 1$ έχουμε **ισχυρή, κρίσιμη και ασθενή** απόσβεση, αντίστοιχα.

Ο λόγος, B , του πλάτους της τάσης εξόδου, V , (σε Volt) προς το πλάτος της ταχύτητας, u , (σε cm/s) του εδάφους εξαρτάται από τη συχνότητα ταλάντωσης του εδάφους, f , από την ιδιοσυχνότητα του γεωφώνου, f_0 , και από τον παράγοντα απόσβεσης του γεωφώνου, ζ . Ο λόγος αυτός ονομάζεται δυναμική μεγέθυνση του γεωφώνου. Επίσης, υπάρχει μια διαφορά φάσης, ϕ , μεταξύ της ταχύτητας ταλάντωσης του εδάφους και της τάσης εξόδου, η οποία εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες που εξαρτάται και ο λόγος B , με συνέπεια να υπάρχει καθυστέρηση ($t = \phi/2\pi f$) του χρόνου που η τάση αποκτάει ορισμένη τιμή σε σχέση προς το χρόνο που πραγματοποιείται η αντίστοιχη κίνηση του εδάφους.



Εικόνα 1.18

Εικόνα 1.18. Δυναμική μεγέθυνση, B , του γεωφώνου (πάνω) και διαφορά φάσης, φ , μεταξύ ταχύτητας εδάφους και τάσης εξόδου του γεωφώνου (κάτω) σε συνάρτηση με τη συχνότητα ταλάντωσης του εδάφους για τρεις τιμές του παράγοντα απόσβεσης (Telford et al. 1976).

Το πάνω μέρος του σχήματος 24 δίνει τη μεταβολή του λόγου, B , σε συνάρτηση με τη συχνότητα, f , της ταλάντωσης του εδάφους (καμπύλες απόκρισης) για γεωφώνο ιδιοσυχνότητας $f_0 = 7 \text{ Hz}$ και για τρεις τιμές του παράγοντα απόσβεσης ($\zeta = 0,2 - 0,5 - 0,7$), ενώ το κάτω μέρος του σχήματος δίνει την αντίστοιχη μεταβολή της διαφοράς φάσης φ .

Παρατηρούμε (πάνω μέρος του σχήματος 24) ότι όταν η τιμή του παράγοντα απόσβεσης είναι μεγάλη (π.χ. 0,7) και η συχνότητα της εδαφικής κίνησης αρκετά μεγαλύτερη της ιδιοσυχνότητας του γεωφώνου, η καμπύλη απόκρισης είναι σχεδόν παράλληλη με τον άξονα των συχνοτήτων, δηλαδή, η B είναι σχεδόν ανεξάρτητη των συχνοτήτων. Αυτό έχει σαν συνέπεια οι τιμές της τάσης εξόδου να είναι απλώς πολλαπλάσιες των αντίστοιχων τιμών της ταχύτητας του εδάφους επί ένα σταθερό παράγοντα (τον B) ανεξάρτητο από τις συχνότητες ταλάντωσης του εδάφους, δηλαδή, να μεταβάλλονται οι τιμές της τάσης κατά ανάλογο τρόπο και ομοιόμορφα με τις τιμές της ταχύτητας του εδάφους σε όλο το χρονικό διάστημα που διαρκεί η εδαφική ταλάντωση.

Παρατηρούμε επίσης (κάτω μέρος του σχήματος 24) ότι, όταν ο παράγοντας απόσβεσης είναι μεγάλος (π.χ. 0,7) και η συχνότητα έχει σχετικά μεγάλη τιμή, η διαφορά φάσης είναι σχεδόν γραμμική συνάρτηση της συχνότητας του εδάφους, πράγμα

που έχει σα συνέπεια όλες οι τιμές της τάσης εξόδου να εμφανίζονται χρονικά μετατοπισμένες, σε σχέση με το χρόνο πραγματοποίησης της αντίστοιχης εδαφικής ταλάντωσης, κατά σταθερό χρονικό διάστημα, ανεξάρτητα από τη συχνότητα της εδαφικής ταλάντωσης.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι για σχετικά μεγάλη τιμή του παράγοντα απόσβεσης (π.χ. 0,7) και για σχετικά μεγάλες τιμές της συχνότητας της εδαφικής ταλάντωσης, σε σχέση με την ιδιοσυχνότητα του γεωφώνου, η μεταβολή της τάσης εξόδου με το χρόνο αποτελεί πιστή εικόνα (μη παραμορφωμένη) της μεταβολής της ταχύτητας της εδαφικής κίνησης με το χρόνο.

Η περιοχή συχνοτήτων των εδαφικών ταλαντώσεων είναι ορισμένη για κάθε πείραμα σεισμικής διασκόπησης. Οι συχνότητες των κυμάτων που οφείλονται σε ανακλάσεις στα επιφανειακά στρώματα της Γης κυμαίνονται μεταξύ 10 Hz και 100 Hz αλλά συνήθως είναι μεγαλύτερες των 20 Hz, ενώ τα κύματα που οφείλονται σε ανακλάσεις στα Βαθύτερα στρώματα έχουν χαμηλότερες συχνότητες, μέχρι 5 Hz. Οι συχνότητες των κυμάτων διάθλασης βρίσκονται μεταξύ 1 Hz και 50 Hz. Συνεπώς, για να πετύχουμε καμπύλη απόκρισης παράλληλη προς τον άξονα των συχνοτήτων (ενίσχυση ανεξάρτητη της συχνότητας του κύματος), πρέπει να κατασκευάσουμε γεώφωνα με μικρή ιδιοσυχνότητα (αυξάνοντας τη μάζα ή ελαττώνοντας τη σταθερά του ελατηρίου, ή με μεγάλο παράγοντα απόσβεσης. Έτσι, η ιδιοσυχνότητα των γεωφώνων που χρησιμοποιούνται στη σεισμική ανάκλαση κυμαίνεται συνήθως μεταξύ 4 Hz και 15 Hz και των γεωφώνων που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διάθλαση μεταξύ 1 Hz και 10 Hz, ενώ ο παράγοντας απόσβεσης έχει συνήθως τιμή μεταξύ 0,7 και 1.

Πρέπει όμως, να έχουμε υπόψη μας ότι η επιλογή μικρής ιδιοσυχνότητας για τα γεώφωνα, σε σχέση με τη συχνότητα των ελαστικών κυμάτων καθώς επίσης και η επιλογή μεγάλης τιμής παράγοντα απόσβεσης έχει σα συνέπεια την ελάττωση της ευαισθησίας (μεγέθυνσης) των γεωφώνων. Πρέπει συνεπώς, να επιλέγουμε σταθερές των γεωφώνων ανάλογα με το επιδιωκόμενο αποτέλεσμα. Υπάρχουν π.χ. περιπτώσεις που αδιαφορούμε για την παραμόρφωση της τάσης εξόδου, σε σχέση με την ταχύτητα του εδάφους, και ενδιαφερόμαστε περισσότερο να έχει το γεώφωνο μεγάλη ευαισθησία. Τέτοια είναι η περίπτωση που θέλουμε να έχουμε έντονες τις πρώτες αφίξεις των κυμάτων για να τις διακρίνουμε από το θόρυβο. Αυτό το πετυχαίνουμε εύκολα με ελάττωση του παράγοντα απόσβεσης (π.χ. $\zeta = 0,5$).

Κεφάλαιο 2

Υπάρχοντες αλγόριθμοι σεισμικής διασκόπησης

Με την μέθοδο της σεισμικής διασκόπησης που θα αναλυθεί στην παρούσα εργασία, θα χρησιμοποιηθούν γεώφωνα τα οποία θα τοποθετηθούν σε μια ευθεία και σε συγκεκριμένες κάθε φορά αποστάσεις τα οποία θα ανιχνεύουν τα επιφανειακά κύματα Rayleigh. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται ονομάζεται MASW (Multichannel Analysis Surface Waves Method). Το βάθος που μπορεί να δουλέψει μια τέτοια μέθοδος είναι περίπου μέχρι 30 μέτρα.

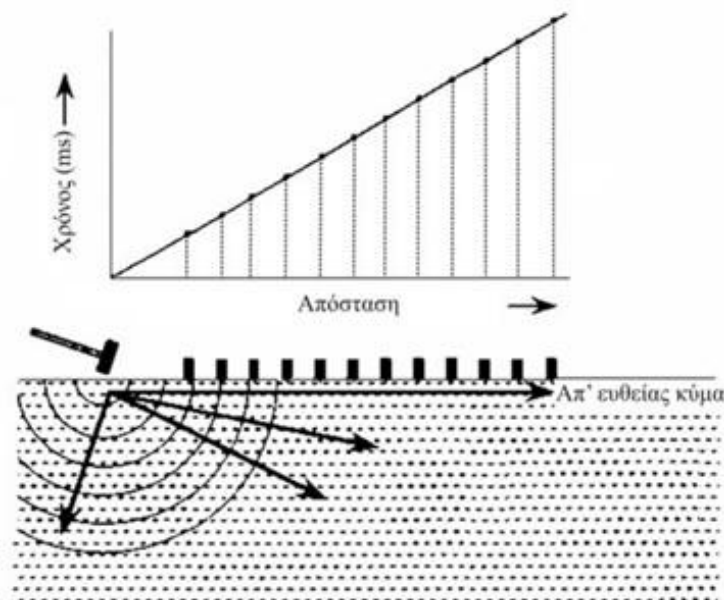
Με την συγκεκριμένη μέθοδο γίνεται τεχνητή παραγωγή κυμάτων χτυπώντας με ένα σφυρί το έδαφος και μετά γίνεται συλλογή των δεδομένων, από τα στημένα σε ευθεία γεώφωνα, τα οποία ανιχνεύουν τα σεισμικά αυτά κύματα.

Η μετέπειτα ανάλυση των σημάτων γίνεται τόσο σε διαγράμματα χρόνων ($t - x$) αλλά τόσο και σε διαγράμματα συχνότητων ($v - f$). Από τα διαγράμματα αυτά μπορούμε και παίρνουμε εκτιμήσεις για την δομή και το βάθος των γεωλογικών επιφανειών στο υπέδαφος χωρίς να είναι απαραίτητη η ανάγκη διάτρησης του εδάφους.

Για την μελέτη δύο γεωλογικών στρωμάτων τα οποία μπορούν να θεωρηθούν για λόγους ευκολίας ως ομογενή υλικά, θα χρησιμοποιηθούν τρεις μέθοδοι, μια θεωρητική προσέγγιση η οποία βασίζεται στην απλή **Γεωμετρία** του πειραματικού χώρου και οι άλλες δύο που προκύπτουν από μελέτη των **Πρώτων Χρόνων Αφίξης** των Rayleigh κυμάτων και από μελέτη των διαγραμμάτων **Ταχυτήτων – Συχνότητων**.

2.1 Γεωμετρική Προσέγγιση

Αν θεωρήσουμε ότι τα κύματα διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις σε ένα ομογενές υπέδαφος, το ημισφαιρικό μετωπικό κύμα φθάνει σε μια σειρά δεκτών (γεωφώνων) που ισαπέχουν, κάθε δέκτης καταγράφει τη μετατόπιση του εδάφους που οφείλεται σ' αυτό το κύμα. (Εικόνα 2.1). Ο χρόνος διαδρομής αυτού του μετωπικού κύματος, από το σημείο της σεισμικής πηγής μέχρι κάθε γεώφωνο, μπορεί να υπολογισθεί από το σεισμόγραμμα. Από την ισαπόσταση των γεωφώνων και την απόσταση του πρώτου γεωφώνου από τη σεισμική πηγή, μπορεί να χαραχθεί ένα γράφημα (χρονοδρομική καμπύλη), που απεικονίζει το χρόνο σε σχέση με την απόσταση (Εικόνα 2.1).



Εικόνα 2.1

Επειδή το κύμα οδεύει με σταθερή ταχύτητα και τα γεώφωνα είναι σε ίσες αποστάσεις, αυτή η χρονοδρομική καμπύλη πρέπει να είναι μια ευθεία γραμμή. Ο τύπος της εξίσωσης θα είναι:

$$\text{Χρόνος} = (\text{Απόσταση}) / (\text{Ταχύτητα})$$

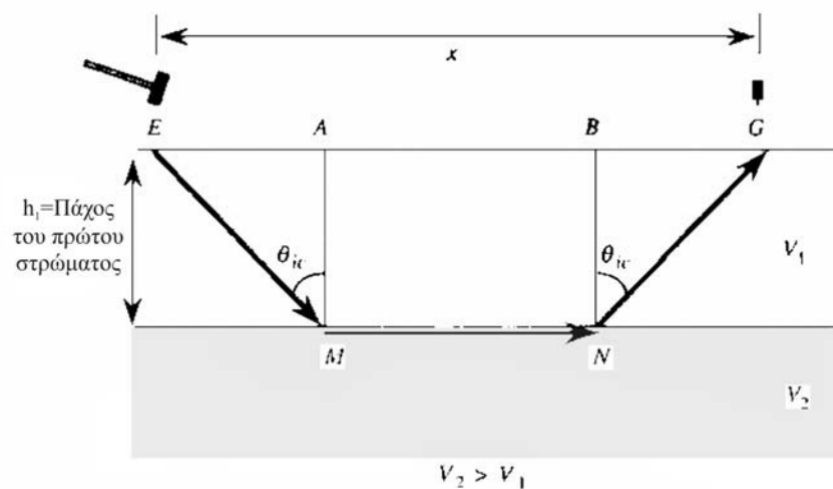
$$t = \frac{x}{v}$$

Από τον παραπάνω τύπο εύκολα εξάγουμε το συμπέρασμα ότι η κλίση της καμπύλης θα είναι:

$$\text{κλίση} = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{v}$$

Όταν ένα κύμα οδεύει μέσα σε κάποιο υλικό είναι πολύ πιθανό να συναντήσει μια άλλη επιφάνεια, με άλλη σύσταση οπότε το κύμα μπορεί να ανακλαστεί ή να διαθλαστεί. Αυτό που θα παρατηρηθεί σίγουρα είναι μια αλλαγή στην τιμή της ταχύτητας η οποία θα κάνει την εμφάνισή της στο διάγραμμα των χρονοδρομικών καμπύλων. Οι αλλαγές στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, μας υποδεικνύουν την αλλαγή του γεωλογικού στρώματος τα οποία και θα ονομάζουμε ασυνέχειες.

Στην παρακάτω εικόνα 2.2 γίνεται μια απεικόνιση ενός οριακά διαθλώμενου κύματος το οποίο παράχθηκε από την πηγή E, οδεύει στο υλικό στρώμα 1 με ταχύτητα V_1 και προσπίπτει στην ασυνέχεια των δύο επιφανειών όπου ακολουθεί στρώμα 2 με ταχύτητα V_2 . Το οριακά διαθλώμενο κύμα φτάνει στο σημείο G.



Εικόνα 2.2

Ο συνολικός χρόνος διαδρομής από το E στο G δίδεται από τη σχέση, σύμφωνα με την αρχή Fermat:

$$\text{Χρόνος} = t = \frac{EM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} + \frac{NG}{V_1}$$

$$\text{Όμως } EM = NG = \frac{h}{\sin \theta_{ic}} \text{ και } EA = BG = h \cot \theta_{ic} \text{ και } MN = x - 2h \cot \theta_{ic}$$

$$\text{Έτσι } t = \frac{h}{V_1 \sin \theta_{ic}} + \frac{x - 2h \cot \theta_{ic}}{V_2} + \frac{h}{V_1 \sin \theta_{ic}}$$

$$\text{Από νόμο Snell } \eta \mu \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2} \text{ και } \cot \theta_{ic} = \frac{\eta \mu \theta_{ic}}{\sin \theta_{ic}}$$

$$\text{Τότε } t = \frac{2h}{V_1 \sin \theta_{ic}} - \frac{2h \eta \mu^2 \theta_{ic}}{V_1 \sin \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2}$$

$$\text{Επίσης } t = \frac{2h(1 - \eta \mu^2 \theta_{ic})}{V_1 \sin \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2}$$

$$\text{Όμως} \quad \eta\mu^2 \theta_{ic} + \sigma\upsilon\nu^2 \theta_{ic} = 1$$

$$\text{Άρα} \quad t = \frac{2 h \sigma\upsilon\nu\theta_{ic}}{v_1} + \frac{x}{v_2}$$

Από την παραπάνω τριγωνομετρική εξίσωση σε συνδυασμό με τον νόμο του Snell προκύπτει :

$$\sigma\upsilon\nu\theta_{ic} = \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}$$

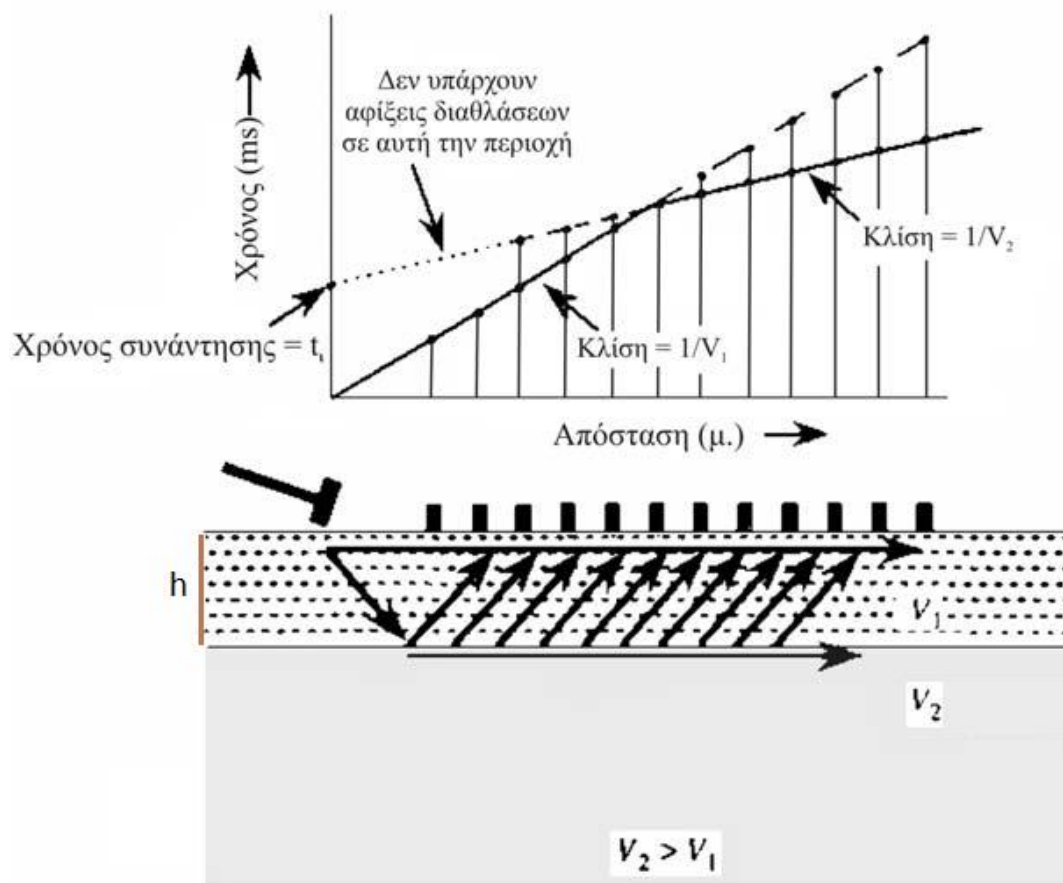
$$\text{Άρα} \quad t = \frac{2 h \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_2 v_1} + \frac{x}{v_2} \quad : \text{ Ο χρόνος άφιξης ενός οριακά διαθλώμενου κύματος}$$

Υπολογισμός πάχους

Από τον παραπάνω τύπο μπορούμε να υπολογίσουμε το πάχος της επιφάνειας μέχρι την πρώτη ασυνέχεια αν στην παραπάνω εξίσωση παραλείψουμε τον παράγοντα x ($x = 0$) και λύσουμε ως προς τον άγνωστο h που είναι το βάθος ή το πάχος της επιφάνειας.

$$\text{Άρα προκύπτει} \quad h = \frac{v_2 v_1}{2 \sqrt{v_2^2 - v_1^2}} t$$

Στην παρακάτω εικόνα 2.3 βλέπουμε το διάγραμμα που δείχνει τις τροχιές των σεισμικών ακτινών στην περίπτωση παρουσίας μιας οριζόντιας ασυνέχειας. Η σχέση μεταξύ των απ' ευθείας και διαθλωμένων κυμάτων φαίνεται στη δρόμο - χρονική καμπύλη.



Εικόνα 2.3

Οι διαφορετικές κλίσεις των ευθειών στις δρόμο - χρονικές καμπύλες μας δείχνουν και τις αλλαγές στην ταχύτητα αλλά και στην επιφάνεια του υλικού στρώματος.

Σύμφωνα με το παραπάνω διάγραμμα της εικόνας 2.3, για μια οριζόντια ασυνέχεια, εάν μπορέσουμε να προσδιορίσουμε τις αφίξεις των απ' ευθείας και διαθλώμενων κυμάτων από ένα σεισμόγραμμα, τότε μπορούμε να υπολογίσουμε το πάχος του υλικού πάνω από την ασυνέχεια και τις σεισμικές ταχύτητες των υλικών πάνω και κάτω από την ασυνέχεια.

Ταυτόχρονη άφιξη των απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων

Όπως παρατηρούμε στο διάγραμμα των δρόμο-χρονικών καμπυλών υπάρχει ένα σημείο τομής των καμπυλών στο οποίο σημείο, το γεώφωνο θα ανιχνεύσει την ταυτόχρονη άφιξη των απ' ευθείας και των διαθλώμενων κυμάτων. Αυτό το σημείο θα το ονομάσουμε X_{co} και θα αναφέρεται ως διασταυρωτή απόσταση (cross over).

$$t_{\text{απ' ευθείας}} = \frac{X_{co}}{V_1}$$

$$t_{\text{διαθλώμενο}} = \frac{2 h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} + \frac{X_{co}}{V_2}$$

$$\text{Αφού } t_{\text{απ' ευθείας}} = t_{\text{διαθλώμενο}}$$

$$\frac{X_{co}}{V_1} = \frac{2 h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} + \frac{X_{co}}{V_2}$$

Κάνοντας διάφορες πράξεις και λύνοντας την εξίσωση ως προς h καταλήγουμε στην σχέση:

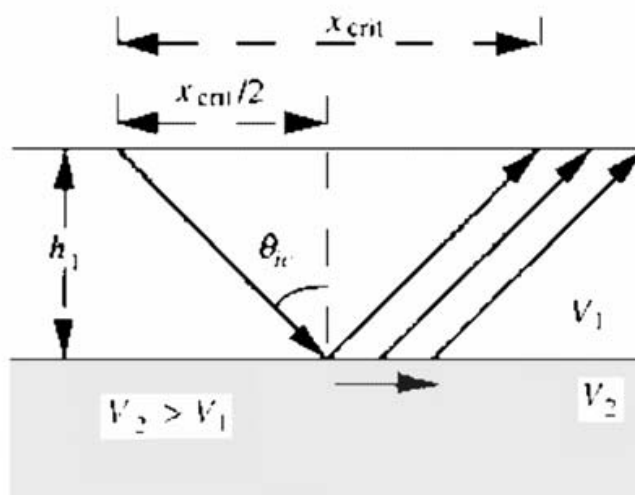
$$h = \frac{X_{co}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Με την παραπάνω σχέση απαλείψαμε τον χρόνο άφιξης και καταλήξαμε να υπολογίσουμε με καθαρά γεωμετρικούς όρους το βάθος του υλικού στρώματος μέχρι την πρώτη ασυνέχεια, δεδομένου ότι γνωρίζουμε με σιγουριά τις ταχύτητες των δύο υλικών στρωμάτων και το σημείο τομής X_{co} όπου τα δύο κύματα συναντιόνται.

Οριακή απόσταση x_{crit} γεωφώνου

Αν λάβουμε υπόψιν την γεωμετρία της οριακής διάθλασης, θεωρούμε μια ελάχιστη απόσταση που ταξιδεύει οριακά το κύμα στην επιφάνεια του δεύτερου υλικού στρώματος. Η ενέργεια αυτού του οριακά διαθλώμενου κύματος μπορεί να ανιχνευτεί από το πρώτο γεωφώνο το οποίο θα απέχει μια πεπερασμένη απόσταση από την πηγή και θα την ονομάζουμε οριακή απόσταση x_{crit} .

Στην παρακάτω εικόνα 2.4 απεικονίζονται όλες οι παράμετροι που χρειάζονται για τον υπολογισμό της οριακής απόστασης x_{crit} . Στην οριακή αυτή απόσταση θα ληφθεί η πρώτη διαθλώμενη ακτίνα.



Εικόνα 2.4

Για την ανεύρεση του x_{crit} θα κάνουμε χρήση των σχέσεων που προκύπτουν από τον νόμο του Snell και από την τριγωνομετρία.

$$\eta \mu \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2} \quad \text{και} \quad \varepsilon \varphi \theta_{ic} = \frac{x_{crit}}{2h}$$

τότε

$$\varepsilon \varphi \left[\eta \mu^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \right] = \frac{x_{crit}}{2h}$$

Και

$$x_{crit} = 2h \varepsilon \varphi \left[\eta \mu^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) \right]$$

$$X_{\text{crit}} = \frac{2h}{\sqrt{\left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2 - 1}}$$

Η παραπάνω σχέση μας δίνει με καθαρά γεωμετρικά χαρακτηριστικά που περιμένουμε θεωρητικά να βρούμε την πρώτη οριακά διαθλώμενη ακτίνα, δεδομένου ότι γνωρίζουμε με ακρίβεια το βάθος του στρώματος και τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων στα διαφορετικά υλικά στρώματα.

Η σχέση αυτή είναι πολύ χρήσιμη διότι μας δίνει την δυνατότητα να ξέρουμε που και πως θα τοποθετήσουμε το πρώτο αλλά και τα υπόλοιπα γεώφωνα δημιουργώντας έτσι ελεγχόμενες συνθήκες για την πειραματική μας μελέτη!

2.2 Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης

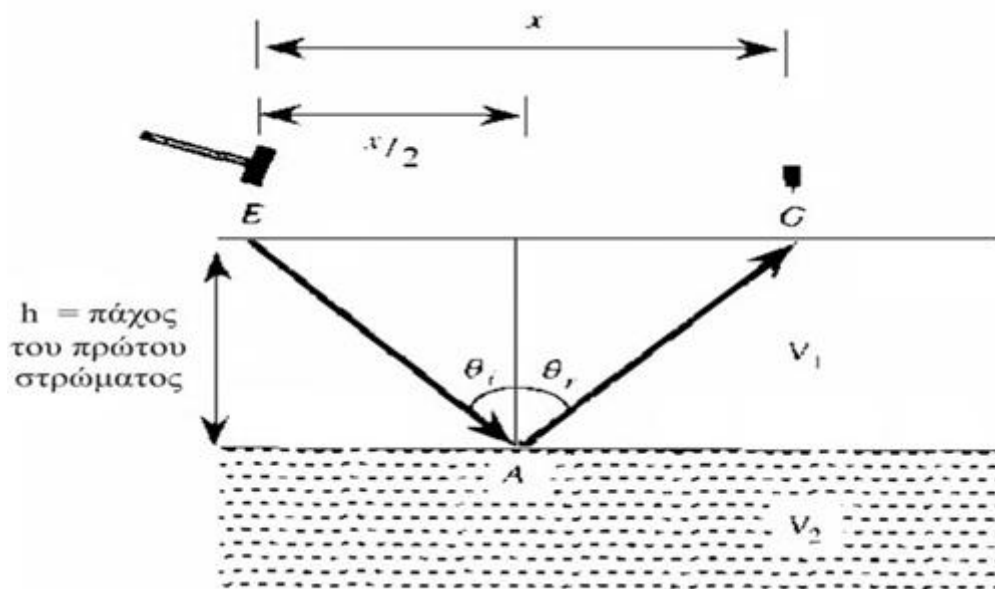
Αν εστιάσουμε το ενδιαφέρον στην περίπτωση της πρώτης οριζόντιας ασυνέχειας μπορούμε να μελετήσουμε τις ανακλάσεις των σημάτων και να αναπτύξουμε την εξίσωση του χρόνου διαδρομής για την ειδική αυτήν περίπτωση.

Η εξίσωση χρόνου διαδρομής για ανακλώμενο κύμα σύμφωνα με την εικόνα 2.5 είναι:

$$\text{Χρόνος} = \frac{EA + AG}{V_1}$$

$$EA = AG = \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2}$$

$$\text{Χρόνος} = t_x = \frac{\sqrt{x^2 + 4h^2}}{V_1}$$



Εικόνα 2.5

Αν στην παραπάνω εξίσωση του χρόνου υψώσουμε και τα δύο μέλη στο τετράγωνο τότε:

$$t_x^2 = \frac{x^2}{V_1^2} + \frac{4h^2}{V_1^2}$$

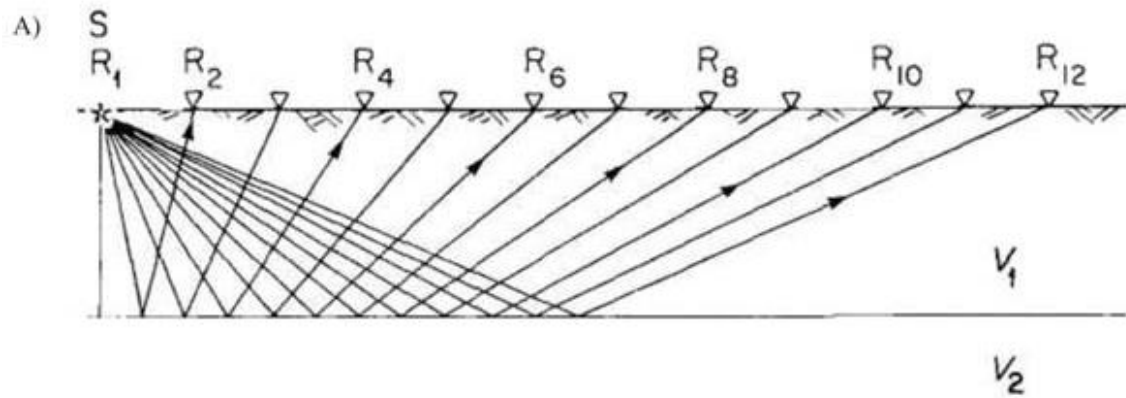
επίσης αν διαιρέσουμε με το $\frac{4h^2}{V_1^2}$ τότε προκύπτει:

$$\frac{tx^2}{\frac{4h^2}{V_1^2}} - \frac{x^2}{4h^2} = 1$$

Αν θεωρήσουμε το βάθος h και την ταχύτητα V_1 σταθερά μεγέθη, τότε εύκολα γίνεται αντιληπτό ότι η παραπάνω εξίσωση εκφράζει μια υπερβολή η οποία είναι συμμετρική γύρω από το $x = 0$.

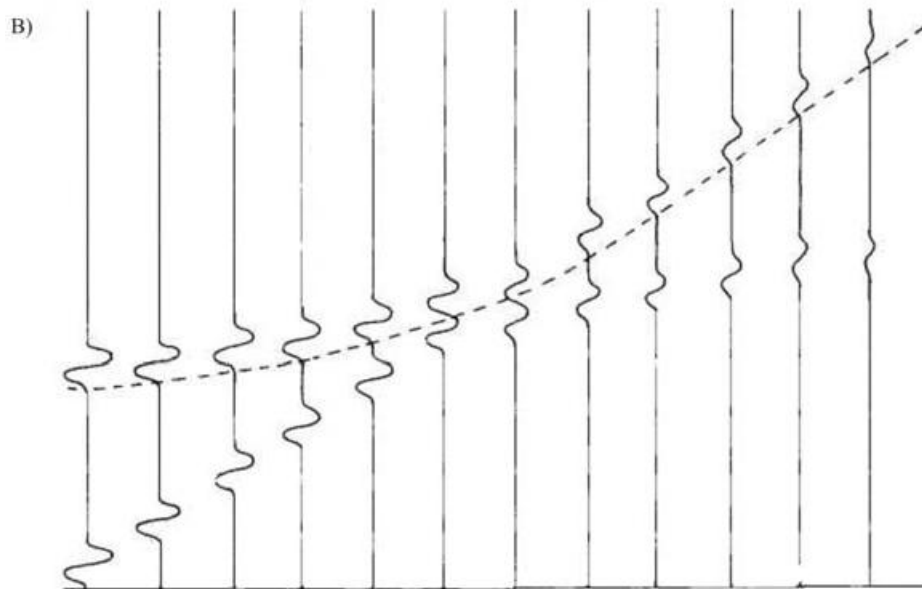
Στις παρακάτω εικόνες θα δούμε πως αυτή η υπερβολή μπορεί να γίνει αντιληπτή από ένα σεισμόγράμμο αλλά και πως μπορεί να απεικονιστεί στο διάγραμμα απόστασης – χρόνου.

Αν η διάταξη των γεωφώνων είναι σε μια ευθεία, τότε τα ανακλώμενα κύματα θα φτάσουν στους ανιχνευτές μας σύμφωνα με την εικόνα 2.6 Α.



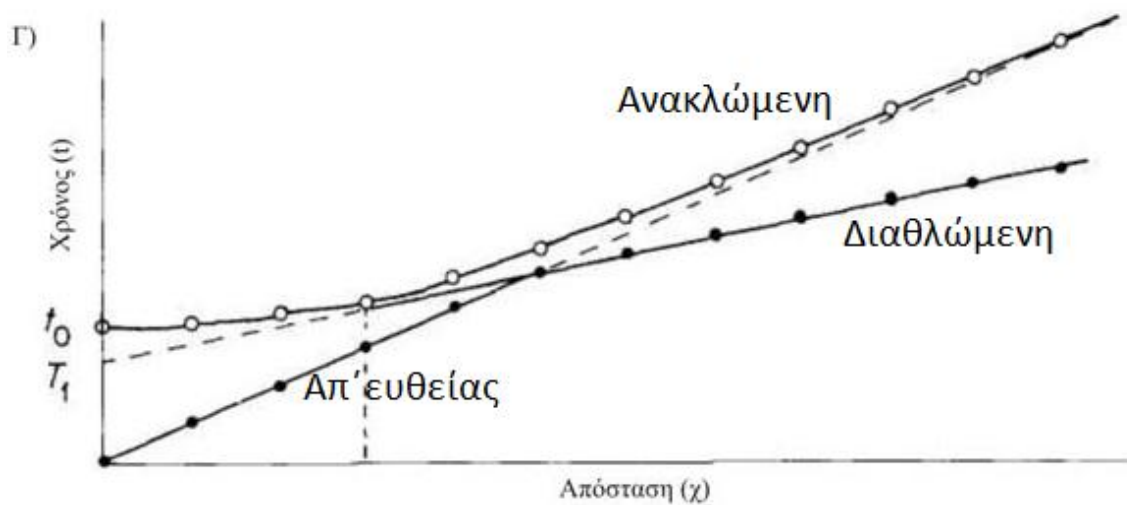
Εικόνα 2.6 Α

Έπειτα αναλύοντας το σεισμόγράμμο ενός καθαρού σήματος, μπορούμε να διακρίνουμε τα ανακλώμενα και τα διαθλώμενα κύματα σύμφωνα με την εικόνα 2.6 Β



Εικόνα 2.6 Β

Τοποθετώντας τις τιμές των αποστάσεων των γεωφώνων καθώς και τις χρονικές στιγμές άφιξης των απευθείας, των ανακλώμενων και των διαθλώμενων κυμάτων παίρνουμε το παρακάτω διάγραμμα που φαίνεται στην παρακάτω εικόνα 2.6 Γ.



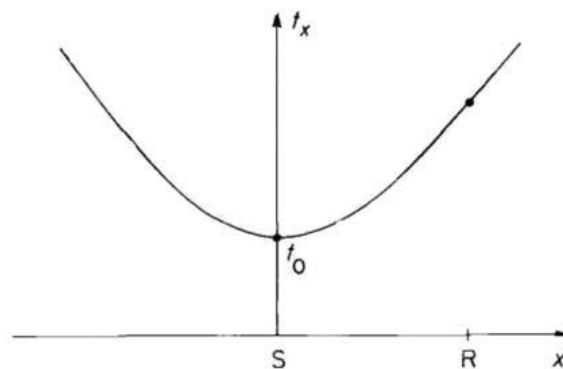
Εικόνα 2.6 Γ

Στο παραπάνω διάγραμμα μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι καμπύλες των απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων έχουν γεωμετρία ευθύγραμμων τμημάτων ενώ των ανακλώμενων κυμάτων έχουν γεωμετρία υπερβολής.

Ο χρόνος t_0 είναι ο ελάχιστος χρόνος που θα ανιχνευτεί η πρώτη ανάκλαση. Αυτό συμβαίνει αν τοποθετήσουμε το γεωφώνο ακριβώς κάτω από την πηγή δηλαδή σε απόσταση $x = 0$ από την πηγή. Ο χρόνος αυτός υπολογίζεται από τον τύπο :

$$t_0 = \frac{2h}{v_1}$$

Αν δημιουργήσουμε μια διάταξη των γεωφώνων εκατέρωθεν της πηγής το διάγραμμα που περιμένουμε να δούμε θα είναι ξεκάθαρα η υπερβολή που αναφέραμε ανωτέρω. Εικόνα 2.7



Εικόνα 2.7

Με την χρήση της παραπάνω μεθόδου, αναλύοντας ένα σεισμόγραμμα σε διαγράμματα απόστασης χρόνου και εντοπίζοντας την καμπύλη των ανακλώμενων κυμάτων μπορούμε να υπολογίσουμε προσεγγιστικά από την κατασκευή της υπερβολής το t_0 το οποίο είναι και ο πρώτος χρόνος ανίχνευσης του ανακλώμενου κύματος.

Από τον υπολογισμό αυτό μπορούμε να βρούμε το βάθος h του πρώτου στρώματος και ύστερα από την μελέτη των καμπυλών απευθείας κυμάτων και διαθλώμενων μπορούμε να προσδιορίσουμε το x_{co} . Έπειτα γνωρίζοντας το x_{co} και το βάθος h μπορούμε να υπολογίσουμε

από τον τύπο $h = \frac{x_{co}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$ το V_2 λύνοντας τον τύπο ως προς τον άγνωστο αυτό,

δηλαδή:

$$V_2 = V_1 \frac{1 + \left(\frac{2h}{x_{co}}\right)^2}{1 - \left(\frac{2h}{x_{co}}\right)^2}$$

2.3 Μέθοδος MASW

Καμπύλες Διασποράς (Dispersion Curves)

Όπως προαναφέρθηκε ανωτέρω τα σεισμικά κύματα τύπου Rayleigh έχουν την ιδιότητα να σκεδάζονται, δηλαδή να αλλάζει το μήκος κύματός τους όταν αλλάζει η ταχύτητά τους. Επειδή όμως το μήκος κύματος τους δεν είναι άμεσα μετρήσιμο φτιάχνουμε διαγράμματα φασικής ταχύτητας – συχνότητας μέσω των οποίων μπορούμε να υπολογίσουμε το μήκος κύματος και έπειτα το βάθος του κάθε στρώματος. Έτσι μπορούμε να έχουμε ένα προφίλ των ταχυτήτων διατμησης σε συνάρτηση με το πάχος της κάθε επιφάνειας (Bessason, B. & Erlingsson, S. 2011).

Πριν προχωρήσουμε σε λεπτομέρειες πρέπει να αναφέρουμε ότι η συγκεκριμένη μέθοδος κάνει καλή εκτίμηση του υπεδάφους για βάθη μέχρι και 30 μέτρα. Το L που ορίζει το εύρος των ανιχνευτών είναι περίπου ίσο με το μέγιστο μήκος κύματος $L \simeq \lambda_{\max}$. Το μέγιστο βάθος είναι περίπου ίσο με το μισό μήκος κύματος $h_{\max} = Z_{\max} \simeq 0,5 \lambda_{\max}$. Γενικά ενδείκνυται το πρώτο γεώφωνο να απέχει από την πηγή περίπου 20% της απόστασης L της ολικής διάταξης ($x_{\min} = 0,2L$) και τέλος η μέγιστη απόσταση είναι $x_{\max} = L$.

Η καταγραφόμενη συχνότητα είναι της τάξεως των 1000 Hz και το μέγεθος της δειγματοληψίας είναι της τάξεως των 1 msec. Η καταγραφή διαρκεί για περίπου ένα δευτερόλεπτο (1 sec).

Για το συγκεκριμένο πείραμα χρησιμοποιείται σφυρί περίπου 5 - 10 Kg ως πηγή παραγωγής των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων. Με την μέθοδο MASW επιτυγχάνεται η γεωφυσική διασκόπηση του υπεδάφους με πολύ καλή εκτίμηση για βάθη από 10 – 30 μέτρα (Bessason & Erlingsson, 2011; Sólnes et al., 2013)

Στον παρακάτω πίνακα 2.1 παρατίθενται οι προδιαγραφές και οι προτεινόμενες οδηγίες για την εκτέλεση του πειράματος με την συγκεκριμένη μέθοδο.

Depth ($Z_{\max}$) ¹ (m)	Source (S) ² (lb)	Receiver (R) ³ (Hz)	Receiver Spread (RS) (m)				SR Move ⁶ (dx)			Recording ⁸				
			Length ⁴ (D)	Source Offset ⁵ (X_1)	Receiver Spacing (dx)		Lateral Resolution ⁷			dt ⁹ (ms)	T ¹⁰ (sec)	Vertical Stack ¹¹		
					24-ch*	48-ch	High	Medium	Low			C	N	VN
≤ 1.0	≤ 1 (1)**	4.5–100 (40)	1–3 (2.0)	0.2–3.0 (0.4)	0.05–0.1 (0.1)	0.02–0.05 (0.05)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
1–5	1–5 (5)	4.5–40 (10)	1–15 (10)	0.2–15 (2)	0.05–0.6 (0.5)	0.02–0.3 (0.25)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (0.5)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
5–10	5–10 (10)	≤ 10 (4.5)	5–30 (20)	1–30 (4)	0.2–1.2 (1.0)	0.1–0.6 (0.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	0.5–1.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
10–20	≥ 10 (20)	≤ 10 (4.5)	10–60 (30)	2–60 (10)	0.4–2.5 (1.5)	0.2–1.2 (1.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (0.5)	1.0–2.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
20–30	≥ 10 (20)	≤ 4.5 (4.5)	20–90 (50)	4–90 (10)	0.8–3.8 (2.0)	0.4–1.9 (1.5)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–2.0 (2.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
30–50	≥ 10 [20] or passive	≤ 4.5 (4.5)	30–150 (70)	6–150 (15)	1.2–6.0 (3.0)	0.6–3.0 (2.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	1.0–3.0 (1.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)
> 50	≥ 10 [20] or passive	≤ 4.5 (4.5)	> 50 (150)	> 10 (30)	> 2.0 (6.0)	> 1.0 (4.0)	1–2 (1)	2–4 (2)	4–12 (4)	0.5–1.0 (1.0)	≥ 1.0 (2.0)	1–3 (3)	3–5 (5)	5–10 (10)

Πίνακας 2.1

Υπάρχουν δύο διαφορετικοί τρόποι που μπορούμε να δουλέψουμε την μέθοδο της MASW. Απαριθμίζοντάς τες είναι :

- A. Η πολυκάναλη ανάλυση χρησιμοποιώντας την προσέγγιση Σάρωσης – Συχνοτήτων «Swept – Frequency Approach» (Park et al., 1999)
- B. Η μέθοδος της Μετατόπισης Φάσης σε πεδίο συχνοτήτων « Phase - Shift Method » (Park et al., 1998)

A) Προσέγγιση Σάρωσης – Συχνοτήτων

Σύμφωνα με τον συγκεκριμένο τρόπο, για να εξάγουμε την καμπύλη διασποράς dispersion curve, χρειάζεται να σημειώσουμε τις κορυφές των πλατών των κυμάτων άφιξης που καταγράφονται στις πολυκάναλες εγγραφές μας. Εύκολα γίνεται παρατηρήσιμο ότι σε διαφορετικές συχνότητες διακρίνονται διαφορετικές φασικές ταχύτητες. Δεδομένου ότι μπορούμε να ξεχωρίσουμε την θεμελιώδη παραγόμενη συχνότητα, μπορούμε να ξεχωρίσουμε τις συχνότητες που αποκλίνουν πολύ από την θεμελιώδη τιμή.

Από την κλίση των ευθείων παλινδρόμησης που υπολογίζουμε πάνω στην πολυκάναλη καταγραφή ενώνοντας τις κορυφές των πλατών του σήματος, μπορούμε και υπολογίζουμε την φασική ταχύτητα του κύματος.

Η αλλαγή στην φασική ταχύτητα υποδεικνύει όπως προαναφέραμε αλλαγή στο υλικό της διαστρωμάτωσης του υπεδάφους!

Η συγκεκριμένη μέθοδος δεν υφίσταται μεγάλη επεξεργασία και για τον λόγο αυτό στην καταγραφή του σήματος περνάει και θόρυβος που μπορεί να προέρχεται από τις κινήσεις του υλικού καθώς και από διάφορες ανακλάσεις (αρμονικές συχνότητες) των επιφανειακών κυμάτων. Όλες αυτές οι παρεμβολές στο σήμα παρατηρούνται ως σπασίματα ή παραμορφώσεις στο παρατηρούμενο κύμα.

Οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται για τις εγγραφές σάρωσης συχνότητας είναι:

- Το μήκος της καταγραφής της άμεσης συχνότητας σάρωσης
- Η χαμηλότερη συχνότητα που καταγράφεται (f_1)
- Η υψηλότερη συχνότητα που καταγράφεται (f_2)

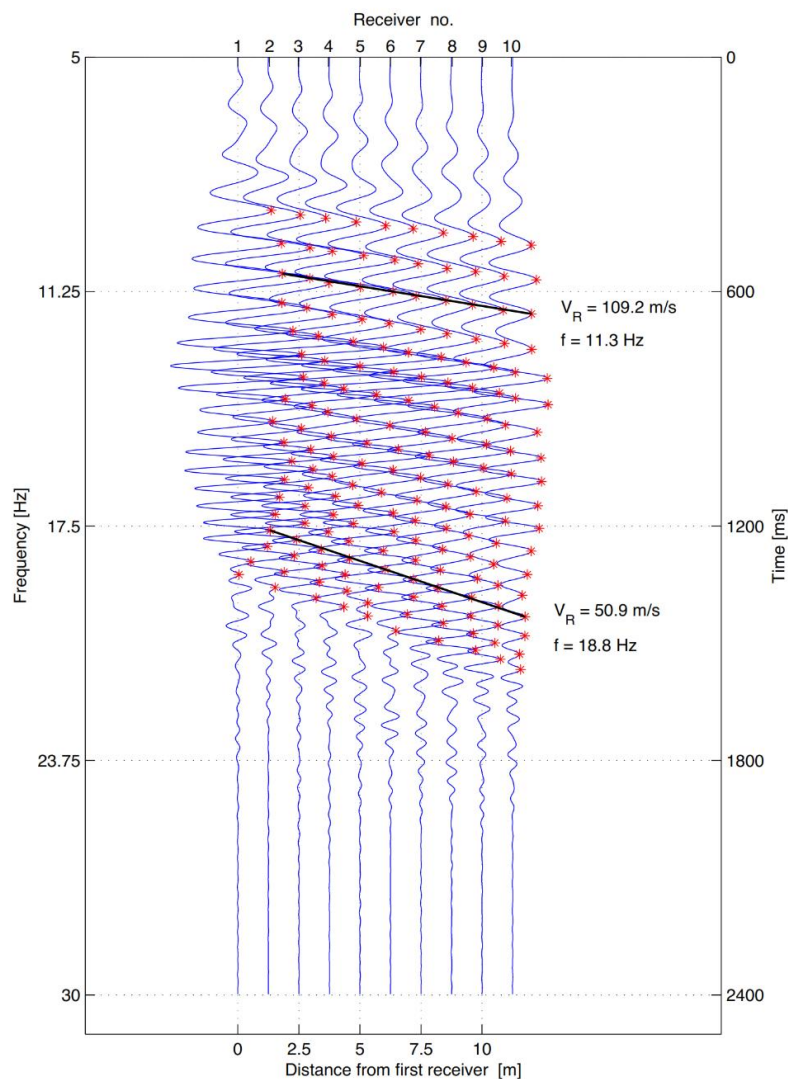
Το μέγιστο βάθος της έρευνας σχετίζεται με το μεγαλύτερο μήκος κύματος ή αλλιώς τη χαμηλότερη συχνότητα (f_1) που καταγράφηκε στα δεδομένα σύμφωνα με την εξίσωση.

$$Z_{\max} = \frac{V_R(f_1)}{2 f_1}$$

Η χαμηλότερη συχνότητα που μπορεί να καταγραφεί περιορίζεται συνήθως από τη φυσική συχνότητα των γεωφώνων και τον τύπο της σεισμικής πηγής που χρησιμοποιείται. Έτσι, για αυξημένο βάθος έρευνας, προτείνεται η χρήση γεωφώνων χαμηλότερης συχνότητας και / ή ένας διαφορετικός τύπος σεισμικής πηγής, ικανός να δημιουργήσει επιφανειακά κύματα χαμηλότερης συχνότητας (Park et al., 1999).

Για την επιλογή της υψηλότερης συχνότητας (f_2), συνιστάται να είναι αρκετές φορές υψηλότερη από αυτή που παράχθηκε από την σεισμική πηγή.

Στην παρακάτω εικόνα 2.8 παρατίθεται μια καταγραφή ενός πολύ καθαρού σήματος όπου φαίνεται η χρήση της μεθόδου που περιγράψαμε ανωτέρω.

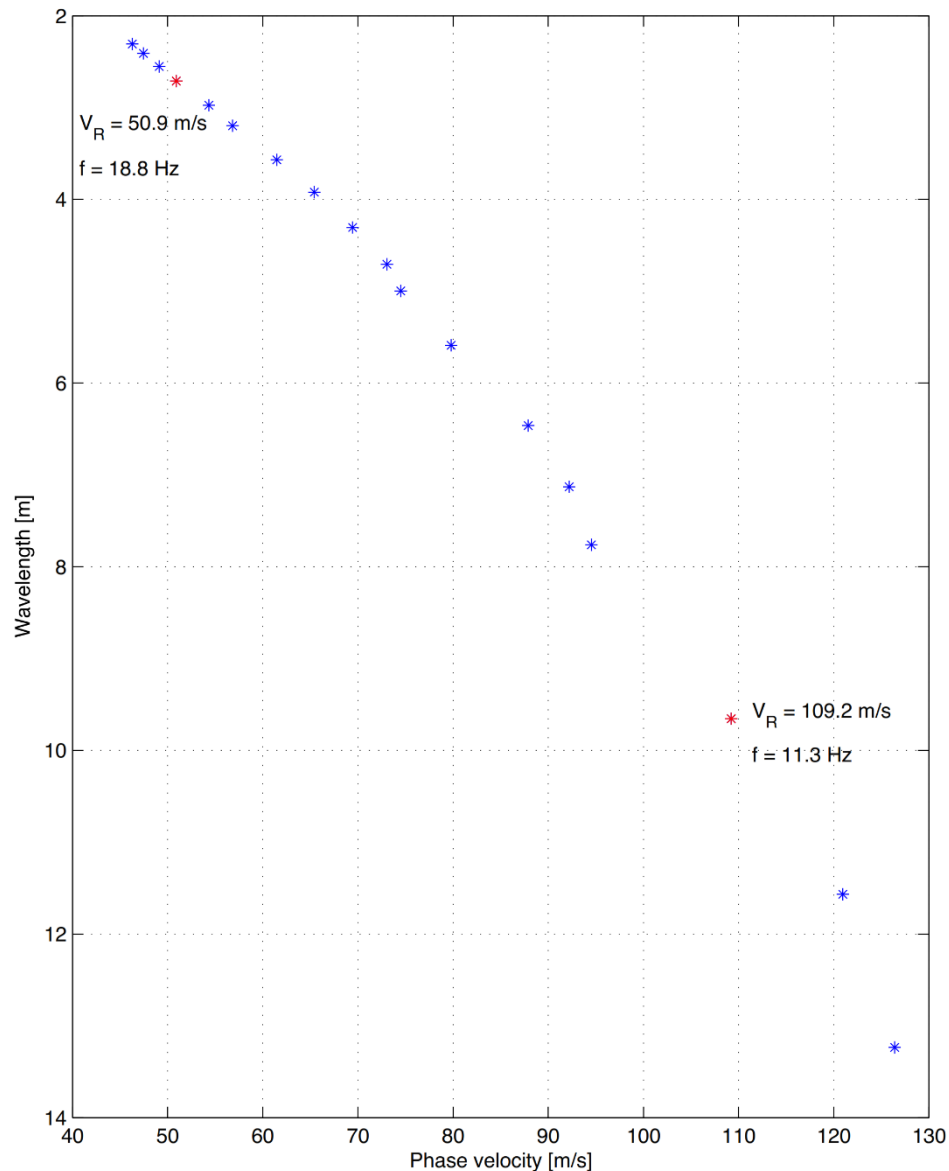


Εικόνα 2.8 Γραμμικά γεγονότα που εξάγονται από καταγραφή συχνότητας σάρωσης. Οι κόκκινοι δείκτες προσδιορίζουν τα τοπικά μέγιστα κάθε ίχνους που χρησιμοποιούνται για την αναγνώριση γραμμικών συμβάντων. Δύο γραμμικά συμβάντα, που αντιστοιχούν στις συχνότητες (f) των 11,3 Hz και 18,8 Hz υποδεικνύονται με μαύρες γραμμές.

Οι σχέσεις μεταξύ της φασικής ταχύτητας κυμάτων Rayleigh και της συχνότητας, καθώς και τα χαρακτηριστικά διασποράς των κυμάτων Rayleigh, γενικά απεικονίζονται με μια καμπύλη

διασποράς. Η καμπύλη διασποράς παρουσιάζεται κατά συνθήκη ως συνάρτηση της φασικής ταχύτητας και του μήκους κύματος.

Η καμπύλη διασποράς εξήχθη από την μετατροπή των συχνοτήτων σάρωσης στο Σχήμα 2.8 σε μήκος κύματος, σε συνάρτηση με την φασική ταχύτητα όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.9. Τα σημεία που αντιστοιχούν στα σημειωμένα γραμμικά συμβάντα στο Σχήμα 2.8 σημειώνονται ειδικά με κόκκινους δείκτες στο Σχήμα 2.9.



Εικόνα 2.9 Διάγραμμα διασποράς «Dispersion Curve»

B) Μέθοδος της Μετατόπισης Φάσης σε πεδίο συχνοτήτων

Η μέθοδος μετατόπισης φάσης (γνωστή επίσης και ως μέθοδος μετασχηματισμού κυματομορφής) περιγράφηκε αρχικά από τους Park et al. το 1998. Η μέθοδος μετατόπισης φάσης είναι μια τεχνική μετασχηματισμού του κύματος με σκοπό την δημιουργία φασμάτων φασικής ταχύτητας (εικόνα διασποράς) που βασίζονται σε πολυκάναλη καταγραφή σημάτων (Park et al., 1998).

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο μετατόπισης φάσης, οι ιδιότητες διασποράς όλων των τύπων κυμάτων (Body and Surface Waves) που περιέχονται στα καταγεγραμμένα δεδομένα απεικονίζονται σε διαγράμματα φασικής ταχύτητας - μετασχηματισμένης συχνότητας τα οποία διαγράμματα αποτελούν ένα φάσμα συχνοτήτων αφού εμπεριέχουν όλες τις τιμές των μετασχηματισμένων συχνοτήτων. Η σύνθεση του διαγράμματος αυτού μας δίνει την εικόνα διασποράς. Τα διαφορετικά είδη επιφανειακών κυμάτων αναγνωρίζονται από τις τιμές της συχνότητας τους και χαρακτηρίζουν την χαρακτηριστική φασική ταχύτητα σε κάθε συχνότητα.

Οι διάφορες πηγές θορύβου, όπως τα κύματα σώματος, τα ανακλώμενα ή σκεδασμένα κύματα, αναγνωρίζονται επίσης από τις τιμές της συχνότητας τους και τη διάδοσή τους διαμέσου της συστοιχίας των δεκτών.

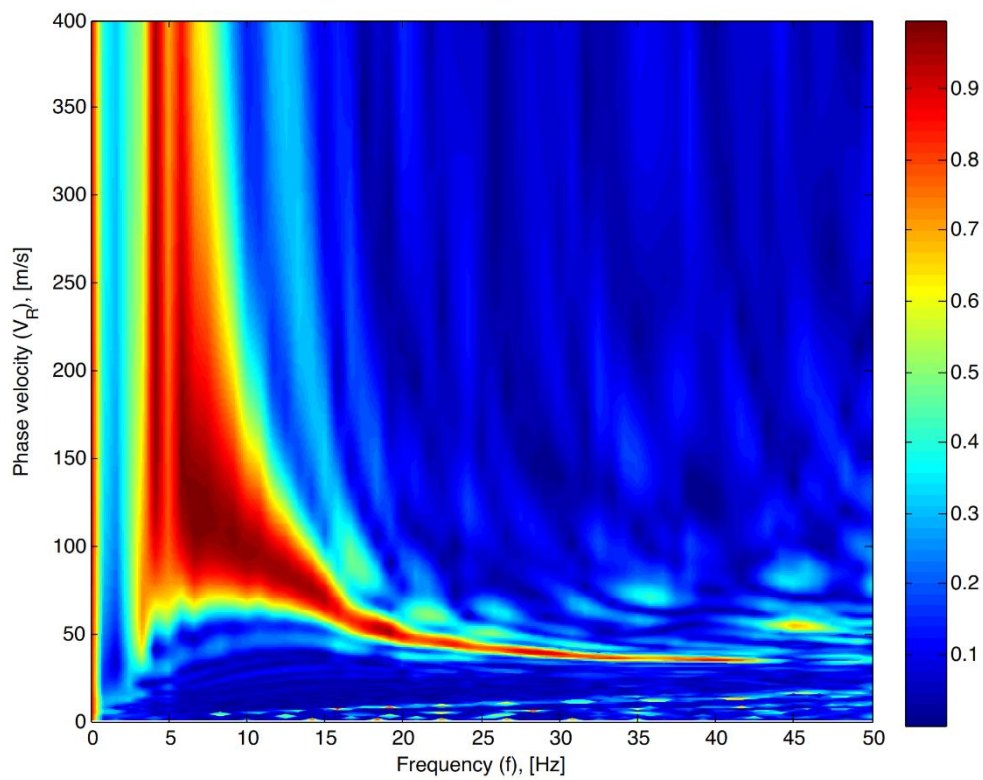
Οι απαιτούμενες καμπύλες διασποράς κύματος Rayleigh εξάγονται από την εικόνα διασποράς για περαιτέρω ανάλυση. Ο θόρυβος συνήθως αφαιρείται αυτόματα σε αυτή τη διαδικασία (Park et al., 2007).

Αυτός ο αποτελεσματικός διαχωρισμός των καταγεγραμμένων δεδομένων σε διαφορετικές επιφανειακές κυματομορφές και διάφορες πηγές θορύβου είναι ένα μεγάλο πλεονέκτημα της μεθόδου μετατόπισης φάσης. Εκτός από την αυτόματη απομάκρυνση του θορύβου, γίνεται δυνατή η παρατήρηση των χαρακτηριστικών διασποράς πολυτροπικών επιφανειακών κυμάτων, δεδομένου ότι καταγράφονται και υψηλότερες συχνότητες διέγερσης (higher modes) κατά την απόκτηση δεδομένων (Park et al., 1998, Xia et al., 2003).

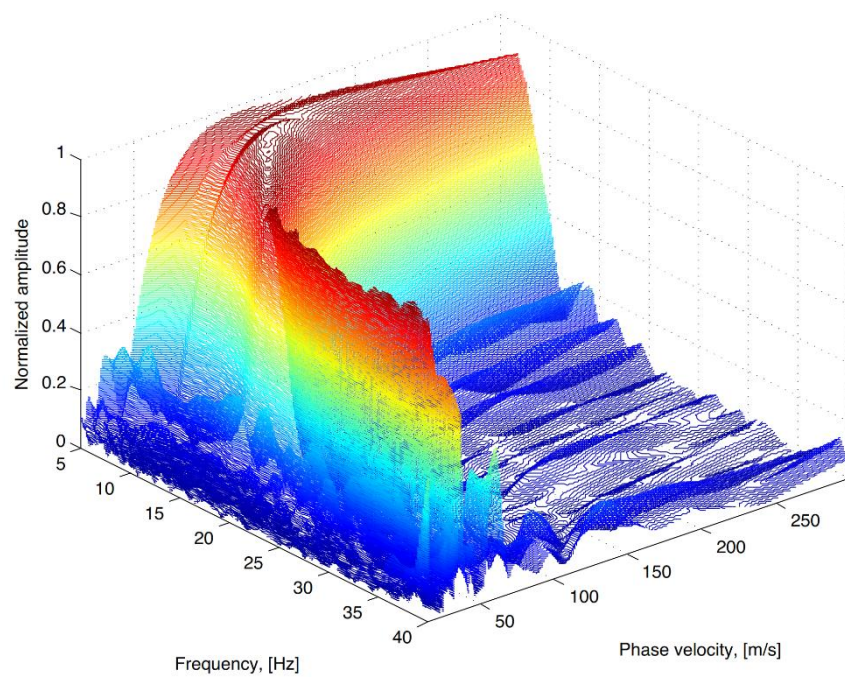
Η μέθοδος αλλαγής φάσης μπορεί να χωριστεί σε τρία στάδια:

1. Μετασχηματισμός Fourier και κανονικοποίηση των Πλατών του κύματος.
2. Η απεικόνιση της διασποράς.
3. Εξαγωγή καμπυλών διασποράς.

Στις παρακάτω εικόνες 2.10 και 2.11 γίνεται μια παρουσίαση των εικόνων διασποράς σε 2 και σε 3 διαστάσεις. Οι παρακάτω εικόνες αποτελούν παραδείγματα ιδανικών σημάτων. Τα πραγματικά δεδομένα όμως έχουν παρόμοια μορφή μελετώνται με ακριβώς ίδιο τρόπο.



Εικόνα 2.10 : 2D Εικόνα διασποράς με την μέθοδο Μετατόπιση Φάσης



Εικόνα 2.11 : 3D Εικόνα διασποράς με την μέθοδο Μετατόπιση Φάσης

Εξαγωγή καμπύλων διασποράς από τις εικόνες διασποράς.

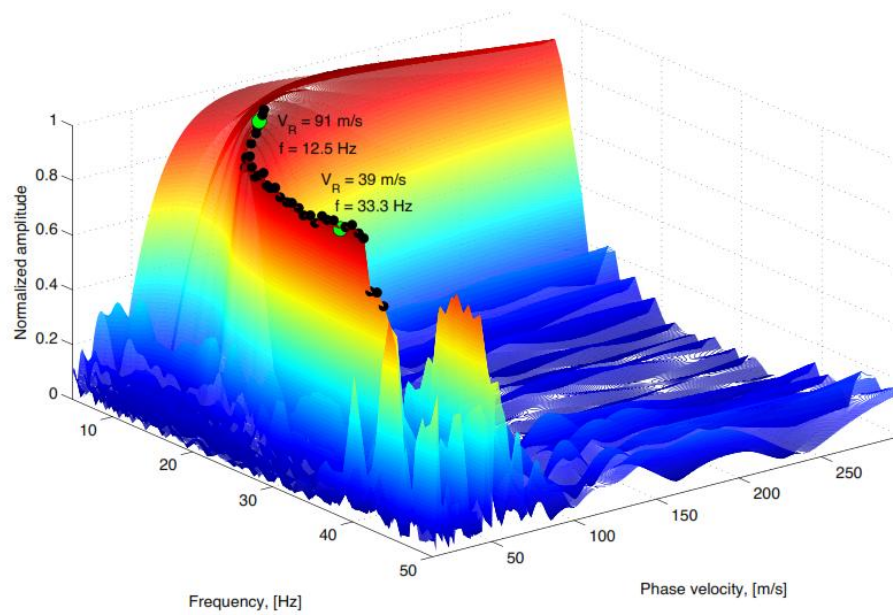
Από την παραπάνω εικόνα διασποράς στο φάσμα της φασικής ταχύτητας μπορούν να διεξαχθούν μια ή περισσότερες καμπύλες διασποράς, βάση του ενεργειακού περιεχόμενου της καταγεγραμμένης επιφάνειας κύματος του επιφανειακού κύματος. Μεγαλύτερο όμως ενδιαφέρον έχουν τα χαρακτηριστικά διασποράς του θεμελιώδους τρόπου διέγερσης (fundamental mode) καθώς είναι αυτές που χρησιμοποιούνται κυρίως για την μέθοδο αντιστροφής, προς τον υπολογισμό του μήκους κύματος, για την δημιουργία καμπύλων διασποράς.

Είναι πολύ σημαντική η σωστή επιλογή του θεμελιώδους τρόπου διέγερσης (fundamental mode) και να αποφευχθεί η εσφαλμένη επιλογή κάποιου higher mode ως θεμελιώδη καθώς επίσης και η επιλογή mode-mix που είναι παραπάνω από μια ένα τρόπου διέγερσης διότι μπορούν να μας οδηγήσουν σε σημαντικά σφάλματα στα προφίλ ανεστραμμένης ταχύτητας διατμητικών κυμάτων. (MASW, n.d.d; Ryden & Park, 2006).

Ο εντοπισμός του θεμελιώδους τρόπου διέγερσης (fundamental mode) στην εικόνα διασποράς είναι η καμπύλη που σχηματίζεται στην βαθιά κόκκινη γραμμή του διαγράμματος η οποία ενώνει τις κορυφές των πλατών. Η μορφή αυτής της καμπύλης για μεγαλύτερα Hz φαίνεται να έχει γεωμετρία ευθύγραμμου τμήματος αλλά καθώς πλησιάζει τα μικρότερα Hz γίνεται καμπύλη που σταδιακά αλλάζει η κλίση της αρχικής ευθείας. Η αλλαγή στην καμπύλη χαρακτηρίζεται και ως σπάσιμο του διαγράμματος και με αυτόν τον τρόπο γίνεται η εκτίμηση του βάθους κάθε διαφορετικού υλικού υποστρώματος. Ανά πάσα στιγμή το πρόγραμμα που κάνει την επεξεργασία του σήματος και που μας δίνει την εικόνα διασποράς, μπορεί να μας υπολογίζει το μήκος κύματος, επιλέγοντας μια περιοχή του fundamental mode, άρα και το βάθος του στρώματος αφού όπως προαναφέρθηκε είναι ίσο με $Z = \lambda/2$.

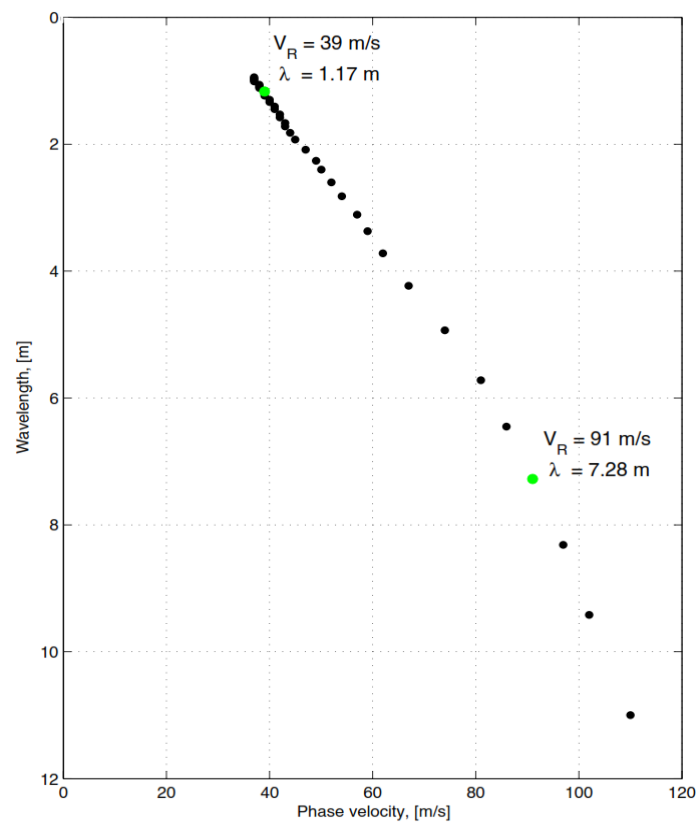
Η εξαγωγή της καμπύλης διασποράς με αυτόν τον τρόπο παρουσιάζεται κατωτέρω με ένα παράδειγμα ιδανικών συνθηκών.

Στην εικόνα 2.12 παρουσιάζεται η τρισδιάστατη εικόνα διασποράς με σημειωμένες τις κορυφές των πλατών στο fundamental mode. Με πράσινο έχουν σημειωθεί τα σημεία ενδιαφέροντος όπου παρατηρείται αλλαγή στο στρώμα του υλικού (σπάσιμο καμπύλης).



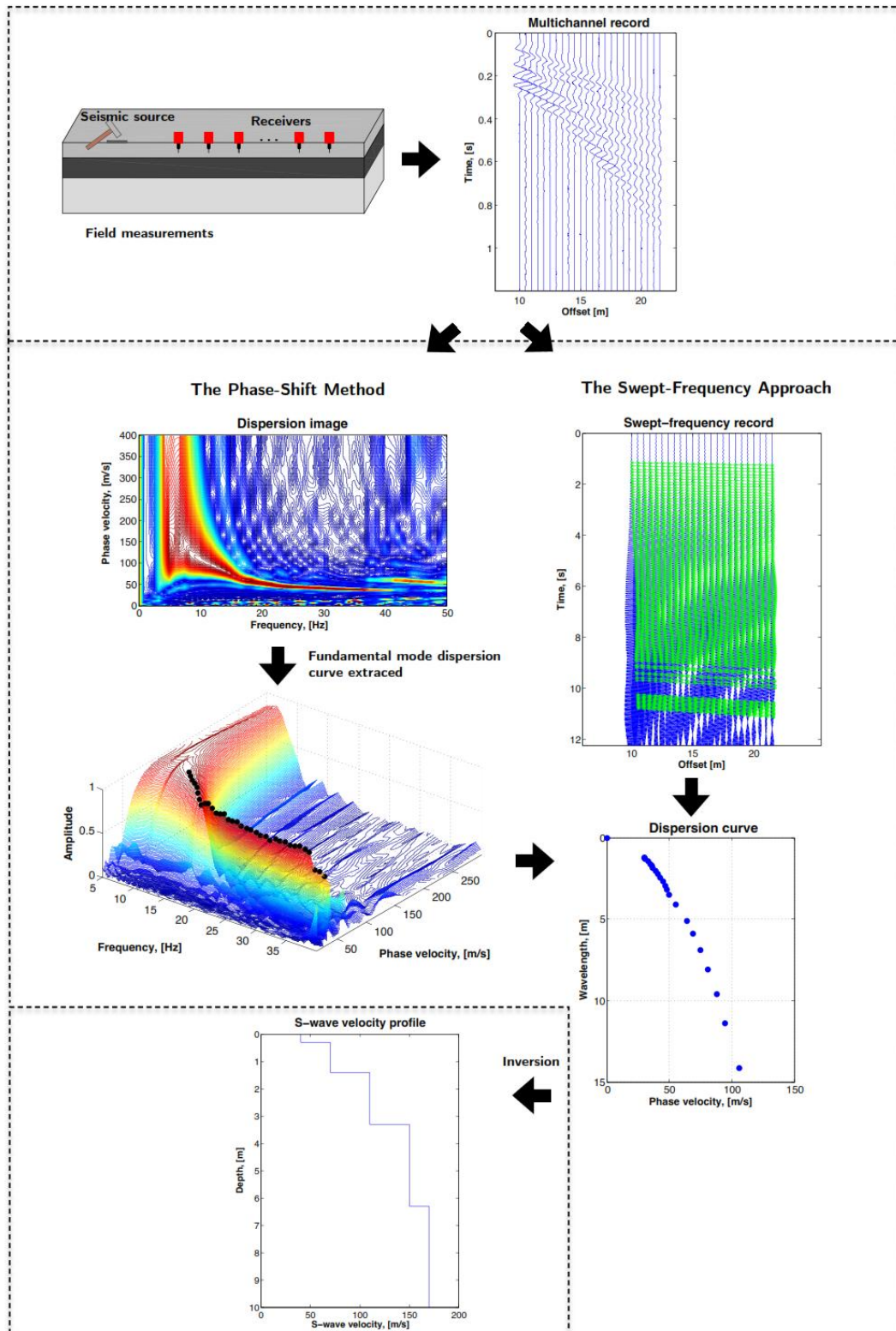
Εικόνα 2.12

Μετά το μετασχηματισμό όλων των σημείων κορυφών από το διάγραμμα φάσματος φασικών ταχυτήτων σε διάγραμμα μήκους κύματος – φασικής ταχύτητας, γίνεται εφικτή η δημιουργία της καμπύλης διασποράς, η οποία απεικονίζεται στην εικόνα 2.13.



Εικόνα 2.13

Συνοπτικά η χρήση της μεθόδου MASW, από το στάδιο του πειράματος μέχρι η εξαγωγή της καμπύλης διασποράς, μπορεί να απεικονιστεί περιληπτικά στην παρακάτω εικόνα 2.14 είτε δουλέψουμε με Swept – Frequency Approach, είτε με Phase - Shift Method.



Εικόνα 2.14

Κεφάλαιο 3

Προτεινόμενος αλγόριθμος

Όπως προαναφέραμε στο παραπάνω κεφάλαιο 2 υπάρχουν διάφοροι μέθοδοι υπολογισμού του βάθους των υλικών στρωμάτων του υπεδάφους. Στην παρούσα εργασία θα χρησιμοποιηθεί μια υβριδική μέθοδος που θα συνδυάζει και την μελέτη των κλίσεων από τις χρονοδρομικές καμπύλες, την μέθοδο MASW με Phase - Shift Method αλλά επίσης θα δοκιμαστεί η μέθοδος της πρώτης ανακλώμενης από γεώφωνο που βρίσκεται πάνω από την πηγή καθώς και η μέθοδος των πρώτων ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων.

Από τις χρονοδρομικές καμπύλες θα μπορέσουμε να πάρουμε πληροφορίες για την κλίση των ευθύγραμμων τμημάτων που είναι οι καλύτερες ευθείες (ευθείες παλινδρόμησης) των σημείων (t , x) που σημειώνονται στο διάγραμμα ύστερα από καταγραφή των πρώτων χρόνων άφιξης. Το αντίστροφο της τιμής της εκτιμώμενης κλίσης μας δίνει την τιμή της ταχύτητας του κάθε στρώματος. Στο διάγραμμα της χρονοδρομικής καμπύλης στο σημείο που τα δύο ευθύγραμμα τμήματα συναντιόνται το χαρακτηρίζουμε ως X_{co} (Cross Over). Έτσι λοιπόν με τον τύπο που προαναφέραμε υπολογίζουμε το βάθος του στρώματος που παρουσιάζεται η αλλαγή στην ταχύτητα.

$$h = \frac{X_{co}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Την τιμή του εκτιμώμενου βάθους θα την συγκρίνουμε με την μέθοδο MASW με Phase - Shift Method και θα διασταυρώσουμε το ποσοστό προσέγγισης της μιας μεθόδου σε σχέση με την άλλη.

Έπειτα θα γίνει, στην ήδη υπάρχουσα πειραματική διάταξη, δεύτερο πείραμα και θα χτυπήσουμε με το σφυρί δίπλα ακριβώς από το πρώτο γεώφωνο. Με αυτόν τον τρόπο θα πάρουμε την μέτρηση και θα αναλύσουμε το σήμα του πρώτου γεωφώνου από το πρόγραμμα Rosina και θα δούμε που παρατηρείται μια συμβολή κυμάτων, είτε ενισχυτική είτε αποσβεστική. Από αυτό το πείραμα θα διαπιστώσουμε ποια χρονική στιγμή το κύμα επιστρέφει στον ανιχνευτή από απ' ευθείας ανάκλαση στο όριο του δεύτερου στρώματος.

Έτσι αν μετρήσουμε το χρονικό διάστημα Δt από το ξεκίνημα του χτύπου μέχρι και την αρχή της συμβολής, τότε με δεδομένη την ταχύτητα διάδοσης που μετρήσαμε στο πρώτο υλικό στρώμα μπορούμε να υπολογίσουμε το βάθος με τον τύπο $h = \frac{V_1 \Delta t}{2}$

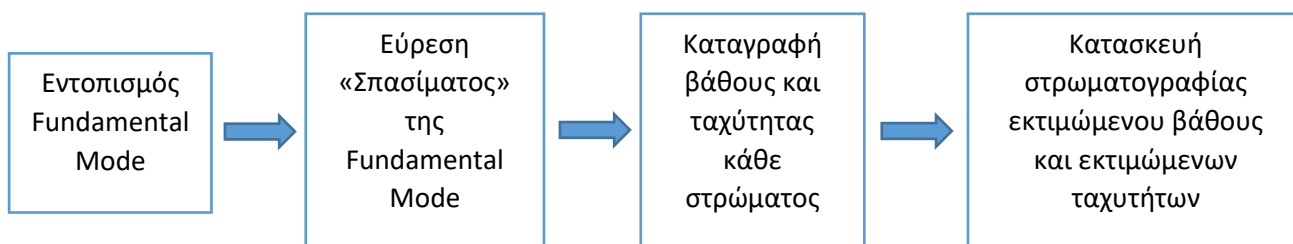
Επιπροσθέτως θα πραγματοποιηθεί τρίτο πείραμα με συγκεκριμένη ασύμμετρη διάταξη που με στοχαστική μέθοδο θα μπορέσουμε να εντοπίζουμε τις χρονικές στιγμές που καταφτάνουν οι ανακλάσεις – οριακές διαθλάσεις σε όλους τους ανιχνευτές της διάταξης, τα γεώφωνα.

Επίσης θα γίνει προσέγγιση της μέτρησης του βάθους υπολογίζοντας τον αρχικό χρόνο των ανακλώμενων κυμάτων σε διάγραμμα $t - x$, αφού όπως είδαμε στο κεφάλαιο 2, η γεωμετρία των ανακλώμενων κυμάτων είναι υπερβολή. Αν υπολογιστεί, προεκτείνοντας την καμπύλη της υπερβολής, η αρχική τιμή της καμπύλης που είναι η αρχική χρονική στιγμή t_0 , τότε μπορούμε από τον τύπο $h = \frac{V_1 t_0}{2}$ να υπολογίσουμε το βάθος του πρώτου στρώματος.

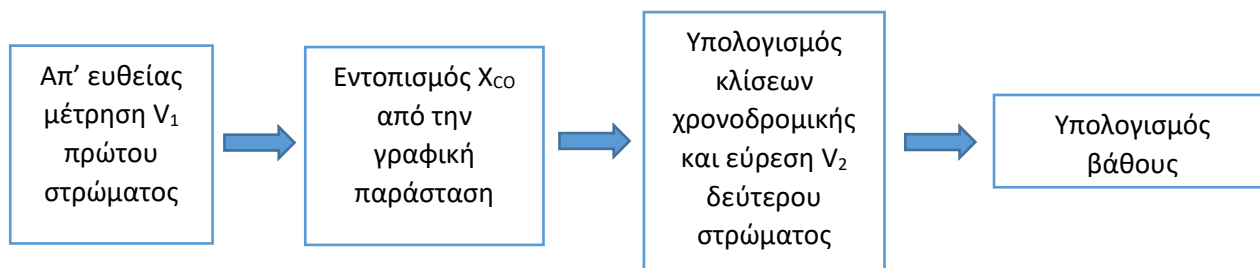
Συγκρίνοντας όλες τις τιμές του βάθους μεταξύ τους, υπολογίζουμε και το ποσοστό επιτυχίας του μοντέλου μας.

Παρακάτω γίνεται μια απεικόνιση του προτεινόμενου αλγόριθμου με τις πέντε διαφορετικές μεθόδους σε διαγράμματα ροής.

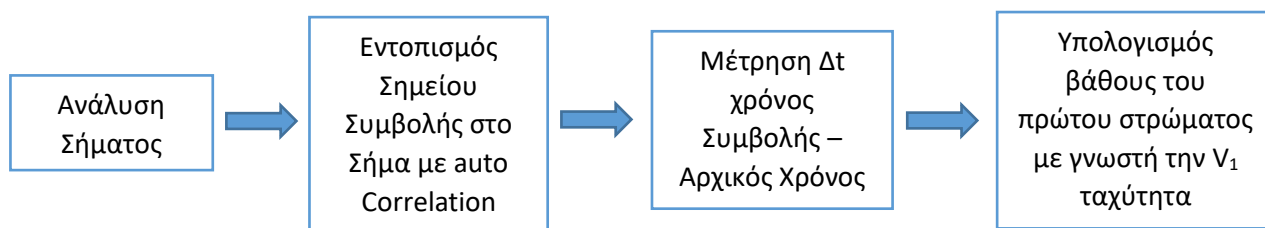
MASW



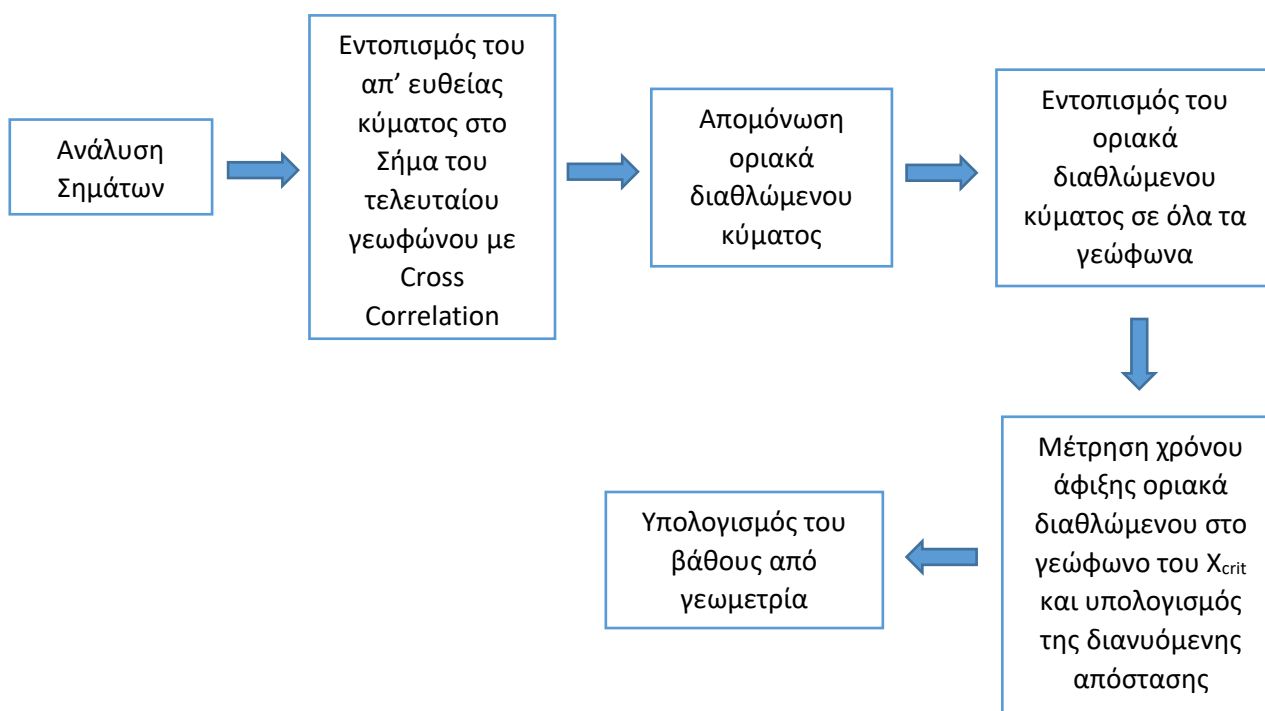
Πρώτοι Χρόνοι Αφίξης



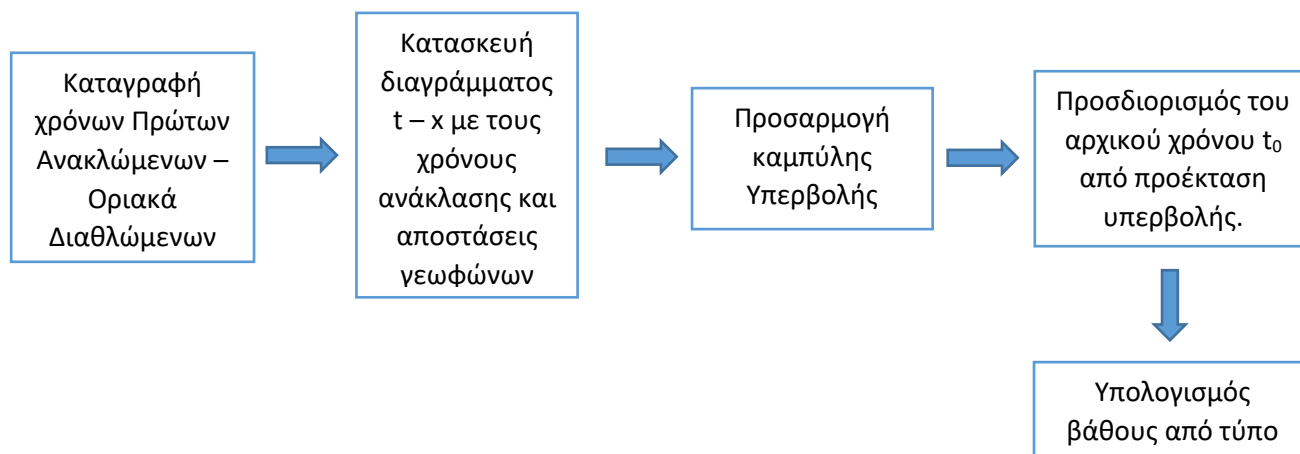
Πρώτη Ανακλώμενη



Πρώτες ανακλώμενες – Οριακά Διαθλώμενες



Καμπύλη Υπερβολής



Κεφάλαιο 4

4.1 Περιγραφή Πειράματος

Για την πραγματοποίηση του πειράματος χρησιμοποιήθηκαν τρεις πειραματικές διατάξεις σε τρία διαφορετικά μεταξύ τους πειράματα.

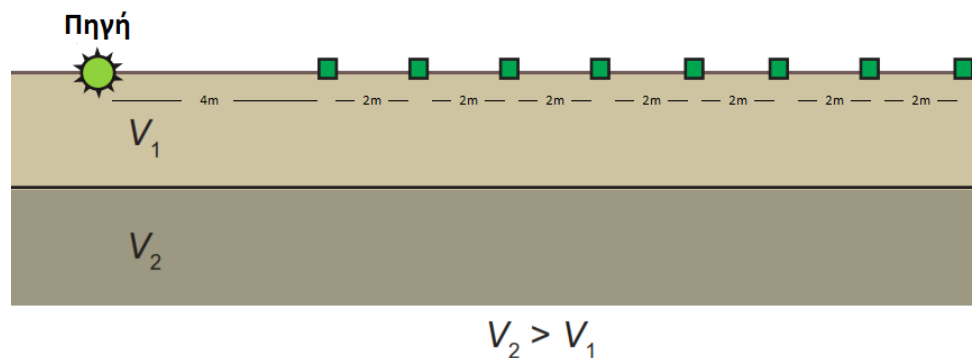
Πείραμα Α

Για την διεξαγωγή του **πειράματος Α** χρησιμοποιήσαμε 8 γεώφωνα των 4,5 Hz σε διάφορες αποστάσεις μεταξύ τους. Ο πιο συνηθισμένος αριθμός σε δημοσιευμένες διασκοπήσεις κυμαίνεται μεταξύ 12 και 24 γεωφώνων (Donohue, Dermot & Donohue, 2013; Lin, Chang & Lin, 2004; Park & Carnevale, 2010). Το software που έκανε την συλλογή και ανάλυση των μετρήσεων είναι το RosinaSoilspy και το πρόγραμμα που έφτιαξε τις αντίστοιχες εικόνες διασποράς είναι το Grilla της αντίστοιχης εταιρείας Tromino, τα οποία προγράμματα αποτελούν ένα ενιαίο πακέτο μαζί με τα γεώφωνα και είναι κατάλληλα για χρήση σεισμικών διασκοπήσεων.

Ως πηγή μηχανικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε μεγάλο σφυρί (βαριοπούλα) των 5 kg. Η πηγή σε όλες τις μετρήσεις του **πειράματος Α** απείχε πάντα 4 μέτρα από το πρώτο γεώφωνο. Η διάταξη των γεωφώνων ήταν τέτοια ώστε να απέχουν πάντα 2 μέτρα μεταξύ τους. Θα μπορούσε να είχαν δοκιμαστεί και διαφορετικές διατάξεις με αποστάσεις γεωφώνων ανά 1m ανά 3m και ανά 4m αντίστοιχα διότι η διάταξη ανά 1 μέτρο μας δείχνει μια πιο αναλυτική συλλογή δεδομένων με περισσότερη πληροφορία, αλλά η διάταξη με πιο αραιή τοποθέτηση των γεωφώνων μας δίνει την δυνατότητα να αυξήσουμε την διακριτική μας ικανότητα και να αντλήσουμε πληροφορίες για μεγαλύτερα βάθη. Τελικά επιλέχθηκε η ανά 2 μέτρα διάταξη που αποτελεί «χρυσή τομή» για την ορθή λειτουργία και λεπτομερή ανάλυση των δυο μεθόδων, σύμφωνα με τον διαθέσιμο εξοπλισμό. Για την Phase - Shift Method είναι χρήσιμο να είναι πυκνή η διάταξη των γεωφώνων διότι επιτυγχάνεται καλύτερη απεικόνιση της καμπύλης διασποράς στο διάγραμμα διασποράς. Για την μέθοδο των χρονοδρομικών καμπυλών είναι απαραίτητη η διάταξη να έχει μέγεθος περίπου το διπλάσιο από το βάθος διασκόπησης.

Η δειγματοληψία των μετρήσεων στο πρόγραμμα του RosinaSoilspy ρυθμίστηκε στα 512 Hz για την διεξαγωγή του πρώτου **πειράματος Α** που απεικονίζεται στην εικόνα 4.1. Για την διεξαγωγή του **πειράματος Β** της εικόνας 4.3 Α χρησιμοποιήθηκε δειγματοληψία 8192 Hz και για το τελευταίο **πείραμα Γ** 1024 Hz.

Η διάταξη λοιπόν είχε μέγεθος 20 μέτρα από την πηγή μέχρι και το τελευταίο γεώφωνο και η σχηματική απεικόνιση βρίσκεται στην παρακάτω εικόνα 4.1 η οποία δίνει αποτελέσματα για μια ρηχή διασκόπηση (Bessason & Erlingsson, 2011; Kaldal, 2007).



Εικόνα 4.1

Ο χώρος που επιλέχθηκε ήταν ένα ήσυχο μέρος ώστε να αποφευχθεί ο περιβάλλοντας θόρυβος από ανθρωπογενή δραστηριότητα. Η τοποθεσία είναι στο βόρειο μέρος της Κέρκυρας κοντά στο χωριό Άγιοι Δούλοι, κοντά σε έναν ελαιώνα. Η επιφάνεια που επιλέχθηκε ήταν επίπεδη και χωρίς δέντρα. Είχαμε επίσης μια ποιοτική γνώση των στρωμάτων του υπεδάφους βλέποντας τα πετρώματα του περιβάλλοντα χώρου καθώς και την λιθοστρωματογραφία της περιοχής κυρίως μαργαϊκής σύστασης με βραχώδες υπόβαθρο ψαμμίτη.

Μια απεικόνιση του χώρου του πειράματος ακολουθεί στην εικόνα 4.2

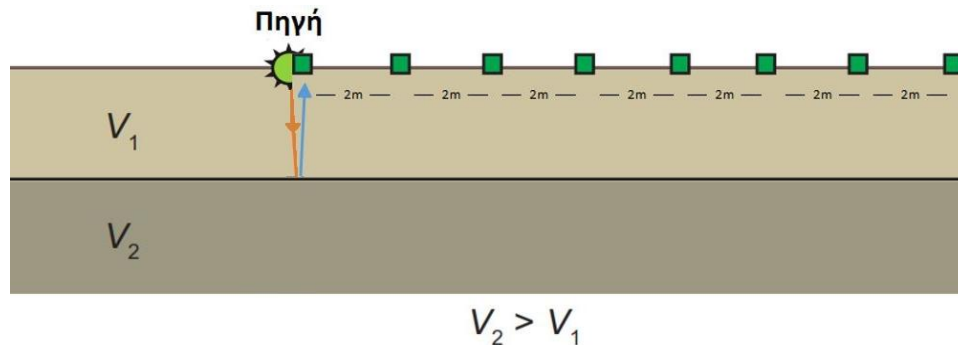


Εικόνα 4.2

Στο σημείο που βρίσκεται το σφυρί έγιναν τα χτυπήματα στο έδαφος και οι αποστάσεις των γεωφώνων τοποθετήθηκαν όπως στο σχεδιάγραμμα της εικόνας 4.1 στις αποστάσεις που όριζε η μετροταινία της εικόνας 4.2.

Πείραμα Β

Επίσης παρακάτω παρουσιάζεται μια δεύτερη δοκιμή της διάταξης στην εικόνα 4.3.A με την πηγή να είναι δίπλα από το πρώτο γεωφώνο του οποίου και το ανιχνεύσιμο σήμα είναι αυτό το οποίο θα αναλυθεί. Η δειγματοληψία των μετρήσεων στο πρόγραμμα του RosinaSoilspy για το **πείραμα Β** ρυθμίστηκε στα 8192 Hz

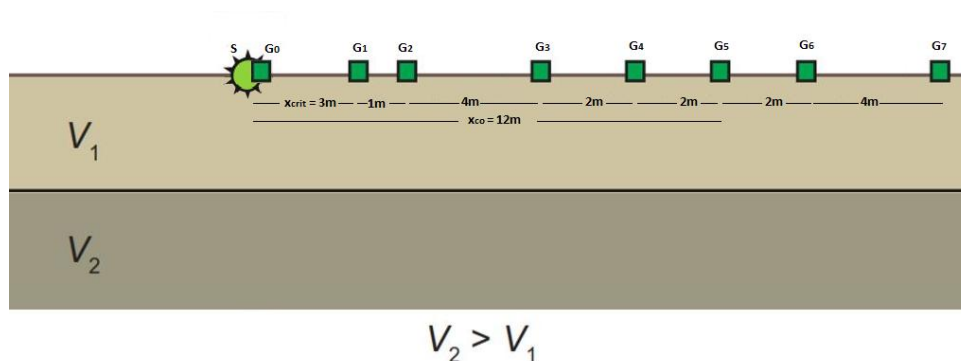


Εικόνα 4.3 Α

Σκοπός του πειράματος με αυτής την διάταξη είναι να αποδειχθεί από την ανάλυση του σήματος του πρώτου γεωφώνου μια αλλαγή στην μορφή του καταγεγραμμένου σήματος κυρίως όσον αφορά την διαφοροποίηση της κύριας συχνότητας καθώς το κύμα ανακλάται. Αυτό που αναμένεται να παρατηρηθεί είναι η διαφορετική συχνότητα του ανακλώμενου κύματος.

Πείραμα Γ

Τέλος δοκιμάστηκε και μια διαφορετική διάταξη σύμφωνα με την οποία τα γεωφώνα τοποθετήθηκαν ασύμμετρα σε σχέση με την πρώτη διάταξη, τα οποία πύκνωναν γύρω από σημεία ενδιαφέροντος όπως το X_{crit} και X_{CO} τα οποία είχαν ήδη υπολογιστεί από το **πείραμα Α** της πρώτης διάταξης. Το πρώτο γεωφώνο παραμένει δίπλα στην πηγή. Η απεικόνιση της ασύμμετρης αυτής διάταξης φαίνεται στην παρακάτω εικόνα 4.3 Β



Εικόνα 4.3 Β

Η διάταξη του παραπάνω **πειράματος Γ** έχει πολύ ενδιαφέρον από ερευνητικής άποψης. Στο πρώτο γεώφωνο G0 θα καταγραφτεί το σήμα τόσο το απευθείας όσο και αυτό που προκύπτει από την πρώτη ανάκλαση, αλλά όγδοο γεώφωνο G7 θα καταγραφτεί το σήμα που προκύπτει από το οριακά διαθλώμενο κύμα το οποίο θα περιέχει πληροφορίες από το δεύτερο στρώμα. Δηλαδή την χαρακτηριστική συχνότητα του δεύτερου στρώματος.

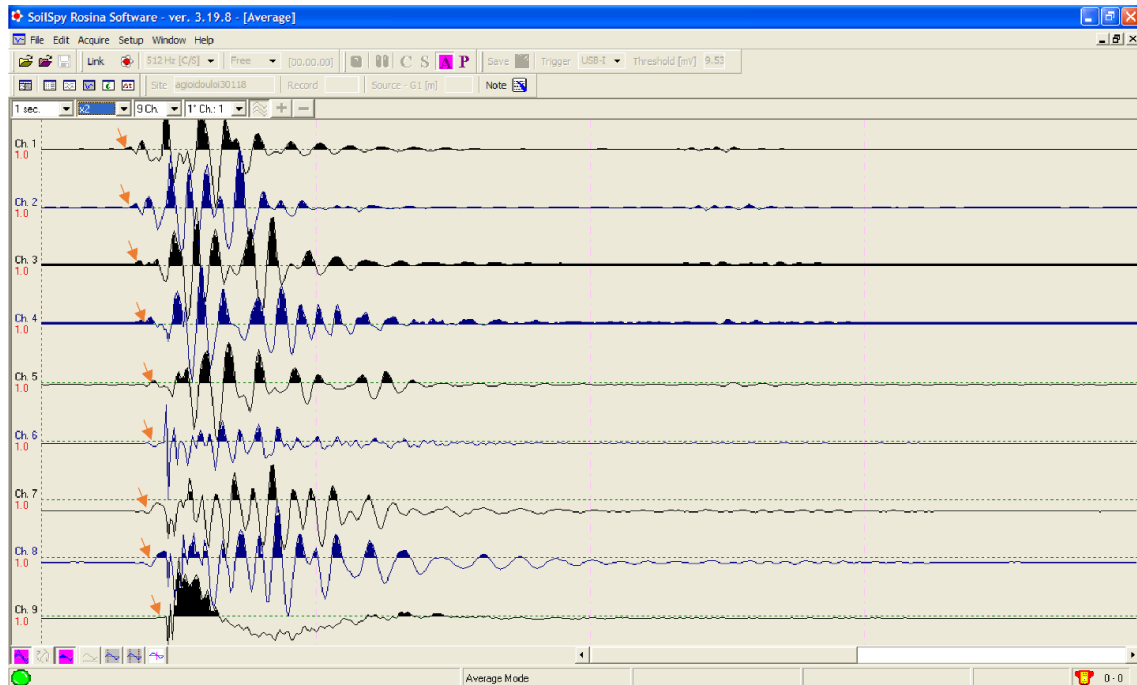
Η εύρεση του αποτυπώματος του διαθλώμενου κύματος του G7, στο σήμα του G0 θα αναδείξει την χρονική διάρκεια που ταξίδεψε το κύμα στο 1^ο στρώμα και ποια ακριβώς στιγμή άλλαξε υλικό.

Η παραπάνω διάταξη έγινε σε δεύτερο χρόνο στο ίδιο ακριβώς σημείο, έχοντας πλέον ως δεδομένο τόσο την τιμή του X_{crit} και X_{CO} όσο και τις τιμές V_1 και μια εκτίμηση των τιμών του V_2 και του πάχους (βάθους) του πρώτου στρώματος από το πρώτο πείραμα που πραγματοποιήθηκε με τις πρότυπες διατάξεις και μεθόδους του **πειράματος Α** , σύμφωνα με την βιβλιογραφία.

4.2 Ανάλυση Δεδομένων

Για την πρώτη διάταξη της εικόνας 4.1 πραγματοποιήθηκαν 10 χτυπήματα με το σφυρί σε συγκεκριμένο σημείο, έτσι ώστε να εισαχθούν στο πρόγραμμα αρκετές μετρήσεις και να έχει μεγαλύτερη ακρίβεια το τελικό αποτέλεσμα της μελέτης μας.

Ως τελική εικόνα πήραμε τον μέσο όρο των 10 μετρήσεων σε ένα πλέον σήμα (Stacking Mode), το οποίο γίνεται αυτόματα από το πρόγραμμα, και εξαγάγαμε τους πρώτους χρόνους άφιξης των σημάτων από τις εικονιζόμενες κυματομορφές, όπως διακρίνεται καθαρά στην παρακάτω εικόνα 4.4.



Εικόνα 4.4

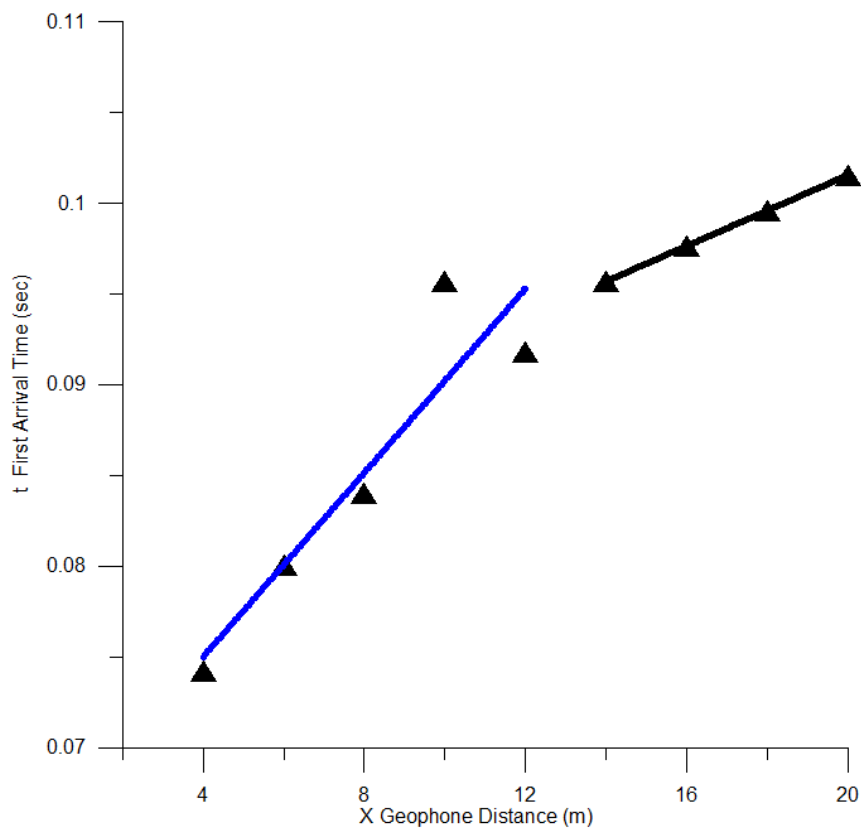
A) Μέθοδος πρώτων χρόνων άφιξης

Αφού επιλέχθηκαν οι πρώτοι χρόνοι άφιξης με μεγάλη προσοχή και λεπτομέρεια κατατάχθηκαν σε δισδιάστατο πίνακα με μεταβλητές (t , x). Πίνακας 4.1

Πίνακας 4.1

t (sec)	x (m)
0,074219	4
0,080078	6
0,083984	8
0,095703	10
0,091797	12
0,095703	14
0,097656	16
0,099609	18
0,101563	20

Από τις τιμές του παραπάνω πίνακα 4.1 δημιουργήθηκε το διάγραμμα 4.1 χρονοδρομικής καμπύλης που απεικονίζεται κατωτέρω.



Διάγραμμα 4.1

Για την κατασκευή του διαγράμματος 4.1 χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Golden Software Grapher 7 το οποίο έχει και την δυνατότητα να υπολογίζει τις βέλτιστες ευθείες «ευθείες παλινδρόμησης» των σημείων που του ορίζουμε εμείς. Έτσι λοιπόν έχουμε για την μπλε ευθεία παλινδρόμησης εξίσωση $Y = 0.00253906 * X + 0.06484378$ και για την μαύρη ευθεία παλινδρόμησης εξίσωση $Y = 0.000976565 * X + 0.08203122$.

Σε αυτό το διάγραμμα λοιπόν υπολογίστηκαν μαζί οι δυο καλύτερες ευθείες στις οποίες παρατηρείται ένα «σπάσιμο» στην κλίση της δεύτερης, με μαύρο χρώμα, ευθείας.

Από τις κλίσεις των ευθειών του διαγράμματος όπως είχαμε προαναφέρει στην θεωρία βρίσκουμε το αντίστροφο της τιμής της ταχύτητας δηλαδή, Κλίση 1 = $1/V_1$ και Κλίση 2 = $1/V_2$. Οι τιμές που βρέθηκαν είναι για $V_1 = 393,8465 \text{ m/sec}$ και $V_2 = 1023,9973 \text{ m/sec}$.

Την άμεση μέτρηση για την ταχύτητα του πρώτου στρώματος V_1 την υπολογίζουμε και από τα 3 πρώτα γεώφωνα των οποίων οι πρώτοι χρόνοι άφιξης αντιστοιχούν στα απ' ευθείας κύματα. Άρα υπολογίστηκε Δt_1 και Δt_2 από το 1^ο και 2^ο και ύστερα από το 2^ο και 3^ο αντίστοιχα και έπειτα διαιρέθηκαν οι τιμές αυτές με τις γνωστές αποστάσεις των γεωφώνων οπότε βρέθηκαν 2 ταχύτητες και πήραμε τον μέσο όρο. Η τιμή αυτή είναι $V_1 = 409,601 \text{ m/sec}$. Η απόκλιση από την V_1 τιμή του διαγράμματος είναι $\Delta V_1 / V_1 = 3,846315 \%$. Θεωρούμε ότι η μετρήσιμη τιμή της ταχύτητας $V_1 = 409,601 \text{ m/sec}$ είναι η πιο έγκυρη και αυτήν την τιμή θα χρησιμοποιήσουμε στις παρακάτω εξισώσεις μας, αλλά κάνοντας την σύγκριση με την τιμή του διαγράμματος και βρίσκοντας τόσο μικρή απόκλιση συμπεραίνουμε ότι έγινε πολύ καλή η επιλογή των πρώτων χρόνων άφιξης. Αυτό σημαίνει ότι και η ταχύτητα V_2 που υπολογίστηκε γραφικά θα είναι πολύ κοντά στην πραγματική ταχύτητα του δεύτερου στρώματος.

Στο διάγραμμα επίσης διακρίνουμε ότι στα 12 μέτρα από την πηγή, δηλαδή στο 5^ο γεώφωνο βλέπουμε το σπάσιμο της ευθείας. Το σημείο αυτό το έχουμε ορίσει ως X_{CO} όπου από την θεωρία γνωρίζουμε ότι εκεί καταφτάνουν οι οριακά διαθλώμενες ακτίνες.

Αν λοιπόν διαθέτουμε τις ταχύτητες $V_1 = 409,601 \text{ m/sec}$, $V_2 = 1023,9973 \text{ m/sec}$ και $X_{CO} = 12\text{m}$ τότε λοιπόν με την χρήση του τύπου $h_A = \frac{X_{CO}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$ βρίσκουμε το βάθος στο οποίο παρατηρείται η αλλαγή της στρωματογραφίας μας.

Βρέθηκε λοιπόν ότι το βάθος διασκόπησης με την μέθοδο των πρώτων χρόνων άφιξης, είναι $h_A = 3,93 \text{ m}$.

Στον παρακάτω πίνακα 4.2 παρουσιάζονται αναλυτικά οι τιμές που αναφέρονται ανωτέρω οι οποίες υπολογίστηκαν τόσο από το διάγραμμα όσο και από την απευθείας πειραματική μέτρηση τους.

Πίνακας 4.2

Χρήσιμες Τιμές	Τιμές από Διάγραμμα 4.1	Τιμές από πείραμα
v_1 (m/sec)	393,8465416	409,6010486
v_2 (m/sec)	1023,997379	1023,997379
X_{co} (m)	12	12
X_{crit} (m) = $X_{co} * V_1/(V_2+V_1)$	3,333341867	3,428583967
$t_0 = 2h/V_1$	0,020312448	0,019179211
$a=(2h/X_{co})^2$	0,444443022	0,428569339
$V_2 = V_1(1 + (2h/X_{co})^2)/(1 - (2h/X_{co})^2)$	1023,997379	1023,997379
h (βάθος)= $(X_{co}/2) \sqrt{(V_2 - V_1)/(V_2 + V_1)}$	3,9999936	3,927912448
h (βάθος)= $X_{crit}/(2) \sqrt{(V_2/V_1)^2 - 1}$	3,9999936	3,927912448

Στον παραπάνω πίνακα δίνονται και οι σχέσεις από τις οποίες υπολογίζονται τα διάφορα μεγέθη.

B) Μέθοδος MASW « Phase - Shift Method »

Για την μέθοδο αυτή απαραίτητη ήταν η χρήση ενός έξτρα προγράμματος (software) το Grilla, το οποίο λειτουργεί παράλληλα με το RosinaSoilSpy, παίρνοντας τα δεδομένα από αυτό. Το πρόγραμμα Grilla μας δίνει την δυνατότητα να μετατρέψουμε τα δεδομένα των αποστάσεων - χρόνων σε διαγράμματα διασποράς (φάσματα ταχυτήτων).

Από τα διαγράμματα διασποράς όλων των μετρήσεων παίρνουμε την εικόνα διασποράς και από εκεί με μια ποιοτική μεν αλλά ευρέως εφαρμοσμένη τεχνική εντοπίζουμε το Fundamental mode (θεμελιώδη διέγερση) και παρατηρούμε το σημείο που υπάρχει κάποια μεταβολή στην κλίση (σπάσιμο της καμπύλης).

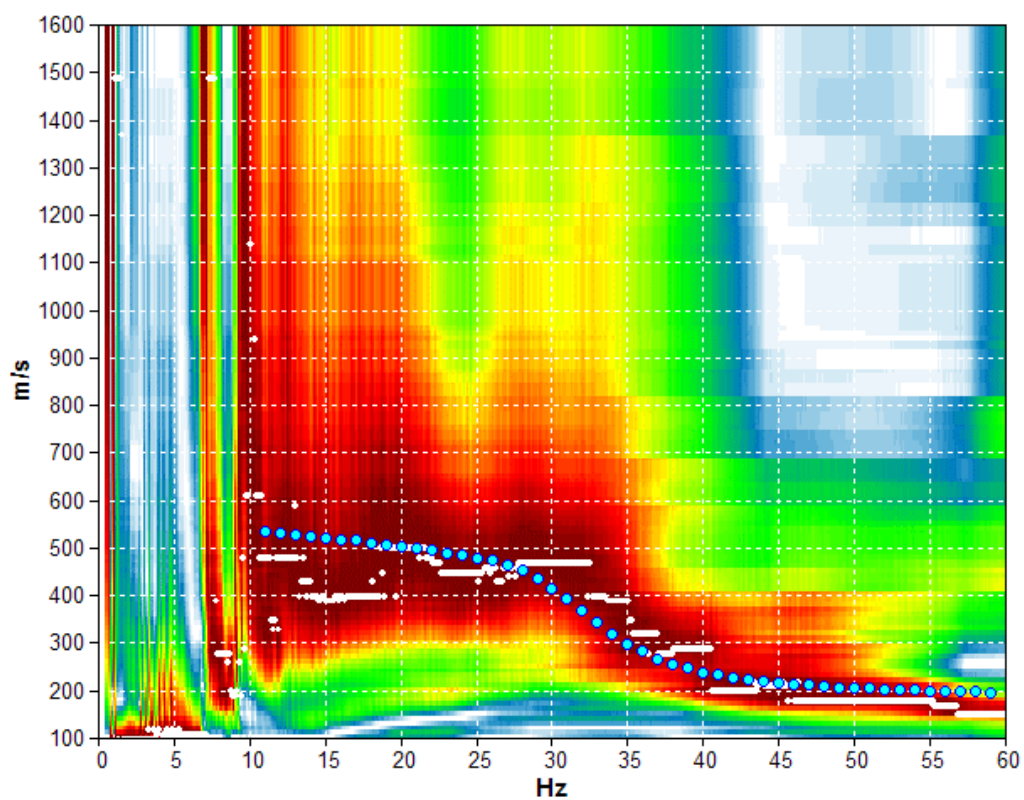
Στο διάγραμμα διασποράς μας δίνονται ανά πάσα στιγμή πληροφορίες για το μήκος κύματος λ και για την ταχύτητα u_s . Όπως προαναφέρθηκε το βάθος του κάθε στρώματος είναι $Z = \lambda/2$. Οπότε μπορούμε να φτιάξουμε ένα διάγραμμα που να δίνει πληροφορίες για την στρωματογραφία του υπεδάφους με βάση το βάθος, την ταχύτητα u_s και το σπάσιμο που παρατηρούμε ποιοτικά στην καμπύλη διασποράς της fundamental mode.

Για να φτιάξουμε το συνθετικό διάγραμμα της στρωματογραφίας πρέπει πρώτα να συμπληρωθεί ένας πίνακας με τα εξής δεδομένα που παίρνουμε από την εικόνα διασποράς. Αρχικά συμπληρώνουμε τα κελιά του πίνακα που αφορούν την πυκνότητα του υλικού στρώματος, έπειτα σημειώνουμε το βάθος που βρήκαμε το «σπάσιμο» και σημειώνουμε για το συγκεκριμένο βάθος την ταχύτητα u_s που αποτελεί την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Το πρόγραμμα κάνει αυτόματα την μετατροπή σε ταχύτητα u_p και έτσι συμπληρώνεται ο παρακάτω πίνακας 4.2

	Thickn. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Poiss.	Dens. [γ/m^3]
1	2.5	539	200	0.42	2.2
2	2.5	1212	450	0.42	2.2
3	20	1616	600	0.42	2.5
4	0	1616	600	0.42	2.5
5				0.42	
6				0.42	
7				0.42	
8				0.42	
9				0.42	
10				0.42	

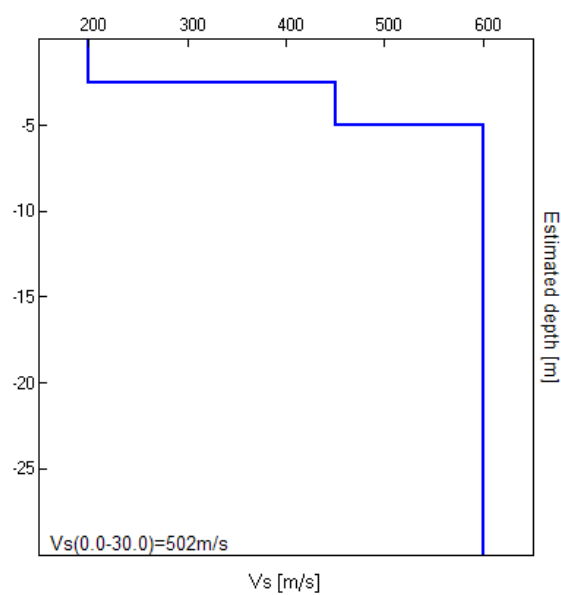
Πίνακας 4.2

Από τις τιμές του παραπάνω διαγράμματος δημιουργείται μια καινούρια συνθετική καμπύλη διασποράς που αποτελείται από κουκίδες που εμφανίζεται πάνω στην εικόνα διασποράς όπως μπορούμε να διακρίνουμε και στην εικόνα 4.5. όσο περισσότερο προσεγγίζει η συνθετική καμπύλη την fundamental mode τόσο καλύτερη είναι και η επιλογή των τιμών του «σπασίματος», τόσο καλύτερη εκτίμηση του βάθους έγινε!



Εικόνα 4.5

Η πληροφορία που εξάγεται από την παραπάνω εικόνα δείχνει ότι η επιλογή των σημείων έγινε σωστά και ότι πλέον μπορούμε να καταλήξουμε σε ένα τελικό συνθετικό διάγραμμα στρωματογραφίας όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα 4.6.



Εικόνα 4.6

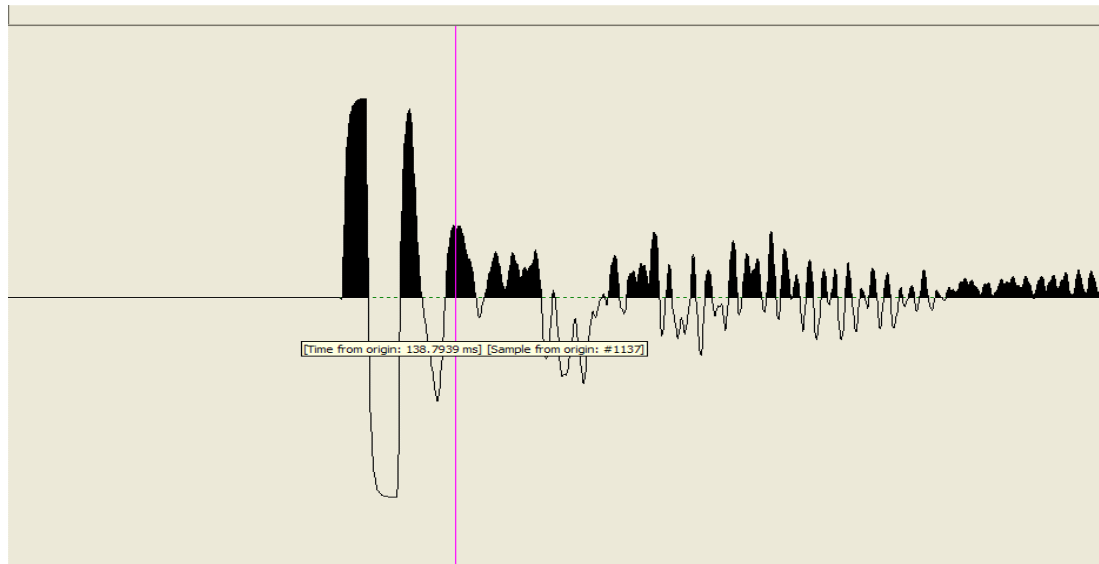
Από την ανάλυση των σημάτων στην εικόνα 4.4 του **πειράματος Α**, δυστυχώς δεν ήταν εφικτό να διακριθούν καμπύλες υπερβολής οι οποίες ικανές προεκτείνοντας να μας δώσουν τον αρχικό χρόνο t_0 που είναι απαραίτητος για τον απευθείας υπολογισμό του βάθους του πρώτου στρώματος όπως εξηγείται αναλυτικά στην παράγραφο 2.2 με την μέθοδο σεισμικής ανάκλασης.

Η αδυναμία αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι διαθέτουμε πολύ λίγο αριθμό γεωφώνων οπότε ούτε μεγάλη έκταση μπορούσαμε να καλύψουμε ούτε πυκνά δεδομένα μπορούσαμε να συλλέξουμε ιδιαίτερα στην περιοχή γύρω από το x_{crit} , δηλαδή από το x_{co} μέχρι την πηγή.

Επίσης δεν ήταν γνωστή η θέση του x_{crit} και του x_{co} στην πρώτη πειραματική διάταξη. Οπότε η μέθοδος αυτή εγκαταλείφθηκε αφού δεν μπορούσε να δώσει αποτελέσματα στην συγκεκριμένη πειραματική διάταξη της εικόνας 4.1.

C) Μέθοδος Πρώτης Ανακλώμενης με auto correlation

Ακολουθώντας την μέθοδο της πρώτης ανακλώμενης, στο **πείραμα Β** με διαφορετική πειραματική διάταξη, τοποθετώντας το γεωφώνο ακριβώς πάνω από την πηγή όπως στην εικόνα 4.3 Α αναλύσαμε το σήμα του πρώτου γεωφώνου στο πρόγραμμα RosinaSoilspy και πήραμε την παρακάτω εικόνα 4.7

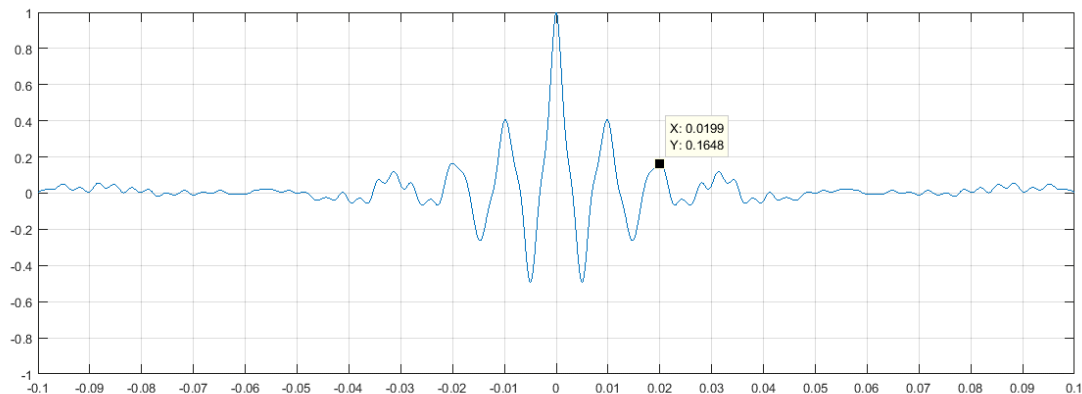


Εικόνα 4.7

Από την παραπάνω εικόνα 4.7 διαπιστώνουμε ότι την χρονική στιγμή t_3 αρχίζει να χαλάει η αρχική μορφή του σήματος που σημαίνει ότι διακρίνεται μια συμβολή κυμάτων οπότε καταλαβαίνουμε ότι εκείνη την στιγμή ανιχνεύουμε την πρώτη ανάκλαση.

Άρα υπολογίζοντας το $\Delta t = t_3 - t_1$ βρίσκουμε το χρονικό διάστημα ώστε το κύμα να ταξιδέψει στο πρώτο στρώμα και έπειτα να επιστρέψει ως πρώτη ανάκλαση. Ύστερα με τον τύπο $h_c = \frac{v_1 \Delta t}{2}$ βρίσκουμε το βάθος του πρώτου στρώματος.

Για την επιπλέον ενίσχυση του παραπάνω συλλογισμού χρειάστηκε να εκτελεστεί μια εντολή αυτοσυσχέτισης (auto correlation) του καταγεγραμμένου σήματος στο πρόγραμμα Matlab. Η εντολή αυτή συσχετίζει το αρχικό σήμα με τον εαυτό του μετατοπίζοντάς το 8192 φορές (με βήμα 1/8192) και συγκρίνοντάς το με αυτό. Η απεικόνιση του auto correlation του σήματος είναι η παρακάτω εικόνα 4.8.



Εικόνα 4.8

Στην παραπάνω εικόνα βλέπουμε την αυτοσυσχέτιση του σήματος όπου στο μηδέν ταυτίζεται πλήρως με τον εαυτό του, στην δεύτερη κορυφή όπου μετατοπίστηκε κατά 0,01 sec διακρίνεται μια μικρότερη συσχέτιση και στην τρίτη κορυφή διακρίνεται μια ακόμη μικρότερη συσχέτιση σε χρόνο 0,0199 sec. Σε αυτήν την χρονική στιγμή έχουμε την αναμενόμενη ανάκλαση από το δεύτερο στρώμα. Σύμφωνα με την θεωρία εκεί που έχουμε την μεγαλύτερη κορυφή θα πρέπει να εντοπίζεται και η πρώτη ανάκλαση. (Matlab Documentation Echo Cancellation example). Επειδή το σήμα μας είναι πολύ περιοδικό ειδικά στα πρώτα 0,12 – 0,14 sec το πρώτο peak του σήματος ταυτίζεται με το δεύτερο οπότε εκεί μπορεί να θεωρηθεί εσφαλμένα ότι εντοπίζουμε την πρώτη ανάκλαση την χρονική στιγμή 0,13 sec για μετατόπιση 0,01 sec. Αν παρατηρήσει όμως κάποιος την εικόνα για 0,02 sec και πέρα, γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι δεν υπάρχει αυτοσυσχέτιση και όλα τα peaks είναι πολύ μικρά και τείνουν στο μηδέν.

Άρα γίνεται πλέον σίγουρο ότι η χρονική διάρκεια μέχρι την πρώτη ανάκλαση είναι $\Delta t = 19,9$ msec σχεδόν ταυτόσημο με το 19,7373 msec που προσδιορίσαμε ανωτέρω.

Το υπολογιζόμενο βάθος από την μέθοδο της πρώτης ανάκλασης με $\Delta t = 19,9$ msec είναι:

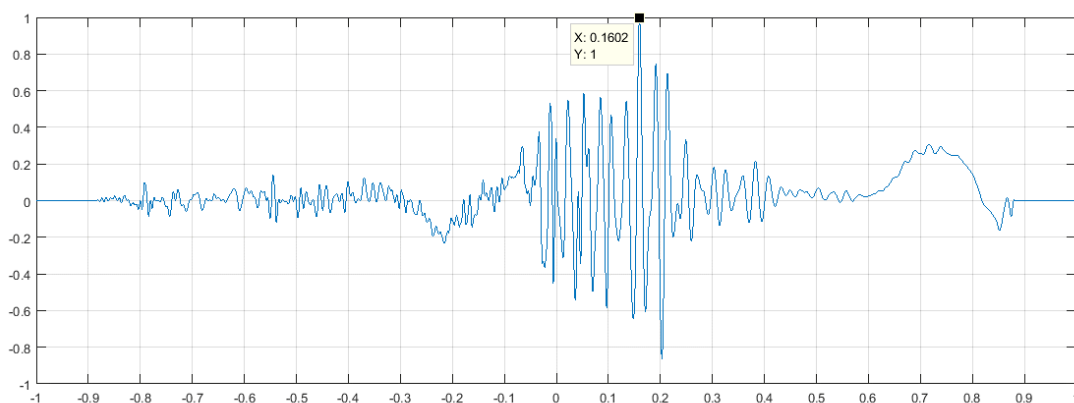
$$h_c = \frac{v_1 \Delta t}{2} = 4,0755 \text{ m}$$

D) Μέθοδος Πρώτης Ανακλώμενης – Οριακά Διαθλώμενης με cross correlation

Τέλος για την εύρεση της πρώτης ανακλώμενης – οριακά διαθλώμενης στο **πείραμα Γ**, χρησιμοποιήθηκε και μια άλλη μέθοδος της οποίας η διάταξη των γεωφώνων φαίνεται στην εικόνα 4.3.B. Σε αυτήν την περίπτωση αναλύθηκε το σήμα του γεωφώνου πάνω από την πηγή και συγκρίθηκε με το σήμα γεωφώνου που βρίσκεται στην θέση X_{G7} στα 12 m. Το σήμα του $G7$ γεωφώνου που βρίσκεται στην πιο απομακρυσμένη θέση έχει στην καταγραφή του πληροφορίες πρώτα από το οριακά διαθλώμενο και ύστερα από το απευθείας επιφανειακό κύμα. Το γεωφώνο $G0$ πάνω από την πηγή περιέχει πληροφορίες πρώτα από το απευθείας και μετά από το ανακλώμενο το οποίο περιέχει πληροφορίες και από το δεύτερο στρώμα.

Συγκρίνουμε λοιπόν τα δύο σήματα με σκοπό να δούμε πόσο χρόνο διαδίδονταν το κύμα στο δεύτερο στρώμα και ποια χρονική στιγμή το απευθείας επιφανειακό κύμα φτάνει στο $G7$ γεωφώνο.

Για την συγκεκριμένη περίπτωση χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος cross correlation στο Matlab με σκοπό να βρούμε την συσχέτιση του $G7$ με το $G0$. Τα αποτελέσματα αυτής της σύγκρισης φαίνονται στην παρακάτω εικόνα 4.9



Εικόνα 4.9

Σύμφωνα με την θεωρία που υπάρχει για την μέθοδο του cross correlation το μεγαλύτερο μας δείχνει και την καλύτερη συσχέτιση των $G7$ με $G0$ σημάτων. Το μέγιστο εντοπίζεται για $t_{lag} = 0,1602$ sec.

Ο χρόνος άφιξης του κύματος στο $G7$ εντοπίζεται για την χρονική στιγμή $t_7 = 0,1437$ sec από την στιγμή που άρχισε η καταγραφή στον ανιχνευτή, δηλαδή από $t_0 = 0,1193$ sec και μετά.

Το διαθλώμενο κύμα έχει χρονική διάρκεια στο σήμα του $G7$ $\Delta t = t_{lag} - t_7 = 0,1602 - 0,1437$

➔ $\Delta t = 0,0165$ sec.

Αφού βρήκαμε στο σήμα του G7 τον χρόνο του διαθλώμενου κύματος κόβουμε τον κατάλογο των δεδομένων του G7 σήματος και φτιάχνουμε νέο κατάλογο G7* που περιέχει τιμές μόνο από οριακά διαθλώμενο σήμα. Έπειτα κάνουμε τη μέθοδο του cross correlation του G7* με όλα τα σήματα των γεωφώνων και καταγράφουμε τα t_{lags} από το καθένα. Από αυτήν την διαδικασία εντοπίζουμε ποια χρονική στιγμή φτάνει στα γεώφωνα της διάταξης το οριακά διαθλώμενο κύμα. Τοποθετούμε λοιπόν όλες τις παραπάνω τιμές που συλλέξαμε από τα t_{lags} στον πίνακα 4.3 και τον εμπλουτίζουμε και με διάφορες άλλες πληροφορίες χρονικών στιγμών που καταγράφουν τα γεώφωνα.

Πίνακας 4.3

	G0	G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G0-G7
tdir (sec)	0	0,007324	0,0097656	0,0195312	0,024414	0,029297	0,03418	0,043945	0,043945
outbreak	0,1193	0,1281	0,13	0,1369	0,1378	0,1388	0,1398	0,1437	
t _{lag} (sec) stacking στο G7*	0,02344	0,01953	0,02637	0,06738	0,08496	0,02344	0,02539	0	0,1602
tre _{fl} (απο Outbr)	0,14274	0,14763	0,15637	0,20428	0,22276	0,16224	0,16519	0,1437	
tre _{fl} (απο Διάταξη)	0,02344	0,026854	0,0361356	0,0869112	0,109374	0,052737	0,05957	0,043945	

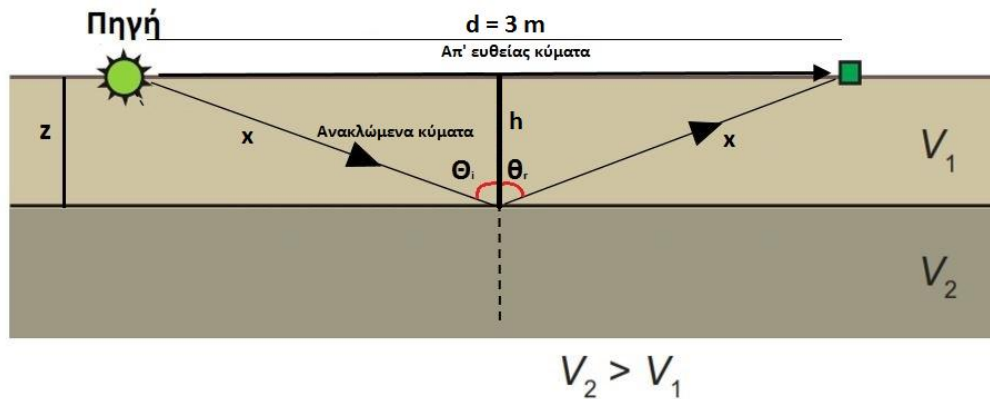
tdir : είναι ο χρόνος που χρειάζεται για να φτάσει το επιφανειακό κύμα στα γεώφωνα

outbreak : είναι ο χρόνος που αρχίζει να καταγράφει το γεώφωνο το παραγόμενο κύμα.

tre_{fl} (απο Outbreak) : είναι ο χρόνος από τις πρώτες ανακλάσεις μετρημένα από αρχικές τιμές των outbreak

tre_{fl} (απο Διάταξη) : είναι ο χρόνος από τις πρώτες ανακλάσεις μετρημένα από αρχικές τιμές των tdir.

Από το G1 που βρίσκεται στο x_{crit} και μετά, ανιχνεύονται στα γεώφωνα τα οριακά διαθλώμενα κύματα τα οποία έχουν ταξιδεύσει μεταξύ των δύο επιφανειών. Στο G1 φτάνει το σήμα που έχει ταξιδεύσει το ελάχιστο δυνατόν οπότε και ανακλάται άμεσα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα της εικόνας 4.10.



Εικόνα 4.10

Αφού το οριακά διαθλώμενο κύμα ανιχνεύτηκε στο G1 την χρονική στιγμή $t_{refl} g_1 = 0,026854\text{ sec}$, τότε μπορώ να υπολογίσω το $x = V_1 * t_{refl} g_1 / 2$ και ύστερα από Πυθαγόρειο Θεώρημα βρίσκω το βάθος h .

Αναλυτικότερα :

$$x^2 = \left(\frac{d}{2}\right)^2 + h^2$$

$$h^2 = x^2 - \left(\frac{d}{2}\right)^2$$

$$h = \sqrt{x^2 - \left(\frac{d}{2}\right)^2}$$

Για $x = 3,9997542\text{ m}$

Το εκτιμώμενο βάθος είναι $h_D = 3,7078341\text{ m}$

Ε) Μέθοδος Καμπύλης Υπερβολής

Από τον πίνακα 4.3 του **πειράματος Γ** πήραμε τις τιμές των χρόνων των πρώτων ανακλάσεων t_{refl} (από Διάταξη) σε συνάρτηση με τις αποστάσεις των γεωφώνων και φτιάξαμε ένα πίνακα τιμών, πίνακας 4.4 και ύστερα κατασκευάσαμε διάγραμμα $t - x$, διάγραμμα 4.2, με σκοπό να διαπιστευθεί αν η γεωμετρία της καμπύλης που δημιουργείται είναι υπερβολή.

Η διάταξη του **πειράματος Γ** μπορούσε να μας δώσει μετρήσεις στην περιοχή γύρω από το x_{crit} ξεκινώντας από την πηγή μέχρι και το x_{co} . Παρότι στο πείραμα αυτό χρησιμοποιήσαμε λιγότερα γεώφωνα γνωρίζαμε από το **πείραμα Α** τις τιμές των x_{crit} και x_{co} δεδομένου ότι έγινε στον ίδιο τόπο το πείραμα.

Έτσι λοιπόν φτιάχτηκε ο πίνακας 4.4 που παρατίθενται οι τιμές των χρονικών στιγμών των ανακλώμενων και οι αποστάσεις των γεωφώνων.

Πίνακας 4.4

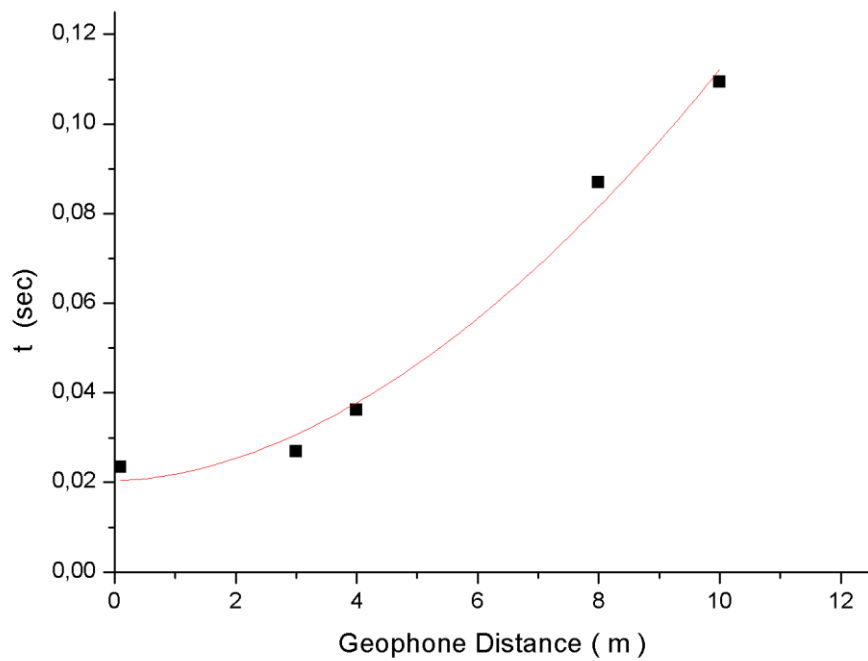
X (m)	t_{refl} (από Διάταξη) (sec)
0,1	0,02344
3	0,0268542
4	0,0361356
8	0,0869112
10	0,109374

Οι τιμές του παραπάνω πίνακα 4.4 εισήχθησαν στο πρόγραμμα Origin 8 και πήραμε το παρακάτω διάγραμμα 4.2. Στο διάγραμμα κάναμε fit υπερβολής και το αποτέλεσμα που πήραμε είναι σύμφωνο με το αναμενόμενο από την θεωρία. Η γεωμετρία των σημείων ακολουθούν την γεωμετρία της υπερβολής.

Από την προέκταση της υπερβολής παρατηρείται ότι η καμπύλη τέμνει τον άξονα των χρόνων στο 0,02 sec. Αυτός είναι και ο ζητούμενος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να πάει και να επιστρέψει, ανακλώμενο στην διαχωριστική επιφάνεια του πρώτου και δεύτερου στρώματος. Ο χρόνος αυτός επιβεβαιώνεται και από τα αποτελέσματα του πειράματος Β.

Για $\Delta t' = 0,02$ sec υπολογίζουμε βάθος

$$h_E = \frac{v_1 \Delta t'}{2} = 4,096 \text{ m}$$



Διάγραμμα 4.2

Η κόκκινη γραμμή είναι η προσαρμοσμένη καμπύλη παραβολής για τα συγκεκριμένα σημεία. Τα σημεία που συμπεριλήφθηκαν στο πίνακα 4.4 και διάγραμμα 4.2 είναι μέχρι και την απόσταση 10 m πριν το x_{co} διότι από εκεί και έπειτα η συμπεριφορά της καμπύλης αλλάζει και δεν έχει γεωμετρία υπερβολής αλλά ευθείας.

Κεφάλαιο 5

Αποτελέσματα

5.1 Αποτελέσματα « Phase - Shift Method »

Από την μέθοδο της MASW « Phase - Shift Method » διαπιστώσαμε ότι σημαντική αλλαγή στην ταχύτητα παρατηρήθηκε στα $h_B = 5$ μέτρα βάθος, άρα σε αυτό το βάθος θεωρούμε ότι γίνεται η αλλαγή του υλικού στρώματος από εδαφικό στρώμα μαργαϊκής σύστασης σε βραχώδες υπόβαθρο ψαμμίτη.

Η ταχύτητα που πήραμε από την εικόνα διασποράς ήταν u_s των εγκαρσίων κυμάτων. Το πρόγραμμα υπολόγισε αυτόματα βάση της πυκνότητας του υλικού στρώματος την ταχύτητα u_p των διαμηκών κυμάτων. Η τιμή της $u_p = 1212$ m/sec.

5.2 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτων αφίξεων

Από τη μέθοδο των πρώτων αφίξεων βρήκαμε τιμή της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων για το δεύτερο στρώμα $u_p = 1024$ m/sec και το βάθος το οποίο υπολογίστηκε είναι $h_A = 3,93$ μέτρα.

Ως πρώτη εκτίμηση οι τιμές φαίνονται να είναι πολύ κοντά. Υπολογίζοντας το σχετικό σφάλμα της μεθόδου των πρώτων αφίξεων ως προς την μέθοδο της MASW βρίσκουμε για την ταχύτητα $\frac{\Delta u_p}{u_p} * 100\% = \frac{1212-1024}{1212} * 100\% = 15,51\%$ και για το βάθος $\frac{\Delta h}{h_B} * 100\% = \frac{5-3,93}{5} * 100\% = 21\%$.

5.3 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτης ανακλώμενης (autocorrelation)

Από την μέθοδο με την ανίχνευση της πρώτης ανακλώμενης τοποθετώντας την πηγή ακριβώς δίπλα στο πρώτο γεώφωνο βρέθηκε να είναι $h_C = 4,0755$ m και το ποσοστό σφάλματος επί τοις εκατό είναι $\frac{\Delta h}{h_B} = \frac{5-4,0755}{5} * 100\% = 18,49\%$ συγκρίνοντάς την με την « Phase - Shift

Method », ενώ συγκρίνοντάς την με την μέθοδο των πρώτων αφίξεων είναι $\frac{\Delta h}{h_A} = \frac{4,0755-3,93}{3,93} * 100\% = 3,702\%$.

5.4 Αποτελέσματα μεθόδου πρώτης ανακλώμενης (cross correlation)

Σύμφωνα με την μέθοδο ανίχνευσης της πρώτης ανακλώμενης συγκρίνοντας το σήμα του πρώτου γεωφώνου δίπλα από την πηγή με το πέμπτο γεώφωνο, βρέθηκε το βάθος να έχει τιμή $h_D = 3,80109$ m και το ποσοστό σφάλματος επί τοις εκατό είναι $\frac{\Delta h}{h_B} = \frac{5-3,80109}{5} * 100\% = 23,9782 \%$ συγκρίνοντάς την με την « Phase - Shift Method », ενώ συγκρίνοντάς την με την μέθοδο των πρώτων αφίξεων είναι $\frac{\Delta h}{h_A} = \frac{3,93-3,80109}{3,93} * 100\% = 3,2801 \%$.

5.5 Αποτελέσματα μεθόδου Καμπύλης Υπερβολής

Τέλος από την μέθοδο της καμπύλης υπερβολής των πρώτων ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων, το βάθος υπολογίστηκε στα $h_E = 4,096$ m. Το ποσοστό σφάλματος επί τοις εκατό είναι $\frac{\Delta h}{h_B} = \frac{5-4,096}{5} * 100\% = 18,08 \%$ συγκρίνοντάς την με την «Phase - Shift Method», ενώ συγκρίνοντάς την με την μέθοδο των πρώτων αφίξεων είναι $\frac{\Delta h}{h_A} = \frac{4,096-3,93}{3,93} * 100\% = 4,22 \%$.

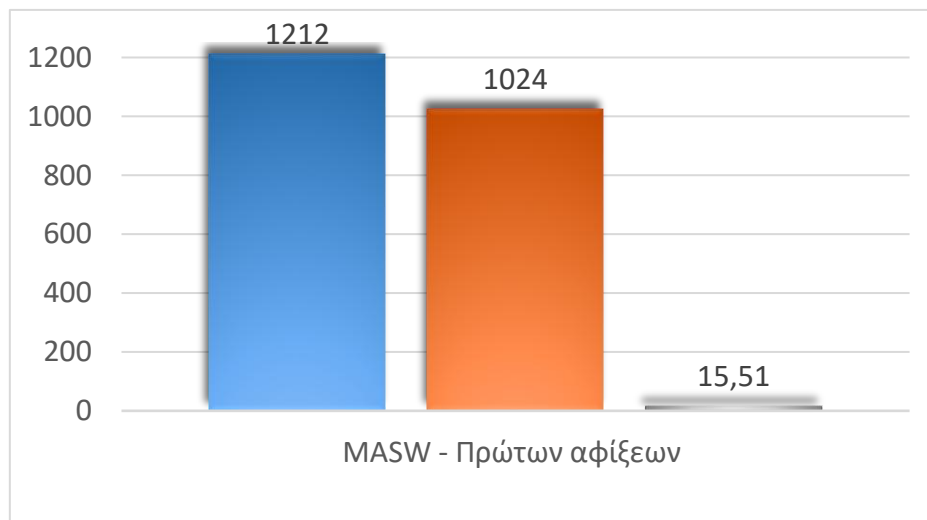
Συνοψίζοντας τα αποτελέσματα, οι παραπάνω τιμές τοποθετήθηκαν στον πίνακα 5.1.

Πίνακας 5.1

Μέθοδος	Ταχύτητα (m/sec)	Πάχος Πρώτου Στρώματος - Βάθος (m)
MASW	1212	5
Πρώτων Αφίξεων	1024	3,93
Πρώτη Ανακλώμενη Auto Correlation		4,075
Πρώτη Ανακλώμενη Cross Correlation		3,80
Καμπύλη Υπερβολής		4,096

Επίσης παρακάτω παρατίθενται τα διαγράμματα 5.1 και 5.2 που μας δείχνουν την σύγκριση των μεθόδων μεταξύ τους ως προς την μέτρηση της ταχύτητας V_2 αλλά και ως προς την μέτρηση του βάθους.

Διάγραμμα 5.1

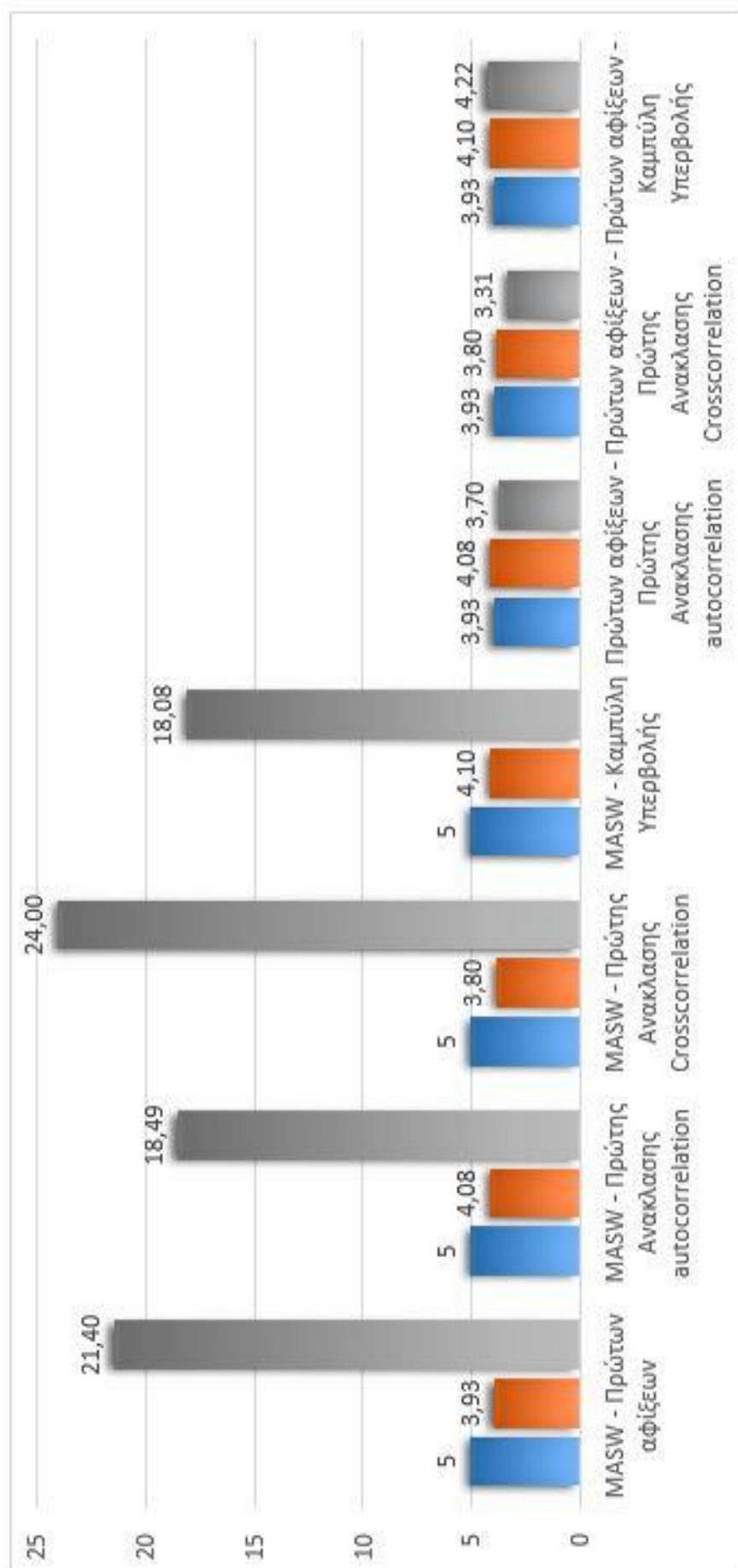


Στο παραπάνω διάγραμμα 5.1 γίνεται μια σύγκριση των τιμών των ταχυτήτων της MASW και των πρώτων αφίξεων σε απόλυτα νούμερα. Η τελευταία στήλη μας δείχνει την ποσοστιαία διαφορά.

Όσον αφορά την μέτρηση του βάθους και την σύγκριση με τις διάφορες μεθόδους παρατίθεται παρακάτω το διάγραμμα 5.2.

Πάλι γίνεται μια σύγκριση των τιμών της ταχύτητας που προέκυψαν από τις διάφορες μεθόδους σε απόλυτα νούμερα αλλά παράλληλα παρατίθενται και σε μια τρίτη στήλη η ποσοστιαία διαφορά τους.

Διάγραμμα 5.2



Κεφάλαιο 6

6.1 Συμπεράσματα πειράματος

Ο στόχος της και το αντικείμενο μελέτης αυτής της εργασίας είναι μελετήσει τον τρόπο με τον οποίο μπορεί να γίνει μια σεισμική διασκόπησης φτιάχνοντας ένα δίκτυο γεωφώνων χαμηλού κόστους. Το αντικείμενο μελέτης ήταν η κατανόηση της φύσης του προβλήματος της σεισμικής διασκόπησης, καθώς επίσης και η μέθοδος προσέγγισης και αντιμετώπισης του από τεχνικής πλευράς.

Από θεωρητικής πλευράς το πλαίσιο στο οποίο κινηθήκαμε ήταν ήδη γνωστό με αρκετή βιβλιογραφία και αναφορές σε άλλους ερευνητές, πάνω στους οποίους βασίστηκε το συγκεκριμένο εκπόνημα.

Από τεχνικής άποψης η συγκεκριμένη εργασία βασίστηκε στην ανάλυση και επεξεργασία του καθαρού σήματος που κατέγραψαν οι ανιχνευτές (γεώφωνα), με σκοπό να διεξαχθούν συμπεράσματα για την διαστρωμάτωση των επιφανειών στο υπέδαφος.

Ως βασική μέθοδος χρησιμοποιήθηκε η Phase - Shift Method της MASW, η οποία είναι η προτεινόμενη με βάση τον διαθέσιμο εξοπλισμό, αυτόματη και αρκετά δουλεμένη ώστε να θεωρηθεί ως αξιόπιστη. Οι άλλες μέθοδοι των πρώτων αφίξεων, της πρώτης ανάκλασης με ανιχνευτή πάνω από την πηγή, των ανακλώμενων – οριακά διαθλώμενων και καμπύλη υπερβολής, έδωσαν αποτελέσματα τα οποία συγκρίθηκαν με την βασική μέθοδο της MASW. Επίσης έγινε και μια σύγκριση μεταξύ των μεθόδων με την μέθοδο των πρώτων αφίξεων, έτσι ώστε να μελετηθεί η σχετική τους απόκλιση.

Έτσι λοιπόν συγκρίνοντας την Phase - Shift Method με την μέθοδο των πρώτων αφίξεων βρέθηκε ότι υπάρχει μια σχετική απόκλιση 15,51% για την τιμή της ταχύτητας V_2 του δεύτερου στρώματος και για το βάθος του πρώτου στρώματος 21%. Οι αποκλίσεις των τιμών μπορεί να έχουν λίγο μεγάλες τιμές όσον αφορά την ακρίβεια αλλά οι διαφορές των τιμών σε πραγματικά νούμερα είναι πολύ μικρές και είναι μέσα στα επιτρεπτά όρια. Για την μέτρηση του βάθους η απόκλιση ήταν περίπου ένα μέτρο ενώ για την μέτρηση της ταχύτητας περίπου 200 m/sec.

Συγκρίνοντας την Phase - Shift Method με την μέθοδο της πρώτης ανακλώμενης (autocorrelation) βρέθηκε ότι υπάρχει μία σχετική απόκλιση της τάξεως του 19,156%, επίσης περίπου ένα μέτρο διαφορά.

Συγκρίνοντας όμως τις μεθόδους των πρώτων αφίξεων και της πρώτης ανακλώμενης τα αποτελέσματα ήταν θεαματικά αφού για την μέτρηση του βάθους υπολογίστηκε απόκλιση μόνο 2,854 %.

Επιπροσθέτως κάνοντας σύγκριση της Phase - Shift Method με την μέθοδο των πρώτων ανακλάσεων – οριακά διαθλώμενων (cross correlation) βρέθηκε απόκλιση της τάξεως του 23,978 %. Ενώ συγκρίνοντας τις μεθόδους των πρώτων αφίξεων και των πρώτων ανακλάσεων – οριακά διαθλώμενων (cross correlation) τα αποτελέσματα ήταν εξίσου εντυπωσιακά αφού για την μέτρηση του βάθους υπολογίστηκε απόκλιση 3,28 %.

Τέλος η σύγκριση της Phase - Shift Method με την μέθοδο της καμπύλης υπερβολής έδωσε μια απόκλιση του 18,08 %, ενώ συγκρίνοντας την μέθοδο των πρώτων αφίξεων με την μέθοδο της καμπύλης υπερβολής βρέθηκε απόκλιση μόλις 4,22 %.

Συμπερασματικά οι μέθοδοι που χρησιμοποιήσαμε έδωσαν μια πολύ καλή εικόνα για το πάχος του πρώτου στρώματος και το όριο έναρξης του δεύτερου. Η προτεινόμενη μέθοδος της MASW είχε μια σχετικά μεγάλη απόκλιση ως προς την εκτίμηση του βάθους, γεγονός που δεν το συναντάμε από την σύγκριση των αποτελεσμάτων των άλλων μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν.

Ο λόγος για τον οποίο συνέβη αυτό είναι διότι για να λειτουργήσει σωστά η μέθοδος της Phase - Shift Method της MASW χρειάζονταν το ελάχιστο 24 γεωφώνων σύμφωνα με τις προδιαγραφές του συστήματος, ενώ στο **πείραμα Α** χρησιμοποιήθηκαν μόλις 9. Άρα είναι λογικό το περιθώριο σφάλματος να είναι κάπως μεγάλο.

Ίσως για διασκοπήσεις μικρών βαθών με περιορισμένο αριθμό γεωφώνων να μην λειτουργεί καλά η MASW και οι άλλες μέθοδοι που αναλύθηκαν να είναι καταλληλότερες δίνοντας αποτελέσματα πιο ακριβή.

Ο περιοριστικός παράγοντας του μικρού αριθμού των γεωφώνων επηρεάζει επίσης την διεξαγωγή και των άλλων πειραμάτων που διεξήχθησαν αφού τα δεδομένα εξακολουθούν να είναι λίγα, αλλά επίσης όσο μικρότερο είναι το εύρος της διάταξης, τόσο μικρότερα είναι και τα βάθη διασκόπησης.

6.2 Μελλοντική εργασία

Η παρούσα μελέτη έδωσε την δυνατότητα σύγκρισης πέντε διαφορετικών μεταξύ τους μεθόδων σεισμικής διασκόπησης καθώς επίσης και του ελέγχου σωστής λειτουργίας της μιας σε σχέση με την άλλη.

Ο διαθέσιμος εξοπλισμός δεν ήταν τόσο επαρκής όσο αυτού που χρησιμοποιείται γενικά στις γεωφυσικές διασκοπήσεις, αλλά ήταν ικανοποιητικός για ερευνητικούς σκοπούς καθώς και για διασκοπήσεις μικρού βάθους όπως αυτό που διερευνήθηκε στην παρούσα εργασία.

Κατανοώντας την φύση του προβλήματος και συμπεριλαμβανομένου του μεγάλου κόστους του εξοπλισμού με τα αντίστοιχα προγράμματά του, θα μπορούσε δημιουργηθεί ένα δίκτυο γεωφώνων χαμηλού κόστους καθώς και αλγόριθμοι βασισμένοι στις παραπάνω μεθόδους, που να αναλύουν τα ανιχνεύσιμα σήματα και να δουλεύουν σε προγράμματα ανοιχτού κώδικα.

Το κόστος ενός τέτοιου δικτύου θα μπορούσε να πέσει σε πολύ χαμηλότερη τιμή αν τα γεώφωνα αντικαθιστούνταν από επιταχυνσιόμετρα τα οποία με μια περαιτέρω επεξεργασία στο ανιχνεύσιμο σήμα θα μπορούσαν να κάνουν ακριβώς την ίδια δουλειά με τα γεώφωνα.

Το μεγάλο πλεονέκτημα μιας τέτοιας εφαρμογής είναι ότι, μειώνοντας αρκετά το κόστος κατασκευής του εξοπλισμού αλλά και των συνοδευτικών προγραμμάτων απαραίτητων για την ανάλυση σημάτων, δίνεται η δυνατότητα συλλογής πολύ περισσότερων δεδομένων, δεδομένου ότι πυκνώνει η διάταξη των ανιχνευτών, αλλά και καλύτερης διακριτικής ικανότητας του υπεδάφους, δεδομένου ότι μεγαλώνει το εύρος της διάταξης.

Τέλος μεγάλο ενδιαφέρον έχει το κομμάτι της ανάλυσης των σημάτων όσον αφορά την μέθοδο της πρώτης ανάκλασης, διότι εκεί θα μπορούσαν να αναπτυχθούν και να εφαρμοστούν έξυπνοι αλγόριθμοι που να εντοπίζουν στο σήμα την συμβολή των ανακλώμενων και των οριακά διαθλώμενων κυμάτων συνυπολογίζοντας την ενέργεια και την διαφορά φάσης των κυμάτων που επιστρέφουν από κάθε υλικό στρώμα του υπεδάφους.

Βιβλιογραφία

1. An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Seth Stein Department of Geological Sciences, Northwestern University, Evanston, Illinois Michael Wyession Department of Earth and Planetary Sciences, Washington University, St Louis, Missouri
2. Kearey, P., Brooks, M. Introduction to Geophysical Exploration, Oxford-London Boston, Blackwell Scientific Publication, 1984.
3. Telford et al. 1976. Applied Geophysics
4. Park, C. B., Miller, R. D. & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. Geophysics, 64 (3), 800-808.
5. Park, C. B., Miller, R. D. & Xia, J. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record. 68th Annual International Meeting Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 1377-1380.
6. Xia, J., Miller R. D., Park C. B. & Tian G. (2003). Inversion of high frequency surface waves with fundamental and higher modes. Journal of Applied Geophysics, 52, 45-57.
7. Ryden, N. & Park, C. B. (2006) Fast Simulated Annealing Inversion of Surface Waves on Pavements using Phase Velocity Spectra. Geophysics, 71 (4),R49-R58.
8. W.D. Means, 1976: «Stress and Strain: Basic Concepts of Continuum Mechanics for Geologist»
9. Miller, K.C., Harder, S.H., Adams, D.C. and O'Donnell, T., 1998. Integrating high-resolution refraction data into near-surface seismic reflection data

processing and interpretation. *Geophysics*, 63, 1339–1347. doi: 10.1190/1.1444435

10. Evrett, M. E. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
11. Vinh, P. C. & Malischewski, P. G. (2007). An approach for obtaining approximate formulas for the Rayleigh wave velocity. *Wave Motion*, 44, 549-562.
12. Bessason, B. & Erlingsson, S. (2011). Shear wave velocity in surface sediments. *Jökull* 61, 51-64.
13. Solnes, J., Sigmundsson, F. & Bessason, B. (Editors). (2013). *Natturuva a Islandi – Eldgos og Jarðskjálftar*. Reykjavík: Væðlagatrygging Islands & Haskolautgafan.
14. Kaldal, L. S. (2007). *Yfirborðsmælingar og ysjunarhætta*. (Master's thesis). University of Iceland, Reykjavík.
15. Donohue, S., Dermot, F. & Donohue, L. A. (2013). Detection of soil compaction using seismic surface waves. *Soil and Tillage Research*, 128, 54-60.
16. Lin, C.-P., Chang, C.-C. & Chang, T.-S. (2004), The Use of MASW Method in the Assessment of Soil Liquefaction Potential. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24, 689-698.
17. Park, C. B. and Carnevale, M. (2010). Optimum MASW Survey - Revisit after a Decade of Use. In Fratta, D. O., Puppala, A. J. & Muhunthan, B (editors), *GeoFlorida 2010: Advances in Analysis, Modeling and Design* (pp. 1303-1312). doi: 10.1061/41095(365)130
18. Schilling, R. J. & Harris, S. L. (2012). *Introduction to Digital Signal Processing using MATLAB*. (International Edition. 2nd edition). Cengage Learning.

19. Multichannel Analysis of Surface Waves Methods for dispersion analysis of surface wave data, Elín Ásta Ólafsdóttir December 2014
20. Manuale tromino ENG (April 2012)
21. The short TROMINO how to ENG
22. Grilla Help Dispersion Curves ENG
23. Grilla Help Vibrations ENG
24. Appendix 6 Seismic Refraction Method
25. Σημειώσεις εισαγωγή στην Γεωφυσική του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών , Δρ Ταξιάρχης Παπαδόπουλος
26. <https://www.mathworks.com/help/signal/ref/xcorr.html> (Matlab Documentation Echo Cancellation example)

Παράρτημα

Κώδικες εντολών στο Matlab

Κώδικας απεικόνισης auto correlation

```
Y1=AgioidouibY1;  
Rmm = Rmm(lags>0);  
lags = lags(lags>0);  
Fs=8192;  
figure  
plot(lags/Fs,Rmm)  
xlabel('Lag (s)')  
b=isnan(Y1);  
Y1(b)=0;  
k=0.12*Fs  
Yk=Y1(984:end)*10^(-10);  
[Rmmk,lagsk] = xcorr(Yk,'unbiased');  
figure,plot(lagsk/Fs,Rmmk)
```

Κώδικας απεικόνισης cross correlation

```
Y1=VarName1;  
Y2=VarName2;  
Y3=VarName3;  
Y4=VarName4;  
Y5=VarName5;  
Y6=VarName6;  
Y7=VarName7;  
Y8=VarName8;  
  
[Rmm,lags] = xcorr(Y1,Y8,'unbiased');  
Rmm = Rmm(lags>0);  
lags = lags(lags>0);  
Fs=1024;
```

```
figure
plot(lags/Fs,Rmm)
xlabel('Lag (s)')
```

```
b=isnan(Y1);
Y1(b)=0;
c=isnan(Y8);
Y8(c)=0;
```

```
Yk=Y1*10^(-10);
Yn=Y8*10^(-10);
```

```
[Rmmk,lagsk] = xcorr(Yn,Yk,'unbiased');
figure,plot(lagsk/Fs,Rmmk)
```