

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΥΤΙΚΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ
&
ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ



Διπλωματική Εργασία με τίτλο:

**«Μικροζωνική μελέτη σε επιλεγμένες περιοχές του
δήμου Αμαρουσίου»**

Ελένη Στεργίου
Επιβλέπον Καθηγητής: Γιώργος Χλούπης

Αιγάλεω, 2022 - 2023

UNIVERSITY OF WEST ATTICA
DEPARTMENT OF LAND SURVEYING
&
GEOINFORMATICS ENGINEERING



Pre–Graduate Thesis:

***«Microzonation study in selected areas of the
municipality of Amaroussion»***

Eleni Stergiou

Supervisor Professor: George Hloupis

Egaleo, 2022 - 2023

Μέλη εξεταστικής επιτροπής συμπεριλαμβανομένου και του εισηγητή

Η διπλωματική εξετάστηκε επιτυχώς από την κάτωθι Εξεταστική Επιτροπή

A/α	ΟΝΟΜΑ ΕΠΩΝΥΜΟ	ΒΑΘΜΙΔΑ/ΙΔΙΟΤΗΤΑ	ΨΗΦΙΑΚΗ ΥΠΟΓΡΑΦΗ
1	ΓΙΩΡΓΟΣ ΧΛΟΥΠΗΣ	Αναπληρωτής καθηγητής Ηλεκτρολόγων & Ηλεκτρονικών Μηχανικών	
2	ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΠΑΓΟΥΝΗΣ	Καθηγητής Μηχανικών Τοπογραφίας & Γεωπληροφορικής	
3	ΦΙΛΙΠΠΟΣ ΒΑΛΛΙΑΝΑΤΟΣ	Καθηγητής Τμήμα Γεωλογίας - ΕΚΠΑ	

Πίνακας Περιεχομένων

Πρόλογος.....	7
1.1 Εισαγωγή	9
1.1 Introduction.....	10
1.2 Εδαφικός Θόρυβος	14
1.2.1 Ορισμός.....	14
1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο	15
1.2.2.1 Ιστορικές περίοδοι.....	15
1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου	20
1.2.2.3 Μορφή του εδαφικού θορύβου.....	23
1.3 Έρευνα στον διεθνή χώρο.....	25
1.4 Έρευνα σχετικά με τον εδαφικό θόρυβο στον Ελλαδικό χώρο	29
Κεφάλαιο 2 ^ο	35
2.1 Εισαγωγή - Ιστορική προσέγγιση της μεθόδου εδαφικού θορύβου μονού σταθμού	35
2.2 Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου	40
2.2.1 Συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου	40
2.2.2 Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου	41
Κεφάλαιο 3 ^ο	43

3.1.1 Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου στον δήμο Αμαρουσίου με τη χρήση μονού σταθμού	44
Κεφάλαιο 4°	53
4.1.1 Αποτελέσματα και χάρτης παρουσίασης.....	53
Βιβλιογραφία.....	59

... Ευχαριστίες

Σε αυτό το σημείο θα ήθελα να εκφράσω την εκτίμησή μου προς το πρόσωπο του υπεύθυνου – επιβλέποντα καθηγητή μου, καθώς εκτός από ιδιαίτερα καλός στον ρόλο του, ο κ. Γιώργος Χλούπης είναι ένας άνθρωπος υποστηρικτικός εκ φύσεως, πάντα κοντά στον φοιτητή και συνεχώς πρόθυμος να μεταδώσει γνώσεις, να λύσει απορίες και να εμπνεύσει την προσπάθεια, τον κόπο, την γνώση και το μεράκι που χρειάζεται κανείς να έχει προκειμένου να επιτύχει τον στόχο του• γι' αυτό και τον ευχαριστώ θερμά για την πολύτιμη βοήθειά του και την συνολική καθοδήγηση. Επιπροσθέτως, θέλω να ευχαριστήσω την οικογένειά μου, η οποία και με προέτρεψε αφενός να σπουδάσω και αφετέρου με στήριξε με όλους τους τρόπους όσα χρόνια είμαι φοιτήτρια. Κλείνοντας, θέλω να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου απέναντι στους φίλους μου και ειδικότερα στους φίλους – συμφοιτητές μου, οι οποίοι ήταν μαζί μου σ' αυτό το ταξίδι των σπουδών και ήταν πάντα διαθέσιμοι να μοιραστούμε τις ανησυχίες μας, να αλληλοβοηθηθούμε, να συνεργαστούμε, να αντιμετωπίσουμε κάθε κώλυμα μαζί και να χαρούμε εξίσου με κάθε επιτυχία μας.

Πρόλογος

Η παρούσα Διπλωματική Εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια των προπτυχιακών μου σπουδών στο τμήμα των Μηχανικών Τοπογραφίας και Γεωπληροφορικής του Πανεπιστημίου Δυτικής Αττικής. Ο εξοπλισμός – καθώς και όλα τα εργαλεία που χρησιμοποιήθηκαν – προήλθαν από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής του τμήματος, στο οποίο ο υπεύθυνος καθηγητής είναι ο Γιώργος Χλούπης. Βασικό αντικείμενο αυτής της μελέτης είναι ο εδαφικός θόρυβος, δηλαδή οι μικροδονήσεις του γήινου φλοιού, καθώς και οι μέθοδοι και οι τεχνικές με τις οποίες αυτές μπορούν να καταγραφούν και στην συνέχεια να χρησιμοποιηθούν.

Η περιοχή που επιλέχθηκε προκειμένου να συλλεχθούν οι μετρήσεις είναι ο δήμος Αμαρουσίου, και συγκεκριμένα μερικές από τις γειτονιές του δήμου με την επιλογή 20 διαφορετικών σημείων – σταθμών για την λήψη μετρήσεων σήματος στα οποία στηρίχτηκε η παρούσα μελέτη. Στο 1^ο κεφάλαιο γίνεται μια συνοπτική εισαγωγή στη φύση του εδαφικού θορύβου και στο τι ακριβώς περιλαμβάνει η έννοια και η ομπρέλα της επιστήμης που αναπτύχθηκε ανά τις δεκαετίες, ενώ έπειτα γίνεται αναφορά στις μεθόδους και τις τεχνικές που έχουν αναπτυχθεί ως τώρα και έχουν παγιωθεί, θεωρούνται δηλαδή ο συνήθης τρόπος να προσεγγιστεί επιστημονικά ένα ζήτημα στον κλάδο της εφαρμοσμένης γεωφυσικής.

Στο 2^ο κεφάλαιο γίνεται πλήρης ανάλυση και ερμηνεία της μεθόδου Η/Ν, ή αλλιώς λόγω των συνιστωσών, επεξηγείται ο τρόπος που έγινε η συλλογή των δεδομένων και η επιλογή του εξοπλισμού, αναλύεται περαιτέρω η χρήση των οργάνων για την συλλογή παρατηρήσεων και αναφέρονται όλες οι μέθοδοι επεξεργασίας. Επιπροσθέτως, εξετάζεται εάν μπορεί να επιτευχθεί βελτιστοποίηση και ενίσχυση της ποιότητας του τελικού αποτελέσματος ή να προβλεφθούν και να αποφευχθούν άσκοπες ενέργειες και τεχνικές απόρριψης δεδομένων τα οποία

εξαρχής δεν είναι κατάλληλα για περαιτέρω επεξεργασία.

Εν τέλει, στο 3^ο και 4^ο κεφάλαιο εξάγονται τα συμπεράσματα και οι καταληκτικές θεωρήσεις μετά από την επεξεργασία των μετρήσεων εδαφικού θορύβου από την ανάλυση που έγινε κυρίως για τις τοπικές εδαφολογικές συνθήκες της περιοχής του Αμαρουσίου, αλλά και γενικότερα για την απόκριση που έχει το ελληνικό αστικό υπέδαφος. Το αντικείμενο της επεξεργασίας των εδαφικών θορύβων έχει χαρακτήρα πρόβλεψης, καθώς από αυτές τις μετρήσεις μπορεί να εξαχθεί ένα μοτίβο για πιθανή μελλοντική εδαφική συμπεριφορά.

1.1 Εισαγωγή

Στο πέρας των τελευταίων 30 - 40 ετών, ιδιαίτερα πολλοί και καταστροφικοί σεισμοί προκάλεσαν τον τραυματισμό ή είχαν ως δυστυχές αποτέλεσμα το κόστος πολυάριθμων ζώων. Μερικά από τα πιο τρανταχτά παραδείγματα υπήρξαν οι σεισμοί κυρίως εκτός Ελλάδας στο Μεξικό το 1985, στην Loma Prieta το 1989, αλλά και εντός χώρας στην Κοζάνη 1995, στην Αθήνα 1999, αργότερα στο Ελ Σαλβαδόρ το 2001, στο Πακιστάν το 2005 και πολύ πρόσφατα στην Τουρκία το 2023. Πέραν της απώλειας ζώων και της υποβάθμισης στην ποιότητας ζωής, υπήρξαν σημαντικές κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις στους πληθυσμούς που τους υπέστησαν, καθώς η καταστροφή περιουσιών σήμαινε απευθείας και την αναγκαστική μετακίνηση και μετεγκατάσταση πληθυσμών, αλλά και αρκετές περιβαλλοντικές αλλαγές λόγω της υποχώρησης και μεταβολής του εδάφους με άμεσα αισθητά φαινόμενα όπως πλημμυρικά επεισόδια, ιδιαίτερα άγονες και δύσκολες στην καλλιέργεια εκτάσεις και γεωμορφολογικές αλλαγές που είχαν ως αποτέλεσμα την μόνιμη επανεγκατάσταση του πληθυσμού ως κάτι μη βιώσιμο.

Οι μελέτες που είχαν ήδη γίνει αλλά και έγιναν μετά από αυτά τα σεισμικά γεγονότα σε πολλές και διαφορετικές κλίμακες, δείχνουν ότι η γνώση σε βάθος της γεωλογίας των ανώτερων στρωμάτων του γήινου φλοιού μπορεί να καθορίσει σημαντικά την πρόβλεψη και διαχείριση της ισχύος μίας σεισμικής κίνησης. Η χαρτογράφηση της μορφολογίας του εδάφους προκειμένου να υπάρχει έγκαιρα πλάνο διαχείρισης μίας ενδεχόμενης φυσικής καταστροφής καθορίζει εν τέλει το αποτέλεσμα του σεισμικού γεγονότος και τις επιπτώσεις του. Έλλειψη αυτής οδηγεί κατά κανόνα σε σημαντική αύξηση – και σχεδόν ποτέ σε μείωση – του σεισμικού κινδύνου, κυρίως όσον αφορά τις υποδομές όπως κτήρια και ανθρώπινες κατασκευές, καθώς η κατανομή αλλά και ο βαθμός των βλαβών επηρεάζεται σε

μεγάλο βαθμό από τις επικρατούσες τοπικές εδαφικές συνθήκες, αλλά φυσικά και από την ίδια την ποιότητα των υπαρχόντων τεχνικών υποδομών.

Ανά τα χρόνια έχει αναπτυχθεί και βελτιωθεί πολύ και ο εξοπλισμός προσδιορισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση, καθώς έγινε η συνειδητοποίηση ότι είναι πολύ μεγάλης σημασίας να προσδιοριστούν οι συντελεστές που μπορούν να δώσουν άμεση πληροφορία για την απόκριση του εδάφους, όπως και να αναπτυχθούν συγκεκριμένες τεχνικές με καλά ορισμένα βήματα για το πώς κάθε φορά θα βρίσκονται αυτοί οι συντελεστές. Αυτές οι τεχνικές συνοψίζονται παρακάτω:

α) Γεωτεχνικές Μέθοδοι ή Μέθοδοι Κλασικής Γεωφυσικής Διασκόπησης, π.χ. σεισμική ανάκλαση και διάθλαση, γεωτεχνικές γεωτρήσεις συνδυαστικά με εργαστηριακές δοκιμές, ακολουθούμενες από εργαστηριακή επεξεργασία και μαθηματικά μοντέλα στα οποία βασίζεται ο υπολογισμός πιθανότητας της αρχικής υπόθεσης για την εικόνα του υπεδάφους.

β) Ενόργανες Μέθοδοι που βασίζονται στην ανάλυση καταγραφών σεισμών στην υπό-εξέταση θέση, σε σύγκριση με μια θέση αναφοράς. Μέσω αυτού του τρόπου υπολογίζεται το μέτρο επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στο αποτέλεσμα που έχει συνολικά η σεισμική κίνηση. Με αυτήν την μέθοδο εκπονήθηκε και η παρούσα διπλωματική εργασία, δηλαδή γνωρίζοντας τις γενικές σεισμολογικές και εδαφολογικές σταθερές του αστικού ελληνικού υπεδάφους, έγινε μία σύγκριση των τοπικών δεδομένων του Αμαρουσίου προκειμένου να εξαχθεί ένα αποτέλεσμα και στην συνέχεια να ανακύψουν κάποια χρήσιμα συμπεράσματα.

γ) Μέθοδοι Θεμελιωδών Ιδιοσυχνοτήτων εδαφικού θορύβου, οι οποίες μπορούν να δώσουν πληροφορίες τόσο για τους εδαφικούς σχηματισμούς της θέσης που μελετάται, όσο και για τις επικίνδυνες συχνότητες που δύνανται να πλήξουν το σημείο (π.χ. μία μεγάλη θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει ένα βραχώδες,

ανελαστικό πέτρωμα, το οποίο δεν απορροφά μία σεισμική δόνηση ομαλά, ενώ μία μικρή θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει πιο ελαστικές γήινες αποθέσεις). Η συγκεκριμένη μέθοδος η οποία θα αναλυθεί εκτενώς σε επόμενο κεφάλαιο, είναι μέρος των δύο προηγούμενων τεχνικών και είναι απαραίτητο στάδιο στην μαθηματική επεξεργασία του σήματος.

Ειδικότερα, για τις περιοχές με έντονη ανθρώπινη παρουσία όπως είναι τα αστικά κέντρα, ο προσδιορισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών με τη χρήση του πρώτου τρόπου προσδιορισμού των τοπικών εδαφικών σταθερών και χαρακτηριστικών, αυτής δηλαδή των κλασικών γεωφυσικών μεθόδων, απαιτεί ειδικές άδειες οι οποίες κατά κανόνα δεν χορηγούνται από τις τοπικές αρχές αφενός για λόγους ασφαλείας, αφετέρου διότι το κόστος τους είναι αρκετά μεγάλο. Αυτό συμβαίνει διότι ο εξοπλισμός που χρησιμοποιείται είναι και ακριβός αλλά και ενέχει πρωτόκολλο ασφαλείας το οποίο για πυκνοκατοικημένες περιοχές είναι απαγορευτικό, καθώς περιλαμβάνει εκρηκτική ύλη για αλληλεπίδραση και προσδιορισμό του τύπου των πετρωμάτων ή φορτηγό δόνησης.

Επιπλέον, το ίδιο το επίπεδο του αστικού θορύβου κάνει δύσκολη την εφαρμογή τέτοιων τεχνικών, διότι «επιμολύνει» συχνά τις παρατηρήσεις. Αυτό σημαίνει πρακτικά ότι οι ήχοι του παρασκηνίου λόγω της καθημερινής δραστηριότητας η οποία δεν σταματάει ποτέ να υφίσταται (π.χ. κίνηση από οχήματα) δημιουργεί πρόβλημα στην ποιότητα των παρατηρήσεων του πραγματικού εδαφικού θορύβου. Παράλληλα, η ανάλυση σεισμικών καταγραφών σε μικρή χρονική περίοδο με αυτές τις κλασικές μεθόδους μπορεί να είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί όταν οι περιοχές παρουσιάζουν χαμηλή σεισμικότητα, εξακολουθώντας να επηρεάζονται από αστικό θόρυβο (ο λεγόμενος παράγοντας του “timing”).

Αντιθέτως, οι μελέτες με μεθόδους οι οποίες επεξεργάζονται και επιλύουν το πρόβλημα αντίστροφα – δηλαδή δεν στηρίζονται στην πρόκληση κάποιας

διαταραχής ώστε να υπάρξει επιστροφή πληροφορίας για ερμηνεία από ανάκλαση, αλλά στην ανάλυση και επεξεργασία ατόφιου εδαφικού θορύβου – είναι εύκολο να εφαρμοστούν μέσα σε πολεοδομικά συγκροτήματα. Επιπροσθέτως, χαρακτηρίζονται από ευκολία στην εφαρμογή τους καθώς είναι ανεξάρτητες χρόνου και χώρου, περιορισμού απαιτήσεων σε προσωπικό και εξοπλισμού. Τέλος, δεν είναι υπαίτιες για περιβαλλοντικά προβλήματα, ενώ και το κόστος για την πραγματοποίησή τους είναι πολύ χαμηλότερο από όσες άλλες μεθόδους αναφέρθηκαν.

Συνεπώς, λόγω αυτών των πλεονεκτημάτων, τέτοιοι τρόποι μελέτης σεισμικών φαινομένων χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε μικροζωνικές μελέτες και γενικότερα σε όσες εξειδικευμένες μελέτες έχουν στόχο τον διαχωρισμό μιας περιοχής σε ζώνες, δηλαδή σε επιμέρους τμήματα, το κάθε ένα εκ των οποίων έχει τα δικά του χαρακτηριστικά έναντι σεισμικής κίνησης (απόκρισης) και γενικά παρόμοια συμπεριφορά του εδάφους κάτω από συνθήκες σεισμού. Τα χαρακτηριστικά αυτά αφορούν κυρίως τις μέγιστες επιταχύνσεις, τις ταχύτητες και το εύρος μετακίνησης του εδάφους, το περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης και τα φάσματα της εδαφικής απόκρισης. Στον επιστημονικό χώρο της εφαρμοσμένης γεωφυσικής τα ολοκληρωμένα μαθηματικά μοντέλα τα οποία υπάρχουν και χρησιμοποιούνται κατά βάση και τα οποία έχουν – στην πλειοψηφία – το όνομα τους σαν μέθοδοι βάσει του επιστήμονα – μηχανικού πίσω από την έρευνα και την θεμελίωσή τους είναι τα εξής:

- α)** Η τεχνική των απόλυτων φασμάτων (Μέθοδος Kanai),
- β)** Η τεχνική του τυπικού φασματικού λόγου με περιοχή αναφοράς (Standard Spectral Ratios with respect to a Reference Site, SSR),
- γ)** Η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio ή HVSR ή Μέθοδος Nakamura),

δ) Η τεχνική αντιστροφής για τον προσδιορισμό μοντέλων ταχύτητας χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυο δεκτών (array technique) – Χρήση αριθμητικών μεθόδων για τη θεωρητική εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών.

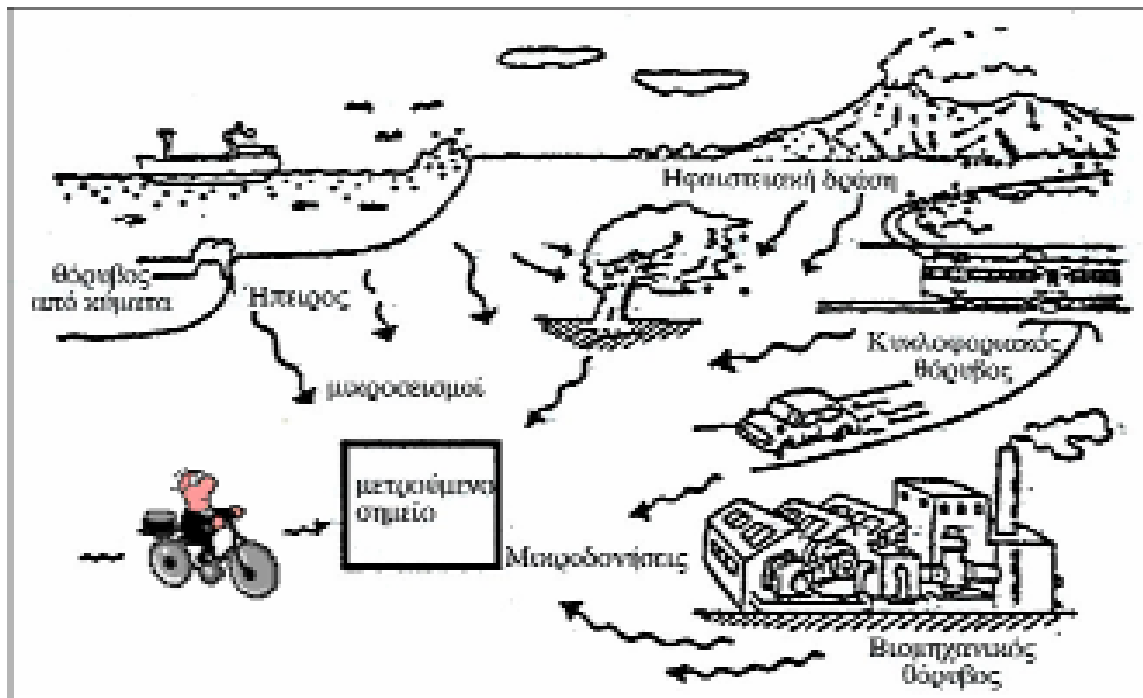
Οι 3 πρώτες τεχνικές έχουν ως κοινό χαρακτηριστικό το ότι παρέχουν άμεσα πληροφορία για την εκτίμηση της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας της υπό μελέτης τοποθεσίας με απλές μαθηματικές πράξεις, καθώς και μία σχετική εκτίμηση του πλάτους της εδαφικής ενίσχυσης, η οποία είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον υπολογισμό του δείκτη επικινδυνότητας μίας διαταραχής.

Η 4^η τεχνική είναι μία γεωφυσική μέθοδος η οποία εκτιμάει και υπολογίζει και τις προηγούμενες ποσότητες, ωστόσο η βασική της χρήση είναι στην ανεύρεση έμμεσων πληροφοριών σχετικές με την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην ίδια την εδαφική κίνηση. Χρησιμοποιείται δηλαδή περισσότερο σε σενάρια και υποθέσεις, αλλάζοντας κάθε φορά τις παραμέτρους στο «σύστημα» που είναι κάθε φορά οι εδαφολογικές συνθήκες μίας περιοχής, παρά στην εύρεση τιμών από δεδομένα πραγματικού χρόνου.

1.2 Εδαφικός Θόρυβος

1.2.1 Ορισμός

Ο εδαφικός θόρυβος ή μικροθόρυβος (microtremor / ambient noise) ορίζεται ως το σύνολο των συνεχών ταλαντώσεων του εδάφους που οφείλονται σε φυσικούς – περιβαλλοντικούς ή ανθρωπογενείς παράγοντες, όπως π.χ. ο άνεμος, τα παλιρροιακά κύματα, οι μετεωρολογικές συνθήκες, η βιομηχανική δραστηριότητα, τα μέσα μαζικής μετακίνησης, η κίνηση των έμβιων όντων (Εικόνα 1.1).



[Εικόνα 1.1: Βασικές πηγές εδαφικού θορύβου]

Το πλάτος του εδαφικού θορύβου είναι σε γενικές γραμμές – με μερικές εξαιρέσεις – πολύ μικρό, της τάξης του 10,5 cm – 10,3 cm και η καταγραφή του γίνεται με σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας. Όπως κάθε σεισμική καταγραφή, έτσι και ο εδαφικός θόρυβος αποτελεί ένα σήμα, δηλαδή μία – κατά κανόνα – συνεχή αλληλουχία συχνοτήτων, και ενώ εκ πρώτης όψεως πολλές καταγραφές μοιάζουν

όμοιες, στην πραγματικότητα κάθε ένα σήμα περιέχει πληροφορίες που σχετίζονται με την προέλευσή του, την διαδρομή της διαταραχής στα υλικά μέσα και την δομή του υπεδάφους στην περιοχή καταγραφής. Ακόμα και αν δηλαδή δύο καταγραφές μοιάζουν όμοιες εξαρχής, με ανάλυση και κατάτμηση της πληροφορίας που εμπεριέχουν μπορεί να γίνει σαφής η διαδρομή τους η οποία μαρτυρά – από ποια υλικά – πολλές φορές έχουν προέλθει

1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο

1.2.2.1 Ιστορικές περιόδους

Ο εδαφικός θόρυβος και οι κινήσεις του γήινου φλοιού σαν φαινόμενο δεν είναι πρόσφατο. Είχε παρατηρηθεί ήδη, από την αρχή του 19^{ου} αιώνα, συγκεκριμένα την χρονολογία 1872, όταν ο μηχανικός Bertelli (Gutenberg, 1958) εγκατέστησε ένα εκκρεμές. Ανά τα χρόνια, παρατήρησε ότι μερικές φορές αυτό κινούταν συνεχώς, παρά το ότι δεν μπορούσε να αισθανθεί ή να αντιληφθεί το γεγονός αυτούσιο ο ίδιος στην καθημερινότητά του ή να βρει το αίτιο, καθώς – όπως αποδείχθηκε αργότερα – ήταν ανεπαίσθητο για το ανθρώπινο «κατώφλι» ευαισθησίας. Μέσω αυτής της επαναλαμβανόμενης παρατήρησης όμως, διατύπωσε την συσχέτιση μεταξύ μικροσεισμών και ατμοσφαιρικής πίεσης (Gutenberg, 1958). Με αφετηρία την συγκεκριμένη παρατήρηση, τα 3 ορόσημα της μελέτης του εδαφικού θορύβου είναι:

- **1η Περίοδος, έως 1950:**

Έως τα μισά του 20^{ου} αιώνα οι μελέτες ήταν κατά βάση ποιοτικές, δηλαδή μόνο θεωρητικές και βασισμένες αποκλειστικά σε παρατηρήσεις – παρά ποσοτικές –

καθώς τα υλικά και πρακτικά μέσα ακριβείας για περαιτέρω μαθηματική επεξεργασία δεν υπήρχαν. Έτσι, με ό,τι υπήρχε διαθέσιμο εντοπίστηκαν κάποια θεμελιώδη χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου όπως π.χ. η σχέση μεταξύ ωκεάνιων κυμάτων, μετεωρολογικών συνθηκών καθώς και εστίες και πηγές προέλευσης του θορύβου υπεδάφους. Συγκεκριμένα, ο Banerji (Banerji 1924, 1925) συσχέτισε τοπικούς σεισμούς με ετήσιους μουσώνες, αποδίδοντας το αποτέλεσμα στα κύματα Rayleigh. Αυτά προκαλούνται στον πυθμένα της θάλασσας από την ταλάντωση των θαλάσσιων κυμάτων, τα οποία ανακυκλώνονται και συντηρούνται από τα ρεύματα που προκαλούν οι μουσώνες. Πρόκειται δηλαδή για μία διαδικασία που έχει κυκλική μορφή και περιοδικότητα, επαναλαμβάνεται δηλαδή ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα τα οποία είναι υπολογίσιμα.

Παράλληλα, συνέβησαν επιπλέον εργασίες από τους Bernard (1941) και Longuet Higgins (1950) και με πολλές επαναλήψεις υπολογίστηκε ότι η περίοδος των μικροσεισμών είναι ίση με το μισό της περιόδου των ωκεάνιων κυμάτων. Τέλος, αποκορύφωμα αυτής της επιστημονικής περιόδου για την επιστήμη της σεισμολογίας υπήρξε το 1958 όταν ο Gutenberg εκτέλεσε περίπου 600 διαφορετικές εργασίες πεδίου που σχετίζονται με τους μικροσεισμούς. Δυστυχώς όμως το σημαντικότερο μέρος αυτών των αναφορών δημοσιεύθηκαν σε τοπικά επιστημονικά περιοδικά της εποχής και συνεπώς η πρόσβαση σε κάποιο αντίγραφο τους είναι εξαιρετικά δύσκολη, σε μερικές περιπτώσεις έως αδύνατη.

- **2η Περίοδος, από 1950 έως 1970:**

Μέσα σε αυτά τα κρίσιμα – τεχνολογικά – χρόνια, η επέκταση της επιστήμης της σεισμολογίας και η βελτίωση του εξοπλισμού (σεισμόμετρα, καταγραφικά, λογισμικά επεξεργασίας δεδομένων) επέτρεψε σημαντική πρόοδο στον τρόπο

με τον οποίο μελετιόνταν εφεξής τα φυσικά φαινόμενα. Ερευνήθηκε η προέλευση και η φύση του εδαφικού θορύβου, ενώ εμφανίστηκαν και πολλές τεχνικές που χρησιμοποιούν το θόρυβο ως βασική πληροφορία. Η πιο σημαντική τεχνική εξ' αυτών περιλαμβάνει την καταγραφή του σε ένα δίκτυο δεκτών, συγκεκριμένα μετρώντας τον χρόνο διάδοσης του σήματος μεταξύ των αισθητήρων. Η προαναφερθείσα μέθοδος βασίζεται στην διασπορά των επιφανειακών κυμάτων, από την οποία μπορεί να υπολογιστεί η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στο έδαφος, αναλόγως το βάθος και τα υλικά που υπάρχουν, συγκεκριμένα τα πετρώματα που υφίστανται και από εκεί να εξαχθούν πληροφορίες για τον τύπο τους, το πάχος τους καθώς και τις διαστρωματώσεις, το πάχος ανά στοιβάδα, τα κενά (έγκοιλα) που ενδεχομένως υπάρχουν κλπ.

Οι 2 βασικές μεθοδολογίες ανάλυσης της τεχνικής αυτής είναι η φασματική ανάλυση συχνότητας – κυματάριθμου (FK) (Caron et al. 1967, Caron 1969, Lacoss et al. 1969) καθώς και η χωρική ανάλυση του συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC) (Aki 1957, 1965). Από εκεί και πέρα υπάρχουν και άλλες τεχνικές που έχουν χρησιμοποιηθεί στην έρευνα του κυματικού πεδίου και του εδαφικού θορύβου, μεταξύ των οποίων είναι η μελέτη της κίνησης υλικού σημείου (Toksoz 1964), ή, μιλώντας για πιο ευρύ πεδίο, ορισμένες γεωτρήσεις που συνοδεύονται από ανάλυση των καταγραφών του εδαφικού θορύβου σε ένα δίκτυο δεκτών (Douze 1964 & 1967, Gupta 1965).

- **3η Περίοδος, από 1970 έως σήμερα:**

Μετά το πέρας του 1970, οι μελέτες όσον αφορούν στον εδαφικό θόρυβο αυξάνονται σε αριθμό και βελτιώνονται σε ποιότητα κάθε χρόνο, ενώ υπάρχει συστηματική εξειδίκευση. Υπολογίζεται ότι ο συνολικός αριθμός τους είναι ετήσια μεγαλύτερος από 500. Σχεδόν πάντα, δηλαδή 9/10 μελέτες (ίσως και

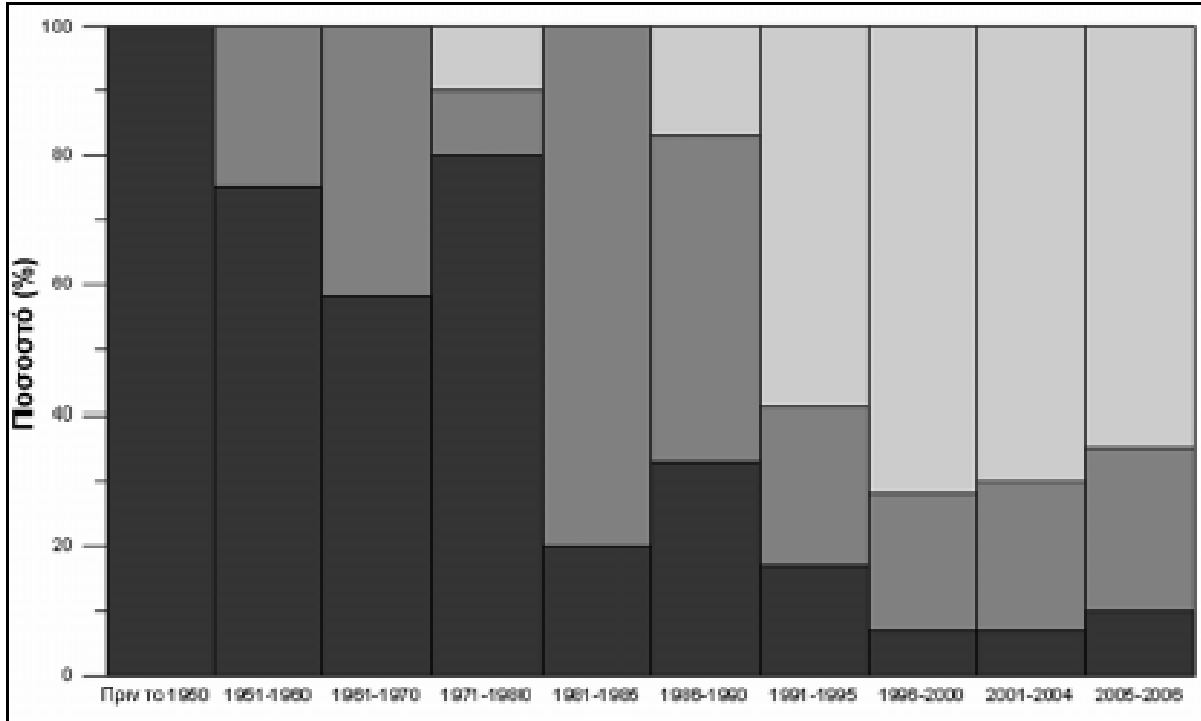
παραπάνω) αυτό που εξετάζουν είναι τα πλεονεκτήματα και οι δυνατότητες που εμφανίζονται, εάν για μία περιοχή υπάρχει γνώση του εδαφικού θορύβου και των τοπικών συνθηκών του υπεδάφους. Πολλές φορές μάλιστα, γίνεται και απευθείας χρήση αυτής της γνώσης από τις μελέτες αυτές σε επί το έργον εργασιών πεδίου.

Από αυτές, η σημαντικότερη εφαρμογή σε σχέση με τον εδαφικό θόρυβο με άμεση χρήση είναι οι μικροζωνικές μελέτες που γίνονταν σε επίπεδο πόλεων. Η πρώτη και βασικότερη μέθοδος που χρησιμοποιείται για πρώτη φορά και εφεξής παγιώνεται, είναι αυτή του υπολογισμού του φασματικού λόγου με έναν σταθμό αναφοράς και η οποία θα αναλυθεί περαιτέρω εν συνεχεία. Η δεύτερη μέθοδος υπολογισμού εδαφικού θορύβου και των σχετικών του αποτελεσμάτων είναι αυτή του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V Spectral Ratio ή Μέθοδος Nakamura) για την οποία επίσης θα ακολουθήσει εκτενής ανάλυση. Επιπροσθέτως, αναπτύχθηκε σε βάθος μία ακόμα τεχνική, αυτή που βασίζεται στην καταγραφή του εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (array technique). Πρόκειται για μέθοδο προ 20ετίας του 1970, όμως αναπτύχθηκε αργά λόγω της τεχνολογικής προόδου που σχετίζεται με τον εξοπλισμό (π.χ. σεισμόμετρα 3 συνιστωσών, ψηφιακά δεδομένα υψηλής διακριτικής ικανότητας, αύξηση της υπολογιστικής ισχύος των υπολογιστών, κατασκευή καλύτερων και πιο αποδοτικών επεξεργαστών κ.α. εξοπλισμού).

Τέλος, γύρω στο 1990 ξεκίνησε να χρησιμοποιείται και η υβριδική μέθοδος, η οποία συνδυάζει τις 2 προηγούμενες, και, βάσει της οποίας χρησιμοποιώντας την καμπύλη H/V, μπορεί να εκτιμηθεί η 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). Έχοντας στην συνέχεια κατανομή ταχυτήτων μπορεί να εξαχθεί και εικόνα απόκρισης του εδάφους, να γίνει δηλαδή ένα σενάριο

πρόβλεψης. Παράλληλα και σχετικά πρόσφατα, οι επιστήμονες Shapiro and Campillo (2004), Shapiro et al. (2005), απέδειξαν ότι είναι απόλυτα εφικτό να εξαχθούν έγκυρες πληροφορίες για τη δομή του εσωτερικού της γης, ακόμα και εάν η απόσταση των δεκτών είναι πολύ μεγάλη. Αλλάζοντας την ισχύ των εγκάρσιων κυμάτων με συγκεκριμένες προϋποθέσεις κάθε φορά, μπορεί να επιτευχθεί αντίστοιχα και διαφορετικό αποτέλεσμα. Ακόμη πιο πρόσφατα (Larose et al., A. Khan, Y. Nakamura, M. Campillo (2005)), η τελευταία τεχνική χρησιμοποιήθηκε το 2004 – 2005 προκειμένου να μελετηθεί το σεληνιακό υπέδαφος και να προκύψουν χρήσιμες πληροφορίες.

Έως και σήμερα, η χρήση εδαφικού θορύβου για μηχανικές εφαρμογές έχει αναχθεί σε μεγάλες κλίμακες και αποτελεί έναν ξεχωριστό κλάδο, την σεισμική μηχανική. Με αφετηρία την εργασία του Trifunac (1970) η οποία αφορά σε μικροδονήσεις κτηρίων, οι Dunand et al. (2004) και οι Michel & Gueguen (2006), χρησιμοποίησαν τις καταγραφές εδαφικού θορύβου παρουσιάζοντας έναν καινοτόμο τρόπο προσδιορισμού της τρωτότητας κτηρίων και γεφυρών, βάσει της απόκρισης που αυτά είχαν σε ένα σεισμικό γεγονός. Στην εικόνα που ακολουθεί (εικόνα 1.2) αναπαρίσταται συνολικά η πορεία δημοσίευσης του αριθμού των μελετών που σχετίζονται με τον εδαφικό θόρυβο στο πέρασμα του χρόνου σε πρακτικό επίπεδο, σε σύγκριση με τον αριθμό των μελετών εκείνων που γίνονται προκειμένου να κατανοηθεί το φαινόμενο περαιτέρω και – γιατί όχι – να προκύψουν νέα στοιχεία. Συμπεραίνεται εν ολίγοις ότι στο πέρασμα του χρόνου, ο εδαφικός θόρυβος αντιμετωπίζεται από την επιστημονική κοινότητα ως ένα πεδίο το οποίο σιγά σιγά κατακτούμε σε καλό βαθμό.



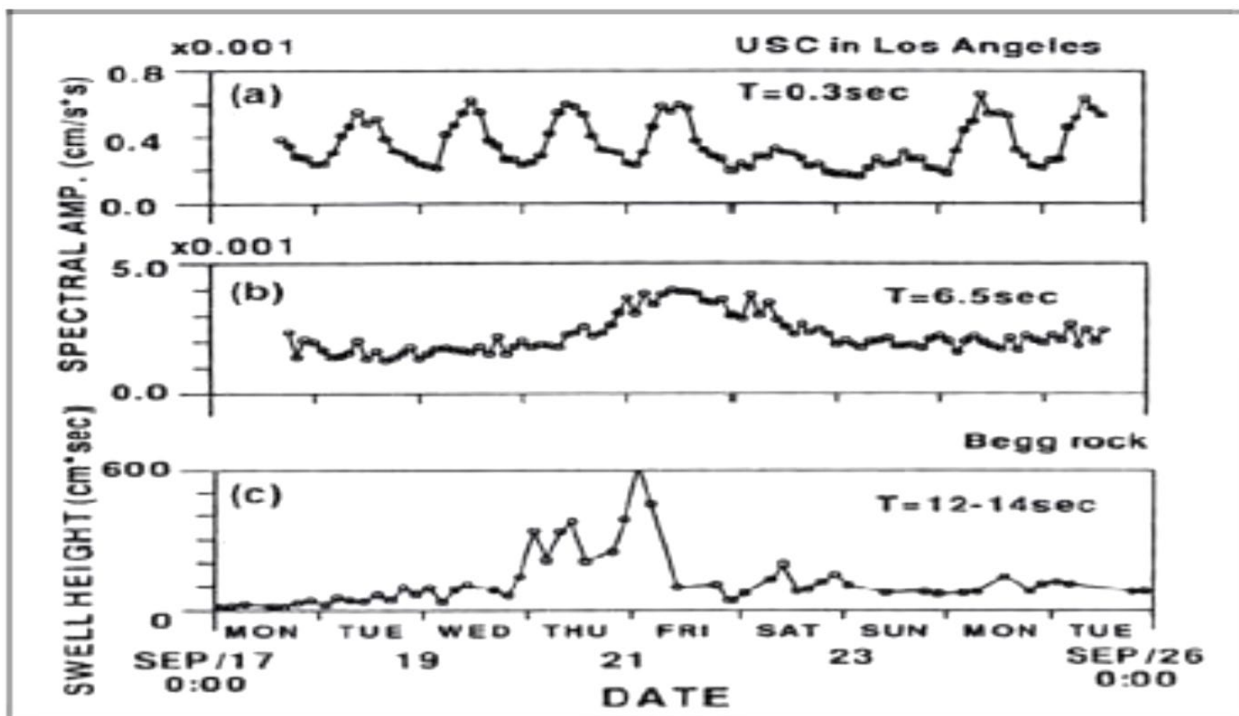
[Εικόνα 1.2. Πορεία δημοσίευσης του αριθμού των μελετών (%) με θέμα: α) τη φύση του εδαφικού θορύβου (γκρι σκούρο), β) των μεθόδων που προκύπτουν από τον εδαφικό θόρυβο, (γκρι) και γ) του λόγου H/V (γκρι ανοιχτό). Χρονικό παράθυρο: 1950 – 2006. (Bonnefoy-Claudet, 2004).]

1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου

Ο εδαφικός θόρυβος είναι δονήσεις, αισθητές ή μη, οι οποίες προκαλούνται από πληθώρα αιτιών στο περιβάλλον. Έχουν πραγματοποιηθεί πολυάριθμες μελέτες (π.χ. 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.) στις οποίες γίνεται μία σαφής κατηγοριοποίηση του θορύβου αυτού χρησιμοποιώντας το προφίλ – συχνότητα που το χαρακτηρίζει, αλλά και την πηγή στην οποία οφείλεται. Συγκεκριμένα – για παράδειγμα – η διαφορά μεταξύ μικροσεισμών (microtremors) φυσικής

προέλευσης και εδαφικού θορύβου ανθρωπογενούς προέλευσης φαίνεται καθαρά στο συχνοτικό τους προφίλ και είναι ίση περίπου με το 1 Hz.

Η προέλευση του εδαφικού θορύβου είναι αυτή που δίνει ταυτότητα σε ένα φαινόμενο και το διαφοροποιεί από άλλα παρόμοια όπως είναι ένα σεισμικό γεγονός ή διάφορες ανθρωπογενείς δραστηριότητες και αυτά σαν καταγραφές παρουσιάζει κάποιες διακριτές διαφορές. Αυτό συμβαίνει, διότι τα πλάτη του ανθρωπογενούς προέλευσης εδαφικού θορύβου παρουσιάζουν συγκεκριμένες διακυμάνσεις μέσα σε κάποιο παράθυρο χρόνου και είναι επαναλαμβανόμενης μορφής, ενώ ο φυσικός εδαφικός θόρυβος συνδέεται με τα φυσικά φαινόμενα τα οποία πολλές φορές θεωρούνται «τυχαία». Το διάγραμμα που ακολουθεί στην εικόνα 1.3 δείχνει ακριβώς αυτήν την συσχέτιση μεταξύ φασματικής συμπεριφοράς θορύβου – χρόνου (Yamanaka et al., 1993).



[Εικόνα 1.3.: Διαφορές πλάτους: 1^ο διάγραμμα για περίοδο 0.3 s, 2^ο διάγραμμα για περίοδο 6.5 s και 3^ο διάγραμμα για περίοδο 12 – 14 s στον σταθμό Begg Rock, Καλιφόρνια (Yamanaka et al., 1993).]

Διαπιστώνεται βάσει ομοιομορφίας, επαναληψιμότητας και συμμετρίας, ότι ο εδαφικός θόρυβος για περίοδο $T=0.3$ δευτερόλεπτα προκαλείται από ανθρώπινες δραστηριότητες. Η μεταβολή στο πλάτος του φάσματος με περίοδο $T=6.5$ δευτερόλεπτα συμπίπτει με τη μεταβολή του ύψους των κυμάτων με περίοδο 12 – 14 δευτερόλεπτα. Βάσει της σύμπτωσης των μέγιστων και ελάχιστων στα διαγράμματα 2 και 3 της εικόνας, εξάγεται το συμπέρασμα ότι οι μικροσεισμοί στη περιοχή του Λος Άντζελες σχετίζονται με τις θαλάσσιες συνθήκες. Από αυτό το τυχαίο παράδειγμα είναι εύκολα αντιληπτό πως οποιοσδήποτε εδαφικός θόρυβος, ανάλογα με την πηγή προέλευσης του, μπορεί να ταυτοποιηθεί και να διαχωριστεί από άλλους και να κατηγοριοποιηθεί σε ομάδες, συγκρίνοντας κάθε φορά τις μεταβολές στην συχνότητα και το μοτίβο που αυτές ακολουθούν.

Τελικά, μπορεί να εξαχθεί με ασφάλεια – και για την πλειοψηφία των περιπτώσεων – το εξής συμπέρασμα: Εάν η συχνότητα των κυμάτων διαταραχής είναι μικρότερη των 0.5 Hz, αυτά οφείλονται σε γενικές μετεωρολογικές συνθήκες ή ισχυρές πηγές πρόκλησης διαταραχής (π.χ. θαλάσσιος χώρος). Εάν η συχνότητα πλησιάζει την τιμή: 1 Hz, οι μικροσεισμοί που καταγράφονται οφείλονται σε πιο περιορισμένες μετεωρολογικές συνθήκες και τέλος, εάν η συχνότητα καταγραφής θορύβου ξεπερνάει το 1 Hz, οι καταγραφές αφορούν σίγουρα σε ανθρωπογενείς παράγοντες.

Ωστόσο, το όριο βάσει του οποίου φτιάχνονται οι παραπάνω κατηγορίες / κατηγοριοποιείται ένα γεγονός – μικροσεισμός δεν πρέπει να θεωρείται απόλυτο ή μοναδικό σαν κριτήριο. Βάσει βιβλιογραφίας, (Seo 1997), ανάλογα με την μορφολογία του υπεδάφους το όριο μεταξύ μικροσεισμών φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου μπορεί να μετατοπιστεί σε χαμηλότερη συχνότητα. Για παράδειγμα, σε περίπτωση όπου έχουμε μία λεκάνη υπό εξέταση με μεγάλο εστιακό βάθος, θα μπορούσε η ενέργεια που επιστρέφει από τις ανακλάσεις στις στοιβάδες των πετρωμάτων να αλλοιώσει τον ανθρωπογενή εδαφικό θόρυβο

και να τον αναγάγει σε συχνότητες χαμηλότερες από 1 Hz.

Συνεπώς, το να στηριχτεί η κατηγοριοποίηση του θορύβου σε τάξη προέλευσης βάσει ενός και μόνο κριτηρίου, από μία και μόνο παρατήρηση χωρίς κάποια άλλη παράμετρο υπόψιν θα ήταν μη ορθό, έως αναξιόπιστο σαν μέθοδος. Για αυτόν τον λόγο προτάθηκε ένας απλός αλλά αποτελεσματικός τρόπος διάκρισης μεταξύ των μικροσεισμών φυσικής προέλευσης και του ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου, ο οποίος δεν επιβαρύνει το υπολογιστικό κόστος ενός αλγόριθμου προσθέτοντας πολλές μεταβλητές, όμως δεν αγνοεί και σημαντικές παραμέτρους οι οποίες μπορούν εύκολα να οδηγήσουν σε σφάλμα εάν μείνουν ανεπεξέργαστες.

Η μέθοδος αυτή βασίζεται στην επανάληψη και είναι αυτή των συνεχών καταγραφών με κριτήριο ελέγχου κάποιες συγκεκριμένες χρονικές περιόδους. Αναλυτικότερα, εάν σε ένα σετ παρατηρήσεων σε ένα σημείο στον εδαφικό θόρυβο παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο πλάτος των καταγραφών π.χ. τις βασικές ώρες αιχμής, (3 με 5 το μεσημέρι), τότε αυτές οι καταγραφές αντιστοιχούν σε ανθρωπογενείς εδαφικούς θορύβους. Από εδώ κιόλας συμπεραίνεται η ανάγκη για συσχέτιση των υπολογισμένων μεγεθών με τις εκάστοτε συνθήκες του περιβάλλοντος, καθώς η επιστήμη του εδαφικού θορύβου όπως και κάθε άλλη επιστήμη δεν μπορεί να είναι στείρα ή περιορισμένη, αλλά πάντα απαιτεί διάδραση και ανάδραση με το περιβάλλον.

1.2.2.3 Μορφή του εδαφικού θορύβου

Η θεμελιώδης παράμετρος βάσει της οποίας μία μέθοδος ερμηνεύει και αναλύει αποτελεσματικά τον εδαφικό θόρυβο είναι το είδος των κυμάτων που τον αποτελούν. Σύμφωνα με Bonnefoy – Claudet (2004) και την εκτενή έρευνα που έγινε

βάσει προ-υπάρχουσας βιβλιογραφίας αλλά και συνεχών νέων μελετών, οι εδαφικές διαταραχές μπορούν να χωριστούν σε 3 βασικές κατηγορίες και να χαρακτηριστούν βάσει της φύσης του κύματος που φέρουν ως 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 Bonnefoy – Claudet (2004), όπως φαίνεται και από την παραπάνω κατηγοριοποίηση δεν υπάρχει καμία συμφωνία μεταξύ των ερευνητών σχετικά με το ποιό είναι τελικά το περιεχόμενο του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου. Πιο συγκεκριμένα, δεν υπάρχει σαφής προσδιορισμός του σχετικού ποσοστού του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Rayleigh στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου. Πιθανότατα τα αποτελέσματα – συμπεράσματα αυτά διαφέρουν μεταξύ τους σε αυτόν τον βαθμό, διότι οι μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί έγιναν σε διαφορετικές περιοχές, άρα βάσει των ειδικών εδαφολογικών συνθηκών κάθε φορά, τα αποτελέσματα έκλιναν προς μια συγκεκριμένη κατηγορία. Συνεπώς, λογικά αυτές οι διαφοροποιήσεις δεν οφείλονται σε λανθασμένη κρίση ή αδυναμία ερμηνείας των ερευνητών αλλά σε τοπικές και υπερτοπικές διαφορετικές συνθήκες και ιδιαιτερότητες των περιοχών. Τα τελικά – πιο γενικά συμπεράσματα που

προέκυψαν, ήταν ότι στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου σίγουρα:

- Υπάρχουν σε μεγάλο ποσοστό κύματα Love,
- Υπάρχουν κύματα Rayleigh.

1.2 Έρευνα στον διεθνή χώρο

Παρά το γεγονός ότι δεν υφίσταται συγκεκριμένη και σαφής – οικουμενική – εικόνα για την φύση του εδαφικού θορύβου, η καταγραφή του χρησιμοποιείται ευρέως σε μελέτες μεγάλης κλίμακας και λεπτομέρειας αλλά και σε διασκοπήσεις. Παρακάτω παρατίθενται αναλυτικά μερικά χρήσιμα αποτελέσματα μελετών τα οποία βάσει πειράματος απέδειξαν τις ιδιότητες του φασματικού λόγου (HVSR) και κατ' επέκταση του εδαφικού θορύβου. Πρόκειται για μελέτες που αφορούν στον διεθνή χώρο (Bard 1999, Mucciarelli and Gallipoli, 2001).

Με εύρεση και σύγκριση της βασικής, θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας, δηλαδή της κυρίαρχης συχνότητας που εντοπίζεται σε μία χρονοσειρά σε σχέση με τον φασματικό λόγο (HVSR) μέσα από μετρήσεις για την εδαφική δραστηριότητα και με χρήση της συνάρτησης μεταφοράς σεισμικών γεγονότων, επιστήμονες του χώρου (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) έφτασαν στο συμπέρασμα ότι αυτή η μέθοδος προσδιορισμού της γεωλογίας και της συμπεριφοράς του υπεδάφους είναι η πλέον αξιόπιστη. Βάσει αυτής της

τοποθέτησης και με αντίστοιχη σύγκριση μεταξύ της ενίσχυσης που λαμβάνεται από το φασματικό λόγο μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τη συνάρτηση μεταφοράς καταγραφών σεισμού, εξάγεται και το δεύτερο συμπέρασμα το οποίο είναι ότι στην δεύτερη περίπτωση τα αποτελέσματα δεν είναι ιδιαίτερα ποιοτικά και ακριβή, δηλαδή δεν μπορεί κανείς να στηριχτεί αποκλειστικά και μόνο σε αυτά για να προχωρήσει σε μία μελέτη, όμως σε ένα γενικότερο πλαίσιο δίνουν μία καλή πρώτη εικόνα ώστε στην συνέχεια να γίνουν πιο στοχευμένες και ειδικές μελέτες σε μία περιοχή ενδιαφέροντος. Είναι σημαντικό να μην αμελεί κανείς και τον οικονομικό παράγοντα ο οποίος παίζει πολύ σημαντικό ρόλο όταν πρόκειται για τέτοιου είδους μελέτες, συνεπώς αναλόγως τον βαθμό επικινδυνότητας και την τοπικότητα επιλέγεται κάθε φορά και η εξειδίκευση της μεθόδου, η ευαισθησία του εξοπλισμού κλπ.

Αν κανείς αναζητήσει σχετική βιβλιογραφία, υπάρχουν ερευνητές (π.χ. 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) οι οποίοι υποστηρίζουν ότι η δεύτερη μέθοδος είναι αξιόπιστη και ότι τα στοιχεία στα οποία βασίστηκαν είναι επαρκή, ενώ άλλοι ερευνητές θεωρούν αυτήν την σύγκριση μη ικανοποιητική (π.χ. Rovelli et al. 1991, Gutierrez και Singh 1992, Zare et al. 1999, Satoh et al. 2001, Maresca et al. 2003). Άλλοι επιστήμονες και ερευνητές του χώρου έδειξαν ότι το πάχος υλικών του υπεδάφους για μικρά βάθη μπορεί να καθοριστεί από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα που υπολογίζεται από το φασματικό λόγο καταγραφών εδαφικού θορύβου. (π.χ. 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). Το

μειονέκτημα σε αυτή την περίπτωση είναι η ανάγκη για προσδιορισμό της μέσης ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων των εδαφικών αποθέσεων με μία άλλη, ανεξάρτητη μέθοδο, της οποίας η ακρίβεια και η αξιοπιστία να είναι προηγουμένως γνωστές.

Παράλληλα, έχουν γίνει κατά καιρούς προσπάθειες η κατανομή των βλαβών από ένα σεισμό να συσχετιστούν με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το πλάτος του φασματικού λόγου καταγραφών εδαφικού θορύβου (σχετική βιβλιογραφία: 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). Ο βαθμός συσχέτισης ποικίλει ιδιαίτερα, καθώς έχει ένα εύρος από «αρκετά ικανοποιητικός» έως «ανύπαρκτος». Επίσης, έχει γίνει ανά τα χρόνια αρκετές φορές αριθμητική προσομοίωση καταγραφών εδαφικού θορύβου και ενώ από τα ευρήματα επιστημονικά υπάρχει συμφωνία στο ότι μέσω του φασματικού λόγου υπολογίζεται η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα για το σημείο καταγραφής – μέτρησης, όσον αφορά στο πλάτος ενίσχυσης, δηλαδή στο σημείο όπου η βλάβη είναι μέγιστη, οι απόψεις διαφέρουν (π.χ. 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).

Οι προσομοιώσεις σε σενάρια με διάφορες συνθήκες 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 αν ο εδαφικός θόρυβος παραχθεί και στην συνέχεια μετρηθεί για κατανεμημένες πηγές κοντά στην

επιφάνεια, θα οδηγήσει σε φασματικούς λόγους οι οποίοι παρουσιάζουν μέγιστο στην θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των κυμάτων S, όταν το επιφανειακό στρώμα σε σχέση με τα υπερκείμενα σε αυτό εμφανίσει έντονη αντίθεση εμπέδησης. Η τεχνική αυτή ωστόσο, ανάλογα τις τοπικές εδαφικές συνθήκες βρίσκεται ακόμα υπό εξέταση για την αξιοπιστία της στην εκτίμηση της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης του υπεδάφους (Bard 1999, Bour et al. 1998, Mucciarelli 1998, Al Yuncha and Luzon 2000, Maresca et al. 2003, Rodriguez and Midorikawa 2003). Κατά Nakamura (1989, 2000), εάν το σχήμα των καμπύλων του φασματικού λόγου εξαρτάται κυρίως από την θεμελιώδη συχνότητα των κυμάτων S μέσα στα ιζήματα, τότε και η συχνότητα που αντιστοιχεί στο μέγιστο της καμπύλης HVSR αλλά και το πλάτος της σχετίζονται άμεσα με τη συνάρτηση μεταφοράς του εδάφους.

Σε αντίθετη περίπτωση ωστόσο όπου το σχήμα των καμπύλων των κυμάτων S δεν παρουσιάζει μέγιστο γύρω από την θεμελιώδη συχνότητα αλλά εξαρτώνται κυρίως από την πόλωση των κυμάτων Rayleigh, τότε το μέγιστο πλάτος του λόγου HVSR και της ενίσχυσης λόγω τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορούν να συσχετιστούν μόνο εμμέσως (Lachet and Bard 1994, Kudo 1995, Bard 1999, Konno and Ohmachi 1998, Fah et al. 2001, Bonnefoy- Claudet et al. 2006-b). Επιπροσθέτως, το ευρωπαϊκό πρόγραμμα έρευνας σεισμικού ενδιαφέροντος «SESAME» (Site EffectS assessment using AMBient Excitations, European Commission – Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026), έπαιξε σημαντικό ρόλο στην έρευνα, καθώς η εκκίνησή του είχε ως στόχο την ανάπτυξη μίας ενιαίας, πρότυπης μεθοδολογίας συλλογής και επεξεργασίας μετρήσεων εδαφικού θορύβου.

Συμπεραίνεται λοιπόν συνολικά ότι οι υποπεριπτώσεις που προκύπτουν βάσει της μεθόδου εξέτασης και ερμηνείας που θα επιλεγθεί και θα ακολουθηθεί αφήνουν ακόμα αρκετά στοιχεία τα οποία συνεχώς εξετάζονται και προστίθενται στο ήδη υπάρχον ερευνητικό έργο και ότι ουσιαστικά η καταλληλότητα εν τέλει της μεθόδου ερμηνείας εδαφικού θορύβου εξαρτάται άμεσα από τις τοπικές συνθήκες

και κυρίως από την εφαρμογή και τον λόγο για την οποία αυτή προορίζεται .

1.4. Έρευνα σχετικά με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελλαδικό χώρο

Στον Ελλαδικό χώρο, η ανάλυση του εδαφικού θορύβου ξεκίνησε να πραγματοποιείται γύρω στο 1970, σχετικά δηλαδή πρόσφατα. Ο ερευνητής Drakopoulos et al. (1978) υπήρξε πρωτοπόρος στις μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην χώρα, ειδικότερα εφαρμόζοντας μεθόδους μετρήσεων στην ευρύτερη περιοχή Κορίνθου – Λουτρακίου όπου πραγματοποίησε τις πρώτες καταγραφές. Στην συνέχεια και με κατάλληλη επεξεργασία των δεδομένων, διαπιστώθηκε ότι βάσει των ιζημάτων και της γεωλογίας της εν λόγω περιοχής, σεισμοί όπως εκείνος του 1928 στην περιοχή δικαιολογημένα προκάλεσε τις αντίστοιχες καταστροφές. Το δεύτερο συμπέρασμα που εξήχθη είναι ότι η γνώση της μορφολογίας του υπεδάφους και των υπολοίπων συνθηκών μίας περιοχής τόσο για την σωστή πολεοδομία αλλά και την κατάλληλη και έγκαιρη παρέμβαση σε περίπτωση ενός γεγονότος, είναι απόλυτα σημαντικές στην πρόβλεψη και την σωστή αντιμετώπιση πολλών φυσικών καταστροφών.

Στην συνέχεια, οι: Λεβεντάκης και συνεργάτες, πραγματοποίησαν την πρώτη μικροζωνική μελέτη στην πόλη της Καλαμάτας μετά τον ισχυρό σεισμό της 13^{ης} Σεπτεμβρίου του 1986. Πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου σε ζώνες, χώρισαν την πόλη σε τρεις βασικές κατηγορίες ανάλογα τον τύπου του εδάφους και πάλι πατώντας στην σύσταση των ιζημάτων, με κριτήριο την βασική ιδιοπερίοδο.

Στην συνέχεια, οι Bouckovalas και Krikeli (1991), έβαλαν σε σύγκριση τις τιμές των θεμελιωδών ιδιοπεριόδων για την περιοχή της Καλαμάτας που υπολογίστηκαν από μετρήσεις εδαφικού θορύβου (Λεβεντάκης και συνεργ., 1986) με τις αντίστοιχες θεωρητικές που υπολογίστηκαν ανεξάρτητα και με άλλον τρόπο, συγκεκριμένα από το φάσμα απόκρισης της επιτάχυνσης. Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν ήταν ότι η εικόνα που δίνεται από την συλλογή εδαφικού θορύβου είναι ικανή να αποκαλύψει πώς μεταβάλλεται η ελαστικότητα των εδαφικών υλικών με το βάθος, όταν σε αυτό επίσης επιδράσει μία δόνηση φυσικής προέλευσης.

Αργότερα, ο Hatzidimitriou (1993) υπολόγισε τους παράγοντες ενίσχυσης έχοντας συγκεντρώσει δεδομένα για σεισμικά κύματα από τους σεισμολογικούς σταθμούς του δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και εξήχθη το συμπέρασμα ότι οι σταθμοί του δικτύου παρουσιάζουν σταθερή συμπεριφορά στο πέρασμα του χρόνου για όλες τις συχνότητες.

Εν συνεχεία, οι Athanasopoulos et al. (2000) μελέτησαν τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh σε διάφορες θέσεις στην Ελλάδα, ενώ παρουσιάστηκε και μία μελέτη σε σχέση με την εκλογή της κατάλληλης – κάθε φορά – τεχνικής ανάλυσης του εδαφικού θορύβου. Επίσης, πραγματοποιήθηκε και μικροζωνική μελέτη στην περιοχή της πόλης της Μυτιλήνης της νήσου Λέσβου, με τοποθέτηση σταθμών για λήψη παρατηρήσεων (Νικολήνταγα, 2001). Αναλυτικότερα, πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην συγκεκριμένη περιοχή προσδιόρισε τις κυρίες παραμέτρους της σεισμικής απόκρισης, δηλαδή τη συχνότητα συντονισμού, τη μορφή της συνάρτησης μεταφοράς κύματος και τον παράγοντα ενίσχυσης. Η μέθοδος που ακολουθήθηκε ήταν εφαρμογή αρχικά της τεχνική του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη φασματική συνιστώσα (HVSr) και στη συνέχεια η μέθοδος του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR). Όταν έγινε εν τέλει σύγκριση των αποτελεσμάτων της με αυτά που υπολογίστηκαν και εξήχθησαν με εφαρμογή της μεθόδου HVSr σε δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης καταγραφής από τοπικό

δίκτυο επιταχυνσιογράφων, η ομοιότητα στα συμπεράσματα ήταν αρκετά μεγάλη και ικανοποιητική.

Επιπλέον, οι Diagourtas et al. (2001) παρουσίασαν μία ακόμη 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 στην πόλη του Ηρακλείου Κρήτης, συμπέραναν ότι και οι δύο τεχνικές είναι σε θέση να εκτιμήσουν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα. Παράλληλα έγινε και μία αποτίμηση των πλεονεκτημάτων και μειονεκτημάτων της κάθε μιας μεθόδου και αισίως κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι δυο τεχνικές μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μικροζωνικές μελέτες .

Οι Αποστολίδης και συνεργάτες (2001) προσδιόρισαν την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων με την μέθοδο του εδαφικού θορύβου στο EUROSEISTEST χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυο από δέκτες. Σε αυτήν την εργασία χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά η μέθοδος του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (Χ.Σ.Α). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων από αυτήν την μέθοδο με τα αποτελέσματα παλαιότερων γεωφυσικών διασκοπήσεων που είχαν πραγματοποιηθεί στην περιοχή, οδήγησε τους παραπάνω ερευνητές στο γενικότερο συμπέρασμα ότι η ανάλυση εδαφικού θορύβου τοποθετώντας τον εξοπλισμό επεξεργασίας σε κυκλική διάταξη, μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο προσέγγισης προκειμένου να προσομοιωθούν αρκετά καλά οι πραγματικές συνθήκες.

Με την ίδια οπτική, οι Scherbaum et al. (2002) παρουσίασαν μια εργασία πάνω στην εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων με μετρήσεις εδαφικού θορύβου από ένα ειδικό δίκτυο δεκτών σε επιλεγμένα σημεία της Ελλάδας, συγκεκριμένα στην Λευκάδα, την Θεσσαλονίκη και ειδικότερα στην λεκάνη Μυγδονίας (ως λεκάνη της Μυγδονίας ορίζεται το επίμηκες τεκτονικό βύθισμα, εκτεινόμενο μεταξύ των βουνών Καμήλας και Ρεντίνας). Η ταύτιση των

αποτελεσμάτων από αυτήν τη μέθοδο με τα αποτελέσματα των εργασιών που πραγματοποιήθηκαν για τα σημεία αυτά ήταν ιδιαίτερος ικανοποιητική. Το αποτέλεσμα ήταν και αυτοί οι ερευνητές στη συνέχεια να προτείνουν και να θεωρήσουν την μέθοδο του εδαφικού θορύβου ως μια εναλλακτική και σημαντική τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης και μάλιστα ιδιαίτερα χρήσιμη για την εκτίμηση της θέσης και του βάθους του βραχώδους στρώματος από πετρώματα στο υπέδαφος.

Αργότερα, οι Moisidi et al. (2004) πραγματοποίησαν ακόμα μία μελέτη εδαφικού μικροθορύβου στον Ελλαδικό χώρο, με στόχο την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα του Νομού Χανίων. Η πολυπλοκότητα της γεωλογίας και της δομής στην συγκεκριμένη περιοχή καταλήγει να αποτυπώνεται στους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων και στην συνέχεια επαληθεύεται με ακόμα έναν τρόπο, από γεω-ηλεκτρικές τομογραφίες.

Οι Hlouris et al. (2004) 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 επίσης μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην λεκάνη της Μυγδονίας. Από τους φασματικούς λόγους (HVSR) αυτών των μετρήσεων υπολόγισαν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης της κάθε θέσης, καθώς και τους χάρτες χωρικής μεταβολής για όλη την λεκάνη. Η σύγκριση που έγινε με τα αποτελέσματα τους σε σχέση με τα γεωλογικά και γεωτεχνικά στοιχεία της περιοχής ήταν ικανοποιητική. Στην συνέχεια και αφού αντιστράφηκαν οι φασματικοί λόγοι (HVSR) και

χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των Scherbaum et al. (2002) ως δεδομένα αναφοράς, εκτιμήθηκε η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στην λεκάνη της Μυγδονίας.

Οι Theodulidis and Panou (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 στην συνέχεια με τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 13 Σεπτεμβρίου 1986. Η συσχέτιση μεταξύ των βλαβών που προκλήθηκαν από το σεισμό και των θεμελιωδών ιδιοσυχνοτήτων βάσει των οποίων έγινε μία εκτίμηση των δυνητικών καταστροφών ήταν πολύ κοντά στα πραγματικά δεδομένα και δόθηκε μία εικόνα επιστημονικά κοντά σε αυτό που έπρεπε, ώστε η μέθοδος να θεωρηθεί αξιόπιστη.

Οι Oliveto et al. (2004) συσχέτισαν τους φασματικούς λόγους καταγραφών εδαφικού θορύβου χωρίς συγκεκριμένη δομή, με την δομή της λεκάνης του Τυρνάβου. Οι Raptakis et al. (2005) συνδυάζοντας κάποιες καταγραφές εδαφικού θορύβου (Savvaidis et al. 2004) με άλλα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα στην λεκάνη της Μυγδονίας, κατέληξαν σε χάρτη των βασικών συχνοτήτων για την περιοχή, σημαντικά στοιχεία και για τη γεωμετρία της λεκάνης αλλά και για το κατά πόσο και με ποιόν τρόπο κατανέμονται τα εγκάρσια κύματα σε κάποια κρίσιμα σημεία της.

Οι Savvaidis et al. (2006) σε επόμενο χρόνο επίσης πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου ειδικού δικτύου δεκτών, τεκμηρίωσαν τις 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 χωρίς συγκεκριμένη δομή στο πεδίο και καταγραφές από ειδικό δίκτυο δεκτών) και

δεδομένα από γεω-ηλεκτρικές τομογραφίες, σεισμική διάθλαση και γεωτεχνικές γεωτρήσεις.

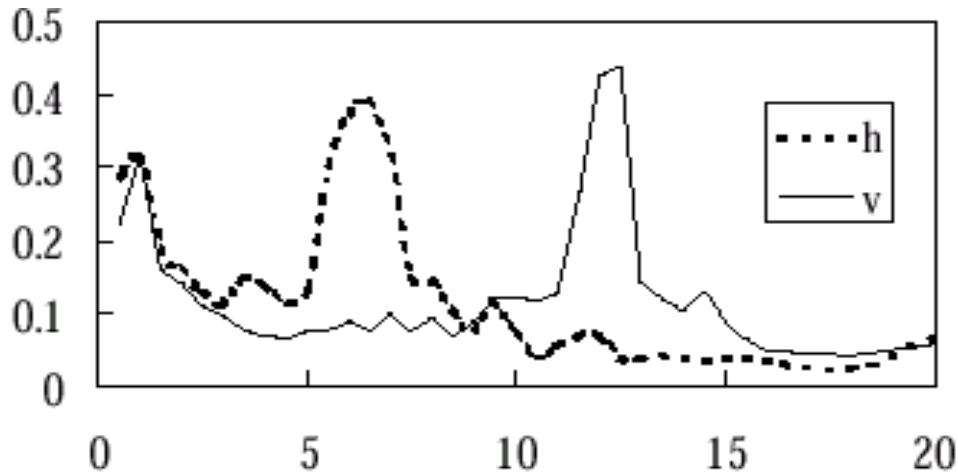
Κεφάλαιο 2°

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

Η χρήση του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) χρησιμοποιώντας έναν σταθμό καταγραφής, η οποία σαν μέθοδος είναι πλέον βασική και θεμελιώδης, 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.

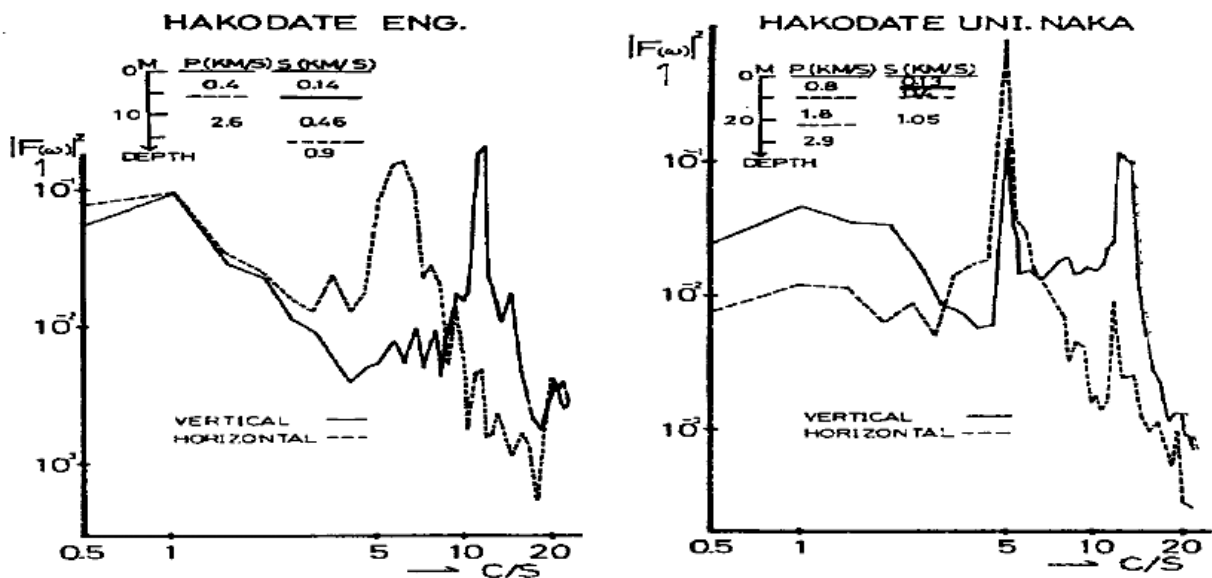
Ο τρόπος με τον οποίο παγιώθηκε η χρήση της εν λόγω μεθόδου είναι ο εξής και βασίστηκε στην υπόθεση ότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται στην βάση του από επιφανειακά κύματα: Συγκρίνοντας συνεπώς την οριζόντια και κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh με τις αντίστοιχες συνιστώσες των καταγραφών του εδαφικού θορύβου, διαπιστώθηκε ότι η κατακόρυφη συνιστώσα (Vertical) του εδαφικού θορύβου δεν εμφανίζεται καθόλου στην «γειτονιά» της θεμελιώδους συχνότητας των S κυμάτων (Bard, 1999). Βάσει της ερμηνείας που δόθηκε από τους Nogoshi και Igarashi, ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα με τη χρήση εδαφικού θορύβου συσχετίζεται με την φύση των κυμάτων Rayleigh και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας ενίσχυσης για τα χαλαρά εδάφη. Προκειμένου να αποδειχθεί αυτός ο ισχυρισμός, οι ερευνητές Nogoshi και Igarashi

πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην πόλη Hakodate της Ιαπωνίας, συγκρίνοντας τα φασματικά χαρακτηριστικά της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας στο σχήμα (2.1) που ακολουθεί:



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).

Πιο συγκεκριμένα, εμφανίζονται δύο περιπτώσεις του φάσματος ενέργειας της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου σε δύο διαφορετικές θέσεις μέτρησης στην πόλη Hakodate. Το φάσμα ενέργειας στη θέση Uni. Naka μεταξύ της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας είναι παρόμοιο, ενώ στη θέση ENG είναι αρκετά διαφορετικό. Παρακάτω ακολουθεί και το φάσμα Fourier της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας στην θέση ENG γραμμικοποιημένο (Σχήμα 2.2).



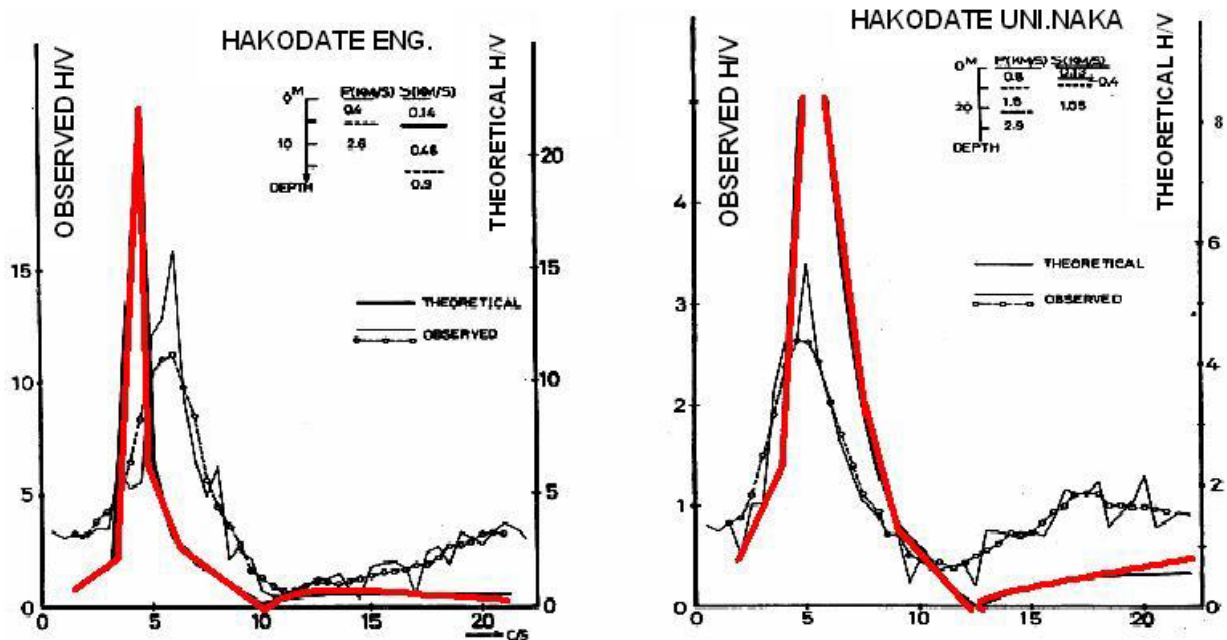
Σχήμα 2.2. Πυκνότητα φάσματος ενέργειας $|F(\omega)|^2$ της οριζόντιας συνιστώσας (στικτή γραμμή) και της κατακόρυφης συνιστώσας (συνεχής γραμμή) εδαφικού θορύβου σε δύο θέσεις, ENG (αριστερά) και Uni.Naka (δεξιά). Το μοντέλο ταχύτητας των δύο θέσεων παρουσιάζεται στο άνω μέρος του κάθε σχήματος (Nogoshi και Igarashi 1971, από Nakamura 2000).

Τελικά, η μελέτη των Nogoshi και Igarashi (1971) βασίζεται στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από την σύνθεση επιφανειακών κυμάτων. Χρησιμοποιώντας αυτή την υπόθεση, στην συνέχεια πολλοί ερευνητές κατέληξαν επίσης σε παρόμοια συμπεράσματα, που συνοψίζονται από τον Bard (1999) σε 4 συγκεκριμένες προτάσεις:

- 1) Το κυματικό φάσμα του εδαφικού θορύβου αποτελείται κατά κύριο λόγο από επιφανειακά κύματα Rayleigh.
- 2) Ο λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των μετρήσεων του εδαφικού θορύβου H/V έχει άμεση σύνδεση με τα κύματα Rayleigh, τα οποία κυριαρχούν στην οριζόντια συνιστώσα (σχήμα 2.3).
- 3) Η βασική παράμετρος των Rayleigh κυμάτων είναι η συχνότητα, γι' αυτό και ο λόγος των συνιστωσών παρουσιάζει απότομο και πλήρως εμφανές μέγιστο στην

περιοχή της θεμελιώδους συχνότητας εδαφικής ενίσχυσης των κυμάτων S για σχηματισμούς χαλαρών εδαφών που έχουν αρκετά μεγάλη διαφορά στην εμπέδηση με τους σχηματισμούς υποβάθρου. Το οξύ αυτό μέγιστο οφείλεται στην μη ύπαρξη κατακόρυφης συνιστώσας, η οποία αντιστοιχεί στην αλλαγή περιστροφής του θεμελιώδους Rayleigh κύματος από αριστερόστροφο σε δεξιόστροφο.

4) Το όριο του λόγου των ταχυτήτων των κυμάτων S 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 μεταξύ 2.5 και 3.



Σχήμα 2.3. Σχέση μεταξύ παρατηρούμενου λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα εδαφικού θορύβου και 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).

Πέρα από τους ερευνητές Nogoshi και Igarashi και πολλοί 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 το μοντέλο 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 ότι από μόνη της δεν επαρκεί.

Ο Horike (1996) υποστήριξε ότι η υπόθεση που βασίζεται στα θεμελιώδη κύματα Rayleigh ισχύει όταν η δομή μελέτης είναι απλή, όταν δηλαδή 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 κυμάτων S καθώς και το λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου, παρατήρησαν αρκετές ομοιότητες. Η ταυτόχρονη ύπαρξη κυμάτων Love στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου επηρεάζει την κατακόρυφη συνιστώσα. 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 με πρακτικούς υπολογισμούς το κάτω όριο της αντίθεσης των ταχυτήτων χαλαρών σχηματισμών - υποβάθρου περίπου στο 2.5. Οι Ansary et al. (1995) αντίστοιχα, πρότειναν ένα κάτω όριο περίπου στο 3.3 και 5.5 για μονοδιάστατη δομή και πάνω από 2.5 για περίπλοκες δομές. Όπως ήδη έχει αναφερθεί, η κορυφή στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη

του εδαφικού θορύβου και η θεμελιώδης συχνότητα των κυμάτων S συμπίπτουν αν η τιμή της αντίθεσης είναι περίπου 3 (Bard, 1999).

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

2.2. Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου

2.2.1. Συλλογή δεδομένων εδαφικού θορύβου

Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν και βάσει της πορείας που έχει ακολουθηθεί στον κλάδο της γεωφυσικής και της επιστήμης του εδαφικού θορύβου, μπορεί να προκύψει το συμπέρασμα ότι παρά τις έρευνες που έχουν γίνει ανά τις δεκαετίες με δεδομένα διαφορετικής κάθε φορά προέλευσης και πολυπλοκότητας των τοπικών συνθηκών, δεν υπάρχει μια γενικά αποδεκτή διαδικασία για τη συλλογή τους.

Το 1998 ο Mucciarelli ήταν ο πρώτος ο οποίος συγκέντρωσε και συνόψισε σε μια δημοσίευση όσον αφορά τις γενικές αρχές που πρέπει να τηρούνται για την συλλογή μετρήσεων εδαφικού θορύβου (ISO). Λίγο αργότερα, 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. Το αποτέλεσμα της συγκεκριμένης έρευνας αφορά σε τρεις βασικές κατηγορίες στις οποίες πρέπει να πληρούνται κατάλληλες προϋποθέσεις ώστε μία μέτρηση να θεωρείται αξιόπιστη:

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

2.2.2 Όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου

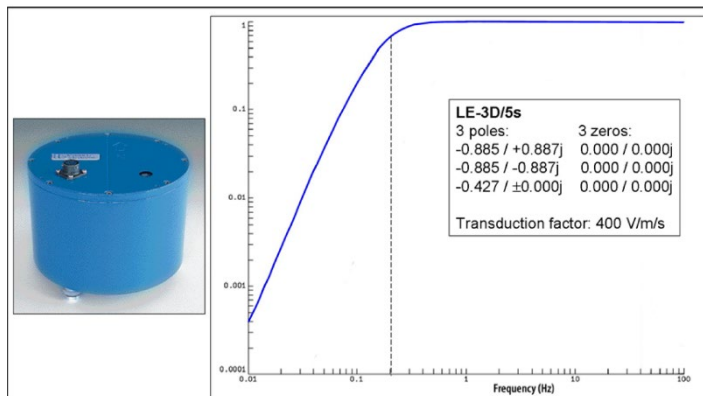
Για την πραγματοποίηση μετρήσεων εδαφικού θορύβου, τα όργανα καταγραφής είναι κατά κύριο λόγο τα συνηθέστερα χρησιμοποιούμενα όργανα καταγραφής σεισμικού σήματος που χρησιμοποιούνται σε εφαρμογές μελετών μεγάλης κλίμακας όπως είναι οι μικροζωνικές μελέτες, οι ανιχνευτικές μελέτες πριν την εκπόνηση αρχαιολογικών ανασκαφών κλπ.

Συνεπώς, στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε ο αισθητήρας καταγραφής εδαφικού θορύβου 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 2.4.). Αισθητήρας εδαφικής ταχύτητας Lennartz Le3D/5s (αριστερά) καθώς και η καμπύλη απόκρισής του (<http://www.lennartz-electronic.de>)

Όσον αφορά στην αποθήκευση και στην μετατροπή του σήματος σε ψηφιακή μορφή, αξιοποιήθηκε το καταγραφικό City Shark II του οίκου LEAS (σχήμα 2.5). Ο εν λόγω καταγραφέας έχει κατασκευαστεί ειδικά για μετρήσεις εδαφικού

θορύβου για εργασίες και μελέτες τέτοιου τύπου, όπου δηλαδή είναι απαραίτητη η μεταφορά του εξοπλισμού από ένα σημείο σε ένα άλλο συνεχώς κατά την διάρκεια της διαδικασίας λήψης παρατηρήσεων στο πεδίο. Πρόκειται για μία συσκευή μικρή σε όγκο, εσώκλειστη σε θήκη ανθεκτική σε κραδασμούς με μέγιστο βάρος τα 10 κιλά.

Η αποθήκευση των καταγραφών, δηλαδή των $3^{\omega\nu}$ συνιστωσών σήματος γίνεται σε κάρτα εγγραφής με ποικίλη χωρητικότητα ανάλογα το πόσες μετρήσεις σκοπεύει να διεξάγει ο μελετητής. Η συσκευή συνδέεται με μία οθόνη η οποία δίνει δυνατότητα παραμετροποίησης και προγραμματισμού επαναλαμβανόμενων μετρήσεων και αυτόματης αποθήκευσης των δεδομένων. Επίσης, έχει τη δυνατότητα σύνδεσης με συσκευή προσδιορισμού συντεταγμένων (GPS). Στην προκειμένη περίπτωση για τον προσδιορισμό των συντεταγμένων ανά θέση μέτρησης χρησιμοποιήθηκε μία μικρή φορητή συσκευή προσδιορισμού γεωγραφικών συντεταγμένων υψηλής ακριβείας η οποία προσαρτήθηκε στο όλο σύστημα καταγραφής.



Σχήμα 2.4. Αισθητήρας καταγραφής Lennartz Le3d/5s με την αντίστοιχη καμπύλη απόκρισής του (<http://www.lennartz-electronic.de>)



Σχήμα 2.5. Καταγραφικό City Shark II LEAS (<http://www.lennartz-electronic.de>)

Κεφάλαιο 3^ο

3.1.1 Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου στον δήμο Αμαρουσίου 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:

- Παρατήρηση και καταγραφή μικροθορύβων σε 20 σημεία με μέση διάρκεια παρατήρησης περίπου ίση με 30λ της ώρας.
- Αποθήκευση των χρονοσειρών σε αυτοτελή αρχεία μορφής .SAF.
- Εισαγωγή των αρχείων στο λογισμικό και υπολογισμός του λόγου H/V για κάθε ένα από αυτά. Ο λόγος αυτός δίνει σαφή εκτίμηση για την ιδιοσυχνότητα ταλάντωσης του υπεδάφους στο συγκεκριμένο σημείο, άρα μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην συνέχεια για εκτίμηση της ποιότητας των υλικών που βρίσκονται εκεί αλλά και της «συμπεριφοράς» του υπεδάφους σε περίπτωση σεισμικού γεγονότος.
- Παραμετροποίηση κάθε φορά της ευαισθησίας του αλγορίθμου για τις

διαφορετικές χρονοσειρές. Αναλυτικότερα, αναλόγως της ποιότητας του μετρημένου σήματος, δηλαδή το πόσο «καθαρό» από περιττό θόρυβο – που δεν προέρχεται από το υπέδαφος – είναι, επιλέγονται και τα αντίστοιχα χρονικά παράθυρα επεξεργασίας στο αρχείο αλλά και το εύρος των συχνοτήτων που θα χρησιμοποιηθούν για να εξαχθεί το προφίλ του. Πρακτικά, υπάρχουν και «κακές» περιοχές στην χρονοσειρά λόγω εξωτερικών θορύβων όπως οχήματα, βήματα πεζών και λοιπές δραστηριότητες. Αυτές οι περιπτώσεις είναι αρκετά εύκολες στην αναγνώριση, καθώς έχουν ασυνήθιστα υψηλές «κορυφές» στο γράφημα του σήματος και διαφέρουν αισθητά από την γενική εικόνα.

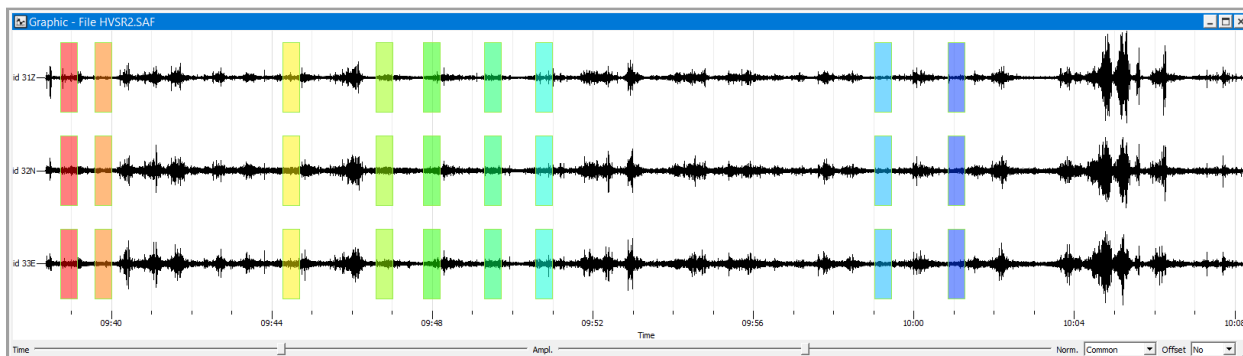
- «Καθαρισμός» του σήματος από κάποια βασική συχνότητα η οποία πιθανώς υπάρχει. Συγκεκριμένα, εάν το γράφημα της χρονοσειράς φαίνεται να έχει σε όλο της το μήκος «παράσιτα» με ομοιομορφία, συνέχεια και συμμετρία, σημαίνει ότι σε όλη τη διάρκεια της μέτρησης υπήρχε παρασκηνιακά κάποιος θόρυβος ο οποίος δεν προέρχεται από το υπέδαφος, αλλά από κάποια σταθερή εξωτερική πηγή, οπότε και πρέπει να αφαιρεθεί.
- Υπολογισμός του τοπικού μέγιστου στην περιοχή της ιδιοσυχνότητας. Ουσιαστικά πρόκειται για ένα διάγραμμα το οποίο έχει για μεταβλητές: στον ορθογώνιο άξονα $y'y$ τον λόγο H/V και στον ορθογώνιο άξονα $x'x$ την συχνότητα σε Hz. Με αυτό το διάγραμμα μπορεί να προκύψει το προφίλ του υπεδάφους και να αξιολογηθεί η ανταπόκρισή του σε περίπτωση ταλάντωσης. Είναι εφικτός ο προσδιορισμός του υλικού, η πολλαπλασιαστικότητά του, η ταχύτητα μετάδοσης μίας διαταραχής κλπ. Είναι σημαντικό να γίνει σωστά η επιλογή των χρονικών παραθύρων στο στάδιο της επεξεργασίας για όλο το μήκος της καταγραφής έτσι ώστε αυτά

να μην έχουν ποσοστό αλληλοεπικάλυψης μεταξύ τους. Η επιλογή του εύρους αυτών έγινε με βασικό κριτήριο την ελάχιστη συχνότητα ενδιαφέροντος η οποία είναι τα 0.2 Hz, καθώς έτσι αξιοποιείται η ευαισθησία του αισθητήρα καταγραφής και παράλληλα το δείγμα που παίρνει κάθε φορά ο αλγόριθμος είναι αντιπροσωπευτικό.

Όσον αφορά στον υπολογισμό του λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα, για κάθε χρονικό παράθυρο έγινε υπολογισμός του μέσου όρου όλων των παραθύρων από 0.2 έως 20 Hz, με λογαριθμικό βήμα δειγματοληψίας εκατό σημείων και εξήχθησαν τρία γραφήματα, της μέσης οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα, και στην συνέχεια της κάθε οριζόντιας συνιστώσας με την κατακόρυφη. Στον οριζόντιο άξονα x'x εμφανίζονται οι συχνότητες σε Hz και στον κατακόρυφο το πλάτος H/V.

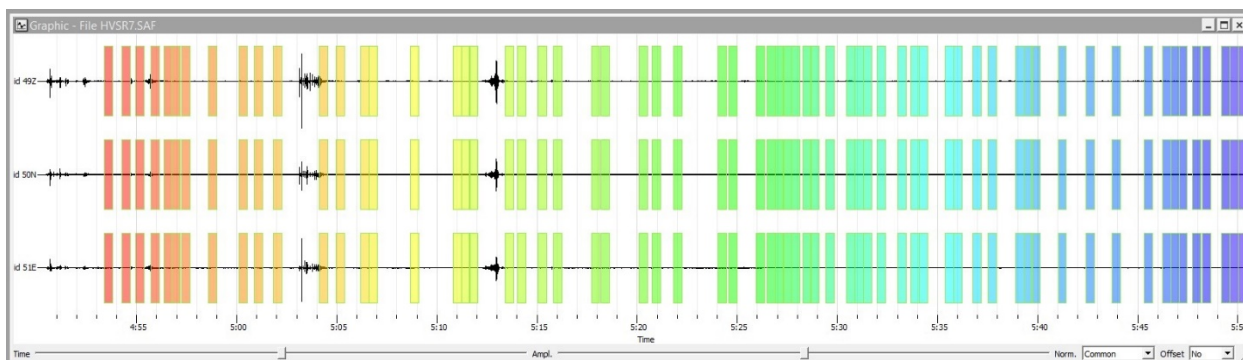
Σε αυτό το στάδιο γίνεται η αφαίρεση των χρονικών παραθύρων που δίνουν μεγάλο πλάτος στο λόγο οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσας. Με λεπτομερή χειρισμό, τα κομμάτια τα οποία έχουν έντονη διαφοροποίηση από το ζητούμενο μπορούν εύκολα να απομονωθούν και να μην χρησιμοποιηθούν στους περαιτέρω υπολογισμούς και έτσι το αποτέλεσμα να θεωρηθεί αρκετά αξιόπιστο. Στην συνέχεια το εναπομείναν σήμα μπορεί να χρησιμοποιηθεί εκ νέου σε επεξεργασία.

Στο σχήμα 2.6 παρατίθεται μία χρονοσειρά η οποία μπορεί να χαρακτηριστεί ως κακής ποιότητας βάσει όσον έχουν προαναφερθεί. Περιέχει έντονο θόρυβο, μη επιτρέποντας έτσι την λήψη πολλών δειγμάτων, δηλαδή την επιλογή πολλών παραθύρων για την εξαγωγή αποτελεσμάτων με μεγάλη ακρίβεια. Συγκεκριμένα, φαίνεται ότι στην περίπτωση αυτή ενυπάρχει τυχαίος θόρυβος από εξωτερικούς παράγοντες που δεν προέρχεται από το υπέδαφος και γι' αυτόν τον λόγο η μέτρηση για αυτό το σημείο δεν αξιοποιήθηκε, καθώς δεν θεωρήθηκε αξιόπιστη.

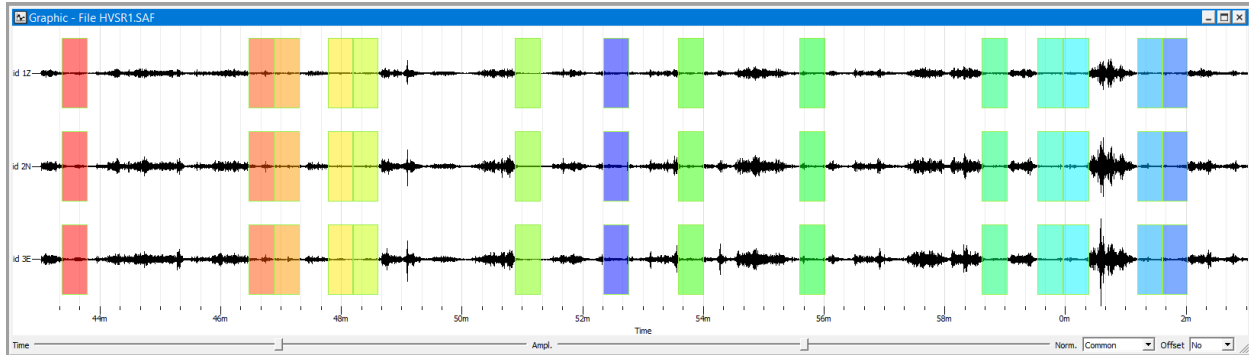


[Σχήμα 2.6]: Τυπική καταγραφή 1

Αντίθετα, το σήμα του σχήματος 2.7 , παρόλο που εμπεριέχει και αυτό θόρυβο, σε αυτήν την περίπτωση πρόκειται για μία βασική συχνότητα από κάποια επίσης εξωτερική, σταθερή όμως πηγή. Αναλυτικότερα, εφόσον σε όλο το μήκος της καταγραφής υπάρχει παράθυρο συγκεκριμένου πλάτους το οποίο είναι εμφανές, μπορεί εύκολα να αφαιρεθεί ολικά και να μείνει η αρχική παρατήρηση αναλλοίωτη, οπότε και να χρησιμοποιηθεί χωρίς πρόβλημα δίνοντας αξιόπιστο αποτέλεσμα, αφού με απλή εφαρμογή ενός φίλτρου αφαίρεσης μπορεί να μείνει και να χρησιμοποιηθεί μόνο ο απομονωμένος εδαφικός θόρυβος.



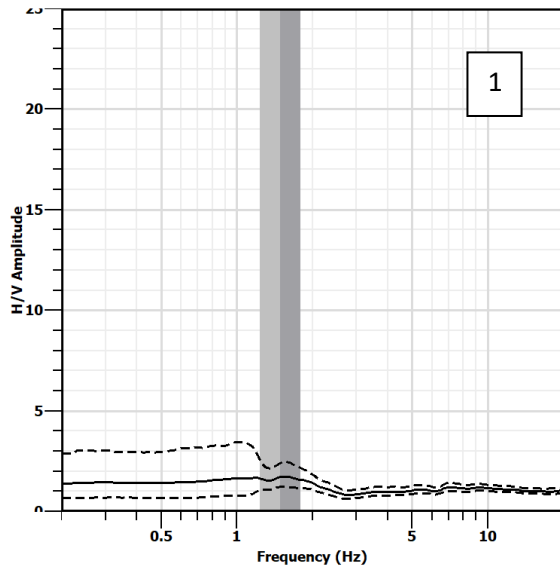
[Σχήμα 2.7]: Τυπική καταγραφή 2



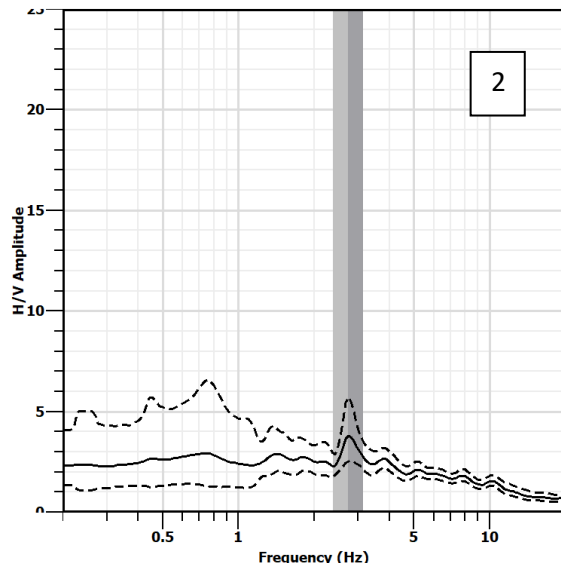
[Σχήμα 2.8]: Τυπική καταγραφή 3

Ενδεικτικά στο σχήμα 2.8 παρουσιάζεται και μία χρονοσειρά η οποία θεωρείται εξαρχής καλής ποιότητας και ιδιαίτερως ανεπηρέαστη από εξωτερικούς παράγοντες, από την οποία μπορεί να προκύψει ένα σαφές αποτέλεσμα μετά από τα στάδια της επεξεργασίας το οποίο να είναι αξιόπιστο. Σ' αυτές τις καταγραφές ο θόρυβος είναι είτε ελάχιστος είτε συγκεκριμένος, έτσι ώστε να μπορούν τα παράθυρα δείγματος να είναι πολλά και αντιπροσωπευτικά.

Σε αυτήν την περίπτωση τα παράσιτα εντοπίζονται με ευκολία και από το ίδιο το λογισμικό αυτόματα, χωρίς να χρειαστεί να γίνει χειροκίνητη προσθαφαίρεση παραθύρων – δειγμάτων. Το αποτέλεσμα που προκύπτει είναι πολύ πληρέστερο και πιο αντιπροσωπευτικό, καθώς το δείγμα είναι μεγαλύτερο και το ίδιο το σήμα από την φύση του πιο «καθαρό».

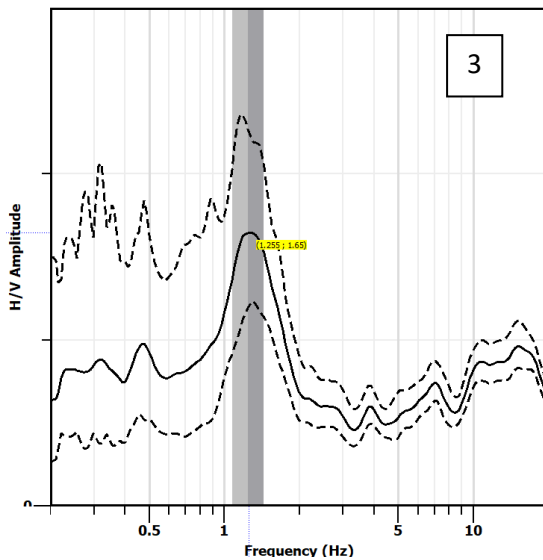


[Σχήμα 2.9]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 1

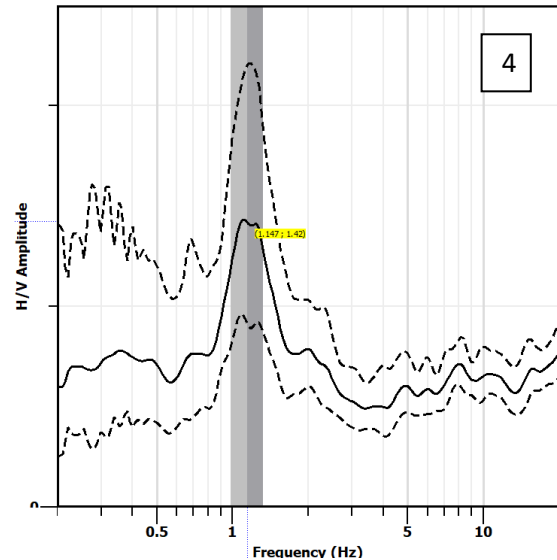


[Σχήμα 3.0]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 2

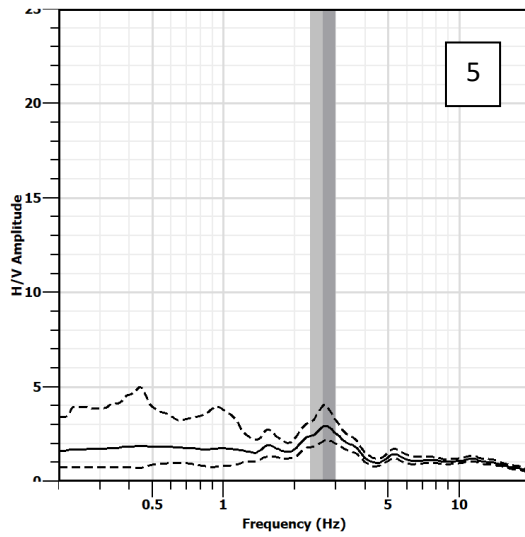
Σημείο	Δείκτης Τρωτότητας
1	1.5
2	3.0
3	2.1
4	1.7



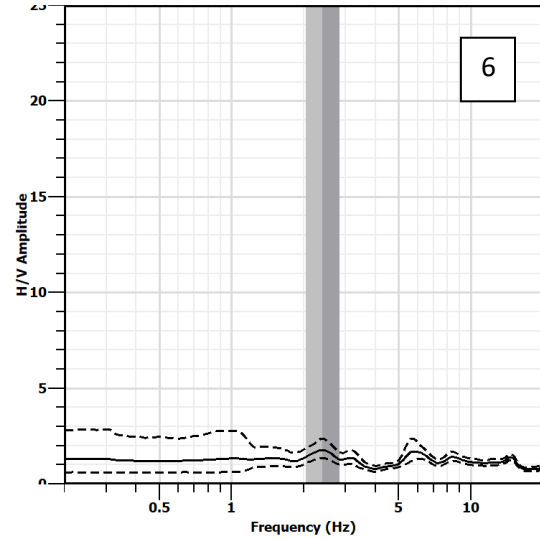
[Σχήμα 3.1]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 3



[Σχήμα 3.2]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 4

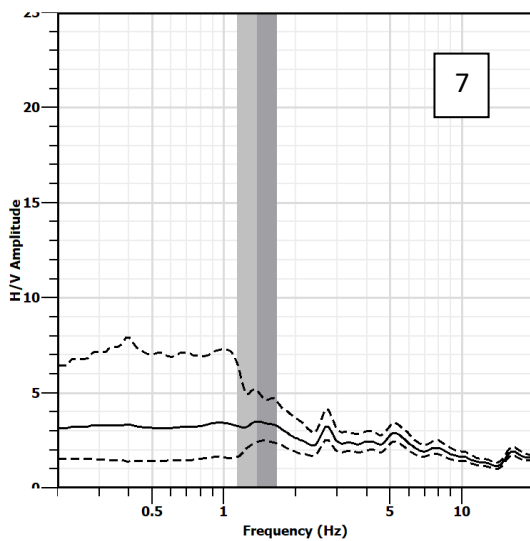


[Σχήμα 3.3]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 5

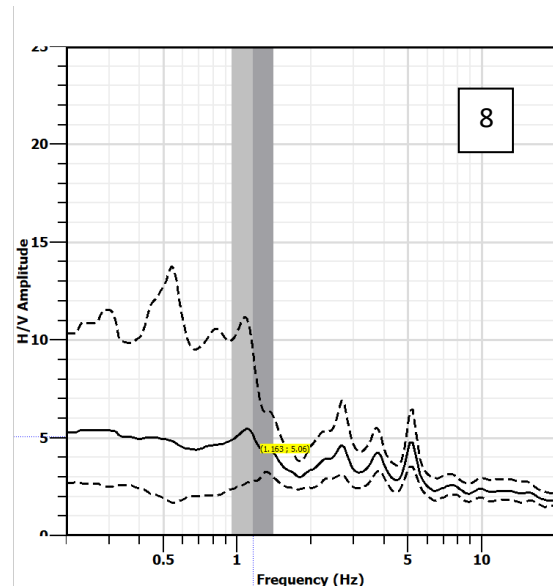


[Σχήμα 3.4]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 6

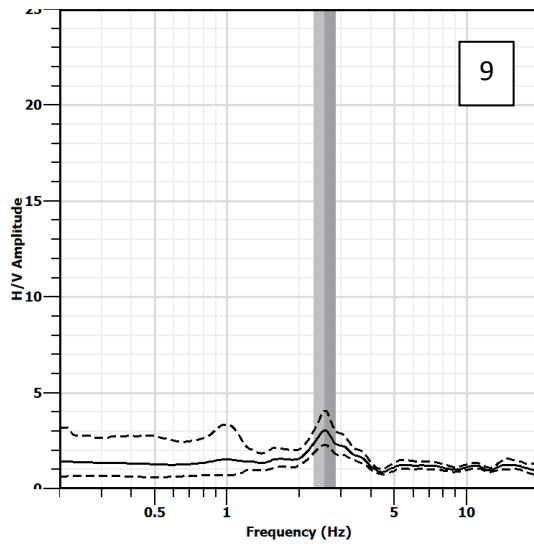
Σημείο	Δείκτης Τρωτότητας
5	3.1
6	5.9
7	5.6
8	3.2



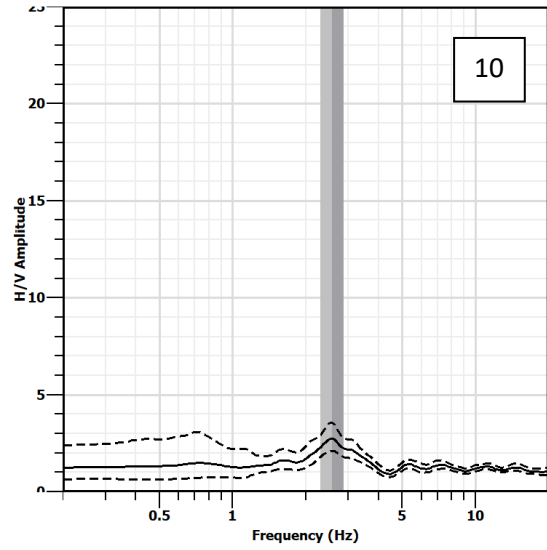
[Σχήμα 3.5]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 7



[Σχήμα 3.6]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 8

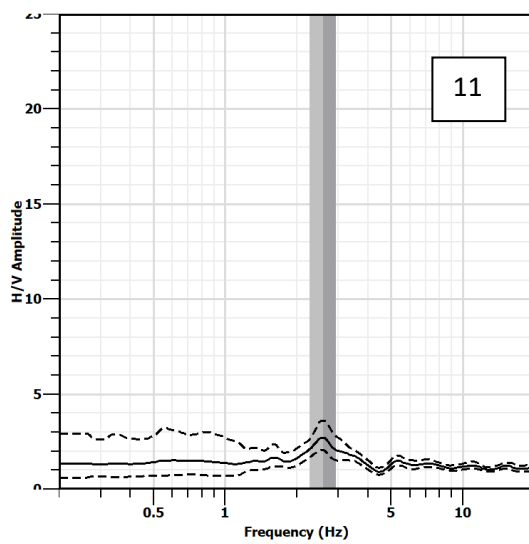


[Σχήμα 3.7]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 9

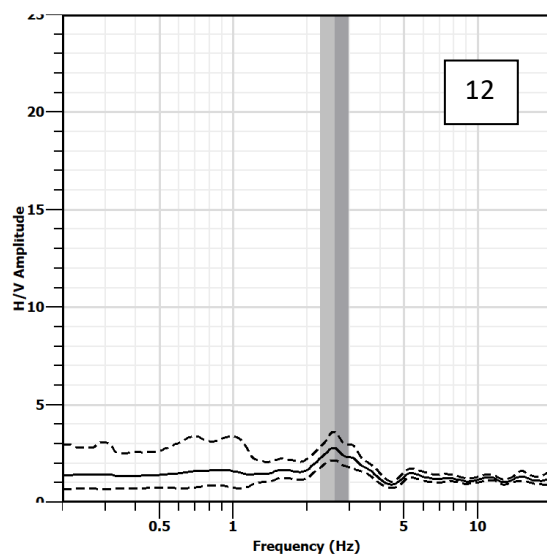


[Σχήμα 3.8]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 10

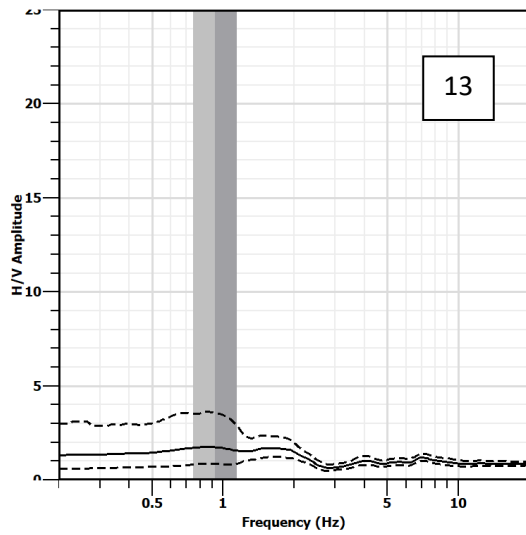
Σημείο	Δείκτης Τρωτότητας
9	3.5
10	2.4
11	2.8
12	2.6



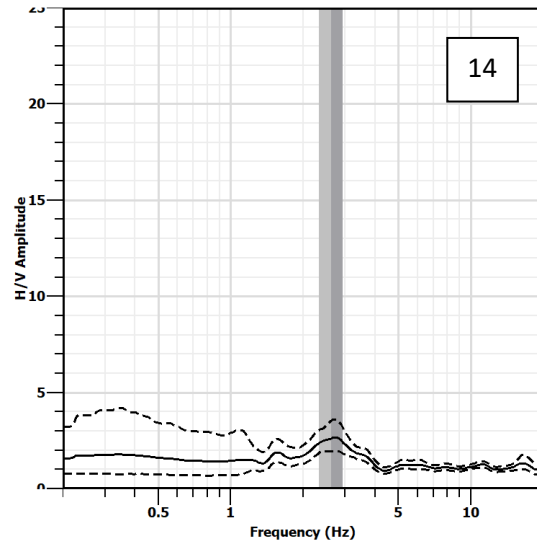
[Σχήμα 3.9]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 11



[Σχήμα 4.0]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 12

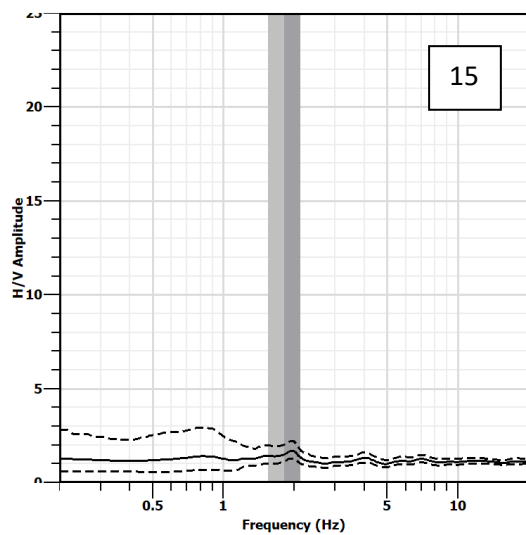


[Σχήμα 4.1]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 13

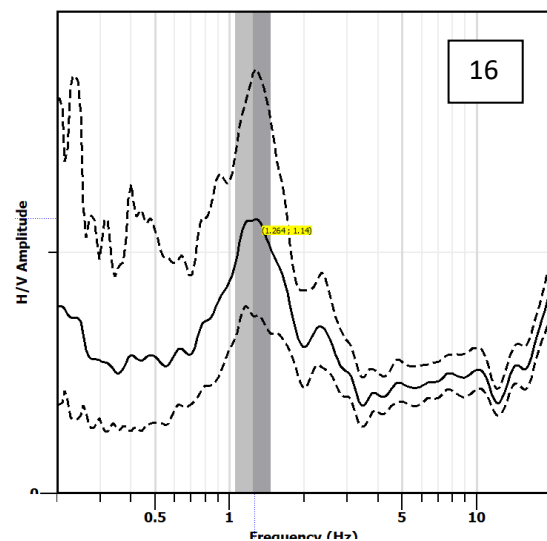


[Σχήμα 4.2]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 14

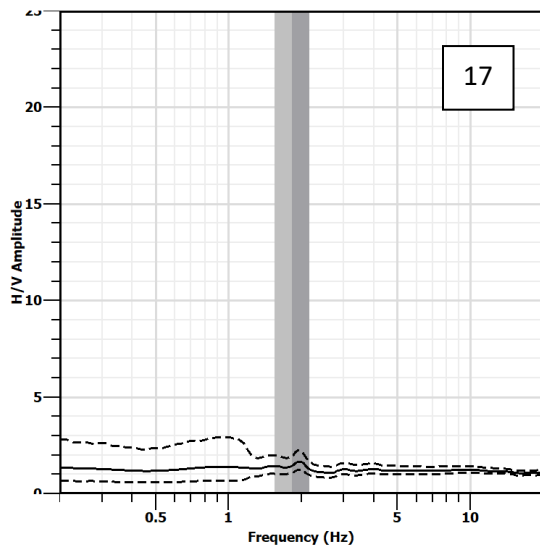
Σημείο	Δείκτης Τρωτότητας
13	2.2
14	2.7
15	1.5
16	1.5



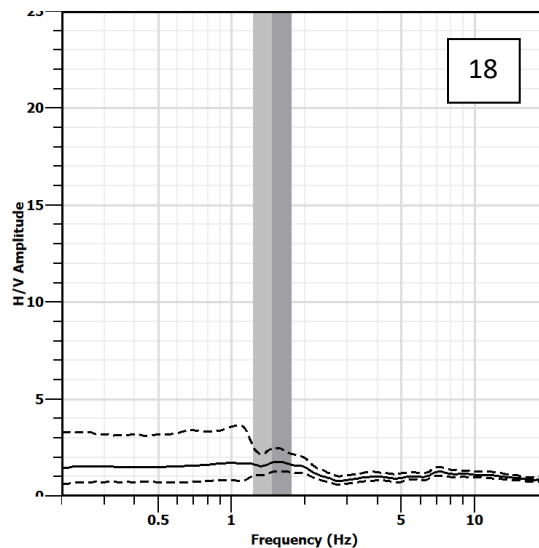
[Σχήμα 4.3]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 15



[Σχήμα 4.4]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 16

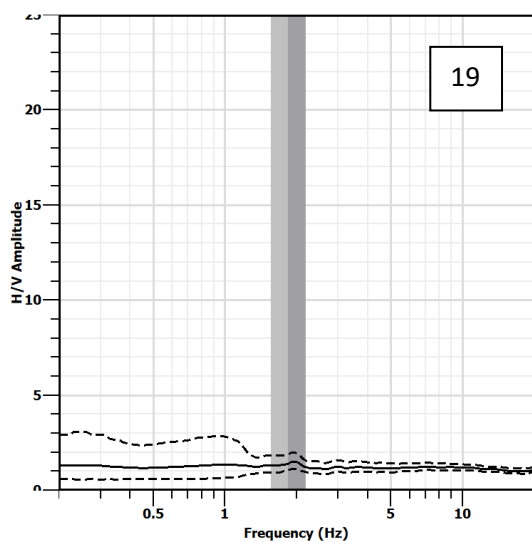


[Σχήμα 4.5]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 17

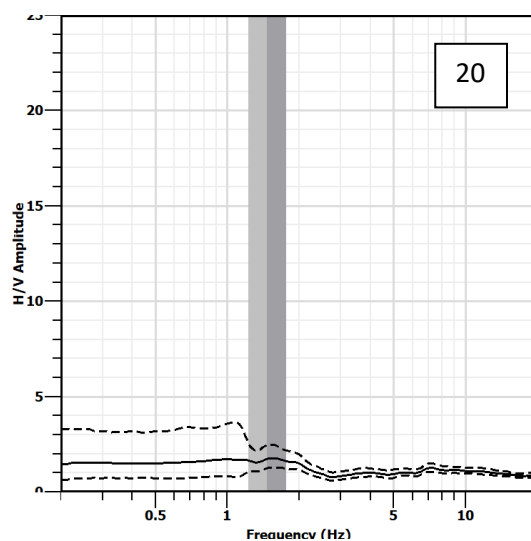


[Σχήμα 4.6]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 18

Σημείο	Δείκτης Τρωτότητας
17	1.5
18	1.9
19	1.5
20	2.4



[Σχήμα 4.7]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 19



[Σχήμα 4.8]: Αποτελέσματα επεξεργασίας σημείου 20

Κεφάλαιο 4^ο

4.1 Αποτελέσματα και χάρτες παρουσίασης

Προκειμένου να γίνει όσο το δυνατό ορθότερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων, είναι σημαντικό να αναφερθεί πως η ώρα κατά την οποία ελήφθησαν οι παρατηρήσεις υπήρξε καθοριστικής σημασίας. Συνολικά, οι μετρήσεις διεξήχθησαν κατά κύριο λόγο βραδινές (11μ.μ. και ύστερα) ή πολύ πρωινές (± 5 π.μ.) ώρες, προκειμένου το σήμα να είναι όσο το δυνατό απαλλαγμένο από εξωτερικό ή παρασκηνιακό θόρυβο λόγω όχλησης εξαιτίας της κίνησης των οχημάτων, των πολιτών και άλλων λοιπών δραστηριοτήτων της αστικής περιοχής. Διαπιστώθηκε ότι οι παρατηρήσεις οι οποίες παρουσίασαν προβληματικές περιοχές σαν χρονοσειρές ήταν αυτές οι οποίες διεξήχθησαν κατ' εξαίρεση σε ώρες έντονης κινητικότητας, δηλαδή πρωινές και μεσημεριανές ώρες, γι' αυτόν τον λόγο και εμπεριείχαν έντονα παράσιτα και συνεπώς απορρίφθηκαν εν τέλει στο στάδιο της επεξεργασίας ή σε μία περίπτωση έγινε εκ εξ' ολοκλήρου επανάληψη της εκτέλεσης λήψης παρατηρήσεων.

Μετά το πέρας του πρώτου καθαρισμού και εκλογής των αξιόπιστων καταγραφών με παράλληλη εφαρμογή φίλτρου για απομόνωση του κομματιού που αφορά στο σήμα που είναι και το τελικό ζητούμενο, απομένει ο καθορισμός της συχνότητας που παρουσιάζεται το μέγιστο πλάτος του φασματικού λόγου. Σε περιπτώσεις σχηματισμών όπως αυτών του αστικού κέντρου, 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 διότι τα υλικά και το υπέδαφος

είναι αρκετά πιο πολύπλοκα σαν σχηματισμοί. Σε άλλες δε περιπτώσεις όπου δεν υπάρχει ισχυρή αντίθεση ταχυτήτων μεταξύ των σχηματισμών και τα υλικά είναι παρόμοια και αρκετά ομογενοποιημένα ή δεν εμφανίζεται κάποιο μέγιστο, η επιλογή του μεγίστου γίνεται δυσκολότερη ή και αδύνατη.

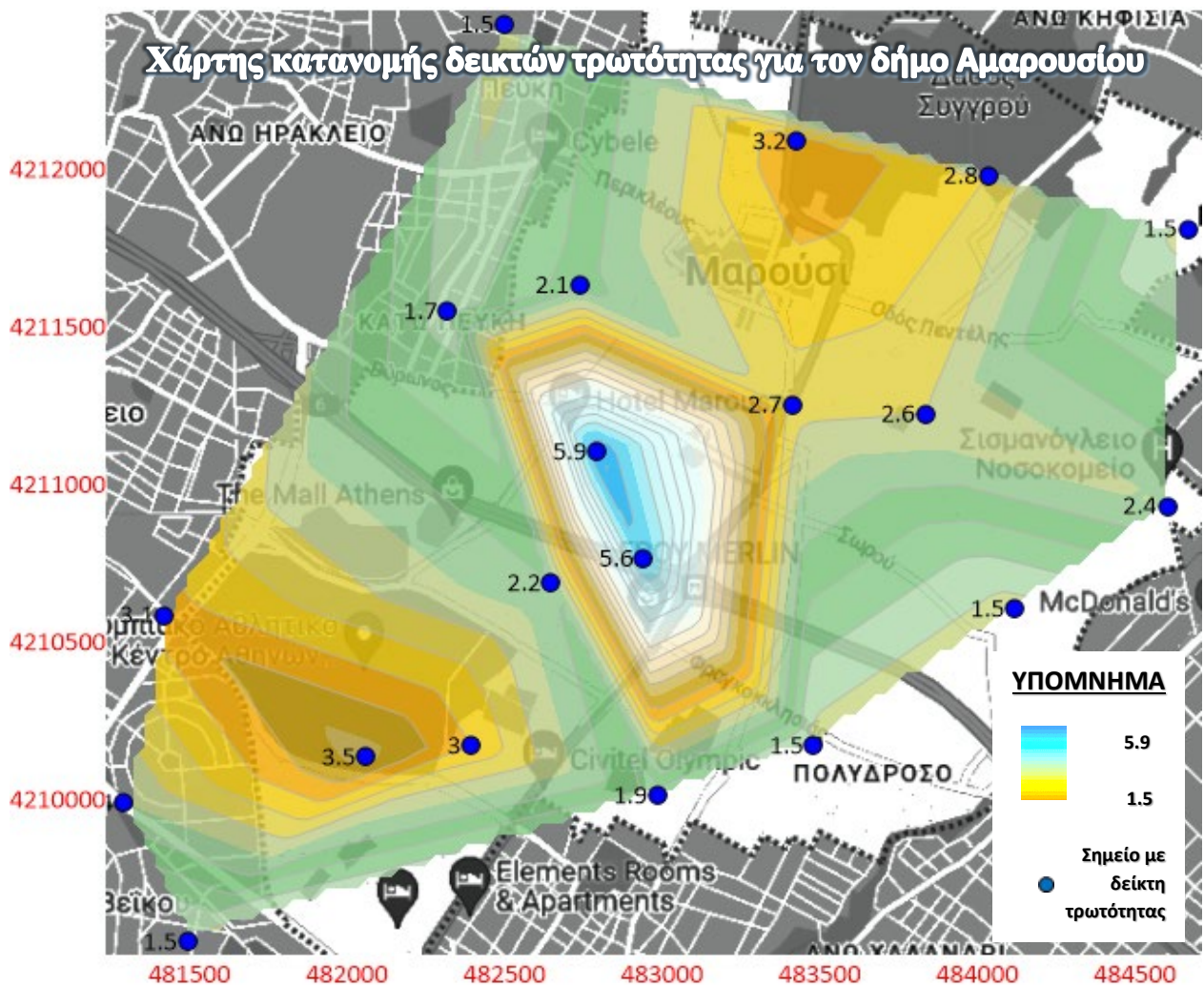
Για την κλίμακα της μελέτης αυτής και βάσει του υποβάθρου του αστικού δήμου, ακολουθήθηκε μία συλλογιστική πορεία βασιζόμενη σε κάποιες παραδοχές και κριτήρια τα οποία περιορίζουν τα αποτελέσματα ως προς την σαφήνειά τους και το κατά πόσο είναι κοντά στις πραγματικές συνθήκες:

1. Το πλάτος A , της κορυφής θα πρέπει να είναι κοντά στην τιμή 2. Σε περιπτώσεις που το αυτή η τιμή είναι κοντά στο 2 αλλά μικρότερη, ωστόσο ικανοποιεί τα υπόλοιπα κριτήρια που θα αναλυθούν στην συνέχεια, τότε θεωρείται ότι αντικατοπτρίζει την θεμελιώδη συχνότητα και τα πραγματικά δεδομένα. Στην παρούσα διατριβή θεωρήθηκε το κατώτατο όριο $A_{\min} = 1.5$, διότι ο φασματικός λόγος H/V δεν είναι πολύ μεγάλος στον Ελλαδικό χώρο, συνεπώς μία τέτοια απόκλιση μπορεί να θεωρηθεί φυσιολογική.
2. Εφόσον μετά από επεξεργασία το γράφημα εμφανίσει άνω του ενός μεγίστου, τότε γίνεται εκ νέου έλεγχος της χρονοσειράς για να διαπιστωθεί η ύπαρξη ή μη κάποιας ακόμα βασικής συχνότητας που βρίσκεται στο σήμα η οποία να προέρχεται από ανθρωπογενή δραστηριότητα και να χρειάζεται αφαίρεση. Εάν μετά από αυτό το στάδιο το σήμα εμφανίσει ένα μέγιστο, θεωρείται βελτίωση του τελικού αποτελέσματος και αύξηση της συνολικής αξιοπιστίας.

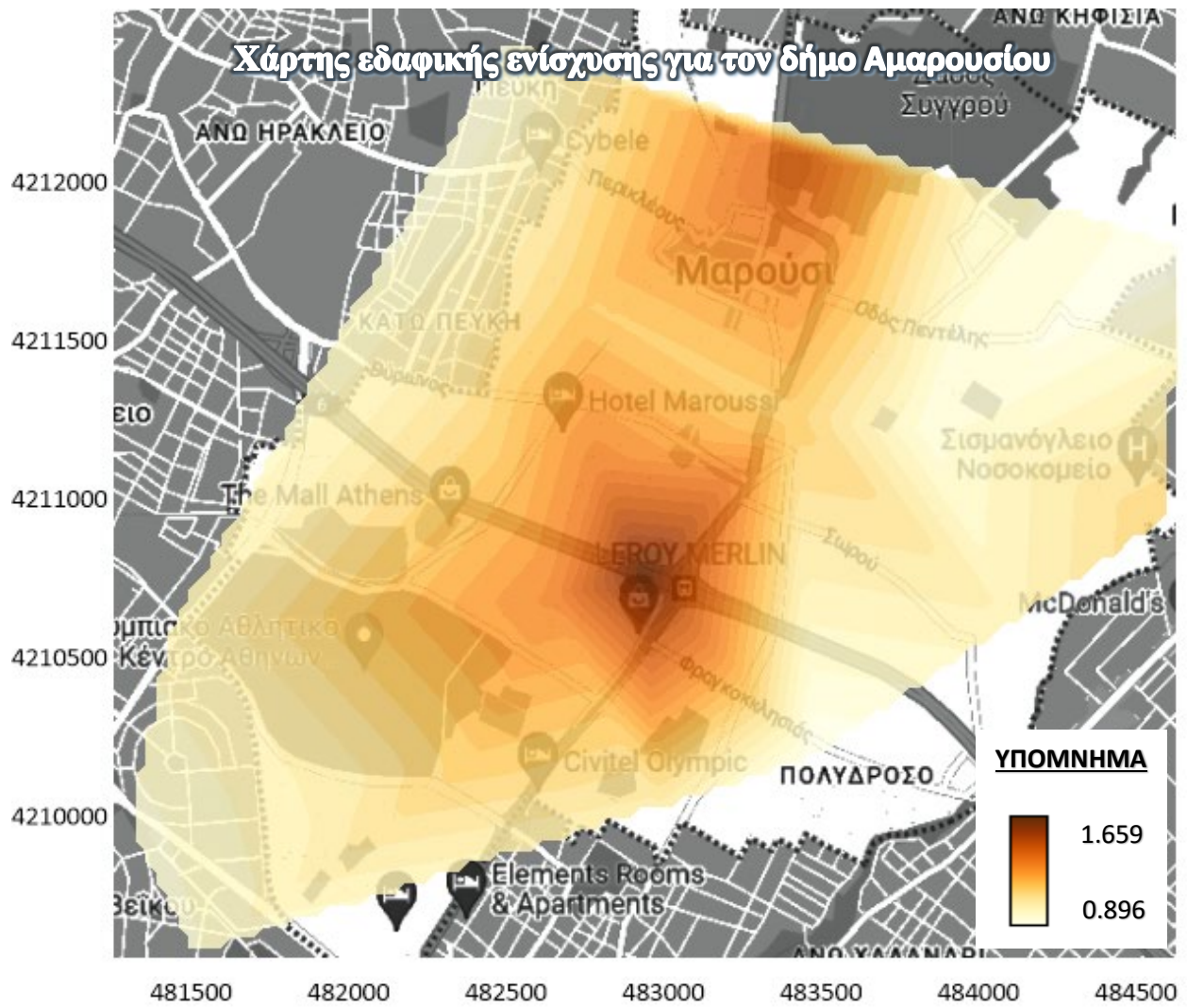
Σε περίπτωση που οι παρατηρήσεις μετά από επεξεργασία εμφανίσουν πολλές και ακανόνιστες κορυφές, η κορυφή μεγάλου πλάτους που αντιστοιχεί στη

χαμηλότερη συχνότητα αντιπροσωπεύει τη θεμελιώδη συχνότητα που ανιχνεύεται και προέρχεται από τους σχηματισμούς οι οποίοι εμφανίζουν σεισμική αντίθεση με το βραχώδες υπόβαθρο. Καθώς αυξάνεται η συχνότητα, η δεύτερη κορυφή αντιστοιχεί ενδεχομένως σε ανώτερους επιφανειακούς σχηματισμούς που εμφανίζουν σεισμική ασυνέχεια με τους υποκείμενους τους. Σε αυτό το σημείο είναι χρήσιμο να αναφερθεί ότι τέτοιου τύπου αποτελέσματα μπορεί να υποδεικνύουν την ύπαρξη υπόγειων έργων του αστικού ιστού ή την ασυνέχεια λόγω των δικτύων ύδρευσης και αποχέτευσης, των εγκαταστάσεων της Δ.Ε.Η. κ.α. παρόμοιων δομών. Αξίζει να σημειωθεί ότι το λογισμικό επιλέγει αυτόματα ανά συνιστώσα την θεμελιώδη συχνότητα με κριτήριο το μέγιστο πλάτος κάθε φορά και εμφανίζει αυτόματα το αποτέλεσμα. Εξήχθησαν αντίστοιχα και τα σχετικά διαγράμματα με τα φάσματα ενέργειας εδαφικού θορύβου για τα 20 σημεία, ενώ υπολογίστηκε και ο δείκτης τρωτότητας κατά Nakamura ο οποίος είναι ίσος με $K = A_0^2 / f_0$, τα οποία συνολικά δίνουν μία καλή πρώτη εικόνα για την εδαφολογική απόκριση της περιοχής του Αμαρουσίου και μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως ένα πρώτο στοιχείο για πιο αναλυτικές και σε βάθος μελέτες σε έργα υποδομής.

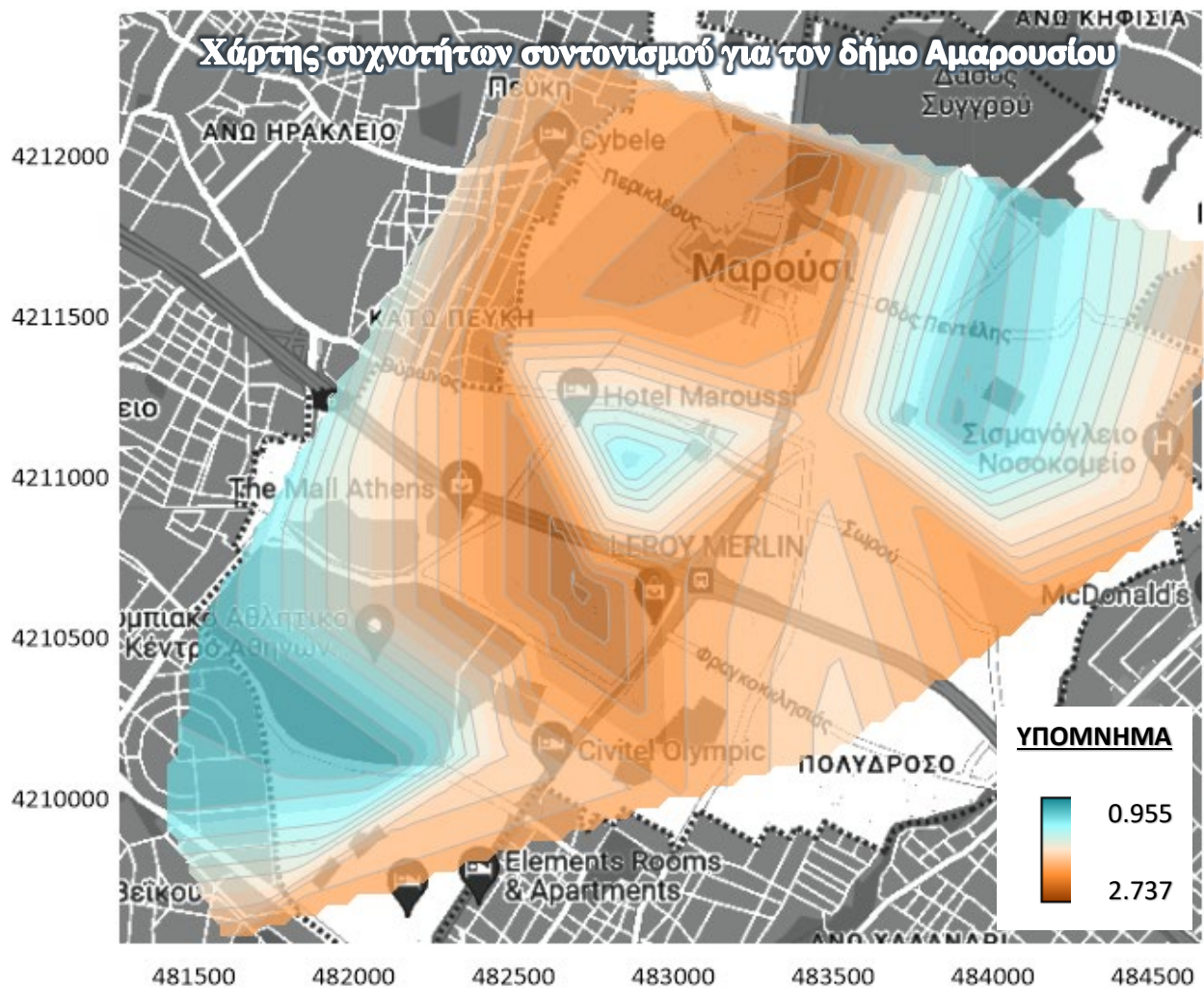
Κατασκευάστηκαν οι χάρτες κατανομών για τους δείκτες τρωτότητας, εδαφικής ενίσχυσης και συχνοτήτων συντονισμού για τον δήμο Αμαρουσίου, ενώ χρησιμοποιήθηκε απλή γραμμική μέθοδος παρεμβολής της εκάστοτε πληροφορίας προς αποτύπωση κάθε φορά.



[Σχήμα 4.9 : Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης σημείων με εμφανή τον δείκτη τρωτότητας.]



[Σχήμα 5.0 : Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης εδαφικής ενίσχυσης των περιοχών του δήμου Αμαρουσίου.]



[Σχήμα 5.1 : Η περιοχή ενδιαφέροντος και ο χάρτης συχνότητας συντονισμού των περιοχών του δήμου Αμαρουσίου.]

Πηγές – 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 SEISMO CARE (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. Esquisse 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. 70

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, do: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.

Chabalièr 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 assess 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, *Ο.Α.Δ.Υ.Κ.*, 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.Δ., Καρακαϊσής, Γ.Φ. και Σαββαΐδης, Α.Σ., 2001. Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5ο αιώνα π.Χ. μέχρι σήμερα. 20 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, 3η 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-Salinero 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.
- Theodoulidis 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°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., Stoeckhert, 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.** Vs 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 Vs 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 mittelmittelkretischen 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.