

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

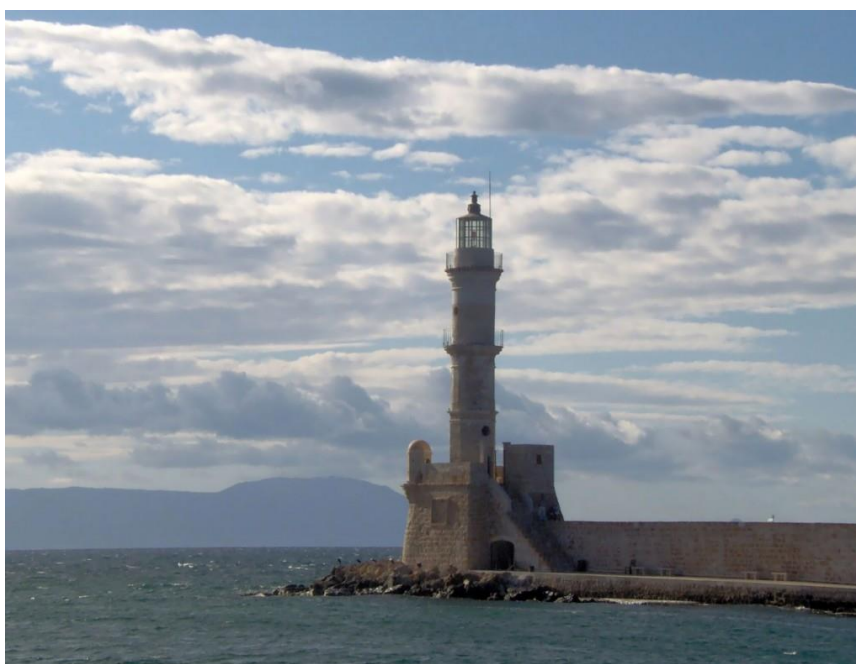


ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ
& ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΤΟΜΕΣ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*«Επεξεργασία Μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου
στον Κάμπο των Χανίων»*

Γρυλλάκης Ιωάννης

Επιβλέπων καθηγητής

Παπαδόπουλος Ηλίας

ΧΑΝΙΑ 2015

TECHNOLOGICAL EDUCATIONAL INSTITUTE OF CRETE



BRANCH OF CHANIA

DEPT OF ENVIRONMENTAL & NATURAL
RESOURCES ENGINEERING



SECTION GEOENVIRONMENT

LAB OF GEOPHYSICS & SEISMOLOGY



Pre-Graduate Dissertation

*«Processing of Ambient Noise Data
at the Plain of Chania»*

Gryllakis Giannis

Supervisor

Papadopoulos Ilias

CHANIA 2015

Πίνακας περιεχομένων

Πρόλογος.....	7
Κεφάλαιο 1 ^ο	10
1.1 Εισαγωγή.....	10
1.1 Introduction	12
1.2 Εδαφικός Θόρυβος.....	14
1.2.1 Ορισμός	14
1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο.....	15
1.2.2.1 Ιστορικές περιόδους.....	15
1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου.....	18
1.2.2.3 Φύση του εδαφικού θορύβου.....	20
1.3 Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον	21
Εδαφικό Θόρυβο στο Διεθνή Χώρο.....	21
1.4. Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον	24
Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο	24
1.4.1 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο	24
Κεφάλαιο 2 ^ο	28
2.1. Εισαγωγή - Ιστορική προσέγγιση της μεθόδου εδαφικού θορύβου μονού σταθμού	28
2.1.1. Ερμηνεία της μεθόδου HVSR σύμφωνα με τον Nakamura	32
2.1.2. Υπολογισμός της δομής των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών με τη χρήση δεδομένων εδαφικού θορύβου.....	42
2.2. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου	44

2.2.1. Συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου	44
2.2.2. Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου.....	45
2.2.3. Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού.....	46
2.2.4. Κριτήρια επιλογής της συχνότητας ενίσχυσης μέγιστου πλάτους .	51
Κεφάλαιο 3^ο.....	55
3.1 Μετρήσεις εδαφικού θορύβου στον Κάμπο των Χανίων....	55
3.2. Καταγραφές με εμφάνιση δεύτερης συχνότητας μέγιστου του λόγου H/V	64
3.2.1. Επίδραση βιομηχανικού θορύβου από τον υποσταθμό της Δ.Ε.Η. στους λόγους H/V	Error! Bookmark not defined.
Βιβλιογραφία.....	68
Παράρτημα Α	82
Παράρτημα Β	85

Πρόλογος

Η Παρούσα Πτυχιακή Εργασία έγινε για την ολοκλήρωση των προπτυχιακών μου σπουδών στο τμήμα Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος στο Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα της Κρήτης με έδρα τα Χανιά. Η Πτυχιακή Εργασία πραγματοποιήθηκε για τον τομέα Γεωπεριβάλλοντος στο εργαστήριο Γεωφυσικής και Σεισμολογίας.

Μετά την συμμετοχή μου στο εργαστήριο γεωφυσικής και σεισμολογίας, θέλησα να ασχοληθώ με τον τομέα της γεωφυσικής και σεισμολογίας και μου δόθηκε η ευκαιρία να ξεκινήσω τις μετρήσεις μου για τον Κάμπο των Χανίων. Χρειάστηκε αρκετός χρόνος για να γίνουν όλες αυτές οι μετρήσεις αλλά και να γίνει η επεξεργασία τους, αλλά μου απέσπασαν εμπειρία που δεν την μετάνιωσα. Στα πλαίσια της πτυχιακής μου εργασίας είχα την βοήθεια συναδέλφων και καθηγητών καθώς και την στήριξη της οικογένειάς μου που παρόλο χρειάστηκα λίγο χρόνο παραπάνω για να μπορέσω να ολοκληρώσω τον κύκλο σπουδών μου πάντα ήταν δίπλα μου. Συγκεκριμένα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή και φίλο μου Παπαδόπουλο Ηλία που μου έδωσε την ευκαιρία να ασχοληθώ με το αντικείμενο της γεωφυσικής και της σεισμολογίας και με τον χρόνο που ξόδεψε για να μπορέσω να ολοκληρώσω την Πτυχιακή μου εργασία. Στην παρούσα πτυχιακή εργασία έγιναν 91 μετρήσεις σε όλο τον Κάμπο των Χανίων, όπου μερικές χρειάστηκαν να γίνουν και δεύτερη φορά για να μπορέσουν να έχουμε μεγαλύτερη ακρίβεια. 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 πρώτο κεφάλαιο γίνεται μια συνοπτική εισαγωγή στη φύση του εδαφικού θορύβου και τις μεθόδους και τεχνικές που έχουν αναπτυχθεί ως τώρα για τη μελέτη των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Στο δεύτερο κεφάλαιο έχουμε την ερμηνεία της μεθόδου H/V, τον τρόπο συλλογής των δεδομένων, την χρήση των οργάνων και τις μεθόδους επεξεργασίας και επιλογής των δεδομένων.

Και τέλος έχουμε το τρίτο κεφάλαιο έχουμε τις μετρήσεις και τα συμπεράσματα από τις μετρήσεις και την ανάλυση που έγινε.



Η διπλωματική εργασία υλοποιήθηκε στο πλαίσιο του Επιχειρησιακού Προγράμματος "Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση", Πράξη Αρχιμήδης III και συγχρηματοδοτήθηκε από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο) και εθνικούς πόρους (Εθνικό Στρατηγικό Πλαίσιο Αναφοράς 2007-2013).

Κεφάλαιο 1^ο

1.1 Εισαγωγή

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων είκοσι ετών, διάφοροι καταστρεπτικοί σεισμοί (π.χ. Μεξικό 1985, Loma Prieta 1989, Kobe 1995, Κοζάνη 1995, Izmit 1999, Αθήνα 1999, Ελ Σαλβαδόρ 2001, Βόρεια Αλγερία 2003, Πακιστάν 2005) προκάλεσαν τον τραυματισμό αλλά και το θάνατο πολλών ανθρώπων και είχαν σημαντικές κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις στους λαούς που τους υπέστησαν. Η μέχρι τώρα εμπειρία δείχνει ότι η επιφανειακή γεωλογία μπορεί να καθορίσει σημαντικά την ισχυρή σεισμική κίνηση σε μία θέση επιδρώντας στα πλάτη της, το συχνοτικό περιεχόμενο και τη διάρκεια της. Το αποτέλεσμα αυτής της επίδρασης οδηγεί κατά κανόνα σε σημαντική αύξηση (και σπανιότερα μείωση) του σεισμικού κινδύνου για το κτηριακό δυναμικό της θέσης, καθώς η κατανομή των βλαβών επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις επικρατούσες τοπικές εδαφικές συνθήκες (site effect).

Υπάρχουν διάφορες τεχνικές προσδιορισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση όπως οι:

- α) γεωτεχνικές μέθοδοι ή μέθοδοι της κλασικής γεωφυσικής διασκόπησης, (π.χ. σεισμική ανάκλαση και διάθλαση, γεωτεχνικές γεωτρήσεις σε συνδυασμό με εργαστηριακές δοκιμές) ακολουθούμενες από αριθμητική προσομοίωση,
- β) ενόργανες μέθοδοι που βασίζονται στην ανάλυση καταγραφών σεισμών στην υπό εξέταση θέση σε σύγκριση με μια θέση αναφοράς, δίνοντας με αυτό τον τρόπο ένα μέτρο της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών,
- γ) μέθοδοι που βασίζονται σε καταγραφές εδαφικού θορύβου οι οποίες μπορούν να δώσουν πληροφορίες τόσο για τη θεμελιώδη συχνότητα όσο και για τους εδαφικούς σχηματισμούς της θέσης (π.χ. μία μεγάλη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει ένα βραχώδες πέτρωμα, ενώ μία μικρή θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει πιο χαλαρές και μεγάλου πάχους αποθέσεις).

Μέσα σε πυκνοκατοικημένες περιοχές ο προσδιορισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών με τη χρησιμοποίηση των κλασικών γεωφυσικών μεθόδων είναι συχνά δύσκολος. Η χρησιμοποίηση της εκρηκτικής ύλης ή του φορτηγού δόνησης (Thumper, Vibroseis κ.λπ.) σε αστική περιοχή, απαιτεί ειδικές άδειες, που κατά κανόνα δεν χορηγούνται από τις τοπικές αρχές, και το κόστος τους είναι αρκετά μεγάλο. Εξάλλου, το επίπεδο του αστικού θορύβου κάνει δύσκολη την

εφαρμογή τέτοιων τεχνικών. Η μέθοδος της ανάλυσης σεισμικών καταγραφών σε μια εύλογη χρονική περίοδο μπορεί να είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί, ειδικά στις περιοχές χαμηλής σεισμικότητας αλλά και επίσης λόγω του αυξημένου εδαφικού θορύβου. Αντιθέτως, οι μέθοδοι που στηρίζονται στον εδαφικό θόρυβο είναι εύκολο να εφαρμοστούν μέσα σε πολεοδομικά συγκροτήματα λόγω της ευκολίας εφαρμογής τους ανεξαρτήτως γενικά χρόνου και χώρου, των περιορισμένων απαιτήσεών τους σε προσωπικό αλλά και σε εξοπλισμό, της μη δημιουργίας περιβαλλοντικών προβλημάτων, ενώ και το κόστος για την πραγματοποίησή τους είναι πολύ χαμηλό.

Λόγω αυτών των πλεονεκτημάτων, οι μέθοδοι που στηρίζονται στον εδαφικό θόρυβο χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε μικροζωνικές μελέτες. Οι βασικές τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου είναι:

α) Τεχνική των απόλυτων φασμάτων (Μέθοδος Kanai),

β) Τεχνική του τυπικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratios with respect to a Reference Site, SSR),

γ) Τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio ή HVSR ή Μέθοδος Nakamura),

δ) τεχνικές αντιστροφής για τον προσδιορισμό μοντέλων ταχύτητας χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυοδεκτών (array technique) και στην συνέχεια χρησιμοποίηση αριθμητικών μεθόδων για τη θεωρητική εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Οι τρεις πρώτες τεχνικές έχουν το κοινό χαρακτηριστικό ότι παρέχουν άμεσα πληροφορίες για την εκτίμηση της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας της υπό μελέτη τοποθεσίας, καθώς και μία σχετική εκτίμηση του πλάτους της εδαφικής ενίσχυσης.

Η τέταρτη τεχνική είναι μία γεωφυσική μέθοδος, η οποία εκτός από τον υπολογισμό των προηγούμενων ποσοτήτων, οδηγεί και σε έμμεσες πληροφορίες σχετικές με την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση.

1.1 Introduction

During the last twenty years, several destructive earthquakes (e.g. Mexico City 1985, Loma Prieta 1989, Kobe 1995, Kozani 1995, Izmit 1999, Athens 1999, El Salvador 2001, North Algeria 2003, Pakistan 2005) had caused the injuries and death of hundreds of people, and had several social and economical influences. So far, experience has shown that surface geology can determine strong seismic motion, affecting the amplitude, frequency content and duration of the motion. The result of this influence leads (in general) to important rising of seismic risk for the buildings in place, since the vulnerability of buildings is strongly affected by the local site effects. There are several techniques of defining the effect of local geological conditions to ground motion, such as:

- a) geotechnical methods, or conventional geophysical methods (seismic tomographies, geotechnical boreholes combined with lab tests), followed by numerical emulation,
- b) Instrumental methods based on the analysis of earthquakes at a specific point, having a site reference,
- c) Methods based on the analysis of ground noise, which can provide information for the fundamental frequency of the area, together with information about the formation of geological conditions. (eg. High fundamental frequency indicates rock formations, while low fundamental frequency indicated less stiff and big thickness of deposits).

In urban areas, classification of local conditions using conventional methods is often difficult, if not impossible. Using explosives or Vibroseis in urban area requires special permissions, and the cost of making such measurements can be extremely high. Besides, urban noise can be very high, affecting the measurements. Using analysis of earthquakes can take a very long time, especially in areas with modest seismicity. On the contrary, methods based on ground noise are easy to applied in urban areas at any time, due to less requirements to personnel, compact equipments, and cost effective. Due to all the above, methods based on ground noise are used widely in microzonation.

Basic techniques used for the analysis of ground noise are:

- a) Absolute Spectra technique (Kanai),
- b) Standard Spectral Ratios with respect to reference Site (SSR),
- c) Horizontal to Vertical Spectral ratio (Nakamura),
- d) Special Array techniques, using numerical methods for the theoretical evaluation of the influence of local ground effects.

The three first techniques have the common factor that they can provide directly information about the fundamental frequency of the site, and a relative evaluation about the amplitude of ground motion. Fourth technique is geophysical method, which apart from defining the aforementioned parameters, can lead to indirect information about the influence of local site effects to ground motion.

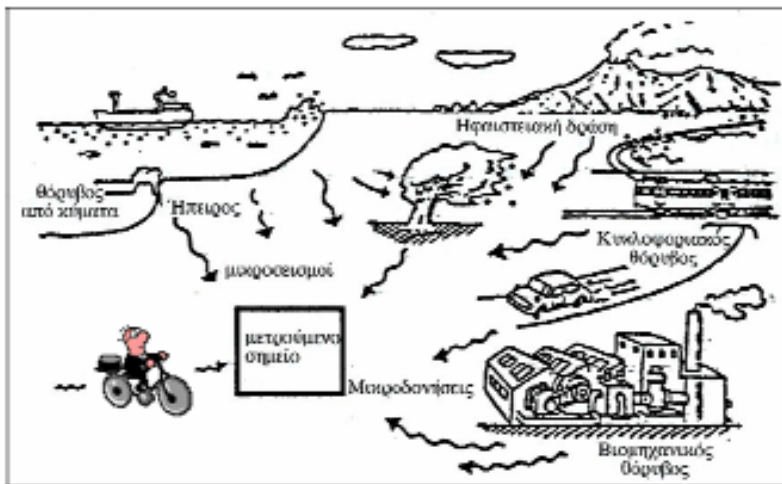
1.2 Εδαφικός Θόρυβος

1.2.1 Ορισμός

Ο εδαφικός θόρυβος ή μικροθόρυβος (microtremor ή ambient noise) δεν είναι τίποτα άλλο από τις συνεχείς ταλαντώσεις του εδάφους που οφείλονται σε φυσικούς (περιβαλλοντικούς) ή ανθρωπογενείς παράγοντες, όπως είναι ο άνεμος, τα παλιρροϊκά κύματα, οι μετεωρολογικές συνθήκες, τα βιομηχανικά μηχανήματα, τα αυτοκίνητα και τα τρένα, η βάδιση ατόμων (σχήμα 1.1).

Το πλάτος του εδαφικού θορύβου είναι σε γενικές γραμμές, με μερικές εξαιρέσεις, πολύ μικρό, της τάξης του 10^{-5} - 10^{-3} cm και η καταγραφή του γίνεται με σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας. Όπως κάθε σεισμική καταγραφή έτσι και ο εδαφικός θόρυβος αποτελεί σήμα που περιέχει πληροφορίες που σχετίζονται με:

- την πηγή γένεσής του,
- τον δρόμο διάδοσης από την πηγή έως τη θέση καταγραφής του και,
- την εδαφική δομή στη θέση καταγραφής.



Σχήμα 1.1. Σχήμα που περιγράφει τις πηγές του εδαφικού θορύβου (τροποποιημένο από Τσελέντη, 1997).

1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο

Η ανάλυση που ακολουθεί στηρίζεται σε μεγάλο μέρος στα αποτελέσματα του προγράμματος «**SESAME**» (Site EffectS assessment using AMbient Excitations, European Commission -Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-12 00026): “Nature of Noise Wavefield”, (<http://SESAME-FP5.obs.ujfgrenoble.fr>: D13.08, 2003).

1.2.2.1 Ιστορικές περιόδους

Ο εδαφικός θόρυβος έχει παρατηρηθεί από την αρχή του δέκατου ένατου αιώνα. Το 1872, ο Bertelli (Gutenberg, 1958) εγκατέστησε ένα εκκρεμές και παρατήρησε, κατά τη διάρκεια πολλών ετών, ότι μερικές φορές το εκκρεμές κινούνταν συνεχώς για ώρες ή ημέρες. Μέσω αυτής της παρατήρησης διατύπωσε τον συσχετισμό μεταξύ των μικροσεισμών ("microseisms") και της ατμοσφαιρικής πίεσης (Gutenberg, 1958).

Τα τρία κυρίαρχα χρονικά διαστήματα στην μελέτη του εδαφικού θορύβου είναι:

1^η Περίοδος : μέχρι το 1950. Μέχρι τα μέσα του εικοστού αιώνα, οι μελέτες ήταν περισσότερο ποιοτικές παρά ποσοτικές: η πρόοδος στη γνώση περιοριζόταν από την έλλειψη τεχνογνωσίας. Εντούτοις, μερικοί ερευνητές διέκριναν κάποια θεμελιώδη χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου, όπως τη σχέση μεταξύ των ωκεάνιων κυμάτων, των μετεωρολογικών συνθηκών και της προέλευσης του εδαφικού θορύβου.

Ο Banerji (Banerji 1924, 1925) παρατήρησε μικροσεισμούς σε συσχέτιση με τον Ινδικό μουσώνα στη Νοτιοανατολική Ασία και τους απέδωσε σε κύματα Rayleigh, που εγείρονται στον πυθμένα της θάλασσας από τον συρμό των θαλασσιών κυμάτων τα οποία συντηρούνται από τα μουσωνικά ρεύματα. Ο Gutenberg (1911) έκανε μία πλήρη περιγραφή της προέλευσης καθώς και της φύσης του θορύβου. Οι εργασίες των Bernard (1941a-b) και Longuet- Higgins (1950) υπολόγισαν ότι η περίοδος των μικροσεισμών είναι ίση με το μισό της περιόδου των ωκεάνιων κυμάτων. Το 1958, ο Gutenberg (Gutenberg 1958) απαριθμεί περίπου 600 εργασίες που σχετίζονται με τους μικροσεισμούς. Δυστυχώς, το σημαντικότερο μέρος αυτών των αναφορών δημοσιεύθηκαν σε τοπικά επιστημονικά περιοδικά και συνεπώς η πρόσβαση σε κάποιο αντίγραφό τους είναι δύσκολη.

2^η Περίοδος : από το 1950 μέχρι το 1970.

Κατά τη διάρκεια της εικοσαετίας 1950-1970, η επέκταση της σεισμολογίας και η ανάπτυξη του εξοπλισμού (σεισμόμετρα, καταγραφικά) επέτρεψε να πραγματοποιηθούν σημαντικές πρόοδοι στην κατανόηση του εδαφικού θορύβου.

Διάφοροι ερευνητές ερεύνησαν την προέλευση και τη φύση του εδαφικού θορύβου και πολλές τεχνικές που χρησιμοποιούν το θόρυβο αναπτύχθηκαν κατά τη περίοδο αυτή.

Η πιο σημαντική τεχνική (array technique) βασίζεται στην καταγραφή εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (μέτρηση των χρόνων της διάδοσης του σήματος ανάμεσα σε αρκετούς αισθητήρες). Αυτή η τεχνική βασίζεται στην διασπορά των επιφανειακών κυμάτων, μέσω της οποίας μπορεί να υπολογιστεί η με το βάθος κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μέσα στο έδαφος.

Υπάρχουν δύο μεθοδολογίες ανάλυσης της παραπάνω τεχνικής: η φασματική ανάλυση Συχνότητας - Κυμάριθμου (FK) (Caron et al. 1967, Caron 1969, Lacoss et al. 1969) και η χωρική ανάλυση του συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC) (Aki 1957, 1965).

Άλλες τεχνικές που έχουν χρησιμοποιηθεί στην έρευνα του κυματικού πεδίου (wavefield) του εδαφικού θορύβου είναι η μελέτη της κίνησης υλικού σημείου (particle motion) (Toksoz 1964), ή τεχνικές γεωτρήσεων που συνδέονται, μερικές φορές, με την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (Douze 1964, Gupta 1965, Douze 1967).

3^η Περίοδος : από το 1970 μέχρι σήμερα.

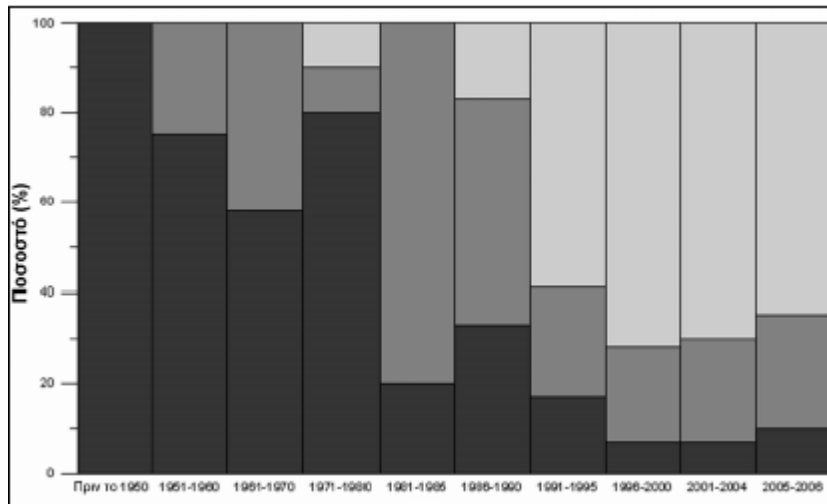
Από τη δεκαετία του '80 μέχρι τώρα, ο αριθμός των δημοσιεύσεων σχετικά με τον εδαφικό θόρυβο αυξάνεται ανά έτος. Δεδομένου ότι δεν είναι εύκολη η πρόσβαση σε όλες τις δημοσιεύσεις (ειδικά στην ιαπωνική βιβλιογραφία), υπολογίζεται ότι ο αριθμός δημοσιεύσεων του εδαφικού θορύβου 1949 είναι περισσότερες από 500. Μερικές από αυτές ασχολούνται με τη φύση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου αλλά η συντριπτική πλειοψηφία (περίπου 95%) εξετάζει τις δυνατότητες χρησιμοποίησης του εδαφικού θορύβου ή/και τις άμεσες εφαρμογές του σε συγκεκριμένες μελέτες. Η σημαντικότερη εφαρμογή του εδαφικού θορύβου είναι στις μικροζωνικές μελέτες των πόλεων και υπάρχουν δύο σημαντικές τεχνικές που εφαρμόζονται σε αυτές. Η πρώτη είναι η μέθοδος υπολογισμού του φασματικού λόγου με έναν σταθμό αναφοράς (SSR) η οποία χρησιμοποιεί καταγραφές εδαφικού θορύβου σε δύο δέκτες. Η δεύτερη είναι η μέθοδος υπολογισμού του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα

(H/V Spectral Ratio ή Μέθοδος Nakamura) η οποία χρησιμοποιεί καταγραφές εδαφικού θορύβου σε έναν δέκτη.

Ακόμη αναπτύχθηκε περισσότερο η τεχνική που βασίζεται στην καταγραφή εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (array technique). Αυτή είχε ήδη εμφανιστεί στη δεκαετία του 1950, αλλά αναπτύχθηκε περαιτέρω από τότε, εξαιτίας της τεχνολογικής προόδου που σχετίζεται με τον εξοπλισμό (σεισμόμετρα 3 συνιστωσών, ψηφιακά δεδομένα υψηλής διακριτικής ικανότητας), την αύξηση στην υπολογιστική ισχύ των υπολογιστών, καθώς επίσης και τις αυξημένες δυνατότητες επεξεργασίας. Άλλη τεχνική που αναπτύχθηκε στο τέλος του 1990 είναι η υβριδική μέθοδος, η οποία χρησιμοποιώντας την καμπύλη H/V μπορεί να εκτιμήσει την κατά βάθος κατανομή των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στο έδαφος (Tokimatsu et al. 1998, Fah et al. 2001, Arai et al. 2004, Wathelet et al. 2005). Πρόσφατα οι Shapiro and Campillo (2004), Shapiro et al. (2005), χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου από σταθμούς που απέχουν από περίπου εκατό μέχρι και περισσότερα από δύο χιλιάδες χιλιόμετρα, απέδειξαν ότι μπορούν να εξαχθούν συνεπείς πληροφορίες για τη δομή του εσωτερικού της Γης.

Οι Larose et al. (2005) χρησιμοποιώντας την μεθοδολογία των προηγούμενων ερευνητών σε θόρυβο σεισμικών καταγραφών της Σελήνης εξήγαγαν συμπεράσματα για τη δομή του εσωτερικού της. Τέλος, η χρήση εδαφικού θορύβου για εφαρμογές της μηχανικής, είναι επίσης διαδεδομένη σε κάποιους ερευνητικούς χώρους και απολαμβάνει ένα ανανεωμένο ενδιαφέρον στη σεισμική μηχανική, ειδικά μετά την εργασία του Trifunac (1970) η οποία αφορά μικροδονήσεις σε κτήρια.

Περισσότερες πληροφορίες για αυτή την τελευταία εφαρμογή μπορεί να βρεθεί στον Dunand (2005). Αναφέρουμε αντιπροσωπευτικά ότι οι Dunand et al. (2004) και οι Michel and Gueguen (2006), χρησιμοποίησαν καταγραφές εδαφικού θορύβου ως έναν εναλλακτικό τρόπο προσδιορισμού της τρωτότητας κτηρίων και γεφυρών. Στο σχήμα 1.2 φαίνεται σχηματικά η εξέλιξη των δημοσιεύσεων που σχετίζονται με τον εδαφικό θόρυβο. Το συμπέρασμα που υ960 προκύπτει από το σχήμα 1.2 είναι ότι ενώ αυξάνονται οι μελέτες που σχετίζονται με τις μεθόδους εφαρμογής του εδαφικού θορύβου ως εργαλείο, οι έρευνες που αφιερώνονται στην κατανόηση της φύσης του εδαφικού θορύβου είναι πολύ λιγότερες.



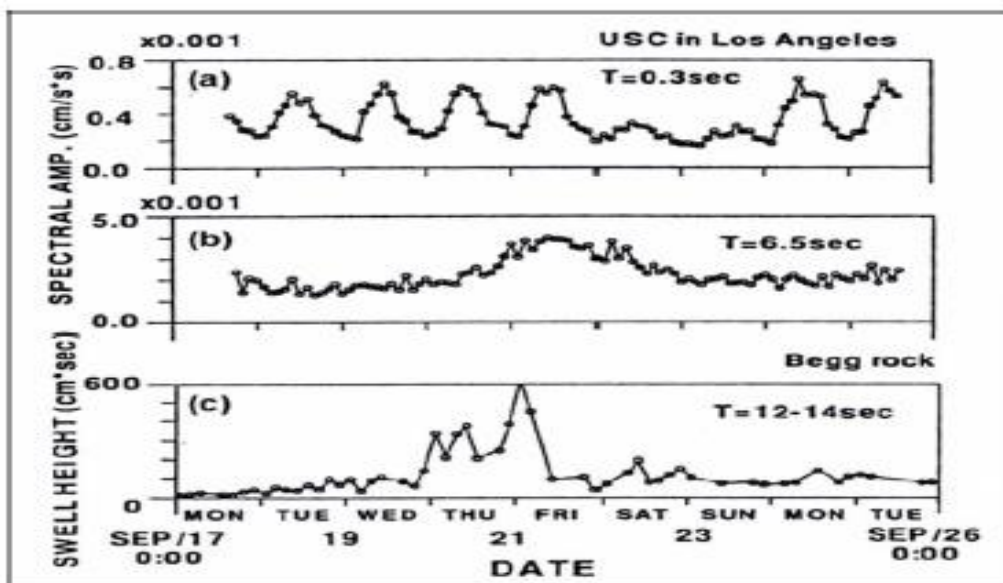
Σχήμα 1.2. Σχήμα που απεικονίζει την εξέλιξη του αριθμού των δημοσιεύσεων (σε ποσοστό) με θέμα τη φύση του εδαφικού θορύβου (γκρι σκούρο), και τις μεθόδους που βασίζονται στον εδαφικό θόρυβο, δηλαδή αναλύσεις καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (γκρι) και Η/Υ (γκρι ανοιχτό), για τις χρονικές περιόδους (α) πριν από το 1950, (β) μεταξύ 1951 και 1960, (γ) μεταξύ 1961 και 1970, (δ) μεταξύ 1971 και 1980, (ε) μεταξύ 1981 και 1985, (ζ) μεταξύ 1986 και 1990, (η) μεταξύ 1991 και 1995, (θ) μεταξύ 1996 και 2000, (ι) μεταξύ 2001 και 2004 (κ) μεταξύ 2005 και 2006 (τροποποιημένο από Bonnefoy-Claudet, 2004).

1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου

Ο εδαφικός θόρυβος είναι οι δονήσεις του εδάφους που προκαλούνται από διάφορες πηγές στο περιβάλλον. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές μελέτες (Gutenberg 1958, Kanai & Tanaka 1961, Frantti et al. 1962, Frantti 1963, Haubrich et al. 1963, Asten 1978, Asten & Henstridge 1984, Akamatsu et al. 1992, Yamanaka et al. 1993, Friedrich et al. 1998, Satoh et al. 2001 μεταξύ άλλων) με θέμα τη συστηματική κατάταξη του συχνοτικού περιεχομένου του εδαφικού θορύβου ανάλογα με την πηγή που τον προκαλεί. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των παραπάνω ερευνών το όριο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" (microseisms) φυσικής προέλευσης και του εδαφικού θορύβου ανθρωπογενούς προέλευσης είναι περίπου 1 Hz. Ανάλογα με αυτήν την προέλευση (φυσική ή τεχνητή) η συμπεριφορά του εδαφικού θορύβου είναι διαφορετική (στο πεδίο του χρόνου και των συχνοτήτων). Τα πλάτη του ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου έχουν ημερήσιες και εβδομαδιαίες διακυμάνσεις, ενώ ο φυσικός εδαφικός θόρυβος παρουσιάζει διακυμάνσεις που συνδέονται με φυσικά φαινόμενα. Ένα παράδειγμα της φασματικής συμπεριφοράς του εδαφικού θορύβου σε συνάρτηση με το χρόνο παρουσιάζεται στο σχήμα (1.3) (Yamanaka et al., 1993).

Η χρονική μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (σχήμα 1.3 πάνω) και 6.5s (σχήμα 1.3 μεσαίο) συγκρίνεται με τη μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων (σχήμα 1.3 κάτω) στο ίδιο χρονικό διάστημα, που παρατηρείται σε έναν ωκεάνιο σταθμό (Begg Rock) τοποθετημένο περίπου 100 km από την ακτή του Λος Άντζελες.

Από την παρατήρηση του πάνω μέρους του σχήματος 1.3 φαίνεται ότι ο εδαφικός θόρυβος σε μια περίοδο 0.3s προκαλείται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Η μεταβολή του πλάτους του φάσματος σε περίοδο 6.5s, όπως φαίνεται στο μεσαίο μέρος του σχήματος 1.3, είναι σε συμφωνία με τη μεταβολή του ύψους των κυμάτων, κάτω μέρος σχήματος 1.3. Αυτή η ομοιότητα στα χρονικά μεταβαλλόμενα χαρακτηριστικά δείχνει ότι οι μεγάλης περιόδου "μικροσεισμοί" στη λεκάνη του Λος Άντζελες συσχετίζονται με τις ωκεάνιες διαταραχές. Αυτά τα αποτελέσματα υπογραμμίζουν τη διαφορετική συμπεριφορά των φασμάτων του εδαφικού θορύβου ανάλογα με την πηγή προέλευσης του, με σαφείς φυσικές διαφορές μεταξύ των χαμηλών και των υψηλών συχνοτήτων.



Σχήμα 1.3. Μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (πάνω σχήμα) και 6.5s (μεσαίο σχήμα) στο πανεπιστήμιο της Ν. Καλιφόρνιας στο Λος Άντζελες. Το κάτω σχήμα αναπαριστά την μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων για διάστημα περιόδων 12 – 14 s, όπως καταγράφηκαν στον ωκεάνιο σταθμό Begg Rock, Καλιφόρνια (από Yamataka et al., 1993).

Η σύνθεση των αποτελεσμάτων των παραπάνω ερευνητών σχετικά με τις πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα: συχνότητα < 0.5 Hz : λόγω ωκεάνιων κυμάτων και μετεωρολογικών συνθηκών μεγάλης κλίμακας, συχνότητα ~ 1 Hz : λόγω του ανέμου και τοπικών μετεωρολογικών συνθηκών, συχνότητα > 1 Hz : λόγω των ανθρώπινων δραστηριοτήτων.

Το όριο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" (microseisms) φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου (περίπου 1Hz) δεν είναι απόλυτο όριο. Σύμφωνα με τον Seo (1997), ανάλογα με τη γεωλογία το όριο μεταξύ μικροσεισμών φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου μπορεί να μετατοπιστεί σε χαμηλότερη συχνότητα. Σε βαθιά λεκάνη, θα μπορούσε να υπάρξει αρκετή ενέργεια για να διεγείρει τον ανθρωπογενή εδαφικό θόρυβο σε συχνότητες χαμηλότερες από 1 Hz. Ο Seo (1997) πρότεινε έναν απλό τρόπο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου μέσω συνεχών καταγραφών. Όταν παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο πλάτος των καταγραφών κατά ένα παράγοντα μεταξύ 3 και 4 κατά την διάρκεια της ημέρας και νύχτας, τότε αυτές αντιστοιχούν σε καταγραφές ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου και όχι σε καταγραφές "μικροσεισμών".

1.2.2.3 Φύση του εδαφικού θορύβου

Το σημαντικότερο στοιχείο που καθορίζει την ερμηνεία και την αποτελεσματικότητα των εφαρμογών ανάλυσης του εδαφικού θορύβου έγκειται στο είδος των κυμάτων που τον αποτελούν. Η Bonnefoy-Claudet (2004) πραγματοποίησε μία εκτεταμένη βιβλιογραφική έρευνα λαμβάνοντας υπόψη τις μέχρι τότε εργασίες με θέμα την φύση του εδαφικού θορύβου και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτές μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες. Η κατηγοριοποίηση έγινε χρησιμοποιώντας ως βάση το περιεχόμενο του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου το οποίο υποστηρίζουν οι ερευνητές και οι κατηγορίες είναι οι εξής:

το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση κυμάτων χώρου με επιφανειακά κύματα (Toksoz and Lacoss 1968, Douze 1964 & 1967, Yamanaka et al. 1994, Li et al. 1984, Horike 1985). το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση κυμάτων Rayleigh με κύματα Love (Ohmachi και Umezono 1998, Chouet et al. 1998, Okada 2003, Yamamoto 2000, Arai and Tokimatsu 1998 & 2000, Cornou 2002, Cornou et al. 2003a,

2003b, Bonnefoy-Claudet 2006-b). Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Rayleigh και των παραγώγων αρμονικών του (Tokimatsu 1997, Bodin et al. 2001, Stephenson 2003).

Σύμφωνα με την Bonnefoy-Claudet (2004), όπως φαίνεται και από την παραπάνω κατηγοριοποίηση, δεν υπάρχει καμία συμφωνία μεταξύ των ερευνητών σχετικά με το περιεχόμενο του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου. Ιδιαίτερα, δεν υπάρχει σαφής προσδιορισμός του σχετικού ποσοστού του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Rayleigh στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου. Αυτές οι διαφωνίες μπορούν να οφείλονται στο γεγονός ότι οι μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί σε διαφορετικές περιοχές (εδαφολογικά χαρακτηριστικά ή/ και ιδιότητες πηγών) παρά σε ζητήματα ερμηνείας των ερευνητών. Τα τελικά συμπεράσματα της Bonnefoy-Claudet (2004) είναι ότι στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου α) το ποσοστό των κυμάτων Love είναι υψηλό και, β) υπάρχουν υψηλότεροι αρμονικοί των κυμάτων Rayleigh.

1.3 Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στο Διεθνή Χώρο

Παρά την έλλειψη της θεωρητικής συμφωνίας για την φύση του εδαφικού θορύβου, καταγραφές εδαφικού θορύβου χρησιμοποιούνται ευρέως σε μικροζωνικές μελέτες καθώς και σε γεωφυσικές διασκοπήσεις. Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μελετών που αποδεικνύουν τις πειραματικές εφαρμογές του φασματικού λόγου (HVSR) εδαφικού θορύβου στο διεθνή χώρο (μία πλήρης ανασκόπηση μπορεί να βρεθεί στους Bard 1999 και Mucciarelli and Gallipoli, 2001).

Η σύγκριση μεταξύ της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας που υπολογίζεται από το φασματικό λόγο (HVSR) μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τη συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) σεισμικών καταγραφών ή εκρήξεων έκανε τους ερευνητές (μεταξύ άλλων, Chavez-Garcia et al. 1990, Yamanaka et al. 1993, Duval et al. 1994, Field and Jacob 1995, Field et al. 1990, Chavez-Garcia and Cuenca 1996, Teves-Costa et al. 1996, Lachet et al. 1996, Bour et al. 1998, Riepl et al., 1998, Bindi et al. 2000, Moya et al. 2000, Ojeda A., and Escallon, J. 2000, Semblat et al. 2000, LeBrun et al. 2001, Cid et al. 2001, Duval et al. 2001-b, Satoh et al. 2001, Teves-Costa et al. 2001, Nguyen et al. 2004, Tuladhar et al. 2004)

αφενός να καταλήξουν στο συμπέρασμα ότι οι φασματικοί λόγοι καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου παρέχουν αξιόπιστες εκτιμήσεις των θεμελιωδών συχνοτήτων των εδαφικών αποθέσεων. Αφ' ετέρου η σύγκριση μεταξύ της ενίσχυσης που λαμβάνεται από το φασματικό λόγο (HVSR) μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τη συνάρτηση μεταφοράς καταγραφών σεισμού καταλήγει σε λιγότερο συνεπή αποτελέσματα.

Μερικοί ερευνητές βρήκαν καλή συσχέτιση μεταξύ των δύο εκτιμήσεων (Lermo και Chavez-Garcia, 1994b, Seekins et al. 1996, Mucciarelli 1998, Chavez-Garcia et al. 1999, Zaslavsky et al. 2000, Horike et al., 2001, Rodriguez και Midorikawa, 2002) ενώ άλλοι θεωρούν μία τέτοια σύγκριση μη ικανοποιητική (Rovelli et al. 1991, Gutierrez και Singh 1992, Zare et al. 1999, Satoh et al. 2001, Maresca et al. 2003). Πολλοί ερευνητές επίσης (Morales et al. 1991, Yamanaka et al. 1994, Duval et al. 1995, Suzuki et al. 1995, Gaull et al. 1995, Field 1996, Schenkova and Zahradnik 1996, Fah et al. 1997, Ibsvon Seht and Wohlenberg 1999, Jimenez et al. 2000, Delgado et al. 2000-a, Delgado et al. 2000-b, Bodin et al. 2001, Alfaro et al. 2001, Navarro et al. 2001, Duval et al. 2001-a, Giampiccolo et al. 2001, Delgado et al. 2002, Kerh and Chu 2002, Parolai et al. 2002, Woolery and Street 2002, Garcia-Jerez et al. 2006) έδειξαν ότι το πάχος των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών μπορεί να καθοριστεί από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα που υπολογίζεται από το φασματικό λόγο καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου.

Βέβαια στην προκειμένη περίπτωση θα πρέπει να είναι γνωστή κατά προσέγγιση η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων των ιζηματογενών αποθέσεων μέσω κάποιας ανεξάρτητης μεθόδου. Αρκετές εργασίες προσπάθησαν να συσχετίσουν την κατανομή βλαβών από ένα σεισμό με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το πλάτος του φασματικού λόγου καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου (Ohmachi et al. 1991, Toshinawa et al. 1997, Mucciarelli and Monachesi 1998, Guegen et al. 1998, Mucciarelli and Monachesi 1999, Trifunac and Todorovska 2000, Ansal et al. 2001, Gosar et al. 2001, Duval et al. 2001-a, Mucciarelli et al. 2001, D'Amico et al. 2002, Gallipoli et al. 2003, Nguyen et al. 2004, Teves-Costa et al. 2004).

Η συσχέτιση σε ορισμένες περιπτώσεις είναι αρκετά ικανοποιητική, ενώ σε άλλες δεν προέκυψε συσχέτιση. Αριθμητική προσομοίωση καταγραφών εδαφικού θορύβου έχει πραγματοποιηθεί από αρκετούς ερευνητές όπως οι Field and Jacob 1993, Lachet and Bard 1994, Lermo and Chavez- Garcia 1994a, Dravinski et al. 1996, Wakamatsu and Yasui 1996, Coutel and Mora 1998, Tokeshi and Sugimura 1998, Al Yuncha and

Luzon 2000, Fah et al. 2001, Maresca et al. 2003, Rodriguez and Midorikawa 2003, Uebayashi 2003, Bonnefoy-Claudet et al. 2004, Cornou et al. 2004, Cornou 2005, Roten et al. 2006, Guillier et al. 2006, Bonnefoy-Claudet et al. 2006-a. Ενώ όλοι συμφωνούν ότι μέσω του φασματικού λόγου (HVSR) μετρήσεων εδαφικού θορύβου υπολογίζεται η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα της θέσης, δεν υπάρχει συμφωνία ως προς το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης.

Οι μονοδιάστατες προσομοιώσεις των Field and Jacob (1993), Lachet and Bard (1994), Lermo and Chavez-Garcia (1994), Wakamatsu and Yasui (1996), και Tokeshi and Sugimura (1998), έδειξαν πως ο συνθετικός εδαφικός θόρυβος, υπολογισμένος χρησιμοποιώντας τυχαία κατανομημένες πηγές κοντά στην επιφάνεια, οδηγεί σε φασματικούς λόγους HVSR οι οποίοι παρουσιάζουν έντονη κορυφή γύρω από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των κυμάτων S, όταν το επιφανειακό στρώμα εμφανίζει έντονη αντίθεση εμπέδησης με τους υποκείμενους σκληρότερους σχηματισμούς. Εν τούτοις, ακόμα βρίσκονται σε εξέλιξη αρκετές αναλύσεις σχετικά με την εφαρμοσιμότητα αυτής της τεχνικής στην εκτίμηση της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης λόγω των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Bard 1999, Bour et al. 1998, Mucciarelli 1998, Al Yuncha and Luzon 2000, Maresca et al. 2003, Rodriguez and Midorikawa 2003). Αν το σχήμα των καμπύλων HVSR εξαρτάται κυρίως από την θεμελιώδη συχνότητα των κυμάτων S μέσα στα ιζήματα (Nakamura 1989, 2000), τότε τόσο η συχνότητα που αντιστοιχεί στο μέγιστο της καμπύλης HVSR όσο και το πλάτος της μπορεί να σχετίζονται άμεσα με τη συνάρτηση μεταφοράς του εδάφους (σε όρους θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας και παράγοντα ενίσχυσης). Από την άλλη, αν το σχήμα των καμπύλων HVSR εξαρτάται κυρίως από την πόλωση των κυμάτων Rayleigh (Lachet and Bard 1994, Kudo 1995, Bard 1999, Konno and Ohmachi 1998, Fah et al. 2001, Bonnefoy-Claudet et al. 2006-b), τότε μπορεί να υπάρχει μόνο μία έμμεση συσχέτιση μεταξύ του μέγιστου πλάτους του λόγου HVSR και της ενίσχυσης λόγω τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Επίσης, σημαντική έρευνα πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος με τον τίτλο «SESAME» (Site EffectS assessment using AMbient Excitations, European Commission - Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026) το οποίο είχε ως στόχο την ανάπτυξη πρότυπης μεθοδολογίας συλλογής και επεξεργασίας μετρήσεων εδαφικού θορύβου.

1.4. Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο

1.4.1 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο

Στον Ελληνικό Χώρο η εφαρμογή των μεθόδων ανάλυσης μετρήσεων εδαφικού θορύβου ξεκίνησε από την δεκαετία του 1970. Οι Drakopoulos et al. (1978) ήταν από τους πρώτους που πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στον ελληνικό χώρο και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή Κορίνθου-Λουτρακίου. Από την επεξεργασία των μετρήσεων κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι εδαφικές συνθήκες ήταν καθοριστικός παράγοντας για τις βλάβες που προκάλεσε ο σεισμός του 1928 στην πόλη της Κορίνθου.

Οι Λεβεντάκης και συνεργ. (1986) πραγματοποίησαν μικροζωνική μελέτη στην πόλη της Καλαμάτας μετά τον ισχυρό σεισμό της 13ης Σεπτεμβρίου του 1986. Πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου χώρισαν την πόλη σε τρεις κατηγορίες εδαφών βασιζόμενοι στην δεσπόζουσα ιδιοπερίοδο.

Οι Vouckonallas και Krikeli (1991) πραγματοποίησαν στην πόλη της Καλαμάτας σύγκριση μεταξύ των θεμελιωδών ιδιοπεριόδων όπως υπολογίστηκαν από μετρήσεις εδαφικού θορύβου (Λεβεντάκης και συνεργ., 1986) με τις αντίστοιχες θεωρητικές, οι οποίες υπολογίστηκαν από το φάσμα απόκρισης της επιτάχυνσης. Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν μέσω της σύγκρισης ήταν ότι από τα φάσματα του εδαφικού θορύβου μπορούμε να υπολογίσουμε την ομαλή μεταβολή της εδαφικής δυσκαμψίας με το βάθος όταν το σεισμικό υπόβαθρο συμπίπτει με το βάθος του υποβάθρου.

Ο Hatzidimitriou (1993) υπολόγισε τους παράγοντες ενίσχυσης με δεδομένα από σεισμικά κύματα ουράς για τους σεισμολογικούς σταθμούς του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι οι σταθμοί του δικτύου χαρακτηρίζονται από καθόλου ή πολύ μικρή σχετική ενίσχυση και η συμπεριφορά τους είναι σταθερή για όλες τις συχνότητες.

Οι Athanasopoulos et al. (2000) μελέτησαν τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh σε διάφορες θέσεις στην Ελλάδα.

Η Νικολήνταγα (2001) παρουσίασε μία μελέτη των τεχνικών ανάλυσης του εδαφικού θορύβου και πραγματοποίησε μικροζωνική μελέτη στην περιοχή της πόλης της Μυτιλήνης της νήσου Λέσβου. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην συγκεκριμένη

περιοχή προσδιόρισε τις κυρίες παραμέτρους της σεισμικής απόκρισης, δηλαδή τη συχνότητα συντονισμού της εδαφικής στήλης, τη μορφή της συνάρτησης μεταφοράς και τον παράγοντα ενίσχυσης, εφαρμόζοντας αρχικά την τεχνική του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη φασματική συνιστώσα (HVSR), και στη συνέχεια, τη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR). Τέλος, η σύγκριση των αποτελεσμάτων της με αυτά που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR σε δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο επιταχυνσιογράφων ήταν ικανοποιητική.

Οι Diagourtas et al. (2001) παρουσίασαν μία συγκριτική μελέτη πάνω στις μεθόδους ανάλυσης των μετρήσεων εδαφικού θορύβου, HVSR και SSR. Συγκεκριμένα, συγκρίνοντας τις παραπάνω τεχνικές και χρησιμοποιώντας δεδομένα από καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια μιας πιλοτικής μικροζωνικής μελέτης στο γνωστό γεωλογικά χώρο της πόλης του Ηρακλείου Κρήτης συμπέραναν ότι και οι δύο τεχνικές είναι σε θέση να εκτιμήσουν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα, σημειώνοντας τα μειονεκτήματα αλλά και τα πλεονεκτήματα της κάθε μιας. Επίσης κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι δυο τεχνικές μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μικροζωνικές μελέτες.

Οι Αποστολίδης και συνεργ. (2001) προσδιόρισαν την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων με την μέθοδο του εδαφικού θορύβου στο EUROSEISTEST χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυο δεκτών (array technique). Στην παραπάνω εργασία χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά η μέθοδος του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (Χ.Σ.Α). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου με τα αποτελέσματα παλαιότερων γεωφυσικών διασκοπήσεων που είχαν πραγματοποιηθεί στην περιοχή, οδήγησε τους παραπάνω ερευνητές στο γενικότερο συμπέρασμα ότι η ανάλυση εδαφικού θορύβου σε κυκλική διάταξη μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο για τον προσδιορισμό εδαφικού προσομοιώματος.

Οι Scherbaum et al. (2002) παρουσίασαν μια εργασία πάνω στην εκτίμηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με την μέτρηση εδαφικού θορύβου από ειδικό δίκτυο δεκτών (array technique) σε επιλεγμένα σημεία της Ελλάδας (Λευκάδα, Θεσσαλονίκη και Λεκάνη Μυγδονίας). Η ικανοποιητική ταύτιση των αποτελεσμάτων της μεθόδου με τα αποτελέσματα γεωτεχνικών εργασιών για τις διάφορες θέσεις ήταν το σημαντικότερο συμπέρασμα αυτής. Και αυτοί οι ερευνητές πρότειναν την μέθοδο του εδαφικού θορύβου ως μια εναλλακτική

τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης και ιδιαίτερα εκτίμησης της θέσης και του βάθους του βραχώδους υποβάθρου.

Οι Moisidi et al. (2004) πραγματοποίησαν μελέτη με στόχο την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα του Νομού Χανίων χρησιμοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου. Η πολύπλοκη υπεδάφια δομή της συγκεκριμένης περιοχής, η οποία αποτυπώνεται στους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων επαληθεύεται από γεωηλεκτρικές τομογραφίες.

Οι Hlouris et al. (2004a, b) ανέπτυξαν αλγόριθμους επεξεργασίας των καταγραφών εδαφικού θορύβου προκειμένου να επιτευχθούν καλύτερα και αξιόπιστα αποτελέσματα από τους αντίστοιχους φασματικούς λόγους (HVSR).

Οι Vallianatos et al. (2004) υπολόγισαν τη χωρική κατανομή της θεμελιώδης ιδιοσυχνότητας της πόλης των Χανίων πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου.

Οι Savvaidis et al. (2004) πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην Λεκάνη της Μυγδονίας. Από τους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων υπολόγισαν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης της κάθε θέσης καθώς και τους χάρτες χωρικής μεταβολής τους σε όλη την λεκάνη. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων τους με τα γεωλογικά και γεωτεχνικά στοιχεία της περιοχής ήταν ικανοποιητική. Στη συνέχεια αντιστρέφοντας τους φασματικούς λόγους (HVSR) και χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των Scherbaum et al. (2002) ως δεδομένα αναφοράς εκτίμησαν την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στην Λεκάνη της Μυγδονίας.

Οι Theodulidis and Panou (2004), Theodulidis et al. (2004) εκπόνησαν μελέτη μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη της Καλαμάτας. Η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης, που υπολογίστηκαν από τους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων, συγκρίθηκαν με τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 13 Σεπτεμβρίου 1986. Η συσχέτιση μεταξύ των βλαβών που προκλήθηκαν από το σεισμό και των θεμελιωδών ιδιοσυχνοτήτων είναι ικανοποιητική.

Οι Oliveto et al. (2004) συσχέτισαν τους φασματικούς λόγους (HVSR) καταγραφών εδαφικού θορύβου ελεύθερου πεδίου με τη δομή της Λεκάνης Τυρνάβου (Κεντρική Ελλάδα).

Οι Raptakis et al. (2005) συνδυάζοντας καταγραφές εδαφικού θορύβου (Savvaidis et al. 2004), με άλλα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα στην Λεκάνη της Μυγδονίας, κατέληξαν σε χάρτη των δεσποζουσών συχνοτήτων για την περιοχή, κάποια στοιχεία για τη γεωμετρία της

λεκάνης στα περιθώρια της και την με το βάθος κατανομή των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε κάποια σημεία.

Οι Savvaidis et al. (2006) πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου ειδικού δικτύου δεκτών (array technique) τεκμηρίωσαν της τοπικές εδαφικές συνθήκες σε συγκεκριμένους σταθμούς επιταχυνσιογράφων του εθνικού δικτύου.

Οι Papadopoulos et al. (2006) υπολόγισαν τη γεωλογική δομή της πόλης των Χανίων χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου (καταγραφές ελεύθερου πεδίου και καταγραφές από ειδικό δίκτυο δεκτών) και δεδομένα από γεωηλεκτρικές τομογραφίες, σεισμική διάθλαση και γεωτεχνικές γεωτρήσεις.

Κεφάλαιο 2^ο

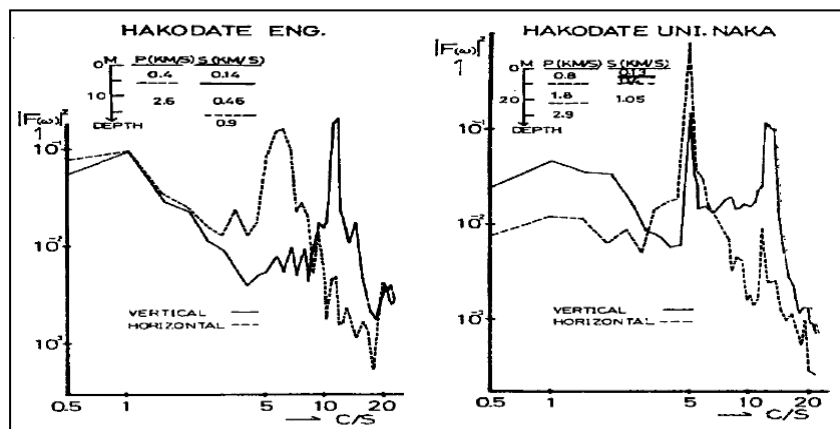
2.1. Εισαγωγή - Ιστορική προσέγγιση της μεθόδου εδαφικού θορύβου μονού σταθμού

Η θεμελιώδης ιδέα της χρήσης του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου (**H**orizontal to **V**ertical **S**pectral **R**atio) χρησιμοποιώντας έναν σταθμό καταγραφής προτάθηκε από τους *Nogoshi και Igarashi (1971)*. Με την εφαρμογή της καθίσταται δυνατός σε πολλές περιπτώσεις ο ποσοτικός διαχωρισμός των εδαφών σε βραχώδη ή χαλαρά και ο πειραματικός προσδιορισμός της θεμελιώδους συχνότητας ενίσχυσης των σεισμικών κυμάτων σε σχέση με την κίνηση στο βραχώδες υπόβαθρο.

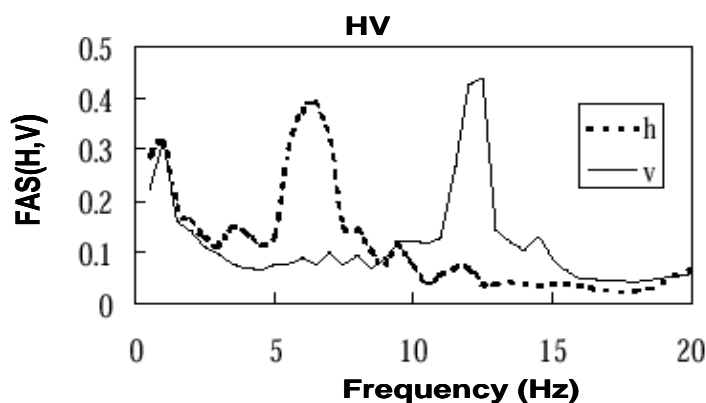
Η ερμηνεία των *Nogoshi και Igarashi* εδράζεται στην υπόθεση ότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται κύρια από επιφανειακά κύματα. Συγκρίνοντας την οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh και τις αντίστοιχες συνιστώσες των καταγραφών του εδαφικού θορύβου, διαπίστωσαν ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου εξαφανίζεται στην περιοχή γειτονίας της θεμελιώδους συχνότητας των S-κυμάτων (*Bard, 1999*).

Σύμφωνα πάντα με την ερμηνεία των *Nogoshi και Igarashi* ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την 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. Για να αποδείξουν την παραπάνω υπόθεση τους πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην πόλη Hakodate της Ιαπωνίας, συγκρίνοντας τα φασματικά χαρακτηριστικά της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας. Στο σχήμα (2.1) παρουσιάζονται δύο παραδείγματα του φάσματος ενέργειας της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου σε δύο διαφορετικές θέσεις μέτρησης στην πόλη Hakodate (*Nogoshi και Igarashi, 1971*). Το φάσμα ενέργειας στη θέση του Hakodate Uni.Naka μεταξύ της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας είναι παρόμοιο, ενώ στη θέση Hakodate ENG είναι αρκετά διαφορετικό. Το φάσμα Fourier της οριζόντιας και της

κατακόρυφης συνιστώσας στην θέση Hakodate ENG σε γραμμική κλίμακα παρουσιάζεται στο σχήμα (2.2).



Σχήμα 2.1. Πυκνότητα φάσματος ενέργειας $|F(\omega)|^2$ της οριζόντιας συνιστώσας (στικτή γραμμή) και της κατακόρυφης συνιστώσας (συνεχής γραμμή) εδαφικού θορύβου σε δύο θέσεις, Hakodate ENG (αριστερά) και Hakodate Uni.Naka (δεξιά). Το μοντέλο ταχύτητας των δύο θέσεων παρουσιάζεται στο άνω μέρος του κάθε σχήματος (Nogoshi και Igarashi 1971, από Nakamura 2000).



Σχήμα 2.2. Φάσμα Fourier της οριζόντιας (στικτή γραμμή) και κατακόρυφης συνιστώσας (συνεχής γραμμή) στη θέση Hakodate ENG (Nogoshi και Igarashi 1971, από Nakamura 2000).

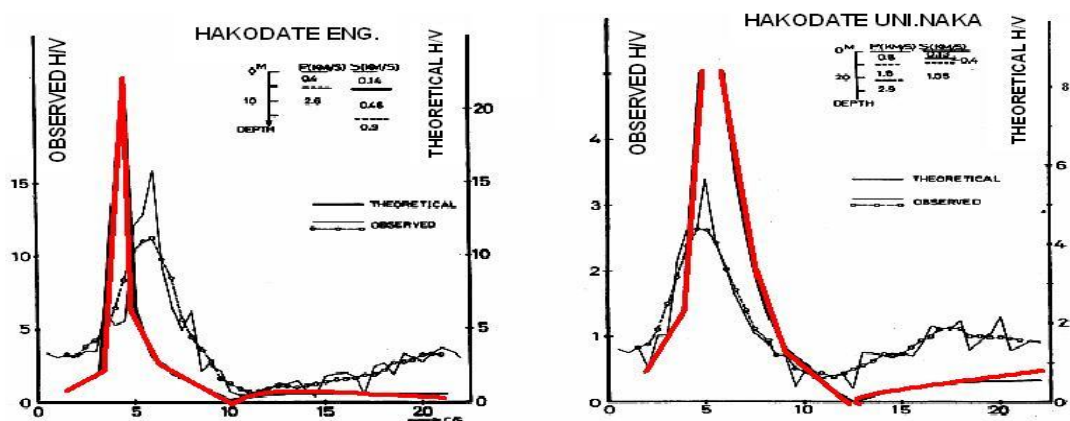
Η μελέτη των Nogoshi και Igarashi (1971) όπως παρουσιάστηκε παραπάνω βασίζεται στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά κύματα. Χρησιμοποιώντας αυτή την υπόθεση πολλοί ερευνητές κατέληξαν σε παρόμοια συμπεράσματα, που συνοψίζονται από τον Bard (1999) ως εξής:

1) Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται κατά κύριο λόγο από επιφανειακά κύματα Rayleigh.

2) Ο λόγος της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου σχετίζεται άμεσα με την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαιτίας της κυριαρχίας τους στην οριζόντια συνιστώσα (σχήμα 2.3).

3) Η ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαρτάται από τη συχνότητα, και παρουσιάζει ένα οξύ μέγιστο στην περιοχή της θεμελιώδους συχνότητας εδαφικής ενίσχυσης των S κυμάτων για σχηματισμούς χαλαρών εδαφών που έχουν σημαντική διαφορά εμπέδησης με το υπόβαθρο. Το οξύ αυτό μέγιστο οφείλεται στην απουσία της κατακόρυφης συνιστώσας, η οποία αντιστοιχεί στην αλλαγή περιστροφής του θεμελιώδους Rayleigh κύματος από αριστερόστροφο σε δεξιόστροφο.

4) Το όριο του λόγου ταχυτήτων των S-κυμάτων μεταξύ του υποβάθρου και των χαλαρών σχηματισμών για το 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 2.3. Σχέση μεταξύ του παρατηρούμενου λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα εδαφικού θορύβου και της ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh για τις ίδιες θέσεις με το σχήμα 2.1. Η συνεχόμενη μαύρη και κόκκινη γραμμή απεικονίζει τον πειραματικό και θεωρητικό φασματικό λόγο της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh, αντίστοιχα, ενώ η στικτή μαύρη γραμμή τον αντίστοιχο φασματικό λόγο του εδαφικού θορύβου στην ίδια θέση (Nogoshi και Igarashi, 1971, από Nakamura, 2000, τροποποιημένο).

Εκτός από τους *Nogoshi και Igarashi*, πολύ άλλοι μελετητές (*Field και Jacobs, 1993, 1995, Lachet και Bard, 1994, Ansary et al. 1995, Horike, 1996, Tokimatsu et al. 1996, Bard, 1999*) έχουν προτείνει ότι η θεμελιώδης συχνότητα που προκύπτει από τον λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα ερμηνεύεται από τη συμπεριφορά που παρουσιάζουν τα θεμελιώδη Rayleigh κύματα.

Ο *Bard (1999)* πρότεινε ότι η θεωρητική εξήγηση που παρέχεται μέσω του λόγου ελλειπτικότητας των Rayleigh κυμάτων είναι η πιο σωστή για τη συμπεριφορά αυτή, αλλά όχι επαρκής.

Ο *Horike (1996)* υποστήριξε ότι η παραπάνω υπόθεση των θεμελιωδών κυμάτων Rayleigh ισχύει μόνο σε απλές δομές. Οι θεωρητικές προσεγγίσεις 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 που παρουσιάζουν πολύπλοκη δομή ταχυτήτων και τη συνάρτηση μεταφοράς των S-κυμάτων, καθώς και το λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου, παρατήρησαν αρκετές ομοιότητες. Η ταυτόχρονη ύπαρξη 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 *Nogoshi και Igarashi* δεν ισχύει στην περίπτωση που στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου συμμετέχει μεγάλο ποσοστό κυμάτων χώρου.

Οι *Konno και Ohmachi (1998)* εκτίμησαν το κάτω όριο της αντίθεσης των ταχυτήτων χαλαρών σχηματισμών - υποβάθρου περίπου στο 2.5. Οι *Ansary et al. (1995)* πρότειναν ένα κάτω όριο περίπου στο 3.3 και 5.5 για μονοδιάστατη δομή και πάνω από 2.5 για περίπλοκες δομές. Όπως προαναφέρθηκε η κορυφή στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη του εδαφικού θορύβου και η θεμελιώδης συχνότητα των S-κυμάτων συμπίπτουν αν η τιμή της αντίθεσης είναι περίπου 3 (*Bard, 1999*). Οι παρατηρούμενες διαφορές μεταξύ του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη και της θεμελιώδους συχνότητας των S-κυμάτων οφείλεται

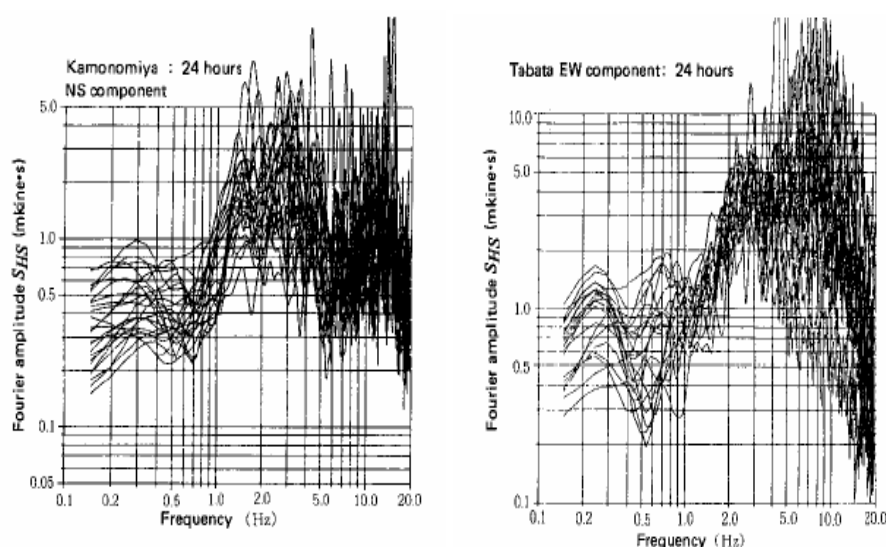
στην εξάλειψη της κατακόρυφης συνιστώσας της θεμελιώδους συχνότητας των Rayleigh κυμάτων.

Οι *Trifunac και Todorovska (2000)* απέδειξαν ότι η τεχνική του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου είναι πιο ακριβής για δομές που έχουν μεγάλη τιμή εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών στρωμάτων και του ημιχώρου.

Αντίθετα, οι *Al-Yuncha και Luzon (2000)* χρησιμοποίησαν την ίδια τεχνική για δομές με χαμηλές τιμές εμπέδησης.

2.1.1. Ερμηνεία της μεθόδου HVSR σύμφωνα με τον Nakamura

Ο *Nakamura (1989)* βασιζόμενος στην επίδραση των σεισμικών κυμάτων στο σήμα του εδαφικού θορύβου και τη διάδοση τους για την εκτίμηση της εδαφικής σεισμικής κίνησης παρουσίασε την εφαρμογή του λόγου της οριζόντιας προς την 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 (σχήμα 2.4).

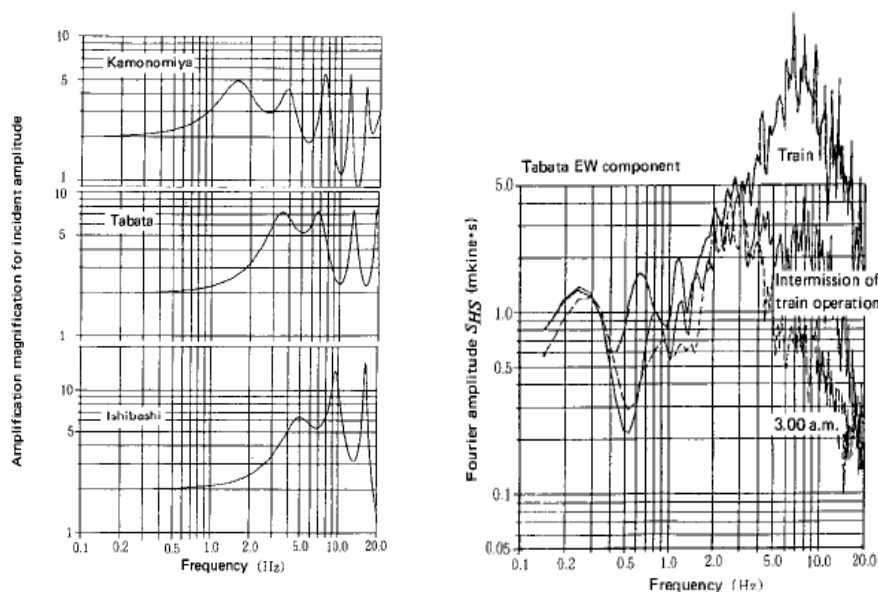


Σχήμα 2.4. Το φάσμα Fourier του εδαφικού θορύβου στους σταθμούς Kamonomiya και Tabata (*Nakamura, 1989*).

Το πλάτος της εδαφικής ταχύτητας, καθώς και τα χαρακτηριστικά του φάσματος του εδαφικού θορύβου στις δύο θέσεις αλλάζουν με το χρόνο. Το παρατηρούμενο εύρος των καμπυλών της θεμελιώδης συχνότητας 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.

Η σύγκριση των φασμάτων μεταξύ καταγραφών στις οποίες υπάρχει διέλευση τρένου και ήσυχης περιόδου αποδεικνύει την επίδραση των τρένων στο θόρυβο και στο πλάτος του φάσματος Fourier (σχήμα 2.5). Για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκαν και δεδομένα από γεωτεχνικές γεωτρήσεις και γεωφυσικές διαγραφίες Ρ-κυμάτων.

Οι παρατηρούμενες διαφορές στις συναρτήσεις μεταφοράς που υπολογίστηκαν από γεωφυσικές διαγραφίες και από την τεχνική του εδαφικού θορύβου ερμηνεύονται από την παρουσία των Rayleigh κυμάτων. Ο *Nakamura (1989)* 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 απαλειφθεί από τον υπολογισμό των συναρτήσεων μεταφοράς. Οι βασικές παραδοχές που έκανε για να υποστηρίξει την προσέγγιση του ήταν οι εξής:



Σχήμα 2.5. 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).

- Ο λόγος της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα στο βράχο είναι ίσος με τη μονάδα, άρα δεν υπάρχει ενίσχυση σε σκληρά-βραχώδη εδάφη.
- Χωρίζοντας τον εδαφικό θόρυβο σε οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα θεωρούμε 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 επιμήκων 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.

Για να μελετήσει τα δυναμικά χαρακτηριστικά του εδάφους και των κατασκευών χρησιμοποιώντας εδαφικό θόρυβο, ο Nakamura υπολόγισε τον παράγοντα ενίσχυσης που προκύπτει από πολλαπλές ανακλάσεις κάθετων SH κυμάτων και απάλειψε την επίδραση των

κυμάτων Rayleigh από το λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα, θεωρώντας τον ως θόρυβο.

Γενικότερα ορίζουμε τη συνάρτηση μεταφοράς σε ένα επιφανειακό στρώμα ως:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}}, \quad (2.1)$$

όπου S_{HS} και S_{HB} είναι τα οριζόντια φάσματα του εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια (_S) και στον ημιχώρο (_B) αντίστοιχα.

Για μεγάλο εύρος συχνοτήτων ο λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των S -κυμάτων χώρου στον ημιχώρο, R_B , είναι ίσος με τη μονάδα, δηλαδή:

$$R_B = \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \approx 1. \quad (2.2)$$

Υποθέτοντας ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του σήματος δεν ενισχύεται καθώς περνά μέσα από το επιφανειακό στρώμα, ο λόγος E_S αναπαριστά την επίδραση των Rayleigh κυμάτων στην κατακόρυφη συνιστώσα:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}}. \quad (2.3)$$

Αν δεν υπάρχει επίδραση των Rayleigh κυμάτων τότε ο λόγος E_S είναι ίσος με τη μονάδα (ημιχώρος). Καθώς η επίδραση των Rayleigh κυμάτων μεγαλώνει, ο λόγος E_S γίνεται μεγαλύτερος από τη μονάδα.

Υποθέτοντας ότι η επίδραση των Rayleigh κυμάτων είναι η ίδια και στις δύο συνιστώσες (κατακόρυφη και οριζόντια), ο λόγος $S_{TT} = \frac{S_T}{E_S}$

μπορεί να θεωρηθεί σαν μια αξιόπιστη συνάρτηση μεταφοράς, αφού διορθώνει την ενίσχυση των S -κυμάτων για την επίδραση των Rayleigh κυμάτων. Ο λόγος αυτός μπορεί να αναπαραχθεί από την εξίσωση:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{VB}}} = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \cdot \frac{S_{VB}}{S_{VS}} = \frac{R_S}{R_B}. \quad (2.4)$$

όπου R_S και R_B είναι ο λόγος των φασμάτων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην επιφάνεια και στον ημιχώρο αντίστοιχα.

Θεωρώντας ότι η τιμή του R_B είναι μονάδα (σχέση 2.2), η εξίσωση απλουστεύεται στην

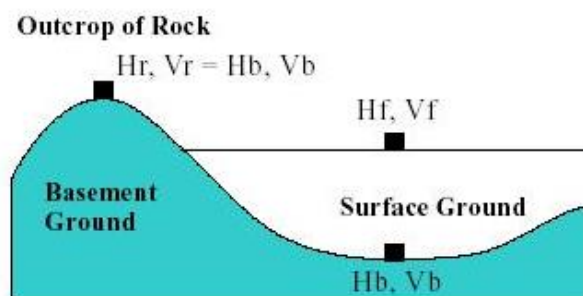
$$S_{TT} = R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}}. \quad (2.5)$$

Η σχέση (2.5) δείχνει ότι είναι δυνατό να υπολογιστούν τα δυναμικά χαρακτηριστικά του εδάφους (συνάρτηση μεταφοράς) χρησιμοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου μόνο στην επιφάνεια (S_{HS}, S_{VS}).

Ο Nakamura χρησιμοποίησε δεδομένα από σεισμούς, διαγραφίες και εδαφικό θόρυβο για σύγκριση και επιβεβαίωση της προτεινόμενης τεχνικής. Η παρατηρούμενη σταθερότητα στην συχνότητα και το πλάτος όλων των δεδομένων αποδεικνύει ότι η μέθοδος μπορεί σε πολλές περιπτώσεις να εκτιμήσει πειραματικά τα δυναμικά χαρακτηριστικά του εδάφους.

Σε νεότερη μελέτη του, ο *Nakamura (1996)* παρουσίασε λεπτομερέστερη μελέτη του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου για την εύρεση των δυναμικών χαρακτηριστικών του εδάφους, εξετάζοντας τόσο την επίδραση των κυμάτων χώρου όσο και των επιφανειακών στο φάσμα του εδαφικού θορύβου. Μετονόμασε την τεχνική από HVSR σε **Quasi-Transfer Spectrum** και παρουσίασε την εφαρμογή της και στον προσδιορισμό της σεισμικής απόκρισης των κατασκευών. Η τροποποιημένη τεχνική του Nakamura (1996) συνοψίζεται ως εξής:

Μια τυπική ιζηματογενής λεκάνη έχει τη μορφή του σχήματος (2.7):



Σχήμα 2.7. Τυπική μορφή μιας ιζηματογενούς λεκάνης (Nakamura, 2000, τροποποιημένο).

όπου H_r και V_r είναι η οριζόντια και κατακόρυφη κίνηση στο επιφανειακό βραχώδες υπόβαθρο, 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. Υπό την υπόθεση ότι στην επιφάνεια της λεκάνης η επίδραση των επιφανειακών κυμάτων οφείλεται στη γεωμετρία της λεκάνης, ορίζονται οι παράγοντες ενίσχυσης H_f , V_f , T_h και T_v ως εξής:

$$H_f = A_h \cdot H_b + H_s \quad (2.6)$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b} \quad (2.7)$$

$$V_f = A_v \cdot V_b + V_s \quad (2.8)$$

$$T_v = \frac{V_f}{V_b} \quad (2.9)$$

όπου H_s και V_s είναι τα φάσματα οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας των επιφανειακών κυμάτων, A_h και A_v είναι παράγοντες ενίσχυσης οριζόντιας και κατακόρυφης κίνησης κατακόρυφα προσπίπτοντος κύματος χώρου, T_h και T_v είναι οι συνολικοί παράγοντες ενίσχυσης της οριζόντιας και κατακόρυφης κίνησης στην επιφάνεια εξαιτίας της σεισμικής κίνησης στον ημιχώρο.

Η συνάρτηση μεταφοράς στην επιφάνεια της λεκάνης, όπως ορίστηκε στην εξίσωση (2.4) εκφράζεται τώρα ως:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h \cdot H_b + H_s}{A_v \cdot V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (2.10)$$

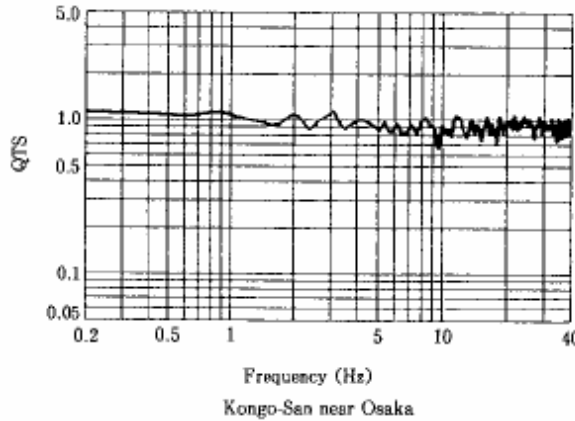
Οι βασικές υποθέσεις της τεχνικής QTS είναι:

1. Τα φάσματα της οριζόντιας, H_{bs} και κατακόρυφης, V_{bs} συνιστώσας στο βράχο είναι ίδια. Επομένως ο λόγος των φασμάτων στο βράχο είναι ίσος με τη μονάδα, δηλαδή $H_b/V_b \approx 1$ (σχ. 2.8).

2. Στα ιζήματα η κατακόρυφη συνιστώσα δεν ενισχύεται ($A_v \approx 1$) στην περιοχή των συχνοτήτων που ενισχύεται η οριζόντια συνιστώσα.

3. Η παραπάνω υπόθεση σημαίνει ότι αν δεν υπάρχει επίδραση των κυμάτων Rayleigh ($V_s \approx 0$) (τότε το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνεια είναι ίσο με αυτό του ημιχώρου ($V_f \approx V_b$)).

4. Αν υπάρχει σημαντική επίδραση των Rayleigh κυμάτων τότε το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνεια είναι μεγαλύτερο από αυτό του ημιχώρου ($V_f > V_b$).



5. **Σχήμα 2.8.** QTS σε βραχώδες υπόβαθρο στην περιοχή UrEDAS, Kongo-San, Ιαπωνία (Nakamura, 1996)

Διορθώνοντας, όπως και πριν, τη συνάρτηση μεταφοράς των οριζοντίων κινήσεων (σχέση 2.7) για την επίδραση των κυμάτων Rayleigh, όπως αυτή προσεγγίζεται από την ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας (σχέση 2.2), ο παράγοντας ενίσχυσης της οριζόντιας κίνησης γράφεται ως:

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{H_b}}{\frac{V_f}{V_b}} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (2.11)$$

Εφόσον οι λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b σχετίζονται άμεσα με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh προκύπτουν τα παρακάτω:

1. $QTS = A_h / A_v$, αν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh.
2. $QTS = H_s / V_s$, αν το ποσοστό συμμετοχής των κυμάτων Rayleigh είναι υψηλό.

3. $QTS = A_h$, αν το $V_b \gg V_s$ και $H_b \gg H_s$, δεχόμενοι ότι $A_v \approx 1$.

Αν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh (περίπτωση 1) τότε οι όροι H_s , V_s στην εξίσωση (2.11) γίνονται μηδέν, οπότε η ποσότητα QTS ίση με το λόγο A_h/A_v , δηλαδή το λόγο ενισχύσεων των κυμάτων χώρου. Στο σχήμα (2.9) αναπαριστώνται οι οριζόντιες και κατακόρυφες ενισχύσεις της επιφανειακής εδαφικής κίνησης για την τυπική λεκάνη του σχήματος (2.7). Σύμφωνα με το σχήμα (2.9), η καμπύλη του λόγου A_h/A_v θα παρουσιάζει τοπικό μέγιστο στην περιοχή της f_0 , κοίλο μέρος περίπου στην περιοχή της $2f_0$ και ακόμα ένα μικρότερο τοπικό μέγιστο στην περιοχή της $3f_0$. Το δεύτερο τοπικό μέγιστο (περιοχή $3f_0$) θα είναι μικρότερο γιατί η τιμή του A_h είναι μικρότερη, ενώ η τιμή του A_v μεγαλύτερη με τελικό αποτέλεσμα τη μικρότερη τιμή του λόγου A_h/A_v . Το κοίλο μέρος της καμπύλης περίπου στην περιοχή της $2f_0$ οφείλεται στη μεγαλύτερη τιμή του A_v σε σχέση με το A_h . Άρα η συνολική μορφή της καμπύλης του λόγου A_h/A_v θα παρουσιάζει το μεγαλύτερο τοπικό μέγιστο στη θέση της f_0 .

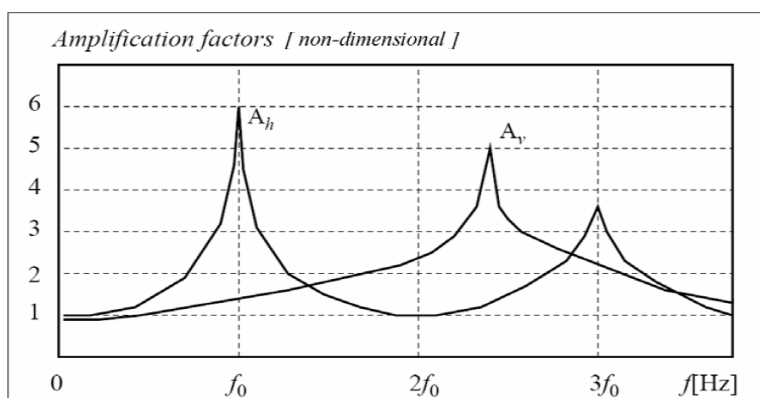
Όταν το ποσοστό των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο είναι υψηλό (περίπτωση 2) τότε $H_s \gg H_b$ και $V_s \gg V_b$. Επομένως, μπορούμε να θεωρήσουμε τους παράγοντες ενίσχυσης A_h και A_v αμελητέους, οπότε:

$$QTS = \frac{\frac{H_s}{H_b}}{\frac{V_s}{V_b}} = \frac{\frac{H_s}{V_b}}{\frac{H_b}{V_b}} \cong \frac{H_s}{V_s} \quad (2.12)$$

Όπως αναφέρθηκε, η καμπύλη του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση που οφείλεται στα κύματα Rayleigh εμφανίζει ένα απότομο μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα f_0 για περιοχές όπου υπάρχει αρκετά μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων του υπεδάφους, άρα πάλι η καμπύλη QTS θα εμφανίσει μέγιστο στην περιοχή της f_0 .

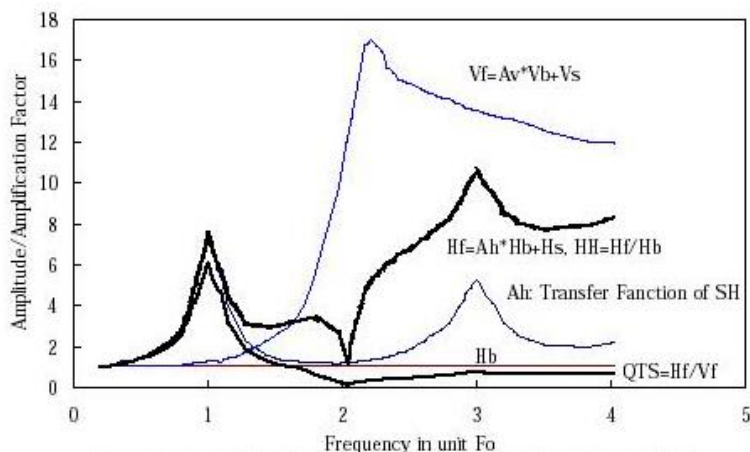
Όταν η εδαφική κίνηση στο υπόβαθρο είναι αρκετά μεγαλύτερη από την εδαφική κίνηση που οφείλεται στα κύματα Rayleigh στην επιφάνεια (περίπτωση 3) τότε οι φασματικοί λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b

γίνονται σχεδόν μηδέν (ή πολύ μικρότεροι της μονάδας) αφού οι παρονομαστές των κλασμάτων είναι πολύ μεγαλύτεροι από τους αριθμητές. Επίσης ο παράγοντας ενίσχυσης A_v είναι περίπου ίσος με τη μονάδα για την περιοχή της f_0 . Επομένως, η ποσότητα QTS μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν ίση με το A_h ή με άλλα λόγια η ποσότητα QTS αποτελεί χαμηλότερη προσεγγιστική τιμή του A_h (Carniel et al., 2006), τουλάχιστον στην περιοχή της f_0 . Δηλαδή και σε αυτή την περίπτωση η καμπύλη QTS θα παρουσιάζει μέγιστο στη θέση της f_0 .



Σχήμα 2.9. Σχηματική αναπαράσταση των οριζόντιων και κατακόρυφων ενισχύσεων της εδαφικής κίνησης, όταν αποτελείται από κύματα χώρου. Ο οριζόντιος άξονας είναι σε αδιάστατες μονάδες θεμελιώδους συχνότητας (Carniel et al., 2006).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η τεχνική QTS μπορεί σε κάθε περίπτωση να εκτιμήσει την ιδιοσυχνότητα f_0 του εδάφους εξαιτίας των πολλαπλών ανακλάσεων των S_H -κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα, ανεξάρτητα από την επίδραση των κυμάτων Rayleigh. Επιπλέον, αν η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι έντονη, τότε ο λόγος QTS είναι μικρότερος της μονάδας σε ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Αντίθετα, αν η επίδραση των κυμάτων Rayleigh δεν είναι έντονη τότε ο λόγος QTS πάλι είναι μικρότερος από τη μονάδα, σε μια στενή περιοχή τρεις φορές μεγαλύτερη της ιδιοσυχνότητας, εξαιτίας της επίδρασης της κατακόρυφης συνιστώσας της κίνησης.



Σχήμα 2.10. Το φάσμα της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνεια μιας ιζηματογενούς λεκάνης, ο λόγος $A_h=H_f/H_b$ με χρήση κλασσικού φασματικού λόγου (SSR) και H_f/V_f με χρήση της τεχνικής QTS (Nakamura, 2000).

Η σύγκριση των ποσοτήτων H_f , V_f , H_f/H_b χρησιμοποιώντας την τεχνική του κλασσικού φασματικού λόγου και του λόγου H_f/V_f χρησιμοποιώντας εδαφικό θόρυβο γίνεται στο σχήμα (2.10). Καθώς στο φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας κίνησης H_f υπάρχει και η επίδραση των κυμάτων Rayleigh, η ενίσχυση του λόγου H_f/H_b που προκύπτει από την SSR τεχνική είναι μεγαλύτερη από τη θεωρητική τιμή της συνάρτησης μεταφοράς. Αντίθετα η ενίσχυση του λόγου QTS είναι μικρότερη από τη θεωρητική τιμή της συνάρτησης μεταφοράς.

Στη βασική αυτή εργασία του, ο Nakamura (2000) βασίστηκε στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα Rayleigh ή από διαφορετικά κύματα χώρου. Η τεχνική QTS μπορεί να εφαρμοστεί ώστε να προσδιοριστεί η θεμελιώδη συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών εξαιτίας των πολλαπλών ανακλάσεων των SH κυμάτων, καθώς και μια εκτίμηση για το πλάτος ενίσχυσης, δίνοντας έτσι με αρκετά καλή ακρίβεια μερικά από τα δυναμικά χαρακτηριστικά των επιφανειακών σχηματισμών.

2.1.2. Υπολογισμός της δομής των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών με τη χρήση δεδομένων 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 της δομής, όπως υπολογίζεται για ένα κάθετα προσπίπτον κύμα, που διαδίδεται σε ένα μονοδιάστατο ελαστικό μέσο είναι συνάρτηση του πάχους του μέσου (h) και της μέσης τιμής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (C_s). Η θεμελιώδης συχνότητα ενός επιφανειακού σχηματισμού F_0 δίδεται από την εξίσωση:

$$F_0 = \frac{C_s}{4h}. \quad (2.12)$$

Το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα είναι συνάρτηση του πάχους του στρώματος (h), της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων στα χαλαρά ιζήματα (C_s) και το βραχύδες υπόβαθρο (C_b), των πυκνοτήτων των σχηματισμών και του παράγοντα απόσβεσης ζ του κύματος.

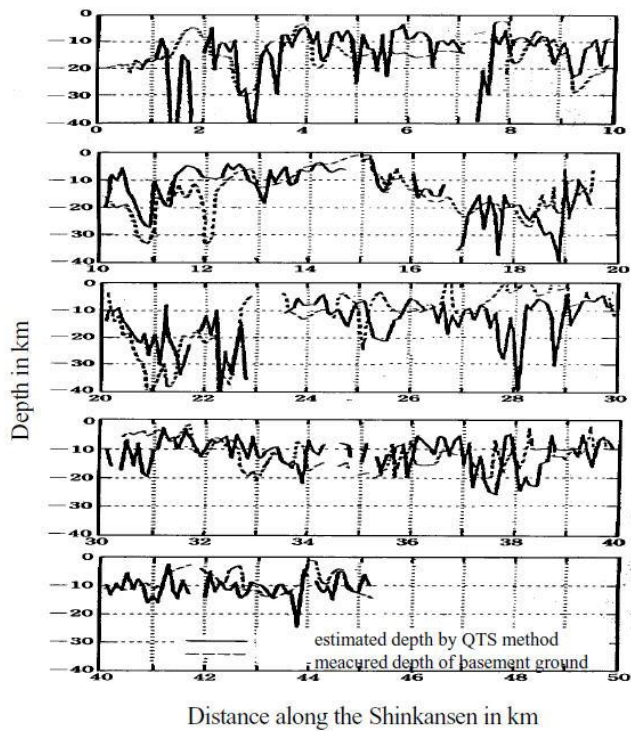
Αν θεωρήσουμε ότι δεν υπάρχει σημαντική απόσβεση και ότι η πυκνότητα είναι περίπου η ίδια και στα δύο στρώματα (ιζήματα και υπόβαθρο), τότε το πλάτος ενίσχυσης στη θεμελιώδη συχνότητα θα δίδεται από την εξίσωση:

$$A_0 = \frac{C_b}{C_s}. \quad (2.13)$$

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

$$h = \frac{C_b}{4A_0 \cdot F_0}. \quad (2.14)$$

Η πρώτη εφαρμογή της παραπάνω προσέγγισης έγινε από τον Nakamura (1996) ο οποίος 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, διαπιστώνοντας καλή συμφωνία (σχήμα 2.11).



Σχήμα 2.11. Σύγκριση του βάθους όπως υπολογίστηκε από γεωτρήσεις με αυτό που υπολογίστηκε από τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου κατά μήκος γραμμής του εναέριου σιδηροδρόμου Shinkansen (Nakamura, 2000).

2.2. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου

2.2.1. Συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου

Παρά το γεγονός ότι πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί τις τελευταίες δεκαετίες με δεδομένα εδαφικού θορύβου, δεν υπάρχει μια γενικά αποδεκτή διαδικασία για τη συλλογή τους. Μόλις το 1998 ο *Mucciarelli* συγκέντρωσε και συνόψισε σε μια δημοσίευση γενικές αρχές που πρέπει να τηρούνται για την συλλογή μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Το 2000 στην Ευρώπη στο πλαίσιο του Ευρωπαϊκού προγράμματος **SESAME** (*Site EffectS assessment using AMbient Excitations, European Commission – Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026*) διενεργήθηκαν πολυάριθμες μετρήσεις με σκοπό τη δημιουργία μιας πρότυπης μεθοδολογίας για τη συλλογή, αλλά και την επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξε το συγκεκριμένο έργο αφορούν τρεις βασικές κατηγορίες:

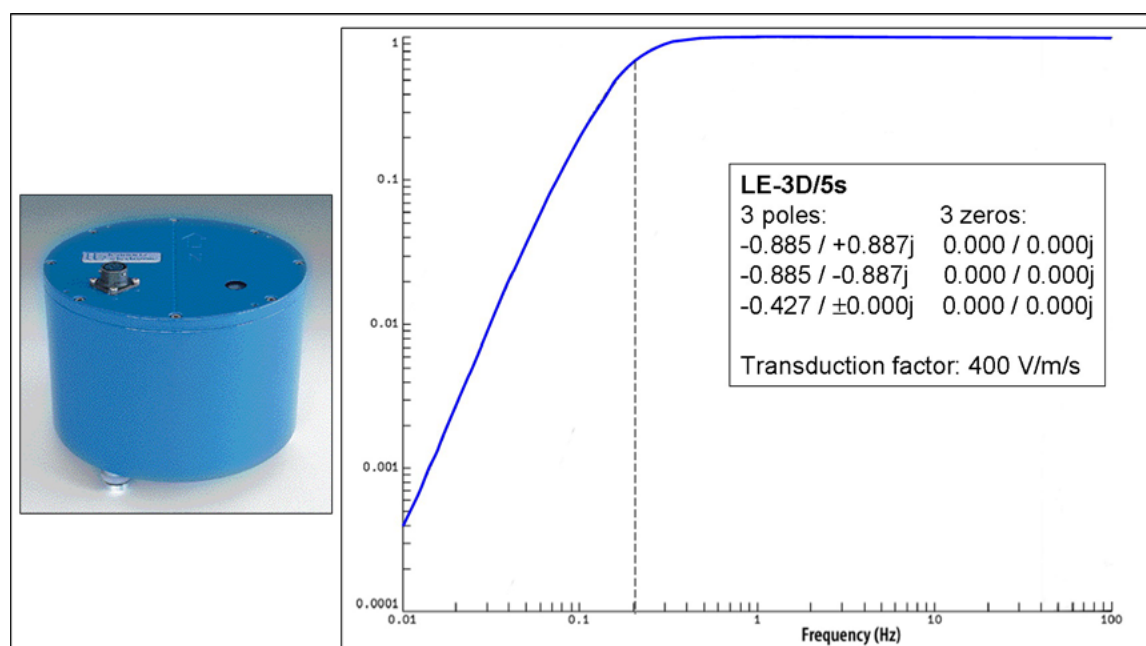
- Όργανα και τρόπος καταγραφής δεδομένων.
- Βέλτιστες θέσεις πραγματοποίησης των μετρήσεων.
- Επηρεασμός των δεδομένων από εξωτερικούς παράγοντες.

Τα αποτελέσματα έχουν δημοσιευτεί σε σειρά εργασιών (*Guillier et al. 2002, Cara et al. 2003, Atakan et al. 2004-b, Duval et al. 2004b, Koller et al. 2004*) από την ερευνητική ομάδα του **SESAME** (<http://sesame-fr5.obs.ujf-grenoble.fr/>). Μια περιεκτική σύνοψη στα Ελληνικά παρουσιάζεται από την *Πάνου (2007)* και υπάρχει αυτούσια στο παράρτημα Γ της παρούσας διατριβής. Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων εδαφικού θορύβου για την παρούσα διδακτορική διατριβή έγινε προσπάθεια ώστε όλες οι παραπάνω παράμετροι και προδιαγραφές του **SESAME** να ληφθούν υπόψη κατά τη διαδικασία λήψης των δεδομένων.

2.2.2. Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου

Για τη διεξαγωγή μετρήσεων εδαφικού θορύβου τα όργανα καταγραφής μπορούν να είναι τα συνηθέστερα χρησιμοποιούμενα όργανα καταγραφής σεισμικού σήματος που χρησιμοποιούνται από σεισμολογικά δίκτυα. Ανάλογα με τη θεμελιώδη συχνότητα 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, ο οποίος μπορεί να ποικίλει από λίγα έως μερικές δεκάδες λεπτά. Εξαιτίας αυτού, προτείνεται να χρησιμοποιούνται αισθητήρες με μικρό χρόνο ηρεμίας.

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία χρησιμοποιήθηκε ο αισθητήρας καταγραφής εδαφικής ταχύτητας Lennartz Le3D/5s. Ο συγκεκριμένος αισθητήρας είναι τριών συνιστωσών με ιδιοπερίοδο πέντε δευτερολέπτων (ενδιαμέσου φάσματος). Η κρίσιμη απόσβεση του έχει τιμή 0.707 και η ευαισθησία του είναι 400V/m/sec. Παρουσιάζει επίπεδη απόκριση στην εδαφική ταχύτητα περίπου μεταξύ των συχνοτήτων 0.2 – 100 Hz (σχήμα 2.12).



Σχήμα 2.12. Αισθητήρας εδαφικής ταχύτητας Lennartz Le3D/5s (αριστερά) καθώς και η καμπύλη απόκρισής του (<http://www.lennartz-electronic.de>)

Για την καταγραφή και ψηφιοποίηση του σεισμικού σήματος χρησιμοποιήθηκε το καταγραφικό City Shark II του οίκου LEAS (σχήμα 2.13). Ο συγκεκριμένος καταγραφέας έχει κατασκευαστεί ειδικά για μετρήσεις εδαφικού θορύβου, παρουσιάζοντας το σαφές πλεονέκτημα της φορητότητας (εσώκλειστος σε θήκη μεγάλης αντοχής), της ευκολίας διεξαγωγής μετρήσεων και του μικρού του όγκου (βάρος 10 κιλά, όγκος 253 κ.ε.). Η αποθήκευση των δεδομένων γίνεται σε σκληρό δίσκο τύπου flash card. Διαθέτει οθόνη υγρών κρυστάλλων για την διευκόλυνση της παραμετροποίησης των μετρήσεων στο πεδίο. Παράλληλα, παρέχει τη δυνατότητα προγραμματισμού επαναλαμβανόμενων μετρήσεων και αυτόματης αποθήκευσης των δεδομένων. Επίσης, έχει τη δυνατότητα σύνδεσης με Όργανο Προσδιορισμού Γεωγραφικών Συντεταγμένων (GPS). Στην παρούσα πτυχιακή εργασία για τον προσδιορισμό των συντεταγμένων ανά θέση μέτρησης χρησιμοποιήθηκε φορητή συσκευή προσδιορισμού γεωγραφικών συντεταγμένων υψηλής ακριβείας.

2.2.3. Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού

Για την ανάλυση των δεδομένων της παρούσας πτυχιακής εργασίας χρησιμοποιήθηκε το ειδικά κατασκευασμένο λογισμικό **GEOPSY**, το οποίο αναπτύχθηκε στα πλαίσια του προγράμματος SESAME. Το λογισμικό **GEOPSY** (<http://geopsy.org>) εξελίσσεται συνεχώς, παρέχοντας στο χρήστη ένα εύχρηστο περιβάλλον εργασίας και αυτοματοποιημένες διαδικασίες για τη μαζική επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου. Η διαδικασία επεξεργασίας που ακολουθήθηκε είναι η εξής:



Σχήμα 2.13. Καταγραφικό City Shark II του οίκου LEAS (<http://www.leas.fr>).

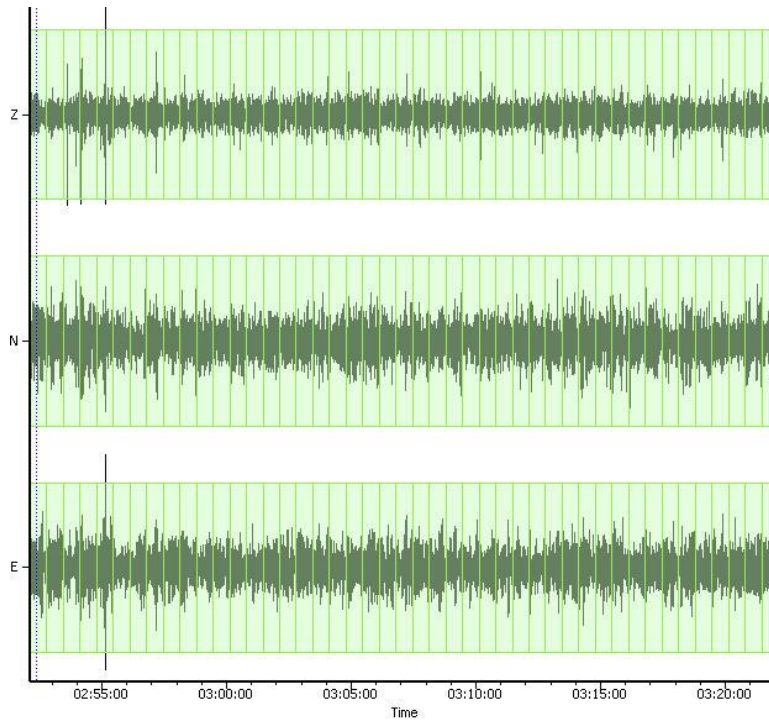
- Αφαίρεση της μέσης στάθμης από τις τρεις συνιστώσες.
- Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου διέλευσης συχνοτήτων στην περιοχή 0.2-20 Hz. Η επιλογή του εύρους συχνοτήτων έγινε με κύριο κριτήριο το ιδιαίτερο γεωτεχνικό/σεισμολογικό ενδιαφέρον σε αυτό το εύρος συχνοτήτων.
- Επιλογή χρονικών παραθύρων καταγραφής 40 δευτερολέπτων, χωρίς αλληλοεπικάλυψη μεταξύ τους. Η επιλογή του εύρους του παραθύρου έγινε με βασικό κριτήριο την ελάχιστη συχνότητα ενδιαφέροντος, η οποία είναι τα 0.2 Hz, λόγω και του χρησιμοποιούμενου αισθητήρα. Επιλέχθηκαν για κάθε διαθέσιμη κυματομορφή 45 χρονικά παράθυρα, χωρίς αρχικό 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.
- Συνμητονικό φίλτρο απόληξης (tapering) σε ποσοστό 5%.
- Υπολογισμός του γεωμετρικού μέσου των δύο οριζόντιων συνιστωσών για κάθε χρονικό παράθυρο μέσω της σχέσης

$$H(t) = \sqrt{EW(t) * NS(t)}$$

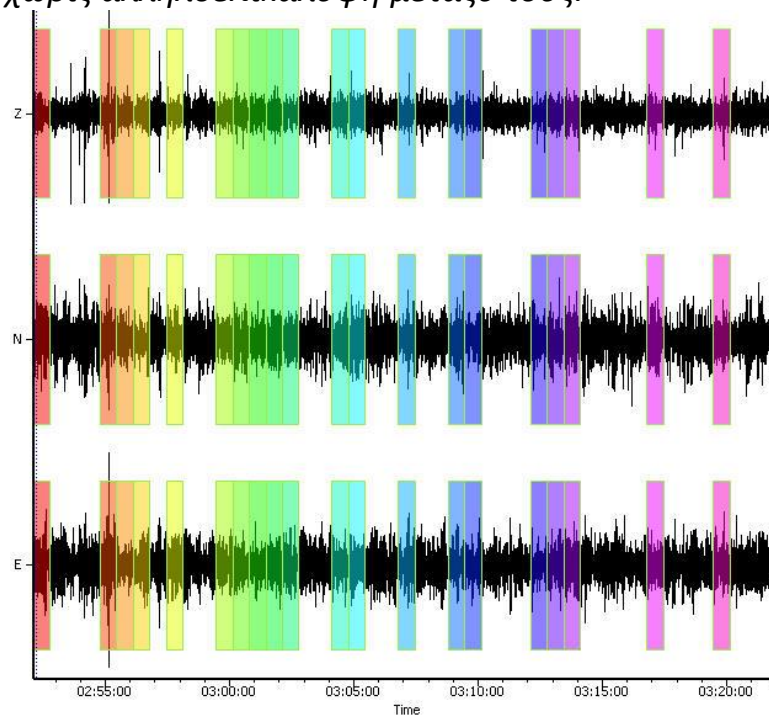
όπου H είναι ο γεωμετρικός μέσος της συνιστώσας Βορρά-Νότου (NS) και της συνιστώσας Ανατολής-Δύσης (EW) για κάθε χρονική στιγμή t .

- Υπολογισμός του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα για κάθε χρονικό παράθυρο και στη συνέχεια υπολογισμός του μέσου όρου όλων των παραθύρων από 0.2 έως 20 Hz με λογαριθμικό βήμα δειγματοληψίας εκατό σημείων.
- Παρουσίαση των αποτελεσμάτων σε τρία γραφήματα, της μέσης οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα, και επιμέρους της κάθε οριζόντιας με την κατακόρυφη. Στον οριζόντιο άξονα παρουσιάζεται η συχνότητα (0.2-20 Hz) και στον κατακόρυφο το πλάτος H/V .
- Αφαίρεση των χρονικών παραθύρων που δίνουν πολύ μεγάλα πλάτη στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη (π.χ. λόγω τοπικού κρουστικού θορύβου) ή που το μέγιστο που προκύπτει δεν συμφωνεί με τα αποτελέσματα από τα υπόλοιπα χρονικά παράθυρα και επανάληψη της επεξεργασίας χωρίς αυτά.

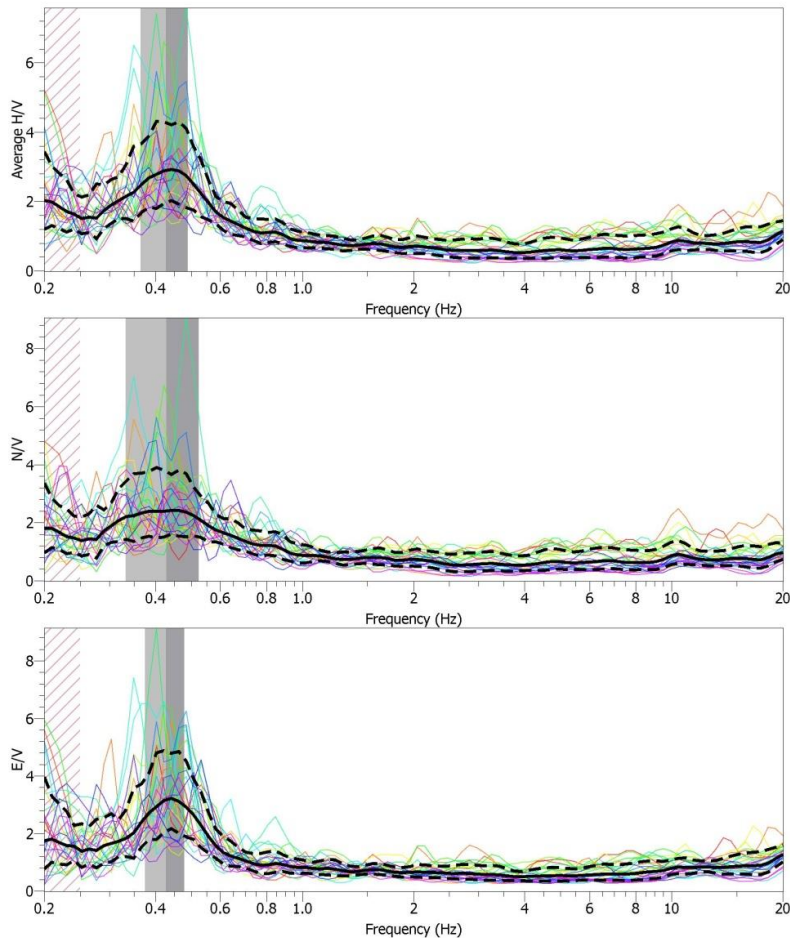
Στο σχήμα (2.14) φαίνεται η διαίρεση μιας καταγραφής μισής ώρας σε 45 παράθυρα των 40 δευτερολέπτων. Στο σχήμα (2.15) φαίνονται τα τελικά εναπομείναντα χρονικά παράθυρα στο τέλος αυτού του σταδίου της επεξεργασίας, μετά την αφαίρεση των παραθύρων που εμφανίζουν πρόβλημα θορύβου ή έντονες διαφορές. Τα χρονικά παράθυρα παρουσιάζονται με διαφορετικό χρώμα για να είναι πιο εύκολη η διάκριση τους στο επόμενο βήμα επεξεργασίας. Στο σχήμα (2.16) παρουσιάζονται ο λόγος της μέσης οριζόντιας προς την κατακόρυφη και οι δύο οριζόντιες συνιστώσες ως προς την κατακόρυφη, ενώ τέλος στο σχήμα (2.17) εμφανίζονται τα αντίστοιχα φάσματα ενέργειας των συνιστωσών που χρησιμοποιούνται.



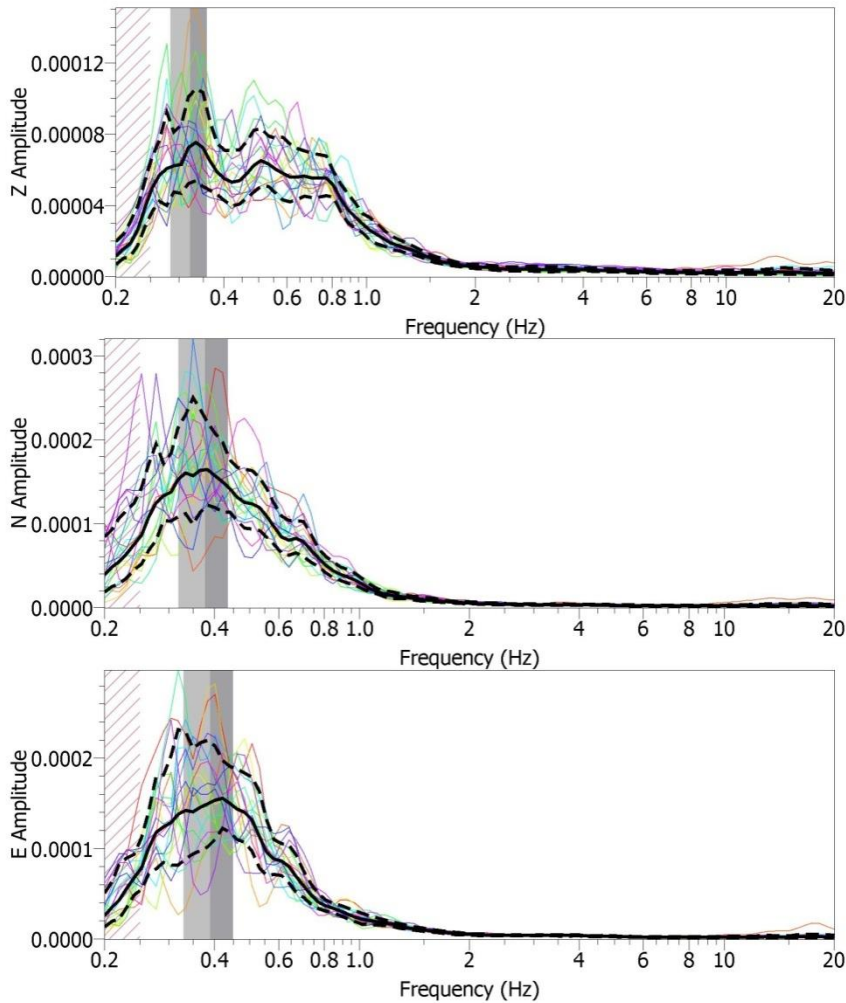
Σχήμα 2.14. Ενδεικτική καταγραφή εδαφικού θορύβου διάρκειας μισής ώρας και χωρισμός της σε χρονικά παράθυρα των 40 δευτερολέπτων, χωρίς αλληλοεπικάλυψη μεταξύ τους.



Σχήμα 2.15. Τελικός προσδιορισμός των χρονικών παραθύρων που επιλέχθηκαν από το σχήμα (2.14) για να χρησιμοποιηθούν στην περαιτέρω επεξεργασία.



Σχήμα 2.16. Ενδεικτικό τελικό αποτέλεσμα επεξεργασίας της μέτρησης εδαφικού θορύβου του σχήματος (2.14). Στο πάνω σχήμα απεικονίζεται ο λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα, στο μεσαίο ο λόγος της συνιστώσας Βορρά – Νότου προς την κατακόρυφη και στο κάτω ο λόγος συνιστώσας της Ανατολής – Δύσης προς την κατακόρυφη. Με γκρι χρώμα απεικονίζεται η αυτόματη επιλογή από το λογισμικό της θεμελιώδους συχνότητας εδαφικής ενίσχυσης. Τα διαφορετικά χρώματα αντιστοιχούν στα διαφορετικά χρονικά παράθυρα καταγραφής, όπως αυτά επιλέχθηκαν και φαίνονται στο σχήμα (2.15). Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές απεικονίζουν το εύρος ενός τυπικού σφάλματος ($\pm 1\sigma$) στον προσδιορισμό του φασματικού λόγου. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή στο αριστερό τμήμα του σχήματος αντιστοιχεί στο εύρος συχνοτήτων μέσα στο οποίο οι κορυφές δεν θεωρούνται στατιστικά αξιόπιστες, λόγω της αρχικής επιλογής του χρονικού μήκους του παραθύρου (40 δευτερόλεπτα).



Σχήμα 2.17. Φάσματα ενέργειας από το μετασχηματισμό *Fourier* για κάθε συνιστώσα (πάνω κατακόρυφη, μέση Βορρά – Νότου, κάτω Ανατολής – Δύσης) του σχήματος (2.15). Τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται περιγράφονται στο σχήμα 2.16.

2.2.4. Κριτήρια επιλογής της συχνότητας ενίσχυσης μέγιστου πλάτους

Μετά το πέρας της επεξεργασίας των καταγραφών, απομένει ο καθορισμός της συχνότητας που παρουσιάζεται το μέγιστο πλάτος του φασματικού λόγου. Σε περιπτώσεις μονοδιάστατων δομών, όπου εμφανίζεται ισχυρή αντίθεση μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του σεισμικού υποβάθρου, εμφανίζεται ένα μέγιστο και η επιλογή είναι σχετικά εύκολη. Σε περιπτώσεις δομών που εμφανίζουν δισδιάστατη ή τρισδιάστατη δομή εμφανίζονται συχνά περισσότερα του ενός μέγιστα. Σε περιπτώσεις όπου δεν υπάρχει ισχυρή αντίθεση ταχυτήτων μεταξύ των σχηματισμών εμφανίζεται σε κάποιες

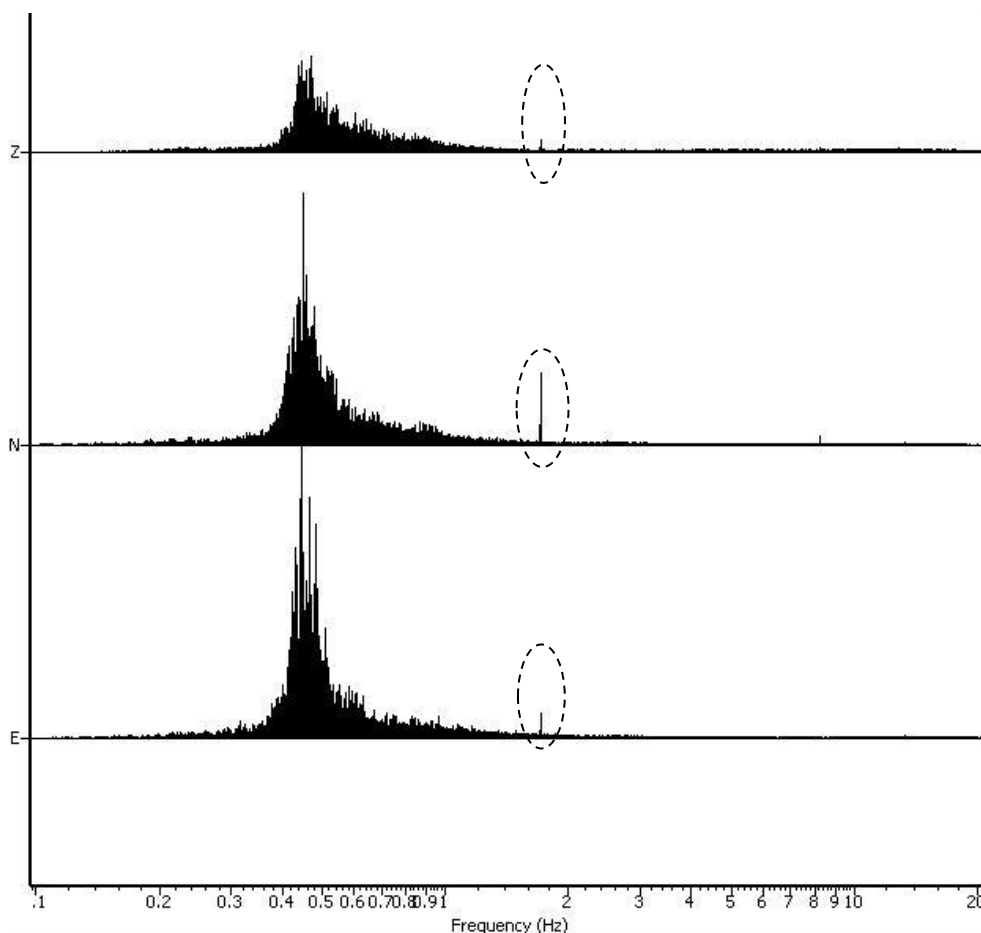
περιπτώσεις μέγιστο με διευρυμένο πλάτος, ή και δεν εμφανίζεται κάποιο μέγιστο. Στις δύο αυτές περιπτώσεις η επιλογή του μεγίστου γίνεται δυσκολότερη ή και αδύνατη.

Στα πλαίσια του προγράμματος *SESAME* δημιουργήθηκε ένας «οδηγός» για τον καθορισμό της συχνότητας που εμφανίζει μέγιστο πλάτος H/V . Ο οδηγός αυτός παρέχει διάφορα κριτήρια που αν πληρούνται τότε η συχνότητα με το μέγιστο πλάτος φασματικού λόγου H/V μπορεί να υπολογιστεί με ακρίβεια. Τα κριτήρια αυτά είναι αρκετά αυστηρά, χωρίς όμως να είναι δεσμευτικά, ειδικά σε περιπτώσεις πολυδιάστατων δομών.

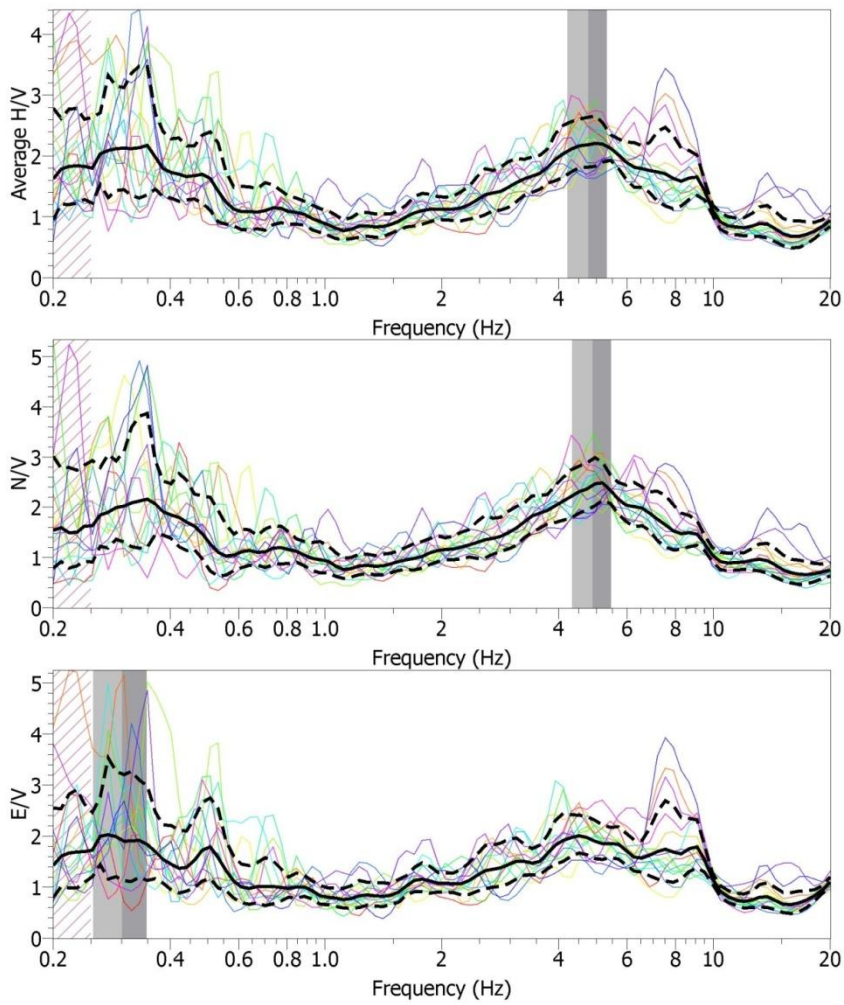
Στην παρούσα πτυχιακή εργασία ακολουθήθηκαν τα εξής κριτήρια επιλογής της συχνότητας με το μέγιστο πλάτος:

- 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 που τέθηκαν στα πλαίσια του *SESAME* τότε θεωρείται ότι αντικατοπτρίζει την θεμελιώδη συχνότητα. Στην παρούσα διατριβή το ελάχιστο πλάτος επιλογής ορίστηκε στα 1.7, κυρίως εξαιτίας του γεγονότος ότι στο σύνολο των μετρήσεων τα πλάτη του φασματικού λόγου H/V δεν είναι πολύ μεγάλα.
- 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. Στην τελευταία περίπτωση συχνά παρατηρείται οξεία κορυφή στο φάσμα ενέργειας που διαφοροποιείται από το υπόλοιπο φάσμα. Ένα τέτοιο παράδειγμα παρουσιάζεται στο σχήμα (2.18), όπου υπάρχει οξύ μέγιστο στο φάσμα ενέργειας στα 1.71 Hz, με αντίστοιχο μέγιστο στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα. Αυτή η ενέργεια προέρχεται από τη λειτουργία του υποσταθμού της Δ.Ε.Η. στην περιοχή, όπως παρουσιάζεται αναλυτικά παρακάτω.
- Στην περίπτωση πολλαπλών κορυφών, η κορυφή μεγάλου πλάτους που αντιστοιχεί στη χαμηλότερη συχνότητα ορίζει τη θεμελιώδη συχνότητα του συνόλου των ανώτερων επιφανειακών σχηματισμών, που εμφανίζουν σεισμική αντίθεση με το σεισμικό βραχώδες υπόβαθρο. Καθώς αυξάνεται η συχνότητα, η δεύτερη συχνότητα που εμφανίζει μεγάλο πλάτος αντιστοιχεί ενδεχομένως σε ανώτερους επιφανειακούς σχηματισμούς που εμφανίζουν σεισμική ασυνέχεια με τους υποκείμενους τους.

Μια εναλλακτική εξήγηση της ύπαρξης δεύτερης κορυφής μεγάλου πλάτους σε υψηλότερη συχνότητα μπορεί να αποδοθεί σε ανώτερες αρμονικές, όπως π.χ. παρουσιάζεται στα σχήματα (2.9) και (2.10), ή ακόμα και σε φαινόμενα δύο και τριών διαστάσεων της υπεδάφειας δομής. Στο σχήμα (2.19) παρουσιάζεται ένα τυπικό παράδειγμα καταγραφής όπου εμφανίζονται 2 κορυφές στο φασματικό λόγο H/V. Η κορυφή στη χαμηλή συχνότητα (0.3 Hz) αντιστοιχεί στην αντίθεση του συνόλου των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών με το βραχώδες υπόβαθρο, ενώ η κορυφή στα 4.8 Hz, όπως θα παρουσιαστεί στη συνέχεια, στην αντίθεση ταχύτητας των ανώτερων επιφανειακών Τεταρτογενών σχηματισμών με τους υποκείμενους Νεογενείς σχηματισμούς. Αξίζει να σημειωθεί ότι το λογισμικό επιλέγει αυτόματα ανά συνιστώσα την θεμελιώδη συχνότητα με κριτήριο το μέγιστο πλάτος. Στο παράδειγμα του σχήματος (2.19) η επιλογή ανά οριζόντια συνιστώσα είναι διαφορετική, ακριβώς εξαιτίας της ύπαρξης δύο συχνοτήτων ενίσχυσης.



Σχήμα 2.18. Φάσμα ενέργειας εδαφικού θορύβου. Στη συχνότητα των 1.71 Hz παρατηρείται οξεία κορυφή, η οποία αποδόθηκε σε μηχανικό θόρυβο λόγο της λειτουργίας παρακείμενου υποσταθμού της Δ.Ε.Η..



Σχήμα 2.19. Παράδειγμα καταγραφής που εμφανίζει δύο συχνότητες ενίσχυσης. Τα σύμβολα του σχήματος περιγράφονται στο σχήμα 2.16.

Κεφάλαιο 3^ο

3.1 Μετρήσεις εδαφικού θορύβου στον Κάμπο των Χανίων

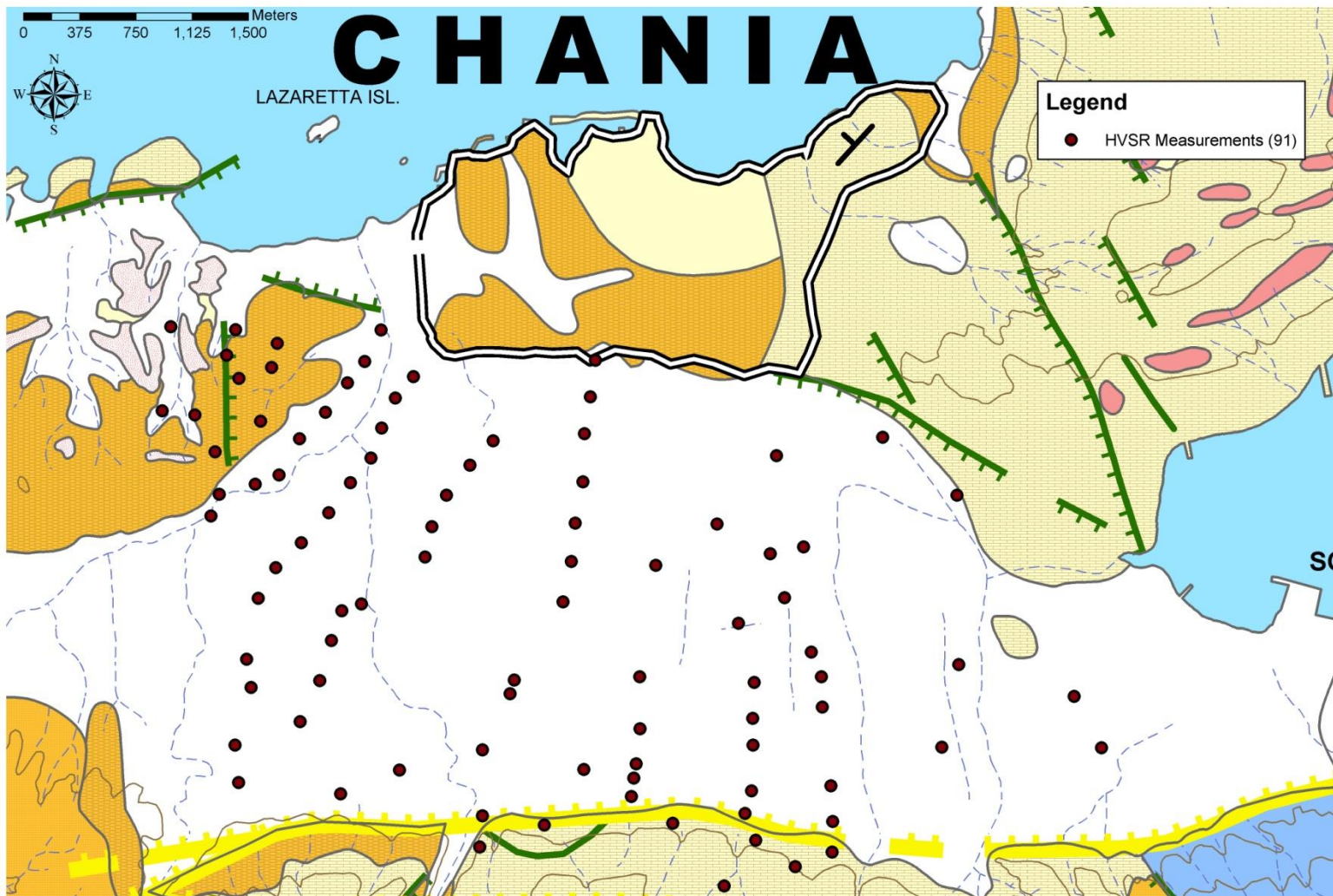
Στον κάμπο των Χανίων διενεργήθηκαν 91 μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο του μονού σταθμού. Οι θέσεις των μετρήσεων επιλέχθηκαν με γνώμονα την καλύτερη γεωγραφική κάλυψη της περιοχής, καθώς και τη λήψη μετρήσεων σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής. Στο σχήμα (2.20) δείχνονται οι θέσεις των μετρήσεων στον κάμπο των Χανίων. Οι συντεταγμένες των θέσεων μέτρησης μπορούν να αναζητηθούν στο Παράρτημα Α, σε γεωγραφικό σύστημα συντεταγμένων ΕΓΣΑ 87.

Όλες οι μετρήσεις έγιναν με το ίδιο σύστημα μετρήσεων, δηλαδή με τη χρήση αισθητήρα καταγραφής εδαφικής ταχύτητας Lennartz 3D-5 sec και καταγραφικό City Shark II. Οι μετρήσεις είχαν διάρκεια τριάντα λεπτών και έγιναν κατά τη διάρκεια της νύχτας για την αποφυγή (όσο ήταν δυνατόν) του ανθρωπογενούς, καθώς και του βιομηχανικού θορύβου. 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.

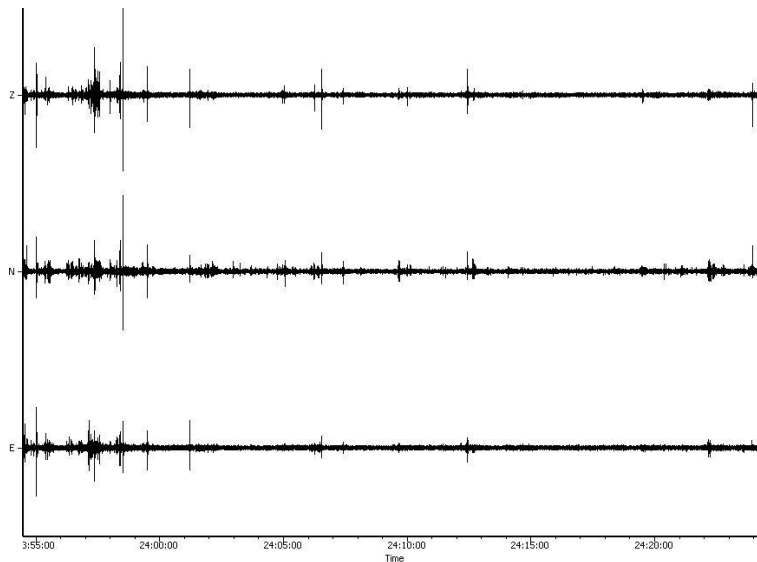
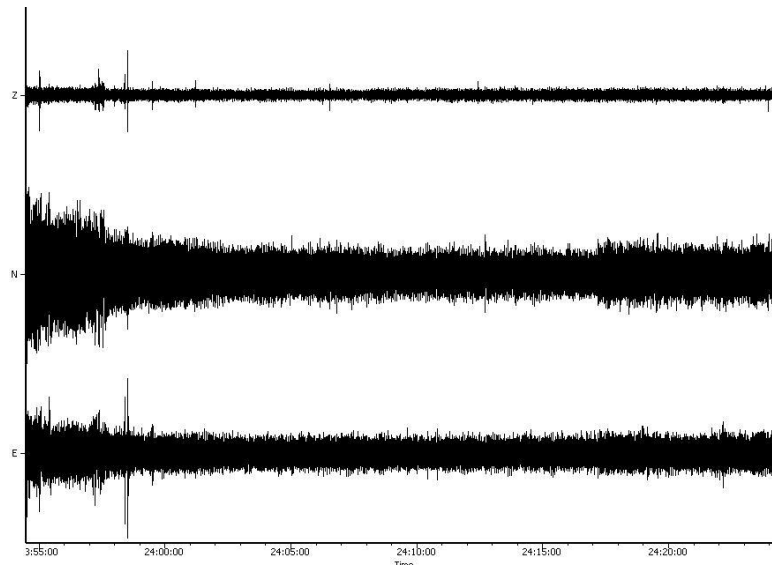
Όπως προαναφέρθηκε, η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε με το λογισμικό Geopsy, το οποίο είναι κατασκευασμένο ειδικά για την επεξεργασία μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Οι παράμετροι επεξεργασίας ήταν ίδιες για όλες τις μετρήσεις, όπως περιγράφηκαν στο υποκεφάλαιο 2.2.3, δηλαδή:

- Αφαίρεση της μέσης στάθμης.
- Ζωνοπερατό φίλτρο διέλευσης συχνοτήτων στην περιοχή 0.2-20 Hz.
- Επιλογή χρονικών παραθύρων 40 δευτερολέπτων σε όλη την καταγραφή χωρίς αλληλοεπικάλυψη μεταξύ τους (όπως στο σχήμα (2.15)).
- Υπολογισμός φάσματος ενέργειας με χρήση μετασχηματισμού Fourier για κάθε συνιστώσα και παράθυρο ξεχωριστά.
- Εφαρμογή φίλτρου εξομάλυνσης Konno-Ohmachi με παράμετρο $b=40$.
- Συνιμιτονικό φίλτρο απόληξης με ποσοστό tapering 5%.
- Λογαριθμικής κλίμακας βήμα δειγματοληψίας στην περιοχή 0.2-20 Hz, με 91 δείγματα.

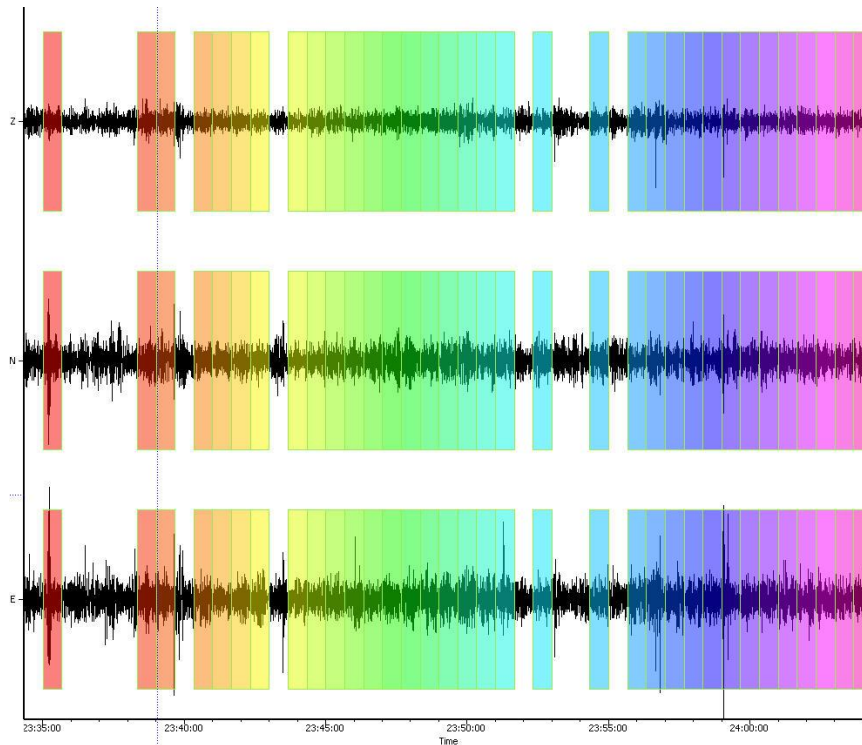
- Παρουσίαση των αποτελεσμάτων σε ημιλογαριθμικό γράφημα, με τον οριζόντιο άξονα να απεικονίζει το διάστημα συχνοτήτων από 0.2-20 Hz σε λογαριθμική κλίμακα, ενώ τον κατακόρυφο να απεικονίζει το πλάτος ενίσχυσης H/V ανά συχνότητα σε γραμμική κλίμακα.
- Έλεγχος παραθύρων και απομάκρυνση όσων δείχνουν αστάθεια (π.χ. τυχαίες τιμές) μακριά από το μέσο όρο ή παρουσιάζουν κορυφές στη συχνότητα και το πλάτος πολύ διαφορετικές σε σχέση με όλες τις υπόλοιπες.
- Επανάληψη της διαδικασίας για τα εναπομείναντα παράθυρα.
- Επιλογή της συχνότητας που δίνει πιο οξύ μέγιστο αυξημένου πλάτους. Στην περίπτωση που υπάρχουν δύο διαφορετικές συχνότητες, επιλογή και των δύο ως κορυφών χαμηλής και υψηλής συχνότητας.



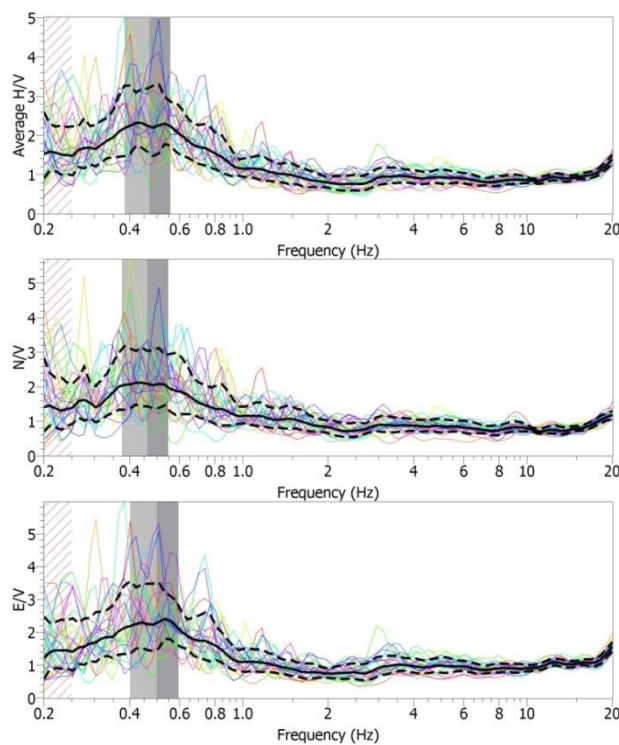
Σχήμα 3.1. Η περιοχή του κάμπου των Χανίων. Με κόκκινους κύκλους δείχνονται οι θέσεις των μετρήσεων εδαφικού θορύβου.



Σχήμα 3.2. Παράδειγμα τυπικής καταγραφής εδαφικού θορύβου, διάρκειας 30 λεπτών, μετά την αφαίρεση της μέσης στάθμης (πάνω) και μετά την εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου διέλευσης συχνοτήτων (κάτω).



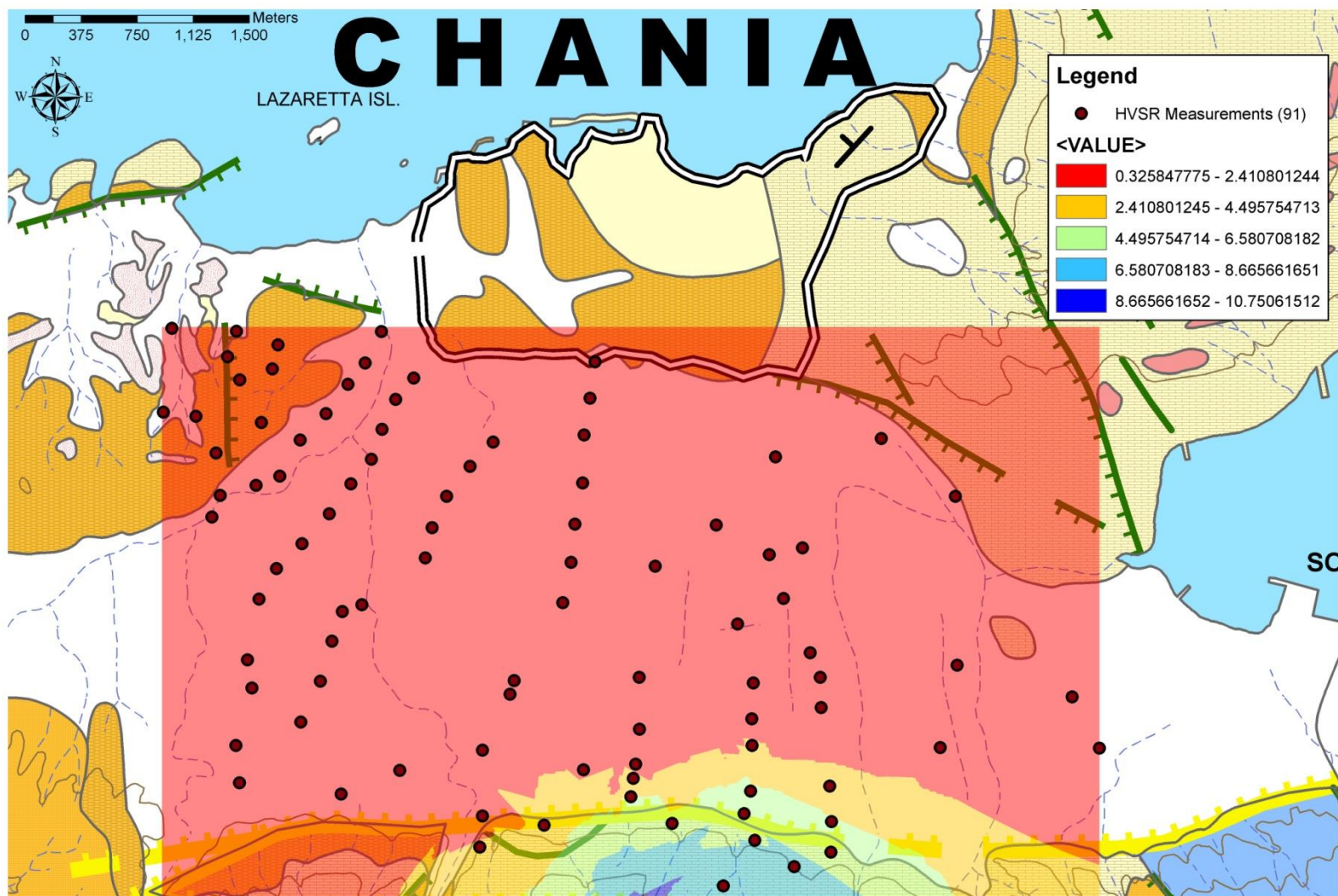
Σχήμα 3.3. Η καταγραφή του σχήματος (3.2) μετά την αφαίρεση των χρονικών παραθύρων στα οποία παρατηρείται αστάθεια, όπως αναλύεται στο κείμενο.



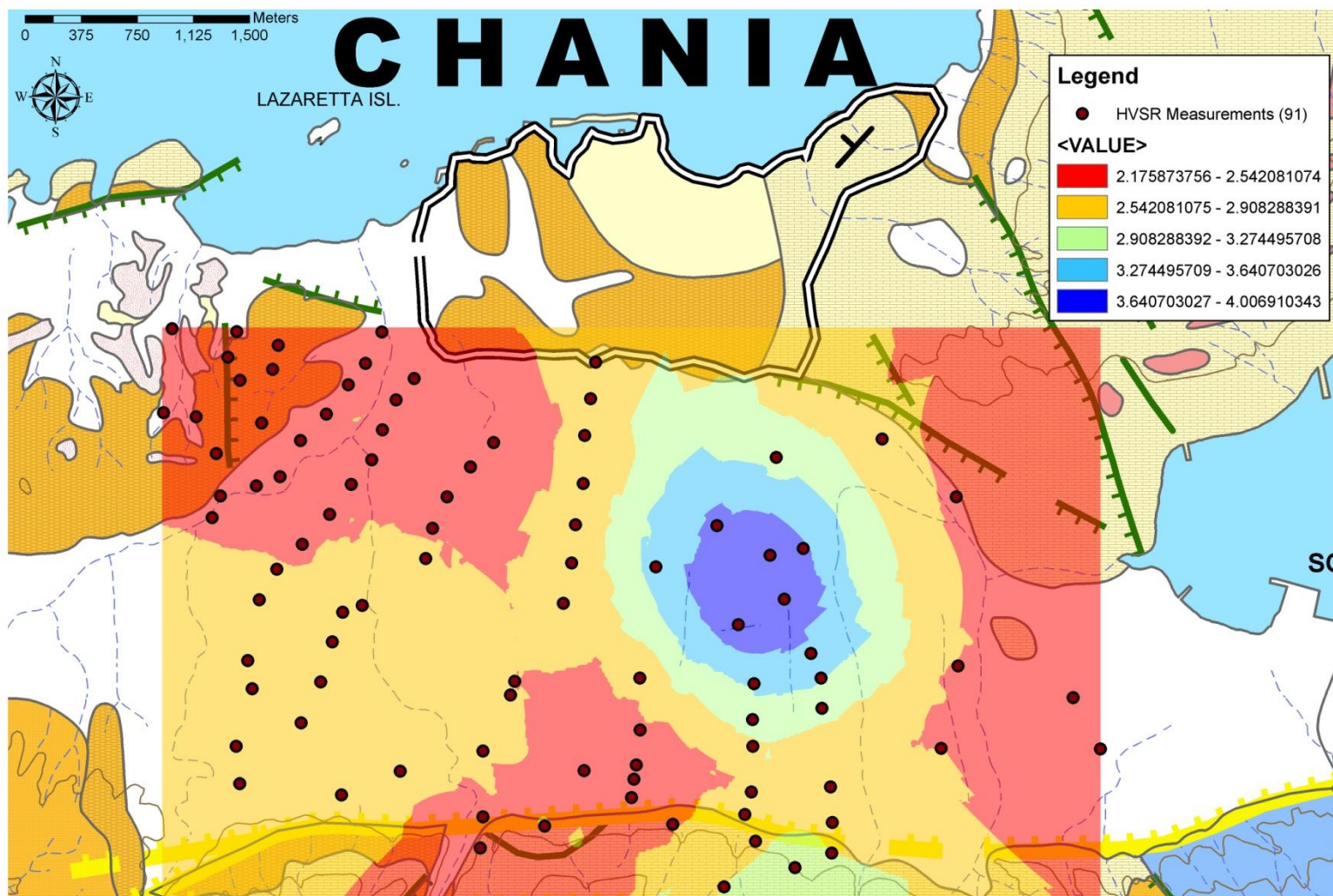
Σχήμα 3.4. Το αποτέλεσμα του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα για τα επιλεγμένα παράθυρα της καταγραφής του σχήματος (3.3). Τα σύμβολα που χρησιμοποιούνται περιγράφονται στο σχήμα 2.16.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, για κάθε μια καταγραφή προσδιορίστηκε η χαμηλότερη συχνότητα με το μεγαλύτερο πλάτος, ως η συχνότητα που αντιπροσωπεύει τη θεμελιώδη συχνότητα των ανώτερων εδαφικών σχηματισμών που βρίσκονται πάνω από το βραχώδες υπόβαθρο. Στο Παράρτημα Β έχει τοποθετηθεί το σύνολο των αποτελεσμάτων των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού.

Στη συνέχεια τα αποτελέσματα συχνότητας-πλάτους εισήχθησαν σε λογισμικό Γεωγραφικού Συστήματος Πληροφοριών (**ArcGIS**), με σκοπό τη χωρική απεικόνιση τους σε θεματικούς χάρτες συχνότητας και πλάτους. Στο σχήμα (3.5) απεικονίζονται οι θέσεις των μετρήσεων, καθώς και ο χρωματικός χάρτης της χαμηλότερης (θεμελιώδους) ιδιοσυχνότητας για όλη την περιοχή ενδιαφέροντος και στο σχήμα (3.6) απεικονίζεται το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης για τις συχνότητες αυτές.



Σχήμα 3.5. Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης θεμελιώδης συχνότητας f_0 . Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με κόκκινους κύκλους.



Σχήμα 3.6. Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης πλάτους ενίσχυσης του φασματικού λόγου H/V για τις επιλεγμένες συχνότητες του σχήματος (2.24) σε λογαριθμική χρωματική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με κόκκινους κύκλους.

Από τα σχήματα (3.5) και (3.6) που αφορούν το λόγο H/V παρατηρείται ότι :

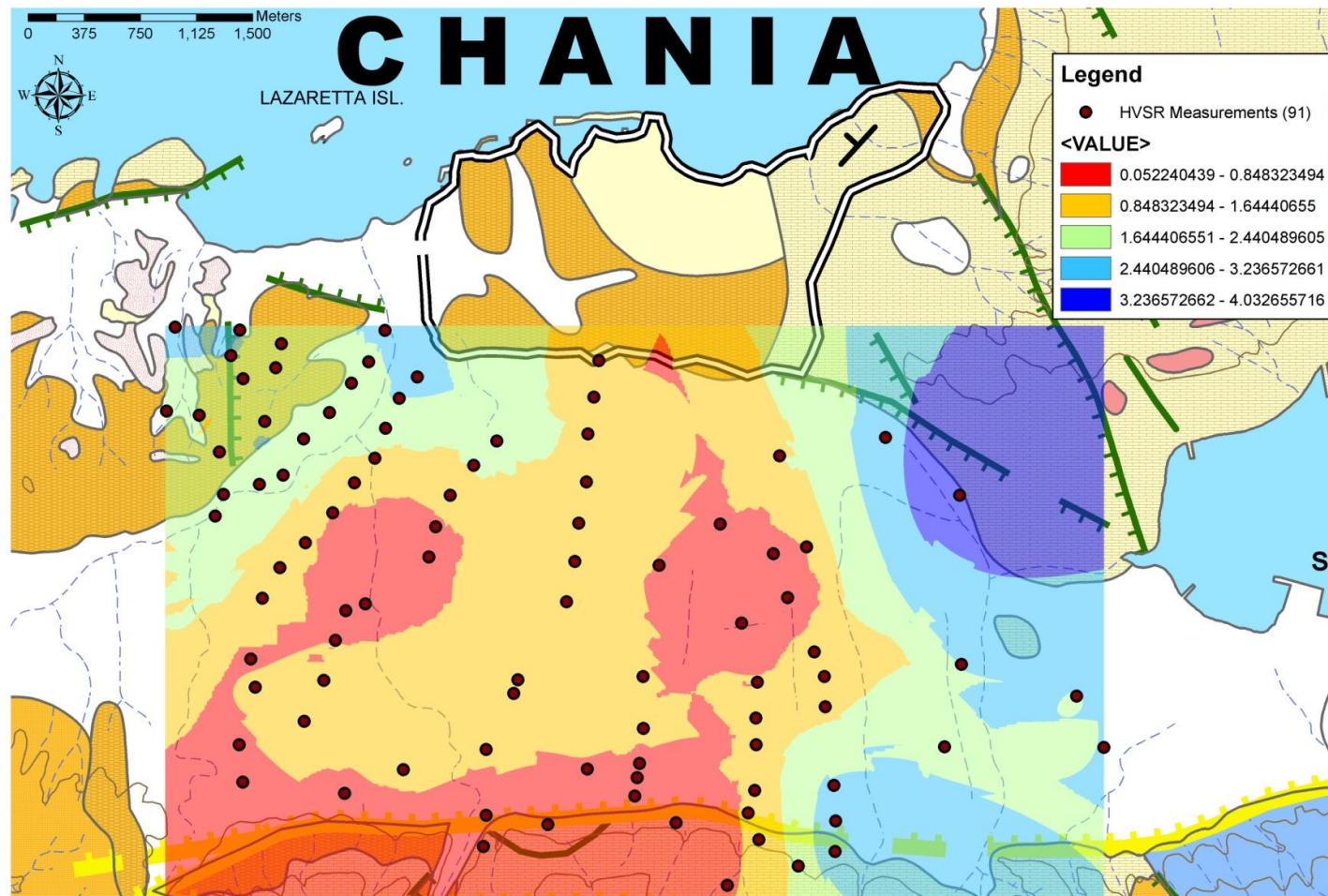
- Στην περιοχή του ευρύτερου κάμπου των Χανίων εμφανίζεται επίσης κορυφή στις ίδιες συχνότητες, απεικονίζοντας την ίδια αντίθεση ταχυτήτων, όπως και εντός της πόλης των Χανίων. Καθώς μεταβαίνουμε προς τα Νότια η συχνότητα αυτή εξαφανίζεται στην έξαρση του βράχου (μαργαϊκού ασβεστόλιθου) κοντά στην περιοχή του Νοσοκομείου Χανίων, και εμφανίζεται μια κορυφή σε μεγάλες συχνότητες, από 10.0 έως 18.0 Hz. Η κορυφή αυτή πιθανότατα συνδέεται με το βραχώδη σχηματισμό και δηλώνει την αντίθεση του βραχώδους υποβάθρου με το πολύ επιφανειακό εδαφικό κάλυμμα (π.χ. μανδύας αποσάθρωσης).
- Σε όλη την περιοχή ενδιαφέροντος το πλάτος ενίσχυσης δεν ξεπερνά την τιμή 3, εκτός από μια περιοχή στο μέσο του κάμπου των Χανίων, όπου το πλάτος αυξάνεται σε τιμές πάνω από 3.7.

3.2. Καταγραφές με εμφάνιση δεύτερης συχνότητας μεγίστου του λόγου H/V

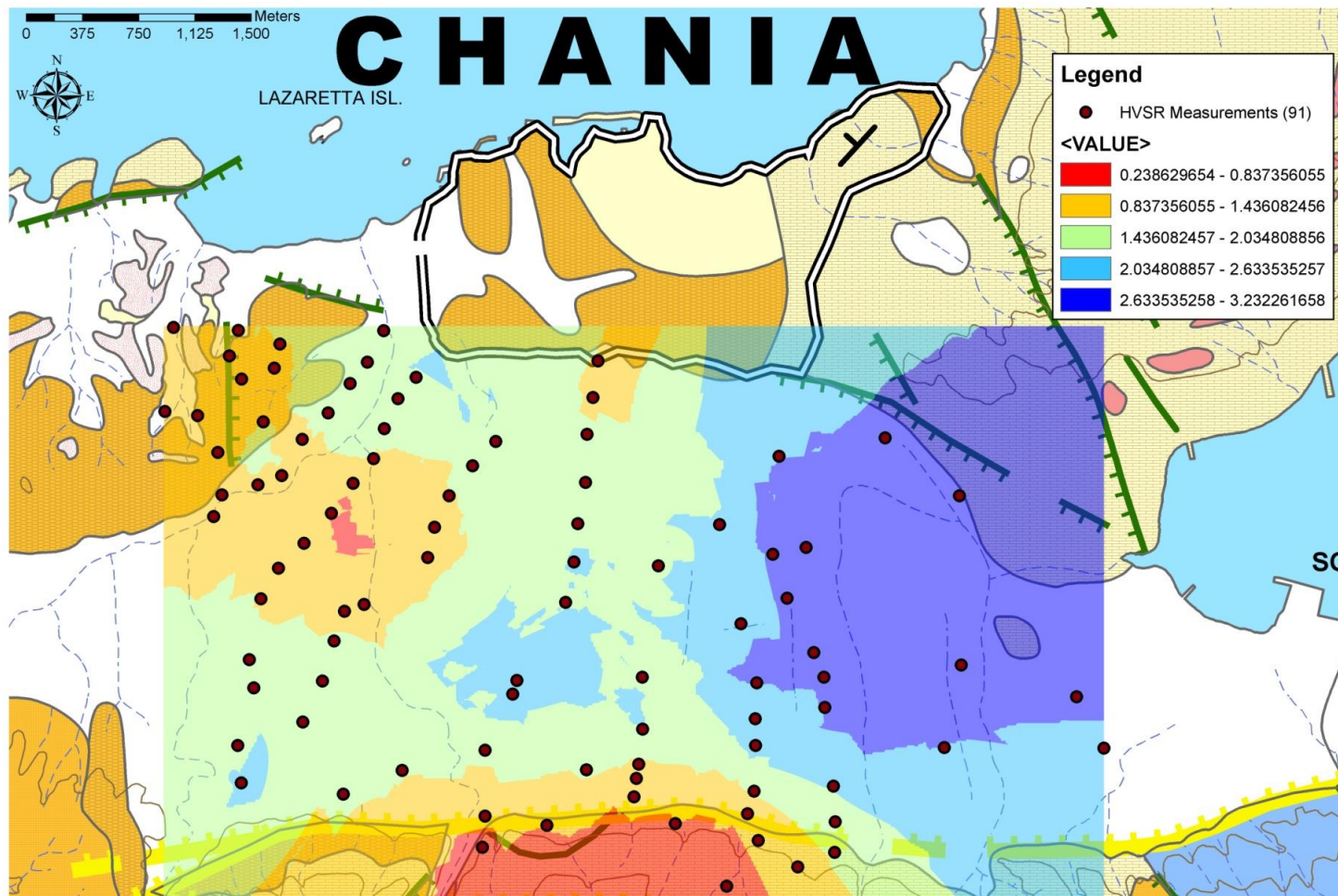
Σε πολλές θέσεις μετρήσεων εδαφικού θορύβου εμφανίζονται δύο κορυφές σε διαφορετικές συχνότητες, κατά κύριο λόγο στην ευρύτερη περιοχή του κάμπου των Χανίων, νότια από το κύριο πολεοδομικό συγκρότημα της πόλης των Χανίων. Όπως προαναφέρθηκε, όταν παρατηρούνται δύο κορυφές στο διάγραμμα πλάτους ενίσχυσης-συχνότητας, αυτές μπορεί να ερμηνευθούν ως αντίθεση εμπέδησης ταχυτήτων μεταξύ υποβάθρου-επιφανειακών σχηματισμών για την χαμηλότερη των συχνοτήτων και ως αντίθεση εμπέδησης ταχυτήτων μεταξύ δύο σχηματισμών που ανήκουν στα επιφανειακά στρώματα για την μεγαλύτερη συχνότητα. Η παραπάνω διαπίστωση δεν έχει γενική ισχύ και συχνά οι ανώτερες κορυφές αγνοούνται, π.χ. αν θεωρηθεί ότι είναι ανώτερες συχνότητες ενίσχυσης πολλαπλάσιες της βασικής.

Από το χάρτη εμφάνισης των δεύτερων κορυφών σχήμα (3.7) (3.8) μπορούν να εξαχθούν σημαντικά συμπεράσματα:

- Στην περιοχή του κάμπου των Χανίων υπάρχει ομοιομορφία σε ότι αφορά την εμφάνιση των δεύτερων κορυφών, αφού σχεδόν σε όλη την περιοχή η συχνότητα των δεύτερων κορυφών είναι μεταξύ 0.8 και 1.2 Hz.
- Τα πλάτη ενίσχυσης των δεύτερων κορυφών είναι μικρά, και κυμαίνονται μεταξύ 1.6 και 2. Στο μέσο μόνο του κάμπου παρατηρείται μια αύξηση των πλατών ενίσχυσης, με τιμές μεγαλύτερες του 2.5



Σχήμα 3.7. Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης δεύτερων υψηλότερων συχνοτήτων ενίσχυσης σε χρωματική λογαριθμική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με κόκκινους κύκλους.



- **Σχήμα 3.8.** Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης πλάτους ενίσχυσης για τις δεύτερες υψηλότερες κορυφές σε χρωματική λογαριθμική κλίμακα. Απεικονίζονται επίσης οι θέσεις των μετρήσεων με κόκκινους κύκλους

Συνδέοντας συνολικά τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με μονό σταθμό με τη γεωλογία της περιοχής, μπορούμε να συμπεράνουμε ότι:

- Στον κάμπο των Χανίων η εμφάνιση της δεύτερης υψηλότερης κορυφής είναι σχεδόν καθολική, και αποκαλύπτει την ύπαρξη των Τεταρτογενών ιζημάτων που επικαθονται επί των Νεογενών με μεγάλα σχετικά πάχη. Η διαφοροποίηση χωρικά στις τιμές της δεύτερης συχνότητας 0.8-1 Hz στο κέντρο του κάμπου, 1.6-2.2 Hz στα όρια της λεκάνης) αντικατοπτρίζει την μείωση του πάχους των Τεταρτογενών ιζημάτων, καθώς κινούμαστε από το κέντρο προς τα όρια της λεκάνης.
- Το πλάτος ενίσχυσης στον κάμπο των Χανίων παρουσιάζει αξιοσημείωτη αύξηση (με τιμές που αγγίζουν το 6 για την θεμελιώδη συχνότητα και το 5 για τη δεύτερη υψηλότερη συχνότητα ενίσχυσης). Ειδικότερα αξιοσημείωτη είναι η διαφορά μεταξύ του Δυτικού και Ανατολικού μέρους του κάμπου, όπου παρατηρείται χωρικά αύξηση των τιμών του πλάτους ενίσχυσης καθώς μεταβαίνουμε από Δύση σε Ανατολή κατά ένα παράγοντα της τάξης του 3-4 για τη θεμελιώδη συχνότητα και αντίστοιχα κατά ένα παράγοντα της τάξης του 2-3 για τη δεύτερη υψηλότερη συχνότητα ενίσχυσης. Αποκαλύπτεται δηλαδή πως ακόμα και μεταξύ των Τεταρτογενών ιζημάτων υπάρχει μια διαφοροποίηση σε ότι αφορά τις γεωφυσικές ιδιότητες και το πάχος τους εντός του κάμπου των Χανίων.

Βιβλιογραφία

- Ahmed, S., Shah, M., Qaisar, M., and Khan, K. 2009.** Estimation of site response characteristics at four sites of seismic monitoring network in Pakistan. *Nucleus*, 46(1-2), 9-14.
- Akamatsu, K., 1961,** On microseisms in frequency range from 1 c/s to 200 c/s, *Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo University, Vol.39, pp. 23-75.*
- Aki K., 1957.** Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo, 35, 415-457.*
- Aki K. and Richards P.G., 1980.** Quantitative Seismology: Theory and Methods, *Vol.1 and 2, W.H. Freeman, San Fransisco.*
- Al Yuncha Z., and Luzon F., 2000.** On the Horizontal to Vertical Spectral ratio in Sedimentary Basins, *Bull. Seismol. Soc. Am., 90, 1101–1106.*
- Anthymidis, M., Theodoulidis N., Savvaidis A., and Papazachos C., 2012.** Constraining site response and shallow geophysical structure by ambient noise measurements and 1D numerical simulations: the case of Grevena town (N. Greece), *Bull. Earthquake Eng., Vol. 10, Issue 6, 1685-1716.*
- 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.*
- Arai H., and Tokimatsu K., 1998.** Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra, *Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan. 2 673-680.*
- Arai H., and Tokimatsu K., 2000.** Effects of rayleigh and love waves on microtremor H/V spectra, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Aucklet, New Zealand, paper 2232.*
- Arai H., and Tokimatsu K., 2004.** S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America 94 (1), 53–63.*
- Assimaki, D., Gazetas, G., and Kausel, E. 2005.** Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: Parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America, 95(3), 1059-1089.*
- Asten M. W., and Henstridge J. D., 1984.** Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins, *Geophysics, 49-11, 1828-1837.*
- Atakan K., Duval A.-M., Theodulidis N., Guillier B., Chatelain J.-L, Bard P.-Y., and SESAME-Team, 2004.** The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment,

- Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper # 2268.*
- Athanasopoulos, G.A. and Pelekis, P.C., 2000.** Site Effects on the Seismic Ground Response of the City of CHANIA, GREECE, *Report prepared for the E.C. project SEISMOCARE (Computer Aided Reduction of Seismic Risk with Application in Existing Cities, Town Planning and Construction), May 2000.*
- Bard P.-Y., 1992.** Site-Effects: Basic physical phenomena and estimation methods for microzonation studies, *Regional and International training Course 1992 on "Seismology and Seismic Hazard Assessment", Lecture and Exercise notes, VII, 534-608, Interner Bericht, GeoForschungsZentrum Potsdam.*
- 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.*
- Barker T. G. and Stevens J. L., 1991.** Array processing of Rayleigh waves for shear structure, *Proceedings, 2nd Conference on Recent Advance in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics, 2, 1393-1397.*
- Bastelli G., 2002.** Microzonazione di Chania (Creta). *Tesi di laurea. Universita degli Studi della Basilicata (in Italian)*
- Bielak, J., Xu, J., and Ghattas, O. 1999.** Earthquake ground motion and structural response in alluvial valleys. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 125(5), 413-423.*
- Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., and Cattaneo M., 2000.** Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures, *J. Earthq. Eng., 4, 97-113.*
- Bizon, G. and Thiebault, F. 1974.** Donnees nouvelles sur l' age des marbres et quartzites du Taygete (Peloponnese meridional, Grece). *C.R. Acad. Sci. Paris, D 278, 9-12.*
- Bonilla, L. F., J. H. Steidl, G. T. Lindley, A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta 1997.** Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bull. Seism. Soc. Am .87, 710–730*
- Bonnefoy-Claudet S., 2004.** Nature du bruit de fond sismique: Implications pour les études des effets de site, *Ph.D., University Joseph Fourier, France, 241 pp (in French with English abstract).*
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J. and Fäh D., 2006.** H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations, *Geophysical Journal International, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x.*
- Bonneau, M. 1976.** Esquisee structurale de la Crete alpine, *Bul. Soc. Geol. France, 18, 351-353.*
- Borcherdt R. D., 1970.** Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seismol. Soc. Am., 60, 29–61.*

- Booth E., Chandler A M., Wong P. K. C. and Coburn A. W., 1991.** The Luzon, Philippines earthquake of July 1990, *International Conference on Earthquake, Blast and Impact, Society for Earthquake and Civil Engineering Dynamics, Elsevier Applied Science, London*, pp. 53-62.
- Bour M., Fouissac D., Dominique P., and Martin C., 1998.** On the use of microtremor recordings in seismic microzonation, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 465-474.
- Cara F., Di Giulio G., and Rovelli A., 2003.** A Study on Seismic Noise Variations at Colfiorito, Central Italy: Implications for the Use of H/V Spectral Ratios. *Geoph. Res. Lett.*, vol. 30. NO. 18, 1972, doi:10.1029/2003GL017807.
- Carniel R., Barazza F., and Pascolo P., 2006.** Improvement of Nakamura technique by singular spectrum analysis, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 26, 55–63
- Capon J., 1969.** High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *IEEE.*, 57 1408-1419.
- Chabalier B. J., H. Lyon-Caen, A. Zollo, A. Deschamps, P. Bernard and D. Hatzfeld, 1992.** A detailed analysis of microearthquakes in western Crete from digital three-component seismograms. *Geophys. J. Int.*, 110, 347-360.
- Chávez-García F. J., Pedoti G., Hatzfeld D., and Bard P-Y., 1990.** An experimental study near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 4, 784–800.
- Chávez-García F. J., Sanchez L. R. and Hatzfeld D., 1996.** Topographic site effects and HNSR. A comparison between observations and theory, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1559-1573.
- Chávez-García F. J., Stephenson W. R., and Rodriguez M., 1999.** Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand: a case history to compare 1D versus 2D site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 3, 718–732.
- Chouet B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., and Scarpa, R., 1998.** Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 3, 653–666.
- Cocard, M., Kahle, H.G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D. and Billiris, H. 1999.** New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, *Greece Earth planet. Sci. Lett.*, 172, 39-47.
- Cornou C., Bard P.-Y., and Dietrich M., 2003-a.** Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part I: methodology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93 (6), 2604–2623.
- Cornou C., Bard P.-Y., and Dietrich M., 2003-b.** Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part II: application to Grenoble basin (French Alps), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93 (6), 2624–2648.

- Cornou C., Kristek J., Bonnefoy-Claudet S., Fäh D., Bard P.-Y., Moczo P., Ohrnberger M., and Wathelet M., 2004.** Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, August 2004, Paper # 1130.*
- Cranswick E., 1988.** The information content of high-frequency seismograms and the near-surface geologic structure of “hard rock” recording sites, *PAGEOPH*, 128, 333-363.
- Creutzburg, N. and Seidel, E. 1975.** Zum Stand der Geologie des praeneogens auf Kreta, *N. Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.*, 149, 363-383.
- Dorman J. and Ewing M., 1962.** Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York – Pennsylvania area, *Journal of Geophysical Research*, 13, 5227-5241.
- Douze E. J., 1964.** Rayleigh waves in short-period seismic noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 54, 4, 1197-1212.
- Douze E. J., 1967.** Short-period seismic noise, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 57, 1, 55-81.
- Dravinski M., Ding G., and Wen K.-L., 1996.** Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 3, 646–654.
- Duval A.-M., Bard P.-Y., Mèneroud J.-P., and Vidal S., 1994.** Mapping site effects with microtremors, *Proc. of 5th Intern. Confer. on Seismic Zonation, October 1995, (Nice, France) vol. 2, pp. 1522-1529.*
- Duval A.-M., Vidal, S., Meneroud J.-P., Singer A., DeSantis F., Ramos C., Romero G., Rodriguez R., Pernia A., Reyes N., and Griman C., 2001.** Caracas, Venezuela, Site effect determination with Microtremors, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2513-2523.
- Duval A.-M., Chatelain J.-L., Guillier B., and the SESAME WP02 team, 2004.** Influence of experimental conditions on H/V determination using ambient vibrations (noise), *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering & 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Berkeley CA, January 2004, Volume 2, pp. 149-156*
- EERI (1994).** Northridge earthquake, Preliminary Reconnaissance Report, *Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA.*
- EERI (1995).** The Hyogo-Ken Nanbu earthquake, *Preliminary Reconnaissance Report, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA.*
- Fäh D., Kind F., and Giardini D., 2001.** A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, 145, 535-549.
- Fassoulas, C. 1995.** Kinematics and deformation of the nappes in Central Crete, Greece. *Aristotle University of Thessalonika, Thessalonika (in Greek with English abstract).*
- Fassoulas, Ch., Kiliass, A. and Mountrakis, D. 1994.** Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.

- Fassoulas, C. G. 2000.** Field guide to the geology of Crete. *Natural History Museum of Crete*.
- Field E., and Jacob K., 1993.** The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 20-24, 2925–2928.
- Field E., and Jacob K., 1995.** A comparison of Various Site-Response Estimation Techniques, Including three that are not Reference-Site Dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85, 1127–1143.
- Field E., Hough S. E., and Jacob K., 1990.** Using microtremors to access potential earthquake response: A case study in Flushing Meadows, New York city, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1456–1480.
- Finn, W. D. L., 1991.** Geotechnical engineering aspects of microzonation, *Proceedings, 4th Int. Conf. on Seismic Zonation, Vol.1*, 199-259.
- Fowler, C.M.R., 2005.** The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics, *Cambridge University Press*, 685.
- Friedrich A., Krüger F., and Klinge K., 1998.** Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array, *Journal of Seismology*, 2-1, 47-64.
- Freudenthal, T. 1969.** Stratigraphy of Neogen deposits in the Chania province Crete, with special reference to foraminifera of the family planorbulinidae and the genus *Heterostegina*, *Utrecht Micropal. Bull.*, 1, 1-208.
- Frydas, D. and Keupp. H. 1996.** Biostratigraphical results in Late Neogene deposits of NW Crete, Greece, based on calcareous nannofossils. *Berliner geowiss. Abh.*, E18, 169-189.
- Fytrolakis, N. 1980.** The geological structure of Krete. Probleme, observations and conclusions. *Habil. Thesis, Nat. Tech. Univ. Athens*, 1-147 (in Greek).
- Gabriels P., Snieder R and Nolet G., 1987.** In-situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves, *Geophysical Prospecting*, 35, 187-196.
- Gaffet S., 1998.** A dense array experiment for the observation of waveform perturbations, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 17, 475-484.
- Gephart, J. W. and D. W. Forsyth. 1984.** An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- Gucunski N., and Woods R. D., 1991.** Use of Rayleigh modes in interpretation of SASW test, *Proceedings, 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, 2, 1399-1408.
- Guillier B., Atakan K., Duval A.-M., Ohrnberger M., Azzara R., Cara F., Havskov J., Alguacil G., Teves-Costa P., Theodulidis N. and the SESAME Project WP02-Team, 2002.** Influence of instrumentation on H/V spectra of ambient noise. *European Seismological Commission, September 2002, Genova, Italy*.
- Guillier B., Cornou C., Kristek J., Moczo P., Bonnefoy-Claudet S., Bard P.-Y., and**

- Fäh D., 2006.** Simulation of seismic ambient vibrations: Does the H/V provides quantitative information in 2D-3D structures?, *Proc. of the 3ESG Symposium, Paper Number 185.*
- Harjes, H.-P., 1990.** Design and siting of a new regional array in Central Europe, *Bull. Seism. Soc Am*, 80, 1801-1817.
- Haghshenas, E., Bard, P. Y., and Theodulidis, N., 2008.** Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6(1), 75-108.
- Haskel N. A., 1953.** The dispersion of surface waves on multilayered media, *Bull. Seism. Soc. Am*, 43, 17-34.
- Hatzfeld, D., M. Besnard, K.Makropoulos and P. Hatzidimitriou 1993.** Microearthquake seismicity and fault plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications. *Geophys. J. Int.*, 115, 799-818.
- Haubrich, R. A., 1968.** Array design, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58(3):977–991.
- Hisada Y., 1994.** An efficient method for computing Green's functions for a layered halfspace with sources and receivers at close depths. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 5, 1456-1472.
- Hisada Y., 1995.** An efficient method for computing Green's functions for a layered halfspace with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 4, 1080-1093.
- Horike M., 1985.** Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas, *Journal of Physics of the Earth*, 33, 59-96.
- Horike M., 1996.** Geophysical exploration using microtremor measurements, *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.*
- Horike M., Zhao B., and Kawase H., 2001.** Comparison of site response characteristics inferred from microtremor and earthquake shear waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1526–1536.
- Irikura, K. and Kawanaka, T., 1980.** Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure. *Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute*, 30(3), 81-96.
- Jackson, J. 1994.** Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.
- Jeffreys H., 1962.** Small correction in the theory of surface waves, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 6, 115-117.
- Jost L. M., O. Knabenbauer, J. Cheng and H-P Harjes 2002.** Fault plane solutions of microearthquakes and small events in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 356, 87-114.
- Kamura, K. 1997.** On microtremors observed in Tokyo Bay area, Japanese document. In *Japanese with English abstract* (pp. 47-53).
- Kanai, K., 1961,** An Empirical Formula for the Spectrum of Strong Earthquake Motions, *Bull. Earthq. Research Inst.*, Vol.39, pp. 85-95.

- Kennett B., and Kerry N., 1979.** Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr.Soc.*, 57, 557-583
- Kilias, A., Mountrakis, D., Stavridakis, P., Schinas, C. and Pavlaki, K. 1985.** Η γεωλογική δομή της περιοχής του Χοιροσπήλιου στη Δ. Κρήτη, *O.A.A.Y.K.*, 1-150.
- 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., Falalakis, G. and Mountrakis, D. 1999.** Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece), *Intern. J. of Earth Scien.*, 88, 513-531.
- Kilias, A., Tranos, M., Orozco, M., Alonso-Chaves, F. and Soto, J., 2002.** Extensional collapse of the Hellenides: A review, *Rev. Soc. Geol. Espania*, 15, 129-139.
- Kind F., 2002.** Development of microzonation methods: application to Basle, Switzerland, *Ph.D. Thesis (Swiss Federal Institute of Technology Zürich), Dissertation No. 14548, ETH Zürich.*
- Kind, F., D. Fah, and D. Giardini 2005.** Array measurements of S-wave velocities from ambient vibrations. *Geophysical Journal International*, 160, 114–126.
- Kohler A., Ohrnberger M., Scherbaum F., Stange S. and Kind F., 2004.** Ambient vibration measurements in the Southern Rhine graben close to Basle, *Annals of Geophysics*, 47, No.6, 1771-1881.
- Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Wathelet, M., & Cornou, C. 2006.** Assessing the reliability of the modified three component spatial autocorrelation technique. *Geophysical Journal International*, 168(2), 779-796.
- Koller M., Chatelain J-L., Guillier B., Duval A-M., Atakan K., Lacave C., Bard P-Y., and the SESAME participants, 2004.** Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper #3132.*
- 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.
- Kopp, K. and Ott, E. 1977.** Spezialkartierungen in Umkreis neuer Fossilfunde im Tripali- und Tripolitsa-kalken West Kretas. *N. Jahrb. Geol. Palaeontol. Mh.*, 1977, 217-238.
- Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O., Erdik, M., Sasatani, T. and Yoshida, K. 2002.** Site-specific issues for strong ground motions during the Kocaeli, Turkey, earthquake of 17 August 1999, as inferred from array observations of microtremors and aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 448-465.

- Kvaerna T and Ringdahl F., 1986.** Stability of various f-k estimation techniques, Semiannual Technical Summary (1 October 1985 – 31 March 1986), *NORSAR Scientific Report, 1-86/86 (Kjeller, Norway)*, 29-40.
- Lachet C., and Bard P.-Y., 1994.** Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, *J. Phys. Earth.*, 42, 377–397.
- Lachet C., Bard P.Y., Theodoulidis N., Papaioannou C. and Savvaidis A., 1996.** Site effects in the city of Thessaloniki (Greece). Comparison of different approaches, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1692-1703.
- Lacoss R. T., Kelly E. J. and Toksoz M. N., 1969.** Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, 34, 21-38.
- Langston, C. A.(1979).** Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.* 84, 4749-4762.
- LeBrun B., Hatzfeld D., and Bard P.-Y., 2001.** Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France), *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2543-2557.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G. 1995.** Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe, *Implications for eastern Mediterranean tectonics.- J. Geophys. Res.*, 100, 12675-12690.
- Leppic, K. 1974.** Die Mikrofauna der Tripolitza-Kalke im noerdlichen Mittel-Kreta (Griechenland). *Diss., Albert-Ludwigs-Univ., Freiburg i. Br.*, 1-142.
- Lermo J., M. Rodriguez and S. K. Singh, 1988.** The Mexico earthquake of September 19, 1985-Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements and from strong motion data, *Earthquake Spectra*, 4, 805-814.
- Lermo J., and Chavez-Garcia F. J., 1993.** Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am*, 93, 1574-1594.
- Lermo J., and Chavez-Garcia F. J., 1994-a.** Are Microtremor Useful in Site Response Evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.
- Lermo J., and Chavez-Garcia F. J., 1994-b.** Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 13, 413-423.
- Li T. M. C., Ferguson J. F., Herrin E., and Durham H. B., 1984.** High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 5, 2015-2033.
- Luco, J. E. and Apsel R. J., 1983.** On the Green's functions for a layered half-space, part 1, *Bull. Seism. Soc. Am.* . 73, 909-929.
- Mastrolorenzo, G., 2004.** Profili Di Velocita' Vs Nell'abitato Di Chania'(Creta), *Msc Thesis, Universita degli Studi della Basilicata.*
- Maresca R., Castellano M., DeMatteis R., Saccorotti G., and Vaccariello P., 2003.** Local Site Effects in the town of Benevento (Italy) from Noise Measurements, *Pure Appl. Geophys.*, 160, 1745–1764.
- Mathusima T. and Okada H., 1990.** Determination of deep geological structures under

- urban areas using long-period microtremors, *BUTSURI-TANSA 1990*: 43(1), 21-33.
- McKenzie, D., 1978.** Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Milana G., Barba S., Del Pezzo E., and Zambonelli E. 1996.** Site Response from Ambient Noise Measurements: New Perspectives from an Array Study in Central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 320–328.
- Moczo P. and Kristek J., 2002.** FD code to generate noise synthetics, *SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, Deliverable D02.09, 31 p, <http://SESAME-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.*
- Moinfar, A. A., and Naderzadeh, A. 1990.** An immediate and preliminary report on the Manjil, Iran earthquake of 20 June 1990. *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering*, 23(4), 254-283.
- Molas, G. L., and Yamazaki, F. 1994.** Seismic macrozonation of the Philippines based on seismic hazard analysis. *In Proceedings Japan Society of Civil Engineers pp. 59-69, Dotoku Gakkai.*
- Μουντράκης Δ., 1985.** Γεωλογία της Ελλάδος, *Θεσσαλονίκη*, 207.
- Mountrakis, D. 1986.** The Pelagonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335-347.
- Μουντράκης και Συνεργάτες, 2004.** Νεοτεκτονική-Σεισμοτεκτονική Έρευνα – Μελέτη Της Ευρύτερης Περιοχής της Βόρειας Ζώνης Του Νομού Χανίων Κρήτης
- 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., 1996.** Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.*
- 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.*
- Nazarian S. and Stokoe K.H. II, 1984.** In situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves. *Proceedings, 8th World Conference on Earthquake Engineering*, 3, 31-38.
- Nazarian S. and Stokoe K.H. II, 1986.** Use of surface waves in pavement evaluations, *Transportation Research Record*, 1070, 132-144.
- Nazarian S. and Desai M. R., 1993.** Automated surface wave method: Field testing, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 119, No.7, 1094-1111.
- Nguyen F., Van Rompaey G., Teerlynck H., Van Camp M., Jongmans D., and Camelbeeck T., 2004.** Use of microtremor measurement for assessing

site effects in Northern Belgium – interpretation of the observed intensity during the M = 5.0 June 11 1938 earthquake, *J. Earthq. Eng.*, 8, 41-56.

- Nogoshi, M., and Igarashi, T. 1970.** On the propagation characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan*, 23, 264-280.
- Nogoshi M., and Igarashi T., 1971.** On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2), *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26-40.
- Ohmachi T., and Umezono T., 1998.** Rate of rayleigh waves in microtremors, *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan.* 2 587-592.
- Ohori M., Nobata A. and Wakamatsu K., 2002.** A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc Am.*, 92, 2323-2332.
- Πάνου Αρετή, 2007.** Ανάλυση μετρήσεων μικροθορύβου και συσχέτιση με μακροσεισμικά αποτελέσματα της περιοχής της Θεσσαλονίκης, *Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.*
- Papazachos, B.C. and N.D. Delibassis 1969.** Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, 7, 231-255.
- Papazachos, B.C. and P.E. Comninakis 1970.** Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. *Com. Ren. des Seances de la Conference Reunie a Madrid, 1969, 16, 74-75.*
- Papazachos, B.C. 1990.** Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178, 287-308.
- Papazachos, C.B. and Kiratzi A., 1996.** A detailed study of the active deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 253, 129-153.
- Papazachos, C.B. and G. P. Nolet 1997.** P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, 102, 8349-8367.
- Papazachos, B.C. and C.B., Papazachou 1997** The earthquakes of Greece, 1st Edition. *Ziti Publ. Thessaloniki, Greece, 304pp.*
- Papazachos, B.C., Ch.A. Papaioannou, C.B. Papazachos, and A.S. Savvaidis, 1999.** Rupture zones in the Aegean region. *Tectonophysics*, 308, 205-221.
- Papazachos, C.B., 1999.** An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and the surrounding area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 111-119.
- Papazachos, B.C., Karakostas, B., Papazachos, C.B., and Scordilis, E. M., 2000a.** The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics of the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.
- Papazachos, B.C., P.E. Comninakis, G.F. Karakaisis, B.G. Karakostas, Ch.A. Papaioannou, C.B. Papazachos and E. M. Scordilis 2000b** A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. *Publ. Geophys. Lab., Univ. Thessaloniki also In press Handbook of Earthquake Engineering Seismology, IASPEI P. Jennings, H. Kanamori, and W. Lee, (Editors)*

- Παπαζάχος, Β.Κ., Μουντράκης, Δ.Μ., Παπαζάχος, Κ.Β., Τρανός, Μ.Α., Καρακαϊσης, Γ.Φ. και Σαββαΐδης, Α.Σ., 2001.** Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5^ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα. 2^ο Παν. Συν. Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας, Τ.Ε.Ε., Θεσσαλονίκη, 28-30 Σεπτεμβρίου 2001, 1, 17-26.
- Παπαζάχος Κ Β. και Παπαζάχος Β.Κ., 2002.** Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Κ.Β. Παπαζάχου 2003.** Σεισμοί της Ελλάδας, 3^η Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη σελ. 286.
- Richart Jr. F., Woods R.D. and Hall Jr., 1970.** Vibrations of soils and foundations, Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
- Riepl J., Bard P.-Y., Hatzfeld D., Papaioannou Ch., and Nechtschein S., 1998.** Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 488–502.
- Rix, G.J. 1988.** Experimental Study of Factors Affecting the Spectral Analysis of Surface Waves Method., *Ph.D. Dissertation, The University of Texas at Austin*, pp.315.
- Roberts C. J. and Asten W. M., 2004.** Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using microtremor (passive seismic) survey method, *Exploration Geophysics*, 35, 14-18.
- Rodriguez V. H. S., and Midorikawa S., 2002.** Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion, *Earthq. Eng. and Structural Dynamics*, 31, 261-279.
- Sanchez-Salinerio I., Roesset J. M., Shao K.-Y., Stokoe K. H. II and Rix G. J., 1987.** Analytical evaluation of variables affecting surface wave testing of pavements, *Transportation Research Record 1196*, 51-61.
- Sambridge M., 1999.** Geophysical inversion with a neighborhood algorithm I. Searching a Parameter Space, *Geophysical Journal International*, 103, 4839-4878.
- Sarris, A., Loupasakis, C., Soupios, P., Trigkas, V., and Vallianatos, F. 2010.** Earthquake vulnerability and seismic risk assessment of urban areas in high seismic regions: application to Chania City, Crete Island, Greece. *Natural hazards*, 54(2), 395-412.
- Satoh T., Kawase H. and Matsushima S. I., 2001.** Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves and Cudas, *Bull. Seism. Soc. Am*, 91, 313-334.
- Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Karacostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E. and Papazachos, B. C., 1985.** Evidence for transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake Sequence of 1983. *pageoph*, 123, 388-397.
- Seekins L., Wennerberg L., Margheriti L., and Liu H.-P., 1996.** Site Amplification at Five Locations in Sac Francisco, California: A Comparison of S-waves, Cudas, and Microtremors, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 627–635.

- Seidel, E. 1971.** Die Pindos Serie in West Kreta auf der Insel Gavdos und im Kedros Gebiet (Mittelkreta). *N. Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.*, 137, 443-460.
- 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.
- Seo, K. et al. 1996.** Study of site effects in Kobe area using microtremors, *Proc. 11th World Conf. on Earthq. Eng., Paper No. 1656*
- Seo K., 1997.** Comparison of measured microtremors with damage distribution. In *JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.*
- Seo, K., 1998.** Application of microtremors as a substitute of seismic motion--reviewing the recent microtremors joint research in different sites (*Special Issue: Workshop on Seismic Microzonation in Earthquake Vulnerable Countries Reports from Metro Manila, Granada, Caracas and Kobe.*), 49-58.
- Semblat J.-F., Duval A.-M., and Dangla P., 2000.** Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 347-362.
- Sheu J. C., Stokoe K. H. II and Roesset J. M., 1989.** Effect of reflected waves on SASW testing of pavements, *Transportation Research Record 1196*, 51-61.
- Spakman, W., 1988.** Upper mantle delay time tomography with an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian plates. *Ph.D. Thesis, Univ. of Utrecht*, 53, 200pp.
- Steidl, J. H., A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta 1996.** What is a reference site? *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1733-1748.
- Stein S and Wysession M., 2003.** An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth structure, *Blackwell Publishing.*
- Stokoe K. H. II and Nazarian S., 1985.** Use of Rayleigh waves in liquefaction studies, Proceedings, Measurement and Use of Shear Wave Velocity for Evaluating Dynamic Soil Properties, *Geotechnical Engineering Division, ASCE*, 1-17.
- Takeuchi H, and Saito M., 1972.** Seismic surface waves, *Methods in Computational Physics, Vol. 11, Academic press*, 21, 89-93.
- Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R. 1990.** Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, 102, 695-731
- ten Veen, J.H., Meijer, P.T., 1998.** Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics* 298, 191-208
- Teves-Costa P., Matias L., and Bard P.-Y. 1996.** Seismic behavior estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 15, 201-209.
- Theodulidis N. and Bard P.-Y., 1995.** Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions- An analysis of strong ground motion data from Greece and Taiwan (smart-1). *Soil dynamics and earthquake engineering*, vol.14, n^o 3, pp. 177-197
- Theodoulidis N, Archuleta R. J., Bard P.-Y. and Bouchon M., 1996.** Horizontal to

vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley downhole array in southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 306-319.

- Thomson W. T., 1950.** Transmission of elastic waves through a stratified soil medium, *Journal of Applied Physics*, 21, 89-93.
- Thomson, N., Stoeckert, B. and Brix., R. 1999.** Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. In Ring, U., Brandon, T., Lister, G. & Willet, S. eds 1999, *Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile Flow and Erosion.* – Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 154, 87-108.
- Tokimatsu K., Kuwayama S., Tamura S. and Miyadera Y., 1991.** V_s determination steady state Rayleigh wave method, *Soils and Foundations*, 31(2), 153-163.
- Tokimatsu K., Tamura S. and Kojima H. 1992-a.** Effects of multiple modes on Rayleigh wave dispersion, *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, 118(10), 1529-1543.
- Tokimatsu K., Shinzawa K. and Kuwayama S., 1992-b.** Use of short-period microtremors for V_s profiling, *Journal of geophysical Engineering, ASCE*, 118(10), 1544-1558.
- 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.*
- Tokimatsu K., 1997.** Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering.* 3 1333-1368.
- Tokimatsu K., Wakai S., and Arai H., 1998.** Three-dimensional soil stratification using surface waves in microtremors, *Proceedings of the First Conference on Geotechnical Site Characterization*, 4, 537-542.
- Toksöz M. N., and Lacoss R. T., 1968.** Microseisms: mode structure and sources, *Science*, 159, 872-873.
- Trifunac M. D., and Todorovska M. I., 2000.** Long period microseisms and earthquake damage: Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 253-267.
- Udwadia F., and Trifunac M., 1973.** Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1227-1253.
- Wachendorf, H., Gralla, P., Koll, J. and Schulze, I. 1980.** Geodynamik des mittelkretischen Deckenstapels (noerdliches Dikti-Gebirge), *Geotekt. Forsch.*, 59, 1-72.
- Wathelet M., 2005.** Array recordings of Ambient vibrations: Surface wave inversion, *PhD Thesis, University of Liege (Belgium).*
- Wakamatsu K., and Yasui Y., 1996.** Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. *Proceedings of the 11th World Conference on*

Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.

- Woods J. W. and Lintz P. L. 1973.** Plane waves at small arrays. *Geophysics*, 38:1023–1041.
- Yamanaka H., Takemura M., Ishida H., and Niwa M., 1994.** Characteristics of Long-Period microtremors and their applicability in exploration of deep sediments, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1831-1841.
- Yamamoto H., 2000.** 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.*
- Yamazaki, F., and Ansary, M. A. 1997.** Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 26(7), 671-689.
- Yuan D. and Nazarian S., 1993.** Automated surface wave method: Inversion Technique, *Journal of geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 119, No.7, 1112-1126.*
- Zare, M., P. Y. Bard, and M. Ghafory-Ashtiany 1999.** Site characterizations for the Iranian strong motion network, *Soil Dyn. Earthquake Eng* 18, 101-123
- Zaslavsky Y., Shapira A., and Arzi A., 2000.** Amplification effects from earthquakes and ambient noise in the Dead Sea rift (Israel), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 187-207.

Παράρτημα Α

Συντεταγμένες μετρήσεων εδαφικού θορύβου μονού σταθμού (HVSR), σε προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ 87.

A/A	Μέτρηση	Y	X
1	M102	3929626.76	501723.35
2	M104	3927675.312	502451.225
3	M105	3927397.939	502043.149
4	M106	3925256.971	502499.809
5	M107	3925386.514	502973.541
6	M108	3926036.161	501562.187
7	M109	3925854.466	501879.732
8	M110	3925977.697	501894.823
9	M111	3926072.69	501912.44
10	M112	3926308.14	501937.28
11	M113	3926655.462	501934.984
12	M114	3927139.737	500078.713
13	M115	3926897.101	499877.0426
14	M116	3927095.91	499947.4633
15	M117	3927453.856	500502.76
16	M118	3927657.321	500548.8226
17	M119	3927866.201	500645.5495
18	M120	3928067.695	500802.7359
19	M121	3928230.375	500956.8968
20	M122	3928514.976	500303.892
21	M123	3928315.341	500213.2099
22	M124	3928115.708	500140.6626
23	M125	3927949.347	500004.624
24	M126	3927749.715	499859.5107
25	M127	3927550.087	499678.1109
26	M128	3927383.733	499505.7745
27	M129	3926633.353	501097.6937
28	M130	3927154.66	501422.6438
29	M131	3927424.264	501478.9756
30	M132	3927679.628	501505.6921
31	M133	3927956.982	501557.0478
32	M134	3928278.53	501566.043
33	M135	3928524.379	501606.8065
34	M136	3928768.378	501640.0107
35	M137	3925742.295	502638.1154

36	M138	3925892.931	502680.9278
37	M139	3926197.374	502692.0273
38	M141	3926617.569	502699.9555
39	M140	3926376.551	502688.856
40	M142	3927012.394	502593.7175
41	M143	3925483.835	503218.4604
42	M145	3925926.229	503212.1178
43	M148	3927182.057	502901.332
44	M144	3925688.383	503223.2173
45	M146	3926452.662	503153.449
46	M147	3926654.039	503147.1065
47	M149	3927476.987	502806.1935
48	M150	3927727.384	499073.8554
49	M151	3927872.312	499130.3528
50	M152	3927941.092	499368.6244
51	M153	3928002.502	499528.291
52	M154	3928243.23	499665.8499
53	M155	3928420.091	499837.7985
54	M156	3928616.604	499985.183
55	M157	3928759.076	500100.6343
56	M158	3928970.327	500208.7162
57	M159	3928658.363	500424.8802
58	M160	3925517.5	500867.2763
59	M161	3924925.117	500568.5621
60	M162	3925726.755	500886.393
61	M163	3926165.447	500886.343
62	M164	3926541.445	501069.984
63	M166	3926354.944	499668.8761
64	M165	3926629.313	499799.4229
65	M167	3926197.845	499235.1951
66	M168	3927178.938	499390.0812
67	M169	3926771.808	499312.6382
68	M170	3926583.733	499341.4027
69	M171	3926030.568	500332.6734
70	M172	3928801.261	499179.5684
71	M173	3928973.132	499238.0778
72	M174	3928720.81	499479.4287
73	M175	3928881.711	499515.9971
74	M176	3928646.65	499259.8081
75	M177	3928991.691	498805.3188
76	M178	3925947.944	499258.3155
77	M179	3925873.379	499939.3393
78	M181	3925664.598	501298.9013
79	M182	3925677.026	502155.152

80	M183	3925562.693	502709.4159
81	M184	3928362.053	499404.7459
82	M185	3928430.418	498748.7331
83	M186	3928156.958	499100.74
84	M187	3928402.781	498966.9192
85	M188	3928130.88	502847.4653
86	M189	3928254.239	503556.7798
87	M190	3927867.028	504053.6426
88	M191	3926181.121	505016.5285
89	M192	3926523.785	504834.9166
90	M193	3927520.938	503029.0772
91	M194	3926818.476	503080.4768
92	M195	3926184.548	503950.8434
93	M196	3926736.237	504063.9225
94	M197	3924237.119	505499.9218

Παράρτημα Β

Στο Παράρτημα Β παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των μετρήσεων εδαφικού θορύβου μονού σταθμού (HVSR).

