

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

Επεξεργασία μετρήσεων εδαφικού
θορύβου με τη χρήση ειδικών διατάξεων
σεισμομέτρων στην ευρύτερη περιοχή
των Χανίων

Δημήτρης Κολοτούρος

Δεκέμβριος 2011

TECHNOLOGICAL INSTITUTE OF CRETE
DEPARTMENT OF NATURAL RESOURCES AND
ENVIRONMENT
LABORATORY OF GEOPHYSICS AND ENVIRONMENT

PROCESSING OF AMBIENT NOISE
USING ARRAY OF SEISMOMETERS
AT THE BROADER AREA OF
CHANIA

Dimitris Kolotouros

December 2011

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Εισαγωγή.....	12
1.2 Εδαφικός θόρυβος.....	13
1.2.1 Φύση του εδαφικού θορύβου.....	13
1.3 Εφαρμογές των μεθόδων ανάλυσης εδαφικού θορύβου.....	15
1.4 Γεωλογικά στοιχεία της περιοχής ενδιαφέροντος.....	16
1.4.1 Γεωλογία της Κρήτης.....	16
1.4.2 Γεωλογική εξέλιξη.....	23
1.4.3 Γεωλογία της περιοχής ενδιαφέροντος.....	27
1.4.4 Σεισμικότητα της περιοχής ενδιαφέροντος.....	28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΕΙΔΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΣΕΙΣΜΟΜΕΤΡΩΝ

2.1 Εισαγωγή.....	32
2.2 Μέθοδοι ανάλυσης δεδομένων ειδικών δικτύων σεισμομέτρων.....	33
2.2.1 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων.....	33
2.2.2 Κύματα Rayleigh σε ομογενες ελαστικό μέσο.....	34
2.2.3 Διασπορά κυμάτων Rayleigh.....	36
2.2.4 Λόγος πλάτους οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα των Κυμάτων Rayleigh.....	37

2.3	Ενεργές μέθοδοι επιφανειακών κυμάτων.....	39
2.3.1	Μέθοδος ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων.....	39
2.3.2	Μέθοδος φασματικής ανάλυσης συχνότητας-κυματαρίθμου των Rayleigh κυμάτων.....	41
2.4	Θεωρητικές λύσεις για κύματα από σημειακή πηγή στην επιφάνεια Ενός στρωματομένου μέσου.....	43
2.4.1	Αναλυτικές λύσεις συμπεριλαμβανομένης και της επίδρασης των κυμάτων χώρου.....	43
2.4.2	Κανονικές λύσεις για τα Rayleigh κύματα.....	44
2.4.3	Προσομοίωση καμπυλών διασποράς για τα κύματα Rayleigh.....	46
2.4.4	Επηρεασμός των κυμάτων χώρου στις καμπύλες διασποράς.....	46
2.5	Διαδικασία αντιστροφής.....	46
2.5.1	Αντιμετώπιση των ανώτερων αρμονικών καταστάσεων.....	46
2.6	Όργανα μετρήσεων ειδικών δικτύων σεισμομέτρων.....	53
2.6.1	Υπολογισμός των βέλτιστων θέσεων τοποθέτησης σταθμών Καταγραφής εδαφικού θορύβου.....	54
2.7	Επεξεργασία των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων.....	61
2.7.1	Εξαγωγή της καμπύλης διασποράς με τη μέθοδο συχνότητας- Κυματαρίθμου.....	61
2.7.2	Αντιστροφή της καμπύλης διασποράς για την εύρεση μονοδιάστατου Μοντέλου ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων.....	62
2.7.3	Ορισμός σφαλμάτων αντιστροφής.....	63

2.8 Μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση των ειδικών σεισμομέτρων.64

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

3.1	Κτήμα Μαθιουδάκη.....	65
3.1.1.a	Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη Διασποράς.....	66
3.1.1.b	Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	69
3.2	Κτήμα Μάνου.....	72
3.2.1.a	Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη Διασποράς.....	73
3.2.1.b	Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	76
3.3	Περιοχή οδού Μάρκου Μπότσαρη.....	79
3.3.1.a	Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη Διασποράς.....	80
3.3.1.b	Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	81
3.4	Περιοχή οδού Γιαμπουδάκη.....	85
3.4.1.a	Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη	

Διασποράς.....	85
3.4.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	89
3.5 Περιοχή Λενταριανών.....	92
3.5.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη Διασποράς.....	92
3.5.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	95
3.6 Περιοχή Νέας Χώρας.....	98
3.6.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα Όρια ταχυτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη Διασποράς.....	99
3.6.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς.....	103
 BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	 106

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή πραγματεύεται την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου που έχουν καταγραφεί από ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων στην ευρύτερη περιοχή της πόλης των Χανίων. Από τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου έγινε εξαγωγή της καμπύλης διασποράς και στη συνέχεια με τη χρήση κατάλληλου αλγόριθμου αντιστροφής εξήχθη μοντέλο κατανομής των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος και το πάχος των υπεδάφειων σχηματισμών.

ABSTRACT

In this pregraduate thesis processing of ambient noise recording using array of seismometers is done. The measurements have been conducted at the broader area of Chania. From the measurements we managed to retrieve the dispersion curve, and then using an inversion algorithm we calculated the distribution of the velocity of S-waves into the ground.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Εισαγωγή

Με την εξέλιξη της ανθρωπότητας και τον εποικισμό όλο και μεγαλύτερων περιοχών για την κάλυψη των αναγκών της κοινωνίας, και τον υπερπληθυσμό που παρατηρείται τις τελευταίες δεκαετίες, προέκυψε η ανάγκη της ποσοτικής καταγραφής της απόκρισης του εδάφους και των κατασκευών των κατοικημένων περιοχών στην σεισμική κίνηση. Αναπτύχθηκε ο κλάδος της Τεχνικής Σεισμολογίας, με άμεσο σκοπό τη μελέτη τόσο των εδαφικών συνθηκών, όσο και των κατασκευών. Για τη μελέτη των εδαφικών συνθηκών έχουν αναπτυχθεί διάφορες μεθοδολογίες, ώστε να είναι δυνατός ο υπολογισμός των φυσικών χαρακτηριστικών του εδάφους (ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, πυκνότητα, ελαστικές σταθερές κλπ).

Εν γένει, η σεισμική κίνηση μιας περιοχής εξαρτάται από τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μέγεθος, εστιακό βάθος, τρόπος διάρρηξης), από τον τρόπο διάδοσης μέσα στο φλοιό (διαδρομή, απόσβεση λόγω γεωμετρικής διασποράς), και από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Στους δύο πρώτους παράγοντες ο άνθρωπος δεν μπορεί να επέμβει, παρά μόνο να τους μελετήσει και να τους καταλάβει. Για την περίπτωση των τοπικών εδαφικών συνθηκών όμως, η μελέτη και κατανόηση της επίδρασης τους στη σεισμική κίνηση μπορεί να δώσει αποτελέσματα όσο αφορά τον σχεδιασμό της κατασκευής κτιρίων και άλλων τεχνικών κατασκευών.

Οι μέθοδοι προσδιορισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορούν να διακριθούν σε τρεις μεγάλες κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τη συλλογή γεωτεχνικών, γεωφυσικών και γεωλογικών δεδομένων και αριθμητική προσομοίωση για την εξαγωγή μονοδιάστατου ή πολυδιάστατου μοντέλου εδάφους. Στην περίπτωση που η περιοχή ενδιαφέροντος είναι εντός αστικού συγκροτήματος ενδέχεται να προκύψουν διάφορα προβλήματα λόγω θορύβου, αδυναμίας εκτέλεσης μετρήσεων, έλλειψη χώρων κλπ.

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει την καταγραφή και επεξεργασία δεδομένων ασθενούς σεισμικής κίνησης. Με κατάλληλη χρήση και εγκατάσταση σταθμών καταγραφής σεισμικών κυμάτων είναι δυνατό να προκύψουν συμπεράσματα για τη συχνότητα ενίσχυσης των

υπεδάφειων σχηματισμών. Το μειονέκτημα της μεθόδου είναι ότι αν η περιοχή ενδιαφέροντος είναι χαμηλής ή μέσης σεισμικότητας η συλλογή δεδομένων απαιτεί μεγάλο χρόνο. Επιπλέον, η ύπαρξη κοντινής περιοχής όπου υπάρχει έξαρση του βραχώδους υποβάθρου είναι επιβεβλημένη. Οι μεθοδολογίες που έχουν προταθεί είναι δύο:

1. Μεθοδολογία κλασσικού φασματικού λόγου (*Borcherdt, 1970*)
2. Μεθοδολογία συνάρτησης δέκτη (*Langston, 1979*).
3. Μεθοδολογία φασματικού λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα σε δεδομένα ασθενούς εδαφικής κίνησης (*Lermo και Chavez-Garcia, 1993*)

Η τρίτη και νεότερη κατηγορία αφορά μετρήσεις και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Προσφέρει ευκολία στη συλλογή, μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιοδήποτε περιβάλλον ανεξαρτήτως του ανθρωπογενούς θορύβου και έχει πολύ χαμηλό λογιστικό κόστος. Έχουν προταθεί διάφορες μεθοδολογίες για την επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου.

1. Μεθοδολογία των απόλυτων φασμάτων (*Kanai, ...*)
2. Μεθοδολογία φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα (*Nakamura, 1989*).
3. Μεθοδολογία ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων (*Aki, .*)

Οι δύο πρώτες μεθοδολογίες δίνουν σαν αποτέλεσμα τη συχνότητα ενίσχυσης και το πλάτος ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών, ενώ η τρίτη δύναται να υπολογίσει το πάχος των εδαφικών σχηματισμών και την κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων σε μια διάσταση.

Η μέθοδος του εδαφικού θορύβου χρησιμοποιείται όλο και περισσότερο τις τελευταίες δεκαετίες λόγω του χαμηλού κόστους, της εφαρμογής σε οποιοδήποτε περιβάλλον, της χαμηλής ανάγκης σε εξειδικευμένο προσωπικό, της ταχύτητας συλλογής, ανάλυσης και επεξεργασίας των δεδομένων και τις αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων όσον αφορά τον προσδιορισμό της συχνότητας ενίσχυσης. Για την εξαγωγή του πλάτους ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών πολλοί ερευνητές έχουν εκφράσει τη διαφωνία τους συγκρίνοντας τα αποτελέσματα με αυτά που προκύπτουν από τις μεθόδους χρήσης δεδομένων ασθενούς σεισμικής κίνησης.

1.2. Εδαφικός θόρυβος

Με τον όρο εδαφικός θόρυβος εννοούμε την αέναη και ανεπαίσθητη στον άνθρωπο κίνηση της επιφάνειας της Γης εξαιτίας της επίδρασης διαφόρων παραγόντων. Οι παράγοντες αυτοί μπορεί να προέρχονται από το εσωτερικό ή την επιφάνεια της Γης (παλίρροιες, ασθενής κινήσεις γεωλογικών σχηματισμών, μακρινές ασθενείς σεισμικές δονήσεις, θαλάσσια κύματα), από την ατμόσφαιρα (βροχή, αέρας, μεταβολή της θερμοκρασίας και πίεσης) και από ανθρωπογενής διαδικασίες (βιομηχανικές εγκαταστάσεις, οχήματα σε κίνηση, βάδιση, μηχανές). Όλοι αυτοί οι παράγοντες δημιουργούν την αέναη κίνηση της επιφάνειας της Γης σε διάφορες συχνότητες και πλάτη.

1.2.1. Φύση του εδαφικού θορύβου

Ένα από τα βασικά ζητήματα όσον αφορά τη χρησιμότητα του εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών αφορά τη φύση του εδαφικού θορύβου. Αρχικά ο *Kanai (1983)* υπέθεσε ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται κυρίως από κάθετα προσπίπτοντα εγκάρσια κύματα, και γι αυτό μοιάζει πολύ με το σήμα των σεισμών. Αυτή η αμφιλεγόμενη

υπόθεση απορρίφτηκε από πολλούς ερευνητές (*Aki, 1957, Akamatsu, 1961, Nogoroshi και Igarashi, 1970, 1971, Udwardia και Trifunac, 1973, Irikura και Kawanaka, 1980, Horike, 1985, Matsushima και Okada, 1990, Milana et al., 1996, Chouet et al., 1998*). Απέδειξαν το μεγάλο βαθμό συμμετοχής των επιφανειακών κυμάτων στον εδαφικό θόρυβο και πρότειναν διάφορες μεθόδους (μεταξύ αυτών τη μέθοδο του χωρικού συντελεστή αυτοσυσχέτισης, τη μέθοδο κυματαριθμού – συχνότητας) για την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου, βασιζόμενοι στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται κατά κύριο λόγο από επιφανειακά κύματα. Η επιτυχία των μεθόδων αυτών στην εύρεση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων στο υπέδαφος είναι μια έμμεση απόδειξη ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά κύματα..

Παρόλα αυτά τα τελευταία χρόνια είναι λίγες οι μελέτες που έχουν ασχοληθεί με τη φύση του εδαφικού θορύβου. Μακροχρόνιες παρατηρήσεις του εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκαν σε μερικούς παράκτιους σταθμούς καταγραφής στην Ιαπωνία (στον κόλπο του Tokyo (*Kamura, 1997*), στον κόλπο του Kobe (*Seo et al., 1996, Seo, 1997*), στον κόλπο του Fukui (*Seo, 1998*)), για τη διερεύνηση της σταθερότητας των πηγών και των χαρακτηριστικών του εδαφικού θορύβου μικρής και μεγάλης περιόδου. Τα συμπεράσματα αυτών των παρατηρήσεων σε διαφορετικές θέσεις είναι παρόμοια και μπορούν να συνοψιστούν ως:

- Για το κομμάτι του εδαφικού θορύβου σε χαμηλές συχνότητες (κάτω από 0.3 έως 0.5 Hz), ο εδαφικός θόρυβος προκαλείται κυρίως από ωκεάνια κύματα σε μεγάλες αποστάσεις. Το αντίστοιχο κομμάτι του φάσματος του εδαφικού θορύβου είναι σταθερό για αρκετές ώρες, και μπορεί να συσχετιστεί με μεγάλες μετεωρολογικές μεταβολές στους ωκεανούς.
- Στις μεσαίες συχνότητες (μεταξύ 0.3-0.5 και 1 Hz περίπου) ο εδαφικός θόρυβος προκαλείται από κοντινά θαλάσσια κύματα και τον άνεμο, και σταθερότητα του φάσματος είναι σημαντικά μικρότερη.
- Πάνω από 1 Hz ο εδαφικός θόρυβος προκαλείται από την ανθρώπινη δραστηριότητα.

Ο διαχωρισμός σε χαμηλές και υψηλές συχνότητες στο 1 Hz αντικατοπτρίζει τη διάκριση του εδαφικού θορύβου σε «μικροσεισμικότητα» με φυσική προέλευση και «μικροθόρυβο» που προέρχεται από τον άνθρωπο. Κατά τον *Seo (1997)* αυτό το όριο μπορεί να μετατοπιστεί σε χαμηλότερες συχνότητες σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από χαμηλή συχνότητα ενίσχυσης και υψηλή διαφορά εμπέδησης μεταξύ των σχηματισμών. Σε αυτές τις περιπτώσεις ο μηχανικός «μικροθόρυβος» μπορεί να υπερκεράσει τους «μικροσεισμούς» ακόμα και σε ενδιάμεσες συχνότητες (μεταξύ 0.3 και 0.5 Hz). Το πιο τρανταχτό παράδειγμα είναι η πόλη του Μεξικού, ενώ σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξε και ο *Lebrun (1997)* για την πόλη της Grenoble στη Γαλλία.

Εξαιτίας αυτής της ασάφειας στον καθορισμό της συχνότητας που θα ορίζει τη διαφορά μεταξύ φυσικού και ανθρωπογενούς θορύβου, ο *Seo (1996, 1997)* πρότεινε έναν εύκολο τρόπο για το διαχωρισμό τους. Πραγματοποιώντας συνεχόμενες μετρήσεις, αν παρατηρηθεί διαφορά στο πλάτος της καταγραφής μεταξύ μέρας και νύχτας κατά ένα λόγο 3 με 4, τότε ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από «μικροθόρυβο», δηλαδή είναι ανθρωπογενής.

Παρότι οι παραπάνω μελέτες καταλήγουν σε κάποια συμπεράσματα σχετικά με τη φύση του εδαφικού θορύβου, δεν αποκαλύπτουν καμία πληροφορία σχετικά με τη σύνθεση του. Τα συμπεράσματα σχετικά με την ωκεάνια προέλευση του εδαφικού θορύβου έχουν επιβεβαιωθεί

από τους *Friedrich et al.*, (1998), που διέκριναν σταθερά κύματα Love και Rayleigh σε πολύ χαμηλές συχνότητες (μεταξύ 0.05 και 0.15 Hz) σε δεδομένα που συλλέχτηκαν από τη διάταξη Grafenberg στη Γερμανία, και τοποθέτησαν τις πηγές στη Μεσόγειο Θάλασσα, στον Ατλαντικό και τον Αρκτικό Ωκεανό.

Κάποια περαιτέρω πληροφορία υπάρχει στα αποτελέσματα των *Chouet et al.*, (1998), οι οποίοι ανέλυσαν δεδομένα ηφαιστειακού θορύβου από το ηφαίστεο Stromboli στην Ιταλία, και βρήκαν πολύ μεγάλο ποσοστό συμμετοχής των επιφανειακών κυμάτων στον εδαφικό θόρυβο, με συμμετοχή 70% κυμάτων Rayleigh και 30% κυμάτων Love. Καθώς ο ηφαιστειακός θόρυβος προέρχεται από μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με τον εδαφικό, είναι εύλογο να υποθεθεί ότι ο τυπικός εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά κύματα σε μεγαλύτερο ακόμα ποσοστό. Τα αποτελέσματα είναι σε συμφωνία με αυτά που προέκυψαν από την φασματική ανάλυση εδαφικού θορύβου με χρήση ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων από τους *Milana et al.*, (1996) στην Κεντρική Ιταλία. Απέδειξαν ότι τα επιφανειακά κύματα κυριαρχούν στον εδαφικό θόρυβο μεταξύ των συχνοτήτων 2 και 10 Hz. Είναι άξιο αναφοράς ότι η σύγκριση μεταξύ πραγματικών και συνθετικών μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην κοιλάδα Garner στην Καλιφόρνια των Η.Π.Α. υποδεικνύει έντονα ότι ο εδαφικός θόρυβος περιέχει και μεγάλο ποσοστό κυμάτων χώρου.

Από όλα τα παραπάνω προκύπτει ότι το ποσοστό συμμετοχής των θεμελιωδών κυμάτων Rayleigh σε χαμηλές συχνότητες (κάτω από 1Hz) είναι κυρίαρχο στη σύνθεση του εδαφικού θορύβου, ενώ σε υψηλότερες συχνότητες ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά και κύματα χώρου (*Douze, 1964, 1967, Toksoz και Lacoss 1968, Li et al., 1984, Horike, 1985, Yamanaka et al. 1994*). Το ποσοστό των κυμάτων Love σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz φαίνεται ότι είναι μεγάλο (*Ohmachi και Umezono 1998, Chouet et al. 1998, Arai και Tokimatsu 1998, Arai και Tokimatsu 2000, Yamamoto 2000, Cornou et al. 2003a, Cornou et al. 2003b, Okada 2003, Kohler 2006*).

Ένα άλλο σημαντικό ζήτημα είναι η κατανομή της ενέργειας των κυμάτων Rayleigh σε αρμονικές καταστάσεις μεγαλύτερες της θεμελιώδους, όπου υπάρχει δυσκολία προσδιορισμού του ποσοστού εξαιτίας της ανομοιογένειας των εδαφικών σχηματισμών. Ο *Tokimatsu (1997)* ανέλυσε συνθετικές καταγραφές για μοντέλα μονοδιάστατης δομής, και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ανώτερες αρμονικές καταστάσεις των Rayleigh κυμάτων υπάρχουν στον εδαφικό θόρυβο και διεγείρονται εξαιτίας της κατανομής των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων.

Είναι προφανές ότι δεν υπάρχουν σαφή και καθορισμένα όρια συμμετοχής των διαφόρων κυμάτων στη σύνθεση του εδαφικού θορύβου, και το ποσοστό του κάθε κύματος εξαρτάται κάθε φορά από πολλές παραμέτρους, γι αυτό και χρήζει περισσότερων ερευνών.

1.3. Εφαρμογές των μεθόδων ανάλυσης εδαφικού θορύβου

Οι μέθοδοι ανάλυσης του εδαφικού θορύβου έχουν βρει ευρεία εφαρμογή τα τελευταία χρόνια σε μικροζωνικές μελέτες και γεωτεχνικές εφαρμογές, παρά το γεγονός ότι ακόμα δεν έχει αποσαφηνιστεί το θεωρητικό υπόβαθρο των μεθόδων, η συμμετοχή των διαφόρων κυμάτων στη σύνθεση του εδαφικού θορύβου κλπ. Με τη χρήση αριθμητικών προσομοιώσεων και τη παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου διάφοροι μελετητές έχουν καταλήξει στο συμπέρασμα ότι η θεμελιώδης συχνότητα ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών μπορεί να προσδιοριστεί, αλλά όχι και το πλάτος ενίσχυσης (*Field και Jacob 1993, Lachet και Bard 1994,*

Lermo και Chavez-Garcia 1994a, Dravinski et al. 1996, Wakamatsu και Yasui 1996, Al Yuncha και Luzon 2000, Fah et al. 2001, Maresca et al. 2003, Bonnefoy-Claudet 2004, Cornou et al. 2004, Guillier et al. 2006, Bonnefoy-Claudet et al. 2006a). Στο ίδιο συμπέρασμα έχουν καταλήξει και έρευνες που πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση δεδομένων εδαφικού θορύβου και ανάλυση τους με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα μονού σταθμού, και σύγκριση τους με τον κλασικό φασματικό λόγο δεδομένων ασθενούς σεισμικής κίνησης (*Chavez-Garcia et al. 1990, Field et al. 1990, Duval et al. 1994, Teves-Costa et al. 1996, Bour et al. 1998, Riepl et al. 1998, Bindi et al. 2000, Semblat et al. 2000, Duval et al. 2001, Nguyen et al. 2004*). Κάποιες μελέτες δείχνουν καλή συμφωνία του πλάτους ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών που προκύπτει από τη σύγκριση των δύο παραπάνω μεθόδων (*Lermo και Chavez-Garcia 1994, Seekins et al. 1996, Mucciarelli 1998, Chavez-Garcia et al. 1999, Zaslavsky et al. 2000, Horike et al. 2001, Rodriguez & Midorikawa 2002*). Το γενικό συμπέρασμα που προκύπτει από όλους τους παραπάνω μελετητές είναι πως σε απλές δομές που δεν παρουσιάζουν μεγάλη ετερογένεια και φαινόμενα δύο ή τριών διαστάσεων η θεμελιώδης συχνότητα ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών μπορεί να προσδιοριστεί μέσω της μεθόδου του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα σε ένα σταθμό, αλλά το πλάτος ενίσχυσης που προκύπτει ενδέχεται να είναι υποεκτιμημένο σε σχέση με το πραγματικό, που προκύπτει από τη μέθοδο του κλασικού φασματικού λόγου.

Η χρήση των ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων είναι σε θέση να μας παρέχει την κατανομή των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος σε μια συγκεκριμένη θέση με αξιοπιστία (*Wathelet, 2005*). Το πλεονέκτημα της χρήσης αυτής της μεθόδου είναι ότι τα δεδομένα μπορούν να επεξεργαστούν και με την προηγούμενη μέθοδο, αλλά και με την υβριδική μέθοδο, όπου γίνεται ταυτόχρονη αντιστροφή της καμπύλης διασποράς που έχει προκύψει, και της καμπύλης του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του κεντρικού σταθμού των ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων (*Tokimatsu et al. 1998, Fah et al. 2001, Arai et al. 2004*).

1.4. Γεωλογικά στοιχεία της περιοχής ενδιαφέροντος

Η περιοχή ενδιαφέροντος ορίζεται από το πολεοδομικό συγκρότημα της πόλης των Χανίων και τον ευρύτερο κάμπο νοτίως της πόλης. Καταλαμβάνει επιφάνεια 28 τετραγωνικών χιλιομέτρων. Στη συνέχεια περιγράφονται τα διαθέσιμα γεωλογικά στοιχεία της περιοχής και η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του Νοτίου Αιγαίου.

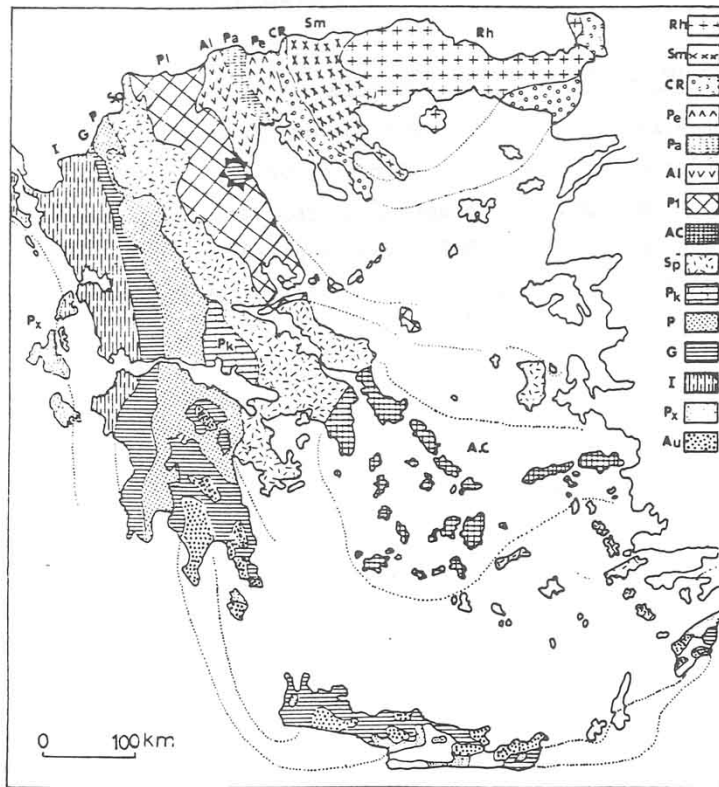
1.4.1. Γεωλογία της Κρήτης

Η γεωλογική δομή της Κρήτης συνδέεται άμεσα με την συνολική γεωλογική δομή της Ελλάδας, η οποία χωρίζεται σε διάφορες γεωτεκτονικές ζώνες με γενική διεύθυνση στον ηπειρωτικό χώρο της ΒΔ - ΝΑ.

Κάθε ζώνη, χαρακτηρίζεται από ορισμένη και χαρτογραφίσιμη στρωματογραφική / λιθολογική διαδοχή των πετρωμάτων της όπως αυτά προέκυψαν από την επαλληλία των τεκτονικών γεγονότων που οδήγησαν στην δημιουργία του ορογενούς.

Οι κύριες γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων οροσειρών με διεύθυνση από ΒΔ προς ΝΑ είναι (σχήμα 1.1):

- Η μάζα της Ροδόπης εμφανίζεται στην Ανατολική Μακεδονία, Θράκη και στη Θάσο. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα.
- Η Σερβομακεδονική μάζα εμφανίζεται δυτικά του Στρυμόνα από τα σύνορα μέχρι και την Χαλκιδική. Αποτελείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα.
- Η Περιροδοπική ζώνη εκτείνεται στη δυτική πλευρά της Σερβομακεδονικής μάζας με διεύθυνση ΒΔ -ΝΑ.
- Η ζώνη του Αξιού εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία, χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται σε όλη την Ελλάδα. Αποτελείται από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, γνευσιωμένους γρανίτες και ανθρακικά καλύμματα.
- Η Αττικο-Κυκλαδική ζώνη εμφανίζεται κυρίως στα νησιά των Κυκλάδων και σε ένα τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.
- Η Υποπελαγονική ζώνη ή ζώνη «Ανατολικής Ελλάδας» εμφανίζεται στη Δυτική πλευρά της Πελαγονικής ζώνης. Χαρακτηρίζεται από τις μεγάλες οφειολιθικές μάζες που απαντώνται σε αυτήν.
- Η ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας εμφανίζεται στην κεντρική Στερεά Ελλάδα, και αποτελείται από ασβεστόλιθους και δολομίτες.
- Η ζώνη Ωλονού-Πίνδου ή ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης εμφανίζεται στην Ήπειρο, στην κεντρική Ελλάδα, στη δυτική και βορειανατολική
- Η ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
- Η Αδριατικοϊόνιος ζώνη
- Η ζώνη Παξών ή Προαπουλία

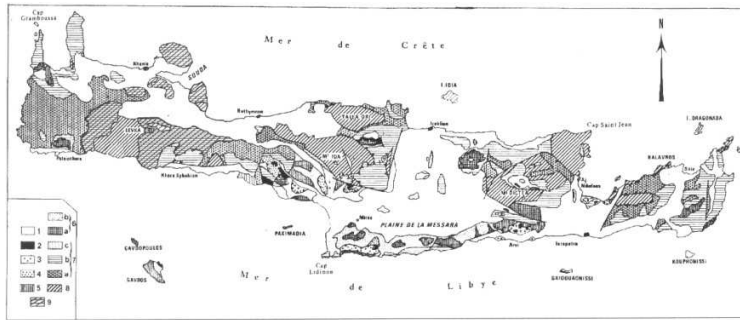


Σχήμα 1.1. Γεωτεκτονικό σχήμα των Ελληνίδων ζωνών. **Rh**: Μάζα Ροδόπης, **SM**: Σερβομακεδονική μάζα, **CR**: Περιροδοπική ζώνη, (**Pe**: Ζώνη Παιονίας, **Pa**: Ζώνη Παϊκου, **Al**: Ζώνη Αλμωπίας) = Ζώνη Αζίου, **Pl**: Πελαγονική ζώνη, **Ac**: Αττικο-Κυκλαδική ζώνη, **Sp**: Υποπελαγονική ζώνη, **Pk**: Ζώνη Παρασσού – Γκιώνας, **P**: Ζώνη Πίνδου, **G**: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, **I**: Ιόνιος ζώνη, **Px**: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, **Au**: Ενότητα «Ταλέα όρη – πλακώδεις ασβεστόλιθοι» πιθανόν της Ιονίου ζώνης (Μουντράκης, 1985)

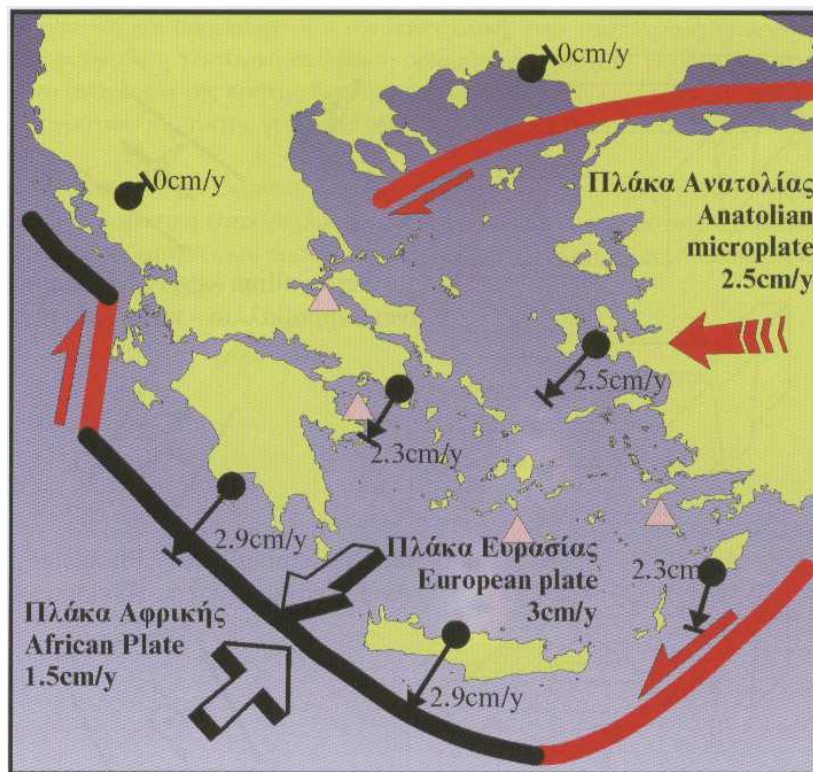
Από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής θεωρούνται ότι αποτελούν την "Ελληνική Ενδοχώρα", οι ζώνες Περιροδοπική, Παιονίας, Πάικου, Αλμωπίας, Πελαγονική, Αττικοκυκλαδική και Υποπελαγονική ονομάζονται "Εσωτερικές Ελληνίδες" και οι ζώνες Παρασσού-Γκιώνας, Ωλονού-Πίνδου, Γαβρόβου-Τρίπολης, Αδριατικοϊόνιος και Παξών ονομάζονται "Εξωτερικές Ελληνίδες".

Εκτός από τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες αναφέρονται σαν ξεχωριστές ενότητες, η ενότητα «Ταλέα όρη-Πλακώδεις ασβεστόλιθοι» που πιθανόν ανήκει στην Αδριατικοϊόνιο ζώνη, και η ενότητα της Βοιωτίας που μάλλον ανήκει στην Υποπελαγονική ζώνη.

Η Κρήτη έχει μια πολύπλοκη γεωλογική δομή (σχήμα 1.2) και έχουν διατυπωθεί διάφορες απόψεις σχετικά με τη δομή της, αυτό οφείλεται στην γεωτεκτονική θέση που κατέχει σε σχέση με τις δύο συγκλίνουσες λιθосφαιρικές πλάκες, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής (σχήμα 13).

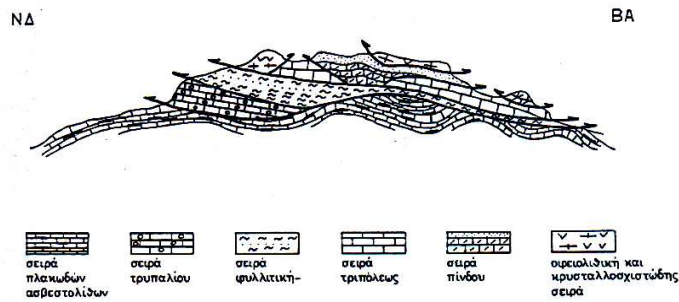


Σχήμα 1.2. Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης (τροποποιημένος από Boneau, 1973). Στο υπόμνημα: 1: Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, 2: Οφιόλιθοι, 3: κάλυμμα Αστερουσιών, 4: καλ. Βάτου, 5: καλ. Σπηλίου και Πρέβελη, 6: καλ. Πίνδου (ασβεστόλιθοι, ραδιολαρίτες και φλύσχης), 7: καλ. Τρίπολης (ασβεστόλιθοι, φλύσχης), 7^α: Καλ. Φυλλιτών-Χαλαζιτών, 8: καλ. Πλακωδών ασβεστόλιθων και 9: καλ. Τρυπαλίου.

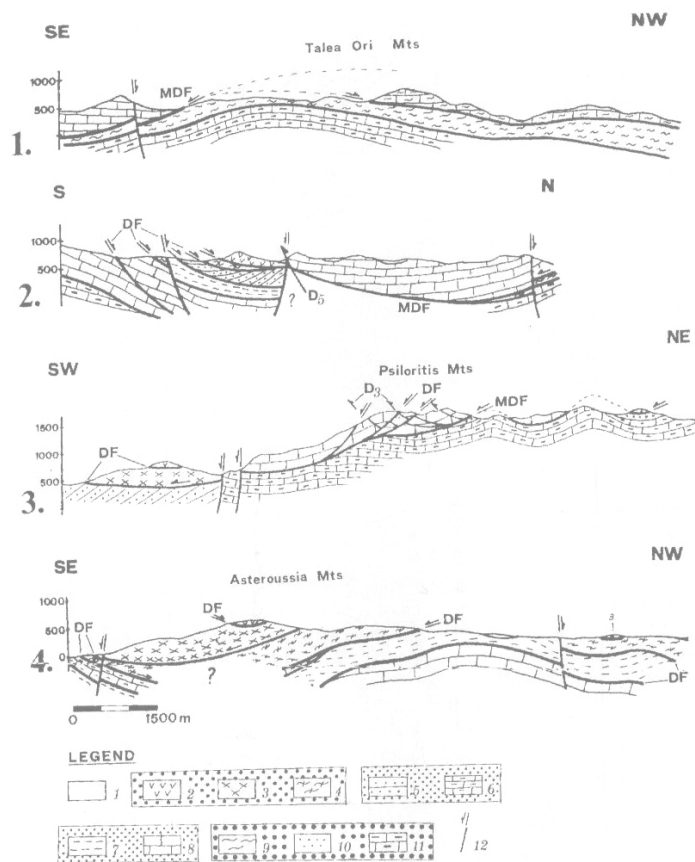


Σχήμα 1.3. Η σημερινή κινηματική κατάσταση του Αιγαίου (τροποποιημένη από τον Gilbert et al. 1994, Noomen et al. 1996 και Reilinger et al. 1997). Τα βέλη αντιστοιχούν σε οριζόντιες μετατοπίσεις σε σχέση με τη σταθερή Ευρώπη. Η παχιά μαύρη γραμμή δείχνει τη ζώνη υποβύθισης και οι κόκκινες γραμμές πλάγιες κινήσεις.

Χαρακτηριστικό στοιχείο της δομής της είναι τα αλληπάλληλα τεκτονικά καλύμματα των διαφόρων ζωνών (σχήμα 1.4), τα οποία αναπτύσσονται πάνω στην ενότητα Ταλέα όρη- των πλακωδών ασβεστόλιθων.



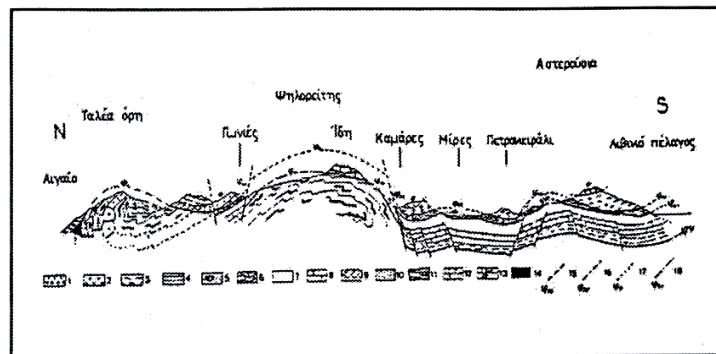
Σχήμα 1.4. Σχηματική απεικόνιση της γεωλογικής δομής της Κρήτης με τα αλληπάλλληλα τεκτονικά καλύμματα.



Σχήμα 1.5. Γεωλογικές τομές στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης (Φασσουλάς 1995). Τα νούμερα υποδηλώνουν: 1: Νεογενή ιζήματα, 2: Οφιολίθους, 3: καλ. Αστερουσίων, 4: καλ. Τεκτονικού mélange, 5 και 6: καλ. Πίνδου (φλύσχης και ανθρακικά), 7 και 8: καλ. Τρίπολης (φλύσχης και ανθρακικά), 9: καλ. Φυλλιτών – χαλαζιτών, 10 και 11: καλ. Πλακωδών ασβεστολίθων (μεταφλύσχης και ανθρακικά), DF ρήγμα απόσπασης, MDF κύριο ρήγμα απόσπασης.

Το αυτόχθονο ή σχετικά αυτόχθονο σύστημα της Κρήτης αποτελεί η ακολουθία Ταλέα Όρη-Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι (σχήμα 1.6). Η ενότητα αυτή έχει ηλικία από το Πέρμιο μέχρι το Ηώκαινο και είναι ημιμεταμορφωμένη και πιθανώς ανήκει στην ζώνη της Αδριατικοϊονίου,

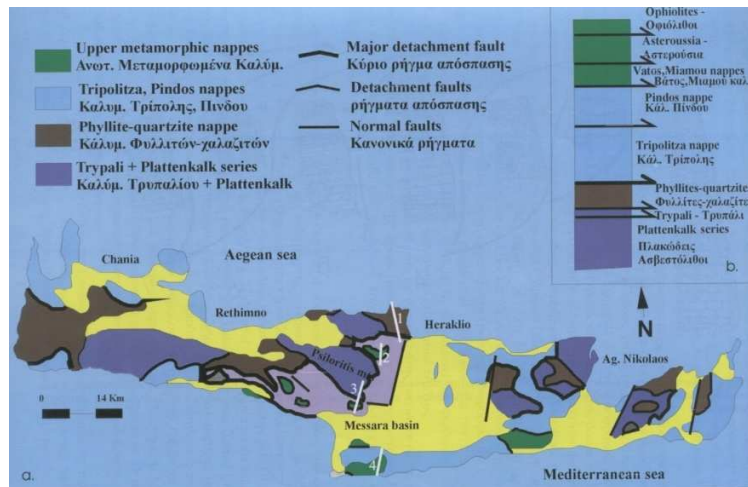
αποτελείται κυρίως από κλαστικά ιζήματα χωρίς ηφαιστειακά πετρώματα στη βάση που εξελίσσονται σε τυπικούς «πλακώδεις ασβεστόλιθους» (μάρμαρα) που περιέχουν σε σημαντικό βαθμό κερατολιθικούς κονδύλους και πυριτικές ενστρώσεις. Εμφανίζονται επίσης μεγάλες μάζες άστρωτων (μετα)-ασβεστόλιθων, δολομιτών, ασβεστολιθικών κροκαλοπαγών και φυλλιτικών-χαλαζιακών πετρωμάτων. Αποκαλύπτεται σε πολλές περιοχές της Κρήτης υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου.



Σχήμα 1.6. Σχηματική γεωλογική τομή εγκάρσια στην Κεντρική Κρήτη. Απεικονίζεται η δομή των βουνών Ταλέα όρη, Ίδη (Ψηλορείτης) και Αστερούσια. 1: Νεογενείς αποθέσεις, 2: Οφειόλιθοι, 3: μεταμορφωμένα πετρώματα των αστερουσιών, 4: πρώτος φλύσχος της Πίνδου (Κάτω Κρητιδικό), 5: ενότητα Αρβης, 6: τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου, 7: φλύσχος ζώνης Γαβρόβου - Τρίπολης, 8: ασβεστόλιθοι Γαβρόβου - Τρίπολης, 9: φυλλίτης, 10-14: σειρά των πλακωδών ασβεστόλιθων (Plattenkalk), 15-18: επωθήσεις των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων.

Τεκτονικά επωθημένη στην ενότητα Ταλέα Όρη- Πλακωδών Ασβεστόλιθων βρίσκεται η ενότητα του Τρυπαλιού, που αποτελείται από μεταμορφωμένους δολομίτες, δολομιτικούς ασβεστόλιθους, λατυποπαγείς ασβεστόλιθους έως γραουβάκες, σκούρους κυψελώδεις δολομίτες, άσπρα ζαχαρόκοκκα μάρμαρα και εμφανίσεις γύψου στη βάση. Η ηλικία τους καθορίστηκε με την βοήθεια απολιθωμάτων μεταξύ Άνω Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού.

Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλιού βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεδίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου - Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλο πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους. Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται απωθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου (σχήμα 1.7).

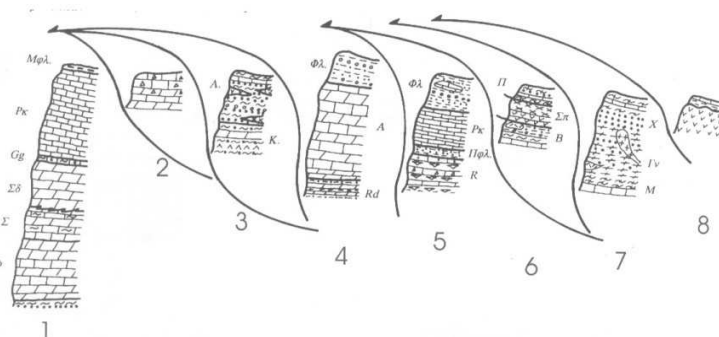


Σχήμα 1.7. Το οικοδόμημα των καλυμμάτων της Κρήτης.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Αρβης. Πάνω από την ενότητα του Τρυπαλίου βρίσκεται η ενότητα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, η οποία περιλαμβάνει φυλλίτες, χαλαζίτες, μετα-ψαμμίτες, μετα-κροκαλοπαγή, φακοειδείς ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετα-ανδεδίτες, μεταβασίτες. Η ηλικία της είναι μεταξύ Περμίου-Τριαδικού. Στην ενότητα αυτή συμπεριλαμβάνεται από τους περισσότερους ερευνητές και το ημιμεταμορφωμένο σύστημα των Ραβδούχων που αποτελεί και το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης που ακολουθεί επίσης με τεκτονική επίσης επαφή και αποτελείται από στο υποκείμενο και τους μεγάλου πάχους νηριτικούς ασβεστόλιθους. Σε ανώτερη τεκτονική θέση βρίσκεται αποθημένο το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου.

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λείπια των εσωτερικών ζωνών, όπως είναι η ενότητα της Αρβης που περιλαμβάνει τμήματα οφιολιθικού συμπλέγματος, η ενότητα των Αστερουσίων που περιέχει γνεύσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες.

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται ιζήματα του Νεογενούς (κυρίως κλαστικά θαλάσσια ιζήματα) και Τεταρτογενούς (κυρίως ηπειρωτικής φάσης) τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης (σχήμα 1.8).



Σχήμα 1.8. Στρωματογραφικές στήλες των καλυμμάτων της Κρήτης. Τα νούμερα υποδηλώνουν: 1: καλ. Πλακώδων ασβεστολίθων, 2: καλ. Τρυπαλίου, 3: καλ. Φυλλιτών-Χαλαζιτών, 4: καλ. Τρίπολης, 5: καλ. Πίνδου, 6: καλ. Τεκτονικού mélange, 7: καλ. Αστερουσίων, 8: Οφιολίθοι.

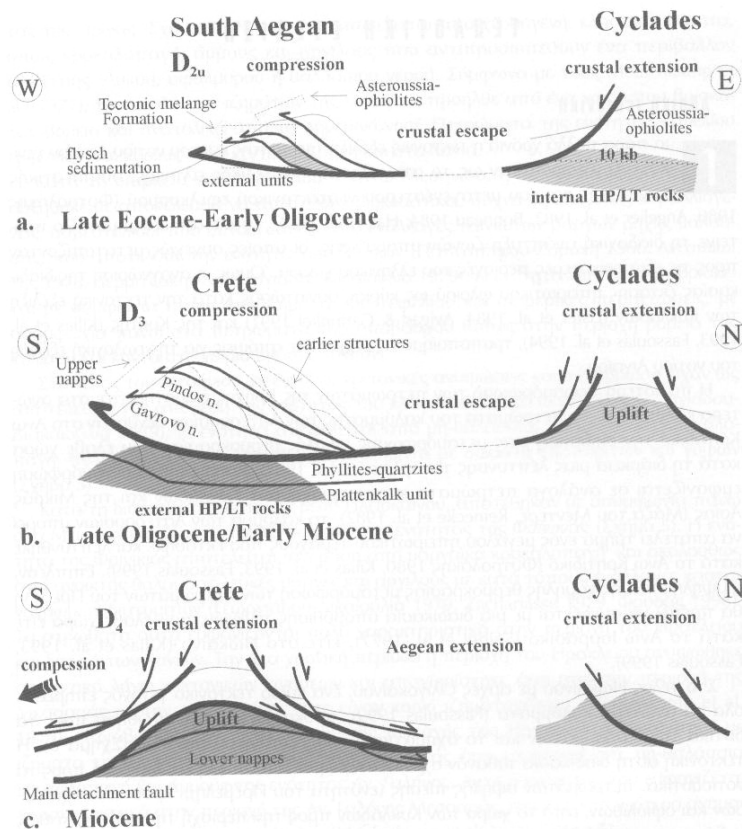
1.4.2. Γεωλογική εξέλιξη

Αλπική τεκτονική

Για πάρα πολλά χρόνια η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης και του νότιου Αιγαίου γενικότερα, θεωρούνται ως το αποτέλεσμα της τελικής αλπικής, συμπιεστικής τεκτονικής και του μεταγενέστερου νεοτεκτονικού εφελκυσμού (Φυτρολάκης 1980, Angelier et al. 1982, Bonneau 1984, Bonneau et al. 1977 Hall et al. 1984). Το πιο αποδεκτό μοντέλο προτείνει την διαδοχική ανάπτυξη ζωνών υποβάθμισης, οι οποίες συνεχώς μετατοπίζονταν προς τις εξωτερικότερες περιοχές του ελληνικού χώρου. Όμως, η αναγνώριση της διαδικασίας έκτασης ηπειρωτικού φλοιού ως κύριας συνιστώσας κατά την τεκτονική εξέλιξη των Κυκλάδων (Lister et al. 1984, Avigad και Garfunkel 1991), και της Κρήτης (Kilias et al. 1993, Fassoulas et al. 1994, Kilias et al. 1994, Κιλίας και συνεργάτες 1985), τροποποίησε τις μέχρι τότε απόψεις για την γεωλογική εξέλιξη του νότιου Αιγαίου.

Η παλαιότερη παραμόρφωση των πετρωμάτων της Κρήτης παρατηρείται στα ανώτερα καλύμματα. Τα πετρώματα του καλύμματος των Αστερουσίων δέχθηκαν στο Άνω Κρητιδικό την επίδραση μιας μεταμόρφωσης υψηλής θερμοκρασίας που έλαβε χώρα κατά την διάρκεια μιας λέπτυνσης του φλοιού (Hall 1987) καθώς η ίδια μεταμόρφωση εμφανίζεται σε ανάλογα πετρώματα στην περιοχή των Κυκλάδων και της Μικράς Ασίας (Μάζα του Μεντερέ, Reinecke et al. 1982), το κάλυμμα των Αστερουσίων μπορεί να αποτελεί τμήμα ενός μεγάλου ηπειρωτικού τεμάχους που εκτάθηκε και λεπτύνθηκε κατά το Άνω Κρητιδικό (Φυτρολάκης 1980, Kilias et al. 1993, Fassoulas 1999). Επιπλέον, η υψηλής πίεσης/ χαμηλής θερμοκρασίας μεταμόρφωση των πετρωμάτων του Πρέβελι θα πρέπει να συνδέεται με μια διαδικασία υποβύθισης πλακών, που έλαβε χώρα είτε κατά το Άνω Ιουρασικό (Seidel et al. 1977, 1978, Greutzburg και Seidel, 1975), είτε στο Ηώκαινο (Kilias et al. 1993, Fassoulas 1999).

Στο τέλος Ηώκαινου με αρχές Ολιγοκαίνου, ένα κύριο τεκτονικό γεγονός επηρέασε όλα τα ανώτερα καλύμματα (Fassoulas 1999), προκαλώντας την επώθηση προς τα δυτικά των καλυμμάτων και το σχηματισμό του Τεκτονικού mélange (Σχήμα 1.9). Η τεκτονική αυτή διαδικασία πιθανόν σχετίζεται με μια απόσπαση και διαφυγή προς τα νοτιοδυτικά, πετρωμάτων υψηλής πίεσης (ενότητα του Πρέβελι;), κρυσταλλοσχιστωδών και οφιολίθων, από το χώρο των Κυκλάδων προς την περιοχή της Κρήτης, καθώς οι δυο περιοχές συνδέονται γεωλογικά και τεκτονικά μεταξύ τους (Fassoulas 1999).



Σχήμα 1.9. Η γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης (Fassoulas, 1999).

Στο άνω Ολιγόκαινο, η φορά της τοποθέτησης των καλυμμάτων στράφηκε προς τα νότια (σχήμα 1.9b). Οι παρατηρήσεις υπαίθρου έδειξαν ότι η μεταβολή της φοράς τοποθέτησης των καλυμμάτων δεν είναι σταδιακή (Fassoulas 1999), αντιθέτως ήταν απότομη και πιθανόν σχετίζεται με την αλλαγή που συνέβη στο Ολιγόκαινο στη σχετική ανάμεσα στην Αφρική και στην Ευρασία (Dercourt et al. 1986). Η καλυμματική τεκτονική του Ολιγοκαίνου επηρέασε όλα τα καλύματα της Κρήτης προκαλώντας την υποβύθιση και μεταμόρφωση των κατωτέρων καλυμμάτων και την επανατοποθέτηση, με ανάστροφα ρήγματα, των ανωτέρων καλυμμάτων (σχήμα 1.9b).

Στην αρχή του Μειόκαινου, τα πετρώματα της Κρήτης επηρεάστηκαν από μια βορρά νότου ηπειρωτική έκταση, ως αντιστάθμισμα στην προηγούμενη πάχυνση του φλοιού (Kilias et al. 1993, Fassoulas et al. 1994, Φασσουλάς 1995, σχήμα 1.9c). Η έκταση αυτή δημιούργησε κανονικά, προς τον βορρά και τον νότο, ρήγματα απόσπασης, και προκάλεσε την κατάρρευση του οικοδομήματος των καλυμμάτων της Κρήτης και τον σχηματισμό των πρώτων συντεκτονικών λεκανών (Σχήμα 1.9c). Τα ρήγματα απόσπασης διευκόλυναν την απομάκρυνση τουλάχιστον 10 km φλοιού που βρισκόταν ανάμεσα στα ανώτερα και κατώτερα καλύματα, προκαλώντας ταυτόχρονα την τεκτονική ανύψωση και εκταφή τους.

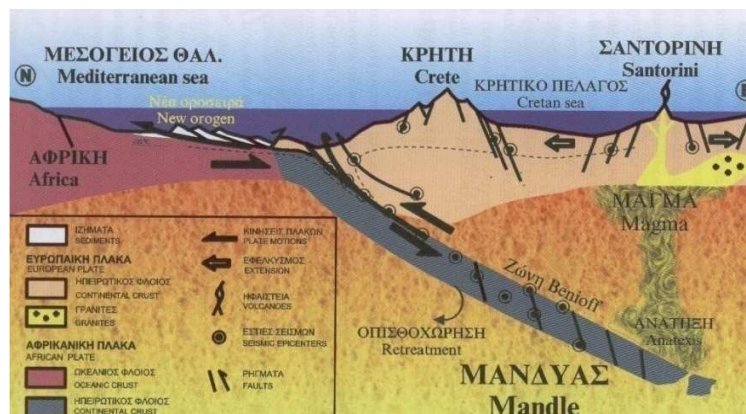
Η ανύψωση των κατωτέρων καλυμμάτων στην δυτική Κρήτη ήταν πολύ γρήγορη και ολοκληρώθηκε στο χρονικό διάστημα 24 με 15 εκατ. χρόνια από σήμερα (Thompson et al. 1998), ενώ στην κεντρική Κρήτη ήταν πιο αργή, επιτρέποντας έτσι την ανάπτυξη μιας μεταμόρφωσης πολύ χαμηλού βαθμού (Kilias et al. 1994, Fassoulas et al. 1994, Φασσουλάς 1995, Karakitsios, 1979). Η έκταση του Μειόκαινου συνεπώς οδήγησε στην επανατοποθέτηση

όλων των καλυμμάτων της Κρήτης και την απολέπνωση (boudinage) όλων των πετρωμάτων που βρίσκονται πάνω από το κάλυμμα των Πλακωδών ασβεστόλιθων (σχήμα 1.9c).

Τα ανώτερα μεταμορφωμένα καλύμματα δεν επηρεάστηκαν ουσιαστικά από την πλαστική παραμόρφωση του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου, αφού σύμφωνα με παρατηρήσεις πυρηνικών σχάσεων σε απατίτη (Thompson et al. 1998) τα πετρώματα αυτά βρίσκονταν από το Ηώκαινο, σχεδόν σε επιφανειακές συνθήκες.

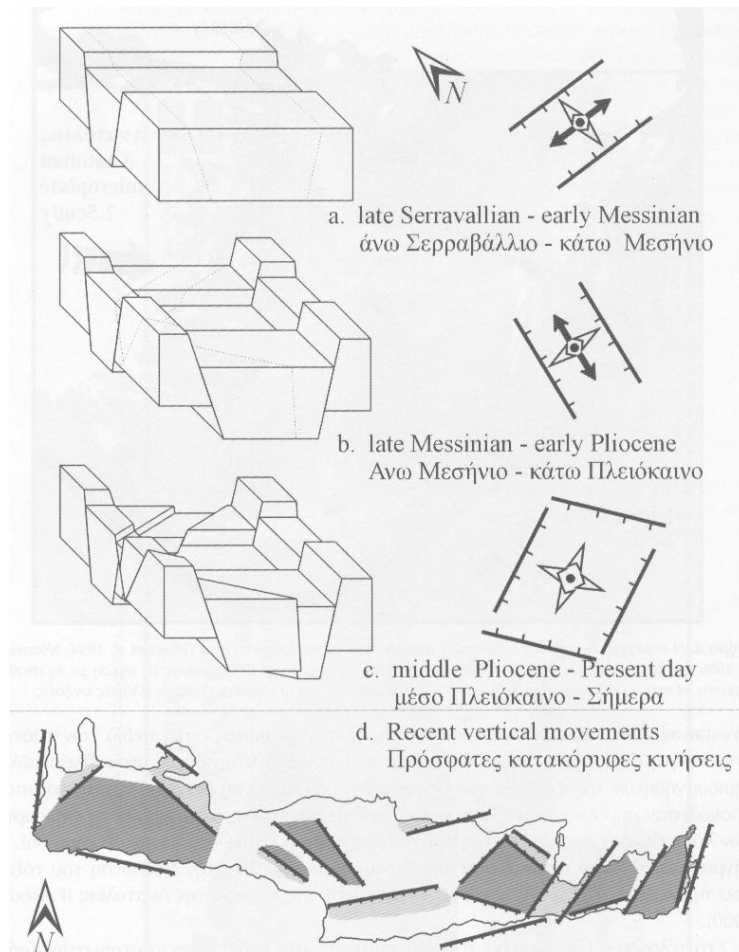
Μετά- αλπική τεκτονική

Κατά την διάρκεια του Νεογενούς η Κρήτη επηρεάστηκε κυρίως από εφελκυστική-εκτατική με πιθανά διαλείμματα συμπιεστικών φάσεων. Η γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα από αποτέλεσμα δύο κύριων γεωδυναμικών διεργασιών: της συνεχούς σύγκλισης των πλακών της Αφρικής και Ευρασίας με την ταυτόχρονη οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και της τεκτονικής διαφυγής προς τα νοτιοδυτικά της μικροπλάκας της Ανατολίας (σχήμα 1.10).



Σχήμα 1.10. Σχηματική απεικόνιση της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης (χωρίς κλίμακα)

Πρόσφατες τεκτονικές μελέτες στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης (Ten Veen και Meijer 1999, Fassoulas 2000) έδειξαν ότι από το μέσο Μειόκαινο μέχρι σήμερα, η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης ήταν αποτέλεσμα διαδοχικών εφελκυστικών περιόδων που δημιούργησαν τουλάχιστον τρεις γενεές ρηγμάτων. Η πρώτη γενεά αποτελείται από ρήγματα με διεύθυνση ανατολής – δύσης. Η μεγαλύτερη ανάπτυξη των ρηγμάτων αυτών συνέβη κατά την διάρκεια του μέσο/ άνω Μειόκαινου με αρχές Μεσσηνίου, ως αποτέλεσμα της οπισθοχώρησης προς τα νότια της ζώνης υποβύθισης. Αυτό το βορρά- νότου εφελκυστικό πεδίο των τάσεων δημιούργησε και τις πρώτες λεκάνες της Κρήτης στην διεύθυνση ανατολής- δύσης (σχήμα 11a).



Σχήμα 1.11. Η τεκτονική εξέλιξη της λεκάνης του Ηρακλείου (a. – c.) και οι πρόσφατες τεκτονικές κινήσεις του νησιού (d.). Με ανοικτό γκρι οι καταβυθίσεις και με σκούρο γκρι οι ανυψώσεις (Fassoulas, 2000).

Στο τέλος του Μεσσηνίου, η έναρξη της ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας και η απαγομένη τεκτονική διαφυγή της πλάκας της Ανατολίας (Westaway 1994) προκάλεσαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στο πεδίο των τάσεων στην Κρήτη (σχήμα 1.3). Κατά την διάρκεια του τέλους Μεσσηνίου με μέσο Πλειοκαίνου, δημιουργήθηκαν τα δεύτερης γενεάς ρήγματα με διεύθυνση βορρά- νότου, τα οποία προκάλεσαν σημαντική ανύψωση ορισμένων περιοχών και ταυτόχρονα την δημιουργία των λεκανών του Ηρακλείου της Ιεράπετρας και του Καστελίου Χανίων (σχήμα 1.11b). Τα ρήγματα αυτά είναι αποτέλεσμα της έκτασης παράλληλα στην διεύθυνση του τόξου, που προκάλεσε η διαφυγή προς τα νοτιοδυτικά της πλάκας της Ανατολίας (Fassoulas 2000).

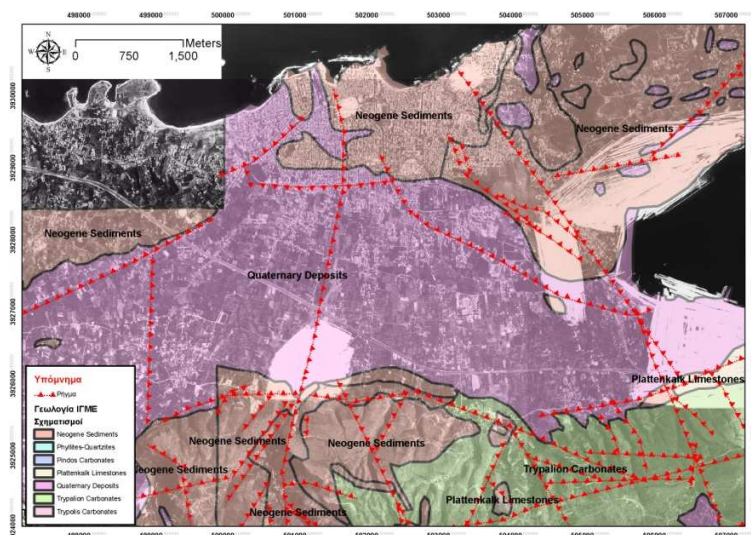
Στο τέλος του Πλειοκαίνου, η σταθεροποίηση του πεδίου των τάσεων στην Κρήτη που δημιούργησε το σημερινό, ενεργό γεωδυναμικό καθεστώς (δηλαδή η οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης και η διαφυγή της Ανατολίας), προκάλεσε τα ρήγματα της τρίτης γενεάς. Αυτά αναπτύχθηκαν κάθετα μεταξύ τους, λόγω του ότι οι εφελκυστικοί άξονες του πεδίου των τάσεων βρίσκονται οριζόντιοι και με το ίδιο μέγεθος (σχήμα 1.11c). Εξαιτίας των ρηγμάτων αυτών δημιουργήθηκαν νέες λεκάνες με διεύθυνση βορειοανατολική- νοτιοδυτική και βορειοδυτική- νοτιοανατολική, ενώ ταυτόχρονα συνεχίστηκε με μεγάλους ρυθμούς η τεκτονική ανύψωση

ορισμένων περιοχών. Η σημερινή τοπογραφία και το ανάγλυφο της Κρήτης διαμορφώθηκαν από την δράση πολλών, μεγάλης κλίμακας, ρηγμάτων της τρίτης γενεάς (σχήμα 1.11d), με ορισμένα από αυτά να είναι ακόμα ενεργά.

Από το τέλος του Μειόκαινου, η τεκτονική ανύψωση ολόκληρης σχεδόν της Κρήτης ενίσχυσε την καρστική αποσάθρωση των αθρακικών πετρωμάτων σχηματίζοντας πολλά φαράγγια, σπηλιές και οροπέδια, καθώς επίσης και άλλες εντυπωσιακές καρστικές δομές.

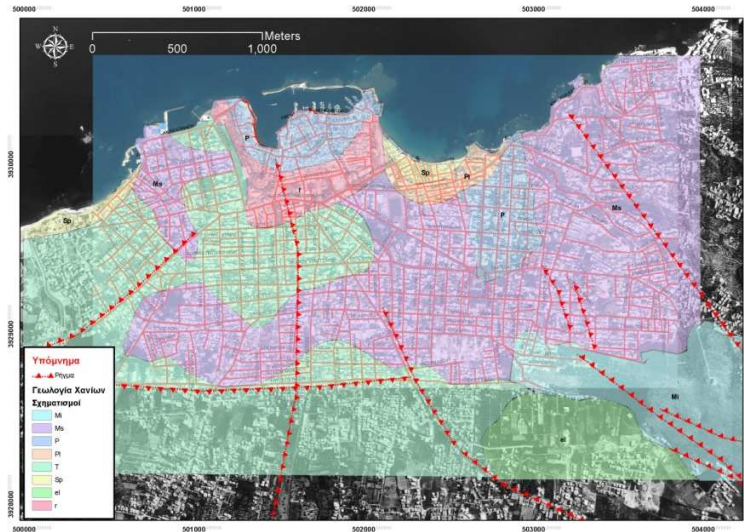
1.4.3. Γεωλογία της περιοχής ενδιαφέροντος

Στο σχήμα (1.12) παρουσιάζεται η γεωλογία της περιοχής ενδιαφέροντος σύμφωνα με το χάρτη του ΙΓΜΕ (φύλλο Χανιά), καθώς και τα ρήγματα που υπάρχουν στην περιοχή. Η περιοχή του κάμπου των Χανίων καλύπτεται από Τεταρτογενείς αποθέσεις, ενώ Νοτίως του κάμπου υπάρχουν ασβεστόλιθοι της Πίνδου, της Τρίπολης, του Τρυπαλίου και Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι.



Σχήμα 1.12. Η γεωλογία της περιοχής ενδιαφέροντος (**Neogene Sediments**: Νεογενείς σχηματισμοί, **Phylites-Quartzites**: Φυλίτες – Χαλαζίτες, **Pyndos Carbonates**: Ασβεστόλιθος Πίνδου, **Plattenkalk Limestones**: Πλακώδεις Ασβεστόλιθοι, **Quaternary Deposits**: Τεταρτογενείς Σχηματισμοί, **Trypalion Carbonates**: Ασβεστόλιθος του Τρυπαλίου, **Trypolis Carbonates**: Ασβεστόλιθος Τρίπολης).

Στο σχήμα (1.13) παρουσιάζεται η γεωλογία του πολεοδομικού συγκροτήματος των Χανίων, όπου έχουν γίνει προσθήκες σύμφωνα με επιτόπια γεωλογική χαρτογράφηση από την *Bastelli (2002)*. Μεγάλο μέρος της Ανατολικής και Νότιας περιοχής καλύπτεται από εναλλαγές λευκών – γκρί ασβεστόλιθων, μάρμαρα, κιτρινωπούς ασβεστόλιθους με λεπτά ενδιάμεσα στρώματα από ψαμμίτες. Το δυτικό τμήμα της περιοχής καλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις του Τεταρτογενούς, ενώ στα παράλια συναντώνται ανθρωπογενείς αποθέσεις, άμμος και πλημμυρικά ιζήματα.



Σχήμα 1.13. Γεωλογία της πόλης των Χανίων (**r**: υλικά από ανθρωπογενή μεταφορά, **el**: επικαλύψεις από πρόσφατα αλλουβιακά και πλημμυρικά ιζήματα, **sp**: σημερινή ακτή αποτελούμενη από λεπτή άμμο, **Q**: αλλουβιακές αποθέσεις ποικίλου μεγέθους μέσα σε περιβάλλον κοκκινωπής άμμου (ΠΡΟΣΦΑΤΟ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ), **Pl**: αποθέσεις απολιθωμένης παραλίας που αποτελείται από μέσο-χονδρόκοκκες άμμους με επίπεδα συμπαγοποίησης (ΠΛΕΙΣΤΟΚΑΙΝΟ), **P**: Ψαμμίτες μέτριοι- λεπτόκοκκοι σε στρώματα ή μαζώδης, χρώματος κιτρινωπού- καφέ (ΠΛΕΙΟΚΑΙΝΟ), **Ms**: Ακανόνιστες εναλλαγές από λευκούς-γκρί ασβεστολίθους, μάρμαρα, κιτρινωπούς μαζώδης ασβεστολίθους με λεπτά ενδιάμεσα στρώματα από ψαμμίτες (ΑΝΩ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ), **Mi**: Μάζες συμπαγούς ασβεστόλιθου χρώματος από λευκό-κίτρινο μέχρι ανοιχτό γκρί, μέσα στις οποίες βρίσκονται φακοί βιοκλαστικών ασβεστολίθων και χαλίκια από μάρμαρο (ΚΑΤΩ ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ))

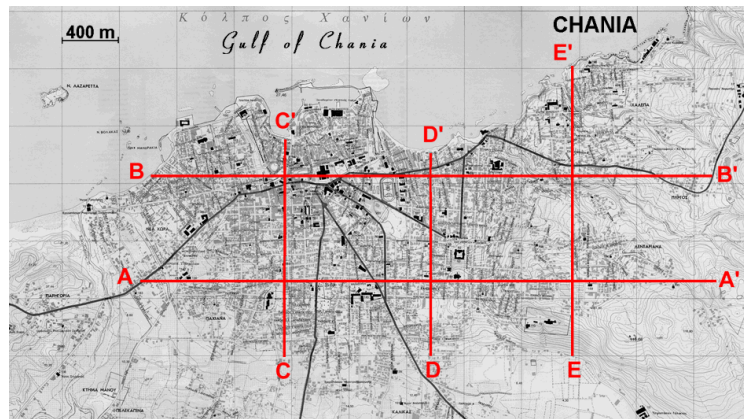
1.4.4. Σεισμικότητα της περιοχής ενδιαφέροντος

Η περιοχή του Αιγαίου θεωρείται μια από τις πιο σεισμογενείς του κόσμου και η πιο σεισμογενής της Ευρασίας. Ειδικότερα η περιοχή του Νοτίου Αιγαίου με το πολύπλοκο τεκτονικό σύστημα που επικρατεί, θεωρείται ως η περιοχή με τη μεγαλύτερη σεισμικότητα στην Ευρώπη. Από τους αρχαίους χρόνους πολλοί καταστρεπτικοί σεισμοί έχουν πλήξει την Κρήτη. Χαρακτηριστικά παραδείγματα, όπως παρατίθενται από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (1999) είναι:

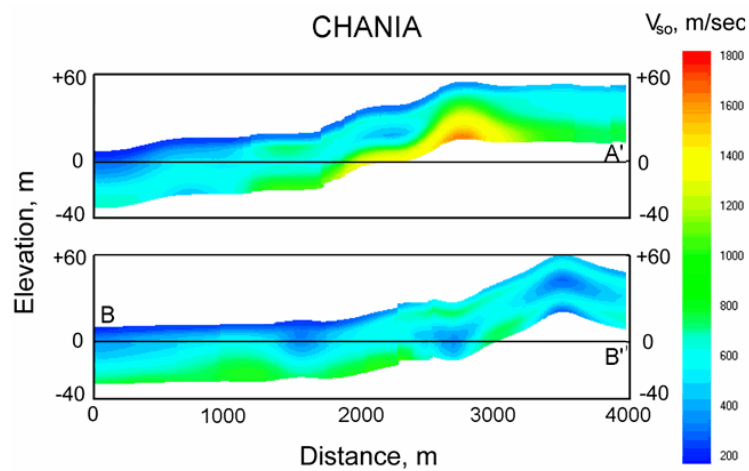
- 368 π.Χ., σεισμός μεγέθους 7.7. Κατά τον Dapper, η Κρήτη είχε άλλοτε 100 πόλεις από τις οποίες οι περισσότερες καταστράφηκαν από το σεισμό αυτό, ενώ κατά τον Πλίνιο, 60 από τις πόλεις αυτές έπαθαν αυτή την καταστροφή. Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός σε μεγάλη έκταση (Σταυράκης 1890, Sieberg, 1932b).
- 251 μ.Χ., σεισμός μεγέθους 7.5 στις 9 Ιουλίου κατέστρεψε μέγα μέρος της Κρήτης. Ανέτρεψε την Κνωσό και πολλές άλλες πόλεις της Κρήτης (Σταυράκης 1890, Ξανθουλίδης, 1925).
- 1246 μ.Χ., σεισμός μεγέθους 6.8 γκρέμισε τα τελίχη της πόλης των Χανίων (Perrey, 1848).
- 1681 μ.Χ., σεισμός μεγέθους 7.0 συγκλονίζει μεγάλο μέρος της Κρήτης και το ένα τρίτο του Ηρακλείου καταστρέφεται. Στα Χανιά έγιναν αισθητές δύο δονήσεις από

ανατολικά προς δυτικά, οι οποίες έγιναν αντιληπτές και στα πλοία (Σταυράκης 1890, Sieberg 1932b).

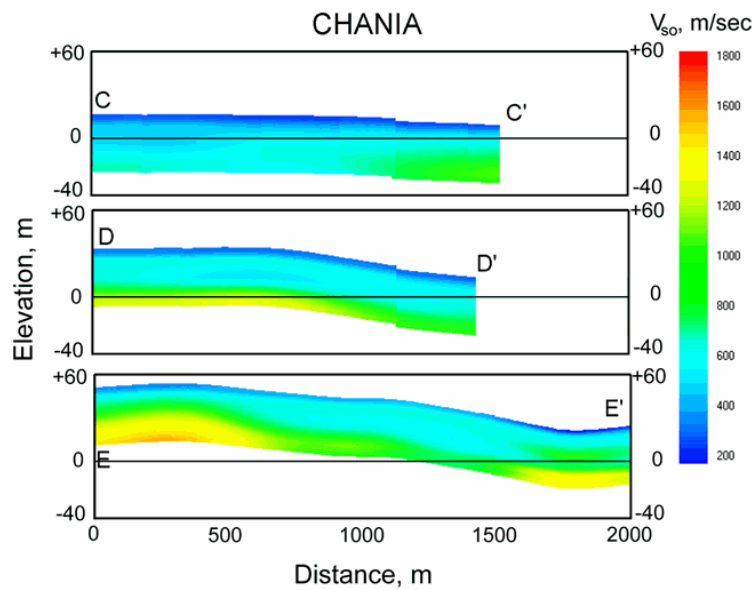
- 1805 μ.Χ, 3 Ιουλίου. Με την ανατολή του
- 1.5.**



Σχήμα 1.14. Σκαρίφημα των 5 τομών για τον υπολογισμό της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων (Αθανασσόπουλος, 2000).



Σχήμα 1.15. Κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων για τις τομές A-A' και B-B' (Αθανασσόπουλος, 2000).



Σχήμα 1.16. Κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων για τις τομές C-C', D-D' και E-E' (Αθανασσόπουλος, 2000).

Ο Mastrolorenzo (2004) στα πλαίσια της μεταπτυχιακής του διατριβής πραγματοποίησε μετρήσεις με ενεργή πηγή σεισμικής ενέργειας σε 17 σημεία της πόλης των Χανίων, για τη μέτρηση της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων. Τα αποτελέσματα στα οποία κατέληξε έρχονται σε συμφωνία με τους Αθανασσόπουλο και Πελέκη (2000). Και οι δύο έρευνες δεν ξεπέρασαν σε βάθος διείσδυσης τα 70 μέτρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΕΙΔΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΣΕΙΣΜΟΜΕΤΡΩΝ

2.1. Εισαγωγή

Η τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για τη μέτρηση εδαφικού θορύβου, με σκοπό την εύρεση της κατανομής ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος είναι σχετικά πρόσφατη. Πρώτος ο *Aki (1957)* ανέλυσε το θεωρητικό υπόβαθρο της διάταξης, αποδεικνύοντας ότι είναι δυνατόν με την κατάλληλη τοπολογία στη διάταξη των σεισμομέτρων και την καταγραφή εδαφικού θορύβου να βρεθεί η μονοδιάστατη κατανομή των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων σε μια περιοχή.

Η σπουδαιότητα της γνώσης των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων είναι θεμελιώδης στην Τεχνική Σεισμολογία. Με βάση τη γνώση αυτή μπορούν να τεθούν κανόνες σχετικά με τη δόμηση σε μια περιοχή, τον Αντισεισμικό Κανονισμό, να παραχθούν χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας κλπ. Επιπλέον δίνεται η δυνατότητα να μοντελοποιηθεί η περιοχή ενδιαφέροντος με σκοπό την εφαρμογή διαφόρων υποθετικών μοντέλων αριθμητικής προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης.

Τα πλεονεκτήματα των μεθόδων αυτών σε σχέση με τις συμβατικές γεωφυσικές μεθόδους είναι πολλαπλά. Οι *Sato et al. (2001)* παρουσιάζουν μια περίληψη, αναφέροντας την ευκολία εφαρμογής τους σε αστικό περιβάλλον, τη μη απαίτηση σεισμικών πηγών, το μικρό κόστος εφαρμογής και τη δυνατότητα εξαγωγής συμπερασμάτων σε σχετικά μεγάλο βάθος σε σχέση με τις συμβατικές μεθόδους σεισμικής ανάλυσης. Σε σχέση με τις γεωτρήσεις, που παρέχουν και την ασφαλέστερη πληροφορία, το κόστος είναι ασύγκριτα χαμηλό.

Ο *Aki (1957)* διατύπωσε τις θεμελιώδεις υποθέσεις σχετικά με την εφαρμογή των ειδικών διατάξεων μετρήσεων μικροθορύβου. Θεώρησε ότι αποτελούνται κατά κύριο λόγο από επιφανειακά κύματα (*Rayleigh* και *Love*) τα οποία καταγράφονται στους αισθητήρες ως επίπεδα κύματα. Η στρωματογραφία της περιοχής είναι οριζόντια, και οι πηγές θορύβου βρίσκονται στην επιφάνεια του εδάφους σε μεγάλη απόσταση από τη διάταξη. Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξε συνοψίζονται ως:

1. Στην οριζόντια κίνηση του εδαφικού θορύβου τα κύματα που κυριαρχούν είναι κατακόρυφα πολωμένα. Και η οριζόντια και η κατακόρυφη κίνηση μπορούν να θεωρηθούν ως να έχουν αντίστοιχα μια μοναδικά ορισμένη ταχύτητα η οποία εξαρτάται από τη διασπορά.

2. Θεωρώντας ότι η οριζόντια κίνηση αποτελείται από κύματα Love, μπορεί να υπολογιστεί η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σε διάφορα βάθη.

3. Η κάθετη κίνηση έχει διασπορά. Αν θεωρήσουμε ότι αποτελείται από κύματα Rayleigh που διαδίδονται σε στρωματωμένο μέσο, τότε η φασική ταχύτητα που υπολογίζεται είναι διπλάσια από την θεωρητική τιμή της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων όπως αυτή υπολογίζεται με τη χρήση κυμάτων Love.

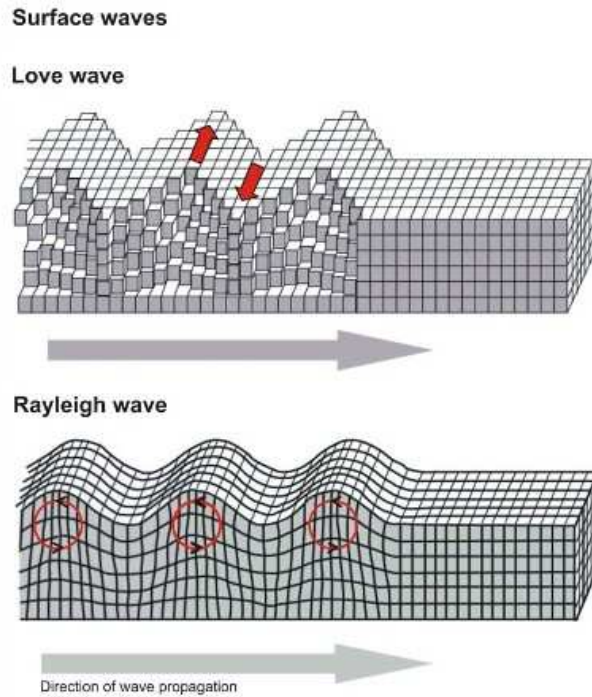
4. Παρατηρείται ανώμαλη καμπύλη διασποράς όταν το επιφανειακό στρώμα είναι πολύ σκληρό.

2.2. Μέθοδοι ανάλυσης δεδομένων ειδικών δικτύων σεισμομέτρων

Στο παρελθόν έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι ανάλυσης των δεδομένων που αποκτούνται από τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για τη μέτρηση εδαφικού θορύβου. Ο Aki πρώτος πρότεινε τη μέθοδο ανάλυσης του χωρικού συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC) (Aki 1957, Ohori et al., 2002, Robert και Asten 2004). Οι Lacross et al. πρότειναν τη μέθοδο συχνότητας – κυματαρίθμου (f-k) (Lacross et al., 1969, Kvaerna και Ringdahl, 1986) και ο Capon τη μέθοδο υψηλής ανάλυσης συχνότητας – κυματαρίθμου (High Resolution f-k) (Capon, 1969, Asten και Henstridge, 1984). Η ανάλυση που ακολουθεί από εδώ και πέρα πραγματεύεται τη μέθοδο συχνότητας – κυματαρίθμου που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, και βασίζεται κυρίως στη μελέτη του Tokimatsu (1997). Η μαθηματική αναπαράσταση που ακολουθείται είναι αντίστοιχος με του Tokimatsu (1997).

2.2.1 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων

Τα επιφανειακά κύματα χωρίζονται σε κύματα Rayleigh και Love, το καθένα από τα οποία διαδίδεται στην επιφάνεια του μέσου διάδοσης (σχήμα 3.1). Τα κύματα Rayleigh έχουν κάθετη και οριζόντια συνιστώσα, και μπορούν να υπάρξουν σε ελαστικό ημιχώρο και σε στρώμα πάνω από ημιχώρο. Αντίθετα, τα κύματα Love είναι ανάστροφα οριζόντια κύματα, και μπορούν να διαδοθούν μόνο σε στρώματα πάνω από ημιχώρο. Οι περισσότερες από τις μεθόδους επιφανειακών κυμάτων σχετίζονται με τα κύματα Rayleigh.



Σχήμα 2.1 Διάδοση των επιφανειακών κυμάτων.

2.2.2. Κύματα Rayleigh σε ομογενές ελαστικό μέσο

Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, V_r , που διαδίδονται στην επιφάνεια ενός ισότροπου, ομογενούς ελαστικού ημιχώρου, είναι ανεξάρτητη από τη συχνότητα ή τον κυματάρημο του κύματος, και καθορίζεται από τη λύση της εξίσωσης

$$\left[2 - \left(\frac{V_r}{V_s} \right)^2 \right]^4 = 16 \left[1 - \left(\frac{V_r}{V_p} \right)^2 \right] \left[1 - \left(\frac{V_r}{V_s} \right)^2 \right], \quad (2.1)$$

όπου V_p και V_s είναι αντίστοιχα οι ταχύτητες των διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων. Η σχέση που συνδέει το λόγο V_p/V_s με το λόγο Poisson, ν , δίνεται από τη σχέση

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{2(1-\nu)/(1-2\nu)}. \quad (2.2)$$

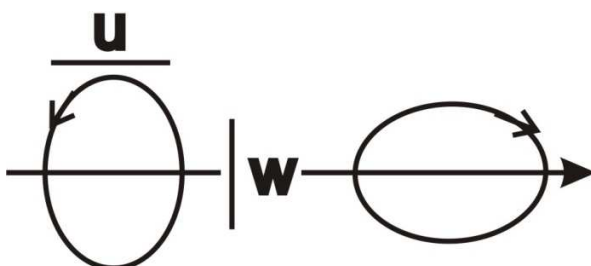
Η τιμή του λόγου V_p/V_s κινείται μεταξύ των τιμών 0.87-0.96, ανάλογα με την τιμή του λόγου Poisson στον ημιχώρο.

Ο λόγος των πλατών μεταξύ της οριζόντιας και της κάθετης συνιστώσας των Rayleigh κυμάτων στην επιφάνεια ενός ημιχώρου είναι επίσης ανεξάρτητος της συχνότητας και δίνεται από τη σχέση

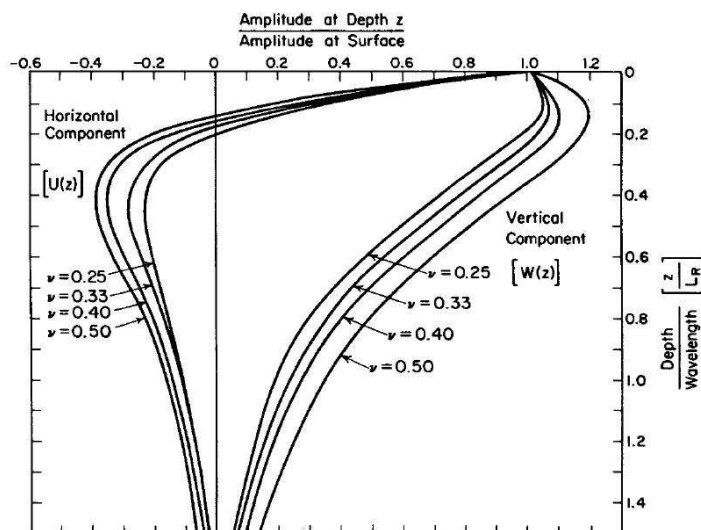
$$\frac{u'}{w'} = - \frac{\sqrt{1 - \left(\frac{V_r}{V_s}\right)^2}}{\left[2 - \frac{V_r}{V_s}\right]^2}, \quad (2.3)$$

όπου u' και w' είναι οι συνιστώσες της ταχύτητας κατά τον οριζόντιο και κατακόρυφο άξονα. Καθώς ο λόγος (u'/w') είναι πάντα φανταστικός αριθμός με αρνητικό πρόσημο, η κάθετη με την οριζόντια συνιστώσα έχουν πάντα διαφορά φάσης 90° . Άρα, η κίνηση ενός στοιχειώδους τμήματος του εδάφους κατά τη διάδοση του Rayleigh κύματος είναι ανάδρομα ελλειπτική (σχήμα 3.2). Η απόλυτη τιμή του λόγου (u'/w') κινείται μεταξύ των τιμών 0.54-0.79, ανάλογα με την τιμή του λόγου Poisson.

Η ταχύτητα των Rayleigh κυμάτων είτε σε ημιχώρο ή σε στρωματομένη $\Gamma\eta$ μειώνεται με το βάθος, και γίνεται αμελητέα σε βάθη μεγαλύτερα από το μήκος κύματος τους. Άρα τα κύματα με μικρό μήκος κύματος κινούνται σε μικρότερα βάθη από ότι τα κύματα με μεγαλύτερο μήκος κύματος (σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.2. Η τροχία των κυμάτων Rayleigh (από Tokimatsu, 1997, τροποποιημένο)



Σχήμα 2.3. Μεταβολή της ταχύτητας των Rayleigh κυμάτων με το βάθος σε ομογενές μέσο (Richart et al., 1970). Ο οριζόντιος άξονας είναι σε αδιάστατες μονάδες πλάτους. Ο κάθετος άξονας είναι σε μονάδες αδιάστατου βάθους. Οι καμπύλες σχεδιάστηκαν για διάφορους λόγους Poisson.

2.2.3. Διασπορά κυμάτων Rayleigh

Για ένα στρωματωμένο μέσο στο οποίο η ακαμψία αυξάνεται με το βάθος, όσο μεγαλύτερο είναι το μήκος κύματος, τόσο υψηλότερη είναι και η ταχύτητα του κύματος. Η ταχύτητα του κύματος που είναι χαρακτηριστικό του μέσου διάδοσης και ονομάζεται φασική ταχύτητα, c , συνδέεται με το μήκος κύματος, λ , και τη συχνότητα f , μέσω της σχέσης

$$c = f\lambda \quad (2.4)$$

Η τάση με την οποία η φασική ταχύτητα εξαρτάται από το μήκος κύματος ή τη συχνότητα ονομάζεται «χαρακτηριστικό διασποράς». Η τάση διασποράς των επιφανειακών κυμάτων είναι ξεχωριστή ιδιότητα τους, και δεν μπορεί να παρατηρηθεί στα κύματα χώρου.

Στην περίπτωση της ομογενούς στρωματωμένης δομής, τα κύματα Rayleigh δείχνουν διαφορετικό τρόπο (mode) διάδοσης και ο κάθε τρόπος έχει διαφορετική φασική ταχύτητα. Τα χαρακτηριστικά αυτά έχουν καθοριστεί σύμφωνα με τη μέθοδο πίνακα μεταφοράς από τους Thomson (1950) και Haskell (1953). Στον φορμαλισμό του πίνακα τους, υποθέτουν ότι ένα στρωματωμένο μέσο αποτελείται από N στρώματα. Κάθε στρώμα είναι ομογενές και ισότροπο, και χαρακτηρίζεται από το πάχος H , την πυκνότητα ρ , και τις ταχύτητες V_p και V_s .

Η φασική ταχύτητα, c_m , ή ο κυματάριθμος, k_m , για τη θεμελιώδη ($m=0$) ή ανώτερες αρμονικές φάσεις ($m>1$) των Rayleigh κυμάτων σε συγκεκριμένη συχνότητα, f , εκφράζεται από τη σχέση

$$\left(\frac{u'}{w'} \right)_m = \frac{J_{22} - J_{12}}{J_{11} - J_{21}} = \frac{J_{42} - J_{32}}{J_{31} - J_{41}}, \quad (2.5)$$

ή

$$F_R = (J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42}) = 0, \quad (2.6)$$

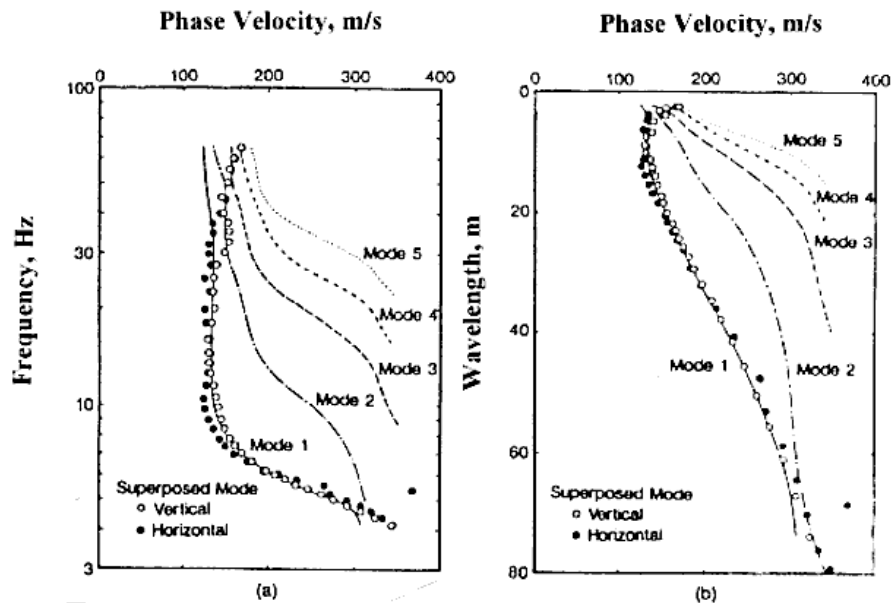
στις οποίες J_{ij} είναι το στοιχείο του πίνακα J όπως ορίστηκε από τον Haskell (1953) και είναι συνάρτηση των H, ρ, V_p, V_s και των c_m ή k_m . Ο παράγοντας $\left(\frac{u'}{w'} \right)_m$ είναι φανταστικός αριθμός τάξης m και προσδιορίζει το λόγο πλατών μεταξύ της οριζόντιας και κατακόρυφης ταχύτητας του σωματιδίου στην επιφάνεια του εδάφους.

Με βάση τη μέθοδο αυτή η φασική ταχύτητα για κάθε τρόπο διάδοσης, η συχνότητα και το μήκος κύματος ή ο κυματάριθμος συνδέονται με τις σχέσεις

$$\lambda_m = \frac{2\pi}{k_m}, \quad (2.7)$$

$$c_m = \frac{2\pi f}{k_m}. \quad (2.8)$$

Στο σχήμα (2.4) παρουσιάζεται μια ομάδα καμπυλών διασποράς για στρωματωμένο μέσο διάδοσης, στο οποίο η μικρότερη και η μεγαλύτερη φασική ταχύτητα της θεμελιώδους κατάστασης είναι ελαφρώς μικρότερες από τη χαμηλότερη και υψηλότερη ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων εντός του μέσου. Αν σε ένα στρωματωμένο μέσο υπάρχουν παραπάνω από ένας τρόπος διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, τότε η υψηλότερη φασική ταχύτητα των μεγαλύτερων τρόπων διάδοσης θα είναι ίση με την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στον ημιχώρο. Καθώς η τάξη των τρόπων διάδοσης αυξάνει, τα αντίστοιχα κύματα αντανakλούν τις ιδιότητες του υπεδάφους σε μεγαλύτερα βάθη, και άρα διαδίνονται γρηγορότερα.



Σχήμα 2.4. Τυπικό δείγμα καμπυλών διασποράς της θεμελιώδους και των υψηλότερων καταστάσεων των Rayleigh κυμάτων. (από Rix, 1988)

2.2.4. Λόγος πλάτους οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh

Η έννοια του φανταστικού λόγου $\left(\frac{u'}{w'}\right)_m$ στην εξίσωση (2.5) εκφράζει ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης σε κάθε φάση είναι είτε πίσω ή μπροστά σε σχέση με την οριζόντια κίνηση κατά μια φασική γωνία 90° . Αυτό υποδηλώνει ότι η τροχιά κίνησης του σωματιδίου στην ελεύθερη επιφάνεια είναι ανάδρομα ή ομόδρομα ελλειπτική στο κάθετο επίπεδο. Ο κύριος και δευτερεύων άξονας της έλλειψης συμπίπτει με τον κατακόρυφο και τον οριζόντιο άξονα (σχήμα 2.2).

Η τιμή του λόγου $\left(\frac{u'}{w'}\right)_m$ αλλάζει με τη στρωματογραφία καθώς και με την περίοδο. Ορίζοντας την αδιάστατη περίοδο ως το λόγο του χρόνου προς τη θεμελιώδη ιδιοπερίοδο, για χαμηλό λόγο διάτμησης, μικρότερο του 4, ο λόγος $\left(\frac{u'}{w'}\right)_0$ δεν εξαρτάται από την αδιάστατη περίοδο, και είναι πάντα αρνητικός. Η κίνηση του σωματιδίου είναι δηλαδή ανάδρομα ελλειπτική, ανεξάρτητα της περιόδου. Καθώς ο λόγος διάτμησης αυξάνεται, ο λόγος των πλατών γίνεται θετικός μεταξύ των τιμών 0.5 και 1 της αδιάστατης περιόδου. Αυτό σημαίνει ότι η κίνηση του σωματιδίου αντιστρέφεται δύο φορές στον άξονα της περιόδου αν ο λόγος G_2/G_1 ξεπεράσει την τιμή 5. Αν ο λόγος G_2/G_1 είναι μεταξύ 5 και 8, τότε ο λόγος $\left(\frac{u'}{w'}\right)_0$ γίνεται μηδενικός κατά το χρόνο αντιστροφής, άρα η κίνηση του σωματιδίου είναι κάθετη. Αν όμως ο

λόγος G_2/G_1 είναι μεγαλύτερος του 8, τότε η κίνηση σε μεγαλύτερες περιόδους είναι οριζόντια. Αυτό σημαίνει ότι ο λόγος $\left(\frac{u'}{w'}\right)_0$ απειρίζεται (σχήμα 3.5).

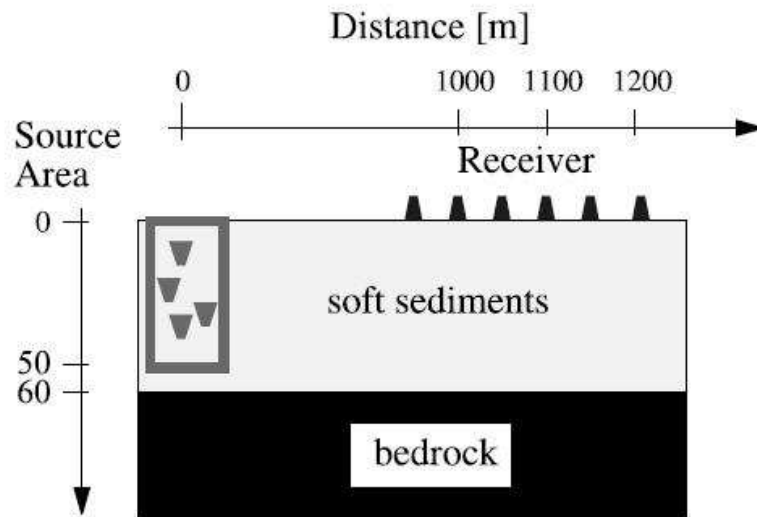
V_{s2}/V_{s1}	G_2/G_1	T/T_0		
		$\frac{1}{2}$	1	
1	1			
2	5-8			
3	8-9			
				—

Σχήμα 2.5. Οι αλλαγές στην τροχία των κυμάτων Rayleigh σε αδιάστατη περίοδο για χώρο δύο στρωμάτων σε σχέση με το λόγο διάτμησης (από Tokimatsu, 1997, τροποποιημένο).

2.3. Ενεργές μέθοδοι επιφανειακών κυμάτων

2.3.1 Μέθοδος ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων

Στο σχήμα (2.4) φαίνεται ένα τυπικό διάγραμμα διάταξης μέτρησης ταχυτήτων κυμάτων Rayleigh με χρήση ενεργής πηγής (Kind et al., 2005) για επιφανειακές διασκοπήσεις. Τουλάχιστον 2 κάθετες συνιστώσας αισθητήρες μέτρησης εδαφικής ταχύτητας τοποθετούνται σε μια νοητή γραμμή μαζί με τη σεισμική πηγή. Μια κάθετη δύναμης πηγή ή αρμονικής κίνησης δημιουργείται με ένα σφυρί ή έναν ταλαντωτή, και τα κύματα καταγράφονται στους αισθητήρες. Τα δεδομένα ενισχύονται και ψηφιοποιούνται.



Σχήμα 2.4. Τυπική διάταξη σεισμομέτρων για ενεργή καταγραφή κυμάτων Rayleigh. (από Kind et al., 2005)

Η φασματική ανάλυση που ακολουθεί συνήθως γίνεται για δεδομένα N σημείων με βήμα δειγματοληψίας Δt . Ο συνολικός χρόνος καταγραφής T είναι τότε $N\Delta t$. Οι ψηφιοποιημένες κάθετες κινήσεις στο επίπεδο του χρόνου ορίζονται ως $z_1(t)$ και $z_2(t)$, όπου 1 και 2 δηλώνουν τον αριθμό του αισθητήρα.

Στο πεδίο των συχνοτήτων, $S_i(f)$ ορίζεται η αναπαράσταση των κινήσεων γίνεται με το διακριτό μετασχηματισμό Fourier ως

$$S_{z_i}(f_k) = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} z_i(n\Delta t) e^{-i(2\pi f_k n\Delta t)}, \quad (2.9)$$

όπου $f_k = k/T$ ($k=0,1,\dots,N/2$) και το N πρέπει να είναι πολλαπλάσιο του 2. Η υψηλότερη συχνότητα ονομάζεται συχνότητα Nyquist f_{max} , και ορίζεται ως $N/2T$ ή $1/2\Delta t$.

Το φάσμα ενέργειας μεταξύ των δύο κινήσεων για συχνότητα f δίνεται από τη σχέση

$$G_{z_1 z_2}(f) = \frac{1}{M} \sum_{M=1}^M S_{z_1}(f) S_{z_2}^*(f) , \quad (2.10)$$

όπου M είναι ο αριθμός των ψηφιοποιημένων δεδομένων και $*$ υποδηλώνει το συζυγή μιγαδικό. Η ποιότητα του σήματος μπορεί να εκτιμηθεί με το συντελεστή συνάφειας, $\gamma(f)$ που ορίζεται ως

$$\gamma(f) = \frac{G_{z_1 z_2}(f)}{G_{z_1 z_1}(f) G_{z_2 z_2}(f)} . \quad (2.11)$$

Οι *Stokoe και Nazarian (1985)* πρότειναν να χρησιμοποιούνται μόνο δεδομένα που έχουν μεγάλο συντελεστή συνάφειας για την ανάλυση φασικής ταχύτητας.

Η διαφορά φάσης μεταξύ των δύο κινήσεων, ϕ_v , μπορεί να προσδιοριστεί ως

$$\phi_v = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(G_{z_1 z_2})}{\text{Re}(G_{z_1 z_2})} \right] . \quad (2.12)$$

όπου Re και Im υποδηλώνουν το πραγματικό και φανταστικό μέρος ενός μιγαδικού αριθμού. Η χρονική διαφορά μεταξύ των δύο κινήσεων τότε ορίζεται ως:

$$t = \phi / 2\pi f .$$

Η φασική ταχύτητα, c , μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση

$$c_i = D/t ,$$

όπου D η απόσταση μεταξύ των αισθητήρων.

Γνωρίζοντας ότι $c = f\lambda$, μπορούμε να υπολογίσουμε και το μήκος κύματος λ .

Οι *Nazarian και Desai (1993)* ανακεφαλαίωσαν μελέτες επιφανειακών κυμάτων (π.χ. *Sanchez-Salinerio et al., 1987; Sheu et al., 1989*) και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η επιθυμητή απόσταση μεταξύ πηγής και του πρώτου αισθητήρα πρέπει να είναι ίση με την απόσταση μεταξύ των αισθητήρων, και ότι μήκη κύματος μεγαλύτερα από τρεις φορές την απόσταση μεταξύ των αισθητήρων δεν θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι η απόσταση πηγής – αισθητήρα πρέπει να είναι μεγαλύτερη του ενός τρίτου του μήκους κύματος που μετράται.

Για να ικανοποιηθούν οι παραπάνω απαιτήσεις, διάφορες δοκιμές επαναλαμβάνονται, με διαφορετικές αποστάσεις μεταξύ των αισθητήρων κατά έναν παράγοντα 2-3, χωρίς να αλλάζει το κέντρο της διάταξης. Οι *Stokoe και Nazarian (1985)* και *Nazarian και Desai (1993)* πρότειναν με το τέλος του κάθε πειράματος να μεταφέρεται η πηγή αντιδιαμετρικά του κέντρου διάταξης και να επαναλαμβάνονται οι μετρήσεις. Με αυτό τον τρόπο διορθώνεται η διαφορά φάσης μεταξύ των αισθητήρων, και μειώνεται η επίδραση κεκλιμένων οριζόντων κατά μήκος της διάταξης, αν υπάρχουν (*Stokoe και Nazarian, 1985*).

Αν μετρηθούν και οι οριζόντιες κινήσεις των κυμάτων μαζί με αυτές των κατακόρυφων, η φασική ταχύτητα των οριζόντιων στρωμάτων μπορεί να προσδιοριστεί με τον ίδιο τρόπο που περιγράφηκε παραπάνω. Αυτό μπορεί να αποδειχθεί χρήσιμο όταν ο λόγος σήματος προς θόρυβο των κάθετων κυμάτων είναι χαμηλός (*Tokimatsu et al., 1991*). Επιπλέον, η ταυτόχρονη

καταγραφή των οριζόντιων και κατακόρυφων κινήσεων παρέχει και το λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα, $\left(\frac{u'}{w'}\right)$, που υπολογίζεται ως

$$\left(\frac{u'}{w'}\right)_{in} = \text{sign} \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}[G_{xnzn}(f)]}{\text{Re}[G_{xnzn}(f)]} \right) \right\} \frac{S_{xn}(f)}{S_{zn}(f)}, \quad (2.15)$$

όπου n δηλώνει τη θέση του αισθητήρα. Παρότι ο λόγος $\left(\frac{u'}{w'}\right)$ μπορεί να είναι μιγαδικός παρά φανταστικός αριθμός, η αντίστοιχη κίνηση του σωματιδίου μπορεί να καθοριστεί.

2.3.2. Μέθοδος φασματικής ανάλυσης συχνότητας – κυματαρίθμοι των Rayleigh κυμάτων

Όταν ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι χαμηλός, η χρήση περισσότερων των δύο αισθητήρων σε συνδυασμό με τη μέθοδο φασματικής ανάλυσης συχνότητας – κυματαρίθμου (Caron, 1969) αποδίδει καλύτερα. Το φάσμα F-k για τη διάταξη, $P(f,k)$ ορίζεται ως

$$P(f,k) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_j^*(f,k) A_j(f,k) G_{ij}(f) e^{ik(x_i-x_j)}, \quad (2.16)$$

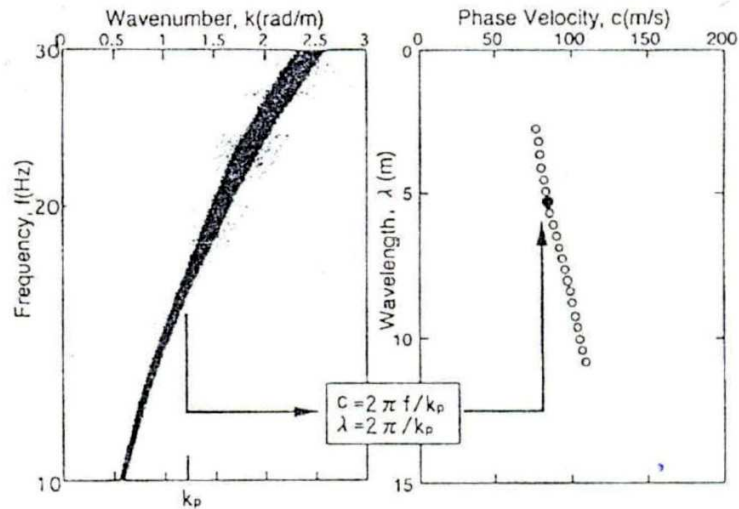
όπου $*$ υποδηλώνει τον συζυγή μιγαδικό, f η συχνότητα, k ο κυματάριθμος σε κύκλους ανά μέτρο, M ο αριθμός των αισθητήρων, A_j το πλάτος της κίνησης, x_j η θέση του j αισθητήρα και $G_{ij}(f)$ το φάσμα ενέργειας μεταξύ του i και j αισθητήρα που ορίζεται ως

$$G_{ij}(f) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N S_{in}(f) S_{jn}^*(f), \quad (2.17)$$

όπου N είναι ο συνολικός αριθμός των μη αλληλεπικαλυπτόμενων στοιχείων των δεδομένων και S_{in} είναι ο μετασχηματισμός Fourier των δεδομένων για τον i αισθητήρα και το n κομμάτι δεδομένων. Για την τετριμμένη περίπτωση $A_i(f,k)=1$, ενώ για την υψηλής ευκρίνειας μέθοδο

$$A_i(f,k) = \frac{\sum_{j=1}^M q_{ij}(f,k)}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M q_{ij}(f,k)} \quad (2.18)$$

όπου $q_{ij}(f,k)$ είναι ο αντίστροφος πίνακας του $G_{ij}(f) e^{ik(x_i-x_j)}$. Στο σχήμα (2.5) φαίνεται ένα τυπικό παράδειγμα του φάσματος F-k. Υπολογίζοντας τον κυματάριθμο k_p ο οποίος διεγείρει το μέγιστο του ενεργειακού φάσματος και αντικαθιστώντας την τιμή του στις σχέσεις (2.7) και (2.8), μπορούμε να υπολογίσουμε την φασική ταχύτητα και το μήκος κύματος.



Σχήμα 2.5. Τυπικό φάσμα F-K και η αντίστοιχη καμπύλη διασποράς. (από Tokimatsu, 1997)

Για την παραγωγή ρεαλιστικών αποτελεσμάτων, η διάταξη των αισθητήρων θα πρέπει να ικανοποιεί τις συνθήκες (Tokimatsu et al., 1992b)

$$D_{\max} > \frac{\lambda_{\max}}{3} \quad (2.19)$$

$$D_{\min} < \frac{\lambda_{\min}}{2} \quad (2.20)$$

όπου D_{\max} και D_{\min} είναι η μέγιστη και ελάχιστη απόσταση μεταξύ των αισθητήρων, και λ_{\max} και λ_{\min} το μέγιστο και ελάχιστο μήκος κύματος. Η εξίσωση (2.19) είναι σε συμφωνία με την πρόταση των Sheu et al., 1989, για την μέθοδο SASW, και η εξίσωση (2.20) ικανοποιεί τη συνθήκη για την αποφυγή φαινομένων αναδίπλωσης στη φασματική ανάλυση.

2.4. Θεωρητικές λύσεις για κύματα από σημειακή πηγή στην επιφάνεια ενός στρωματομένου μέσου

2.4.1. Αναλυτικές λύσεις συμπεριλαμβανόμενης και της επίδρασης των κυμάτων χώρου

Μετά την πρωτοποριακή μελέτη του *Lamb (1904)*, διάφορες μέθοδοι έχουν παρουσιαστεί για την επίλυση των εξισώσεων κίνησης σε τρισδιάστατο στρωματομένο μέσο (*Ewing et al., 1957; Harkrider, 1964; Saito, 1993*). Στο σχήμα (2.6) δείχνεται ένα τέτοιο πρόβλημα σε κυλινδρικές συντεταγμένες, όπου μια κάθετη αρμονική σημειακή πηγή, $P_0 e^{-i\omega t}$, δρα στην επιφάνεια του z -άξονα. Με βάση τη Μέθοδο Πολυσύνθετου Πίνακα (*Saito and Kabasawa, 1993*), τέτοια μετάθεση θα οριστεί από τις διαφορικές εξισώσεις κυματαρίθμου στη μορφή

$$w(r, \omega) = \int_0^{\infty} \frac{P_0 Y_{14}}{\omega c Y_{24}} J_0(kr) k dk \quad (2.21)$$

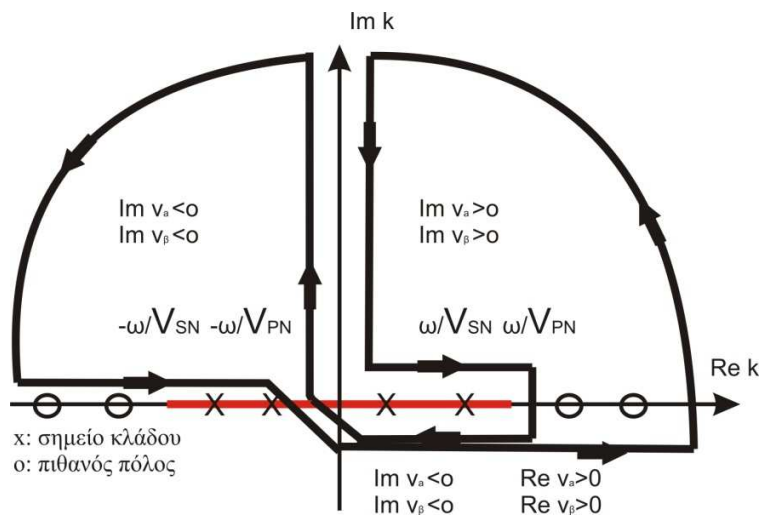
$$u(r, \omega) = -\int_0^{\infty} \frac{P_0 Y_{12}}{\omega c Y_{24}} J_1(kr) k dk, \quad (2.22)$$

όπου $i = \sqrt{-1}$, Y_{12} , Y_{14} και Y_{24} είναι μεταβλητές της Μεθόδου Πολυσύνθετου Πίνακα, με το Y_{24} να ορίζεται από την εξίσωση (3.6), ενώ οι παράγοντες Y_{12}/Y_{24} , Y_{14}/Y_{24} δίνονται από τους τύπους

$$\frac{Y_{14}}{Y_{24}} = \frac{i[(J_{13} - J_{23})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{33} - J_{43})]c^2}{(J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42})} \quad (2.23)$$

$$\frac{Y_{12}}{Y_{24}} = \frac{[(J_{14} - J_{24})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{34} - J_{44})]c^2}{(J_{12} - J_{22})(J_{31} - J_{41}) - (J_{11} - J_{21})(J_{32} - J_{42})}, \quad (2.24)$$

όπου J_{ij} είναι στα στοιχεία του πίνακα J όπως ορίστηκε από τον *Haskell (1953)*.



Σχήμα 2.6. Διαδρομή ολοκλήρωσης στο μιγαδικό επίπεδο κυματαρίθμων για τις εξισώσεις (2.21) και (2.22) (από Tokimatsu και Tamura, 1995, τροποποιημένο).

Μια δυσκολία στην επίλυση των παραπάνω διαφορικών εξισώσεων είναι η ύπαρξη πιθανή μηδενισμού του παρονομαστή στις εξισώσεις. Βασιζόμενοι στην γραμμική διαφόριση σε συζυγές επίπεδο κυματαρίθμου, οι Tokimatsu και Tamura (1995) παρουσίασαν μια λύση των παραπάνω στην οποία οι μεταθέσεις των Rayleigh κυμάτων και των κυμάτων χώρου στην επιφάνεια καθορίζονται ξεχωριστά σαν

$$w(r, \omega) = \frac{i}{2} \sum \left[\frac{P_0 Y_{14}}{\omega c \frac{\partial Y_{24}}{\partial k}} k H_o^{(1)}(kr) \right]_{k=k_m} + \frac{i}{2\pi} \int_0^{\frac{\omega}{V_{SN}}} \frac{P_0}{\omega c} \operatorname{Im} \left(\frac{Y_{14-}}{Y_{24-}} \right) k H_o^{(1)}(kr) dk +$$

$$+ \frac{i}{\pi^2} \int_0^{\infty} \frac{P_0}{\omega c} \operatorname{Re} \left(\frac{Y_{14-}}{Y_{24-}} \right) k K_0(kr) dk$$

και

$$u(r, \omega) = -\frac{i}{2} \sum \left[\frac{P_0 Y_{12}}{\omega c \frac{\partial Y_{24}}{\partial k}} k H_o^{(1)}(kr) \right]_{k=k_m} - \frac{i}{2\pi} \int_0^{\frac{\omega}{V_{SN}}} \frac{P_0}{\omega c} \operatorname{Im} \left(\frac{Y_{12-}}{Y_{24-}} \right) k H_1^{(1)}(kr) dk -$$

$$- \frac{i}{\pi^2} \int_0^{\infty} \frac{P_0}{\omega c} \operatorname{Im} \left(\frac{Y_{12-}}{Y_{24-}} \right) k K_1(kr) dk$$

όπου $H_o^{(1)}$ και $H_1^{(1)}$ είναι συναρτήσεις Hankel μηδενικής και πρώτης τάξης. K_0 και K_1 είναι συναρτήσεις Bessel δεύτερου τύπου μηδενικής και πρώτης τάξης. k_m είναι ο κυματαρίθμος m τάξης, Im και Re υποδηλώνουν το φανταστικό και πραγματικό μέρος ενός μιγαδικού αριθμού. Οι δείκτες + και - δηλώνουν ότι οι παράγοντες v_α και v_β , όπως ορίζονται από τις παρακάτω εξισώσεις είναι θετικοί ή αρνητικοί κατά μήκος τους κλάδου παραγωγίσης.

$$v_\alpha^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{V_{PN}^2} \quad (2.27)$$

$$v_\beta^2 = k^2 - \frac{\omega^2}{V_{SN}^2} \quad (2.28)$$

Σε κάθε μια από τις εξισώσεις (2.25) και (2.26), ο πρώτος όρος αντικατοπτρίζει τη μετάθεση του υπόλοιπου των πόλων των Rayleigh, και ο δεύτερος και τρίτος όρος αντικατοπτρίζουν τη συνεισφορά της παραγωγίσης των κλάδων κατά μήκος του πραγματικού και φανταστικού άξονα, π.χ. των κυμάτων χώρου. Η μετάθεση του εδάφους όπως εκφράστηκε στις εξισώσεις (2.25) και (2.26) μπορεί να υπολογιστεί αριθμητικά, καθώς οι όροι K_0 και K_1 φθίνουν εκθετικά καθώς αυξάνεται ο κυματαρίθμος.

2.4.2. Κανονικές λύσεις για τα Rayleigh κύματα

Αν η συνεισφορά των κυμάτων χώρου μπορεί να αγνοηθεί, τότε οι εξισώσεις (2.25) και (2.26) απλοποιούνται στις παρακάτω εξισώσεις που έχουν προταθεί από τον *Harkrider (1964)* για τις συνιστώσες της κίνησης u και w :

$$w(r, \omega) = \frac{iP_0}{2} \sum [A_{Rm} H_0^{(1)}(k_m r)] \quad (2.29)$$

και

$$u(r, \omega) = \frac{iP_0}{2} \sum \left[A_{Rm} \left[\frac{u'}{w'} \right]_m H_1^{(1)}(k_m r) \right], \quad (2.30)$$

όπου A_{Rm} είναι η απόκριση του μέσου για την m τάξη Rayleigh κυμάτων, που ορίζεται ως

$$A_{Rm} = \left[\frac{Y_{14}}{\omega c \frac{\partial Y_{24}}{\partial k}} k \right]_{k=k_m}, \quad (2.31)$$

και ο παράγοντας $\frac{u'}{w'}$ είναι ο ίδιος με την εξίσωση (2.5) χωρίς το φανταστικό μέρος, δηλαδή

$$\left[\frac{u'}{w'} \right]_m = -\frac{Y_{12}}{Y_{14}}.$$

Αν το γινόμενο $k_m r$ είναι αρκετά μεγάλο, αν υποθέσουμε π.χ. ότι η απόσταση r είναι μεγαλύτερη του μήκους κύματος που μετράται, οι εξισώσεις (3.29) και (3.30) μπορούν να προσεγγιστούν από τις

$$w_m(r, \omega) \approx \frac{iP_0}{2} \sum A_{Rm} \sqrt{\frac{2}{\pi k_m r}} e^{ik_m r - \frac{\pi}{4}} \quad (2.33)$$

και

$$u_m(r, \omega) \approx \frac{iP_0}{2} \sum A_{Rm} \sqrt{\frac{2}{\pi k_m r}} \left[\frac{u'}{w'} \right]_m e^{ik_m r - \frac{3\pi}{4}} \quad (2.34)$$

Οι παραπάνω εξισώσεις υποδηλώνουν ότι το σχετικό πλάτος της κάθετης και οριζόντιας κίνησης του σωματιδίου σε κάθε τάξη για το τρισδιάστατο πρόβλημα μπορεί να οριστεί ως

$\frac{A_m}{\sqrt{k_m}}$ και $\frac{A_m}{\sqrt{k_m}} \left[\frac{u'}{w'} \right]_m$ αντίστοιχα. Αυτές οι τιμές καλούνται «παράγοντες απόκρισης» για το

τρειςδιάστατο πρόβλημα. Ομοίως, για το δυσδιάστατο πρόβλημα οι τιμές τους είναι $\frac{A_m}{k_m}$ και

$$\frac{A_m}{k_m} \left[\frac{u'}{w'} \right]_m.$$

2.4.3. Προσομοίωση καμπυλών διασποράς για τα Rayleigh κύματα

Εφόσον η απόσταση μεταξύ των δύο αισθητήρων έχει καθοριστεί, η διαφορά φάσης μεταξύ τους μπορεί να υπολογιστεί θεωρητικά από τη σχέση

$$\varphi_v = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(G_{w12})}{\text{Re}(G_{w12})} \right], \quad (2.35)$$

όπου η ποσότητα G_{w12} είναι το ενεργειακό φάσμα που ορίζεται ως

$$G_{w12} = w(R_1, \omega)w^*(R_2, \omega) \quad (2.36)$$

Στην παραπάνω εξίσωση, τα $w(R_1, \omega)$ και $w(R_2, \omega)$ μπορούν να υπολογιστούν από τις εξισώσεις (2.25) ή (2.29). Η φαινόμενη φασική ταχύτητα για την κάθετη κίνηση μπορεί έτσι να υπολογιστεί ως:

$$t = \frac{\varphi}{2\pi f_k} \quad (2.37)$$

$$c_i = \frac{R_2 - R_1}{t} \quad (2.38)$$

2.4.4. Επηρεασμός των κυμάτων χώρου στις καμπύλες διασποράς

Για μια κάθετα ταλαντούμενη πηγή στην επιφάνεια ενός ομογενούς, ισότροπου και ελαστικού ημιχώρου, οι *Miller and Pursey (1955)* έδειξαν ότι τα δύο τρίτα της ολικής ενέργειας βρίσκονται στα κύματα Rayleigh, ενώ μόνο το εναπομείναν ένα τρίτο βρίσκεται σε κύματα χώρου. Άλλωστε τα επιφανειακά κύματα ελαττώνονται με την τετραγωνική ρίζα της απόστασης, ενώ τα κύματα χώρου ελαττώνονται με το τετράγωνο της απόστασης (*Woods, 1968*). Άρα, σε απόσταση αρκετά μακριά από τη σημειακή πηγή τα κύματα αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από κύματα Rayleigh.

2.5. Διαδικασία αντιστροφής

2.5.1. Αντιμετώπιση των ανώτερων αρμονικών καταστάσεων

Μια απλή μέθοδος για την αντιστροφή της φασικής ταχύτητας είναι να υποθέσουμε ότι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων είναι περίπου 110% της φασικής ταχύτητας και το βάθος διείδυσης για κάθε μήκος κύματος είναι ίσο με το $\frac{1}{2}$ ή $\frac{1}{3}$ του μήκους κύματος. Οι *Nazarian και Stokoe (1984)* έδειξαν ότι με τη χρήση αυτής της απλής μεθόδου αντιστροφής υπάρχει κάποιο σχετικό σφάλμα για τις ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων.

Οι περισσότερες από της διαδικασίες αντιστροφής σε πιο πολύπλοκες διαδικασίες βασίζονται στο θεωρητικό σχηματισμό της διάδοσης του κύματος σε ένα στρωματωμένο μέσο (Thomson, 1950, Haskell, 1953), υποθέτοντας ότι η χαρακτηριστική καμπύλη διασποράς προέρχεται από Rayleigh κύματα στη θεμελιώδη κατάσταση μόνο. Στην πραγματικότητα όμως τα κύματα Rayleigh έχουν και ανώτερες αρμονικές καταστάσεις, άρα και διαφορετικές ταχύτητες. Άλλωστε, η συμμετοχή της κάθε κατάστασης εξαρτάται τόσο από τη στρωμάτωση του εδάφους όσο και από τη συχνότητα. Σε μερικές περιπτώσεις όπως περιγράφηκαν παραπάνω, οι ανώτερες αρμονικές καταστάσεις είναι παρούσες και μπορούν να επηρεάσουν την ολική διάδοση των κυμάτων Rayleigh (Nazarian and Stokoe, 1986; Gucunski και Woods, 1991; Tokimatsu et al., 1992a).

Η παρατηρούμενη επομένως καμπύλη διασποράς σε τέτοιες περιπτώσεις δεν αντιστοιχεί αναγκαστικά στην θεμελιώδη κατάσταση, αλλά σε κάποια ή κάποιες ανώτερες αρμονικές καταστάσεις. Αν η διαδικασία αντιστροφής δεν λάβει υπόψη της την ύπαρξη ανώτερων αρμονικών καταστάσεων τότε θα οδηγηθεί σε σημαντικά εσφαλμένη λύση για τη στρωμάτωση του εδάφους. Αυτό θα οδηγήσει σε αμφιβολία για την μοναδικότητα του υπεδάφους που θα προκύψει από τη διαδικασία αντιστροφής αν η παρατηρούμενη καμπύλη διασποράς συγκριθεί με τη θεωρητική καμπύλη διασποράς της θεμελιώδους κατάστασης.

Υπάρχουν δύο τρόποι αντιμετώπισης του προβλήματος σχετικά με την ανάλυση των καταστάσεων:

1 Να διαχωριστεί μια βασική κατάσταση που επικρατεί και όλες οι συνεισφέρουσες ξεχωριστά, οπότε υπολογίζονται οι φασικές ταχύτητες της κάθε κατάστασης ξεχωριστά.

2 Η επικρατούσα κατάσταση και όλες οι συνεισφέρουσες δεν διαχωρίζονται, οπότε υπολογίζεται μια φαινόμενη φασική ταχύτητα των συμβαλλόμενων κυμάτων.

Για την πρώτη περίπτωση απαιτείται μεγάλος αριθμός αισθητήρων και μεγάλα αναπτόγματα, συγκριτικά με τη δεύτερη περίπτωση. Για παράδειγμα, ακόμα και με τις μεθόδους ενεργής πηγής χρησιμοποιώντας γραμμική διάταξη, 24 αισθητήρες τοποθετούνται σε μεγάλες αποστάσεις για να προσδιοριστούν η θεμελιώδης και οι ανώτερες καταστάσεις (από 1 έως 6) (Gabriels et al., 1987) και για το εύρος συχνοτήτων 5-30 Hz. Σε αντίθεση, όλες οι μέθοδοι εφαρμογής Φασματικής Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων με τη χρήση ζεύγους αισθητήρων, μπορούν να προσδιορίσουν μόνο μια καμπύλη διασποράς, και έτσι δεν μπορούν να αναγνωριστούν οι συνεισφέρουσες καταστάσεις.

Εξαιτίας αυτής της υπολογιστικής αναξιοπιστίας, η χρήση περιορισμένου αριθμού αισθητήρων είναι ελκυστική υπό τη συνθήκη ότι η αβεβαιότητα που περιέχεται στην διαδικασία αντιστροφής μπορεί να μειωθεί. Για τη μείωση της αβεβαιότητας οι Gucunski και Woods (1991) παρουσίασαν, χρησιμοποιώντας την μέθοδο πίνακα «σκληρότητας» όπως την αποκάλεσαν, αναλυτικά αποτελέσματα του πως επηρεάζουν οι ιδιότητες του εδάφους την καμπύλη διασποράς που παρατηρείται σε δύο αισθητήρες. Βασιζόμενος στη μέθοδο του πίνακα μεταφοράς, οι Tokimatsu et al. (1992a), παρουσίασαν επίσης μια μέθοδο για τον υπολογισμό προσομοιωμένων καμπυλών διασποράς για κατακόρυφες και οριζόντιες κινήσεις. Μια σύντομη περιγραφή δόθηκε παραπάνω. Οι προτάσεις των παραπάνω μελετών περιέχουν και τις ακόλουθες υποδείξεις:

1 Αν τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι κανονικά διεσπαρμένα, η διαδικασία αντιστροφής μπορεί να προχωρήσει υποθέτοντας μόνο την ύπαρξη της θεμελιώδους κατάστασης χωρίς να θεωρήσει την ύπαρξη ανώτερων καταστάσεων.

2 Αν τα δεδομένα είναι ανάστροφα διεσπαρμένα, η επίδραση ανώτερων καταστάσεων πρέπει να ληφθεί υπόψη στην διαδικασία της αντιστροφής.

3 Η χρήση είτε των διεσπαρμένων δεδομένων της οριζόντιας κίνησης ή του λόγου πλατών των κινήσεων (Tokimatsu et al., 1991), με την προσθήκη τους στα διεσπαρμένα δεδομένα των κάθετων κινήσεων, μπορεί να μειώσει την αβεβαιότητα στην μη-μοναδικότητα της λύσης που προκύπτει από τη διαδικασία αντιστροφής. Η χρήση και των φασικών αλλά και των ομαδικών ταχυτήτων των Rayleigh κυμάτων (Baker και Stevens, 1991) ή των φασικών ταχυτήτων των κυμάτων Rayleigh μαζί με τα κύματα Love είναι επίσης δυνατή, αν μπορούν να προσδιοριστούν.

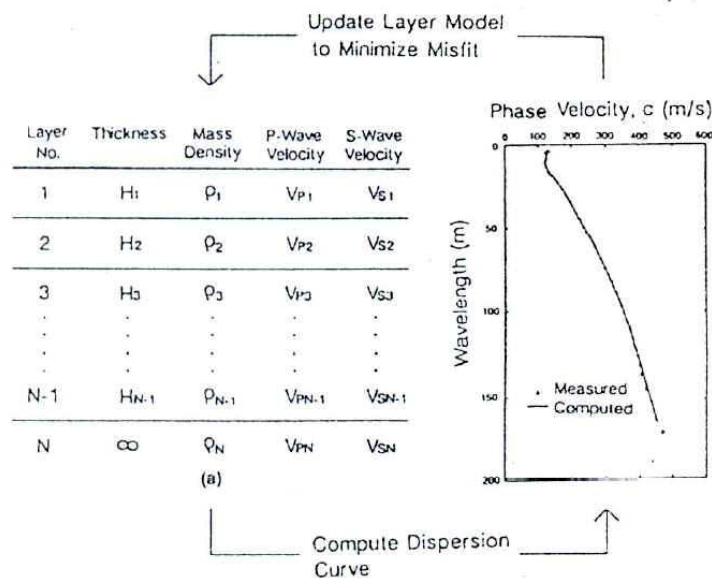
i. Διαδικασία αντιστροφής

Αν έχουμε τις πειραματικές φασικές ταχύτητες, c_{ei} , για I διαφορετικές συχνότητες, ο γενικός σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο εδάφους όπου θα ικανοποιείται η ακόλουθη εξίσωση ελαχίστων τετραγώνων

$$S = \sum_{i=1}^I (c_{ci} - c_{si})^2 = \min \quad (2.39),$$

όπου c_{si} είναι η θεωρητική φασική ταχύτητα για τη θεμελιώδη ή τις συμβαλλόμενες καταστάσεις όπως δίνεται από τις εξισώσεις (3.35) - (3.38). Η εξίσωση (3.39) μπορεί να επιλυθεί με τη χρήση μη γραμμικών μεθόδων κανονικοποίησης, όπως αυτός που προτάθηκε από τους Dorman και Ewing (1972).

Το μοντέλο εδάφους θεωρείται πως είναι οριζόντια N στρώματα, όπως στο σχήμα (2.7). Καθώς η πυκνότητα μάζας και η ταχύτητα των διαμήκων κυμάτων έχουν αμελητέο ρόλο στα χαρακτηριστικά διασποράς των επιφανειακών κυμάτων, μπορούν να πάρουν μια καθορισμένη τιμή, και επομένως μόνο η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων ή η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και το πάχος των στρωμάτων είναι τα ζητούμενα. Ο αριθμός των αγνώστων παραμέτρων J επομένως θα είναι N ή $2N-1$.



Σχήμα 2.7. Διάγραμμα ροής της διαδικασίας αντιστροφής. (από Tokimatsu, 1997)

Ξεκινώντας με ένα μοντέλο παραμέτρων $a_1, a_2, a_3, \dots, a_n$ που αναπαριστάται με ένα διάνυσμα A , η διόρθωση του διανύσματος ΔA θα υπολογίζεται από την εξίσωση

$$P\Delta A = C. \quad (2.40)$$

όπου P είναι πίνακας $(I \times J)$ με στοιχεία $\frac{\partial c_{si}}{\partial a_j}$ και C είναι πίνακας στήλη με στοιχεία $c_{ei} - c_{si}$.

Βρίσκοντας τη διόρθωση ΔA , ο πίνακας A αναβαθμίζεται ως $A + \Delta A$, και η διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου το σφάλμα των ελαχίστων τετραγώνων γίνει ελάχιστο. Τα τελικά στοιχεία του πίνακα A είναι οι παράμετροι του εδάφους που αναζητούνταν.

ii. Υπολογισμός της μερικής παραγώγου για την παραγωγή του Ιακωβιανού πίνακα

Για την επίλυση της εξίσωσης (3.40) απαιτούνται $I \times J$ μερικές παράγωγοι του c_{si} σε σχέση με το a_j . Αυτές οι τιμές μπορούν να προκαθοριστούν αριθμητικά με μια μικρή διαταραχή στο a_j και τον υπολογισμό της μεταβολής του c_{si} . Αυτό όμως απαιτεί πολύ υπολογιστικό χρόνο, καθώς χρειάζεται J φορές υπολογιστικός χρόνος για να καθοριστεί μια καμπύλη διασποράς. Αντίθετα, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η τεχνική της διαφορήσης (Jeffreys, 1961), στην οποία η μερική παράγωγος της φασικής ταχύτητας για συγκεκριμένη συχνότητα, c_{si} , σε σχέση με την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων του j στρώματος, V_{sj} , δίνεται από τη σχέση (Takeuchi και Saito, 1972; Yuan και Nazarian, 1993)

$$\frac{V_{sj} \partial c_{si}}{c_{si} \partial V_{sj}} = \int_j \frac{1}{\omega^2 I_1} \left(\frac{c_{si}}{U} \right) \left(\frac{1}{L} y_4^2 + \frac{4kFL}{A-2L} y_1 y_3 \right) dz, \quad (2.41)$$

όπου y_1, y_2, y_3, y_4 είναι αντίστοιχα η κάθετη μετάθεση, η τάση, η οριζόντια μετάθεση και η διατμητική τάση, U η ταχύτητα ομάδας, που μπορούν να υπολογιστούν όλα για συγκεκριμένη συχνότητα, $A = \lambda + 2\mu = \rho_j V_{pj}^2$, $L = \mu = \rho_j V_{sj}^2$, $F = \lambda = \rho_j (V_{pj}^2 - 2V_{sj}^2)$ και το I_1 ορίζεται ως:

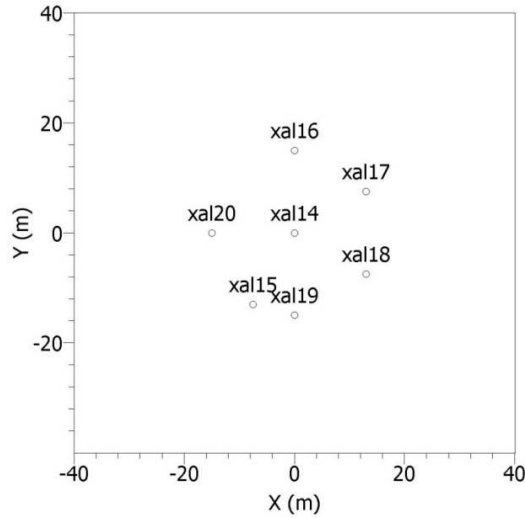
$$I_1 = \int_0^z \rho (y_1^2 + y_3^2) dz \quad (2.42)$$

Με αυτό τον τρόπο ο προσδιορισμός των μερικών παραγώγων μόνο διπλασιάζει τον συνολικό χρόνο για τον υπολογισμό των καμπυλών διασποράς (Yuan και Nazarian, 1993).

iii. Φασματική ανάλυση F-k δεδομένων εδαφικού θορύβου

Στο σχήμα (2.8) παρουσιάζεται μια τυπική τοπολογία των ειδικών διατάξεων μικροθορύβου. Τις περισσότερες φορές γίνεται χρήση αισθητήρων τριών συνιστωσών που καταγράφουν την εδαφική ταχύτητα, με ιδιοπερίοδο ίση ή μεγαλύτερη του 1 sec. Οι αισθητήρες τοποθετούνται ομοιόμορφα αζιμουθιακά γύρω από έναν κεντρικό αισθητήρα πάνω σε ένα νοητό κύκλο. Παρόλα αυτά, μπορούν να χρησιμοποιηθούν και άλλα είδη γεωμετρικών διατάξεων.

Το εύρος μήκους κύματος που μπορούν να δώσουν αξιόπιστες φασικές ταχύτητες δίνεται από τις εξισώσεις (2.19) και (2.20). Αυτό σημαίνει για το κυκλικό σχήμα του σχήματος (2.8), το δραστικό μήκος κύματος περιορίζεται σε 2 έως 6 φορές την ακτίνα του κύκλου που υλοποιείται. Επομένως, αλλάζοντας την ακτίνα του κύκλου κάθε φορά και επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία, μπορούμε να πάρουμε όλες τις φασικές ταχύτητες για το εύρος των μηκών κύματος που μας ενδιαφέρουν. Στην περίπτωση που έχουμε χαμηλό λόγο σήματος προς θόρυβο μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ενεργή πηγή.



Σχήμα 2.8. Σχηματικό διάγραμμα διάταξης για μέτρηση εδαφικού θορύβου με τη χρήση των ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων.

iv. Κατακόρυφες κινήσεις

Η φασική ταχύτητα των Rayleigh κυμάτων μπορεί να προσδιοριστεί μέσω της φασματικής ανάλυσης συχνότητας – κυματαριθμού όπως αναπτύχθηκε από τον *Caron (1969)*. Υποθέτοντας ότι είναι διαθέσιμοι M αισθητήρες και ότι ο I αισθητήρας βρίσκεται στη θέση x_i , το φάσμα F-k ορίζεται ως

$$P(f, k) = \sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M A_i^*(f, k) A_j(f, k) G_{ij}(f) e^{[ik(x_i - x_j)]}, \quad (2.43)$$

όπου ο αστερίσκος (*) δείχνει το συζυγή μιγαδικό, f είναι η συχνότητα, k είναι το διάνυσμα του κυματαριθμού σε κύκλους ανά μέτρο και ορίζεται ως

$$k = |k| e^{i\theta}, \quad (2.44)$$

όπου θ είναι το αζιμούθιο του διανύσματος που μετράται κατά τη φορά του ρολογιού από τον x -άξονα.

Το φάσμα ενέργειας μεταξύ των i και j αισθητήρων σε συχνότητα f , ορίζεται ως

$$G_{ij}(f) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N S_{in}(f) S_{jn}^*(f), \quad (2.45)$$

όπου N είναι ο συνολικός αριθμός των μη αλληλεπικαλυπτόμενων δεδομένων, S_{in} είναι ο μετασχηματισμός Fourier των δεδομένων για τον i αισθητήρα και το n κομμάτι δεδομένων. Για την συνήθη μέθοδο $A_i=1$, ενώ για την υψηλής ανάλυσης

$$A_i(f, k) = \frac{\sum_{i=1}^M q_{ij}(f, k)}{\sum_{i=1}^M \sum_{j=1}^M q_{ij}(f, k)}, \quad (2.46)$$

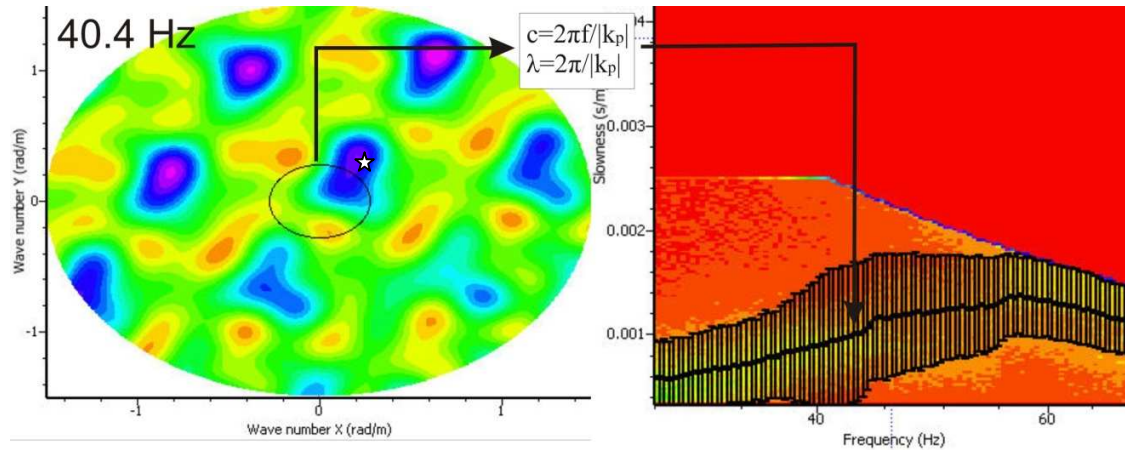
όπου το q_{ij} είναι ο αντίστροφος του πίνακα $G_{ij}(f)e^{ik(x_i-x_j)}$.

Το φάσμα F-k σχεδιάζεται στον διδιάστατο χώρο k_x-k_y των κυματαρίθμων για κάθε συχνότητα όπως φαίνεται στο σχήμα (3.8), όπου ο θετικός k_y -άξονας δείχνει τον Βορρά. Τα φάσματα σχεδιάζονται σαν ισοκαμπύλες του $-10\log\left|\frac{P(f,k)}{P(f,k)_{\max}}\right|$ όπου $P(f,k)_{\max}$ είναι η μέγιστη τιμή του φάσματος. Το μέγιστο της φασματικής ενέργειας εντοπίζεται στο σημείο που βρίσκεται ο αστερίσκος και οι ισοκαμπύλες της φασματικής ενέργειας σχεδιάζονται από 0 έως 10 dB με βήμα 2 dB. Το μέγιστο του F-k φάσματος παρέχει την πληροφορία που αφορά την φασική ταχύτητα και την αζιμουθιακή γωνία. Αν μια κορυφή εμφανιστεί σε απόσταση $|k_p|$ από την αρχή των αξόνων σε συχνότητα f , η αντίστοιχη φασική ταχύτητα, c , και το μήκος κύματος λ , μπορούν να υπολογιστούν από τις

$$c = \frac{2\pi f}{|k_p|} \quad (2.47)$$

$$\lambda = \frac{2\pi}{|k_p|} \quad (2.48)$$

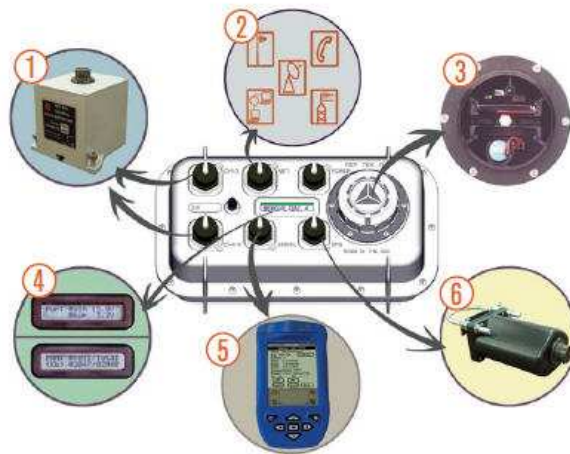
Στο σχήμα (2.9) για παράδειγμα, $k_p=0.356$ rad/m, $c=784$ m/sec, $\lambda=16.5$ m, και το αζιμούθιο της πηγής είναι βορειοδυτικά στις 57.6° . Επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία για το εύρος των συχνοτήτων που μας ενδιαφέρει και για όλα τα δεδομένα από τις διαφορετικές διατάξεις κύκλων, μπορούμε να βρούμε την καμπύλη διασποράς.



Σχήμα 2.9. Τυπικό παράδειγμα F-k φάσματος και η αντίστοιχη καμπύλη διασποράς.

2.6 Όργανα μετρήσεων ειδικών δικτύων σεισμομέτρων

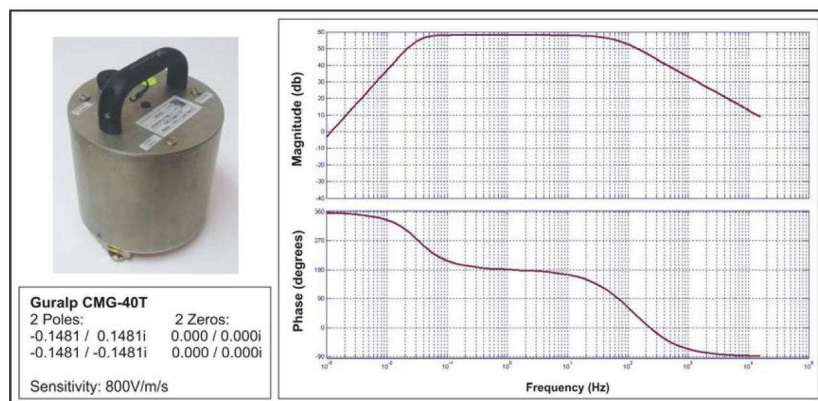
Για τις μετρήσεις των ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων που πραγματοποιήθηκαν στο πολεοδομικό συγκρότημα των Χανίων, χρησιμοποιήθηκαν συστήματα καταγραφής που αποτελούντο από καταγραφικά Reftek 130-A και αισθητήρες Guralp T-60 μακράς περιόδου. Τα καταγραφικά Reftek 130-A παρέχουν αξιοπιστία στις μετρήσεις, και είναι κατασκευασμένα για μόνιμη εγκατάσταση σε σεισμολογικούς σταθμούς. Παρέχουν τη δυνατότητα σύνδεσης με Σύστημα Γεωγραφικών Συντεταγμένων για την ακριβή καταγραφή του χρόνου, καθώς και έξοδο για σύνδεση στο διαδίκτυο. Μπορούν να αποθηκεύσουν ως και 8 Gb δεδομένα σε μονάδες σκληρού δίσκου τύπου Flash Card. Δίνουν τη δυνατότητα σύνδεσης έως και δύο σεισμομέτρων σε ένα ψηφιοποιητή, και η επικοινωνία του χρήστη με το όργανο μπορεί να γίνει είτε μέσω υπολογιστή παλάμης ή και απομακρυσμένα μέσω διαδικτύου (σχήμα 2.10).



Σχήμα 2.10. Ψηφιοποιητής Reftek 130-A. Αριθμημένα δείχνονται οι συνδέσεις που μπορούν να επιτευχθούν για τη λειτουργία του ως σταθμός καταγραφής.

Οι αισθητήρες Guralp T-60 είναι τριών συνιστωσών, έχουν ιδιοσυχνότητα 0.017 Hz και επίπεδη απόκριση στην εδαφική ταχύτητα για το εύρος συχνοτήτων από 0.017 έως 100 Hz (σχήμα 2.11). Είναι παθητικοί αισθητήρες καταγραφής εδαφικής ταχύτητας με ευαισθησία 800 V/m/sec.

Στα πλαίσια των μετρήσεων στην πόλη των Χανίων, χρησιμοποιήθηκαν 7 συστήματα λήψης μετρήσεων. Λόγω λειτουργικών προβλημάτων κάποιων εκ των σεισμομέτρων κάποιες από τις μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με 4 συστήματα καταγραφής.



Σχήμα 2.11. Αισθητήρας καταγραφής εδαφικής ταχύτητας Guralp T-60 (αριστερά), και η καμπύλη απόκρισης του σε σχέση με τη συχνότητα (δεξιά).

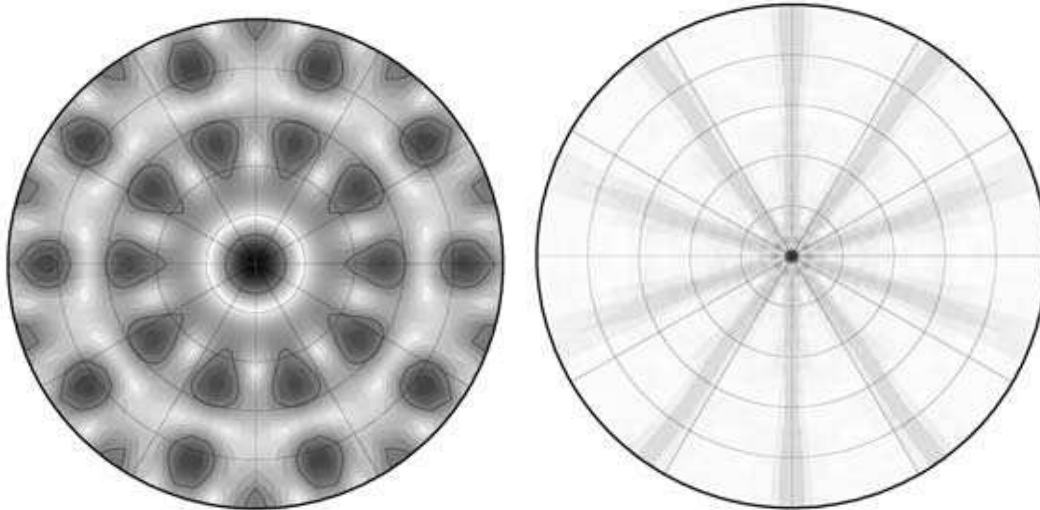
2.6.1 Υπολογισμός των βέλτιστων θέσεων τοποθέτησης σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου

Προ της εκτέλεσης των μετρήσεων με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων γίνεται μια προεργασία που αφορά την εύρεση των βέλτιστων θέσεων για την τοποθέτηση των σταθμών καταγραφής του εδαφικού θορύβου. Με τη χρήση του γεωλογικού χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. για την αναγνώριση της επιφανειακής γεωλογίας, και με τη βοήθεια αεροφωτογραφιών/δορυφορικών εικόνων για την αναγνώριση των συντεταγμένων των θέσεων έγινε προσπάθεια ώστε να καλυφθούν όσο το δυνατόν καλύτερα οι διαφορετικοί γεωλογικοί σχηματισμοί αλλά και να βρεθούν οι βέλτιστες θέσεις τοποθέτησης ανά γεωλογικό σχηματισμό των σταθμών καταγραφής. Στη συνέχεια και με κατάλληλο λογισμικό που περιγράφεται παρακάτω ορίστηκαν οι βέλτιστες θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής για την υλοποίηση της ειδικής διάταξης σεισμομέτρων.

Ένα σημαντικό ζήτημα για την υλοποίηση μετρήσεων με τη μέθοδο των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων είναι η πραγματοποίηση της βέλτιστης γεωμετρίας (μέγεθος, σχήμα, αριθμός σταθμών κ.λ.π.) αναφορικά με τη διακριτική ικανότητα και τη μη δημιουργία χωρικών φαινομένων αναδίπλωσης. Το ζήτημα αυτό έχει απασχολήσει εκτενώς τη βιβλιογραφία για μεγάλο μέγεθος διατάξεις για σκοπούς σεισμολογικούς (*Haubrich, 1968, Harjes, 1990*) αλλά και για μικρότερες διατάξεις για ανάλυση εδαφικού θορύβου (*Woods και Lintz, 1973, Asten και Henstridge, 1984, Kind, 2002*). Η ειδοποιός διαφορά μεταξύ αυτών των εφαρμογών μπορεί να αποδοθεί στο διαφορετικό είδος κύματος που πρόκειται να αναλυθεί. Ενώ στη Σεισμολογία οι ειδικές διατάξεις σεισμομέτρων υλοποιούνται με την καταγραφή ευρέος φάσματος σημάτων από κύματα χώρου, σχετικά μακρινών πηγών (που δεν υποφέρουν από φαινόμενα διασποράς), για μελέτες εδαφικού θορύβου πρέπει να θεωρήσουμε τυχαίο κυματικό πεδίο από κοντινές επιφανειακές πηγές που πρέπει να αναλυθεί σε πολύ στενό εύρος συχνοτήτων.

Η απόδοση ενός δικτύου συγκεκριμένων διαστάσεων εκτιμάται με τη χρήση της Απόκρισης Διάταξης Δικτύου για ένα κάθετα προσπίπτον επίπεδο κύμα. Στο σχήμα (2.12) φαίνεται η απόκριση δικτύου για ανάλυση χαμηλής και υψηλής διακριτικής ικανότητας, για ένα δίκτυο σε σχήμα πενταγώνου. Η μέγιστη βραδύτητα έχει τεθεί στα 5s/Km, η ακτινική ανάλυση είναι 0.025 s/Km και η αζιμουθιακή ανάλυση είναι 5°. Το εύρος συχνοτήτων για την εκτίμηση της Απόκρισης Διάταξης Δικτύου είναι 0.9-1.1 Hz αριστερά και 0.1-10.0 Hz δεξιά. Οι τιμές

συσχέτισης δίνονται σε χρωματική κλίμακα μαύρου-άσπρου (0-1). Οι μαύρες γραμμές εκφράζουν τις ισοδυναμικές στα -3dB σε σχέση με το μέγιστο του κεντρικού λοβού.



Σχήμα 2.12. Αριστερά: Ανάλυση υψηλής διακριτικής ικανότητας. Δεξιά: Ανάλυση χαμηλής διακριτικής ικανότητας

Υπάρχουν διάφορα ασθενή κριτήρια που κρίνουν την ποιότητα ενός δικτύου από την απόδοση του. Πρώτον, για υψηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυση κυμάτων που καταγράφονται σε κοντινούς κυματάρθμους το κεντρικό μέγιστο πρέπει να είναι όσο το δυνατόν πιο οξύ και στενό. Δεύτερον, τα μέγιστα αναδίπλωσης πρέπει να είναι όσο το δυνατόν πιο διακριτά και απομακρυσμένα από το κεντρικό μέγιστο για τον υπολογισμό της απόδοσης του δικτύου στις συχνότητες ενδιαφέροντος. Τέλος, η βέλτιστη απόδοση ενός ιδεατού δικτύου είναι αυτή η οποία είναι ομογενής και έχει παρόμοια συμπεριφορά προς όλες τις διευθύνσεις.

Εξαιτίας της φύσης του προβλήματος, δηλαδή την αναζήτηση καμπυλών φασιικής ταχύτητας που είναι εξαρτώμενη από τη συχνότητα, οι μέθοδοι των ειδικών διατάξεων πρέπει να χρησιμοποιήσουν πολύ υψηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου. Συγκρινόμενη με χαμηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυση, η ανάλυση της απόκρισης στενού εύρους είναι σημαντικά μειωμένη και τα φαινόμενα αναδίπλωσης γίνονται πολύ έντονα (σχήμα 3.11). Η βελτιωμένη συμπεριφορά απόκρισης με τη χρήση μεγάλου εύρους ανάλυσης απορρέει από την υπέρθεση των Ακτινικών Διατάξεων σε διαφορετικές συχνότητες. Η σώρευση τέτοιων διατάξεων, που διαφέρουν στις θέσεις των αντίστοιχων πλευρικών λοβών, οδηγεί στην απαλοιφή της συνεισφοράς της ενέργειας για όλες τις τιμές βραδύτητας εκτός από τον κεντρικό λοβό.

Δυστυχώς η χρήση χαμηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυσης είναι απαγορευτική για τον υπολογισμό των χαρακτηριστικών διασποράς. Επομένως για να μπορεί να βελτιωθεί η ικανότητα ανάλυσης με υψηλή διακριτική ικανότητα πρέπει να γίνει χρήση πολλών σταθμών καταγραφής ώστε να βελτιωθεί το χωρικό βήμα δειγματοληψίας της διάταξης. Αυτό συνεπάγεται τη χρήση πολλών σταθμών καταγραφής στο πεδίο. Αυτό είναι απαγορευτικό στις περισσότερες περιπτώσεις εξαιτίας του κόστους αγοράς και λειτουργίας των σταθμών, των αυξημένων λογιστικών υποχρεώσεων για τη χρήση τους και των επιπλέον ανθρώπων που πρέπει να εργαστούν για την υλοποίηση της διάταξης. Με δεδομένες λοιπόν τις λογιστικές δυσκολίες

για να λυθεί το πρόβλημα της υψηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυσης και μη ύπαρξης φαινομένων αναδίπλωσης για τις καμπύλες διασποράς, η μόνη εφικτή λύση είναι η επιλογή της βέλτιστης διάταξης που είναι κατάλληλη για υψηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυση στο πεδίο των κυματαρίθμων.

Το ερώτημα παραμένει, πώς θα υλοποιηθεί η βέλτιστη διάταξη υψηλής διακριτικής ικανότητας ανάλυσης κυματαρίθμων. Η διακριτική ικανότητα για μια δεδομένη γεωμετρία διάταξης προσδιορίζεται από τη μέγιστη απόσταση μεταξύ δύο σταθμών κατά την άφιξη κύματος υπό συγκεκριμένη διεύθυνση ως $\lambda^{max} \sim d_{ij}^{max}$. Αυτή η συνθήκη είναι μια συντηρητική προσέγγιση σύμφωνα με το κριτήριο Rayleigh. Ομοίως, η συνθήκη για φαινόμενα αναδίπλωσης για σταθμούς μιας διάστασης με ίση απόσταση μεταξύ τους μπορεί να δοθεί από την $\lambda^{min}/2 \geq d_{ij}^{min}$. Όταν δεν υπάρχει προγενέστερη πληροφορία για τη διεύθυνση του εισερχόμενου κύματος τότε η απόκλιση των μέγιστων/ελάχιστων αποστάσεων μεταξύ των σταθμών καταγραφής πρέπει να ελαχιστοποιηθεί για να αποκτηθεί ένα αξιμουθιακά σταθερό κριτήριο ανάλυσης/αναδίπλωσης, θεωρώντας κύματα πολλών διευθύνσεων. Επομένως είναι προτιμότερες γεωμετρικές διατάξεις που έχουν καλή αξιμουθιακή κάλυψη για τη μελέτη του εδαφικού θορύβου.

Τα κριτήρια που περιγράφηκαν παραπάνω για τα όρια αναδίπλωσης είναι ενδεικτικά, και εφαρμόζονται αυστηρά σε διατάξεις μιας διάστασης με σταθμούς που βρίσκονται σε ίσες αποστάσεις. Για δύο διαστάσεων διατάξεις το κριτήριο αναδίπλωσης διαφέρει σημαντικά και εξαρτάται από τη διεύθυνση πρόσπτωσης του κύματος σε σχέση με τη διάταξη, καθώς αλλάζει σημαντικά το μήκος του ενεργού πλέγματος. Επιπρόσθετα, ο αριθμός των μικρότερων αποστάσεων μεταξύ των σταθμών ανά κύμα συγκεκριμένης διεύθυνσης μπορεί να είναι μικρός συγκρινόμενος με τον αριθμό των μέγιστων αποστάσεων μεταξύ των σταθμών καταγραφής στην ίδια διεύθυνση. Όπως γίνεται προφανές, τα κριτήρια για την υψηλότερη διακριτική ικανότητα και την αναδίπλωση οδηγούν σε διαφορετικά συμπεράσματα. Για υψηλή διακριτική ικανότητα απαιτείται, ειδικά στα μεγάλα μήκη κύματος, το μέγεθος της διάταξης να πρέπει να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερο. Για να μην καταπατάται όμως το κριτήριο αναδίπλωσης θα πρέπει η απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής να είναι όσο το δυνατόν μικρότερη, ακόμα και για τα μικρότερα μήκη κύματος που μας ενδιαφέρουν. Θα πρέπει λοιπόν να υπάρξει κάποιος συμβιβασμός για τη βέλτιστη γεωμετρία της διάταξης, για δεδομένο στενό εύρος κυματαρίθμων. Οι *Asten και Henstridge (1984)* πρότειναν ότι η διάμετρος του κύκλου θα πρέπει να είναι τουλάχιστον όσο είναι και το μεγαλύτερο μήκος κύματος ενδιαφέροντος και η απόσταση μεταξύ των σταθμών σε κάθε διεύθυνση μικρότερη από το μικρότερο μήκος κύματος ενδιαφέροντος για την αποφυγή φαινομένων αναδίπλωσης στο πεδίο των κυματαρίθμων. Ο *Tokimatsu (1997)* πρότεινε τις σχέσεις (3.19) και (3.20), όπου η πρώτη απορρέει από μεθόδους γραμμικών διατάξεων με χρήση σεισμικής πηγής, αλλά μπορεί να εφαρμοστεί και σε μετρήσεις εδαφικού θορύβου. Η δεύτερη απορρέει θεωρητικά από το κριτήριο Nyquist. Αν θεωρήσουμε διείδυση των επιφανειακών κυμάτων τάξης μισού λ_{max} (*Park και Xia, 1999*) το μέγιστο βάθος για το οποίο μπορεί να υπολογιστεί η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων θα είναι περίπου $1.5D_{max}$. Ανάλογα, οι *Sato et al., 2001β*) πρότειναν το μέγιστο μήκος κύματος ενδιαφέροντος να είναι δύο ως τέσσερις φορές η μέγιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής. Ο *Gaffet (1998)* τόνισε ότι το όριο του λ_{min} που ορίζεται από την ελάχιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής δεν αποδίδει καλά σε ανώμαλα σχήματα διατάξεων, καθώς δεν τηρείται ο λόγος δύο σημείων ανά μήκος κύματος για όλη τη διάταξη. Οι *Woods και Lintz (1973)* αναφέρουν ότι η ικανότητα ενός δικτύου να εξάγει την καμπύλη σκέδασης σε επιθυμητά όρια συχνοτήτων δεν εξαρτάται μόνο από τη διάμετρό του αλλά και από τη χωρική κατανομή των σταθμών καταγραφής, καθώς

και από τη συσχέτιση των κυμάτων που πρόκειται να αναλυθούν. Πρότειναν τον υπολογισμό της ικανότητας του δικτύου με τη χρήση της συνάρτησης Θεωρητικής Απόκρισης του δικτύου, η οποία στο πεδίο των κυματαριθμών δίνεται από τη σχέση (Woods και Lintz, 1973, Asten και Henstridge, 1984)

$$R_{th}(k_x, k_y) = \frac{1}{n^2} \left| S_i(f) \sum_{i=1}^n e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2, \quad (2.50)$$

όπου n είναι ο αριθμός των συστημάτων καταγραφής της διάταξης, (x_i, y_i) οι συντεταγμένες τους. Στην περίπτωση ενός επιπέδου κύματος που διαπερνά τη διάταξη με κυματάριθμο $(k_x^{(l)}, k_y^{(l)})$ και καταγράφεται στο σταθμό i με φάση φ , η Θεωρητική Απόκριση του δικτύου θα είναι

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n S_i(f) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 = n^2 A^2(f) R_{th}(k_x - k_x^{(l)}, k_y - k_y^{(l)}) \quad (2.51)$$

όπου $A(f)$ είναι το φάσμα του πλάτους. Η απόδοση του δικτύου είναι ίση με τη θεωρητική απόκριση (σχέση 2.50) μετατοπισμένη κατά το διάνυσμα $(k_x^{(l)}, k_y^{(l)})$ και πολλαπλασιασμένη με το τετράγωνο του πλάτους.

Για ομάδα επιπέδων κυμάτων που διαπερνούν τη διάταξη από $S^{(1)}$ έως $S^{(m)}$ η απόδοση του δικτύου θα είναι

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n \left(\sum_{l=1}^m [S_i^{(l)}(f)] \right) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \leq n^2 \sum_{l=1}^m R^{(l)}(k_x, k_y, f) \quad (2.52)$$

όπου $R^{(l)}$ είναι η απόδοση του δικτύου για ένα επίπεδο κύμα l όπως ορίστηκε από την εξίσωση (2.51), και $S_i^{(l)}$ το κύμα l που καταγράφηκε στο σταθμό i . Σε αυτή την περίπτωση η απόδοση του δικτύου είναι πάντα μικρότερη από το άθροισμα των μετατοπισμένων θεωρητικών αποκρίσεων, και δεν μπορεί εύκολα να ερμηνευτεί ως το άθροισμα των μεμονωμένων θεωρητικών αποκρίσεων

Από την εξίσωση (2.50) η Θεωρητική Απόκριση του δικτύου παρουσιάζει πάντα ένα κεντρικό μέγιστο με τιμή μονάδα (k_x και $k_y=0$) και δευτερεύοντα μέγιστα αναδίπλωσης με τιμή ίση ή μικρότερη της μονάδας. Η εξίσωση (2.51) δείχνει ότι η θέση του κεντρικού μεγίστου της απόδοσης σχετίζεται απευθείας με τη φαινόμενη ταχύτητα και το αζιμούθιο του διαδιδόμενου κύματος. Για ένα απλό κυματικό πεδίο (εξίσωση 2.51), το φαινόμενο της αναδίπλωσης εμφανίζεται σε όλους τους κυματαριθμούς που είναι μεγαλύτεροι από το μισό του κυματάριθμου που η Θεωρητική Απόδοση του δικτύου παίρνει την τιμή της μονάδας. Για ένα πολύπλοκο σύνολο κυμάτων (εξίσωση 2.52), φαινόμενα αναδίπλωσης είναι πιθανό να εμφανιστούν σε κυματάριθμους με μικρότερη τιμή, εξαιτίας της άθροισης των δευτερευόντων μεγίστων της Θεωρητικής Απόκρισης του δικτύου.

Αναφορικά με τη διακριτική ικανότητα, όσο πιο οξύ είναι το κεντρικό μέγιστο της R_{th} τόσο πιο ικανή είναι η διάταξη να διαχωρίσει δύο κύματα που διαδίδονται σε κοντινούς κυματαριθμούς (Asten και Henstridge, 1984). Η διακριτική ικανότητα και τα φαινόμενα αναδίπλωσης μπορούν λοιπόν να εξαχθούν από τη χαρτογράφηση της Θεωρητικής Απόκρισης

του Δικτύου. Σύμφωνα με τους Woods και Lintz (1973), το όριο διακριτικής ικανότητας ($k_{min}/2$) ορίζεται ως η τιμή που δίνει στην R_{th} τιμή ίση με 0.5 στο κεντρικό μέγιστο. Το όριο για τη μη εμφάνιση φαινομένων αναδίπλωσης (k_{max}) ορίζεται ως η χαμηλότερη τιμή του κυματαριθμού (μεγαλύτερη όμως από $k_{min}/2$) που προκύπτει από τη διατομή της R_{th} οριζόντια στην τιμή 0.5 σε όλες τις διευθύνσεις. Για απλές και κανονικές διατάξεις οι τιμές των $k_{min}/2$ και k_{max} μπορούν να συσχετιστούν με τη μέγιστη και ελάχιστη απόσταση μεταξύ των σταθμών καταγραφής. Για ανώμαλα σχήματα διατάξεων τα όρια αυτά εξαρτώνται από τη χωρική κατανομή των σταθμών και μπορούν να οριστούν από τη Θεωρητική Συνάρτηση απόκρισης του δικτύου.

Στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού Προγράμματος SESAME προτάθηκαν μεθοδολογίες για τη βέλτιστη χρήση των διατάξεων. Συγκεκριμένα για κυκλικές διατάξεις βέλτιστο είναι να χρησιμοποιείται περιττός αριθμός αισθητήρων. Οι κυκλικές διατάξεις παρουσιάζουν την καλύτερη αζιμουθιακή κατανομή για δεδομένο αριθμό αισθητήρων. Επιπλέον, ο αριθμός των μικρότερων αποστάσεων μεταξύ σταθμών είναι πάντα μεγάλος, και ισούται με τον αριθμό των αισθητήρων. Άρα το κριτήριο αναδίπλωσης ικανοποιείται από τη σχέση $\frac{\lambda^{min}}{2} \geq d_{i,j}^{min}$ και η

συνολική διάμετρος της διάταξης πλησιάζει την μεγαλύτερη απόσταση μεταξύ σταθμών d_{max} . Σαν κανόνα αναφοράς, μπορούμε να βρούμε τα όρια καταγραφής του μήκους κύματος για συγκεκριμένη διάταξη χρησιμοποιώντας τις σχέσεις $d_{max} \sim D$ και $d_{min} \sim \pi D/N$, όπου N είναι ο αριθμός των αισθητήρων, οπότε παίρνουμε $\lambda_{max} \sim D > \pi D/N > \lambda_{min}/2$. Σαν παράδειγμα, δίνονται στον πίνακα (2.1) τα αναμενόμενα μήκη κύματος που προκύπτουν αν εφαρμόσουμε τα παραπάνω κριτήρια σε κυκλικές διατάξεις με 5, 7 και 9 αισθητήρες αντίστοιχα, και ακτίνα $r \sim D/2$.

N	Ακριβώς $d_{i,j}^{min} - d_{i,j}^{max}$	$\lambda^{min} - \lambda^{max} - 3 * \lambda^{max}$	Προσεγγιστικά $d_{i,j}^{min} - d_{i,j}^{max}$	$\lambda^{min} - \lambda^{max} - 3 * \lambda^{max}$
5	1.17*r-1.90*r	2.34*r-1.90*r-5.70*r	1.26*r-2*r	2.52*r-2.*r-6.*r
7	0.87*r-1.95*r	1.74*r-1.95*r-5.85*r	0.90*r-2*r	1.80*r-2.*r-6.*r
9	0.68*r-1.97*r	1.36*r-1.97*r-5.91*r	0.70*r-2*r	1.40*r-2.*r-6.*r

Πίνακας 2.1. Διακριτική ανάλυση και όρια αναδίπλωσης για κυκλικές διατάξεις με αριθμό αισθητήρων ίσο με N .

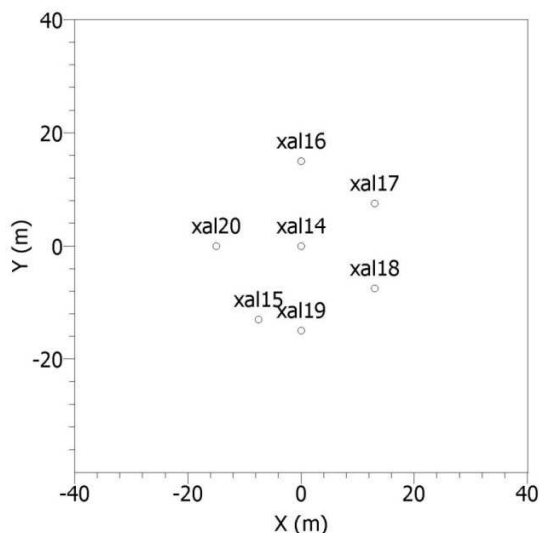
Με βάση τα παραπάνω δεδομένα, οι μετρήσεις που διεξήχθησαν στην περιοχή των Χανίων πραγματοποιήθηκαν είτε με τρεις ή με πέντε ομόκεντρους κύκλους. Για τους πολύ μικρής διαμέτρου κύκλους ο υπολογισμός της πραγματικής θέσης τους έγινε με θεοδόλιχο, όπου υπήρχε οπτική επαφή. Για τους απομακρυσμένους σταθμούς καταγραφής όπου δεν ήταν δυνατή η οπτική επαφή χρησιμοποιήθηκαν είτε Σύστημα Γεωγραφικών Συντεταγμένων χειρός, ή δεδομένα των Σ.Γ.Σ. που είναι εγκατεστημένα στους σταθμούς καταγραφής ή τέλος οι συντεταγμένες των σημείων όπως ελήφθησαν από γεωαναφερμένο χάρτη της περιοχής.

Επιλέχθηκαν αύλιοι χώροι σχολείων και πάρκα, που προσέφεραν χώρο για απευθείας οπτική επαφή μεταξύ των συστημάτων καταγραφής για τους μικρής διαμέτρου κύκλους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κατά τις βραδινές ώρες, μεταξύ 12 π.μ. και 7 π.μ., για την αποφυγή όσο το δυνατόν περισσότερο θορύβου προερχόμενου από την κυκλοφορία των αυτοκινήτων και τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Σε κάθε μέτρηση πήραν μέρος 3 έως 9 άτομα, οι περισσότεροι φοιτητές του Τ.Ε.Ι. Κρήτης. Η επικοινωνία μεταξύ τους γινόταν με τη χρήση ασυρμάτου και η διάρκεια των μετρήσεων κυμάνθηκε από 4 έως και 6 ώρες. Για κάθε διάμετρο κύκλου, τουλάχιστον μια ώρα κοινής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με όλα τα συστήματα

καταγραφής. Στη συνέχεια τα συστήματα καταγραφής μεταφέρονταν στις επόμενες θέσεις και η διαδικασία επαναλαμβανόταν.

Για την ορθότερη λήψη των μετρήσεων, οι μέγιστες διάμετροι των κύκλων επιλέχθηκαν να είναι τόσο μεγάλες ώστε όλοι οι σταθμοί καταγραφής να έχουν τοποθετηθεί στον ίδιο γεωλογικό σχηματισμό. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε ο γεωλογικός χάρτης του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Χανιά), όπου έγιναν οι απαραίτητες προσθήκες σχηματισμών με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη λεπτομέρεια. Στη συνέχεια και εφόσον είχαν προαποφασιστεί οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής, χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες των σταθμών ώστε να γνωρίζουμε εκ των προτέρων ποιο κομμάτι της καμπύλης διασποράς θα καταγραφεί από τη συγκεκριμένη γεωμετρία.

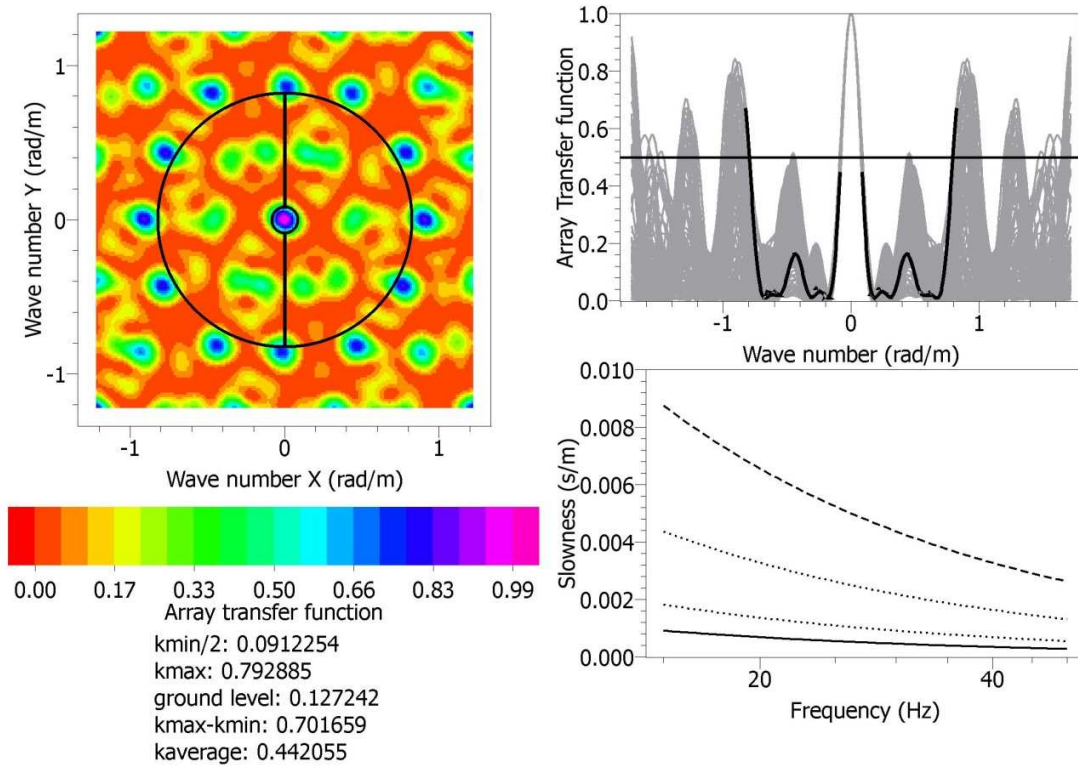
Στο σχήμα (2.13) δίνεται ένα παράδειγμα της παραπάνω διαδικασίας, με τον μικρότερο κύκλο σταθμών καταγραφής στη θέση XAL. Οι αποστάσεις των σταθμών καταγραφής από τον κεντρικό είναι μεταξύ 13 και 15 μέτρων.



Σχήμα 2.13. Οι θέσεις των σταθμών καταγραφής για τον μικρότερο κύκλο στη θέση XAL.

Στη συνέχεια και με τη χρήση του λογισμικού `build_array` υπολογίζεται η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης για τις συντεταγμένες της συγκεκριμένης γεωμετρίας, καθώς και το εύρος ανάλυσης στο επίπεδο των κυματαρίθμων. Το λογισμικό επιτρέπει διαδραστικά στον χρήστη να ορίσει τις τιμές των k_{min} και k_{max} , ώστε ανά πάσα στιγμή να μπορεί απευθείας να γίνεται ο υπολογισμός των βέλτιστων τιμών τους με οπτικοποίηση του αποτελέσματος. Προκύπτει έτσι το γράφημα πάνω δεξιά στο σχήμα (2.14), όπου με γκρι απόχρωση εμφανίζονται οι λοβοί αναδίπλωσης και με μαύρη γραμμή η τιμή της Θεωρητικής Συνάρτησης Απόκρισης για συγκεκριμένη διεύθυνση. Στον κεντρικό λοβό η τιμή της συνάρτησης δεν πρέπει να ξεπεράσει την τιμή 0.5, ενώ σε όλα τα αζιμούθια δεν πρέπει να ξεπεράσει η τιμή της συνάρτησης τα μέγιστα των υπόλοιπων λοβών. Με βάση λοιπόν αυτή την εκτίμηση προσδιορίζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} ώστε να τηρούνται τα κριτήρια για την διακριτική ικανότητα και τα φαινόμενα αναδίπλωσης. Στο πάνω αριστερά σχήμα δείχνεται στο επίπεδο κυματαρίθμων οι τιμές που λαμβάνουν τα k_{min} και k_{max} . Στο κάτω δεξιό διάγραμμα βραδύτητας – συχνότητας ορίζονται τα όρια των κυματαρίθμων μέσα στα οποία μπορεί να εξαχθεί μέρος της καμπύλης διασποράς με

αξιοπιστία. Η πάνω μαύρη στικτή γραμμή ορίζει το όριο βραδύτητας ανά συχνότητα πάνω από το οποίο αναμένεται να παρατηρηθούν φαινόμενα αναδίπλωσης, ενώ η κάτω μαύρη στικτή γραμμή ορίζει το όριο κάτω από το οποίο η καμπύλη διασποράς δεν μπορεί να υπολογιστεί λόγω μειωμένης διακριτικής ικανότητας. Αν υποθέσουμε ότι η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στην περιοχή είναι 600 μέτρα/δευτερόλεπτο, τότε η βραδύτητα θα είναι 0.0017 δευτερόλεπτα/μέτρο, οπότε από τη συγκεκριμένη γεωμετρία αναμένεται να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς για τις συχνότητες 15 έως 50 Hz.



Σχήμα 2.14. Παρουσίαση του λογισμικού `build_array`. Η επεξήγηση των σχημάτων βρίσκεται στο κείμενο.

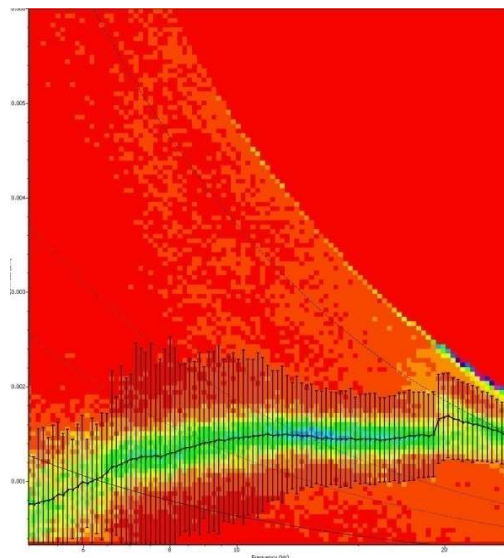
2.7 Επεξεργασία των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων

2.7.1 Εξαγωγή της καμπύλης διασποράς με τη μέθοδο συχνότητας - κυματαρίθμου

Τα δεδομένα εισάγονται στο λογισμικό Geopsy όπου ακολουθείται μια σειρά προεργασιών για την εξαγωγή της καμπύλης διασποράς. Γίνεται αφαίρεση της μέσης στάθμης και ομαδοποίηση ανά κύκλο.

Επιλέγεται στη συνέχεια μόνο η κατακόρυφη συνιστώσα των δεδομένων, και η διαδικασία της εξαγωγής της καμπύλης διασποράς ανά κύκλο γίνεται με την εξής παραμετροποίηση:

- Η ζώνη συχνοτήτων ορίζεται από τα αποτελέσματα του build_array.
- Το χρονικό μήκος παραθύρου είναι εξαρτώμενο από τη συχνότητα και ορίστηκε στα 50T.
- Το βήμα πλέγματος και το εύρος πλέγματος ορίζονται κάθε φορά από τη διάμετρο του κύκλου.
- Για την ταχύτερη εύρεση της καμπύλης διασποράς, ορίζεται κάθε φορά η ελάχιστη αναμενόμενη ταχύτητα.



Σχήμα 2.15. Η καμπύλη διασποράς που έχει υπολογιστεί με τη μέθοδο συχνότητας – κυματαρίθμου για τη θέση TEI και τη μικρότερη κυκλική γεωμετρία. Με στικτές γραμμές δείχνονται τα όρια των k_{min} και k_{max} .

Η εξαγωγή της καμπύλης διασποράς έγινε με τη μέθοδο συχνότητας – κυματαρίθμου. Ένα παράδειγμα δίνεται στο σχήμα (2.15) όπου φαίνεται η καμπύλη διασποράς για τη θέση TEI και για τη μικρότερη κυκλική γεωμετρία. Στο διάγραμμα βραδύτητας – συχνότητας φαίνονται

επίσης τα όρια των k_{min} και k_{max} πέρα από τα οποία δεν τηρούνται τα κριτήρια για τη διακριτική ανάλυση και τα φαινόμενα αναδίπλωσης όπως είχαν προσδιοριστεί από τη χρήση του `build_array` για τη συγκεκριμένη γεωμετρία. Με βάση το σχήμα, το κομμάτι της καμπύλης διασποράς που μπορεί να εξαχθεί από τη συγκεκριμένη γεωμετρία βρίσκεται μεταξύ των συχνοτήτων 6.5 και 25 Hz.

Η διαδικασία επαναλαμβάνεται για όλες τις μετρήσεις με διαφορετική γεωμετρία ανά θέση, ώστε να αποκομιστούν κομμάτια της καμπύλης διασποράς σε διαφορετικές συχνότητες.

2.7.2 Αντιστροφή της καμπύλης διασποράς για την εύρεση μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων γκαρσίων κυμάτων

Τα μέρη της καμπύλης διασποράς που έχουν υπολογιστεί με τη μέθοδο συχνότητας – κυματαριθμού εισάγονται σε αλγόριθμο αντιστροφής για την εύρεση του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων διάδοσης εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Το λογισμικό αντιστροφής χρησιμοποιεί αλγόριθμο αντιστροφής που βασίζεται στη μέθοδο γειτνίασης (*Sambridge, 1999*).

Για την έναρξη της διαδικασίας αντιστροφής απαιτείται από το χρήστη ένα αρχικό μοντέλο δομής στρωμάτων σε μια διάσταση, όπου πρέπει να εισαχθούν οι τιμές των ταχυτήτων διάδοσης των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, καθώς και το πάχος των σχηματισμών και η πυκνότητα τους. Ο χρήστης μπορεί να χρησιμοποιήσει προγενέστερες πληροφορίες, αν τις διαθέτει, για να ορίσει επακριβώς την τιμή κάποιας παραμέτρου ή μπορεί να αφήσει τον αλγόριθμο να επιλέξει τιμές μέσα από ένα συγκεκριμένο εύρος.

Ο αλγόριθμος γειτνίασης είναι μια στοχαστική μέθοδος ευθείας αναζήτησης για την εύρεση μοντέλων αποδεκτών δεδομένων τα οποία προσομοιάζουν τα πειραματικά δεδομένα σε ένα πολυδιάστατο παραμετρικό χώρο (*Sambridge, 1999*). Για την αντιστροφή δεδομένων επιφανειακών κυμάτων οι κύριες παράμετροι είναι οι ταχύτητες των εγκαρσίων και διαμήκων κυμάτων, η πυκνότητα των στρωμάτων και το πάχος του κάθε στρώματος. Όπως και οι άλλες μέθοδοι ευθείας αναζήτησης, ο αλγόριθμος γειτνίασης δημιουργεί ψευδο-τυχαία δείγματα (κάθε δείγμα αποτελείται από ένα πακέτο παραμέτρων που ορίζουν ένα μονοδιάστατο μοντέλο) στον παραμετρικό χώρο και οι καμπύλες διασποράς υπολογίζονται για όλα τα δείγματα (επίλυση του ευθέως προβλήματος). Η αρχική πυκνότητα πιθανότητας ορίζεται ομοιόμορφα σε όλο τον παραμετρικό χώρο, τα όρια του οποίου ορίζονται από τις αρχικές συνθήκες που έχει θέσει ο χρήστης για όλες τις παραμέτρους. Η σύγκριση μεταξύ του μοντέλου που προκύπτει και της πειραματικής καμπύλης διασποράς ορίζει την τιμή σφάλματος που προσδιορίζει πόσο μακριά είναι η λύση από την πραγματικότητα. Η πρωτοτυπία του συγκεκριμένου αλγορίθμου έγκειται στο ότι χρησιμοποιεί τα προηγούμενα μοντέλα για να οδηγήσει τη λύση σε βελτιωμένα μοντέλα. Εφόσον η συνάρτηση υπολογισμού σφάλματος είναι υπολογισμένη για όλα τα προηγούμενα δείγματα (ευθύς υπολογισμός), ο αλγόριθμος γειτνίασης δίνει έναν πολύ απλό τρόπο παραβολής μιας ανώμαλης κατανομής σημείων, χρησιμοποιώντας τη γεωμετρία Voronoi για να ελέγξει και να αναλύσει τα πιο υποσχόμενα σημεία του παραμετρικού χώρου. Για ικανοποιητική ανάλυση του παραμετρικού χώρου απαιτείται ο υπολογισμός πολλών καμπυλών διασποράς (από μερικές δεκάδες έως εκατοντάδες). Συγκρινόμενος με άλλους αλγορίθμους στοχαστικής αναζήτησης ο αλγόριθμος γειτνίασης έχει λιγότερους βαθμούς ελευθερίας (μόνο 2) και δείχνει να δίνει όμοια ή και καλύτερα αποτελέσματα (*Sambridge, 1999*). Για παραμέτρους που δεν υπόκεινται σε περιορισμούς τα αποτελέσματα μπορεί να διαφέρουν μεταξύ δύο διαφορετικών αντιστροφών.

Εξαιτίας αυτού, η σταθερότητα των τελικών αποτελεσμάτων ελέγχεται κάθε φορά επαναλαμβάνοντας την ίδια αντιστροφή δεδομένων αρκετές φορές με διαφορετικό αριθμό δειγμάτων, ο οποίος προκύπτει από μια γεννήτρια τυχαίων ακέραιων αριθμών.

2.7.3 Ορισμός σφάλματος αντιστροφής

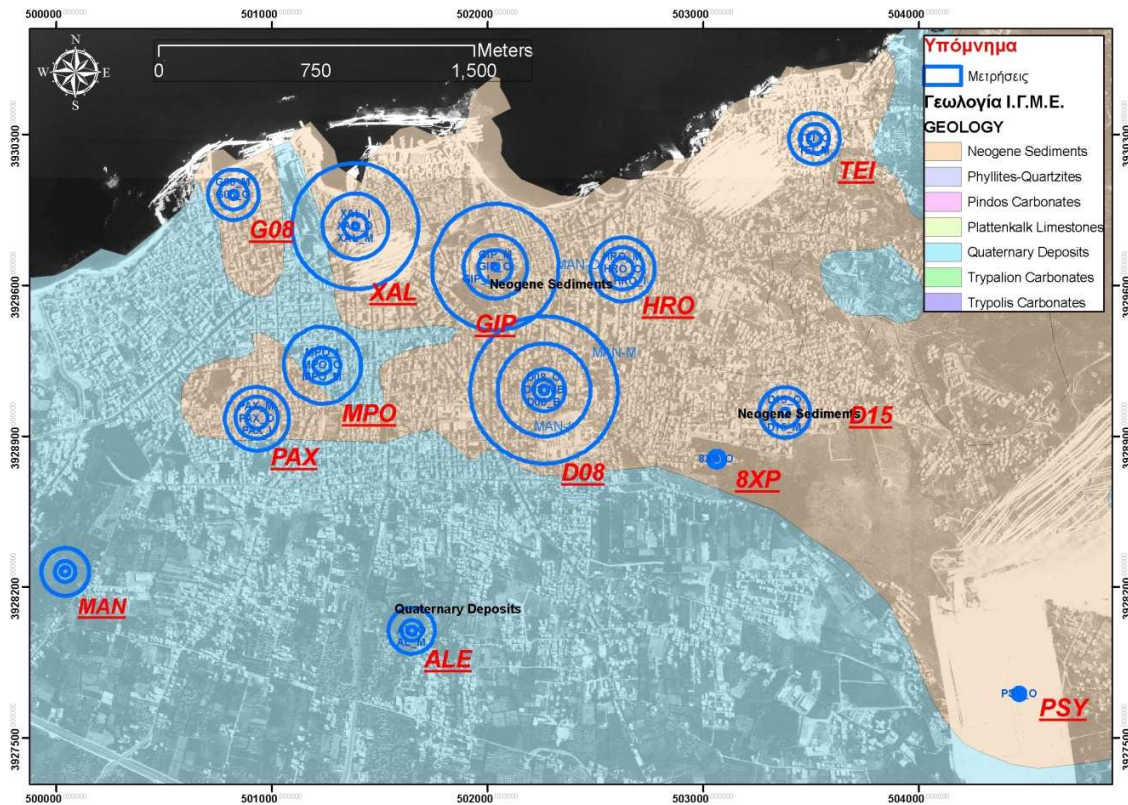
Εφόσον οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς έχουν υπολογιστεί από τις τυχαίες παραμέτρους που επέλεξε ο αλγόριθμος γειτνίασης, το σφάλμα του θεωρητικού μοντέλου μπορεί να υπολογιστεί. Αν τα πειραματικά δεδομένα περιέχουν και εκτίμηση αβεβαιότητας, τότε το σφάλμα δίνεται από τον τύπο

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_F}}, \quad (2.49)$$

όπου x_{di} είναι η ταχύτητα των δεδομένων της καμπύλης διασποράς για συχνότητα f_i , x_{ci} είναι η θεωρητική ταχύτητα στην ίδια συχνότητα, σ_i είναι η αβεβαιότητα στα δείγματα συχνότητας που έχουμε θέσει και n_F είναι ο αριθμός των δειγμάτων συχνότητας που έχουμε. Αν δεν υπάρχει τιμή αβεβαιότητας για τα δεδομένα, τότε το σ_i αντικαθιστάται από το x_{di} .

2.8 Μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής πραγματοποιήθηκαν δεκατρείς μετρήσεις με τις μεθόδους ειδικών διατάξεων εδαφικού θορύβου. Εντός του πολεοδομικού συγκροτήματος των Χανίων διεξήχθησαν 10 μετρήσεις και στην ευρύτερη περιοχή πραγματοποιήθηκαν επιπλέον 3 (σχήμα 2.16)



Σχήμα 2.16. Χάρτης σημείων των μετρήσεων των ειδικών διατάξεων σεισμομέτρων στο Πολεοδομικό Συγκρότημα των Χανίων και στην ευρύτερη περιοχή. Με μπλε κύκλους απεικονίζονται οι εικονικές γεωμετρίες.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας για κάθε μέτρηση. Η επεξεργασία έγινε με τη σουίτα προγραμμάτων Sesarray, η οποία είναι εξειδικευμένο πακέτο επεξεργασίας δεδομένων μικροθορύβου και αποτελείται από λογισμικά και ενδιάμεσες εφαρμογές που παρέχουν τη δυνατότητα στο χρήστη να παρέμβει σε διάφορα στάδια της επεξεργασίας.

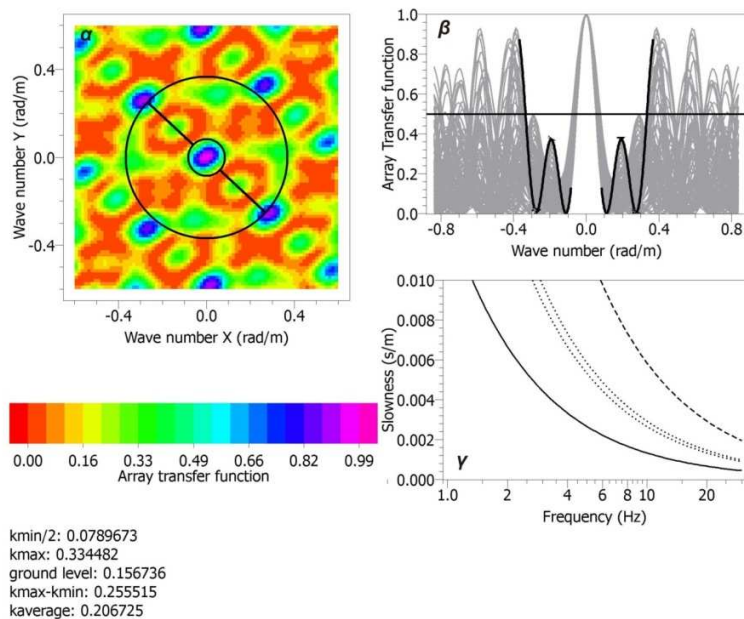
Σχήμα 3.1. Η γεωλογική στήλη της αρδευτικής γεώτρησης εντός του κτήματος Μαθιουδάκη.



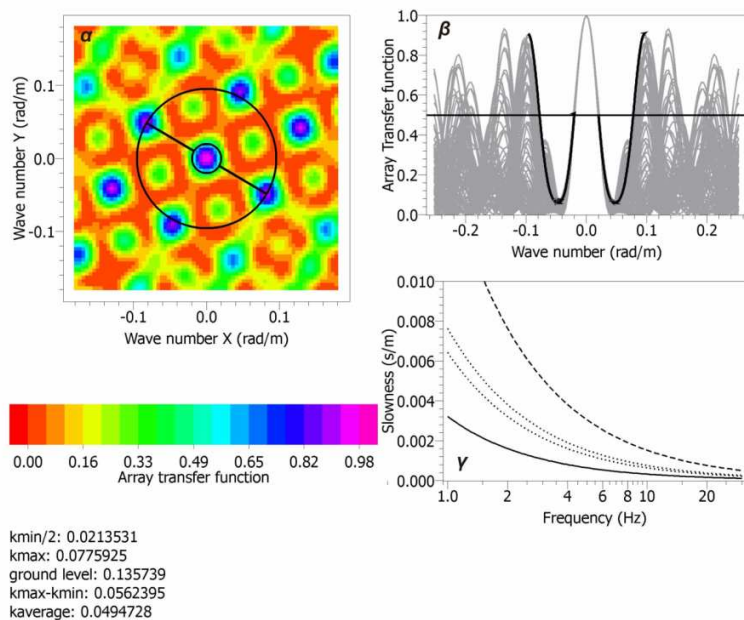
Σχήμα 3.2. Οι θέσεις των μετρήσεων για το κτήμα Μαθιουδάκη. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής και με κόκκινη βούλα η θέση της γεώτρησης.

3.1.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

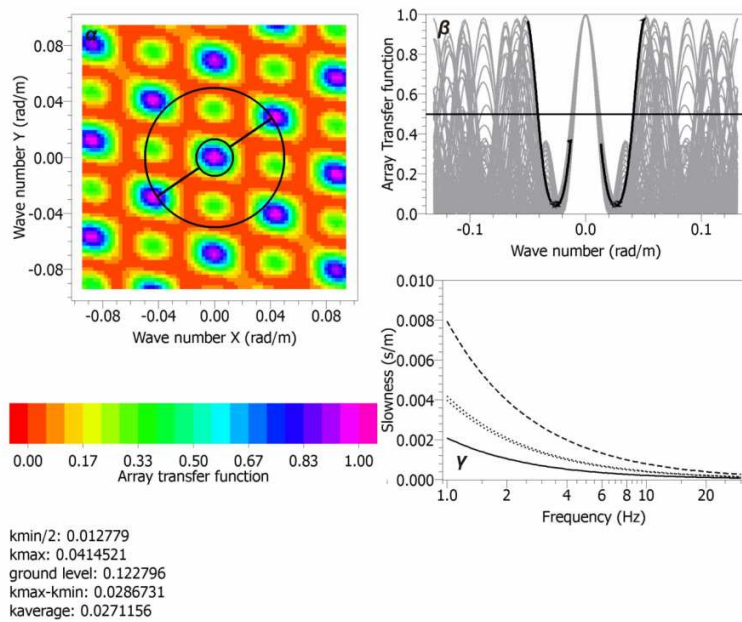
Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων στην συγκεκριμένη περιοχή ορίστηκαν με τη χρήση αεροφωτογραφιών οι θέσεις που θα τοποθετηθούν τα όργανα καταγραφής. Στη συνέχεια με τη χρήση των συντεταγμένων τους υπολογίστηκαν τα θεωρητικά όρια των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.3 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον μικρό κύκλο. Στα σχήματα 3.4 και 3.5 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τον μεσαίο και εξωτερικό κύκλο αντίστοιχα. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων συχνότητας.



Σχήμα 3.3. Εσωτερικός κύκλος για το κτήμα Μαθιουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαριθμών, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.4. Μεσαίος κύκλος για το κτήμα Μαθιουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαριθμών, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.5. Εξωτερικός κύκλος για το κτήμα Μαθιουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαριθμών, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

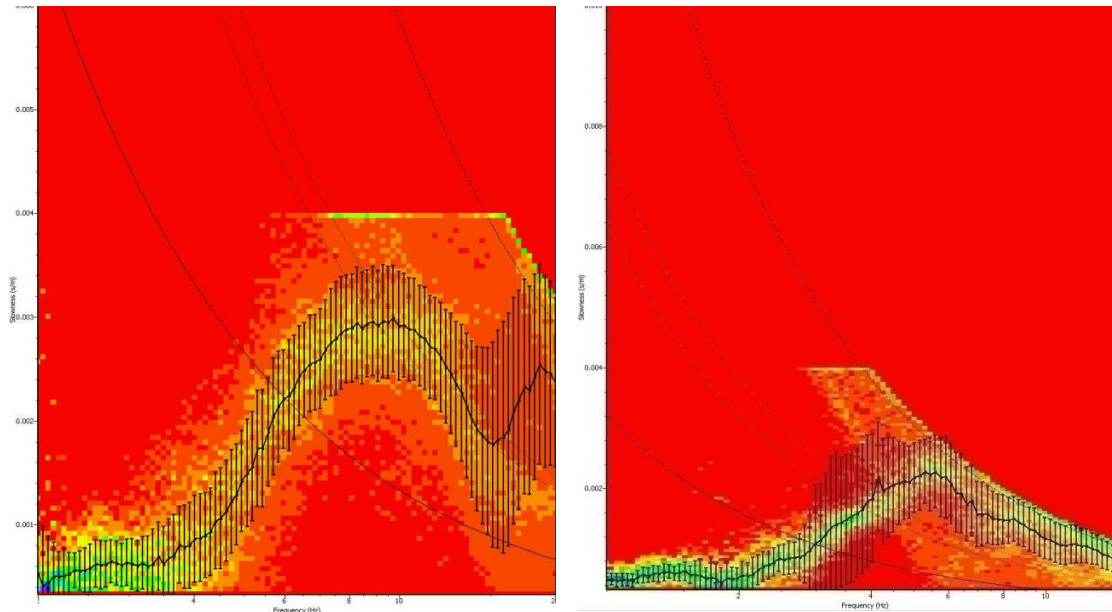
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 40, 100 και 180 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα θεωρητικά όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.1, με βάση τις μικρότερες και μεγαλύτερες τιμές των αποστάσεων μεταξύ των σταθμών και κυματαριθμών.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	17.72	43.42	0.079	0.334	4.0-20.0
Μέσος	52.78	129.83	0.021	0.077	2.0-10.0
Εξωτερικός	101.37	248.05	0.013	0.041	1.0-8.0

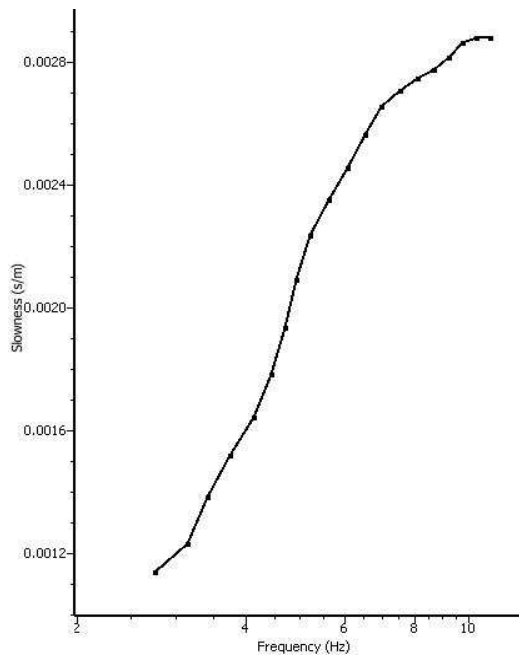
3.1.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας - κυματάριθμου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.6 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο αριστερά και το μεσαίο δεξιά.



Σχήμα 3.6. Τα γραφήματα βραδύτητας-συχνότητας για τον εσωτερικό (αριστερά) και το μεσαίο κύκλο (δεξιά).

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 6.11, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 6.00 και 10.90 Hz. Αντίστοιχα για το μεσαίο κύκλο το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 3.00 και 5.50 Hz. Δυστυχώς για τον εξωτερικό κύκλο δεν κατέστη δυνατό να εξαχθεί μέρος της καμπύλης διασποράς με αξιοπιστία. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.7 παρουσιάζεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε, της οποίας τα όρια αθροιστικά είναι μεταξύ 2.75 και 10.90 Hz. Η διαφορά που παρατηρείται στην επέκταση του εύρους συχνοτήτων οφείλεται στο γεγονός ότι διάφοροι ερευνητές θεωρούν ότι τα κριτήρια για τον ορισμό των k_{min} και k_{max} είναι πολύ αυστηρά και μπορούν να επεκτείνουν την καμπύλη διασποράς σε χαμηλότερες συχνότητες εφόσον είναι ευδιάκριτη η πορεία της καμπύλης διασποράς.

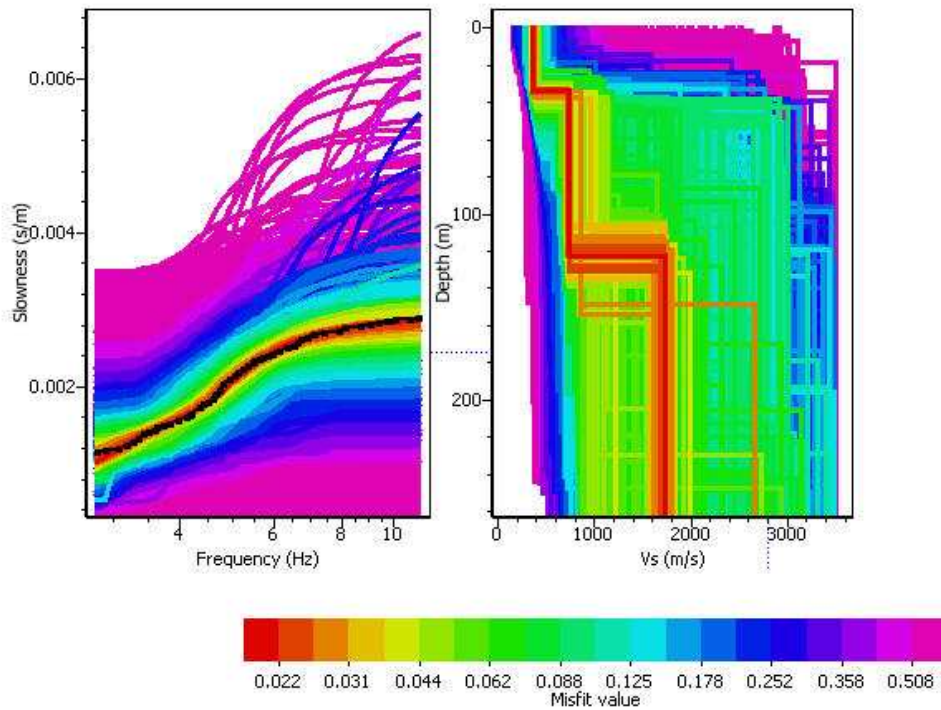


Σχήμα 3.7. Η καμπύλη διασποράς για το Κτήμα Μαθιουδάκη

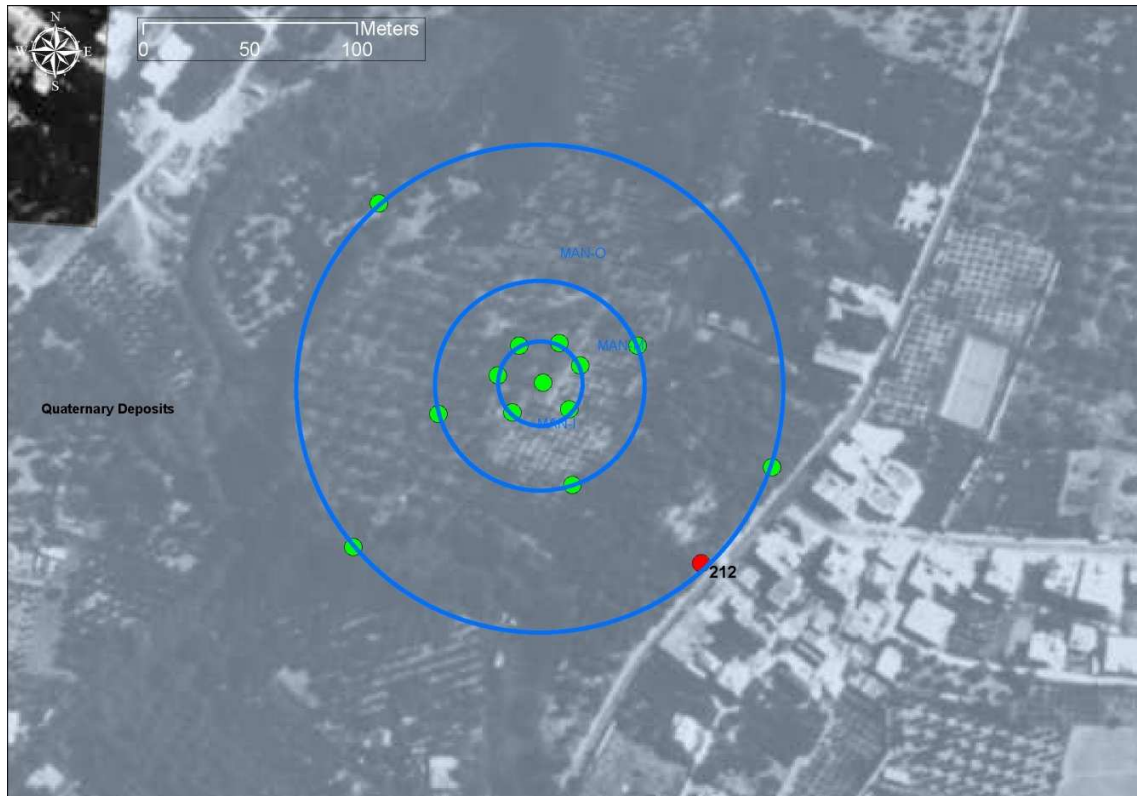
Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Το τελικό μοντέλο κατανομής των εγκάρσιων κυμάτων που προέκυψε από τον αλγόριθμο αντιστροφής παρουσιάζεται στο σχήμα 3.8.

Σχήμα 3.8. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

Σχήμα 3.8. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.



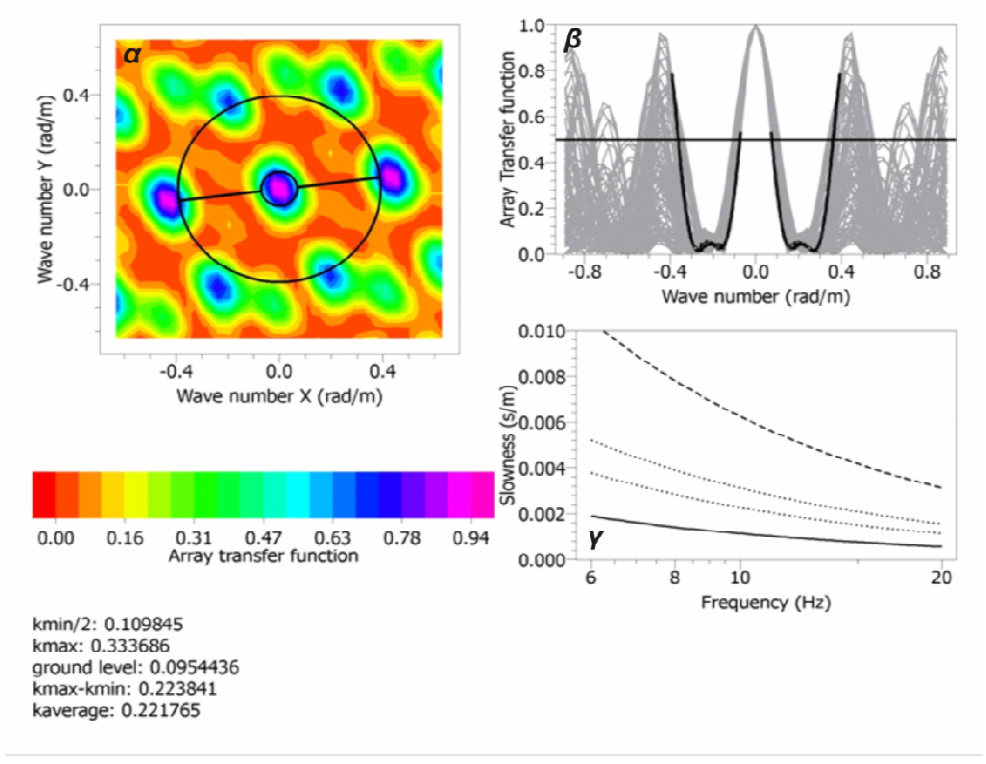
Σχήμα 3.8. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.



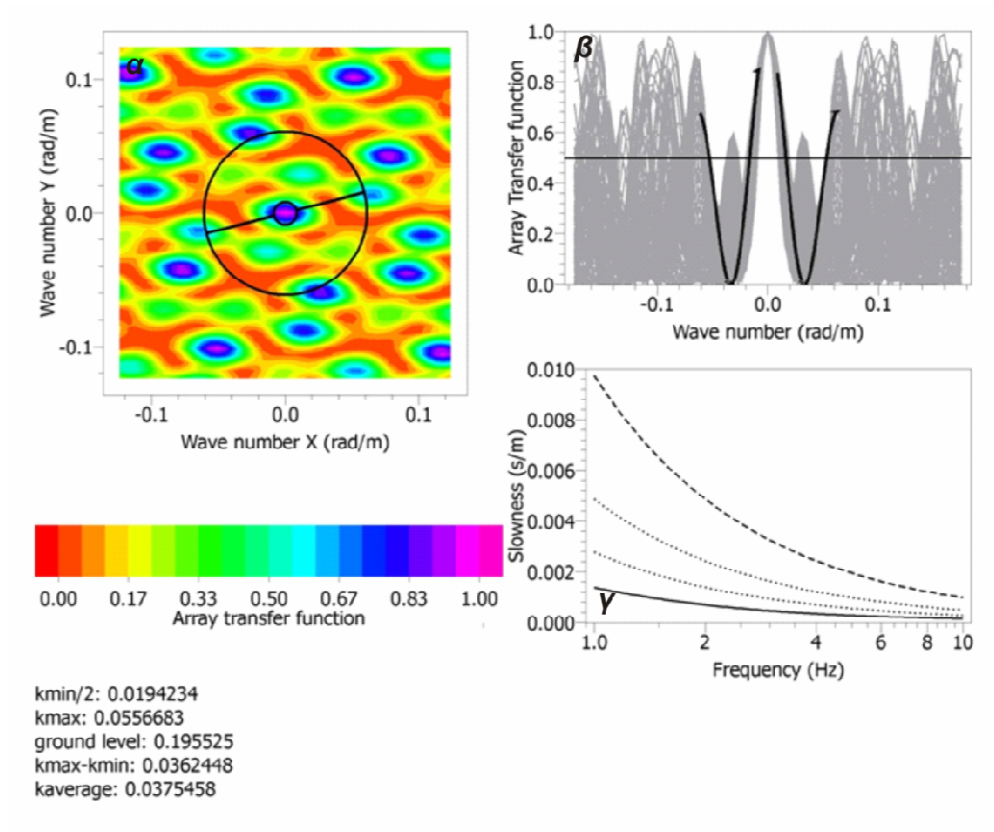
Σχήμα 3.10. Οι θέσεις των μετρήσεων για το κτήμα Μάνου. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής και με κόκκινη βούλα η θέση της γεώτρησης

3.2.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε επιτόπια επίσκεψη στο χώρο όπου ορίστηκαν οι θέσεις τοποθέτησης των σταθμών μέτρησης. Με τη χρήση θεοδόλιχου ορίστηκαν οι συντεταγμένες των σταθμών που είχαν οπτική επαφή με τον κεντρικό σταθμό μέτρησης, και για τους πιο απομακρυσμένους σταθμούς χρησιμοποιήθηκε GPS χειρός. Στη συνέχεια οι συντεταγμένες των θέσεων εισήχθησαν στο build_array για τον υπολογισμό των θεωρητικών ορίων των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.11 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο. Στο σχήμα 3.12 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τον συνδυασμό μεσαίου και εξωτερικού κύκλου αντίστοιχα. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων Συχνότητας



Σχήμα 3.11. Εσωτερικός κύκλος για το κτήμα Μάνου. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαριθμών, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.12. Συνδυασμός μεσαίου και εξωτερικού κύκλου για το κτήμα Μάνου. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

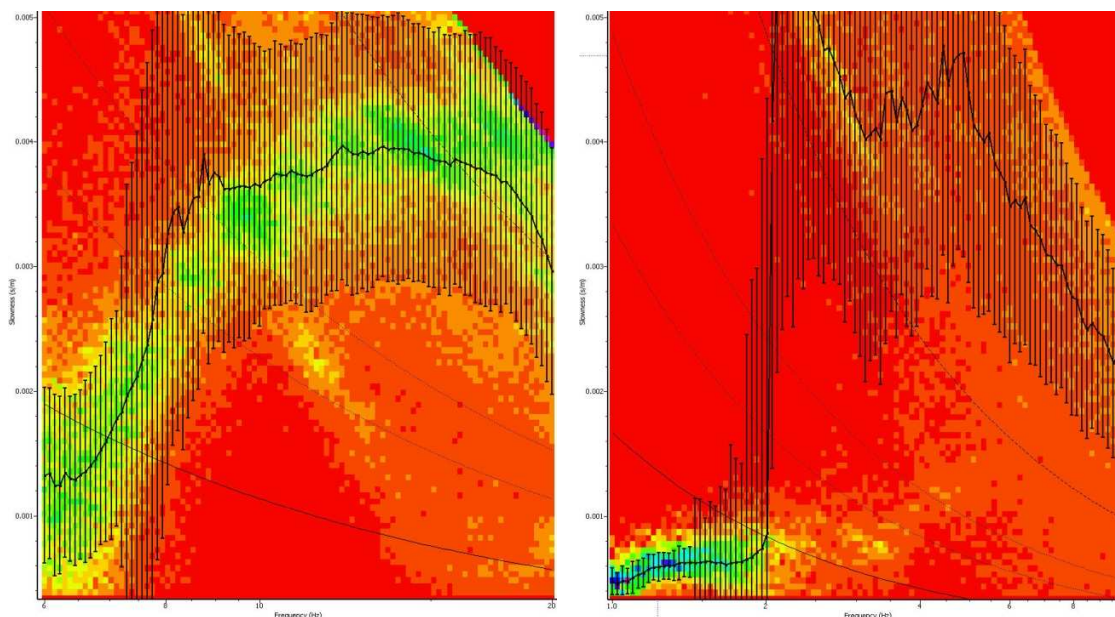
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 15, 80 και 200 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα θεωρητικά όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.2, με βάση τις μικρότερες και μεγαλύτερες τιμές των αποστάσεων μεταξύ των σταθμών και κυματαρίθμων.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	14.90	30.30	0.103	0.327	6.0-20.0
Μέσος & εξωτερικός	76.20	205.90	0.009	0.025	1.0-10.0

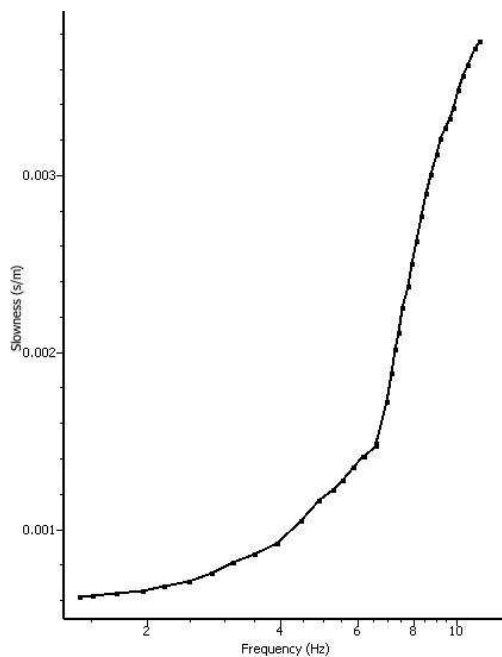
3.2.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας - κυματάριθμου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.13 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο αριστερά και το μεσαίο και εξωτερικό δεξιά.



Σχήμα 3.13. Τα γραφήματα βραδύτητας-συχνότητας για τον εσωτερικό (αριστερά) και το μεσαίο και εξωτερικό κύκλο (δεξιά).

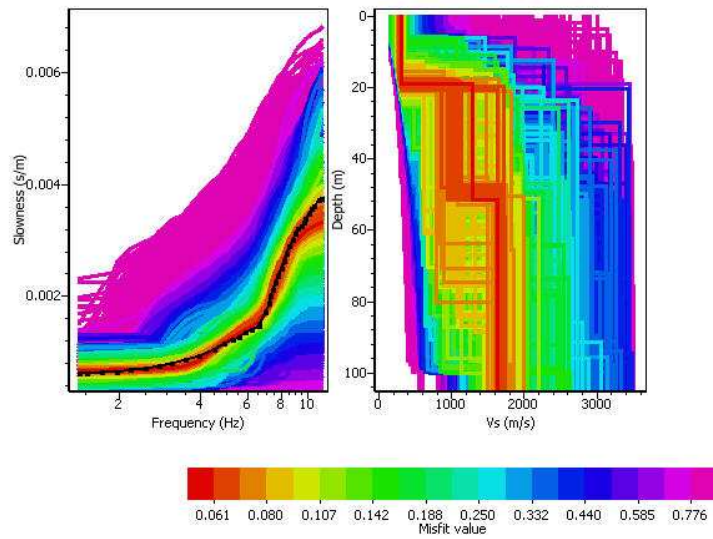
Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 3.13, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 7.00 και 11.30 Hz. Αντίστοιχα για το συνδυασμό μεσαίου και εξωτερικού κύκλου το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 2.50 και 4.50 Hz. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.14 παρουσιάζεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε, της οποίας τα όρια αθροιστικά είναι μεταξύ 1.40 και 11.28 Hz.



Σχήμα 3.14. Η εξαγόμενη καμπύλη διασποράς για το Κτήμα Μάνου

Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Το τελικό μοντέλο κατανομής των εγκαρσίων κυμάτων που προέκυψε από τον αλγόριθμο αντιστροφής παρουσιάζεται στο σχήμα 3.15.

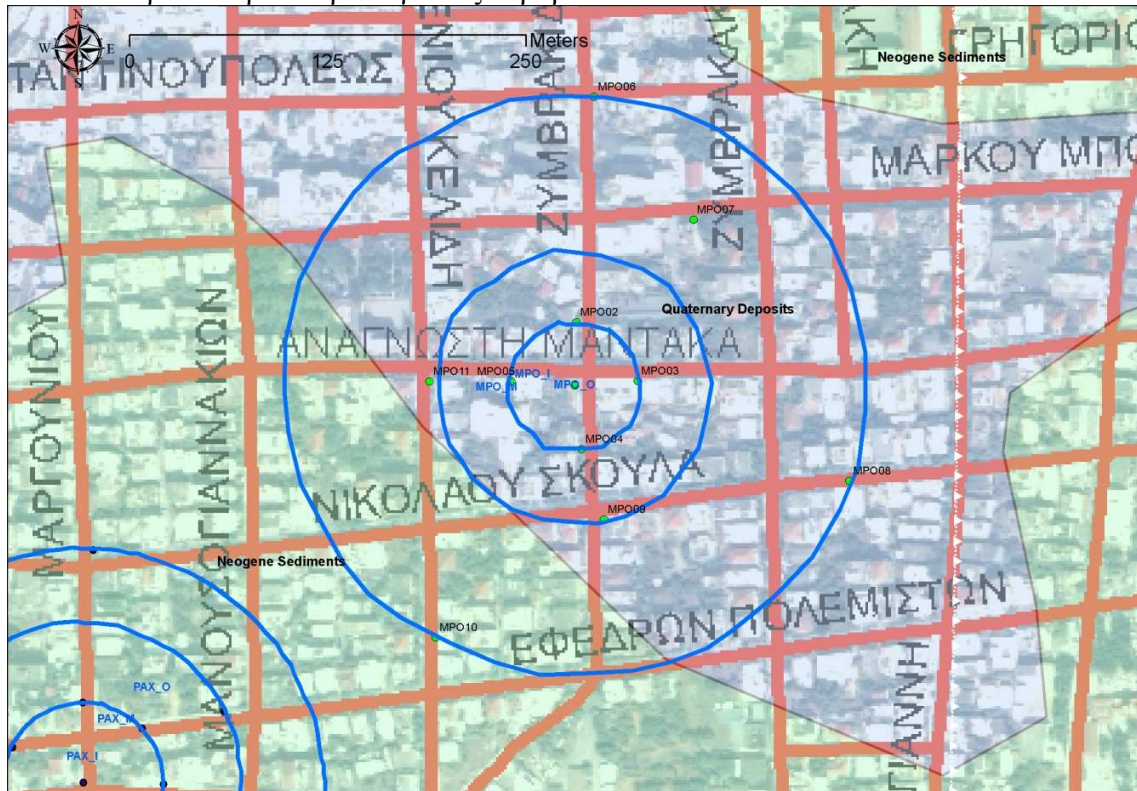
..



Σχήμα 3.15. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

3.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΟΔΟΥ ΜΑΡΚΟΥ ΜΠΟΤΣΑΡΗ (ΜΡΟ)

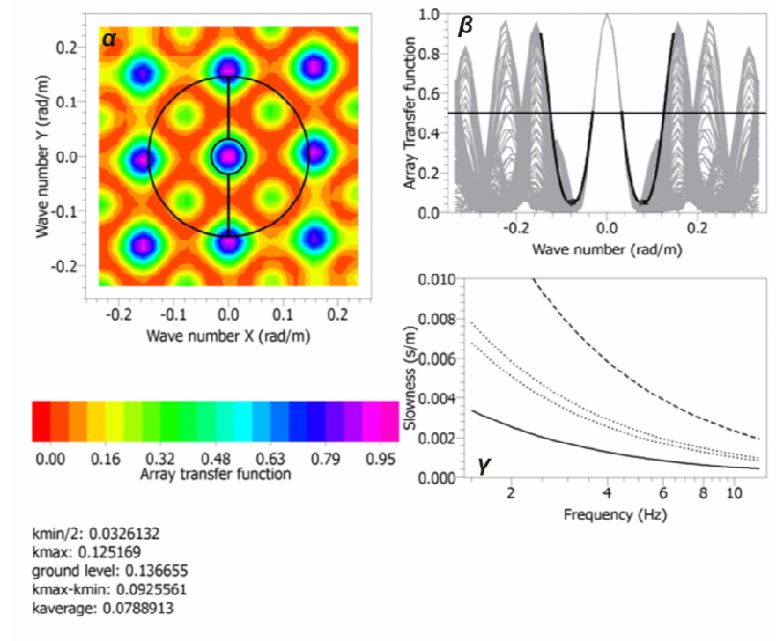
Η περιοχή γύρω από την κεντρική οδό Μάρκου Μπότσαρη καλύπτεται από Τεταρτογενή ιζήματα στο μεγαλύτερο μέρος της. Η οδός Μάρκου Μπότσαρη είναι πολυσύχναστη καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Δημιουργήθηκαν τρεις κύκλοι σταθμών καταγραφής με κοινό κέντρο, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.16. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τις πρώτες πρωινές ώρες και οι περισσότεροι σταθμοί μέτρησης τοποθετήθηκαν νοτιώς της οδού για την αποφυγή όσο το δυνατόν περισσότερο ανθρωπογενούς θορύβου.



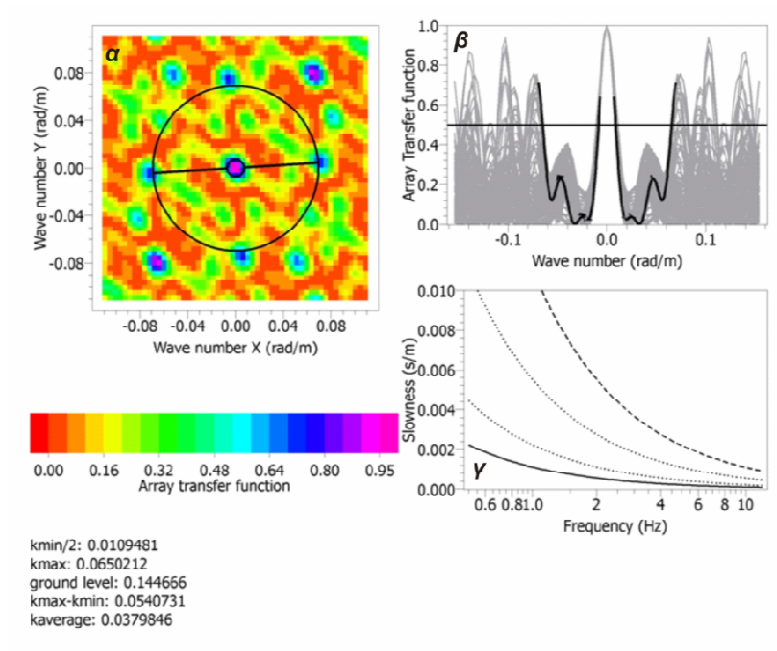
Σχήμα 3.16. Οι θέσεις των μετρήσεων για την περιοχή Μάρκου Μπότσαρη. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής.

3.3.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων στην συγκεκριμένη περιοχή ορίστηκαν με τη χρήση αεροφωτογραφιών οι θέσεις που θα τοποθετηθούν τα όργανα καταγραφής. Δυστυχώς λόγω πρακτικών δυσκολιών οι σταθμοί δεν κατέστη δυνατόν να τοποθετηθούν ακριβώς στις θέσεις που είχαν οριστεί αρχικά μέσω των αεροφωτογραφιών αλλά όσο το δυνατόν κοντύτερα. Στη συνέχεια με τη χρήση των συντεταγμένων τους υπολογίστηκαν τα θεωρητικά όρια των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.17 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο. Στο σχήμα 3.18 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το συνδυασμό μεσαίου και εξωτερικού κύκλου. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων συχνότητας.



Σχήμα 3.17. Εσωτερικός κύκλος για την περιοχή Μάρκου Μπότσαρη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.18. Συνδυασμός του μεσαίου και εξωτερικού κύκλου για την περιοχή Μάρκου Μπότσαρη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

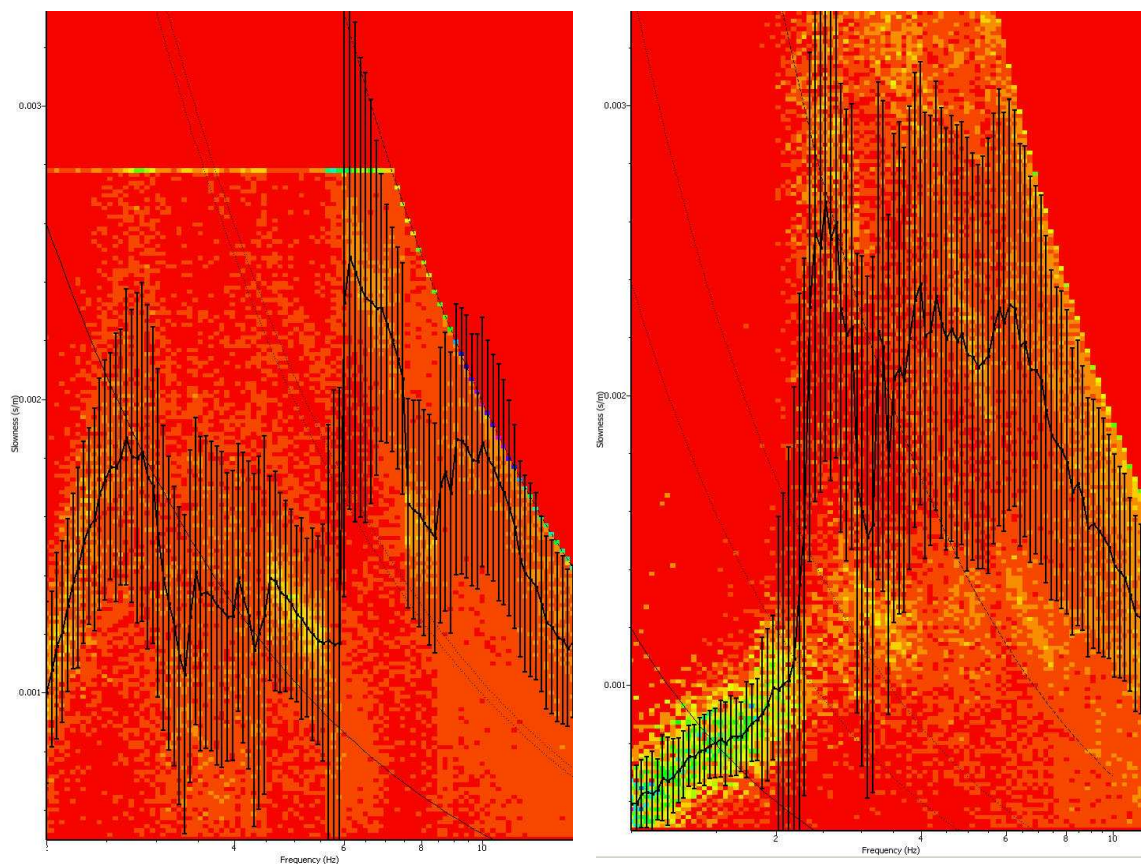
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 40, 100 και 180 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.3

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.3

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	39.82	80.11	0.032	0.147	2-20
Μέσος+ Εξωτερικός	86.59	355.50	0.020	0.060	0.5-10

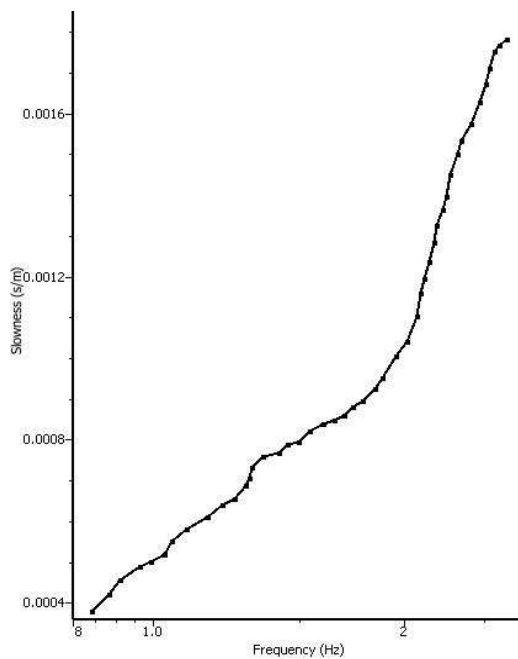
3.3.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας κυματαρίθμου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις δύο γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.19 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο αριστερά και το συνδυασμό μεσαίου-εξωτερικού δεξιά.



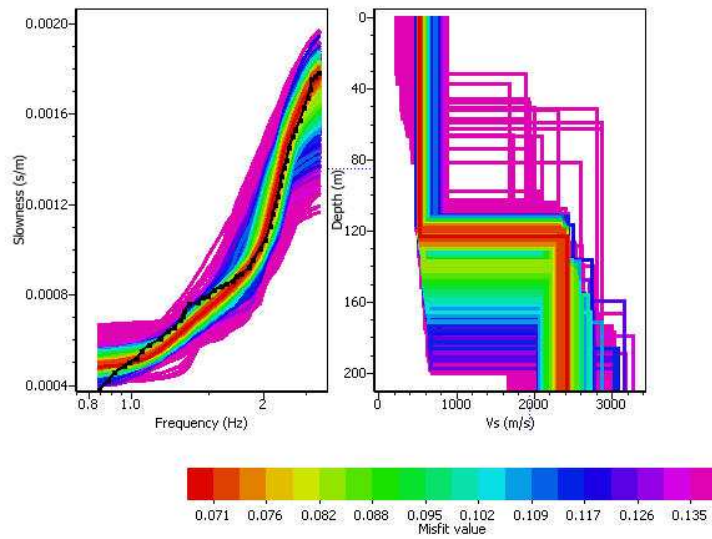
Σχήμα 3.19. Οι καμπύλες διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο (αριστερά) και το συνδυασμό μεσαίου-εξωτερικού (δεξιά). Στα διαγράμματα έχουν επίσης τοποθετηθεί τα όρια κυματαρίθμων εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 3.19, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 4.50 και 6.00 Hz. Αντίστοιχα για το συνδυασμό μεσαίου-εξωτερικού κύκλου το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 1.50 και 2.30 Hz. Κάποιοι ερευνητές υποστηρίζουν ότι μπορούν να είναι πιο αισιόδοξοι και να επεκτείνουν την καμπύλη διασποράς και σε τμήμα στο οποίο δεν είναι τελείως ξεκάθαρο. Θα μπορούσε να επεκταθεί το τμήμα της καμπύλης διασποράς από 0.8 Hz μέχρι και τα 4.50 Hz ώστε να ενωθεί με το αποτέλεσμα του εσωτερικού κύκλου. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.20 φαίνεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε.



Σχήμα 3.20. Η καμπύλη διασποράς για την περιοχή Μάρκου Μπότσαρη.

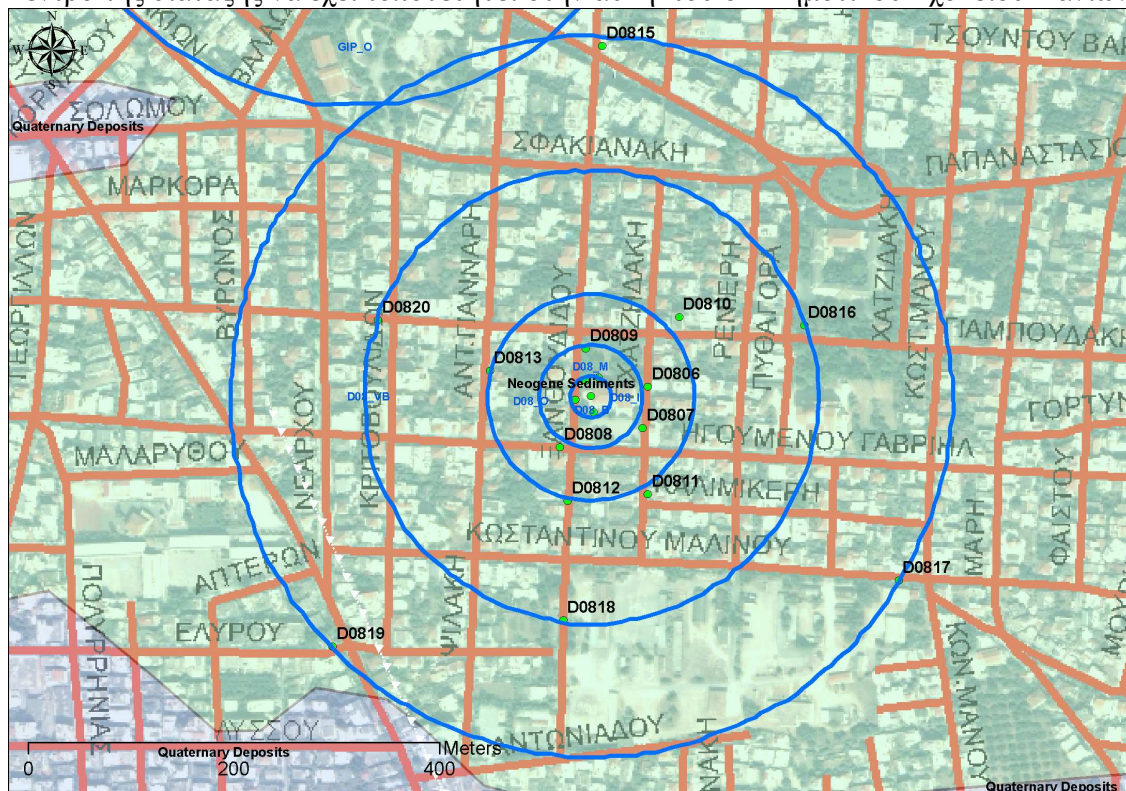
Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Το τελικό μοντέλο κατανομής των εγκαρσίων κυμάτων που προέκυψε από τον αλγόριθμο αντιστροφής παρουσιάζεται στο σχήμα 3.21.



Σχήμα 3.21. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

3.4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΟΔΟΥ ΓΙΑΜΠΟΥΔΑΚΗ (D08)

Η περιοχή γύρω από την κεντρική οδό Γιαμπουδάκη καλύπτεται από Νεογενή ιζήματα. Παρουσιάζει μια σχετική κλίση, οπότε έγινε προσπάθεια οι σταθμοί μέτρησης να τοποθετηθούν όσο το δυνατόν στο ίδιο υψόμετρο. Δημιουργήθηκαν πέντε κύκλοι σταθμών καταγραφής με κοινό κέντρο, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.22. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τις πρώτες πρωινές ώρες για την αποφυγή όσο το δυνατόν περισσότερο ανθρωπογενούς θορύβου, με το κέντρο της διάταξης να έχει τοποθετηθεί στην αυλή του 8^{ου} Δημοτικού Σχολείου Χανίων.

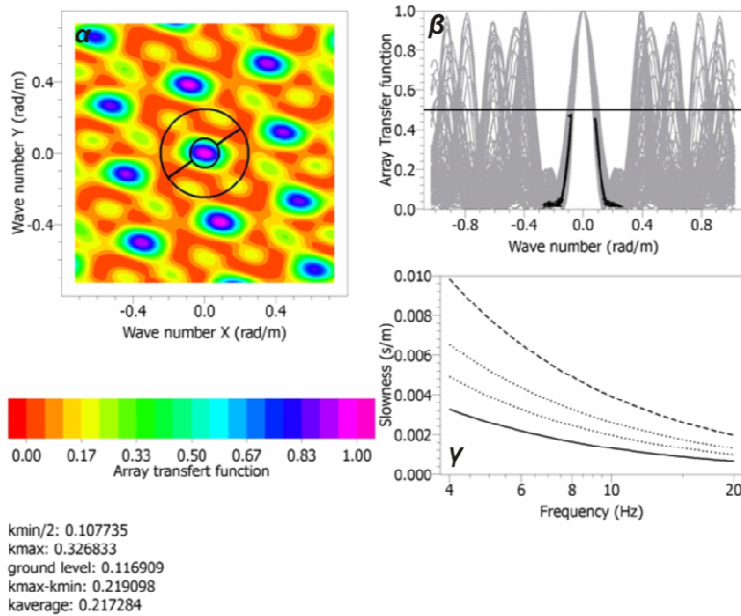


Σχήμα 3.22. Οι θέσεις των μετρήσεων για την περιοχή Γιαμπουδάκη. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής.

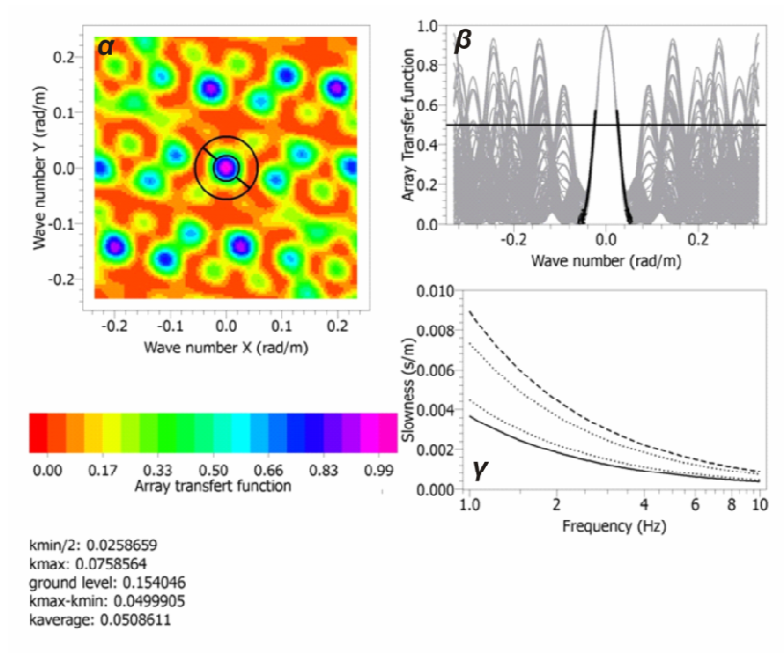
3.4.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων στην συγκεκριμένη περιοχή ορίστηκαν με τη χρήση αεροφωτογραφιών οι θέσεις που θα τοποθετηθούν τα όργανα καταγραφής. Οι συντεταγμένες των θέσεων εισήχθησαν σε GPS χειρός και με την ακρίβεια που επέτρεπε τοποθετήθηκαν οι σταθμοί όσο το δυνατόν κοντύτερα στις θεωρητικές θέσεις τους. Στη συνέχεια με τη χρήση των συντεταγμένων τους υπολογίστηκαν τα θεωρητικά όρια των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.23 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους

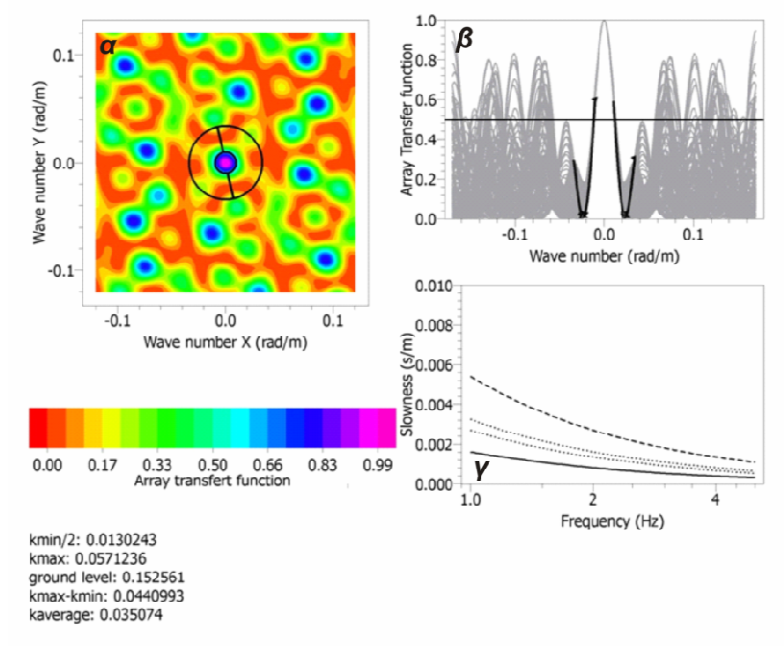
εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο, και στα σχήμα 3.23 έως 3.26 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για το μεσαίο, εξωτερικό και τους δύο μεγαλύτερους κύκλους, οι οποίοι πρέπει να σημειωθεί ότι πραγματοποιήθηκαν σε διαφορετική ημέρα από τους τρεις αρχικούς. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων συχνότητας.



Σχήμα 3.23. Εσωτερικός κύκλος για την περιοχή Γιαμπουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

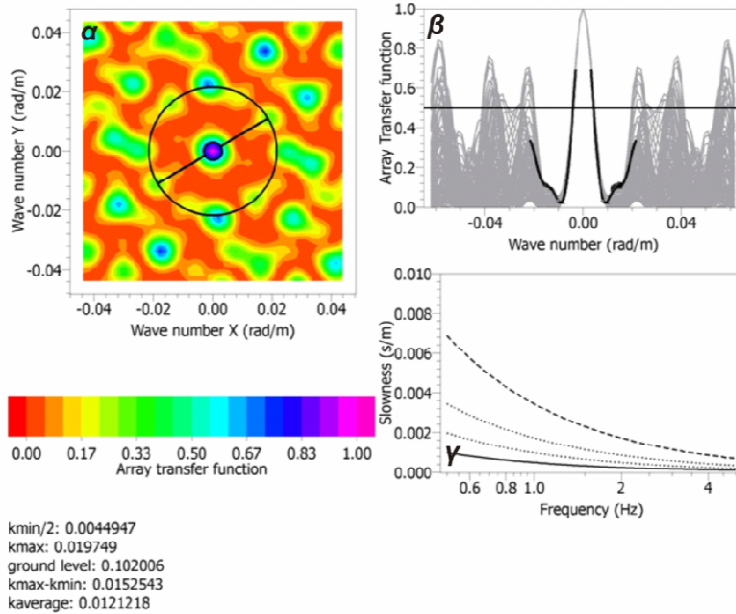


Σχήμα 3.24. Μεσαίος κύκλος για την περιοχή Γιαμπουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σ

χήμα 3.25. Εξωτερικός κύκλος για την περιοχή Γιαμπουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.26. Συνδυασμός των δύο μεγάλων κύκλων για την περιοχή Γιαμπουδάκη. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

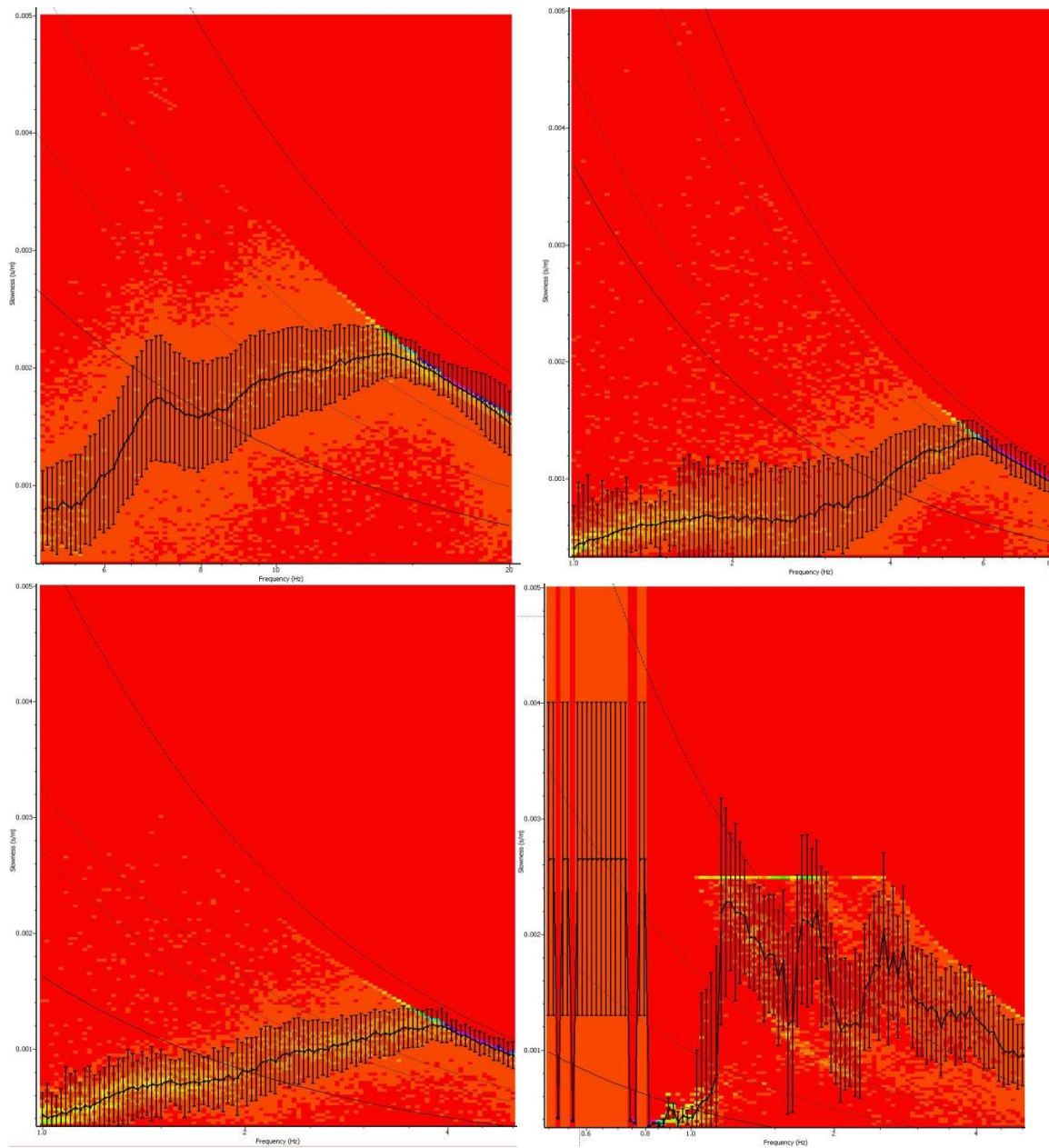
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 15, 50, 100, 225 και 350 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.4

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.4

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	13.00	34.26	0.108	0.327	5.0-20.0
Μεσαίος	40.36	103.74	0.026	0.076	1.0-8.0
Εξωτερικός	78.33	208.00	0.013	0.057	1-5.0
Μεγάλοι	217.00	641.10	0.004	0.020	0.5-5.0

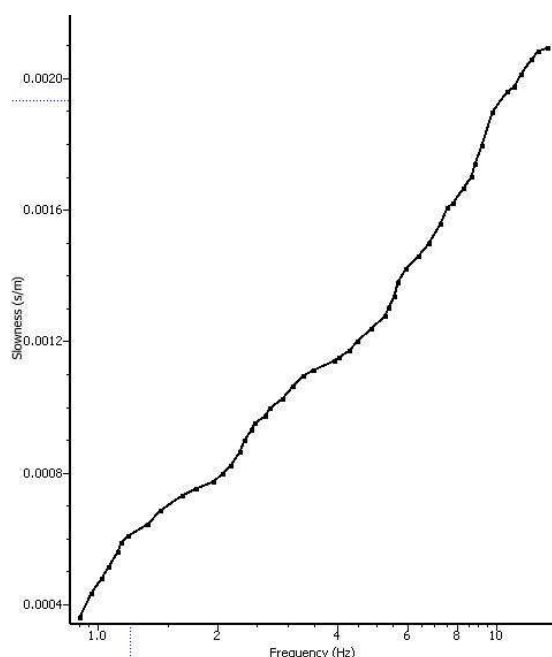
3.4.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας κυματάριθμου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις τέσσερις γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.27 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο πάνω αριστερά, το μεσαίο πάνω δεξιά, τον εξωτερικό κάτω αριστερά και για τους μεγάλους κύκλους κάτω δεξιά.



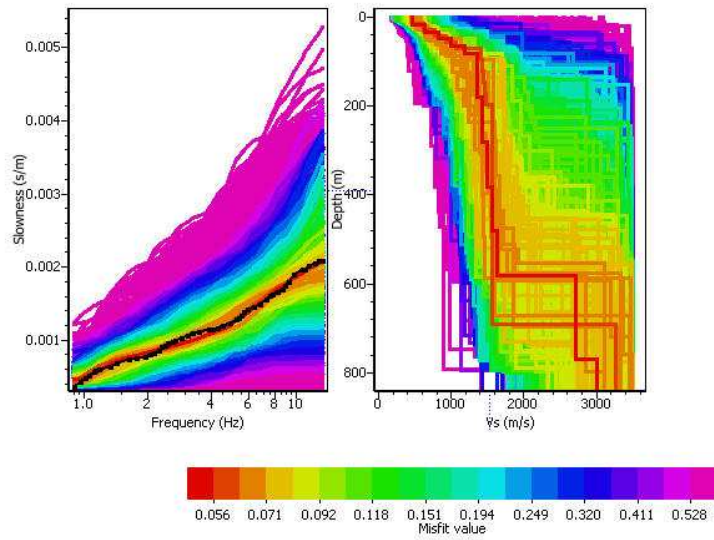
Σχήμα 3.27. Οι καμπύλες διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο (πάνω αριστερά), τον μεσαίο (πάνω δεξιά), τον εξωτερικό (κάτω αριστερά) και το συνδυασμό των δύο μεγάλων (κάτω δεξιά). Στα διαγράμματα έχουν επίσης τοποθετηθεί τα όρια κυματαρίθμων εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 3.27, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 8.00 και 12.00 Hz. Αντίστοιχα για το μεσαίο κύκλο το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 4.00 και 6.00 Hz, ενώ για τον εξωτερικό κύκλο οι τιμές συχνότητας είναι μεταξύ 2.00 και 4.00 Hz και για τους δύο μεγαλύτερους κύκλους μεταξύ 1.00 και 1.5 Hz. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.28 φαίνεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε, της οποίας τα όρια αθροιστικά είναι μεταξύ 0.8 και 12 Hz.



Σχήμα 3.28. Η καμπύλη διασποράς για την περιοχή Γιαμπουδάκη.

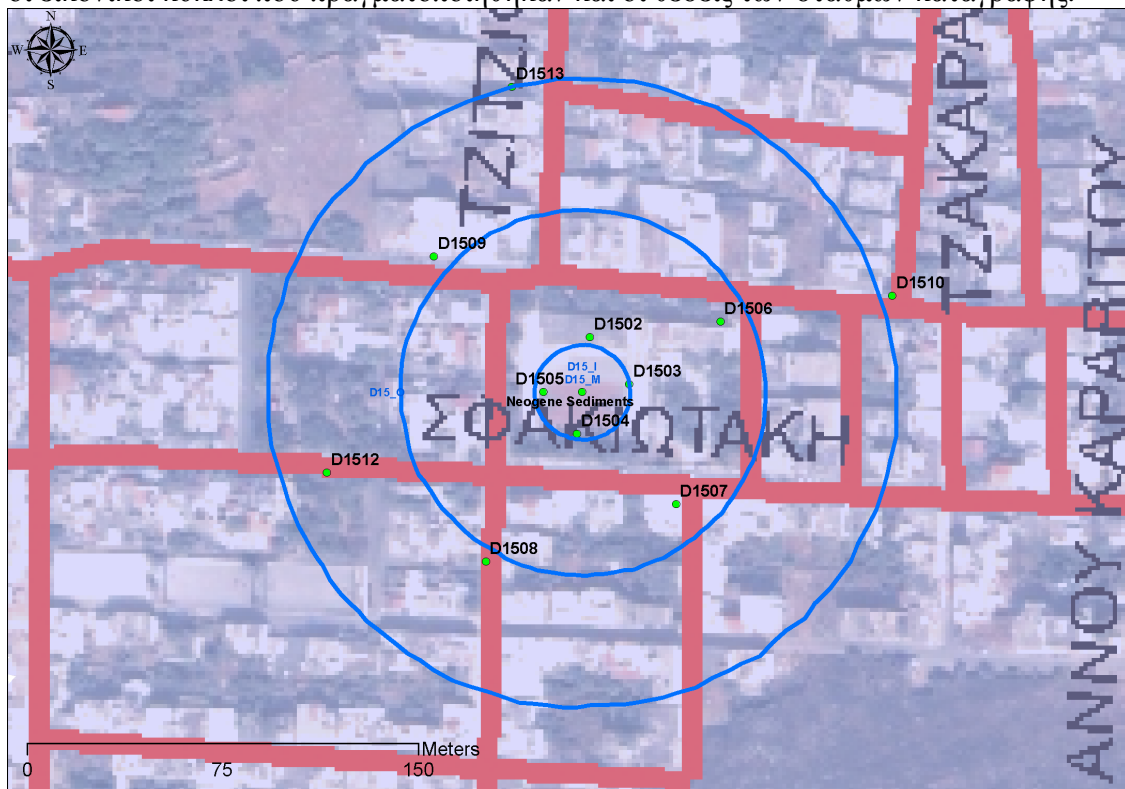
Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Στο σχήμα 3.29 δείχνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος.



Σχήμα 3.29. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

3.5 ΠΕΡΙΟΧΗ ΛΕΝΤΑΡΙΑΝΩΝ (D15)

Η περιοχή των Λενταριανών βρίσκεται στα νότια της πόλης των Χανίων σε σχετικά μεγαλύτερο υψόμετρο από τις υπόλοιπες περιοχές (της τάξης των 60 έως 90 μέτρων από τη στάθμη της θάλασσας) και μπορεί να χαρακτηριστεί ήσυχη όσον αφορά τον ανθρωπογενή θόρυβο. Επιφανειακά καλύπτεται από Νεογενή ιζήματα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κατά τις πρωινές ώρες για την αποφυγή ανθρωπογενούς θορύβου και το κέντρο της διάταξης τοποθετήθηκε στην αυλή του 15^{ου} Δημοτικού Σχολείου Χανίων. Στο σχήμα 3.30 απεικονίζονται οι εικονικοί κύκλοι που πραγματοποιήθηκαν και οι θέσεις των σταθμών καταγραφής.

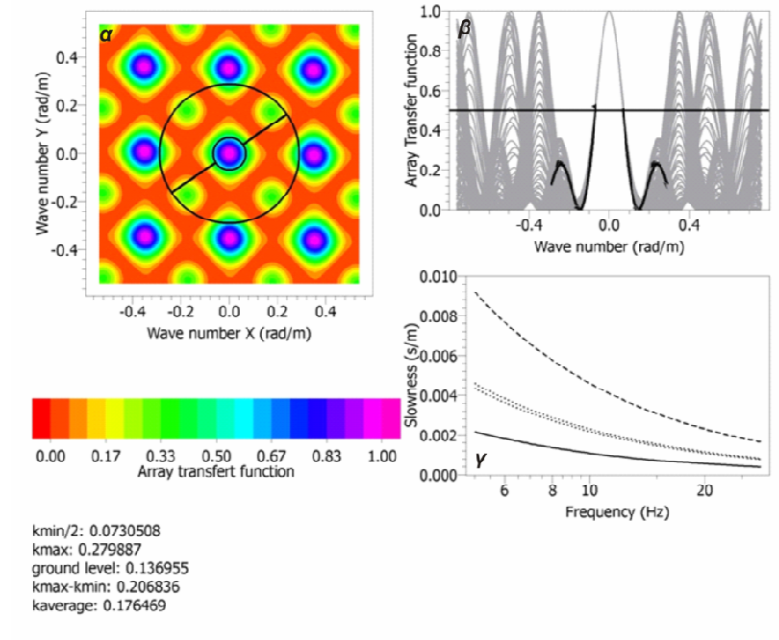


Σχήμα 3.30. Οι θέσεις των μετρήσεων για την περιοχή των Λενταριανών. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής.

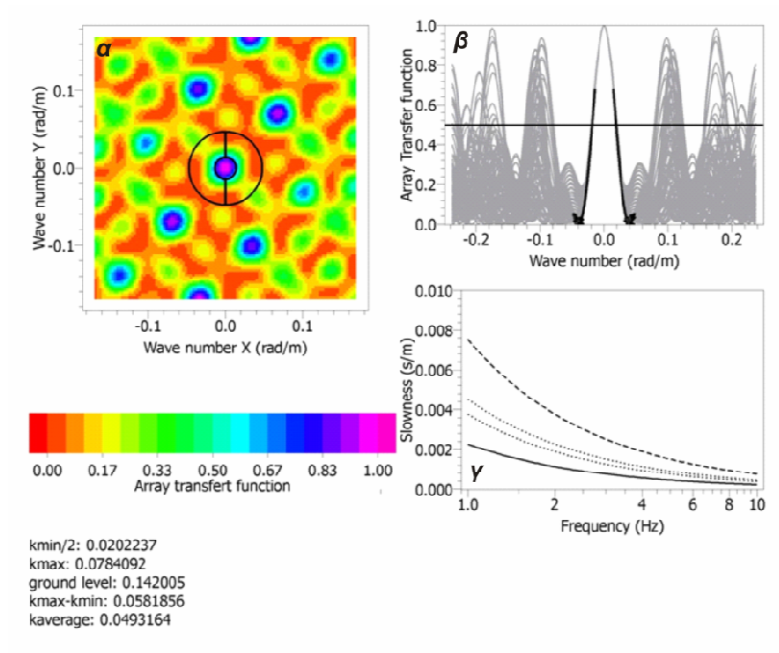
3.5.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων στην συγκεκριμένη περιοχή ορίστηκαν με τη χρήση αεροφωτογραφιών οι θέσεις που θα τοποθετηθούν τα όργανα καταγραφής. Οι συντεταγμένες των θέσεων εισήχθησαν σε GPS χειρός και με την ακρίβεια που επέτρεπε τοποθετήθηκαν οι σταθμοί όσο το δυνατόν κοντύτερα στις θεωρητικές θέσεις τους. Για τους σταθμούς καταγραφής του μικρού κύκλου χρησιμοποιήθηκε θεοδόλιχος για μεγαλύτερη

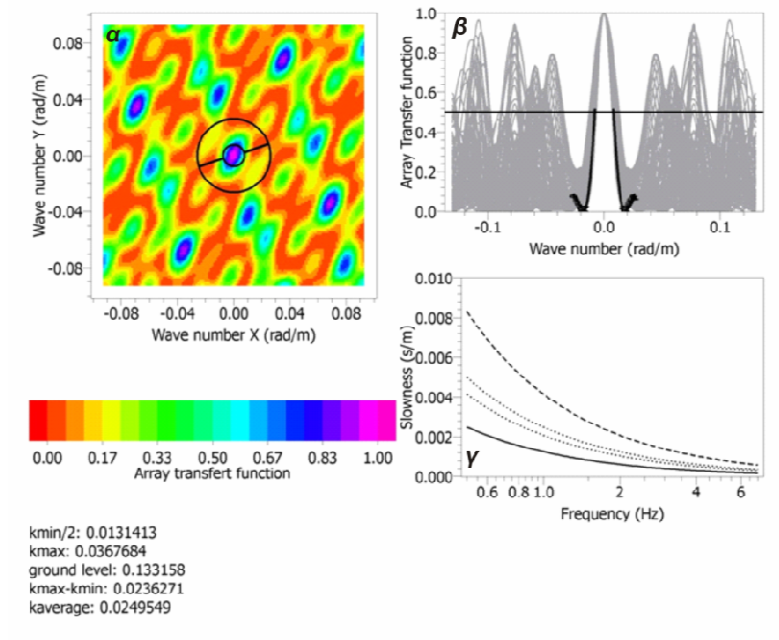
ακρίβεια στην τοποθέτησή τους. Στη συνέχεια με τη χρήση των συντεταγμένων τους υπολογίστηκαν τα θεωρητικά όρια των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.31 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο, και στα σχήματα 3.32 και 3.33 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τον μεσαίο και τον εξωτερικό κύκλο. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων συχνότητας.



Σχήμα 3.31. Εσωτερικός κύκλος για την περιοχή των Λενταριανών. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.32. Μεσαίος κύκλος για την περιοχή των Λενταριανών. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.33. Εξωτερικός κύκλος για την περιοχή των Λενταριανών. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

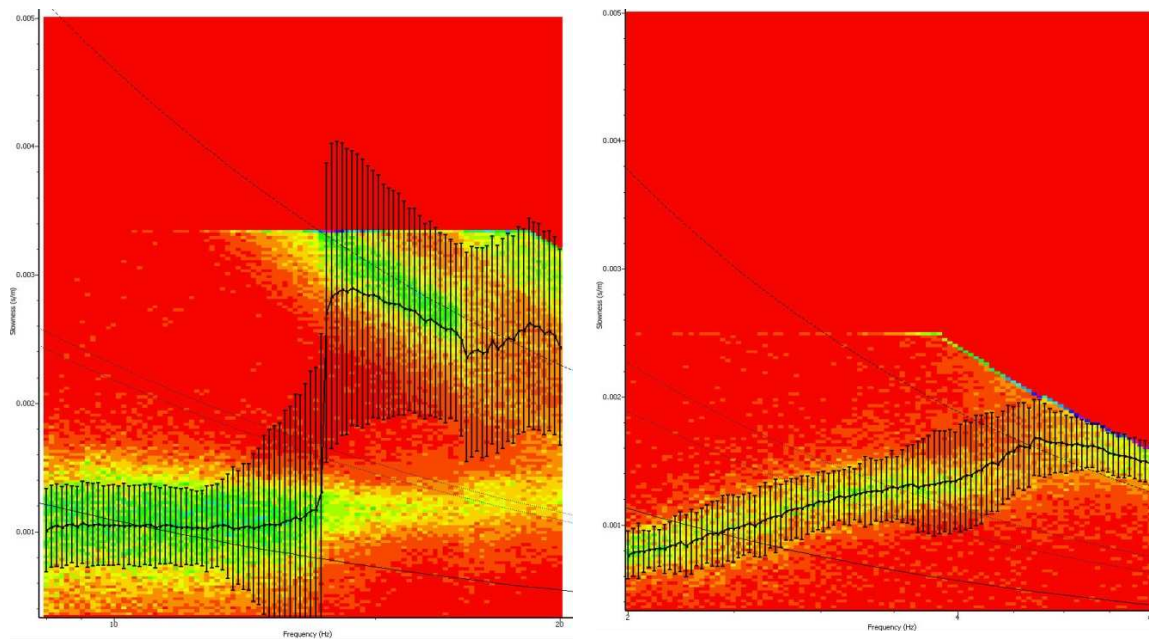
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 18, 70, και 120 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.5

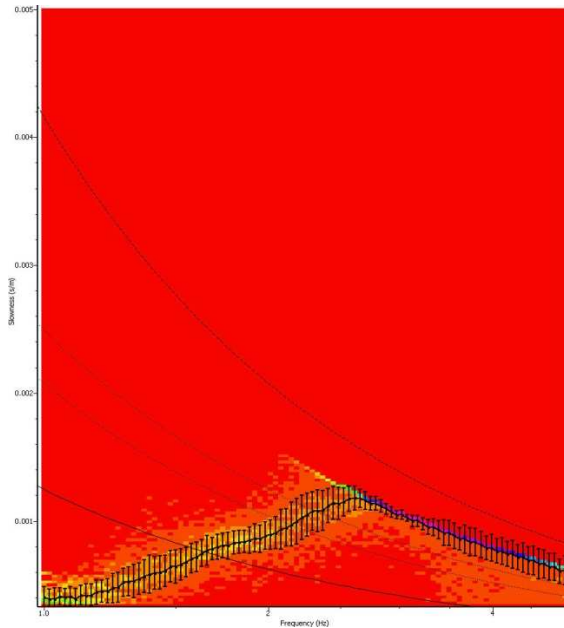
ΠΙΝΑΚΑΣ 3.5

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	17.50	35.90	0.068	0.289	9.0-20.0
Μεσαίος	56.20	133.10	0.014	0.047	2.0-6.0
Εξωτερικός	102.10	337.70	0.008	0.026	1.0-5.0

3.5.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

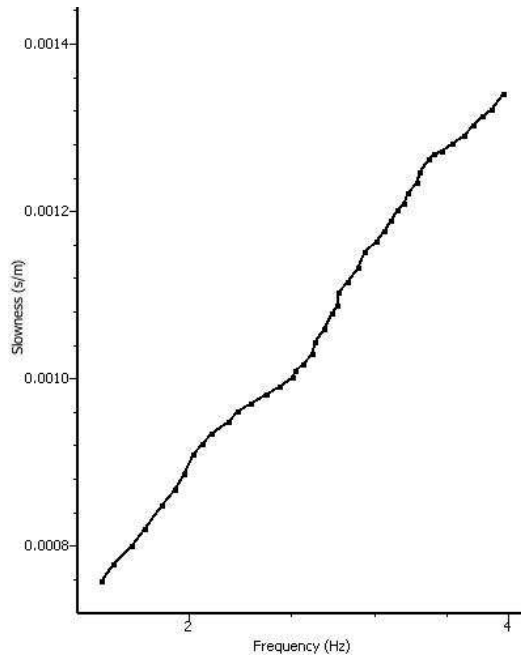
Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας κυματάρθμου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις τρεις γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.34 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο πάνω αριστερά, το μεσαίο πάνω δεξιά, και για τον εξωτερικό κάτω αριστερά.





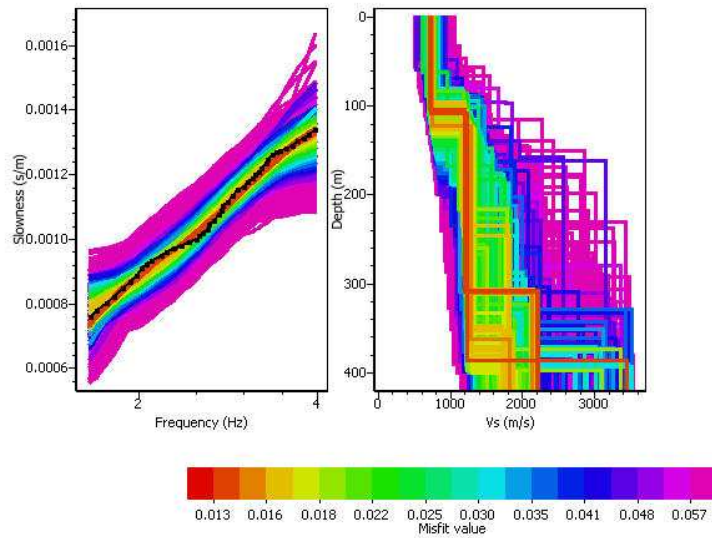
Σχήμα 3.34. Οι καμπύλες διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο (πάνω αριστερά), τον μεσαίο (πάνω δεξιά), και τον εξωτερικό (κάτω αριστερά). Στα διαγράμματα έχουν επίσης τοποθετηθεί τα όρια κυματαριθμών εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 3.39, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 10.50 και 20.00 Hz. Αντίστοιχα για το μεσαίο κύκλο το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 2.40 και 4.80 Hz, ενώ για τον εξωτερικό κύκλο οι τιμές συχνότητας είναι μεταξύ 1.80 και 2.60 Hz. Έγινε προσπάθεια να εξαχθεί μια κοινή καμπύλη διασποράς με τη χρήση και των τριών γεωμετριών, αλλά δυστυχώς οι τιμές βραδύτητας για τον εσωτερικό κύκλο είναι τέτοιες που είναι αδύνατον να συμπεριληφθεί στην κοινή καμπύλη διασποράς. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.35 φαίνεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε, της οποίας τα όρια αθροιστικά είναι μεταξύ 1.60 και 4.00 Hz.



Σχήμα 3.35. Η καμπύλη διασποράς για την περιοχή των Λενταριανών.

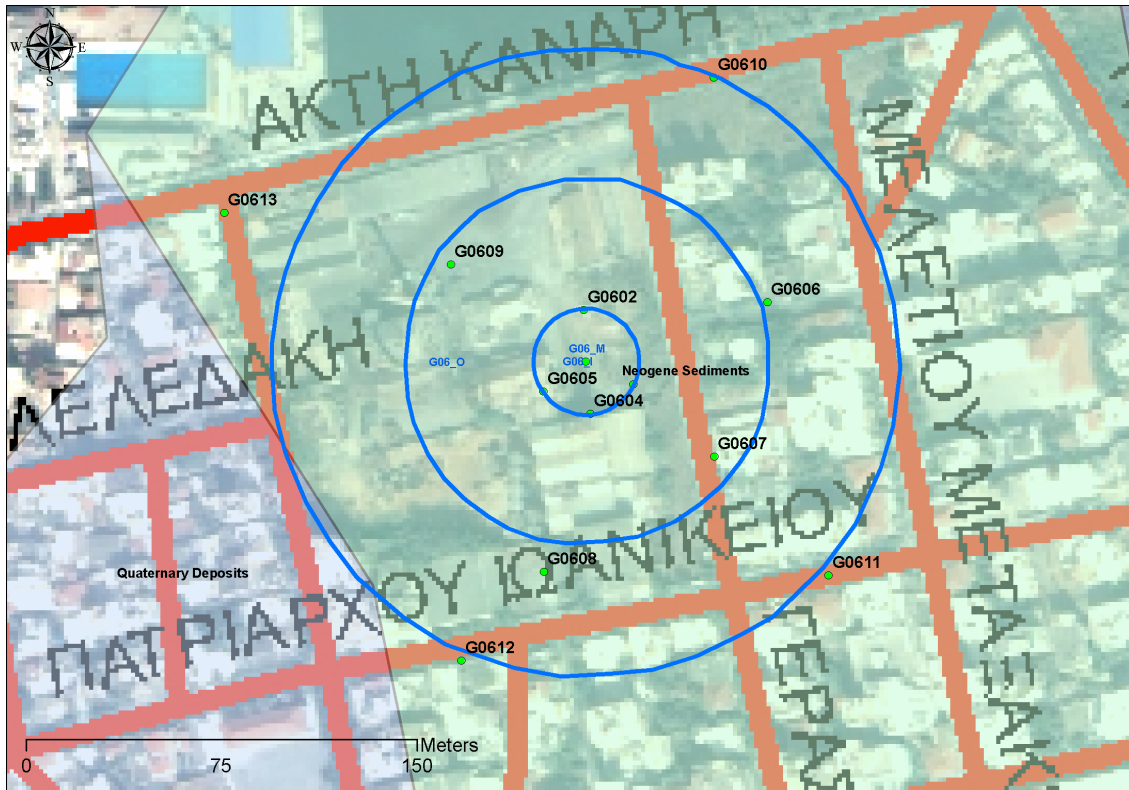
Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Στο σχήμα 3.36 δείχνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος.



Σχήμα 3.36. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

3.6 ΠΕΡΙΟΧΗ ΝΕΑΣ ΧΩΡΑΣ (G06)

Η περιοχή Νέας Χώρας καλύπτει το βορειοδυτικό τμήμα της πόλης των Χανίων. Βρίσκεται πολύ χαμηλά τοπογραφικά, και καλύπτεται κατά κύριο λόγο από ανθρωπογενείς προσχώσεις και αποθέσεις και Τεταρτογενή ιζήματα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κατά τις πρωινές ώρες για την αποφυγή ανθρωπογενούς θορύβου και το κέντρο της διάταξης τοποθετήθηκε στην αυλή του 6^{ου} Γυμνασίου Χανίων. Στο σχήμα 3.37 παρουσιάζονται οι εικονικοί κύκλοι και οι θέσεις των σταθμών καταγραφής.

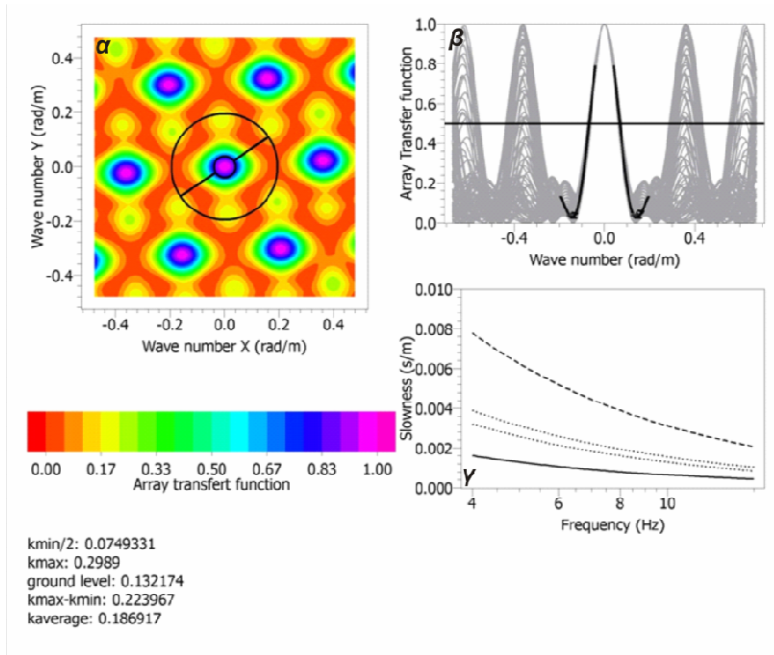


Σχήμα 3.37. Οι θέσεις των μετρήσεων για την περιοχή της Νέας Χώρας. Με μπλε κύκλους διαγράφονται οι εικονικοί κύκλοι, με πράσινες βούλες οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών καταγραφής.

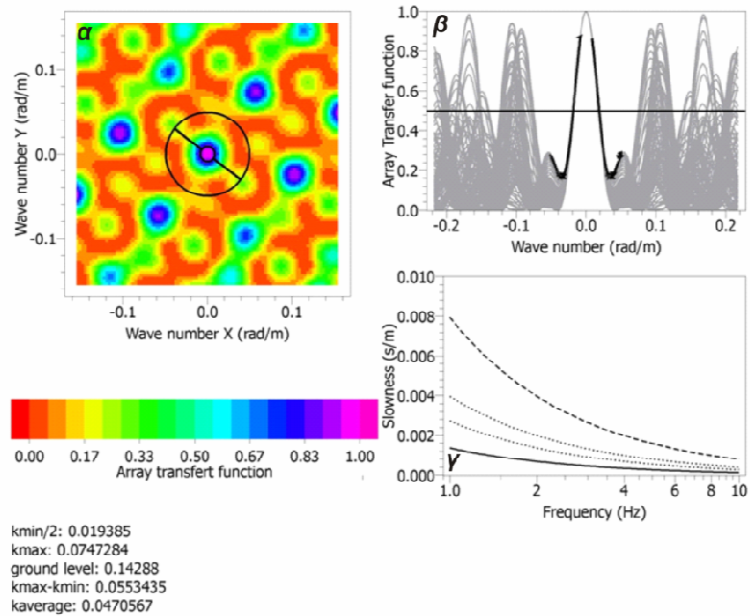
3.6.1.a Θέσεις εγκατάστασης σταθμών καταγραφής και αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορεί να εξαχθεί η καμπύλη διασποράς.

Πριν την πραγματοποίηση των μετρήσεων στην συγκεκριμένη περιοχή ορίστηκαν με τη χρήση αεροφωτογραφιών οι θέσεις που θα τοποθετηθούν τα όργανα καταγραφής. Οι συντεταγμένες των θέσεων εισήχθησαν σε GPS χειρός και με την ακρίβεια που επέτρεπε τοποθετήθηκαν οι σταθμοί όσο το δυνατόν κοντύτερα στις θεωρητικές θέσεις τους. Για τους σταθμούς καταγραφής του μικρού κύκλου χρησιμοποιήθηκε θεοδόλιχος για μεγαλύτερη ακρίβεια στην τοποθέτησή τους. Στη συνέχεια με τη χρήση των συντεταγμένων τους υπολογίστηκαν τα θεωρητικά όρια των k_{min} και k_{max} για να αποφευχθούν φαινόμενα

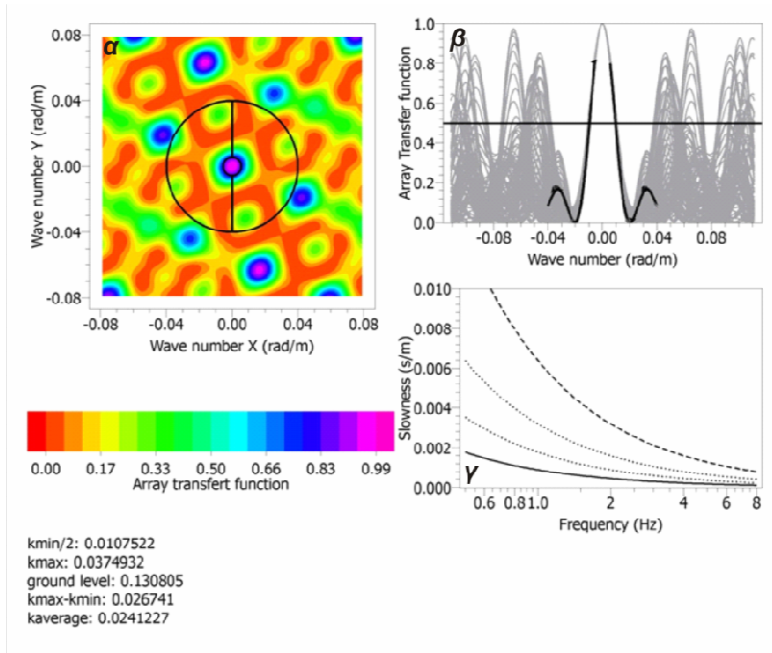
αναδίπλωσης και να υπάρξει όσο το δυνατόν καλύτερη διακριτική ικανότητα. Στο σχήμα 3.38 παρουσιάζονται οι τιμές των k_{min} και k_{max} , καθώς και τα όρια τους εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο, και στα σχήματα 3.39 και 3.45 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τον μεσαίο και τον εξωτερικό κύκλο. Εκτιμώντας μια μέση τιμή ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των ορίων συχνότητας.



Σχήμα 3.38. Εσωτερικός κύκλος για την περιοχή της Νέας Χώρας. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαριθμών, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.39. Μεσαίος κύκλος για την περιοχή της Νέας Χώρας. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.



Σχήμα 3.40. Εξωτερικός κύκλος για την περιοχή της Νέας Χώρας. α) Τα όρια των k_{min} και k_{max} στο πεδίο κυματαρίθμων, β) Η Θεωρητική Συνάρτηση Απόκρισης, γ) Τα όρια των k_{min} και k_{max} σε διάγραμμα βραδύτητας-συχνότητας.

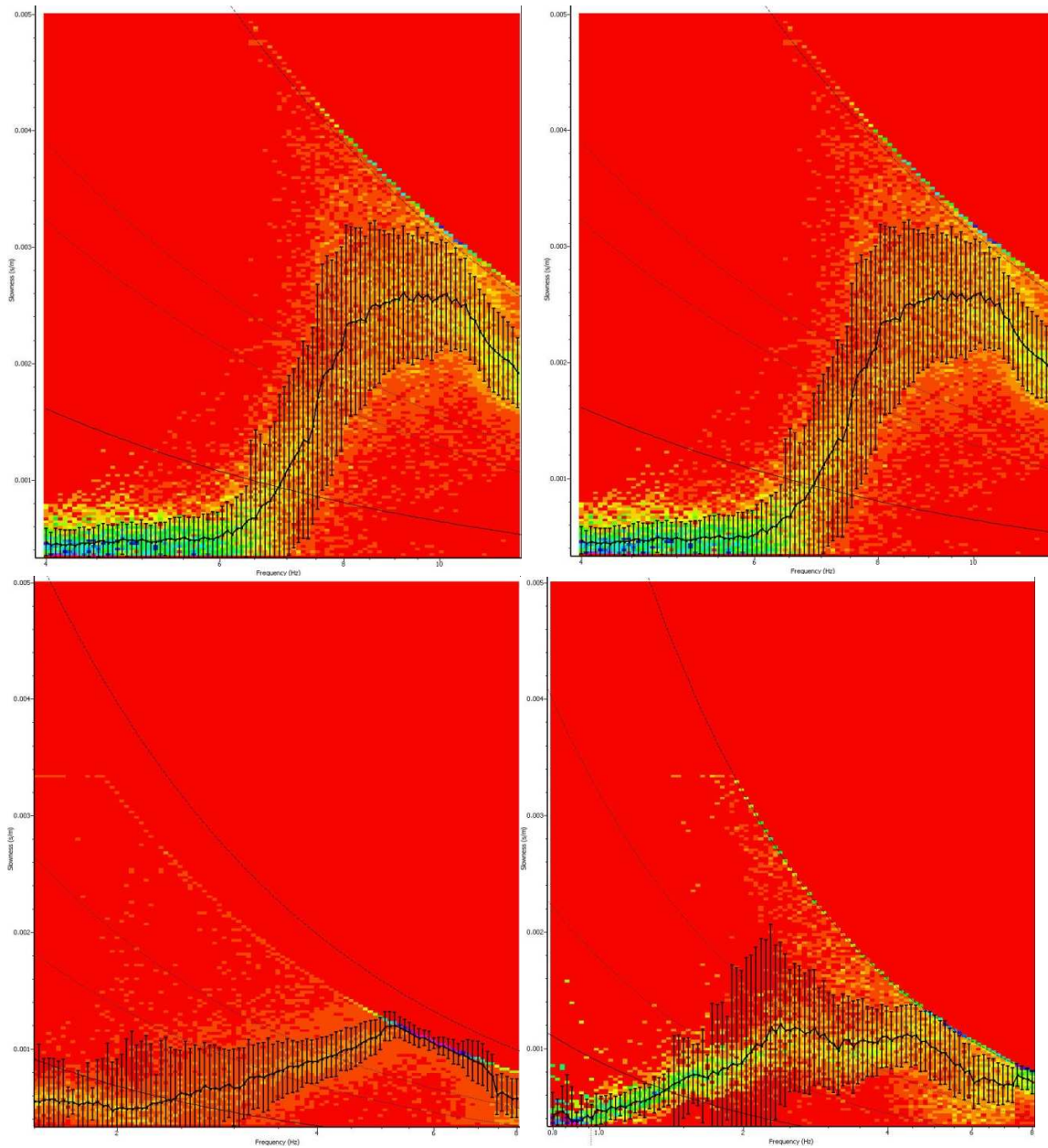
Οι ακτίνες των εικονικών κύκλων ήταν από το μικρότερο προς το μεγαλύτερο 18, 70, και 120 μέτρα αντίστοιχα. Τα αναμενόμενα όρια συχνοτήτων στα οποία μπορούμε να εξάγουμε αξιόπιστα την καμπύλη διασποράς φαίνονται στον Πίνακα 3.6

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.6

Κύκλος	Dmin (μ)	Dmax (μ)	kmin	Kmax	Frequency (Hz)
Εσωτερικός	19.70	39.80	0.040	0.196	4.0-12.0
Μεσαίος	61.40	134.50	0.008	0.045	1.5-8.0
Εξωτερικός	119.70	270.80	0.005	0.040	0.8-8.0

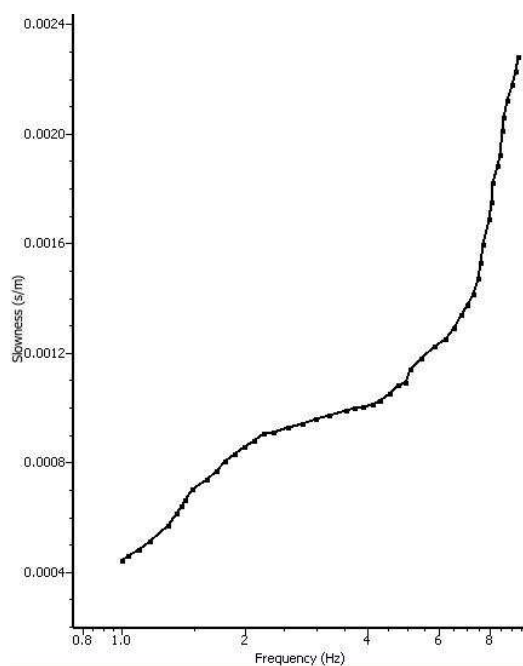
3.6.1.b Υπολογισμός της καμπύλης διασποράς

Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο συχνότητας κυματάρηθου εξήχθη η καμπύλη διασποράς για τις τρεις γεωμετρίες που εφαρμόστηκαν στην περιοχή. Στο σχήμα 3.46 δείχνεται το αποτέλεσμα για τον εσωτερικό κύκλο πάνω αριστερά, το μεσαίο πάνω δεξιά, και για τον εξωτερικό κάτω αριστερά.



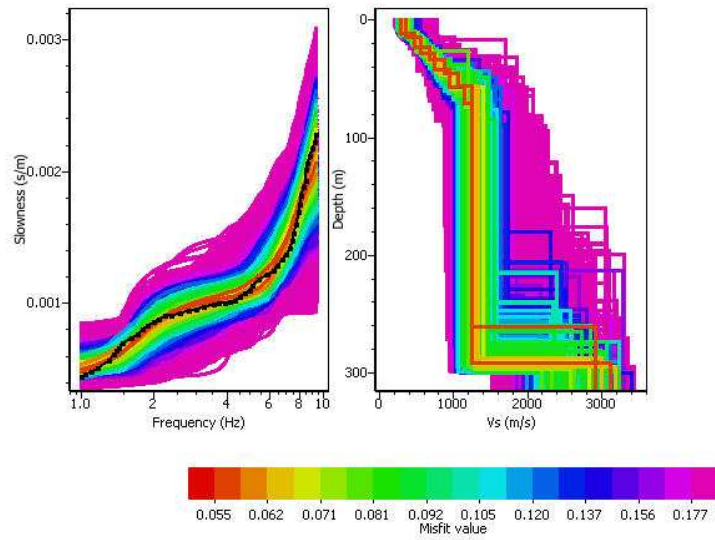
Σχήμα 3.41. Οι καμπύλες διασποράς για τον εσωτερικό κύκλο (πάνω αριστερά), τον μεσαίο (πάνω δεξιά), και τον εξωτερικό (κάτω αριστερά). Στα διαγράμματα έχουν επίσης τοποθετηθεί τα όρια κυματαρίθμων εντός των οποίων μπορεί να εξαχθεί αξιόπιστα η καμπύλη διασποράς.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το σχήμα 3.41, για τον εσωτερικό κύκλο αξιόπιστο μέρος της καμπύλης διασποράς υπάρχει μεταξύ των συχνοτήτων 7.00 και 9.00 Hz. Αντίστοιχα για το μεσαίο κύκλο το αξιόπιστο τμήμα της καμπύλης διασποράς βρίσκεται μεταξύ των τιμών συχνότητας 2.40 και 5.00 Hz, ενώ για τον εξωτερικό κύκλο οι τιμές συχνότητας είναι μεταξύ 1.40 και 3.20 Hz. Με βάση τα παραπάνω, στο σχήμα 3.42 φαίνεται το τμήμα της καμπύλης διασποράς που επιλέχθηκε, της οποίας τα όρια αθροιστικά είναι μεταξύ 0.80 και 9.30 Hz.



Σχήμα 3.42. Η καμπύλη διασποράς για την περιοχή της Νέας Χώρας.

Η καμπύλη διασποράς στη συνέχεια εισήχθη στον αλγόριθμο αντιστροφής ώστε να παραχθεί το τελικό μοντέλο μονοδιάστατης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Στο σχήμα 3.43 δείχνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος.



Σχήμα 3.43. Η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα (αριστερά) και το τελικό μοντέλο κατανομής ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος (δεξιά). Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζεται σε χρωματική κλίμακα το σφάλμα.

Βιβλιογραφία

ATHANASOPOULOS G., Pelekis P., and Anagnostopoulos G., 2000. Effect of soil stiffness in the attenuation of Rayleigh-wave motions from field measurements, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 4, 277-288.

ANGELIER, J., Lymberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., and Huchon, P., 1982. the tectonic development of the Hellenic arc and sea of Crete: A synthesis. *Tectonophysics*, 86: 159- 196.

AVIGAD, D. &Carfunkel, Z., 1991. Uplift and exhumation of high pressure metamorphic terrains: the examples of the Cycladic blueschist belt. *Tectonophysics*, v188, 357-372.

ARAI Hiroshi & TOKIMATSU Kohji, “Effects of Rayleigh and Love Waves on Microtremor H/V Spectra”, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering (Aucklet, New Zealand)*, Paper No. 2232, 2000.

ARAI Hiroshi & TOKIMATSU Kohji, “S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 94)*, 53-63p, 2004.

AKI Keiiti, “Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors”, *Bulletin of Earthquake Research Institute (Vol.35)*, 415-456p, 1957

AL YUNCHA Zakaria & LUZON Francisco, “On the Horizontal to Vertical Spectral Ratio in Sedimentary Basins”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.90)*, 1101-1106p, 2000

ASTEN W. Michael & HENSTRIDGE D. John, “Array Estimators and Use of Microseisms for Reconnaissance of Sedimentary Basins”, *Geophysics (49)*, 1828-1837p, 1984.

BOENNEAU, M. (1973). Sur les affinités ioniennes “calcaires en plaquettes” épimetamorphiques de la Crète, les charriages de la série de Gavrovo- Tripolitza et la structure de l’ Arc egeen. C.R. Acad. Sc. Paris, 277 D, 1453-1456.

BOENNEAU, M. (1984). Correlation of the Hellenide nappes in the south- east Aegean and their tectonic reconstruction. Jour. Geol. Soc. sp. publ., 17, 517-526.

BOENNEAU, M., Angelier, J., & Epting, M. (1977). Reunion extra- ordinaire de la Societe geologique de France en Grece. Bull. Soc. Geol. France, 19, 987-1002.

BORCHERDT D. Roger, “Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.60)*, 29-61p, 1970.

BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, CORNOU Cecile, BARD Pierre-Yves, COTTON Fabrice, MOCZO Peter, KRISTEK Josef & FAH Donat, “H/V Ratio: A Tool for Site Effect Evaluation. Results from 1D Noise Simulations”, *Geophysical Journal International*, 11p, 2006a.

BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, BARD Pierre-Yves & FAH Donat, “Simulation of Seismic Ambient Vibrations: Does the H/V Provides Quantitative Information in 2D-3D Structures?”, *Proceedings of the 3rd ESG Symposium*, Paper No. 185, 2006

BOUR M., FOUISSAC D., DOMINIQUE P. & MARTIN C., “On the Use of Microtremor Recordings in Seismic Microzonation”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (17)*, 465-474p, 1998.

BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, OHRNBERGER Matthias, WATHELET Marc, BARD Pierre-Yves, FAH Donat, MOCZO Peter & COTTON Fabrice, “Simulation of Seismic Ambient Noise: I. H/V and Array Techniques on Canonical Models”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 1120, 2004.

BINDI D., PAROLAI S., SPALLAROSSA D. & CATTENEO M., “Site Effects by H/V Ratio: Comparison of Two Different Procedures”, *Journal of Earthquake Engineering (4)*, 97-113p, 2000

CHOUET B., De LUCA G., MILANA G., DAWSON P., MARTINI M. & SCARPA R., “Shallow Velocity of Stromboli Volcano, Italy, Derived from DOUZE E. J., “Rayleigh Waves in Short-Period Seismic Noise”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 54)*, 1197-1212p, 1964

CORNOU C., BARD P.-Y. & DIETRICH M., “Contribution of Dense Array Analysis to Identification and Quantification of Basin-Edge Induced Waves.

Part I: Methodology”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 93), 2604-2623p, 2003a.

CORNOU C., BARD P.-Y. & DIETRICH M., “Contribution of Dense Array Analysis to Identification and Quantification of Basin-Edge Induced Waves. Part II: Application to Grenoble Basin (French Alps)”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 93), 2624-2648p, 2003b.

CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, FAH Donat, BARD Pierre-Yves, MOCZO Peter, OHRNBERGER Matthias & WATHELET Marc, “Simulation of Seismic Ambient Noise: II. H/V and Array Techniques for Real Sites”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 1130, 2004.

CREUTZBURG, N. and Seidel, E. (1975). Zum stand der Geologie des Praneogens auf Kreta. N. Jb. Geol. Pal Abh., 149,363-383.

CHAVEZ-GARCIA F. J., PEDOTI G., HATZFELD D. & BARD P.-Y., “An Experimental Study near Thessaloniki (Northern Greece)”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 80), 784-800p, 1990.

CHAVEZ-GARCIA F. J., STEPHENSON W. R. & RODRIGUEZ M., “Lateral Propagation Effects Observed at Parkway, New Zealand: A Case History to Compare 1D versus 2D Site Effects”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 89), 718-732p, 1999.

CAPON Jack, “High Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis”, *Proceedings of the IEEE* (Vol.57), 1408-1418p, 1969.

DERCOURT.J., Zonenshain, I.-P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.-G., Le Pichon, X., Knipper, A.-L., Grandjacquet, C., Sbornshikov, I.-M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.-H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Lavostin, L.-A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.-L., Lauer, J.-P., & Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.

DOUZE E. J., “Short-Period Seismic Noise”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 57), 55-81p, 1967.

DRAVINSKI M., DING G. & WEN K.-L., “Analysis of Spectral Ratios for Estimating Ground Motion in Deep Basins”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 86), 646-654p, 1996.

DUVAL A.-M., BARD P.-Y., MENEROUD J.-P. & VIDAL S., “Mapping Site Effects with Microtremors”, *Proceedings of 5th International Conference on*

Seismic Zonation (Nice, France), 1522-1529p, 1994.

DUVAL A.-M., VIDAL S., MENEROUD J.-P., SINGER A., DeSANTIS F., RAMOS C., ROMERO G., RODRIGUEZ R., PERNIA A., REYES N. & GRIMAN C., "Site Effect Determination with Microtremors", *Pure and Applied Geophysics* (158), 2513-2523p, 2001a

W. M. Ewing, W. S. Jardetzky, F. Press, and Arthur Beiser, Reviewer New York University December 1957, page 27 *Elastic Waves in Layered Media*

FAH Donat, KIND Fortunat & GIARDINI Domenico, "A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios", *Geophys. J. Int.* (145), 535-549p, 2001

FRIEDRICH A., KRUGER F. & KLINGE K., "Ocean-Generated Microseismic Noise Located with the Grafenberg Array", *Journal of Seismology*, 47-64p, 1998.

Φυτρολάκης Ν. 1980. η γεωλογική δομή της Κρήτης: προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα. Θέση επί Υφηγεσία. Ε.Μ.Π. Αθήνα, 143 σελ.

Φασσουλάς Χ. 1995. Κινηματική και Παραμόρφωση των καλυμμάτων της κεντρικής Κρήτης. Διδ. Διατρ., Αριστοτέλειο Παν. Θεσ/νίκης, 259 σελ.

FASSOULAS.C. 2000. The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: The Heraklion basin, Crete, Greece. *J. Geodynamics*, (in press)

FASSOULAS. C. 1999. The structural evolution of central Crete: insight into the tectonic evolution of the south Aegean. *J. Geodynamics*, 27, 23-43.

FASSOULAS, C., Kiliyas, A.&Mountrakis, D. 1994. Post- nappe stacking extension and exhumation of the HP/LT rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.

FIELD H. Edward, HOUGH S. E. & JACOB H. Klaus, "Using Microtremors to Assess Potential Earthquake Response: A Case Study in Flushing Meadows, New York City", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.80), 1456-1480p, 1990.

FIELD H. Edward & JACOB H. Klaus, "The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise", *Geophysical Research Letters* (Vol.20), 2925-2928p, 1993

·
GUILLIER Bertrand, CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, MOCZO Peter,

GUTENBERG B., "Microseisms", *Advanced Geophysics* (5), 53-92p, 1958

GILBERT, L.E, Kastens, K., Hurst, K., Paradissis, D., Veis, G., Billiris, H. Hoeppe, W. and Schluter, W., 1994, Strain results and tectonics from Aegean GPS experiment (abstract) EOS Trans. AGU, 75 (16): 116.

HALL.R., Audley- Charles, M.-G.& Carter, D.-J. 1984. The significance of Crete for the evolution of the eastern Mediterranean. Geol. soc. London, sp. publ., 17, 499-516.

HALL, R. 1987. Basement and cover rock history in the western Tethys: HP/LP metamorphism associated with extensional rifting of Gondwana. In the Audley- Charles, M. & Hallam, A.(eds), Gondwana and Tethys, Geol. Soc. London, spec. Publ., 37, 41-50.

HORIKE M., “Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the SWave Velocity Structure Down to the Basement in Urbanized Areas”, *Journal of Physics of the Earth* (33), 59-96p, 1985.

HORIKE M., ZHAO B. & KAWASE H., “Comparison of Site Response Characteristics Inferred from Microtremor and Earthquake Shear Waves”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.91)*, 1526-1536p, 2001

KARAKITSIOS, V. (1979). Etude de la region de Seillia (Crete moyenneoccidentale, Grece). Les relations Lithostratigraphiques et structurales entre la serie des phyllades et la serie carbonate de Tripolitsa. These 3eme cycle, Univ. Paris, 167 p.

KILLIAS, A., Fassoulas, C. & Mountrakis, D., 1993. Tertiary extension of continental crust and uplift of the Psiloritis metamorphic core complex, at the central part of the Hellenic arc, Bull. Geol. Soc. Greece, vXXII, 221-248.

KILLIAS, A., Fassoulas, C. & Mountrakis, D., 1994. Tertairy extension of continental crust and uplift of the Psiloritis metamorphic core complex, in the central part of the Hellenic arc, Geol. Rundsch., 83, 417-430.

Κίλιας, Α., Σωτηριάδης, Α.& Μουντράκης, Δ. (1985). Νέα στοιχεία για την τεκτονική δομή της Δυτικής Κρήτης. Η τεκτονική θέση της ανθρακικής μάζας του χοιροσπήλιου. Γεωλογικές και Γεωφυσικές μελέτες, τόμος Γ. Παπασταματίου ΙΓΜΕ.

LACHET Corinne & BARD Pierre-Yves, “Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura’s Technique”, *Journal of Physics of the Earth*, 377-397p, 1994.

LACOSS R. T., KELLY E. J. & TOKSOZ M. N., “Estimation of Seismic Noise Structure Using Arrays, *Geophysics* (34), 21-38p, 1969.

LANGSTON C. A., “Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From

Teleseismic Body Waves”, *J. Geophys. Res. (84)*, 4749-4762p, 1979

LERMO Javier & CHAVEZ-GARCIA J. Francisco, “Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.83)*, 1574-1594p, 1993.

LISTER, G., Banga, G.& Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, v12, 221-225

MARESCA R., CASTELLANO M., DeMATTEIS R., SACCOROTTI G. & VACCARIELLO P., “Local Site Effects in the Town of Benevento (Italy) from Noise Measurements”, *Pure and Applied Geophysics (160)*, 1745-1764p, 2003.

Μουντρακης, Δ., 1985, Γεωλογία της Ελλάδας, University Press, σελ. 207.

MUCCIARELLI M., “Reliability and Applicability of Nakamura’s Technique Using Microtremors: An Experimental Approach”, *Journal of Earthquake Engineering (2)*, **625-638p, 1998**

NAKAMURA Yutaka, “A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface”, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, (Vol. 30)*, 25-33p, 1989.

NOOMEN, R., Springer, T.A, Ambrosius, B.A.C., Hetzberger, K., Kuijper, D.C., Mets, G.J., Overgaauw, B., and Walker, K.F., 1996, Crustal deformation in the Mediterranean area computed from SLR and GPS observations, *J. Geodyn.*, 21, pp. 73-96.

NGUYEN F., VAN ROMPAEY G., TEERLYNCK H., VAN CAMP M., JONGMANS D. & CAMELBEECK T., “Use of Microtremor Measurement for Assessing Site Effects in Northern Belgium - Interpretation of the Observed Intensity During the MS = 5.0 June 11 1938 Earthquake”, *Journal of Earthquake Engineering (8)*, 41-56p, 2004.

OHORI M., NOBATA A. & WAKAMATSU K., “A Comparison of ESAC and FK Methods of Estimating Phase Velocity Using Arbitrarily Shaped Microtremor Arrays”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.92)*, 2323-2332p, 2002.

OKADA Hiroshi, “The Microtremor Survey Method”, *Society of Exploration Geophysics (SEG)*, 135p, 2003.

ROBERTS C. J. & ASTEN W. Michael, “Resolving a Velocity Inversion at the Geotechnical Scale Using the Microtremor (Passive Seismic) Survey Method”, *Exploration Geophysics (35)*, 14-18p, 2004

RODRIGUEZ V. & MIDORIKAWA S., “Applicability of the H/V Spectral Ratio of Microtremors in Assessing Site Effects on Seismic Motion”, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* (31), 261-279p, 2002

REINECKE, T., 1982. Remnants of a Late Cretaceous high temperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). *N. jb. Geol. Palaeont., Abhl.*, v145, 157-182.

REILINGER, R., McClusky, S., Oral, B., King, R., Toksoz, M.N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., and Sanli, I., 1997, Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, v145, pp. 157-182.

SATOH T., KAWASE H. & MATSUSHIMA S. I., “Differences Between Site Characteristics Obtained From Microtremors, S-Waves, P-Waves, and Codas”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.91)*, 313-334p, 2001.

SEIDEL, E., Schiestedt, M., Kreuzer, H. & Harre, W. 1977 Metamorphic rock of Late Juras
RIEPL J., BARD P.-Y., HATZFELD D., PAPAIOANNOU C. &
NECHTSCHHEIN S., “Detailed Evaluation of Site-Response Estimation Methods Across and along the Sedimentary Valley of Volvi (EUROSEISTEST), *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 88)*, 488-502p, 1998.

SEIDEL, E., (1978). Zur Petrologie der phyllit- Quartzit serie Kretas. *Habil. Schr. Techn. Uni . Braunschweig*, 145 p.

SEO K., “Comparison of Measured Microtremors with Damage Distribution”, *In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention*, 1997.

SEMBLAT J.-F., DUVAL A.-M. & DANGLA P., “Numerical Analysis of Seismic Wave Amplification in Nice (France) and Comparisons with Experiments”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (19)*, 347-362p, 2000.

SEEKINS L., WENNERBERG L., MARGHERITI L. & LIU H.-P., “Site Amplification at Five Locations in Sac Francisco, California: A Comparison of S-waves, Codas, and Microtremors”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.86)*, 627-635p, 1996.

THOMSON, S.N., Stoeckert, B., and Brix, M.R. 1998. Thermochronology of the high- pressure metamorphic rocks of Crete, Greece. Implications for the speed of tectonics processes. *Geology*, 26: 259-262.

TEN VEEN.H. & Meijer P.T. 1999. Late Moicene to Resent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics*, 298, 191-208.

TEVES-COSTA P., MATIAS L. & BARD P.-Y., “Seismic Behaviour Estimation of Thin Alluvium Layers Using Microtremor Recordings”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (15)*, 201-209p, 1996.

TOKSOZ M. N. & LACOSS R. T., “Microseisms: Mode Structure and Sources”, *Science (159)*, 872-873p, 1968.

TOKIMATSU Kohji, “Geotechnical site characterization using surface waves”, *Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368p, 1997.

TOKIMATSU K., WAKAI S. & ARAI H., “Three-Dimensional Soil Stratification Using Surface Waves in Microtremors”, *Proceedings of the 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368p, 1998.

WT Thomson - *Journal of Applied Physics*, 1950

WESTAWAY, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean J. *Geophys. Res.*, 99: 12071-12090.

WAKAMATSU K. & YASUI Y., “Possibility of Estimation for Amplification Characteristics of Soil Deposits Based on Ratio of Horizontal to Vertical

Βιβλιογραφία - Αναφορές

161

Spectra of Microtremors”, *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering (Acapulco, Mexico)*, 1996.

WATHELET Marc, “Array Recordings of Ambient Vibrations: Surface-Wave Inversion”, *PhD Thesis*, University of Liège (Belgium), 177p, 2005.

WOODS W. John & LINTZ R. Paul, “Plane Waves at Small Arrays”, *Geophysics (38)*, 1023-1041p, 1973.

YAMANAKA H., TAKEMURA M., ISHIDA H. & NIWA M., “Characteristics of Long-Period Microtremors and their Applicability in Exploration of Deep Sediments”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.84)*, 1831-1841p, 1994.

YAMAMOTO H., “Estimation of Shallow S-Wave Velocity Structures from Phase Velocities of Love and Rayleigh Waves in Microtremors”, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering (Auckland, New Zealand)*, 2000.

ZASLAVSKY Y., SHAPIRA A. & ARZI A., “Amplification Effects from Earthquakes and Ambient Noise in the Dead Sea Rift (Israel)”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (20)*, 187-207p, 2000.