



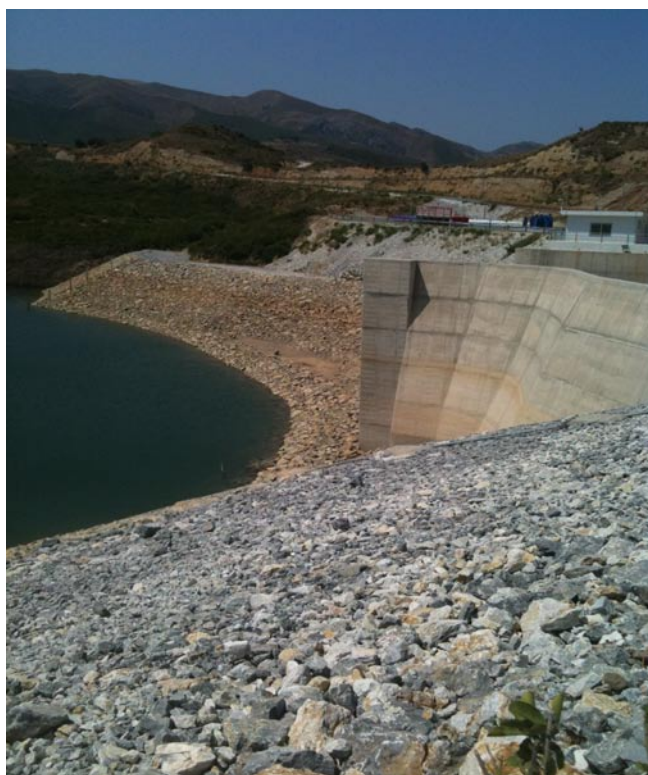
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



Διπλωματική Εργασία:

**Υπολογισμός της ευστάθειας του
Φράγματος των Ποταμών με τη μέθοδο του
εδαφικού μικροθόρυβου.**

Προβιάκης Κ. Στυλιανός



Επιβλέπων καθηγητής: Χρηστάρας Βασίλης

Θεσσαλονίκη, Φεβρουάριος 2012

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η δράση του σεισμού, τα τελευταία χρόνια, έχει αποκτήσει ύψιστη σημασία για την ανάλυση και την μελέτη μεγάλης κλίμακας έργων υποδομής όπως είναι π.χ. τα φράγματα. Οι ανά τον κόσμο εντυπωσιακές και μεγάλης έκτασης καταστροφές, κατά τη διάρκεια των τελευταίων δεκαετιών, έχουν οδηγήσει διεθνώς στην αύξηση των απαιτήσεων του επιπέδου σεισμικής προστασίας. Σε σειсмоγενείς χώρες όπως η Ελλάδα, τα φράγματα όπως και όλα τα τεχνικά έργα υποδομής υπόκεινται σε κίνδυνο αστοχίας στην περίπτωση ισχυρού σεισμού, δηλαδή ελαφράς ή σοβαρής βλάβης, ή ακόμα και κατάρρευσης. Συνέπεια των παραπάνω αποτελεί, η διακοπή της λειτουργίας τους με συνεπακόλουθες αρνητικές επιπτώσεις για την ευρύτερη πληγείσα περιοχή.

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας αποτελεί η μελέτη της δομικής κατάστασης σεισμικής επικινδυνότητας στο φράγμα Ποταμών του Νομού Ρεθύμνης στην Κρήτη. Συγκεκριμένα, καταγράφεται με εργαστηριακές διατάξεις ο μικροθόρυβος που παράγεται στα πρανή του φράγματος και στο κυρίως σώμα του φράγματος ώστε να εκτιμηθούν και να εξαχθούν τα δυναμικά χαρακτηριστικά του εδάφους και του φέροντα οργανισμού του φράγματος.

Η εργασία αυτή προέκυψε σαν επιμέρους επεξεργασία μετρήσεων και εργαστηριακών καταγραφών ομάδας εργασίας που επισκέφθηκε επιτόπου τις εγκαταστάσεις του φράγματος των Ποταμών στην Κρήτη. Μέλη αυτής της ομάδας και τους οποίους οφείλω να ευχαριστήσω θερμά ήταν: Ο Καθηγητής Κων/νος Προβιδάκης Δ/ντης του Εργαστηρίου Εφαρμοσμένης Μηχανικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, ο οποίος είχε τον συντονισμό αυτής της ομάδας εργασίας, και συντέλεσε τα μέγιστα με την παραχώρηση των οργάνων καταγραφής των μετρήσεων, τον κ. Ευάγγελο Λιαράκο, Υποψήφιο Διδάκτορα του Πολυτεχνείου Κρήτης και την κ. Αγγελική Παπαγιάννη, μεταπτυχιακή φοιτήτρια του Πολυτεχνείου Κρήτης. Τέλος πρέπει να ευχαριστήσω τον Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κ. Βασίλειο Χρηστάρα για την σημαντική συνεισφορά του, τις πολύτιμες συμβουλές και την παροχή των απαραίτητων γνώσεων για την εκπόνηση της παρούσας εργασίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΟΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟ ΚΑΙ ΘΕΩΡΙΕΣ	2
1.1	ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ	3
1.2	Η ΠΗΓΗ ΚΑΙ Η ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΕΛΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ	5
1.3	ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ - ΕΥΡΩΠΑΙΚΗ – ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ	6
2	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ	8
2.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	8
2.2	Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ HVSR	8
2.3	ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ	18
2.3.1	ΔΕΔΟΜΕΝΑ SESAME	18
2.3.2	ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ J-SESAME	19
2.4	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ	20
2.4.1	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΜΕ ΣΧΕΣΕΙΣ	20
2.4.2	ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ	21
3	ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΓΑΣΙΑΣ – ΦΡΑΓΜΑ ΠΟΤΑΜΩΝ	25
4	ΕΡΓΑΣΙΑ	29
5	ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ	40
6	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	43

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΟΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟ ΚΑΙ ΘΕΩΡΙΕΣ

Τα τελευταία χρόνια λόγω των πολλών και καταστρεπτικών σεισμών όπως και του πρόσφατου της Ιαπωνίας (Μάρτιος 2011) η επιστημονική έρευνα έχει προχωρήσει σε εξέταση της εδαφικής γεωλογίας. Η εξέταση αυτή είναι ικανή να αποδώσει παράγοντες όπως οι συχνότητες και τα πλάτη της εδαφικής κίνησης που είναι ιδιαίτερα σημαντικοί στην ικανότητα μιας κάθε είδους κατασκευής να ανταπεξέλθει σε οποιαδήποτε σεισμική κίνηση που θα επηρεάσει την συγκεκριμένη περιοχή. Η τοπικές μάλιστα συνθήκες του εδάφους κατά κανόνα επηρεάζουν και την κατανομή των βλαβών (site effect).

Τεχνικές που μπορεί να προσδιοριστεί η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση υπάρχουν πολλές και άλλες δίνουν άμεσα αποτελέσματα ενώ άλλες έμμεσα. Είναι οι κλασσικές της γεωφυσικής διασκόπησης με συνδυασμό γεωτρήσεων και εργαστηριακών δοκιμών (γεωτεχνικής μελέτης της περιοχής) για αποδοτικότερα αποτελέσματα. Είναι οι μέθοδοι με όργανα καταγραφής και ανάλυσης σεισμών που δίνουν τοπικά γενικά σεισμικά χαρακτηριστικά. Επίσης είναι και οι μέθοδοι που βασίζονται σε καταγραφές θορύβου για τον προσδιορισμό της εδαφικής ιδιοσυχνότητας που θα αναλυθούν παρακάτω.

Οι πρώτες δυο τεχνικές σε πυκνοκατοικημένες περιοχές μπορεί να αποβούν εξαιρετικά χρονοβόρες ενώ απαιτούνται και άδειες από τις τοπικές αρχές ενώ ταλαιπωρούνται και οι κάτοικοι. Ειδικότερα η γεωφυσική διασκόπηση είναι αναποτελεσματική λόγω του αστικού θορύβου αλλά και της δυσκολίας εύρεσης χώρου εξέτασης και άσκησης της διασκόπησης. Οι σεισμικές καταγραφές ακόμα μπορεί να είναι για ένα μεγάλο διάστημα αρκετά αραιές αλλά και ο αστικός θόρυβος κάνουν αναποτελεσματική και την ανάλυση τους.

Αντίθετα οι μέθοδοι εδαφικού θορύβου λόγω της ικανότητας πραγματοποίησής τους σε οποιοδήποτε χώρο και χωρίς να απαιτείται άδεια από αρχές και αλλαγή του περιβάλλοντος άσκησης. Έτσι οι μέθοδοι εδαφικού θορύβου χρησιμοποιούνται ευρύτατα ειδικά για μικροζωνικές μελέτες.

Κύριες τεχνικές εύρεσης του θορύβου για άμεσα ή έμμεσα (μέσω του πλάτους) αποτελέσματα είναι οι: α) Τεχνική φασματικού λόγου, β)αντιστροφής, γ) φασματικού λόγου κάθετης συνιστώσας, δ)προσδιορισμού ταχύτητας με αντιστροφή μοντέλων

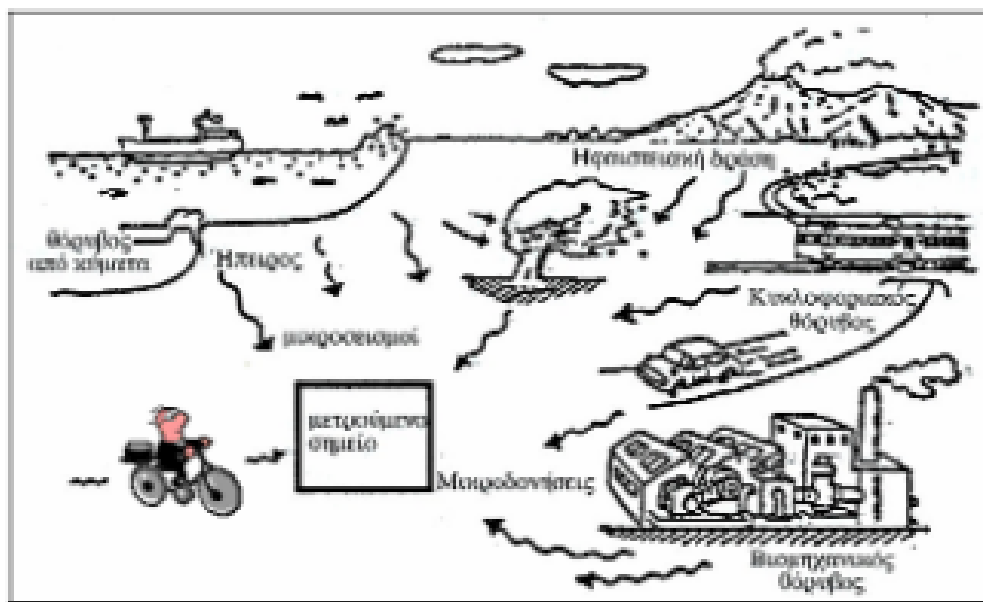
Ο εδαφικός θόρυβος ή μικροθόρυβος (microtremor η ambient vibrations) λοιπόν είναι οι ταλαντώσεις του εδάφους που δημιουργούνται από φυσικούς (άνεμος, παλίρροιες κ.α.) και ανθρωπογενείς παράγοντες (βιομηχανίες, μέσα μαζικής μεταφοράς, ακόμα και από το βάδισμα). Ο μέσος Όρος του πλάτους του μικροθορύβου κυμαίνεται από 10 μέχρι περίπου 3 cm και εξαρτάται από την πηγή την απόσταση από την πηγή και από το έδαφος που συναντά.

1.1 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΑΝΑΔΡΟΜΗ

Στις αρχές του 19^{ου} αιώνα (1872)ο Bertelli έφτιαξε ένα εκκρεμές που παρατήρησε ότι κινείται συνεχώς. Έτσι διατύπωσε την σύνδεση των ατμοσφαιρικών πιέσεων και των σεισμικών κυμάτων (μικροσεισμών). Ως το 1950 έχουμε μικρά βήματα μόνο στην διάκριση των κυμάτων που αποτελούν τον εδαφικό θόρυβο. Κυρίως μετεωρολογικών και ωκεάνιων. Ο Gutenberg [2] περίγραψε πλήρως τους θορύβους και μικροσεισμούς ενώ ο Banerji [3] απέδωσε μικροσεισμούς στην Ασία σε κύματα Rayleigh. Οι Longuet-Higgins [4] διατύπωσαν χαρακτηριστικά της περιόδου των μικροσεισμών. Αργότερα με την ανάπτυξη της σεισμολογίας έγιναν σημαντικά βήματα στον προσδιορισμό του εδαφικού θορύβου και ποσοτικές και ποιοτικές αναλύσεις από καταγραφές. Η array technique που άρχισε να αναπτύσσεται προσδιορίζει με το βάθος τον χρόνο διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων που οδηγεί στην ταχύτητα (στην συνέχεια καμπύλες χρόνων διαδρομής. Μετά το 1970 έχουμε πολλές ερευνητικές εργασίες και δημοσιεύσεις πάνω στο μικροθόρυβο κυρίως εφαρμογής του για μελέτες μικροζωνικές σε πόλεις με την μέθοδο SSR (καταγραφές σε 2 δείκτες), του Nakamura [5] (φασματικός λόγος οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας – 1 δείκτης) αλλά κυρίως με την συνεχή ανάπτυξη της array technique. Τον 21 αιώνα έχουμε συνδυασμό μεθόδων όπως και καταγραφές εδαφικών

θορύβων για περισσότερα από 2000km [6] (Shapiro-Campillo, 2004). Το 2005 ο Larose [7] χρησιμοποίησε τον εδαφικό θόρυβο της Σελήνης για να εξάγει συμπεράσματα για την εσωτερική δομή της.

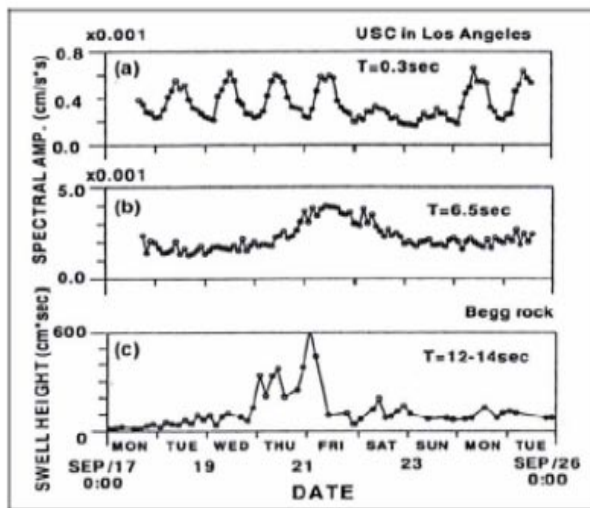
Όμως μια από τις κυριότερες χρήσεις της είναι στην μηχανική και ειδικότερα στην σεισμική μηχανική ειδικά μετά την εργασία του Trifunac[8], για τις μικροδονήσεις στα κτήρια.



Σχ. Εισαγωγής : Πηγές εδαφικού θορύβου (Τσελέντης, 1997[1])

1.2 ΠΗΓΗ ΚΑΙ ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

Εδαφικός θόρυβος ή μικροθόρυβος είναι η ταλάντωση του εδάφους που προκαλείται από φυσικούς παράγοντες ή ανθρωπογενείς παράγοντες όπως ειπώθηκε προηγουμένως. Κατά κανόνα θεωρούμε ότι οι ανθρωπογενείς κυμαίνονται περίπου στο 1Hz (στις βαθιές λεκάνες είναι συνήθως λιγότερο) και έχουν διαφορετικά πλάτη με διακυμάνσεις μεγάλης περιόδου.



Σχ. 1. Η μεταβολή του φασματικού πλάτους [U.S.C. Los Angeles]. Στο κάτω σχήμα φαίνεται η μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων του Begg Rock, CA.

Γενικότερα από τις εργασίες ερευνητών διακρίνουμε ότι για συχνότητα:

- $f < 0,5$ Hz :αναφερόμαστε κυρίως σε ωκεάνια κύματα και ευρύτερες μετεωρολογικές συνθήκες
- $f \sim 1$ Hz :αναφερόμαστε σε άνεμο και τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες
- $f > 1$ Hz :αναφορά μόνο σε ανθρώπινες δραστηριότητες

Η φύση των κυμάτων του εδαφικού θορύβου ποικίλει και υπάρχει ακόμα και σήμερα διαφωνία ανάμεσα στους επιστήμονες. Από τις νεότερες μελέτες πάνω στο είδος των κυμάτων φαίνεται ότι έχουμε κύματα Love και λιγότερο Rayleigh.

1.3 ΠΑΓΚΟΣΜΙΑ -ΕΥΡΩΠΑΙΚΗ-ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Οι σεισμικές καταγραφές η εκρήξεις σε σύγκριση με τους φασματικούς λόγους (HVSR) που μας δίνουν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα οδήγησε τους ερευνητές στο να τους αποδεχτούν σαν αξιόπιστες πληροφορίες για την συχνότητα του εδαφικού θορύβου (Chavez et al 1990[9], Field-Jacob[10] 1995, Yamanaka 1993[11], Teves - Costa 1996[12], Lachet et al. 1996[13], Ojeda and Escallon 2000[14], Lermo-Chavez-Garcia et al. 1999, Duval et al. 2001[16], Horike et al 2001[17] κ.α.). Αντίθετα αυτή η σύγκριση πολλές φορές θεωρήθηκε από άλλους ερευνητές σαν μια μη ικανοποιητική συσχέτιση (Maresca et al. 2003[18]).

Πολλοί απέδειξαν ότι το πάχος των εδαφικών σχηματισμών (επιφανειακών) μπορεί να καθοριστεί από την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (Bodin 2001[19], Kerh and Chu 2002[20],) από το φασματικό λόγο των καταγράφων HVSR του εδαφικού θορύβου(από γνωστά κύματα S).

Επίσης έγινε προσπάθεια για συσχέτισμό των βλαβών ενός σεισμού με την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το πλάτος HVSR εδαφικού θορύβου με άλλες φορές ικανοποιητικά αποτελέσματα και άλλες φορές όχι (Mucciarelli and Monachesi 1998-1999[21], Trifunac and Todorovska 2000[8], Ansal et al. 2001[22], Duval et al 2001[16], Gallipoli et al. 2003[23], Teves- Costa et al.2004[12]).

Επίσης έρευνα έχει πραγματοποιηθεί και στην αριθμητική προσομοίωση των καταγραφών αυτού του είδους (Field and Jacob 1993[10], Lachet and Bard 1994[13], Lermo-Chavez-Garcia 1994[15], Al Yuncha and Luzon 2000[24], Guiller et al. 2006[25], όπως και άλλοι) με τελικό συμπέρασμα την μη συμφωνία του πλάτους ενίσχυσης με τις καταγραφές των HVSR για την ιδιοσυχνότητα μιας θέσης. Οι μονοδιάστατες προσομοιώσεις πολλών επιστημόνων έδειξαν ότι ο συνθετικός θόρυβος από τυχαίες επιφανειακές πηγές δίνει φασματικούς λόγους HVSR με έντονη κορυφή γύρω από την ιδιοσυχνότητα των κυμάτων S όταν το επιφανειακό στρώμα εμφανίζει έντονη αντίθεση εμπέδησης με τους υποκείμενους σκληρότερους σχηματισμούς (σε εξέλιξη πολλές έρευνες για εφαρμογή στην σεισμική κίνηση). Αν το σχήμα των καμπυλών HVSR συνδέεται κυρίως με την θεμελιώδη συχνότητα f των εγκάρσιων, τότε η συχνότητα του μεγίστου της καμπύλης HVSR και το πλάτος της σχετίζονται άμεσα (Nakamura 1989-

2000[5]) με την συνάρτηση μεταφοράς εδάφους (ιδιοσυχνότητα και παράγοντας ενίσχυσης). Όμως αν ο τύπος της καμπύλης των HVSR εξαρτάται κυρίως από την πόλωση των κυμάτων Rayleigh τότε υπάρχει μόνο μια συσχέτιση μεγίστου πλάτους του λόγου HVSR και της ενίσχυσης λόγω των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στην ανάπτυξη προτύπων μεθοδολογίας και επεξεργασίας μικροθορύβου συνέβαλλε και το Ευρωπαϊκό SESAME (**S**ite **E**ffect**S** assessment using **A**Mbient **E**xcitations, European Commision-Research Directorate-General, Contract No:EVG1-CT-2000-00026)

Στην Ελλάδα κατά το 1970 (Drakopoulos et al. 1978[26]) ξεκίνησαν οι μετρήσεις μικροθορύβου στην περιοχή του Λουτρακίου για την σύνδεση των τοπικών εδαφικών συνθηκών με τις βλάβες που προκληθήκαν στην πόλη της Κορίνθου από το σεισμό του 1928. Οι Λεβεντάκης και συνεργάτες του[27] το 1986 έκαναν μικροζωνική μελέτη στην Καλαμάτα μετά τον ισχυρό σεισμό της ίδιας περιόδου ενώ οι Μπουκοβάλας και Κρικέλη (1991) [28] έκαναν σύγκριση των ήδη μετρημένων εδαφικών συνθηκών με τις θεωρητικές (από το φάσμα απόκρισης επιτάχυνσης). Κατέληξαν ότι από τα φάσματα του μικροθορύβου υπολογίζουμε την ομαλή μεταβολή της εδαφικής δυσκαμψίας με το βάθος όταν το βάθος του επίκεντρου του σεισμού συμπίπτει με το βάθος του υπόβαθρου. Ο Αθανασόπουλος [29] ασχολήθηκε με τα κύματα Rayleigh στην Ελλάδα. Η Νικολινταγια [30] μελέτησε τις τεχνικές ανάλυσης του εδαφικού θορύβου και πραγματοποίησε μικροζωνική μελέτη στην Μυτιλήνη. Ο Διαγούρτας [31] έκανε μελέτη στους HVSR και SSR. Οι Αποστολίδης και οι συνεργάτες του [32] με array technique στο EUROSEISTEST για πρώτη φορά με την μέθοδο του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης. Ο Scherbaum [33] με την array technique επίσης έκανε μετρήσεις στην Λεκάνη Μυγδονίας, Θεσσαλονίκη και Λευκάδα με ικανοποιητική συσχέτιση των αποτελεσμάτων με τις γεωτεχνικές μελέτες. Έτσι οδηγήθηκαν στη πρόταση της μεθόδου προσδιορισμού του εδαφικού θορύβου ως μια εναλλακτική τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης για εκτίμηση θέσης και βάθους του βραχώδους υπόβαθρου ειδικότερα. Οι Moisidi et al 2004 [34] εκτίμησε την σεισμική απόκριση στον Αρχαιολογικό χώρο Απτέρα στον νόμο Χανίων. Ο Παπαδόπουλος [35] υπολόγισε τις τοπικές εδαφικές συνθήκες με φάσματα HVSR σε συγκεκριμένες θέσεις στην ελληνική επικράτεια αλλά και παρουσίασε τη γεωλογική δομή του υπεδάφους της πόλης των Χανίων από γεωηλεκτρικές και εδαφικού θορύβου καταγραφές.

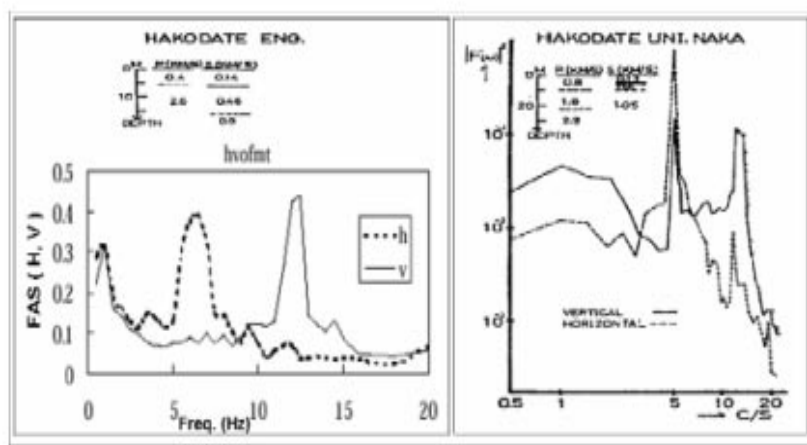
2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η καλύτερη μέθοδος υπολογισμού της επίδρασης των τοπικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση είναι η επί τόπου απευθείας παρατήρηση της κίνησης αυτής στις διάφορες θέσεις. Αυτό όμως επειδή είναι πολύ δύσκολο έχουν αναπτυχτεί πολλές τεχνικές υπολογισμού της σεισμικής κίνησης που είναι είτε πειραματικές, είτε εργαστηριακές, είτε αριθμητικές-θεωρητικές. Μια ευρέως διαδεδομένη μέθοδος είναι η τεχνική φασματικού λόγου οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των καταγραφών η Nakamura (Horizontal to Vertical Spectral Ratio-HVSR) που έχουμε αναφέρει και στο εισαγωγικό κεφάλαιο.

2.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ HVSR

Κατά το 1971 πρώτοι οι Nagoshi and Igarashi [36] εφάρμοσαν την τεχνική οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας (HVSR) από καταγραφές ενός σταθμού για να δουν ποιοτικά τα αποτελέσματα για τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Θα χρησιμοποιούσαν δηλαδή την μορφή του φασματικού λόγου και ανάλογα με τις κορυφές και τις αντίστοιχες συχνότητες θα χαρακτήριζαν τις εδαφικές συνθήκες



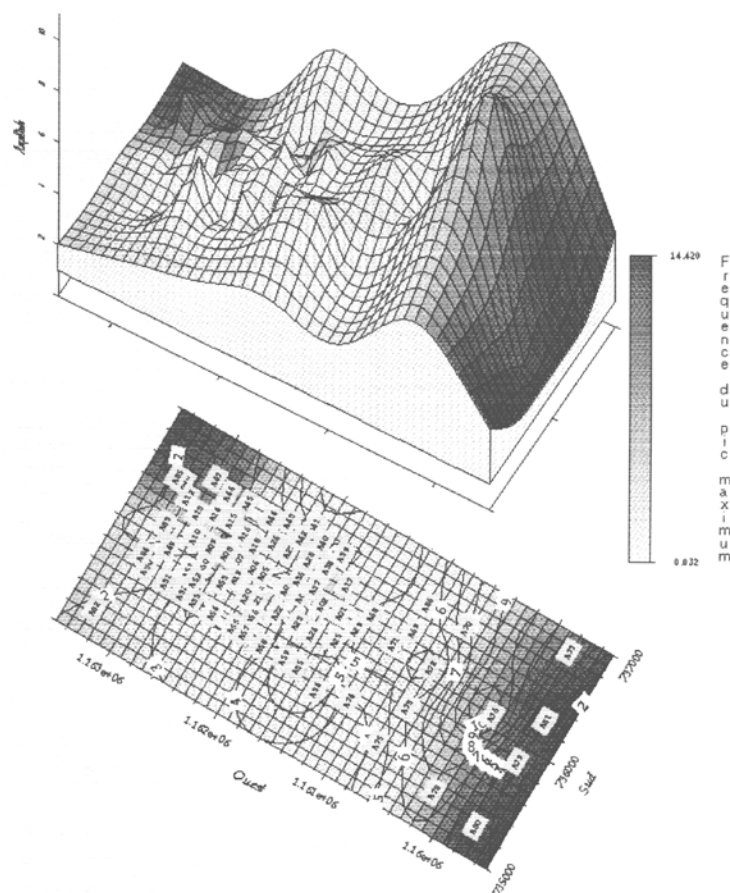
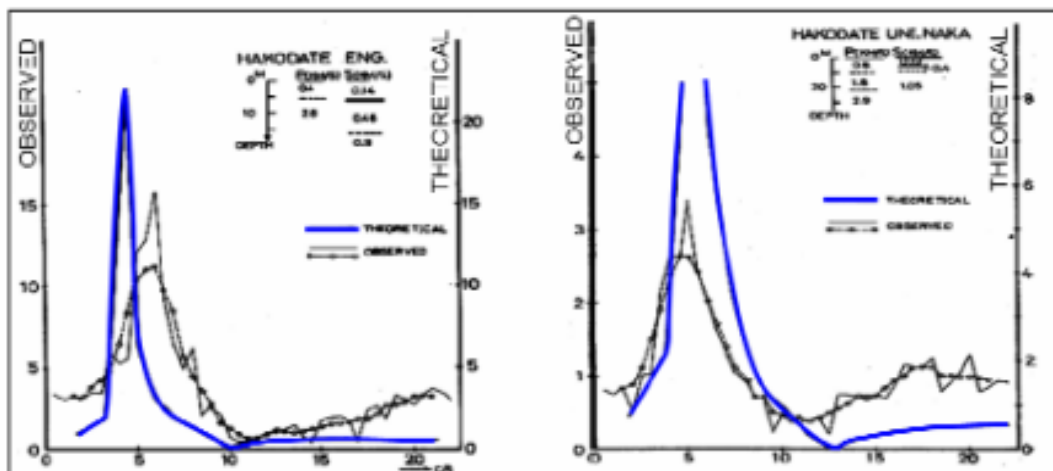
Σχ.2. (αριστερά) Φάσμα του Fourier. (δεξιά) συνάρτηση πυκνότητας οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας στη πόλη Hakodate της Ιαπωνίας. Πάνω δείχνονται οι μεταβολές κυμάτων P,S με το βάθος των δυο θέσεων.

Παρατηρούμε ότι το φάσμα της οριζόντιας με το φάσμα της κατακόρυφης στην πόλη Hakodate μοιάζει στο αρχικό κομμάτι του σχήματος 2.1 ενώ στο άλλο κομμάτι διαφέρει.

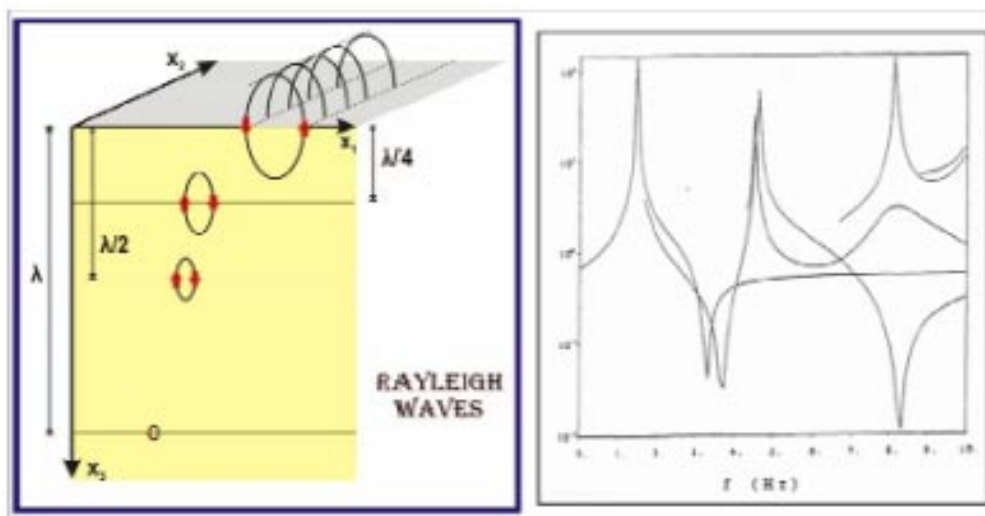
Μετά οι Nagoshi and Igarashi [36] σύγκριναν τους λόγους HVSR με τους λόγους των κυμάτων Rayleigh.

Έτσι κατάληξαν στο ότι:

- Ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά κυρίως κύματα περισσότερο στην κατακόρυφη από ότι στην οριζόντια συνιστώσα.
- Ο λόγος HVSR έχει σχέση με την ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh επειδή βρίσκονται στην κατακόρυφη συνιστώσα.
- Η ελλειπτικότητα αυτή των Rayleigh εξαρτάται από την συχνότητα με ένα απότομο μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα θέσης για περιοχές με μεγάλη διαφορά εμπέδησης των επιφανειακών με των βαθύτερων στρωμάτων. Αυτό το μέγιστο έχει σχέση με τον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας και στη «περιστροφή» του θεμελιώδους κύματος Rayleigh με αριστερόστροφα χαμηλές προς δεξιόστροφα στις ενδιάμεσες συχνότητες.
- Όταν ο λόγος εμπέδησης επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων είναι από 2,5 έως 3 οι κορυφές των Rayleigh και του λόγου HVSR ταυτίζονται.



Σχ.3. (πάνω) Υπαίθριας παρατήρησης (μπλε γραμμή) και θεωρητικός (μαύρη γραμμή) φασματικός λόγος κυμάτων Rayleigh στην πόλη Hakodate. (κάτω) Τρισδιάστατης απεικόνισης περιοχής του Los Angeles.



Σχ.4. (αριστερά) Μεταβολή κυμάτων Rayleigh(Skordilis, 2007[42]), (δεξιά) φασματικός λόγος απεικόνισης HVSR σε λογαριθμική κλίμακα σε συνάρτηση με τη f .

Ο Nakamura [5] (1989) συσχέτισε τα αποτελέσματα από τα δεδομένα γεωτρήσεων και καταγραφών μεγάλης εδαφικής κίνησης και συμπέρανε ότι ο φασματικός λόγος HVSR είναι αποτελεσματική μέθοδος για την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση.

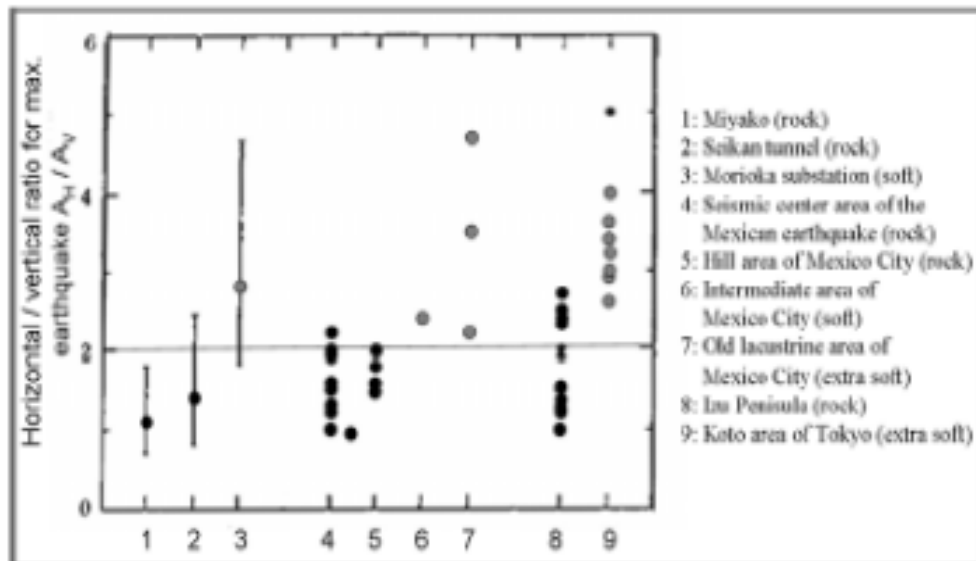
Κατάλαβε ότι οι καταγραφές για τον ίδιο σεισμό είναι διαφορετικές λόγω των ιδιαίτερων γεωλογικών συνθηκών κάθε θέσης όπως και ότι στις βραχώδεις τοποθεσίες είναι 1(μονάδα). Επίσης θεώρησε ότι οι οριζόντιες συνιστώσες του εδαφικού θορύβου ενισχύονται με τις ανακλάσεις των S κυμάτων ενώ οι κατακόρυφες με τα P κύματα ενώ διατηρούν και τα χαρακτηριστικά της πηγής μέχρι τα επιφανειακά στρώματα και μόνο στα ανώτερα ιζήματα επηρεάζονται από τα κύματα Rayleigh. Η επίδραση των Rayleigh μπορεί να υπολογιστεί από το λόγο κατακόρυφης συνιστώσας στα επιφανειακά στρώματα (SVS) προς την κατακόρυφη στο βραχώδες υπόβαθρο (SVB), με επίδραση μηδενική όταν ο $SVS/SVB=1$.

Σαν μέθοδο HVSR ο Nakamura [5] παρουσίασε τη συνάρτηση μεταφοράς ST των επιφανειακών κυμάτων.

$$ST = \frac{SH_s}{SH_b}$$

SH_s: φάσμα οριζόντιας συνιστώσας εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια

SH_b: φάσμα οριζόντιας συνιστώσας εδαφικού θορύβου που προσπίπτει σε βραχώδες υπόβαθρο



Σχ.5. Μέγιστες τιμές πλάτους οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας ενός σεισμού στην Ιαπωνία.

Η σχέση για τα κύματα Rayleigh θα είναι:

$$ES = \frac{SVs}{SV\beta}$$

SVs : φάσμα κατακόρυφου εδαφικού θορύβου

SV: φάσμα κατακόρυφου εδαφικού θορύβου που προσπίπτει σε βραχώδη υπόβαθρο

Επειδή η επίδραση των Rayleigh είναι ίδια για την κατακόρυφη και την οριζόντια συνιστώσα

$$ST = \frac{Rs}{R\beta}$$

Rs: φασματικός λόγος οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνεια

Rβ: φασματικός λόγος οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας στο βραχώδες υπόβαθρο που γίνεται μονάδα για μεγάλο εύρος συχνοτήτων:

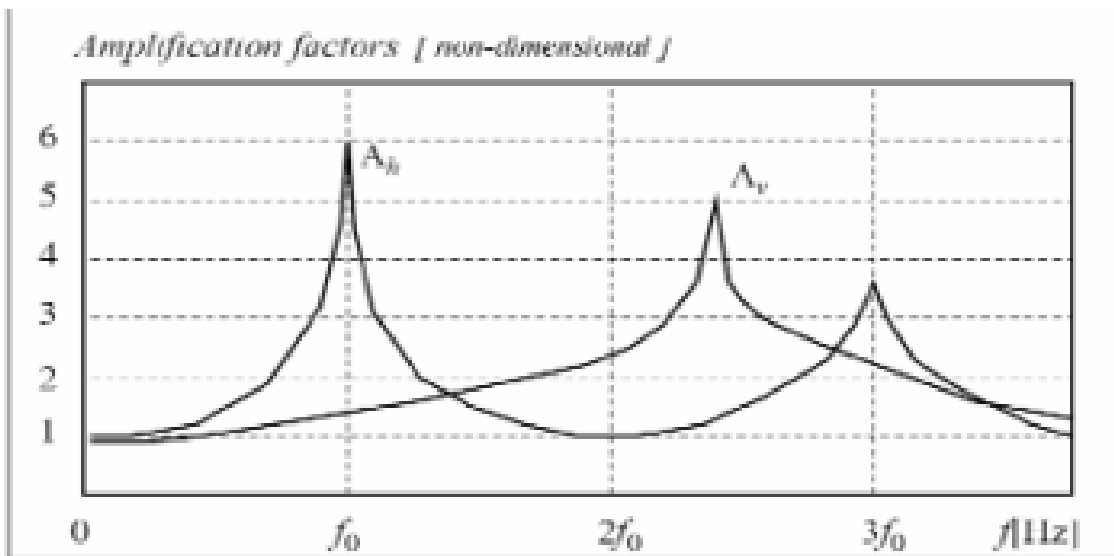
$$STT = R_s = \frac{SHs}{SVs}$$

Ο Nakamura [5] επίσης προχώρησε σε ακόμα πιο λεπτομερειακή ανάλυση του φασματικού λόγου HVSR. Η τεχνική QTS που έχει να κάνει με την περίπτωση ιζηματογενούς λεκάνης με σχέσεις:

$$HF = Ah * H\beta + Hs$$

$$VF = Av * V\beta + Vs$$

H_s : φάσμα οριζόντιας συνιστώσας
 H_b : οριζόντια κίνηση στο βραχώδες υπόβαθρο
 V_b : κατακόρυφη κίνηση στο βραχώδες υπόβαθρο
 V_s : φάσμα κατακόρυφο
 H_F : οριζόντια κίνηση σε ιζηματογενές
 V_F : κατακόρυφη εδαφική κίνηση σε ιζηματογενές
 A_h : ενίσχυση οριζοντίων κυμάτων χώρου
 A_v : ενίσχυση κατακόρυφων κυμάτων χώρου



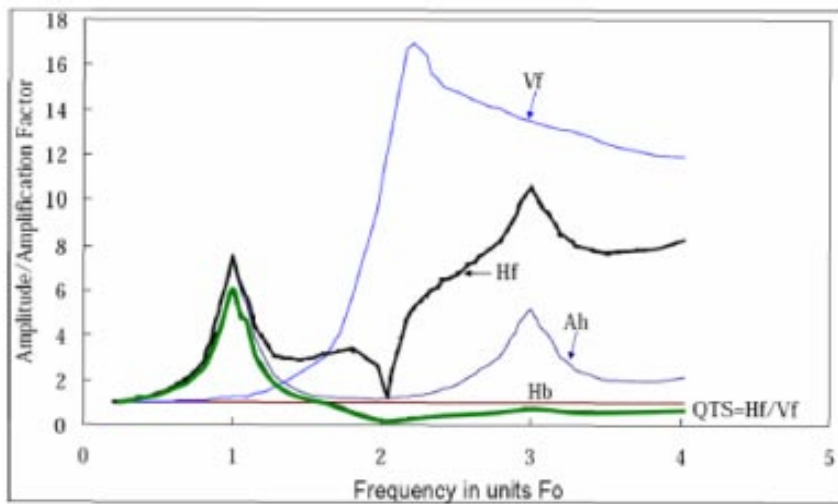
Σχ.6. Παράγοντες ενίσχυσης οριζοντίων (A_h) και κατακόρυφων (A_v) κινήσεων. Η συχνότητα εκφράζεται με την μορφή θεμελιώδους (f_0).

Ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην επιφάνεια ιζηματογενούς στρώματος :

$$QTS = \frac{HF}{VF} = \frac{Ah + \frac{Hs}{H\beta}}{Av + \frac{Vs}{V\beta}} \quad \text{αφού και } H\beta = V\beta$$

- Αν έχουμε υψηλό ποσοστό Rayleigh $QTS = Hs/Vs$
- Αν δεν έχουμε Rayleigh $QTS = Ah/Av$
- Αν $f = f_0$ τότε $Av = 1$ (πάντα κορυφή λόγω των ανακλάσεων)
- Όταν $H\beta, V\beta > Hs, Vs$ τότε $QTS = Ah$

Άρα από τη QTS βρίσκουμε την θεμελιώδη συχνότητα λόγω των πολλαπλών ανακλάσεων και τελικά τον παράγοντα ενίσχυσης ανεξάρτητα από τα Rayleigh.



Σχ.7. Σύγκριση της οριζόντιας συνιστώσας (Hf), της κατακόρυφης (Vf), του παραγοντα ενίσχυσης οριζόντιας κίνησης (Ah) και του $QTS = Hf/Vf$. (Nakamura, 2000 [5])

Το πλάτος ενίσχυσης για την θεμελιώδη συχνότητα θα είναι:

$$A_0 = \frac{1}{\frac{P_s C_s}{P_b C_b + 0,5\pi\zeta}}$$

Cb: ταχύτητα s κυμάτων

Ps: πυκνότητα επιφάνειας

Pb: πυκνότητα υπόβαθρου

ζ: απόσβεση

Αν $\zeta=0$ και $P_s=P_b$ τότε $A_0 = \frac{C_b}{C_s}$ άρα και το βάθος $h = \frac{C_b}{4A_0 f_0}$

Από τον Ishihara [37] γνωρίζουμε ότι το έδαφος μεταπίπτει σε πλαστική κατάσταση όταν η εγκάρσια παραμόρφωση $\gamma=10^{-3}$ ενώ για $\gamma=10^{-2}$ μπορούμε να έχουμε κατολίσθηση και άρα πτώση κατασκευών.

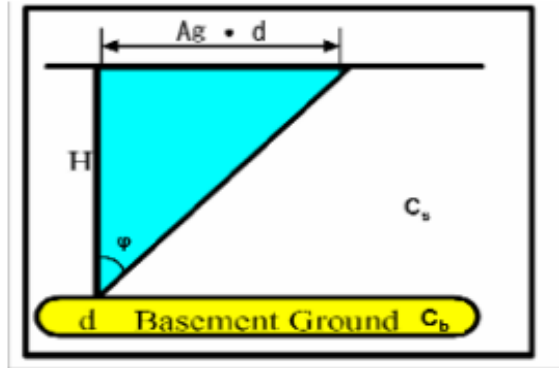
Η εγκάρσια παραμόρφωση υπολογίζεται από:

$$\gamma_{\text{εφφ}} = \frac{A g^* d}{H}$$

d: σεισμική μετατόπιση

Ag: παράγοντας ενίσχυσης επιφανειακών στρωμάτων

H: πάχος επιφανειακών στρωμάτων



Σχ.8. Εγκάρσια παραμόρφωση σχηματισμών (γ)

Άρα η ιδιοσυχνότητα του επιμέρους στρώματος θα είναι:

$$f_g = \frac{Cb}{4AgH}$$

Η επιτάχυνση στο υπόβαθρο θα είναι:

$$a_b = (2\pi f) \cdot \underline{a}$$

Άρα η εγκάρσια παραμόρφωση γράφεται τελικά και:

$$\gamma = C * k_g * a_b$$

C: σταθερά

Κατά τον Nakamura [5] η ενεργός παραμόρφωση θα είναι:

$$\gamma_e = k_g * a_{bmax}$$

a_{bmax} : μέγιστη επιτάχυνση στο υπόβαθρο

k_g : δείκτης τρωτότητας εδάφους

2.3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

2.3.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ SESAME

Από το πρόγραμμα SESAME της Ευρωπαϊκής Ένωσης έχουμε παραμέτρους που έχουν σχέση με όργανα, με την καταγραφή, με τη θέση και με τις εξωτερικές συνθήκες. Κατέληξαν λοιπόν οι επιστήμονες ότι ο ψηφιοποιητής υψηλής ανάλυσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί αντίθετα με το επιταχυνσιόμετρο εξαιτίας των όχι έγκυρων μετρήσεων κάτω από 1Hz. Γνωρίζουμε επίσης ότι μια κορυφή είναι σωστή όταν το πλάτος των HVSR είναι $A_0 > 2$.

Το σεισμόμετρο λοιπόν πρέπει να είναι οριζόντιο στην μέγιστη τιμή με συχνότητα 50Hz περίπου και με μήκος του καλωδίου 100μ περίπου. Η θέση του μακριά από υπονόμους, τούνελ, πάνω από μαλακό έδαφος. Η ταχύτητα του ανέμου να μην είναι πάνω από 5m/sec περίπου. Ενώ οι μετρήσεις να γίνονται σε πλέγμα των 500m ή μικρότερων ανάλογα με τη τοπογραφία.

Οι θόρυβοι (διαταραχές) μπορούν να αφαιρεθούν στη συνέχεια αφού ο χρήστης εύκολα μπορεί να το ξεχωρίσει από το πλάτος τους που διαφέρει. Για την επεξεργασία έχουμε το λογισμικό J-SESAME και το SES-ARRAY (που διαθέτει επεξεργασία ήδη αποθηκευμένων καταγραφών) που δουλεύουν σε όλα τα λειτουργικά συστήματα. Αυτά τα λογισμικά μπορούν να φιλτράρουν το θόρυβο και να ξεχωρίζουν τα παράθυρα ου μας ενδιαφέρουν από τα «θορυβώδη». Αυτό γίνεται μέσω μιας αυτόματης διαδικασίας που συγκρίνει τους μέσους όρους των επιπέδων των πλατών μικρής χρονικής περιόδου με τους μακράς χρονικής περιόδου.

Κάποια κριτήρια για αξιόπιστες καμπύλες HVSR που επιλέχτηκαν από το SESAME φαίνονται στους παρακάτω πίνακες:

Criteria for a reliable HVSR curve (all 3 criteria should be fulfilled) a) $f_0 > 10/L_w$ b) $n_c(f_0) > 200$ c) $\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5$ Hz or $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5$ Hz	Criteria for a clear HVSR peak (at least 5 out of 6 criteria fulfilled) i) exists f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ ii) exists f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ iii) $A_0 > 2$ iv) $f_{peak} [A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$ v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	L_w Window length n_w Number of windows selected for the average H/V curve $n_c = L_w \cdot n_w \cdot f_0$ Number of significant cycles f Current frequency f_0 H/V peak frequency σ_f Standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$) $\varepsilon(f_0)$ Threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ A_0 H/V peak amplitude at frequency f_0 $A_{H/V}(f)$ H/V curve amplitude at frequency f f^- Frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ f^+ Frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ $\sigma_A(f)$ Standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided $\sigma_{\log H/V}(f)$ Standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve $\theta(f_0)$ Threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$			
Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Frequency range [Hz]	<0.2	0.2–0.5	0.5–1.0	1.0–2.0	>2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

2.3.2 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ J-SESAME

Το λογισμικό J-SESAME ελέγχει τις παραμέτρους που έχουν ήδη χρησιμοποιηθεί και καθοριστεί. Αυτές οι παράμετροι οδηγούν στα συμπεράσματα που θέλουμε να βγάλουμε μέσω των λόγων HVSR:

- DC offset removal (επιλογή των παραθύρων)
- Cosine Tapering - 5% (διπλό συνημιτονικό φίλτρο απόληξης).
- Υπολογισμός κάθε συνιστώσας παράθυρου N_i .
- Εξομάλυνση φασμάτων κάθε συνιστώσας παράθυρου N_i .
- Γεωμετρικός μέσος Όρος οριζοντίων συνιστωσών.
- Φασματικός λόγος HVSR.
- Τελικός φασματικός λόγος.
- Υπολογισμός F_0
- Υπολογισμός πλάτους HVSR για αντίστοιχη θεμελιώδη συχνότητα F_0 (οπτικά).

2.4 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ

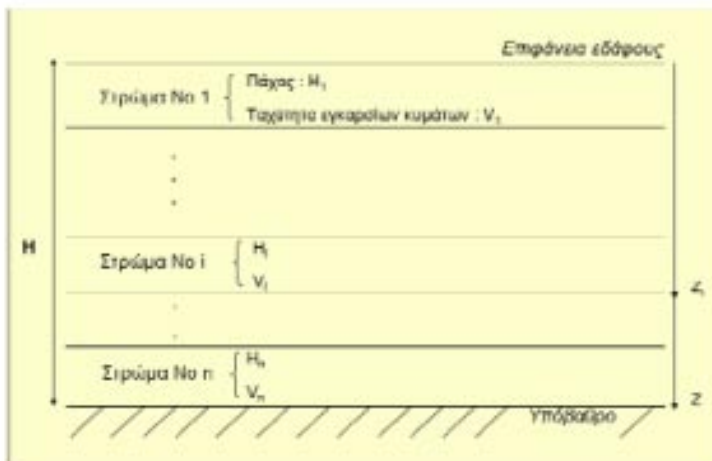
2.4.1 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΜΕ ΣΧΕΣΕΙΣ

Η παράμετρος T_o είναι πολύ σημαντική γιατί προσδιορίζει τα χαρακτηριστικά των σχηματισμών. Σε μια οριζόντια στρωματογραφική διάταξη με επάλληλα στρώματα λοιπόν η θεμελιώδης συχνότητα T_o υπολογίζεται εύκολα με τη μέθοδο του Kanai [38]:

$$T_o = 4 \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_i}$$

H_i : πάχος στρώματος i

V_i : ταχύτητα διάδοσης εγκάρσιων κυμάτων στο ίδιο στρώμα.



Σχ.9. Επάλληλη οριζόντια στρωματογραφική διάταξη n εδαφικών αποθέσεων πάνω σε βραχώδες υπόβαθρο για υπολογισμό της T_o .

Ο Dobry [39] έδωσε και άλλη μια μέθοδο χρησιμοποιώντας το βάθος του κάτω στρώματος λαμβάνοντας υπόψη και την επίδραση στα υπερκείμενα στρώματα του καθενός ξεχωριστά.

$$X_i = X_i + \frac{(Z_i + Z_{i-1})H_i}{V_i^2}, X_n = 0$$

Z_i : το βάθος κάτω επιφάνειας

H_i : πάχος στρώματος i

V_i : η ταχύτητα διάδοσης εγκάρσιων στο στρώμα i

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i + X_{i-1})^2 H_i}{\sum_{i=1}^n \frac{(Z_i + Z_{i-1})^2 H_i}{V_i^2}}}$$

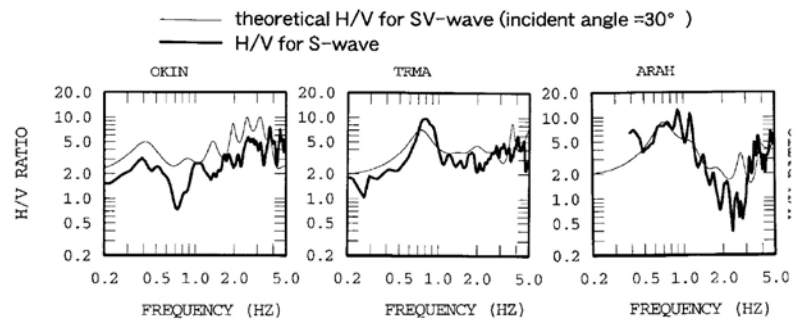
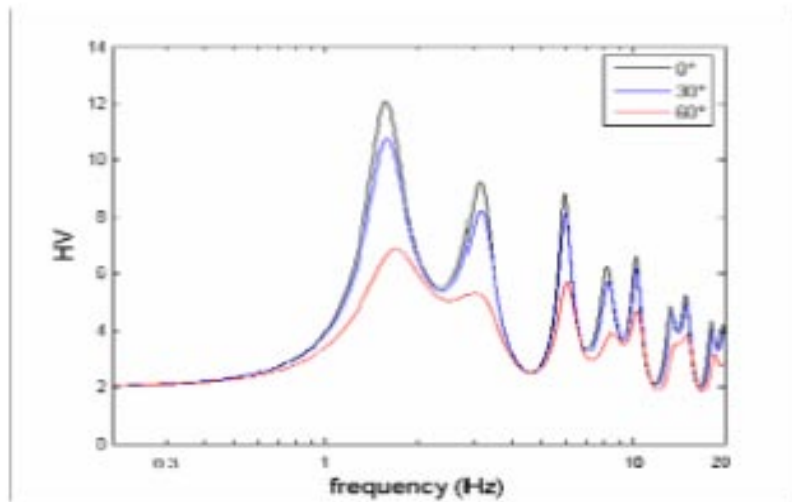
Μια πρόσφατη μέθοδος από τον Hadjian [40] για τον υπολογισμό της θεμελιώδους περιόδου T_0 πάλι είναι:

$$T_0 = T_{0(1n)} \cdot \sum_{i=1}^n \sqrt{\frac{\pi^2}{8} \left[1 + \left(\frac{T_{0i}}{T_{0(1n)}} \right)^2 \cdot \left(1 + 2 \frac{H_{1i}}{H_i} \right) \right]}$$

$T_{0(1n)}$: η θεμελιώδης ιδιοπερίοδος από την αντίσταση n στρωμάτων με ένα ισοδύναμο πάχους H , ίσο με άθροισμα παχών n στρωμάτων με V_n διάδοσης κυμάτων S .

Άρα τελικά καταλήγουμε στο:

$$T_{0(1f)} = 4 \frac{H_{1f}}{V_i}$$



Σχ.10 . (πάνω) Παράδειγμα συνάρτησης εγκάρσιας συνιστώσας για κύμα SH με γωνίες πρόσπτωσης 0,30,60 μοίρες αντίστοιχα. (κάτω) Άλλα παραδείγματα 30 μοιρών.

2.4.2 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΑ ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ

Από την εξίσωση του Green γνωρίζουμε ότι το σήμα που καταγράφει το σεισμόμετρο:

$$U_{(t)} = S_{(t)} \cdot G_{(t)} \cdot I_{(t)}$$

$S_{(t)}$: συνάρτηση πηγής

$G_{(t)}$: συνάρτηση μέσου

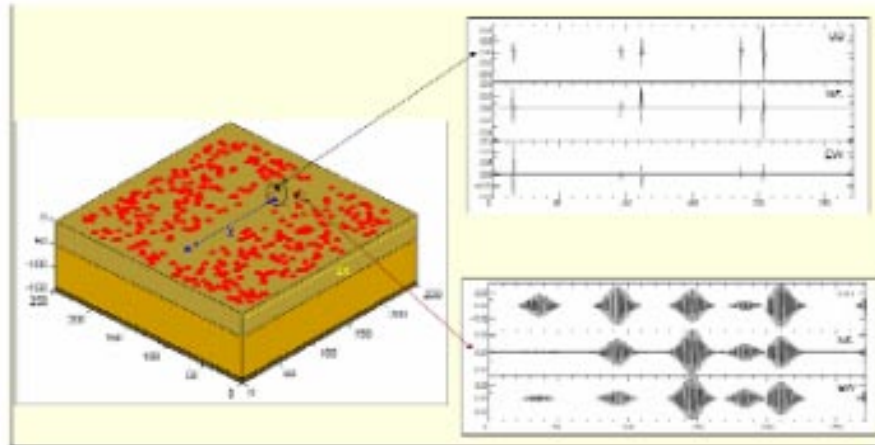
$I_{(t)}$: απόκριση του οργάνου

Από αυτήν την εξίσωση οι καταγραφές προσομοιώνονται σε μοντέλα με τη βοήθεια συγκεκριμένων λογισμικών (όπως και στην συγκεκριμένη εργασία). Έτσι έχουμε τα μοντέλα που διαφέρουν μεταξύ τους στο τρόπο που χρησιμοποιούν τις παραπάνω εξισώσεις αλλά και στο αποτέλεσμα που δίνουν τελικά:

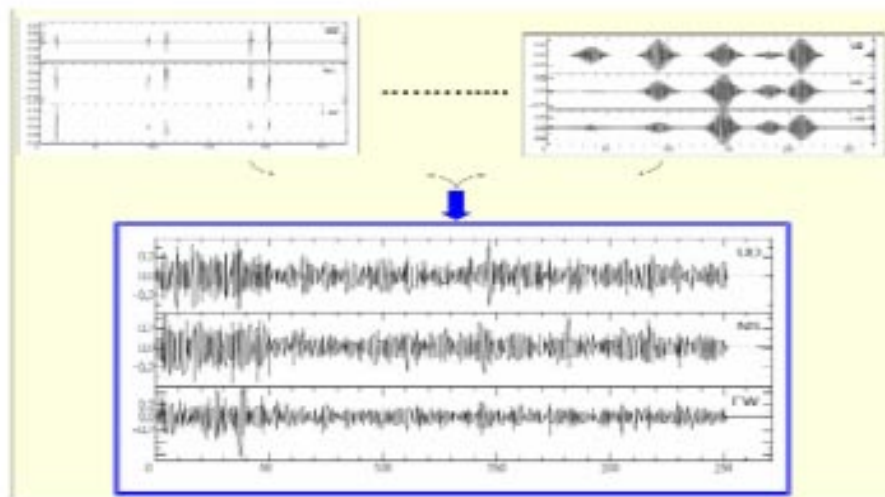
- Μοντέλο Rainsource (τυχαία χωρική κατανομή αλγορίθμου μέσα σε ένα όγκο)
- Τεχνική Hishada [41] (δυναμικές συναρτήσεις Green)
- 2D δομή (αντικατάσταση μερικών παραγόντων της ελαστοδυναμικής εξίσωσης της κίνησης)
- 3D δομή- SESAME/FDSIM (από ετερογενές μοντέλο πεπερασμένων διαφορών)

Υπάρχουν και άλλα μοντέλα πάνω στην εξίσωση του Green και στη ρεολογία του Maxwell.

Για κάθε πηγή – δέκτη η μετατόπιση που προκαλείται από τη πηγή καταγράφεται στον δέκτη από τις συναρτήσεις του Green του μέσου και της πηγής.

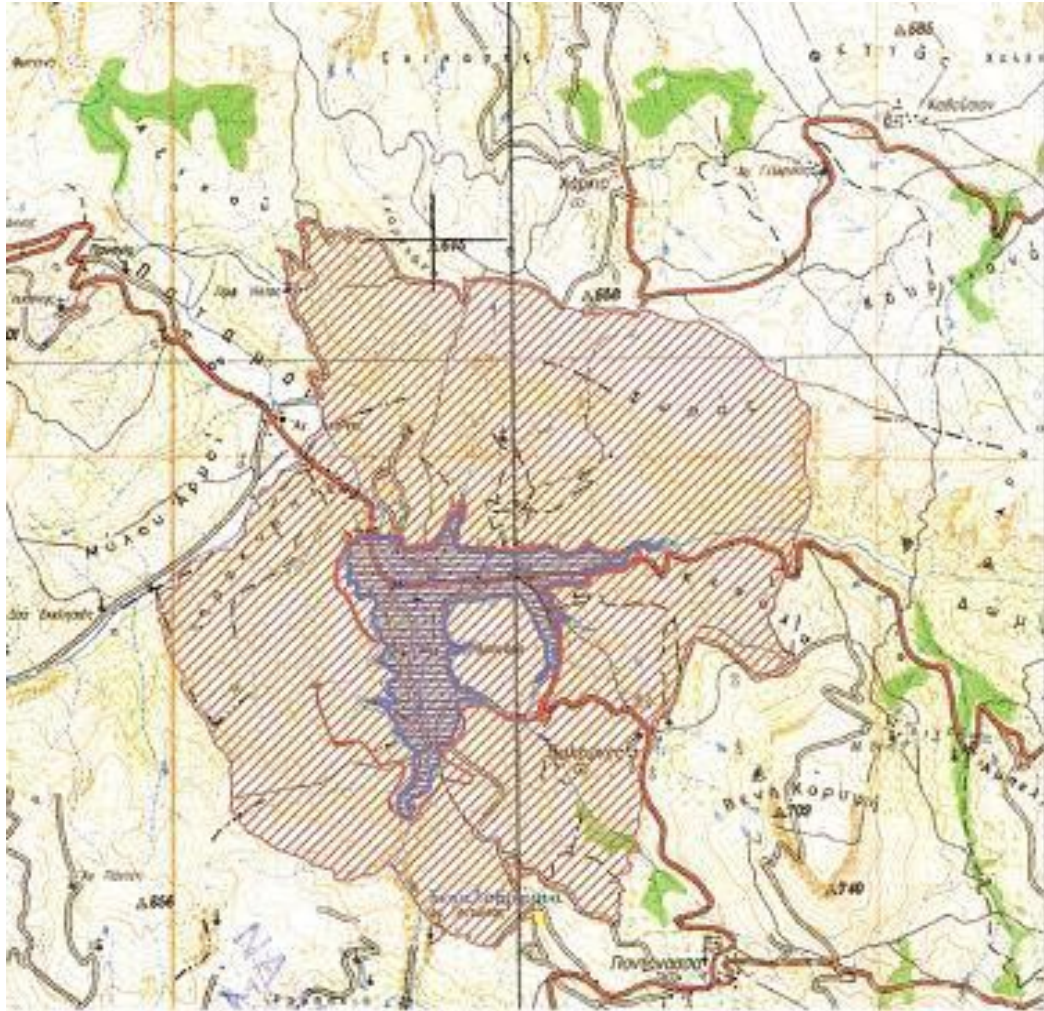


Σχ.11. Υπολογισμός καταγραφών από τους δέκτες των δεδομένων των πηγών (παράδειγμα)

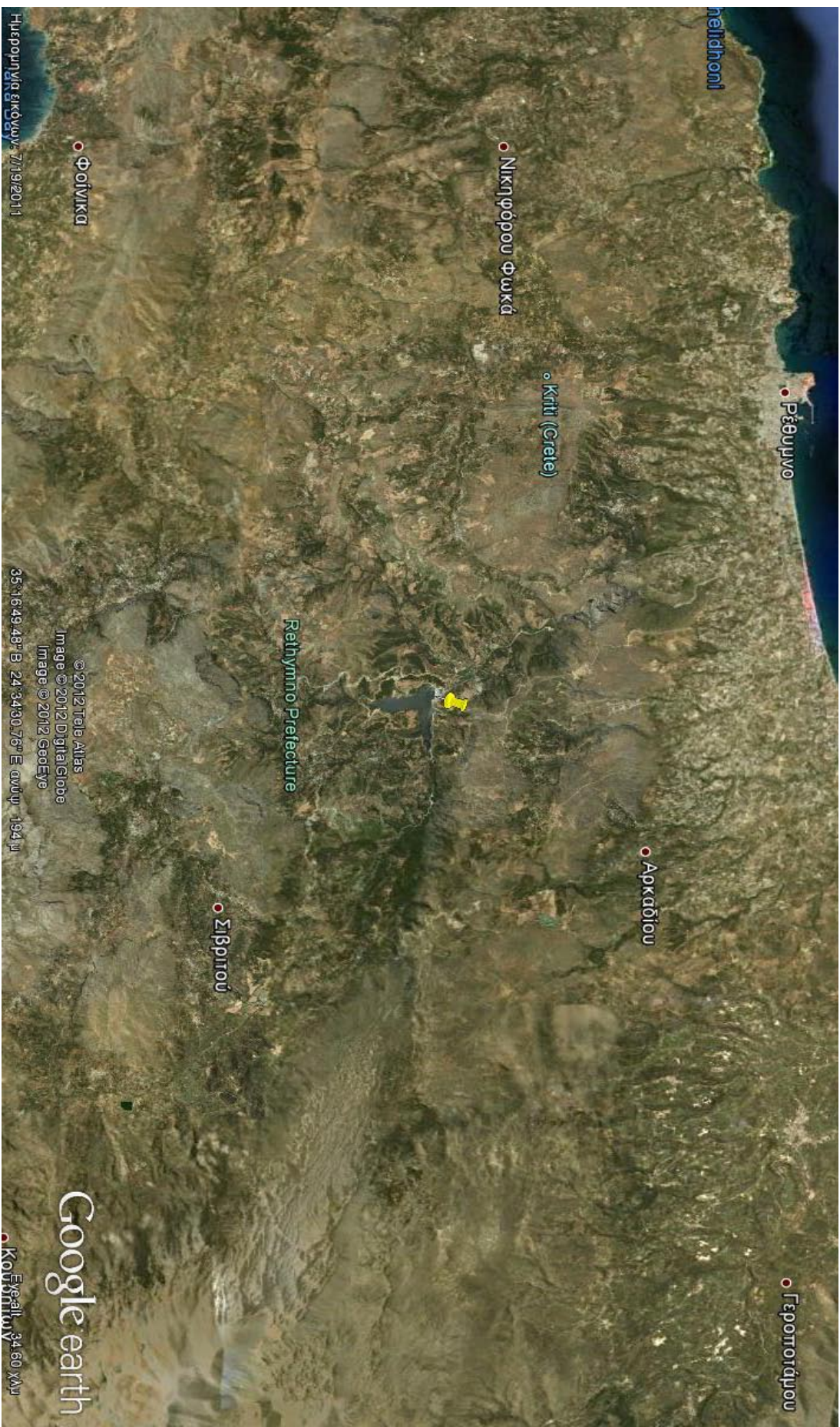


Σχ.12. Καταγραφή εδαφικού θορύβου συνθετική (παράδειγμα)

3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΓΑΣΙΑΣ - ΦΡΑΓΜΑ ΠΟΤΑΜΩΝ (30km ΝΑ της πόλης του Ρεθύμνου)



Το «Φράγμα των Ποταμών» βρίσκεται στην επαρχία Αμαρίου, στον πρώην Νομό Ρεθύμνης, περίπου 30 km ΝΑ της πόλης του Ρεθύμνου. Η συμβολή του στην άρδευση και ύδρευση της Δυτικής και Κεντρικής Κρήτης είναι σημαντικότερη [44].



Χάρτης της ευρύτερης περιοχής [πηγή: Google Earth]



Άποψη του δεξιού πρανούς και του
ταμιευτήρα του φράγματος.



Άποψη των κατάντη του φράγματος.

4 ΕΡΓΑΣΙΑ

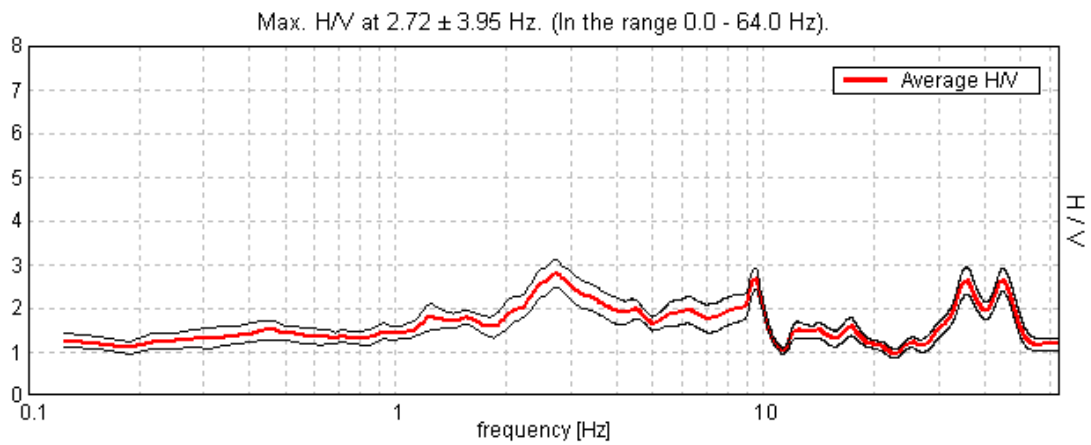
Η εργασία στο Φράγμα των Ποταμών έχει σαν στόχο να αποδείξει την ευστάθεια της κατασκευής του φράγματος σε ενδεχόμενο σεισμό. Η ευστάθεια συνδέεται με την συχνότητα της κίνησης που αναπτύσσεται κάθε φορά. Αυτή η συχνότητα κίνησης αναπτύσσεται και στην κατασκευή αλλά και στον γύρω χώρο της δηλαδή κατάντη, αριστερά και δεξιά. Η ιδιοσυχνότητα (F) είναι το μέγιστο πλάτος των συχνοτήτων (f) κάθε θέσης μέτρησης. Αυτό το πλάτος μπορούμε εύκολα να το υπολογίσουμε στα διαγράμματα των HVSR που φαίνονται παρακάτω ($H/V=F(\log f)$).

Στην συνέχεια θα παρατεθούν τα αποτελέσματα των καταγραφών (φυσικής αιτιών κίνησης) σε διάφορες θέσεις γύρω από το φράγμα. Οι καταγραφές έγιναν με το τρόπο που ειπώθηκε προηγουμένως από τον νέο ιταλικό καταγραφέα Tromino [43] ανά 20 λεπτά χρόνο της κάθε μέτρησης.

ΜΕΤΡΗΣΗ	ΘΕΣΗ (και υψόμετρο)
1 ^η Φράγμα	024°34.1381 E, 35°17.0561 N (201.9 m)
2 ^η Φράγμα	024°34.0387 E, 35°17.0511 N (202.7 m)
3 ^η Φράγμα	024°34.0603 E, 35°17.0550 N (214.9 m)
4 ^η Φράγμα	024°34.0822 E, 35°17.0598 N (218.7 m)
5 ^η Φράγμα	024°34.1011 E, 35°17.0560 N (214.8 m)
6 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0181 E, 35°17.1775 N (213.6 m)
7 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0096 E, 35°17.2181 N (144.9 m)
8 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0054 E, 35°17.2167 N (174.9 m)
9 ^η Αριστερό πρανές	024°33.9401 E, 35°17.0154 N (184.6 m)
10 ^η Αριστερό πρανές	024°33.9180 E, 35°17.0036 N (191.1 m)
11 ^η Δεξιό πρανές	024°34.2023 E, 35°17.0522 N (191.3 m)
12 ^η Δεξιό πρανές	024°34.2100 E, 35°17.0293 N (188.0 m)

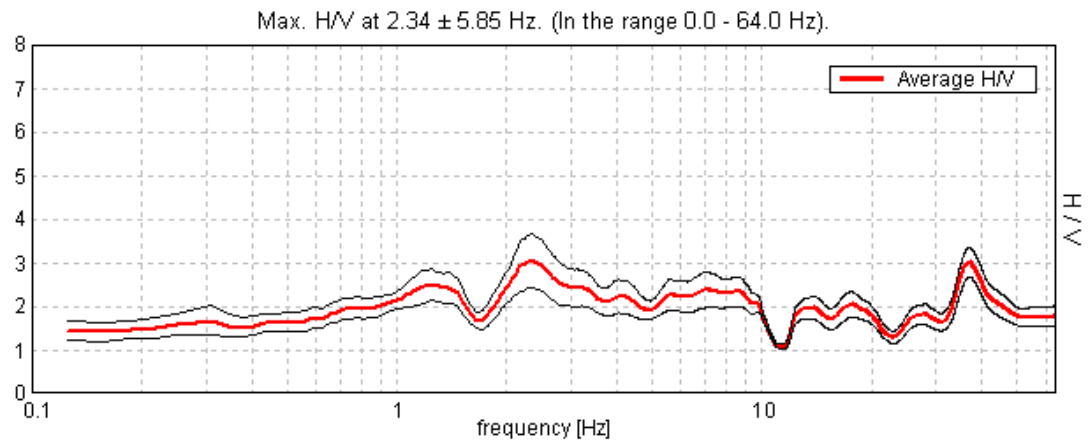
Αυτός μας έβγαλε τα εξής αποτελέσματα σε ανάλυση HVSR για τις παραπάνω θέσεις στο παράθυρο των $\log f$ που μας ενδιαφέρει (0- 60 Hz):

ΜΕΤΡΗΣΗ 1^η Φράγματος



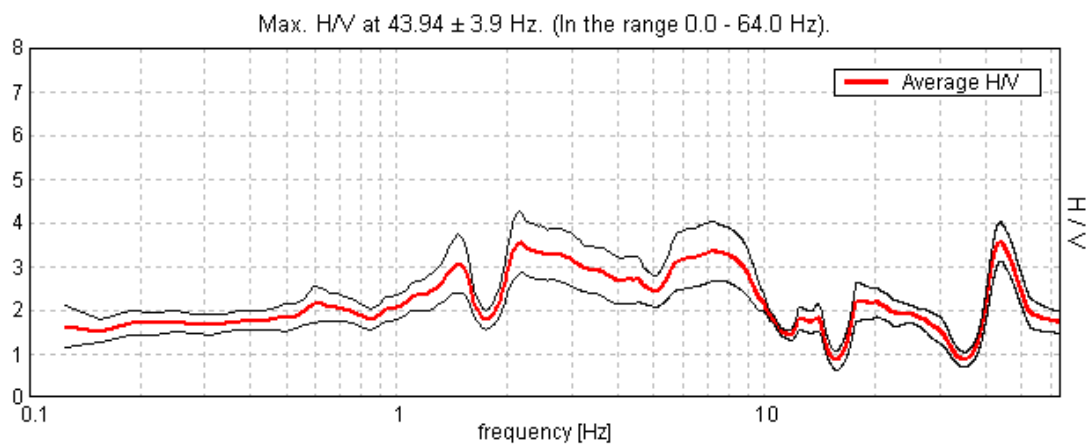
Στο παραπάνω διάγραμμα $H/V = F(\log f)$ λοιπόν βλέπουμε το μέγιστο πλάτος για $F \approx 2.7$ Hz περίπου. Θα το κρατήσουμε για την συνέχεια.

ΜΕΤΡΗΣΗ 2^η Φράγματος



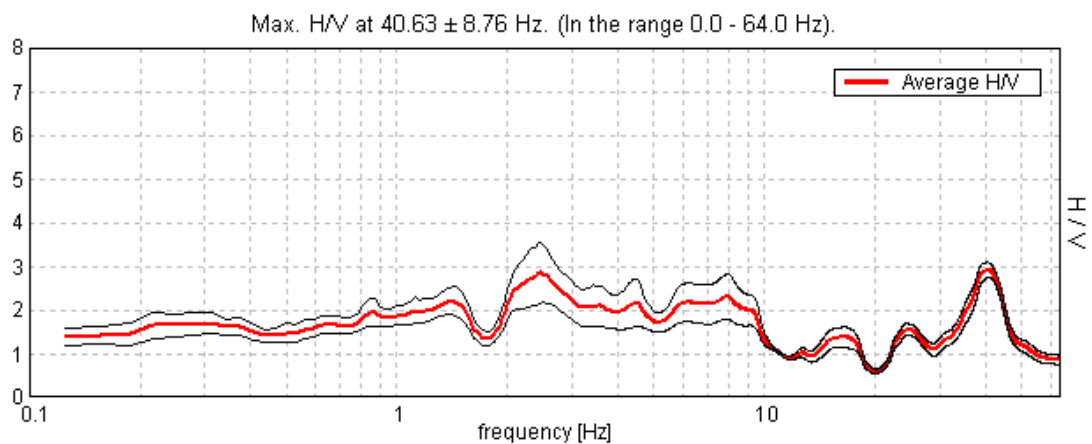
Εδώ φαίνεται ότι για το παράθυρο $f = 2$ Hz μέχρι $f = 10$ Hz περίπου έχουμε μεγάλα πλάτη. Το μέγιστο βρίσκεται στο σημείο $F \approx 2.3$ Hz.

ΜΕΤΡΗΣΗ 3^η Φράγματος



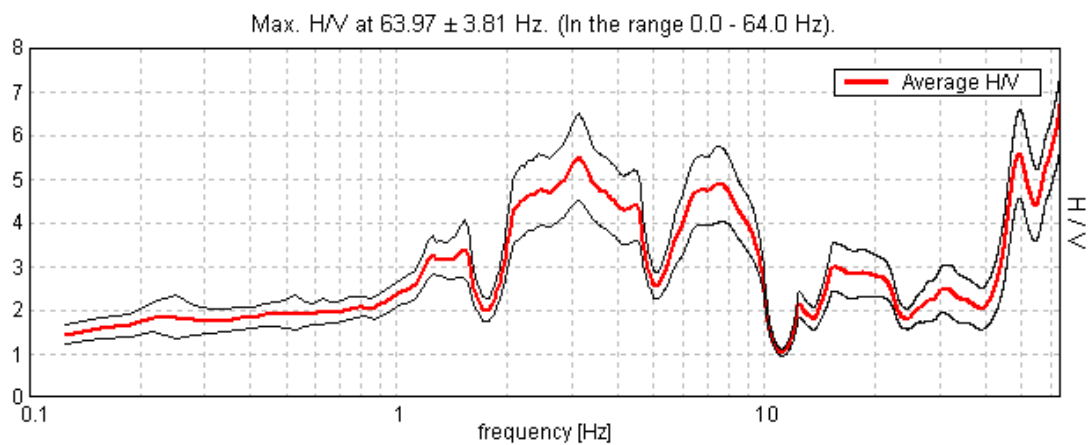
Η ίδια περιοχή (παράθυρο) φαίνεται ότι κρύβει την ιδιοσυχνότητα F (μέγιστο πλάτος) όπως στην προηγούμενη μέτρηση με $F \approx 2$ Hz.

ΜΕΤΡΗΣΗ 4^η Φράγματος



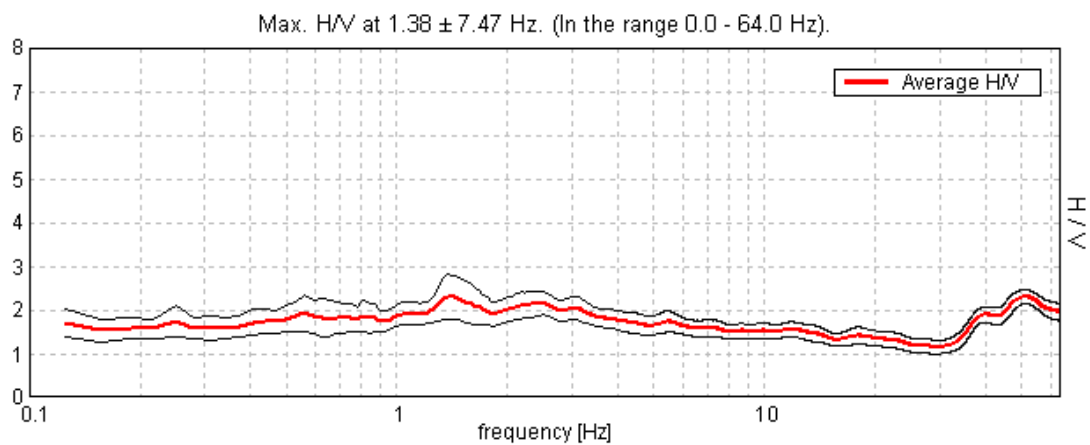
Εδώ έχουμε πάλι όπως και στην προηγούμενη μέτρηση μέγιστο πλάτος $F \approx 2$ Hz περίπου με μεγάλα πλάτη στο παράθυρο από $f = 2$ Hz έως $f = 10$ Hz περίπου.

ΜΕΤΡΗΣΗ 5^η Φράγματος



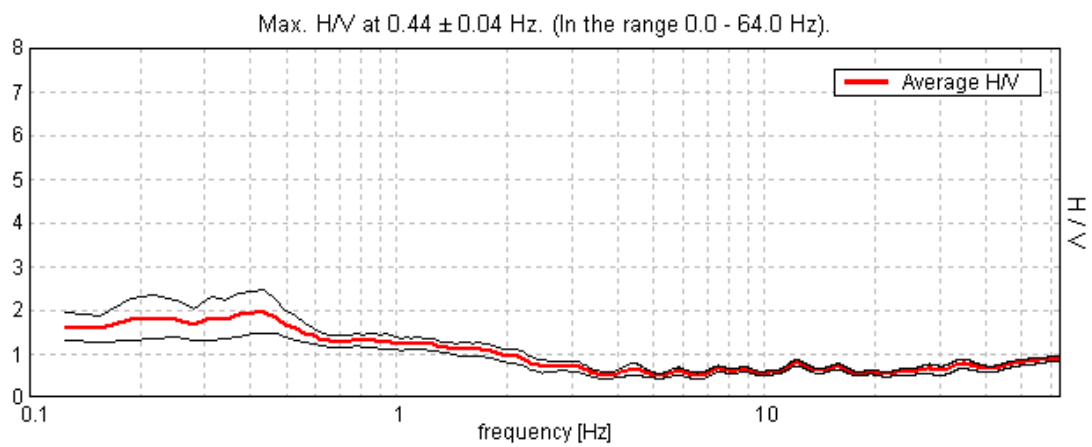
Βλέπουμε ότι έχουμε μεγάλα πλάτη στο συγκεκριμένο ίδιο παράθυρο συχνοτήτων με
μεγίστη ιδιοσυχνότητα F ~~ισή~~ με την προηγούμενη μέτρηση.

ΜΕΤΡΗΣΗ 6^η Κατάντη Φράγματος



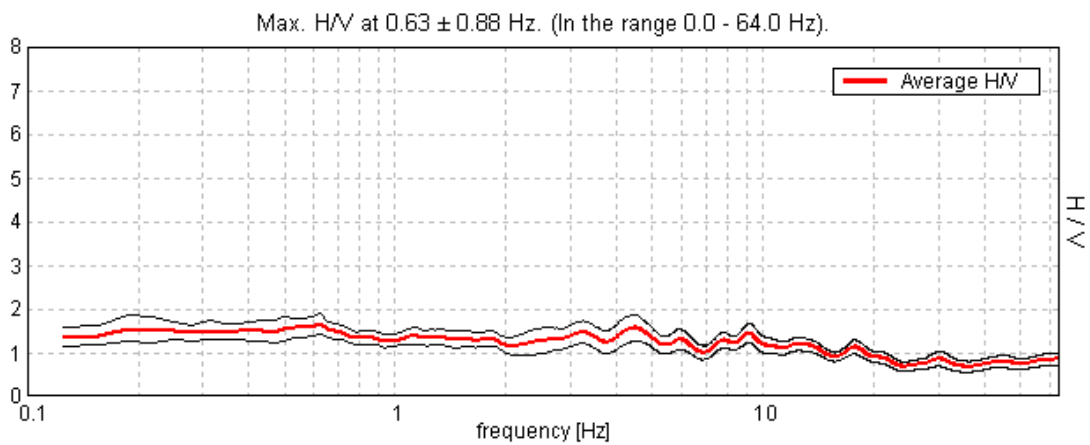
Η ανάλυση των HVSR εδώ μας βγάζει μέγιστο πλάτος άρα F ~~είναι~~ 1.38 Hz.

ΜΕΤΡΗΣΗ 7^η Κατάντη φράγματος



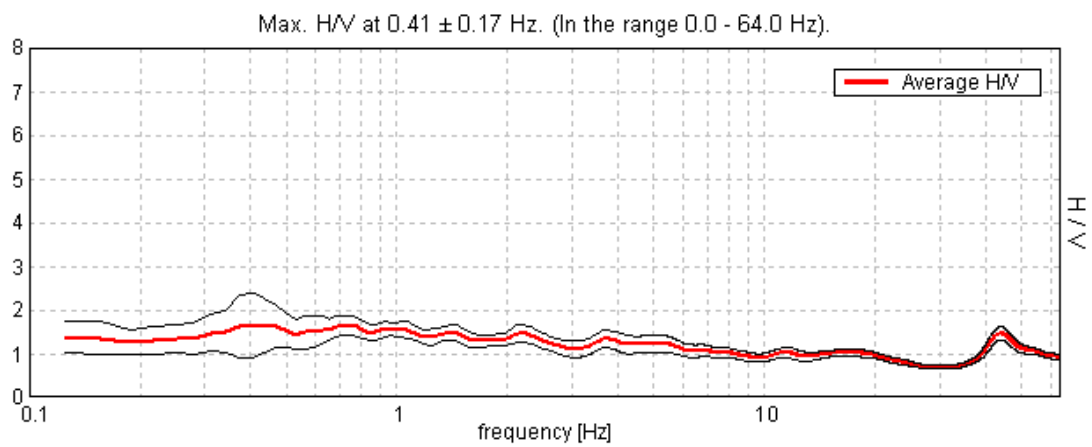
Εδώ έχουμε F ~~≈ 0~~ Hz περίπου.

ΜΕΤΡΗΣΗ 8^η Κατάντη Φράγματος



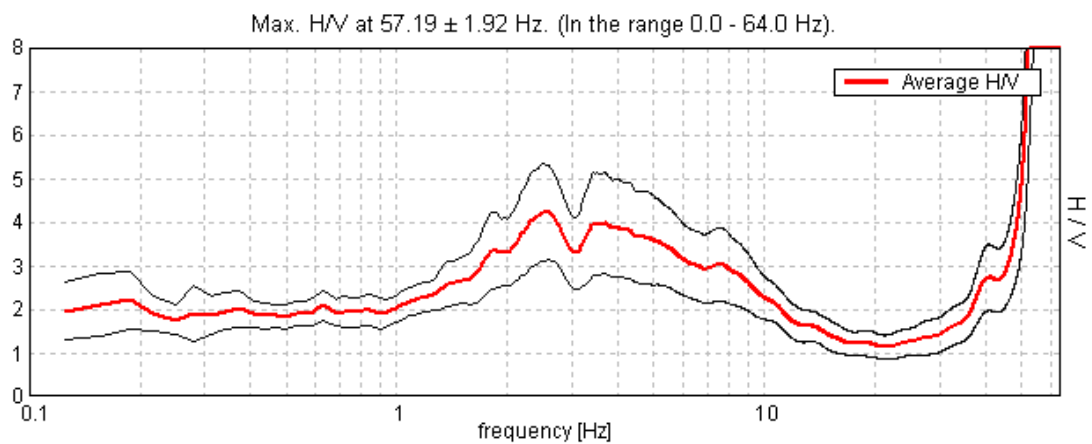
Η F ~~≈ 4,5~~ Hz .

ΜΕΤΡΗΣΗ 9^η Αριστερό Πρανές Φράγματος



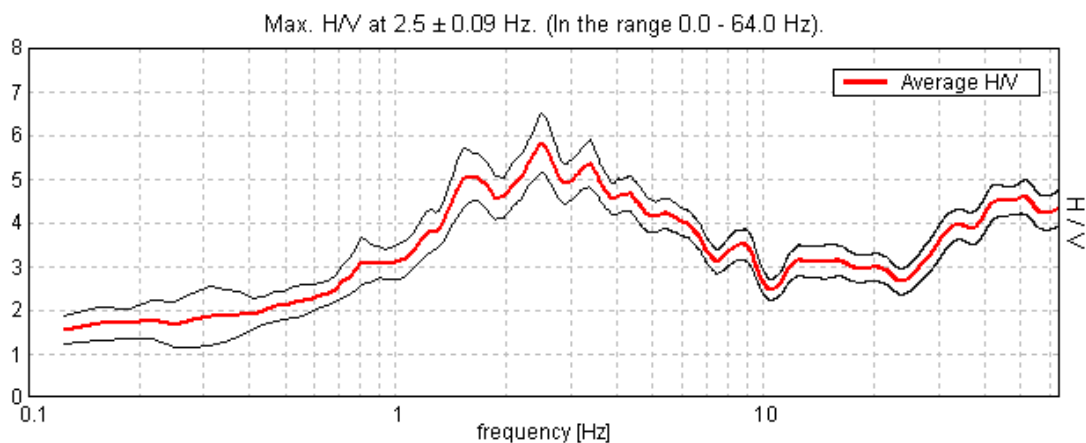
Σαν θεμελιώδη συχνότητα εδώ έχουμε $F \approx 0$ Hz περίπου.

ΜΕΤΡΗΣΗ 10^η Αριστερό Πρανές Φράγματος



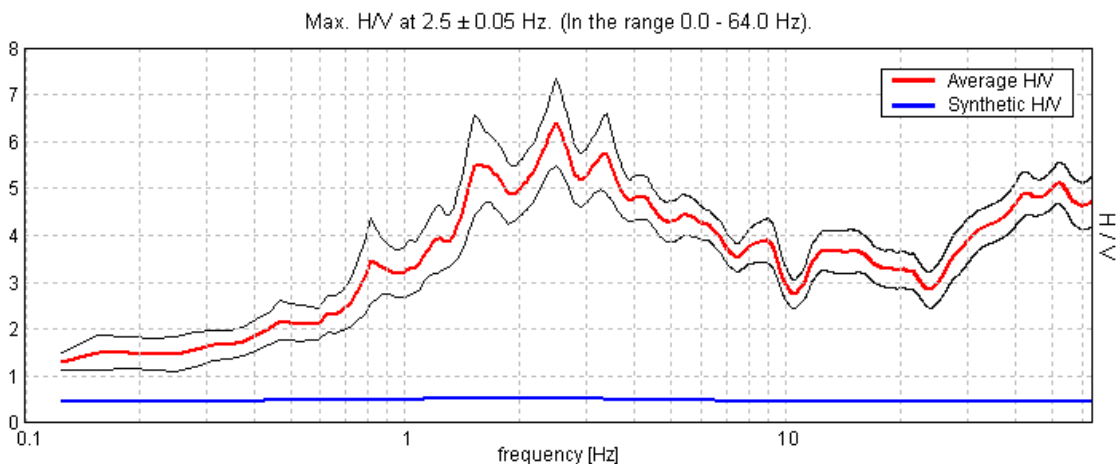
Στο συγκεκριμένο διάγραμμα HVSr φαίνεται ότι έχουμε μέγιστο στο $F \approx 2.5$ Hz.

ΜΕΤΡΗΣΗ 11^η Δεξιό Πρανός Φράγματος



Εδώ ο καταγραφέας μας δείχνει σαν $F \approx 2$ Hz.

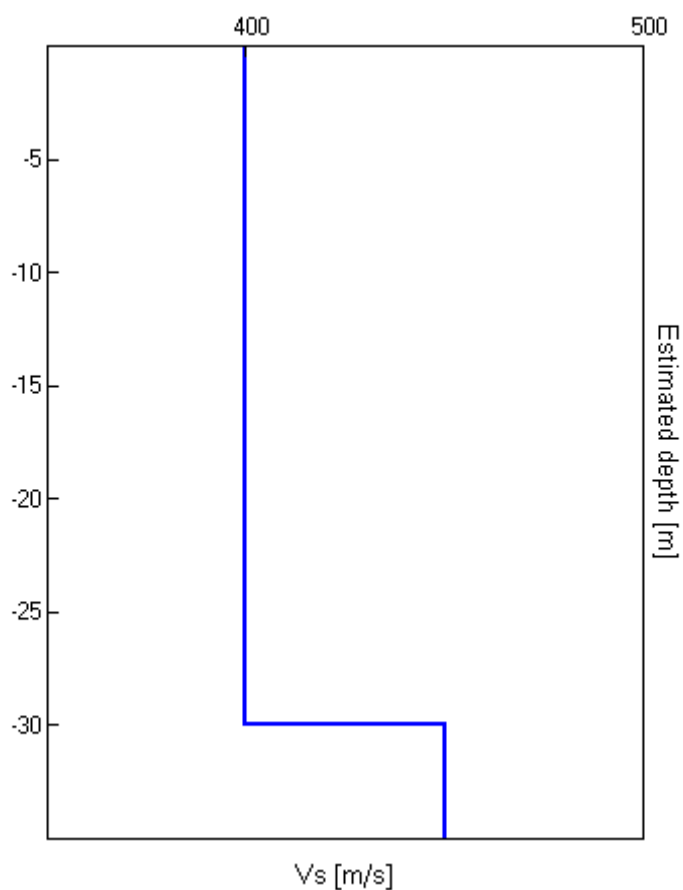
Σαν περαιτέρω πληροφορίες, από αυτές τις μετρήσεις μπορούμε να καταλάβουμε στοιχεία για τα χαρακτηριστικά του υπεδάφους στις συγκεκριμένες θέσεις (χρόνοι διαδρομής κυμάτων) ως μέθοδος γεωφυσικής διασκόπησης. Άρα με περισσότερες μετρήσεις διευνύνουμε τις γνώσεις μας για το υπέδαφος της περιοχής γενικότερα. Σαν παράδειγμα μπορούμε να παραθέσουμε εδώ τα αποτελέσματα της ανάλυσης πειραματικών με συνθετικών HVSR που μας παρέχει ο καταγραφέας TROMINO [43] για το υπέδαφος στην θέση αυτής της μέτρησης του δεξιού πρανούς. Αυτά έχουν ως εξής:



$$V_s(0.0-30.0)=400\text{m/s}$$

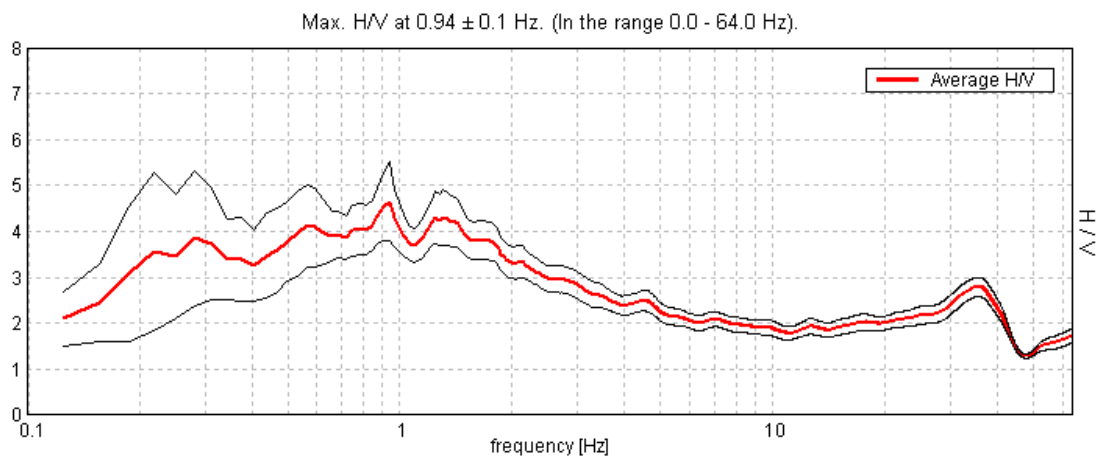
Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]
30.00	30.00	400
inf.	inf.	450

Με τα δεδομένα των μετρήσεων λοιπόν αλλά και των υπολογισμών που αναφέρονται και στα παραπάνω κεφάλαια ο καταγραφέας TROMINO [43] κάνοντας επεξεργασία των αναλύσεων HVSR μας δίνει το εξής διάγραμμα για την ταχύτητα των κυμάτων με το βάθος (διασκόπηση-χρόνοι διαδρομής):



Βλέπουμε αλλαγή ταχύτητας κυμάτων στα 30m περίπου άρα έχουμε αλλαγή χαρακτηριστικών εδάφους από εκείνο το σημείο στην θέση μας. Αυτό γίνεται και στις άλλες θέσεις μετρήσεων όπου φαίνεται το ίδιο διάγραμμα με απόκλιση λίγων μέτρων. Όταν πάμε από το πρανές στα κατάντη του φράγματος θα υπάρξει διαφορά αφού έχουμε αλλαγή χαρακτηριστικών λόγω της κατασκευής, λόγω τεκτονικής αλλά και των κλίσεων εξαιτίας της μεγαλύτερης απόστασης από την θέση αυτής της μέτρησης. Περαιτέρω μετρήσεις συνιστούνται.

ΜΕΤΡΗΣΗ 12^η Δεξιό Πρανές Φράγματος

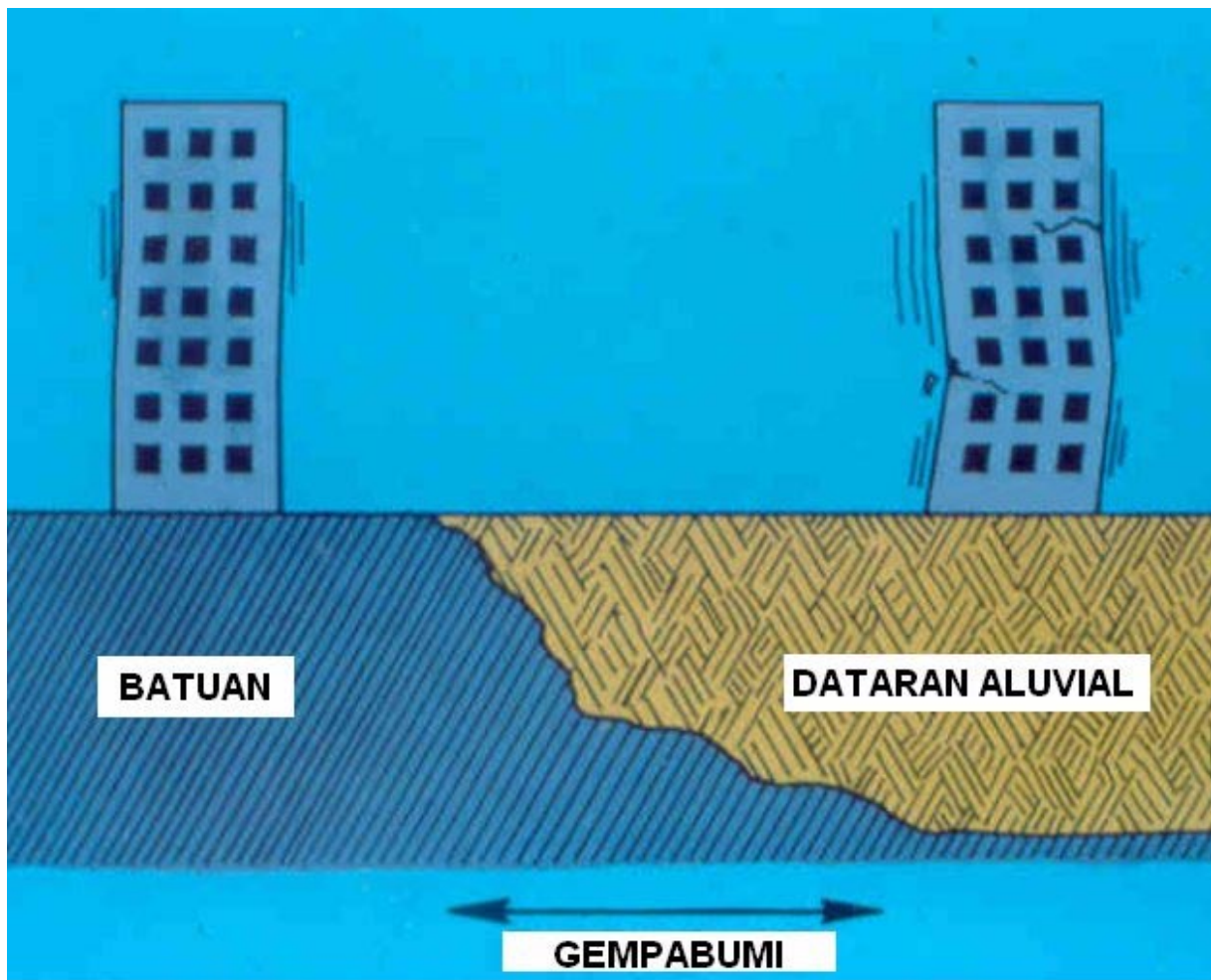


Το παράθυρο των μέγιστων πλατών των HVSR βρίσκεται πριν το $f=2$ Hz. Ειδικότερα έχουμε μέγιστο πλάτος στο $F \in [0, 2]$ Hz.

Συνοψίζοντας παίρνουμε τα παρακάτω:

ΜΕΤΡΗΣΗ	ΘΕΣΗ (υψόμετρο)	F (Hz)
1 ^η Φράγμα	024°34.1381 E, 35°17.0561 N (201.9 m)	2,7
2 ^η Φράγμα	024°34.0387 E, 35°17.0511 N (202.7 m)	2,5
3 ^η Φράγμα	024°34.0603 E, 35°17.0550 N (214.9 m)	2,2
4 ^η Φράγμα	024°34.0822 E, 35°17.0598 N (218.7 m)	2,5
5 ^η Φράγμα	024°34.1011 E, 35°17.0560 N (214.8 m)	2,8
6 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0181 E, 35°17.1775 N (213.6 m)	1,5
7 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0096 E, 35°17.2181 N (144.9 m)	0,5
8 ^η Κατάντη φράγματος	024°34.0054 E, 35°17.2167 N (174.9 m)	0,6
9 ^η Αριστερό πρανές	024°33.9401 E, 35°17.0154 N (184.6 m)	0,4
10 ^η Αριστερό πρανές	024°33.9180 E, 35°17.0036 N (191.1 m)	2,5
11 ^η Δεξιό πρανές	024°34.2023 E, 35°17.0522 N (191.3 m)	2,5
12 ^η Δεξιό πρανές	024°34.2100 E, 35°17.0293 N (188.0 m)	0,9

Άρα βλέπουμε ότι οι τιμές των ιδιοσυχνοτήτων F (τω) μετρήσεων του φράγματος είναι στο διάστημα από 2 έως 2,8 Hz. Οι τιμές των εδαφικών ιδιοσυχνοτήτων γύρω από την κατασκευή του φράγματος δεν βρίσκονται στο ίδιο διάστημα τιμών, εκτός αυτών του αριστερού πρανούς της 10^{ης} μέτρησης και του δεξιού της 11^{ης} αντίστοιχα. Έτσι συμπεραίνουμε ότι η κατασκευή είναι γενικότερα ευσταθής σε περίπτωση σεισμικής δόνησης (σε σχέση πάντα με το γύρω εδαφικό περιβάλλον της) όμως χρειάζεται περεταίρω έλεγχο σε θέσεις γύρω από τις συγκεκριμένες μετρήσεις (10^η και 11^η).



Σχ13. Απλό παράδειγμα με: $F_{\text{κατ}} \neq F_{\text{τερ}} \alpha$ (αριστερα)
 και $F_{\text{κατ}} = F_{\text{τερ}} \beta$ (δεξια) από ανάλυση HVSR κατά την
 διάρκεια σεισμικής κίνησης συχνότητας f .

5 ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ



Η κάθε μέτρηση έχει διάρκεια 20min. Πραγματοποιήθηκαν πρωινές ώρες με όσο το δυνατόν λιγότερες παρεμβολές «θόρυβο».



Ένα από τα γεώφωνα και ο καταγραφέας
Ιταλικού τύπου TROMINO [43].



Κατά τη διάρκεια μιας από τις μετρήσεις με το γεώφωνο σε συγκεκριμένη οριζόντια απόσταση (20m περίπου) από τον καταγραφέα, πάνω στο φράγμα.

6 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [1] Τσελέντης Α, 1997, Σύγχρονη σεισμολογία , Αθήνα 1997
- [2] Gutenberg B., 1911, Die seismische bodenunruhe, Ph.D. University of Gottingen
- [3] Banerji S.K., 1924. Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon, Nature 114-2868.
- [4] Longuet-Higgins M.S., 1950, A theory of the origin of microseisms, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A243-a, 1-35.
- [5] Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, QR Railway Tech. Res. Inst., 30, 25-33.
- Nakamura Y., 2000, Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. Proceedings of the 12th World Conference on Earthq. Engin. Auckland, N. Zealand.
- [6] Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H., 2005. High Resolution Surface- Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, Science, 37.
- [7] Larose E., Khan A., Nakamura Y., Campillo M., 2005. Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise, Geophys. Research Letters, 32, doi: 10.1029/2005GL023518.
- [8] Trifunac M.D., 1970. Wind and microtremor induced vibrations of a twenty two story steel frame building. Report Earthq. Eng. Research Lab., Pasadena, California, USA.
- [9] Chavez-Garcia F.J., Cuenca J., 1996, Site effects in Mexico City urban zone. A complementary study, Soil Dyn. Earthq. Eng., 15, 141-146.
- [10] Field E., Jacob K., 1995, A comparison of various Site- Response Estimation Techniques, Including three that are not Reference Site-dependent, Bull. Seism. Soc. Amer., 85, 1127-1143.
- [11] Yamanaka H., Dravinski M., Kagami H., 1993. Continuous measurements of microtremor on sediments and basement in Los Angeles, CA, Bull. Seism. Soc. Amer., 63, 1227-1253.
- [12] Teves-Costa P., Matias L., Bard P.Y., 1996. Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings, Soil Dyn. Earthq. Eng., 15, 201-209.

- [13] Lachet C., Hatzfeld D., Bard P.-Y., Theodoulidis N., Papaioannou Ch., Savvaidis A., 1996. Site effects and Microzonation in the city of Thessaloniki. Comparison of different Approaches, Bull. Seism. Soc. Amer. 86, 1692- 1703.
- [14] Ojeda A., Escallon J., 2000. Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong motions records and microtremors in Pereira Colombia, Soil Dyn. Earthq. Eng., 20, 137-143.
- [15] Lermo J., Chavez-Garcia F.J., 1994-B, Site effect evaluation at Mexico microtremor records, Soil Dyn. Earthq. Eng. 13, 413-423.
- [16] Duval A., Bard P., LeBrun B., Lacave-Lacher C., Riepl J., Hatzfeld D., 2001. H/V technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys. Boll. Geof. Appl., 42,267-281.
- [17] Horike M., Zhao B., Kawase H., 2001. Comparison of site response characteristics inferred from microtremor and earthquake shear waves, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 1526-1536.
- [18] Maresca R., Castellano M., DeMatteis R., Saccorotti G., Vacciareello P., 2003. Local site effects in the town of Benevento (Italy) from Noise Measurements., Pure Appl. Geoph. 160, 1745-1764.
- [19] Bodin D., Smith K., Horton S., Hwang H., 2001, Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee, Engineering Geology, 62,159-168.
- [20] Kerh T., Chu D., 2002. Neural networks approach and microtremor measurements in estimating peak ground acceleration due to strong motion, Adv. Eng. Softw. 33, 733-742.
- [21] Mucciarelli M., Monarchesi G., 1998, A quick survey local amplifications and their correlation with damage distribution observed during the Umbro-Marchesan (Italy) earthquake Sept. 26,1997, J. Earthq. Eng. 2, 325-337.
- [22] Ansal A., Gullu H., 2001, Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar, Pure Appl. Geoph. 158, 2525-2541.
- [23] Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Albarello D., Lapenna V., Sciattarella M., Calvano G., 2003, Hints about site amplification effects comparing macroseismic hazard estimate with microtremor measurements: the Agri Valley – Italy example, J. Earthq., 7,51-72.

- [24] Al Yuncha Z., Luzon F., 2000, On the horizontal to vertical spectral ratio in sedimentary basins, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1101-1106.
- [25] Guiller B., Atakan K., Duval A., Ohrberger M., Azzara R., Cara F., Havskov J., Alguacil G., Teves-Costa P., Theodulidis N., the SESAME Project WP02-Team, 2002. Influence of instrumentation on H/V ambient noise. European Seismological Commission, Sept. 2002, Genova ,Italy.
- [26] Drakopoulos J., Leventakis G., Rousopoulos A., 1978, A microzonation in the seismic area of Corinth-Loutraki, *Annali di Geofisica*, XXXI, 51-95.
- [27] Λεβεντάκης Γ., Παπαϊωάννου Χ., Κιριακίδης Ε.Γ., Παπαδημητρίου Ε., Πεφτιτσέλης Κ., Παπαζάχος Β., 1986. Εκπόνηση μετρήσεων μικροδονήσεων : Επεξεργασία ανάλυση στοιχείων και συμπεράσματα, Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ), 1986.
- [28] Bouckovalas G., Krikeli I., 1991. Effect of local soil stratigraphy on microtremor measurements, *Proceedings in second Int. Conf. on Rec. Adv. In Geotech. Earthq. Eng. And Soil Dyn.*, St Louis, MO, March 1991, 2, 1245-1251.
- [29] Athanasopoulos G., Pelekis P., Anagnostopoulos G., 2000. Effect of the stiffness in the attenuation of Rayleigh-wave motions from field measurements, *Soil Dynamics and earthquake engineering*, 19,4,277-288.
- [30] Νικολινταγια Ε., 2001. Τεχνικές ανάλυσης του εδαφικού θορύβου και συμβολή της μεθόδου στην εκτίμηση του σεισμικού κατά την εκπόνηση μικροζωνικών μελετών: Εφαρμογή στη πόλη της Μυτιλήνης, διατριβή ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας – Εθν. Καποδιστριακό Πανεπ. Αθηνών.
- [31] Diagourtas D., Tzanis A., Makropoulos K., 2001. Comparative study of Microtremors analysis methods, *Pure Appl. Geoph.* , 158,2463-2479.
- [32] Apostolidis P., Raptakis A., Roumelioti Z., Pitilakis K., 2001, Προσδιορισμός διατμητικών κυμμάτων με τη μέθοδο του Μικροθορύβου στο Euroseistest, Πρακτικά 9^ο διεθνές συνέδριο Ε.Γ.Ε. Αθίνα.
- [33] Scherbaum F., Ohrnberger M., Savvaidis A., Panou A.A., Theodulidis N., 2002. Determination of shallow shear wave velocity profiles using ambient vibrations at selected sites in Greece, *Assembly of the American Geophys. Union (AGU)*.

- [34] Moisidi M., Vallianatos F., Makris J., Soupios P., Nikolintagia M.I., 2004. Estimation of seismic response of historical and monumental sites using microtremors: A case study in the ancient Aptera (Chania) Greece, Proceedings of the 10nth Int. Congr. Of the Geolog. Soc. Of Greece, Thessaloniki, April 2004.
- [35] Papadopoulos I., Savvaidis A., Theodoulidis N., Papazahos C., Vallianatos F., 2006. Swallow geological structure properties using HVSR and comparison with other geophysical information, Proc. 1ECEES Conf., Abstract Number 1531.
- [36] Nogoshi M., Igarashi T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (pt2), J. Seism. Soc.,Japan, 24,26-40.
- [37] Ishihara K., 1982. Evaluation of soil properties for use in earthquake response analysis, Proceedings of Int. Sympos. on numerical model in Geomechanics, 237-259.
- [38] Kanai K., 1962, On the spectrum of strong earthquake motions , Bull. of the Earthquake Research Inst., 40, 71-90.
- [39] Dobry R., Owels I., Urzua A., 1976. Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile, Bulletin of the seismological society of America , Vol66, No4, 1293-1321.
- [40] Hadjian A.H., 2002, Fundamental period modes shape of layered soil profiles, Soil Dyn. Earthq Eng., 22,885-891.
- [41] Hisada Y., 1995, An efficient method for computing Green's functions for a layered halfspace with sources and receivers at close depths (part2). Bulletin of the Seismological Soc. Of Amer., 85,4,1080-1093.
- [42] Σκορδύλης Μ., 2007. Σημειώσεις μαθήματος «Μηχανικές Ταλαντώσεις και ελαστικά κύματα».
- [43] TROMINO, Micromed S.p.A., Italy, www.tromino.eu
- [44] O.A.ΔY.K., Χανιά, www.oadyk.gr