



---

**ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΥΠΕΔΑΦΟΥΣ ΜΕ ΣΚΟΠΟ ΤΟΝ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ  
ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟ ΘΕΣΕΩΝ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ**

---



Κόκκος Δημήτρης	1432
Μακρή Σταματίνα	1472
Φραγκογιαννάκης Γιάννης	1550

Επιβλέπων καθηγητής  
Σουπιός Παντελής

Χανιά  
2014

## **ABSTRACT**

This thesis negotiates the processing and interpretation of geophysical results from measurements of recording surface waves, which are used systematically in recent years in various fields of geoscientific research. These measurements were taken in the region of the Monastery of St. Epanosifi George in Heraklion. The aim was to identify the geotechnical characteristics of the study area.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική διαπραγματεύεται την επεξεργασία και ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων από μετρήσεις καταγραφής επιφανειακών κυμάτων, οι οποίες χρησιμοποιούνται συστηματικά τα τελευταία χρόνια σε διάφορα πεδία της γεωεπιστημονικής έρευνας. Οι μετρήσεις αυτές πάρθηκαν στην ευρύτερη περιοχή Μονής Αγ. Γεωργίου Επανωσήφη στο Ηράκλειο. Στόχος ήταν ο προσδιορισμός των γεωτεχνικών χαρακτηριστικών της περιοχής μελέτης.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΣΚΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ .....	5
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ .....	7
2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ .....	9
2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ .....	9
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ.....	13
3.1 ΠΛΕΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΕΙΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ.....	14
3.2 ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	16
3.3 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ .....	18
3.3.1 ΜΕΤΩΠΟ ΚΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΑΚΤΙΝΕΣ.....	21
3.3.2 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΑΣΥΜΦΩΝΙΑΣ .....	24
3.3.3 Η ΑΡΧΗ ΤΟΥ FERMAT ΚΑΙ ΟΙ ΝΟΜΟΙ ΤΟΥ SNELL.....	27
3.3.4 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	31
3.3.5 ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ .....	34
3.4 ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ .....	36
3.4.1 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ .....	36
3.4.2 ΓΕΩΦΩΝΑ.....	40
3.4.3 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ.....	42
3.5 ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΥΠΑΙΘΡΟΥ.....	44
3.6 ΠΗΓΕΣ ΘΟΡΥΒΟΥ .....	46
3.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΑΝΑΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ.....	47
3.7.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ .....	49
3.7.2 ΔΡΟΜΟΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ.....	51
3.7.3 ΠΡΩΤΕΣ ΑΦΙΞΕΙΣ .....	53
3.7.4 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΓΗΣ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΧΡΟΝΟΥΣ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ .....	55
3.7.5 ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΟ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ : ΟΡΙΖΟΝΤΙΟ ΣΤΡΩΜΑ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΗΜΙΧΩΡΟ.....	58
3.7.6 ΧΡΟΝΟΙ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ : ΣΤΡΩΜΑ ΥΨΗΛΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΗΜΙΧΩΡΟ ΧΑΜΗΛΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ .....	62
3.7.7 ΔΙΑΔΟΣΗ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ .....	64
3.7.8 ΔΡΟΜΟΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΑΠΟ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ.....	67
3.7.9 ΤΥΦΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ .....	68
3.7.10 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ ΑΠΟ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟ ΣΤΡΩΜΑ : ΤΟ ΣΤΡΩΜΑ ΚΛΙΝΕΙ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΗΓΗ ΠΡΟΣ ΤΑ ΓΕΩΦΩΝΑ.....	71
3.7.11 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ ΑΠΟ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟ ΣΤΡΩΜΑ : ΤΟ ΣΤΡΩΜΑ ΚΛΙΝΕΙ ΑΠΟ ΤΑ ΓΕΩΦΩΝΑ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΠΗΓΗ.....	75
3.7.12 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΩΝ ΚΕΚΛΙΜΕΝΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ .....	78
3.7.13 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΛΙΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ.....	81
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ.....	84
4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ .....	84
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....	86
5.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ .....	86
5.2 ΕΡΜΗΝΕΙΑ .....	93
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....	96

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΕΙΣΑΓΩΓΗ – ΣΚΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης είναι πλέον διαδεδομένες και χρησιμοποιούνται κατά κόρον στην επίλυση προβλημάτων που περιλαμβάνουν τη διερεύνηση υπεδάφινων δομών, απρόσιτων στην άμεση παρατήρηση. Η παρούσα διπλωματική εργασία επικεντρώνεται στην εφαρμογή σεισμικών μεθόδων διασκόπησης.

Με τις μεθόδους σεισμικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός των μεταβολών των ταχυτήτων διάδοσης των ελαστικών (σεισμικών) κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, με μετρήσεις των χρόνων διαδρομής τους μέσα στα στρώματα αυτά και εφαρμογή γνωστών νόμων της Φυσικής, στους οποίους υπακούει η διάδοση αυτή (νόμοι διάθλασης, ανάκλασης, κλπ). τα κύματα αυτά παράγονται τεχνητά στην επιφάνεια της Γης ή σε μικρό βάθος μέσα σε αυτή και, αφού διαδοθούν μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, επιστρέφουν στην επιφάνεια της και γράφονται σε διάφορες αποστάσεις από σεισμόμετρα (γεώφωνα).

Η σεισμική διασκόπηση βασίζεται στις απλές βασικές αρχές που διέπουν τη διάδοση των κυμάτων, όπως είναι η αρχή του Huygens, η αρχή του Fermat, κλπ. παρότι οι αρχές αυτές είναι απλές, η εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων είναι δύσκολη, γιατί οι αρχές αυτές στην περίπτωση αυτή εφαρμόζονται στο πιο ανομοιογενές τμήμα της Γης, το οποίο αποτελούν τα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της.

Ένα από τα πρώτα ενεργητικά σεισμικά πειράματα πραγματοποιήθηκε το 1845 από τον Robert Mallet, ο οποίος από πολλούς θεωρείται ο πατέρας της ενόργανης σεισμολογίας. Ο Mallet μέτρησε το χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, πιθανόν των επιφανειακών κυμάτων, που παράγονται από μια έκρηξη. Για να πραγματοποιήσει τη μέτρηση, ο Mallet τοποθέτησε μικρά δοχεία με υδράργυρο σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή της έκρηξης και σημείωσε το χρόνο που χρειάστηκε ώστε να αρχίσει ο κυματισμός στην επιφάνεια του υδράργυρου μετά την έκρηξη.

Οι σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης και ιδιαίτερα η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης είναι από τις πιο ακριβείς μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και οι πλατύτερα χρησιμοποιούμενες στη διασκόπηση πετρελαίου. Επιπλέον, τα δεδομένα παρατήρησης της σεισμικής διασκόπησης ερμηνεύονται ευκολότερα από τα δεδομένα άλλων γεωφυσικών μεθόδων (βαρυτομετρικών, μαγνητικών, κλπ). όμως, οι μέθοδοι αυτές είναι πιο πολυδάπανες από άλλες και ιδιαίτερα η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης. Για το λόγο αυτό, η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται κατά κόρον για λεπτομερή μελέτη των γεωλογικών δομών, αφού πρώτα εφαρμοστούν στην ευρύτερη περιοχή των δομών αυτών αναγνωριστικές μέθοδοι διασκόπησης μεταξύ των οποίων συγκαταλέγεται και η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης.

Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφέρουμε ότι η γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Μονής Αγ. Γεωργίου Επανωσήφη τον Ιούνιο του 2014 στο Ηράκλειο Κρήτης είναι μέρος ερευνητικού έργου του Τ.Ε.Ι. Κρήτης με τίτλο "Εκτέλεση γεωφυσικών διασκοπήσεων στην ευρύτερη περιοχή Μονής Αγ. Γεωργίου Επανωσήφη στο Ηράκλειο". Το αντικείμενο του ερευνητικού έργου είναι η εκτέλεση των γεωφυσικών διασκοπήσεων στην

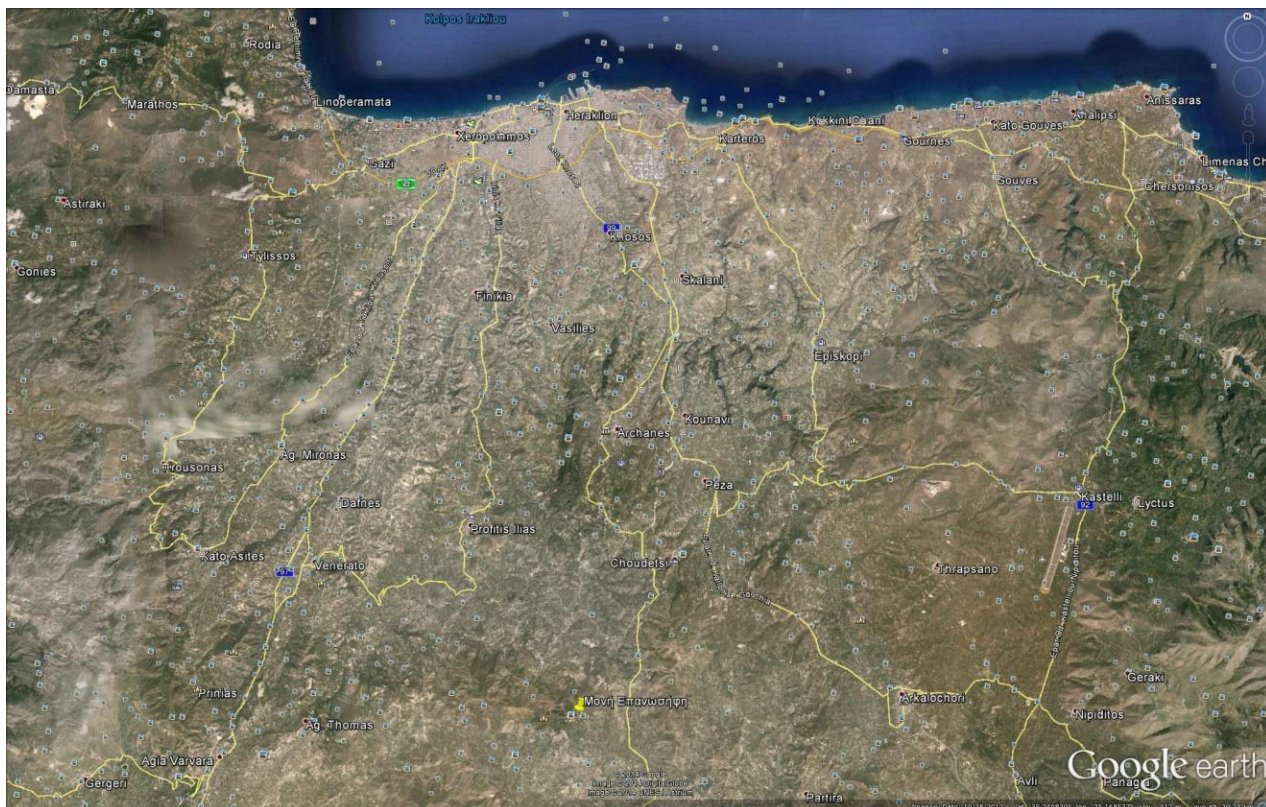
περιοχή ενδιαφέροντος, η επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου, η ερμηνεία των δεδομένων και η συσχέτισή τους με τη γεωλογική δομή της περιοχής ενδιαφέροντος, καθώς στην περιοχή αυτή επρόκειτο να τοποθετηθούν 7 ανεμογεννήτριες. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν από τον Δρ. Παντελή Σουπιό και από ομάδα του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και Σεισμολογίας του Τ.Ε.Ι. Κρήτης του τμήματος Μηχανικών Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος.

Στα πλαίσια της διπλωματικής μας εργασίας συμμετείχαμε στην επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου, στην ερμηνεία των δεδομένων και στη συσχέτιση τους με τη γεωλογική δομή της περιοχής ενδιαφέροντος.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ

Η περιοχή μελέτης βρίσκεται 35 χιλιόμετρα νότια της πόλης του Ηρακλείου, περίπου 15 χιλιόμετρα νότια του χωριού Αρχάνες και περίπου 6,5 χιλιόμετρα νοτιο-δυτικά του χωριού Χουδέτσι. Το υψόμετρο της περιοχής μελέτης κυμαίνεται από 550 έως 650 μέτρα. Ένα στιγμιότυπο οθόνης από το GoogleEarth δείχνει την περιοχή μελέτης και την βόρεια ακτή της κεντρικής Κρήτης παρουσιάζεται στο σχήμα 2.1.



**Σχήμα 2.1** Χάρτης που δείχνει τη θέση της περιοχής μελέτης, καθώς και την περιοχή μελέτης, σε σύγκριση με την βόρεια ακτή του νομού.

Η περιοχή στην οποία πρόκειται να κατασκευαστούν οι ανεμογεννήτριες φαίνεται στο σχήμα 2.2 ή στο ακόλουθο σχήμα, ως ζουμ του προηγούμενου σχήματος. Οι θέσεις αριθμούνται ξεκινώντας από 1 - 7 από τη Δύση στην Ανατολή. Η κατασκευαστική εταιρεία αποφάσισε να εφαρμοστούν γεωφυσικές μετρήσεις στους χώρους 1, 2, 3 και 5.





Σχήμα 2.2 Η περιοχή μελέτης σε διαφορετική κλίμακα.



## 2.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

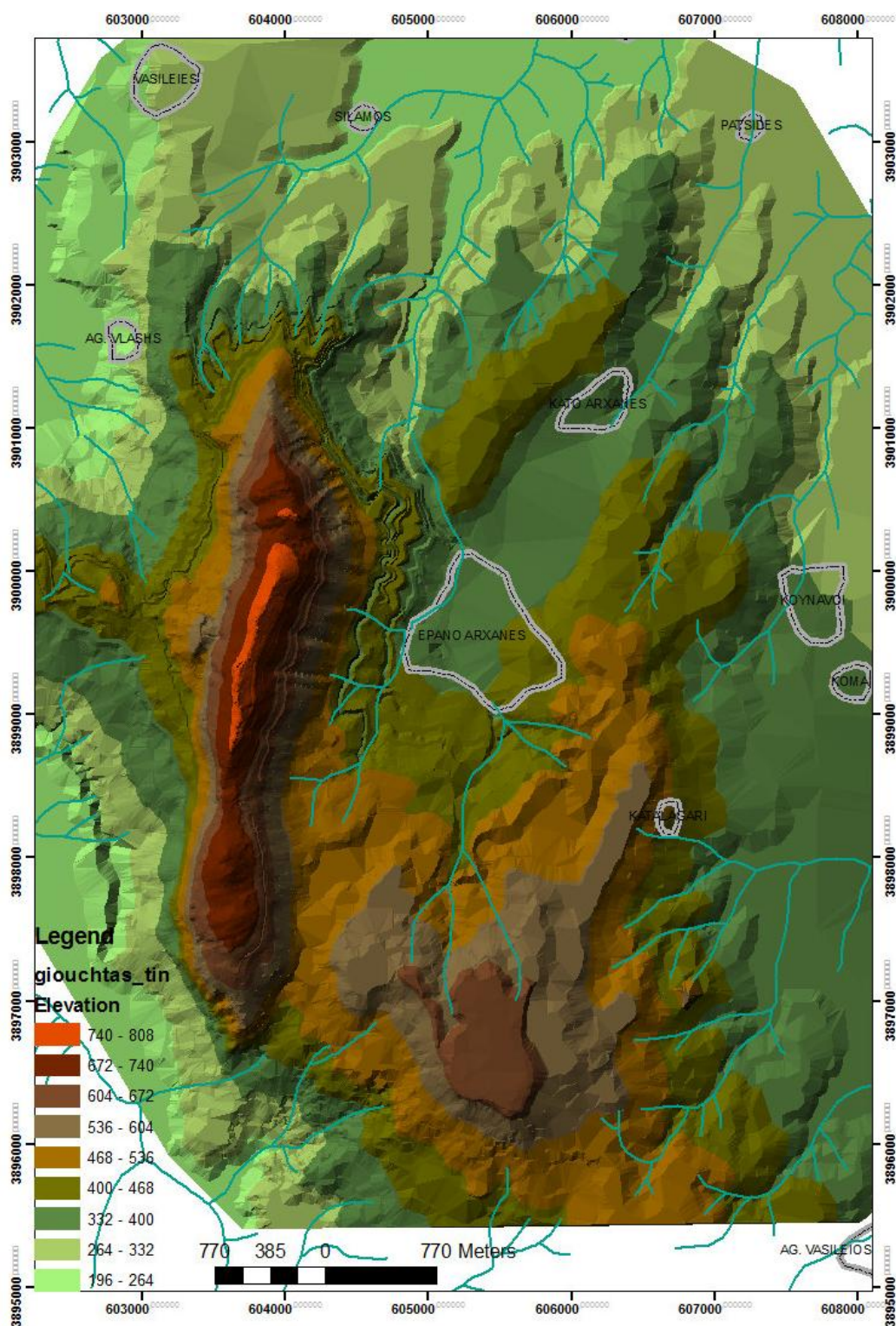
Η Κρήτη αποτελεί σε παγκόσμια κλίμακα ένα από τα νέα ενεργά ορογενή γεγονόσ που συνοδεύεται από αλληπάλληλα τεκτονικά γεγονότα που έχουν δράσει στην ευρύτερη σημερινή περιοχή του νησιού κατά τη διάρκεια των γεωλογικών χρόνων. Σήμερα, σύμφωνα με τις νεότερες και επικρατέστερες επιστημονικές απόψεις, η γεωλογική δομή της Κρήτης χαρακτηρίζεται από τη συσσώρευση μιας σειράς τεκτονικών καλύμμάτων κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης, που προέρχονται τόσο από τις εξωτερικές όσο και από τις εσωτερικές Ελληνικές ζώνες. Τα καλύμματα αυτά βρίσκονται σήμερα τοποθετημένα το ένα πάνω στο άλλο και ανάλογα με την τεκτονομεταμορφική τους εξέλιξη και την τεκτονική τους θέση, κατατάσσονται σε δυο ομάδες, που είναι οι ακόλουθες,

- Τα κατώτερα καλύμματα, στα οποία ανήκουν :
  - ✓ η Ενότητα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων,
  - ✓ η Ενότητα του Τρυπαλίου και
  - ✓ το Τεκτονικό Κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών.
- Τα ανώτερα καλύμματα, τα οποία αποτελούνται από αμεταμόρφωτα ανθρακικά καλύμματα στη βάση τους και προ-Ολιγοκαινικά μεταμορφωμένα στην κορυφή:
  - ✓ τα αμεταμόρφωτα ανθρακικά καλύμματα αποτελούν το τεκτονικό κάλυμμα Γαβρόβου-Τριπόλεως και το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου και
  - ✓ τα προ-Ολιγοκαινικά μεταμορφωμένα καλύμματα συνιστούν το κάλυμμα του Βάτου-Μιαμού -Άρβης (οφιολιθικό melange), των Αστερουσίων (κρυσταλλικά πετρώματα) και των Οφιολίθων.

Τα ανώτερα καλύμματα διαχωρίζονται από τα κατώτερα καλύμματα μέσω ενός κύριου εφελκυστικού ρήγματος απόσπασης. Τέλος, πάνω από τα ανώτερα και τα κατώτερα καλύμματα, έχουν μεταορογενετικά τοποθετηθεί με στρωματογραφική ασυμφωνία τα νεότερα ιζήματα Νεογενούς και Τεταρτογενούς ηλικίας (κροκαλολατυποπαγή, μάργες, ψαμμίτες κ.λ.π.).

## 2.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ

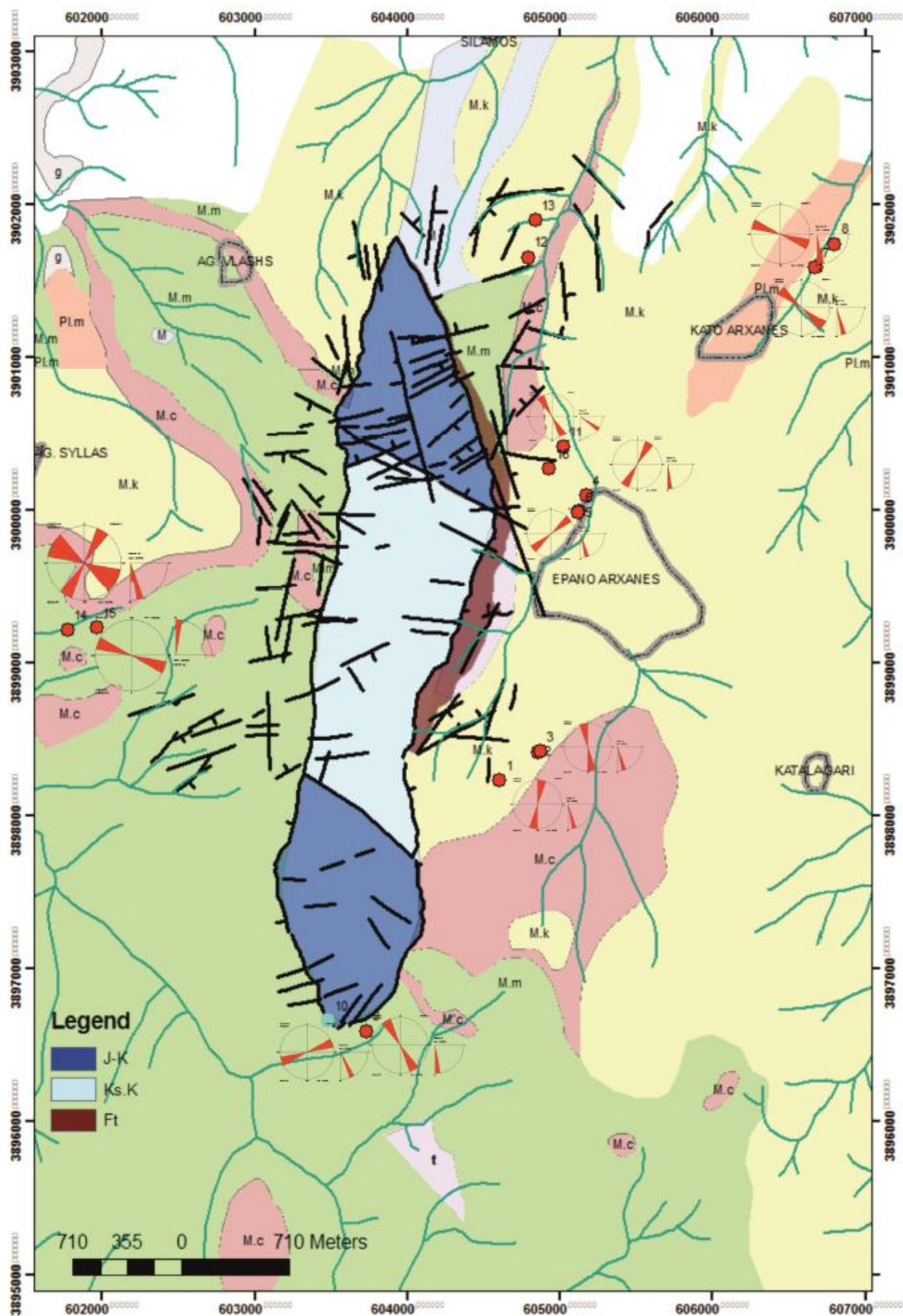
Στο συγκεκριμένο υποκεφάλαιο θα παρουσιαστούν αποτελέσματα γεωλογικής χαρτογράφησης της ευρύτερης περιοχής ενδιαφέροντος, τα οποία συνδυάστηκαν και με πληροφορίες από γεωλογικούς χάρτες του Ηρακλείου και της ευρύτερης περιοχής ενδιαφέροντος του ΙΓΜΕ.



Σχήμα 2.3 Τοπογραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Παρακάτω παρατίθεται η γεωλογική χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπως κατασκευάστηκε από την Δρ. Κόκκινου Ελένη του Τμήματος Μηχανικών Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος. Κατά την χαρτογράφηση δόθηκε έμφαση στα Νεογενή ιζήματα, που δομούν την περιοχή και λιγότερο στους ασβεστολιθικούς σχηματισμούς. Πάνω στον χάρτη εμφανίζονται, οι γεωλογικοί σχηματισμοί, τα ρήγματα (μαύρο χρώμα), το υδρογραφικό δίκτυο κατά ΙΓΜΕ και οι οικισμοί.





Σχήμα 2.4 Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Οι Νεογενείς αποθέσεις που δομούν την ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος είναι :



- Σχηματισμός Φοινικιάς - Κατώτερο - Μέσο Πλειόκαινο. Ο σχηματισμός Φοινικιάς αποτελείται κυρίως από ομοιογενείς μάργες και σταχιές άργιλους που παρουσιάζουν συχνά λεπτές καφέ ενστρώσεις. Επίσης εντός του σχηματισμού αυτού συναντώνται άσπρες έως υποκίτρινες απολιθωματοφόρες μάργες ενίοτε φυλλώδεις που περιέχουν απολιθώματα φυτών, ψαριών καθώς και σπόγγων. Το κατώτερο τμήμα του γεωλογικού σχηματισμού της Φοινικιάς αποτελείται από ένα όχι καλά σχηματισμένο μαργαϊκό λατυποπαγές αποτελούμενο από λευκές ομοιογενείς μάργες, ασβεστόλιθους, καθώς επίσης και μάργες του σχηματισμού Αγίας Βαρβάρας. Ο σχηματισμός αυτός δεν εμφανίζεται στην στενότερη περιοχή της έρευνας, εμφανίζεται στην ευρύτερη περιοχή.
- Σχηματισμός Αγίας Βαρβάρας, Ανώτερο Τορτόνιο - Μεσσήνιο. Ο σχηματισμός της Αγίας Βαρβάρας αποτελείται κυρίως από καλόστρωμένους μαργαϊκούς ασβεστόλιθους. Τοπικά παρατηρούνται κροκαλοπαγή ή λατυποπαγή, με ενστρώσεις μαργών και ψαμμιτών. Εντός του σχηματισμού αυτού παρατηρούνται και γύψη που παρεμβάλλονται στην περιοχή Πρ. Ηλία Τσαγκαράκη ή εντός των καλοστρωμένων μαργών σε βάθος. Οι μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι είναι πλούσιοι σε απολιθώματα. Ο σχηματισμός αυτός είναι ηλικίας Ανώτερο Τορτόνιο - Μεσσήνιο και παρατηρείται στην περιοχή γύρω από τον δήμο Αρχανών, καθώς και στην περιοχή μεταξύ Αγ. Σύλλα - Πρ. Ηλία.
- Σχηματισμός Αμπελούζου - Τορτόνιο. Ο σχηματισμός αποτελείται κυρίως από ανώμαλες διαδοχές θαλάσσιων υφάλμυρων και γλυκών φάσεων, κροκαλοπαγών, ψαμμιτών, αργίλων και μαργών. Στην ευρύτερη περιοχή, παρατηρείται νότια του δήμου Αρχανών και η ηλικία του είναι Τορτόνιο του Νεογενούς.
- Σχηματισμός Ηλία - Ανώτερο - Μέσο Μειόκαινο. Ο σχηματισμός Ηλίας αποτελείται κυρίως από νεογενής κιτρινωπές μάργες με παρεμβολές από ενστρώσεις γκρι μαργών, ψαμμιτών και άμμων. Καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση στην ευρύτερη περιοχή και το πάχος τους σε μερικές περιοχές είναι πολύ μεγάλο, φτάνουν και σε βάθος περίπου 500 μέτρα.

### ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Οι σεισμικές μέθοδοι, όπως κατά κανόνα εφαρμόζονται στη σεισμική έρευνα, θεωρούνται ενεργητικές γεωφυσικές μέθοδοι. Στη σεισμική διασκόπηση, η κίνηση του εδάφους που προκαλείται από κάποια πηγή μετριέται σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Ο τύπος του σεισμικού πειράματος διαφέρει ανάλογα με ποια άποψη της καταγραφόμενης εδαφικής κίνησης χρησιμοποιούμε στην επακόλουθη ανάλυση. Οι δύο τύποι πειραμάτων που περιγράφονται στη συνέχεια έχουν πολύ διαφορετικές απαιτήσεις για την απόκτηση των αντίστοιχων δεδομένων παρατήρησης. Ωστόσο, αυτές οι διαφορές στην απόκτηση, προκύπτουν από την ανάγκη να καταγράψουμε συγκεκριμένα τμήματα της εδαφικής κίνησης σε συγκεκριμένες αποστάσεις.

Ένα από τα πρώτα ενεργητικά σεισμικά πειράματα πραγματοποιήθηκε το 1845 από τον Robert Mallet, ο οποίος από πολλούς θεωρείται ο πατέρας της ενόργανης σεισμολογίας. Ο Mallet μέτρησε το χρόνο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, πιθανόν των επιφανειακών κυμάτων, που παράγονται από μία έκρηξη. Για να πραγματοποιήσει τη μέτρηση, ο Mallet τοποθέτησε μικρά δοχεία μευδράργυρο σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή της έκρηξης και σημείωσε το χρόνο που χρειάστηκε ώστε να αρχίσει ο κυματισμός στην επιφάνεια του υδράργυρου μετά την έκρηξη.

Το 1909, ο Andrija Mohorovičić χρησιμοποίησε δρομοχρονικές καμπύλες από σεισμικές πηγές για την εκτέλεση ενός πειράματος διάθλασης και ανακάλυψε την ύπαρξη ενός ορίου μεταξύ φλοιού και μανδύα, το οποίο σήμερα ονομάζεται ασυνέχεια Moho. Οι παλαιότερες εφαρμογές των σεισμικών παρατηρήσεων στην έρευνα αποθεμάτων πετρελαίου και ορυκτών χρονολογούνται από το 1920. Η τεχνική της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκε εκτεταμένα στο Ιράν για την απεικόνιση των δομών που περιείχαν πετρέλαιο.

Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης, η οποία είναι αυτή που χρησιμοποιείται σήμερα περισσότερο στη βιομηχανία πετρελαίου, πρωτοπαρουσιάστηκε στην Oklahoma το 1921. Το 1971 η Society of Exploration Geophysicists ανέγειρε μια αναμνηστική πλάκα στην θέση αυτή για να τιμήσει το γεγονός.

**Σεισμική Διάθλαση (Refraction Seismology)**– Τα πειράματα σεισμικής διάθλασης στηρίζονται στους χρόνους άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης που παράγεται από μία πηγή, οι οποίοι καταγράφονται σε διάφορες αποστάσεις. Οι επόμενες αφίξεις απορρίπτονται. Επομένως, το σύνολο δεδομένων που λαμβάνουμε από τα πειράματα διάθλασης αποτελείται από μία σειρά χρόνων συναρτήσεων αποστάσεων. Οι χρόνοι αυτοί στη συνέχεια ερμηνεύονται σε σχέση με το βάθος των υπόγειων επιφανειών ασυνέχειας και τις ταχύτητες με τις οποίες η κίνηση ταξιδεύει μέσα σε κάθε στρώμα. Οι ταχύτητες αυτές ελέγχονται από ένα σύνολο φυσικών σταθερών, οι οποίες ονομάζονται ελαστικές παράμετροι (elastic parameters), οι οποίες περιγράφουν το υλικό.

**Σεισμική Ανάκλαση (Reflection Seismology)**– Στα πειράματα σεισμικής ανάκλασης, η ανάλυση εστιάζεται στην ενέργεια που καταφθάνει μετά την αρχική εδαφική κίνηση. Ειδικότερα, η ανάλυση επικεντρώνεται στην εδαφική κίνηση, την οποία δημιουργούν σεισμικά κύματα που έχουν ανακλαστεί από τις υπόγειες επιφάνειες ασυνέχειας. Από την άποψη αυτή, η μελέτη της ανάκλασης είναι μία πολύ εξειδικευμένη έκδοση της ηχητικής βυθοσκόπησης που

χρησιμοποιούν τα υποβρύχια, τα πλοία και τα συστήματα ραντάρ. Η σεισμική ανάκλαση, εκτός από τους χρόνους άφιξης, χρησιμοποιεί επιπλέον το μέγεθος και το σχήμα της εδαφικής κίνησης για να δώσει πληροφορίες για το υπέδαφος. Οι υπόγειες δομές μπορεί να είναι πολύπλοκες σε σχήμα αλλά όπως και στις μεθόδους διάθλασης, ερμηνεύονται σε σχέση με τις ασυνέχειες που χωρίζουν υλικά με διαφορετικές ελαστικές παραμέτρους.

Κάθε μία από αυτές τις τεχνικές έχει συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα συγκριτικά η μία με την άλλη και συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές τεχνικές. Για το λόγο αυτό, κάθε βιομηχανία εφαρμόζει τις τεχνικές αυτές σε διαφορετικό βαθμό. Για παράδειγμα, οι βιομηχανίες πετρελαίου και φυσικού αερίου χρησιμοποιούν την τεχνική της σεισμικής ανάκλασης σχεδόν κατά αποκλειστικότητα σε σχέση με άλλες τεχνικές. Η περιβαλλοντική και τεχνική γεωφυσική χρησιμοποιεί τις σεισμικές τεχνικές μόνες ή σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους, κι όταν γίνεται αυτό, τότε συνήθως επιλέγει τη μέθοδο της διάθλασης.

### 3.1 ΠΛΕΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΚΑΙ ΜΕΙΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Οι σεισμικές μέθοδοι, συγκριτικά με τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους που έχουμε περιγράψει μέχρι στιγμής, παρουσιάζουν συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα.

Πλεονεκτούν στο ότι:

- Μπορούν να ανιχνεύσουν τόσο τις πλευρικές μεταβολές όσο και τις μεταβολές με το βάθος με μια σχετική φυσική παράμετρο, την σεισμική ταχύτητα.
- Μπορούν να παράγουν λεπτομερείς απεικονίσεις των δομικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.
- Μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να απεικονίσουν στρωματογραφικά και αποθεματικά χαρακτηριστικά.
- Η απόκριση στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα των πετρωμάτων και από ορισμένες φυσικές (ελαστικές) σταθερές. Επομένως, οποιοσδήποτε μηχανισμός μεταβολής αυτών των σταθερών (μεταβολές του πορώδους, διαπερατότητας, συμπίεσης κλπ) μπορεί, κατά κανόνα, να απεικονιστεί με τις σεισμικές μεθόδους.
- Σε ορισμένες περιπτώσεις, είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός υδρογονανθράκων.

Μειονεκτούν στο ότι:

- Το πλήθος των δεδομένων που συλλέγονται από μια διασκόπηση μπορεί να γίνει πολύ γρήγορα υπερβολικό.
- Η απόκτηση των δεδομένων είναι ακριβή και ο έλεγχος των λεπτομερειών για την απόκτηση των δεδομένων είναι πιο έντονος από τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους.
- Η αναγωγή και η επεξεργασία των δεδομένων μπορεί να είναι χρονοβόρα, και απαιτεί εξειδικευμένους ηλεκτρονικούς υπολογιστές και μεγάλη ειδίκευση και εμπειρία του ερευνητή.
- Ο εξοπλισμός για την απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων είναι, γενικά, πιο ακριβός από τον εξοπλισμό που απαιτείται για τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους διασκόπησης που έχουμε εξετάσει μέχρι τώρα.



- Δεν είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός των συνηθισμένων μολυντών που εμφανίζονται σε επίπεδα τα οποία συνήθως βλέπουμε στα επικίνδυνα απόβλητα.

Αν ο ερευνητής έχει κρίνει ότι ο στόχος που τον ενδιαφέρει θα παράγει μια μετρήσιμη σεισμική ανωμαλία, είναι σαφές από την παραπάνω λίστα ότι τα κύρια μειονεκτήματα της χρήσης σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με τις άλλες μεθόδους είναι οικονομικού χαρακτήρα. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι απλά πιο ακριβές από τις υπόλοιπες μεθόδους. Μπορούν να παράγουν θαυμάσιες εικόνες του υπεδάφους, αυτό όμως συνεπάγεται μεγάλο κόστος. Συνεπώς, όταν επιλέγουμε την κατάλληλη μέθοδο διασκόπησης, πρέπει να αποφασίζουμε αν η πιθανά αυξημένη ανάλυση της διασκόπησης δικαιολογείται όσον αφορά το κόστος διεξαγωγής και ερμηνείας των παρατηρήσεων της διασκόπησης.

Προηγουμένως, περιγράψαμε μερικά από τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των σεισμικών μεθόδων συγκριτικά με άλλες γεωφυσικές μεθόδους. Όπως και οι ηλεκτρικές μέθοδοι, οι σεισμικές μέθοδοι περιλαμβάνουν ένα μεγάλο εύρος δραστηριοτήτων, και γενικεύσεων. Μια πιο λεπτομερή εικόνα των δυνατοτήτων και των αδυναμιών των σεισμικών μεθόδων μπορούμε να πάρουμε συγκρίνοντας τις δύο σημαντικότερες σεισμικές μεθόδους, τη διάθλαση και τη νανάκλαση, μεταξύ τους.

Έτσι οι μέθοδοι διάθλασης πλεονεκτούν των μεθόδων ανάκλασης στο ότι:

- Για τις σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά χρησιμοποιούνται λιγότερες θέσεις για τις πηγές και τους δέκτες και επομένως είναι σχετικά πιο οικονομική η απόκτησή τους.
- Απαιτείται λίγη επεξεργασία των παρατηρήσεων της διάθλασης, με εξαίρεση τη κλιμάκωση του σεισμικού ίχνους και το φιλτράρισμα που βοηθούν στη διαδικασία του προσδιορισμού των χρόνων άφιξης (picking) της αρχικής εδαφικής κίνησης.
- Επειδή χρησιμοποιείται ένα πολύ μικρό κομμάτι από την καταγραφόμενη εδαφική κίνηση, είναι εξίσου εύκολο όσο και για τις προηγούμενες γεωφυσικές μεθόδους να κατασκευάσουμε μοντέλα και πιθανές ερμηνείες.

και μειονεκτούν αυτών στο ότι:

- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης απαιτούν σχετικά μεγάλες αποστάσεις μεταξύ της πηγής και των δεκτών που καταγράφουν την εδαφική κίνηση.
- Η μέθοδος της διάθλασης είναι αποτελεσματική μόνον όταν η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μέσα στη Γη αυξάνεται με το βάθος.
- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης γενικά ερμηνεύονται σε σχέση με στρώματα. Τα στρώματα αυτά μπορούν να έχουν κλίση και ανάγλυφο.
- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της διάθλασης χρησιμοποιούν μόνο το χρόνο άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης σε διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή.
- Κατασκευάζουμε το μοντέλο του υπεδάφους επιχειρώντας να αναπαράγουμε τους χρόνους άφιξης που μετρήσαμε.

Αντίστροφα οι μέθοδοι ανάκλασης πλεονεκτούν των μεθόδων διάθλασης στο ότι:

- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης συλλέγονται σε μικρές αποστάσεις πηγής-δέκτη.

- Οι μέθοδοι της ανάκλασης λειτουργούν ανεξαρτήτως του τρόπου με τον οποίο η ταχύτητα διάδοσης της κίνησης μεταβάλλεται με το βάθος.
- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης μπορούν να ερμηνευθούν πιο άμεσα όσον αφορά σε σχέση με την πολυπλοκότητα της γεωλογίας.
- Οι σεισμικές παρατηρήσεις της ανάκλασης χρησιμοποιούν ολόκληρη την ανακλώμενη κυματομορφή (δηλαδή το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε διάφορες αποστάσεις της πηγής και του δέκτη).
- Το υπέδαφος απεικονίζεται απευθείας από τις μετρήσεις που αποκτήσαμε.

και μειονεκτούν αυτών στο ότι:

- Επειδή απαιτούνται πολλές θέσεις πηγών και δεκτών για την παραγωγή εικόνων του υπεδάφους της Γης με νόημα, η απόκτηση των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι πιο δαπανηρή.
- Η σεισμική επεξεργασία της ανάκλασης απαιτεί εντατική χρήση εξειδικευμένου ηλεκτρονικού υπολογιστή και υψηλό επίπεδο εμπειρίας. Επομένως, η επεξεργασία των παρατηρήσεων της ανάκλασης είναι σχετικά ακριβή.
- Λόγω του τεράστιου όγκου δεδομένων που συλλέγονται, οι πιθανές περιπλοκές που οφείλονται στη διάδοση της εδαφικής κίνησης μέσω ενός πολύπλοκου μέσου, και οι περιπλοκές που προκαλούνται από κάποιες αναγκαίες απλοποιήσεις που απαιτούνται από το σχέδιο της επεξεργασίας των δεδομένων, η ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της ανάκλασης απαιτεί μεγαλύτερη εξειδίκευση και γνώση της διαδικασίας.

Όπως βλέπουμε στην παραπάνω λίστα, η τεχνική της ανάκλασης έχει τη δυνατότητα να είναι πιο ισχυρή όσον αφορά την ικανότητα να παράγει ερμηνεύσιμες παρατηρήσεις πάνω από πολύπλοκες γεωλογικές δομές. Όπως, όμως, προαναφέρθηκε το κόστος της είναι μεγάλο. Οιδιασκοπήσεις ανάκλασης είναι πιο ακριβές από τις διασκοπήσεις διάθλασης. Για τον λόγο αυτό, για τεχνικά και περιβαλλοντικά θέματα γενικά προτιμώνται οι διασκοπήσεις διάθλασης, όταν αυτό είναι δυνατό. Στη βιομηχανία πετρελαίου αντιθέτως, οι σεισμικές τεχνικές της ανάκλασης χρησιμοποιούνται σχεδόν αποκλείοντας τις υπόλοιπες γεωφυσικές μεθόδους.

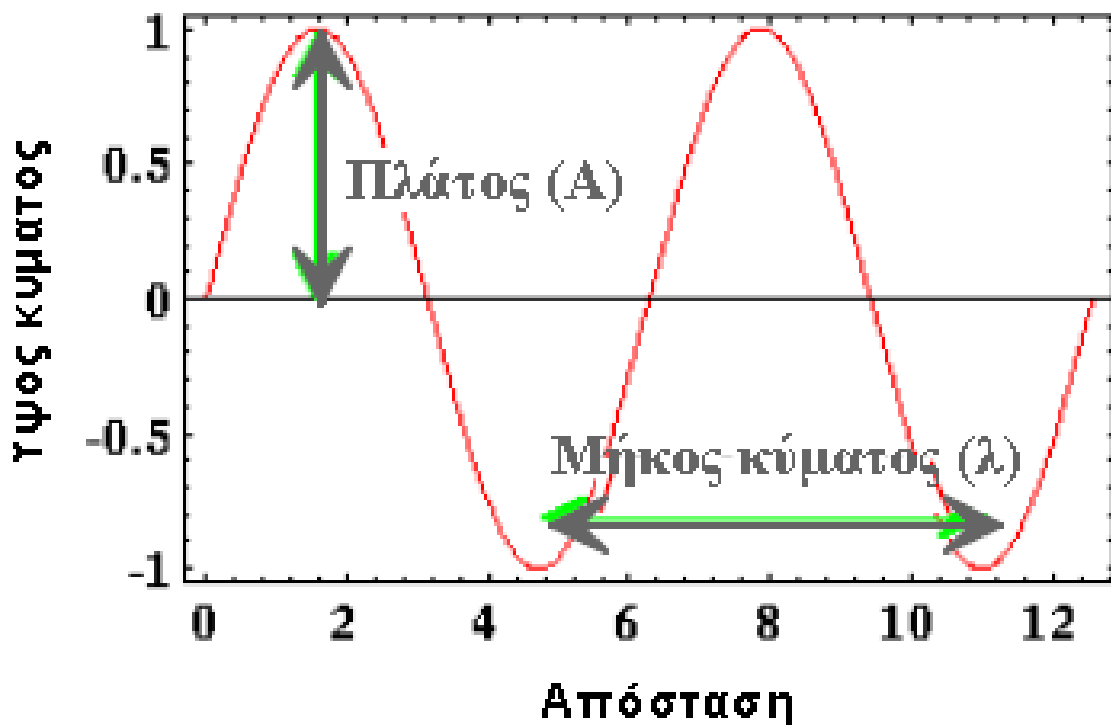
## 3.2 ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Όταν η Γη στιγμιαία εκτοπίζεται ή παραμορφώνεται σε κάποιο σημείο, η ενέργεια που μεταβιβάζεται στη Γη από την πηγή της παραμόρφωσης μπορεί να μεταδοθεί με τη μορφή ελαστικών κυμάτων (elastic waves). Το κύμα είναι μία διαταραχή που διαδίδεται μέσα, ή στην επιφάνεια, ενός μέσου. Τα ελαστικά κύματα ικανοποιούν αυτή τη συνθήκη και επιπλέον διαδίδονται μέσα στο μέσο χωρίς να προκαλούν μόνιμη παραμόρφωση σε κάποιο σημείο του μέσου. Τα ελαστικά κύματα είναι αρκετά συνηθισμένα. Για παράδειγμα, ο ήχος διαδίδεται στον αέρα με μορφή ελαστικών κυμάτων και τα κύματα του νερού διαδίδονται στην επιφάνεια μιας λίμνης σαν ελαστικά κύματα.

Τα ελαστικά κύματα μοιάζουν με αυτά που δημιουργούνται στην επιφάνεια μιας λίμνης όταν πετάξουμε ένα λίθο όπου η αναταραχή που προκαλείται από αυτόν διαδίδεται ακτινικά προς τα έξω και προς όλες τις κατευθύνσεις. Υπάρχουν δύο διαφορετικοί τρόποι με τους οποίους μπορεί να δει κανείς τα κύματα καθώς αυτά ταξιδεύουν. Οι δύο αυτές διαφορετικές οπτικές γωνίες καλούνται πλαίσια αναφοράς (frames of reference). Έτσι λοιπόν :

- Μπορούμε να παρατηρήσουμε τα κύματα να διαδίδονται στην επιφάνεια της λίμνης σαν να βρισκόμασταν πάνω από αυτή. Οποιαδήποτε στιγμή τα κύματα αυτά σχηματίζουν έναν κυκλικό δακτύλιο γύρω από την πηγή με κάποιες ακτίνες να κατευθύνονται από την ταχύτητα διάδοσης και τον χρόνο που περνά από τη στιγμή που παράγεται. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε το χρόνο και παρατηρούμε την κυματομορφή σε κάθε θέση κατά μήκος ολόκληρης της επιφάνειας.
- Μπορούμε να εξετάσουμε τα ίδια κύματα, καθώς αυτά διαδίδονται μέσω συγκεκριμένων θέσεων πάνω στην επιφάνεια της λίμνης. Αντί να παρατηρούμε τον κυματισμό έξω από τη λίμνη, πλεύουμε μέσα σε μία βάρκα πάνω στην επιφάνειά της και καταγράφουμε πώς η βάρκα κινείται πάνω και κάτω σε σχέση με το χρόνο καθώς το κύμα διαδίδεται πέρα από τη βάρκα. Από αυτή την οπτική, καθορίζουμε τη θέση μας στο χώρο και εξετάζουμε την κυματομορφή σε αυτή τη θέση και για κάθε χρόνο.

Αυτές οι δύο οπτικές μας δίνουν δύο εντελώς διαφορετικές εικόνες για το ίδιο κύμα. Υποθέσαμε όμως ότι η αναταραχή που διαδίδεται προς τα έξω από την πηγή μπορεί να υπολογιστεί κατά προσέγγιση από ένα κύμα που διαδίδεται επ' αόριστο.



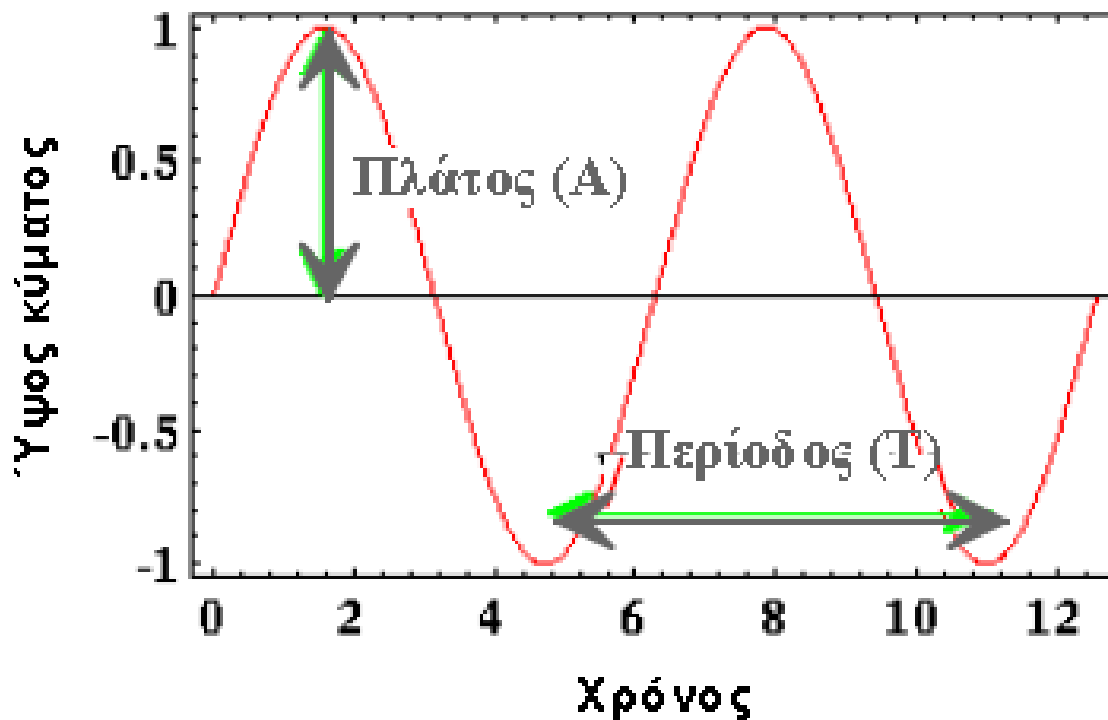
Σχήμα 3.1 Στιγμιότυπο κύματος σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή [2].

Από την πρώτη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε κάθε θέση στην επιφάνεια της λίμνης για κάποιο καθορισμένο χρόνο όπως φαίνεται στο διπλανό σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από δύο παραμέτρους: το πλάτος (amplitude) και το μήκος κύματος (wavelength). Πλάτος είναι το σημείο στο οποίο έχουμε τη μέγιστη απομάκρυνση από το σημείο αναφοράς ενώ μήκος είναι η απόσταση πέρα από την οποία το κύμα κάνει ένα πλήρη κύκλο.

Από τη δεύτερη οπτική, μπορούμε να εξετάσουμε το κύμα σε ένα καθορισμένο σημείο στην επιφάνεια της λίμνης καθώς το κύμα το προσπερνάει, δηλαδή καθώς ο χρόνος



μεταβάλλεται. Το κύμα τότε θα ήταν όπως περιγράφεται στο επόμενο σχήμα. Σε αυτό το πλαίσιο αναφοράς το κύμα καθορίζεται από την περίοδο (period), δηλαδή το χρόνο στον οποίο ολοκληρώνεται ένας πλήρης κύκλος, καθώς και τη συχνότητα (frequency) που είναι το αντίστροφο της περιόδου. Αν η περίοδος μετριέται σε seconds (s), η συχνότητα μετριέται σε Hertz (Hz), 1/s.



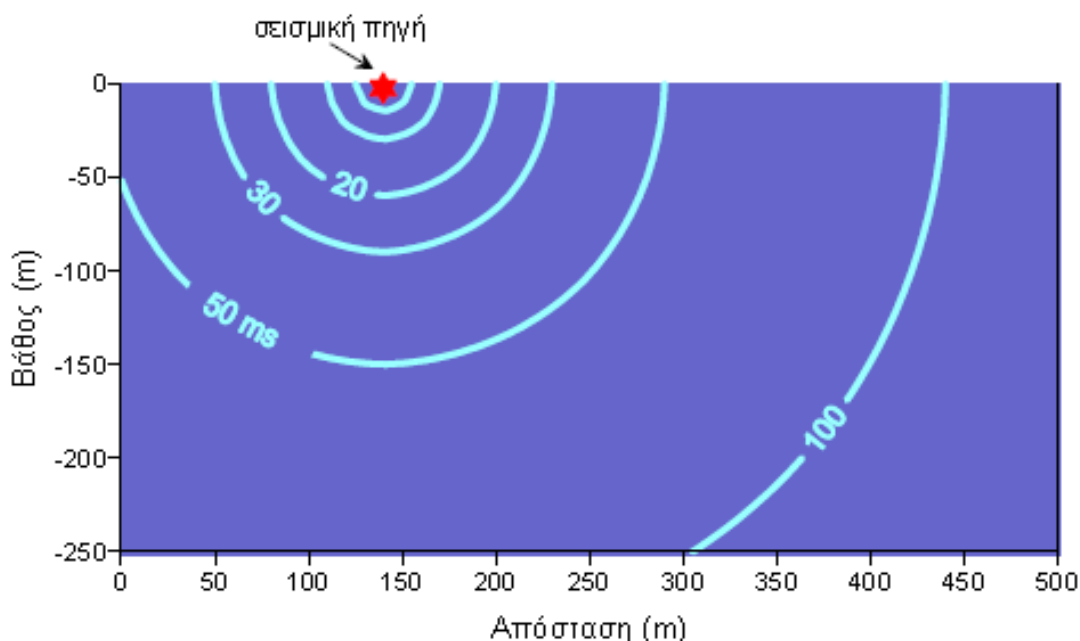
Σχήμα 3.2 Στιγμιότυπο κύματος σε συγκεκριμένη θέση [2].

Όπως είναι αναμενόμενο, η περίοδος και η το μήκος κύματος συνδέονται, και μάλιστα μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται κατά μήκος της επιφάνειας της λίμνης,  $c$ , όπου η εισούσα με το μήκος κύματος δια την περίοδο του κύματος.

### 3.3 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

Κύματα τα οποία διαδίδονται μέσα στη Γη σαν ελαστικά κύματα ονομάζονται σεισμικά κύματα. Υπάρχουν δύο μεγάλες κατηγορίες σεισμικών κυμάτων ανάλογα με το βάθος διείσδυσης τους μέσα στη Γη, τα κύματα χώρου (bodywaves) και τα κύματα επιφάνειας (surfacewaves).

Κύματα χώρου - Αυτά είναι ελαστικά κύματα τα οποία διαδίδονται δια μέσου του εσωτερικού της Γης. Στις έρευνες ανάκλασης και διάθλασης, τα κύματα χώρου είναι η πηγή των πληροφοριών που χρησιμοποιούνται για να απεικονίσουμε το εσωτερικό της Γης. Τα κύματα διαδίδονται μακριά από την πηγή προς όλες τις διευθύνσεις. Αν η ταχύτητα με την οποία τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης είναι σταθερή, τότε κάθε στιγμή, τα κύματα αυτά σχηματίζουν μια σφαίρα γύρω από την πηγή, η ακτίνα της οποίας εξαρτάται από το χρόνο που πέρασε από τη στιγμή που η πηγή άρχισε να παράγει τα κύματα. Στο παρακάτω σχήμα βλέπουμε μια τομή μέσα στη Γη, όπου τα κύματα χώρου που εκπέμπονται από την σεισμική πηγή δείχνονται σε διάφορες χρονικές στιγμές.

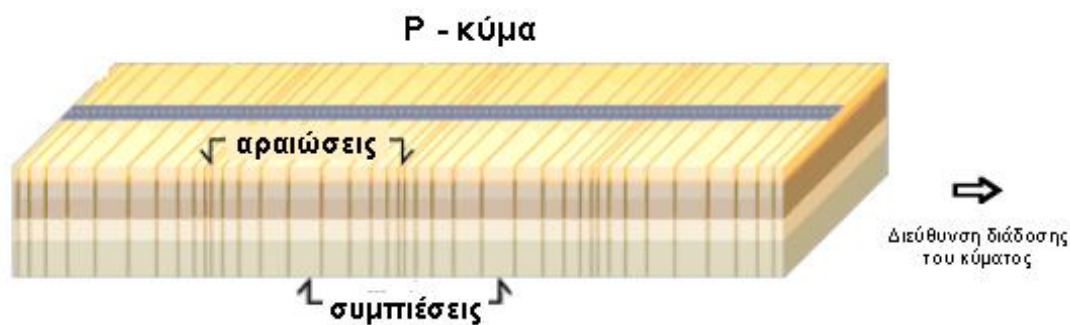


**Σχήμα 3.3** Τομή μέσα στη Γη, όπου τα κύματα χώρου που εκπέμπονται από την σεισμική πηγή δείχνονται σε διάφορες χρονικές περιόδους.

Παρατηρούμε ότι το σχέδιο είναι σαφώς κατασκευασμένο σε ένα πλαίσιο αναφοράς το οποίο καθορίζει το χρόνο, και έτσι μας επιτρέπει να εξετάσουμε τις χωρικές μεταβολές του σεισμικού κύματος. Κάθε στιγμή, παρατηρούμε ότι το κύμα είναι κυκλικό με το κέντρο του εντοπισμένο στην πηγή. Αυτός ο κύκλος φυσικά δεν είναι τίποτα άλλο από μία δισδιάστατη τομή του σφαιρικού σχήματος που έχει το κύμα σε τρεις διαστάσεις.

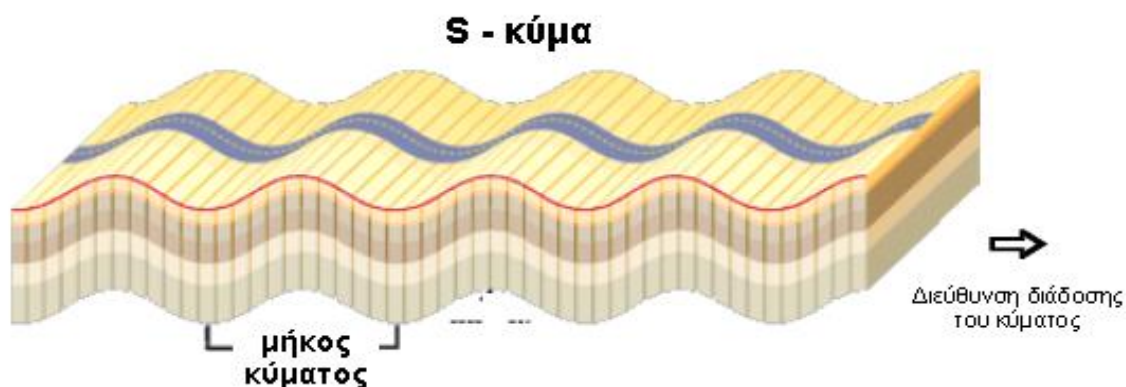
Τα κύματα χώρου υποδιαιρούνται επιπλέον σε δύο τάξεις κυμάτων ανάλογα με την μετατόπιση που προκαλούν στα μόρια της ύλης κατά την διέλευση τους μέσα από αυτήν, τα επιμήκη κύματα P & τα εγκάρσια κύματα S.

**Κύματα P** - Τα κύματα P καλούνται επίσης και πρώτα κύματα (primary waves), επειδή διαδίδονται μέσα στο μέσο γρηγορότερα από τους άλλους τύπους κυμάτων. Στα κύματα P, τα μόρια της ύλης μετατοπίζονται στην ίδια διεύθυνση με την οποία διαδίδεται το κύμα (στην συγκεκριμένη περίπτωση ακτινικά). Έτσι, η ύλη αραιώνεται & συμπιέζεται καθώς τα κύματα P διαδίδονται μέσα στο μέσο. Τα κύματα P είναι ανάλογα των ηχητικών κυμάτων που διαδίδονται μέσα στον αέρα.



**Σχήμα 3.4** Απεικόνιση P κύματος.

Κύματα S- Τα κύματα S καλούνται και δεύτερα κύματα (secondarywaves), διότι διαδίδονται μέσα στο μέσο βραδύτερα από τα κύματα P. Στα κύματα S, τα μόρια που συνιστούν το μέσο εκτοπίζονται σε διεύθυνση κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.



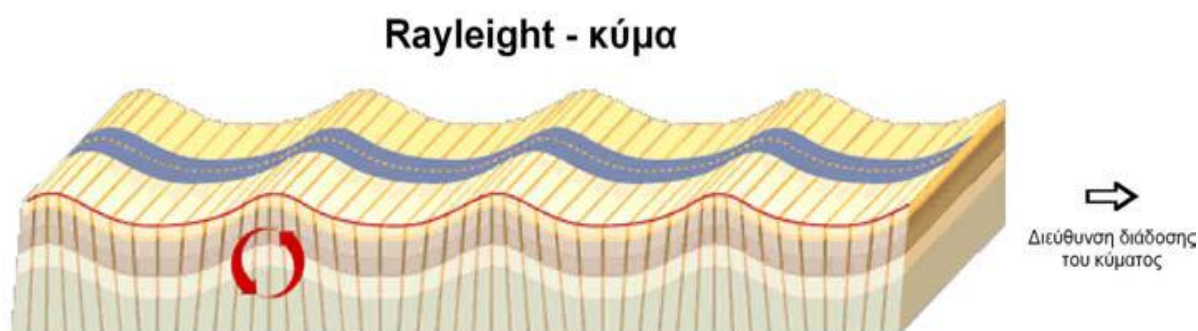
Σχήμα 3.5 Απεικόνιση S κύματος.

Στις περισσότερες σεισμικές έρευνες χρησιμοποιούνται κύματα P ως πρωταρχική πηγή πληροφοριών. Το παραπάνω σχήμα όμως, μπορεί να αναπαριστά είτε P, είτε S κύματα ανάλογα με την ταχύτητα που έχει επιλεγεί για την δημιουργία του σχεδιαγράμματος.

Κύματα επιφανείας – τα κύματα επιφανείας είναι κύματα τα οποία διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια της Γης. Το πλάτος τους στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι πολύ μεγάλο, αλλά μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με ταχύτητες μικρότερες από αυτές των S κυμάτων, παράγονται λιγότερο αποτελεσματικά από τις θαμμένες πηγές, και έχουν πλάτη που μειώνονται με την απόσταση από την πηγή πιο αργά από ό,τι παρατηρείται για τα κύματα χώρου.

Υπάρχουν δύο κατηγορίες κυμάτων επιφανείας, τα κύματα Love και τα κύματα Rayleigh, τα οποία διακρίνονται από το είδος της κίνησης που προκαλούν στα σωματίδια της ύλης του μέσου.

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.

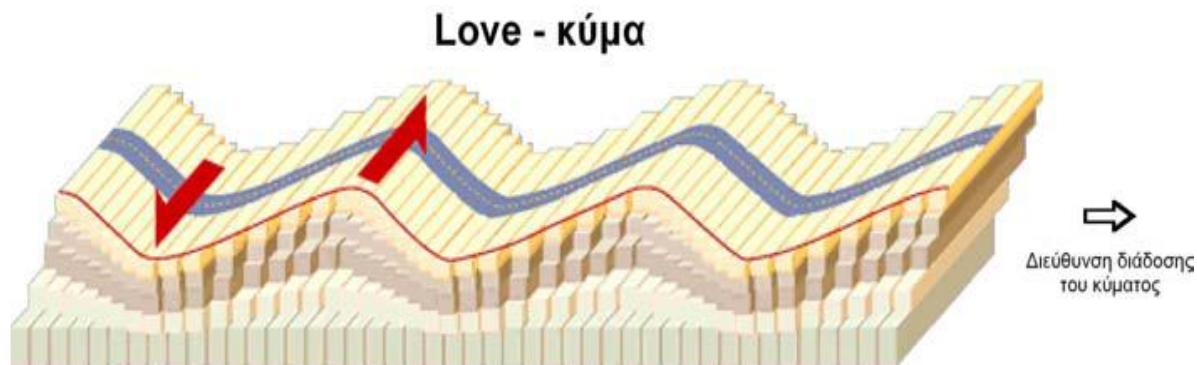


Σχήμα 3.6 Απεικόνιση κύματος Rayleigh.

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. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την

ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh φθάνουν και γράφονται σε ορισμένο γεώφωνο μετά τα εγκάρσια κύματα.

Τα κύματα Love κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος.



Σχήμα 3.7 Απεικόνιση κύματος Love.

Τα κύματα Love είναι στην ουσία γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα τα οποία έχουν μόνο οριζόντια συνιστώσα η οποία παριστάνεται με το σύμβολο SH. Τα κύματα Love φθάνουν και καταγράφονται σε ορισμένο γεώφωνο αμέσως μετά τα εγκάρσια κύματα.

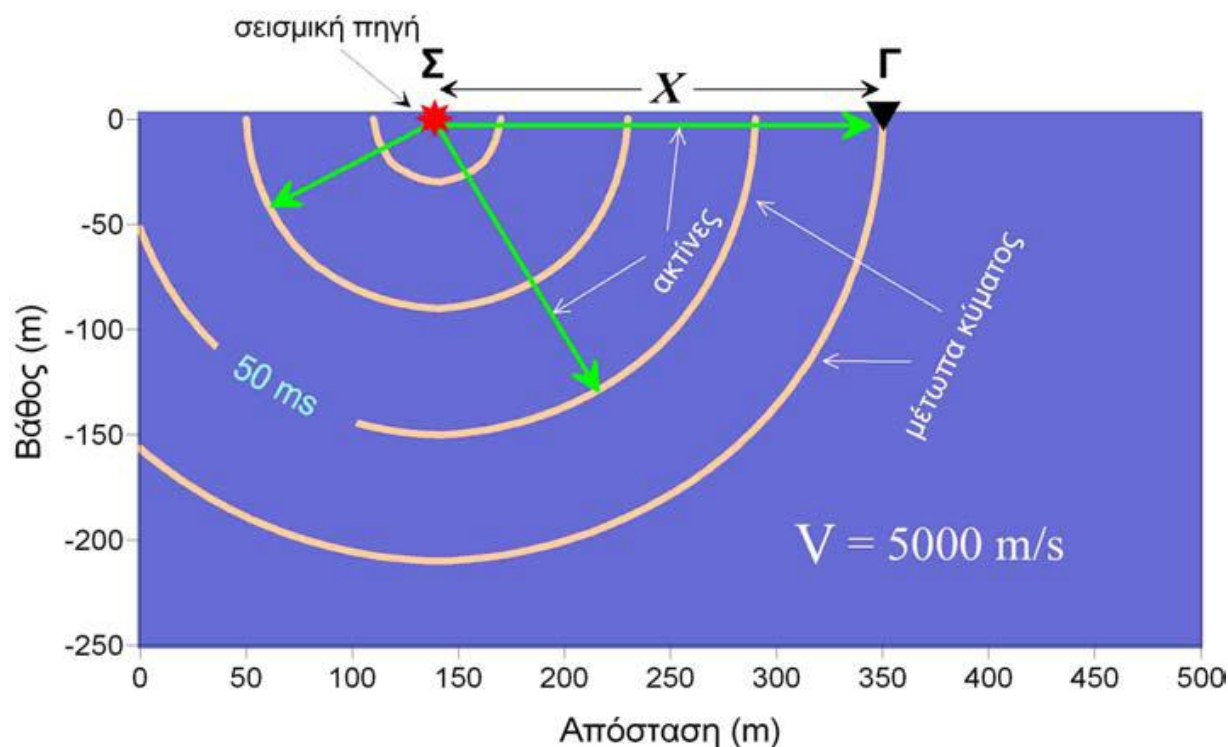
Η ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love) εξαρτάται από τη περίοδο τους επειδή ο χώρος που διαδίδονται δεν είναι ομογενής. Το φαινόμενο αυτό, δηλαδή η εξάρτηση της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων αυτών από τη περίοδο (ή τη συχνότητα) τους λέγεται σκέδαση.

Για τους δικούς μας σκοπούς, δεν κρίνεται απαραίτητο να αναφερθούμε με περισσότερη λεπτομέρεια στα επιφανειακά κύματα. Αρκεί να αναφέρουμε ότι για όλες σχεδόν τριερευνητικές διασκοπήσεις, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μια μορφή θορύβου την οποία προσπαθούμε να περιορίσουμε. Ειδικά για τις διασκοπήσεις ανάκλασης, η καταστολή της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική, διότι τα πλάτη τους που παράγονται από ρηχά θαμμένες πηγές συχνά παρατηρείται να είναι μεγαλύτερα από τα πλάτη των κυμάτων χώρου που προσπαθούμε να καταγράψουμε και να ερμηνεύσουμε. Για τις διασκοπήσεις διάθλασης, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μικρότερο πρόβλημα διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος. Τα επιφανειακά κύματα δεν είναι ποτέ η πρώτη άφιξη. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα εξετάσουμε μόνο τα κύματα χώρου.

### 3.3.1 ΜΕΤΩΠΟ ΚΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΑΚΤΙΝΕΣ

Στα σεισμικά κύματα χρησιμοποιούμε συχνά δύο διαφορετικές περιγραφές του υπό μελέτη γεωφυσικού φαινομένου. Η σχέση μεταξύ των δύο περιγραφών φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.





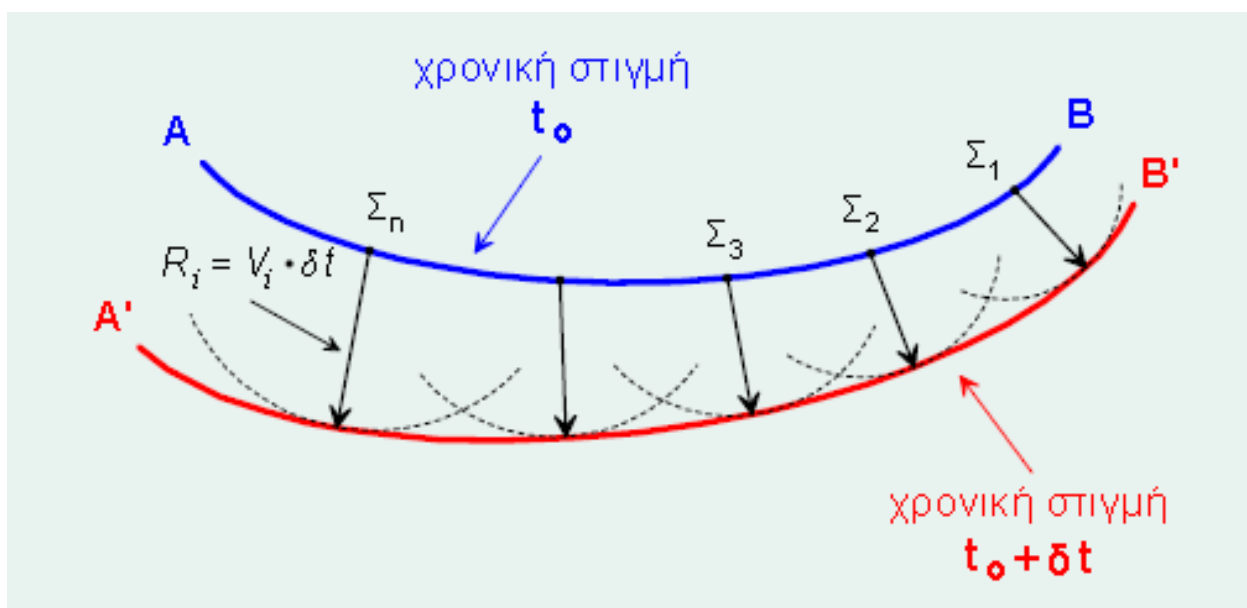
**Σχήμα 3.8** Μοντέλο ομογενούς και ισότροπου μέσου με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s. Τα σεισμικά κύματα που παράγονται από τη πηγή Σ παρίστανται με μέτωπα καθώς και ακτίνες [2].

**Σεισμικές ακτίνες (Raypaths)** – Οι σεισμικές ακτίνες δεν είναι τίποτα περισσότερο από γραμμέζπου δείχνουν τη διεύθυνση διάδοσης του σεισμικού κύματος. Για οποιοδήποτε κύμα, υπάρχει ένα πλήθος σεισμικών ακτίνων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Στο παραπάνω σχήμα, για παράδειγμα, έγκυρη σεισμική ακτίνα μπορεί να είναι μια οποιαδήποτε ακτίνα που σχεδιάζεται με κέντρο την σεισμική πηγή. Σε αυτό το σχήμα, βέβαια, έχουν σχεδιαστεί μόνο μερικές από τις δυνατές σεισμικές ακτίνες.

**Μέτωπα Κύματος (Wavefronts)** – Τα μέτωπα κύματος συνδέουν τις θέσεις του σεισμικού κύματος που κάνουν το ίδιο πράγμα την ίδια στιγμή (βρίσκονται στην ίδια φάση). Τα μέτωπα κύματος έχουν στο τρισδιάστατο χώρο σφαιρικό σχήμα. Στο πιο πάνω σχήμα, επειδή αναφερόμαστε σε επίπεδο δύο διαστάσεων (κατακόρυφη τομή της γης), τα σφαιρικά μέτωπα κύματος αντιστοιχούν σε ομόκεντρους κύκλους ή τόξα κύκλων με κέντρο τη σεισμική πηγή. Η επιφάνεια (ή αντίστοιχα το τόξο στο επίπεδο) του μετώπου κύματος συνδέει όλα τα μέρη του κύματος που βρίσκονται στην ίδια φάση σε μία δεδομένη χρονική στιγμή.

Η διάδοση των μετωπικών κυμάτων σε ένα μέσο περιγράφεται με την αρχή του Huygens. Η αρχή του Huygens ορίζει ότι κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί μια δευτερογενή πηγή κυμάτων.

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 μετώπου σε ορισμένη χρονική στιγμή. Έστω λοιπόν ότι AB είναι το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0$  και θέλουμε να καθορίσουμε το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή  $t_0 + \Delta t$ . Κατά τη διάρκεια του χρόνου  $\Delta t$  το κύμα θα προχωρήσει και θα σχηματίσει ένα νέο μέτωπο κύματος A'B'.



**Σχήμα 3.9** Μέτωπο κύματος όπου AB είναι η αρχική θέση του μετώπου κύματος τη χρονική στιγμή  $t_0$  και A'B' είναι η νέα θέση του μετώπου τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$  καθορισμένη σύμφωνα με την αρχή του Huygens.

Η νέα θέση A'B' καθορίζεται σύμφωνα με την αρχή του Huygens θεωρώντας ότι κάθε σημείο  $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots, \Sigma_n$  του αρχικού μετώπου κύματος αποτελεί δευτερογενή πηγή κυμάτων. Η κάθεμία από τις δευτερογενείς πηγές στο χρονικό διάστημα  $\delta t$  έχει εκπέμψει ένα νέο μέτωπο κύματος το οποίο θα αποτελεί τόξο κύκλου σε απόσταση από τη κάθε πηγή ίση με την ακτίνα

$$R_i = V_i \delta t \quad (1)$$

όπου  $V_i (i=1,2,3,\dots,n)$  είναι η ταχύτητα του κύματος σε κάθε μία από τις θέσεις των δευτερογενών πηγών. Μπορούμε συνεπώς να χαράξουμε τόξα κύκλων με κέντρα τα  $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots, \Sigma_n$  και ακτίνες  $iR$ . Η γραμμή A'B', που περιβάλλει τα δευτερογενή μέτωπα κύματος (περιβάλλουσα) αποτελεί το μέτωπο κύματος στη νέα του θέση κατά τη χρονική στιγμή  $t_0 + \delta t$ .

Θεωρητικά αλλά και στην πράξη, οι σεισμικές ακτίνες είναι ισοδύναμες της διεύθυνσης του ηλεκτρικού ρεύματος, και τα μέτωπα κύματος ισοδύναμα των ισοδυναμικών γραμμών στις ηλεκτρικές μεθόδους. Επίσης, είναι ισοδύναμα της διεύθυνσης του πεδίου και της έντασης του μαγνητισμού.

Παρατηρούμε ότι σε αυτό το παράδειγμα, τα μέτωπα του κύματος είναι κάθετα στις σεισμικές ακτίνες. Αυτό, γενικά, ισχύει πάντα. Έτσι, δεδομένου ενός συνόλου μετώπων κύματος ή ενός συνόλου σεισμικών ακτίνων, μπορούμε να κατασκευάσουμε το άλλο σύνολο. Αυτό, άλλωστε, ισχύει και για τη ροή ρεύματος και τις ισοδυναμικές επιφάνειες αλλά και για την ένταση και τη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου.

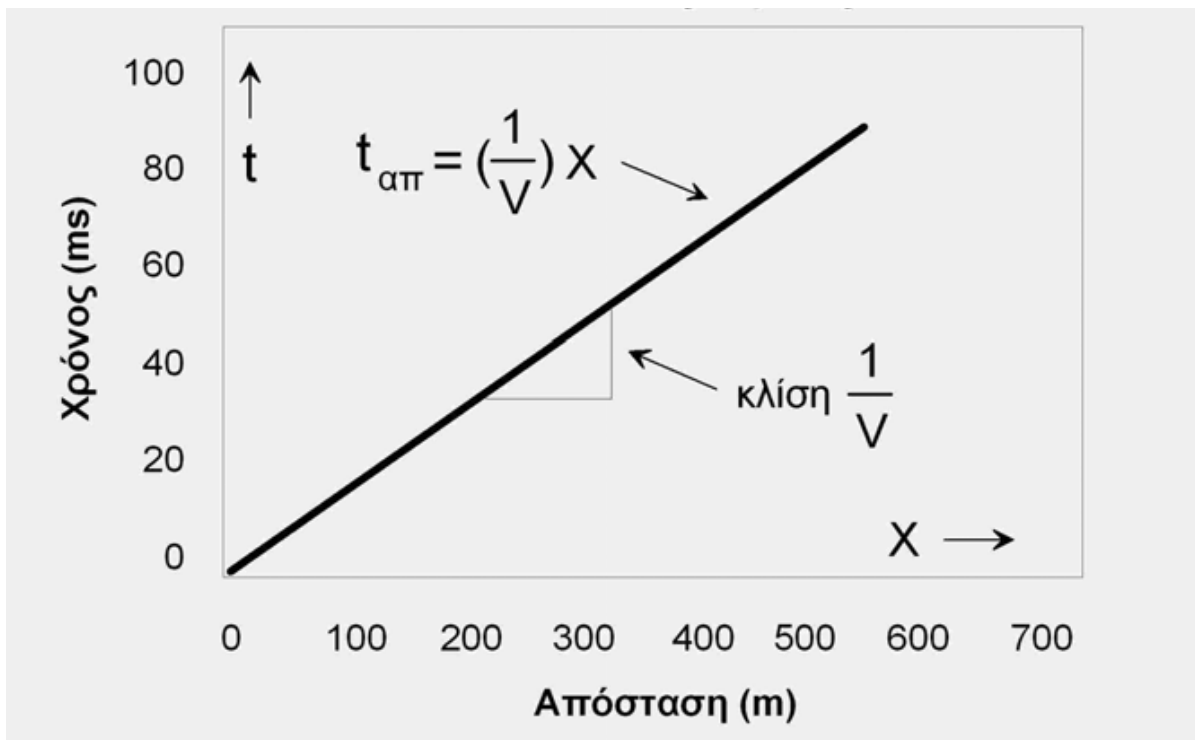
Στο μεγαλύτερο μέρος της συζήτησης για τα σεισμικά κύματα που ακολουθεί, θα χρησιμοποιήσουμε την περιγραφή διάδοσης του σεισμικού κύματος με σεισμικές ακτίνες. Η περιγραφή αυτή επιτρέπει να υπολογιστούν πιο εύκολα οι χρόνοι διάδοσης ορισμένων

σεισμικών φάσεων, επειδή μπορούμε να κατασκευάσουμε ευκολότερα τη συγκεκριμένη διαδρομή που ακολούθησε το σεισμικό κύμα μέχρι να καταγραφεί από το δέκτη μας. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, αν και οι σεισμικές ακτίνες του παραπάνω παραδείγματος είναι πολύ απλές, καθώς θα αρχίσουμε να κατασκευάζουμε μοντέλα της Γης που περιέχουν σύνθετες μεταβολές της ταχύτητας, οι ακτίνες αυτές θα γίνουν πιο πολύπλοκες.

Στη παραπάνω περίπτωση της απλής δομής του ομογενούς και ισότροπου μέσου με σταθερή ταχύτητα  $V$  διάδοσης της σεισμικής ενέργειας, ο χρόνος διαδρομής απ' ττου σεισμικού κύματος, που διαδίδεται από τη σεισμική πηγή  $\Sigma$  απευθείας στο γεώφωνο  $\Gamma$  που βρίσκεται σε απόσταση  $X$  από τη πηγή, θα δίδεται από την απλή σχέση της φυσικής

$$t_{\text{απ}} = \frac{X}{V} \quad (2)$$

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η σταθερή ταχύτητα του μέσου διάδοσης ισούται με 5000 m/s. Η παραπάνω εξίσωση παριστάνει εξίσωση της ευθείας γραμμής που διέρχεται από την αρχή των αξόνων η γενική μορφή της οποίας είναι  $y = ax$ , όπου  $a$  είναι η κλίση της ευθείας. Η γραφική παράσταση του χρόνου διαδρομής απ' ττου απευθείας σεισμικού κύματος σε συνάρτηση με την απόσταση  $X$  του γεώφωνου από τη πηγή, φαίνεται στο παρακάτω σχήμα και είναι γνωστή ως δρομοχρονική καμπύλη του απευθείας σεισμικού κύματος.

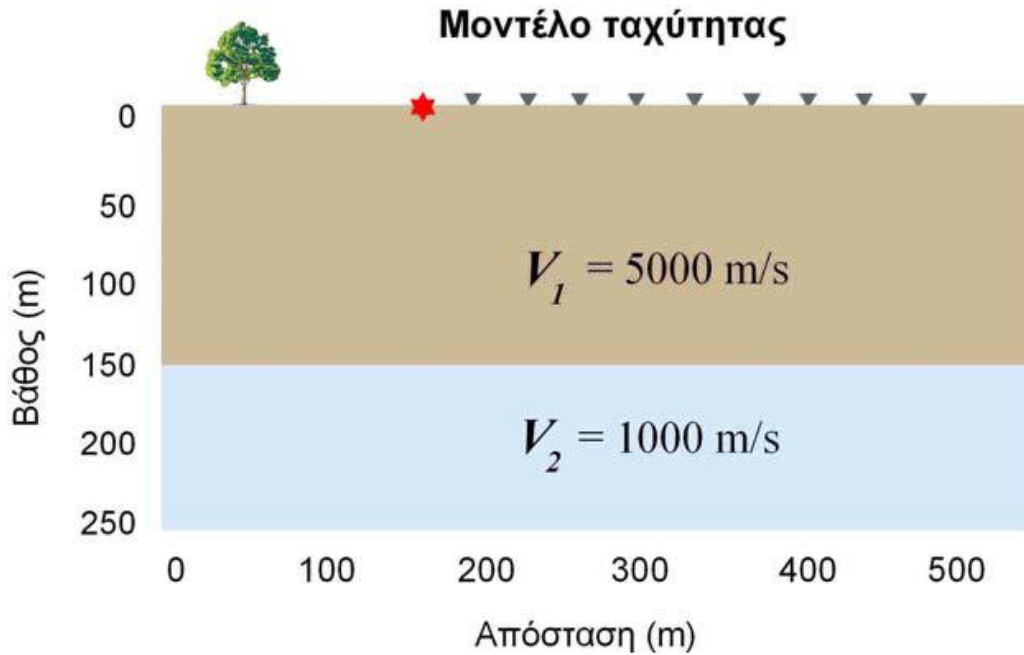


Σχήμα 3.10 Δρομοχρονική καμπύλη του απευθείας κύματος [11].

### 3.3.2 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΑΣΥΜΦΩΝΙΑΣ

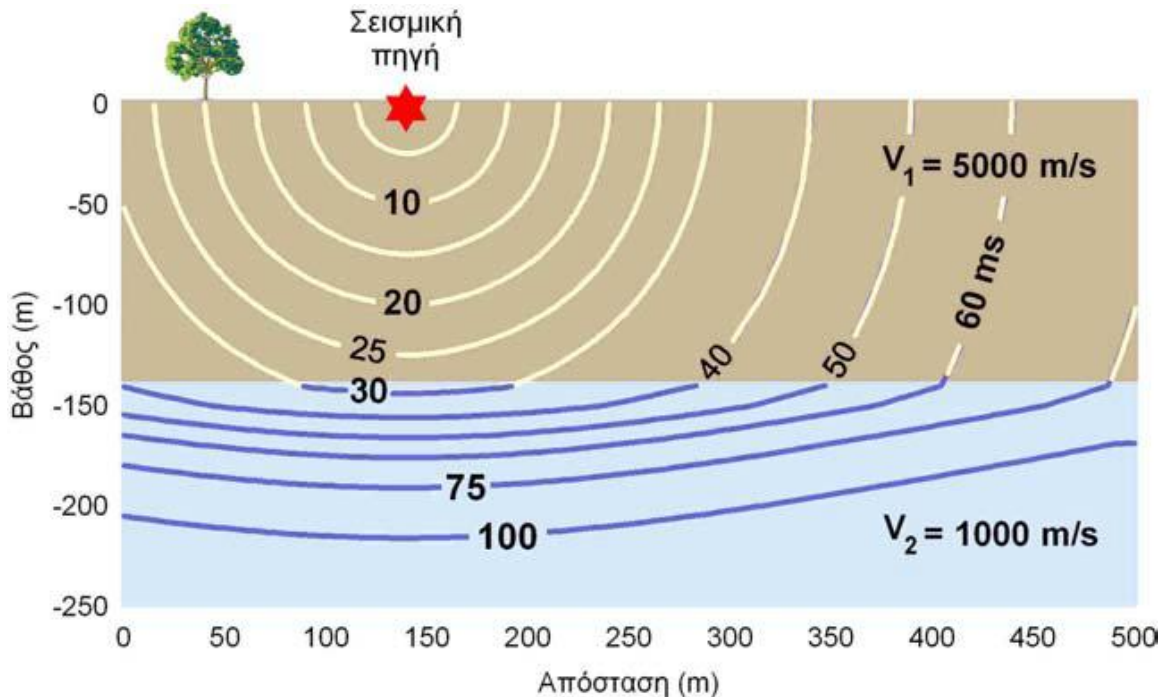
Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου διαμέσου ενός μέσου με σταθερή ταχύτητα διάδοσης. Εδώ εξετάζουμε τι συμβαίνει όταν το μέσο αποτελείται από στρώματα, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από διαφορετική ταχύτητα μετάδοσης του σεισμικού κύματος.

Θεωρούμε το απλό μοντέλο του παρακάτω σχήματος. Το μοντέλο αποτελείται από ένα στρώμα που βρίσκεται πάνω από έναν ημιχώρο. Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο στρώμα είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα διάδοσης στον ημιχώρο.



**Σχήμα 3.11** Μοντέλο ταχύτητας [2].

Στην επόμενη εικόνα θα παρακολουθήσουμε πώς τα σεισμικά κύματα (στο παράδειγμά μας ξεφετάζουμε P κύματα) διαδίδονται στο μέσο, και πώς αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια που συναντούν στα 150 μέτρα βάθος.



**Σχήμα 3.12** Μοντέλο ταχύτητας [2].



Από τη στιγμή διέγερσης της σεισμικής πηγής (χρόνος 0 ms) μέχρι τα περίπου 28 ms, το κύμα διαδίδεται αποκλειστικά στο ανώτερο στρώμα με ταχύτητα 5000 m/s και τα μέτωπα κύματος τις στιγμές 5, 10, 20 και 25 ms είναι ομόκεντρες περιφέρειες κύκλων (κίτρινο χρώμα) με ακτίνες συνεχώς αυξανόμενες. Στα 30 ms, το κύμα έχει ήδη αρχίσει να αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια στο βάθος των 150 μέτρων. Τούτο γίνεται αντιληπτό καθώς το τμήμα του μετώπου των 30 ms, που έχει εισέλθει στο βαθύτερο στρώμα (ημιχώρο) με ταχύτητα διάδοσης 1000 m/s, έχει αλλάξει καμπυλότητα (μπλε τόξα) και έχει γίνει πεπλατυσμένο. Η αλλαγή καμπυλότητας προς το πεπλατυσμένο οφείλεται στο ότι το συγκεκριμένο τόξο του μετώπου κύματος προωθείται με βραδύτερο ρυθμό (καθυστερεί) σε σχέση με το ρυθμό διάδοσης του στο μεγαλύτερης ταχύτητας υπερκείμενο επιφανειακό στρώμα. Έτσι, για το συγκεκριμένο στιγμιότυπο του μετώπου στα 30 ms παρατηρούμε ότι ένα τμήμα του μετώπου (μπλε χρώμα) διεισδύει στο όριο των δύο στρωμάτων και αναφέρεται ως διαθλώμενο κύμα (refracted wave) ενώ το υπόλοιπο τμήμα του (κίτρινο χρώμα) δεν αλληλεπιδρά καθόλου με την ασυνέχεια, προωθείται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα και αναφέρεται ως απευθείας κύμα (direct wave). Αργότερα θα δούμε ότι ένα μέρος του αρχικού μετώπου κύματος αλληλεπιδρά με την ασυνέχεια και χωρίς να εισέλθει σε αυτή αλλάζει πορεία και επιστρέφει προς την επιφάνεια. Το κύμα αυτό αναφέρεται ως ανακλώμενο κύμα (reflected wave).

Τις χρονικές στιγμές 40, 50, 60, 75 και 100 ms όλο και μεγαλύτερα τμήματα των μετώπων έχουν αλλάξει καμπυλότητα εισερχόμενα στο μικρότερης ταχύτητας βαθύτερο στρώμα μετατρέπόμενα σε διαθλώμενα κύματα ενώ τα υπόλοιπα αυτών διαδίδονται πλευρικά στο ανώτερο στρώμα ως απευθείας κύματα.

Υπάρχουν ορισμένα ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά που μπορούμε να παρατηρήσουμε στηνάφιξη του διαθλώμενου κύματος.

- Παρατηρούμε ότι το μέτωπο του κύματος που ορίζει την άφιξη του διαθλώμενου κύματος, παραμένει κυκλικό, αλλά η ακτίνα του δεν επικεντρώνεται πλέον στην πηγή, έχει δηλαδή διαφορετικό κέντρο καμπυλότητας. Οι γεωφυσικοί περιγράφουν το φαινόμενο αυτό ως μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου.
- Παρατηρούμε ότι το φαινόμενο μήκος κύματος (apparent wavelength) της διαθλώμενης άφιξης είναι πολύ μικρότερο από της απευθείας άφιξης.

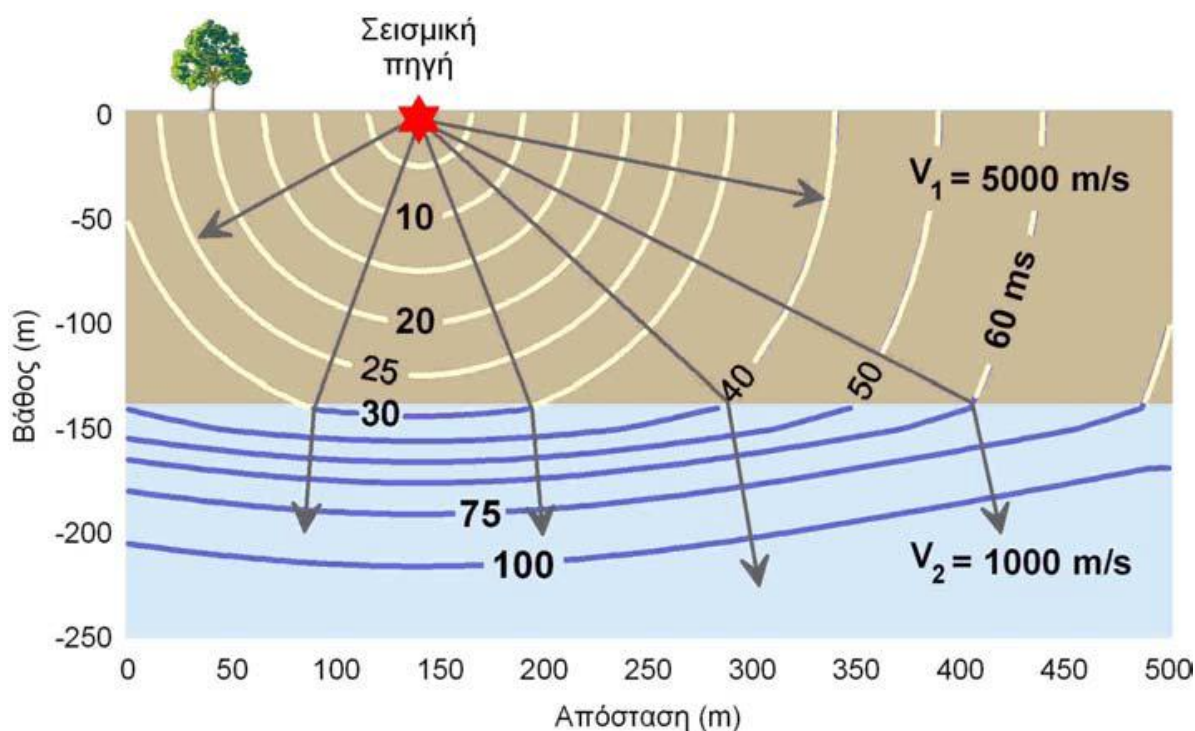
Και τα δύο αυτά φαινόμενα συνδέονται με την παρουσία της ασυνέχειας. Γνωρίζουμε ότι η περίοδος του κύματος συνδέεται με το μήκος κύματος μέσω της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται στο μέσο. Το μήκος κύματος ισούται με την ταχύτητα επί την περίοδο. Επομένως, αν η περίοδος του κύματος παραμένει σταθερή και η ταχύτητα του μέσου μειώνεται, τότε το μήκος κύματος επίσης μειώνεται με τον ίδιο ρυθμό.

Η μεταβολή στην καμπυλότητα του μετώπου του κύματος, καθώς το κύμα περνάει από τη διαχωριστική επιφάνεια, υπονοεί ότι οι κυματικές ακτίνες που περιγράφουν τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, αλλάζουν διεύθυνση όταν διελάνουν την ασυνέχεια. Η μεταβολή αυτήστη διεύθυνση των ακτινών που διασχίζουν την ασυνέχεια, περιγράφεται παρακάτω από το 1<sup>ο</sup> Νόμο του Snell.

Αν εξετάσουμε την εδαφική κίνηση, από οποιοδήποτε σημείο της επιφάνειας της Γης, θα παρατηρήσουμε δύο διακριτά κύματα. Αρχικά, θα παρατηρήσουμε μία πρώτη άφιξη μεγάλου πλάτους που αντιστοιχεί στο απευθείας κύμα. Λίγο αργότερα, θα παρατηρήσουμε το ανακλώμενο κύμα, μικρότερου πλάτους. Η διαφορά χρόνου μεταξύ των δύο αφίξεων εξαρτάται από την απόσταση πηγή-γεώφωνο, την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο στρώμα και το βάθος της ασυνέχειας. Επομένως, εξετάζοντας αυτή τη διαφορά χρόνου, μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για την υπόγεια δομή.

### 3.3.3H ΑΡΧΗ ΤΟΥ FERMAT ΚΑΙ ΟΙ ΝΟΜΟΙ ΤΟΥ SNELL

Αν συμπεριλάβουμε τις ακτίνες των διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων στο προηγούμενο παράδειγμα, θα πάρουμε το παρακάτω σχήμα.



**Σχήμα 3.13** Μοντέλο ταχύτητας, συμπεριλαμβανομένων των ακτίνων διαθλώμενων και απευθείας αφίξεων [2].

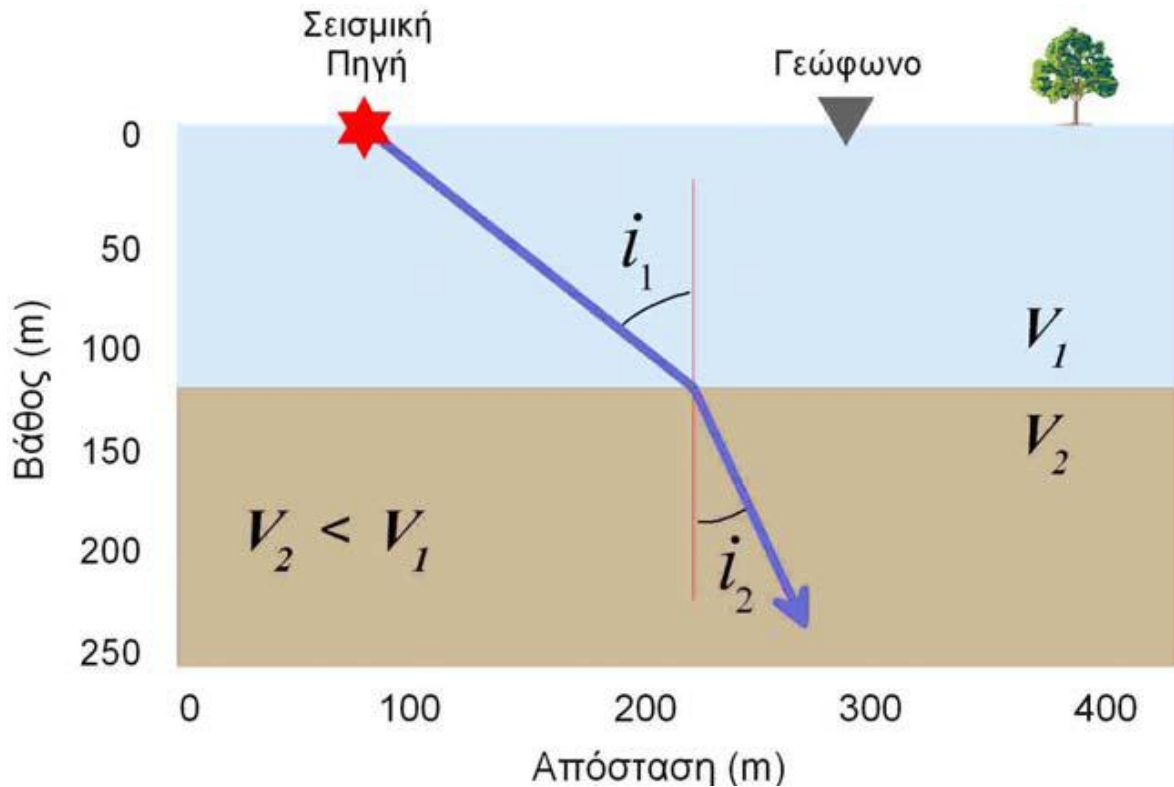
Οι ακτίνες σχεδιάζονται έτσι, ώστε κάθε στιγμή να είναι κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των μετώπων των κυμάτων. Καθώς οι ακτίνες αλληλεπιδρούν με την ασυνέχεια, υπακούουν στην αρχή του Fermat.

Η αρχή του Fermat ορίζει ότι το κύμα ακολουθεί τη διαδρομή, που απαιτεί το ελάχιστο χρόνο για τη μετάδοσή του μεταξύ δύο συγκεκριμένων σημείων. Για το λόγο αυτό η αρχή του Fermat είναι γνωστή και ως αρχή του ελαχίστου χρόνου. Στο σχήμα που ακολουθεί θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μικρότερη αυτής του στρώματος  $V_1$ .

Ο 1<sup>ος</sup> νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία  $i_2$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μικρότερη της γωνίας  $i_1$  μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι

η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο πιο πάνω σχήμα. Αν η  $V_2$  ήταν μεγαλύτερη της  $V_1$ , όπως στην περίπτωση του παρακάτω σχήματος με την οποία θα ασχοληθούμε αργότερα πιο αναλυτικά, ο νόμος του Snell προβλέπει ότι η  $i_2$  θα ήταν μεγαλύτερη της  $i_1$ .

Στην περίπτωση αυτή, το μέτωπο του διαθλώμενου κύματος θα είχε μεγαλύτερη καμπυλότητα από το μέτωπο του απευθείας κύματος.



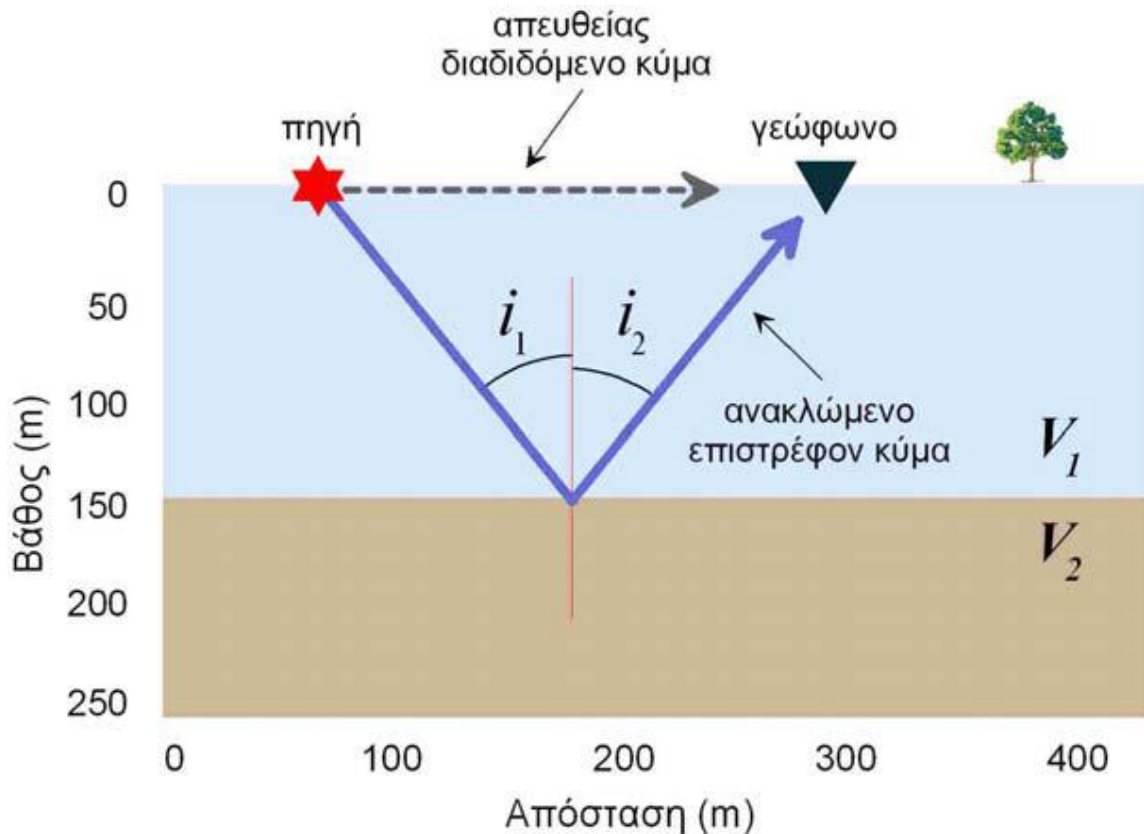
**Σχήμα 3.14** Απεικόνιση του μετώπου του διαθλώμενου και του απευθείας κύματος [2].

Οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης 1 και 2 ισυνδέονται με τις ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  με τη σχέση

$$\frac{\eta \mu i_1}{\eta \mu i_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (3)$$

η οποία εκφράζει τον 1ο νόμο του Snell ή νόμο της διάθλασης.

Ο νόμος του Snell μπορεί επίσης να εφαρμοστεί και στην ακτίνα που ανακλάται στην επιφάνεια ασυνέχειας και επιστρέφει στο μέσο με ταχύτητα  $V_1$ . Στην ανάκλαση η γωνία ανάκλασης  $i_2$  είναι ίση με τη γωνία του προσπίπτοντος κύματος  $i_1$ .



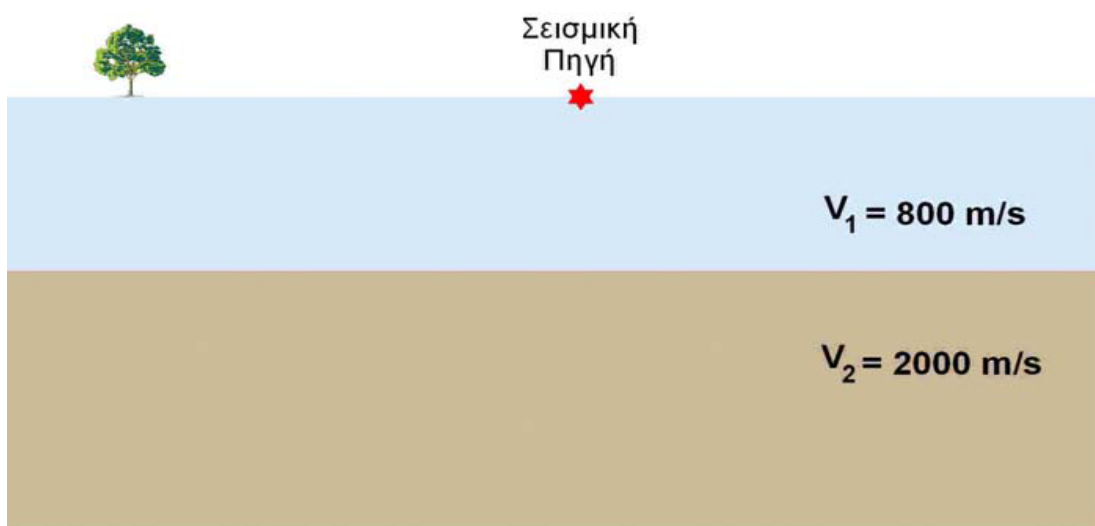
**Σχήμα 3.15** Απεικόνιση του ανακλώμενου κύματος στην επιφάνεια ασυνέχειας [2].

Η ισότητα  $i_1 = i_2$  εκφράζει τον 2ο νόμο του Snell ή νόμο της ανάκλασης.

Στο σημείο αυτό, πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλώμενη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Το απευθείας διαδιδόμενο σεισμικό κύμα προηγείται πάντοτε του ανακλώμενου στην ασυνέχεια κύματος και φθάνει πάντοτε πρώτο στο γεώφωνο, καθόσον το ανακλώμενο κύμα διανύει με την ίδια ταχύτητα  $V_1$  μεγαλύτερη διαδρομή (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος της τροχιάς).

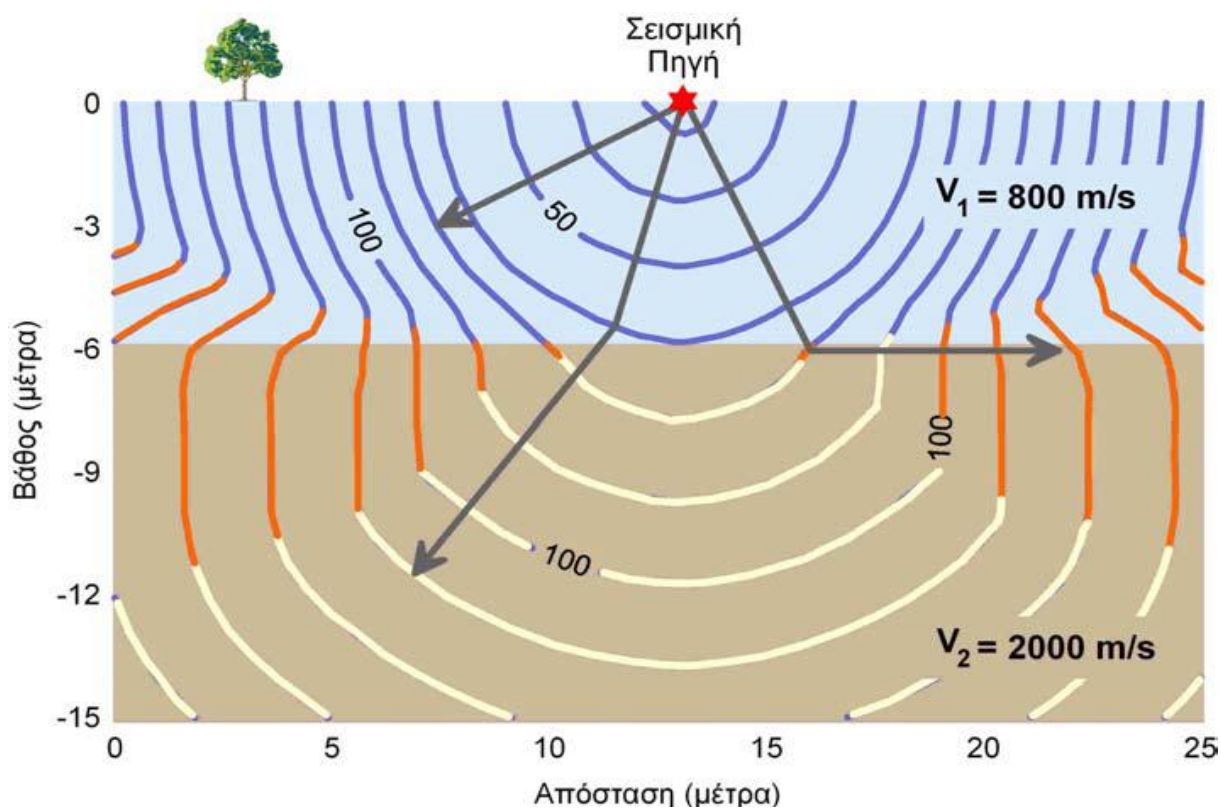
Μέχρι στιγμής έχουμε εξετάσει τη διάδοση των κυμάτων χώρου μέσα σε μέσο σταθερής ταχύτητας και σε μέσο που αποτελείται από ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας. Εδώ εξετάζουμε την αντίθετη περίπτωση του τελευταίου παραδείγματος όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι υψηλότερη του επιφανειακού στρώματος. Για να μελετήσουμε την περίπτωση αυτή θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.





Σχήμα 3.16 Υπο μελέτη μοντέλο[11].

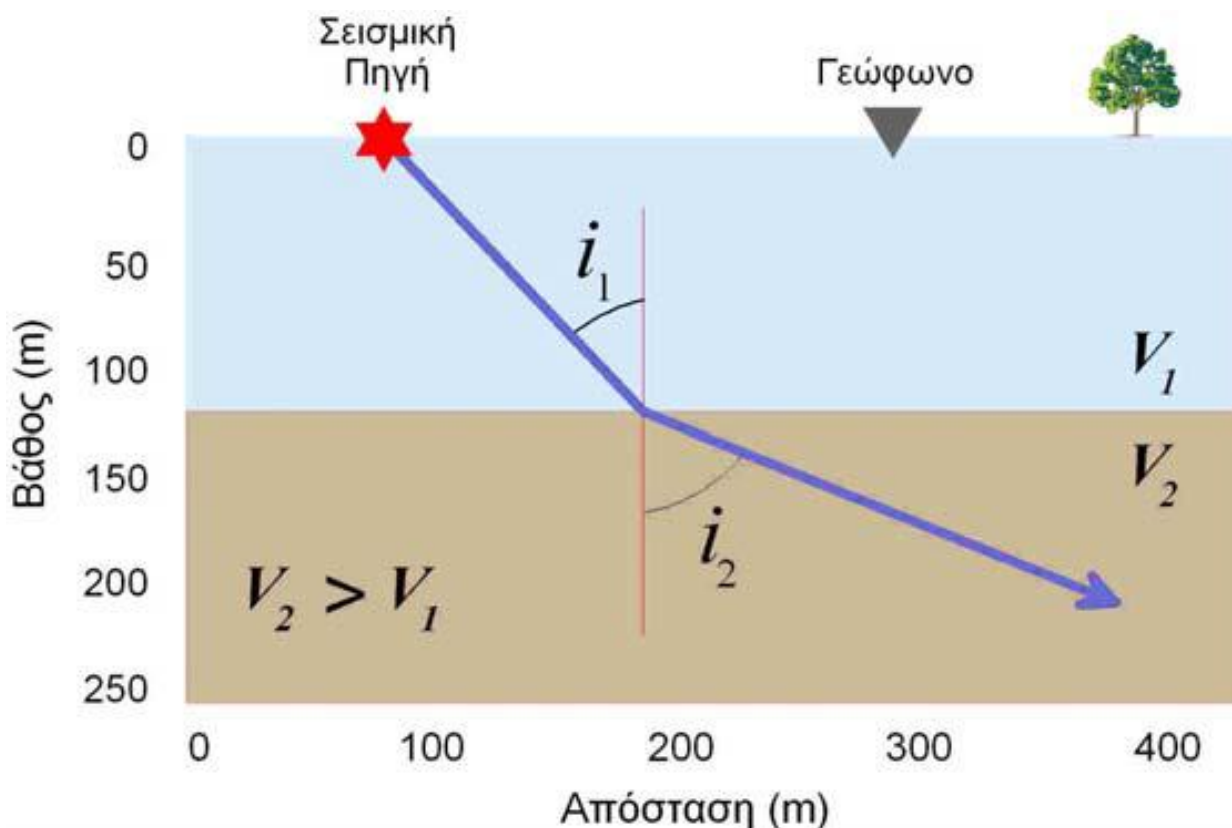
Το σχήμα που ακολουθεί δείχνει στιγμιότυπα της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις διάφορες χρονικές στιγμές.



Σχήμα 3.17 Απεικόνιση των στιγμιότυπων της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στις διάφορες χρονικές στιγμές [2].

Για αυτές τις χρονικές στιγμές, η κυματομορφή μοιάζει ποιοτικά με αυτές που είδαμε στο προηγούμενο μοντέλο με στρώματα, όπου ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας βρισκόταν πάνω από ημιχώρο χαμηλής ταχύτητας. Αυτό ισχύει πράγματι, με εξαίρεση τις διαφορές που υπάρχουν τώρα στη σχετική καμπυλότητα των μετώπων κύματος και στη κατεύθυνση των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες όπως είναι γνωστό είναι κάθετες στα μέτωπα κύματος. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, το διαθλωμένο κύμα δεν είναι πεπλατυσμένο αλλά είναι πιο καμπύλο από το απευθείας κύμα καθώς τώρα προωθείται με ταχύτερο ρυθμό στον

ταχύτερο ημιχώρο. Στο σχήμα που ακολουθεί θεωρούμε μία από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση η ταχύτητα του ημιχώρου,  $V_2$ , είναι μεγαλύτερη αυτής του στρώματος  $V_1$ .



**Σχήμα 3.18** Απεικόνιση μιας από τις διαθλώμενες ακτίνες του προηγούμενου σχήματος [2].

Ο 1<sup>ος</sup> νόμος του Snell δηλώνει ότι σ' αυτή την περίπτωση η γωνία 2 μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διαθλώμενης ακτίνας πρέπει να είναι μεγαλύτερη της γωνίας 1 μεταξύ της καθέτου στην ασυνέχεια και της διεύθυνσης της προσπίπτουσας ακτίνας. Αυτή ακριβώς είναι η κατάσταση που προβλέπεται από τα μέτωπα του κύματος στο προηγούμενο σχήμα. Επειδή οι ταχύτητες αυξάνουν κατά μήκος της ασυνέχειας με το βάθος, το διαθλώμενο κύμα έχει τώρα μεγαλύτερο μήκος κύματος από το απευθείας ή το ανακλώμενο κύμα.

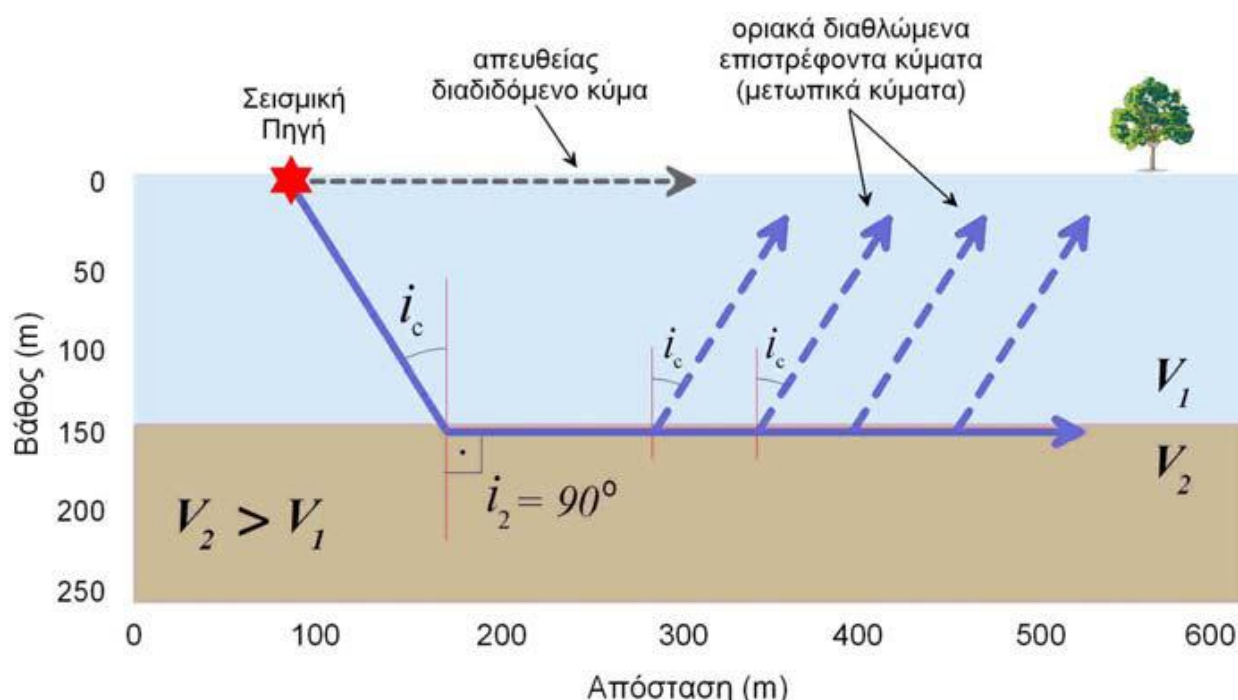
Και σε αυτή τη περίπτωση πρέπει να αναφέρουμε ότι, αν τοποθετούσαμε δέκτες στην επιφάνεια της Γης, δεν θα παρατηρούσαμε ποτέ την διαθλώμενη άφιξη, διότι συνεχίζει τη διάδοσή της προς τα κάτω, χωρίς να επιστρέφει ποτέ στην επιφάνεια. Όπως θα διαπιστώσουμε στη συνέχεια, ένας τύπος διαθλώμενου κύματος επιστρέφει στην επιφάνεια της Γης και είναι δυνατόν να προηγηθεί του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση από τη πηγή.

### 3.3.4 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ

Αν, στη παραπάνω περίπτωση όπου η ταχύτητα του ημιχώρου είναι μεγαλύτερη αυτής του επιφανειακού στρώματος, επιτρέψουμε την περαιτέρω διάδοση των κυμάτων, ένα ενδιαφέρον φαινόμενο αρχίζει να λαμβάνει χώρα, σε σχέση με τη διαθλώμενη άφιξη. Πιο συγκεκριμένα, από όλες τις σεισμικές ακτίνες που ξεκινούν από τη πηγή και προσπίπτουν στην ασυνέχεια, αναφερόμαστε σε εκείνη του σχήματος που ακολουθεί, η οποία συναντά την ασυνέχεια με μια

συγκεκριμένη γωνία  $i_c$  για την οποία η συνέχιση της διαθλώμενης στον ημιχώρο ακτίνας σχηματίζει με την κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  ίση με  $90^\circ$ . Η συγκεκριμένη γωνία πρόσπτωσης  $i_c$  ονομάζεται οριακή γωνία (critical angle) πρόσπτωσης. Αναφερόμενοι στο στιγμιότυπο του ίδιου σχήματος, καθώς η διαθλώμενη σεισμική ακτίνα διαδίδεται στον ημιχώρο, επειδή ταξιδεύει γρηγορότερα από το απευθείας κύμα στο επιφανειακό στρώμα, αρχίζει να κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη αυτής του απευθείας κύματος. Θέλουμε εδώ να επισημάνουμε ότι η ακτίνα που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα, δεν διεισδύει στον ημιχώρο, αλλά διαδίδεται μέσα σ' αυτόν κατά μήκος της ασυνέχειας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο.

Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του ημιχώρου, ενώ η απευθείας άφιξη (μαύρη στικτή γραμμή) διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του στρώματος.



Σχήμα 3.19 Διαθλώμενη και απευθείας άφιξη [2].

Καθώς το διαθλώμενο κύμα κινείται κατά μήκος της ασυνέχειας του στρώματος διεγείρει την ασυνέχεια κάθε σημείο της οποίας παράγει ένα νέο τύπο κύματος στο στρώμα, το οποίο ονομάζεται οριακά διαθλώμενο κύμα ή μετωπικό κύμα (critically refracted wave ή headwave) που διαδίδεται προς τα πάνω και επιστρέφει στην επιφάνεια σχηματίζοντας με τη κάθετο γωνία ίση με την οριακή  $i_c$  (μπλε στικτή γραμμή). Στη περίπτωση που εξετάσαμε προηγουμένως, όπου το επιφανειακό στρώμα έχει υψηλότερη ταχύτητα από το βαθύτερο σχηματισμό (ημιχώρο) το οριακά διαθλώμενο κύμα δεν εμφανίζεται ποτέ. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι, όπως έχουμε επισημάνει, η διαθλώμενη ακτίνα στη περίπτωση αυτή σχηματίζει με τη κάθετο στο σημείο πρόσπτωσης γωνία  $i_2$  η οποία είναι πάντοτε μικρότερη της γωνίας πρόσπτωσης  $i_1$ , έτσι που, για οποιαδήποτε τιμή της γωνίας  $i_1$ , η γωνία  $i_2$  μην γίνεται ποτέ ίση με  $90^\circ$ , που ως γνωστό είναι η προϋπόθεση δημιουργίας οριακά διαθλωμένων κυμάτων.

Σαν ανακεφαλαίωση αναφέρουμε ότι από μια σεισμική πηγή αναχωρούν τρία διαφορετικού τύπου κύματα τα οποία, ακολουθώντας διαφορετικές διαδρομές, φθάνουν σε γεώφωνο που βρίσκεται σε ορισμένη θέση στην επιφάνεια της Γης:

- το απευθείας κύμα που διανύει την απόσταση πηγή-γεώφωνο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος
- το ανακλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο μετά από ανάκλαση στην ασυνέχεια διαδιδόμενο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και
- το οριακά διαθλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο διανύοντας ένα μέρος της διαδρομής του (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος) με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και το υπόλοιπο αυτής (οριζόντιος κλάδος) κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου.

Αναφερόμενοι στη χρονική σειρά άφιξης των τριών σεισμικών φάσεων που περιγράφηκαν προηγούμενα παρατηρούμε ότι:

- το ανακλώμενο κύμα φθάνει πάντοτε μετά την απευθείας άφιξη σε οποιαδήποτε απόσταση από την πηγή, επομένως δεν μπορεί ποτέ να είναι η ενέργεια που φτάνει πρώτη
- σε μικρές αποστάσεις μεταξύ πηγής και δέκτη, το απευθείας διαδιδόμενο κύμα θα προηγείται του οριακά διαθλώμενου κύματος
- σε μεγαλύτερες αποστάσεις, ωστόσο, το οριακά διαθλώμενο κύμα μπορεί να προηγηθεί, όπως θα δούμε στη συνέχεια, του απευθείας κύματος και να φθάσει πρώτο στο δέκτη.

Οι παρατηρήσεις αυτές αποτελούν τη θεωρητική βάση της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης (seismic refraction method). Στην έρευνα σεισμικής διάθλασης, μετράμε τους πρώτους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων, σε διάφορες αποστάσεις από την πηγή. Στο μοντέλο του στρώματος πάνω από ημιχώρο, η πρώτη άφιξη μπορεί να σχετίζεται με απευθείας ή οριακά διαθλώμενο κύμα.

Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του απευθείας κύματος είναι σχετικά απλός και ορίζεται από το ημίτιο της οριζόντιας απόστασης μεταξύ της πηγής και του δέκτη προς της ταχύτητας με την οποία το κύμα διαδίδεται μέσα στο επιφανειακό στρώμα. Ο υπολογισμός του χρόνου άφιξης του οριακά διαθλώμενου κύματος γίνεται αφού πρώτα μελετήσουμε τη χάραξη της διαδρομής κατά μήκος της οποίας διαδίδεται το κύμα. Αυτό γίνεται με χρήση των κυματικών ακτίνων και με τη βοήθεια του νόμου του Snell.

Από την περιγραφή των κυματικών ακτίνων του οριακά διαθλώμενου κύματος είδαμε ότι ένα οριακά διαθλώμενο κύμα (μετωπικό κύμα) παράγεται μόνο από εκείνη τη σεισμική ακτίνα η οποία διαδιδόμενη προς τα κάτω (μέσα στο στρώμα) με ταχύτητα  $V_1$  συναντά την ασυνέχεια υπό γωνία ίση με την οριακή  $i_c$ . Στη συνέχεια η ακτίνα εισερχόμενη στον ημιχώρο διαθλάται με γωνία διάθλασης ίση με  $90^\circ$  διαδίδεται κατά μήκος της ασυνέχειας με ταχύτητα ίση με τη  $V_2$  και επιστρέφει πίσω στο επιφανειακό στρώμα υπό γωνία ίση με την οριακή για να φθάσει τελικά στην επιφάνεια της Γης όπου και καταγράφεται. Το οριακά διαθλώμενο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από το απευθείας μέχρι να φτάσει και να καταγραφεί στην επιφάνεια της Γης. Ταξιδεύει όμως στο κατώτερο σημείο του στρώματος με ταχύτητα μεγαλύτερη από αυτή της απευθείας άφιξης. Έτσι, είναι προφανές ότι, ανάλογα με την απόσταση



από την πηγή, είναι δυνατόν το οριακά διαθλώμενο κύμα να φτάσει πριν το απευθείας καθόσον κερδίζει χρόνοδιανύοντας τμήμα της τροχιάς του (οριζόντιο τμήμα) με μεγαλύτερη ταχύτητα.

### 3.3.5 ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Στο κεφάλαιο αυτό, περιγράφεται πώς η διάδοση των σεισμικών κυμάτων συνδέεται με τη γεωλογική δομή. Μεταβολές στην ταχύτητα με την οποία τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσα στη Γη μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές στα σεισμικά κύματα που καταγράφονται στην επιφάνεια της Γης. Για παράδειγμα, ανακλώμενα κύματα μπορούν να δημιουργηθούν από μια επίπεδη ασυνέχεια στην ταχύτητα, που παρατηρείται σε κάποιο βάθος, τα οποία μπορούν να καταγραφούν στην επιφάνεια της Γης. Οι μεταβολές στην ταχύτητα συνδέονται με τις ιδιότητες των πετρωμάτων ή εδαφών δια μέσου των οποίων διαδίδονται τα κύματα.

Μπορεί ναδειχθεί ότι σε ομογενή και ισότροπα μέσα, οι ταχύτητες των P και S κυμάτων εντός του μέσου δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις.

$$V_p = \sqrt{\frac{\frac{4}{3}\mu + k}{\rho}} \quad (4)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (5)$$

Υπάρχουν και  $V_p$  και  $V_s$  είναι οι ταχύτητες των P και S κυμάτων στο μέσο,  $\rho$  είναι η πυκνότητα του μέσου  $\mu$  και  $k$  είναι οι συντελεστές διάτμησης και ακαμψίας του μέσου αντίστοιχα. Μαζί τα  $\mu$  και  $k$  είναι επίσης γνωστά και ως ελαστικές παράμετροι (elastic parameters). Οι ελαστικές παράμετροι περιγράφουν ποσοτικά τα ακόλουθα χαρακτηριστικά του μέσου.

**Συντελεστής Ακαμψίας (Bulk Modulus)  $k$**  - Είναι επίσης γνωστός και ως ασυμπίεστικότητα (incompressibility) του μέσου. Φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα μικρό κύβο από το υλικό που αποτελείται το μέσο & ότι υποβάλλουμε τον κύβο σε πίεση, συμπιέζοντάς τον από όλες τις πλευρές. Αν το υλικό δεν είναι πολύ σκληρό (άκαμπτο), είναι δυνατόν να συμπιέσουμε το υλικό αυτού του κύβου σε έναν μικρότερο κύβο. Ο συντελεστής ακαμψίας περιγράφει το λόγο της πίεσης που εφαρμόζεται στον κύβο, προς την μεταβολή του όγκου που υπόκειται ο κύβος. Αν το  $k$  είναι πολύ μεγάλο, τότε το υλικό είναι πολύ δύσκαμπτο, δηλαδή δεν συμπιέζεται πολύ ακόμα και κάτω από μεγάλες πιέσεις. Αν το  $k$  είναι μικρό, τότε μικρή πίεση συμπιέζει το υλικό σε μεγάλο βαθμό. Για παράδειγμα, τα αέρια έχουν πολύ μικρή ασυμπίεστικότητα. Τα στερεά και τα υγρά έχουν μεγάλη ασυμπίεστικότητα.

**Συντελεστής Διάτμησης (Shear Modulus)  $\mu$**  - Ο συντελεστής διάτμησης περιγράφει πόσο δύσκολο είναι να παραμορφωθεί ένας κύβος από υλικό του μέσου κάτω από διατμητική δύναμη. Για παράδειγμα, φανταζόμαστε ότι έχουμε ένα κύβο ο οποίος είναι σταθερά στερεωμένος πάνω σε ένα τραπέζι. Αν το υλικό έχει μικρό συντελεστή διάτμησης, μπορούμε να παραμορφώσουμε τον κύβο προς την κατεύθυνση που πιέζουμε, έτσι ώστε ο κύβος να αποκτήσει σχήμα παραλληλογράμμου. Αν το υλικό έχει μεγάλο συντελεστή διάτμησης θα χρειαστεί μεγάλη

δύναμη προς την διεύθυνση αυτή για να παραμορφωθεί ο κύβος. Τα αέρια και τα υγρά δεν μπορούν να υποστούν διατμητικές δυνάμεις. Αυτό σημαίνει ότι έχουν συντελεστή διάτμησης μηδέν. Από τις παραπάνω εξισώσεις, παρατηρούμε ότι αυτό σημαίνει ότι τα υγρά και τα αέρια δεν επιτρέπουν τη διάδοση S κυμάτων.

Οποιαδήποτε αλλαγή στις ιδιότητες του πετρώματος ή του εδάφους που προκαλεί μεταβολή των  $\rho$ ,  $\mu$  &  $k$ , θα προκαλέσει μεταβολή και της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Για παράδειγμα, αν περάσουμε από ένα στεγνό πέτρωμα σε ένα διαποτισμένο πέτρωμα, θα μεταβληθεί η πυκνότητα καθώς και ο συντελεστής ακαμψίας. Ο συντελεστής ακαμψίας αλλάζει διότι οι γεμάτοι με αέρα πόροι γίνονται γεμάτοι με νερό. Το νερό είναι πιο δύσκολο να συμπιεστεί από τον αέρα. Για την ακρίβεια, οι μεταβολές του συντελεστή όγκου κυριαρχούν στο συγκεκριμένο παράδειγμα. Επομένως, η ταχύτητα του κύματος P αλλάζει πολύ κατά μήκος του διαποτισμένου στρώματος ενώ οι ταχύτητες των S κυμάτων αλλάζουν πολύ λίγο.

Αν και αυτό είναι ένα μόνο παράδειγμα για το πώς μπορούν να αλλάξουν οι σεισμικές ταχύτητες στο υπέδαφος, μπορούμε να φανταστούμε πολλούς άλλους παράγοντες που προκαλούν μεταβολές της ταχύτητας (αλλαγές στη λιθολογία, στο περιεχόμενο σε ρευστά, στη συνεκτικότητα). Επομένως μεταβολές στις σεισμικές ταχύτητες προσφέρουν τη δυνατότητα για χαρτογράφηση πολλών διαφορετικών χαρακτηριστικών του υπεδάφους.

### 3.3.5.101 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΤΑΧΥΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΥΛΙΚΩΝ ΤΗΣ ΓΗΣ

Οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων P και εγκαρσίων S, σε διάφορα υλικά που απαντούν στο φλοιό της γης, φαίνονται στο παρακάτω πίνακα.

Υλικό	Ταχύτητα P κυμάτων (m/s)	Ταχύτητα S κυμάτων (m/s)
Αέρας	332	
Νερό	1400-1500	
Πετρέλαιο	1300-1400	
Σίδερο	6100	3500
Τσιμέντο	3600	2000
Γρανίτης	5500-5900	2800-3000
Βασάλτης	6400	3200
Ψαμίτης	1400-4300	700-2800
Ασβεστόλιθος	5900-6100	2800-3000
Άμμος (ακόρεστη σε νερό)	200-1000	80-400
Άμμος (κορεσμένη σε νερό)	800-2200	320-880
Άργιλος	1000-2500	400-1000
Πλειστοκαινικές αποθέσεις (κορεσμένες)	1500-2500	600-1000

**Πίνακας 3.1** Ταχύτητες επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων για διάφορα υλικά.

Αντίθετα με την πυκνότητα, στη σεισμική ταχύτητα μπορεί να υπάρχουν μεγάλες μεταβολές μεταξύ διαφορετικών τύπων πετρωμάτων και μεταξύ κορεσμένων και ακόρεστων πετρωμάτων. Ακόμα όμως και για αυτές τις μεταβολές, υπάρχει παρόλα αυτά αξιόλογη επικάλυψη στις μετρούμενες ταχύτητες. Επομένως, μόνο η γνώση της σεισμικής ταχύτητας δεν αρκεί για τον καθορισμό του τύπου του πετρώματος.

### 3.4 ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που χρησιμοποιείται σε άλλες γεωφυσικές μεθοδολογίες, η πολυπλοκότητα και το μέγεθος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στη σεισμική διασκόπηση είναι εντυπωσιακά.

Ένα τυπικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω συστατικά

Σεισμική πηγή (Seismic Source) - Πρόκειται για συσκευές που διοχετεύουν ελαστικά κύματα (σεισμική ενέργεια) στο έδαφος και ποικίλουν ανάλογα με τον επιδιωκόμενο σκοπό (βαθιά ή επιφανειακή διασκόπηση, διασκόπηση πετρελαίου ή πετρωμάτων, κλπ). Όλες όμως έχουν τα εξής κοινά χαρακτηριστικά:

- Πρέπει να είναι επαναληπτικές. Αυτό σημαίνει ότι η φύση της ενέργειας που διοχετεύεται στο έδαφος (η ποσότητα και το χρονικό διάστημα διάδοσης), δεν πρέπει να αλλάζει καθώς η πηγή χρησιμοποιείται σε διαφορετικές θέσεις.
- Ο χρόνος διοχέτευσης της σεισμικής ενέργειας στο έδαφος πρέπει να είναι ελεγχόμενος. Πρέπει να είμαστε σε θέση να ορίσουμε ακριβώς τη στιγμή που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια στο έδαφος. Σε μερικές περιπτώσεις, μπορούμε να ελέγχουμε το χρόνο διοχέτευσης. Σε άλλες, απλά σημειώνουμε το χρόνο που η πηγή διοχέτευσε την ενέργεια.

Γεώφωνα (Geophones) - Πρόκειται για συσκευές που μπορούν να μετρήσουν την κίνηση του εδάφους που παράγεται από μία σεισμική πηγή. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, τα γεώφωνα μετατρέπουν την εδαφική κίνηση σε ηλεκτρικά σήματα (τάσεις) που καταγράφονται από μία ξεχωριστή συσκευή.

Σύστημα Καταγραφής (Recording System) – Αυτό αποτελείται από ένα σύνολο συστατικών. Στην ουσία, ολόκληρο το σύστημα δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να αποθηκεύει την εδαφική κίνηση που καταγράφουν ένας αριθμός γεωφώνων. Ο αριθμός αυτός μπορεί να είναι αρκετά μεγάλος. Σήμερα είναι σύνηθες οι διασκοπήσεις για την έρευνα πετρελαίου να αποθηκεύουν την εδαφική κίνηση που καταγράφεται από 1000 σεισμόμετρα ταυτόχρονα. Εκτός από την καταγραφή και αποθήκευση της εδαφικής κίνησης, το σύστημα πρέπει επίσης να ελέγχει το συγχρονισμό της πηγής. Αποτελείται όχι μόνο από ένα «μαύρο κουτί» που αποθηκεύει τις πληροφορίες αλλά και από ένα σύνολο πολύπλοκων ηλεκτρικών συνδέσεων με τα γεώφωνα και την πηγή και συνήθως μία συσκευή που επιλέγει υποσύνολα για τις καταγραφές των εγκατεστημένων γεωφώνων.

#### 3.4.1 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ

Οι πηγές σεισμικής ενέργειας εμφανίζονται σε ποικιλία μεγεθών και σχημάτων. Πρακτικά, οτιδήποτε προσκρούει ή προκαλεί κίνηση στην επιφάνεια της Γης είναι πηγή σεισμικής ενέργειας. Δυστυχώς όμως, οι περισσότερες από αυτές είναι ανεξέλεγκτες, όπως η κυκλοφορία στους δρόμους, ο αέρας (προκαλεί θόρυβο με την κίνηση των θάμνων και των δέντρων), τα αεροπλάνα, οι άνθρωποι που περπατούν, κλπ. Για τα πειράματά μας, θέλουμε να ελέγχουμε την πηγή της εδαφικής κίνησης. Εδώ θα περιορίσουμε τα παραδείγματα μας στις

πηγές που χρησιμοποιούνται συνήθως στις έρευνες κοντά στην επιφάνεια (δηλαδή σε περιβαλλοντικές και τεχνικές έρευνες). Τρεις τύποι πηγών χρησιμοποιούνται συνήθως τόσο για τις έρευνες ανάκλασης όσο και διάθλασης κοντά στην επιφάνεια.

#### 3.4.1.1 ΠΗΓΕΣ ΚΡΟΥΣΗΣ (IMPACT SOURCES)

Πηγές που παράγουν σεισμική ενέργεια με κρούση στην επιφάνεια της Γης είναι πιθανόν οι πιο ευρέως διαδεδομένες. Παρόλο που οι πηγές κρούσης μπορεί να είναι αρκετά εξειδικευμένες στην κατασκευή τους, ο περισσότερο χρησιμοποιούμενος τύπος είναι η σεισμική σφύρα (sledgehammer). Η σεισμική σφύρα είναι ένα απλό σφυρί βάρους 3 ή 5 kg (βαριά) και στην περίπτωση αυτή ο χειριστής δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να το κραδαίνει στο έδαφος. Αντί να χτυπάει απευθείας το έδαφος, είναι πιο σύνηθες, για καλύτερη ζεύξη, να χτυπάει μια μεταλλική πλάκα που βρίσκεται ακουμπισμένη (με καλή επαφή) στο έδαφος. Η σφύρα συνήθως συνδέεται με το σύστημα καταγραφής με καλώδιο. Τη στιγμή που η σφύρα χτυπάει την πλάκα το σύστημα καταγραφής αρχίζει να καταγράφει την εδαφική κίνηση στη θέση των γεωφώνων.



**Σχήμα 3.20** Απλή πηγή κρούσης αποτελούμενη από τη σεισμική σφύρα και τη μεταλλική πλάκα. Διακρίνεται το λευκό καλώδιο που μεταφέρει στο σειсмоγράφο τη χρονική στιγμή έναρξης παραγωγής σεισμικών κυμάτων (στιγμή κρούσης της σφύρας με τη μεταλλική πλάκα).

Μία ισχυρότερη σε απόδοση πηγή κρούσης είναι το πίπτον βάρος (dropping weight) το οποίο αποτελείται από ένα μεταλλικό δίσκο διαμέτρου 60 εκ. περίπου και βάρους 120 έως 150 kg ο οποίος πέφτει ελεύθερα από ύψος 2μ. περίπου και κρούει το έδαφος. Το βάρος επαναφέρεται στην αρχική του θέση με μηχανισμό (κινητήρα), ο οποίος τροφοδοτείται από σύστημα συσσωρευτών, και είναι έτοιμο για μια νέα πτώση. Το όλο σύστημα είναι ρυμουλκούμενο για την εύκολη μεταφορά του στη θέση εργασίας.





**Σχήμα 3.21** Γεωφυσικό συνεργείο του Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών ενώ μεταφέρει τον μηχανισμό του πίπτοντος βάρους στη προβλεπόμενη θέση παραγωγής σεισμικής ενέργειας (1995, σεισμική έρευνα στο φράγμα Χαβρία, Χαλκιδική) [2].

Τα βασικά πλεονεκτήματα των σεισμικών πηγών κρούσης είναι κυρίως:

- Το χαμηλό κόστος.
- Η απλότητα στη χρήση και τη συντήρηση.

Τα βασικά τους μειονεκτήματα είναι:

- Μπορεί να είναι δύσκολο να εξασφαλισθεί ότι η πηγή θα λειτουργεί με επαναληπτικό τρόπο.
- Ο χειρισμός της σεισμικής σφύρας είναι κουραστικός.
- Η πηγή αποδίδει συγκριτικά μικρά ποσά σεισμικής ενέργειας. Έτσι, είναι δυνατόν να είναι δύσκολη η καταγραφή αξιόπιστων παρατηρήσεων σε μεγάλες αποστάσεις.
- Η πηγή αποδίδει σεισμική ενέργεια η οποία τείνει να είναι χαμηλής συχνότητας στη φύση (δηλαδή η πηγή δημιουργεί πολλά επιφανειακά κύματα).

#### **3.4.1.2 ΟΠΛΑ (GUNSOURCES)**

Όπως και οι πηγές κρούσεις, τα όπλα παράγουν σεισμική ενέργεια μετατρέποντας την κινητική ενέργεια ενός κινούμενου αντικείμενου σε σεισμική ενέργεια. Στην προκειμένη περίπτωση, το κινούμενο αντικείμενο είναι μία σφαίρα. Μερικές πηγές χρησιμοποιούν άσφαιρα φυσίγγια αντί για κανονικές σφαίρες. Στην περίπτωση αυτή η ενέργεια μεταδίδεται από τη στήλη του αέρα μέσα στην κάνη, που τέθηκε σε κίνηση από το άσφαιρο, στο έδαφος.

Όπως και με το σφυρί, έτσι και τα όπλα πρέπει να συνδέονται με το σύστημα καταγραφής έτσι ώστε να μπορούμε να αρχίσουμε την καταγραφή της εδαφικής κίνησης με τα γεώφωνα από τη στιγμή που η σφαίρα χτυπάει το έδαφος.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των όπλων είναι:

- Πηγή μεγάλης επαναληπτικής ικανότητας.
- Η ενέργεια που διοχετεύεται στο έδαφος είναι μεγαλύτερη από αυτή που μπορεί να δώσει το σφυρί.
- Γενικά αποδίδουν μεγαλύτερης συχνότητας ενέργεια. Αυτό βοηθάει να περιοριστεί η παραγωγή επιφανειακών κυμάτων.

Τα κύρια μειονεκτήματα τους είναι:

- Ασφάλεια.
- Ο εξοπλισμός είναι πιο ογκώδης και πιο ακριβός από τις απλές πηγές κρούσης.
- Η απόκτηση άδειας για την χρήση αυτής της πηγής συχνά είναι δύσκολη.

### **3.4.1.3 ΕΚΡΗΚΤΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ (EXPLOSIVESOURCES)**

Οι εκρηκτικές πηγές μπορούν να μεταδώσουν ένα μεγάλο ποσό σεισμικής ενέργειας στο έδαφος δεδομένου του σχετικά μικρού τους μεγέθους. Οι πηγές αυτές μπορεί να διαφέρουν σε μέγεθος και τύπο από μικρά εκρηκτικά καγούλια έως μεγάλα εκρηκτικά δύο φάσεων. Όλες οι εκρηκτικές πηγές ενεργοποιούνται εξ αποστάσεως από μία συσκευή που ονομάζεται πυροδοτικός μηχανισμός (blastingbox). Ο πυροδοτικός μηχανισμός συνδέεται τόσο με την εκρηκτική ύλη όσο και με το σύστημα καταγραφής. Την ίδια στιγμή που το πυροδοτικό πυροδοτεί τα εκρηκτικά, στέλνει επίσης σήμα στο σύστημα καταγραφής να αρχίσει να καταγράφει την εδαφική κίνηση από τα γεώφωνα.

Τα κύρια πλεονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

- Οι πηγές αυτές διαβιβάζουν τη μεγαλύτερη ποσότητα σεισμικής ενέργειας στο έδαφος από οποιαδήποτε από τις πηγές που περιγράψαμε.
- Η ενέργεια τείνει να είναι πολύ υψηλής συχνότητας, και επειδή τα εκρηκτικά τοποθετούνται συνήθως σε ρηχές γεωτρήσεις, συνήθως δεν επηρεάζεται από τα κύματα επιφανείας.
- Οι εκρηκτικές πηγές είναι πολύ επαναληπτικές.

Τα κύρια μειονεκτήματα των εκρηκτικών πηγών είναι:

- Ασφάλεια.
- Η χρονοβόρα γραφειοκρατική διαδικασία για την απόκτηση άδειας μεταφοράς και χρήσης εκρηκτικών υλών.
- Η απόκτηση δεδομένων με χρήση εκρηκτικών πηγών είναι πολύ πιο αργή διαδικασία από ότι με χρήση των πηγών κρούσης και των όπλων. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι πρέπει πρώτα να γίνουν οι γεωτρήσεις μέσα στις οποίες θα μπουν τα εκρηκτικά.
- Τα εκρηκτικά στοιχίζουν ακριβά.



**Σχήμα 3.22** Ενεργοποίηση σεισμικής πηγής με έκρηξη δυναμίτη σε πείραμα σεισμικής διάθλασης στη κοίτη του ποταμού Εύηνου (Φράγμα Αγ. Δημητρίου, 1996) [2].

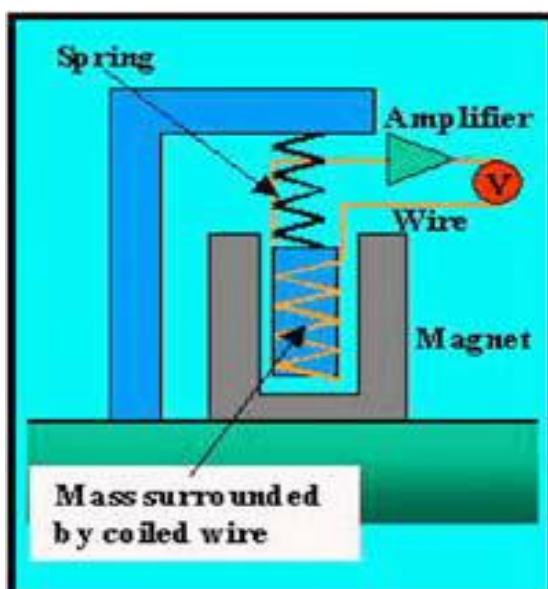
### 3.4.2 ΓΕΩΦΩΝΑ

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται αποκλειστικά σχεδόν σήμερα βασίζονται στην ίδια αρχή με τα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα κινούμενου πεδίου. Ένα γεώφωνο αποτελείται από ένα μόνιμο μαγνήτη, ο οποίος συνδέεται στερεά με το υπόβαθρο και από πηνίο, ο σπλισμός του οποίου συνδέεται με το υπόβαθρο με ελατήριο για να μπορεί να ταλαντώνεται ελεύθερα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση.

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 κατά την κατακόρυφη ταλάντωση του εδάφους (τάση εξόδου του γεωφώνου) [1].

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 του εδάφους ίση με 1 cm/sec.





Σχήμα 3.23 Αρχή λειτουργίας γεωφώνου [11].

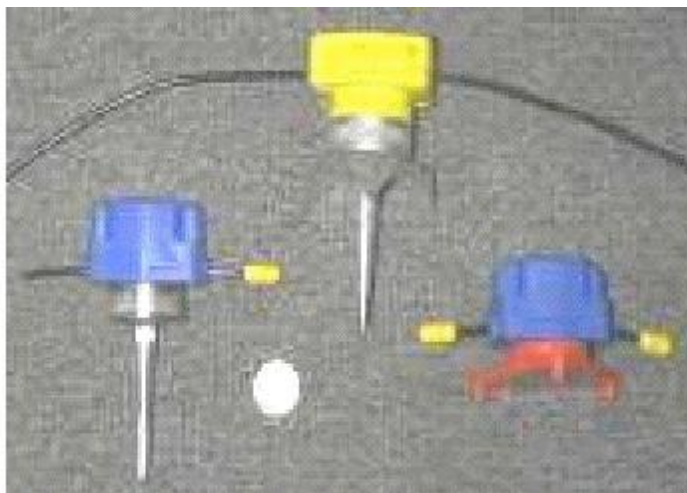
Στην εικόνα που ακολουθεί μπορούμε να δούμε ένα αντιπροσωπευτικό παράδειγμα γεωφώνου από αυτά που συνήθως χρησιμοποιούνται στις εργασίες σεισμικής διάθλασης και ανάκλασης. Το συγκεκριμένο γεώφωνο έχει κοπεί στη μέση ώστε να φαίνονται τα μέρη λειτουργίας του. Το καλώδιο (χάλκινο καλώδιο στην προκειμένη περίπτωση) φαίνεται καθαρά στο εσωτερικό του γεωφώνου. Το ελατήριο που συνδέει το γεώφωνο στη βάση δεν φαίνεται, βρίσκεται όμως ακριβώς πάνω από τη μάζα.



Σχήμα 3.24 Γεώφωνο [11].

Η ασημένια βάση μέσα στη μπλε εξωτερική πλαστική θήκη είναι μαγνητισμένη. Τα μαύρα καλώδια που βγαίνουν από κάθε πλευρά της μπλε θήκης μεταδίδουν της μεταβολές της τάσης στο σύστημα καταγραφής. Το μακρύ μεταλλικό καρφί κάτω από τη μπλε θήκη χρησιμοποιείται για να στερεώσουμε σταθερά το γεώφωνο στο έδαφος. Το καρφί αυτό πιέζεται στο έδαφος πατώντας το από πάνω μέχρι που το γεώφωνο να θαφτεί τελείως. Διαφορετικοί τύποι θηκών γεωφώνων διατίθενται για χρήση ανάλογα με το περιβάλλον. Ορισμένα δείγματα φαίνονται στην παρακάτω εικόνα. Το γεώφωνο στο δεξί άκρο της εικόνας (αυτό χωρίς καρφί), για παράδειγμα, έχει σχεδιαστεί για χρήση σε σκληρές επιφάνειες στις οποίες δεν μπορεί να βυθιστεί το καρφί του γεωφώνου.





Σχήμα 3.25 Διάφοροι τύποι γεωφώνων [11].

### 3.4.3 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ

Πολυκαναλικά σεισμικά συστήματα καταγραφής διατίθενται ευρέως από διάφορους κατασκευαστές. Τα γεώφωνα συνδέονται με το σύστημα καταγραφής με ειδικό πολύκλωνο καλώδιο (σεισμικό καλώδιο). Κάθε σεισμικό καλώδιο μπορεί να μεταφέρει τα σήματα που παράγονται από αρκετά (10άδες έως 100άδες) γεώφωνα ταυτόχρονα. Η εδαφική κίνηση αποθηκεύεται είτε απευθείας σε ψηφιακή κασέτα ή στο σκληρό δίσκο του υπολογιστή που υπάρχει μέσα στο ίδιο το σύστημα καταγραφής. Τα περισσότερα σύγχρονα συστήματα καταγραφής μπορούν να παρουσιάσουν την καταγραφή της εδαφικής κίνησης σχεδόν αμέσως μετά από τη λήψη. Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζονται δύο συστήματα τα οποία χρησιμοποιούνται ευρέως σήμερα στις σεισμικές έρευνες κοντά στην επιφάνεια.



Σχήμα 3.26 Strata Visor NZ του οίκου Geometrics (<http://geometrics.com>)



**Σχήμα 3.27** Σεισμογράφος τύπου TerralocMark 6 του οίκου ABEM (<http://www.abem.se>).

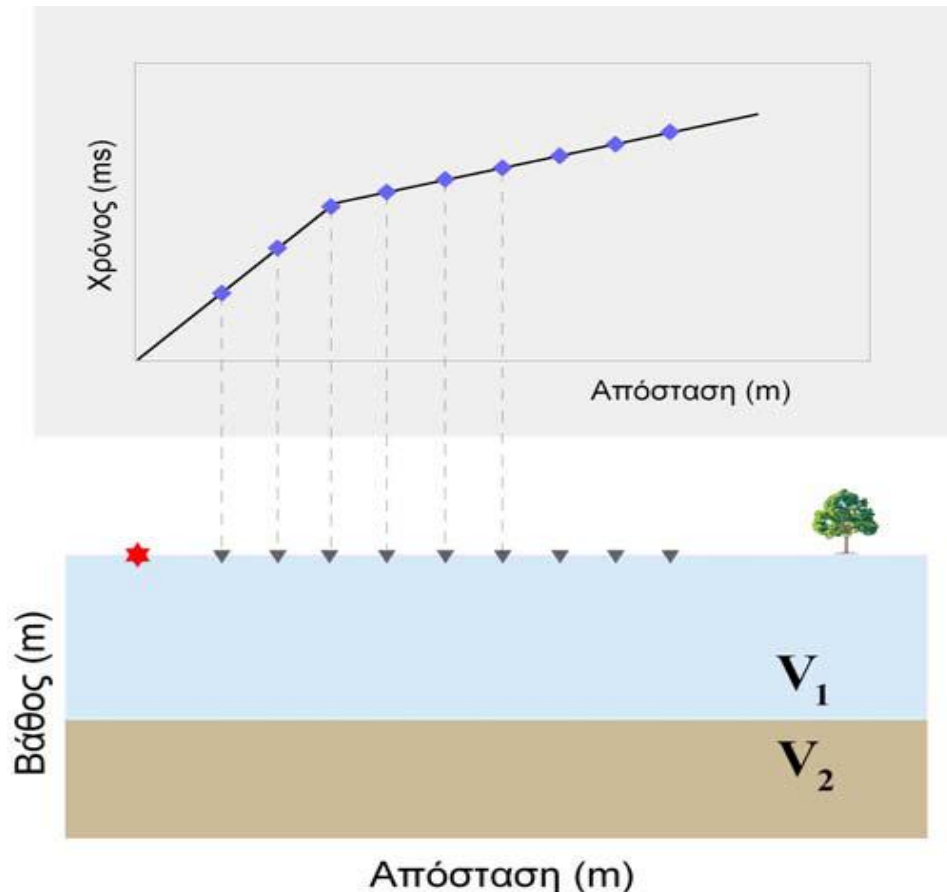
Τα συστήματα καταγραφής που κατά κανόνα χρησιμοποιούνται στις έρευνες μικρού βάθους είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση από 24 έως 142 γεώφωνα..



**Σχήμα 3.28** Γεωφυσικό συνεργείο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής και Σεισμολογίας του ΤΕΙ Κρήτης σε εργασία αναπτύγματος γραμμής γεωφώνων σε πλατώμα της ευρύτερης περιοχής της Μονής Αγίου Γεωργίου Επανωσήφη.

### 3.5 ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

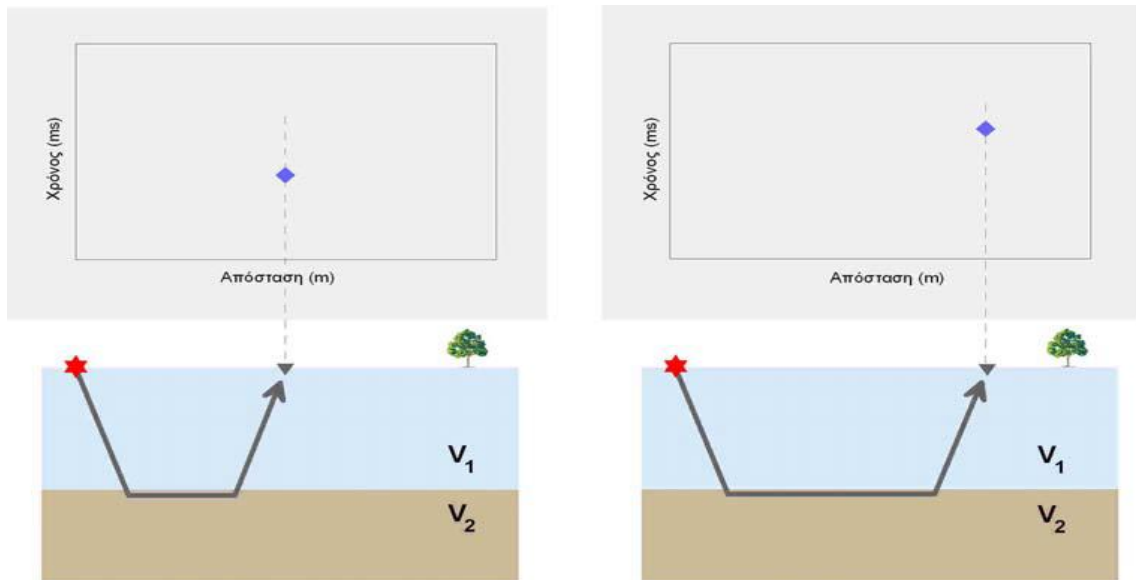
Προφανώς, κοιτώντας μια δρομοχρονική καμπύλη ή αλλιώς μια καμπύλη χρόνων διαδρομής, όπως αυτή του παρακάτω σχήματος, αντιλαμβανόμαστε ότι με το να καθορίσουμε το χρόνο της πρώτης άφιξης σε ένα μόνο γεώφωνο που βρίσκεται σε κάποια απόσταση από τη σεισμική πηγή δεν θα είχαμε αρκετές πληροφορίες για να καθορίσουμε τη δομή του υπεδάφους, δεδομένου, ότι όπως θα δούμε, χρειάζεται να έχουμε πληροφορίες από μια ολόκληρη σειρά γεωφώνων για να καθορίσουμε τη δομή.



Σχήμα 3.29 Καμπύλη χρόνων διαδρομής ελαστικών κυμάτων.

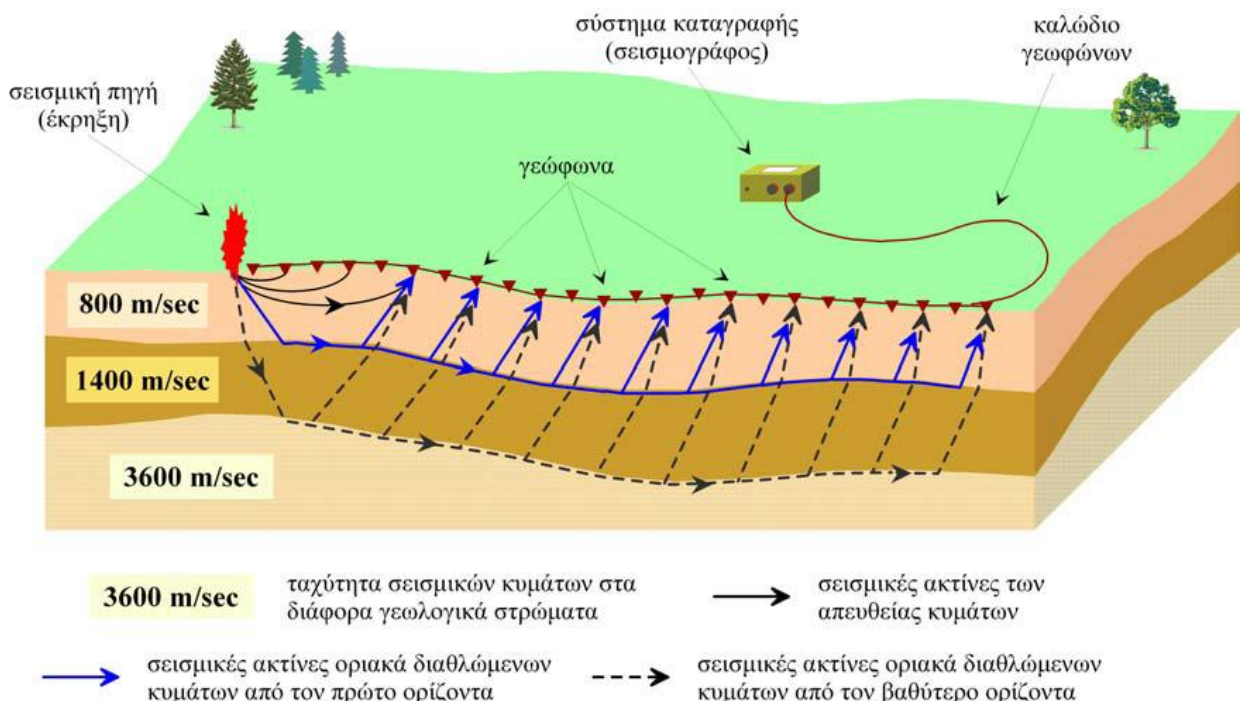
Όπως φαίνεται παρακάτω, μια στρατηγική θα ήταν να τοποθετήσουμε ένα μόνο γεώφωνο σε κάποια θέση και να καταγράψουμε την πληροφορία (χρόνος διαδρομής σεισμικού κύματος) που παράγεται από μια πηγή. Θα μπορούσαμε τότε να μετακινήσουμε το γεώφωνο σε μία νέα θέση, να κρατήσουμε την πηγή στην ίδια θέση, και να επαναλάβουμε το πείραμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.





**Σχήμα 3.30** Τοποθέτηση γεωφώνων για λήψη χρόνων διαδρομής ελαστικών κυμάτων.

Με τον τρόπο αυτό, για κάθε νέα θέση του γεώφωνου θα έπρεπε να μετακινήσουμε το όργανο καταγραφής πολλές φορές ώστε να συλλέξουμε αρκετές μετρήσεις για να ορίσουμε το σχήματος δρομοχρονικής καμπύλης με την απόσταση. Μια καλύτερη στρατηγική (δηλαδή λιγότεροχρονοβόρα) θα ήταν να κατασκευάσουμε ένα όργανο καταγραφής που να μπορεί να καταγράψει την εδαφική κίνηση από διάφορους δέκτες την ίδια στιγμή. Θα μπορούσαμε τότε να συνδέσουμε με ένα καλώδιο πολλούς δέκτες σε όλες τις αποστάσεις που θέλουμε προκειμένου να καταγράψουμε δεδομένα στο σύστημα αυτό και να πάρουμε όλες τις παρατηρήσεις με τη μία. Μια τέτοια διάταξη εγκατεστημένη στο πεδίο για τη συλλογή δεδομένων φαίνεται στο παρακάτω σκαρίφημα.



**Σχήμα 3.31** Διάταξη πεδίου σεισμικής διασκόπησης [2].

Στο παραπάνω σκαρίφημα παρατηρούμε μια σειρά τέτοιων γεωφώνων να είναι τοποθετημένοι σε απόσταση μεταξύ τους και να είναι όλοι συνδεδεμένοι με ένα κοινό πολύκλωνο καλώδιο γνωστό



ως καλώδιο γεωφώνων το οποίο μεταφέρει την πληροφορία που λαμβάνει ο κάθε δέκτης στο σύστημα καταγραφής που ονομάζεται σειсмоγράφος. Για την παραγωγή των σεισμικών κυμάτων διεγείρεται μια σεισμική πηγή, όπως μια έκρηξη δυναμίτη, που στις εργασίες διάθλασης πραγματοποιείται συνήθως στα άκρα της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων καθώς και σε άλλες επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος του αναπτύγματος.

Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων και κατά συνέπεια το συνολικό μήκος του αναπτύγματος ποικίλει ανάλογα με το είδος του προβλήματος που θέλουμε να επιλύσουμε. Για τη διερεύνηση ρηχών δομών, όπως είναι για παράδειγμα το βάθος του μητρικού πετρώματος ή το πάχος του χαλαρού επιφανειακού στρώματος για εργασίες θεμελίωσης η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης των μερικών μέτρων. Για την διερεύνηση βαθέων δομών με παγκόσμιο επιστημονικό ενδιαφέρον, όπως είναι για παράδειγμα ο υπολογισμός του βάθους της ασυνέχειας Moho η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης εκατοντάδων ή και μερικών χιλιάδων μέτρων.

### 3.6 ΠΗΓΕΣ ΘΟΡΥΒΟΥ

Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους, έτσι και στις σεισμικές ο θόρυβος μπορεί να αλλοιώσει τις σεισμικές παρατηρήσεις μας. Επειδή, όμως, ελέγχουμε την σεισμική πηγή, μπορούμε να ελέγξουμε και μερικούς τύπους θορύβου. Αν, για παράδειγμα, ο ήχος εμφανίζεται τυχαία, όπως μερικοί τύποι θορύβου που θα περιγράψουμε στη συνέχεια, μπορούμε να ελαχιστοποιήσουμε την επίδρασή του στις παρατηρήσεις μας καταγράφοντας επαναλήψεις από πηγές στην ίδια θέση και υπολογίζοντας το μέσο όρο των αποτελεσμάτων. Έχουμε ήδη δει την αποτελεσματικότητα του υπολογισμού του μέσου όρου στη μείωση του θορύβου στις γεωφυσικές τεχνικές που έχουμε εξετάσει μέχρι στιγμής. Πρέπει όμως να τονίσουμε ότι ο υπολογισμός του μέσου όρου έχει αποτέλεσμα μόνο όταν ο θόρυβος είναι τυχαίος. Αν παρουσιάζει κάποια συστηματικότητα τότε η μέθοδος αυτή δεν θα τον αφαιρέσει.

Ο σεισμικός θόρυβος διακρίνεται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσής του.

- Μη Ελεγχόμενη Εδαφική Κίνηση (Uncontrolled Ground Motion) – Πρόκειται για τον πιο προφανή τύπο θορύβου. Οτιδήποτε προκαλεί την κίνηση του εδάφους, εκτός από τη δική μας πηγή παράγει θόρυβο. Όπως είναι αναμενόμενο, είναι μεγάλη η ποικιλία των πηγών που μπορούν να παράγουν αυτό το θόρυβο. Έτσι, πηγές του μπορεί να είναι η κίνηση οχημάτων, αεροσκαφών, το ανθρώπινο περπάτημα καθώς και μετεωρολογικά φαινόμενα. Ο αέρας μπορεί να προκαλέσει θόρυβο με διάφορους τρόπους, αυτός όμως που μας ανησυχεί περισσότερο είναι η επίδρασή του στη βλάστηση. Αν η διασκόπηση πραγματοποιείται κοντά σε δέντρα, ο αέρας έχει σαν αποτέλεσμα να κινούνται τα κλαδιά, και η κίνηση αυτή μεταδίδεται μέσω των κορμών των δέντρων στις ρίζες και από εκεί στο έδαφος.
- Ηλεκτρονικός Θόρυβος (Electronic Noise) – Όπως έχουμε ήδη δει, γεώφωνα μετατρέπουν την κίνηση του εδάφους σε ηλεκτρικά σήματα. Τα σήματα αυτά στη συνέχεια μεταδίδονται μέσω του καλωδίου ενώ ταυτόχρονα ενισχύονται και καταγράφονται από το σύστημα καταγραφής. Οτιδήποτε λοιπόν προκαλεί μεταβολές στο ηλεκτρικό σήμα του καλωδίου ή του συστήματος καταγραφής προκαλεί αλλοίωση των δεδομένων. Τέτοιος θόρυβος μπορεί να προκληθεί από διάφορες πηγές. Για παράδειγμα,

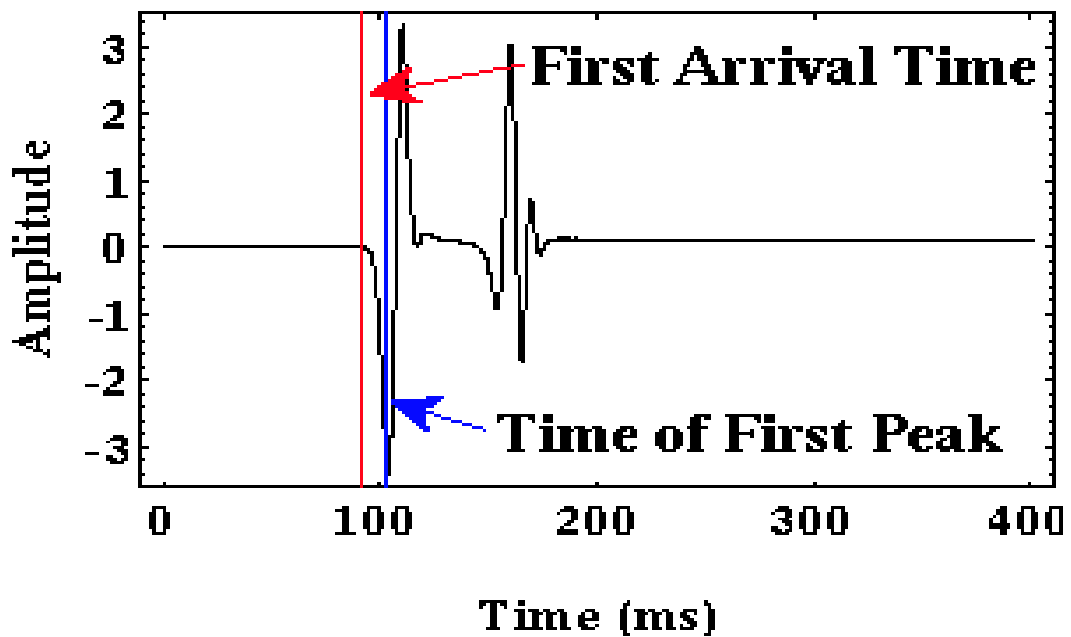
χαλαρή ή βρώμικη σύνδεση μεταξύ των γεωφώνων και του καλωδίου ή μεταξύ του καλωδίου και του συστήματος καταγραφής μπορεί να προκαλέσει θόρυβο. Επίσης η υγρασία σε οποιοδήποτε σημείο του συστήματος είναι πηγή θορύβου. Ο άνεμος μπορεί επίσης να προκαλέσει θόρυβο εάν το καλώδιο κρέμεται από θάμνους και κινείται. Το καλώδιο είναι στην πραγματικότητα ένας μακρύς αγωγός. Καθώς κινείται μέσα στο μαγνητικό πεδίο της Γης, ηλεκτρικό ρεύμα παράγεται μέσα στο καλώδιο.

- Γεωλογικός θόρυβος (Geological Noise) – Οποιοδήποτε είδος υπεδαφικού γεωλογικού σχηματισμού που μας είναι δύσκολο να απεικονίσουμε μπορεί να θεωρηθεί πηγή θορύβου. Στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης υποθέτουμε ότι η γεωλογική δομή μεταβάλλεται πλευρικά μόνο κατά μήκος της ευθείας που συνδέει τα γεώφωνα με την πηγή. Εάν όμως η δομή της Γης μεταβάλλεται σημαντικά πέρα από την ευθεία μας (δεξιά και αριστερά της για παράδειγμα), τότε είναι πιθανό να ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις καταγραφές που προέρχονται από την πλευρική δομή ως δομή κάτω από τα γεώφωνα. Όπως με τις παρατηρήσεις της ειδικής αντίστασης, θα ερμηνεύσουμε τις σεισμικές παρατηρήσεις σαν να είχαν προκληθεί από σχετικά απλά γήινα μοντέλα. Αν και τα μοντέλα αυτά μπορούν να είναι πιο πολύπλοκα από αυτά των μετρήσεων της ειδικής αντίστασης (π.χ. στρώματα με κλίση και στρώματα με ανώμαλη τοπογραφία), για την ερμηνεία των σεισμικών παρατηρήσεων της διάθλασης θα δεχτούμε ότι οι μεταβολές συμβαίνουν μόνο κατά μήκος της γραμμής από την οποία συλλέγουμε τα δεδομένα.

### 3.7 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΑΝΑΓΝΩΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

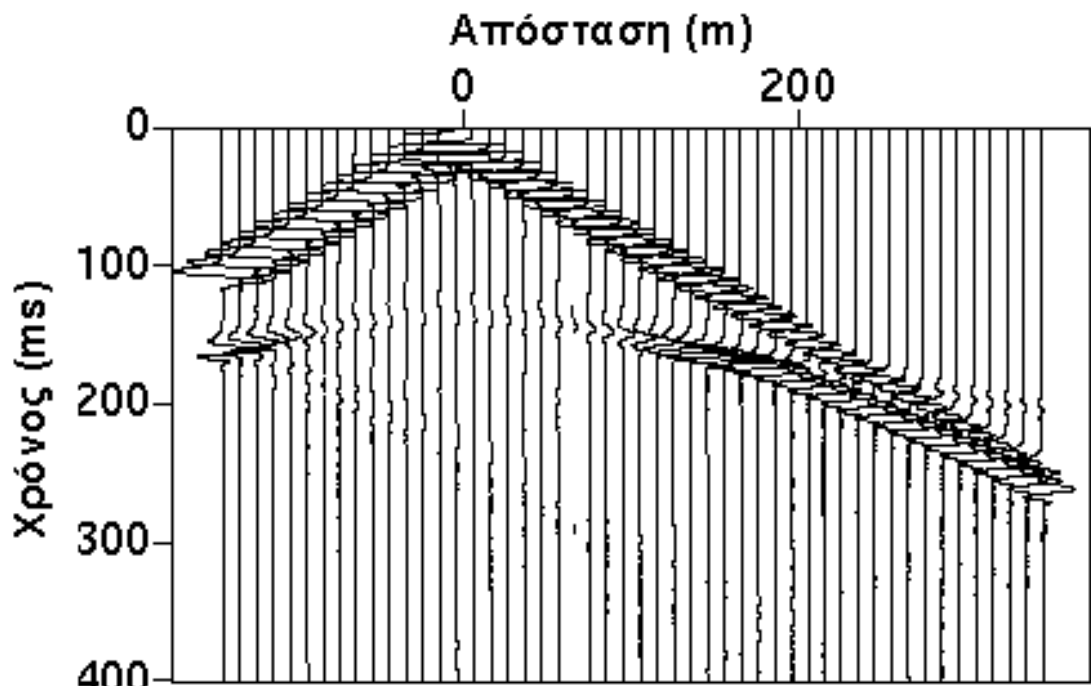
Όπως έχουμε ήδη περιγράψει, λαμβάνουμε τις καταγραφές της εδαφικής κίνησης που καταγράφεται από κάθε γεώφωνο για κάποιο χρονικό διάστημα. Το κομμάτι της πληροφορίας που θέλουμε να εξάγουμε από αυτές τις καταγραφές είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ενέργειας που φτάνει πρώτη. Μια τέτοια καταγραφή φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στην καταγραφή αυτή είναι σχετικά εύκολο να δει κανείς ότι η σεισμική ενέργεια που φθάνει πρώτη αντιστοιχεί στην μπλε γραμμή. Η καταγραφή αυτή δεν περιέχει θόρυβο. Αν υπάρχει θόρυβος, η επιλογή του χρόνου της πρώτης άφιξης γίνεται πιο δύσκολη και πρέπει να θεωρείται μέρος της διαδικασίας ερμηνείας.

**Offset = 150 m**



**Σχήμα 3.32** Καταγραφή εδαφικής κίνησης [11].

Σε δεδομένα με θόρυβο, είναι συχνά πιο εύκολο να επιλέξουμε τις πρώτες αφίξεις συγκρίνοντας την εδαφική κίνηση που παράγεται για διάφορες αποστάσεις πηγής και δέκτη. Στο παρακάτω παράδειγμα είναι πολύ πιο εύκολο να διακρίνουμε τις μικρές διαθλώμενες αφίξεις σε μακρινές αποστάσεις όταν τα ίχνη τους σχεδιαστούν μαζί σε ένα τμήμα της καταγραφής.



**Σχήμα 3.33** Καταγραφή εδαφικής κίνησης με θόρυβο [2].

Ο καλύτερος τρόπος για να καταλάβουμε πώς να επιλέγουμε τις πρώτες αφίξεις είναι να δοκιμάσουμε την επιλογή (timericking) σε μερικές καταγραφές.

### 3.7.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

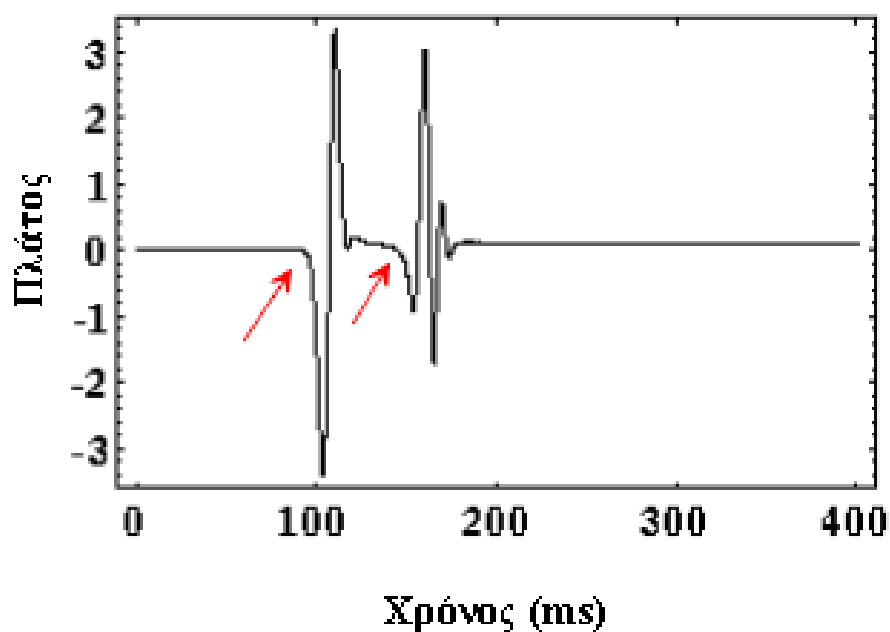
Μέχρι στιγμής, έχουμε περιγράψει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα σε διάφορα μέσα. Όταν τα σεισμικά κύματα αλληλεπιδρούν με μία επιφάνεια ασυνέχειας του υπεδάφους, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται μέσω της ασυμφωνίας, ένα μέρος ανακλάται από την επιφάνεια ασυμφωνίας, και αν οι ταχύτητες των μέσων που χωρίζει η ασυμφωνία απεικονίζουν μία αύξηση στην ταχύτητα του διαδιδόμενου κύματος, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται κατά μήκος της επιφάνειας ασυμφωνίας με μορφή οριακά διαθλώμενων κυμάτων.

Δυστυχώς, δεν μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα καθώς διαδίδεται μέσα στη γη σε συγκεκριμένες θέσεις και συγκεκριμένους χρόνους όπως κάναμε με τα στιγμιότυπα των προηγούμενων παραδειγμάτων. Αντιθέτως, θα πρέπει να είμαστε ευχαριστημένοι που μπορούμε να καταγράψουμε το κύμα κατά μήκος της επιφάνειας της Γης. Δηλαδή, αυτό που θα καταγράψουμε στην πραγματικότητα είναι η κίνηση της επιφάνειας της Γης που παράγεται από τη σεισμική μας πηγή. Τα όργανα που χρησιμοποιούνται για την καταγραφή της εδαφικής κίνησης ονομάζονται σεισμόμετρα (seismometers) ή γεώφωνα (geophones). Τα όργανα αυτά είναι ικανά να καταγράψουν την εδαφική κίνηση που προκαλείται από τα σεισμικά κύματα που μας ενδιαφέρει να μελετήσουμε.

Ένα παράδειγμα εδαφικής κίνησης που θα καταγράψαμε από ένα σεισμικό κύμα που διαδίδεται μέσω ενός στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου φαίνεται στο παρακάτω σχήμα. Στον οριζόντιο άξονα σημειώνεται ο χρόνος και στον κατακόρυφο το πλάτος της εδαφικής κίνησης. Επομένως, η γραμμή στο διάγραμμα, το οποίο ονομάζεται σεισμόγραμμα (seismogram) απεικονίζει το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης στη συγκεκριμένη θέση. Το σεισμόμετρο που χρησιμοποιήθηκε στη συγκεκριμένη περίπτωση, καταγράφει μόνο κατακόρυφη εδαφική κίνηση. Στο παράδειγμα αυτό, η προς τα κάτω εκτροπή του ίχνους αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα πάνω, ενώ η προς τα πάνω εκτροπή του ίχνους αντιπροσωπεύει εδαφική κίνηση προς τα κάτω.

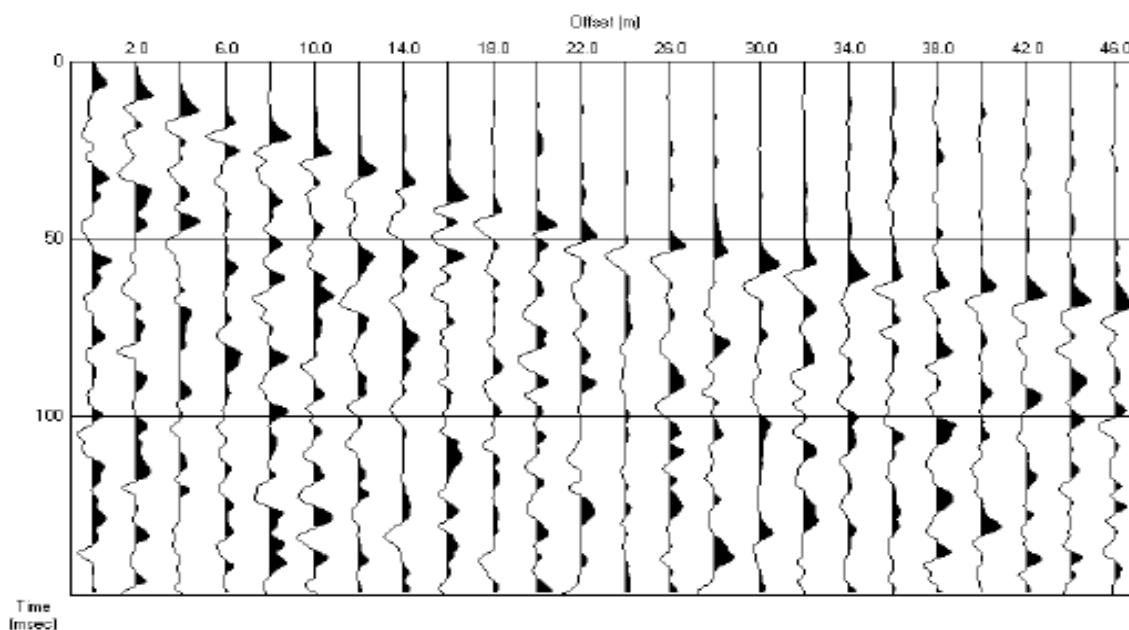


**απόσταση από τη πηγή = 150 μέτρα**



**Σχήμα 3.34** Καταγραφή εδαφικής κίνησης που διαδίδεται μέσω ενός στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου [2].

Υπάρχουν δύο διακριτές σεισμικές αφίξεις που έχουν καταγραφεί στην συγκεκριμένη καταγραφή, η μία σε χρόνο 100ms περίπου και η άλλη σε χρόνο 150ms περίπου. Από αυτή την καταγραφή και μόνο είναι δυνατόν καταλάβουμε τι είναι οι αφίξεις αυτές. Για παράδειγμα, η πρώτη άφιξη μπορεί να είναι το απευθείας κύμα ή το οριακά διαθλωμένο κύμα. Συνήθως, θα καταγράψουμε την εδαφική κίνηση σε πολλούς διαφορετικούς δέκτες και θα απεικονίζουμε την κίνηση ως συνάρτηση του χρόνου και της απόστασης από την πηγή. Ένα τέτοιο διάγραμμα φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



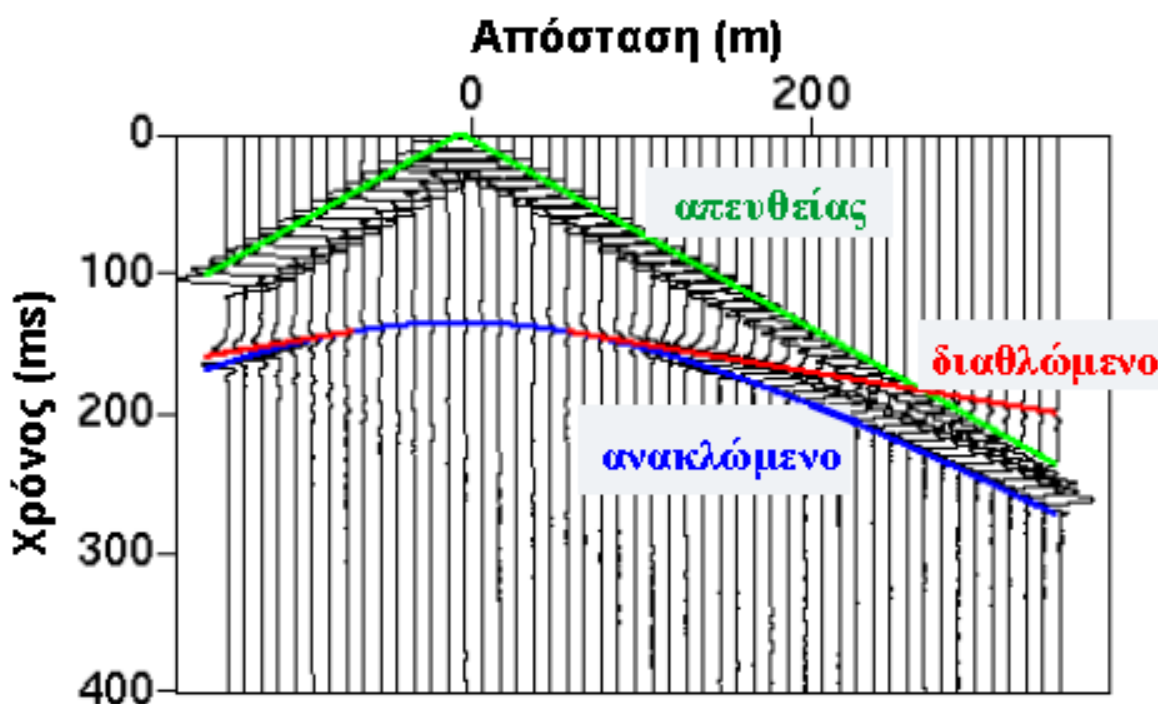
**Σχήμα 3.35** Καταγραφή εδαφικής κίνησης σε διαφορετικούς δέκτες ως συνάρτηση του χρόνου και της απόστασης από την πηγή.

Στο παραπάνω σχήμα παρουσιάζονται οι καταγραφές 24 δεκτών (γεώφωνα). Στο διάγραμμα αυτό, ο χρόνος σημειώνεται στον κατακόρυφο άξονα και η απόσταση από την πηγή στονοριζόντιο άξονα. Παρατηρούμε ότι για κάθε κατάλληλη απόσταση μεταξύ έκρηξης και δέκτη, έχουμε σχεδιάσει το αντίστοιχο σεισμόγραμμα το οποίο ονομάζουμε σεισμικό ίχνος (seismic trace). Για το πείραμα αυτό, οι δέκτες τοποθετήθηκαν σε διαστήματα των 2m. Τα διαγράμματα αυτού του τύπου συνήθως καλούνται σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής (commonshot seismic records).

Το πλεονέκτημα του να κοιτάει κανείς τις καταγραφές κοινής πηγής είναι ότι βλέπει πώς μεταβάλλεται ο χρόνος διαδρομής καθώς μεταβάλλεται η απόσταση. Αυτή η μεταβολή του χρόνου συναρτήσει της απόστασης συνήθως αναφέρεται ως χρονική απόκλιση (moveout). Οιαφίξεις με μεγάλες χρονικές αποκλίσεις κλίνουν απότομα στις καταγραφές κοινής πηγής, ενώ αυτές με μικρές χρονικές αποκλίσεις κλίνουν λιγότερο απότομα. Αν εξετάσουμε προσεκτικά τις καταγραφές της κοινής πηγής του παραπάνω σχήματος, μπορούμε να δούμε τα δύο σεισμικά κύματα που ορίσαμε προηγουμένως (δηλαδή τοαπευθείας και το διαθλώμενο).

### 3.7.2 ΔΡΟΜΟΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ

Θεωρώντας το απλό μοντέλο που φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί, μπορούμε να υπολογίσουμε τους χρόνους διαδρομής των τριών διαφορετικών διακριτών σεισμικών κυμάτων που ορίσαμε προηγουμένως και να παραθέσουμε αυτούς στην σεισμική καταγραφή της έκρηξης που προκαλούμε.

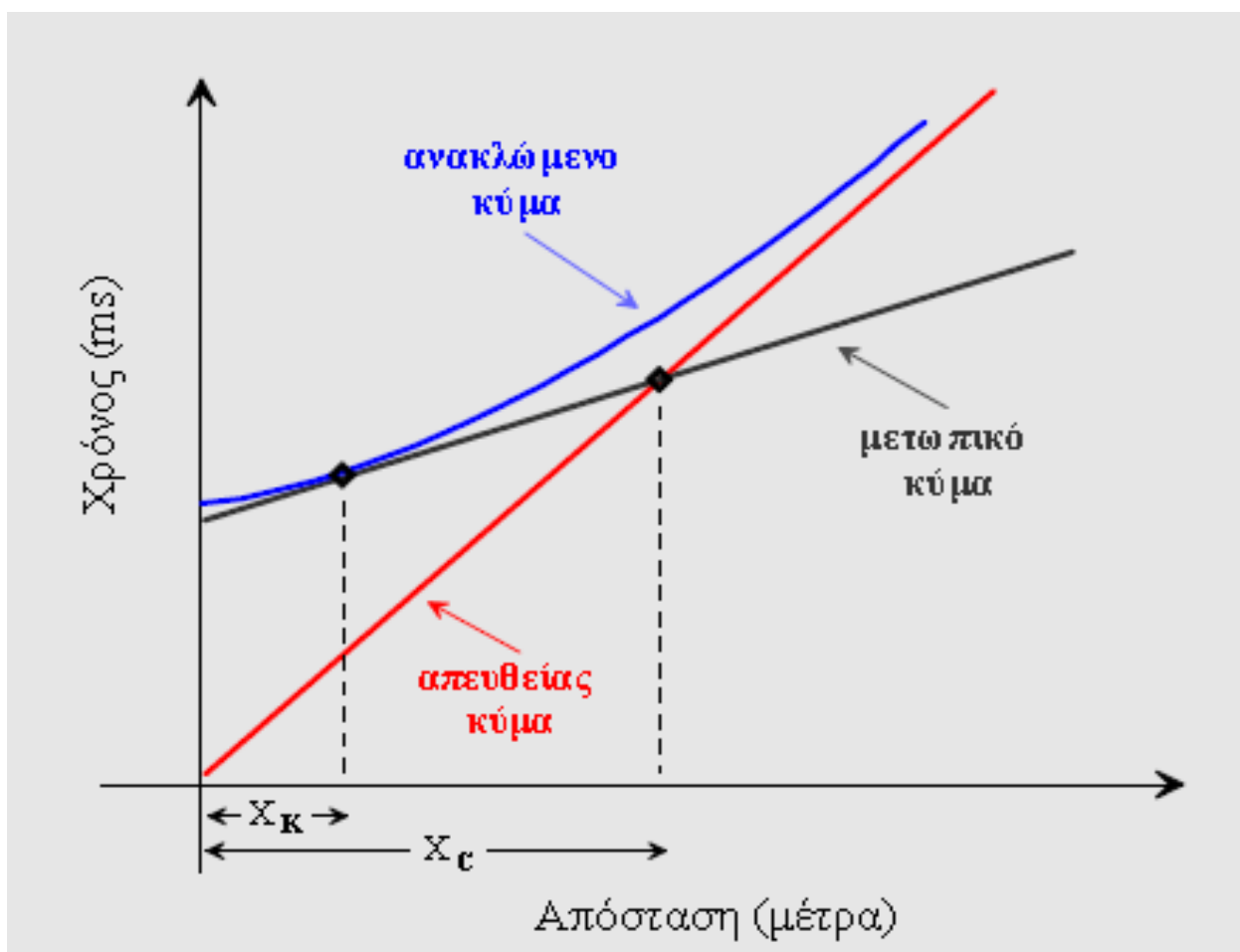


Σχήμα 3.36 Καταγραφή τριών διακριτών κυμάτων.

Παρατηρούμε ότι η πρώτη άφιξη, σε μικρές αποστάσεις από την πηγή προέρχεται από τοαπευθείας κύμα. Η άφιξη αυτή έχει πολύ μεγάλο πλάτος και η χρονική απόκλιση είναι

σταθερή για όλες τις αποστάσεις. Αυτό σημαίνει ότι οι χρόνοι διαδρομής θα βρίσκονται πάνω σε μία ευθεία γραμμή. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις (>275 m), η πρώτη άφιξη είναι το διαθλώμενο κύμα. Η άφιξη αυτή χαρακτηρίζεται από μικρό πλάτος και σταθερή χρονική απόκλιση, πού είναι μικρότερης σημασίας όμως από αυτή του απευθείας κύματος. Αυτό σημαίνει ότι η κλίση της γραμμής που ενώνει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι μικρότερη (η γραμμή είναι πιο επίπεδη) από αυτή του απευθείας κύματος. Η τελευταία άφιξη που καταγράφεται σε όλες τις αποστάσεις είναι η ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε επίσης ότι η ανακλώμενη άφιξη δεν έχει σταθερή χρονική απόκλιση σε όλες τις αποστάσεις. Η χρονική απόκλιση είναι ίση με μηδέν σε απόσταση μηδέν και προσεγγίζει την χρονική απόκλιση της απευθείας άφιξης σε πολύ μεγάλες αποστάσεις.

Τα διαγράμματα των χρόνων άφιξης των διάφορων κυμάτων που καταγράφονται συναρτήσει της απόστασης από την πηγή καλούνται δρομοχρονικές καμπύλες ή καμπύλες χρόνων διαδρομής (time-travel curves). Στη συνέχεια θα δούμε αρκετές δρομοχρονικές καμπύλες των σεισμικών αφίξεων χωρίς να τις προβάλλουμε πάνω στην καταγραφή της έκρηξης, όπως έχει γίνει για το επόμενο διάγραμμα.



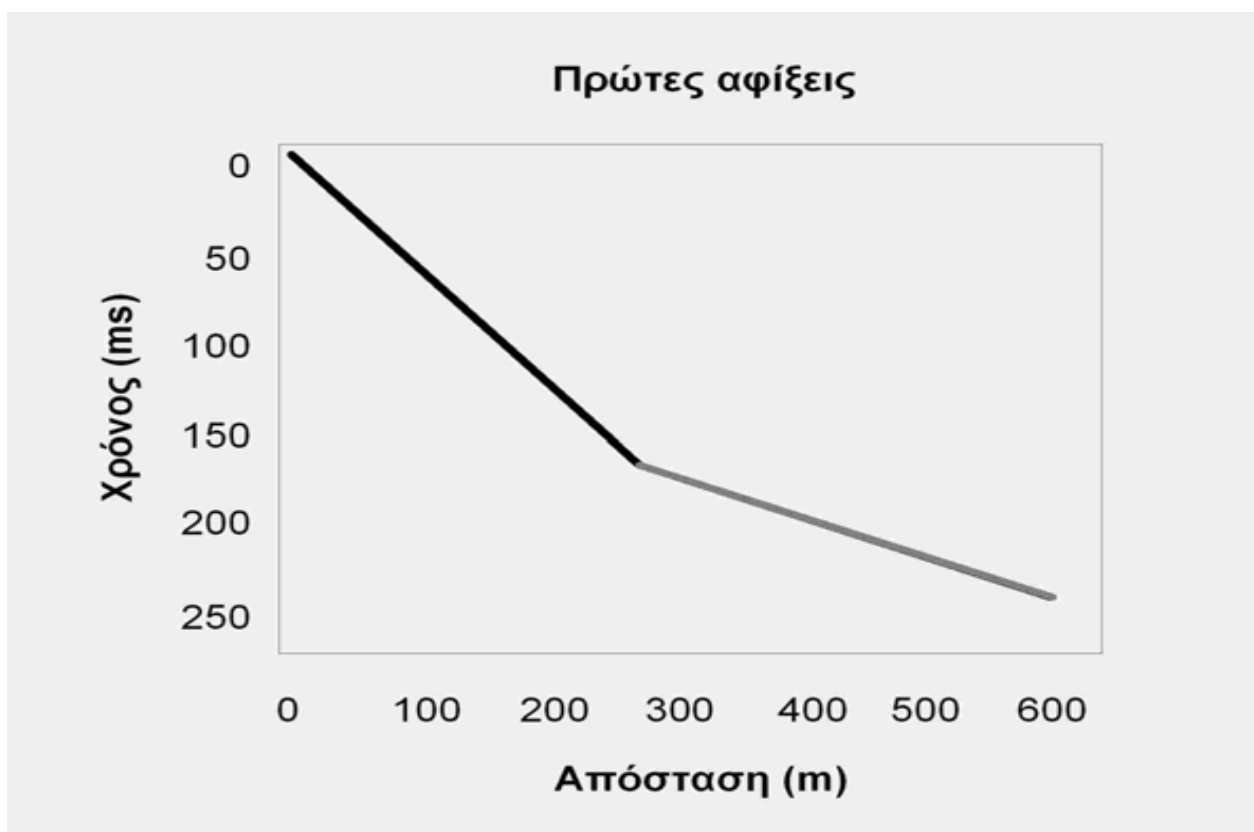
Σχήμα 3.37 Δρομοχρονική καμπύλη σεισμικών αφίξεων [2].

Η χάραξη των δρομοχρονικών καμπύλων των σεισμικών αφίξεων (P-κύματα) σαν συνάρτησης της απόστασης των σταθμών (γεώφωνα) από τη σεισμική πηγή είναι ο κύριος στόχος μας στη σεισμική μέθοδο της διάθλασης. Επομένως, αν και καταγράφουμε ολόκληρο το ιστορικό της εδαφικής κίνησης σε έναν αριθμό σταθμών, στη μέθοδο της διάθλασης, το

μόνοπράγμα που μας ενδιαφέρει να πάρουμε από τις καταγραφές αυτές είναι ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος που καταγράφεται σε κάθε γεώφωνο. Από το παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο σχετίζεται με το αεριοκύμα όταν η απόσταση του γεώφωνου από τη σεισμική πηγή παραμένει μικρότερη της απόστασης  $X_c$ , η οποία όπως θα γνωρίσουμε στα επόμενα είναι πολύ σημαντική και ονομάζεται οριική απόσταση. Από το ίδιο παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο θα σχετίζεται με το οριακά διαθλώμενο κύμα όταν η απόσταση του από τη πηγή παραμένει μεγαλύτερη της οριικής απόστασης  $X_c$ . Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ακόμα ότι για καμία απόσταση γεώφωνου από τη πηγή η πρώτη άφιξη θα μπορούσε να σχετίζεται με ανακλώμενο κύμα. Όπως θα δούμε στη συνέχεια, δεν είναι πάντα εύκολο να καθορίζει κανείς τους χρόνους αυτούς από τα σειсмоγράμματα.

### 3.7.3 ΠΡΩΤΕΣ ΑΦΙΞΕΙΣ

Στο παρόν υποκεφάλαιο θα εστιάσουμε στους χρόνους άφιξης του πρώτου κύματος που καταγράφεται σε κάθε απόσταση από την πηγή. Όταν πραγματοποιούμε ένα πείραμα διάθλασης, αυτή είναι η μόνη πληροφορία που κρατάμε και χρησιμοποιούμε από τα σειсмоγράμματα. Η απεικόνιση των χρόνων άφιξης συναρτήσει της απόστασης πηγής-γεωφώνου δίνει τη δρομοχρονική καμπύλη του παρακάτω σχήματος.

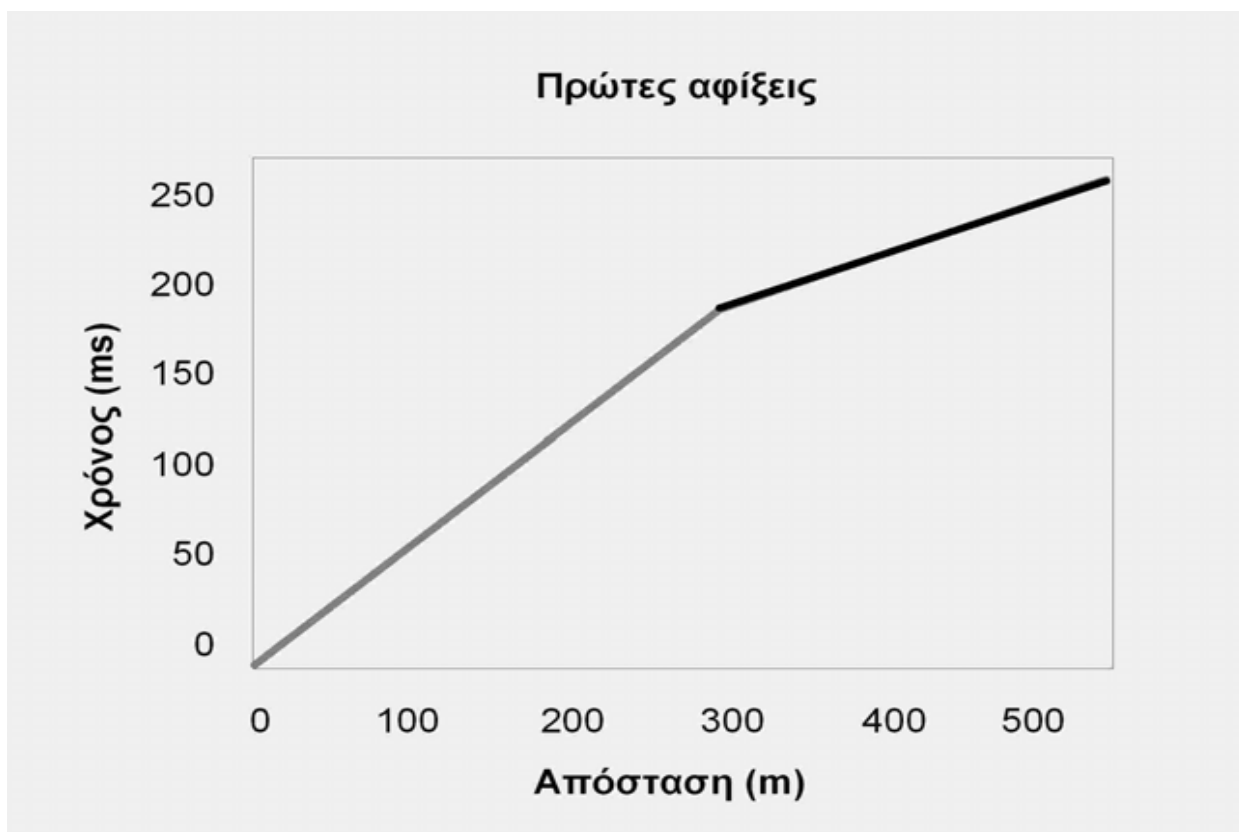


Σχήμα 3.38 Απεικόνιση των χρόνων άφιξης συναρτήσει της απόστασης [2].

Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφέρουμε τις συνθήκες σχεδίασης που εφαρμόζονται στην παρουσίαση των σεισμικών παρατηρήσεων. Όπως έχει γίνει σε όλα τα δρομοχρονικά διαγράμματα που έχουμε δει μέχρι τώρα, ο χρόνος αυξάνει προς τα κάτω. Η συνθήκη αυτή εφαρμόζεται περισσότερο στις μεθόδους ανάκλασης. Στη διάθλαση, είναι πιο



σύνηθες η σχεδίαση του χρόνου να γίνεται με αύξηση του χρόνου προς τα πάνω. Επομένως, είναι καλύτερο να σχεδιάσουμε ξανά το παραπάνω διάγραμμα με αυτό τον τρόπο.

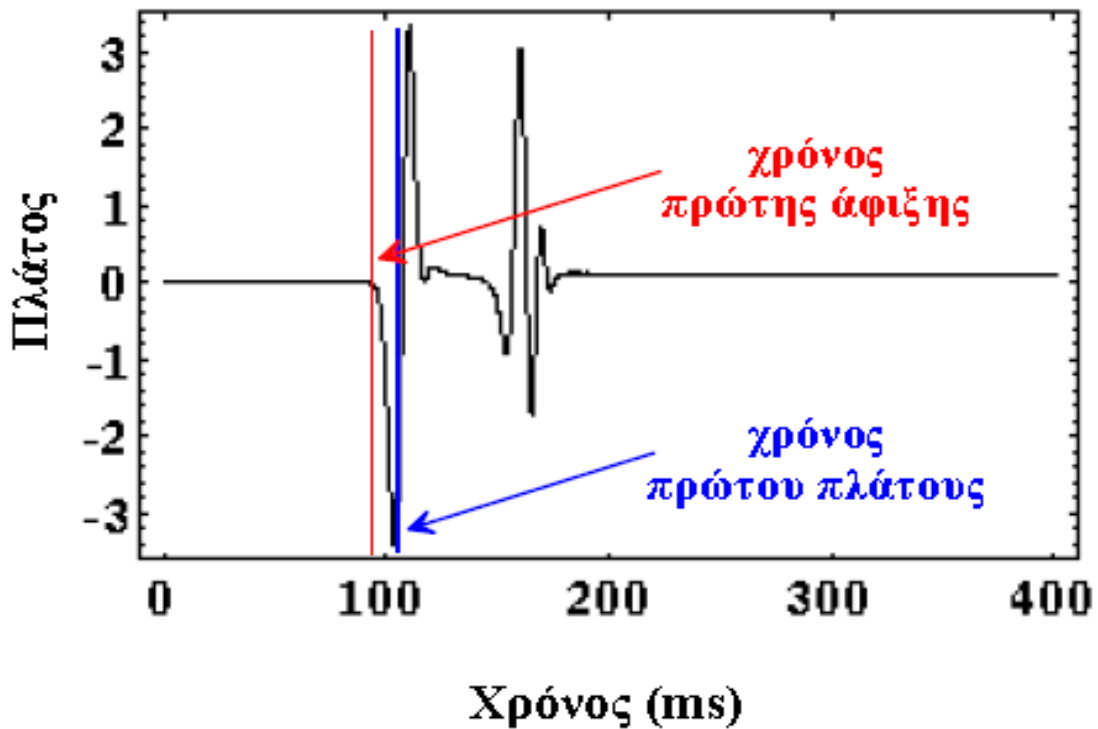


**Σχήμα 3.39** Απεικόνιση χρόνου διαδρομής συναρτήσει της απόστασης [2].

Και τα δύο διαγράμματα απεικονίζουν τον ίδιο χρόνο διαδρομής συναρτήσει της απόστασης, αλλά παρουσιάζονται με δύο διαφορετικούς τρόπους. Στο υπόλοιπο των σημειώσεων θα σχεδιάζουμε το χρόνο να αυξάνει προς τα πάνω.

Για το μοντέλο του απλού στρώματος πάνω από έναν ημιχώρο η δρομοχρονική καμπύλη που σχετίζεται με τις πρώτες αφίξεις δίνεται από δύο ευθύγραμμα τμήματα. Για μικρές αποστάσεις (γκρι ευθύγραμμο τμήμα), η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην απευθείας άφιξη. Για μεγαλύτερες αποστάσεις (μαύρο ευθύγραμμο τμήμα) η δρομοχρονική καμπύλη αντιστοιχεί στην διαθλώμενη άφιξη. Τα δύο αυτά τμήματα διαχωρίζονται ξεκάθαρα μεταξύ τους από μια αλλαγή στην κλίση σε κάποια απόσταση η οποία ονομάζεται οριακή απόσταση (cross-over distance). Αυτή η απόσταση αντιπροσωπεύει την απόσταση πέρα από την οποία η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι πλέον η πρώτη που καταγράφεται.

**απόσταση από τη πηγή = 150 μέτρα**

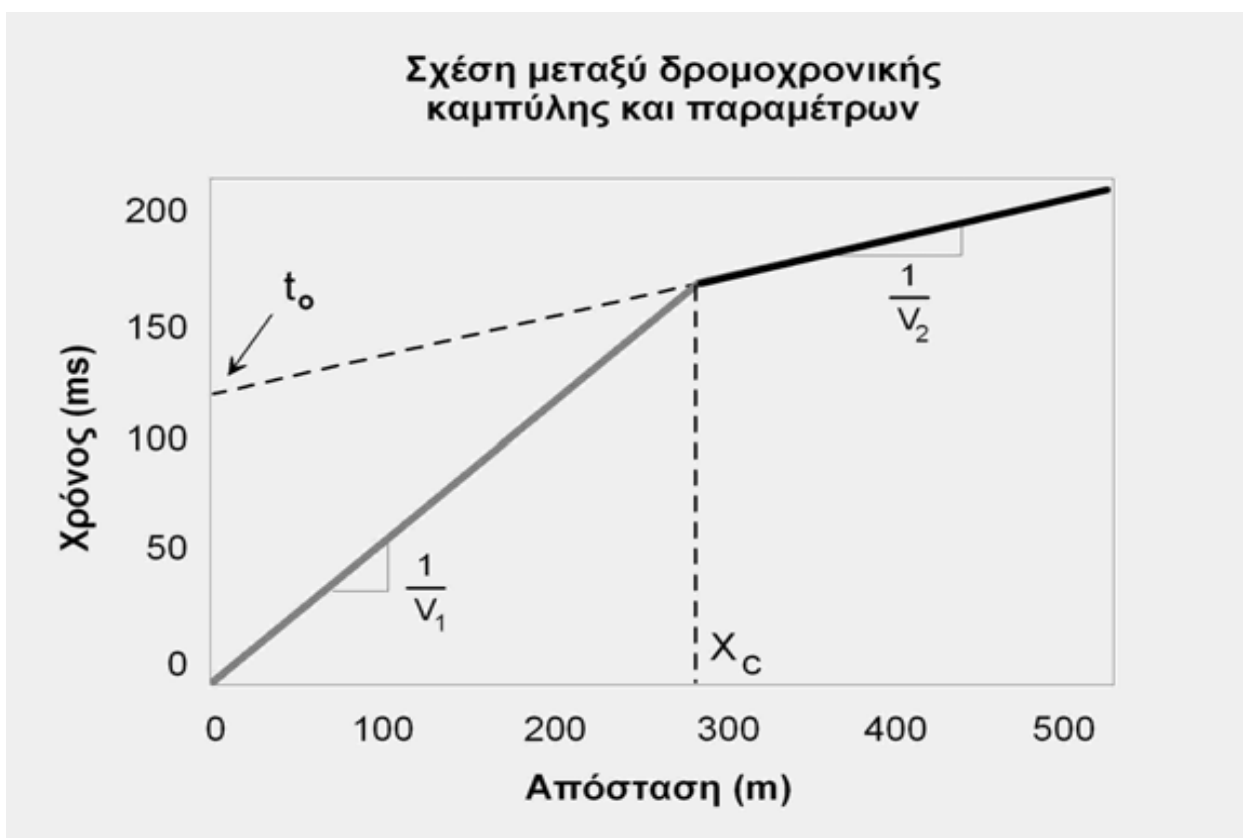


**Σχήμα 3.40** Καθορισμός χρονικής στιγμής στην οποία ξεκινά η εδαφική κίνηση (Αναπαραγωγή εικόνας από ThomasM. Boyd, 1999).

Για να περάσουμε από τα σειсмоγράμματα στις δρομοχρονικές καμπύλες των πρώτοναφίξεων, πρέπει να καθορίσουμε τη χρονική στιγμή στην οποία ξεκινά η εδαφική κίνηση σεκάθε σεισμόγραμμα. Στο σεισμόγραμμα που βλέπουμε στο σχήμα πάνω, ο χρόνος αυτόςαντιστοιχεί στο χρώμα που σημειώνεται με κόκκινη γραμμή. Στην καταγραφή αυτή, η επιλογήτου χρόνου της πρώτης άφιξης δεν είναι δύσκολη, διότι στο σεισμόγραμμα δεν υπάρχει άλλοσήμα πριν το χρόνο αυτό. Αν, όμως, έχει καταγραφεί οποιουδήποτε είδους θόρυβος πριν τοχρόνο της πρώτης άφιξης, τότε μπορεί να είναι πολύ δύσκολο να επιλέξουμε τον χρόνο αυτό.Στη πράξη, η επιλογή του χρόνου άφιξης των πρώτων κυμάτων θεωρείται πιο πολύ ωςδιαδικασία ερμηνείας παρά ως διαδικασία συλλογής δεδομένων. Συχνά οι γεωφυσικοί δeneπιλέγουν τον χρόνο πρώτης άφιξης αλλά αυτόν της πρώτης διακεκριμένης καταγραφής, όπωςείναι η θέση του σημείου καμπής (pick) του πρώτου πλάτους, που ακολουθεί την πρώτηάφιξη, όπως δείχνει η μπλε γραμμή. Με αυτό τον τρόπο τα αποτελέσματα επηρεάζονται σεκάποιο βαθμό, όμως η επίδραση αυτή είναι μικρή συγκριτικά με το αποτέλεσμα που θα είχε ηεπιλογή των χρόνων των πρώτων αφίξεων κατά ασυνεχή τρόπο από σημείο σε σημείο.

### 3.7.4 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΓΗΣ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΧΡΟΝΟΥΣ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ

Αν θεωρήσουμε ότι η δομή που είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία τηςδρομοχρονικής καμπύλης του επόμενου σχήματος αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο και ότι η επιφάνεια ασυμφωνίας που χωρίζει το στρώμα από τον ημιχώρο είναιοριζόντια, μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα του στρώματος και του ημιχώρου και τοπάχος του στρώματος.



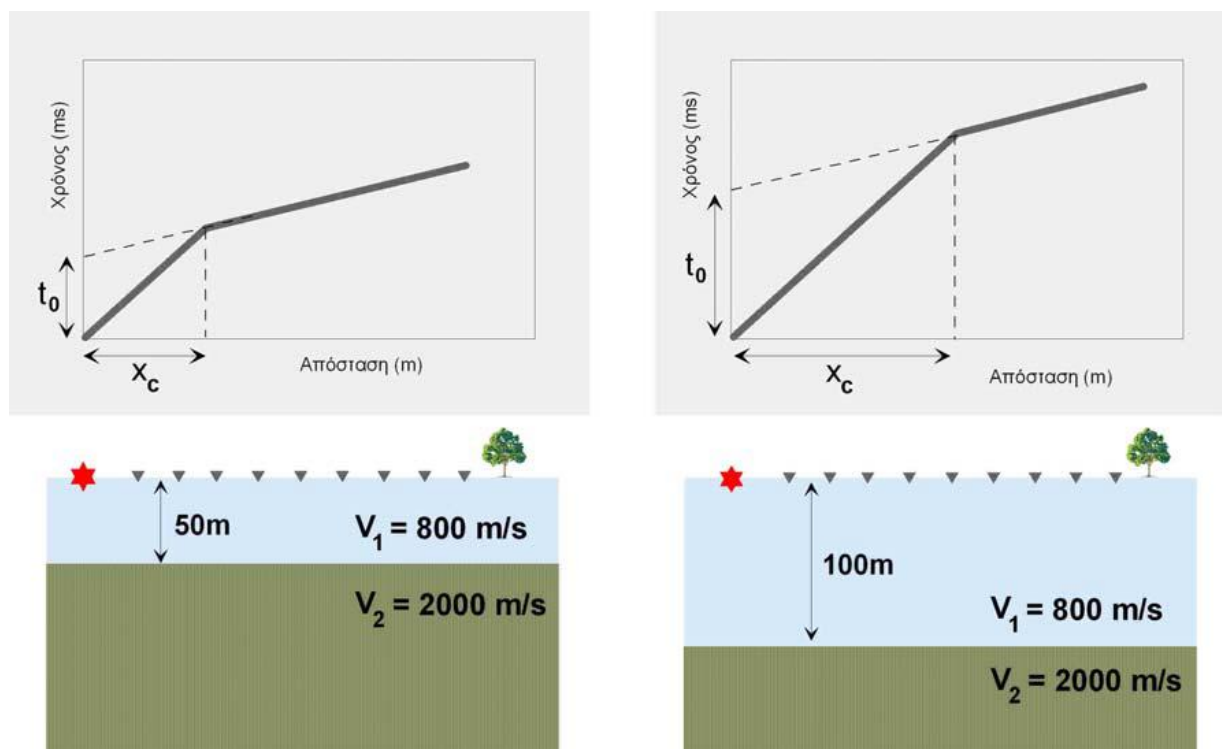
**Σχήμα 3.41** Σχέση μεταξύ δρομοχρονικής καμπύλης και παραμέτρων [2].

Εστιάζοντας την προσοχή μας πρώτα στο κομμάτι εκείνο της δρομοχρονικής καμπύλης που σχετίζεται με την απευθείας άφιξη (γκρι), παρατηρούμε ότι η άφιξη αυτή έχει διαδοθεί οριζόντια από την πηγή κατά μήκος της επιφάνειας της γης με την ταχύτητα του σεισμικού κύματος που σχετίζεται με το ανώτερο στρώμα. Επομένως, αν γνωρίζαμε την ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο ανώτερο στρώμα, θα μπορούσαμε να προβλέψουμε το χρόνο άφιξης του απευθείας κύματος διαιρώντας απλά την απόσταση του δέκτη από την πηγή με την ταχύτητα. Αντίστροφα, αν γνωρίζαμε το χρόνο άφιξης σε κάποια απόσταση, θα μπορούσαμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα διαιρώντας την απόσταση με το χρόνο άφιξης. Ένας καλύτερος τρόπος (καλύτερος με την έννοια ότι επηρεάζεται λιγότερο από το θόρυβο) για να υπολογίσουμε την ταχύτητα από τους χρόνους άφιξης είναι να συνειδητοποιήσουμε ότι η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του απευθείας κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στο στρώμα.

Παρόμοια, η κλίση της ευθείας που περιγράφει τους χρόνους άφιξης του διαθλώμενου κύματος είναι ίση με το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στον ημιχώρο. Αυτό συμβαίνει διότι η ασυνέχεια του ημιχώρου είναι οριζόντια και το οριακά διαθλώμενο κύμα φαίνεται να ταξιδεύει κατά μήκος της ασυνέχειας με την ταχύτητα του ημιχώρου. Επομένως, από τις κλίσεις των δύο ευθύγραμμων τμημάτων που περιγράφουν τη δρομοχρονική καμπύλη, μπορούμε να υπολογίσουμε τις δύο ταχύτητες του μέσου που εξετάζουμε.

Μπορούμε επίσης να υπολογίσουμε και το πάχος του στρώματος. Για να κατανοήσουμε και ποιοτικά πώς μπορεί να γίνει αυτό, θεωρούμε δύο μοντέλα με πανομοιότυπες ταχύτητες, όπου στο ένα το επιφανειακό στρώμα έχει πάχος 50m ενώ στο άλλο το πάχος είναι 100m. Δύο συχνά τιθέμενα ερωτήματα που αφορούν στις δρομοχρονικές καμπύλες είναι: θα διαφέρουν

οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν την απευθείας άφιξη; οι κλίσεις των ευθειών που περιγράφουν τη διαθλώμενη άφιξη θα διαφέρουν; Η απάντηση και για τις δύο περιπτώσεις είναι όχι. Τα χαρακτηριστικά αυτά της δρομοχρονικής καμπύλης ελέγχονται μόνο από τις ταχύτητες. Ένα άλλο συχνό ερώτημα είναι: στο μοντέλο με το παχύ στρώμα των 100m, περιμένουμε να δούμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σε μεγαλύτερες ή μικρότερες αποστάσεις από τη σεισμική πηγή σε σχέση με το μοντέλο του λεπτού στρώματος των 50m;



**Σχήμα 3.42** Μοντέλα με πανομοιότυπες ταχύτητες και διαφορετικό πάχος επιφανειακού στρώματος [2].

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, θα περιμέναμε το οριακά διαθλώμενο κύμα του παχύτερου στρώματος να παρατηρείται σαν πρώτη άφιξη σε μεγαλύτερες αποστάσεις από αυτές που θα παρατηρούσαμε για οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το λεπτότερο στρώμα.

Το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα πρέπει να ταξιδέψει προς τα κάτω μέχρι την επιφάνεια ασυνέχειας που χωρίζει το επιφανειακό στρώμα από τον ημιχώρο και πίσω στην επιφάνεια της γης. Το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη, δηλαδή φθάνει νωρίτερα από το απευθείας κύμα, διότι κατά μήκος ενός τμήματος της σεισμικής ακτίνας του (διαδρομής του) διαδίδεται με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου, η οποία είναι μεγαλύτερη στο παράδειγμα αυτό και κατ' αυτό το τρόπο κερδίζει χρόνο στο συνολικό χρόνο της διαδρομής του. Όμως, αυτό συμβαίνει μόνο για αρκετά μεγάλες αποστάσεις πηγής-δέκτη όπου το κέρδος χρόνου στη διαδρομή με την υψηλή ταχύτητα αντισταθμίζει και υπερκαλύπτει το χάσιμο χρόνου κατά μήκος του κατερχόμενου και ανερχόμενου κλάδου της διαδρομής στο στρώμα με την χαμηλή ταχύτητα. Επομένως, αν και το οριακά διαθλώμενο κύμα διανύει μεγαλύτερη διαδρομή από ό,τι το απ' ευθείας κύμα μέχρι να καταγραφούν από κάποιο δέκτη (γεώφωνο), μπορεί εντούτοις να φτάσει πριν από αυτό.



Όσο πιο παχύ είναι το στρώμα χαμηλής ταχύτητας, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαδρομή, και κατά συνέπεια η καθυστέρηση, στον κατερχόμενο και ανερχόμενο κλάδο και τόσο μεγαλύτερη απόσταση μεταξύ πηγής – δέκτη χρειάζεται ώστε το μετωπικό κύμα αρχίζει να γίνεται αντιληπτό ως πρώτη άφιξη διότι τότε αυξάνει και το τμήμα της σεισμικής ακτίνας, που διαδίδεται με την υψηλότερη ταχύτητα του ημιχώρου, το οποίο είναι υπεύθυνο για την χρονική αντιστάθμιση που αναφέραμε προηγούμενα. Αυτό ακριβώς βλέπουμε στις δύο δρομοχρονικές καμπύλες που έχουν σχεδιαστεί παραπάνω. Δύο παράμετροι συνήθως χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την εξάρτηση με την απόσταση πηγή-δέκτη όταν το οριακά διαθλώμενο κύμα γίνεται πρώτη άφιξη.

Η πρώτη αναφέρεται στα παραπάνω διαγράμματα ως οριακή απόσταση (cross-overdistance),  $X_c$ . Οριακή απόσταση είναι η απόσταση πηγής-δέκτη στην οποία το απευθείας και το οριακά διαθλώμενομετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα. Για αποστάσεις μικρότερες της  $X_c$  το απευθείας κύμα είναι η πρώτη άφιξη ενώ για αποστάσεις μεγαλύτερες της  $X_c$  πρώτη άφιξη γίνεται το οριακάδιαθλώμενο κύμα. Η οριακή απόσταση  $X_c$  στις δρομοχρονικές καμπύλες των προηγούμενων σχημάτων είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των αποστάσεων η προβολή του σημείου τομής των δύο κλάδων της δρομοχρονικής καμπύλης.

Αναφερόμενοι στις ίδιες δρομοχρονικές καμπύλες όπως προηγουμένως, η δεύτερη παράμετρος ονομάζεται χρόνος συνάντησης (zero-offsettime),  $t_0$ . Ο χρόνος συνάντησης  $t_0$  είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των χρόνων η προς τα πίσω προέκταση του δευτέρου κλάδου της δρομοχρονικής καμπύλης δηλαδή του κλάδου των οριακά διαθλώμενων μετωπικών κυμάτων. Ο χρόνος συνάντησης δεν είναι τίποτε περισσότερο από το χρόνο στο οποίο θα παρατηρηθεί η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν μέτρα από την πηγή. Στο σημείο αυτό να σημειώσουμε ότι η διαθλώμενη άφιξη σε απόσταση μηδέν δεν υπάρχει πραγματικά. Αυτό που στην ουσία κάνουμε είναι ότι προεκτείνουμε την ευθεία που περιγράφει το οριακά διαθλώμενο κύμα προς τα πίσω σε απόσταση μηδέν. Το βάθος μέχρι τη συνέχεια συνδέεται με τις παραμέτρους  $X_c$  και  $t_0$  με τις ακόλουθες σχέσεις

$$h = \frac{t_0 V_2 V_1}{2(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}} \quad (6)$$

$$h = \frac{X_c}{2} \left( \frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2} \quad (7)$$

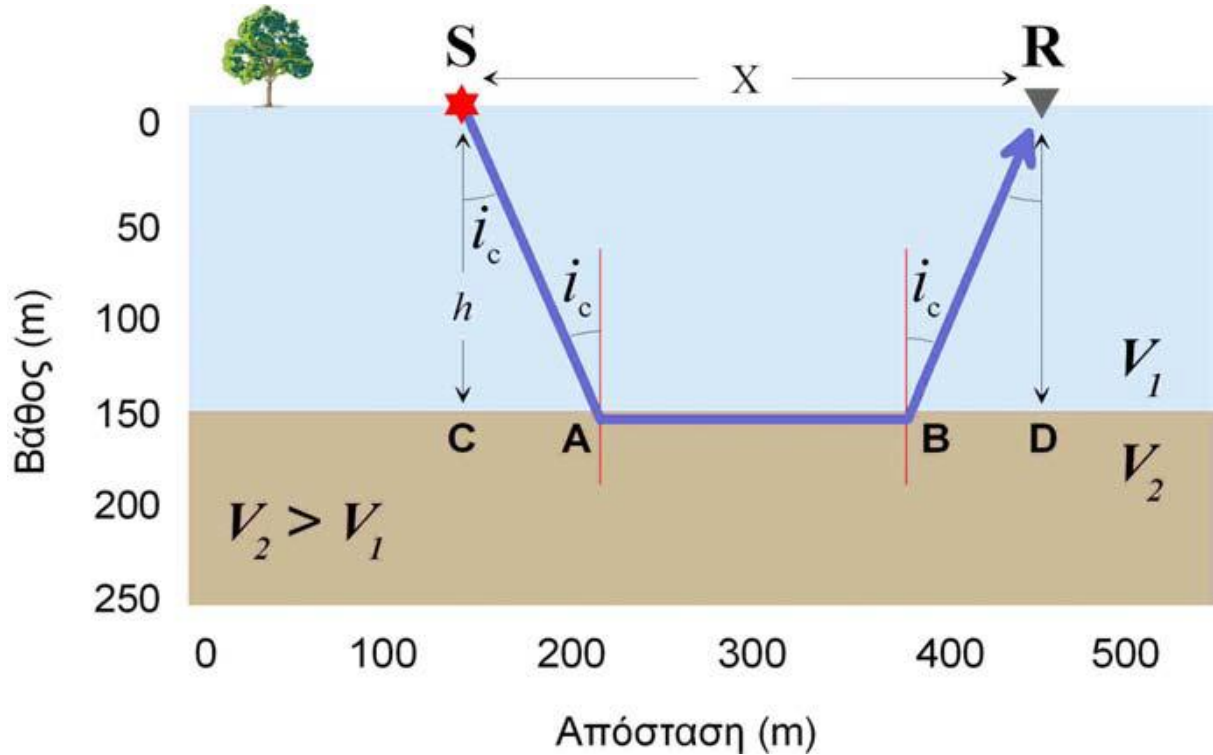
Θεωρητικά, οποιαδήποτε από τις δύο αυτές παραμέτρους μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του βάθους  $h$ . Στη πράξη όμως ο χρόνος συνάντησης χρησιμοποιείται περισσότερο διότι είναι πιο εύκολο να μετρηθεί όταν οι μετρήσεις περιέχουν θόρυβο.

### 3.7.5 ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΤΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΧΡΟΝΟ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ : ΟΡΙΖΟΝΤΙΟ ΣΤΡΩΜΑ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΗΜΙΧΩΡΟ

Ακολούθως θα περιγραφεί λεπτομερώς πώς προέκυψαν οι δύο προηγούμενες εξισώσεις. Για να δημιουργήσουμε τις εξισώσεις πρέπει πρώτα να είμαστε σε θέση να κατασκευάσουμε μια εξίσωση που να μας παρέχει το χρόνο διαδρομής  $t$  του οριακάδιαθλώμενου μετωπικού κύματος που παράγεται από μια σεισμική πηγή  $S$ , που διεγείρεται στην επιφάνεια της γης και καταγράφεται από γεώφωνο  $R$ , που βρίσκεται σε κάποια απόσταση  $X$  από τη πηγή. Για να γίνει

αυτό, θα εξετάσουμε τη διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος από την πηγή μέχρι το δέκτη, όπως ορίζεται από το νόμο του Snell.

Θεωρούμε το παρακάτω απλό μοντέλο της γης, το οποίο αποτελείται από ένα στρώμα με χαμηλή ταχύτητα  $V_1$ , το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου με υψηλότερη ταχύτητα  $V_2$ . Το βάθος μέχρι την οροφή του ημιχώρου είναι  $h$ .



Σχήμα 3.43 Μοντέλο μελέτης.

Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (οριζόντιος κλάδος), και ένα (BR) το οποίο είναι πανομοιότυπο με το πρώτο καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής  $t_T$  αυτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο  $t_T$  αθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι τίποτα περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_T = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (8)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι

$$SA = \frac{h}{\sin i_c} \quad (9)$$

η διαδρομή BR (λόγω της ισότητας των ορθογωνίων τριγώνων) είναι ίδια με την SA. Η διαδρομή AB είναι ίση με SR-CA-BD είναι δηλαδή

$$AB = X - h \epsilon \phi_{i_c} - h \epsilon \phi_{i_c} = X - 2h \epsilon \phi_{i_c} \quad (10)$$

με αντικατάσταση στην εξίσωση του χρόνου  $t_T$  λαμβάνουμε

$$t_T = \frac{h}{V_1 \sin i_c} + \frac{X - 2h \epsilon \phi_{i_c}}{V_2} + \frac{h}{V_1 \sin i_c} \quad (11)$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι, από τον νόμο του Snell, το  $\eta \mu i_c$  είναι ίσο με το λόγο  $V_1/V_2$  και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών  $\cos$  και  $\epsilon \phi$  συναρτήσει του  $\eta \mu i_c$  προκύπτει η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος.

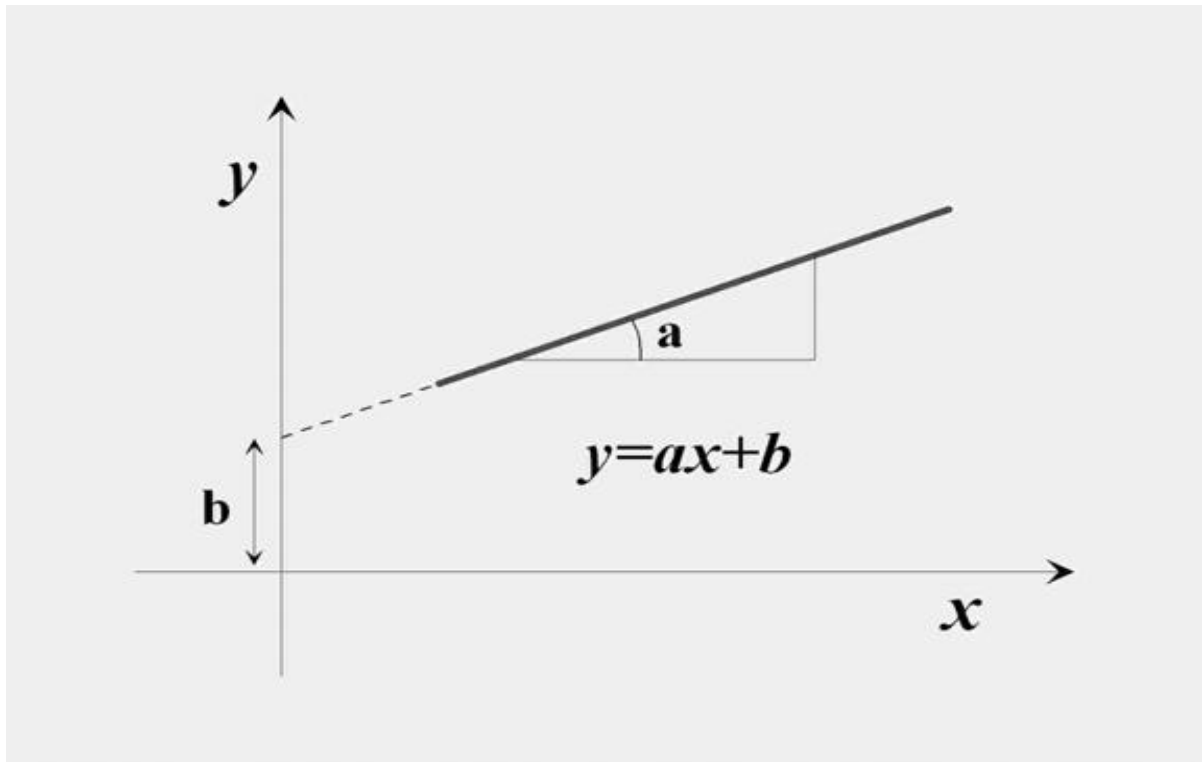
$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \sin i_c}{V_1} \quad (12)$$

με αντικατάσταση του  $\sin i_c$  συναρτήσει των ταχυτήτων  $V_1$  και  $V_2$  προκύπτει μια αναλλακτική σχέση

$$t_T = \frac{X}{V_2} + \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (13)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι μία εξίσωση ευθείας γραμμής

$$y = ax + b$$



**Σχήμα 3.44** Γραφική παράσταση του συνολικού χρόνου $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος [11].

Η ποσότητα  $b$  είναι ο σταθερός όρος της εναλλακτικής σχέσης και είναι αυτό που προηγούμενα ονόμασε χρόνο συνάντησης  $t_0$ . Το  $a$  είναι η κλίση της ευθείας και αντιστοιχεί στη ποσότητα  $1/V_2$ . Αν θέσουμε το δεύτερο όρο του δεξιού σκέλους της σχέσης ίσο με  $t_0$  και λύσουμε ως προς  $h$ , παίρνουμε τη σχέση (6) που παρέχει το πάχος του στρώματος.

Για να αποδείξουμε τη σχέση (7) θα πρέπει να θυμηθούμε ότι στην ορική απόσταση το απευθείας και το οριακά διαθλώμενο μετωπικό κύμα φθάνουν ταυτόχρονα. Ο χρόνος διαδρομής,  $t_{απ}$ , του απευθείας κύματος από τη πηγή  $S$  στο γεώφωνο  $R$  παρέχεται από την απλή σχέση

$$t_{απ} = \frac{x}{V_1} \quad (14)$$

ο χρόνος διαδρομής,  $t_T$ , του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος παρέχεται από τη σχέση αυτή. Στην ορική απόσταση  $X_c$  τα πρώτα μέλη των  $t_T = \frac{x}{V_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1}$  και  $t_{απ} = \frac{x}{V_1}$  θα είναι ίσα δηλαδή θα έχουμε

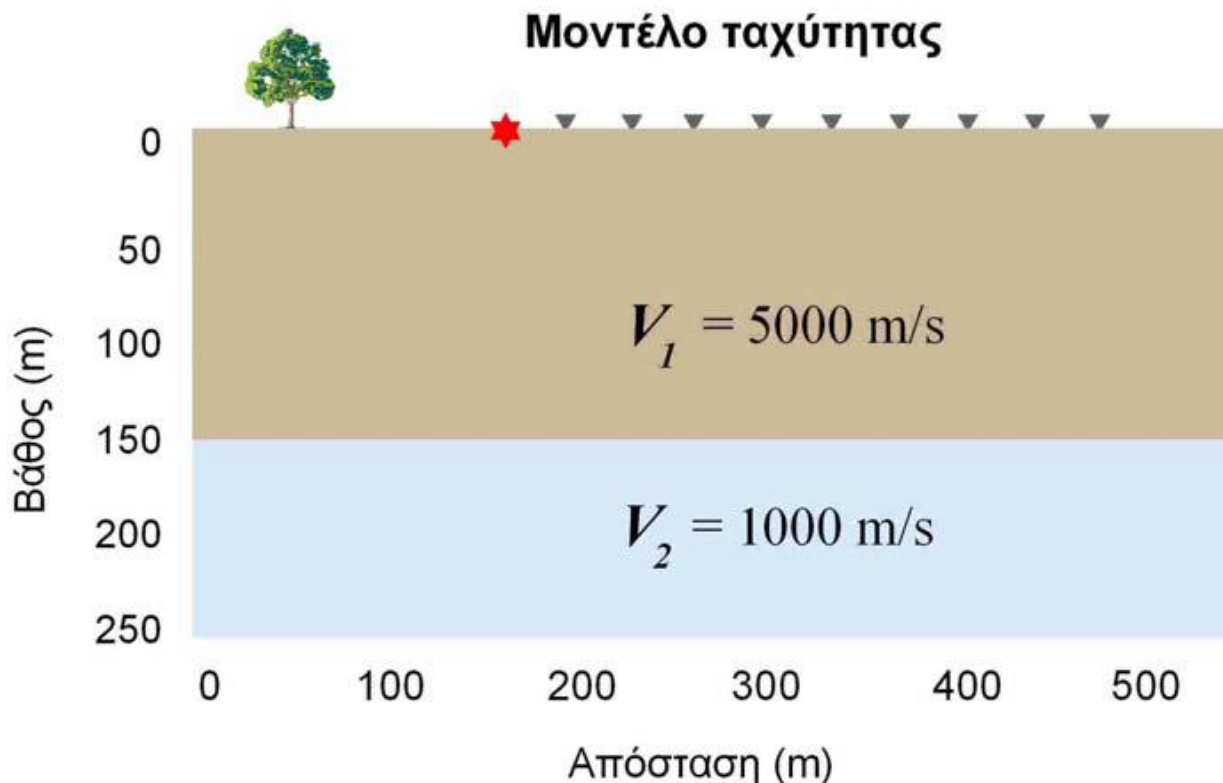
$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + \frac{2h\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_2 V_1} \quad (15)$$

με επίλυση της παραπάνω εξίσωσης ως προς  $h$  λαμβάνουμε τελικά την ζητούμενη σχέση.

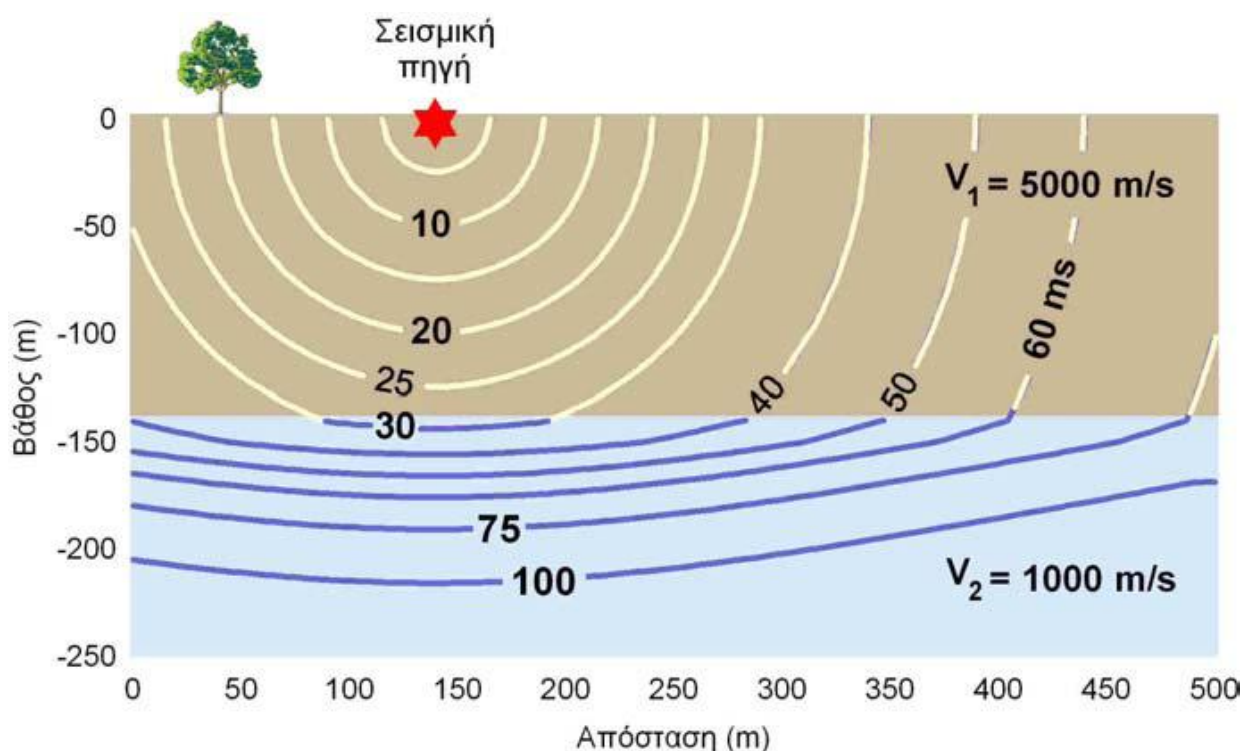


### 3.7.6 ΧΡΟΝΟΙ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ : ΣΤΡΩΜΑ ΥΨΗΛΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΗΜΙΧΩΡΟ ΧΑΜΗΛΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ

Στο πρώτο μοντέλο που εξετάσαμε είχαμε ένα στρώμα υψηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο χαμηλότερης ταχύτητας, όπως φαίνεται παρακάτω.



Για το μοντέλο αυτό, ποιες περιμένουμε να είναι οι πρώτες αφίξεις και τι μπορούμε να καθορίσουμε για τη δομή του υπεδάφους από τις αφίξεις αυτές; Ένα στιγμιότυπο των κυμάτων που παράγονται από μία επιφανειακή πηγή καθώς αυτά αλληλεπιδρούν με την επιφάνεια ασυνέχειας φαίνεται στο επόμενο σχήμα με το οποίο έχουμε ήδη ασχοληθεί.



**Σχήμα 3.46** Στιγμιότυπο των κυμάτων που παράγονται από μια επιφανειακή πηγή.

Όπως περιγράψαμε και νωρίτερα, πρέπει να εξετάσουμε τρεις τύπους κυμάτων. Την απευθείας άφιξη, τη διαθλώμενη άφιξη και την ανακλώμενη άφιξη. Παρατηρούμε ότι η διαφορά των κυμάτων που παράγονται από αυτό το μοντέλο σε σχέση με εκείνα που παράγονται όταν έχουμε ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας πάνω από ημιχώρο υψηλότερης ταχύτητας είναι ότι απουσιάζει το οριακά διαθλώμενο κύμα.

Ας εξετάσουμε πρώτα την διαθλώμενη άφιξη. Η διαθλώμενη άφιξη διαδίδεται κάτω από την επιφάνεια ασυνέχειας μέσα στον ημιχώρο κινούμενη προς τα κάτω. Αν δεν υπάρχει άλλη δομή κάτω από το πρώτο στρώμα, το κύμα αυτό θα συνεχίσει να κινείται προς τα κάτω. Άρα, το κύμα αυτό δεν μπορεί ποτέ να ληφθεί από τους δέκτες στην επιφάνεια της Γης. Η ανακλώμενη άφιξη μπορεί να φτάσει στην επιφάνεια, όπως όμως γνωρίζουμε θα φτάνει πάντα μετά την απευθείας άφιξη. Συνεπώς, η μόνη άφιξη που παρατηρούμε ως πρώτη άφιξη είναι η απευθείας άφιξη. Στο μοντέλο αυτό, η απευθείας άφιξη διαδίδεται μακριά από την πηγή με σταθερή ταχύτητα (5000 m/s). Έτσι, αν σχεδιάσουμε το χρόνο διαδρομής της πρώτης άφιξης σε συνάρτηση με την απόσταση από την πηγή, θα πάρουμε μία γραφική παράσταση της παρακάτω μορφής



**Σχήμα 3.47** Χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης συναρτήσει της απόστασης από την πηγή (Αναπαραγωγή εικόνας από ThomasM. Boyd, 1999)

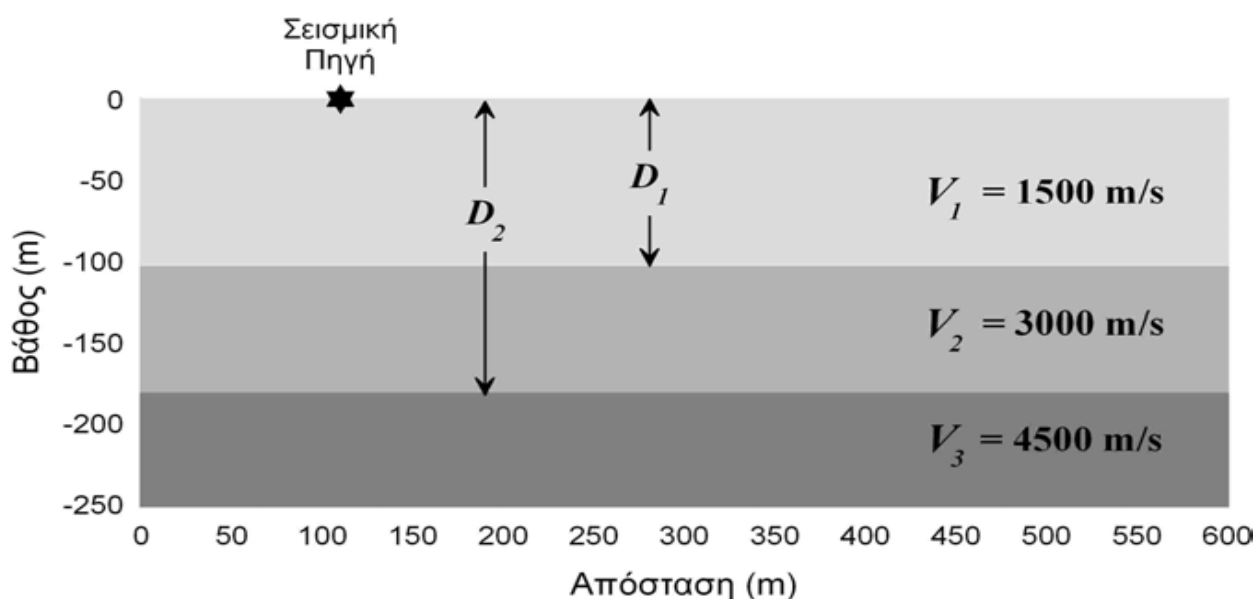
Το μοναδικό που μπορούμε να προσδιορίσουμε από αυτό είναι η ταχύτητα με την οποία η σεισμική ενέργεια διαδίδεται μέσα στο στρώμα από τον υπολογισμό της κλίσης της καμπύλης. Παρατηρούμε δηλαδή ότι η πρώτη άφιξη δεν μας δίνει πλέον πληροφορίες για την ταχύτητα με την οποία διαδίδονται τα κύματα στον ημιχώρο. Για την ακρίβεια, δεν υποδηλώνει καν την ύπαρξη ενός ημιχώρου. Με αυτό εννοούμε ότι οι παραπάνω χρόνοι διαδρομής θα ήταν πανομοιότυποι με αυτούς ενός ομογενούς μοντέλου της Γης με ταχύτητα διάδοσης 5000 m/s.

Το παράδειγμα αυτό απεικονίζει έναν από τους βασικότερους περιορισμούς της χρήσης της σεισμικής μεθόδου της διάθλασης. Για να εφαρμοστεί επιτυχώς (δηλαδή για να πάρουμε σωστές ερμηνείες από τις καταγραφές), η ταχύτητα του σεισμικού κύματος πρέπει να αυξάνει με το βάθος. Αν η ταχύτητα μειώνεται με το βάθος, δεν θα μπορούσαμε να ανιχνεύσουμε αυτή τη μείωση. Επομένως, σχεδόν σίγουρα θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις πρώτες αφίξεις, το οποίο θα έχει ως αποτέλεσμα μια λανθασμένη εκτίμηση της δομής του υπεδάφους.

### 3.7.7 ΔΙΑΔΟΣΗ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Έχουμε ήδη εξετάσει τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων μέσα στο απλό μοντέλο της Γης που αποτελείται από ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας, το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου υψηλότερης ταχύτητας. Σε ορισμένες θέσεις στην επιφάνεια, στο μοντέλο αυτό, μπορούμε να παρατηρήσουμε τρεις διαφορετικές αφίξεις, την απευθείας, την ανακλώμενη και την οριακά διαθλώμενη άφιξη. Μόνο η απευθείας και η οριακά διαθλώμενη άφιξη μπορούν να είναι πρώτες αφίξεις. Μπορούμε να καθορίσουμε την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στο στρώμα και τον ημιχώρο καθώς και το πάχος του στρώματος μετρώντας τους χρόνους άφιξης των πρώτων αφίξεων για διάφορες αποστάσεις από την πηγή.

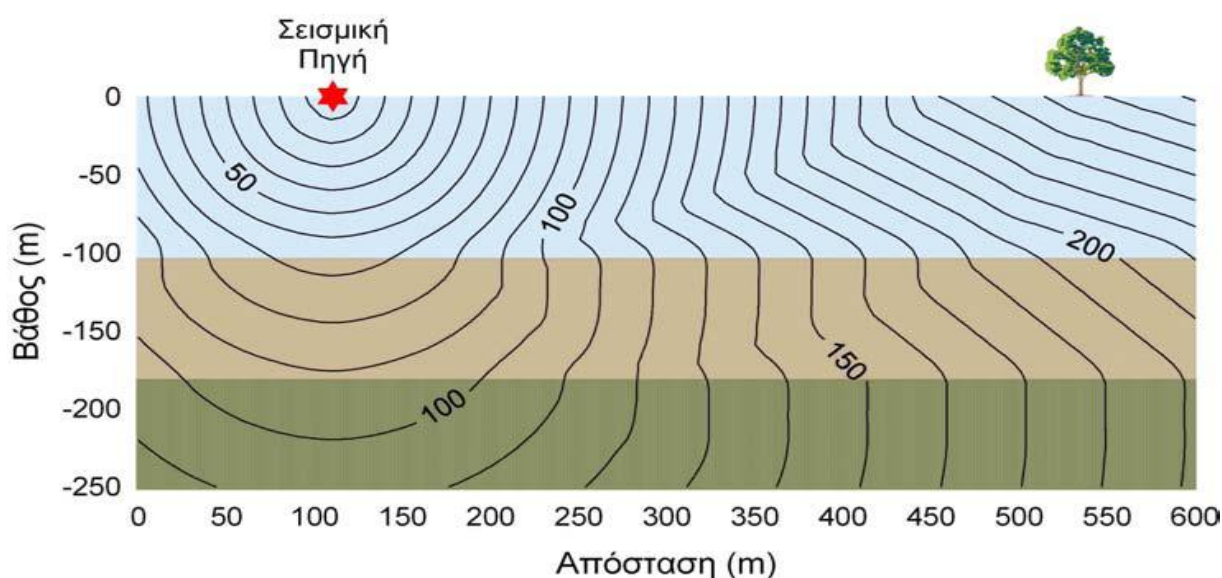
Αν η δομή της Γης είναι πιο πολύπλοκη θεωρούμε το λίγο πιο πολύπλοκο μοντέλο του παρακάτω σχήματος.



Σχήμα 3.48 Μοντέλο δύο στρωμάτων τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου [11].

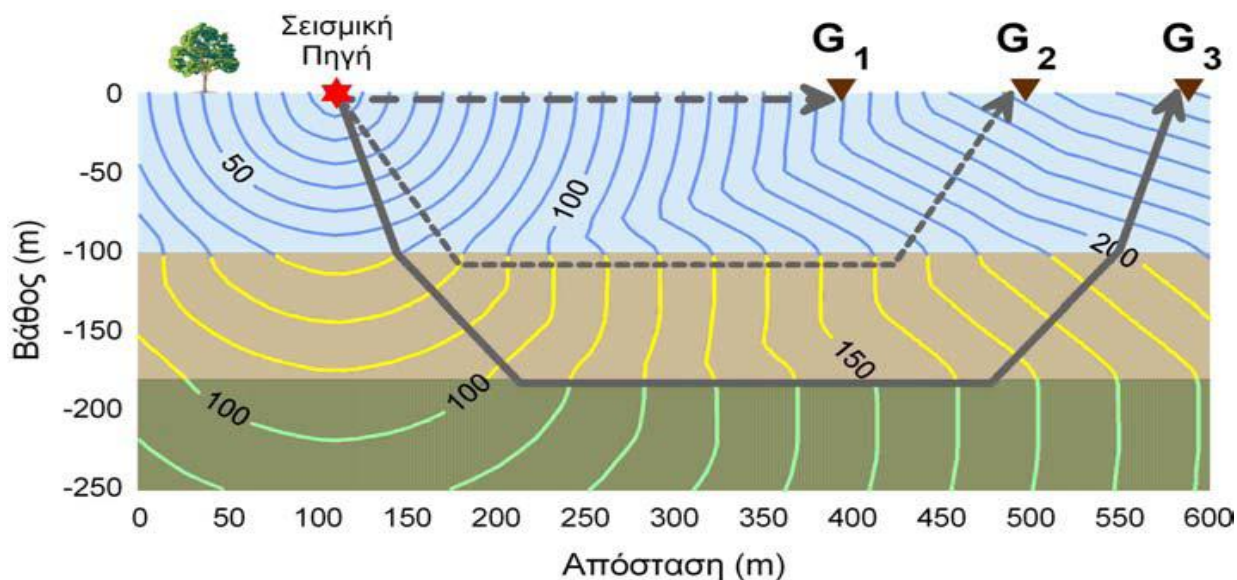
Το μοντέλο αυτό αποτελείται από δύο στρώματα τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στον ημιχώρο είναι μεγαλύτερη από αυτή των δύο στρωμάτων, και η ταχύτητα του μεσαίου στρώματος είναι μεγαλύτερη από αυτή του επιφανειακού στρώματος (δηλαδή, η ταχύτητα αυξάνει με το βάθος). Για το μοντέλο αυτό, η μέτρηση του χρόνου της πρώτης άφιξης μπορεί να μας δώσει αρκετές πληροφορίες για να υπολογίσουμε όλες τις σχετικές παραμέτρους του μοντέλου.

Στο επόμενο σχήμα βλέπουμε στιγμιότυπα της κυματομορφής σε διάφορες χρονικές στιγμές μετά την διέγερση της πηγής.



Σχήμα 3.49 Στιγμιότυπα της κυματομορφής σε διάφορες χρονικές στιγμές μετά την διέγερση της πηγής [2].





Σχήμα 3.50 Καταγραφή απευθείας και μετωπικών κυμάτων [2].

Αρκετά σεισμικά κύματα είναι εμφανή στη παραπάνω εικόνα. Αυτό που παρατηρούμε πρώτα είναι, όπως και στο μοντέλο του ενός στρώματος, ότι υπάρχει απευθείας κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G1), και οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G2), οι οποίες προέρχονται από την ανώτερη ασυνέχεια. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται και απομακρύνεται από την ανώτερη ασυνέχεια διαδίδεται οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του μεσαίου στρώματος.

Τώρα όμως, επειδή υπάρχει και δεύτερη ασυνέχεια από κάτω, παράγονται επιπλέον αφίξεις τις οποίες μπορούμε να παρατηρήσουμε στην επιφάνεια. Έτσι, υπάρχει ένα δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα (άφιξη στο γεώφωνο G2) που προέρχονται από την κατώτερη ασυνέχεια. Το δεύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα μόλις αρχίζει να εμφανίζεται ως πρώτη άφιξη σε απόσταση περίπου 550m, όπως και το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, το κύμα αυτό θα διαδοθεί οριζόντια με ταχύτητα ίση με αυτή του ημιχώρου. Επομένως, σε οποιαδήποτε απόσταση μπορούμε να παρατηρήσουμε μια από τρεις διαφορετικές πρώτες αφίξεις.

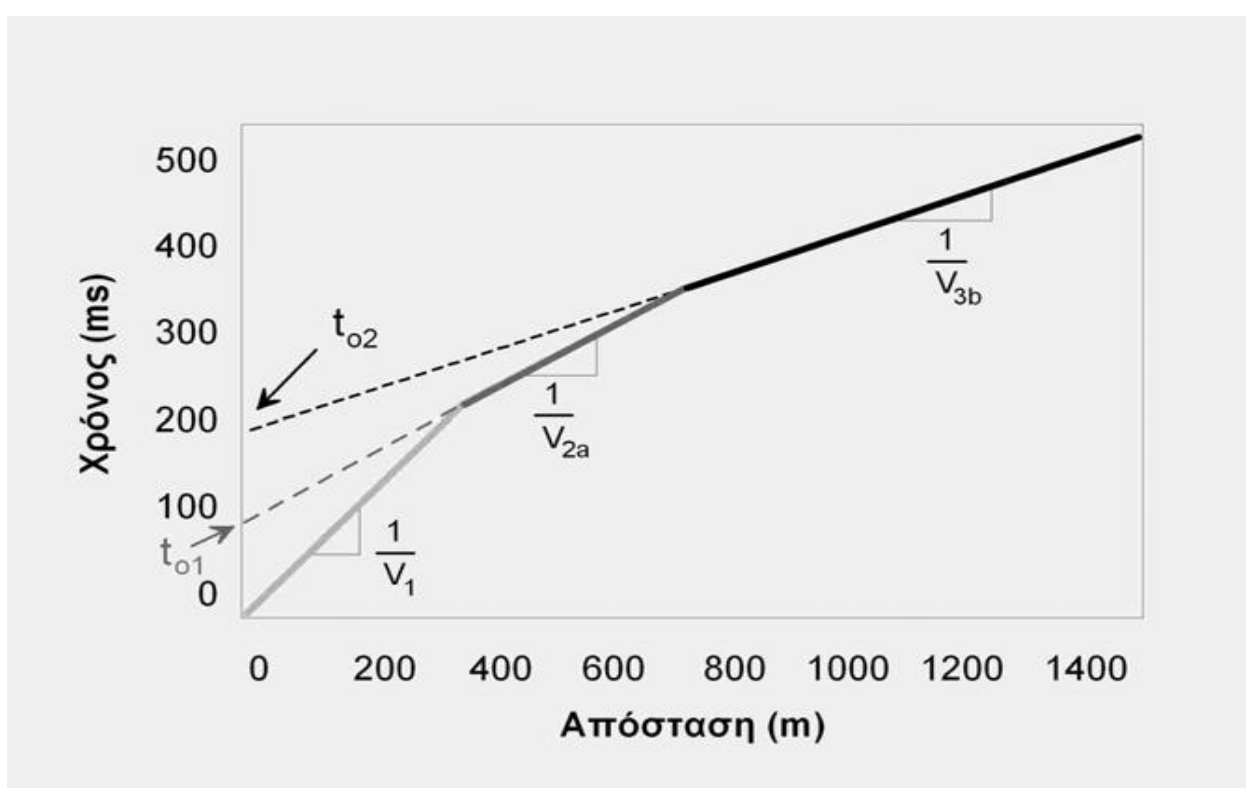
Σε μικρές αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε την απευθείας άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ανώτερου στρώματος.

- Σε ενδιάμεσες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του μεσαίου στρώματος.
- Σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή, θα παρατηρήσουμε το οριακά διαθλώμενο κύμα από την οροφή του ημιχώρου σαν πρώτη άφιξη. Η άφιξη αυτή διαδίδεται οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας της Γης με ταχύτητα ίση με την ταχύτητα του ημιχώρου.

Αν και το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει δύο μόνο στρώματα, αν περιείχε περισσότερα στρώματα θα μπορούσαμε και πάλι, γενικά, να εντοπίσουμε την παρουσία των στρωμάτων αυτών μόνο από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων. Ωστόσο, είναι σημαντικό να τονίσουμε, ότι θα υπάρχουν κάποιες συγκεκριμένες περιπτώσεις στις οποίες αυτό δεν θα ισχύει.

### 3.7.8 ΔΡΟΜΟΧΡΟΝΙΚΕΣ ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΑΠΟ ΠΟΛΛΑΠΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παίρνουμε από το προηγούμενο μοντέλο φαίνεται στο επόμενο σχήμα. Το ανοικτό γκρι τμήμα της γραμμής αντιπροσωπεύει τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με την απευθείας άφιξη, το πιο έντονο γκρι τμήμα τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια, και το μαύρο τμήμα της γραμμής τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την κατώτερη ασυνέχεια. Παρατηρούμε ότι στο παράδειγμα αυτό, αν και η κατώτερη ασυνέχεια είναι μόλις 175 μέτρα βαθιά, δεν παρατηρούμε αφίξεις από αυτή ως πρώτες αφίξεις μέχρι η απόσταση από την πηγή να ξεπεράσει τα 550 μέτρα. Ένας γενικός εμπειρικός κανόνας είναι ότι χρειαζόμαστε αποστάσεις πηγής-δέκτη ίσες με 3 έως 5 φορές το βάθος μέχρι το οποίο θέλουμε να δούμε.



Σχήμα 3.51 Κατασκευή δρομοχρονικής καμπύλης [2].

Πρόκειται για την ίδια ακριβώς διαδικασία που ακολουθήσαμε και για την ερμηνεία των πιο απλών καμπυλών που προέκυπταν από το μοντέλο του απλού στρώματος που υπέρκειται ενός ημιχώρου. Τα βάθη μέχρι την κάθε ασυνέχεια, και πάλι όπως στο απλό μοντέλο που περιγράψαμε νωρίτερα, μπορούν να υπολογιστούν από τους χρόνους συνάντησης,  $t_{01}$  και  $t_{02}$ , και τις ταχύτητες. Οι εξισώσεις για τον υπολογισμό των βαθών δίνονται παρακάτω, χωρίς να αποδεικνύονται.  $D_1$  είναι το βάθος μέχρι την πρώτη ασυνέχεια και  $D_2$  το βάθος μέχρι τη δεύτερη ασυνέχεια.

$$D_1 = \frac{t_{01} V_2 V_1}{2 \sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (16)$$

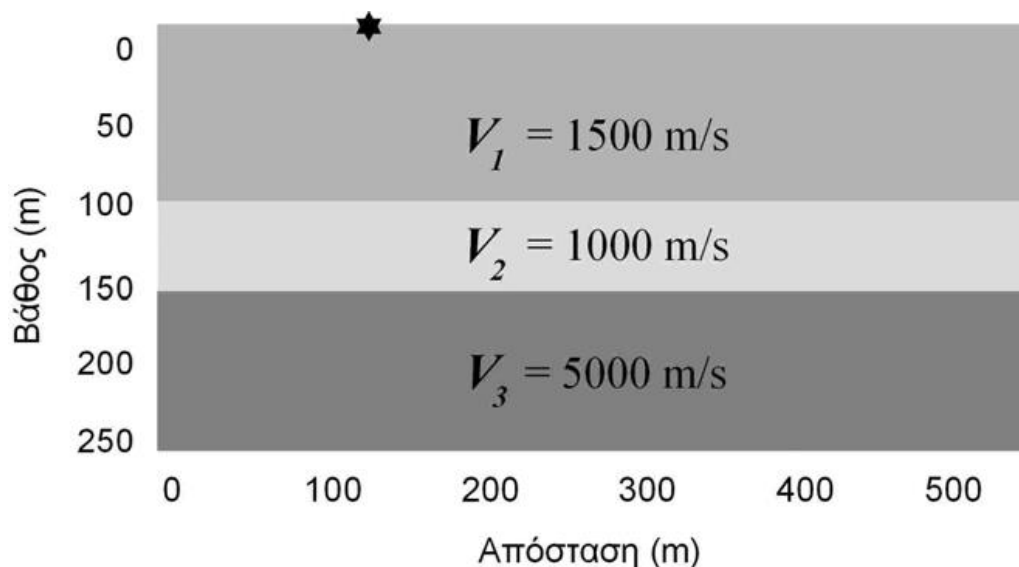
$$D_2 = \left[ t_{02} - \frac{2D_1 \sqrt{V_3^2 - V_1^2}}{V_3 V_1} \right] \frac{V_3 V_2}{2 \sqrt{V_3^2 - V_2^2}} + D_1 \quad (17)$$

Επιπλέον στρώματα προσθέτουν επιπλέον γραμμικά τμήματα στην δρομοχρονική καμπύλη που παίρνουμε. Από τα τμήματα αυτά και τους σχετικούς χρόνους συνάντησης, μπορούμε να υπολογίσουμε τις ταχύτητες μέσα σε κάθε στρώμα και το βάθος μέχρι την κάθε ασυνέχεια, συνήθως.

### 3.7.9 ΤΥΦΛΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

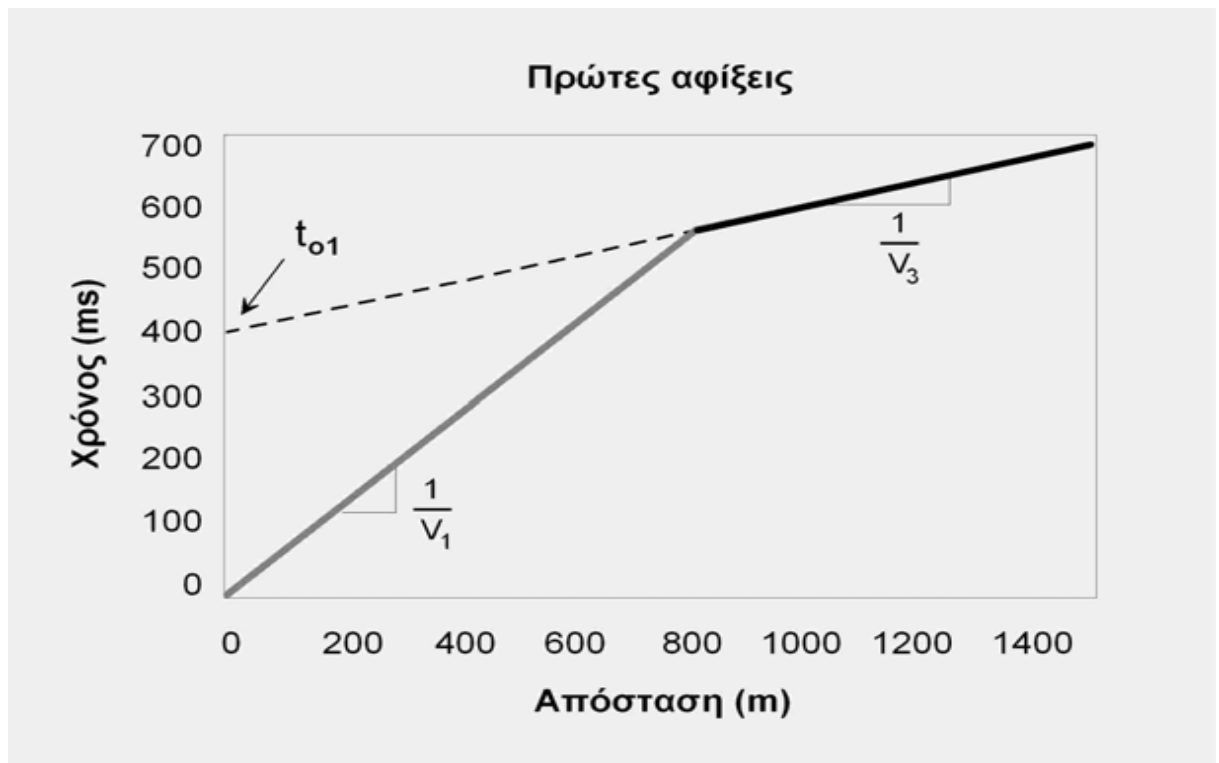
Μπορεί να υπάρχουν στρώματα στο υπέδαφος τα οποία να μην παρατηρούνται στην επιφάνεια από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων. Τα στρώματα τα οποία δεν διακρίνονται από τους χρόνους των πρώτων αφίξεων ονομάζονται Τυφλά Στρώματα (Hidden Layers). Υπάρχουν δύο πιθανά σενάρια που παράγουν τυφλά στρώματα:

Στρώματα Χαμηλής Ταχύτητας – Αυτή είναι η πιο φανερή αιτία των τυφλών στρωμάτων. Θεωρούμε το παρακάτω μοντέλο.



**Σχήμα 3.52** Μοντέλο στρωμάτων χαμηλής συχνότητας [2].

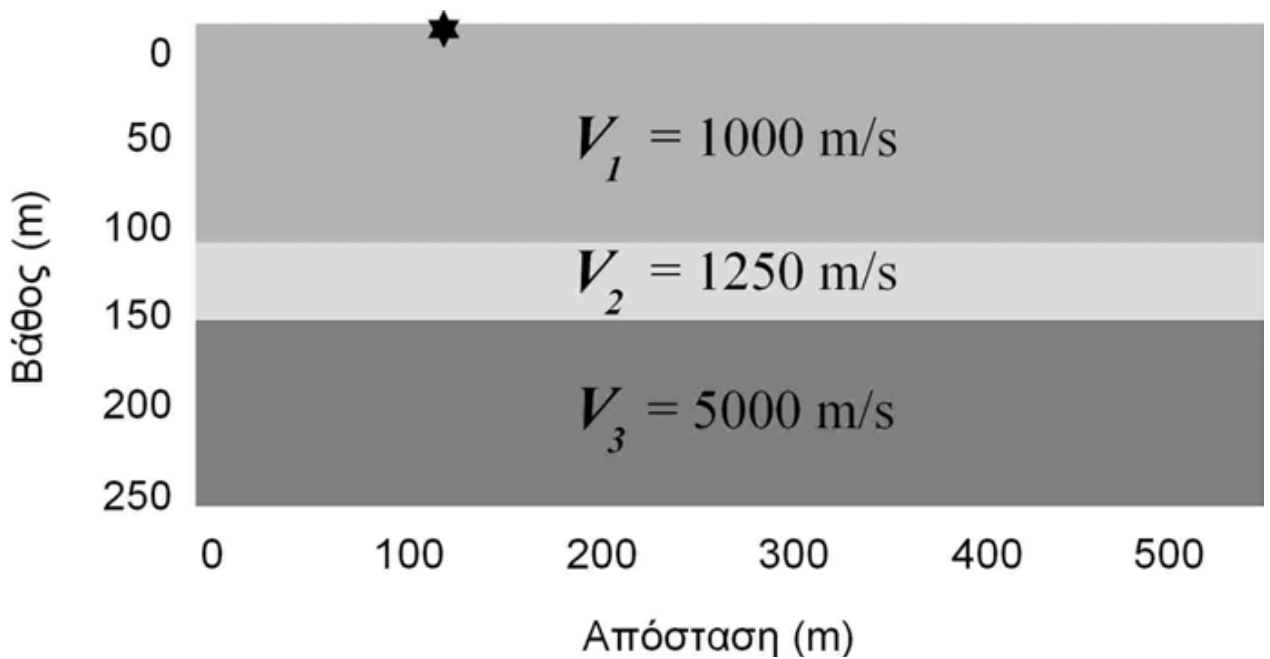
Επειδή η ταχύτητα μειώνεται προς τα κάτω κατά μήκος της πρώτης ασυνέχειας δεν παράγεται οριακά διαθλώμενο κύμα σε αυτή την επιφάνεια ασυνέχειας. Στη δεύτερη ασυνέχεια όμως παράγεται ένα οριακά διαθλώμενο κύμα το οποίο μπορεί να παρατηρηθεί σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις. Επομένως, οι παρατηρήσεις του χρόνου της πρώτης άφιξης θα αποτελούνται από απευθείας αφίξεις για μικρές αποστάσεις από τη σεισμική πηγή και οριακά διαθλώμενες αφίξεις από τη βαθύτερη ασυνέχεια, για μεγαλύτερες αποστάσεις. Η δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παράγεται από αυτό το μοντέλο φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



**Σχήμα 3.53** Δρομοχρονική καμπύλη των πρώτων αφίξεων που παράγεται από το μοντέλο του προηγούμενου σχήματος [2].

Παρατηρούμε ότι αυτή η δρομοχρονική καμπύλη δεν διακρίνεται από τις καμπύλες που παράγονται από ένα μοντέλο που περιέχει μία μόνο ασυνέχεια. Συνεπώς, δεν μπορούμε να ανιχνεύσουμε την ύπαρξη του ενδιάμεσου στρώματος από τα δεδομένα αυτά και μόνο. Χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία που περιγράψαμε προηγουμένως, θα απεικονίζαμε το υπέδαφος σαν να αποτελείται από ένα μόνο στρώμα με ταχύτητα 1500m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης) στο οποίο υπόκειται ημιχώρος ταχύτητας 5000m/s (από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της οριακά διαθλώμενης άφιξης).

**Λεπτά Στρώματα Μεγάλης Αντίθεσης Ταχυτήτων** – Ένας άλλος τύπος τυφλού στρώματος παράγεται από μέσα των οποίων η ταχύτητα αυξάνει απότομα με μικρή αλλαγή του βάθους. Θεωρούμε το μοντέλο του παρακάτω σχήματος.



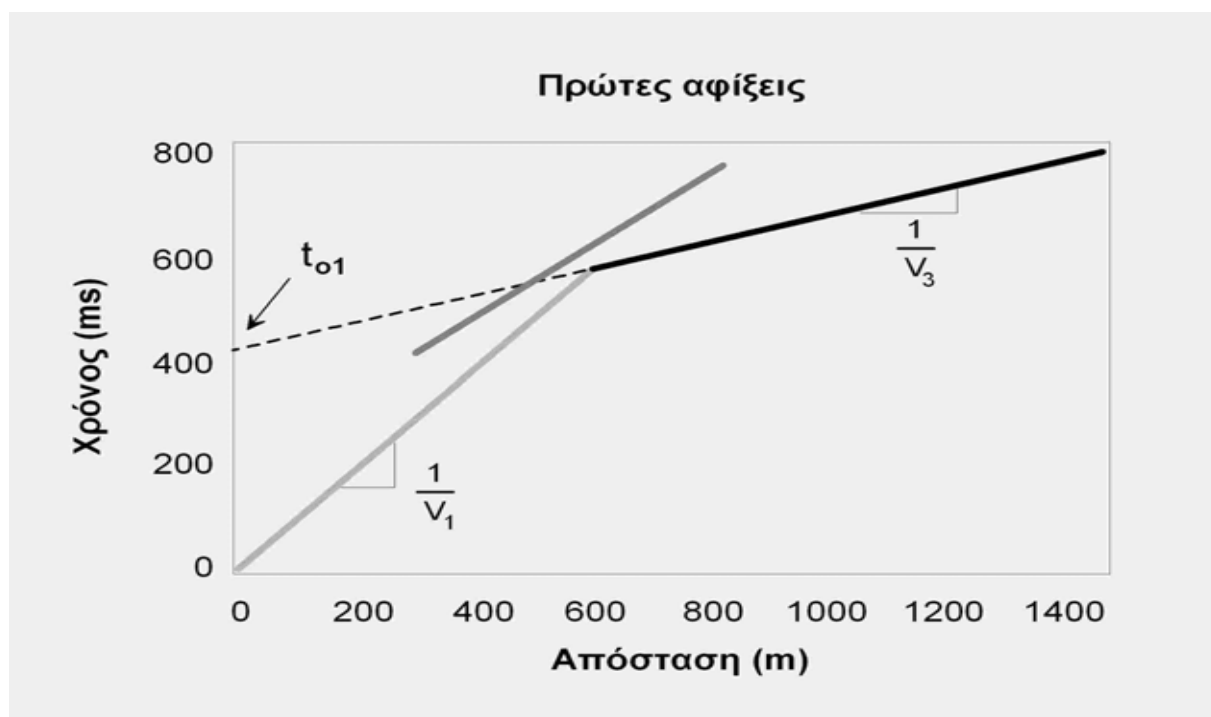
**Σχήμα 3.54** Μοντέλο ενδιαφέροντος (Αναπαραγωγή εικόνας από ThomasM. Boyd, 1999).

Παρατηρούμε ότι σε αυτό το μοντέλο υπάρχει ένα λεπτό στρώμα που υπέρκειται ενόζημιχώρου, ο οποίος έχει ταχύτητα πολύ μεγαλύτερη από αυτή του ανώτερου στρώματος.

Σε αντίθεση με το προηγούμενο παράδειγμα, οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται και στις δύο ασυνέχειες. Ωστόσο, επειδή το στρώμα είναι λεπτό και η ταχύτητα του υποκειμένου μέσου είναι μεγαλύτερη, το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια συμφωνίας δεν παρατηρείται ποτέ ως πρώτη άφιξη. Αυτό συμβαίνει γιατί το ταχύτερο οριακά διαθλώμενο κύμα της κατώτερης επιφάνειας ασυνέχειας το προσπερνά προτού προσπεράσει αυτό την απευθείας άφιξη. Η δρομοχρονική καμπύλη που προκύπτει φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.

Η μέση απόχρωση του γκρι γραμμή στο σχήμα δείχνει τους χρόνους διαδρομής για το οριακά διαθλώμενο κύμα που προέρχεται από την ανώτερη επιφάνεια ασυνέχειας. Έτσι, όπως και προηγουμένως, θα ερμηνεύαμε τις πρώτες αφίξεις σαν να παράγονταν από μία υπόγεια δομή που αποτελείται από ένα στρώμα πάνω από έναν ημιχώρο. Οι ταχύτητες του πάνω στρώματος και του ημιχώρου μπορούν να υπολογιστούν σωστά, επειδή όμως χάνουμε το ενδιάμεσο στρώμα, το βάθος που υπολογίζουμε από το  $t_{01}$  έως την οροφή του ημιχώρου, είναι εσφαλμένο.



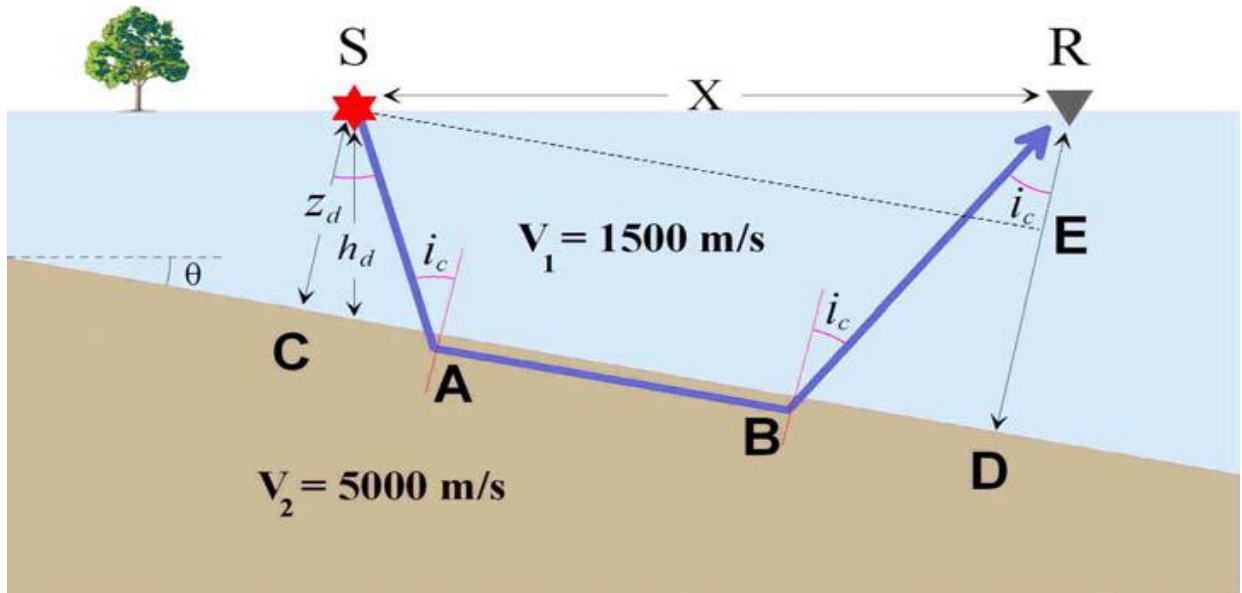


Σχήμα 3.55 Δρομοχρονική καμπύλη μοντέλου ενδιαφέροντος (Αναπαραγωγή εικόνας από ThomasM. Boyd, 1999).

Και στις δύο περιπτώσεις, παρατηρούμε ότι η παρουσία του τυφλού στρώματος δεν μπορεί να καθοριστεί από τις τιμές των χρόνων διαδρομής. Για το λόγο αυτό, στη πράξη δεν θα γνωρίζουμε ποτέ αν υπάρχουν τυφλά στρώματα στην υπό μελέτη περιοχή, εκτός κι αν πραγματοποιήσουμε γεωτρήσεις.

### 3.7.10 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ ΑΠΟ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟ ΣΤΡΩΜΑ : ΤΟ ΣΤΡΩΜΑ ΚΛΙΝΕΙ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΗΓΗ ΠΡΟΣ ΤΑ ΓΕΩΦΩΝΑ

Θεωρούμε την δομή και τη γεωμετρία της διάταξης που φαίνονται στο παρακάτω σχήμα. Ένας ημιχώρος υψηλής ταχύτητας υπόκειται ενός στρώματος χαμηλότερης ταχύτητας. Η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά. Παρατηρούμε ότι, στο παράδειγμα αυτό, η πηγή βρίσκεται αριστερά (updip) από τους δέκτες. Στην περίπτωση αυτή, τα οριακά διαθλώμενα κύματα παράγονται κατά μήκος της οροφής του ημιχώρου και διαδίδονται προς τα πάνω μέσω του στρώματος, μέχρι την επιφάνεια της Γης όπου τα καταγράφουμε. Η γεωμετρία του μοντέλου Γης καθώς και η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος (μπλε γραμμή) για μια συγκεκριμένη απόσταση  $X$ , πηγής-δέκτη έχουν σχεδιαστεί στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 3.56 Μοντέλο ημιχώρου υψηλής ταχύτητας και διαδρομής κύματος [11].

Παρατηρούμε ότι, αν μπορούσαμε να τοποθετήσουμε γεώφωνα μέσα στη Γη κατά μήκος της γραμμής που περνάει από την πηγή και είναι παράλληλη με την οροφή του ημιχώρου (διακεκομμένη μαύρη γραμμή SE), θα βλέπαμε το οριακά διαθλώμενο κύμα σαν να προερχόταν από μία επίπεδη επιφάνεια ασυμφωνίας. Επομένως οι χρόνοι στους οποίους το οριακά διαθλώμενο κύμα ταξιδεύει από την πηγή μέχρι τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή είναι πανομοιότυποι με αυτούς που προκύπτουν από επίπεδες επιφάνειες ασυμφωνίας.

Τα γεώφωνα όμως, δεν βρίσκονται μέσα στη Γη. Βρίσκονται πάνω στην επιφάνεια της Γης. Τα οριακά διαθλώμενα κύματα πρέπει να ταξιδέψουν μια επιπλέον απόσταση πέρα από τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή για να φτάσουν στα γεώφωνα. Παρατηρούμε ότι η απόσταση που πρέπει να διανύσει το οριακά διαθλώμενο κύμα πέρα από τη διακεκομμένη γραμμή αυξάνει όσο το γεώφωνο απομακρύνεται από την πηγή. Επομένως, αν συγκρίνουμε με τους χρόνους διαδρομής από επίπεδο στρώμα, το κεκλιμένο στρώμα έχει ως αποτέλεσμα την καθυστέρηση της διαθλώμενης άφιξης. Το μέγεθος της καθυστέρησης αυξάνει με την απόσταση από την πηγή.

Μπορούμε εύκολα να υπολογίσουμε το χρόνο διαδρομής του οριακά διαθλώμενου κύματος για κάθε απόσταση από την πηγή αν γνωρίζουμε την κλίση του στρώματος,  $\theta$ , και την απόσταση από την πηγή,  $X$ .

Η διαδρομή του οριακά διαθλώμενου κύματος που παρατηρείται σε απόσταση  $X$  είναι η SABR. Η διαδρομή αυτή αποτελείται από τρία τμήματα: ένα (SA) καθώς ταξιδεύει προς τα κάτω μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (κατερχόμενος κλάδος), ένα (AB) καθώς ταξιδεύει μέσα στον υψηλότερης ταχύτητας ημιχώρο (κεκλιμένος κλάδος), και ένα (BR) καθώς ταξιδεύει πάνω προς το δέκτη μέσω του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (ανερχόμενος κλάδος). Μπορούμε συνεπώς να εξάγουμε την εξίσωσή μας για το συνολικό χρόνο διαδρομής τριαιτού του κύματος υπολογίζοντας το χρόνο διαδρομής σε κάθε κλάδο και αθροίζοντας τους χρόνους αυτούς.

Θα υπολογίσουμε το χρόνο τριαιθροίζοντας τους χρόνους διαδρομής κατά μήκος των τριών τμημάτων της σεισμικής ακτίνας SABR. Ο χρόνος κατά μήκος κάθε τμήματος δεν είναι τίποτα

περισσότερο από το μήκος της διαδρομής δια την ταχύτητα με την οποία διαδίδεται το κύμα στο τμήμα αυτό. Δηλαδή:

$$t_{Td} = t_1 + t_2 + t_3 = \frac{SA}{V_1} + \frac{AB}{V_2} + \frac{BR}{V_1} \quad (18)$$

η διαδρομή SA υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο SCA όπου έχουμε ότι

$$SA = \frac{Z_d}{\sin i_c} \quad (19)$$

η διαδρομή BR υπολογίζεται από το ορθογώνιο τρίγωνο RBD όπου παρομοίως έχουμε ότι

$$BR = \frac{RD}{\sin i_c} \quad (20)$$

αλλά RD= RE+ Z<sub>d</sub> και η RE από το ορθογώνιο τρίγωνο RES είναι RE= Xημθ οπότε το BR θα ισούται με

$$BR = \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{\sin i_c} \quad (21)$$

Η διαδρομή AB είναι ίση με CD-CA-BD και επειδή CD= SE= Xσυνθ και από τα ορθογώνια τρίγωνα RCA και RBD έχουμε ότι

$$CA = Z_d \epsilon\phi i_c \quad \text{και} \quad BD = (Z_d + X\eta\mu\theta) \epsilon\phi i_c \quad (22)$$

προκύπτει ότι

$$AB = X\sigma\upsilon\nu\theta - Z_d \epsilon\phi i_c - (Z_d + X\eta\mu\theta) \epsilon\phi i_c \quad (23)$$

με αντικατάσταση λαμβάνουμε

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sin i_c} + \frac{X\sigma\upsilon\nu\theta - Z_d \epsilon\phi i_c - (Z_d + X\eta\mu\theta) \epsilon\phi i_c}{V_2} + \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{V_1 \sin i_c} \quad (24)$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι, από τον νόμο του Snell, το ημ*i<sub>c</sub>* είναι ίσο με το λόγο V<sub>1</sub>/V<sub>2</sub> και με αντικατάσταση των τριγωνομετρικών αριθμών συν*i<sub>c</sub>* και εφ*i<sub>c</sub>* συναρτήσει του ημίπροκύπτει ότι

$$t_{Td} = \frac{Z_d}{V_1 \sin i_c} + \frac{X\sigma\upsilon\nu\theta \eta\mu i_c \sin i_c - 2Z_d \eta\mu^2 i_c - X\eta\mu\theta \eta\mu^2 i_c}{V_1 \sin i_c} + \frac{Z_d + X\eta\mu\theta}{V_1 \sin i_c} \quad (25)$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d + X\eta\mu\theta + X\eta\mu i_c \sin i_c \sigma\upsilon\nu\theta - 2Z_d \eta\mu^2 i_c - X\eta\mu\theta \eta\mu^2 i_c}{V_1 \sin i_c} \quad (26)$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d(1 - \eta\mu^2 i_c) + X\eta\mu\theta(1 - \eta\mu^2 i_c) + X\eta\mu i_c \sin i_c \sigma\upsilon\nu\theta}{V_1 \sin i_c} \quad (27)$$

$$t_{Td} = \frac{2Z_d \sigma\upsilon\nu^2 i_c + X\eta\mu\theta \sigma\upsilon\nu^2 i_c + X\eta\mu i_c \sin i_c \sigma\upsilon\nu\theta}{V_1 \sin i_c} \quad (28)$$

$$t_{Td} = \frac{X\eta\mu\theta \sin i_c + X\eta\mu i_c \sigma\upsilon\nu\theta}{V_1} + \frac{2Z_d X \sigma\upsilon\nu i_c}{V_1} \quad (29)$$

τελικά η σχέση που μας παρέχει τον συνολικό χρόνο  $t_T$  του οριακά διαθλώμενου μετωπικού κύματος είναι η

$$t_{Td} = \frac{x}{v_1} \eta \mu(i_c + \theta) + \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{v_1} \quad (30)$$

η σχέση είναι εξίσωση ευθείας γραμμής της μορφής  $y = ax + c$ , όπου η κλίση  $a$  της ευθείας είναι η ποσότητα  $\frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{v_1}$  την οποία συμβολίζουμε ως

$$S_d = \frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{v_1} = \frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{v_2 \eta \mu i_c} \quad (31)$$

και ο σταθερός όρος εκφράζει το χρόνο συνάντησης  $t_{0d}$ , που είναι η ποσότητα

$$t_{0d} = \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{v_1} \quad (32)$$

Η (30) γράφεται και ως

$$t_{0d} = \frac{x}{v_2} \frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{\eta \mu i_c} + \frac{2Z_d \sigma \nu i_c}{v_1} \quad (33)$$

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής  $T$  του παρέχεται από την (33) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (18) προκύπτει ότι οι (33) και (18) διαφέρουν κατά το παράγοντα  $\frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{\eta \mu i_c}$  με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετός της (33). Επειδή ο παράγοντας  $\frac{\eta \mu(i_c + \theta)}{\eta \mu i_c} > 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται αριστερά (updip) από τους δέκτες, είναι μεγαλύτερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



**Σχήμα 3.57** Χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα [2].

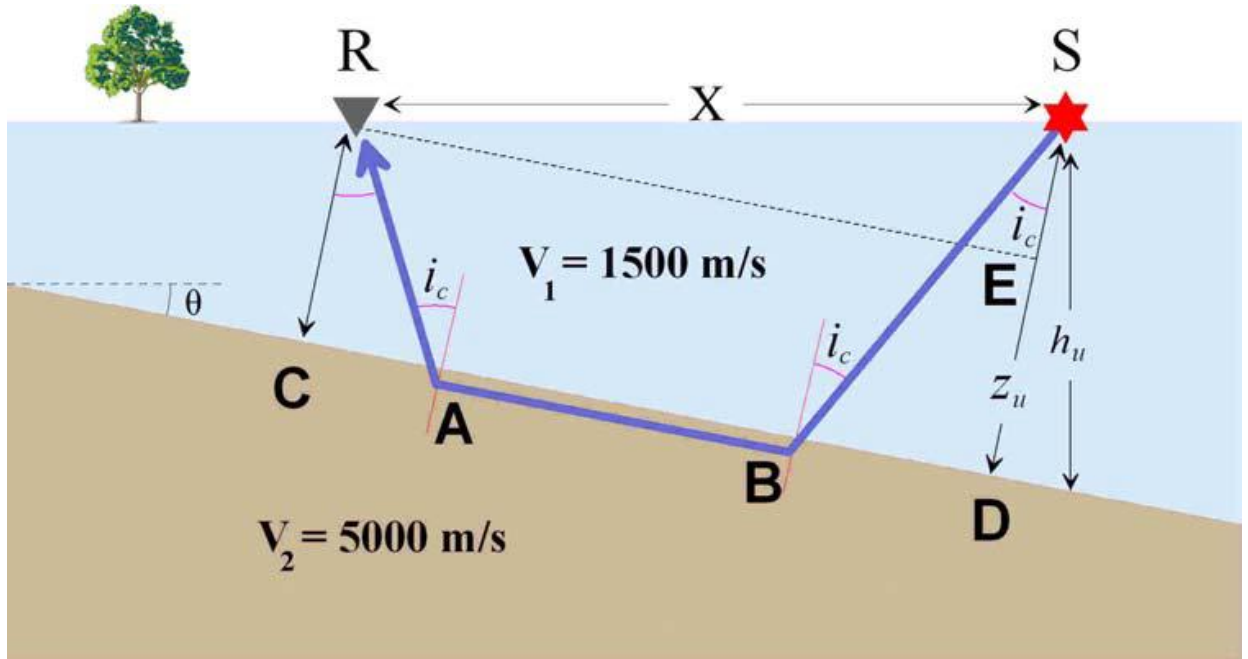
Οι απευθείας αφίξεις αντιστοιχούν στο μέσης απόχρωσης του γκρι τμήμα της γραμμής. Αυτές δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε εμείς στην επιφάνεια αντιστοιχεί στο μαύρου χρώματος τμήμα της γραμμής. Με στικτή γραμμή έχει σχεδιαστεί αυτό που θα παρατηρούσαμε στην οριζόντια ασυνέχεια. Όπως ήταν αναμενόμενο, το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει καθυστερημένο, και η διαφορά χρόνου αυξάνει με την απόσταση από την πηγή. Επομένως, κατά τη συλλογή δεδομένων πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα, ισχύουν τα παρακάτω:

- Δεν μπορούμε από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης να συμπεράνουμε ότι το στρώμα κλίνει. Τόσο στην περίπτωση του κεκλιμένου όσο και στην περίπτωση του μη-κεκλιμένου στρώματος, η καμπύλη αποτελείται από δύο απλά ευθύγραμμα τμήματα (κλάδους).
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης.
- Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο, η οποία είναι πολύ μικρή, και δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ταχύτητα, η οποία ονομάζεται φαινόμενη ταχύτητα.

### 3.7.11 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ ΑΠΟ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟ ΣΤΡΩΜΑ : ΤΟ ΣΤΡΩΜΑ ΚΛΙΝΕΙ ΑΠΟ ΤΑ ΓΕΩΦΩΝΑ ΠΡΟΣ ΤΗΝ ΠΗΓΗ

Τι θα συμβεί αν τοποθετήσουμε την πηγή προς το μέρος που η ασυνέχεια βαθαίνει (downdeep), στα δεξιά, και τους δέκτες αντίθετα (updeep), στα αριστερά; Η γεωμετρία του μοντέλου Γησκαθώς και η πορεία της οριακά διαθλώμενης στην κεκλιμένη ασυνέχεια σεισμικής ακτίνας(μπλε γραμμή), φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.





Σχήμα 3.58 Πορεία οριακά διαθλωμένης σεισμικής ακτίνας [11].

Εργαζόμενοι πανομοιότυπα όπως και στη προηγούμενη περίπτωση και αφού συμβολίσουμε τις αντίστοιχες παραμέτρους που παρέχουν οι σχέσεις (30), (31) και (32) με,  $t_{Tu}$ ,  $S_u$  και  $t_{0u}$  προκύπτουν τελικά οι ακόλουθες αντίστοιχες σχέσεις

$$t_{Tu} = \frac{X}{V_1} \eta \mu(i_c - \theta) + \frac{2Z_d \sigma \eta i_c}{V_1} \quad (34)$$

$$S_u = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{V_1} = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{V_2 \eta \mu i_c} \quad (35)$$

$$t_{0u} = \frac{2Z_u \sigma \eta i_c}{V_1} \quad (36)$$

Από τη σύγκριση του χρόνου διαδρομής  $T_{Tu}$  που παρέχεται από την (34) για την περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας με τον αντίστοιχο χρόνο για τη περίπτωση της οριζόντιας ασυνέχειας που παρέχεται από τη σχέση (18) προκύπτει ότι οι (34) και (18) διαφέρουν κατά το παράγοντα  $\frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{\eta \mu i_c}$  με τον οποίο είναι πολλαπλασιασμένος ο πρώτος προσθετέος της (34). Επειδή ο παράγοντας  $\frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{\eta \mu i_c} < 1$  προκύπτει ότι ο χρόνος διαδρομής, στη περίπτωση που η επιφάνεια ασυνέχειας μεταξύ του στρώματος και του ημιχώρου κλίνει από αριστερά προς τα δεξιά και η πηγή βρίσκεται δεξιά (down dip) από τους δέκτες, είναι μικρότερος του αντίστοιχου χρόνου για την οριζόντια ασυνέχεια. Οι χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα καθώς και οι χρόνοι που θα μετρούσαμε για οριζόντια ασυνέχεια φαίνονται στο παρακάτω διάγραμμα.



**Σχήμα 3.59** Χρόνοι διαδρομής από το κεκλιμένο στρώμα [2].

Οι απευθείας αφίξεις αντιστοιχούν στο ανοικτής απόχρωσης του γκρι τμήμα της δρομοχρονικής καμπύλης και δεν επηρεάζονται από την κλίση του στρώματος. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παράγεται από το κεκλιμένο στρώμα όπως το βλέπουμε στην επιφάνεια αντιστοιχεί στο μαύρου χρώματος τμήμα της δρομοχρονικής. Αυτό που θα παρατηρούσαμε κατά μήκος μιας οριζόντιας ασυνέχειας έχει σχεδιαστεί με στικτή γραμμή. Το οριακά διαθλώμενο κύμα που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης φτάνει σε όλο και μικρότερους χρόνους με αύξηση της απόστασης του γεώφωου από την πηγή. Όπως και προηγουμένως, οι δρομοχρονικές καμπύλες αποτελούνται από τα ίδια ακριβώς συστατικά όπως αυτές που παίρνουμε πάνω από ένα επίπεδο στρώμα (δηλαδή από δυο ευθύγραμμα τμήματα).

Αν ερμηνεύσουμε τα δεδομένα αυτά χωρίς άλλες πληροφορίες, θα προκύψουν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Δεν μπορούμε να συμπεράνουμε για τη κλίση της ασυνέχειας από το σχήμα της δρομοχρονικής καμπύλης. Τόσο στην περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας όσο και στην περίπτωση της οριζόντιας, η καμπύλη αποτελείται από δύο απλά ευθύγραμμα τμήματα. Επομένως, το πιθανότερο είναι ότι θα ερμηνεύσουμε λανθασμένα τις παρατηρήσεις, σαν να προέκυψαν από μια απλή επίπεδη ασυνέχεια.
- Μπορούμε να υπολογίσουμε την ταχύτητα του στρώματος από την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης της απευθείας άφιξης.
- Όταν χρησιμοποιούμε την κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης του οριακά διαθλώμενου κύματος, υπολογίζουμε μια ταχύτητα για τον ημιχώρο η οποία είναι πολύμεγάλη, και δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ταχύτητα, η οποία όπως και στη προηγούμενη περίπτωση που το στρώμα έκλινε από τη πηγή προς τα γεώφωνα, ονομάζεται φαινόμενη ταχύτητα.

Οι σχέσεις (31) και (35) γράφονται αντίστοιχα και ως

$$\eta\mu(i_c+\theta) = S_d V_1 \quad \text{ή} \quad i_c+\theta = \text{τοξη}\mu(S_d V_1) \quad (37)$$

$$\eta\mu(i_c-\theta) = S_u V_1 \quad \text{ή} \quad i_c-\theta = \text{τοξη}\mu(S_u V_1) \quad (38)$$

με πρόσθεση κατά μέλη των (37) και (38) προκύπτει τελικά ότι

$$i_c = \frac{1}{2} [\text{τοξη}\mu(S_d V_1) + \text{τοξη}\mu(S_u V_1)] \quad (39)$$

με αφαίρεση κατά μέλη των (37) και (38) προκύπτει τελικά ότι

$$i_c = \frac{1}{2} [\text{τοξη}\mu(S_d V_1) - \text{τοξη}\mu(S_u V_1)] \quad (40)$$

Τα  $S_d$  και  $S_u$  είναι οι κλίσεις των δευτέρων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που φαίνονται στα προηγούμενα διαγράμματα και συνεπώς είναι γνωστές ποσότητες δεδομένου ότι μπορούν να μετρηθούν από τις δρομοχρονικές καμπύλες. Η ταχύτητα  $V_1$  επίσης είναι γνωστή ποσότητα δεδομένου ότι προκύπτει από το αντίστροφο της κλίσης του πρώτου κλάδου των δρομοχρονικών καμπύλων. Κατόπιν αυτών οι σχέσεις (39) και (40) μας παρέχουν την κλίση  $\theta$  της ασυνέχειας και την οριακή γωνία  $i_c$ . Επειδή (νόμος του Snell) και η  $V_1$  είναι ήδη υπολογισμένη, μπορούμε πλέον να υπολογίσουμε και την ταχύτητα  $V_2$ .

Οι χρόνοι συνάντησης  $dt\theta$  και  $ut\theta$  είναι γνωστοί από το σημείο που ορίζουν στον άξονα των χρόνων οι προς τα πίσω προεκτάσεις των δευτέρων κλάδων των δρομοχρονικών καμπύλων που προκύπτουν από τις εκρήξεις αριστερά και δεξιά του αναπτύγματος των γεωφώνων. Κατόπιν τούτων από τις σχέσεις (32) και (36) είναι πλέον δυνατόν να προσδιορίσουμε τις αποστάσεις (καθέτους)  $Z_d$  και  $Z_u$  των θέσεων των εκρήξεων μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια. Πρέπει να διευκρινίσουμε ότι οι αποστάσεις  $dZ$  και  $uZ$  δεν εκφράζουν στη περίπτωση της κεκλιμένης ασυνέχειας τα βάθη μέχρι την ασυνέχεια όπως συνέβαινε με τη περίπτωση του οριζόντιου στρώματος. Εδώ τα βάθη μέχρι την κεκλιμένη ασυνέχεια κάτω από τις θέσεις των εκρήξεων εκφράζουν οι κατακόρυφες αποστάσεις  $dh$  και  $uh$  που φαίνονται στα αντίστοιχα σχήματα. Τα βάθη  $h_d$  και  $h_u$  είναι τελικά δυνατόν να προσδιορισθούν από τις αποστάσεις  $Z_d$  και  $Z_u$  μέσω των σχέσεων

$$h_d = Z_d \sin\theta \quad \text{και} \quad h_u = Z_u \sin\theta$$

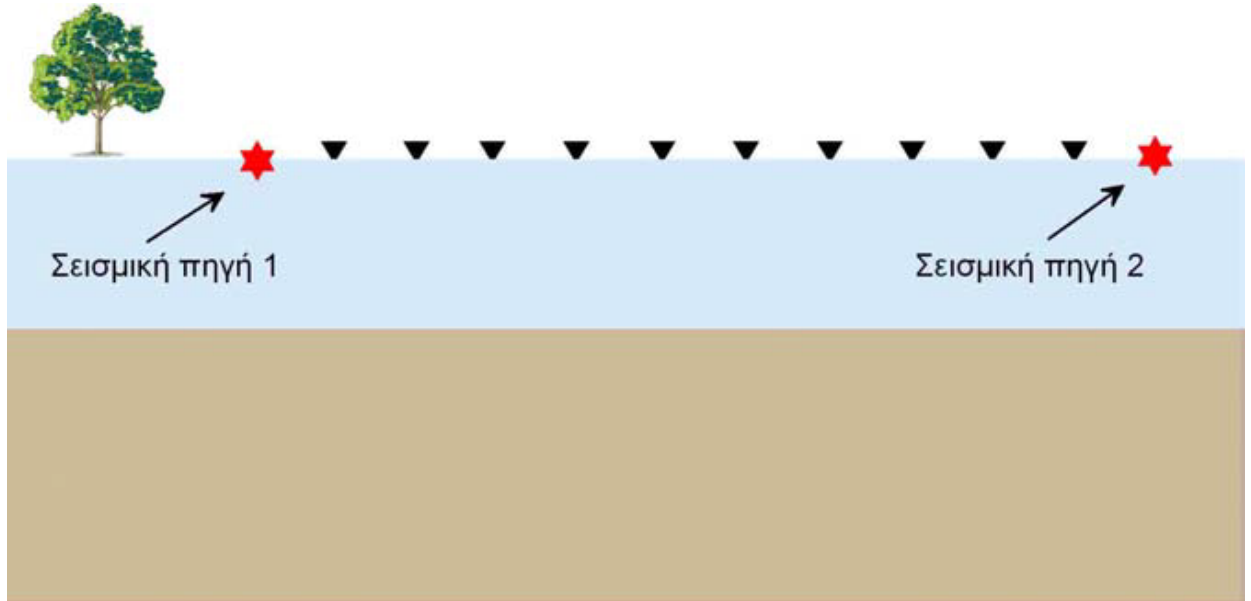
που τις συνδέουν.

### 3.7.12 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΤΩΝ ΚΕΚΛΙΜΕΝΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

Προηγουμένως είδαμε ότι οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν πάνω από κεκλιμένα στρώματα έχουν το ίδιο σχήμα με αυτές που προκύπτουν πάνω από οριζόντια στρώματα. Από τις δρομοχρονικές καμπύλες μπορούμε να πούμε αν τα στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι. Αν και η μορφή των καμπυλών είναι η ίδια, παρατηρούμε ότι η κλίση της δρομοχρονικής καμπύλης που ορίζεται από την διαθλώμενη άφιξη και τον χρόνο συνάντησης της

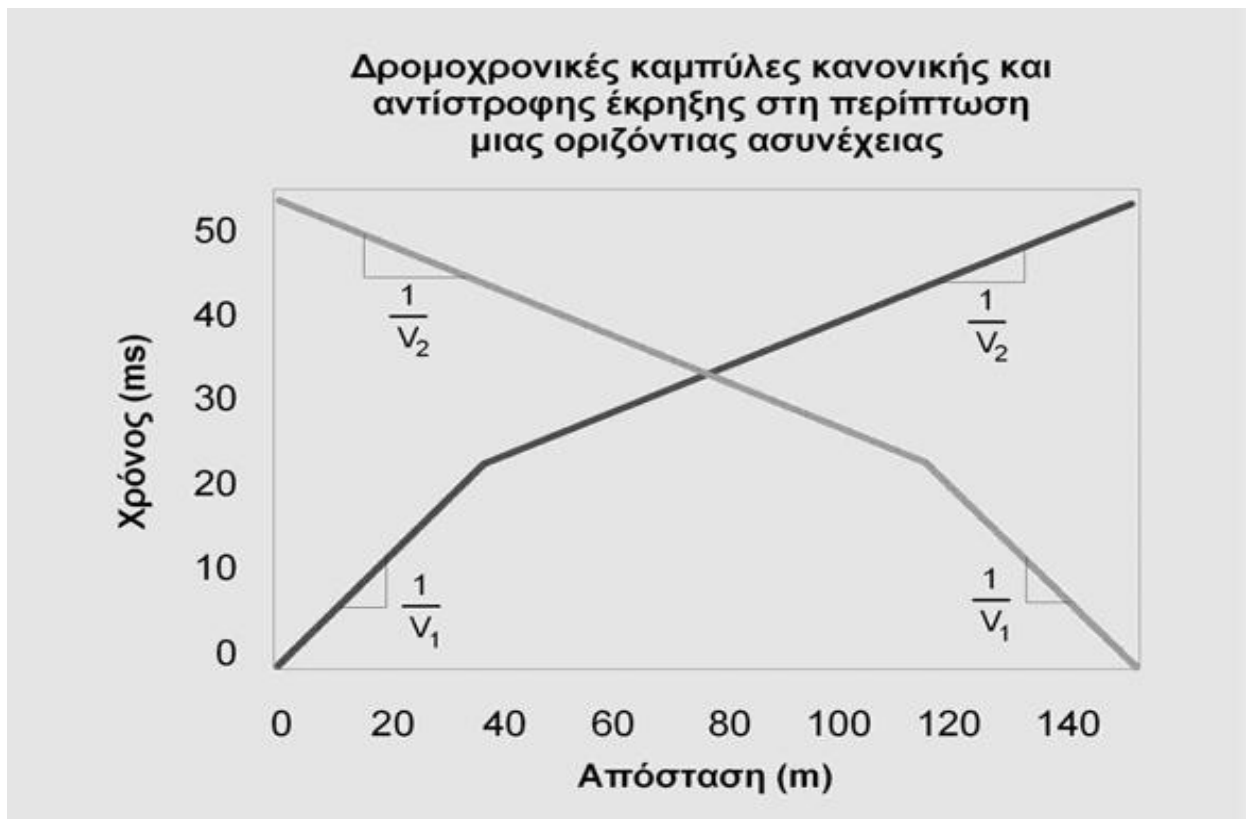
διαθλώμενης άφιξης διαφέρει ανάλογα αν η πυροδότηση γίνεται προς τομέρος της ασυνέχειας που βαθαινει ή αντίστροφα.

Έστω ότι συλλέγουμε σεισμικές παρατηρήσεις διάθλασης πάνω από μία επίπεδη, οριζόντια επιφάνεια ασυνέχειας όπως φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



**Σχήμα 3.60** Μοντέλο οριζόντιας επιφάνειας ασυνέχειας [2].

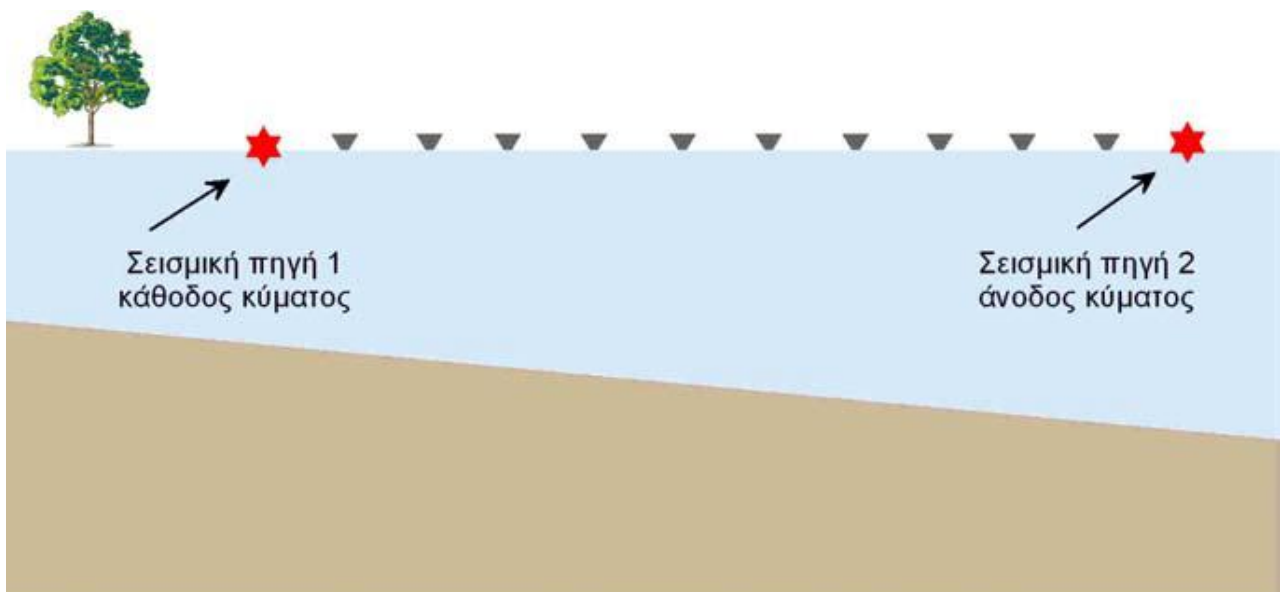
Τοποθετούμε μια σειρά γεωφώνων με ορισμένη απόσταση μεταξύ τους από δεξιά προς τα αριστερά (συμπαγή μαύρα ανάποδα τρίγωνα). Μετά, τοποθετούμε την πηγή μας στα αριστερά της γραμμής των γεωφώνων και μετράμε τους χρόνους διαδρομής. Στη συνέχεια, μετακινούμε την πηγή μας σε ίση απόσταση στα δεξιά της γραμμής των γεωφώνων και ξαναμετράμε τους χρόνους διαδρομής. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, δεδομένου ότι το στρώμα είναι οριζόντιο και οι αποστάσεις μεταξύ των δύο πηγών είναι οι ίδιες, αλλά απλά αναστραμμένες, περιμένουμε οιδρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε από κάθε πηγή να είναι πανομοιότυπες όταν σχεδιάζονται συναρτήσε της απόστασης πηγής-δέκτη αλλά αντίστροφες όταν σχεδιάζονται συναρτήσε της θέσης των γεωφώνων. Ένα διάγραμμα της δεύτερης περίπτωσης φαίνεται στο επόμενο σχήμα.



**Σχήμα 3.61** Δρομοχρονικές καμπύλες κανονικής και αντίστροφης έκρηξης στη περίπτωση μιας οριζόντιας ασυνέχειας (Αναπαραγωγή εικόνας από ThomasM. Boyd, 1999).

Στο συγκεκριμένο διάγραμμα, φαίνεται ότι η πρώτη πηγή βρίσκεται στη θέση των 0m, και η δεύτερη στη θέση των 150m. Επειδή η γεωμετρία του στρώματος είναι η ίδια κάτω από όλες τις πηγές και τους δέκτες, ανεξάρτητα από τη θέση στην οποία βρίσκονται, από τη στιγμή που οι αποστάσεις από την πηγή είναι σταθερές, οι δρομοχρονικές καμπύλες θα έχουν ακριβώς το ίδιο σχήμα.

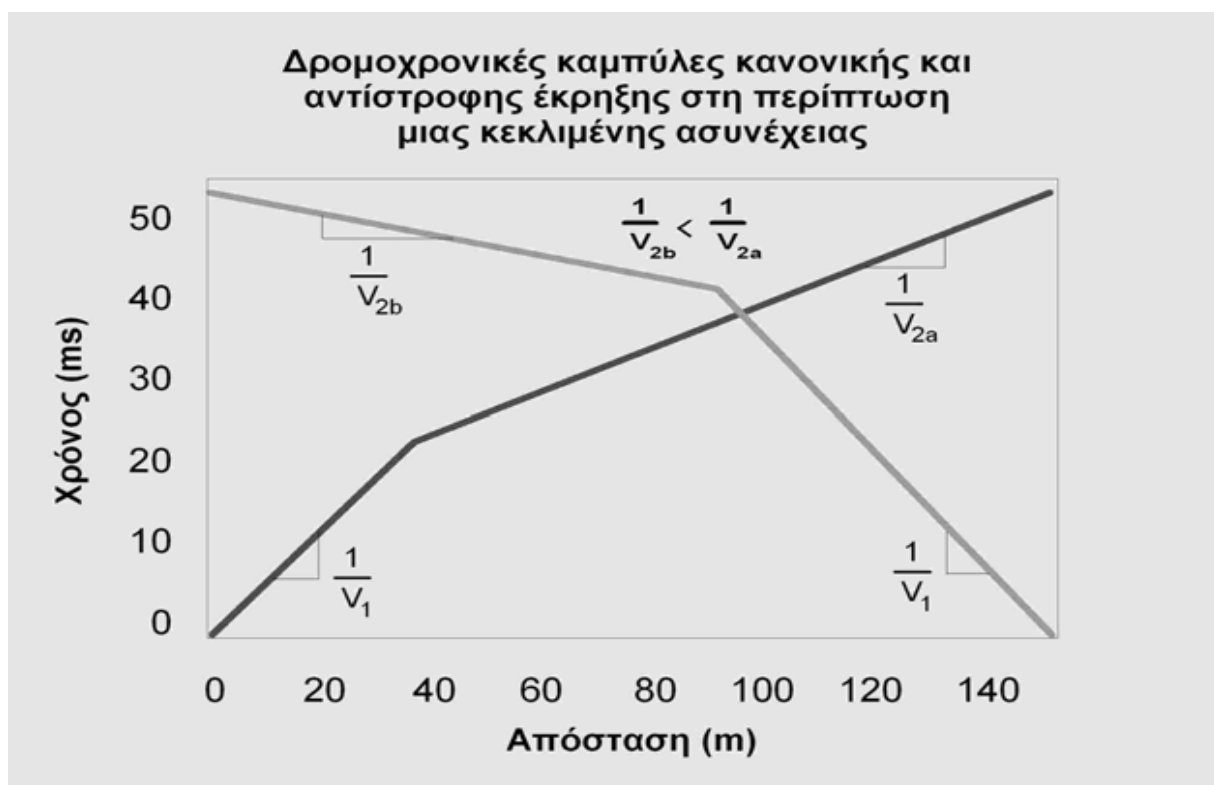
Έστω ότι πραγματοποιούμε το ίδιο πείραμα πάνω από ένα κεκλιμένο στρώμα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



**Σχήμα 3.62** Μοντέλο ενδιαφέροντος [2].



Οι αντίστοιχες δρομοχρονικές καμπύλες δείχνονται παρακάτω. Υπενθυμίζουμε ότι όταν η πυροδότηση γίνεται στο μέρος που η ασυνέχεια βαθαίνει (shootingdown dip), η δρομοχρονική καμπύλη του οριακά διαθλώμενου κύματος έχει κλίση μεγαλύτερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μεγαλύτερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή. Πυροδοτώντας από την αντίθετη κατεύθυνση (shootingup dip) η δρομοχρονική καμπύλη έχει κλίση μικρότερη από  $1/V_2$  και χρόνο συνάντησης από τα οποία μπορούμε να υπολογίσουμε ένα βάθος μέχρι την ασυνέχεια μικρότερο από το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την πηγή.



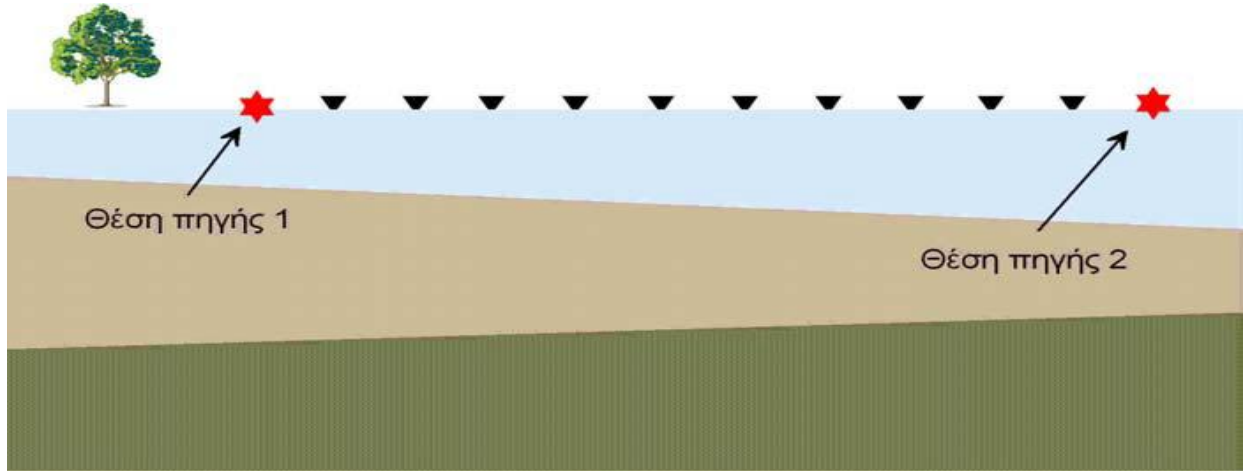
**Σχήμα 3.63** Δρομοχρονικές καμπύλες κανονικής και αντίστροφης έκρηξης στην περίπτωση μιας κεκλιμένης ασυνέχειας (Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999).

Επομένως, συλλέγοντας παρατηρήσεις της διάθλασης σε δύο διευθύνσεις, μπορούμε να καθορίσουμε άμεσα αν τα υπόγεια στρώματα είναι κεκλιμένα ή όχι. Αν υπάρχουν κεκλιμένα στρώματα, οι δρομοχρονικές καμπύλες που παίρνουμε στις δύο διευθύνσεις δεν είναι πλέον αντικατοπτρικές (συμμετρικές).

### 3.7.13 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΚΛΙΣΗΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΑΠΟ ΤΙΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΤΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

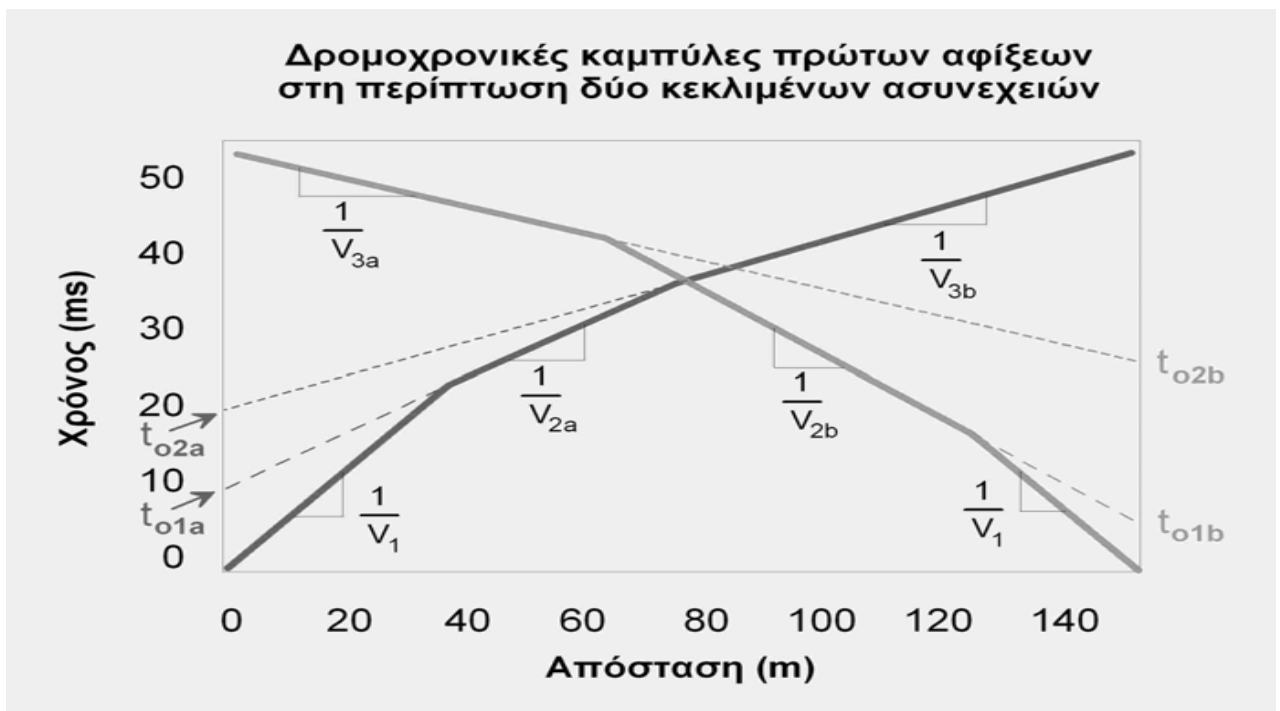
Παρόλο που μπορούμε να πάρουμε ακριβείς εκφράσεις από τις οποίες να υπολογίζουμε τα βάθη και τις κλίσεις πολλαπλών κεκλιμένων στρωμάτων από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων, για τους σκοπούς μας αρκεί να είμαστε σε θέση να υπολογίσουμε τις παραμέτρους αυτές από τις καταγραφές της υπαίθρου. Η διαδικασία για τον υπολογισμό των παραμέτρων αυτών που περιγράφεται στο κεφάλαιο αυτό ισχύει μόνο όταν τα στρώματα δεν έχουν πολύ μεγάλες κλίσεις.

Όπως και στην περίπτωση των πολλαπλών οριζόντιων στρωμάτων, τα πολλαπλά κεκλιμένα στρώματα επίσης παράγουν οριακά διαθλώμενα κύματα τα οποία φτάνουν στην επιφάνεια και από τα οποία μπορεί να καθοριστεί η υπόγεια δομή της Γης. Οι ίδιες προειδοποιήσεις (ήπεριορισμοί) ισχύουν και στην περίπτωση αυτή σχετικά με τις δομές αυτές που δεν γίνεται να προκύψουν από τις παρατηρήσεις των πρώτων αφίξεων.



Σχήμα 3.64 Μοντέλο ενδιαφέροντος [2].

Επομένως, γενικά, δομές της Γης όπως η παραπάνω παράγουν δρομοχρονικές καμπύλες όπως αυτές του παρακάτω σχήματος από τις οποίες μπορούν να υπολογιστούν τα βάθη και οι κλίσεις κάθε στρώματος. Και πάλι, για να αναγνωρίσουμε την παρουσία των κεκλιμένων στρωμάτων, πρέπει να συλλέξουμε δεδομένα από εκρήξεις σε δύο διευθύνσεις. Παρατηρούμε ότι στο συγκεκριμένο παράδειγμα, η επίδραση της κλίσης στους μετρούμενους χρόνους διαδρομής είναι μάλλον ανεπαίσθητη. Κάθε στρώμα στο μοντέλο αυτό κλίνει κατά μισό βαθμό.



Σχήμα 3.65 Δρομοχρονικές καμπύλες πρώτων αφίξεων στη περίπτωση δύο κεκλιμένων ασυνεχειών (Αναπαραγωγή εικόνας από Thomas M. Boyd, 1999).

Αν οι κλίσεις είναι μικρές μπορούμε να εκτιμήσουμε τη δομή κάτω από κάθε πηγή δεχόμενοι ότι οι κλίσεις είναι ίσες με μηδέν και χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις που έχουμε ήδη εξετάσει. Αφού το κάνουμε αυτό για κάθε πηγή, μπορούμε τότε να υπολογίσουμε την κλίση κάθε στρώματος. Η διαδικασία που ακολουθείται για το σκοπό αυτό περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα:

- Καθορισμό της κλίσης κάθε ευθύγραμμου τμήματος στις δρομοχρονικές καμπύλες και των δύο πηγών.
- Οι κλίσεις των πρώτων κλάδων των δύο δρομοχρονικών καμπυλών πρέπει να είναι ίσες μεταξύ τους και να έχουν τιμή ίση με  $1/V_1$ .
- Για τα τμήματα των δρομοχρονικών που αντιπροσωπεύουν την διαθλώμενη άφιξη, υπολογισμός του μέσου όρου των κλίσεων της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το ανερχόμενο μέρος της ασυνέχειας (updip) και της διαθλώμενης άφιξης που ταξιδεύει προς το κατερχόμενο (downdip) σε κάθε διαθλαστήρα. Αυτό απαιτεί να αναγνωρίσουμε στις δρομοχρονικές καμπύλες τα τμήματα της καμπύλης που προέρχονται από την ίδια ασυνέχεια. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, θα υπολογίζαμε το μέσο όρο των κλίσεων  $1/V_{2a}$  και  $1/V_{2b}$  και των κλίσεων  $1/V_{3a}$  και  $1/V_{3b}$ . Στον υπολογισμό αυτό χρησιμοποιούμε την απόλυτη τιμή της κλίσης
- Υπολογίζουμε την τιμή των  $V_2$  και  $V_3$  χρησιμοποιώντας το αντίστροφο του μέσου όρου που υπολογίσαμε στο προηγούμενο βήμα.
- Χρησιμοποιώντας τις ταχύτητες αυτές, τους χρόνους συνάντησης σε κάθε πηγή ( $t_{01a}$  και  $t_{02a}$  για την πηγή στα αριστερά και  $t_{01b}$  και  $t_{02b}$  για την πηγή στα δεξιά) μπορούμε από τις εξισώσεις που είδαμε προηγουμένως να υπολογίσουμε το βάθος κάθε στρώματος κάτω από κάθε πηγή.

Από τα βάθη αυτά και γνωρίζοντας την απόσταση που χωρίζει τις δύο πηγές, υπολογίζουμε την κλίση κάθε στρώματος.

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΕΔΙΟΥ**

Για την έρευνα χρησιμοποιήθηκαν 24 γεώφωνα χαμηλής συχνότητας (4,5 Hz) γεοφ. Το καταγραφόμενο μήκος ήταν 2048ms. Οι βολές ανά περιοχή, καθώς και τα ονόματα των συλλεχθέντων δεδομένων περιγράφονται παρακάτω.

Geophones	Geophones layout (m) / Site#				Shots layout (m) / Site #			
	S1	S2	S3	S5	S1	S2	S3	S4
1	2	1	2	2	0	0	0	0
2	6	5	6	6	4	3	4	4
3	10	9	10	10	8	7	8	8
4	14	13	14	14	12	11	12	12
5	18	17	18	18	16	15	16	16
6	22	21	22	22	20	19	20	20
7	26	25	26	26	24	23	24	24
8	30	29	30	30	28	27	28	28
9	34	33	34	34	32	31	32	32
10	38	37	38	38	36	35	36	36
11	42	41	42	42	40	39	40	40
12	46	45	46	46	44	43	44	44
13	50	49	50	50	48	47	48	48
14	54	53	54	54	52	51	52	52
15	58	57	58	58	56	55	56	56
16	62	61	62	62	60	59	60	60
17	66	65	66	66	64	63	64	64
18	70	69	70	70	68	67	68	68
19	74	73	74	74	72	71	72	72
20	78	77	78	78	76	75	76	76
21	82	81	82	82	80	79	80	80
22	86	85	86	86	84	83	84	84
23	90	89	90	90	88	87	88	88
24	94	93	94	94	92	91	92	92
					96	95	96	96

Όλα τα απαραίτητα CMP που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του τελικού μοντέλου Vs υπολογίστηκαν σύμφωνα με τις εργασίες των Hayashi, K. και Suzuki, H. (2004) και Hayashi, K. (2003).

**4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ**

Τα δεδομένα συλλέχθηκαν σύμφωνα με τις ίδιες παραμέτρους και την ίδια γεωμετρία έρευνας, αλλά με διαφορετικές κατευθύνσεις, δεδομένου ότι η κατεύθυνση της υπό μελέτη γραμμής εξαρτάται από το διαθέσιμο χώρο για τις μετρήσεις μετά την ανασκαφή του χώρου θεμελίωσης. Τα δεδομένα υποβλήθηκαν σε επεξεργασία και παρήχθησαν τα τελικά μοντέλα που παρουσιάζονται στο επόμενο κεφάλαιο. Όπως φαίνεται παρακάτω τα τελικά μοντέλα ταχύτητας εκτιμήθηκαν μετά από 6 έως 10 επαναλήψεις και τα RMS σε κάθε περιοχή ήταν μικρότερα από 6 % (ή 67 m/s). Συνολικά, τα μοντέλα ταχυτήτων που προέκυψαν ήταν αξιόπιστα και καλά.

SITE 1	SITE 2	SITE 3	SITE 5
iter=0 RMS=60.544100 m/s (5.997036%)	iter=0 RMS=68.980411 m/s (6.578530%)	Iter=0 RMS=178.276256 m/s (13.945057%)	iter=0 RMS=83.740920 m/s (6.841570%)
iter=1 RMS=58.653798 m/s (5.626054%)	iter=1 RMS=64.137138 m/s (5.977298%)	Iter=1 RMS=131.965980 m/s (10.590863%)	iter=1 RMS=80.412813 m/s (6.504633%)
iter=2 RMS=57.167307 m/s (5.317292%)	iter=2 RMS=60.256828 m/s (5.483229%)	Iter=2 RMS=85.023209 m/s (6.576897%)	iter=2 RMS=77.816270 m/s (6.219272%)
iter=3 RMS=55.974558 m/s (5.060848%)	iter=3 RMS=57.130370 m/s (5.078021%)	Iter=3 RMS=173.682675 m/s (12.717090%)	iter=3 RMS=75.808674 m/s (5.979658%)
iter=4 RMS=54.998234 m/s (4.857891%)	iter=4 RMS=54.605544 m/s (4.758169%)	Iter=4 RMS=107.846536 m/s (7.091244%)	iter=4 RMS=74.263997 m/s (5.794319%)
iter=5 RMS=54.170795 m/s (4.737364%)	iter=5 RMS=52.551385 m/s (4.498047%)	Iter=5 RMS=95.865689 m/s (6.340834%)	iter=5 RMS=73.075078 m/s (5.645771%)
iter=6 RMS=53.459089 m/s (4.636920%)	iter=6 RMS=50.857689 m/s (4.282419%)	Iter=6 RMS=66.682734 m/s (5.644437%)	iter=6 RMS=72.152220 m/s (5.526107%)
iter=7 RMS=52.817695 m/s (4.573974%)	iter=7 RMS=49.438871 m/s (4.100192%)		iter=7 RMS=71.440034 m/s (5.433297%)
iter=8 RMS=52.236047 m/s (4.519307%)	iter=8 RMS=48.219353 m/s (3.948068%)		iter=8 RMS=70.880271 m/s (5.359822%)
iter=9 RMS=51.697351 m/s (4.470752%)	iter=9 RMS=47.158368 m/s (3.821225%)		iter=9 RMS=70.437342 m/s (5.298122%)



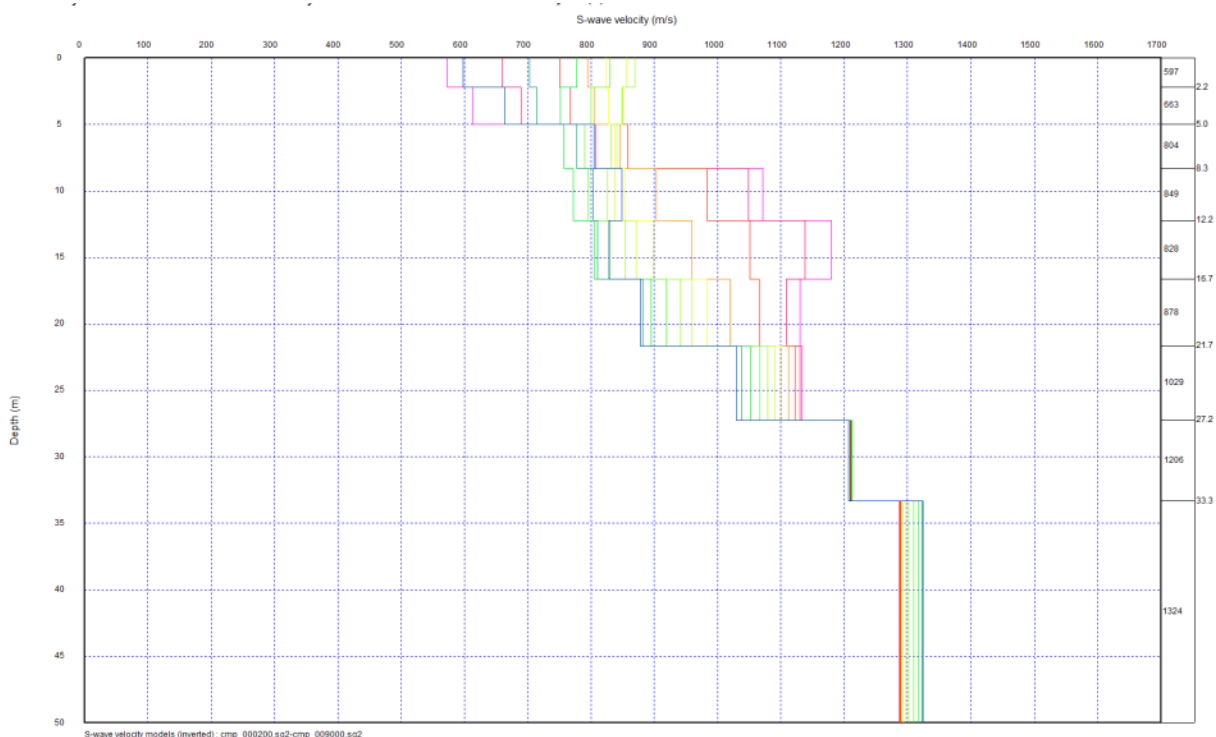
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την επεξεργασία των δεδομένων υπαίθρου και η συσχέτισή του με τη γεωλογική δομή της περιοχής ενδιαφέροντος.

### 5.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

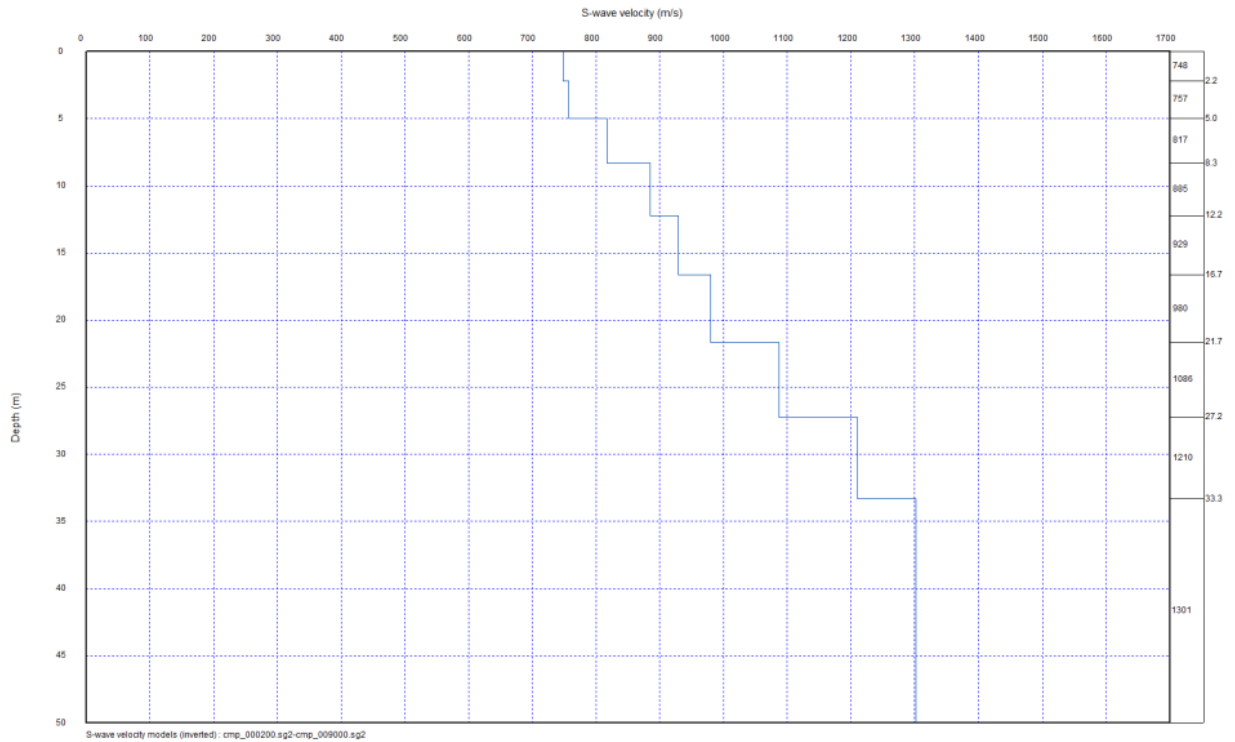
#### ΘΕΣΗ 1

Στο σχήμα 5.1 απεικονίζονται οι αλλαγές στην ταχύτητα με το βάθος μέχρι το μέγιστο βάθος των 50 μέτρων. Σε γενικές γραμμές η ταχύτητα S αυξάνεται με το βάθος φθάνοντας στο κάτω μέρος τα 1200 m/s.



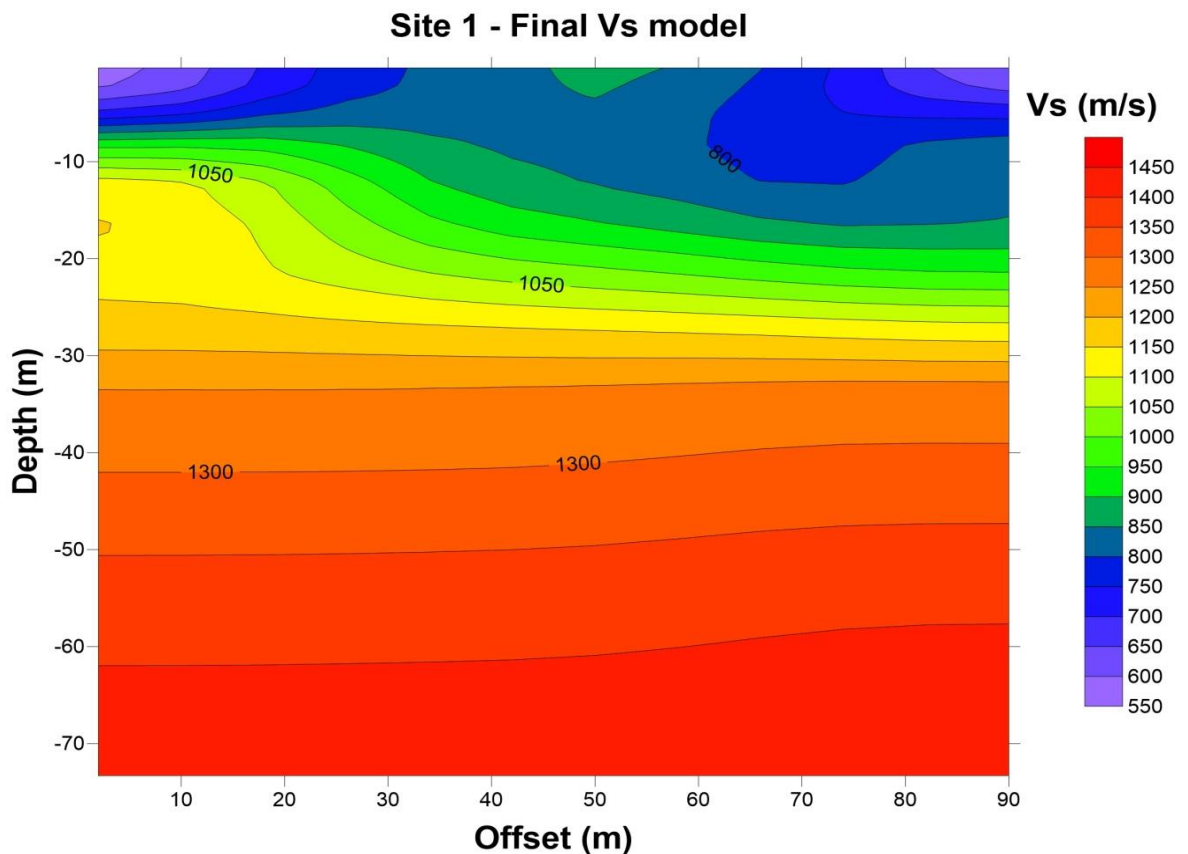
**Σχήμα 5.1** Θέση 1 – Μεταβολή της ταχύτητας S με το βάθος.

Στο σχήμα 5.2 παρουσιάζεται η μέση ταχύτητα που υπολογίστηκε από το Σχήμα 5.1.



Σχήμα 5.2 Θέση 1 – Μέση ταχύτητα S.

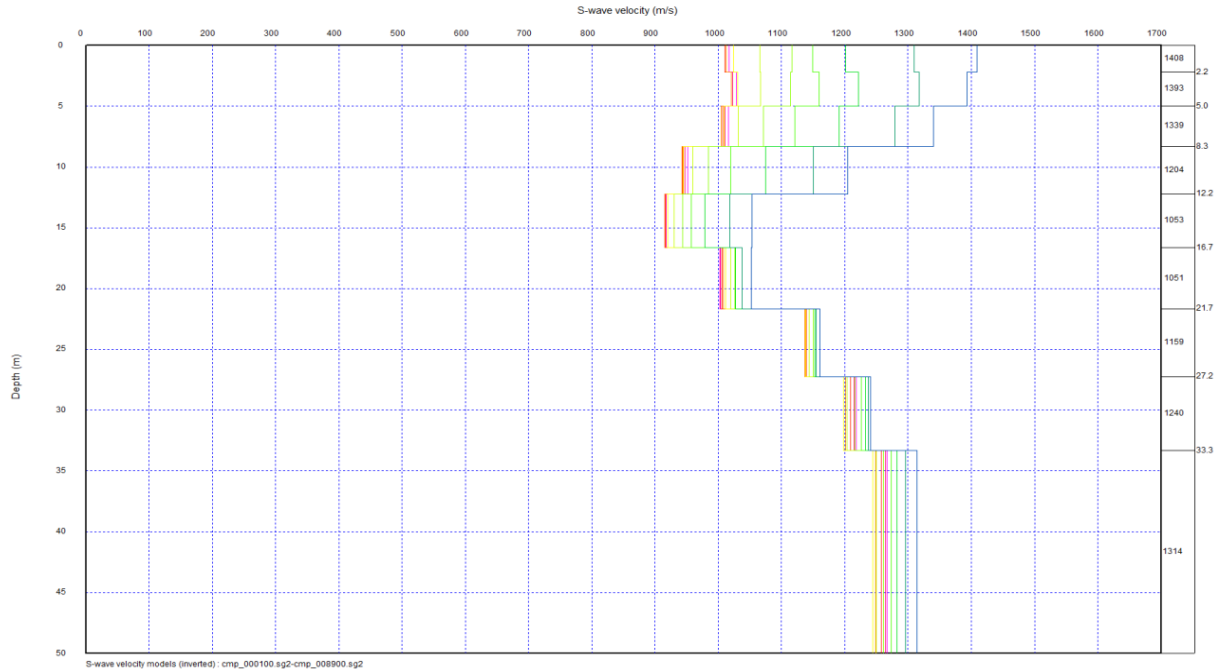
Το τελικό 2D μοντέλο της ταχύτητας S παρουσιάζεται στο σχήμα 5.3. Στην επιφάνεια η ταχύτητα είναι περίπου 750 m/s μέχρι το μέσο βάθος των 12 μέτρων. Μετά από τα 15 μέτρα και μέχρι το βάθος των 40 μέτρων, η ταχύτητα αυξάνεται από 750 m/s έως 1300 m/s.



Σχήμα 5.3 Θέση 1 - Τελικό ανεστραμμένο 2D μονέλο ταχύτητας S.

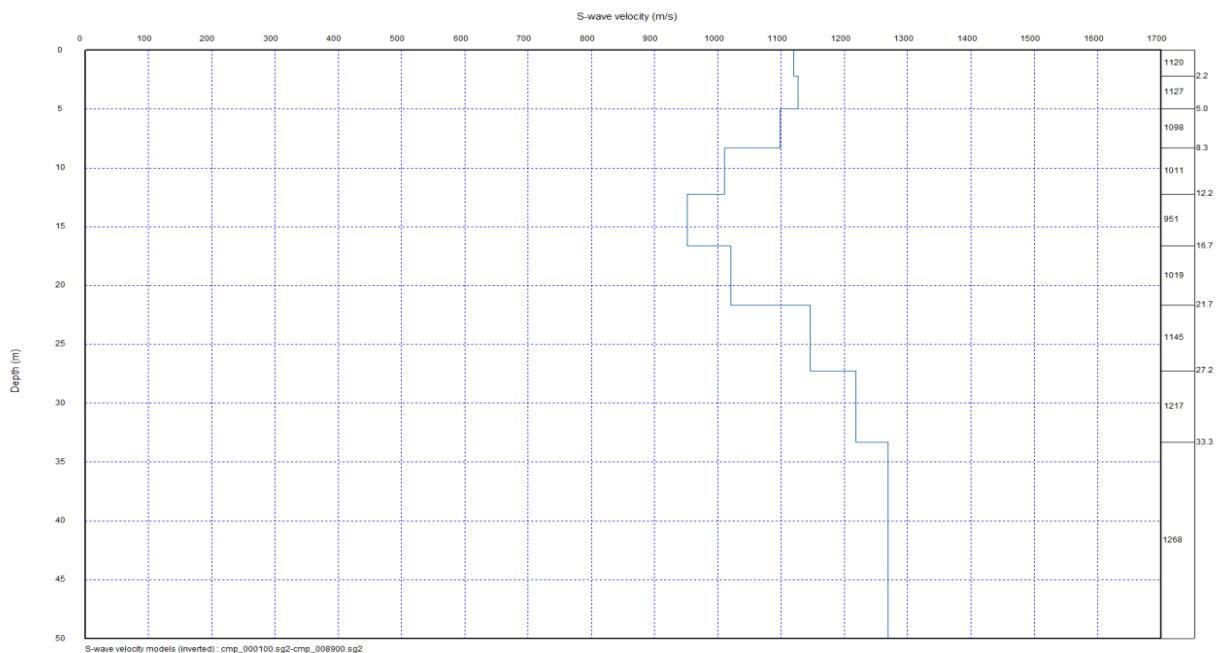
## ΘΕΣΗ 2

Από την επιφάνεια μέχρι το βάθος των 8 μέτρων, η μέση ταχύτητα είναι 1100 m/s (Σχήμα 5.4). Ένα στρώμα χαμηλών ταχυτήτων απεικονίζεται σε βάθος 8-22 μέτρα με μέση ταχύτητα περίπου 975 m/s. Μετά από τα 20 μέτρα βάθος, η ταχύτητα αυξάνεται σταδιακά μέχρι τη μέγιστη ταχύτητα των 1280 m/s σε βάθος 50 μέτρων.



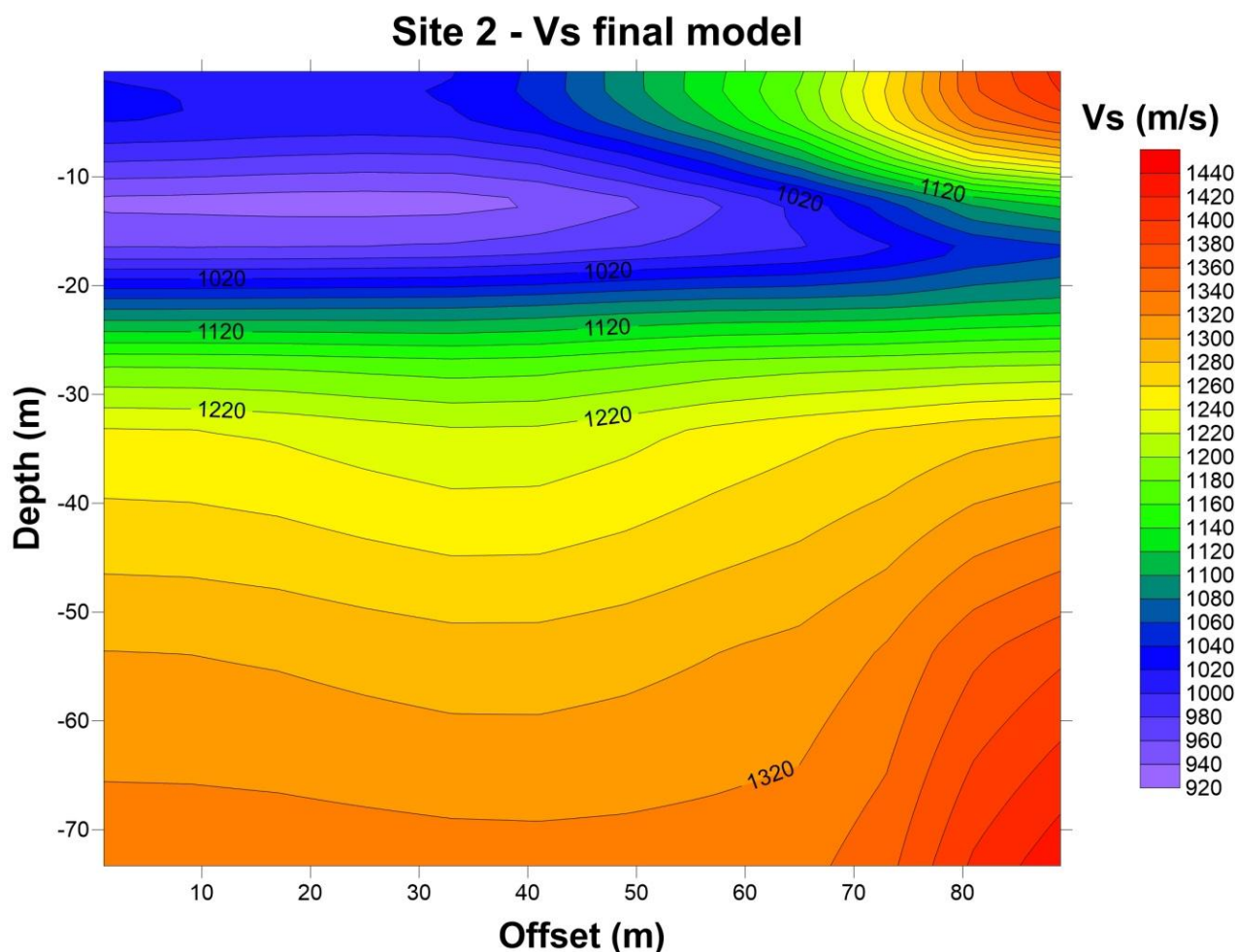
Σχήμα 5.4 Θέση 2 – Μεταβολή της ταχύτητας S με το βάθος.

Στο σχήμα 5.5 απεικονίζεται η τελική μέση ταχύτητα από το σχήμα 5.4.



Σχήμα 5.5 Θέση 2 - Μέση ταχύτητα S.

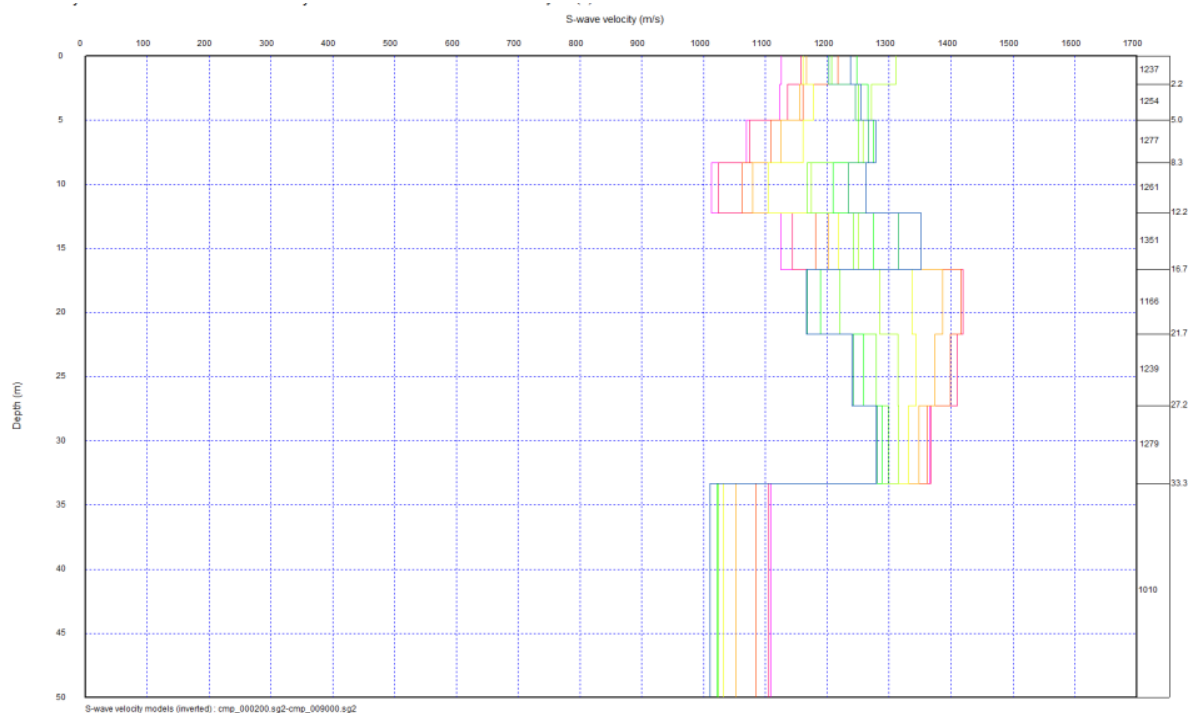
Το τελικό Η 2D μοντέλο των ταχυτήτων S για τη θέση 2, παρουσιάζεται στο σχήμα 5.6. Στην επιφάνεια η ταχύτητα είναι περίπου 1100 m/s μέχρι το μέσο βάθος 12 μέτρων. Μετά από τα 22 μέτρα και μέχρι το βάθος των 40 μέτρων, η ταχύτητα αυξάνεται από 1100 m/s έως 1300 m/s.



**Σχήμα 5.6** Θέση 2 - Τελικό ανεστραμμένο 2D μονέλο ταχύτητας S.

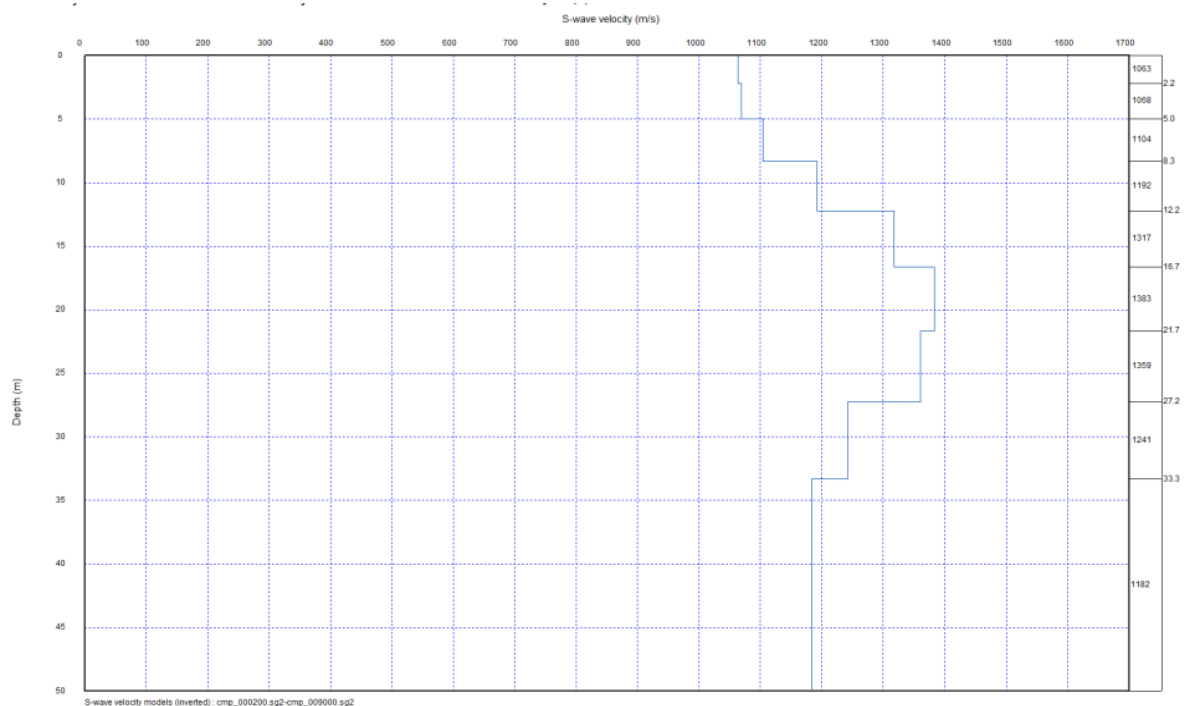
### ΘΕΣΗ 3

Από την επιφάνεια μέχρι το βάθος των 20 μέτρων, η μέση ταχύτητα αυξάνεται από την ταχύτητα των 1080 m/s μέχρι την ταχύτητα των 1380 m/s. Μετά από το βάθος των 20 μέτρων και μέχρι το βάθος των 33 μέτρων, η ταχύτητα μειώνεται. Η ταχύτητα σε αυτό το βάθος είναι 1180 m/s. Η ταχύτητα μέχρι τον πυθμένα του μοντέλου είναι σταθερή και ίση με 1180 m/s (Σχήμα 5.7).



**Σχήμα 5.7** Θέση 3 - Μεταβολή της ταχύτητας S με το βάθος.

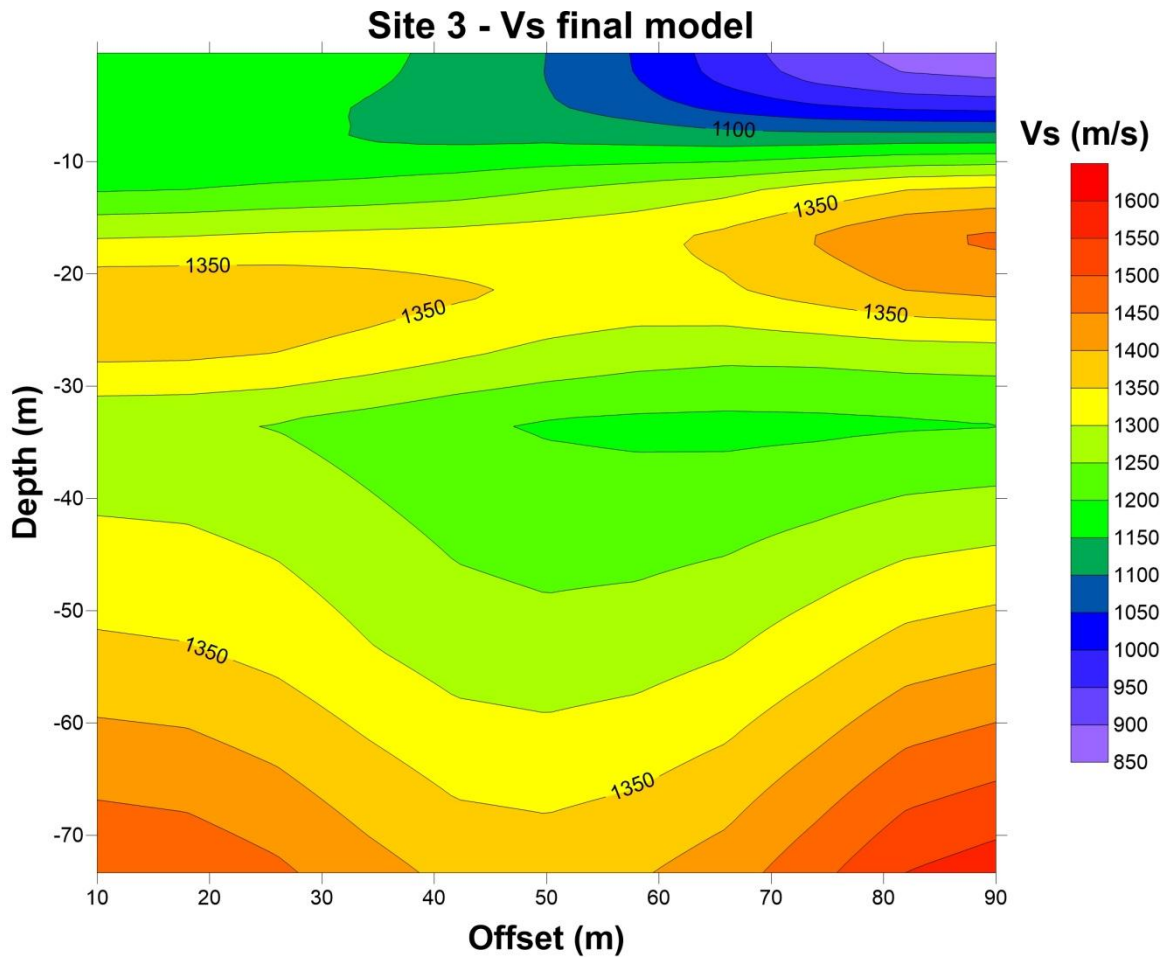
Στο σχήμα 5.8 απεικονίζεται η τελική μέση ταχύτητα από το σχήμα 5.7.



**Σχήμα 5.8** Θέση 3 - Μέση ταχύτητα S.

Το τελικό 2D μοντέλο των ταχυτήτων S για τη θέση 3, παρουσιάζεται στο σχήμα 5.9. Στην επιφάνεια η ταχύτητα είναι περίπου 1050 m/s μέχρι το μέσο βάθος των 15-17 μέτρων. Μετά από τα 17 μέτρα και μέχρι το βάθος των 30 μέτρων, η ταχύτητα αυξάνεται από 1050 m/s έως 1350 m/s. Σε αυτό το βάθος, βρέθηκε ένα στρώμα χαμηλής ταχύτητας (μέση ταχύτητα 1,200 m/s) με πάχος περίπου 15 μέτρα.

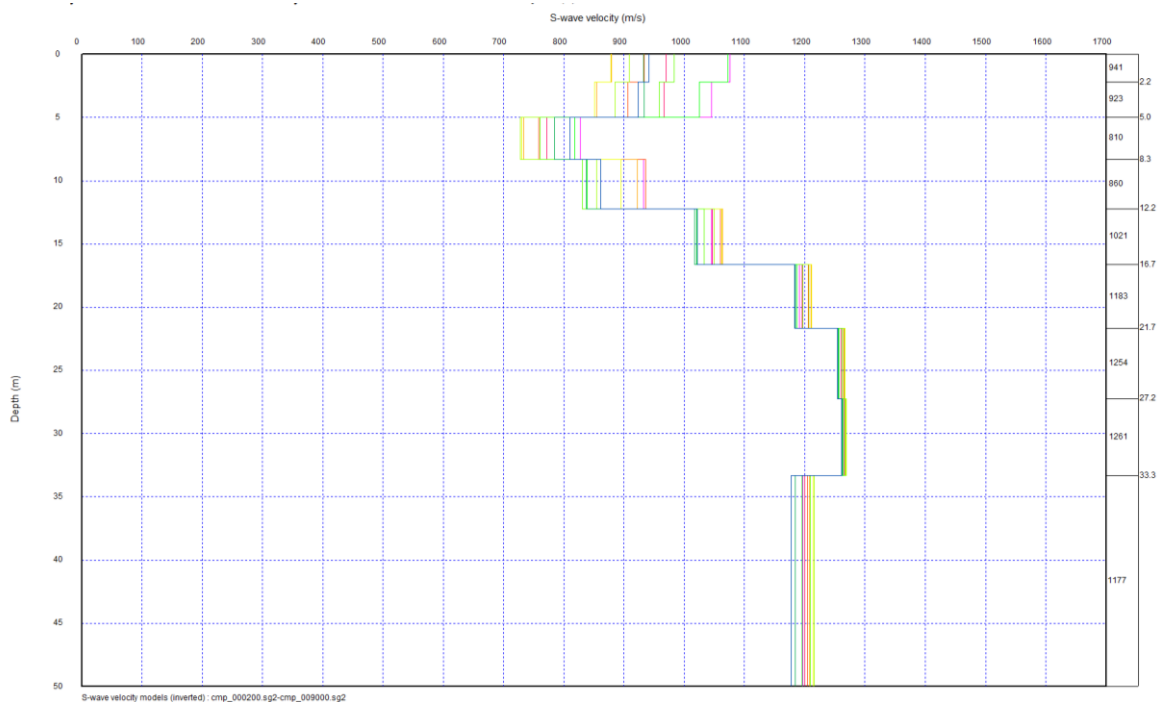




Σχήμα 5.9 Θέση 3 - Τελικό ανεστραμμένο 2D μονέλο ταχύτητας S.

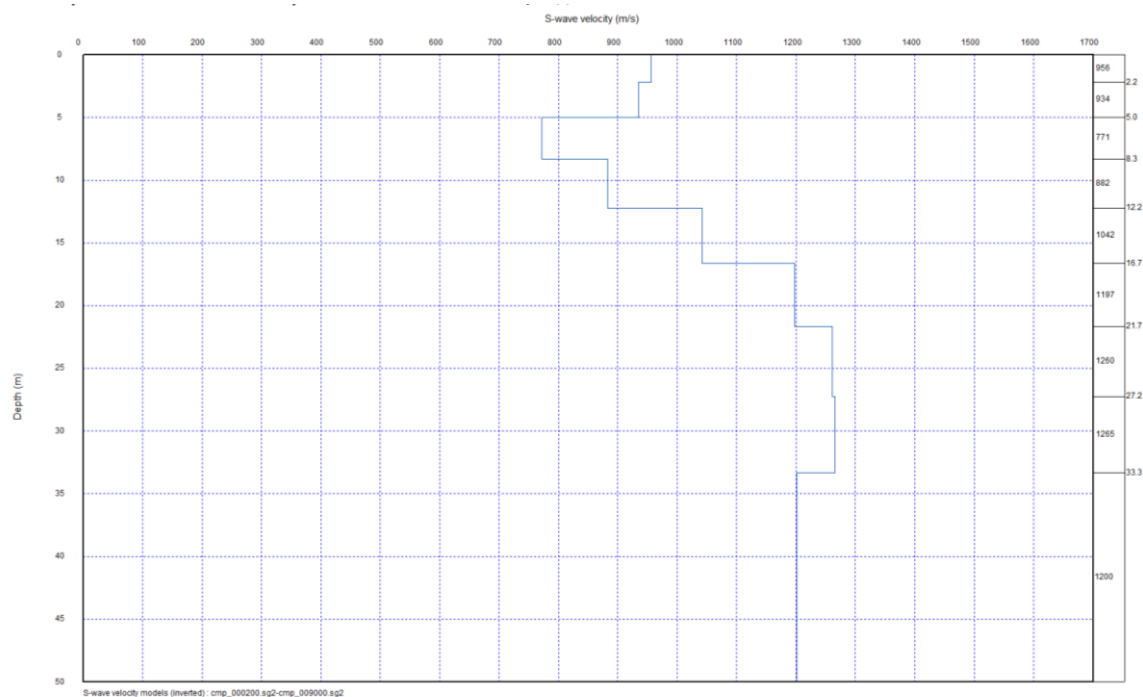
## ΘΕΣΗ 5

Από την επιφάνεια μέχρι το βάθος των 5 μέτρων, η μέση ταχύτητα μειώνεται από την ταχύτητα των 950 m/s μέχρι την ταχύτητα των 780 m/s. Μετά από το βάθος των 8 μέτρων και μέχρι το βάθος των 30-35 μέτρων, η ταχύτητα αυξάνεται. Η ταχύτητα σε αυτό το βάθος είναι 1250 m/s. Η ταχύτητα μέχρι τον πυθμένα του μοντέλου ταχύτητα είναι σταθερή και ίση με 1200 m/s (Σχήμα 5.10).



**Σχήμα 5.10** Θέση 5 - Μεταβολή της ταχύτητας S με το βάθος.

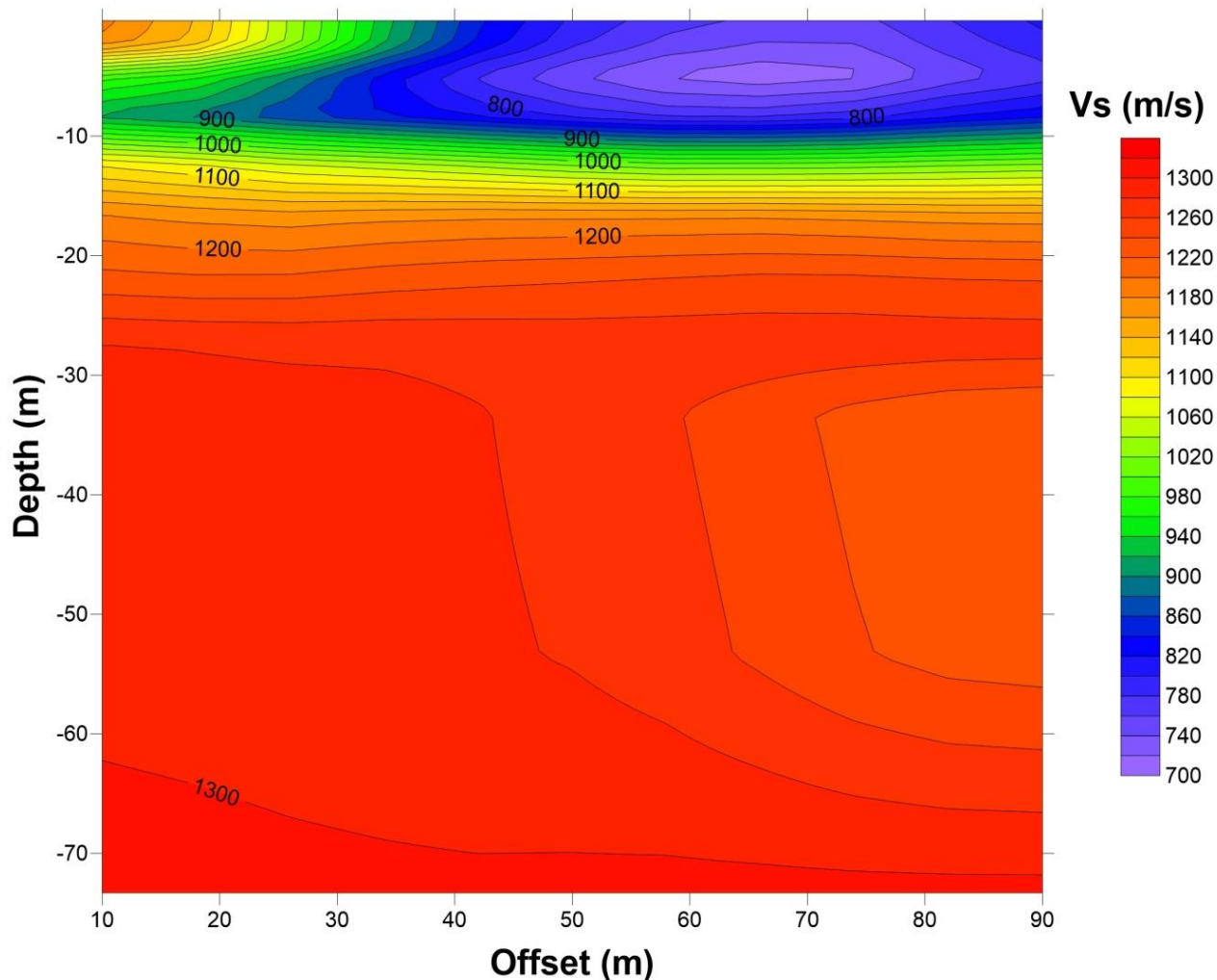
Στο σχήμα 5.11 απεικονίζεται η τελική μέση ταχύτητα από το σχήμα 5.10.



**Σχήμα 5.11** Θέση 5 - Μέση ταχύτητα S.

Το τελικό 2D μοντέλο των ταχυτήτων S για τη θέση 5, παρουσιάζεται στο σχήμα 5.12. Στην επιφάνεια η ταχύτητα είναι περίπου 800 m/s μέχρι το μέσο βάθος των 10 μέτρων. Μετά από τα 10 μέτρα και μέχρι το βάθος των 40 μέτρων, η ταχύτητα αυξάνεται από 800 m/s έως 1250 m/s.

### Site 5 - Final Vs model

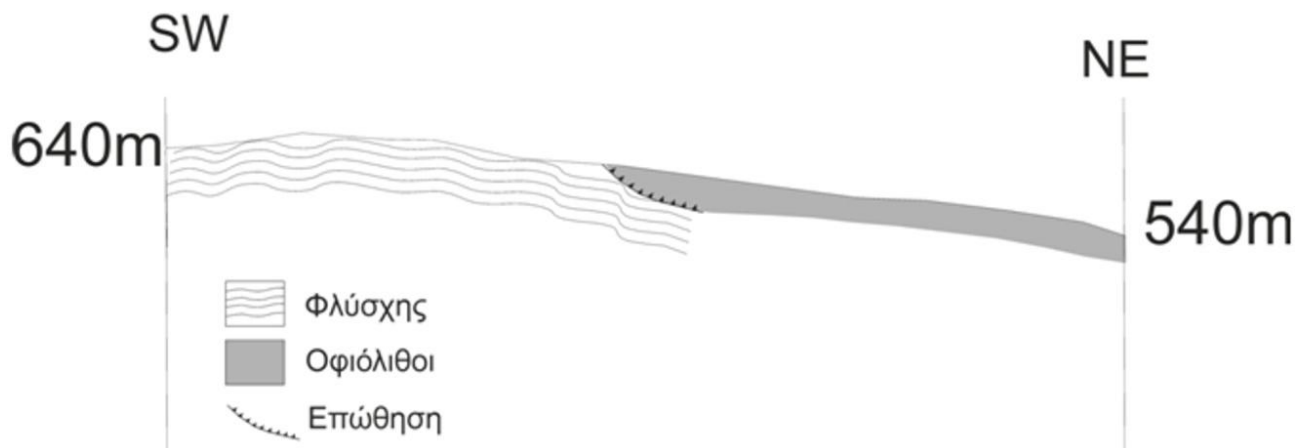


Σχήμα 5.12 Θέση 5 - Τελικό ανεστραμμένο 2D μονέλο ταχύτητας S.

## 5.2 ΕΡΜΗΝΕΙΑ

Για την ερμηνεία των μοντέλων Vs, κατασκευάστηκε μια γεωλογική τομή που διέρχεται μέσω των θέσεων όπου οι ανεμογεννήτριες πρόκειται να κατασκευαστούν (Σχήμα 5.13).

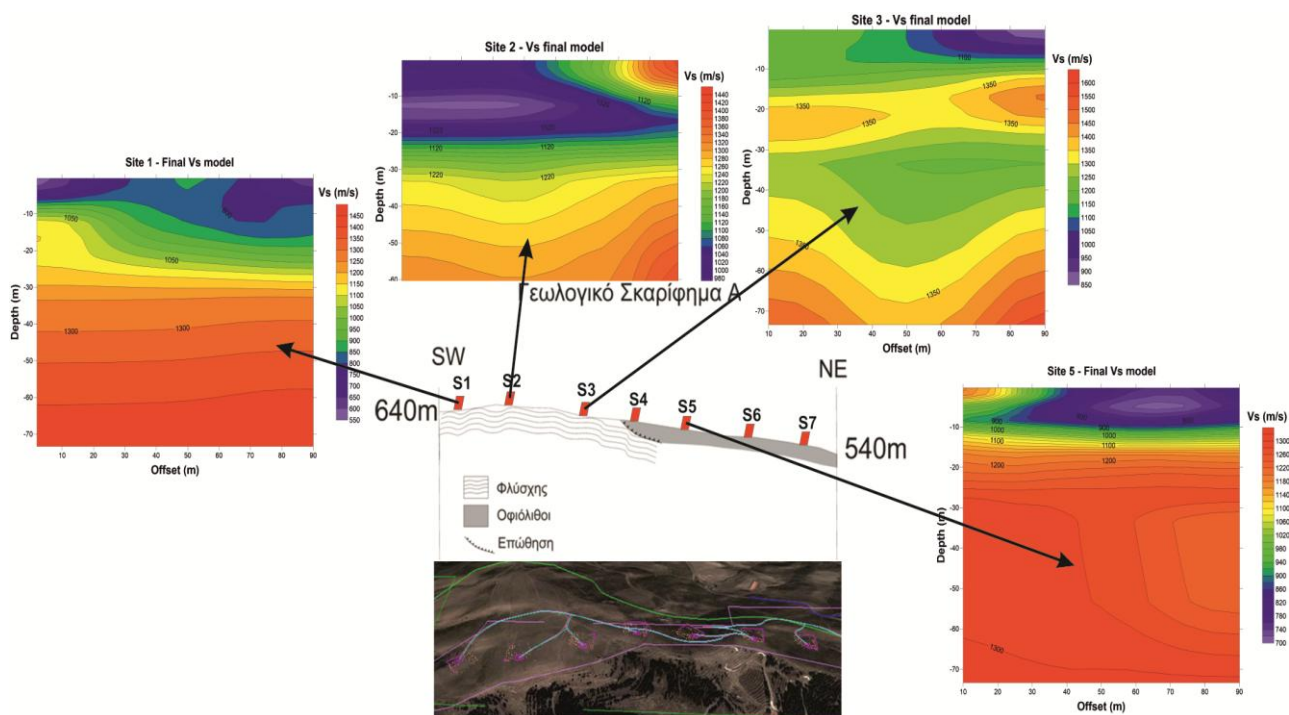
## Γεωλογικό Σκαρίφημα ΑΒ



**Σχήμα 5.13** Απεικόνιση γεωλογικού τμήματος τμήμα της υπό μελέτης περιοχής. Βρέθηκαν δύο γεωλογικοί σχηματισμοί, οφιόλιθοι (σκιασμένο γκρι) και φλύσχος. Επίσης απεικονίζεται η επώθηση μεταξύ των γεωλογικών σχηματισμών.

Το επόμενο βήμα, ήταν να εισαχθούν όλες οι θέσεις πάνω στις γεωλογικές τομές, ώστε να είναι δυνατή η συσχέτιση των μοντέλων Vs με τους γεωλογικούς σχηματισμούς των θέσεων της υπό μελέτης περιοχής. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι η γεωλογική ενότητα βασίζεται στο γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ (Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών) κλίμακας 1:50.000. Μια λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση έπρεπε να γίνει ώστε να έχουμε «ασφαλή» αποτέλεσμα. Αυτό που περιμένουμε είναι να βρεθεί επαφή (ζώνη επώθησης) μεταξύ των διαφόρων σχηματισμών. Οι οφιόλιθοι είναι μεγαλύτεροι σχηματισμοί και επικαλύπτουν το σχηματισμό του φλύσχη.

Όπως απεικονίζεται στο σχήμα 5.14, η πιο ενδιαφέρουσα θέση είναι η θέση 3, δεδομένου ότι εντοπίζεται ένα στρώμα χαμηλών ταχυτήτων στο μέσο βάθος των 35 μέτρων. Η μόνη γεωλογικά «λογική» εξήγηση είναι ότι το στρώμα χαμηλής ταχύτητας είναι ο σχηματισμός του φλύσχη που βρίσκεται κάτω από το σχηματισμό των οφιόλιθων. Αυτό σημαίνει ότι η ζώνη επώθησης είναι δυνατόν να είναι δυτικότερα από ότι παρουσιάζεται στους γεωλογικούς χάρτες του ΙΓΜΕ.



Σχήμα 5.14 Απεικόνιση της συνολικής ερμηνείας MASW της σεισμική έρευνα, ενσωματωμένων και των διαθέσιμων γεωλογικών πληροφοριών.



## BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [1] Βασίλης Κ. Παπαζάχος, Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη 1996
- [2] Ιωάννης Φ. Λούης, Σημειώσεις Τομέα Γεωφυσικής & Γεωθερμίας ‘Εισαγωγικά μαθήματα στη διερευνητική γεωφυσική’, Αθήνα 2004  
<http://www.geophysicsonline.gr/eisagogika.pdf>
- [3] Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών
- [4] Σπανούδη Χρυσάνθη, Γεωμορφολογία και Χαρτογράφηση των Νεογενών ιζημάτων στην ευρύτερη περιοχή των Αρχανών (Ηράκλειο - Κεντρική Κρήτη), Πτυχιακή Εργασία Τμήματος Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος ΤΕ.Ι Κρήτης, Χανιά 2011  
<http://nefeli.lib.teicrete.gr/browse/sefe/sdfp/2011/SpanoudiChrysanthi/attached-document-1326793272-392862-22744/Spanoudi2011.PDF>
- [5] Christos KARAKOSTAS, Alexandros SAVVAIDIS, Vassilis LEKIDIS, Basil MARGARIS, Nikos THEODOULIDIS, Antonis VAFIDIS, Constantinos LOUPASAKIS, Pantelis SOUPIOIS and Nikos PAPADOPOULOS, 2014, A proposal for accelerometric STATION VALIDATION procedures : application to representative sites IN CRETE (GREECE), accepted for oral presentation to the Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology (2ECEES) to be organized in Istanbul, Turkey during 24-29 August, 2014
- [6] Hayashi, K. (2003), Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Waves, Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems Short Course Notes, 106 pgs.
- [7] Hayashi, K. and Suzuki, H. (2004), CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data, 35 : 7-13. Exploration Geophysics
- [8] Ioannis Koutsoupakis, Dimitris Raptakis, Pantelis Soupios, Antonios Vafidis, 2013, Preliminary Vs30 spatial distribution of Chania city, Greece based on MAM measurements, accepted for oral presentation to 20th International Geophysical Congress and Exhibition of Turkey, 25-27 November 2013, Antalya, Turkey
- [9] Savvaidis A., Margaris B., Theodoulidis N., Lekidis V., Karakostas Ch., Mangriotis M-D., Kalogeras I., Koutrakis S., Vafidis A., Steiakakis M., Agioutantis Z., Rozos D., Loupasakis C, Rondoyianni Th., Tsagaratos P., Dikmen U., Papadopoulos N., Sarris A., Soupios P., Kokkinou E., Papadopoulos I., Kouli M. and Vallianatos F., 2013, GEO-CHARACTERIZATION ACCORDING TO RECENT ADVANCES OF EUROCODE (EC8), presented to First International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of Environment, 8-10 April 2013, Paphos, Cyprus. Received the BEST PAPER AWARD
- [10] Savvaidis A., Margaris B., Theodoulidis N., Lekidis V., Karakostas Ch., Loupasakis C. , Rozos D., Soupios P., Mangriotis M-D., Dikmen U., Tsangaratos P., Kokinou E., Vafidis A. , Rondoyanni Th., Kalogeras I., Koutrakis S., Sarris A., Papadopoulos N., 2014, Geo-

Characterization at selected accelerometric stations in Crete (Greece) and comparison of earthquake data recordings with EC8 elastic spectra, C. Europ. J. of Geosciences, [accepted for publication].

[11] Thomas M. Boyd, 1999, Introduction to Geophysical Exploration

[12] Vafidis A., Steiakakis M., Agioutantis Z., Andronikidis N., Kritikakis G., Economou N., Pandi K., Spanoudakis N., Savvaidis A., Margaris B., Theodoulidis N., Lekidis V., Karakostas Ch., Mangriotis M-D., Kalogeras I., Koutrakis S., Rozos D., Loupasakis C., Rondoyanni Th., Tsangaratos P., Dikmen U., Papadopoulos N., Sarris A., Soupios P., Kokkinou E., Papadopoulos I., Kouli M., and Vallianatos F., 2013, GEO-CHARACTERIZATION OF SELECTED AREAS IN CRETE, GREECE, TOWARDS REALISTIC ASSESSMENT OF SEISMIC DESIGN ACTIONS, Bulletin of the Geological Society of Greece, vol. XLVII 2013 Proceedings of the 13th International Congress, Chania, Sept. 2013