

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

Πτυχιακή Εργασία

**Επεξεργασία γεωφυσικών δεδομένων στο κάμφο
των Χανίων με σκοπό την ανίχνευση τεκτονικών
δομών**

Σπύρος Αρδαβάνης-Λουκέρης
Α.Μ. Σπουδαστή: 1779

ΧΑΝΙΑ 2017

ABSTRACT

This thesis is about the collection, processing and interpretation of collected Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) geophysical measurements, which are used systematically in recent years in various fields of geoscientific research. These measurements were acquired during July 2016 and for about 15 days covering almost all the Chania plain (southern suburban area of Chania city). From all the data, we focused at the broader area of Souda bay since Souda is the commercial port of Chania but also the entrance of Chania from all the other cities in Crete. The aim of this study was to propose a tectonic model for the study area integrating the available geological information of the study area.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική πραγματεύεται την λήψη και επεξεργασία γεωφυσικών μετρήσεων εδαφικού θορύβου μονού σημείου(HVSR) που πραγματοποιήθηκαν στην ευρύτερη περιοχή του κάμπου Χανίων τον Ιούνιο του 2016 και με σκοπό τον προσδιορισμό ενός τεκτονικού μοντέλου της περιοχής έρευνας η οποία καλύπτεται από το μανδύα αποσάθρωσης. Από το σύνολο των μετρήσεων που ελήφθησαν, επικεντρωθήκαμε στην ευρύτερη περιοχή της Σούδας λόγω της σημαντικότητας της περιοχής για το νομό Χανίων. Η Σούδα αποτελεί το εμπορικό λιμάνι της περιοχής και την είσοδο/έξοδο της πόλης. Το υπολογιζόμενο τεκτονικό μοντέλο συμπλήρωσε την ήδη υπάρχουσα γνώση που υπάρχει για την περιοχή έρευνας με βάση τα διαθέσιμα προγενέστερα γεωλογικά, γεωφυσικά και λοιπά γεωπεριβαλλοντικά δεδομένα.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	7
2. ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΚΑΜΠΟΥ ΧΑΝΙΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	9
2.1 Εισαγωγή - Γενικά Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της Κρήτης.....	9
2.2 Γεωλογία της Κρήτης.....	10
2.3 Τεκτονικά στοιχεία της Κρήτης.....	11
2.4 Νεοτεκτονικά ρήγματα της περιοχής ενδιαφέροντος.....	12
2.5 Γεωλογικά στοιχεία της περιοχής ενδιαφέροντος.....	14
2.5.1 Προνεογενείς γεωλογικοί σχηματισμοί.....	15
2.5.2 Νεογενείς σχηματισμοί.....	16
2.5.3 Τεταρτογενείς αποθέσεις.....	17
2.6 Σύνοψη γεωλογικής δομής της περιοχής έρευνας.....	17
3. ΜΕΘΟΔΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΠΡΟΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ (HVSr method)	19
3.1. Εισαγωγή – Θεωρητική προσέγγιση της μεθόδου εδαφικού θορύβου μονού σταθμού	19
3.1.1. Εξήγηση της τεχνικής HVSr (μέθοδος Nakamura).....	20
3.1.2. Υπολογισμός του πάχους των επιφανειακών στρωμάτων με τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου	23
3.2. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου.....	24
3.3. Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου.....	25
3.4. Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου.....	26
4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΑΜΠΟΥ ΤΩΝ ΧΑΝΙΩΝ.....	32
4.1. Συσχέτιση των αποτελεσμάτων εδαφικού θορύβου με τη γεωλογία και τη τεκτονική της περιοχής έρευνας.....	37
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	42
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	43

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

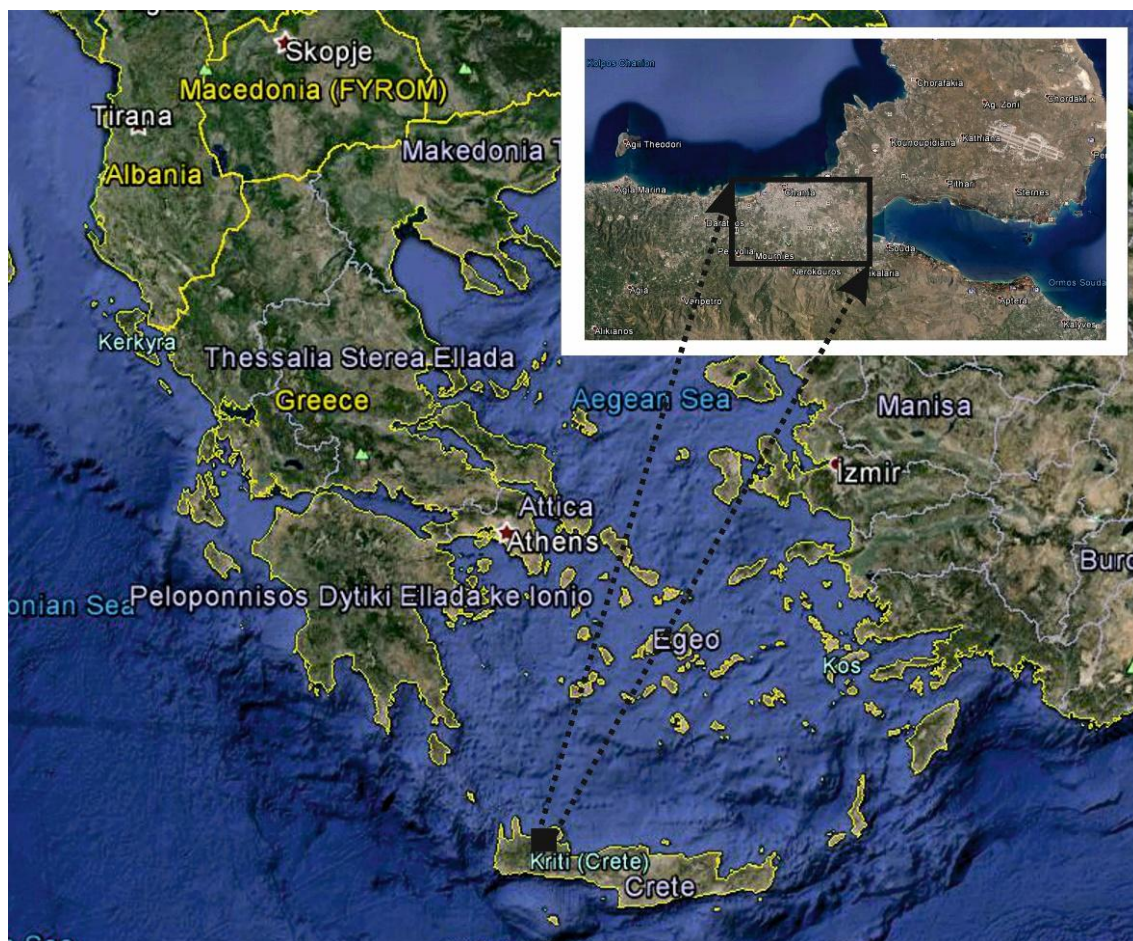
Η νήσος Κρήτη χαρακτηρίζεται ως ένα από τα πιο τουριστικά μέρη της Ελλάδος, όχι μόνο, λόγω της φυσικής της ομορφιάς αλλά και της ευρέως γνωστής πολιτιστικής της κληρονομιάς. Παράλληλα, είναι ένας τόπος με έντονο γεωλογικό ενδιαφέρον λόγω της πολυπλοκότητας των γεωλογικών σχηματισμών της, που είναι και η αιτία της φυσικής ομορφιάς της Κρήτης, αλλά και της ενεργού τεκτονικής που παρουσιάζουν πολλές περιοχές. Επίσης, σε περιοχές με έντονο τουρισμό και συνεχή αύξηση πληθυσμού όπως τα Χανιά, η ανάγκη επέκτασης του πολεοδομικού συγκροτήματος, είναι απαραίτητη. Γι αυτό και η γνώση της παρουσίας ενεργών ή μη ρηγμάτων σε υπό ανάπτυξη περιοχές, είναι εξαιρετικά σημαντική αφού καθορίζει την ασφάλεια στη δόμηση και κατοίκηση.

Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω και με σκοπό να συμπληρωθεί η γνώση που έχει αποκτηθεί για την περιοχή έρευνας από προηγούμενες γεωφυσικές, γεωλογικές ή γεωτρητικές εργασίες, τον Ιούνιο του 2016, εκτελέστηκαν γεωφυσικές μετρήσεις εδαφικού θορύβου μονού σημείου (HVSR) με σκοπό την εύρεση της τεκτονικής δομής της περιοχής έρευνας αλλά ειδικότερα των ρηγμάτων με διεύθυνση B-N των οποίων η παρουσία και γεωμετρία είναι άγνωστη καθώς βρίσκονται εντός της ιζηματογενούς λεκάνης νοτίως του αστικού συγκροτήματος των Χανίων και μπορεί πιθανόν να το επηρεάσει.

Από το σύνολο των γνωστών γεωφυσικών μεθοδολογιών που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την μελέτη ρηξιγενών δομών εντός ιζηματογενών λεκανών και με βάση τη διαθεσιμότητα της οργανολογίας που προήλθε από την συνεργασία του Τμήματος Φυσικών και Περιβάλλοντος με το Πανεπιστήμιο της Βασιλικάτα, επιλέχθηκε η μέθοδος μέτρησης του εδαφικού θορύβου μονού σταθμού.

Η χρησιμότητα των παθητικών σεισμικών μεθόδων έγκειται στο γεγονός ότι τα βάθη διασκόπησης είναι γενικά μεγάλα καθώς μπορεί από τις μετρήσεις να καταγράψεις την ακουστική εμπέδηση με το βάθος. Τέλος, συνδυαζόμενα τα αποτελέσματα με αποτελέσματα από την εφαρμογή άλλων μεθοδολογιών, μπορούν να μας δώσουν αξιόπιστα μοντέλα του υπεδάφους.

Τέλος θα πρέπει να αναφέρουμε ότι η γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε στην ευρύτερη λεκάνη των Χανίων (Σχήμα 1.1) έγινε στα πλαίσια του έργου ΘΑΛΗΣ – Γεωχαρακτηρισμός, έργο του Πολυτεχνείου Κρήτης στο οποίο συμμετείχε και το ΤΕΙ Κρήτης.



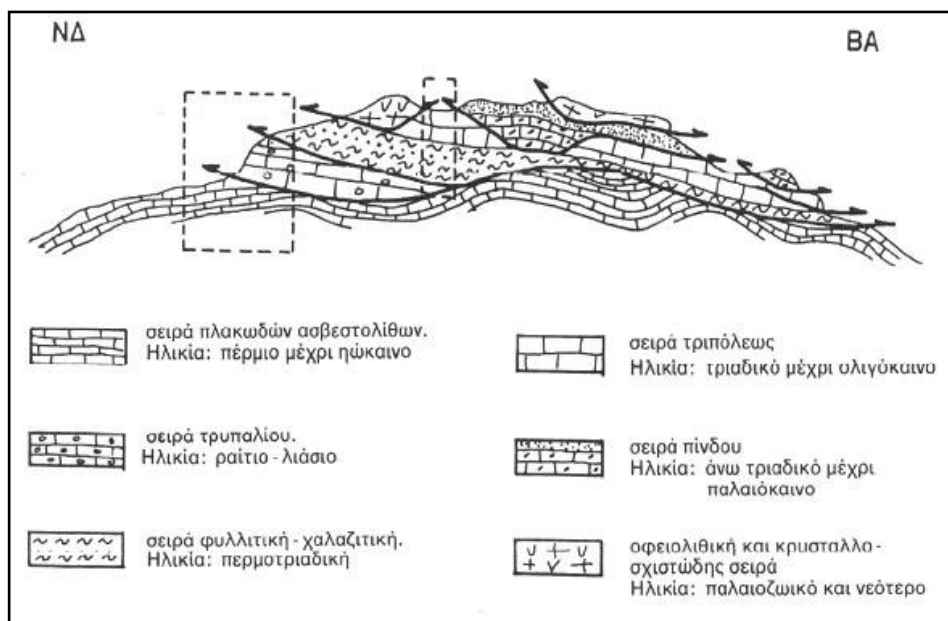
Σχήμα 1.1 Περιοχή ενδιαφέροντος (απόσπασμα από χάρτη του GoogleEarth).

Η παρούσα εργασία παρέχει μια προκαταρκτική γνώση του τρέχοντος τεκτονικού καθεστώτος της λεκάνης των Χανίων και αποδεικνύει την εφαρμοσιμότητα και αποτελεσματικότητα της προτεινόμενης μεθοδολογίας σε σύνθετες γεωλογικά περιοχές έρευνας. Συγκεκριμένα, τα αποτελέσματα από τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου αξιολογήθηκαν (βαθμονομήθηκαν) και με τη χρήση δεδομένων από γειτονικές γεωτρήσεις. Στόχος ήταν η μελέτη αυτή να μπορεί να χρησιμοποιηθεί για οποιαδήποτε μελλοντική μελέτη σχετικά με το γεωτεχνικό και σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής έρευνας.

2.ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΚΑΜΠΟΥ ΧΑΝΙΩΝ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

2.1 Εισαγωγή - Γενικά Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της Κρήτης

Η νήσος Κρήτη, το μεγαλύτερο νησί της Ελλάδος, τοποθετείται νότια της Βαλκανικής χερσονήσου και η ανάπτυξή της έχει την διεύθυνση Ανατολής-Δύσης. Επίσης, είναι ευρέως γνωστή ως ένα από τα νησιά της Ευρώπης με μεγάλη γεωλογική σημασία καθώς παρατηρώντας την γεωλογία του νησιού μπορεί κανείς να διαχθεί τη δομή του Ελληνικού ορογενούς και να εξετάσει την εξέλιξή του μέσα από την Αλπική ορογένεση. Ένα ακόμα αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό της Κρήτης είναι ότι η γεωλογική δομή της αλλάζει ανά τακτά χρονικά διαστήματα εξαιτίας της θέσης της. Πιο συγκεκριμένα σύμφωνα με παλαιότερες γεωλογικές μελέτες το νησί της Κρήτης ήταν στο σημείο όπου η Αφρικανική και Ευρασιατική πλάκα συγκλίνουν ενώ νεότερα γεωλογικά στοιχεία δείχνουν ότι βρίσκεται στη θέση όπου η Αφρικανική πλάκα βυθίζεται κάτω από την Ευρωπαϊκή. Αποτέλεσμα αυτής της τοποθεσίας του νησιού είναι η άσκηση συμπιεστικών δυνάμεων κατά την εξέλιξη της γεωλογικής ιστορίας της Κρήτης. Κατά συνέπεια, όπως φαίνεται και στο σχήμα (2.1) στην Κρήτη αναπτύσσονται όλες οι γεωλογικές ζώνες που χαρακτηρίζουν την Ελλάδα και εμφανίζονται με την μορφή τεκτονικών καλυμμάτων και ζωνών τα οποία μάλιστα τοποθετούνται στα Ταλέα όρη τα οποία με τη σειρά τους χαρακτηρίζονται από την εμφάνιση των πλακωδών ασβεστόλιθων (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1 Τεκτονική των καλυμμάτων στον Ελλαδικό χώρο (Kilias et. al, 1994).

2.2 Γεωλογία της Κρήτης

Όπως προαναφέρθηκε, η Κρήτη, η οποία χαρακτηρίζεται από μία έντονη καλυμματική τεκτονική, αποτελείται από διάφορα τεκτονικά καλύμματα όπου το καθένα από αυτά χαρακτηρίζεται από διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς και όλα μαζί παρατηρούνται να είναι τοποθετημένα το ένα πάνω στο άλλο. Έτσι σύμφωνα με τις μέχρι τώρα μελέτες αλλά και με βάση τα δεδομένα που προκύπτουν από το διδακτορικό του Παπαδόπουλου Ηλία (2013) η Κρήτη, από κάτω προς τα πάνω, αποτελείται από τους εξής γεωλογικούς σχηματισμούς.

Ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων (PK)

Στη βάση της ενότητας υπάρχουν κλαστικά ιζήματα τα οποία εξελίσσονται σε πλακώδεις ασβεστόλιθους με κερατολιθικούς κονδύλους και πυριτικές ενστρώσεις.

Ενότητα Τρυπαλίου (Trp)

Σ' αυτήν την ενότητα παρατηρούνται μεταμορφωμένοι δολωμίτες, δολομιτικοί και λατυποπαγείς ασβεστόλιθοι καθώς και γραουβάκες. Επίσης εντοπίζονται εμφανίσεις άσπρων μαρμάρων και γύψου στη βάση της.

Τεκτονικό κάλυμμα Φυλλιτών-Χαλαζιτών (Ph-Q)

Χαρακτηρίζεται από φυλλίτες, χαλαζίτες, μετά-ψαμμίτες, φακοειδείς, ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μετά-ανδεσίτες και μετά-βασίτες.

Τεκτονικό κάλυμμα Τριπόλεως (ενότητα Ραβδούχα)

Εμφανίζεται στη βάση της ενότητας του Τρυπαλίου και αποτελεί το υπόβαθρο της ανθρακικής ακολουθίας της ζώνης της Τρίπολης.

Τεκτονικό κάλυμμα Πίνδου (Pi)

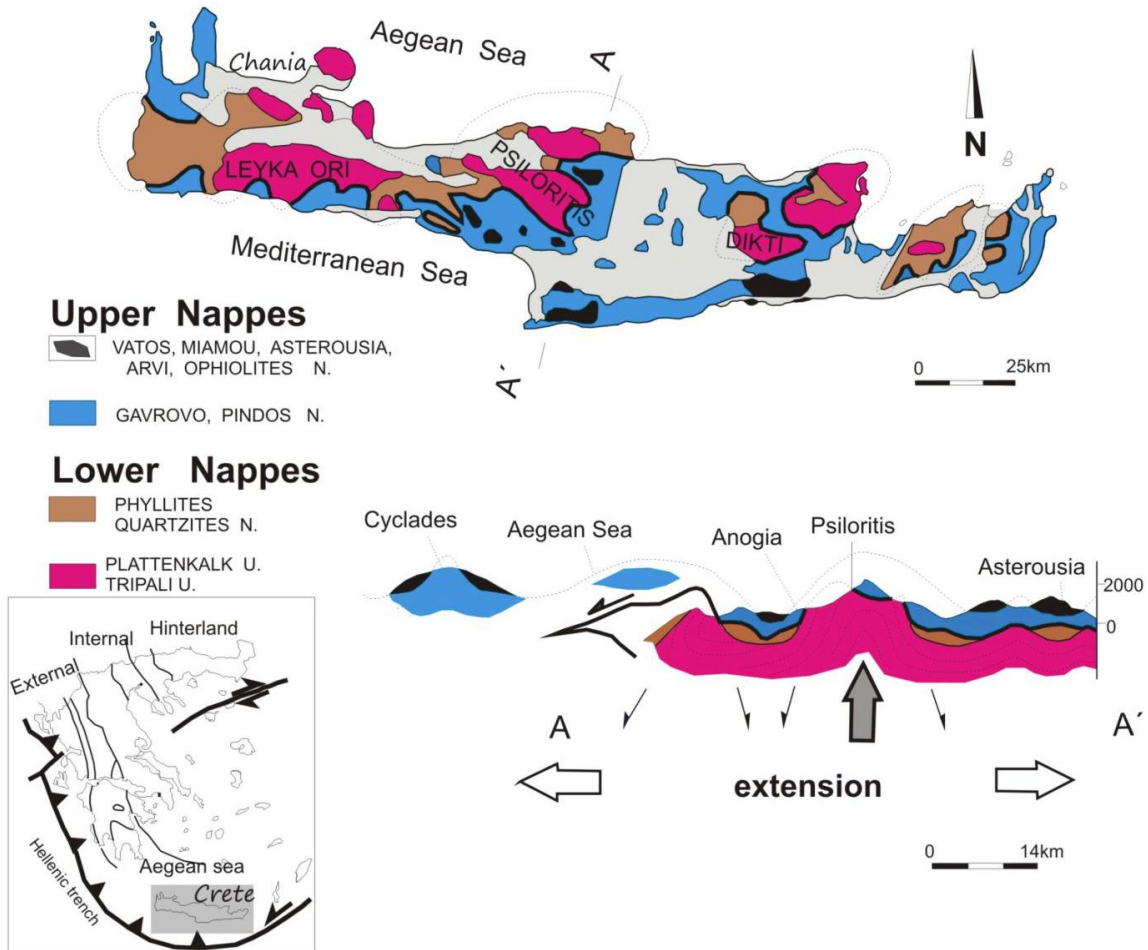
Η σειρά των εξής Τεκτονικών καλυμμάτων : Άρβης (Ar), Μιάμου (Mia) και Βάτου (Va)

Τεκτονικό κάλυμμα των Αστερουσίων (Ast)

Τεκτονικό κάλυμμα των Οφιολίθων (Oph) με επικλυσιγενές ασβεστολιθικό Κρητιδικό

Γενικότερα, ως κατώτεροι γεωλογικοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται οι ενότητες των πλακωδών ασβεστόλιθων, του Τρυπαλίου και το τεκτονικό κάλυμμα φυλλιτών-χαλαζιτών ενώ οι υπόλοιπες είναι τα ανώτερα στρώματα, ενώ τα πιο σύγχρονα στρώματα

απάρτιζονται από το τεκτονικό κάλυμμα των Αστερουσίων και των Οφιολίθων όπως φαίνεται και στο σχήμα (2.2),



Σχήμα 2.2 Γεωλογικό οικοδόμημα καλυμμάτων της Κρήτης (Μουντράκης et al., 2012, τροποποιημένο από Kiliyas, et al., 1994)

2.3 Τεκτονικά στοιχεία της Κρήτης

Λόγω της γεωγραφικής θέσης της Κρήτης στο νησί ασκούνται συμπιεστικές δυνάμεις με αποτέλεσμα την έντονη νεοτεκτονική δράση που παρατηρείται μέσω της δημιουργίας μεγάλων ρηγμάτων, την δράση παλαιότερων αλλά και την δημιουργία επιφανειακών σεισμών.

Πιο αναλυτικά, σύμφωνα με μελέτες και με βάση την κινηματική ανάλυση της Κρήτης που πραγματοποιήθηκαν από τον Μουντράκη και συνεργάτες (2012), είναι γνωστό ότι στο νησί κυριαρχούν δύο τεκτονικά ρηξιγενή γεγονότα τα οποία είναι γνωστά ως D1 τεκτονικό γεγονός και D2 τεκτονικό γεγονός.

Πρώτο τεκτονικό γεγονός D1 - Σύμφωνα με μελέτες, το πρώτο τεκτονικό γεγονός χρονολογείται από το Μ.-Α. Μειόκαινο μέχρι και το Α. Πλειοκαινικό. Αναγνωρίζεται από την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων που λαμβάνουν χώρα στην Δυτική Κρήτη και έχουν κύρια ανάπτυξη Ανατολή-Δύση. Χαρακτηριστικό των ρηγμάτων αυτών είναι ότι βυθίζονται προς τον βορρά και έχουν αναγνωριστεί ως τα πρώτα ρήγματα τα οποία δημιουργήθηκαν στις Νεογενείς λεκάνες της Δυτικής Κρήτης. Ένα ακόμα χαρακτηριστικό του D1 τεκτονικού γεγονότος είναι η εμφάνιση μικρότερων επίσης κανονικών ρηγμάτων τα οποία, ωστόσο, έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ.

Δεύτερο τεκτονικό γεγονός D2 - Εκτιμάται ότι έλαβε χώρα στο Α. Πλειόκαινο και κυριαρχεί μέχρι και σήμερα ενώ αποτελείται από ρήγματα η δράση των οποίων επηρεάζει τα παλαιότερα ρήγματα του D1 τεκτονικού γεγονότος. Τα νέα αυτά ρήγματα που δημιουργήθηκαν στο D2 τεκτονικό γεγονός είναι μεγάλα κανονικά ρήγματα Βορά – Νότου με κύρια διεύθυνση προς τα Δυτικά. Εμφανίζονται στη Δυτική Κρήτη και σύμφωνα με μελέτες η δημιουργία τους είναι αποτέλεσμα δράσης εφελκυστικών δυνάμεων Α-Δ οι οποίες δημιουργούν και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Ένα ακόμα στοιχείο του δεύτερου τεκτονικού γεγονότος είναι τα μικρότερα κανονικά ρήγματα τα οποία έχουν παράταξη ΒΑ-ΝΔ και σχηματίζουν ρηξιγενείς ζώνες οι οποίες εντοπίζονται μεταξύ των μεγάλων ρηγμάτων Βορά-Νότου.

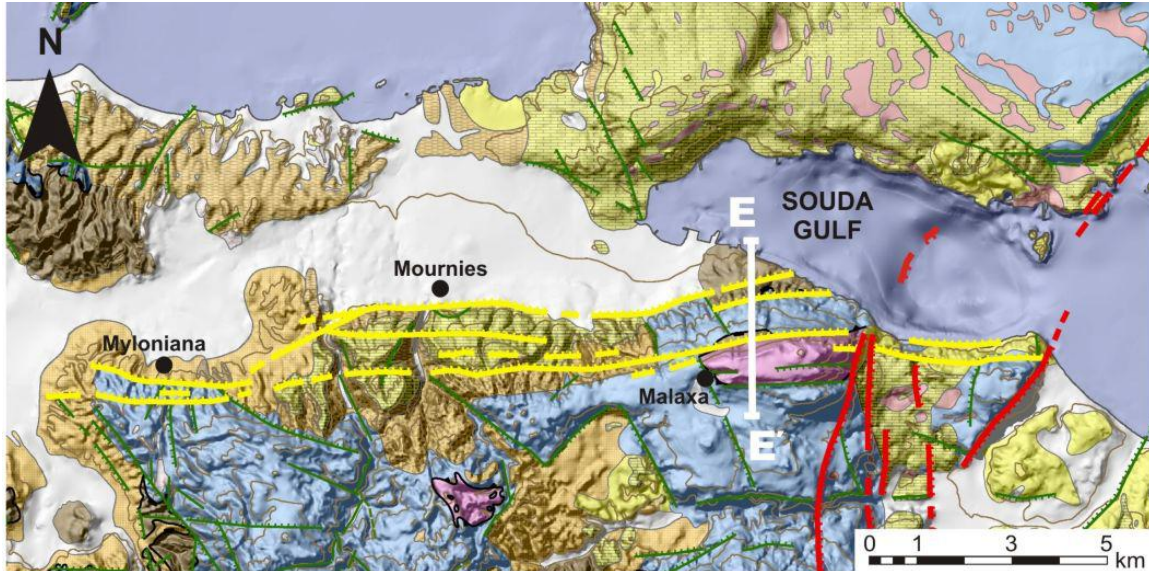
2.4 Νεοτεκτονικά ρήγματα της περιοχής ενδιαφέροντος.

Οι Μουντράκης και συνεργάτες (2012) χαρτογράφησαν πολλά ρήγματα στη Δυτική Κρήτη εκ των οποίων το ρήγμα **Μαλάξας-Κόλπου Σούδας** το οποίο εντοπίζεται στην περιοχή έρευνας.

Ειδικότερα, από την ανάλυση της νεοτεκτονικής συμπεριφοράς στο κάμπο Χανίων προέκυψε ότι η ευρύτερη περιοχή έρευνας επηρεάστηκε από δύο ρηξιγενή τεκτονικά γεγονότα. Το πρώτο τεκτονικό γεγονός αφορά τη δημιουργία μεγάλων κανονικών ρηγμάτων με κύρια ανάπτυξη Ανατολής-Δύσης και διεύθυνση βύθισης προς τα Βόρεια με μεγάλη γωνία κλίσης. Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός αφορά στην ανάπτυξη γραμμώσεων ολίσθησης στις επιφάνειες των προαναφερθέντων μεγάλων ρηγμάτων. Η διάταξη των γραμμώσεων αυτών είναι κάθετη στη παράταξη συγκεκριμένων ρηγμάτων.

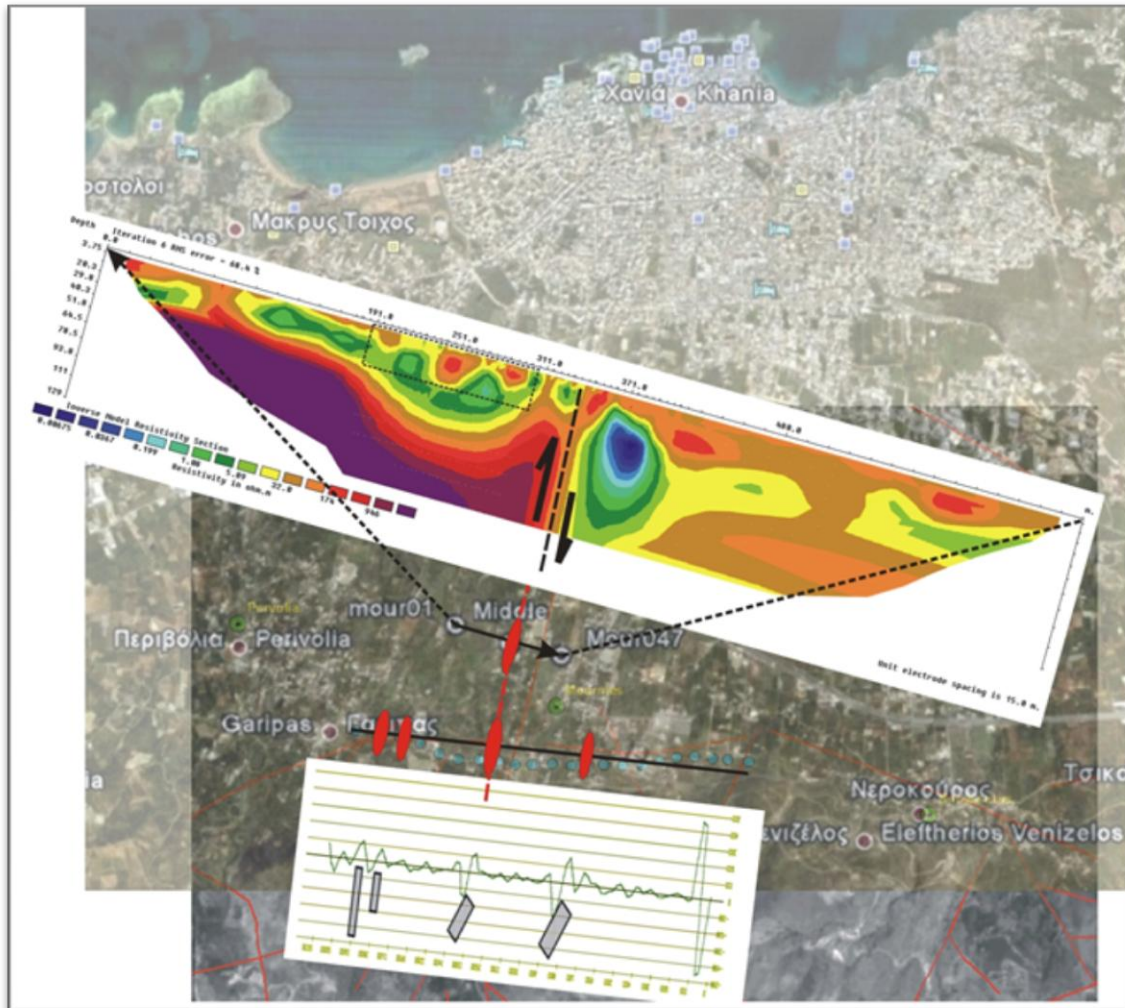
Μια εξαιρετικά σημαντική ρηξιγενής δομή για την περιοχή αποτελεί το **Ρήγμα Μαλάξας-Κόλπου Σούδας**, το οποίο είναι μια από τις αιτίες δημιουργίας της λεκάνης των Χανίων. Η συγκεκριμένη ρηξιγενής ζώνη έχει μήκος πάνω από 20km, παράταξη Ανατολής-Δύσης και αναπτύσσεται κατά μήκος του νότιου τμήματος του βυθίσματος της Σούδας και συγκεκριμένα από το ακρωτήριο της Σούδας στα Ανατολικά έως το χωριό της Μυλωνιανά στο Δυτικά. Κατά την ανάπτυξή της διασχίζει τους Προνεογενείς σχηματισμούς του υποβάθρου της Κρήτης και Νεογενή Ιζήματα. Όσο αφορά τη δράση της, η παρουσία των παράλληλων ρηξιγενών δομών της ζώνης είναι υπεύθυνη για την δημιουργία αλληπάληλων τεκτονικών αναβαθμίδων, η οποία συνοδεύεται από τη

μορφολογική ανύψωση του Νότιου και την σταδιακή ταπείνωση του Βόρειου τεμάχους της ρηξιγενούς ζώνης. Τέλος η δράση αυτή συνδέεται με δυο κύριες κινηματικές κινήσεις. Η πρώτη από αυτές αποτελεί μια κατακόρυφη συνιστώσα ολίσθησης προς τα κάτω και συνδέεται με το απότομο μορφοανάγλυφο του νοτίου μέρους του βυθίσματος της Σούδας. Από την άλλη, η δεύτερη κίνηση είναι αυτή που συνεχίζει τη διαμόρφωση του μορφοαναγλύφου με κατακόρυφες ανυψώσεις και βυθίσεις των τμημάτων της ρηξιγενούς ζώνης.



Σχήμα 2.3 Τεκτονική και γεωλογική χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής έρευνας (κάμπος νοτιότερα του αστικού συγκροτήματος των Χανίων) από τους Μουντράκης και συνεργάτες (2012).

Πέραν της εμφανούς και διακριτής τεκτονικής δομής που προαναφέρθηκε, υπάρχουν και τεκτονικές δομές («θαμμένα» ρήγματα καθώς καλύπτονται από τις τεταρτογενείς αποθέσεις του κάμπου) με διεύθυνση B-N που διατρέχουν την κοιλάδα νοτίως του αστικού συγκροτήματος των Χανίων και επιβεβαιώθηκαν μερικώς από τους Sarris και συνεργάτες (2005), Παπαδόπουλος Η (2013) και Papadopoulos et al. (2017) (Σχήμα 2.4).



Σχήμα 2.4 Γεωφυσική απεικόνιση τεκτονικών γραμμών με διεύθυνση Β-Ν με τη χρήση των μεθόδων VLF (very low frequency) και ERT (electrical resistivity tomography) (Sarris et al., 2005; Παπαδόπουλος Η., 2013)

2.5 Γεωλογικά στοιχεία της περιοχής ενδιαφέροντος

Η περιοχή της μελέτης βρίσκεται στα βοριοδυτικά του νησιού και καλύπτει την περιοχή μεταξύ του αστικού συγκροτήματος των Χανίων και του ορεινού συγκροτήματος της Μαλάζας. Στην περιοχή έρευνας (όπως και στο πολεοδομικό συγκρότημα των Χανίων) εντοπίζονται Προνεογενείς γεωλογικοί σχηματισμοί, οι οποίοι αποτελούνται από τους Πλακώδεις Ασβεστόλιθους, την ενότητα του Τρυπαλίου, τα καλύμματα Φυλλιτών-Χαλαζιτών και τις ενότητες της Τρίπολης και της Πίνδου. Τέλος, εντοπίζονται και Νεογενείς σχηματισμοί καθώς και πρόσφατες Τεταρτογενείς αποθέσεις.

2.5.1 Προνεογενείς γεωλογικοί σχηματισμοί

Οι προνεογενείς σχηματισμοί αποτελούνται από τις παρακάτω γεωλογικές ενότητες (Σχήμα 2.5).

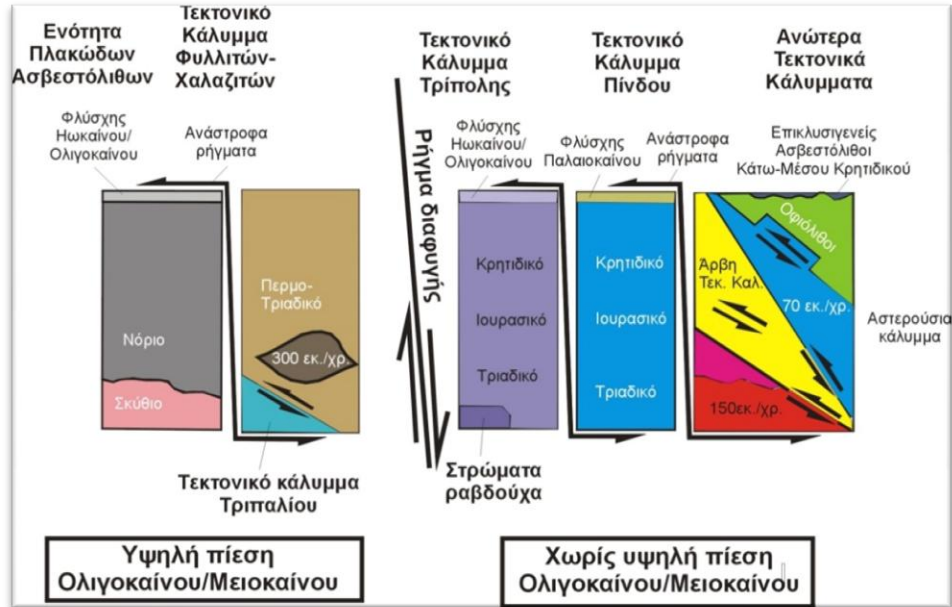
Ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων. Η ενότητα αυτή χαρακτηρίζεται από την δημιουργία φυλλιτικών πετρωμάτων στην βάση της καθώς και από την εμφάνιση μιας ανθρακικής σειράς μεγάλου πάχους μέσα στην οποία εμφανίζονται κερατολιθικοί σχηματισμοί και η οποία εξελίσσεται σε έναν ασβεστιτικό μεταφλύσχη. Όσον αφορά στην τεκτονική αλλά και στην στρωματογραφία της θέσης, όπως προαναφέρθηκε, τα φυλλιτικά πετρώματα βρίσκονται στη βάση της ενότητας αυτής, η οποία είναι πολυπτυχωμένη κατά θέσεις και σχηματίζει πολλές φορές ανεστραμμένες μεγαπτυχές. Η κύρια ανάπτυξη των αξόνων αυτών των πτυχών, οι οποίες συνδέονται και με τις αναστροφές των γεωλογικών σχηματισμών, ακολουθεί την κατεύθυνση Ανατολής-Δύσης. Τέλος, η ηλικία της προαναφερθείσας ενότητας τοποθετείται από το Άνω Παλαιοζωικό (ηλικία φυλλιτικών πετρωμάτων) μέχρι το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο (ηλικία μεταφλύσχη).

Ενότητα Τριπαλίου. Στον κατώτερο ορίζοντά της αποτελείται από λευκό σιπολινικό μάρμαρο, ενώ ο ανώτερος σχηματισμός της είναι ένα πολύμεικτο ανθρακικό κροκαλολατυποπαγές. Ιδιαίτερα ο τελευταίος σχηματισμός παρουσιάζει στοιχεία της ενότητας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων και του τεκτονικού Καλύμματος Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Η τεκτονική της δομή είναι ανάλογη με αυτήν της προαναφερθείσας ενότητας και βύθιση προς τα βόρεια, ενώ η ηλικία της τοποθετείται στο Ιουρασικό.

Τεκτονικό κάλυμμα Τρίπολης. Χαρακτηρίζεται ως ο τελευταίος ορίζοντας του τελευταίου καλύμματος του τμήματος της Τρίπολης και αποτελείται από ανθρακικά ιζήματα και κατά θέσεις δολομιτικά (Άνω Τριαδικό-Ηώκαινο) τα οποία καταλήγουν σε φλύσχη (Ολιγόκαινο). Στη βάση του καλύμματος εντοπίζονται έντονα παραμορφωμένα ραβδούχα στρώματα, τα οποία αποτελούνται από εναλλαγές αργιλικών σχιστολίθων, ανακρυσταλλωμένων σκουρόχρωμων ασβεστόλιθων και δολομιτικών-κλαστικών ιζημάτων. Όσον αφορά στην τεκτονική του καλύμματος Τρίπολης έχει διαπιστωθεί πως αυτό αποτελείται από έντονη εσωτερική λεπίωση και πτύχωση. Επίσης, χαρακτηρίζεται από ανάστροφα ρήγματα και ανεστραμμένες γωνιώδεις πτυχές με φορά προς τα Νότια.

Τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου. Η γεωλογία του χαρακτηρίζεται από πελαγικούς ασβεστόλιθους, ραδιολαρίτες και αργίλους με ενδιάμεσες στρώσεις από τουρβιδιτικούς ασβεστόλιθους και έναν «πρώτο φλύσχη». Γενικά, το τεκτονικό κάλυμμα αποτελείται από βαθειάς θάλασσας αμεταμόρφωτα ιζήματα που χρονολογούνται από το Τριαδικό-Άνω Κρητιδικό και καταλήγουν στον Παλαιοκαινικό-Ηώκαινικό φλύσχη. Το τεκτονικό κάλυμμα της Πίνδου εμφανίζεται με τεκτονική επαφή πάνω στο τεκτονικό κάλυμμα της Τρίπολης, ενώ μπορεί να τοποθετείται και πάνω στο κάλυμμα των Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Τέλος, αποτελείται

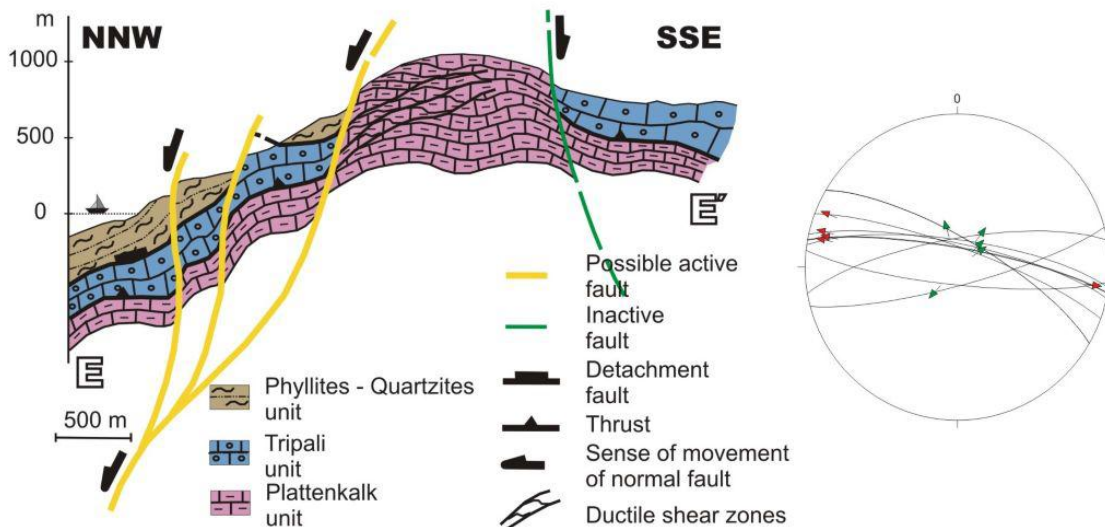
και από ανάστροφα ρήγματα και πτυχώσεις, τα οποία έχουν κύρια φορά κίνησης προς τα Νότια, ενώ παρατηρείται και η επαναδραστηριοποίησή τους.



Σχήμα 2.5 Το οικοδόμημα των τεκτονικών καλυμμάτων της Κρήτης (τροποποιημένο από Seidel et al. 1982).

2.5.2 Νεογενείς σχηματισμοί

Με τον όρο Νεογενείς σχηματισμοί αναφερόμαστε σε κλαστικά ιζήματα η ιζηματογένεση των οποίων ξεκίνησε 12-10 εκ. χρόνια πριν και που στη βάση τους εμφανίζονται με ερυθρωπή απόχρωση. Πιο συγκεκριμένα, οι Νεογενείς αυτοί σχηματισμοί αποτελούνται από πολύμεικτα κροκαλοπαγή με ασβεστολιθικές κροκάλες και αποτίθενται ασύμφωνα στα προνεογενή πετρώματα του υποβάθρου. Όσο αφορά στην δημιουργία των προαναφερθέντων ιζημάτων, αυτά αποτέθηκαν σε ένα σύστημα λεκανών, οι οποίες είναι σχεδόν ανεξάρτητες μεταξύ τους και παρουσιάζουν διαφορετικές περιόδους έναρξης ιζηματογένεσης, καθώς και σημαντική οριζόντια διαφοροποίηση με πλευρικές μεταβάσεις των υλικών απόθεσης (σχήμα 2.6).



Σχήμα 2.6. Στην γεωλογική τομή (ΕΕ' από το σχήμα 2.2.1) απεικονίζονται οι γεωλογικές ενότητες που απαρτίζουν την περιοχή ενδιαφέροντος ενώ απουσιάζουν οι τεταρτογενείς αποθέσεις (Mountrakisetal., 2012)

2.5.3 Τεταρτογενείς αποθέσεις

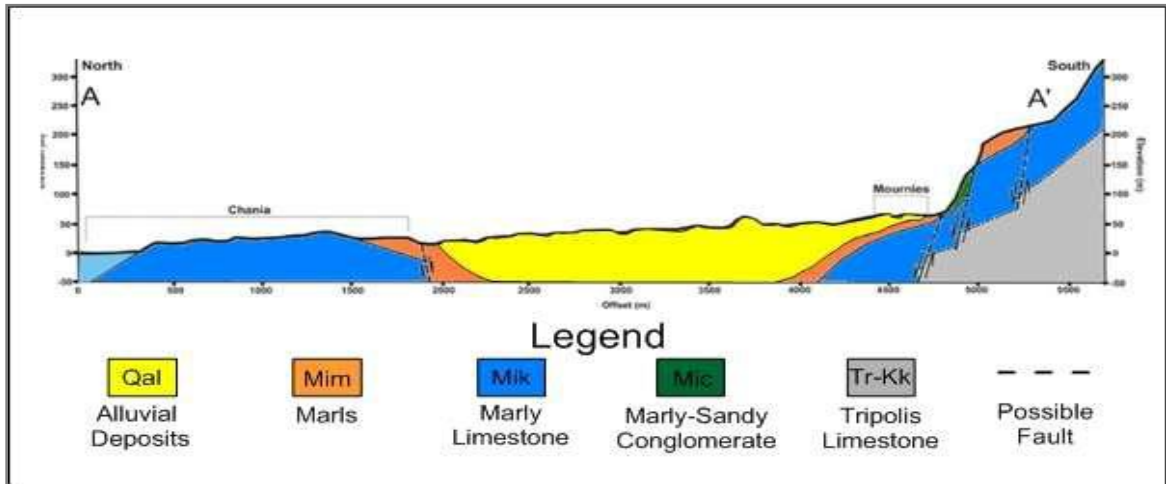
Οι τεταρτογενείς αποθέσεις της ευρύτερης περιοχής του κάμπου των Χανίων, αποτελούνται από τις ακόλουθες κατηγορίες αποθέσεων,

- Κροκαλοπαγή ερυθρού χρώματος, που αποτελούνται κυρίως από υλικά του τεκτονικού καλύμματος Φυλλιτών-Χαλαζιτών και αποτίθενται σε χερσαίο-ποταμοχειμάριο περιβάλλον,
- Πρόσφατες ποταμοχειμάρια αποθέσεις στις κοίτες των ρεμάτων,
- Παράκτια συμπαγοποιημένα κροκαλοπαγή (η εμφάνιση τους στη χέρσο δείχνει την ύπαρξη ανυψωτικών συνθηκών στην ακτογραμμή),
- Πρόσφατες συγκεντρώσεις υλικών διάβρωσης προνεογενούς υποβάθρου και Νεογενών ιζημάτων,
- Πλευρικά κορήματα στα μορφολογικά απότομα πρανή που συνδέονται με τη δράση των μεγάλων ρηξιγενών δομών (Μουντράκης και συνεργάτες 2004).

2.6 Σύνοψη γεωλογικής δομής της περιοχής έρευνας

Συνοψίζοντας, η περιοχή έρευνας χαρακτηρίζεται από τις ακόλουθες γεωλογικές ενότητες (Παπαδόπουλος Η., 2013). Σε κατεύθυνση Ανατολής-Νότου η περιοχή καλύπτεται από εναλλαγές λευκών-γκρι ασβεστόλιθων, μαρμάρων, κιτρινωπών μαζώδων ασβεστόλιθων με λεπτά ενδιάμεσα στρώματα ψαμμιτών. Το δυτικό τμήμα της περιοχής, ωστόσο, αποτελείται από αλλουβιακές αποθέσεις του Τεταρτογενούς. Στα παράλια συναντώνται ανθρωπογενείς αποθέσεις. Αποθέσεις απολιθωμένης παραλίας η οποία αποτελείται από μέσο-χονδρόκοκκες άμμους και από πλευρικά ιζήματα. Η Νότια

περιοχή του κάμπου των Χανίων χαρακτηρίζεται από ασβεστόλιθους χρώματος λευκού-γκρι με ανοιχτό-γκρι, οι οποίοι με τη σειρά τους συνιστώνται από φακούς βιοκλαστικών ασβεστόλιθων, και χαλίκια από μάρμαρο. Τέλος, όλο το κεντρικό μέρος της λεκάνης καλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις (Σχήμα 2.7).



Σχήμα 2.7 Σκαρίφημα γεωλογικής τομής περιοχής Χανίων A-A' (Παπαδόπουλος Η., 2013).

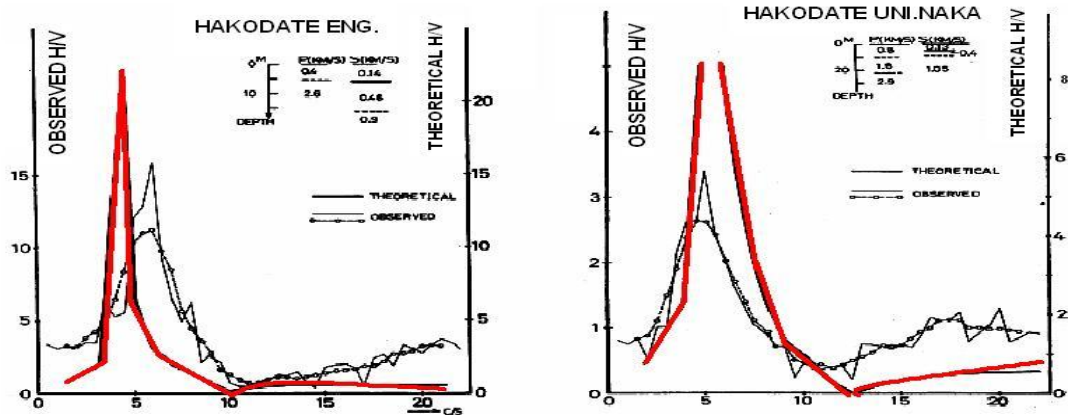
3. ΜΕΘΟΔΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΠΡΟΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ (HVSMethod)

3.1. Εισαγωγή – Θεωρητική προσέγγιση της μεθόδου εδαφικού θορύβου μονού σταθμού

Η αρχική ιδέα της χρήσης του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου χρησιμοποιώντας έναν σταθμό καταγραφής προτάθηκε από τους *Nogoshi και Igarashi (1971)*. Με τη χρήση της μεθόδου γίνεται δυνατός ο προσδιορισμός των εδαφών σε βραχώδη ή ιζηματικά, και ο προσδιορισμός της θεμελιώδους συχνότητας ενίσχυσης των σεισμικών κυμάτων πάνω από το βραχώδες υπόβαθρο. Σύμφωνα πάντα με την ερμηνεία των *Nogoshi και Igarashi* ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα με τη χρήση εδαφικού θορύβου συσχετίζεται με την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας ενίσχυσης των χαλαρών εδαφών.

Οι υποθέσεις και τα συμπεράσματα των *Nogoshi και Igarashi* συνοψίζονται από τον *Bard (1999)* ως εξής:

- Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται κατά κύριο λόγο από επιφανειακά κύματα Rayleigh.
- Ο λόγος της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου σχετίζεται άμεσα με την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαιτίας της κυριαρχίας τους στην κατακόρυφη συνιστώσα (σχήμα 3.1).
- Η ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαρτάται από τη συχνότητα, και παρουσιάζει ένα οξύ μέγιστο στην περιοχή της θεμελιώδους συχνότητας εδαφικής ενίσχυσης των χαλαρών εδαφών που έχουν μεγάλη διαφορά εμπέδησης με το υπόβαθρο (Παπαδόπουλος 2013).
- Το όριο του λόγου ταχυτήτων των S-κυμάτων μεταξύ του υποβάθρου και των χαλαρών σχηματισμών στο οποίο το φάσμα του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα παρουσιάζει ίδιο μέγιστο με την καμπύλη ελλειπτικότητας των Rayleigh κυμάτων είναι ανάμεσα στο 2.5 και 3.



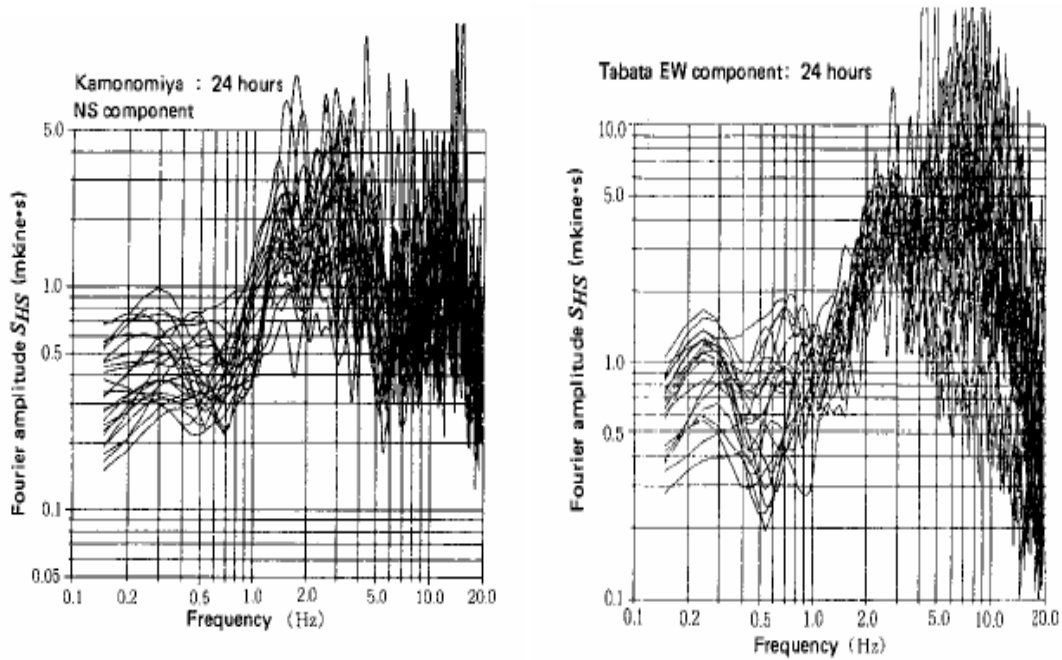
Σχήμα 3.1. Σχέση μεταξύ του παρατηρούμενου λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα εδαφικού θορύβου και της ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh για τις ίδιες θέσεις (Nakamura 2000).

Εκτός από τους Nogoshikai Igarashi, πολύ άλλοι μελετητές (LachetandBard,1994,Ansaryetal.1995,Tokimatsuetal. 1996,Bard, 1998) προτείνουν ότι η θεμελιώδης συχνότητα που προκύπτει από τον λόγο της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα εξηγείται με τα θεμελιώδη Rayleigh κύματα. Ο Bard (1999) πρότεινε ότι η θεωρητική εξήγηση που παρέχεται μέσω του λόγου ελλειπτικότητας των Rayleigh κυμάτων είναι προτιμώμενη, αλλά όχι επαρκής πλήρως. Ο Horike (1996) υποστήριξε ότι αυτές οι υποθέσεις ισχύουν μόνο σε απλές δομές. Οι θεωρητικοί ορισμοί βασίζονται μόνο στην παρατήρηση της ομοιότητας μεταξύ του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου και της θεμελιώδους αρμονικής των Rayleigh κυμάτων (Nakamura, 2000). Οι Konno και Ohmachi (1998) συγκρίνοντας την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων σε ιζήματα με διαφορετικές ταχύτητες και πολύπλοκα μοντέλα ταχυτήτων και τη συνάρτηση μεταφοράς των S-κυμάτων καθώς και το λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου, παρατήρησαν ομοιότητες. Η ύπαρξη και Love κυμάτων στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου επηρεάζει την κατακόρυφη συνιστώσα καθώς η φάση Airy των Love κυμάτων είναι πολύ κοντά στην θεμελιώδη συχνότητα των S-κυμάτων. Σύμφωνα με τον Bard (1999) η ερμηνεία των NogoshikaiIgarashi δεν ισχύει στην περίπτωση που στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου συμμετέχει μεγάλο ποσοστό κυμάτων χώρου.

3.1.1. Εξήγηση της τεχνικής HVSR(μέθοδος Nakamura)

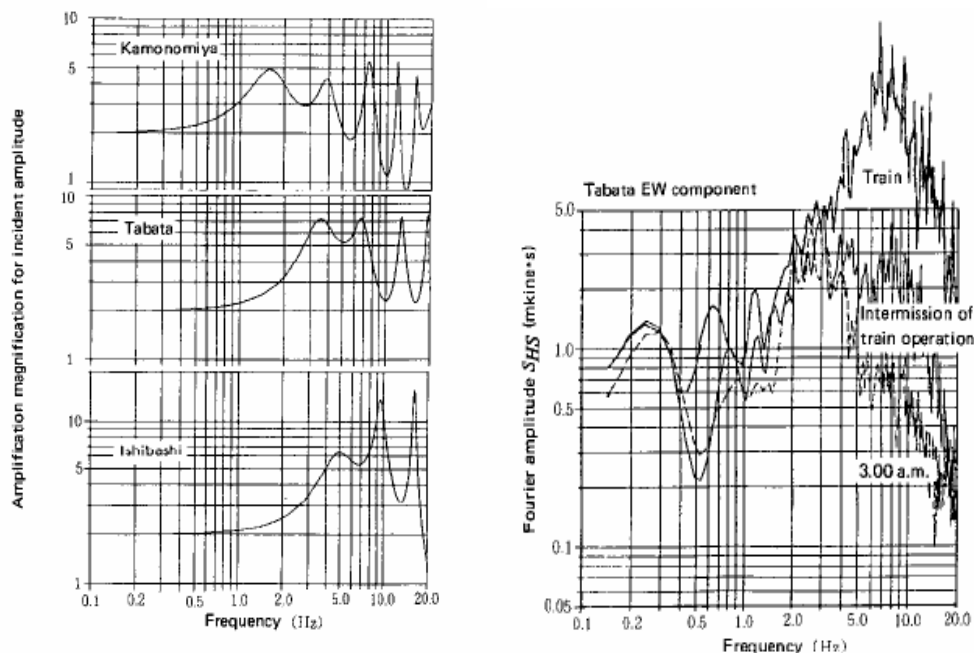
Ο Nakamura (1989) βασιζόμενος στην επίδραση των σεισμικών κυμάτων και τη διάδοση τους για την εκτίμηση της εδαφικής σεισμικής κίνησης παρουσίασε την εφαρμογή του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου για να εκτιμήσει την δυναμική απόκριση του εδάφους. Για να αποδείξει την εφαρμογή της τεχνικής αυτής για τον γεωτεχνικό χαρακτηρισμό του εδάφους σύγκρινε το φάσμα Fourier καταγραφών

24 ωρών από δύο σταθμούς τρένων στην Ιαπωνία, στις θέσεις Kamonomiya και Tabata (σχ. 3.2). Το πλάτος της ταχύτητας καθώς και τα χαρακτηριστικά του φάσματος του εδαφικού θορύβου στις δύο θέσεις αλλάζουν με το χρόνο. Η παρατηρούμενη διάχυση στην θεμελιώδη συχνότητα του εδαφικού θορύβου οφείλεται σε τεχνητές πηγές θορύβου από τις γραμμές των τρένων. Η επίδραση των τρένων είναι αξιοπρόσεκτη ειδικά στην κατακόρυφη συνιστώσα του θορύβου όπου εισάγονται τα κύματα Rayleigh.



Σχήμα3.2. ΤοφάσμαFourriertουεδαφικούθορύβουστουςσταθμούςKamonomiyakaiTabata (Nakamura 1989).

Η σύγκριση των φασμάτων μεταξύ δεδομένων όπου υπάρχει διέλευση τρένου και ήσυχης περιόδου αποδεικνύει την επίδραση των τρένων στο θόρυβο και στο πλάτος του φάσματος Fourier (σχ. 3.2). Για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκαν και δεδομένα από γεωτεχνικές γεωτρήσεις και διαγραφίες P-κυμάτων.



Σχήμα 3.3. Σύγκριση των συναρτήσεων μεταφοράς μεταξύ των σταθμών που υπολογίστηκαν από τις οριζόντιες συνιστώσες και από δεδομένα διαγραφιών (αριστερά). Το φάσμα Fourier για δεδομένα που έχουν θόρυβο εξαιτίας της διέλευσης τρένου και ήσυχης περιόδου (δεξιά) (Nakamura 1989).

Οι παρατηρούμενες διαφορές στις συναρτήσεις μεταφοράς που υπολογίστηκαν από διαγραφίες και από την τεχνική του εδαφικού θορύβου εξηγούνται εξαιτίας της παρουσίας των Rayleigh κυμάτων. Ο Nakamura πρότεινε ένα νέο τρόπο υπολογισμού της συνάρτησης μεταφοράς για την εκτίμηση της απόκρισης του εδάφους στη σεισμική κίνηση, θεωρώντας ότι η εισαγωγή των Rayleigh κυμάτων επιδρά ως θόρυβος και πρέπει να επαλειφθεί από τον υπολογισμό των συναρτήσεων μεταφοράς. Οι βασικές παραδοχές που έκανε για να υποστηρίξει τη θεωρία του ήταν οι εξής:

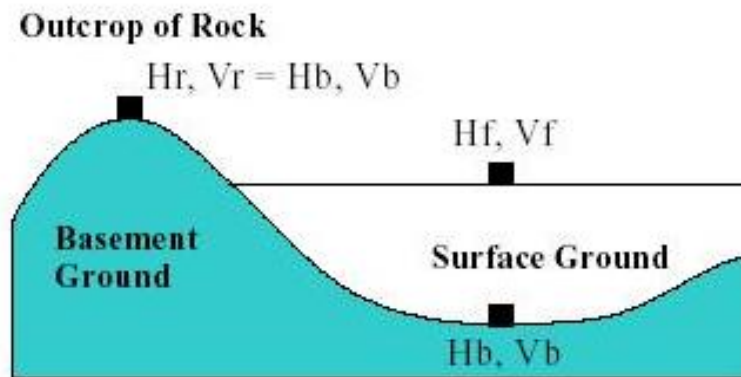
- Ο λόγος της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα στο βράχο είναι ίσος με τη μονάδα, άρα δεν υπάρχει ενίσχυση σε σκληρά εδάφη.
- Χωρίζοντας τον εδαφικό θόρυβο σε οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα σημαίνει ότι τα χαρακτηριστικά του σήματος είναι όμοια σε όλες τις διευθύνσεις.
- Η οριζόντια συνιστώσα ενισχύεται από πολλαπλές ανακλάσεις των εγκάρσιων κυμάτων και η κατακόρυφη από πολλαπλές ανακλάσεις των διαμήκων κυμάτων.
- Η κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου διατηρεί τα χαρακτηριστικά της πηγής ως την επιφάνεια και η επίδραση των Rayleigh κυμάτων στο φάσμα υπάρχει μόνο στο επιφανειακό στρώμα.

Ο Nakamura χρησιμοποίησε δεδομένα από σεισμούς, διαγραφίες και εδαφικό θόρυβο για σύγκριση και επιβεβαίωση της τεχνικής. Η παρατηρούμενη σταθερότητα στην συχνότητα και το πλάτος όλων των δεδομένων αποδεικνύει ότι η μέθοδος μπορεί να

αποκαλύπτει τα δυναμικά χαρακτηριστικά του εδάφους. Επιπλέον με τη νέα μέθοδο δεν υπάρχει διάκριση για την πραγματοποίηση των μετρήσεων κατά τη διάρκεια της ημέρας ή της νύχτας.

Σε νεότερη μελέτη του, ο *Nakamura (1996)* παρουσίασε μια πιο λεπτομερή μελέτη του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου για την εύρεση των δυναμικών χαρακτηριστικών του εδάφους, όπου θεώρησε τόσο την επίδραση των κυμάτων χώρου όσο και των επιφανειακών στο φάσμα του εδαφικού θορύβου. Μετονόμασε την τεχνική από HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) σε QTS (Quasi Transport Spectrum) και παρουσίασε την εφαρμογή της στον προσδιορισμό των σεισμικών χαρακτηριστικών κτιρίων. Η δυναμική απόκριση ενός κτιρίου μπορεί να υπολογιστεί με μετρήσεις εδαφικού θορύβου στο έδαφος και εντός του κτιρίου. Η ανανεωμένη τεχνική του *Nakamura* συνοψίζεται ως εξής:

Μια τυπική ιζηματογενής λεκάνη έχει τη μορφή του σχήματος παρακάτω:



Σχήμα 3.4. Τυπική μορφή μιας ιζηματογενούς λεκάνης.

όπου H_r και V_r είναι η οριζόντια και κατακόρυφη κίνηση στον βράχο που εξέρχεται της λεκάνης, H_b και V_b είναι οι αντίστοιχες κινήσεις στον ημιχώρο και H_f και V_f είναι οι αντίστοιχες κινήσεις στην επιφάνεια των ιζημάτων.

3.1.2. Υπολογισμός του πάχους των επιφανειακών στρωμάτων με τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου

Το πλάτος της εδαφικής απόκρισης για ένα κύμα που προσπίπτει στην επιφάνεια είναι μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα της εδαφικής στήλης (*Nakamura, 2000*). Η θεμελιώδης συχνότητα προσπίπτοντος κύματος το οποίο διαδίδεται κάθετα σε ένα μονοδιάστατο ελαστικό μέσο είναι συνάρτηση του πάχους του μέσου (h) και της μέσης τιμής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (V_s). Η θεμελιώδης συχνότητα ενός επιφανειακού σχηματισμού F_0 δίδεται από την εξίσωση:

$$F_o = \frac{V_s}{4h} \quad (3.5)$$

Το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα είναι συνάρτηση του πάχους του στρώματος (h), της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων στα χαλαρά ιζήματα (V_s) και το βραχώδες υπόβαθρο (V_{sb}), των πυκνοτήτων των σχηματισμών και του παράγοντα απόσβεσης ζ του κύματος.

Αν θεωρήσουμε ότι δεν υπάρχει απόσβεση και ότι η πυκνότητα είναι η ίδια και στα δύο στρώματα, τότε το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα θα δίδεται από την εξίσωση:

$$A_o = \frac{V_{sb}}{V_s} \cdot \quad (3.6)$$

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση προκύπτει ότι το πάχος των επιφανειακών σχηματισμών θα είναι ίσο με:

$$h = \frac{V_{sb}}{4A_o \cdot F_o} \quad (3.7)$$

Ο Nakamura υπολόγισε το πάχος των ιζημάτων με τη χρήση του εδαφικού θορύβου κατά μήκος της γραμμής του εναέριου σιδηροδρόμου Shinkansen και το σύγκρινε με δεδομένα από γεωτρήσεις, έχοντας πολύ καλή συμφωνία.

3.2. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου

Παρά το γεγονός ότι πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί τον τελευταίο αιώνα με δεδομένα εδαφικού θορύβου, δεν υπάρχει μια εδραιωμένη διαδικασία για τη συλλογή τους. Μόλις το 1998 ο *Mucciarelli* συγκέντρωσε σε μια δημοσίευση γενικές αρχές που πρέπει να τηρούνται για την παραγωγή μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Το 2001 οι *Parolai et al.* σε μια δεύτερη δημοσίευση προχώρησαν ένα βήμα παραπέρα. Το 2000 στην Ευρώπη μια ομάδα ερευνητών στα πλαίσια ενός Ευρωπαϊκού προγράμματος (*Site Effects assessment using Ambient Excitations, European Commission – Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026*) διενήργησαν πολυάριθμες μετρήσεις με σκοπό τη δημιουργία μιας πρότυπης μεθοδολογίας για τη συλλογή αλλά και την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξαν αφορούν τρεις βασικές κατηγορίες:

- Όργανα και τρόπος καταγραφής δεδομένων.
- Βέλτιστες θέσεις πραγματοποίησης των μετρήσεων.
- Επηρεασμός των δεδομένων από εξωτερικούς παράγοντες.

Τα αποτελέσματα έχουν δημοσιευτεί σε διάφορες μελέτες (*Guillier et al. 2002, Cara et al. 2003, Atakan et al. 2004-a, b, Duvalet et al. 2004-a, b, Koller et al. 2004*) από την

ερευνητική ομάδα του *SESAME* (http://sesame.geopsy.org/SES_Reports.htm). Μια πολύ καλή σύνοψη στα Ελληνικά μπορεί να αναζητηθεί στη διδακτορική διατριβή της Πάνου (2005).

Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων εδαφικού θορύβου για την παρούσα εργασία, έγινε προσπάθεια ώστε όλες οι παραπάνω παράμετροι να ληφθούν υπόψη για την ορθότερη λήψη των δεδομένων.

3.3. Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου

Για τη διεξαγωγή μετρήσεων εδαφικού θορύβου τα όργανα καταγραφής μπορούν να είναι όργανα καταγραφής σεισμικού σήματος που χρησιμοποιούνται από σεισμολογικά δίκτυα. Ανάλογα με τη συχνότητα ενίσχυσης των εδαφικών σχηματισμών μπορούν να χρησιμοποιηθούν εδαφικοί αισθητήρες βραχείας ή μακράς περιόδου. Το μειονέκτημα χρήσης αισθητήρων μακράς περιόδου είναι ο χρόνος που απαιτείται για να έρθουν σε ηρεμία, που μπορεί να ποικίλει από λίγα λεπτά έως μερικές δεκάδες. Εξαιτίας αυτού, προτείνεται να χρησιμοποιούνται αισθητήρες με μικρό χρόνο ηρεμίας.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε ως αισθητήρας εδαφικής κίνησης το σεισμόμετρο *SARAGEOBX1Hz* (με δυναμική απόκριση 124dB (144dB, 24 bit of ENOB, μεταξύ 0.1 και 10Hz). Ο συγκεκριμένος αισθητήρας είναι τριών συνιστωσών με ιδιοπερίοδο 4.5 δευτερολέπτων ενδιάμεσου φάσματος (σχήμα 3.5). Η ψηφιοποίηση του σήματος γίνεται εντός του αισθητήρα.



Σχήμα 3.8. Αισθητήρας καταγραφής εδαφικού θορύβου της *GEOBOX* (<http://www.sara.pg.it/index.php/221-sr04-geobox-digital-sensor/?lang=en>)

Για την καταγραφή του ψηφιοποιημένου σεισμικού σήματος χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό GeoExplorerHVSr (2.7) της ίδιας εταιρίας (http://www.sara.pg.it/SOFTWARE/GEOEXPLORERHVSr/GEOEXPLORERHVSr_EN.pdf). Τα δεδομένα αποθηκεύονταν κατευθείαν στο σκληρό δίσκο ενός φορητού υπολογιστή που έτρεχε το εν λόγω λογισμικό. Επιπλέον, το όργανο έχει τη δυνατότητα σύνδεσης με όργανο γεωγραφικών συντεταγμένων (GPS). Για τον προσδιορισμό των συντεταγμένων ανά θέση μέτρησης χρησιμοποιήθηκε συσκευή προσδιορισμού γεωγραφικών συντεταγμένων (GPS) υψηλής ακριβείας.



Σχήμα 3.9. Καταγραφή, ψηφιοποίηση και αποθήκευση δεδομένων καταγραφής εδαφικού θορύβου.

3.4 Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου

Στα πλαίσια του προγράμματος SESAME αναπτύχθηκε και ειδικά σχεδιασμένο λογισμικό επεξεργασίας δεδομένων εδαφικού θορύβου αλλά και γενικότερα σεισμικών καταγραφών. Το λογισμικό GEOPSY (<http://www.geopsy.org/>) εξελίσσεται συνεχώς παρέχοντας στο χρήστη εύχρηστο περιβάλλον εργασίας και αυτοματοποιημένες διαδικασίες για τη μαζική επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Η διαδικασία επεξεργασίας που ακολουθήθηκε είναι η εξής:

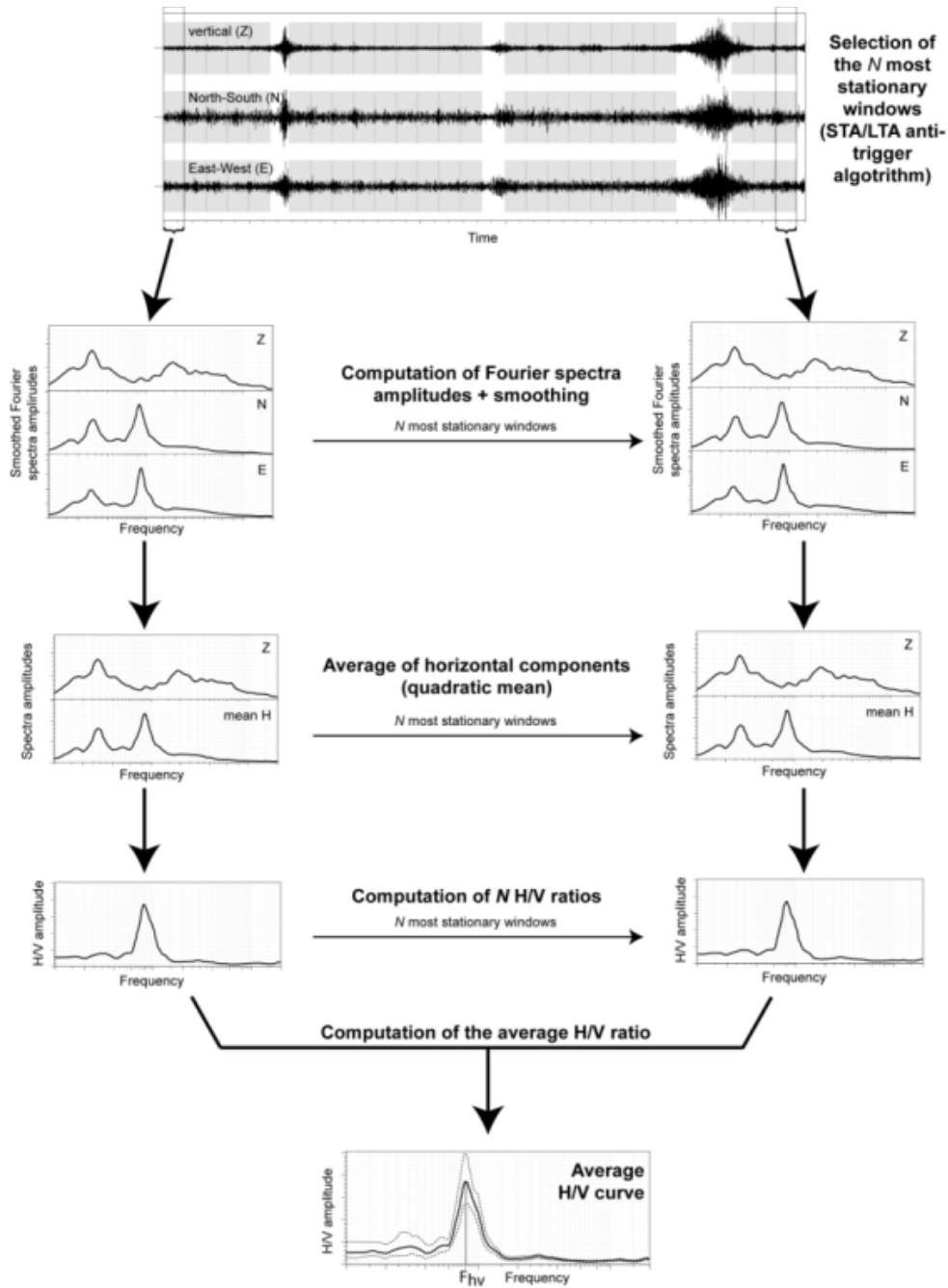
- Αφαίρεση της μέσης στάθμης από τις τρεις συνιστώσες.
- Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου διέλευσης συχνοτήτων στην περιοχή 0.2-20 Hz. Η επιλογή του εύρους συχνοτήτων έγινε με γνώμονα το γεωτεχνικό ενδιαφέρον σε αυτό το εύρος συχνοτήτων.

- Επιλογή χρονικών παραθύρων 20 δευτερολέπτων καλύπτοντας όλη την καταγραφή, χωρίς αλληλοεπικάλυψη μεταξύ τους. Η επιλογή του εύρους χρόνου έγινε με γνώμονα την ελάχιστη συχνότητα ενδιαφέροντος, που είναι τα 0.2 Hz. Επιλέχθηκαν για κάθε κυματομορφή 40-50 παράθυρα χωρίς έλεγχο της ποιότητας της καταγραφής.
- Υπολογισμός του φάσματος με μετασχηματισμό Fourier για κάθε παράθυρο και κάθε συνιστώσα ξεχωριστά.
- Εξομάλυνση των φασμάτων με την τεχνική που πρότειναν οι *Konno και Ohmachi (1998)* και με τον παράγοντα b ίσο με 40. Με τη συγκεκριμένη τεχνική το παράθυρο εξομάλυνσης έχει σταθερό εύρος σε λογαριθμική κλίμακα συχνοτήτων.
- Συνιμητονικό φίλτρο απόληξης σε ποσοστό 5%.
- Υπολογισμός του γεωμετρικού μέσου των δύο οριζόντιων συνιστωσών για κάθε χρονικό παράθυρο.
- Υπολογισμός του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα για κάθε χρονικό παράθυρο και στη συνέχεια μέσος όρος όλων των παραθύρων από 0.2 έως 20 Hz με λογαριθμικό βήμα δειγματοληψίας εκατό σημείων.
- Παρουσίαση των αποτελεσμάτων σε τρία γραφήματα, οριζόντια προς κατακόρυφη συνιστώσα, και επιμέρους η κάθε οριζόντια με την κατακόρυφη. Στον οριζόντιο άξονα βρίσκεται η συχνότητα (0.2-20 Hz) και στον κάθετο το πλάτος A0.
- Αφαίρεση των χρονικών παραθύρων που δίνουν πολύ μεγάλα πλάτη στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη, ή που το μέγιστο που προκύπτει δεν συμφωνεί με τα αποτελέσματα από τα υπόλοιπα χρονικά παράθυρα, και επανάληψη της επεξεργασίας χωρίς αυτά.

Με σκοπό τον έλεγχο της αξιοπιστίας των μετρήσεων εφαρμόστηκαν τα ακόλουθα κριτήρια,

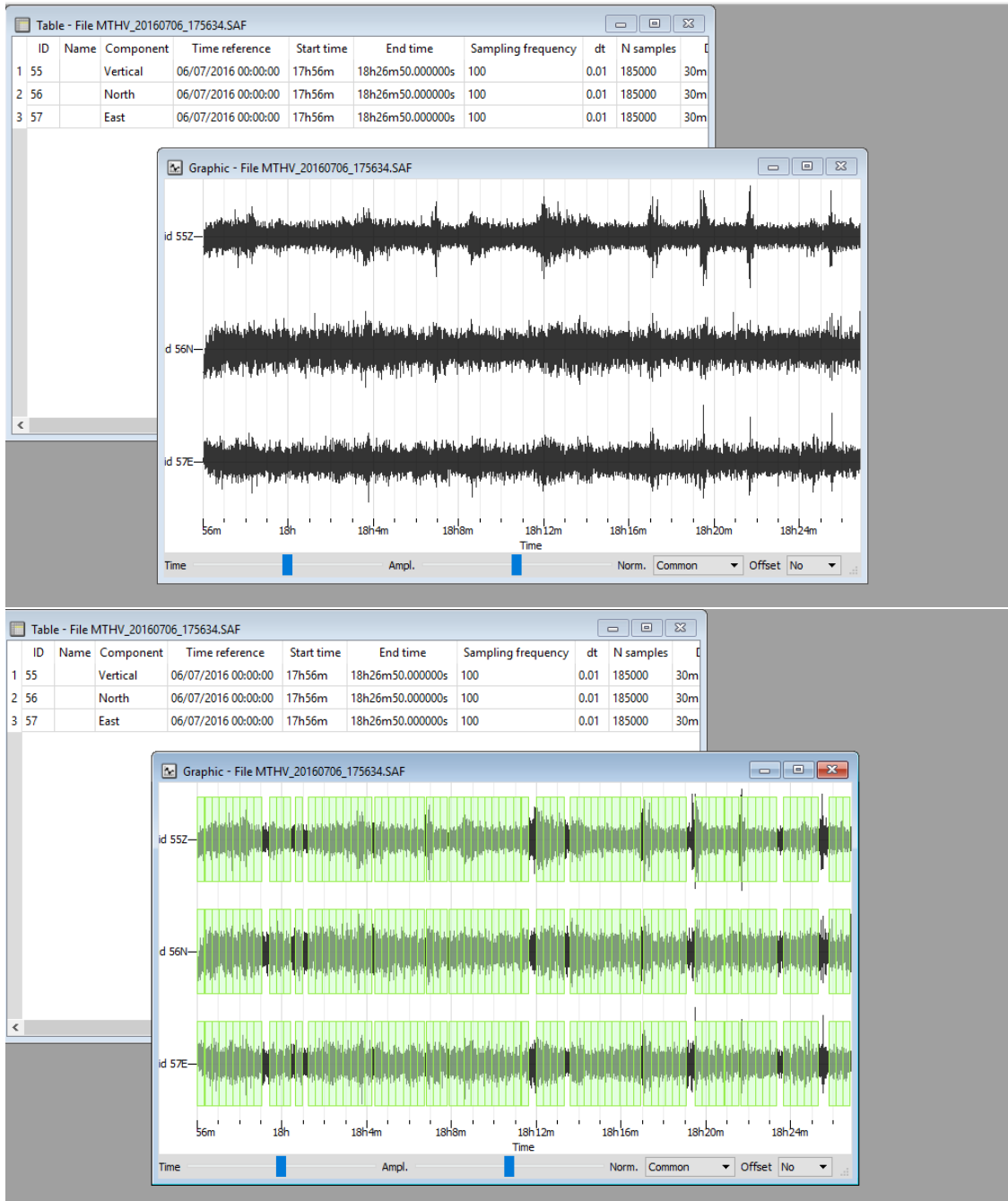
1. $n_w > 25$; n_w το πλήθος των παραθύρων που επιλέγονται για τον υπολογισμό της μέσου H/V
2. $f_0 > 10/I_w$; f_0 είναι η κύρια συχνότητα (peak frequency) του H/V and I_w είναι το μήκος κάθε παραθύρου
3. $n_c(f_0) > 200$; n_c το πλήθος των χρησιμοποιούμενων κύκλων. Επίσης πρέπει να ισχύει ότι $n_c = I_w \cdot n_w \cdot F_0$

Στο σχήμα (3.10) φαίνεται σε λογικό διάγραμμα οι παραπάνω διαδικασίες επεξεργασίας των δεδομένων.



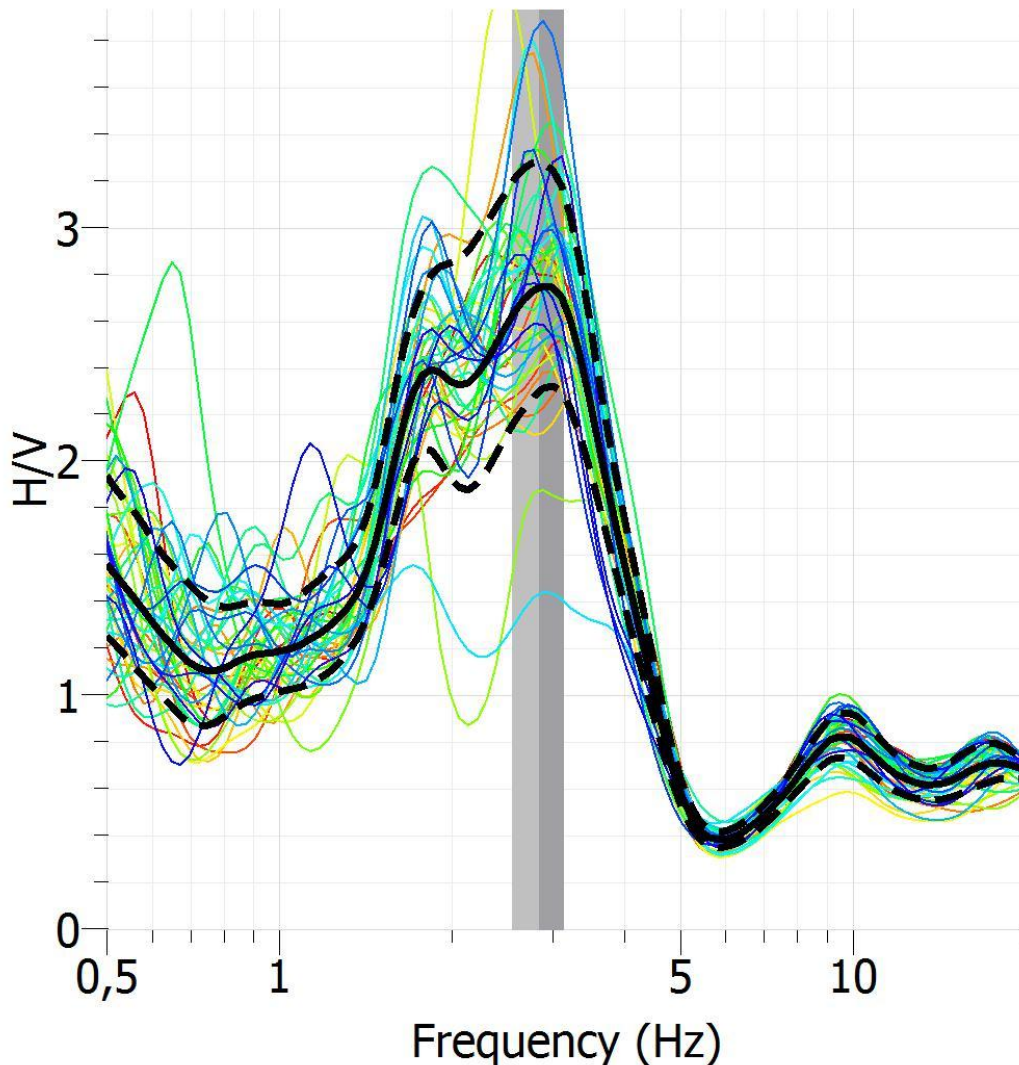
Σχήμα 3.10. Διάγραμμα επεξεργασίας των μετρήσεων μικροθορύβου.

Στο σχήμα (3.11) φαίνεται η αρχική ανάγνωση των δεδομένων (test-174) και η διαίρεση της χρονοσειράς σε πολλαπλά παράθυρα επεξεργασίας.



Σχήμα 3.11. Ανάγνωση και έναρξη της επεξεργασίας των δεδομένων (test-174).

Στο σχήμα (3.12) παρουσιάζονται ο λόγος οριζόντιας προς κατακόρυφη και οι δύο οριζόντιες συνιστώσες προς κατακόρυφια την μέτρηση 177 (test-177). Για κάθε μία από τις μετρήσεις υπολογίστηκε η f_0 και το A_0 με τις τυπικές τους αποκλίσεις.



Σχήμα 3.12. Μεταβολή της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V) σε συνάρτηση της συχνότητας (Hz).

3.5 Κριτήρια επιλογής της συχνότητας μέγιστου πλάτους

Μετά το πέρας της επεξεργασίας των καταγραφών, απομένει ο καθορισμός της συχνότητας που παρουσιάζεται μέγιστο πλάτος. Σε περιπτώσεις μονοδιάστατων δομών όπου εμφανίζεται ισχυρή σεισμική αντίθεση μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του σεισμικού υποβάθρου εμφανίζεται ένα μέγιστο και η επιλογή είναι εύκολη. Σε περιπτώσεις δομών που εμφανίζουν δυσδιάστατη ή τρισδιάστατη δομή εμφανίζονται άνω του ενός μέγιστου. Σε περιπτώσεις όπου δεν υπάρχει ισχυρή αντίθεση ταχυτήτων μεταξύ

των σχηματισμών εμφανίζεται μέγιστο με διευρυμένο πλάτος. Στις δύο αυτές περιπτώσεις η επιλογή του μεγίστου που αντικατοπτρίζει σεισμικές ασυνέχειες στο υπέδαφος γίνεται δυσκολότερη.

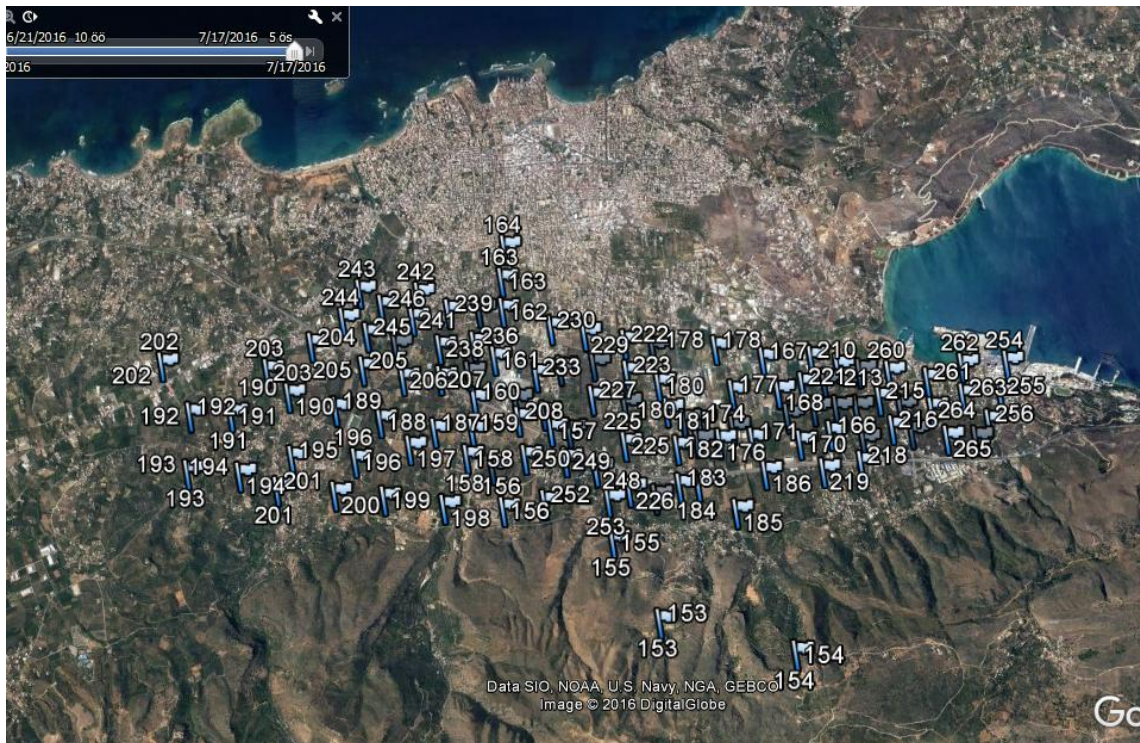
Στα πλαίσια του προγράμματος SESAME δημιουργήθηκε ένας «οδηγός» για τον καθορισμό της συχνότητας που έχει μέγιστο πλάτος. Ο οδηγός αυτός παρέχει διάφορα κριτήρια που αν πληρούνται τότε η συχνότητα με το μέγιστο πλάτος μπορεί να αποδοθεί με βεβαιότητα. Τα κριτήρια αυτά είναι αρκετά αυστηρά, χωρίς όμως να είναι δεσμευτικά, ειδικά σε περιπτώσεις πολυδιάστατων δομών.

Στην παρούσα εργασία ακολουθήθηκαν τα εξής κριτήρια επιλογής της συχνότητας με το μέγιστο πλάτος και τα οποία εισήχθησαν σε XLS για να γίνει αυτόματη απόρριψη των κακών μετρήσεων:

- Το πλάτος A της κορυφής θα πρέπει να είναι μεγαλύτερο της τιμής 2. Σε περιπτώσεις που το πλάτος A είναι ελαφρώς μικρότερο τις τιμής 2 αλλά ικανοποιεί τα υπόλοιπα κριτήρια τότε θεωρείται ότι αντικατοπτρίζει συχνότητα ενίσχυσης.
- Σε περίπτωση που εμφανίζονται άνω του ενός μεγίστου, τότε γίνεται έλεγχος του φάσματος ενέργειας, για να διαπιστωθεί η ύπαρξη ή μη ενέργειας που προέρχεται από ανθρωπογενή δραστηριότητα. Σε αυτή την περίπτωση παρατηρείται οξεία κορυφή στο φάσμα ενέργειας που διαφοροποιείται από το υπόλοιπο φάσμα.
- Στην περίπτωση πολλαπλών κορυφών, η κορυφή που αντιστοιχεί στη χαμηλότερη συχνότητα ορίζει τη συχνότητα ενίσχυσης του συνόλου των ανώτερων επιφανειακών σχηματισμών που έχουν σεισμική αντίθεση με το σεισμικό βραχώδες υπόβαθρο. Καθώς αυξάνεται η συχνότητα, η δεύτερη συχνότητα που εμφανίζει μέγιστο αντιστοιχεί σε βαθύτερους επιφανειακούς σχηματισμούς που εμφανίζουν σεισμική ασυνέχεια με τους υπερκείμενους τους.

4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΚΑΜΠΟΥ ΤΩΝ ΧΑΝΙΩΝ

Τον Ιούλιο 2016, ελήφθησαν 120 μετρήσεις εδαφικού θορύβου (HVSR) εντός της ευρύτερης περιοχής του κάμπου των Χανίων. Οι θέσεις των μετρήσεων επιλέχθηκαν με γνώμονα την καλύτερη γεωγραφική κάλυψη της περιοχής, καθώς και τη λήψη μετρήσεων σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής. Στο σχήμα (4.1) δείχνονται οι θέσεις των μετρήσεων στην περιοχή έρευνας.



Σχήμα 4.1. Στο χάρτη φαίνονται το σύνολο των μετρήσεων που ελήφθησαν στον κάμπο των Χανίων.

Όλες οι μετρήσεις έγιναν με το ίδιο σύστημα μετρήσεων (SARA, GEOBox) του Πανεπιστημίου της Ποτέντζα, Βασιλικάτα, Ιταλία. Οι μετρήσεις είχαν διάρκεια 20-30 λεπτών και έγιναν κατά τη διάρκεια της ημέρας καθώς οι μετρήσεις ελήφθησαν εκτός αστικού συγκροτήματος. Στις θέσεις που οι μετρήσεις δεν ήταν ικανοποιητικές ποιοτικά (π.χ. έντονη παρουσία κρουστικού ή μηχανικού θορύβου) αυτές επαναλήφθηκαν, ενώ σε κάποιες που η ποιότητα παρέμενε μη ικανοποιητική δε χρησιμοποιήθηκαν για περαιτέρω επεξεργασία.

Η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε με το λογισμικό Geopsy, που είναι κατασκευασμένο ειδικά για την επεξεργασία μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Οι

παράμετροι επεξεργασίας ήταν ίδιες για όλες τις μετρήσεις, όπως περιγράφηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο.

Για κάθε μια καταγραφή προσδιορίστηκε η χαμηλότερη συχνότητα με το μεγαλύτερο πλάτος, ως η συχνότητα που αντιπροσωπεύει τη θεμελιώδη συχνότητα ενίσχυσης των ανώτερων εδαφικών σχηματισμών που βρίσκονται πάνω από το βραχώδες υπόβαθρο. Στη συνέχεια τα αποτελέσματα συχνότητας-πλάτους εισήχθησαν σε λογισμικό Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών, με σκοπό τη χωρική απεικόνιση τους σε θεματικούς χάρτες συχνότητας και πλάτους.

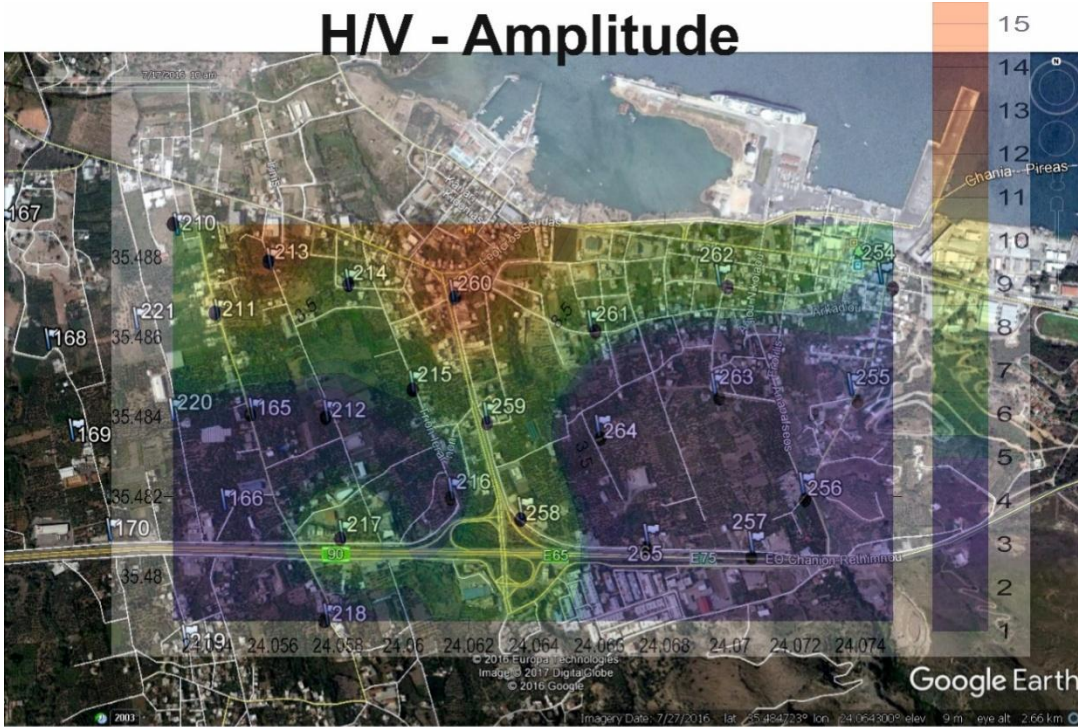
Για να διαπιστωθεί αν υπάρχει φαινόμενο δυσδιάστατων ή και τρισδιάστατων δομών στο υπέδαφος δημιουργήθηκαν χάρτες όπου εμφανίζονται οι αντίστοιχοι λόγοι βόρειας συνιστώσας προς κατακόρυφη και ανατολικής συνιστώσας προς κατακόρυφη, που παρουσιάζονται στα σχήματα (4.2), (4.3) και (4.4). Σε όλα τα σχήματα (4.2, 4.3 και 4.4) απεικονίζεται και για όλες τις συνιστώσες το πλάτος ενίσχυσης και η κύρια συχνότητα.

Η περιοχή έρευνας επικεντρώθηκε στη ευρύτερη περιοχή της Σούδας στην οποία βρίσκεται το εμπορικό λιμάνι των Χανίων αλλά αποτελεί και την είσοδο/έξοδο της πόλης προς τις υπόλοιπες περιοχές του νησιού.

Στο σχήμα (4.2) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή του πλάτους ενίσχυσης και της κύριας συχνότητας στην περιοχή ενδιαφέροντος. Παρατηρείται ότι το μέγιστο της ενίσχυσης (11-15, κόκκινα χρώματα) εντοπίζεται στην περιοχή πλησίον του λιμανιού και όλων των εμπορικών υποδομών.

Ίδια συμπεράσματα μπορούμε να εξάγουμε και στην περίπτωση των σχημάτων (4.3 και 4.4) στα οποία εμφανίζεται η περι του λιμανιού περιοχή να παρουσιάζει το μέγιστο της ενίσχυσης.

H/V - Amplitude



H/V - Resonance Frequency



Σχήμα 4.2. Η περιοχή ενδιαφέροντος και οι χάρτες ενίσχυσης του πλάτους (πάνω) και των συχνοτήτων ενίσχυσης (κάτω) σε χρωματική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με μαύρους κύκλους. Οι χάρτες αναφέρονται στην κατακόρυφη συνιστώσα.

EW - Amplitude



EW - Resonance Frequency

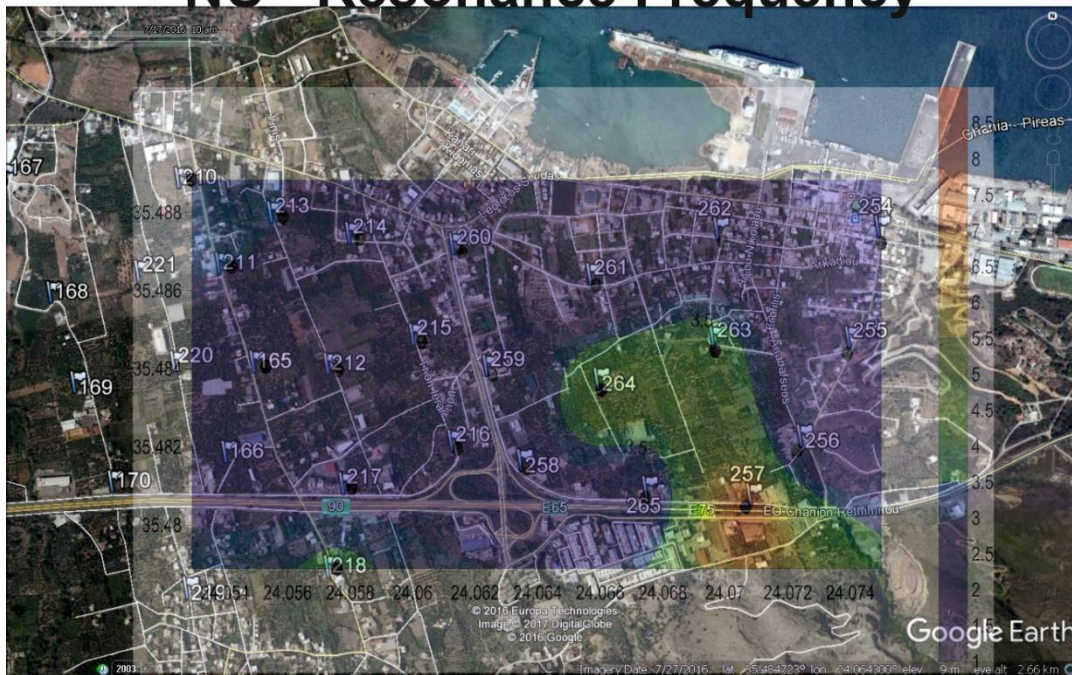


Σχήμα 4.3. Η περιοχή ενδιαφέροντος και οι χάρτες ενίσχυσης του πλάτους (πάνω) και των συχνοτήτων ενίσχυσης (κάτω) σε χρωματική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με μαύρους κύκλους. Οι χάρτες αναφέρονται στην οριζόντια (Δύση-Ανατολή) συνιστώσα.

NS - Amplitude



NS - Resonance Frequency



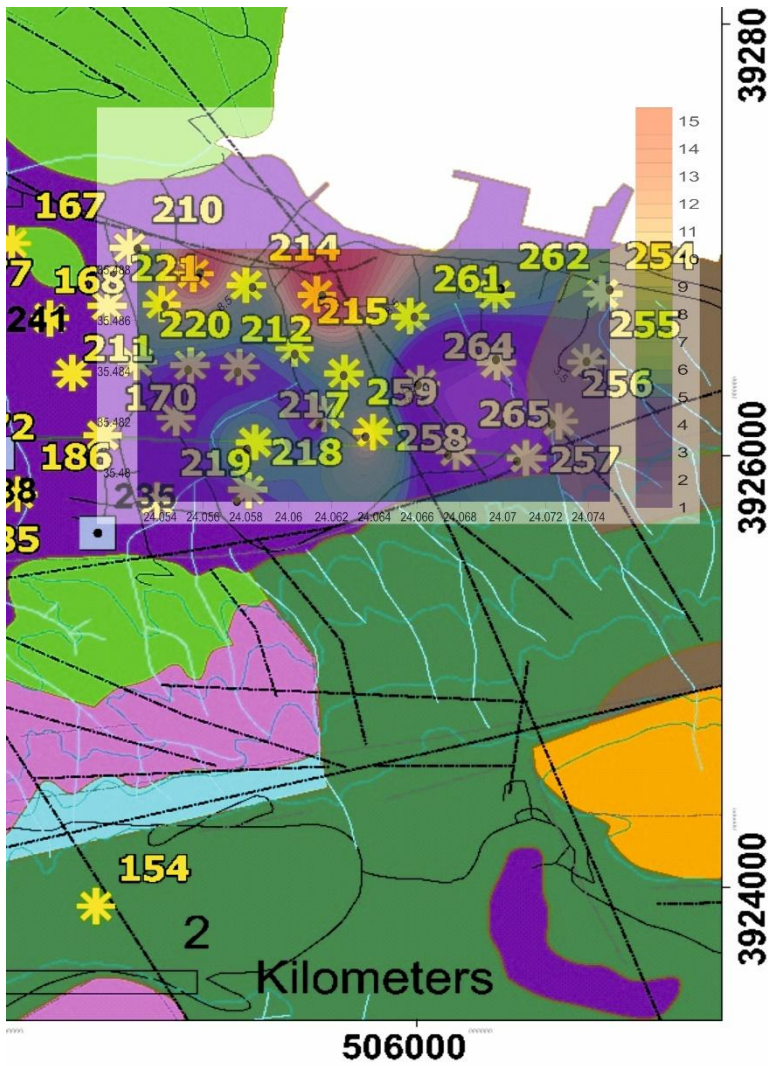
Σχήμα 4.4. Η περιοχή ενδιαφέροντος και οι χάρτες ενίσχυσης του πλάτους (πάνω) και των συχνοτήτων ενίσχυσης (κάτω) σε χρωματική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με μαύρους κύκλους. Οι χάρτες αναφέρονται στην οριζόντια (Βορρά-Νότος) συνιστώσα.

4.1. Συσχέτιση των αποτελεσμάτων εδαφικού θορύβου με τη γεωλογία και τη τεκτονική της περιοχής έρευνας

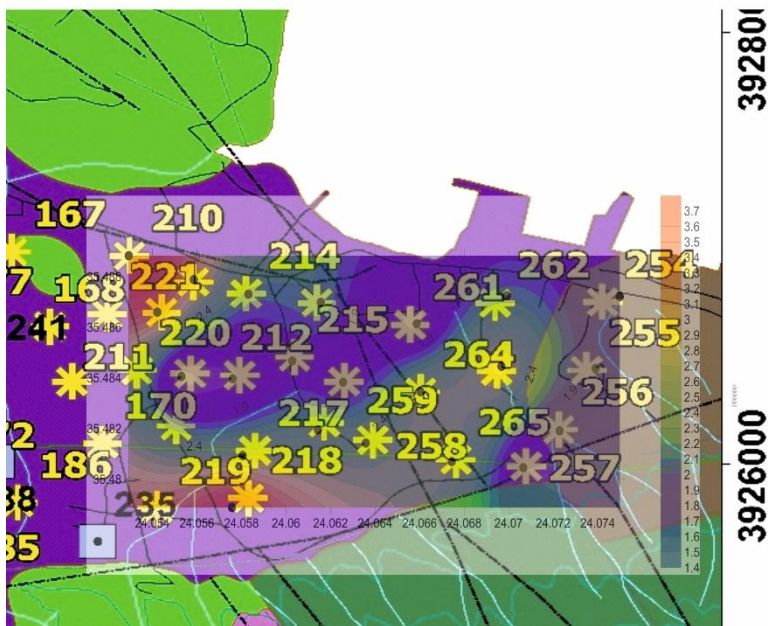
Όπως αναφέρθηκε και στο θεωρητικό μέρος της μεθόδου, υπάρχει μεγάλη συσχέτιση μεταξύ των μετρούμενων παραμέτρων (πλάτος και θεμελιώδη συχνότητα ενίσχυσης) από τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου. Ειδικότερα, στους χάρτες της χωρικής κατανομής του πλάτους ενίσχυσης, φαίνονται ασυνέχειες με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ που θα μπορούσαν να αποτελούν πληροφορίες της τεκτονικής της περιοχής μας.

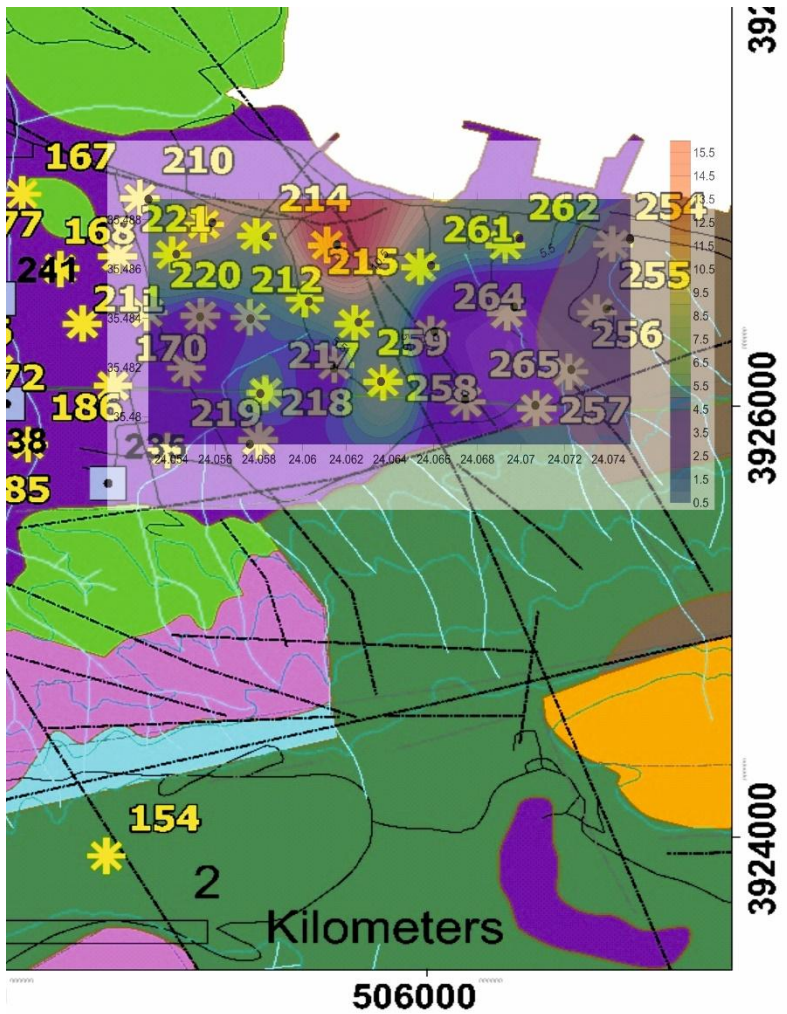
Για να γίνει με ασφάλεια μια τέτοιου είδους συσχέτιση, απαιτείται η χαρτογράφηση της γεωλογίας, της τεκτονικής και των μεταβολών των μετρούμενων παραμέτρων για να μπορέσουμε να δούμε τυχόν συσχέτιση.

Από τα σχήματα (4.5), (4.6) και (4.7) φαίνονται ενδείξεις συσχέτισης μεταξύ των ΒΔ-ΝΑ ρηγμάτων που διατρέχουν το αστικό συγκρότημα της Σούδας και των μετρήσεων μικροθορύβου (πλάτος ενίσχυσης) που εκτελέστηκαν στην περιοχή. Φυσικά λεπτομερή ανάλυση μπορεί να προκύψει μετά από συναξιολόγηση στοιχείων από γεωτρήσεις και την εφαρμογή άλλων γεωφυσικών ή γεωτεχνικών μετρήσεων. Τέλος, η χωρική κατανομή του πλάτους ενίσχυσης και των θεμελιωδών συχνοτήτων ίσως να δίνει ενδείξεις και για ρήγματα με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ που σχετίζονται με τη διεύθυνση των ρηγμάτων που ορίζουν το κόλπο της Σούδας.

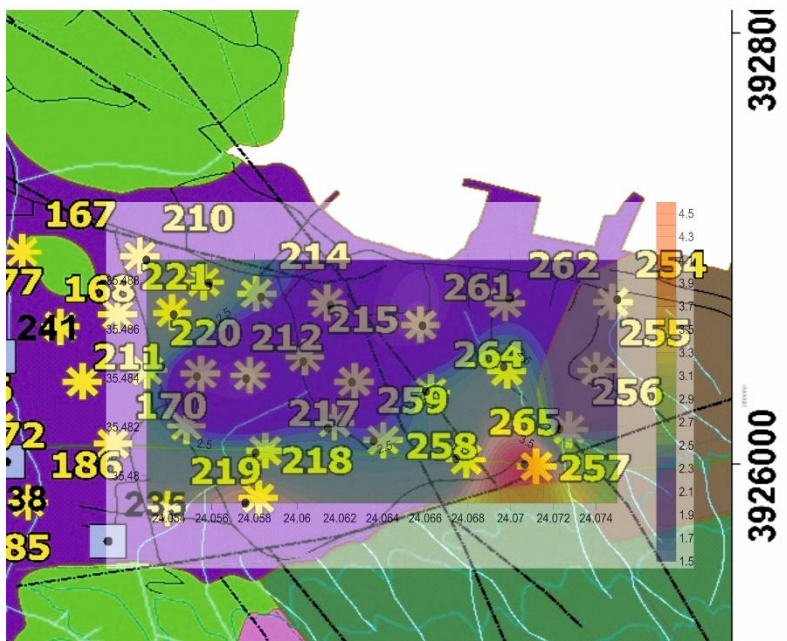


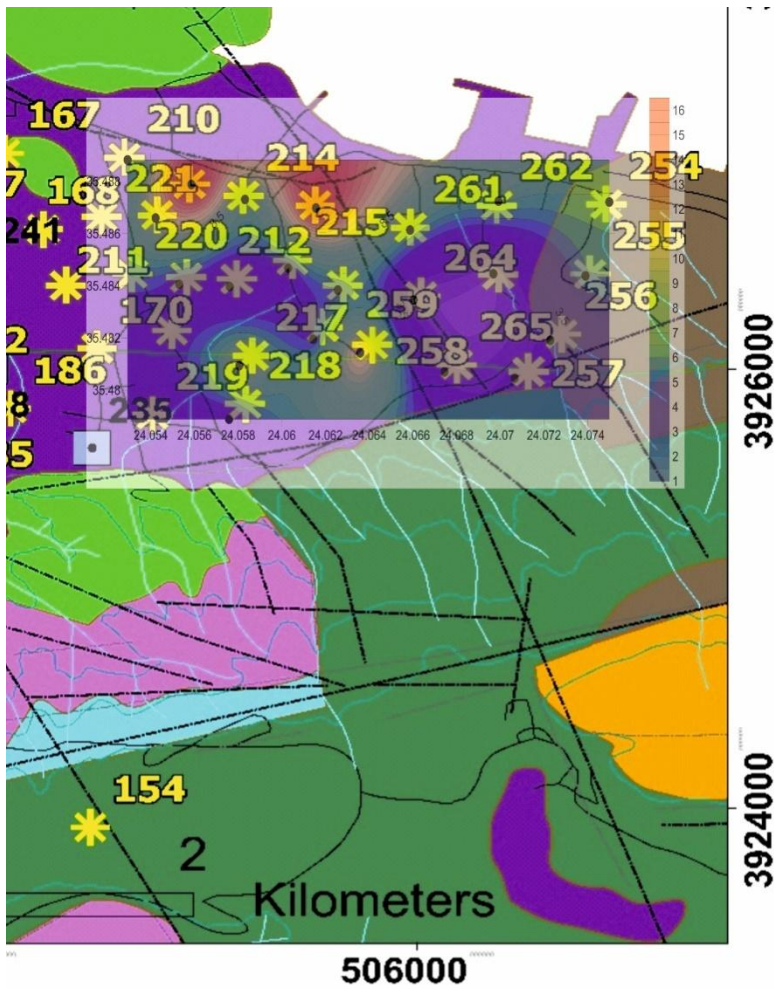
Σχήμα 4.5. Συσχέτιση της γεωλογίας της περιοχής έρευνας με την κατανομή της ενίσχυσης των πλατών και της κύρια συχνότητας για την κατακόρυφη συνιστώσα.



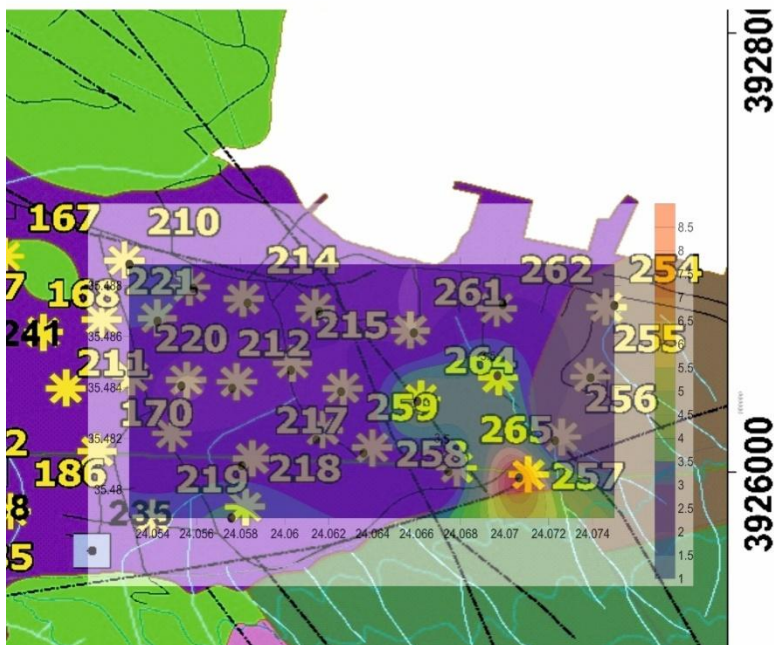


Σχήμα 4.6. Συσχέτιση της γεωλογίας της περιοχής έρευνας με την κατανομή της ενίσχυσης των πλατών και της κύρια συχνότητας για την οριζόντια (Ανατολή-Δύση) συνιστώσα.

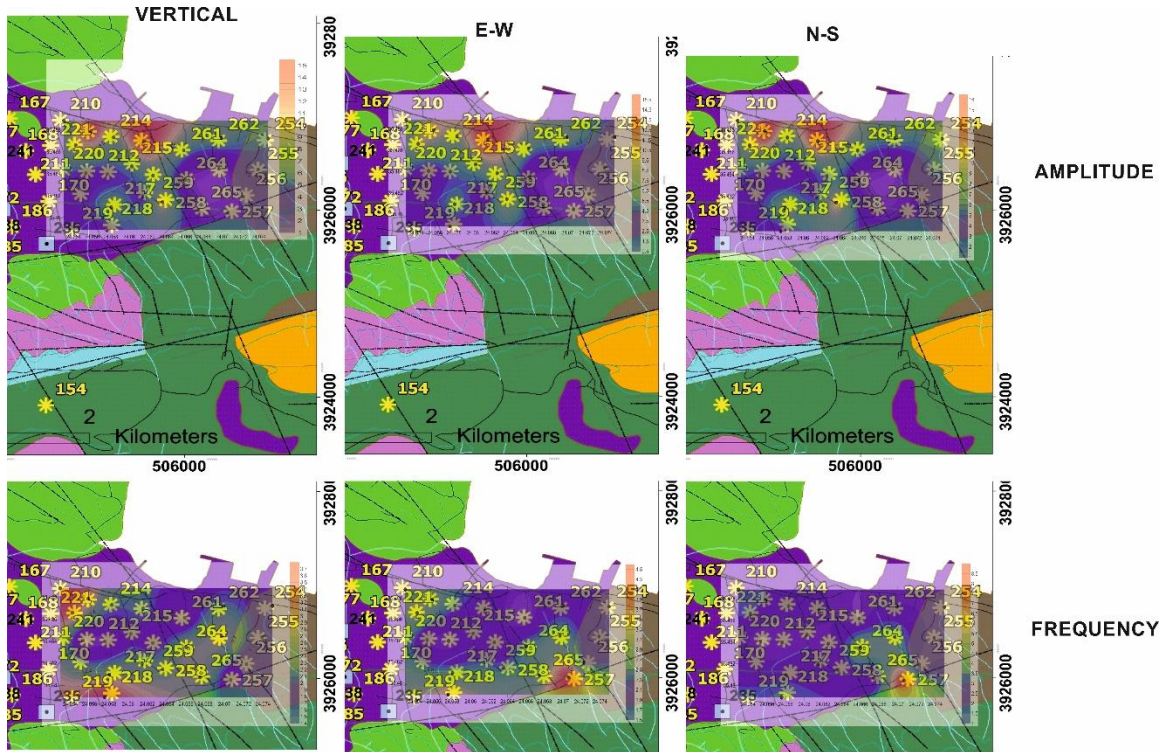




Σχήμα 4.7. Συσχέτιση της γεωλογίας της περιοχής έρευνας με την κατανομή της ενίσχυσης των πλατών και της κύρια συχνότητας για την οριζόντια (Βορράς-Νότος) συνιστώσα.



Τέλος, στο σχήμα (4.8) παρουσιάζονται συγκεντρωτικά όλες οι προαναφερόμενες πληροφορίες.



Σχήμα 4.8 Χωρική κατανομή της ενίσχυσης πλατών και της κύριας συχνότητας για τις τρεις συνιστώσες σε συσχέτιση με την γεωλογία και τεκτονική της περιοχής έρευνας.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μέθοδος του εδαφικού μικροθορύβου εφαρμόστηκε με επιτυχία στην ευρύτερη περιοχή της Σούδας. Η μέθοδος παρουσιάζει πολλά πλεονεκτήματα καθώς είναι γρήγορη και μπορεί να καλύψει μεγάλες περιοχές με την επιθυμητή πάντα διακριτική ικανότητα. Επιπλέον, υπήρξαν ενδείξεις συσχέτισης μεταξύ των υπολογιζόμενων από τις μετρήσεις παραμέτρων και ειδικά του πλάτους ενίσχυσης και της γεωλογίας – τεκτονικής της περιοχής έρευνας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Μουντράκης και Συνεργάτες, 2004. Νεοτεκτονική-Σεισμοτεκτονική Έρευνα – Μελέτη Της Ευρύτερης Περιοχής της Βόρειας Ζώνης Του Νομού Χανίων Κρήτης
- Πάνου Αρετή Reliability of ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in urban environments: the case of Thessaloniki city (northern Greece)
- Παπαδόπουλος Ηλίας (2013) «Πειραματική και Θεωρητική μελέτη της τοπικής εδαφικής ενίσχυσης με τη χρήση δεδομένων μικροθορύβου και γεωφυσικών μετρήσεων πεδίου»
- Ansary M. A., Fuse M., Yamazaki F and Katayama T., 1995. Use of microtremors for the estimation of ground vibration characteristics, Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Engineering and Soil Dynamics, St. Louis, Missouri, pp. 571-574.
- Atakan et al. 2004-b Simulated Strong Ground Motions for the Great M 9.3 Sumatra–Andaman Earthquake of 26 December 2004
- Bard P.-Y. , 1999. Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?, In The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, ed. Irikura, Kudo, Okada and Sasatani, Balkema, Rotterdam, 1999, pp. 1251-1279.
- Cara et al, (2003) A Study on Seismic Noise Variations at Colfiorito, Central Italy: Implications for the Use of H/V Spectral Ratios
- Duval et al. 2004-a Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California
- Guillier et al., (2002) Stress tensor analysis of the 1998-1999 tectonic swarm of northern Quito related to the volcanic swarm of Guagua Pichincha volcano, Ecuador.
- Horike M., 1996. Geophysical exploration using microtremor measurements, Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico
- Kilias, A., Fassoulas, C. and Mountrakis D. 1994. Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece), Geol. Rundsch., 83, 417-430.
- Kilias, A., Mountrakis, D., Stavridakis, P., Schinas, C. and Pavlaki, K. 1985. Η γεωλογική δομή της περιοχής του Χοιροσπήλιου στη Δ. Κρήτη, Ο.Α.Δ.Υ.Κ., 1-150.
- Koller et al. 2004. Radiation Belt Modeling and Data Assimilation with Salamambo
- Konno K., and Ohmachi T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, Bull. Seism. Soc.

Am., 88, no. 1, 228–241

Lachet and Bard, 1994 ON THE POTENTIAL OF MICROTREMOR MEASUREMENTS

Mountrakis Demosthenis, A. Kiliadis, A. Pavlaki, C. Fassoulas, E. Thomaidou, C. Papazachos, C. Papaioannou, Z. Roumelioti, et al 2012. Neotectonic study of Western Crete and implications for seismic hazard assessment. In: (Eds.) Emmanuel Skourtsos and Gordon S. Lister, *Journal of the Virtual Explorer*, volume 42, paper 2, doi: 10.3809/jvirtex.2011.00285

Mucciarelli M., 1998. Reliability and Applicability of Nakamura's technique using Microtremors: An experimental approach, *J. Earthq. Eng.*, 2, 625-638.

Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25-33

Nakamura Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand

Nakamura Y., 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.

Nogoshi M., and Igarashi T., 1971. On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2), *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26-40

Papadopoulos Ilias, Costas Papazachos, Alexandros Savvaidis, Nikos Theodoulidis, Filippos Vallianatos, 2017, Seismic microzonation of the broader Chania basin area (Southern Greece) from the joint evaluation of ambient noise and earthquake recordings, *Bull Earthquake Eng*, DOI 10.1007/s10518-016-0019-0

Parolai et al (2001) ASSESSMENT OF THE NATURAL FREQUENCY OF THE SEDIMENTARY COVER IN THE COLOGNE AREA (GERMANY) USING NOISE MEASUREMENTS

Sarris A, Karakoudis S*, Bidaki X*, Soupios P, 2005, *Study of the Morphological Attributes of Crete through the Use of Remote Sensing Techniques*, **IASME Trans**, Issue 6, Vol. 2, pp 1043-1051, ISSN 1790-031X, August 2005.

Seidel, E., Kreuzer, H., and Harre, W. 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jahrb.*, E 23, 165-206

Tokimatsu K., Arai H. and Asaka Y., 1996. Three-dimensional soil profiling in Kobe area using microtremors, 10th World Conference of Earthquake Engineering (Acapulco, Mexico) paper No. 1764.