



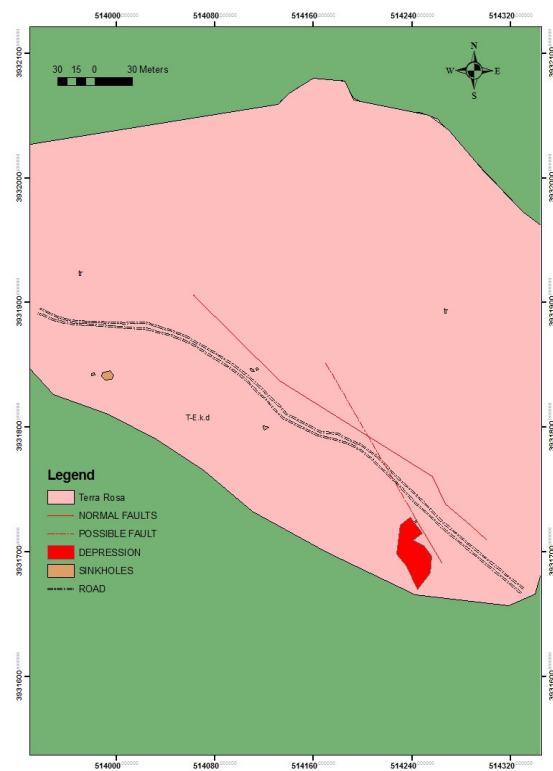
Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

**ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ
ΔΕΛΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΑΠΟ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕ ΚΑΡΣΤΙΚΑ ΕΓΚΟΙΛΑ**

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



Ροδινός Μ. – Κονδυλόπουλος Φ.

Νοέμβριος 2010



Τ.Ε.Ι ΚΡΗΤΗΣ – ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ & ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ



ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ
ΑΠΟ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕ ΚΑΡΣΤΙΚΑ ΕΓΚΟΙΛΑ

Ροδινός Μ. – Κονδυλόπουλος Φ.

Νοέμβριος 2010

Επιβλέπουσα : ***Δρ. Κόκκινου Ελένη***
Επίκουρος Καθηγήτρια

Επιτροπή Αξιολόγησης : ***Δρ. Κόκκινου Ελένη***
: Δρ. Σάλτας Βασίλειος
: Δρ. Σουπιός Παντελεήμων

Ημερομηνία Παρουσίασης :

Αύξων Αριθμός Πτυχιακής Εργασίας :

Περίληψη

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής γίνεται προσδιορισμός της στρωματογραφίας και ανίχνευση καρστικών εγκοίλων με την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης. Η συγκεκριμένη μεθοδολογία αποτελεί ένα σημαντικό και μικρού κόστους εργαλείο για τον προσδιορισμό στρωματογραφίας σε μικρά κυρίως βάθη.

Abstract

This survey was carried out aiming to provide information about the geological settings in the vicinity and below an old road, using refraction method. The area is located in Aktotiri (Chania, Crete).

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΑΡΧΕΣ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	5
1.1 Εισαγωγή	5
1.2 Σεισμικά κύματα	6
1.3 Αρχές διάδοσης των ελαστικών κυμάτων	9
1.4 Ενέργεια των ελαστικών κυμάτων	10
1.5 Ανάκλαση και διάθλαση των ελαστικών κυμάτων	13
1.6 Τρόποι παραγωγής ελαστικών κυμάτων στην σεισμική διασκόπηση	21
1.6 Όργανα Αναγραφής των Ελαστικών Κυμάτων στη Σεισμική Διασκόπηση	24
2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	34
2.1 Εισαγωγή	34
3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	37
3.1 Εισαγωγή	37
4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	49
4.1 Εισαγωγή	49
4.2 Συμπεράσματα	49
5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	50

1. ΑΡΧΕΣ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

1.1 Εισαγωγή

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 (με εκρήξεις, πτώση βαρών, κλπ) στην επιφάνεια της Γης ή σε μικρό βάθος μέσα σ' αυτή (10-80 m) και αφού διαδοθούν μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης, επιστρέφουν στην επιφάνεια της και γράφονται σε διάφορες αποστάσεις από σεισμόμετρα, ειδικά για το σκοπό αυτό κατασκευασμένα, τα οποία λέγονται γεώφωνα.

Με βάση τις αναγραφές των ελαστικών κυμάτων, κατασκευάζονται καμπύλες χρόνων διαδρομής, δηλαδή, γραφικές παραστάσεις των χρόνων διαδρομής των κυμάτων σε συνάρτηση με την οριζόντια απόσταση, από τις οποίες υπολογίζεται η ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Η γνώση της μεταβολής της ταχύτητας αυτής μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού είναι δυνατόν να οδηγήσει στον εντοπισμό γεωλογικών δομών οι οποίες παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον δηλαδή, δομών που συνυπάρχουν με κοιτάσματα (πετρελαίου, μεταλλευμάτων, κλπ).

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 σχετικά δύσκολη, γιατί οι αρχές αυτές στην περίπτωση αυτή εφαρμόζονται στο πιο ανομοιογενές τμήμα της Γης, το οποίο αποτελούν τα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της.

Οι σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης και ιδιαίτερα η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης είναι οι πιο ακριβείς μέθοδοι 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 πολυδάπανες και ιδιαίτερα η μέθοδος της

σεισμικής ανάκλασης. Για το λόγο αυτό, η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται μόνο 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.**

1.2 Σεισμικά κύματα

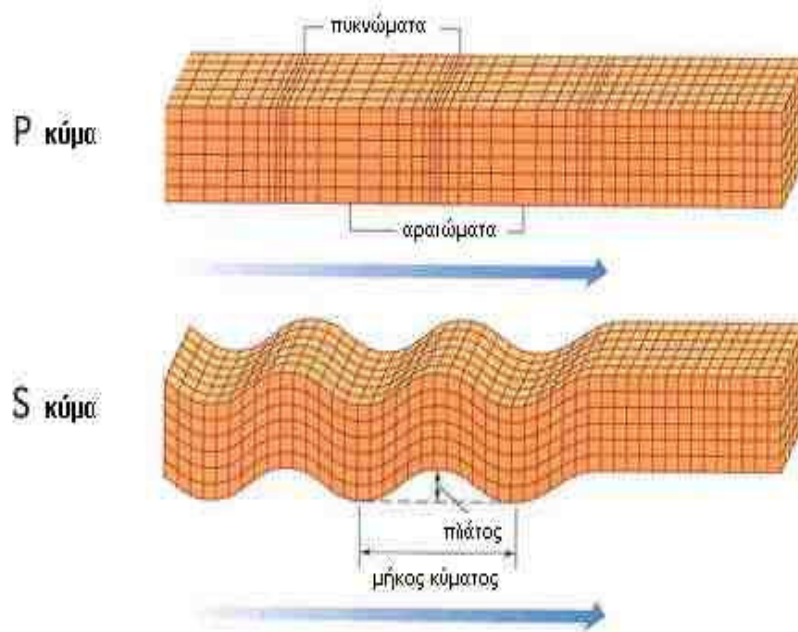
Όταν προκληθεί μια διατάραξη σε ένα απεριόριστο ελαστικό και ισότροπο μέσο παράγονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων τα οποία ονομάζονται *ελαστικά κύματα χώρου* (σχ. 1.2). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα στοιχεία του μέσου αντιδρούν τόσο στη μεταβολή του όγκου τους όσο και στη μεταβολή του σχήματός τους.

Τα ελαστικά κύματα χώρου του πρώτου είδους αφορούν τη διάδοση της μεταβολής του όγκου ή της πυκνότητας και λέγονται «*επιμήκη ελαστικά κύματα*», ενώ τα ελαστικά κύματα του δεύτερου είδους αφορούν τη διάδοση της εγκάρσιας παραμόρφωσης και γι' αυτό λέγονται «*εγκάρσια κύματα*».

Στη σεισμολογία τα επιμήκη κύματα παριστάνονται με το σύμβολο P (Primus), επειδή τα κύματα αυτά, που παράγονται στην εστία ενός σεισμού, φθάνουν σε ορισμένο σεισμολογικό σταθμό και αναγράφονται πρώτα από τα σεισμόμετρα, γιατί η ταχύτητα διάδοσης αυτών είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων που παράγονται συγχρόνως με τα επιμήκη στην ίδια εστία. Κατά τη διάδοση των επιμήκων κυμάτων μέσα σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία του μέσου κραδαίνονται κατά διεύθυνση παράλληλη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να δημιουργούνται διαδοχικά πυκνώματα και αραιώματα. Η διάδοση μέσα στη Γη των πυκνωμάτων και αραιωμάτων αποτελεί τα επιμήκη σεισμικά κύματα. Κινούνται σε βραχώδη εδάφη με περίπου 6 km/s, ενώ στο νερό με το ένα τρίτο αυτής της ταχύτητας. Όταν φτάσουν στην επιφάνεια της Γης μπορούν να κινηθούν και στον αέρα, σαν ηχητικά κύματα. Ανάλογα με τη συχνότητά τους μπορούν να ακουστούν από τον άνθρωπο ή μόνο από τα ζώα.

Η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων σε ένα μέσο είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων. Γι' αυτό τα εγκάρσια σεισμικά κύματα, που γεννιούνται στην εστία μιας δόνησης, φθάνουν και γράφονται σε τυχαίο σεισμολογικό σταθμό μετά τα επιμήκη κύματα της δόνησης και για το λόγο αυτό, αυτά παριστάνονται με το σύμβολο S (Secundus). Κατά τη διάδοση των εγκαρσίων κυμάτων σε ελαστικό μέσο, τα υλικά σημεία αυτού κραδαίνονται κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε το μέσο να

παθαίνει μόνο διατμητική ελαστική παραμόρφωση. Η διάδοση αυτής της διατμητικής παραμόρφωσης μέσα στη Γη αποτελεί τα εγκάρσια σεισμικά κύματα. Τα κύματα αυτά δεν διαδίδονται μέσω υγρών σωμάτων (π.χ. στη θάλασσα ή στον εξωτερικό πυρήνα της Γης). Είναι πιο αργά (κινούνται με περίπου 2 km/sec), αλλά είναι πιο ισχυρά και καταστρεπτικά από τα επιμήκη και τα ακολουθούν στο σεισμόγραμμα.



Σχήμα 1.2 Διάδοση των κυμάτων χώρου

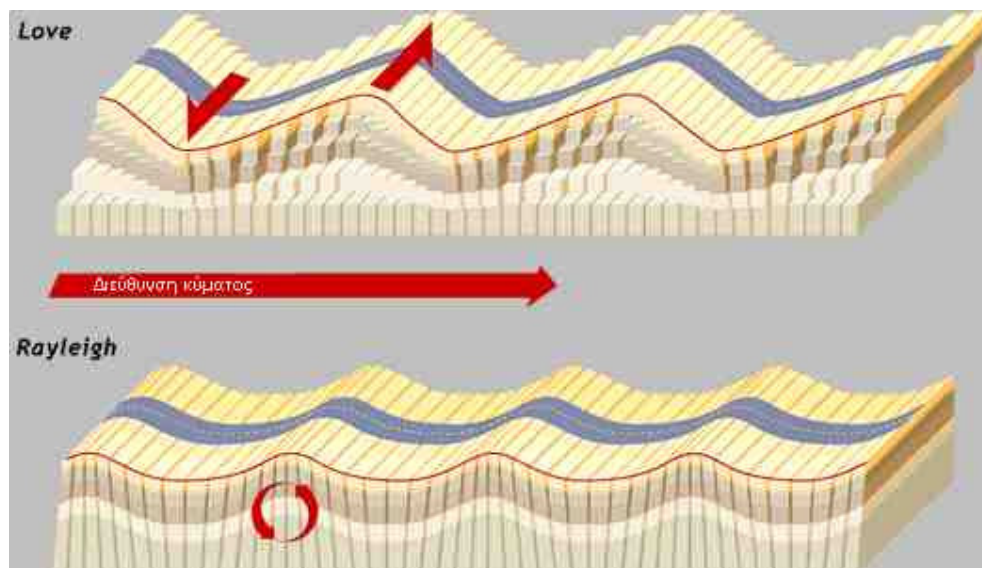
Τα κύματα P ταξιδεύουν δύο φορές γρηγορότερα από τα δευτερεύοντα (S) κύματα και αυτά είναι που φέρνουν την ισχυρή καταστρεπτική μετακίνηση του εδάφους, χαρακτηριστική των μεγάλων σεισμών. Τα κύματα S χρησιμοποιούνται παραδοσιακά για να αξιολογήσουν το μέγεθος ενός σεισμικού γεγονότος.

Τα δύο παραπάνω κύματα διέπονται από όλες τις αρχές διάδοσης των κυμάτων (ανάκλαση, διάθλαση, αρχή του Fermat και του Huygens).

Όταν μία διατάραξη συμβαίνει όχι σε ένα απεριόριστο ελαστικό μέσο αλλά κοντά σε μια επιφάνεια που χωρίζει το χώρο σε δύο μέσα με διαφορετικές ιδιότητες δεν παράγονται μόνο κύματα χώρου (P,S) αλλά και ένα άλλο είδος κυμάτων τα οποία ονομάζονται *επιφανειακά κύματα*. Οι σεισμοί που έχουν τις εστίες τους κοντά στην επιφάνεια της Γης προκαλούν έντονα επιφανειακά κύματα. Τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα κοντά στην επιφάνεια της Γης και ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη. Υπάρχουν δύο κατηγοριών επιφανειακά κύματα. τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love (σχ. 1.2). Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh, τα

υλικά σημεία κινούνται σε ελλειπτικές τροχιές, των οποίων οι μεγάλοι άξονες είναι κατακόρυφοι και οι μικροί άξονες είναι παράλληλοι προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι μεγάλα και οι κινήσεις των υλικών σημείων πάνω στις ελλείψεις είναι ανάστροφες. Τα πλάτη των κυμάτων ελαττώνονται με το βάθος μέσα στη Γη και από ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται. Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι λίγο μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων, και για το λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh, τα οποία γράφονται τόσο από τα κατακόρυφα όσο και από τα οριζόντια σεισμόμετρα, εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα αμέσως μετά από τα εγκάρσια κύματα.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Love, τα υλικά σημεία του μέσου πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων. Δημιουργούν δηλαδή μετακινήσεις πλευρικές της επιφάνειας του εδάφους. Είναι μάλιστα γραμμικώς πολωμένα και για το λόγο αυτό δεν γράφονται από τα κατακόρυφα σεισμόμετρα αλλά μόνο από τα οριζόντια.



Σχήμα 1.2 Διάδοση των κυμάτων Love και Rayleigh

Τα δύο τελευταία κύματα κινούνται πιο αργά από τα πρώτα (P,S) αλλά είναι πιο καταστρεπτικά, ιδιαίτερα τα κύματα Love. Ειδικά τα τελευταία είναι συχνά υπεύθυνα για την κατάρρευση των κτιρίων.

1.3 Αρχές διάδοσης των ελαστικών κυμάτων

Οι βασικές αρχές που διέπουν τη διάδοση του φωτός και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων γενικότερα ισχύουν και κατά τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων. Αυτές είναι δύο, η αρχή του Huygens και η αρχή του Fermat. Αυτές θεωρούνται βασικές αρχές, γιατί απ' αυτές προκύπτουν εύκολα άλλες αρχές άμεσα εφαρμόσιμες (νόμος διάθλασης, ανάκλασης, περίθλασης).

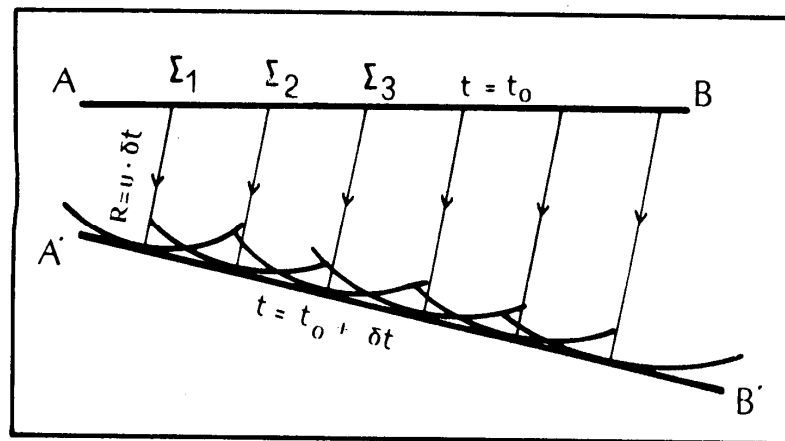
α) Αρχή του Huygens. Όταν σε ένα σημείο, O , ελαστικού μέσου προκληθεί μια διατάραξη, δημιουργηθούν δηλαδή ελαστικά κύματα, αυτή διαδίδεται από το σημείο αυτό (πηγή των κυμάτων), προς τις διάφορες διευθύνσεις. Μετά από ορισμένο χρόνο, δt , η διατάραξη θα φθάσει σε διάφορα σημεία του υλικού μέσου, τα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

Η αρχή του Huygens ορίζει ότι:

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

Η χρησιμότητα της αρχής αυτής οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι μπορούμε, με βάση αυτή, να ορίσουμε τις μελλοντικές θέσεις του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζουμε τη θέση του σ' ορισμένη χρονική στιγμή. Έστω ότι AB είναι το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή t_0 (σχ. 1.3) και θέλουμε να καθορίσουμε το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$. Κατά τη διάρκεια του χρόνου δt το κύμα θα προχωρήσει και θα σχηματίσει ένα νέο μέτωπο κύματος $A'B'$. Σύμφωνα με την αρχή του Huygens κάθε σημείο $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots$ του αρχικού μετώπου κύματος AB αποτελεί πηγή νέου κύματος. Μπορούμε, συνεπώς, να χαράξουμε τόξα κύκλων με κέντρα τα σημεία $\Sigma_1, \Sigma_2, \Sigma_3, \dots$ και ακτίνες $u_i \delta t$, όπου u_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) είναι η ταχύτητα του κύματος σε κάθε ένα από τα σημεία αυτά. Τα τόξα αυτά αποτελούν τα μέτωπα κύματος των δευτερογενών κυμάτων που

παράγονται στα σημεία του αρχικού μετώπου κύματος. Η επιφάνεια, $A'B'$, που περιβάλλει τα δευτερογενή αυτά μέτωπα κύματος, αποτελεί το μέτωπο κύματος κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$. Τα δευτερογενή κύματα κατά τη χρονική στιγμή $t_0 + \delta t$ συμβάλλουν καταστροφικά σε όλα τα σημεία του χώρου με αποτέλεσμα να αλληλοαναιρούνται εκτός από τα σημεία του νέου μετώπου κύματος, $A'B'$.



Σχήμα 1.3 Αρχή του Huygens

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

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

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

1.4 Ενέργεια των ελαστικών κυμάτων

Κατά τη διάδοση των ελαστικών κυμάτων σ' ορισμένο μέσο, το μέσο αυτό αποκτά ορισμένη μηχανική ενέργεια η οποία οφείλεται μερικώς μεν στην

ταλάντωση των υλικών σημείων (κινητική ενέργεια) και μερικώς στην ανάπτυξη τάσεων και παραμορφώσεων στο μέσο (δυναμική ενέργεια).

Συνήθως, δεν ενδιαφερόμαστε για την ολική ενέργεια ενός κύματος αλλά για την ενέργεια στη γειτονιά ενός σημείου όπου γίνεται η παρατήρηση. Για το λόγο αυτό, ενδιαφέρον παρουσιάζει η πυκνότητα ενέργειας, E σε ένα σημείο ελαστικού μέσου, η οποία ορίζεται ως ο λόγος της μηχανικής ενέργειας, δW , η οποία περικλείεται μέσα σε στοιχειώδη όγκο, δV , γύρω από το σημείο, δια του όγκου αυτού. Δηλαδή,

$$E = \frac{\delta W}{\delta V} \quad (1)$$

Ας θεωρήσουμε ένα σφαιρικό αρμονικό κύμα του οποίου νίκη μετάθεση δίνεται από τη σχέση

$$u = A \sin(\omega t + \phi) \quad (2)$$

όπου A είναι το πλάτος του κύματος και ϕ η φάση του. Η κινητική ενέργεια ενός στοιχείου του υλικού μέσου, όγκου δV , θα δίνεται από τη σχέση

$$\delta W_k = \frac{1}{2} \rho \delta V \dot{u}^2 \quad (3)$$

όπου ρ η πυκνότητα του υλικού μέσα στον όγκο δV και $\dot{u} = \partial u / \partial t$. είναι η ταχύτητα ταλάντωσης του υλικού στοιχείου. Συνεπώς, η πυκνότητα της κινητικής ενέργειας θα δίνεται από τη σχέση

$$\frac{\delta W_k}{\delta V} = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A^2 \sin^2(\omega t + \phi) \quad (4)$$

και θα μεταβάλλεται από μηδέν μέχρι τη μέγιστη τιμή της που είναι $\rho \omega^2 A^2 / 2$.

Το στοιχείο όγκου δV περικλείει και δυναμική ενέργεια και καθώς ταλαντώνεται, έχουμε διαδοχική μετατροπή της μιας από τις δύο μορφές της μηχανικής ενέργειας (κινητικής-δυναμικής) στην άλλη. Όταν η δυναμική ενέργεια έχει τη μέγιστη τιμή της, η κινητική ενέργεια είναι ίση με μηδέν (ταχύτητα ταλάντωσης ίση με μηδέν), ενώ όταν η δυναμική ενέργεια είναι ίση με μηδέν (μέγιστη ταχύτητα ταλάντωσης ωA) η κινητική ενέργεια έχει τη μέγιστη τιμή

της $(\rho\delta V\omega^2A^2/2)$ η οποία είναι ίση με την ολική μηχανική ενέργεια δW , του στοιχείου όγκου δW . Δηλαδή,

$$\delta W = \frac{\rho\delta V\omega^2A^2}{2} \quad (5)$$

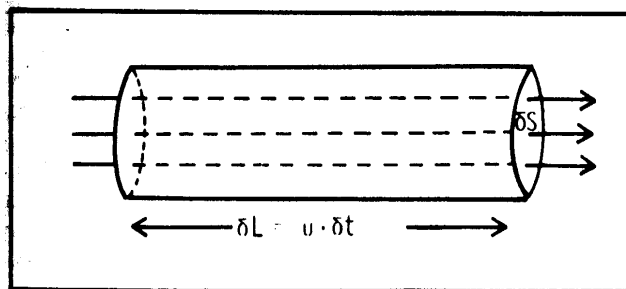
Από τις σχέσεις παραάνω σχέσεις προκύπτει:

$$E = \frac{1}{2}\rho\omega^2A^2 \quad (6)$$

Επειδή κατά τη διάδοση του κύματος έχουμε ουσιαστικά διάδοση της ελαστικής ενέργειας, παρουσιάζει πρακτικό ενδιαφέρον η ροή της ενέργειας στο μέσο διάδοσης του κύματος. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιείται η ποσότητα **ένταση** **I**, η οποία ορίζεται ως ο λόγος της ενέργειας, δW , η οποία περνάει σ' ορισμένο χρόνο, δt , από ορισμένη επιφάνεια, δS , η οποία είναι κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος προς το γινόμενο του χρόνου επί την επιφάνεια. Δηλαδή, είναι

$$I = \frac{\delta W}{\delta S \cdot \delta t} \quad (7)$$

Ας θεωρήσουμε κύλινδρο διατομής δS και μήκους δL του οποίου ο άξονας είναι παράλληλος προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (σχ. 1.4). Αν το μήκος του κυλίνδρου διατρέχεται από το κύμα σε χρόνο δt , θα είναι $\delta L = u\delta t$, όπου u είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος. Η ενέργεια που περικλείεται μέσα στον κύλινδρο κατά τη χρονική στιγμή t θα είναι $\delta W = E\delta V = E\delta L\delta S$ ή



Σχήμα 1.4 Κατά τη διάδοση του κύματος παράλληλα προς τον άξονα το κυλίνδρου περνάει από τη βάση του δS , σε χρόνο δt η ενέργεια του κύματος που βρισκόταν κατά μήκος, $\delta L = v\delta t$, του κυλίνδρου

$$\delta W = E \cdot v \cdot \delta S \cdot \delta t \quad (8)$$

Αυτή είναι η ενέργεια η οποία θα περάσει την επιφάνεια δS σε χρόνο δt . Από τις σχέσεις (10), (11) προκύπτει ότι :

$$I = E \cdot v \quad (9)$$

Δηλαδή, η ένταση του κύματος είναι ίση με το γινόμενο της πυκνότητας ενέργειας E , επί την ταχύτητα διάδοσης v , του κύματος. Όπως προκύπτει από τις σχέσεις (9), (12) η ένταση, στην περίπτωση αρμονικού κύματος, δίνεται από τη σχέση

$$I = \frac{1}{2} \rho v \omega^2 A^2 \quad (10)$$

Δηλαδή, η ένταση είναι ανάλογη της πυκνότητας του μέσου διάδοσης, της ταχύτητας διάδοσης, του τετραγώνου της συχνότητας και του τετραγώνου του πλάτους του κύματος.

1.5 Ανάκλαση και διάθλαση των ελαστικών κυμάτων

Όταν ελαστικό κύμα συναντήσει μια απότομη μεταβολή στις ελαστικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης, μέρος της ενέργειας του θα **ανακλασθεί** και θα παραμείνει στο μέσο που βρίσκεται το αρχικό κύμα και το υπόλοιπο της ενέργειας θα **διαθλαστεί** και θα μπει στο άλλο μέσο, ενώ συγχρόνως αλλάζει η διεύθυνση διάδοσης του διαθλώμενου αυτού κύματος. Τόσο η ανάκλαση όσο και η διάθλαση είναι φαινόμενα τα οποία έχουν πρωταρχική σημασία στη σεισμική διασκόπηση και για το λόγο αυτό θα τα μελετήσουμε λεπτομερώς.

Έστω ότι το μέτωπο AB επίπεδου ελαστικού κύματος προσπίπτει στην επίπεδη διαχωριστική επιφάνεια δύο μέσων, I , II , στα οποία οι ταχύτητες διάδοσης του κύματος είναι v_1 , v_2 , ενώ οι πυκνότητες των δύο μέσων είναι ρ_1 , ρ_2 , αντίστοιχα (σχ. 1.5). Όταν το μέτωπο κύματος συναντήσει τη διαχωριστική επιφάνεια, κάθε κοινό σημείο του μετώπου κύματος και της διαχωριστικής επιφάνειας θα γίνει εστία δευτερογενών κυμάτων, σύμφωνα με την αρχή του Huygens. Ορισμένα από τα κύματα αυτά θα διαδοθούν στο πρώτο μέσο (ανακλώμενα κύματα) ενώ άλλα θα διαδοθούν στο δεύτερο μέσο (διαθλώμενα κύματα).

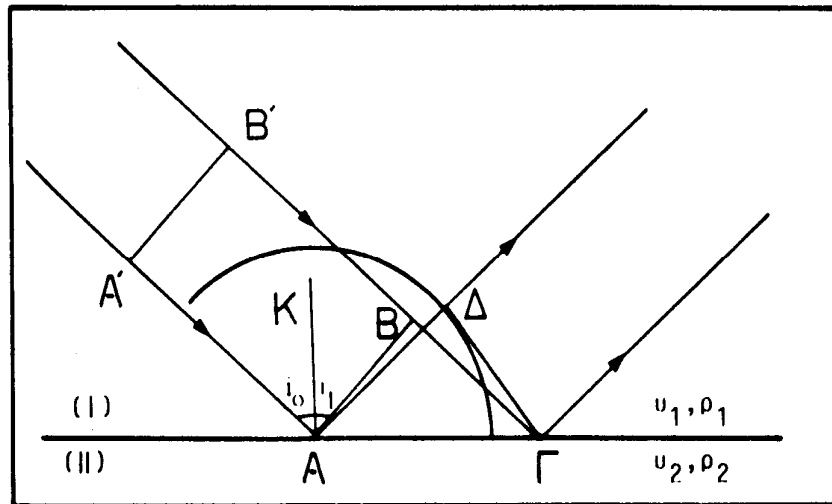
Ανάκλαση των ελαστικών κυμάτων

Ας μελετήσουμε πρώτα τα ανακλώμενα κύματα με βάση την αρχή του Huygens. Έστω ότι το σημείο Β του μετώπου κύματος θα συναντήσει τη διαχωριστική επιφάνεια στο σημείο Γ σε χρόνο t μετά τη χρονική στιγμή που το Α συνάντησε τη διαχωριστική επιφάνεια (σχ. 1.5). Κατά το χρόνο αυτό t , τα δευτερογενή κύματα που παράγονται στο Α και επιστρέφουν στο πρώτο μέσο I, θα έχουν φθάσει σε ημιπεριφέρεια ακτίνας $A\Delta = v_1 t$ και γι' αυτό το νέο μέτωπο κύματος κατά το χρόνο αυτό θα είναι η εφαπτομένη, ΓΔ, που φέρεται από το σημείο Γ στην ημιπεριφέρεια αυτή. Θα είναι $B\Gamma = v_1 t = A\Delta$, με συνέπεια τα ορθογώνια τρίγωνα $AB\Gamma$ και $A\Delta\Gamma$ να είναι ίσα και $\angle B A \Gamma = \angle A \Gamma \Delta$. Αλλά $\angle B A \Gamma = i_0$, όπου i_0 είναι η **γωνία πρόσπτωσης** και $\angle A \Gamma \Delta = i_1$ όπου i_1 είναι η **γωνία ανάκλασης**, επειδή οι γωνίες αυτές έχουν τις πλευρές κάθετες μεταξύ τους. Συνεπώς,

$$i_0 = i_1 \quad (11)$$

Η σχέση αυτή εκφράζει το γνωστό **νόμο της ανάκλασης**, σύμφωνα με τον οποίον

«Η γωνία πρόσπτωσης είναι ίση με τη γωνία ανάκλασης».



Σχήμα 1.5 Εφαρμογή της αρχής του Huygens για την απόδειξη του νόμου της ανάκλασης

Στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε κάθετη πρόσπτωση ($i_0 = i_1 = 0$) ο λόγος του πλάτους, A_1 , του ανακλώμενου κύματος προς το πλάτος A_0 , του προσπίπτοντος κύματος δίνεται από τη σχέση

$$\frac{A_1}{A_0} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (12)$$

Το τετράγωνο του λόγου αυτού δίνει το λόγο της ανακλώμενης ενέργειας, E_1 , προς την προσπίπτουσα ενέργεια, E_0 , και ονομάζεται **συντελεστής ανάκλασης**, **R**. Δηλαδή, είναι $R = E_1/E_0$ ή

$$R = \frac{(\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1)^2}{(\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1)^2} \quad (13)$$

Το γινόμενο της ταχύτητας διάδοσης του κύματος επί την πυκνότητα του μέσου διάδοσης του κύματος, ρv , λέγεται **ακουστική αγωγιμότητα** του μέσου, ενώ ο λόγος $\delta = \rho_1 v_1 / \rho_2 v_2$ λέγεται **αντίθεση ακουστικής αγωγιμότητας** των δύο μέσων. Από τη σχέση (13) προκύπτει ότι

$$R = \frac{(\delta - 1)^2}{(\delta + 1)^2} \quad (14)$$

Δηλαδή, ο συντελεστής ανάκλασης εξαρτάται από την αντίθεση της ακουστικής αγωγιμότητας των δύο μέσων και είναι ανεξάρτητος από το αν το κύμα προσπίπτει στη διαχωριστική επιφάνεια από το μέσο I ή από το μέσο II.

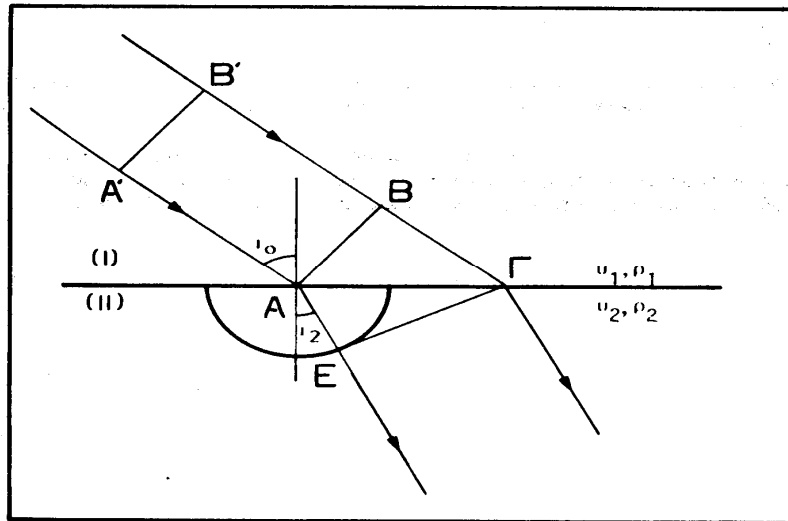
Επειδή οι ταχύτητες των ελαστικών κυμάτων στα πετρώματα της Γης μεταβάλλονται περισσότερο από τις πυκνότητες, ο συντελεστής ανάκλασης εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την αντίθεση στις ταχύτητες.

Διάθλαση των ελαστικών κυμάτων

Ας θεωρήσουμε τα δευτερογενή κύματα που παράγονται στο σημείο A και διαδίδονται στο μέσο II, δηλαδή, τα διαθλώμενα ελαστικά κύματα (σχ. 1.6). Κατά το χρόνο I που το κύμα διέτρεξε στο μέσο I την απόσταση $B\Gamma = v_1 t$ τα δευτερογενή κύματα που παράγονται στο A και διαδίδονται στο μέσο II, δηλαδή τα διαθλώμενα κύματα, θα έχουν φθάσει σε ημιπεριφέρεια ακτίνας $A\epsilon = v_2 t$ και το νέο μέτωπο κύματος κατά το χρόνο αυτό t, θα είναι η εφαπτομένη $\Gamma\epsilon$ που φέρεται από το σημείο Γ στην περιφέρεια αυτή. Θα είναι $B\Gamma = A\Gamma\eta\mu_0$ και $A\epsilon = A\Gamma\eta\mu_2$. Συνεπώς, $v_1 t = A\Gamma\eta\mu_0 = A\Gamma\eta\mu_1$, και $v_2 t = A\Gamma\eta\mu_2$. Αν διαιρέσουμε τις δύο αυτές σχέσεις κατά μέλη, βρίσκουμε ότι

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{\eta\mu_1}{\eta\mu_2} \quad (15)$$

Αυτή εκφράζει το γνωστό νόμο του Snell.



Σχήμα 1.6 Εφαρμογή της αρχής του Huygens για την απόδειξη του νόμου της διάθλασης δηλαδή, του νόμου του Snell

Από το νόμο αυτόν προκύπτει ότι όταν η v_2 είναι μικρότερη από την v_1 τότε και η γωνία i_2 είναι μικρότερη από την i_1 δηλαδή, η διαθλώμενη ακτίνα πλησιάζει προς την κάθετη στην επιφάνεια σε σχέση με την προσπίπτουσα. Αν, όμως, η v_2 είναι μεγαλύτερη από την v_1 η διαθλώμενη ακτίνα απομακρύνεται από την κάθετη και η i_2 γίνεται 90° όταν η i_1 αποκτήσει ορισμένη τιμή i_c , η οποία δίνεται από τη σχέση

$$\eta \mu i_c = \frac{v_1}{v_2} \quad (16)$$

Η γωνία i_c , λέγεται **ορική γωνία** και αντιστοιχεί στην γωνία πρόσπτωσης για την οποία η διαθλώμενη ακτίνα είναι παράλληλη προς τη διαχωριστική επιφάνεια. Για γωνίες πρόσπτωσης μεγαλύτερες της i_c δεν πραγματοποιείται, στην περίπτωση αυτή ($v_2 > v_1$), διάθλαση και έχουμε **ολική ανάκλαση**.

Στην περίπτωση κάθετης πρόσπτωσης του κύματος στην επιφάνεια ($i_0 = i_1 = 0$) ο λόγος του πλάτους, A_2 , του διαθλώμενου κύματος προς το πλάτος, A_0 , του προσπίπτοντος κύματος δίνεται από τη σχέση

$$\frac{A_2}{A_0} = \frac{2\rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} \quad (17)$$

Το τετράγωνο του λόγου αυτού δίνει το λόγο της διαθλώμενης ενέργειας E_2 , προς την προσπίπτουσα ενέργεια, E_0 και ονομάζεται συντελεστής διάδοσης, T . Δηλαδή, είναι

$$T = \frac{E_2}{E_0} = \frac{4\delta}{(\delta + 1)^2} \quad (18)$$

Από τις σχέσεις (21), (25) προκύπτει ότι

$$R + T = 1 \quad (19)$$

Δηλαδή, το άθροισμα του συντελεστή ανάκλασης και του συντελεστή διάδοσης είναι ίσο με τη μονάδα.

Περίθλαση των Ελαστικών Κυμάτων

Οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης των ελαστικών κυμάτων, που αναφέραμε παραπάνω, ισχύουν μόνο στην περίπτωση κατά την οποία η διαχωριστική επιφάνεια των δύο μέσων (επιφάνεια αντίθεσης ακουστικής αγωγιμότητας) έχει μικρή καμπυλότητα και είναι σχετικά ομαλή (δεν υπάρχουν ασυνέχειες, κλπ). Όταν όμως, τα ελαστικά κύματα προσπίπτουν σε ασυνεχείς επιφάνειες ή επιφάνειες των οποίων οι ακτίνες καμπυλότητας είναι μικρότερες από το μήκος κύματος του ελαστικού κύματος που τις συναντάει (γωνιακές δομές, κλπ), τότε, δεν ισχύουν πια οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης.

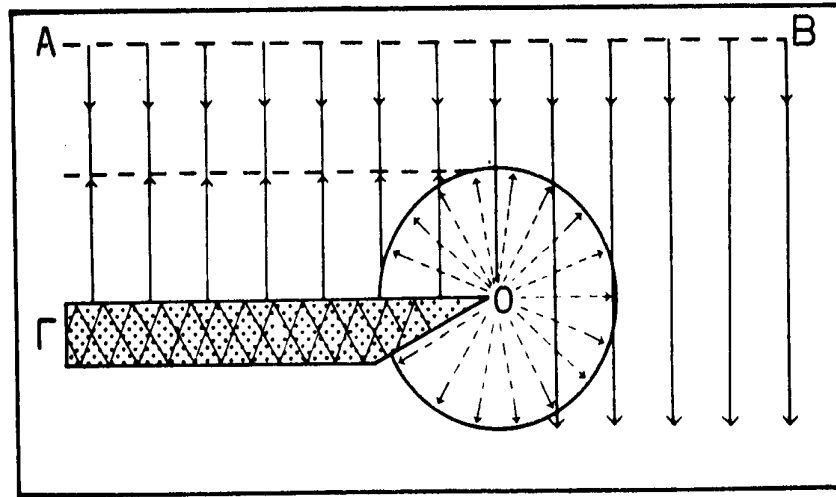
Κατά την πρόσπτωση των ελαστικών κυμάτων σε τέτοιες ανώμαλες δομές, αυτές γίνονται δευτερογενείς εστίες ακτινικής ακτινοβολίας ελαστικών κυμάτων με συνέπεια να φθάνουν κύματα και σε περιοχές όπου δεν αναμένονται σύμφωνα με τη θεωρία της ανάκλασης και διάθλασης. Το φαινόμενο αυτό λέγεται περίθλαση των ελαστικών κυμάτων.

Συνηθισμένες πηγές ελαστικών κυμάτων περίθλασης στη σεισμική διασκόπηση αποτελούν τα άκρα ρηγματωμένων στρωμάτων και μεμονωμένα αντικείμενα τα οποία βρίσκονται μέσα σε ομογενή στρώματα.

Στο σχήμα (1.7) παριστάνεται γραφικά η περίθλαση κύματος στο άκρο O , ρηγματωμένου στρώματος, $ΟΓ$. Επίπεδο κύμα μετώπου $ΑΒ$ προσπίπτει κάθετα στο στρώμα όπου ανακλάται ολοκληρωτικά (συντελεστής ανάκλασης $R = 1$), ενώ το άκρο O γίνεται εστία ακτινικής ακτινοβολίας περιθλώμενων κυμάτων. Δεξιά του σημείου O θα φθάνουν τόσο τα απευθείας όσο και τα περιθλώμενα, ενώ κάτω από το στρώμα φθάνουν μόνο περιθλώμενα κύματα. Είναι φανερό ότι η εμφάνιση

των κυμάτων κάτω από το στρώμα δε μπορεί να ερμηνευθεί με τη θεωρία της ανάκλασης και διάθλασης.

Φάσεις περίθλασης εμφανίζονται συχνά στα εγγραφήματα κατά τη σεισμική διασκόπηση και είναι, συνήθως, δύσκολο να διακριθούν από τις φάσεις ανάκλασης και διάθλασης.



Σχήμα 1.7 Περίθλαση κύματος που προκαλείται στο άκρο O , ρηγματωμένου στρώματος OG (Kearey and Brooks 1984)

Ταχύτητες Διάδοσης των Ελαστικών Κυμάτων

Όπως έχουμε ήδη αναφέρει οι ταχύτητες των επιμηκών κυμάτων είναι αυτές που κατά κύριο λόγο ενδιαφέρουν τη σεισμική διασκόπηση, γιατί αυτές μπορούν να μετρηθούν με σημαντική ακρίβεια. Από τη σχέση (1) προκύπτει ότι η ταχύτητα των επιμηκών κυμάτων σε ελαστικό και ισότροπο μέσο εξαρτάται από τις ελαστικές σταθερές (λ , μ) και την πυκνότητα (ρ). Οι τιμές των ελαστικών σταθερών καθορίζονται από ενδομοριακές δυνάμεις και για αυτό δεν επηρεάζονται σημαντικά από την πίεση, ενώ η πυκνότητα επηρεάζεται έντονα από την πίεση.

Επειδή, τόσο η πίεση όσο και η πυκνότητα αυξάνεται με το βάθος μέσα στη Γη, αναμένεται, σύμφωνα με τη σχέση (1), ελάττωση της ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων με το βάθος. Συμβαίνει, όμως, ακριβώς το αντίθετο. Η ταχύτητα αυξάνει όταν αυξάνει η πυκνότητα αλλά και με το βάθος μέσα στη Γη. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι αυξάνονται έντονα οι ελαστικές σταθερές (λ , μ) με το βάθος.

Στο σχήμα 1.8 δίνονται οι γραφικές παραστάσεις της ταχύτητας των επιμηκών και των εγκάρσιων κυμάτων σε συνάρτηση με την πυκνότητα, όπως προέκυψαν από εργαστηριακά κυρίως δεδομένα για ιζήματα και ιζηματογενή πετρώματα και για μεταμορφωμένα και εκρηξιγενή πετρώματα. Παρατηρούμε ότι για μεταβολή της πυκνότητας μεταξύ 1 gr/cm^3 και 3 gr/cm^3 , η ταχύτητα των επιμηκών κυμάτων μεταβάλλεται μεταξύ $1,5 \text{ Km/sec}$ και 7 Km/sec .

Ένα ουσιαστικό γνώρισμα που διακρίνει τα πετρώματα της Γης από ομογενή υλικά είναι το ότι τα πετρώματα έχουν κοκκώδη δομή με σημαντικά κενά (πόρους) μεταξύ των κόκκων. Έτσι, το πορώδες ϕ ενός πετρώματος, δηλαδή, ο λόγος του όγκου των πόρων του πετρώματος προς τον συνολικό του όγκο καθορίζει την ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσα στο πέτρωμα αυτό σε σημαντικό βαθμό. Έχει δειχθεί (Wyllie et al 1958) ότι η ταχύτητα, α , των επιμηκών κυμάτων σε πέτρωμα του οποίου το πορώδες είναι ϕ δίνεται από τη σχέση

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{\phi}{\alpha_f} + \frac{1-\phi}{\alpha_m} \quad (20)$$

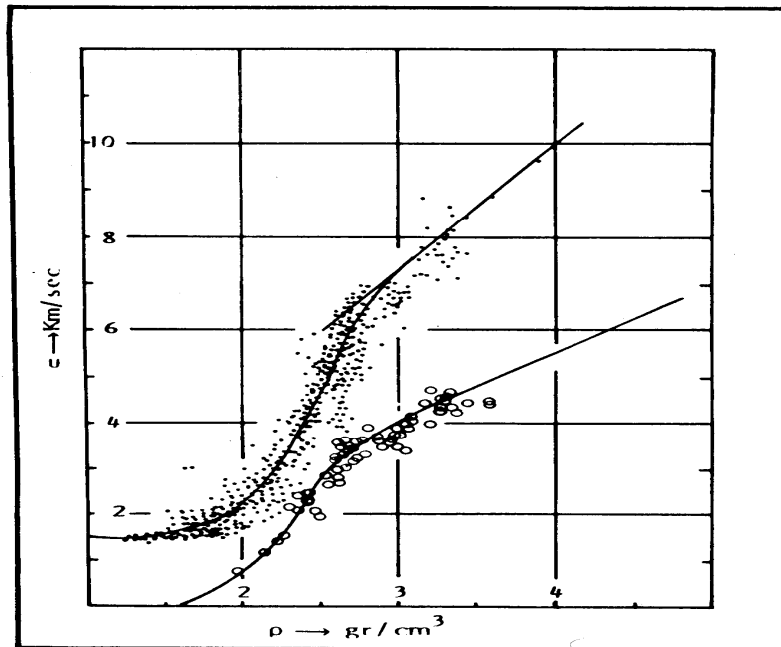
όπου α_f είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος μέσα στο ρευστό (υγρό, αέριο) με το οποίο είναι γεμάτοι οι πόροι του πετρώματος και α_m η ταχύτητα διάδοσης του κύματος μέσα στο πέτρωμα όταν αυτό δεν έχει πόρους.

Η έντονη εξάρτηση της ταχύτητας από το πορώδες ισχύει βέβαια για πετρώματα των οποίων το πορώδες είναι σημαντικό, όπως είναι οι ψαμμίτες, αργιλικοί σχιστόλιθοι, ορισμένα είδη χαλαρών ασθρολιθών και οι άργιλοι. Όμως, τα περισσότερα εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα και οι συμπαγείς ασβεστόλιθοι, οι δολομίτες και οι εβαπορίτες έχουν πολύ μικρό πορώδες και για το λόγο αυτό η ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων μέσα στα πετρώματα αυτά εξαρτάται αποκλειστικά σχεδόν από τις ελαστικές ιδιότητες των ορυκτών που συνθέτουν τα πετρώματα αυτά.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων στη Γη είναι πολύπλοκη συνάρτηση πολλών παραγόντων. Μπορούμε, όμως, να πούμε ότι οι ταχύτητες διάδοσης των ελαστικών κυμάτων μέσα στα πετρώματα του φλοιού της Γης εξαρτάται από το είδος του πετρώματος (ορυκτά που το συνθέτουν, πορώδες), από την ηλικία του και από το βάθος που βρίσκεται μέσα στη Γη.

Στον πίνακα (1) δίνονται τα διαστήματα τιμών των ταχυτήτων διάδοσης των επιμηκών κυμάτων σε διάφορα είδη πετρωμάτων. Παρατηρούμε ότι γενικά οι

ταχύτητες στα εκρηξιγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα είναι μεγαλύτερες από τις ταχύτητες στα ιζηματογενή πετρώματα. Εξαιρετικά μικρές ταχύτητες (0,2-1 Km/sec) παρατηρούνται στα μη συνεκτικά υλικά που συνήθως συνθέτουν το εντελώς επιφανειακό στρώμα του φλοιού της Γης, το οποίο έχει συνήθως πάχος από 4m μέχρι 50m και δημιουργεί σοβαρά προβλήματα στην ερμηνεία των δεδομένων παρατήρησης στη σεισμική διασκόπηση.



Σχήμα 1.8 Ταχύτητες των επιμηκών κυμάτων (πάνω) και των εγκαρσίων κυμάτων (κάτω) σε συνάρτηση με την πυκνότητα (Nafe 1970)

Η εξάρτηση της ταχύτητας των επιμηκών κυμάτων από την ηλικία T , και το βάθος z , των ιζηματογενών πετρωμάτων (ψαμμίτες, αργιλοί σχιστόλιθοι) εκφράζεται με τη σχέση

$$a = K (zT)^{1/6} \quad (21)$$

όπου K είναι σταθερά της οποίας η τιμή είναι 46,5 όταν το z μετριέται σε μέτρα, η T σε χρόνια και η ταχύτητα σε μέτρα ανά δευτερόλεπτο.

ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΗ	α(Km/sec)
Άμμος (ξηρή)	0,2 - 1,0
Άμμος (υγρή)	1,5 - 2,0
Άργιλος	1,0 - 2,5
Ψαμμίτης (Τριτογενής)	2,0 - 2,5
Ψαμμίτης (Λιθανθρακοφόρου)	4,0 - 4,5
Ασβεστόλιθος (Κρητιδικός)	2,0 - 2,5
Ασβεστόλιθος (Λιθανθρακοφόρου)	5,0 - 5,5
Ανυδρίτης	4,5 - 6,5
ΠΥΡΙΓΕΝΗ ΚΑΙ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ	
Γρανίτης	5,5 - 6,0
Σερπεντίνης	5,5 - 6,5
Γάβρος	6,5 - 7,0
Υπερβασικά	7,5 - 8,5

Πίνακας 1. Ταχύτητες των επιμηκών κυμάτων σε διάφορα πετρώματα της Γης.

1.6 Τρόποι παραγωγής ελαστικών κυμάτων στην σεισμική διασκόπηση

Η πηγή των ελαστικών κυμάτων που παράγονται τεχνητά για τους σκοπούς της σεισμικής διασκόπησης είναι ένας περιορισμένος χώρος μέσα στον οποίον γίνεται απότομη απελευθέρωση ενέργειας. Η ενέργεια αυτή προκαλεί έντονη μεταβολή του πεδίου των τάσεων στη γύρω περιοχή με συνέπεια τη δημιουργία ελαστικών κυμάτων τα οποία διαδίδονται μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης για να φθάσουν στην επιφάνεια της και να καταγραφούν από κατάλληλα όργανα. Συνήθως, στις πηγές αυτές παράγονται κατά προτίμηση επιμήκη ελαστικά κύματα τα οποία κυρίως χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση.

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι τεχνητής παραγωγής ελαστικών κυμάτων ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή (ξηρά, θάλασσα, κλπ) και τον επιδιωκόμενο σκοπό (βαθιά ή επιφανειακή διασκόπηση, διασκόπηση πετρελαίου ή μεταλλευμάτων, κλπ). Αναφέρονται εδώ οι περισσότερο χρησιμοποιούμενες πηγές ελαστικών κυμάτων.

α) Τεχνητές εκρήξεις. Οι τεχνητές εκρήξεις με δυναμίτη ή με άλλες εκρηκτικές ύλες ήταν η αποκλειστική σχεδόν πηγή των ελαστικών κυμάτων για τους σκοπούς της σεισμικής διασκόπησης μέχρι το 1953 και εξακολουθούν ακόμα να χρησιμοποιούνται σε μεγάλο βαθμό.

Οι τεχνητές εκρήξεις πραγματοποιούνται, συνήθως, σ' ορισμένο βάθος μέσα στο έδαφος σε τρύπες για να υπάρχει ισχυρή σύζευξη με τα πετρώματα ώστε μεγάλο ποσοστό της ενέργειας της έκρηξης να μετατρέπεται σε ελαστικά κύματα και να μη προκαλείται ζημιά στην επιφάνεια του εδάφους.

Οι εκρήξεις αποτελούν σχετικά φτηνή πηγή ενέργειας ελαστικών κυμάτων και δίνουν κύματα σχετικά μεγάλου φάσματος συχνοτήτων. Έχουν, επίσης, το πλεονέκτημα ότι η διάρκεια του σήματος που παράγουν είναι πολύ μικρή, γιατί η διάρκεια της έκρηξης είναι μικρή. Όμως, επειδή οι εκρηκτικές ύλες είναι επικίνδυνες, δημιουργούνται προβλήματα αποθήκευσης και μεταφοράς και απαιτούνται ειδικές άδειες και σχετική γραφειοκρατική εργασία. Παρουσιάζουν, επίσης, το μειονέκτημα ότι η πειραματική εργασία είναι χρονοβόρα, γιατί πρέπει να γίνουν τρύπες στο έδαφος. Πέρα απ' αυτά, δε μπορεί μ' αυτές να παραχθούν επαναλαμβανόμενα πανομοιότυπα ελαστικά κύματα που απαιτούν ορισμένες μοντέρνες τεχνικές επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων κατά την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης.

β) Άλλες πηγές ελαστικών κυμάτων στην ξηρά. Άλλες πηγές ενέργειας παραγωγής ελαστικών κυμάτων για τη σεισμική διασκόπηση στην ξηρά, εκτός από τις εκρήξεις, έχουν χρησιμοποιηθεί κατά τις τελευταίες τρεις δεκαετίες. Η ενέργεια σ' αυτές παράγεται στην επιφάνεια της Γης με απλά μηχανικά κτυπήματα που προκαλούνται στο έδαφος (π.χ. με πτώση βάρους ή με εκτόνωση αερίου) ή με διαδοχικά περιοδικά κτυπήματα του εδάφους. Από τα πιο γνωστά όργανα της πρώτης κατηγορίας είναι ο Thumper (πτώση βάρους) και ο Dinoseis (εκτόνωση αερίου) και της δεύτερης κατηγορίας (παραγωγή περιοδικών εδαφικών δονήσεων) ο Vibroseis.

Οι πηγές αυτές ενέργειας ελαστικών κυμάτων έχουν διάφορα πλεονεκτήματα, σε σχέση με τις τεχνητές εκρήξεις, μεταξύ των οποίων είναι το ότι δεν προκαλούν βλάβες στην επιφάνεια του εδάφους, δεν απαιτούν οικονομική δαπάνη για τρύπες στο έδαφος και δεν υπάρχουν προβλήματα απρόβλεπτων εκρήξεων.

Ο Thumper αποτελείται από τετραγωνική μάζα σιδήρου τριών τόνων η οποία μεταφέρεται με φορτηγό αυτοκίνητο και πέφτει από ύψος 3 m. Η μάζα συλλέγεται γρήγορα για να χρησιμοποιηθεί αμέσως πάλι καθώς το αυτοκίνητο μετακινείται σε νέα θέση. Χρησιμοποιούνται, συνήθως, περισσότερες μονάδες για να κερδίζεται χρόνος. Σήμερα η παραγωγή ελαστικών κυμάτων με πτώση βάρους γίνεται μόνο σε

περιοχές (ερημικές, κλπ) όπου τα ογκώδη οχήματα μπορούν να μετακινηθούν εύκολα.

Ο Dinoseis αποτελείται από θάλαμο ο οποίος περιέχει εκρηκτικό αέριο (π.χ. προπάνιο και οξυγόνο) και είναι τοποθετημένος στο κάτω μέρος φορτηγού αυτοκινήτου. Η κάτω πλευρά του θαλάμου αποτελείται από οριζόντια πλάκα η οποία μπορεί να μετακινείται κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Κατά την πραγματοποίηση του πειράματος μετακινείται η πλάκα προς τα κάτω ώστε να βρίσκεται σε επαφή με το έδαφος και με ηλεκτρική εκκένωση πραγματοποιείται έκρηξη στο αέριο με συνέπεια την έντονη εκτόνωση του και την εξάσκηση ισχυρής πίεσης στο έδαφος μέσα από την πλάκα. Για να αυξηθεί η ενέργεια, πραγματοποιείται σύγχρονο πείραμα με τρεις ή τέσσερις μονάδες, οι οποίες μπορεί να βρίσκονται και σε ορισμένη απόσταση μεταξύ τους, με συνέπεια το πλάτος του σήματος να αυξάνει. Η δυνατότητα αυτή αποτελεί και το πλεονέκτημα του Dinoseis σε σχέση με τον Thumper. Όμως και η μονάδα αυτή παρουσιάζει το μειονέκτημα ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο σε σχετικά ανοικτές περιοχές λόγω του μεγάλου όγκου της.

Ο Vibroseis είναι μια μονάδα η οποία παράγει ταλαντώσεις (συνήθως με υδραυλικό τρόπο) μικρού πλάτους και συνεχώς αυξανόμενης συχνότητας, οι οποίες μεταφέρονται στο έδαφος μέσα από μια χαλύβδινη τετραγωνική πλάκα που τοποθετείται σταθερά πάνω στο έδαφος. Η μονάδα είναι εγκατεστημένη στο κάτω μέρος φορτηγού αυτοκινήτου. Σε αντίθεση με τους άλλους τρόπους παραγωγής ελαστικών κυμάτων, κατά την εφαρμογή των οποίων επιδιώκεται η παραγωγή σήματος όσο το δυνατόν μικρότερης διάρκειας, στην περίπτωση του Vibroseis το σήμα διαρκεί περίπου 7 δευτερόλεπτα και η συχνότητα του μεταβάλλεται από 6 Hz μέχρι 8 Hz. Τα σήματα αυτά, μετά τη διαδότη τους στα επιφανειακά στρώματα της Γης, συμβάλλουν (προστίθενται) με συνέπεια η καταγραφή που παίρνουμε να είναι πολύπλοκη. Όμως, με κατάλληλη μεθοδολογία επεξεργασίας των ψηφιακών καταγραφών (συσχέτιση με το αρχικό σήμα που παράγει το όργανο, κλπ) επιτυγχάνεται σήμα μικρής διάρκειας όμοιο με αυτό που παράγεται με τις τεχνητές εκρήξεις. Ο Vibroseis παράγει, με σχετικά εύκολο και γρήγορο τρόπο, επαναλαμβανόμενα όμοια σήματα μικρής ενέργειας. Έχει επίσης το πλεονέκτημα ότι δεν προκαλεί βλάβες στην επιφάνεια της Γης, όπως συμβαίνει με τα εκρηκτικά, και μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε κατοικημένες περιοχές. Για το λόγο αυτό, η χρησιμοποίηση του συστήματος αυτού επεκτείνεται συνεχώς.

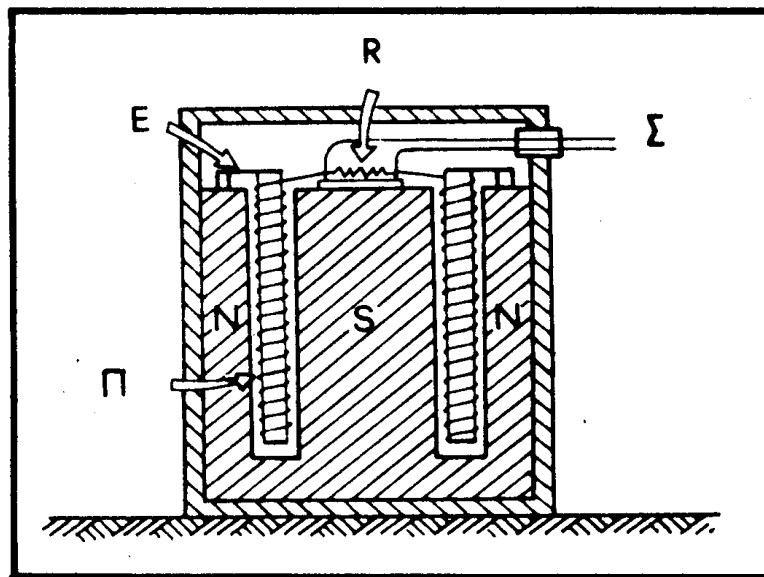
1.6 Όργανα Αναγραφής των Ελαστικών Κυμάτων στη Σεισμική Διασκόπηση

Διασκόπηση

Τα όργανα που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση για την αναγραφή των ελαστικών κυμάτων (εδαφικών κινήσεων) τα οποία παράγονται τεχνητά με τους τρόπους που ήδη αναφέραμε αποτελούνται: από το σύστημα που άμεσα αποκρίνεται στην εδαφική κίνηση και ονομάζεται **γεώφωνο** (για διασκόπηση στην ξηρά) ή **υδρόφωνο** (για διασκόπηση στη θάλασσα), από το σύστημα ενίσχυσης του σήματος εξόδου των γεωφώνων (ή υδροφώνων) το οποίο ονομάζεται **ενισχυτής** και από το σύστημα καταγραφής της σεισμικής κίνησης που ονομάζεται **καταγραφέας**.

Γεώφωνο

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιούνται αποκλειστικά σχεδόν σήμερα βασίζονται στην ίδια αρχή με τα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα κινούμενου πηνίου. Η αρχή λειτουργίας ενός τέτοιου οργάνου δίνεται στο σχήμα 1.9. Αποτελείται από ένα μόνιμο μαγνήτη (NSN) ο οποίος συνδέεται στερεά με το υπόβαθρο και από πηνίο (Π) ο οπλισμός του οποίου συνδέεται με το υπόβαθρο με ελατήριο (ελάσματα Ε) για να μπορεί να ταλαντώνεται ελεύθερα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση



Σχήμα 1.9 Αρχή λειτουργίας γεωφώνου (Kearey and Brooks 1984). Δείχνονται ο μαγνήτης (NSN), το πηνίο (Π), το έλασμα εξάρτησης (Ε), η ηλεκτρική αντίσταση (R) και τα καλώδια (Σ) που συνδέουν το γεώφωνο με τον ενισχυτή.

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

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

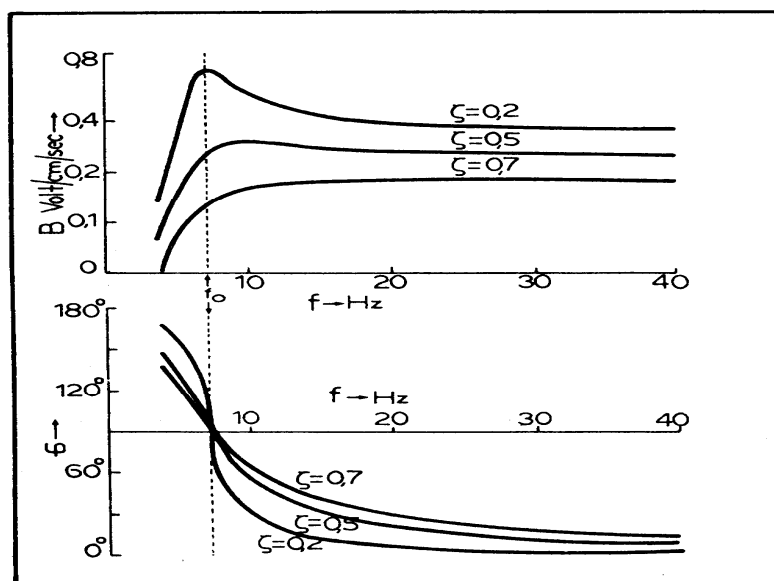
Το σύστημα που ταλαντώνεται σε σχέση με το έδαφος περιλαμβάνει το πηνίο και τον σπλισμό του (μαλακός σίδηρος). Αν το σύστημα αυτό έχει μάζα m και η σταθερά των ελατηρίων είναι κ , η **ιδιοσυχνότητα του γεωφώνου**, η οποία αποτελεί σταθερά του οργάνου, δίνεται από τη σχέση

$$f_0 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{\kappa}{m}} \quad (22)$$

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

Για να περιορίζεται κατά το δυνατόν η ιδιοταλάντωση του πηνίου, ώστε η παραγόμενη τάση εξόδου να καθορίζεται αποκλειστικά σχεδόν από την πραγματική κίνηση του εδάφους, εφαρμόζεται στο σύστημα δύναμη ηλεκτρομαγνητικής **απόσβεσης** της ιδιοταλάντωσης του πηνίου. Αυτή οφείλεται στα ρεύματα Foucault, που παράγονται στο μαλακό σίδηρο και στο ρεύμα που διαρρέει εξωτερική αντίσταση (R στο σχήμα 1.10) η οποία συνδέεται στα άκρα του πηνίου. Η δύναμη απόσβεσης είναι ανάλογη της ταχύτητας της σχετικής κίνησης πηνίου-εδάφους και ο συντελεστής αναλογίας, c , λέγεται **συντελεστής απόσβεσης**. Η τιμή c_0 , του συντελεστή απόσβεσης για την οποία το πηνίο φθάνει στην κατάσταση ηρεμίας στο συντομότερο δυνατό χρόνο λέγεται συντελεστής κρίσιμης απόσβεσης, ενώ ο λόγος $c/c_0 = \zeta$ λέγεται **παράγοντας απόσβεσης**. Όταν είναι $\zeta > 1$, $\zeta = 1$ και $\zeta < 1$ έχουμε **ισχυρή, κρίσιμη** και **ασθενή** απόσβεση, αντίστοιχα.

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



Σχήμα 1.9 Δυναμική μεγέθυνση, B , του γεωφώνου (πάνω) και διαφορά φάσης, ϕ , μεταξύ ταχύτητας εδάφους και τάσης εξόδου του γεωφώνου (κάτω) σε συνάρτηση με τη συχνότητα ταλάντωσης του εδάφους για τρεις τιμές του παράγοντα απόσβεσης (Telford et al. 1976).

Το πάνω μέρος του σχήματος 1.9 δίνει τη μεταβολή του λόγου, B , σε συνάρτηση με τη συχνότητα, f , της ταλάντωσης του εδάφους (καμπύλες απόκρισης) για γεωφώνο ιδιοσυχνότητας $f_0 = 7$ Hz και για τρεις τιμές του παράγοντα απόσβεσης ($\zeta = 0,2-0,5-0,7$), ενώ το κάτω μέρος του σχήματος δίνει την αντίστοιχη μεταβολή της διαφοράς φάσης, ϕ .

Παρατηρούμε (πάνω μέρος του σχήματος 1.9) ότι όταν η τιμή του παράγοντα απόσβεσης είναι μεγάλη (π.χ. 0,7) και η συχνότητα της εδαφικής κίνησης αρκετά μεγαλύτερη της ιδιοσυχνότητας του γεωφώνου, η καμπύλη απόκρισης είναι σχεδόν παράλληλη με τον άξονα των συχνοτήτων, δηλαδή, η B είναι σχεδόν ανεξάρτητη των συχνοτήτων. Αυτό έχει σα συνέπεια οι τιμές της τάσης

εξόδου να είναι απλώς πολλαπλάσιες των αντίστοιχων τιμών της ταχύτητας του εδάφους επί ένα σταθερό παράγοντα (τον B) ανεξάρτητο από τις συχνότητες ταλάντωσης του εδάφους, δηλαδή, να μεταβάλλονται οι τιμές της τάσης κατά ανάλογο τρόπο και ομοιόμορφα με τις τιμές της ταχύτητας του εδάφους σε όλο το χρονικό διάστημα που διαρκεί η εδαφική ταλάντωση.

Παρατηρούμε επίσης (κάτω μέρος του σχήματος 1.9) ότι, όταν ο παράγοντας απόσβεσης είναι μεγάλος (π.χ. 0,7) και η συχνότητα έχει σχετικέ μεγάλη τιμή, η διαφορά φάσης είναι σχεδόν γραμμική συνάρτηση της συχνότητας του εδάφους, πράγμα που έχει σα συνέπεια όλες οι τιμές της τάσης εξόδου να εμφανίζονται χρονικά μετατοπισμένες, σε σχέση με το χρόνο πραγματοποίησης της αντίστοιχης εδαφικής ταλάντωσης, κατά σταθερό χρονικό διάστημα, ανεξάρτητα από τη συχνότητα της εδαφικής ταλάντωσης.

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

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

Πρέπει όμως, να έχουμε υπόψη μας ότι η επιλογή μικρής ιδιοσυχνότητας για τα γεώφωνα, σε σχέση με τη συχνότητα των ελαστικών κυμάτων καθώς επίσης και η επιλογή μεγάλης τιμής παράγοντα απόσβεσης έχει σα συνέπεια την ελάττωση της ευαισθησίας (μεγέθυνσης) των γεωφώνων. Πρέπει συνεπώς, να επιλέγουμε σταθερές

των γεωφώνων ανάλογα με το επιδιωκόμενο αποτέλεσμα. Υπάρχουν π.χ. περιπτώσεις που αδιαφορούμε για την παραμόρφωση της τάσης εξόδου, σε σχέση με την ταχύτητα του εδάφους, και ενδιαφερόμαστε περισσότερο να έχει το γεωφώνο μεγάλη ευαισθησία. Τέτοια είναι η περίπτωση που θέλουμε να έχουμε έντονες τις πρώτες αφίξεις των κυμάτων για να τις διακρίνουμε από το θόρυβο. Αυτό το πετυχαίνουμε εύκολα με ελάττωση του παράγοντα απόσβεσης (π.χ. $\zeta = 0,5$).

Ενισχυτές

Το σήμα (τάση) εξόδου των γεωφώνων είναι συνήθως πολύ μικρό για να είναι δυνατή η απευθείας αναγραφή του χωρίς προηγούμενη ενίσχυση. Πέρα από το βασικό αυτό λόγο, υπάρχουν δύο ακόμα σημαντικοί λόγοι για τους οποίους επιβάλλεται η χρησιμοποίηση ενισχυτών του σήματος των γεωφώνων.

Ο δεύτερος λόγος για τον οποίο επιβάλλεται η χρήση ενισχυτών είναι ότι αυτοί φιλτράρουν την έξοδο των γεωφώνων και αυξάνουν έτσι το λόγο του σήματος προς το θόρυβο.

Ο τρίτος λόγος για τον οποίον χρησιμοποιούνται ενισχυτές είναι ότι οι τάσεις εξόδου των γεωφώνων κατά την αναγραφή μιας έκρηξης ποικίλουν εξαιρετικά και δεν είναι δυνατή η αναγραφή διαφόρων σημάτων που καλύπτουν μεγάλο διάστημα πλατών. Το διάστημα δυνατότητας των γεωφώνων, δηλαδή, ο λόγος του μέγιστου προς το ελάχιστο πλάτος του σήματος που μπορούν να ανιχνεύσουν είναι της τάξης του 10^5 ή 100 db ($= 20 \log 10^5$), γιατί η τάση εξόδου στην αρχή, που η εδαφική κίνηση είναι ισχυρή, είναι της τάξης των λίγων δεκάτων του IVolt, ενώ στο τέλος, που η εδαφική κίνηση πλησιάζει το μέγεθος του εδαφικού θορύβου, είναι της τάξης του 1 $\mu V (= 10^{-6}V)$. Συνεπώς, ο ενισχυτής πρέπει να έχει τη δυνατότητα καθορισμοί του διαστήματος αξιόπιστης ανίχνευσης των σημάτων.

Οι σύγχρονοι ενισχυτές, οι οποίοι περιλαμβάνουν ηλεκτρονικά κυκλώματα στερεάς κατάστασης για να είναι μικρών διαστάσεων, έχουν μέγιστη ενίσχυση της τάξης του 10^5 (100db). Δηλαδή, όταν η τάση εισόδου τους είναι 10 μV , η τάση εξόδου τους είναι IV. Η μέγιστη αυτή ενίσχυση μπορεί πολλές φορές να φθάσει μέχρι 10^7 (140 db). Μικρότερες ενισχύσεις μπορεί να επιτευχθούν με ειδικό διακόπτη, ο οποίος ελαττώνει την ενίσχυση κατά στάδια.

Η ενίσχυση μεταβάλλεται αυτόματα κατά τη διάρκεια της αναγραφής ώστε να γίνεται περιορισμός (συμπίεση) του διαστήματος δυνατότητας. Αυτό επιτυγχάνεται με ειδικό κύκλωμα το οποίο ονομάζεται AGC (Automatic Gain Control) και το οποίο μετράει το σήμα εξόδου επί ορισμένο μικρό χρονικό διάστημα

για να ρυθμίσει την ενίσχυση έτσι ώστε η τάση εξόδου να είναι σχεδόν σταθερή και ανεξάρτητη από τις τιμές της τάσης εισόδου.

Οι καμπύλες απόκρισης των ενισχυτών που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση ανάκλασης (σήματα 10-100Hz) και διάθλασης (σήματα 1-50Hz) είναι παράλληλες προς τον άξονα των συχνοτήτων από 1 Hz μέχρι 200 Hz ώστε να μη παραμορφώνεται το σήμα εξόδου, το οποίο δίνουν στους καταγραφείς, σε σχέση με το σήμα εισόδου, το οποίο παίρνουν από τα γεώφωνα. Οι ενισχυτές που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση των επιφανειακών στρωμάτων (<200m) της Γης (διασκόπηση μεταλλευμάτων, κλπ), όπου τα ελαστικά κύματα είναι μεγάλων συχνοτήτων, έχουν καμπύλες απόκρισης παράλληλες προς τον άξονα των συχνοτήτων, πολλές φορές μέχρι τα 500 Hz.

Οι σεισμικοί ενισχυτές έχουν ένα αριθμό φίλτρων (κατάλληλα ηλεκτρονικά κυκλώματα) για να απαλλάσσουν, κατά το δυνατόν, την αναγραφή από ανεπιθύμητο θόρυβο ή από σήματα ελαστικών κυμάτων για τα οποία δεν ενδιαφερόμαστε. Συνήθως, παρέχεται η δυνατότητα επιλογής της ελαχίστης και μέγιστης συχνότητας των σημάτων για τα οποία ενδιαφερόμαστε και εμποδίζεται ο εκτός των ορίων αυτών «θόρυβος» να εμφανιστεί στην έξοδο του ενισχυτή.

Καταγραφείς

Υπάρχουν δύο βασικοί τρόποι καταγραφής των σεισμικών σημάτων, ο αναλογικός τρόπος καταγραφής και ο ψηφιακός τρόπος καταγραφής.

α) Αναλογική καταγραφή. Οι καταγραφές των τεχνητών δονήσεων κατά τα πρώτα τριάντα χρόνια της σεισμικής διασκόπησης γινόταν απευθείας πάνω σε φωτογραφική ταινία κατά ανάλογο τρόπο που γινόταν και γίνονται ακόμα σε σημαντικό βαθμό οι αναγραφές των σεισμών. Η καταγραφή αυτή γίνεται ως εξής:

Η έξοδος του ενισχυτή διαβιβάζεται στους ακροδέκτες κατοπτρικού γαλβανομέτρου στον καθρέφτη του οποίου ανακλάται φωτεινή δέσμη η οποία καταλήγει τελικά σε φωτογραφική ταινία. Κατά την ταλάντωση του εδάφους δημιουργείται ηλεκτρικό σήμα στα άκρα του γεωφώνου (ή υδροφώνου) το οποίο, μετά την ενίσχυση του, διαβιβάζεται στους ακροδέκτες του γαλβανομέτρου. Ο καθρέφτης του γαλβανομέτρου μπαίνει σε αντίστοιχη ταλάντωση η οποία τελικά μεταβιβάζεται στη φωτογραφική ταινία και γράφεται με τη μορφή συνεχούς γραμμής. Η συνεχής αυτή καταγραφή του σήματος λέγεται **αναλογική καταγραφή**.

Πάνω στην ταινία που γράφονται τα ελαστικά κύματα, σημειώνεται αυτόματα και ο χρόνος πραγματοποίησης της έκρηξης. Η αναγραφή του χρόνου της έκρηξης πραγματοποιείται με σύνδεση της θέσης της έκρηξης με τη θέση της

αναγραφής, με καλώδιο στην περίπτωση της εργασίας ανάκλασης και ραδιοφωνικά στην περίπτωση της εργασίας διάθλασης. Πάνω στην ταινία σημειώνεται επίσης ο χρόνος, με γραμμές κάθετες προς τη διεύθυνση μετάθεσης αυτής. Οι αναγραφές αυτές σημειώνονται, συνήθως, ανά 0,01 sec ή ανά 0,005 sec και είναι εντονότερες ανά 0,1 sec για να διευκολύνεται η ανάγνωση.

Γύρω στις αρχές της δεκαετίας του 1950 άρχισε η αναγραφή των σημάτων κατά συνεχή (αναλογικό) επίσης τρόπο πάνω σε **μαγνητικές ταινίες**. Οι αναλογικοί μαγνητικοί καταγραφείς έχουν, συνήθως, κεφαλές για να αναγράφουν συγχρόνως με πολλά παράλληλα κανάλια (μέχρι 50). Αρχικά, η έξοδος του ενισχυτή συνδεόταν απευθείας στην κεφαλή του μαγνητικού καταγραφέα και προκαλούσε μαγνήτιση στην ταινία ανάλογη με την ένταση του ρεύματος και συνεπώς ανάλογη με το πλάτος του σήματος. Αργότερα, η απευθείας καταγραφή αντικαταστάθηκε με έμμεση καταγραφή που περιλαμβάνει διαμόρφωση κατά συχνότητα ή κατά πλάτος, γιατί με τον τρόπο αυτό μειώνεται ο θόρυβος και μπορεί να γίνει καταγραφή σημάτων μεγαλύτερου διαστήματος πλατών. Τα δεδομένα που είναι γραμμένα σε μαγνητική ταινία μετατρέπονται κατόπιν σε οπτική καταγραφή (play back) για να είναι δυνατή η παρακολούθηση των σημάτων και η ερμηνεία τους.

β) Ψηφιακή καταγραφή. Η εισαγωγή της ψηφιακής καταγραφής στη σεισμική διασκόπηση αποτέλεσε σταθμό στην ανάπτυξη της διασκόπησης αυτής. Ενώ στην αναλογική καταγραφή το σήμα παριστάνεται με τη συνεχή καταγραφή μιας ποσότητας (ηλεκτρικής τάσης, κλπ), κατά την ψηφιακή καταγραφή το σήμα παριστάνεται με σειρά αριθμών οι οποίοι αποτελούν μέτρο της τιμής της ποσότητας ανά ίσα χρονικά διαστήματα (π.χ. ανά 2 msec).

Κατά την ψηφιακή καταγραφή δεν εφαρμόζεται το δεκαδικό σύστημα, που χρησιμοποιεί δέκα ψηφία και αποτελεί τη βάση της συνηθισμένης αριθμητικής μας, αλλά το **δυναδικό σύστημα**, που χρησιμοποιεί αντί δέκα δύο μόνο ψηφία, το 0 και το 1. Έτσι, όπως ο αριθμός 3217 στο δεκαδικό σύστημα αποτελεί συνοπτική αναγραφή του αριθμού $7 \times 10^0 + 1 \times 10^1 + 2 \times 10^2 + 3 \times 10^3$ έτσι και ο αριθμός 1011 στο δυαδικό σύστημα αποτελεί συνοπτική αναγραφή του αριθμού $1 \times 2^0 + 1 \times 2^1 + 0 \times 2^2 + 1 \times 2^3$ ο οποίος στο δεκαδικό σύστημα είναι ο 11.

Η χρησιμοποίηση του δυαδικού συστήματος παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι έχει μόνο δύο ψηφία, το 0 και το 1, και έτσι δύο μόνο συνθήκες (ναι ή όχι) αρκούν για να παραστήσουν δυαδικούς αριθμούς, όπως π.χ. είναι το άνοιγμα (1) ή το κλείσιμο (0) ενός διακόπτη, η μαγνήτιση (1) ή η μη μαγνήτιση (0) ενός τμήματος μαγνητικής ταινίας, θετικός τετραγωνικός παλμός (1) ή αρνητικός τετραγωνικός παλ-

μός (0). Κάθε μία συνθήκη (π.χ. παλμός) που παριστάνει το 1 ή το 0 ονομάζεται bit και η σειρά των bit που δίνει την τιμή της ποσότητας λέγεται **λέξη**.

Κατά την ψηφιακή καταγραφή, τα αναλογικά σήματα της εξόδου ενός γεωφώνου (ή ενός αναλογικού ενισχυτή) **ψηφιοποιούνται**, δηλαδή, λαμβάνονται τιμές της τάσης εξόδου ανά ίσα χρονικά διαστήματα με ηλεκτρονικό κύκλωμα ADC (Analog to Digital Converter) και μετατρέπονται στο δυαδικό σύστημα για να καταγραφούν σε μαγνητική ταινία. Οι μαγνητικές ταινίες έχουν συνήθως πλάτος μισής ή μιας ίντσας. Για ταινίες μισής ίντσας ο μαγνητικός καταγραφέας έχει συνήθως εννιά κεφαλές. Έτσι, μια λέξη με 6 bits γράφεται σε μια σειρά (byte), δηλαδή σε μια γραμμή εγκάρσια της ταινίας, ενώ οι υπόλοιπες τρεις θέσεις της σειράς χρησιμοποιούνται για την καταγραφή πρόσθετων πληροφοριών. Αν η λέξη έχει περισσότερα από εννιά bits χρησιμοποιείται και άλλη σειρά της ταινίας. Όταν η ταινία είναι μιας ίντσας χρησιμοποιούνται 21 κεφαλές. Το ψηφίο 1 δηλώνεται με απλή μαγνήτιση του αντίστοιχου τμήματος (θέσης) της ταινίας, ενώ το ψηφίο 0 δηλώνεται με τη μη μαγνήτιση της αντίστοιχης θέσης της ταινίας.

Κατά την ψηφιακή καταγραφή μπορεί να χρησιμοποιηθεί αναλογικός ενισχυτής. Σήμερα, όμως, χρησιμοποιούνται ψηφιακοί ενισχυτές, επειδή αυτοί έχουν διάφορα πλεονεκτήματα, μεταξύ των οποίων είναι το ότι έχουν μεγαλύτερο διάστημα δυνατότητας (dynamic range). Οι ενισχυτές αυτοί είναι, συνήθως, δυαδικής μεγέθυνσης (binary-gain), δηλαδή, η ενίσχυση σε κάθε βήμα (κάθε στροφή του διακόπτη) διπλασιάζεται σε σχέση προς την προηγούμενη τιμή της ή όπως συνηθέστερα λέγεται η ενίσχυση αυξάνεται κατά 6 db ($20 \log 2 = 6$) σε κάθε βήμα.

Η ψηφιακή καταγραφή και επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων περιλαμβάνει μια μακρά σειρά διαδικασιών οι οποίες γίνονται σε χρόνο της τάξης των μικροδευτερολέπτων. Η όλη διαδικασία ελέγχεται από χρονόμετρο κρυστάλλου το οποίο δίνει τον πραγματικό χρόνο (real time) ανά σταθερά χρονικά διαστήματα με σειρά παλμών ορισμένου σχήματος. Ο χρόνος αυτός γράφεται με ψηφιακή μορφή σε προσδιορισμένες θέσεις της μαγνητικής ταινίας.

Ενώ η ψηφιακή μορφή των σεισμικών δεδομένων είναι κατάλληλη για καταγραφή και επεξεργασία, η αναλογική τους μορφή είναι περισσότερο κατάλληλη για έλεγχο της ομαλής λειτουργίας των διαφόρων μονάδων και βοηθάει επίσης σημαντικά στην ερμηνεία των δεδομένων. Για το λόγο αυτό, συνήθως, τα ψηφιακά δεδομένα μετατρέπονται τελικά σε αναλογική μορφή με κύκλωμα DAC (Digital to Analog Converter). Κατά τη διαδικασία αυτή, που είναι

γνωστή ως play back, κάθε θέση (bit) της μαγνητικής ταινίας δημιουργεί ή δε δημιουργεί σήμα αν είναι ή δεν είναι μαγνητισμένη, αντίστοιχα, και δίνεται έτσι η τιμή της τάσης στο δυαδικό σύστημα και στη συνέχεια μετατρέπεται στο δεκαδικό σύστημα. Επειδή οι τιμές δίνονται κατά ασυνεχή τρόπο, χρησιμοποιούνται φίλτρα αποβολής των υψηλών συχνοτήτων για να εξομαλύνονται οι τιμές και να αντιστοιχούν σε ομαλή καμπύλη. Οι εξομαλυμένες τιμές ενισχύονται κατόπιν ανάλογα με το σύστημα καταγραφής που διαθέτουμε και δίνονται σε οπτική μορφή.

Η ψηφιακή καταγραφή παρουσιάζει τόσο σοβαρά πλεονεκτήματα σε σχέση με την αναλογική ώστε να τείνει να την αντικαταστήσει σχεδόν ολοκληρωτικά. Έτσι, ενώ το διάστημα δυνατότητας στην αναλογική καταγραφή είναι της τάξης των 45 db στην ψηφιακή καταγραφή αυτό είναι της τάξης των 156 db. Η ψηφιακή καταγραφή παρέχει τεράστιες δυνατότητες επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων. Με κατάλληλο προγραμματισμό γίνεται απευθείας επεξεργασία με ψηφιακό ηλεκτρονικό υπολογιστή των δεδομένων που είναι γραμμένα με ψηφιακή μορφή σε μαγνητική ταινία.

Παρά τα πλεονεκτήματα αυτά της ψηφιακής καταγραφής, η αρχική μορφή των δεδομένων (γεωφώνω) και η τελική τους μορφή είναι αναλογική.

Εδαφικός Θόρυβος

Στις αναγραφές των γεωφώνων, οι οποίες λαμβάνονται κατά την πραγματοποίηση των σεισμικών διασκοπήσεων, εμφανίζονται και εδαφικές ταλαντώσεις οι οποίες είναι ανεπιθύμητες, γιατί εμποδίζουν την ακριβή διάκριση των σημάτων των οποίων οι χρόνοι άφιξης πρέπει να μετρούνται με ακρίβεια. Οι ανεπιθύμητες αυτές εδαφικές ταλαντώσεις ονομάζονται **εδαφικός θόρυβος**, ενώ οι εδαφικές ταλαντώσεις από τις οποίες λαμβάνονται χρήσιμες πληροφορίες για τη σεισμική διασκόπηση ονομάζονται **σήματα**.

Η ποιότητα των καταγραφών κατά τη σεισμική διασκόπηση και ο βαθμός αξιοποίησης τους καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το λόγο, S/N , του πλάτους, S , του σήματος προς το πλάτος, N , του θορύβου. Τεράστια προσπάθεια έχει γίνει μέχρι σήμερα για την όσο το δυνατόν αύξηση του λόγου αυτού.

Ο εδαφικός θόρυβος διακρίνεται σε **συναφή θόρυβο** (coherent noise) ο οποίος παρατηρείται με παρόμοια μορφή στις αναγραφές διαφόρων γεωφώνων τα οποία βρίσκονται σε διάφορες θέσεις και μπορεί να προβλεφθεί η μορφή του σε μια θέση από τις αναγραφές του σε κοντινές θέσεις, και σε **μη συναφή θόρυβο** (incoherent noise) ο οποίος δεν έχει αυτές τις ιδιότητες.

Ο συναφής θόρυβος μπορεί να οφείλεται σε κατακόρυφη διάδοση της ελαστικής ενέργειας ή σε οριζόντια διάδοση της και μπορεί η αναγραφή του σε μια ορισμένη θέση να είναι επαναλήψιμη. Ο συναφής θόρυβος μπορεί να είναι επιφανειακά ελαστικά κύματα, ανακλάσεις σε σχετικά ομαλές επιφανειακές δομές, εδαφικές κινήσεις που προκαλούνται από μέσα συγκοινωνίας, κλπ. Για την ελάττωση του συναφούς εδαφικού θορύβου εφαρμόζονται τεχνικές οι οποίες βασίζονται στις ιδιότητες της συνάφειας, στη διεύθυνση διάδοσης του θορύβου (οριζόντια ή κατακόρυφη) και στην επαναληψιμότητά του.

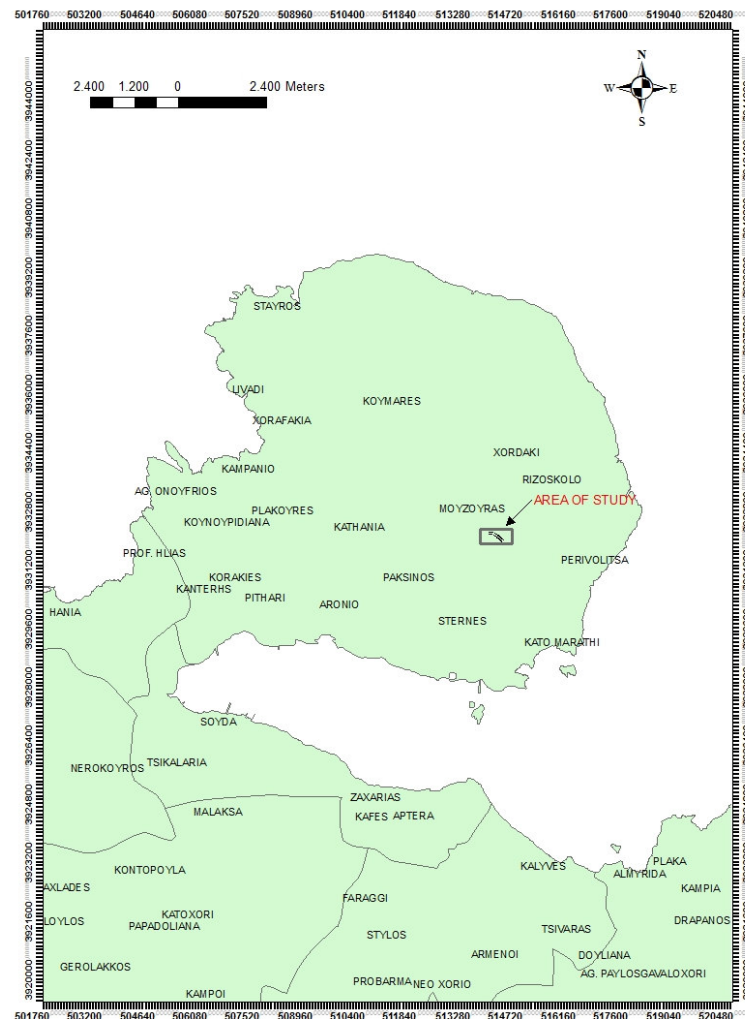
Ο μη συναφής θόρυβος, ο οποίος παρουσιάζει τυχαία χωρική κατανομή και είναι επαναλήψιμος, οφείλεται σε διασπορά της ελαστικής ενέργειας σε ανώμαλες και ανομοιογενείς επιφάνειες. Ο επαναλήψιμος τυχαίος θόρυβος προκαλείται από τον αέρα ο οποίος θέτει σε ταλάντωση τα γεώφωνα ή τις ρίζες των δένδρων, από το περπάτημα των ανθρώπων και ζώων, κλπ.

2. ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

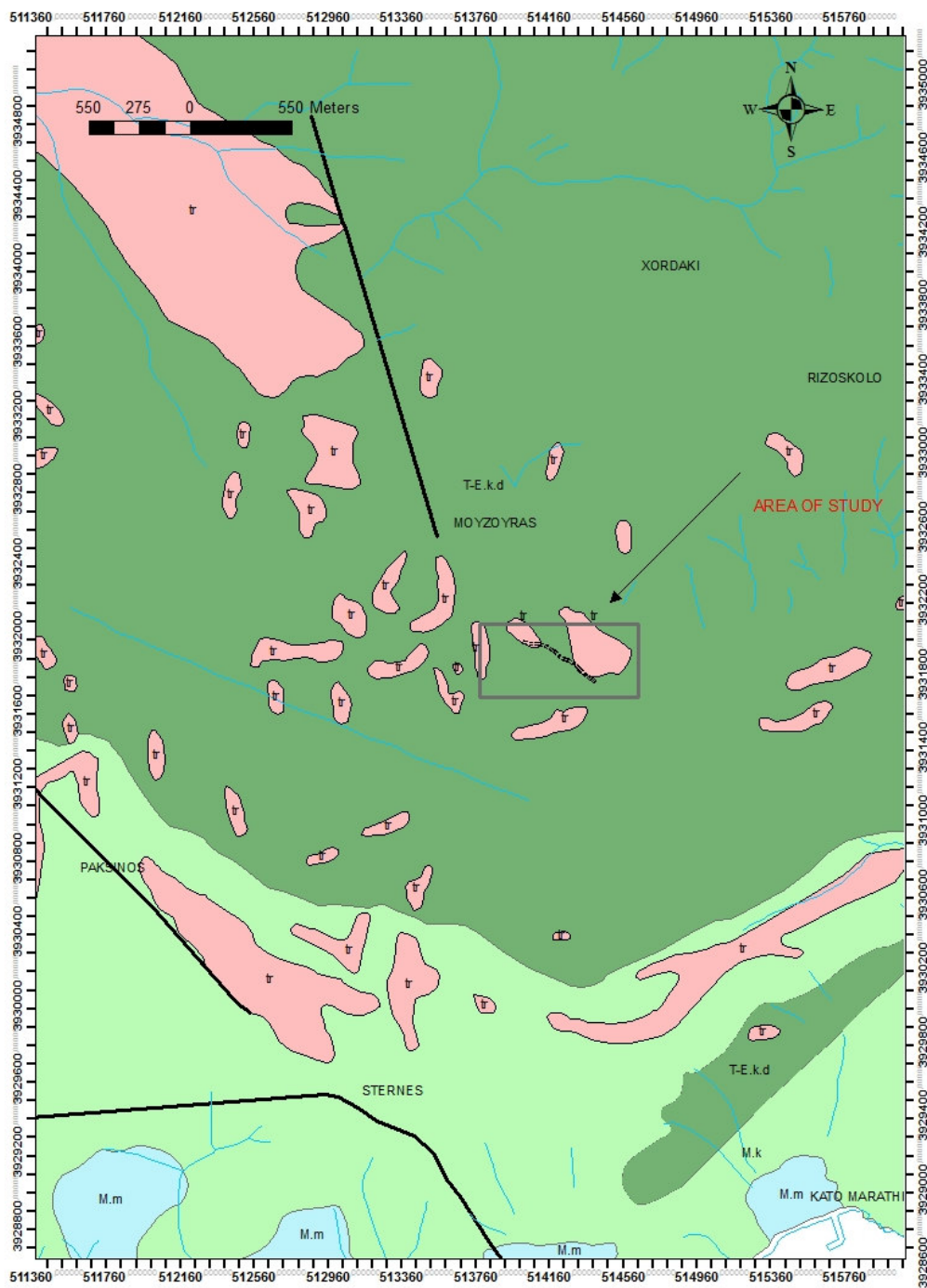
2.1 Εισαγωγή

Η περιοχή έρευνας εντοπίζεται στο Ακρωτήρι Χανίων (σχ. 2.1). Πιο συγκεκριμένα η ευρύτερη περιοχής μελέτης (σχ. 3.2, 3.3) καλύπτεται από Τριαδικούς – Κρητιδικούς ασβεστόλιθους, ενώ σε πολλές θέσεις αυτοί καλύπτονται από ερυθρογή.

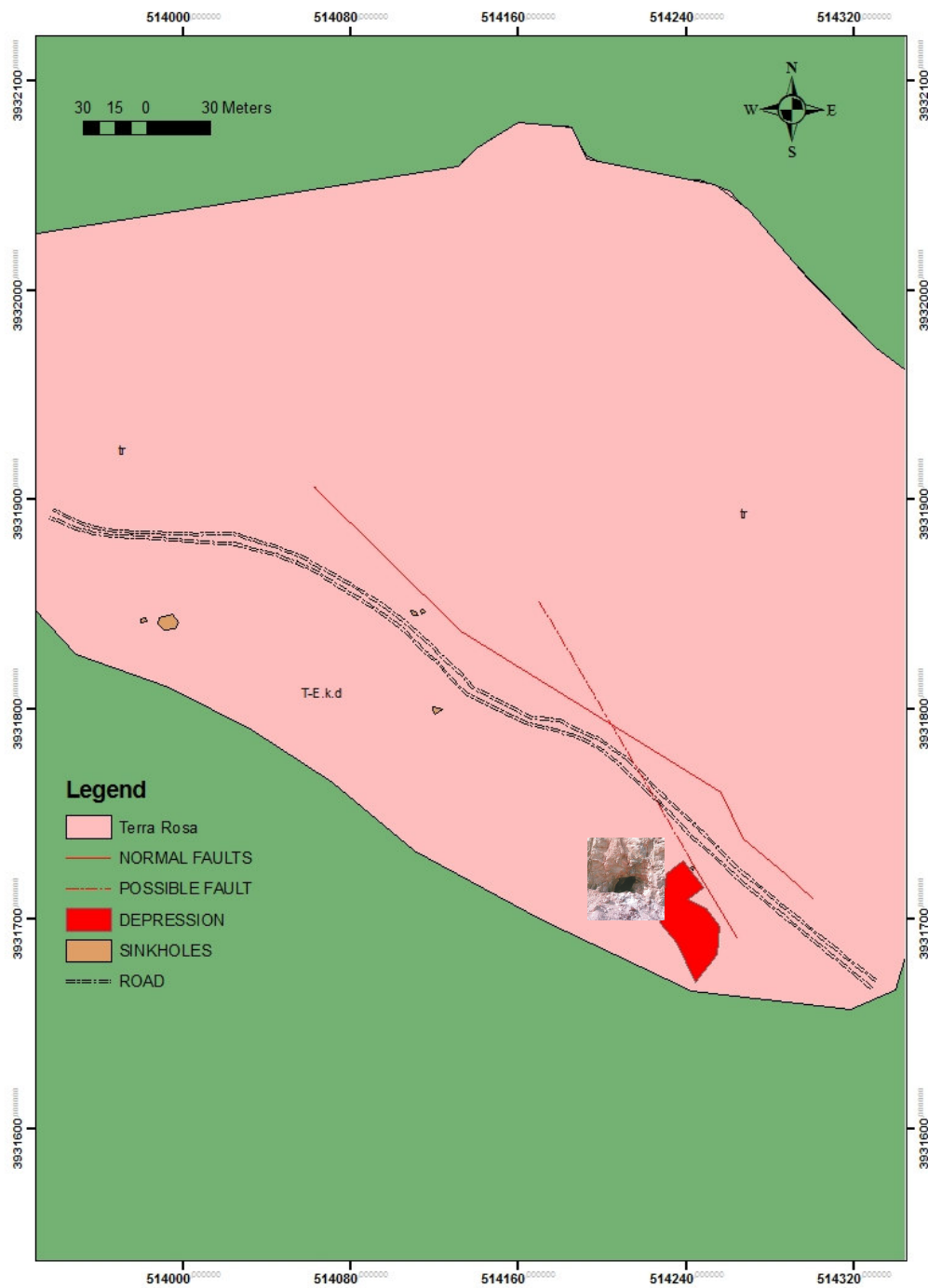
Η ρηξιγενής τεκτονική, αντιπροσωπεύεται από μία κύρια οικογένεια διεύθυνσης NW–SE με κλίσεις 50–90°.



Σχήμα 2.1 Η ευρύτερη περιοχή μελέτης



Σχήμα 2.2 Γεωλογικός χάρτης (IGME 1:50000 της ευρύτερης περιοχής μελέτης)



Σχήμα 2.2 Γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση της εξεταζόμενης περιοχής

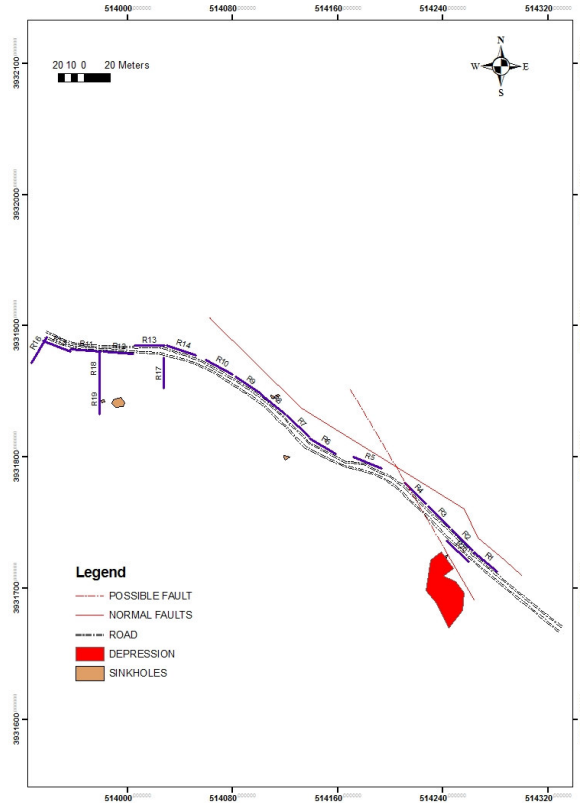
3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

3.1 Εισαγωγή

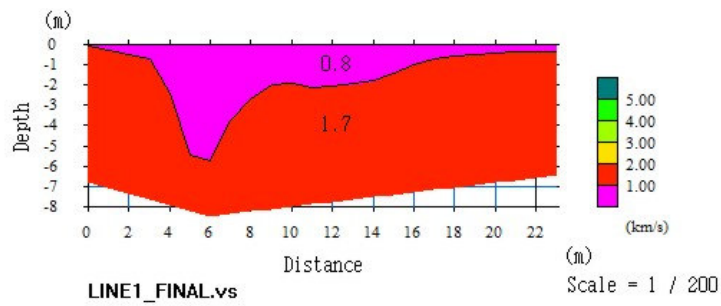
Το πείραμα σεισμικής διάθλασης στην παρούσα περίπτωση έγινε για να καθοριστεί η στρωματογραφία μέχρι ένα βάθος 5-8 m κατά μήκος ενός δρόμου, όπου υπήρχαν υποψίες για την παρουσία καρστικών εγκοίλων. Για το λόγο αυτό εφαρμόστηκε η μεθοδολογία της σεισμικής διάθλασης κατά μήκος 20 τομών (σχ. 3.1), με διαστήματα δειγματοληψίας 0.06225s και 0.03125s. Ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε ένα σεισμικό σφυρί βάρους 7 κιλών, το καταγραφικό ήταν το Geometrics R-24 Strataview και τα γεώφωνα 24 12Hz ΟΥΟ.

Ο εντοπισμός των πρώτων αφίξεων και η επιπλέον επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων έγινε χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα SeisImager.

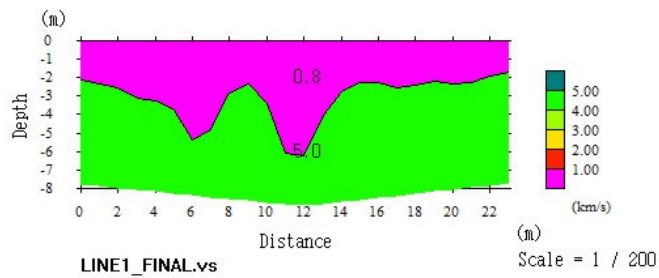
Στην συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας.



Σχήμα 3.1 Χάρτης που παρουσιάζει τις σεισμικές γραμμές στην εξεταζόμενη περιοχή

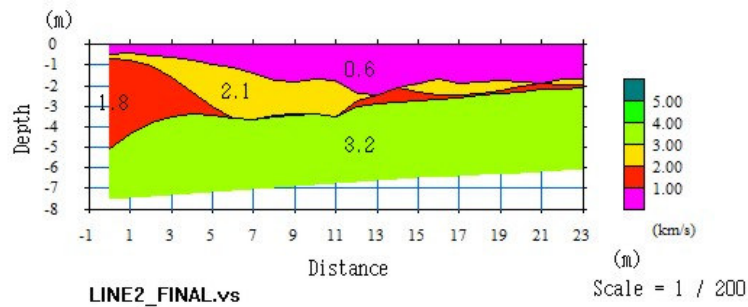


(a)

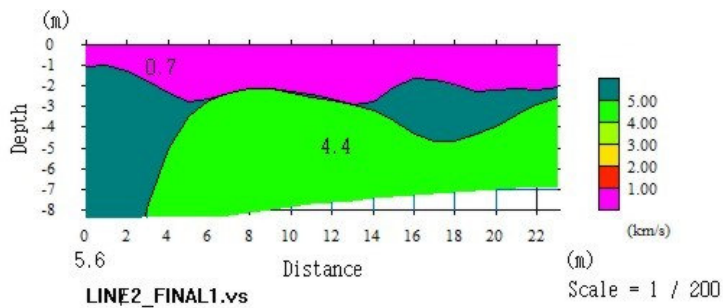


(b)

Σχήμα 3.2 Γραμμή 1: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

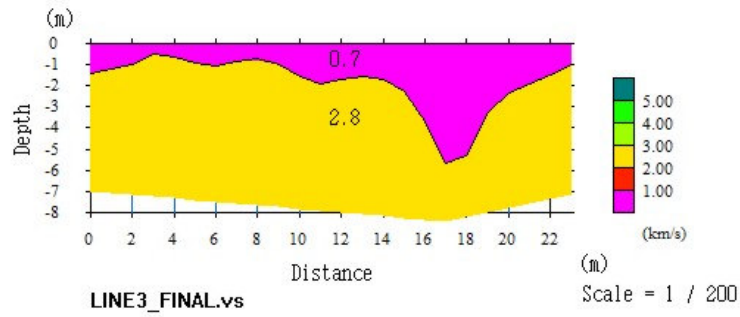


(a)

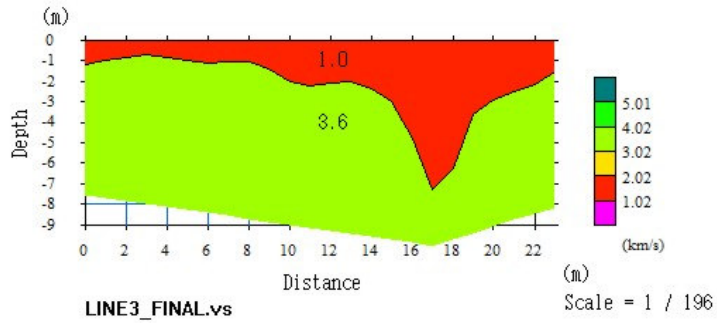


(b)

Σχήμα 3.3 Γραμμή 2: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

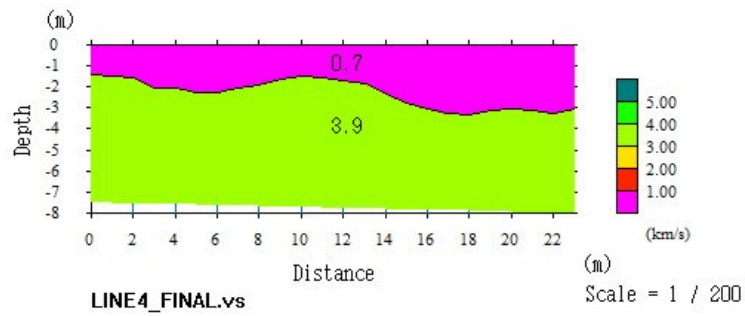


(a)

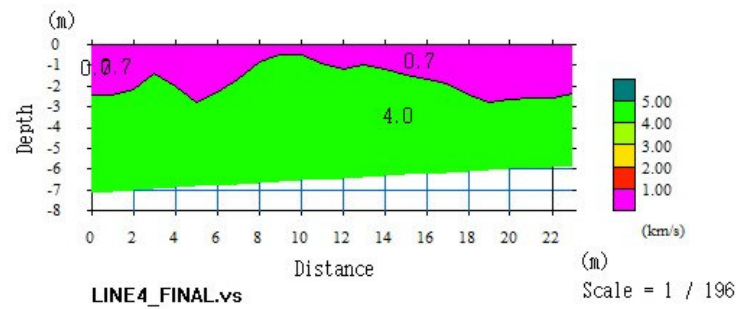


(b)

Σχήμα 3.4 Γραμμή 3: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

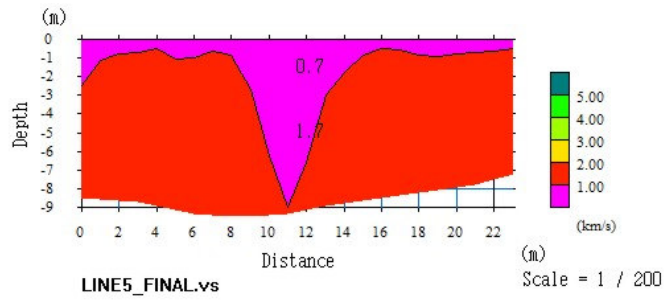


(a)

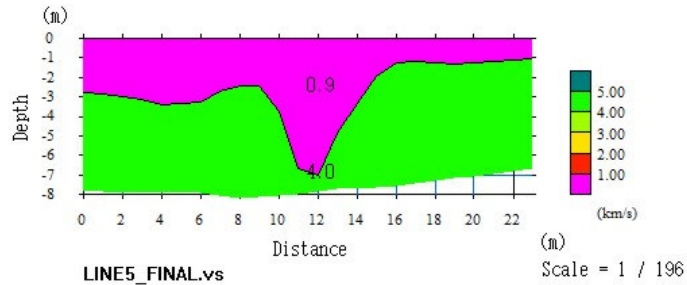


(b)

Σχήμα 3.5 Γραμμή 4: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

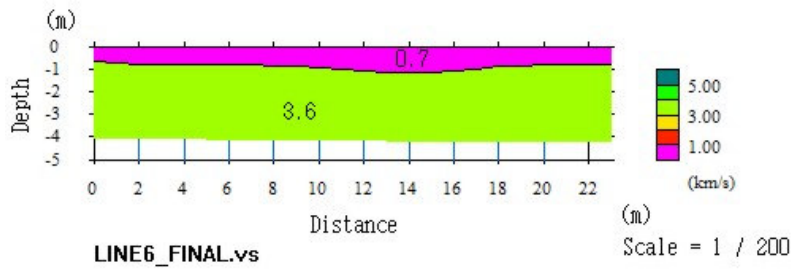


(a)

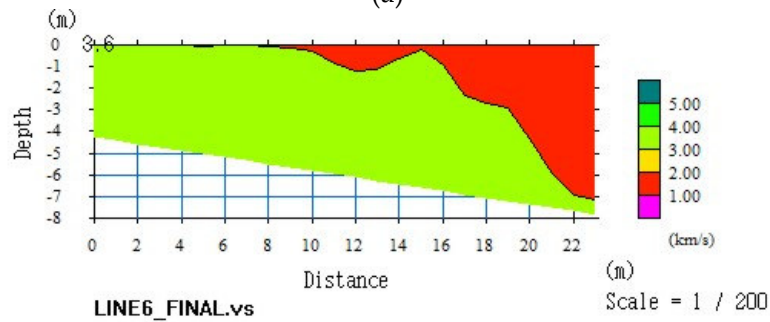


(b)

Σχήμα 3.6 Γραμμή 5: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

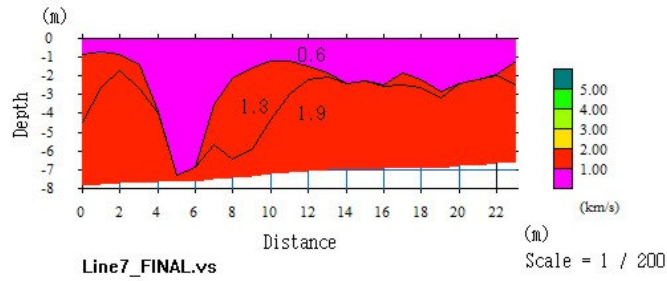


(a)

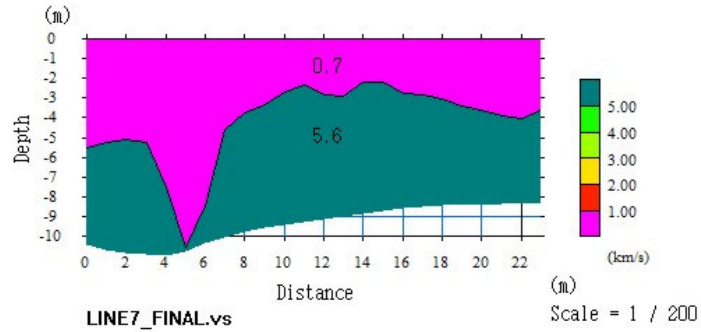


(b)

Σχήμα 3.7 Γραμμή 6: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

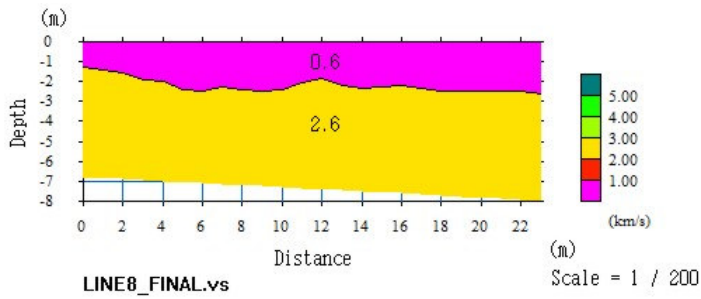


(a)

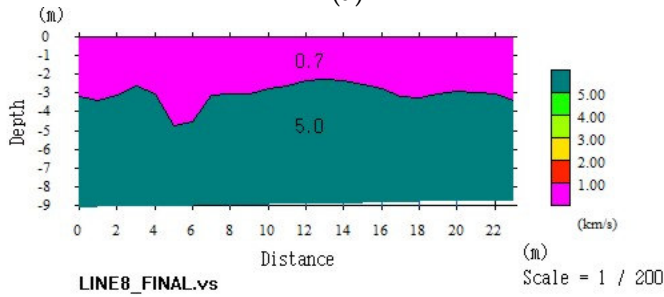


(b)

Σχήμα 3.8 Γραμμή 7: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

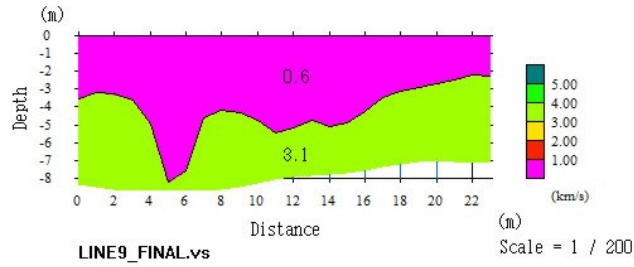


(a)

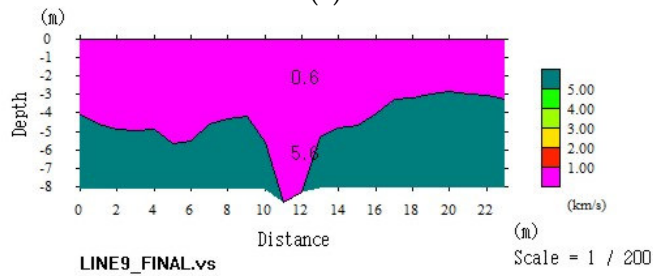


(b)

Σχήμα 3.9 Γραμμή 8: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

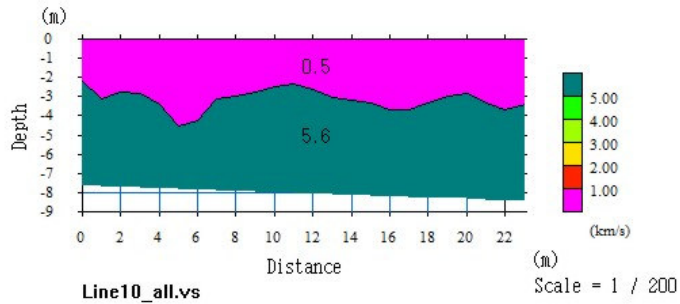


(a)

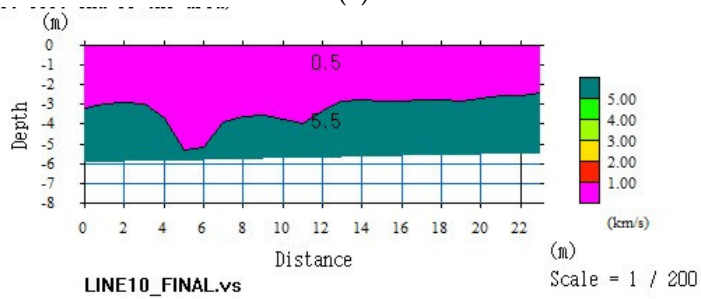


(b)

Σχήμα 3.10 Γραμμή 9: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

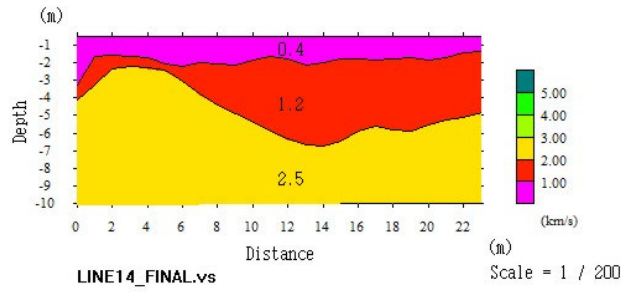


(a)

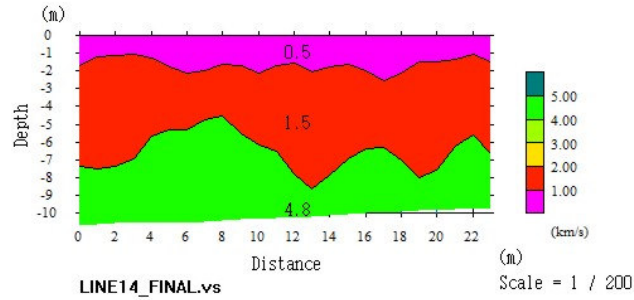


(b)

Σχήμα 3.11 Γραμμή 10: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

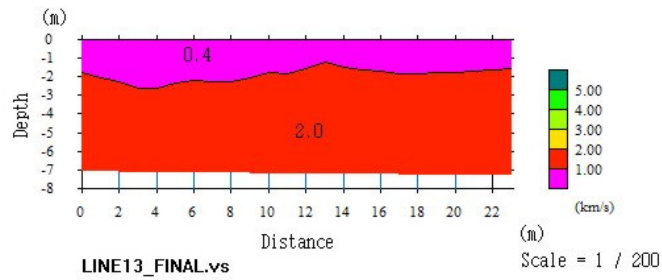


(a)

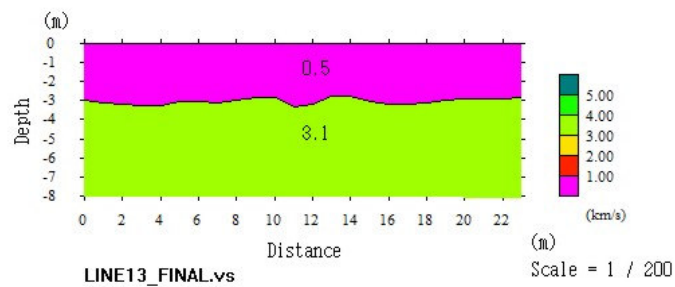


(b)

Σχήμα 3.12 Γραμμή 14: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

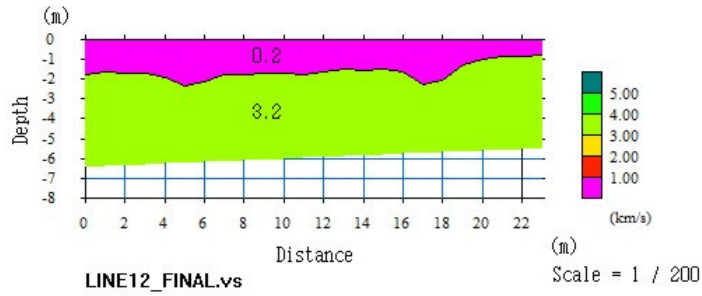


(a)

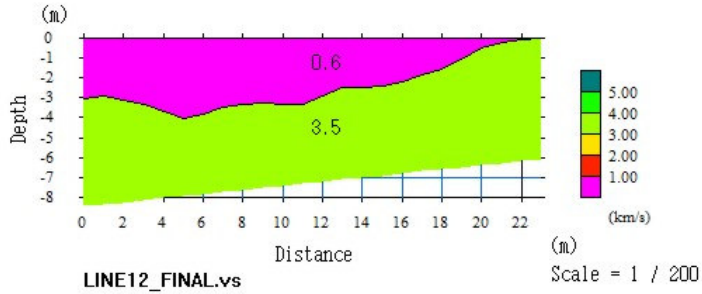


(b)

Σχήμα 3.13 Γραμμή 13: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

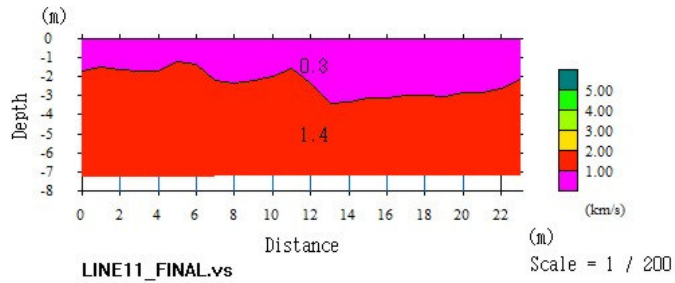


(a)

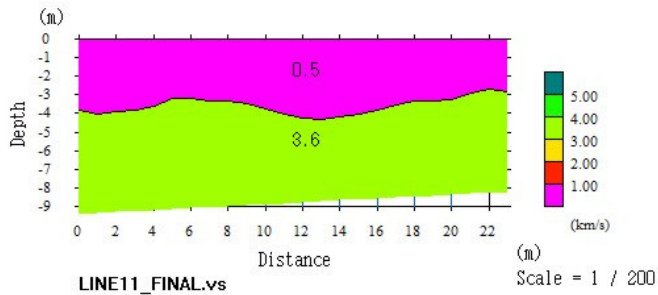


(b)

Σχήμα 3.14 Γραμμή 12: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

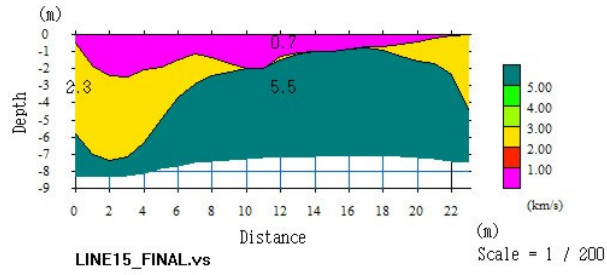


(a)

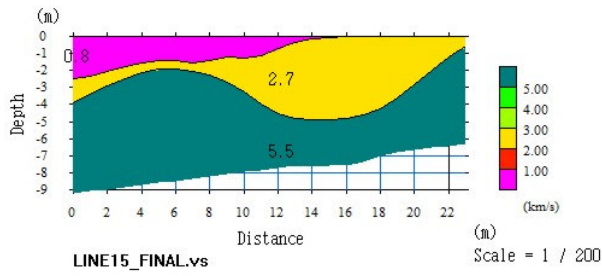


(b)

Σχήμα 3.15 Γραμμή 11: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

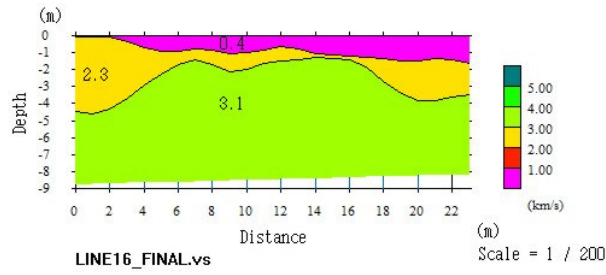


(a)

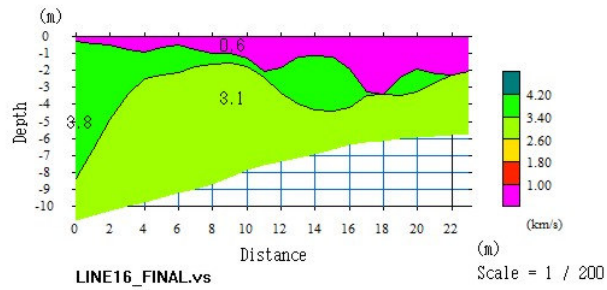


(b)

Σχήμα 3.16 Γραμμή 15: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

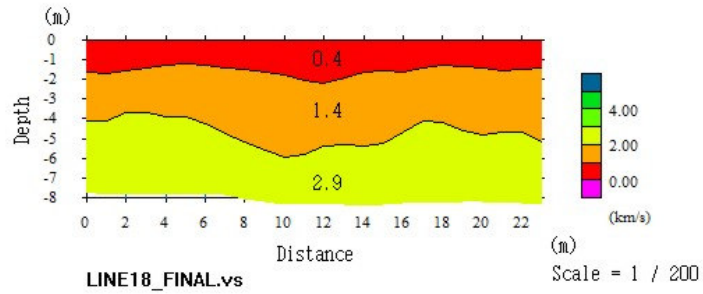


(a)

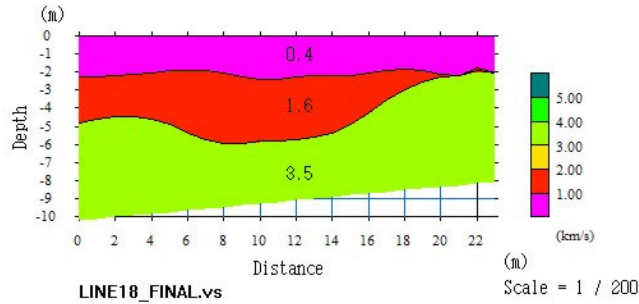


(b)

Σχήμα 3.17 Γραμμή 16: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

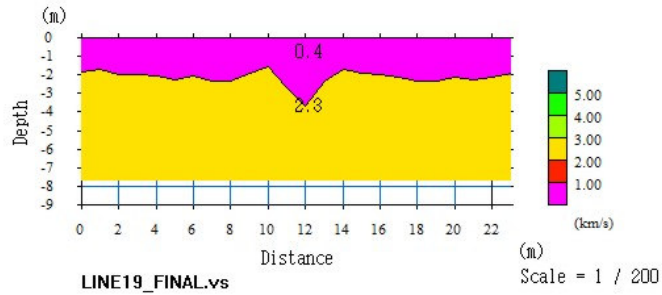


(a)

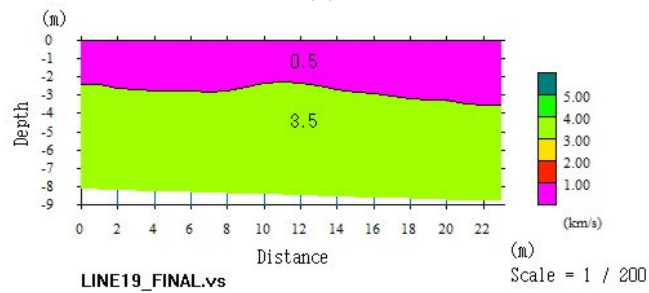


(b)

Σχήμα 3.18 Γραμμή 18: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

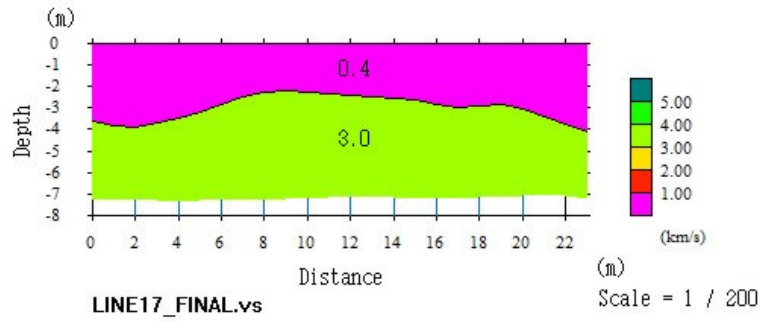


(a)

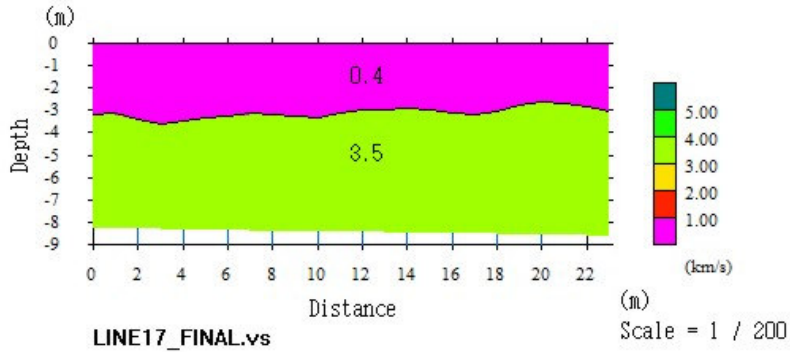


(b)

Σχήμα 3.19 Γραμμή 19: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

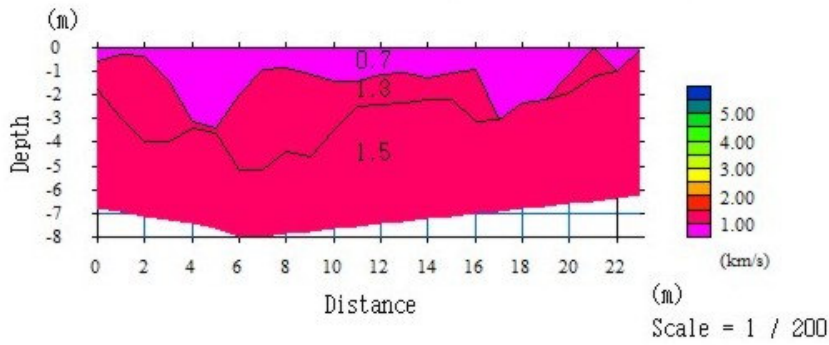


(a)

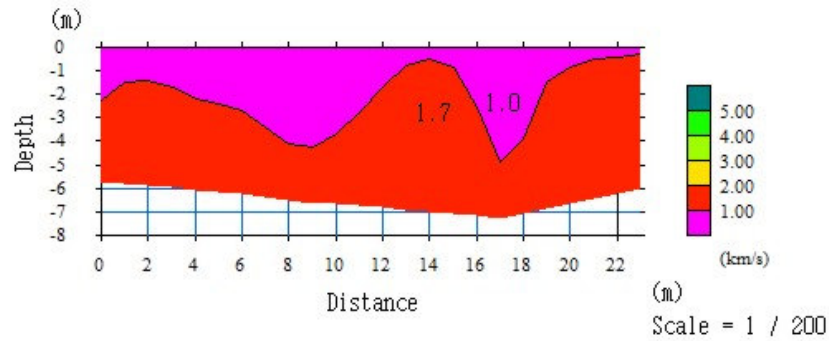


(b)

Σχήμα 3.20 Γραμμή 17: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα

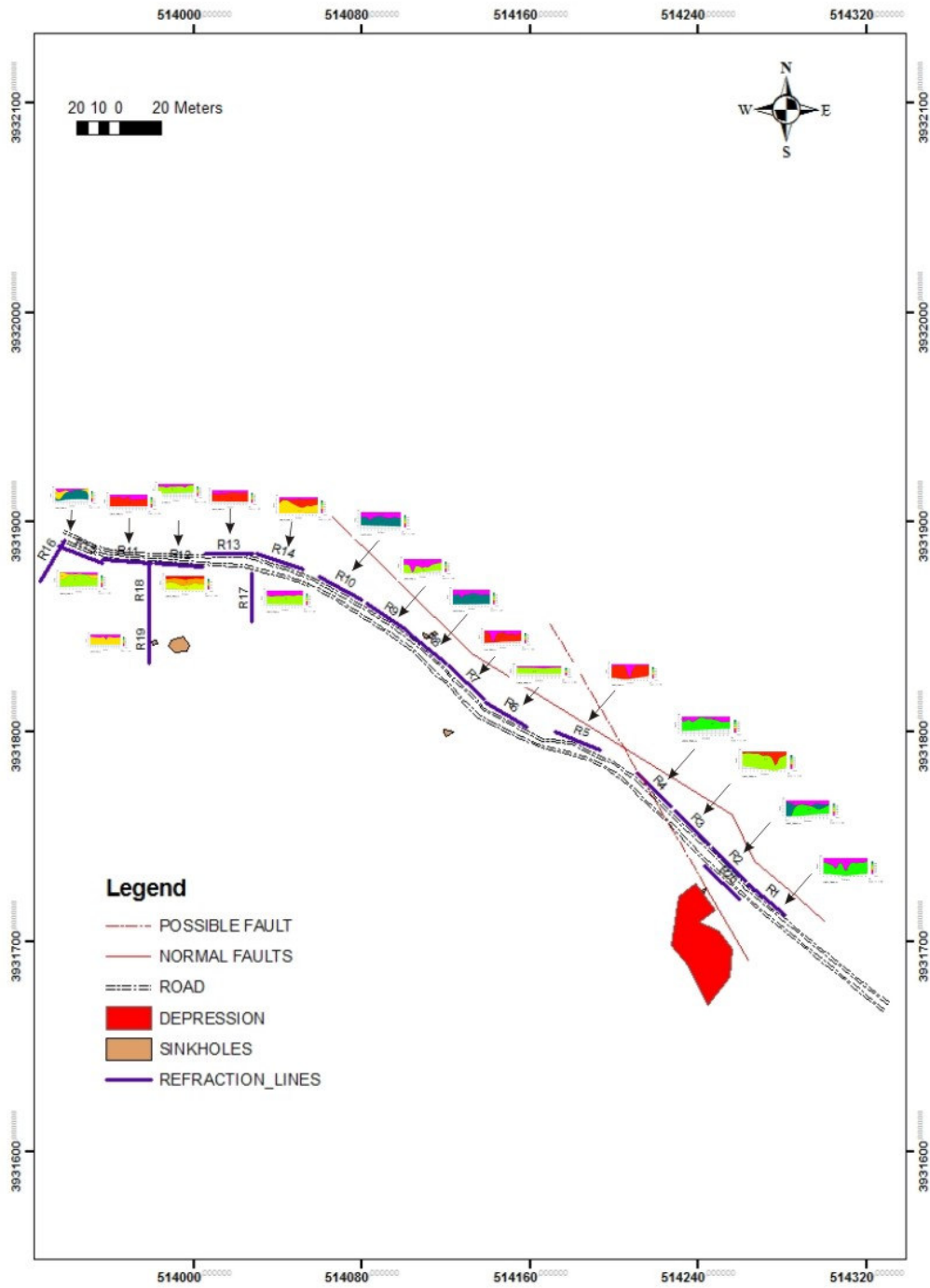


(a)



(b)

Σχήμα 3.21 Γραμμή 20: Κατανομή των ταχυτήτων για διάστημα δειγματοληψίας (a) 0.06225s και (b) 0.03125s αντίστοιχα



Σχήμα 3.22 Χάρτης που παρουσιάζει τα ευρήματα κατά μήκος του δρόμου

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

4.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας ανιχνεύεται η παρουσία καρστικών εγκοίλων κατά μήκος δρόμου, με χρήση της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιώντας δύο διαστήματα δειγματοληψίας 0.06225s και 0.03125s αντίστοιχα.

4.2 Συμπεράσματα

1. Η περιοχή καλύπτεται από ερυθρογή μεταβαλλόμενου πάχους από μερικά εκατοστά έως μέτρα, η οποία υπέρκειται του υποβάθρου που είναι ασβεστόλιθος και δολομίτης.
2. Η στρωματογραφία παρουσιάζει μεγάλη διαταραχή, ως αποτέλεσμα της τεκτονικής δραστηριότητας αλλά και της ανθρωπογενούς επέμβασης
3. Καρστικά έγκοιλα εντοπίζονται σε αποστάσεις (μετρημένες από την αρχή του δρόμου) 70 – 80m, 95 – 110m, 190 – 200m, 220m, 255-260m, 300 – 310m και στο τέλος του δρόμου.
4. Η χρήση δύο διαστημάτων δειγματοληψίας (0.06225s και 0.03125s) αποδείχτηκε σημαντική διότι προκύτουν διαφορετικές πληροφορίες για την στρωματογραφία.

5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Γεωλογικός χάρτης Ι.Γ.Μ.Ε., κλίμακας 1:50.000, φύλλο Χανιά.

Παπαζάχος, Β. «Εισαγωγή στη σεισμολογία», Θεσσαλονίκη, 1989
Διευθύνσεις στο Διαδίκτυο

www.aegean.gr

www.physics4u.gr

www.learn-hazards.org

Analysis, Part 2, 2nd Ed. Society of Agronomy, Madison, WI, pp: 159-166.

Angelier, J. & Mechler P (1977): Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et enséismologie: la methode des diédres droits. – Bull. Soc. Géol. France , **VII**, **19**: 1309-1318; Paris.

Aydinalp, C. 1996. Characterization of the Main Soil Types in the Bursa Province, Turkey. Ph. D. Thesis, The University of Aberdeen, Aberdeen, UK. pp: 144-145.

Aydinalp, C. 2001a. A pedological study of Terra Rossas formed on different parent materials in northwestern Turkey. 7th International Meeting of Soils with Mediterranean Type of Climate, Sept 23-28, Technomack, Bari, Italy. pp: 132-135.

Aydinalp, C. 2001b. The effect of different geomorphological positions on Terra Rossas in northwestern Turkey: Soil characteristics and pedogenesis. 7th International Meeting of Soils with Mediterranean Type of Climate, Sept 23-28, Technomack, Bari, Italy. pp: 136-139.

Balagh, T. M., and E. C. A. Runge. 1970. Clay rich horizons over limestone, illuvial or residual. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 34: 534-535.

Boero, V., and U. Schwertmann. 1989. Iron oxide mineralogy of Terra Rossa and its genetic implications. Geoderma. 44: 319- 327.

Bremner, J. M., and C.S. Mulvaney. 1982. Nitrogen: Total. *In*: Page, A. L., R. H. Miller, and D. R. Keeney (eds). Methods of Soil Analysis, Part 2, 2nd Ed. American Society of Agronomy: Madison, WI. pp: 595-624.

Bronger, A., J. Ensling, P. Gütlich, and H. Spiering. 1983. Rubification of Terra Rossa in Slovakia: A mösbauer effect study. Clays Clay Miner. 31: 269-276.

Danin, A., R. Gerson, and J. Carty. 1983. Weathering patterns on hard limestone and dolomite by endolithic lichens and cyanobacteria: Supporting evidence for eolian contribution to Terra Rossa. Soil Sci. 136: 213-217.

Durn, G., and D. Aljinovic. 1995. Heavy mineral assemblage in Terra Rossa from the peninsula of Istria, Croatia. 1st Croatian Geological Congress, Abstracts, Opatija, Croatia. pp: 31.

Durn, G., D. Slovenec, and B. Sinkovec. 1992. Eolian influence in Terra Rossa in Istria. 7th International Congress of ICSOBA, Abstract Balatonalmadi, Hungary. pp: 89.

- Gee, G.W., and J.W. Bauder. 1982. Particle size analysis. *In*: Klute, A. (ed). *Methods of Soil Analysis, Part 1, 2nd Ed.* American Society of Agronomy. Madison, WI. pp: 383-412.
- Guerra, A. 1972. Los suelos rojos en España. *Publicaciones del Departamento de Suelos del Instituto de Edafología y Biología Vegetal. C.S.I.C., Madrid.* pp: 234.
- Hopkins, D.G, and D.W. Franzen. 2003. Argillic horizons in stratified drift Luverne End moraine, eastern North Dakota. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1790-1796.
- Jackson, M.L., R.N. Clayton, A. Violante, and P. Violante. 1982. Eolian influence on Terra Rossa soils of Italy traced by oxygen isotopic ratio. *In*: van Olphen, H., and F. Veniale (eds). *7th Int. Clay Conf., Pavia, Italy.* pp: 293-301.
- Kubienska, W.L. 1953. *The Soils of Europe.* Thomas Murby, London. 317 p.
- McLeod, D.A. 1980. The origin of the red Mediterranean soils in Epirus, Greece. *J. Soil Sci.* 31: 125-136.
- Mehra, O. P., and M. L. Jackson. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionate-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *In*: *Proceedings of the 7th National Conference on Clays and Clay Minerals.* Pergamon Press, New York, NY. pp: 317-327
- Merino, E., A. Banerjee, and S.I. Dworkin. 2006a. Dust, Terra Rossa, replacement, and karst: Serendipitous geodynamics in the critical zone. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 18-1: 416.
- Merino, E., A. Banerjee, and S.I. Dworkin. 2006b. Origin of associated Terra Rossa and karst by mineral replacement driven by dissolved dust: a striking case of chemical geodynamics. *18th World Congress of Soil Science, July 9-15, Philadelphia, Pennsylvania, USA.* pp:12.
- Moresi, M., and G. Mongelli. 1988. The relation between the Terra Rossa and the carbonate-free residue of the underlying limestones and dolostones in Apulia, Italy. *Clay Minerals* 23: 439-436.
- McLean, E.O. 1982. Soil pH and lime requirement. *In*: Page, A. L., R. H. Miller, and D. R. Keeney (eds). *Methods of Soil Analysis, Part 2, 2nd Ed.* American Society of Agronomy. Madison, WI. pp: 199-224.
- Nelson, D.W., and L.E. Sommers. 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. *In*: Page, A.L., R.H. Miller, and D. R. Keeney (eds). *Methods of Soil Analysis, Part 2, 2nd Ed.* American Society of Agronomy. Madison, WI. pp: 538-580.
- Penck, W. 1953. *Morphological Analysis of Land Forms.* Macmillan and Co., Limited, London. pp: 250-253.
- Nelson, R.E. 1982. Carbonate and gypsum. *In*: Page, A. L., Miller, R. H., and D. R. Keeney (eds). *Methods of Soil Analysis, Part 2, 2nd Ed.* American Society of Agronomy. Madison, WI. pp: 181-198.
- Olson, C.G., R.V. Ruhe, and M.J. Mausbach. 1980. The Terra Rossa limestone contact phenomena in karst, southern Indiana. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 1075-1079.
- Rapp, A. 1984. Are Terra Rossa soils in Europe eolian deposits from Africa? *Geologiska Foreningens et Stockholm Forhandlingar* 105: 161-168.

Rhoades, J. D. 1982. Cation exchange capacity. *In*: Page, A. L., R. H. Miller, and D. R. Keeney (eds). *Methods of Soil Analysis, Part 2*, 2nd Ed. American Society of Agronomy: Madison, WI. pp: 149-158.

Rhoades, J.D. 1996. Salinity: Electrical conductivity and total dissolved salts. *In*: Sparks, D. L. (ed). *Methods of Soil Analysis, Part 3*. SSSA Book Ser. 5. SSSA and ASA, Madison, WI. pp: 417-435.

Sgouras, I. D., C. D. Tsadilas, N. Barbayiannis, and N. Danalatos. 2007. Physicochemical and mineralogical properties of red Mediterranean soils from Greece. *Comm. in Soil Sci. and Plant Analysis*. 38: 695-711.

Soil Survey Division Staff. 1993. *Soil Survey Manual*, Chapter 3. USDA. Washington, D.C. pp: 1-112.

Thomas, G.W. 1982. Exchangeable cations. *In*: Page, A.L., R. H. Miller, and D.R. Keeney (eds). *American Methods of Soil them different?* *Catena* 28: 157-169.

USDA. 2003. *Soil Taxonomy: Keys to Soil Taxonomy*. Ninth Edition, United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service. Washington, DC. 82 p.

WRB (World reference base for soil resources). 2006. *A Framework for International Classification, Correlation and Communication: World Soil Resources Reports*. Rome, Italy. 86 p.

Yaloon, D.H. 1997. *Soils in the Mediterranean Region: What makes*