ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΧΡΗΣΗ ΜΕΘΟΔΟΥ HVSR ΣΕ ΧΩΡΟΥΣ ΠΟΛΙΤΙΣΤΙΚΗΣ ΚΛΗΡΟΝΟΜΙΑΣ



ΕΙΣΗΓΗΣΗ : ΜΩΥΣΙΔΗ ΜΑΡΓΑΡΙΤΑ

ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ Αν. καθηγητής : Φ. ΒΑΛΛΙΑΝΑΤΟΣ

ΧΑΝΙΑ 2004

ΠΡΟΛΟΓΟΣ ……..1

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^0

1 ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ……..2
1.1 ΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ Η ΑΝΑΓΚΗ ΓΙΑ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑ……....2
1.2 ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ……...…....2
1.2.1 ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ &ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ…….……...3
1.2.1.2 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ…….……..3
1.2.2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ…….……4
1.2.2.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ-ΣΚΟΠΟΣ…….……..4
1.2.2.2 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ ……....4
1.2.3 ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ…….……...5
1.2.3.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ-ΣΚΟΠΟΣ……..……..…….5
1.2.3.2 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ……..5
1.2.4 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ……..……..…..…….6
1.2.4.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ-ΣΚΟΠΟΣ……..……....6
1.2.4.2 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΤΑΔΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ…….6
1.2.5 ΧΑΡΤΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ……...……..7

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^0

2 ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ……..10
2.1 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΔΡΟΥΝ ΣΤΗΝ ΕΔΑΦΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ……10
2.1.1ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ……...11
2.1.2 ΜΕΣΟ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ……11
2.1.3 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ……15
2.1.3.1 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ……...15
2.1.3.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ…….....21
2.1.3.2.1.1 ΦΑΣΜΑΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ…….……24
2.2 ΣΥΝΟΨΗ……...27
2.3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΕΔΑΦΟΥΣ –ΚΑΤΑΣΚΕΥΗΣ……..28

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^0

3 ΕΔΑΦΙΚΟΣ ΘΟΡΥΒΟΣ……...30
3.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΓΙΑ ΤΗΣ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ……..30
3.2 Η ΦΥΣΗ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ…….32
3.3 ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ……..…34
3.3.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΥΠΟΘΕΣΕΙΣ……...34
3.3.2 ΦΑΣΜΑ: ΠΟΙΟΤΙΚΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ……...…..….35
3.3.3 ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΧΩΡΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ……...……...36
3.3.3.1ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ ΧΩΡΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΜΕ ΤΗΝ ΠΡΟΚΑΛΟΥΜΕΝΗ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ……..37

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^0

4 ΜΕΘΟΔΟΣ HVSR……...38
4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ……38
4.2 ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ……39
4.2.1 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NOGOSHI……39
4.2.2 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA(1989)……....42
4.2.2.1 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA (1996)…. 45
4.2.3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ……...50
4.3 ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ HVSR ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA (2000)…….51
4.3.1 ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΗΣ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH…….....52 4.3.2 ΕΞΗΓΗΣΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V ΚΑΙ Η ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΟΥ ΑΠΟ ΤΟΝ NAKAMURA (2000)…… ……57
4.3.3 ΒΑΘΟΣ ΜΗΤΡΙΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ ΠΟΥ ΣΧΕΤΙΖΕΤΑΙ ΜΕ ΤΗΝ QTS ΤΕΧΝΙΚΗ……..……..59
4.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ……...60
4.4.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ…….....60
4.4.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ……...…62
4.5 ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΜΟΡΦΗ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V……66
4.5.1 ΜΟΡΦΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V…….....66
4.5.2 ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΜΟΡΦΗ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V……...…68
4.6 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ HVSR ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΣΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΚΑΙ ΚΤΙΡΙΑ…….……....70

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^0

5 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ……..…...72
5.1 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΤΕΡΑ……72
5.2 ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΑΠΟ ΤΟΝ ΣΕΙΣΜΟ ΤΟΥ $7^{ΟΥ}$ ΑΙΩΝΑ ΚΑΙ Η ΑΝΑΣΤΗΛΩΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ……75
5.3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ……..77
5.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ……78
5.5 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ……...79
5.6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ……...80
5.7 ΑΝΑΛΥΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ……81
5.7.1 ΔΙΜΕΡΕΣ ΙΕΡΟ……...81
5.7.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΔΙΜΕΡΟΥΣ ΙΕΡΟΥ ……..…….83
5.7.3 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΔΩΡΙΚΟΥ ΝΑΟΥ……..85
5.7.4 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΘΟΛΩΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ……87
5.7.4.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ……..…88
5.7.4.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Α ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ……..…88

5.7.4.3 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Β ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ……90
5.7.4 .4 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Γ ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ……92
5.7.5 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΤΩΝ BYZANTINΩΝ ΚΤΙΡΙΩΝ……...93
5.7.6 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΣΤΟ ΡΩΜΑΪΚΟ ΛΟΥΤΡΟ…….….95
5.7.7 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗ ΜΟΝΗ ΤΟΥ ΙΩΑΝΝΟΥ ΤΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ ……..97
5.7.7.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ ……..…...98
5.7.7.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ1)……...100
5.7.7.3 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ4)…...… 101
5.7.7.4 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ 7)……...102
5.7.7.5 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 2)……104
5.7.7.6 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 5)……105
5.7.7.7 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 8)…… ……..……..107
5.7.8 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ……..……..109
5.7.9 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ…….111
5.7.9.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΘΕΣΗ 1)……...…….112
5.7.9.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΘΕΣΗ 2)……113
5.7.10 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ…….115
5.7.10.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΑΨΙΔΑ 1)……..116
5.7.10.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΑΨΙΔΑ 2)……..117
5.8 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΧΑΡΤΩΝ ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ …….……..120
5.8.1 ΧΑΡΤΗΣ ΘΕΜΕΛΙΩΔΟΥΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΟΝ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟ ΧΩΡΟ ΑΠΤΕΡΑ ……....120
5.8.2 ΧΑΡΤΗΣ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΟΝ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟ ΧΩΡΟ ΑΠΤΕΡΑ ……...121
5.9 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ……...….122
6. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α…….…..130
7. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β……...…152
8.ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ……154

Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η εφαρμογή της μεθόδου HVSR, σε χώρους πολιτιστικής κληρονομιάς και συγκεκριμένα η εκτίμηση της ενίσχυσης και της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων του Νομού Χανίων. Παρουσιάζεται μια πρώτη προσπάθεια εκτίμησης της μικροζωνικής μελέτης καθώς και της σεισμικής επικινδυνότητας του χώρου, εκτελώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου σε διακεκριμένες θέσεις, αρχαιολογικής κυρίως σημασίας. Εξετάζεται επίσης η συμπεριφορά του κτιρίου της Μονής του Ιωάννη του Θεολόγου σε περίπτωση μελλοντικού σεισμού, προσδιορίζοντας την θεμελιώδη συχνότητα της κατασκευής, του εδάφους θεμελίωσης των στηριγμάτων της κατασκευής, καθώς και την θεμελιώδη συχνότητα της ευρύτερης περιοχής του αρχαιολογικού χώρου. Τα αποτελέσματα της μεθόδου παρουσιάζονται αναλυτικά στο πειραματικό μέρος.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Αν. καθηγητή, κ. Φίλιππο Βαλλιανάτο, για την σημαντική καθοδήγηση και επιστημονική κατάρτιση, που αφορά το γνωστικό αντικείμενο των Μικροζωνικών μελετών και της μεθόδου HVSR. Καθώς επίσης και για την γενικότερη επιστημονική γνώση που παρείχε στο Τμήμα Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος κατά την συνολική διάρκεια των σπουδών, την οποία θεωρώ ιδιαίτερα πολύτιμη. Ευχαριστώ τον καθηγητή κ. Mucciarelli Marco, του Πανεπιστημίου Basilicata στην Ποτένζα της Ιταλίας, για το σύνολο των γνώσεων και για αξιόλογες υποδείξεις του, όσον αφορά την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου και των σεισμικών γεγονότων με την μέθοδο HVSR. Επίσης τον ευχαριστώ θερμά για το γενικότερο ενδιαφέρον του κατά την διάρκεια της τρίμηνης πρακτικής άσκησης.

Ευχαριστώ τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παντελή Σουπιό, για την σημαντική συμμετοχή του στα συμπεράσματα της Μικροζωνικής Μελέτης, με την εκπόνηση προκαταρτικής Γεωφυσικής Διασκόπησης με την μέθοδο γεωηλεκτρικής τομογραφίας στην ευρύτερη περιοχή του αρχαιολογικού χώρου καθώς και για την σημαντική υποστήριξη του σε θέματα Υδρογεωλογίας, Γεωλογίας και Γεωφυσικής. Ευχαριστώ τον Αν. καθηγητή κ. Ιωάννη Μακρή, για τις παρατηρήσεις για την σωστή χρήση του σεισμολογικού σταθμού Lennartz –Mars΄88. Το αποτέλεσμα της παρούσας εργασίας οφείλεται και στους επιστημονικούς συνεργάτες του τομέα Γεωπεριβάλλοντος. Ευχαριστώ την κ. Νικολήνταγα Ειρήνη και τον κ. Χλούπη Γιώργο για τον χρόνο που διέθεσαν για τις καταγραφές εδαφικού θορύβου στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων.

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ: ΣΕΙΣΜΟΙ ΚΑΙ Η ΑΝΑΓΚΗ ΓΙΑ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΗ ΠΡΟΣΤΑΣΙΑ

Επιδεικνύοντας την απαραίτητη προσοχή στις συνέπειες καταστροφικών σεισμών κατά κύριο λόγο στον ανθρώπινο παράγοντα και κατά δευτερεύοντα στην οικονομική κοινωνική , πολιτιστική εξέλιξη και πρόοδο του εκάστοτε κράτους και στις διεθνείς σχέσεις μεταξύ των κρατών, κρίνεται απαραίτητη η εκτίμηση των συνεπειών από την εκδήλωση σεισμικού γεγονότος με σκοπό την πρόληψη. Αναφέρεται ενδεικτικά ότι τα αποτελέσματα ενός καταστροφικού σεισμού προσβάλλουν την οικονομική εξέλιξη ενός κράτους με την αύξηση της ανεργίας, την κοινωνική εξέλιξη μέσω της αύξησης της εγκληματικότητας και αισχροκέρδειας ενώ η πολιτιστική ανάπλαση βάλλεται με την καταστροφή μνημείων και αρχαιοτήτων και γενικότερα με την προσβολή της πολιτιστικής κληρονομιάς. Άλλωστε οι σεισμοί δεν είναι δυνατόν να αποφεύγουν, οι συνέπειες αυτών όμως είναι δυνατόν να περιοριστούν. Οι συνέπειες από έναν καταστροφικό σεισμό είναι γνωστές και απαιτείται η προστασία των πολιτών και η αντισεισμική θωράκιση των κρατών με κάθε δυνατό μέσο.

1.2 ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Η πρόταση μέτρων αντισεισμικής δόμησης είναι απαραίτητη και περιλαμβάνει την εκπόνηση Μικροζωνικης Μελέτης (Μ.Μ.) της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής. Η εμπειρία από τους σεισμούς δείχνει ότι η ένταση και η καταστροφικότητα τους επηρεάζονται σημαντικά από την τοπογραφία και τις τοπικές συνθήκες του υπεδάφους, δηλαδή την ποιότητα, την δομή και το πάχος των γεωλογικών σχηματισμών που το συνιστούν. Για το λόγο αυτό μια Μικροζωνική Μελέτη αποσκοπεί στον προσδιορισμό της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής λαμβάνοντας υπόψη τόσο το σεισμικό καθεστώς όσο και τις τοπικές τοπογραφικές, γεωλογικές και εδαφοτεχνικές συνθήκες. Για να επιτευχθεί ο σκοπός της Μ.Μ. απαιτείται διεπιστημονική συνεργασία για τη συλλογή και αξιολόγηση πληροφοριών σχετικά με:

- την σεισμικότητα και την σεισμική επικινδυνότητα της ευρύτερης περιοχής,
- την τοπική γεωλογία και τεκτονική,

- τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά του εδάφους και του γεωλογικού υπόβαθρου .
- την σεισμική απόκριση του εδάφους.

Παρακάτω γίνεται συνοπτική παρουσίαση των εργασιών που απαιτούνται για την εκπόνηση Μ.Μ., τόσο για πόλεις και άλλες οικιστικές περιοχές, όσο και για ειδικά έργα υποδομής όπως υψηλά κτίρια, μεγάλες γέφυρες, φράγματα, σήραγγες, λιμένες, αρχαιολογικοί χώροι κλπ.

1.2.1 ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ & ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

1.2.1.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ - ΣΚΟΠΟΣ

Η μελέτη σεισμικότητας - σεισμικής επικινδυνότητας αποβλέπει στην εκτίμηση των αναμενόμενων ισχυρών κινήσεων στο υπόβαθρο μιας περιοχής καθώς και των αντίστοιχων σεισμικών εντάσεων, για διαφορετικές μέσες περιόδους επανάληψης των σεισμών. Σημειώνεται ότι, η μελέτη σεισμικότητας που χρησιμοποιήθηκε ως βάση για τον προσδιορισμό των σεισμικών ζωνών στον ισχύοντα εκάστοτε αντισεισμικό κανονισμό, θα θεωρείται ως βασικό κείμενο αναφοράς κατά την εκπόνηση της Μ.Μ. Αποτελέσματα ή απόψεις που είναι ασύμβατες με την παραπάνω μελέτη μπορούν να υιοθετηθούν μόνον εάν αποδειχθεί αναλυτικά και τεκμηριωθεί ότι αποτελούν μια σαφώς ακριβέστερη προσέγγιση της τοπικής σεισμικότητας.

1.2.1.2. ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

α. Συγκέντρωση και αξιολόγηση των σεισμολογικών δεδομένων για την εκτίμηση της σεισμικότητας της περιοχής μελέτης.

β. Συγκέντρωση και αξιολόγηση των σεισμολογικών δεδομένων για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής μελέτης. Οι πληροφορίες αυτές πρέπει επίσης να ανατρέχουν όσο το δυνατόν παλαιότερα στο παρελθόν, να περιλαμβάνουν κατάλογο παρατηρημένων μακροσεισμικών εντάσεων καθώς και όλα τα επιπρόσθετα στοιχεία (μέγιστες εντάσεις, ισόσειστες καμπύλες, κλπ.) που είναι διαθέσιμα για τους σεισμούς που έπληξαν την περιοχή.

γ. Συλλογή καταγραφών ισχυρών εδαφικών κινήσεων από επιταχυνσιογράφους στην υπό εξέταση περιοχή και επεξεργασία αυτών.

δ. Μικροσεισμική μελέτη για τον προσδιορισμό της σεισμικής δραστηριότητας και της σχέσης της προς τις τεκτονικές δομές της περιοχής ενδιαφέροντος που δεν έχουν επιφανειακή έκφραση ή που έχουν επιφανειακή έκφραση αλλά η εμφάνισή τους δεν επιτρέπει κατηγορηματική γνώμη ως προς το σεισμογόνο χαρακτήρα τους. Η καταγραφή μικροσεισμών θα γίνει με πυκνό δίκτυο φορητών σεισμογράφων υψηλής ευαισθησίας.

ε. Συνεκτίμηση των ανωτέρω με σκοπό τον υπολογισμό των παραμέτρων της σεισμικής κίνησης του υποβάθρου (π.χ. επιτάχυνση, ταχύτητα, μετατόπιση, φάσματα) που είναι απαραίτητες για την ανάλυση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους Προκειμένου να μειωθεί η (αναπόφευκτη) αβεβαιότητα στον υπολογισμό των ανωτέρω παραμέτρων, συνιστάται να χρησιμοποιούνται διάφορες (περισσότερες της μίας) μεθοδολογίες ανάλυσης. Επιπλέον, συνιστάται η επιλογή κατάλληλων προσομοιωμάτων των σεισμικών πηγών σύμφωνα με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης.

1.2.2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ

1.2.2..1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ - ΣΚΟΠΟΣ

Η έρευνα των γεωλογικών συνθηκών αποσκοπεί στην εκτίμηση των γεωλογικών-τεκτονικών χαρακτηριστικών της υπό εξέταση περιοχής τα οποία είναι δυνατόν να επηρεάσουν τη συμπεριφορά του εδάφους σε σεισμό. Τέτοια χαρακτηριστικά αποτελούν η στρωματο-γραφική διάρθρωση, η λιθολογική σύσταση και το πάχος των γεωλογικών σχηματισμών, οι φυσικές και μηχανικές ιδιότητές τους, η ύπαρξη ρηγμάτων, τα υπόγεια νερά, κ.α.. Έμφαση πρέπει να δίδεται στις πρόσφατες κυρίως εδαφικές αποθέσεις, οι οποίες είναι δυνατόν να διαφοροποιήσουν έντονα την σεισμική δόνηση, χωρίς βέβαια να παραβλέπονται τα χαρακτηριστικά και η δομή του γεωλογικού υποβάθρου.

1.2.2.2 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

α. Συγκέντρωση και αξιολόγηση υπαρχόντων στοιχείων που αφορούν την περιοχή, όπως γεωλογικές, τεκτονικές, υδρογεωλογικές, γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες.

β. Γεωφυσικές Έρευνες για την συλλογή στοιχείων τα οποία θα συναξιολογηθούν στα πλαίσια της τεχνικογεωλογικής χαρτογράφησης και της εκπόνησης νεοτεκτονικού χάρτη. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται συνηθέστερα για τον σκοπό αυτό είναι:

- η σεισμική διάθλαση, για τον προσδιορισμό του βάθους και του αναγλύφου του βραχώδους υποβάθρου καθώς και των πιθανών πλευρικών και κατακόρυφων ασυνεχειών στους γεωλογικούς σχηματισμούς της περιοχής,
- η γεωηλεκτρική διασκόπηση (με την τεχνική των βυθοσκοπήσεων), για τον εντοπισμό του υδροφόρου ορίζοντα καθώς και για τον εντοπισμό του βραχώδους υποβάθρου όταν συναντάται σε μεγάλα σχετικά βάθη (> 50 m), και
- η σεισμική ανάκλαση, για την πληρέστερη περιγραφή της δομής των υπεδαφικών σχηματισμών όπου αυτό κριθεί αναγκαίο (π.χ. σε περιοχές με γεωλογική ιδιομορφία).

Σε ειδικές περιπτώσεις, είναι δυνατόν να απαιτηθεί και η χρήση πιο εξειδικευμένων μεθόδων όπως η σεισμική ή γεωηλεκτρική τομογραφία, οι βαρυτομετρικές μετρήσεις, οι γεωφυσικές διαγραφίες σε οπές γεωτρήσεων (Loggings), το γεωραντάρ, κλπ..

γ. Τεχνικο-γεωλογική Έρευνα

δ. Νεοτεκτονική Έρευνα

1.2.3 ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

1.2.3.1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ - ΣΚΟΠΟΣ

Η γεωτεχνική έρευνα αποσκοπεί στην εκτίμηση εκείνων των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφικών σχηματισμών και του υποκειμένου γεωλογικού υπόβαθρου, τα οποία επηρεάζουν τη δυναμική τους απόκριση σε σεισμό. Έτσι, στόχος της έρευνας είναι η εκτίμηση του πάχους, της γεωμετρίας και των μεταβολών κατά την οριζόντια και κατακόρυφο έννοια κάθε εδαφικής στρώσεως, της στάθμης του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα όπως και της συμπεριφοράς (σχέση τάσεων-παραμορφώσεων) των πρόσφατων εδαφικών σχηματισμών και του γεωλογικού υπόβαθρου σε μονοτονική και δυναμική - επαναλαμβανόμενη φόρτιση. Για μεγαλύτερη αποτελεσματικότητα και μείωση του κόστους των απαιτούμενων εργασιών, ο προγραμματισμός της γεωτεχνικής έρευνας πρέπει να γίνει με βάση τα προκαταρκτικά τουλάχιστον αποτελέσματα της γεωλογικής και γεωφυσικής έρευνας και να έχει ως γνώμονα τις απαιτήσεις της ανάλυσης δυναμικής απόκρισης που θα ακολουθήσει.

1.2.3.2 ΕΠΙ ΜΕΡΟΥΣ ΕΡΓΑΣΙΕΣ

Οι επί μέρους εργασίες που απαιτούνται στα πλαίσια της γεωτεχνικής έρευνας είναι:

α. Συγκέντρωση και αξιολόγηση των γεωτεχνικών στοιχείων που υπάρχουν ήδη για την περιοχή (γεωτρήσεις, ερευνητικά φρέατα, επιτόπου γεωτεχνικές δοκιμές, κ.α.).

β. Δειγματοληπτικές γεωτρήσεις και συνήθεις επί τόπου δοκιμές οι οποίες δύνανται να εκτελεσθούν εντός των γεωτρήσεων ή ανεξάρτητα από τις γεωτρήσεις. Οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις και οι επιτόπου δοκιμές αποβλέπουν στην εκτίμηση της θέσης του βραχώδους υπόβαθρου και της στρωματογραφίας των υπερκείμενων εδαφών (θέση, πάχος, γεωμετρία και φυσική κατάσταση διαφόρων εδαφικών στρωμάτων)

γ. Ειδικές γεωφυσικές δοκιμές για τη επιτόπου μέτρηση της ταχύτητας μετάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο έδαφος .

δ. Εργαστηριακές δοκιμές επί διαταραγμένων δειγμάτων. Τα αποτελέσματα των δοκιμών αυτών θα χρησιμοποιηθούν για την κατάταξη και το διαχωρισμό των διαφόρων εδαφικών στρώσεων και του υπόβαθρου.

ε. Συνήθεις εργαστηριακές δοκιμές επί αδιατάρακτων δειγμάτων. Τα παραπάνω αποτελέσματα είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν για την προκαταρκτική εκτίμηση ιδιοτήτων δυναμικής συμπεριφοράς των εδαφικών στρώσεων.

στ. Ειδικές εργαστηριακές δοκιμές επί αδιατάρακτων δειγμάτων για την εκτίμηση της ανελαστικής συμπεριφοράς του εδάφους σε δυναμική φόρτιση.

ζ. Ειδικές εργαστηριακές δοκιμές επί αδιατάρακτων δειγμάτων για την εκτίμηση του κινδύνου ρευστοποίησης και συσσώρευσης μόνιμων (πλαστικών) παραμορφώσεων.

1.2.4 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΕΔΑΦΟΥΣ

1.2.4.1 Αντικειμενο - Σκοπος

Η ανάλυση της δυναμικής απόκρισης του εδάφους αποβλέπει στην εκτίμηση:

- της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους και στο υπέδαφος (π.χ. χρονική εξέλιξη της επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετατόπισης με τον χρόνο)
- του κινδύνου ρευστοποίησης και δυναμικής συνίζησης χαλαρών, μη συνεκτικών σχηματισμών
- του κινδύνου αστοχίας φυσικών ή τεχνητών πρανών στην υπό μελέτη περιοχή, όπως κλιτύων, εκχωμάτων, επιχωμάτων κλπ.

Δεδομένα για τις δυναμικές αναλύσεις αποτελούν οι σεισμικές κινήσεις του βραχώδους υπόβαθρου, που υπολογίσθηκαν κατά την μελέτη σεισμικότητας, όπως και οι χαρακτηριστικές εδαφικές τομές που προσδιορίσθηκαν με βάση τη γεωλογική, τη γεωφυσική και τη γεωτεχνική μελέτη της περιοχής. Στην περίπτωση ειδικών έργων υποδομής πρέπει να γίνουν οι παρακάτω επιμέρους εργασίες .

1.2.4.2 Επιμερους Σταδια της Αναλυσης

Τα στάδια ανάλυσης περιλαμβάνουν:

α. Προσεγγιστικό υπολογισμό της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης, λαμβάνοντας υπόψη τις γεωλογικές συνθήκες και την σεισμικότητα της περιοχής. Οι προσεγγιστικές εκτιμήσεις μπορούν να βασισθούν σε εμπειρικές σχέσεις από τη βιβλιογραφία, σε απλοποιημένες δυναμικές προσομοιώσεις του εδάφους, σε μικροσεισμικές μετρήσεις (Microtremors)

β. Αναγνώριση των χαλαρών, μη συνεκτικών εδαφικών σχηματισμών που κινδυνεύουν να παρουσιάσουν φαινόμενα αποσταθεροποίησης λόγω του σεισμού (π.χ. ρευστοποίηση, καθίζηση,

κατολίσθηση). Για τον σκοπό αυτό μπορούν να χρησιμοποιηθούν γεωλογικά και σεισμολογικά κριτήρια από την βιβλιογραφία.

γ. Αναλυτικό υπολογισμό της εδαφικής απόκρισης για όλες τις αντιπροσωπευτικές εδαφικές τομές, που ορίσθηκαν στα πλαίσια της γεωλογικής-γεωφυσικής-γεωτεχνικής έρευνας, καθώς και τις πιθανές σεισμικές κινήσεις του βραχώδους υπόβαθρου, που εκτιμήθηκαν κατά την μελέτη σεισμικότητας της περιοχής. Οι αναλυτικοί υπολογισμοί πρέπει να λαμβάνουν απαραιτήτως υπόψη την ανομοιομορφία του εδάφους και την ανελαστική συμπεριφορά του κατά τη διάρκεια της σεισμικής φόρτισης. Τα αποτελέσματα πρέπει να περιλαμβάνουν:

- την θεμελιώδη ιδιοπερίοδο κάθε εδαφικής τομής
- την μέγιστη σεισμική επιτάχυνση, ταχύτητα και μετατόπιση στην επιφάνεια του εδάφους
- τα ελαστικά φάσματα απόκρισης στην επιφάνεια του εδάφους, για κτίρια και άλλες συνήθεις κατασκευές, με διάφορους βαθμούς απόσβεσης, καθώς και επιταχυνσιογραφήματα, ή άλλο ισοδύναμο σύνολο πληροφοριών, για την ελεύθερη επιφάνεια του εδάφους και για διάφορα βάθη μέσα στο υπέδαφος.

δ. Αναλυτική εκτίμηση του κινδύνου ρευστοποίησης και δυναμικής συνίζησης χαλαρών, μη συνεκτικών εδαφικών σχηματισμών καθώς και του κινδύνου αστοχίας (κατολίσθηση ή πλευρική εξάπλωση φυσικών και τεχνητών πρανών. Οι υπολογισμοί μπορεί να βασισθούν στα αποτελέσματα των αναλύσεων σεισμικής απόκρισης, σε συνδυασμό με αποτελέσματα από συνήθεις επιτόπου (in situ) και εργαστηριακές δοκιμές που εκτελέσθηκαν στα πλαίσια της γεωτεχνικής έρευνας.

ε. Ειδικές αναλύσεις σεισμικής απόκρισης οι οποίες λαμβάνουν λεπτομερώς υπόψη τις ιδιαιτερότητες του έργου (π.χ. τρισδιάστατη τοπογραφία, ισχυρή σεισμική δόνηση ή συσσώρευση πίεσης πόρων και πλαστικών παραμορφώσεων) και να προτείνουν συγκεκριμένα μέτρα αντιμετώπισης πιθανών φαινομένων αστοχίας του εδάφους (π.χ. ρευστοποίηση, δυναμική συνίζηση ή αστοχία πρανών). Οι υπολογισμοί θα πρέπει να βασισθούν τόσο σε αναλυτική όσο και σε εργαστηριακή προσομοίωση της ελαστο-πλαστικής συμπεριφοράς και της απομείωσης της διατμητικής αντοχής του εδάφους υπό δυναμική- ανακυκλιζόμενη φόρτιση.

1.2.2. ΧΑΡΤΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

1.2.2.5.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ - ΣΚΟΠΟΣ

Ένα από τα βασικά στάδια κάθε μικροζωνικής μελέτης είναι ο χωρισμός των περιοχών σε ζώνες . Οι ζώνες αυτές εμπεριέχουν πληροφορίες που αφορούν τα ιδιαίτερα γεωλογικά, γεωτεχνικά χαρακτηριστικά του εδάφους και του τρόπου που αποκρίνεται το έδαφος σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης. Στο στάδιο αυτό, που είναι και το τελικό της όλης μελέτης, όλα τα στοιχεία που

συλλέχθηκαν, εκτιμήθηκαν ή υπολογίσθηκαν προηγουμένως θα συναξιολογηθούν για την εκπόνηση χαρτών σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής ενδιαφέροντος. Οι χάρτες θα πρέπει να είναι άμεσα χρησιμοποιήσιμοι για τον πολεοδομικό σχεδιασμό μιας περιοχής καθώς και για τον αντισεισμικό σχεδιασμό συνήθων κτιρίων ή άλλων ειδικών κατασκευών.

Τα αποτελέσματα της μελέτης σεισμικής επικινδυνότητας θα συνοψισθούν στους παρακάτω χάρτες:

α. Χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας λόγω αστοχίας του φυσικού εδάφους και του υπεδάφους.

β. Χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας για τον υπολογισμό των σεισμικών δράσεων σχεδιασμού συνήθων κατασκευών, ανάλογα προς τον ισχύοντα εκάστοτε αντισεισμικό κανονισμό. Στους χάρτες αυτούς, κλίμακας 1:5.000 ή μεγαλύτερης, θα παρουσιάζεται ο διαχωρισμός της υπό μελέτη περιοχής σε ζώνες συμβατές προς τα κριτήρια που προβλέπονται από τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό. Για κάθε ζώνη θα πρέπει να αναφέρεται η εκτιμώμενη μέγιστη/ενεργός επιτάχυνση της σεισμικής κίνησης στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και το αντίστοιχο ελαστικό φάσμα σχεδιασμού σύμφωνα με τον ισχύοντα αντισεισμικό κανονισμό.

γ. Χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας για τον αντισεισμικό σχεδιασμό ειδικών τεχνικών έργων (π.χ. υψηλά κτίρια, μεγάλες γέφυρες, φράγματα, σήραγγες, εμπορικοί λιμένες, χώροι αποθήκευσης αποβλήτων).

Οι χάρτες αυτοί θα έχουν κλίμακα 1:1.000 ή μεγαλύτερη και θα περιλαμβάνουν τον διαχωρισμό της περιοχής ενδιαφέροντος σε ζώνες, οι οποίες θα χαρακτηρίζονται από τυπικά:

1. ελαστικά φάσματα αποκρίσεως κατασκευών διαφόρων βαθμών απόσβεσης
2. επιταχυνσιογραφήματα της σεισμικής κίνησης στην ελεύθερη επιφάνεια και σε διάφορες στάθμες μέσα στο υπέδαφος. Όλα τα επιταχυνσιογραφήματα θα πρέπει να δίδονται γραφικά καθώς και ψηφιοποιημένα.

Όλοι οι χάρτες θα συνταχθούν για τους αναμενόμενους σεισμούς διαφόρων εστιακών αποστάσεων και περιόδων επανάληψης που ορίστηκαν στα πλαίσια της μελέτης σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας. Επιπλέον, θα συνοδεύονται από ανάλυση των αβεβαιοτήτων στους υπολογισμούς, από διευκρινιστικά σχόλια και παρατηρήσεις που θα διευκολύνουν τη χρήση τους, καθώς και από γενικές συστάσεις που θα αφορούν:

- στην καταλληλότητα (ή μη) των διαφόρων προς δόμηση περιοχών
- στον αντίστοιχο τρόπο δόμησης και θεμελίωσης
- σε προβλήματα που μπορεί να προκύψουν στις ήδη δομημένες περιοχές.

Από την παραπάνω παρουσίαση διαπιστώνεται ότι οι μελέτες σεισμικής μικροζώνωσης είναι ένα πολύτιμο εργαλείο της τεχνικής σεισμολογίας. Ένα από τα στάδια ανάλυσης μιας μικροζωνικής

μελέτης είναι η εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους . Στόχος της παρούσας μελέτης είναι η εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Απτέρα του Νομού Χανίων και η παρουσίαση των αποτελεσμάτων του παράγοντα ενίσχυσης και της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους υπό μορφή χαρτών. Στον αρχαιολογικό χώρο Απτέρα και στην ευρύτερη περιοχή του χώρου δεν έχουν διεξαχθεί γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες και επομένως δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα που αφορούν τις γεωφυσικές παραμέτρους των επιφανειακών και των βαθύτερων σχηματισμών της περιοχής. Παρά το γεγονός ότι δεν είναι διαθέσιμα γεωφυσικά , λεπτομερειακά γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα γίνεται μια πρώτη προσπάθεια εκτίμησης της απόκρισης των ιδιαίτερων τοπικών εδαφικών συνθηκών της περιοχής. Η προσεγγιστική εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση επιτυγχάνεται με την επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου. Στο κεφάλαιο που ακολουθεί εξετάζεται η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση. Η εμπειρία άλλωστε από τους σεισμούς δείχνει ότι η ένταση και η καταστροφικότητα τους επηρεάζονται σημαντικά από την τοπογραφία και τις τοπικές συνθήκες του υπεδάφους, δηλαδή την ποιότητα, την δομή και το πάχος των γεωλογικών σχηματισμών που το συνιστούν.

2.1 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΔΡΟΥΝ ΣΤΗΝ ΕΔΑΦΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

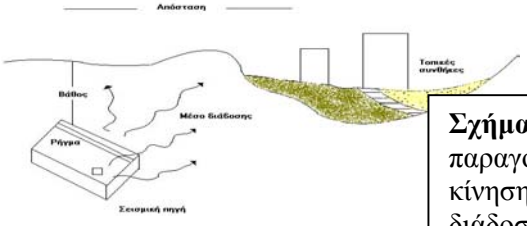
Τα σημαντικότερο στάδιο μιας μικροζωνικής μελέτης το οποίο καθορίζει την ορθότητα των μετέπειτα συμπερασμάτων συνίσταται στον αντικειμενικό προσδιορισμό των ιδιοτήτων των ανώτερων γεωλογικών σχηματισμών. Για τον αντικειμενικό προσδιορισμό των ιδιοτήτων των ανώτερων γεωλογικών σχηματισμών είναι αρχικά απαραίτητη η καταγραφή του σεισμικού κύματος στην επιφάνεια του εδάφους, το οποίο παρέχει το σύνολο των απαραίτητων πληροφοριών από την πηγή γένεσης μέχρι την θέση καταγραφής του στην επιφάνεια της γης. Οι πληροφορίες αυτές που αφορούν άμεσα τις αναμενόμενες εδαφικές κινήσεις είναι το αποτέλεσμα της σύνθεσης πολλών παραγόντων οι οποίοι μεταβάλλουν σημαντικά το φασματικό περιεχόμενο της εδαφικής ενίσχυσης του σεισμικού κύματος και μακροσκοπικά οι παράγοντές αυτοί σχετίζονται με τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής , τις ιδιότητες του δρόμου διαδρομής και τα γεωλογικά χαρακτηριστικά στην θέση καταγραφής (σχήμα 2.1). Ειδικότερα οι κυριότεροι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται η αναμενόμενη εδαφική κίνηση σε μια ορισμένη θέση είναι: το μέγεθος του σεισμού, η απόσταση από την σεισμική εστία, τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας, το εστιακό βάθος, το μέσο διάδοσης της σεισμικής ενέργειας και οι τοπικές γεωλογικές συνθήκες. Επίσης οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν την εδαφική κίνηση είναι η εδαφική ταχύτητα, η επιτάχυνση και η μετάθεση ή μετατόπιση. Η κάθε μια παράμετρος αποτελεί το απαραίτητο φυσικό μέγεθος *r(t)* που καταγράφεται σε έναν σταθμό και δίνεται συναρτήσει του χρόνου *t* ως συνέλιξη της πηγής, του δρόμου διαδρομής και της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών :

$$r(t) = e(t) * p(t) * s(t)$$

όπου $e(t)$ είναι η συνάρτηση της πηγής, $p(t)$ είναι η συνάρτηση που χαρακτηρίζει το δρόμο διαδρομής και $s(t)$ είναι η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στο πεδίο των συχνοτήτων η παραπάνω σχέση έχει τη μορφή :

$$R(f) = E(f) \cdot P(f) \cdot S(f)$$

όπου $R(f)$, $E(f)$, $P(f)$, $S(f)$ είναι οι μετασχηματισμοί Fourier των συναρτήσεων $r(t)$, $e(t)$, $p(t)$ και $s(t)$ αντίστοιχα.



Σχήμα 2.1: Σχηματική παράσταση των παραγόντων επίδρασης στην εδαφική κίνηση: (α) σεισμική πηγή, (β) μέσο διάδοσης και (γ) τοπικές εδαφικές συνθήκες.

2.1.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΗΓΗΣ

Οι παράμετροι που συνθέτουν τα χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής είναι το μέγεθος του σεισμού, η σεισμική ροπή, ο μηχανισμός γένεσης και η φορά και η ταχύτητα διάρρηξης.

2.1.2 ΜΕΣΟ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ

Ο δεύτερος παράγοντας επίδρασης της εδαφικής κίνησης καθορίζεται από το μέσο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, από τον σεισμογόνο χώρο μέχρι την θέση καταγραφής τους. Το πλάτος των σεισμικών κυμάτων διαφοροποιείται ανάλογα με την απόσταση του σεισμογόνου χώρου και της θέσης καταγραφής του σήματος και συγκεκριμένα παρατηρείται σταδιακή μείωση των πλατών όσο αυξάνεται η μεταξύ τους απόσταση. Η επίδραση επομένως του δρόμου διαδρομής για την εκτίμηση των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων, σχετίζεται με το πλάτος των σεισμικών κυμάτων. Οι μηχανισμοί που περιγράφουν την ελάττωση του πλάτους των σεισμικών κυμάτων καθώς διέρχονται από τους διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς είναι η γεωμετρική εξασθένηση και η απόσβεση. Με στόχο την κατανόηση των μηχανισμών αυτών παρουσιάζεται συνοπτική μελέτη του τρόπου μεταβολής της ενέργειας από την σεισμική εστία μέχρι την θέση καταγραφής του σήματος .

Είναι ήδη γνωστό ότι στην περίπτωση που ασκηθεί δύναμη σε ελαστικό σε σώμα , τότε αυτό υφίσταται ελαστική παραμόρφωση. Η απαιτούμενη για την παραμόρφωση ενέργεια αποθηκεύεται στο σώμα με την μορφή δυναμικής ενέργειας η οποία και ονομάζεται ενέργεια παραμόρφωσης. Με σκοπό την κατανόηση της φυσικής έννοιας της ενέργειας παραμόρφωσης θεωρείται η περίπτωση ελαστικού ελατηρίου στο οποίο ασκείται δύναμη F. Η δύναμη F προκαλεί επιμήκυνση του ελατηρίου και παρέχεται από την σχέση 1:

$$F = -kx \qquad \textbf{(1)}$$

όπου x είναι η επιμήκυνση του ελατηρίου και k η σταθερά του ελατηρίου. Το έργο που καταναλώνεται για να επιμηκυνθεί το ελατήριο κατά dx παρέχεται από την σχέση (2) και επομένως η δυναμική ενέργεια του ελατηρίου παρέχεται από την σχέση (3):

$$dW = -kxdx \qquad \textbf{(2)}$$

$$W = \int dW = \int -kdx = -\frac{kx^2}{2} \qquad \textbf{(3)}$$

Στην γενικότερη περίπτωση παραμόρφωσης ενός ελαστικού σώματος όγκου dV, η ελαστική ενέργεια παραμόρφωσης δίνεται από το ολοκλήρωμα του γινομένου της τάσης με την αντίστοιχη παραμόρφωση.

$$W = \frac{1}{2}\int \sigma_{xy} e_{xy} dV \qquad \textbf{(4)}$$

Στην περίπτωση ενός επίπεδου αρμονικού κύματος που διαδίδεται κατά τον άξονα x ισχύει:

$$u(x,t) = A\exp[i(\omega t - kx)] \quad \textbf{όπου A = (0,A}_{\textbf{y}}\textbf{,0)} \quad \textbf{(5)}$$

και οι μοναδικές μη μηδενικές παραμορφώσεις είναι :

$$e_{xy} = e_{yx} = \frac{1}{2}\frac{\partial u_y}{\partial u_x} = -0.5ika\exp[i(\omega t - kx)] \quad \textbf{(6)}$$

Επειδή η σχέση μεταξύ της συνιστώσας της τάσης και της παραμόρφωσης δίνεται από την σχέση $\sigma_{ij} = 2\mu\varepsilon_{ij}$ και με την βοήθεια της σχέσης (6) ,η τάση δίνεται από την έκφραση:

$$\sigma_{xy} = \sigma_{yx} = -ik\mu A\exp[i(\omega t - kx)]$$

Ολοκληρώνοντας για διάστημα ίσο με το μήκος κύματος προκύπτει η μέση ενέργεια παραμόρφωσης του ελαστικού μέσου από το οποίο διέρχεται το σεισμικό κύμα.

$$W = \frac{1}{2\lambda}\int k^2 A^2 \mu dx$$

και δεδομένου ότι $\mu=\beta^2\rho$, $\beta=\lambda/T$ προκύπτει ότι η δυναμική ενέργεια παραμόρφωσης δίνεται από την σχέση και αποτελεί την γενικότερη περίπτωση ενέργειας ενός αρμονικού κύματος :

$$W = \frac{2\pi^2 \rho A_y^2}{T^2}$$

Σεισμική πηγή μπορεί να αποτελεί οποιαδήποτε σημείο ή θέση μιας γεωλογικής επιφάνειας ή ενός στέρεου υποβάθρου και περιβάλλεται από διάφορους γεωλογικούς σχηματισμούς και πετρώματα. Για την περιγραφή του φαινομένου της γεωμετρικής εξασθένησης εξετάζεται η περίπτωση των ελαστικών κυμάτων χώρου και θεωρείται ότι η σημειακή πηγή περιβάλλεται με σφαιρικά κελύφη. Αν A_1 και A_2 είναι

τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων που διέρχονται από τα σφαιρικά κελύφη που βρίσκονται αντίστοιχα σε αποστάσεις r_1 και r_2 από την εστία και W_1 και W_2 είναι η ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας τότε σύμφωνα με το θεώρημα διατήρησης της ενέργειας από κάθε κέλυφος διέρχεται το ίδιο ποσό συνολική ενέργειας .

$$4\pi r_1^2 W_1 = 4\pi r_2^2 W_2$$

ή

$$4\pi r_1^2 \left(\frac{2\pi p \mathrm{A}_1^2}{\mathrm{T}^2} \right) = 4\pi r_2^2 \left(\frac{2\pi p A_2^2}{T^2} \right)$$

Από την σχέση αυτή προκύπτει η σχέση πλάτους και απόστασης και αποδεικνύεται ότι τα σεισμικά πλάτη ελαττώνονται αντιστρόφως ανάλογα με την απόσταση από την εστία.

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{r_2}{r_1}$$

Το φαινόμενο κατά το οποίο τα σεισμικά πλάτη ελαττώνονται αντιστρόφως ανάλογα με την απόσταση από την εστία ονομάζεται γεωμετρική εξασθένιση. Εκτός όμως από το φαινόμενο της γεωμετρικής εξασθένισης καθώς τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσω των διαφόρων γεωλογικών σχηματισμών ένα μέρος της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων μετατρέπεται σε θερμότητα. Το φαινόμενο αυτό που αποτελεί έναν μηχανισμό ελάττωσης των σεισμικών πλατών, ονομάζεται απόσβεση. Οι μηχανισμοί μετατροπής της ελαστικής ενέργειας σε θερμότητα δεν είναι πλήρως γνωστοί μέχρι σήμερα. Έχει αναφερθεί από τον Παπαζάχο (1996), ότι κατά την διάδοση των κυμάτων στο εσωτερικό της γης, τα πετρώματα υφίστανται πλαστική παραμόρφωση με συνέπεια την μετατροπή της σεισμικής ενέργειας σε θερμότητα. Έχουν αναφερθεί διάφοροι μηχανισμοί απώλειας ενέργειας και χαρακτηριστικά αναφέρεται το φαινόμενο της σκέδασης των σεισμικών κυμάτων από διάφορες ανομοιογένειες του μέσου διάδοσης, η παρουσία ρωγμών και η μεταβολή ιξώδους. Έχει αποδειχτεί ότι η ελάττωση των πλατών των σεισμικών κυμάτων είναι μεγαλύτερη για κύματα βραχείας περιόδου

σε σχέση με την ελάττωση πλατών των σεισμικών κυμάτων μακράς περιόδου. Το πλάτος Α των σεισμικών κυμάτων σε απόσταση r από την εστία είναι ανάλογο της απόστασης του δρόμου διαδρομής και του συντελεστή απόσβεσης του κύματος και δίνεται από την σχέση:

$$A = \frac{A_0}{r}\exp(-qr)$$

όπου A_0 είναι το πλάτος του αρχικού κύματος και q είναι ο συντελεστής απόσβεσης του κύματος ο οποίος εξαρτάται από το μέσο διάδοσης και είναι αντιστρόφως ανάλογος της περιόδου του κύματος. Ο συντελεστής απόσβεσης εκφράζεται συναρτήσει της περιόδου του κύματος, του παράγοντας απόσβεσης Q και της ταχύτητας διάδοσης c του κύματος, σύμφωνα με την σχέση:

$$q = \frac{\pi}{QTc}$$

Με βάση την σχέση αυτή η σχέση του πλάτους των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με την απόσταση μπορεί να γραφεί και με την μορφή:

$$A = \frac{A_0}{r}\exp\left(-\frac{\pi r}{QTc}\right)$$

Η τελευταία έκφραση παρέχει την μεταβολή του πλάτους των σεισμικών κυμάτων με την απόσταση και την περίοδο και ισχύει μόνο σε σχετικά μεγάλες αποστάσεις από την εστία Από την σχέση συμπεραίνεται ότι όσο μικρότερη είναι η περίοδος τόσο μεγαλύτερες είναι οι τιμές της απόσβεσης σε σχέση με την απόσταση. Για τον λόγο αυτό σε μικρές αποστάσεις επικρατούν κύματα βραχείας περιόδου ενώ σε μεγάλες αποστάσεις επικρατούν κύματα μεγάλης περιόδου.

2.1.3. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ

Είναι ευρύτατα αποδεκτό ότι η επίδραση των επιφανειακών σχηματισμών στην σεισμική κίνηση είναι σημαντική με αποτέλεσμα η εδαφική απόκριση να συμπεριλαμβάνεται μεταξύ των κύριων αιτίων σεισμικής καταστροφής. Ο παράγοντας επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σχετίζεται με τον τρόπο κατά τον οποίο η τοπική δομή καθορίζει την κυματική διάδοση ή ισοδύναμα τον

τρόπο με τον οποίο επιδρά η δομή αυτή, στην διάδοση των κυμάτων από τον σεισμογόνο χώρο μέχρι την θέση καταγραφής τους. Με τον όρο δομή εννοούμε τις επιφανειακές γεωλογικές αποθέσεις και το τοπογραφικό ανάγλυφο της υπό εξέτασης περιοχής. Η έννοια της τοπικής δομής αναφέρεται στην τοπικές επιφανειακές γεωλογικές αποθέσεις και στο τοπογραφικό ανάγλυφο σε συγκεκριμένη θέση της υπό εξέτασης περιοχής.

Η επιφανειακή γεωλογία συχνά χαρακτηρίζεται από ισχυρές πλευρικές ετερογένειες, φαινόμενα που επηρεάζουν έντονα τον τρόπο διάδοσης διαδρομής των σεισμικών κυμάτων εισάγοντας σημαντικές μεταβολές στην επιφανειακή εδαφική κίνηση. Σημαντικός επομένως παράγοντας επίδρασης της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από την σεισμική πηγή μέχρι την θέση καταγραφής τους, αποτελεί η παρουσία πλευρικών ετερογενειών και ασυνεχειών της επιφανειακής γεωλογίας και γενικότερα οι τοπικές εδαφικές συνθήκες της δομής . Οι περισσότερο σημαντικές εδαφικές αποκρίσεις είναι η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης που συνδέεται με την επιφανειακή τοπογραφία, ή με την ύπαρξη ιζηματογενών αποθέσεων.

Η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών καθορίζεται και από την ένταση της κίνησης, δηλαδή αν πρόκειται για ισχυρή ή ασθενή κίνηση. Η ένταση της κίνησης σε συνδυασμό με την γεωλογία εισάγει ή όχι μη-γραμμικά φαινόμενα. Το φαινόμενο της ρευστοποίησης αποτελεί επίσης ένα είδος εδαφικής απόκρισης με σημαντικές συνέπειες στην τεχνική σεισμολογία και εμφανίζεται με την άνοδο νερού και άμμου, με την μορφή υπόγειων ολισθήσεων

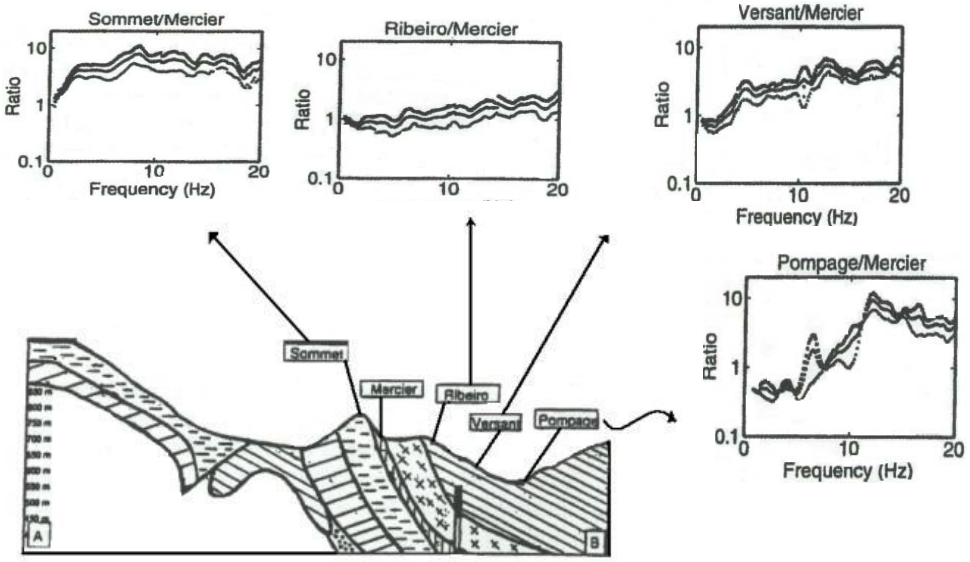
μεταξύ στρωμάτων άμμου και κατολισθήσεων στις πλαγιές λόφων ή στις όχθες ποταμών. Κατά την εκδήλωση σεισμού, η έντονη ταλάντωση από τα σεισμικά κύματα που υφίσταται το λεπτόκοκκο υλικό του εδάφους το οποίο περιέχει σημαντική ποσότητα νερού έχει σαν αποτέλεσμα το λεπτόκοκκο υλικό να χάνει την συνοχή του και να συμπεριφέρεται σαν ρευστό. Παρά το γεγονός ότι το φαινόμενο αυτό είναι εξαιρετικά επικίνδυνο για τις τεχνικές κατασκευές και προκαλεί

εκτεταμένες καταστροφές (χαρακτηριστικά αναφέρεται η περίπτωση του σεισμού Niigata, 1964) δεν θα γίνει αναλυτικότερη μελέτη της επίδρασης της ρευστοποίησης του εδάφους στην ισχυρή σεισμική κίνηση, λαμβάνοντας υπόψη ότι η συγκεκριμένη μελέτη εστιάζεται στις αποκρίσεις που συνδέονται με φαινόμενα διάδοσης κυμάτων, δηλαδή με αποκρίσεις που επηρεάζουν άμεσα την εδαφική κίνηση. Η μελέτη των Yataka Nakamura, Tsutomu Sato και Masayuki Nishinaga (2002), της επίδρασης της τοπικής εδαφικής μορφολογίας στην απόκριση του εδάφους στο Kobe με καταγραφές εδαφικού θορύβου, απέδειξε ότι η μεγάλη καταστροφή που σημειώθηκε σε μια ζώνη πλάτους 1-2 km, μετά από την εκδήλωση του σεισμικού γεγονός Hyogo-Ken-Nanbu (1995), αποδόθηκε στην απότομη τοπογραφία και γενικότερα στην επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι μεγαλύτερες καταστροφές σημειώθηκαν κοντά στην θαλάσσια περιοχή. Από την επεξεργασία των μετρήσεων εδαφικού θορύβου, παρατηρήθηκε τάση σταδιακής μείωσης της θεμελιώδους συχνότητας f από την ορεινή περιοχή προς την θαλάσσια περιοχή της πόλης Kobe και σταδιακής αύξησης του παράγοντας ενίσχυσης κοντά στην θαλάσσια περιοχή στον κόλπο Osaka. Η σταδιακή αύξηση του παράγοντας ενίσχυσης κοντά στην θαλάσσια περιοχή, σχετίζεται άμεσα με το φαινόμενο της ρευστοποίησης του εδάφους. Το γεγονός ότι η αιτία της καταστροφής στην περιοχή είναι οι πλευρικές ασυνέχειες, η παρουσία ενός ρήγματος και η ρευστοποίηση του εδάφους επιβεβαιώνει την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική διέγερση.

2.1.3.1 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ.

Η πρώτη αναφορά που σχετίζεται με την επίδραση πλευρικών ανομοιογενειών στην απόκριση του εδάφους, παρουσιάστηκε για του σεισμούς στις πόλεις Lambesc (Γαλλία, 1909), Irpinia (Ιταλία, 1980), Liege (Βέλγιο,1983). Χρησιμοποίηθηκαν μακροσεισμικά δεδομένα και απέδειχθηκε ότι η επίδραση των πλευρικών ανομοιογενειών στην εδαφικής ενίσχυσης, παρατηρείται και σε περιοχές με συμπαγή στρωματογραφία που υπέρκειται πάνω από ελαστικό υλικό. Ο Bouchon (1995), απέδειξε ότι οι πολύπλοκες δισδιάστατες (2D) και τρισδιάστατες (3D) τοπογραφικές δομές εμφανίζουν σημαντικά μεγαλύτερες ενισχύσεις από τις απλές γεωλογικές δομές. Η

διαπίστωση παρουσιάστηκε, αρχικά από τους Bard και Meneroud (1987), και επιβεβαιώθηκε από τον Nechtschein (1995) σε μια χαρακτηριστικά απότομη τοπογραφική θέση της περιοχής Castillo της Γαλλίας (σχήμα 2.2). Στην μελέτη αυτή αναφέρονται πολύ μεγάλες ενισχύσεις και πολύ απότομες μεταβολές του πλάτους της εδαφικής κίνησης κατά μήκος της απότομης τοπογραφίας της περιοχής. Συγκεκριμένα στην ίδια περιοχή, για αποστάσεις μικρότερες από 200 μέτρα και για υψομετρικές διαφορές μόνο λίγων δεκάδων μέτρων παρατηρήθηκαν πολύ απότομες μεταβολές του πλάτους της εδαφικής κίνησης, δηλαδή σημαντική ενίσχυση μεγαλύτερη από μια τάξη μεγέθους. Αποτελεί τον μεγαλύτερο φασματικό λόγο τοπογραφικής απόκρισης που έχει καταγραφεί μέχρι σήμερα, με πολύ μεγάλο πλάτος (περίπου ίσο με 10) σε στενό εύρος συχνοτήτων περίπου στα 5 Hz. Η σημαντική ενίσχυση που προέκυψε από πειραματική παρατήρηση είναι αποτέλεσμα της απότομης τοπογραφίας και επικυρώνεται από τις ζημιές του σεισμού στην θέση αυτή.



Σχήμα 2.2: Παράδειγμα έντονης διαφοροποίησης της σεισμικής απόκρισης, στην περιοχή Castillon της Γαλλίας εξαιτίας των χαρακτηριστικών της απότομης τοπογραφίας. Τα διαγράμματα απεικονίζουν τους μέσους φασματικούς λόγους των τεσσάρων διαφορετικών γεωλογικών θέσεων καθώς και η τυπική απόκλιση αυτών στην περίπτωση της EW- συνιστώσας (Nechtschein,1995).

Αργότερα ο Mucciarelli (2001), επιβεβαίωσε ότι οι τοπικές εδαφικές συνθήκες είναι αδιαμφισβήτητα σημαντικός παράγοντας στην κατανομή των ζημιών στην περίπτωση εκδήλωσης σεισμικού γεγονότος. Η παγίδευση σημαντικού ποσού ενέργειας σε λεκάνες και φαινόμενα εστίασης σεισμικών κυμάτων από ανώμαλες επιφάνειες και τοπογραφίες, οδηγούν σε σημαντικές χωρικές διαφοροποιήσεις στο πλάτος αλλά και στη διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Η μελέτη διεξάχθηκε στην περιοχή της Catania (Ανατολική Σικελία, Ιταλία) και από ένα μεγάλο αριθμό αποτελεσμάτων παρατηρήθηκε ότι θέσεις με ανάλογη γεωλογική δομή, παράγουν σημαντικά διαφορετικά επίπεδα ενίσχυσης.

Τα αποτελέσματα της μελέτης στην οποία χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου και η ανάλυση τους έγινε με την μέθοδο HVSR, δείχνουν ότι η γενική συμπεριφορά του πλάτους της εδαφικής απόκρισης σε σχέση με την συχνότητα δεν είναι σταθερή αλλά παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές . Το αποτέλεσμα αυτό οφείλεται σε φαινόμενα, σύνθετης υπεδάφιας δομής του εδάφους, μικρής κλίμακας ετερογένειες και μεταβολές του πάχους των επιφανειακών στρωμάτων, τα οποία πιθανότατα καθορίζουν το επίπεδο ενίσχυσης και διαμορφώνουν τις καμπύλες ενίσχυσης με τρόπο ώστε ο καθορισμός του τρόπου απόκρισης της περιοχής και κατά συνέπεια η μικροζωνική μελέτη της περιοχής να καθίσταται δύσκολη. Για την μικροζωνική όμως εκτίμηση της περιοχής απαιτείται η ανάλυση σημαντικού πλήθους καταγραφών εδαφικού θορύβου. Με σκοπό όμως την πλήρη κατανόηση της επίδρασης της επιφανειακής τοπογραφίας στην απόκριση του εδάφους και την εκπόνηση μικροζωνικών μελετών είναι απαραίτητη η εφαρμογή πειραματικών μελετών με την εγκατάσταση πυκνών διατάξεων και αναλυτικών γεωτεχνικών διασκοπήσεων.

Οι μελέτες των Levret (1986), για τον σεισμό του Lambesc (1909) στην Γαλλία, Brambati (1980), για τον σεισμό Fruili που εκδηλώθηκε (1976) στην Ιταλία, από τον Siro (1982), για τον σεισμό στην περιοχή Irpinia της Ιταλίας (1980), επικυρώνουν την διαπίστωση ότι οι σημαντικότερες απώλειες και καταστροφές παρατηρούνται στις κορυφές λόφων ή βουνών. Επιπρόσθετα αποτελέσματα από πειραματικές μελέτες των Geliet (1988), Faccioli (1991) και Finn (1991), δεικνύουν ότι η επιφανειακή τοπογραφία και γεωλογία επιδρούν σημαντικά στο πλάτος και στο περιεχόμενο των συχνοτήτων της εδαφικής κίνησης. Οι Teves-Costa, και Matias (1995), μελέτησαν την σεισμική συμπεριφορά δυο ιζηματογενών λεκανών (λεκάνη Alcantara και λεκάνη Praca do Comercio), διαφορετικών γεωτεχνικών ιδιοτήτων και απόδειξαν ότι το πλάτος και η συχνότητα απόκρισης των λεκανών στην σεισμική κίνηση, εξαρτάται από τις γεωτεχνικές ιδιότητες των σχηματισμών που τις χαρακτηρίζουν και συγκεκριμένα με την διαφορά εμπέδησης μεταξύ των των υποκείμενων και υπερκείμενων στρωμάτων τους. Συγκεκριμένα απέδειξαν ότι η

μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων της δομής. της στρωματογραφίας προκαλεί απότομη αύξηση της ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης και η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους σχετίζεται ικανοποιητικά με το πάχος των αλλουβιακών αποθέσεων. Το γενικότερο συμπέρασμα που εξάγεται από όλες τις μελέτες είναι ότι οι γεωλογικές αποθέσεις και οι τοπογραφίες διαφοροποιούν τα χαρακτηριστικά του κυματικού πεδίου με αποτέλεσμα την ενίσχυση ή αποενίσχυση της εδαφικής κίνησης. Σύμφωνα με τους Pedersen (1994) και Bard (1999), η επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας στην κίνηση του εδάφους σχετίζεται με τρία φυσικά φαινόμενα:

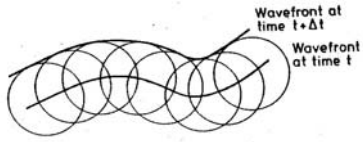
1. Η απόκριση της επιφανειακής τοπογραφίας στην σεισμική κίνηση καθορίζεται από την προσπίπτουσα γωνία των κυμάτων και είναι ιδιαίτερα σημαντική όταν σε αυτήν προσπίπτουν SV κυμάτων με γωνία πρόσπτωσης περίπου ίση με την οριακή γωνία. Η γωνία προσπίπτοντος κύματος παρέχει σημαντικές διαφοροποιήσεις στην επιφανειακή κίνηση.
2. Το φαινόμενο εστίασης ή απόκλισης των σεισμικών κυμάτων που ανακλώνται σε τοπογραφική επιφάνεια αποτελεί έναν επιπλέον παράγοντα επίδρασης της επιφανειακής τοπογραφίας στην σεισμική κίνηση.

Οι Sanchez-Sesma (1990) απέδειξαν την επίδραση του φαινομένου εστίασης και απόκλισης των σεισμικών ακτίνων στην σεισμική κίνηση στην περίπτωση τοπογραφικής επιφάνειας σχήματος σφήνας. Η απόκριση επιφανειακής τοπογραφίας σχήματος σφήνας γωνίας $2\pi/n$ στην οποία προσπίπτουν SH κύματα υπολογίζεται λαμβάνοντας υπόψη τις πολλαπλές ανακλάσεις μέσα στην σφήνα. Σε μια τέτοια περίπτωση τα εισερχόμενα κύματα υπερβαίνουν τις n-1 ανακλάσεις και κάθε σημείο μέσα στην σφήνα προσπίπτουν n κύματα. Προκύπτει εύκολα ότι το πλάτος του κύματος στην κορυφή της σφήνας είναι ίσο με n φορές το πλάτο του προσπίπτοντος κύματος αφού στην κορυφή της σφήνας δεν παρατηρείται καθυστέρηση φάσης μεταξύ εισερχόμενων και ανακλώμενων κυμάτων. Πειραματικές ενδείξεις της επίδρασης του φαινομένου εστίασης ή απόκλισης σεισμικών κυμάτων που ανακλώνται σε τοπογραφική επιφάνεια δεν έχουν επιβεβαιωθεί, δεδομένου ότι δεν έχουν χρησιμοποιηθεί ευρέως (3D) τρισδιάστατες σεισμολογικές διατάξεις σε τοπογραφικούς σχηματισμούς.

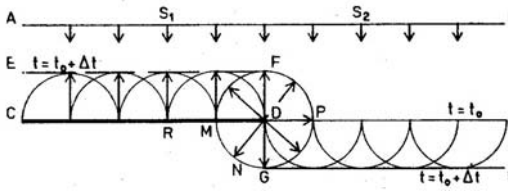
3. Η επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας επίσης συνδέεται με το φαινόμενο περίθλασης των επιφανειακών κυμάτων και των κυμάτων χώρου. Το φαινόμενο της περίθλασης βασίζεται στην αρχή του Huygen (σχήμα 2.3).

Η αρχή του Huygen ορίζει ότι κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί εστία ενός δευτερογενούς κύματος. Η εστία αυτή επιτρέπει στα κύματα να κινούνται εξωτερικά από το σημείο αυτό. Το σημαντικότερο είναι ότι η αρχή του Huygen περιγράφει

ακριβώς την περίπτωση, κατά την οποία ένα ελαστικό κύμα προσπίπτει σε ασυνεχείς επιφάνειες, σε γωνιακές δομές, η σε άλλες παρόμοιες ασυνέχειες του μέσου. Η πρόσπτωση όμως των ελαστικών κυμάτων σε τέτοιές δομές έχει σαν αποτέλεσμα οι δομές αυτές να γίνονται δευτερογενείς εστίες ακτινικής ακτινοβολίας ελαστικών κυμάτων με συνέπεια να φτάνουν κύματα και σε περιοχές όπου δεν αναμένονται σύμφωνα με την θεωρία της ανάκλασης και της διάθλασης. Το φαινόμενο αυτό λέγεται περίθλαση ελαστικών κυμάτων (σχήμα 2.4). Οι πιο συνηθισμένες πηγές ελαστικών κυμάτων είναι τα άκρα ρηγμάτων και μεμονωμένα τοπογραφικά χαρακτηριστικά τα οποία βρίσκονται μέσα σε ομογενή στρώματα.

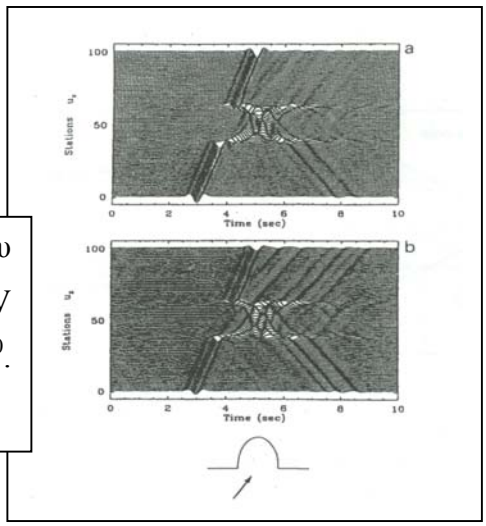


Σχήμα 2.3: Αρχή Huygen



Σχήμα 2.4: Περίθλαση

Το φαινόμενο της περίθλασης δημιουργεί συμβολές μεταξύ των απευθείας και των περιθλώμενων κυμάτων, (σχήμα 2.5). Αποτέλεσμα της συμβολής των απευθείας και περιθλώμενων κυμάτων είναι η ανομοιόμορφη κατανομή της ενέργειας σε διαφορετικές θέσεις της τοπογραφίας και συνεπώς η ενίσχυση ή η αποενίσχυση σε αυτές τις θέσεις. Στην περίπτωση που η τοπογραφία είναι απλή τα περιθλώμενα κύματα παρουσιάζουν στην επιφάνεια της γης μικρότερα πλάτη σε σχέση με τα απευθείας κύματα χώρου. Η επίδραση της περίθλασης των επιφανειακών κυμάτων και των κυμάτων χώρου στην εδαφική κίνηση, παρουσιάστηκαν για πρώτη φορά μετά από την επεξεργασία των μετρήσεων που καταγράφηκαν σε περιοχές της Ελλάδας προέκυψε ότι το πλάτος των προερχόμενων κυμάτων από την διάδοση αυτή είναι το 1/5 των αρχικών προσπιπτόντων κυμάτων.



Σχήμα 2.5: Απόκριση όρους απότομου ημι-ελλειπτικού σχήματος σε οριζόντια SV κύματα με γωνία πρόσπτωσης $\theta=30^0$. (Sanchez-Sesma και Campillo, 1991).

Μελέτες των Kawase (1996) και Pitarka (1998) αναφέρουν επίσης την επίδραση της συμβολής των απευθείας S κυμάτων και των περιθλώμενων επιφανειακών κυμάτων που παράγονται στα άκρα της λεκάνης. Έρευνες επίσης από τους Rodriguez (1988), Moczo και Bard(1993) έδειξαν ότι οι πλευρικές ασυνέχειες της τοπογραφίας παράγουν τοπικά επιφανειακά κύματα στο ελαστικότερο μέσο της δομής της υπό-εξέτασης περιοχής. Σύμφωνα με τον Moczo(1993) , οι επιδράσεις των τοπικά επιφανειακών κυμάτων είναι :

1. Το πλάτος των κυμάτων αυτών μπορεί να είναι μεγαλύτερο από το πλάτος των προσπιπτόντων κυμάτων (κυρίως σε μικρές αποστάσεις από την ασυνέχεια) με αποτέλεσμα την τοπική εδαφική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης.
2. Ανάλογα με την διαφορά εμπέδησης μεταξύ του επιφανειακού στρώματος και του μητρικού πετρώματος και με την απόσβεση του εδάφους και των γεωλογικών σχηματισμών, εισάγουν πολύ μεγάλες διαφοροποιήσεις της κίνησης εξαιτίας του μικρού μήκους κύματος από το οποίο χαρακτηρίζονται.

Όπως αναφέρει ο Frankel (1991) στην κοιλάδα Santa Clara της Καλιφόρνιας τα κύματα αυτά ήταν η αιτία της μακράς διάρκειας της δόνησης κατά την διάρκεια του σεισμού στην Loma Prieta. Οι Kinoshita (1992), Phillips (1993), Hisada (1993), αναφέρουν ότι τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται κατά μήκος των άκρων της λεκάνης έχουν μεγαλύτερα πλάτη από τα απευθείας S κύματα. Όμοια επιφανειακά κύματα παρατηρούνται στην κοιλάδα San Bernardino από τον Frankel (1994) και στην κοιλάδα Coachella από τον Field (1996). Συμπερασματικά τα αντίστοιχα επιφανειακά κύματα είναι κύματα μακράς περιόδου και ο χρόνος διαδρομής τους από τις γωνίες των λεκανών μέχρι το κέντρο της λεκάνης μπορεί να καλύπτει πολλά δευτερόλεπτα.

Στην περίπτωση δομών με μικρότερες διαστάσεις, οι θεμελιώδεις συχνότητες είναι μεγαλύτερες και η απόσταση της διαδρομής είναι μικρότερη με αποτέλεσμα ο διαχωρισμός των ανακλώμενων επιφανειακών και των S κυμάτων να καθίσταται δύσκολος. Με την εγκατάσταση όμως πυκνών διατάξεων επιτυγχάνεται ο παραπάνω διαχωρισμός τους. Κύματα μεγάλου ενεργειακού περιεχομένου τα οποία έχουν υποστεί περίθλαση παρατηρούνται στην θέση Euroseistest σε δομή πλάτους 5Km και πάχους 200m κοντά στην Θεσσαλονίκη (Riepl, 1997 και Kamae,1998). Όμοιες παρατηρήσεις, αναφέρθηκαν από τους Carver και Hartzell (1996), στην περίπτωση μικρής κλίμακας πεδιάδας στην πόλη Santa Cruz της Καλιφόρνιας. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το φαινόμενο της περίθλασης σχετίζεται με την παρατηρούμενη αύξηση της

διάρκειας της ισχυρής κίνησης. Στατιστική ανάλυση σε καταγραφές ισχυρών κινήσεων στην Ιταλία (Caillot,1992) και Ελλάδα (Θεοδουλίδης,1994), απέδειξε σημαντική αύξηση της διάρκειας

της κίνησης σε αλλουβια σε σχέση με την διάρκεια της κίνησης στον βράχο στο εύρος συχνοτήτων 2-3Hz. Ο Trifunac & Novikova (1994) και αργότερα ο Θεοδουλίδης (1995) , ανάφεραν σημαντική αύξηση της διάρκειας της ισχυρής εδαφικής κίνησης και ιδιαίτερα σε μεγάλες περιόδους. Κατά τον Bard (1999), το θέμα της αύξησης της διάρκειας της κίνησης συνδέεται με την επίδραση των πλευρικών ανομοιογενειών της τοπογραφίας και με την περίθλαση των επιφανειακών κυμάτων στην υπό-επιφανειακή τοπογραφία.

Από θεωρητικές και πειραματικές μελέτες για την επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας στην εδαφική κίνηση, ο Geli (1998) κατέληξε στα εξής συμπεράσματα:

i) Υπάρχει ποιοτική συμφωνία μεταξύ της θεωρητικής και πειραματικής προσέγγισης σχετικά με την ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στην κορυφή λόφων και την αποενίσχυση στην βάση τους . Η παρατηρούμενη αυτή ενίσχυση είναι συνήθως μεγαλύτερη στις οριζόντιες συνιστώσες σε σχέση με τις κάθετες συνιστώσες .

ii) Στην περίπτωση των 2D οροσειρών, από τις δύο συνιστώσες συνήθως η κίνηση κάθετα στον άξονα της οροσειράς προκαλεί ενισχύεται περισσότερο. Η ενίσχυση που προκύπτει είτε με απλή παρατήρηση είτε με υπολογισμούς συνδέεται με την απότομη τοπογραφική μορφολογία της υπό εξέτασης περιοχής: Όσο περισσότερο απότομη είναι η μέση κλίση της τοπογραφίας , τόσο μεγαλύτερη και η ενίσχυση που παρουσιάζει.

2.1.3.2 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ

Οι ιζηματογενείς αποθέσεις δημιουργούνται από μακροχρόνιες διαδικασίες διάβρωσης, μεταφοράς υλικών, δημιουργίας λεκανών που τελικά επικάθονται πάνω από συνεκτικούς και βραχώδεις σχηματισμούς. Σύμφωνα με σχετικές θεωρητικές και πειραματικές μελέτες, η παρουσία πλάγιων ανομοιογενειών μέσα σε ιζήματα εισάγει σημαντικές διαφοροποιήσεις της κίνησης. Με βάση τις θεωρητικές προσεγγίσεις, οι πλευρικές διαφοροποιήσεις του πάχους των ιζηματογενών εδαφικών στρωμάτων, δημιουργούν τοπικά επιφανειακά κύματα, των οποίων η ενέργεια παγιδεύεται μέσα στα ελαστικά στρώματα και συμβάλλει στην παρατηρούμενη ενίσχυση. Μελέτες έδειξαν ότι η εκδήλωση σεισμικού γεγονότος σε περιοχή που χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη γεωλογική στρωματογραφία,

προκαλεί σημαντικότερες καταστροφές στις θέσεις ιζηματογενών αποθέσεων σε σχέση με το μέγεθος της καταστροφής πάνω από το σταθερό μητρικό πέτρωμα. Παραδείγματα τέτοιων αποκρίσεων αποτελούν οι περιπτώσεις των San Francisco και Mexico City. Στην περίπτωση του San Francisco οι τοπικές ενισχύσεις πάνω από μη συνεκτικά ιζήματα είναι υπαίτιες για τις μεταβολές της έντασης κατά την διάρκεια του

σεισμού (1906) αλλά και στο σεισμό (1989), στην περιοχή Loma Prieta. Η εδαφική απόκριση του εδάφους κατείχε επίσης σημαντικό ρόλο στην σεισμική διέγερση κατά την διάρκεια του σεισμού τον Σεπτέμβριο του 1985 στο Μεξικό. Κατά την εκδήλωση σεισμικού γεγονότος στο Michoacan η παρουσία ελαστικών ιζηματογενών αποθέσεων στην πόλη του Μεξικό προκάλεσε μεγάλες ενισχύσεις που είχαν ως αποτέλεσμα τον θάνατο ανθρώπων αλλά και μεγάλες οικονομικές απώλειες, (M_S=8.1). Παρά το γεγονός ότι η θέση του επικέντρου του σεισμού απείχε 400 Km από την πόλη του Μεξικό, οι σημαντικότερες απώλειες και καταστροφές σημειώθηκαν στο κέντρο ιζηματογενούς λεκάνης πάνω από την οποία είναι κτισμένη η πόλη του Μεξικό και όχι στην γύρω περιοχή που αποτελείται από σκληρά πετρώματα. Το παράδειγμα αυτό επιβεβαιώνει την επίδραση των ιζηματογενών αποθέσεων στην σεισμική κίνηση.

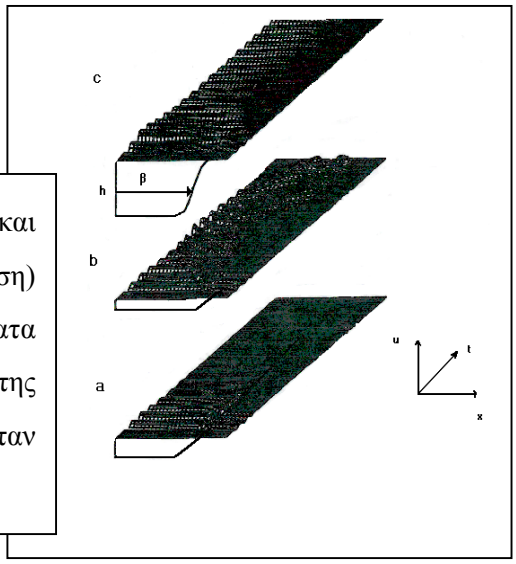
Οι Chavez-Garcia και Guenca (1998), λαμβάνοντας υπόψη την γεωλογία της περιοχής που αποτελείται από ανδεσίτες, ασβεστόλιθους που εμπεριέχουν πορώδη ηφαιστειογενή πετρώματα, αλλουβιακές αποθέσεις, και πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις στο εσωτερικό των λεκανών απόδειξαν ότι τα επιφανειακά στρώματα της περιοχής ενισχύουν την εδαφική κίνηση κατά ένα παράγοντα πάνω από 50 στο εύρος συχνοτήτων από 0.3-0.7Hz. Ο ανδεσίτης έχει τα χαρακτηριστικά συνεκτικού πετρώματος δηλαδή μπορεί να χαρακτηριστεί σαν βράχος , οπότε στα σημεία που εντοπίζεται ανδεσίτης δεν παρατηρείται έντονη εδαφική ενίσχυση. Εξαιτίας της μεγάλης χωρικής διαφοροποίησης της κυματικής εμπέδησης ή της μεγάλης λιθολογικής μεταβολής ασβεστόλιθου και πορώδους

ηφαιστειογενούς πετρώματος, αναμένεται αισθητή μεταβολή στην απόκριση στις θέσεις που χαρακτηρίζονται από ασβεστόλιθους που εμπεριέχουν πορώδη ηφαιστειογενή πετρώματα στρωμάτων. Επιβεβαιώθηκε μεγάλη ενίσχυση στις αλλουβιακές αποθέσεις και εξαιτίας του μικρού πάχους των επιφανειακών αλλουβιακών στρωμάτων ή εξαιτίας της υψηλότερης ταχύτητας εγκάρσιου κύματος η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους είναι πολύ μικρή, καθώς το πάχος των αποθέσεων είναι μικρό και η ενίσχυση του εδάφους είναι σημαντική. Παραδείγματα περιοχών που έχουν σημαντικά αλλά και ολοκληρωτικά καταστραφεί εξαιτίας της εγκατάστασης τους σε πρόσφατες ελαστικές επιφανειακές αποθέσεις και επιβεβαιώνουν την επίδραση τους στην ενίσχυση της κίνησης του εδάφους, αποτελούν οι περιπτώσεις σεισμικών γεγονότων στην Αρμενία (1988), Ιραν (1990), Philippines (1990), Northridge (1994), Kobe (1995), Columbia (1999).

2.1.3.2.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ ΣΕ ΕΛΑΣΤΙΚΑ ΕΔΑΦΙΚΑ ΣΤΡΩΜΑΤΑ

Όπως αναφέρει ο Bard (1996), το σύνολο των θεωρητικών και πειραματικών παρατηρήσεων και ερευνών συμβάλλουν στην καλύτερη κατανόηση της ενίσχυση της εδαφικής κίνησης πάνω από επιφανειακά στρώματα αλλά και στην εξαγωγή χαρακτηριστικών γνωρισμάτων της ενίσχυσης των εδαφών. Η αιτία της ενίσχυσης της κίνησης σε ιζηματογενείς ελαστικές περιοχές είναι η παγίδευση της σεισμικής ενέργειας των σεισμικών κυμάτων εξαιτίας της διαφοράς εμπέδησης μεταξύ των ιζημάτων και του υποκείμενου μητρικού πετρώματος. Στην απλή περίπτωση που η στρωματογραφία της δομής είναι οριζόντια (1D) τότε η παγίδευση εξαιτίας της διαφοράς εμπέδησης μεταξύ του υπερκείμενου και υποκείμενου στρώματος επηρεάζει μόνο τα κύματα χώρου τα οποία διαδίδονται κάθετα προς την επιφάνεια των στρωμάτων. Όταν όμως η επιφανειακή δομή των ιζημάτων δημιουργεί σύνθετη δομή (2D ή 3D) τότε η παγίδευση εξαιτίας της διαφοράς εμπέδησης μεταξύ του υπερκείμενου και υποκείμενου στρώματος επηρεάζει επίσης και τα επιφανειακά κύματα που αναπτύσσονται πάνω στις πλάγιες ετερογένειες και διαδίδονται παράλληλα προς την επιφάνεια των εδαφικών στρωμάτων.

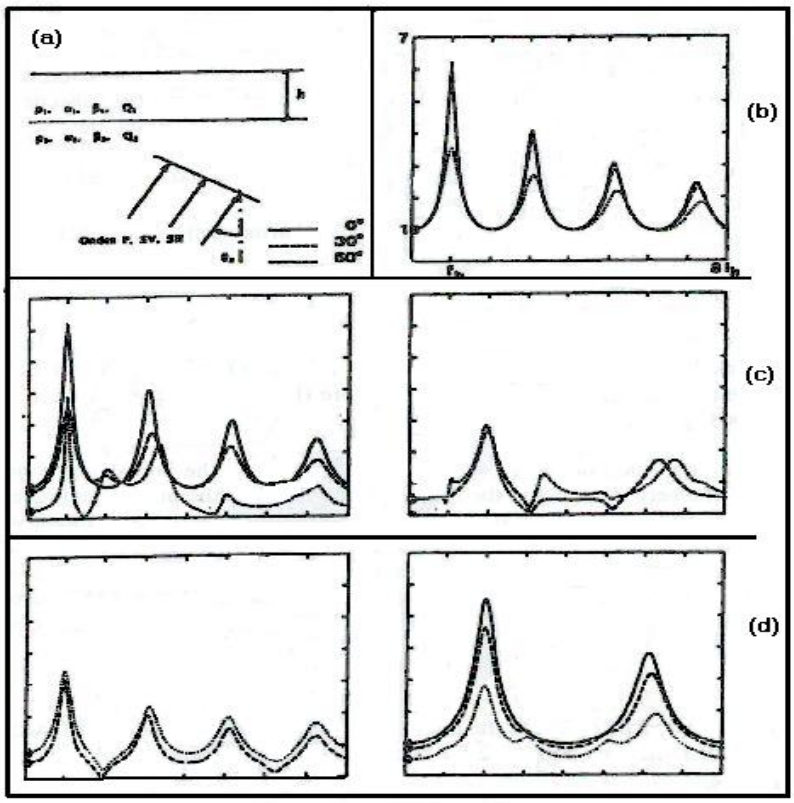
Οι προκαλούμενες παρεμβολές μεταξύ των παγιδευμένων κυμάτων στην δομή της γήινης επιφάνειας οδηγεί σε διάφορες δομές συντονισμού, το σχήμα και η συχνότητα των οποίων σχετίζεται με τα γεωμετρικά και μηχανικά χαρακτηριστικά της δομής. Οι δομές συντονισμού της επιφάνειας του εδάφους είναι απλής μορφής στην περίπτωση μονοδιάστατης δομής (κάθετη απόκριση κυμάτων χώρου) ενώ στην περίπτωση δισδιάστατης ή τρισδιάστατης δομής το φαινόμενο του συντονισμού της επιφάνειας του εδάφους είναι περισσότερο σύνθετο, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.6.



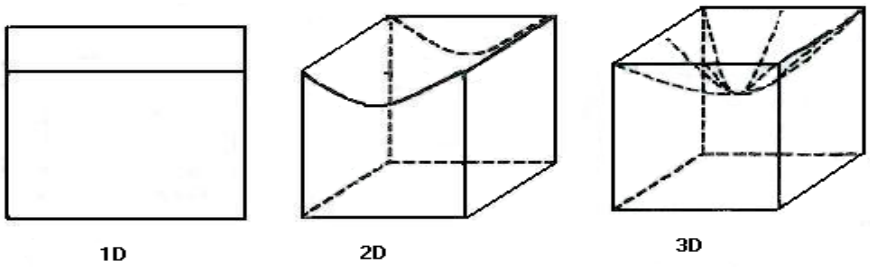
Σχήμα 2.6: Διαφορές συμπεριφοράς μεταξύ 1D και 2D δομών σε πλήρως ελαστική (χωρίς απόσβεση) ιζηματογενή λεκάνη. Τα παραπάνω διαγράμματα αντιστοιχούν στην χωρική και χρονική εξέλιξη της επιφανειακής κίνησης ιζηματογενούς λεκάνης, όταν σε αυτή προσπίπτουν SH κύματα (Bard,1999).

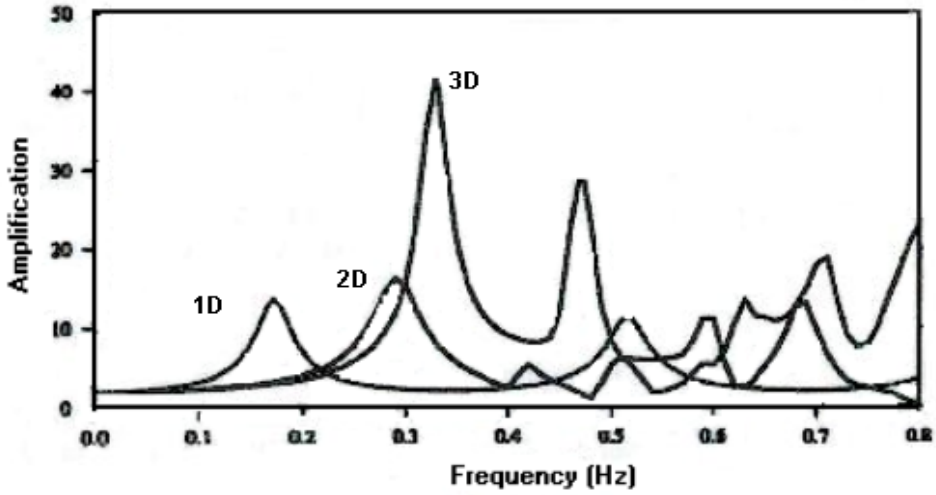
2.1.3.2.1.1ΦΑΣΜΑΤΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΤΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ

Στο πεδίο της συχνότητας οι δομές συντονισμού οι αντιστοιχούν σε φασματικές κορυφές. Στο σχήμα 2.7 παρουσιάζεται η φασματική απόκριση μιας απλής δομής. Στο σχήμα 2.8 παρουσιάζεται η σύγκριση των φασματικών αποκρίσεων των 1D, 2D και 3D δομών.



Σχήμα 2.7: Απόκριση επίπεδης στρωματογραφίας





Σχήμα 2.8: Σύγκριση φασματικών αποκρίσεων των 1D, 2D και 3D δομών (Riepl, 1997, Bard, 1999).

Από το σύνολο των πειραματικών και θεωρητικών προσεγγίσεων προκύπτουν στο πεδίο της συχνότητας τα παρακάτω φασματικά χαρακτηριστικά :

i) Οι θεμελιώδεις συχνότητες σχετίζονται με το πάχος και τις ταχύτητες που καταγράφονται στα επιφανειακά στρωματά. Στην περίπτωση μονοδιάστατης δομής ενός στρώματος που υπέρκειται από ημιχώρο, η εξάρτηση της θεμελιώδους συχνότητας και των αρμονικών της από το πάχος του στρώματος δίνεται από τις σχέσεις:

$$f_0 = \frac{\beta_1}{4H} \qquad (1)$$

$$f_n = (2n+1) f_0 \qquad (2)$$

Στις σχέσεις (1) και (2) η παράμετρος β_1 αντιστοιχεί στην ταχύτητα εγκάρσιου κύματος στο επιφανειακό στρώμα και n είναι ακέραιος αριθμός που χαρακτηρίζει τον βαθμό αρμονικότητας.
Η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας κυμαίνεται από 0.2 Hz στην περίπτωση αποθέσεων μεγάλου πάχους έως 10 Hz σε στρώματα πολύ μικρού πάχους, όπως οι αλλουβιακές αποθέσεις ή αποσαθρωμένα πετρώματα.

ii) Το πλάτος της ενίσχυσης σχετίζεται κυρίως με την αντίθεση αντίστασης του επιφανειακού και του μητρικού πετρώματος, στην παρουσία του φαινομένου απόσβεσης των ιζηματογενών σχηματισμών και στα χαρακτηριστικά του προσπίπτοντος κυματικού πεδίου (τύπος κύματος, προσπίπτουσα γωνία, εγγύς ή όχι πεδίου). Στην περίπτωση η γεωμετρία της 2D ή 3D δομής , κατέχει σημαντικό ρόλο και ιδιαίτερα στην περίπτωση φαινομένου μικρής απόσβεσης των γεωλογικών σχηματισμών. Στην περίπτωση μονοδιάστατης δομής ενός στρώματος που υπέρκειται από ημίχωρο στην οποία προσπίπτουν κάθετα εγκάρσια κύματα , η ενίσχυση στην θεμελιώδη συχνότητα f_0 , δίνεται από την σχέση:

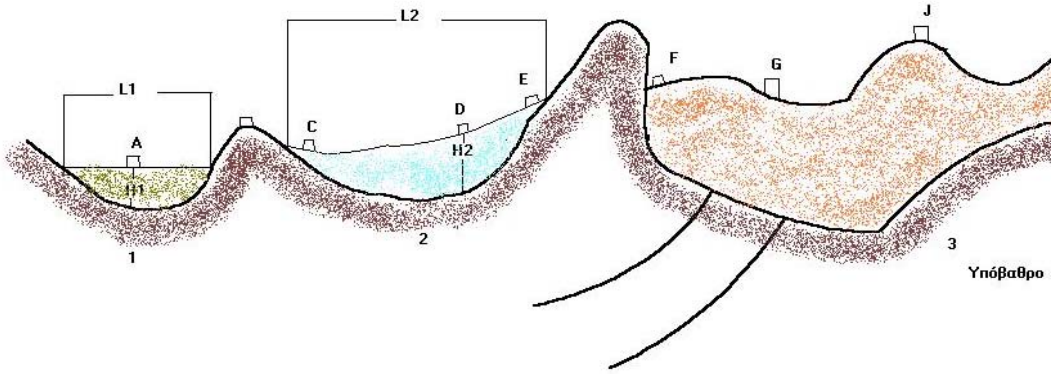
$$A_0 = \frac{1}{\left(\frac{1}{C} + 0.5\pi\zeta_1\right)} \qquad (3)$$

όπου $C = \rho_2\beta_2/\rho_1\beta_1$ είναι η αντίθεση εμπέδησης και ρ_i είναι η πυκνότητα του μέσου (i = 1 για ιζήματα και i = 2 για το μητρικό πέτρωμα) και ζ_1είναι η απόσβεση των ιζημάτων. Από τον τύπο 3 διαπιστώνεται ότι για πολύ μικρή απόσβεση υλικού (material damping) ($\zeta_1 = 0$), η μέγιστη ενίσχυση είναι ίση με την αντίθεση αντίστασης του επιφανειακού και του μητρικού πετρώματος. Το μέγιστο φασματικό πλάτος της ενίσχυσης από πειραματικές και θεωρητικές μελέτες έχει μέγιστες τιμές από 6 έως 10 και σε εξαιρετικές περιπτώσεις όπως στο Mexico City και San Francisco η μέγιστη ενίσχυση υπερβαίνει την τιμή 20.

2.2 ΣΥΝΟΨΗ

Συμπερασματικά με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις και από το σύνολο των μέχρι τώρα μελετών προκύπτει ότι η διαφορετική απόκριση των επιφανειακών και των υποκείμενων εδαφικών σχηματισμών είναι η αιτία των μεγάλων διαφοροποιήσεων στις βλάβες που παρατηρούνται όχι μόνο στην περιοχή μελέτης αλλά και στις γύρω περιοχές. Τα έδαφος συμπεριφέρεται σε κάποιο βαθμό σαν κυματικό φίλτρο ενισχύοντας τις συνιστώσες των διερχόμενων σεισμικών κυμάτων των οποίων οι συχνότητες προσεγγίζουν τις ιδιοσυχνότητες των

εδαφικών σχηματισμών. Ο Dorwick (1987), παρουσίασε τους σημαντικότερους παράγοντες που επηρεάζουν τα αναμενόμενα φάσματα εδαφικής απόκρισης. Οι σημαντικότεροι παράγοντες που επηρεάζουν τα αναμενόμενα φάσματα απόκρισης παρουσιάζονται στο σχήμα 2.9.



Σχήμα 2.9: Παράγοντες που επηρεάζουν τα φάσματα σύμφωνα με τον Dorwick (1987).

Ο Dorwick με σχετική μελέτη εκτίμησης των παραγόντων που επηρεάζουν τα φάσματα της εδαφικής κίνησης διαπίστωσε ότι βασικός παράγοντας επίδρασης στην απόκριση του εδάφους είναι η έκταση των χαλαρών αποθέσεων και συγκεκριμένα όσο μικρότερη είναι η οριζόντια έκταση (L1,L2) των χαλαρών σχηματισμών τόσο μεγαλύτερη είναι η επίδραση των πλευρικών τοιχωμάτων στις εδαφικές κινήσεις. Επίσης καθοριστικός παράγοντας είναι το βάθος του βραχώδους υποβάθρου (H1,H2) εφόσον η ιδιοπερίοδος του εδάφους σε κάθε θέση αυξάνει με το βάθος του βραχώδους υποβάθρου. Στον σεισμό του Μεξικό (1985), παρατηρήθηκαν εκτεταμένες καταστροφές σε θέσεις αλλουβιακών αποθέσεων μεγάλου πάχους. Στο σεισμό του Kobe το έδαφος ενισχύει τις παραπλήσιες συχνότητες με την δική του. Σημαντική επίδραση στην απόκριση έχουν επίσης η παρουσία των κλίσεων των γεωλογικών σχηματισμών (κοιλάδες 2,3), οι πλευρικές

μεταβολές της γεωμορφολογίας (θέσεις F,G) και ιδιαίτερα οι απότομες πλευρικές μεταβολές της τοπικής γεωλογίας που παράγουν σημαντικές μεταβολές στα αναμενόμενα φάσματα απόκρισης. Στην απόκριση του εδάφους επιδρούν οποιεσδήποτε ανομοιογένειες του εδάφους, εφόσον προκαλούν φαινόμενα ανάκλασης, διάθλασης ή σκέδασης σεισμικών κυμάτων και κατά συνέπεια την διαφοροποίηση της σεισμικής ενέργειας .

Από το σύνολο των μέχρι τώρα ερευνών , επιβεβαιώνεται η σημαντική επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική απόκριση του εδάφους. Η σωστή εκτίμηση της

επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση, οδηγεί στην κατάλληλη επιλογή του χώρου ανέγερσης των μεγάλων ή μικρών τεχνικών έργων, διασφαλίζοντας την ανθρώπινη ζωή και την αντισεισμική θωράκιση των πόλεων. Η έκταση των βλαβών και καταστροφών, είναι αποτέλεσμα της απόκρισης των τοπικών εδαφικών συνθηκών της περιοχής και της απόκρισης του εδάφους θεμελίωσης καθώς και της αλληλεπίδρασης του εδάφους και της κατασκευής.

2.3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΠΟΚΡΙΣΗ ΕΔΑΦΟΥΣ -ΚΑΤΑΣΚΕΥΗΣ

Μεγάλα σεισμικά γεγονότα επιβεβαιώνουν την επίδραση του εδάφους στην σεισμική απόκριση των τεχνικών έργων. Όσον αφορά την σεισμική απόκριση των κατασκευών είναι σημαντική η σχέση της περιόδου ταλάντωσης των τεχνικών έργων και της αντίστοιχης περιόδου του εδάφους που τα υποστηρίζει. Ενδεικτικά αναφέρεται η κατάρρευση μέρους μιας βιομηχανίας σε 135 Km από το επίκεντρο του σεισμού ενώ άλλα κτίρια δεν καταστράφηκαν, κατά τον σεισμό του Gediz (Τουρκία, 1970). Συνεχείς έρευνες στην περιοχή αποκάλυψαν ότι η θεμελιώδης περίοδος ταλάντωσης του κτιρίου ήταν προσεγγιστικά ίση με την θεμελιώδη περίοδο ταλάντωση του εδάφους . Επίσης οι βλάβες που σημειώνονται στα τεχνικά έργα, σχετίζονται με το βάθος του ελαστικού αλλουβιακού επιφανειακού στρώματος, που υπέρκειται πάνω από το μητρικό πέτρωμα (Seed, 1972). Γεγονός αναμενόμενο από το ότι βάθος των ιζημάτων σχετίζεται με την περίοδο ταλάντωσης του εδάφους. Η περίοδος ταλάντωσης Τ μιας απλής δομής πάχους Η είναι συνάρτηση του πάχους και της εγκάρσιας ταχύτητας του στρώματος.

$$T_n = \frac{4H}{(2n-1)u_s}$$

όπου, u_S είναι η εγκάρσια ταχύτητα του στρώματος και ο ακέραιος αριθμός n παίρνει τιμές 1,2,3,….. Η θεμελιώδης περίοδο προκύπτει αν θέσουμε όπου n = 1, ενώ για n = 2, 3, …., προκύπτουν οι ανώτερες αρμονικές της ταλάντωσης. Στην περίπτωση που η δομή αποτελείται από

περισσότερα στρώματα,, η περίοδος προσδιορίζεται με τον υπολογισμό της μέσης τιμής της ταχύτητας του εγκάρσιου κύματος.

$$u_S = \frac{\sum_1^n u_{si} H_i}{H}$$

Σύμφωνα με τον David Dowrick (2003), η φύση της υπεδάφιας δομής επηρεάζει την απόκριση της κατασκευής με τέσσερις διαφορετικούς τρόπους:

1. Η σεισμική διέγερση που δημιουργείται στο μητρικό πέτρωμα και τελικά καταλήγει στην κατασκευή τροποποιείται κατά την διαδικασία της διάδοσης της, μέσω των υπερκείμενων στρωμάτων του εδάφους από τα οποία διέρχεται. Με τρόπο αυτό εισάγονται φαινόμενα ενίσχυσης και απόσβεσης.
2. Οι δυναμικές ιδιότητες των υπερκείμενων στρωμάτων διαφοροποιούνται από τις δυναμικές του μητρικού πετρώματος. Η παρουσία ελαστικών, ιζηματογενών αποθέσεων μεταβάλλει το επίπεδο ενίσχυσης και την θεμελιώδη περίοδο της ταλάντωσης.
3. Σημαντικό μέρος της ενέργειας ταλάντωσης του εδάφους θεμελίωσης της κατασκευής μπορεί να υποστεί διασπορά εξαιτίας των φαινομένων απόσβεσης του πλάτους ταλάντωσης των εδαφικών σχηματισμών που συνθέτουν τον περιβάλλοντα χώρο.
4. Η αύξηση της θεμελιώδους περιόδου της ταλάντωσης των μέτρια εύκαμπτων κατασκευών εξαιτίας της αλληλεπίδρασης εδάφους – κατασκευής μπορεί να οδηγήσει στην κατάρρευση των τεχνικών κατασκευών. Πρέπει επομένως να αποφεύγεται η σύμπτωση της περιόδου συντονισμού του εδάφους και των τεχνικών κατασκευών.

3.1 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Οι συνεχείς αυτές ταλαντώσεις του εδάφους που οφείλονται σε φυσικούς, περιβαλλοντικούς ή ανθρωπογενείς παράγοντες, όπως είναι ο άνεμος, τα παλιρροιακά κύματα, οι μετεωρολογικές συνθήκες, η αστική κυκλοφορία, χαρακτηρίζονται ως εδαφικός θόρυβος. Σύμφωνα με τον Okada (1999), αναφέρεται ότι οι πηγές γένεσης και η μεταβολή της συμπεριφοράς του εδαφικού θορύβου εξαρτώνται από τον χρόνο και από την θέση καταγραφής του, εφόσον τα φυσικά περιβαλλοντικά φαινόμενα και οι καθημερινές ανθρώπινες δραστηριότητες μεταβάλλονται χρονικά και τοπικά. Απόρροια της παραδοχής αυτής είναι ότι οι καταγραφές microtremors δεν είναι ένα απολύτως φυσικό φαινόμενο, εφόσον οι ανθρωπογενείς παράγοντες είναι μια πηγή δημιουργίας τους. Παρόλα αυτά οι καταγραφές εδαφικού θορύβου είναι ένα επιθυμητό σήμα. Η καταγραφή τους γίνεται με σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας και παρά το γεγονός ότι το πλάτος τους είναι πολύ μικρό της τάξης των 10^{-5} έως 10^{-3} cm, αποτελούν ένα εξαιρετικά χρήσιμο εργαλείο στην Τεχνική Σεισμολογία. Στα μέσα του $20^{ου}$ αιώνα παρουσιάστηκαν οι πρώτες μελέτες που εστίασαν το ενδιαφέρον τους στο είδος των κυμάτων που συνθέτουν τον εδαφικό θόρυβο και στην πιθανή συσχέτιση των καταγραφών εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση της υπεδάφιας δομής. Οι Aki (1957) και Toksöz (1964) πρότειναν και επιβεβαίωσαν την εγκυρότητα των καταγραφών εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση της υπεδάφιας δομής. Η μελέτη εκτίμησης της απόκρισης του εδάφους στην σεισμική κίνηση, από καταγραφές εδαφικού θορύβου παρουσιάστηκε για πρώτη φορά στην Ιαπωνία.

Κατά τον Okada (1999), το κυματικό πεδίο των ταλαντώσεων του εδάφους αποτελείται από επιφανειακά κύματα και από κύματα χώρου και εμπεριέχει πληροφορίες: των σύνθετων υπεδάφιων πηγών, του δρόμου διαδρομής που διέτρεξαν τα κύματα και της υπεδάφιας δομής της περιοχής. Ο Horike (1996), ανέφερε ότι ο σεισμός Kanto (1923) στην Ιαπωνία υπήρξε η πρώτη απόδειξη της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στο μέγεθος της καταστροφής και αποτέλεσε μια από τις αιτίες αναζήτησης ενός εύχρηστου και οικονομικού τρόπου εκτίμησης της απόκρισης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Στο σεισμικό γεγονός Guerrero-Michoacan (1985) στο Μεξικό οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συσχετίζονται απόλυτα με τις παρατηρήσεις από δεδομένα ισχυρής δόνησης. Επειδή τα τελευταία χρόνια ο αριθμός των μελετών της συμπεριφοράς του εδάφους στην σεισμική κίνηση με καταγραφές εδαφικού θορύβου συνεχώς αυξάνεται, επιβάλλεται ο καθορισμός των δυνατοτήτων και των περιορισμών που παρατηρούνται από τις καταγραφές.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι δυνατότητες και οι περιορισμοί των καταγραφών εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση της εδαφικής απόκρισης στην σεισμική κίνηση. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου είναι μια προσέγγιση που επιλέγεται για τους εξής λόγους :

1. Ευκολία εφαρμογής ανεξαρτήτου χρόνου και χώρου.
2. Απλή χρήση οργάνων για την καταγραφή των δεδομένων.
3. Δεν δημιουργεί περιβαλλοντικά προβλήματα.

Συμπερασματικά, λαμβάνοντας υπόψη την συνεχώς αυξανόμενη έμφαση στην σπουδαιότητα της εκτίμησης της εδαφικής απόκρισης και των μικροζωνικών μελετών μετά από τις καταστροφικές συνέπειες πρόσφατων σεισμών καθώς επίσης και τον περιορισμένο αριθμό διαθέσιμων μεθοδολογιών για την ανάλυση τέτοιων μελετών σε περιοχές μέτριας σεισμικής δραστηριότητας, η καταγραφή εδαφικού θορύβου αποτελεί μια απλή και οικονομική τεχνική. Οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση των καταγραφών εδαφικού θορύβου και κατά συνέπεια για την εκτίμηση της επίδρασης της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας στην σεισμική κίνηση παρουσιάζονται παρακάτω:

1. ***Μέθοδος Kanai (Ανάλυση Fourier): Τα φασματικά χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου συσχετίζονται με τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες της περιοχής.*** Η ανάλυση Fourier βασίζεται στον υπολογισμό του φάσματος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας των καταγραφών του εδαφικού θορύβου. Η μέθοδος στηρίζεται στις υποθέσεις του Kanai (1983). Ο Lermo (1988) χρησιμοποίησε τα φάσματα Fourier για την εκτίμηση των θεμελιωδών συχνοτήτων συντονισμού στην πόλη του Μεξικό και παρατήρησε ότι οι δεσπόζουσες περίοδοι που προκύπτουν από τις καταγραφές εδαφικού θορύβου συσχετίζονται ικανοποιητικά με τις δεσπόζουσες περιόδους που προκύπτουν από καταγραφές σεισμών, ενώ το επίπεδο ενίσχυσης δεν προσδιορίζεται αξιόπιστα εξαιτίας των τοπικών πηγών θορύβου (υψηλό επίπεδο θορύβου). Η τεχνική αυτή παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα για την δεσπόζουσα περίοδο ελαστικών εδαφών.
2. ***Τεχνική Kagami (Τεχνική Τυπικού φασματικού Λόγου SSR):*** Η τεχνική Kagami βασίζεται στην επιλογή του S - κύματος και ο λόγος του εξομαλυσμένου φάσματος Fourier αντιπροσωπεύει την συνάρτηση μεταφοράς μεταξύ της ιζηματογενούς θέσης και της βραχώδους θέσης. Το φάσμα Kagami δίνεται από την σχέση :

$$E_K(w) = H_S(w) \ / \ H_r(w)$$

όπου, $H_S(w)$ είναι το φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας του σήματος στην ιζηματογενή θέση

και $H_r(w)$ είναι το φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας του σήματος στην βραχώδη θέση. Τα μειονεκτήματα της μεθόδου είναι :

- ✓ Ο εντοπισμός της βραχώδους θέσης δεν είναι πάντα εύκολος.
- ✓ Η βραχώδης θέσης πρέπει να βρίσκεται σε μικρή απόσταση (<300m) από την ιζηματογενή , με σκοπό την αφαίρεση των αποκρίσεων πηγής και της διαδρομής.

3. ***Τεχνική Nakamura ή HVSR (Τεχνική Φασματικού Λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσας Η/V):*** Ο Φασματικός Λόγος Η/V εισήχθει από τους Nogoshi & Igarashi (1971) και για τον υπολογισμό της θεμελιώδους συχνότητας στηρίχθηκαν στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από επιφανειακά κύματα. Αργότερα ο Nakamura (1989), υποστήριξε ότι η τεχνική HVSR για προσπίπτοντα S κύματα παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα όχι μόνο της θεμελιώδους συχνότητας αλλά και της ενίσχυσης του εδάφους. Το 1996 ο Nakamura με επανεξέταση της μεθόδου κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ο θόρυβος αποτελείται και από επιφανειακά κύματα. Ενώ αργότερα (2000) υποστήριξε την αρχική του διαπίστωση. Η τεχνική αναλύεται διεξοδικά στο κεφάλαιο 4.
4. ***Τεχνική Αντιστροφής της Ταχύτητας των κυμάτων μέσω κατάλληλων σεισμικών διατάξεων:*** Είναι ένας έμμεσος τρόπος χρήσης των καταγραφών εδαφικού θορύβου. Με την ανάλυση της χωρικής συσχέτισης των καταγραφών υπολογίζεται η φασική ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων. Με την διαδικασία αντιστροφής προκύπτουν τα εδαφικά προφίλ των κυματικών ταχυτήτων. Η απόκριση της τοπικής επιφανειακής γεωλογίας προκύπτει από τα εδαφικά προφίλ με την βοήθεια 1D μοντελοποίησης.

3.2 ΦΥΣΗ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ.

Το σημαντικότερο στοιχείο που καθορίζει την χρησιμότητα των καταγραφών εδαφικού θορύβου στις μικροσεισμικές μελέτες έγκειται στην φύση του κυματικού πεδίου του θορύβου. Το 1983 ο Kanai θεώρησε ότι ο θόρυβος συνίσταται κυρίως από κάθετα προσπίπτοντα S κύματα, τα οποία είναι αρκετά όμοια με τα σεισμικά σήματα. Η υπόθεση αυτή αρχικά απορρίφθηκε από τους Aki (1957), Akamatsu (1961), Nogoshi (1970) και Igarashi (1971), Udwadia και Trifunac (1973), Irikura και Kawanaka (1980) , Horike (1985), Matsushima και Okada (1990), Milana (1996) και Chouet (1998), σύμφωνα με τους οποίους ο θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα και πρότειναν για την επεξεργασία των καταγραφών του, τις τεχνικές της χωρικής αυτοσυσχέτισης, της f-k ανάλυση και του φασματικού λόγου Η/V. Οι Nakamura (1997) και Seo (1998) από παρατηρήσεις μεγάλης διάρκειας θορύβου σε παραλιακές πόλεις της Ιαπωνίας

μελέτησαν τα χαρακτηριστικά εδαφικού θορύβου μακράς και βραχείας περιόδου. Τα συμπεράσματα από τις παρατηρήσεις εδαφικού θορύβου που καταγράφηκε σε διαφορετικές θέσεις περιληπτικά παρουσιάζονται παρακάτω:

- Στις μεγάλες περιόδους ή στις πολύ χαμηλές συχνότητες από 0.3 έως 0.5Hz, οι καταγραφές εδαφικού θορύβου, οφείλονται σε ωκεάνια κύματα που εμφανίζονται σε μεγάλες αποστάσεις από την θέση καταγραφής. Το αντίστοιχο φασματικό πλάτος που παρατηρείται είναι συνήθως σταθερό για αρκετές ώρες και σχετίζεται με τις μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν στους Ωκεανούς.

- Στις μέσες περιόδους, για παράδειγμα στις συχνότητες μεταξύ 0.3-0.5Hz και 1Hz , η προέλευση του εδαφικού θορύβου οφείλεται σε παλιρροιακά κύματα και στην παρουσία ανέμου. Το αντίστοιχο φασματικό πλάτος που παρατηρείται δεν είναι σταθερό, εφόσον η εμφάνιση παλιρροιακών κυμάτων και ανέμου επηρεάζονται από πολλούς αστάθμητους περιβαλλοντικούς παράγοντες.

- Στις μικρές περιόδους δηλαδή για συχνότητες μεγαλύτερες από 1 Hz οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συνδέονται με ανθρώπινες δραστηριότητες όπως για παράδειγμα ο θόρυβος που προκαλείται από την αστική συγκοινωνία.

Αρχικά ο διαχωρισμός του θορύβου μεγάλης (T>1s) και μικρής περιόδου (T<1s) έγινε με βάση την διάκριση μεταξύ μικροσεισμών (microseisms) φυσικής προέλευσης και εδαφικού θορύβου (microtremors) τεχνητής προέλευσης. Ως διαχωριστικό όριο μεταξύ μικροσεισμών και εδαφικού θορύβου μπορεί να καθοριστεί μια τιμή μεγαλύτερη του 1s. Επειδή η διάκριση μεταξύ μικροσεισμών και εδαφικού θορύβου με βάση την τιμή της περιόδου 1s σε συγκεκριμένες περιπτώσεις μπορεί να είναι και ανεπιτυχής, ο Seo (1997), πρότεινε έναν απλό τρόπο διάκρισης μεταξύ μικροσεισμών και εδαφικού θορύβου μέσω της διαδικασίας συνεχών καταγραφών. Επισήμανε ότι στην περίπτωση που παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο πλάτος των καταγραφών κατά ένα παράγοντα μεταξύ 3 και 4 κατά την διάρκεια της ημέρας και νύχτας, οι καταγραφές αντιστοιχούν σε καταγραφές εδαφικού θορύβου και όχι σε καταγραφές microseisms. Σχετικά με την φύση του θορύβου, ο Friedrich (1998) παρατήρησε συνεχή Love και Rayleigh κύματα σε θόρυβο μεγάλης περιόδου (6-18 sec) που καταγράφηκαν από τις διατάξεις Gräfenberg και Norsar ενώ η πηγή γένεσης των κυμάτων αυτών εντοπίστηκε στον Ατλαντικό Ωκεανό. Σε ανάλογα συμπεράσματα κατέληξε ο Chouet (1998), με σχετική έρευνα του κυματικού πεδίου των

εδαφικών ταλαντώσεων (tremor) στο Ηφαίστειο Stromboli, όπου παρατήρησε ότι ο θόρυβος συνίσταται κυρίως από επιφανειακά κύματα και συγκεκριμένα η αναλογία των επιφανειακών κυμάτων στον συνολικό θόρυβο είναι 70% Rayleigh κύματα και 30% Love κύματα. Ο Milana (1996) μετά από ανάλυση του κυματικού πεδίου του θορύβου στην κεντρική Ιταλία επιβεβαίωσε την παρουσία των επιφανειακών κυμάτων στο εύρος συχνοτήτων από 2-10Hz. Για την πλήρη κατανόηση της σύνθεσης του θορύβου απαιτείται εκτεταμένη έρευνα ανάλυσης του κυματικού πεδίου με σκοπό τον διαχωρισμό των επιφανειακών κυμάτων και των κυμάτων χώρου. Επειδή η αναλογία των επιφανειακών κυμάτων και των κυμάτων χώρου διαφοροποιείται ανάλογα με την θέση καταγραφής τους οι μελέτες εκτίμησης της σύνθεσης του θορύβου πρέπει να πραγματοποιούνται σε θέσεις διαφορετικής γεωλογίας, τοπογραφίας και σε θέσεις όπου ο θόρυβος του αστικού περιβάλλοντος διαφέρει σημαντικά.

3.3 ΦΑΣΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ

3.3.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΥΠΟΘΕΣΕΙΣ

Μετά από τις πρώτες έρευνες που πραγματοποιήθηκαν από τον Kanai (1954) εκδηλώθηκε ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την συσχέτιση των τοπικών εδαφικών συνθηκών με το φάσμα Fourier της οριζόντιας συνιστώσας του εδαφικού θορύβου. Αρχικά οι δύο υποθέσεις στις οποίες στηρίζεται η έρευνα του Kanai ήταν:

1. Ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από κατακόρυφα προσπίπτοντα S κύματα.
2. Το φάσμα του προσπίπτοντος κύματος είναι λευκό.

Με βάση τις δύο υποθέσεις συμπεραίνεται ότι τα φασματικά χαρακτηριστικά των καταγραφών εδαφικού θορύβου παρέχουν την συνάρτηση μεταφοράς των S κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα. Οι ιδιότητες όμως και τα χαρακτηριστικά του επιφανειακού στρώματος αποτελούν μια από τις πιο σημαντικές πληροφορίες που αναζητούνται. Κατά τον Bard στην περίπτωση που ισχύει μόνο η πρώτη υπόθεση, η χρήση των φασμάτων θορύβου για την εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών θα αποτελούσε μια τεχνική εξαίρετου ενδιαφέροντος εφόσον το κυματικό πεδίο του θορύβου θα ήταν το αντίστοιχο του κυματικού πεδίου μετά από την εκδήλωση σεισμού.

Παρακάτω παρουσιάζονται οι λόγοι για τους οποίους οι δυο αρχικές υποθέσεις δεν είναι αληθείς:

1. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συνίστανται και από επιφανειακά κύματα.
2. Το φάσμα του εδαφικού θορύβου δεν είναι λευκό (Συνήθως παρατηρείται θεμελιώδη συχνότητα στα 0.2Hz).
3. Το επίπεδο του εδαφικού θορύβου μεταβάλλεται χρονικά.

Έχει επιβεβαιωθεί ότι οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συνίστανται και από επιφανειακά κύματα. Πειραματικές παρατηρήσεις αποδεικνύουν ότι το φάσμα του εδαφικού θορύβου δεν είναι λευκό. Παράδειγμα τέτοιων παρατηρήσεων αποτελεί η περίπτωση καταγραφών εδαφικού θορύβου στο Kobe που πραγματοποιήθηκαν σε βραχώδεις και σε ιζηματογενείς θέσεις. Συγκεκριμένα, οι θεμελιώδεις περίοδοι στο εύρος μέσων περιόδων από 0.5 έως 3s, παρουσιάζουν εμφανής χρονικές μεταβολές που συσχετίζονται με τις μεταβολές του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων (Uebayashi,1997). Ο Seo (1998), ανέφερε ότι στις μεγάλες περιόδους οι μεταβολές του πλάτους των καταγραφών εδαφικού θορύβου στην περιοχή Fukui, σχετίζονται με το ύψος των θαλάσσιων κυμάτων. Ο Yamanaka (1996), έδειξε ότι στις μεγάλες περιόδους παρατηρούνται, σημαντικές χρονικές μεταβολές (κατά ένα παράγοντα μεγαλύτερο του 5) στο πλάτος του θορύβου, ΒΔ της περιοχής Kanto Plain της Ιαπωνίας.

Η διαπίστωση ότι οι ανθρώπινες δραστηριότητες επηρεάζούν το φάσμα του θορύβου, επιβεβαιώθηκε από τον Milana (1996), ο οποίος μετά από την επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου σε βραχώδεις και ιζηματογενείς θέσεις της λεκάνης Rieti, που βρίσκεται στην κεντρική Ιταλία, ανέφερε ενίσχυση στις ιζηματογενείς αλλά και στις βραχώδείς θέσεις. Η ενίσχυση αυτή που παρατηρείται από την σύγκριση του μέσου φάσματος θορύβου των δυο θέσεων, οφείλεται στην επίδραση των γειτονικών πηγών θορύβου από τις ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως για παράδειγμα η αστική συγκοινωνία. Το 1998 ο Seo παρατήρησε ότι για περιόδους μικρότερες από 1s οι μεταβολές του πλάτους που συσχετίζονται με τις ανθρώπινες δραστηριότητες εισάγουν φαινόμενα αστάθειας στις επικρατούσες περιόδους των θεμελιωδών περιόδων. Το φαινόμενο αυτό είναι περισσότερο έντονο για περιόδους μικρότερες από 0.5s. Ανάλογες παρατηρήσεις έχουν γίνει από τους Gaull (1995) και Fischer (1995).

3.3.2. ΦΑΣΜΑ: ΠΟΙΟΤΙΚΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ.

Στις μελέτες εδαφικής απόκρισης σκοπός της χρησιμοποίησης του μέσου φάσματος του θορύβου είναι η εκτίμηση των ποιοτικών πληροφοριών που αφορούν το συχνοτικό περιεχόμενο και το επίπεδο ενίσχυσης του εδάφους. Οι μελέτες που μέχρι τώρα έχουν παρουσιαστεί επιβεβαιώνουν ότι τα φασματικά χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου συσχετίζονται με τις γεωλογικές συνθήκες. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι οι καταγραφές εδαφικού θορύβου μικρής θεμελιώδους περιόδου (<0.2s), δηλώνουν ότι η γεωλογία της περιοχής χαρακτηρίζεται από συνεκτικούς σχηματισμούς. Αντίθετα οι μεγάλες τιμές θεμελιώδους περιόδου ($T_0=4H/V_S$), υποδηλώνουν εδάφη μεγάλου πάχους. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου των ιζηματογενών θέσεων όπως άλλωστε έχει εκτεταμένα αναλυθεί στο κεφάλαιο 2, παρουσιάζουν εμφανή ενίσχυση στο πλάτος

της εδαφικής κίνησης. Συμπερασματικά η εφαρμογή των καταγραφών εδαφικού θορύβου με σκοπό την εκτίμηση της θεμελιώδους συχνότητας και του επιπέδου ενίσχυσης αποτελεί ποιοτικό προσδιορισμό των χαρακτηριστικών του εδάφους και χρησιμοποιείται ευρύτατα κυρίως στην Ιαπωνία.

3.3.3 ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΩΝ ΧΩΡΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ -ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΠΛΕΥΡΙΚΩΝ ΑΣΥΝΕΧΕΙΩΝ

Η τεχνική των καταγραφών εδαφικού θορύβου, όπως άλλωστε έχει αναφερθεί μπορεί να εφαρμοστεί σε οποιαδήποτε θέση. Λαμβάνοντας υπόψη το χαμηλό κόστος εφαρμογής της μεθόδου μπορούν να πραγματοποιούνται πολυάριθμες μετρήσεις σε διαφορετικές θέσεις μίας περιοχής. Ακόμα και στην περίπτωση που δεν πραγματοποιηθούν συγκρίσεις των φασματικών χαρακτηριστικών του εδαφικού θορύβου των γεωλογικών σχηματισμών, οι καταγραφές εδαφικού θορύβου παρέχουν αρκετές πληροφορίες για τις θεμελιώδεις συχνότητες του εδάφους αλλά και των τεχνικών κατασκευών. Ορισμένοι επιστήμονες εστιάζουν το ενδιαφέρον τους στην πλήρη εκτίμηση της συσχέτισης των χαρακτηριστικών των καταγραφών του εδαφικού θορύβου με την κατανομή των ζημιών που προκαλούνται από την εκδήλωση σεισμού. Σημαντικό τμήμα της επιστημονικής κοινότητας ασχολείται με την συσχέτιση των χαρακτηριστικών του εδαφικού θορύβου με τις υπεδάφιες ετερογένειες. Ο τρόπος επίδρασης των πλευρικών ασυνεχειών στην εδαφική ενίσχυση έχει μελετηθεί στο κεφάλαιο 2. Επιλεκτικά αναφέρεται η μελέτη των Irikura και Kawanaka, στην οποία αναφέρουν μια σημαντική αλλαγή στα φασματικά χαρακτηριστικά των καταγραφών εδαφικού θορύβου κατά μήκος του ρήγματος στο νοτιοανατολικό τμήμα του λεκανοπεδίου του Kyoto. Παρατήρησαν ότι το πλάτος των καταγραφών εδαφικού θορύβου είναι μεγαλύτερο στα χαλαρά εδάφη μεγάλου πάχους αν και δεν παρατήρησαν άμεση συσχέτιση μεταξύ της επικρατούσας συχνότητας του εδαφικού θορύβου και του πάχους του υπεδάφιου στρώματος. Η εξήγηση που αναφέρουν, αποδίδεται κατά μέρος στην ανάκλαση και στην διάδοση των επιφανειακών κυμάτων μέσα από μια πλευρική ασυνέχεια.

3.3.3.1 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΩΝ ΧΩΡΙΚΩΝ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΜΕ ΤΗΝ ΠΡΟΚΑΛΟΥΜΕΝΗ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ.

Αρκετός αριθμός ερευνητικών δραστηριοτήτων αναφέρεται στην συσχέτιση των χωρικών μεταβολών των χαρακτηριστικών του εδάφους με την προκαλούμενη καταστροφή από τους σεισμούς. Τέτοιες περιπτώσεις αποτελούν οι μελέτες στο Kobe (1995) και Kushiro (1993). Στην περίπτωση του Kobe, οι Seo (1996) και Koyama et al. (1996) με αξιόπιστες καταγραφές εδαφικού θορύβου στο Kobe και λαμβάνοντας υπόψη τις ωριαίες μεταβολές του πλάτους του θορύβου, διαπίστωσαν ότι οι μεγάλες καταστροφές εντοπίζονται σε συγκεκριμένη ζώνη, διαχωρίζοντας με τρόπο αυτό τις περιοχές μεγάλης, μεσαίας και μικρής καταστροφής. Στην ζώνη που παρατηρήθηκαν οι μεγαλύτερες καταστροφές, τα φάσματα των καταγραφών εδαφικού θορύβου παρουσιάζουν κορυφές ενίσχυσης στην περιοχή των 0.2-0.5s, δηλαδή κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα των ξύλινων σπιτιών της περιοχής. Ο Morimoto (1996) παρατήρησε συσχέτιση μεταξύ των χαρακτηριστικών του θορύβου και της κατανομής των καταστροφών γύρω από το ποτάμι Mukogawa στα βορειοανατολικά του Kobe. Σε αυτή την περίπτωση όμως χρησιμοποιήθηκαν οι μεταβολές του πλάτους και όχι η θεμελιώδης συχνότητα. Στην πόλη Kushiro, οι Enomoto και Watanabe (1996) παρατήρησαν στην περιοχή των περιόδων βραχείας ($T < 1s$) και μακράς ($T > 1s$) διάρκειας, ικανοποιητική συσχέτιση μεταξύ των επικρατουσών περιόδων και της τοπικής γεωλογίας ενώ οι μεγαλύτερες βλάβες εντοπίζονται στις περιόδους των 0.25-0.3s.

Συμπερασματικά, από το σύνολο των μελετών προκύπτει ότι: Τα ΄απόλυτα΄ φάσματα θορύβου χρησιμοποιούνται ακόμα και σήμερα όπως αρχικά προτάθηκαν από τον Kanai αν και οι βασικές υποθέσεις που στηρίζονται παρουσιάζουν μειονεκτήματα. Αποδεικνύεται ότι κάτω από ορισμένες συνθήκες τα απόλυτα φάσματα παρέχουν αξιόπιστες πληροφορίες της εδαφικής απόκρισης. Ένα σημείο στο οποίο απαιτείται να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή είναι ότι η χρήση καταγραφών θορύβου απαιτεί αρκετή εμπειρία έτσι ώστε να μην αποδοθούν στις τοπικές συνθήκες κάποια φασματικά χαρακτηριστικά που πιθανότατα να έχουν διαφορετική πηγή προέλευσης.

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η κατανομή των καταστροφών που παρατηρούνται μετά από σεισμικά γεγονότα, σχετίζεται άμεσα με τα δυναμικά χαρακτηριστικά της επιφανειακής γεωλογίας. Η γνώση του τρόπου που αποκρίνεται η επιφανειακή γεωλογία στην σεισμική κίνηση είναι απαραίτητη στις μικροζωνικές μελέτες που στόχο έχουν την πρόβλεψη των καταστροφών των τεχνικών κατασκευών από πιθανούς μελλοντικούς σεισμούς. Με σκοπό την διεκπεραίωση μικροσειμικών και σεισμοτεκτονικών μελετών χρησιμοποιούνται είτε δεδομένα από καταγραφές ασθενούς κίνησης που ουσιαστικά είναι καταγραφές σεισμών μικρού ή μέτριου μεγέθους είτε δεδομένα τεχνητών σεισμικών γεγονότων. Τέτοιες καταγραφές είναι για παράδειγμα οι μετασεισμοί, οι εκρήξεις και καταγραφές που προκαλούνται από πυρηνικές δοκιμές. Η πιο αξιόπιστη προσέγγιση εκτίμησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι η εξέταση του τρόπου με τον οποίο αποκρίνεται η εδαφική κίνηση κατά την διάρκεια εκδήλωσης σεισμικών γεγονότων. Η μελέτη όμως μιας τέτοιας προσέγγισης είναι εφικτή μόνο εκ των υστέρων και σε περιοχές μεγάλης σεισμικότητας. Με σκοπό την σεισμική μικροζωνική μελέτη των περιοχών μικρής σεισμικότητας και υψηλού επιπέδου αστικού θορύβου είναι απόλυτα απαραίτητος ένας απλός τρόπος εκτίμησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική απόκριση.

Στις αρχές του 1950 για την εκτίμηση των δυναμικών χαρακτηριστικών της επιφανειακής γεωλογίας χρησιμοποιήθηκαν για πρώτη φορά οι καταγραφές εδαφικού θορύβου, αν και οι αμφισβητήσεις για την αξιοπιστία της σεισμικής απόκρισης των τοπικών εδαφικών συνθηκών με την χρήση του εδαφικού θορύβου ήταν πολλές. Το 1970 ο Borcherdt εισήγαγε την τεχνική του τυπικού φασματικού λόγου (SSR) που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της τοπικής εδαφικής απόκρισης και απαιτεί καταγραφές δεδομένων είτε ασθενούς είτε ισχυρής εδαφικής κίνησης σε γειτονικές όμως θέσεις η μια εκ των οποίων θα πρέπει είναι θέση μητρικού πετρώματος (θέση αναφοράς). Η τεχνική όμως αυτή παρουσιάζει δυσκολίες ως προς την πρακτική εφαρμογή της. Σύμφωνα με τους Cranswick, Steidl, Boore και Joyner και Bard (1999), ο εντοπισμός της βραχώδους θέσης γειτονικά της υπό εξέτασης ελαστικής θέσης είναι δύσκολος, ενώ κατά τον Field, η χωρική διαφοροποίηση μεταξύ των ελαστικών αποθέσεων και του βράχου απαιτεί την διόρθωση των καταγραφών από τις επιδράσεις της πηγής αλλά και της διαδρομής που διέτρεξε το κύμα από την εστία μέχρι την θέση καταγραφής του.

Οι Nogoshi και Igarashi (1971), παρουσίασαν την ιδέα της εφαρμογής του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα που καταγράφονται σε μια μόνο θέση και μπορεί να εφαρμοστεί σε περιοχές μικρής σεισμικότητας ή ακόμα και σε περιοχές με υψηλό επίπεδο αστικού θορύβου. Συσχέτισαν την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, που ποιοτικά ερμηνεύεται από τον φασματικό λόγο H/V, με την ελλειπτικότητα των κυμάτων

Rayleigh. Το 1989 ο Nakamura, με σκοπό την εκτίμηση της απόκρισης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική κίνηση, υποστήριξε ότι το θεωρητικό υπόβαθρο της HVSR τεχνικής βασίζεται στις πολλαπλές διαθλάσεις των SH κυμάτων, ενώ το 1996 εφάρμοσε την τεχνική HVSR θεωρώντας ότι το κυματικό πεδίο του θορύβου συνίσταται από κύματα χώρου αλλά και από επιφανειακά κύματα. Ο Nakamura (2000), με σχετική επανεξέταση της τεχνική HVSR υποστήριξε ότι μόνο για τα κύματα χώρου, ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης φασματικής συνιστώσας, $A^{NHV}(f)$, αποτελεί αξιόπιστη εκτίμηση της εδαφικής συνάρτησης μεταφοράς $H_T(f)$ και για τον λόγο αυτό την μετονόμασε "Quasi-Transfer Spectrum"(QTS). Μετά από την εισαγωγή της μεθόδου HVSR από τον Nakamura, δόθηκε ιδιαίτερη έμφαση στην εκτίμηση δυναμικών χαρακτηριστικών του εδάφους και των τεχνικών κατασκευών, με καταγραφές εδαφικού θορύβου.

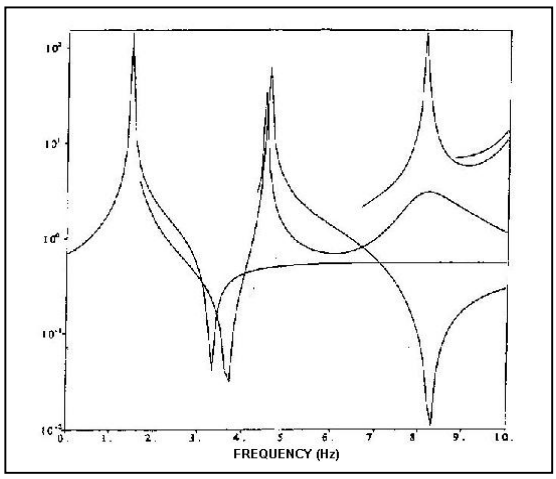
4.2 ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

4.2.1 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NOGOSHI : ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ HVSR ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ.

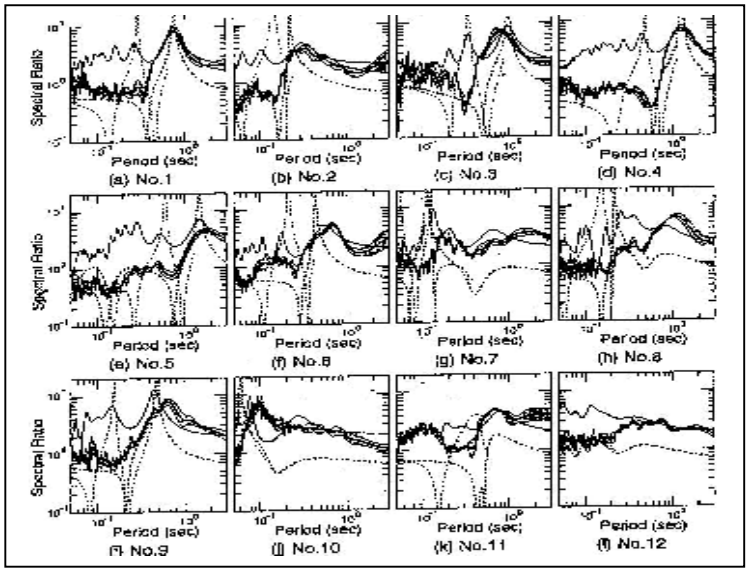
Η ερμηνεία του Nogoshi βασίζεται στην υπόθεση ότι ο θόρυβος συνίσταται κυρίως από επιφανειακά κύματα. Οι Igarashi, (1971), Field και Jacob, (1993), Lachet και Bard, (1994), Ansary, (1995), Horike, (1996), Tokimatsu , (1996), Konno και Ohmachi, (1998), καταλήγουν σε συμπεράσματα που συμφωνούν με τον Nogoshi. Τα συμπεράσματα του Nogoshi παρουσιάζονται παρακάτω:

1) Ο λόγος H/V σχετίζεται με την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων, εφόσον τα επιφανειακά κύματα Rayleigh επικρατούν στην κατακόρυφη συνιστώσα.
2) Η ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαρτάται από τη συχνότητα και παρουσιάζει μια απότομη κορυφή κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα για περιοχές που χαρακτηρίζονται από αρκετά μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων. Η κορυφή αυτή σχετίζεται με τον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας που αντιστοιχεί στην "περιστροφή" του θεμελιώδους Rayleigh κύματος, από αριστερόστροφα στις χαμηλές συχνότητες προς δεξιόστροφα, στις μέσες , όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1.

Πρέπει να αναφερθεί ότι ο Horike (1996), θεωρεί ότι τα αποτελέσματα ισχύουν μόνο σε απλές δομές, όπως ένα απλό στρώμα πάνω από ημιχώρο. Πρόσφατα αποτελέσματα αναφέρονται στην ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων τα οποία έχουν υπολογιστεί σε εδάφη διαφορετικών και σύνθετων δομών ταχυτήτων (σχήμα 4.2).



Σχήμα 4.1 :Παράδειγμα καμπύλης ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh που απεικονίζει τον φασματικό λόγο H/V συναρτήσει της συχνότητας. Οι κορυφές που τείνουν στο άπειρο αντιστοιχούν στον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας , ενώ τα απότομα κατώτερα σημεία καμπής της καμπύλης αντιστοιχούν στον μηδενισμό της οριζόντιας συνιστώσας (Bard, 1999).

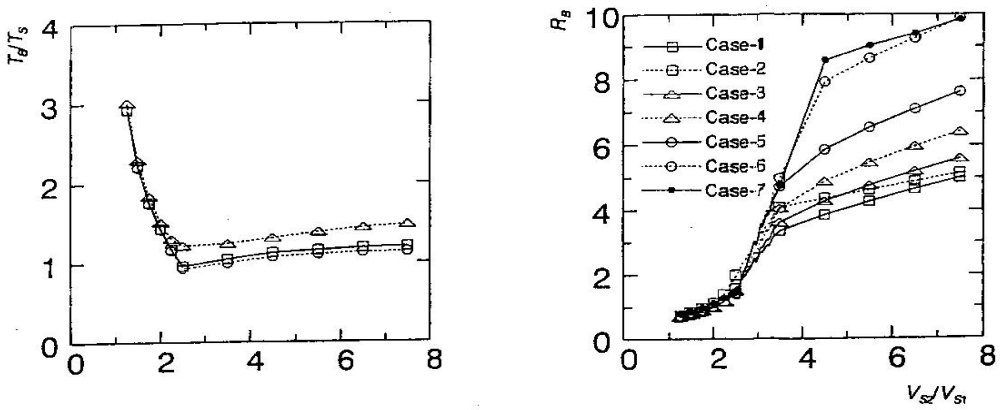


Σχήμα 4.2: Παράδειγμα καμπύλων ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh για διάφορες δομές (Konno και Ohmachi, 1998).

Η παρουσία των κυμάτων Love στο κυματικό πεδίο του θορύβου δεν αλλάζει την παραπάνω εξήγηση, αφού τα κύματα Love δεν επηρεάζουν την κατακόρυφη συνιστώσα. Σύμφωνα με τους Konno & Ohmachi (1998), τα κύματα Love ενισχύουν την κορυφή επειδή η φάση Airy των κυμάτων Love εμφανίζεται ξανά σε μία συχνότητα πολύ κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα των S κυμάτων. Αντίθετα, η κατακόρυφη συνιστώσα είναι ευαίσθητη στα κύματα χώρου (P ή SV) και ερμηνεία αυτή δεν μπορεί να εφαρμοστεί εάν το κυματικό πεδίο του θορύβου εμπεριέχει σημαντικό ποσοστό κυμάτων χώρου. Η διαπίστωση αυτή δημιουργεί τα παρακάτω ερωτήματα:

1. **Το πρώτο ερώτημα αφορά τον προσδιορισμό της τιμής κατωφλίου της διαφοράς εμπέδησης πάνω από την οποία οι κορυφές είναι ευδιάκριτες.**
2. **Το δεύτερο ερώτημα αφορά την αιτία για την οποία οι πειραματικές καμπύλες H/V παρουσιάζουν μια μόνο κορυφή, εφόσον από τις καμπύλες ελλειπτικότητας των Rayleigh κυμάτων παρατηρούνται όροι και κοιλάδες.**

Η απάντηση στο πρώτο ερώτημα, οι Nogoshi και Igarashi (1971), αναφέρουν ότι το κατώφλι του λόγου εμπέδησης πάνω από την οποία οι κορυφές είναι ευδιάκριτες, είναι μεταξύ 2.5 και 3, ενώ ο Ansary (1995) υπολόγισε την τιμή κατωφλίου του λόγου εμπέδησης μεταξύ 3.3 και 5.5 και πάνω από 2.5 στις θέσεις με σύνθετες δομές ταχυτήτων. Από τις παραπάνω παρατηρήσεις, η τιμή κατωφλίου του λόγου εμπέδησης πάνω από την οποία οι κορυφές είναι ευδιάκριτες ορίζεται περίπου 3 (σχήμα 4.3).



Σχήμα 4.3 : **Απεικόνιση της εξάρτησης της συχνότητας (αριστερά) και του πλάτους (δεξιά), της καμπύλης ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh σε συνάρτηση με τον λόγο ταχύτητας στην περίπτωση απλής δομής ενός στρώματος πάνω από ημίχωρο (Konnokai Ohmachi, 1998) .**

Στην περίπτωση που η τιμή του λόγου εμπέδησης είναι ίση με 3, παρατηρείται απόλυτη συμφωνία μεταξύ της κορυφής της συχνότητας της καμπύλης H/V (f_R) -η οποία παράγεται από τον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας στις θεμελιώδεις αρμονικές των Rayleigh κυμάτων - και της θεμελιώδους συχνότητας συντονισμού f_{H0} των S κυμάτων. Οι διαφορές σε αυτήν την περίπτωση μεταξύ της κορυφής f_R η οποία παράγεται από τον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας στις θεμελιώδεις αρμονικές των Rayleigh κυμάτων και της θεμελιώδους συχνότητας συντονισμού f_{H0} των S κυμάτων είναι μικρότερες από 10%. Σύμφωνα με τους Trifunac και Todorovska (2000), η μέθοδος HVSR δίνει περισσότερο αξιόπιστα αποτελέσματα όταν η διαφορά εμπέδησης μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της υπεδάφιας δομής είναι μεγάλη ενώ αντίθετα οι Al-Yuncha και Luzon (2000) την χρησιμοποιούν μόνο στις περιπτώσεις μικρής διαφοράς εμπέδησης μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της υπεδάφιας δομής.

Η απάντηση στο δεύτερο ερώτημα είναι σχετικά απλή. Ας θεωρήσουμε για παράδειγμα την τρίτη κορυφή του σχήματος 4.1. Η κορυφή αυτή αντιστοιχεί στην τρίτη μεγαλύτερη αρμονική των Rayleigh κυμάτων. Στην ίδια όμως συχνότητα υπάρχουν τρεις άλλες αρμονικές Rayleigh κυμάτων (η θεμελιώδης και η πρώτη μεγαλύτερη αρμονική της), οι οποίες όμως δεν εμφανίζουν απότομη κορυφή ελλειπτικότητας. Στην περίπτωση των αρμονικών αυτών η κατακόρυφη συνιστώσα δεν μηδενίζεται. Ο λόγος για τον οποίο δεν εμφανίζεται η τρίτη κορυφή αυτή στον φασματικό λόγο H/V, είναι ότι σε αυτήν την αρμονική δεν μηδενίζεται η κατακόρυφη συνιστώσα. Η κατάσταση διαφοροποιείται στην περίπτωση της θεμελιώδους συχνότητας , όπου δεν υπάρχει άλλη αρμονική και αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο εμφανίζεται στις καμπύλες μια μόνο μέγιστη κορυφή ενίσχυσης. Στην περίπτωση που όλες οι αρμονικές καμπύλες ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh, παρουσίαζαν μια κορυφή στην ίδια συχνότητα τότε η κατάσταση θα ήταν πολύπλοκη. Ο Cornou (1998), απέδειξε ότι η παραπάνω περίπτωση μπορεί να παρατηρηθεί όταν τα προφίλ ταχύτητας παρουσιάζουν δύο απότομες διαφορές σε δυο αρκετά διαφορετικές κλίμακες.

4.2.2 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ HVSR ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA (1989).

Με σκοπό την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην σεισμική απόκριση ο Nakamura παρουσίασε το 1989 την αρχική εξήγηση του για την μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα σεισμικού κύματος που καταγράφονται στην ίδια θέση της επιφάνεια της γης. Στην πρώτη εκτίμηση που παρουσίασε ο Nakamura συσχέτισε τα αποτελέσματα από δεδομένα γεωτρήσεων και από καταγραφές ισχυρής εδαφικής κίνησης σε διάφορες γεωλογικές δομές. Από την συσχέτιση

των παραπάνω δεδομένων παρατηρήθηκαν διαφορές. Σύμφωνα με τον Nakamura η αιτία που παρατηρούνται οι διαφορές αυτές είναι η παρουσία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Για αυτό το λόγο τα κύματα Rayleigh που περιέχονταν στον εδαφικό θόρυβο θεωρήθηκαν θόρυβος και αφαιρέθηκαν μέσω της H/V επεξεργασίας. Με σκοπό την απομάκρυνση της επίδρασης των Rayleigh κυμάτων, αναπτύχθηκε η τεχνική του H/V από τον Nakamura 1989, η οποία επαληθεύεται σε πολλές περιπτώσεις τόσο για καταγραφές ισχυρής εδαφικής κίνησης όσο και για καταγραφές εδαφικού θορύβου. Η λεπτομερειακή ανάλυση όμως της μεθόδου βασίζεται σε καταγραφές εδαφικού θορύβου.

Οι υποθέσεις στις οποίες στηρίζεται η μέθοδος παρουσιάζονται παρακάτω:

1. Ο εδαφικός θόρυβος συνίσταται από Rayleigh κύματα που διαδίδονται σε ελαστικό εδαφικό στρώμα το οποίο υπέρκειται πάνω από βραχώδες υπόστρωμα.
2. Η πηγή δημιουργίας του εδαφικού θορύβου είναι κυρίως τοπική και επιφανειακή, με αποτέλεσμα πηγές προέλευσης θορύβου που βρίσκονται σε μεγάλο βάθος να μην λαμβάνονται υπόψη.
3. Οι τοπικές επιφανειακές πηγές δεν επηρεάζουν τα σήματα που καταγράφονται στην βάση του βραχώδους υποστρώματος.
4. Η επίδραση των Rayleigh κυμάτων (E_{RW}) στην κίνηση του θορύβου περιλαμβάνεται στο φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας στην επιφάνειας του ελαστικού στρώματος (V_S) και όχι στο φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας της επιφάνειας του βραχώδους στρώματος (V_B).

$$E_{RW} = \frac{V_S(w)}{V_B(w)} \quad (4.1.2a)$$

5. Η κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης του εδαφικού θορύβου δεν ενισχύεται από το επιφανειακό στρώμα .
6. Η επίδραση των Rayleigh κυμάτων στις καταγραφές εδαφικού θορύβου είναι ίδια και για την οριζόντια και για την κατακόρυφη συνιστώσα.
7. Στο εύρος συχνοτήτων από 0.5-20Hz, ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας στο βραχώδες υπόστρωμα είναι ίσος με 1.

$$\frac{H_B(w)}{V_B(w)} = 1 \qquad (4.1.2b)$$

Η τοπική εδαφική απόκριση της επιφανειακής γεωλογίας εκφράζεται ως ο φασματικός λόγος **(S_1)** της οριζόντιας συνιστώσας που καταγράφεται στην επιφάνεια στρώματος και της οριζόντιας συνιστώσας που καταγράφεται στο μητρικό πέτρωμα και δίνεται από την σχέση:

$$S_1 = \frac{H_S}{H_B} \quad (4.1.2c)$$

Σύμφωνα με τον Nakamura η τεχνική HVSR βασίζεται στην μελέτη των επιδράσεων της γεωλογικής δομής στην απόκριση του εδάφους, για τον λόγο αυτό είναι απαραίτητο να αφαιρεθούν οι αποκρίσεις (E_{RW}) των Rayleigh κυμάτων. Με βάση όλες τις παραπάνω συνθήκες ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας του επιθυμητού εδαφικού θορύβου που καταγράφεται στην επιφάνεια του ελαστικού στρώματος λαμβάνοντας υπόψη τις επιδράσεις της γεωλογικής δομής στην θέση καταγραφής τους , αφαιρώντας την επίδραση των κυμάτων Rayleigh , δίνεται από την σχέση 4.1.2d .

$$S_2 = \frac{S_1}{E_{RW}} = \frac{\frac{H_S}{H_B}}{\frac{V_S}{V_B}} = \frac{H_S \cdot V_B}{H_B \cdot V_S} = \frac{H_S}{V_S} \quad (4.1.2d)$$

Συμπέρασμα των παραπάνω υποθέσεων είναι ότι ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας που καταγράφονται στην ίδια θέση αποτελεί έναν τρόπο εκτίμησης της εδαφικής απόκρισης. Οι παραπάνω υποθέσεις στις οποίες στηρίζεται η πρώτη εξήγηση (1989) του Nakamura αμφισβητήθηκε από ορισμένους επιστήμονες. Η αμφισβήτηση αυτή οδήγησε τον Nakamura σε μια δεύτερη λεπτομερειακή και τροποποιημένη ανάλυση την οποία και παρουσίασε το 1996. Η ανάλυση αυτή παρουσιάζεται στην επόμενη παράγραφο.

4.2.2.1 ΕΠΕΞΗΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA (1996) ΚΑΙ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΗΣ Η/V ΜΕΘΟΔΟΥ ΜΕ ΤΑ ΚΥΜΑΤΑ ΧΩΡΟΥ.

Στην πρώτη ανάλυση του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη φασματική συνιστώσα, ο Nakamura υπέθεσε ότι οι επιδράσεις των επιφανειακών κυμάτων μπορούν να μην ληφθούν υπόψη ή να αφαιρεθούν, με αποτέλεσμα ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας του επιθυμητού εδαφικού θορύβου που καταγράφεται στην επιφάνεια του ελαστικού στρώματος να συσχετίζεται με την συνάρτηση μεταφοράς των S κυμάτων.

Σε αυτήν την παράγραφο παρουσιάζεται η δεύτερη τροποιημένη ανάλυση του Nakamura που παρουσίασε το 1996. Βάση της ανάλυσης αυτής ήταν αρχικά υπόθεση ότι το κυματικό πεδίο του θορύβου συνίσταται από κύματα χώρου και από επιφανειακά κύματα. Έχοντας ως αρχή την παραπάνω θεώρηση συνεπάγεται ότι το φάσμα Fourier της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας του θορύβου μπορεί να γραφεί συναρτήσει του οριζόντιου (S^{NH}) και κατακόρυφου (S^{NV}) φάσματος του κύματος χώρου αντίστοιχα που αποτελεί μέρος του θορύβου στην θέση καταγραφής. Μαθηματικά η παραπάνω θεώρηση δίνεται από τις σχέσεις :

$$S^{NH}(f) = S_b{}^H(f) + S_s{}^H(f) = H_T(f) \cdot R_b{}^H(f) + S_s{}^H(f)$$

$$S^{NV}(f) = S_b{}^V(f) + S_s{}^V(f) = H_V(f) \cdot R_b{}^V(f) + S_s{}^V(f)$$

όπου $R_b{}^H$, $R_b{}^V$ είναι το οριζόντιο και κατακόρυφο φάσμα των κυμάτων χώρου του θορύβου στο σταθμό αναφοράς αντίστοιχα. Ο φασματικός λόγος (A^{NHV}) της οριζόντιας S^{NH} και κατακόρυφης S^{NV} συνιστώσας που δίνει την ενίσχυση του εδάφους δίνεται από την παρακάτω σχέση

$$A^{NHV} = [\ H_T \ \cdot A_r{}^{NHV} + \beta \ \cdot A_s\ ] / [\ V_T + \beta\ ]$$

όπου, $A_r{}^{NHV}$ είναι ο H/V λόγος του φάσματος του θορύβου σε βραχώδη θέση, β είναι η σχετική αναλογία των επιφανειακών κυμάτων στο θόρυβο που υπολογίζεται από την κατακόρυφη συνιστώσα ($\beta = S_s{}^V(f) \ / \ R_b{}^V(f)$) και A_s είναι ο λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα που οφείλεται μόνο σε επιφανειακά κύματα ($A_s(f) = S_s{}^H(f) \ / \ S_s{}^V(f)$).

Το δεύτερο στάδιο της ανάλυσης περιλαμβάνει την υπόθεση ότι:

$$A^{NHV}(f_{H0}) = H_T(f_{H0})$$

Για να είναι αξιόπιστη αυτή η υπόθεση απαιτούνται και οι παρακάνω θεωρήσεις.

1. Η κατακόρυφη συνιστώσα δεν ενισχύεται στη συχνότητα f_{H0}.

2. Ο φασματικός λόγος H/V στο βραχώδες υπόβαθρο είναι ίσος με 1 στη θεμελιώδη συχνότητα συντονισμού f_{H0}.
3. Το β είναι πολύ μικρότερο από 1 στη συχνότητα $f_{H0.}$
4. Το γινόμενο $\beta \cdot A_s(f_{H0})$ είναι επίσης αρκετά μικρότερο από το $H_T(f_{H0})$.

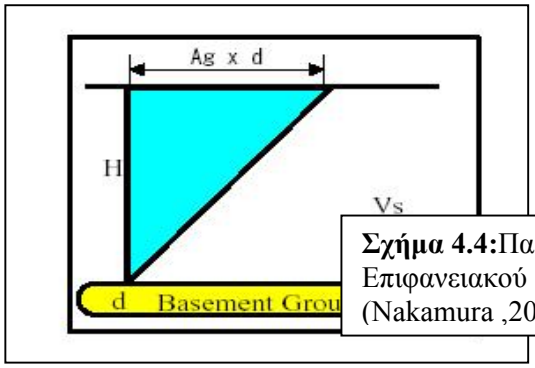
Πειραματικές μελέτες έχουν επιβεβαιώσει τις υποθέσεις **1** και **3** ενώ οι υποθέσεις **2** και **4** αμφισβητούνται. Η υπόθεση 4, σύμφωνα με την οποία ισχύει για οποιαδήποτε συχνότητα $A^{NHV} \approx H_T$, απαιτεί τις υποθέσεις **1** και **3** για να είναι αξιόπιστη.

Λαμβάνοντας υπόψη την σχέση $A^{NHV} \approx H_T$ στην θεμελιώδη συχνότητα f_{H0} συνεπάγεται ότι:

1. Η υπόθεση **3** που σχετίζεται με την αναλογία των επιφανειακών κυμάτων ($\beta = S_s^V / R_b^V$) μπορεί να θεωρηθεί έγκυρη στην περίπτωση εδαφικών δομών μεγάλης διαφοράς εμπέδησης, εφόσον και το S_s^V μηδενίζεται κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα $f_{H0.}$
2. Αντίθετα, η υπόθεση **4** που αφορά το γινόμενο $\beta \cdot [S_s^H(f_{H0}) / S_s^V(f_{H0})]$, δεν είναι έγκυρη επειδή δεύτερος όρος του γινομένου είναι πολύ μεγάλος. Στην πραγματικότητα, ολόκληρη αυτή η ποσότητα είναι ίση με $S_s^H(f_{H0}) / R_b^V(f_{H0})$, η οποία χαρακτηρίζει το οριζόντιο πλάτος των επιφανειακών κυμάτων συγκρινόμενο με το κατακόρυφο πλάτος των κυμάτων χώρου στο βραχώδες υπόβαθρο. Σύμφωνα με τον Nakamura δεν υπάρχει κανένας λόγος ώστε αυτός ο λόγος να είναι μικρός σε σύγκριση με την ενίσχυση του κύματος S.

Ο Nakamura (1996) πρότεινε τον δείκτη τρωτότητας με σκοπό την αξιόπιστη εκτίμηση της έκτασης των σεισμικών καταστροφών τόσο στην επιφάνεια του εδάφους όσο και στις τεχνικές

κατασκευές. Ο υπολογισμός του δείκτη τρωτότητας παρέχει την δυνατότητα εκτίμησης της τρωτότητας όλων των τύπων των εδαφών και των τεχνικών κατασκευών, πριν την εκδήλωση σεισμικού γεγονότος. Για τον υπολογισμό του K_g αρχικά θεωρήθηκε η εγκάρσια παραμόρφωση του εδάφους και συγκεκριμένα στο σχήμα 4.4 φαίνεται η εγκάρσια παραμόρφωση των επιφανειακών σχηματισμών.



Σχήμα 4.4:Παραμόρφωση Επιφανειακού στρώματος (Nakamura ,2000).

Η διατμητική παραμόρφωση δίνεται από την παρακάτω σχέση, σε συνάρτηση με τον παράγοντα ενίσχυσης A_g του επιφανειακού στρώματος, με το h το πάχος του επιφανειακού στρώματος και d η σεισμική μετάθεση του μητρικού πετρώματος.

$$\gamma = A_g \cdot \frac{d}{h}$$

Θεωρώντας τώρα τις ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων S στο υπόβαθρο και στο επιφανειακό στρώμα αντίστοιχα C_b και C_f , η ιδιοσυχνότητα του επιφανειακού στρώματος F να γραφεί:

$$f_g = \frac{V_b}{4 \cdot A \cdot h}$$

Η επιτάχυνση στο υπόβαθρο (μητρικό πέτρωμα) μπορεί να γραφεί:

οπου;

$$\alpha_b = (2\pi f_g)^2 d \qquad c = \frac{1}{\pi^2 \nu_b} \qquad K_g = \frac{A_g^2}{f_g}$$

Η τιμή του c αναμένεται να είναι προσεγγιστικά σταθερή σε διαφορετικές περιοχές. Η ενεργός διατμητική παραμόρφωση που προσδιορίζεται ως το e% της σχέσης

$\gamma = A_g * \frac{d}{h}$ **, γίνεται σχεδόν ίση με το γινόμενο των** K_g **και** α_b **, με την προϋπόθεση ότι e=60% και C_b=600m/s .Η τιμή του** K_g **μπορεί να θεωρηθεί δείκτης τρωτότητας της θέσης μελέτης και χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των σημείων στα οποία θα παρατηρηθεί η μεγαλύτερη καταστροφή στην περίπτωση μελλοντικού σεισμού.**

Ο Nakamura (1996) και οι Uehan και Nakamura (1996) παρατήρησαν πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ της τιμής του δείκτη τρωτότητας K_g και των προκαλούμενων καταστροφών από την εκδήλωση σεισμών. Σύμφωνα με τον Nakamura η παρατηρούμενη συσχέτιση οφείλεται σε δυο αιτίες: Η μια αιτία σχετίζεται με το γεγονός ότι ο δείκτης τρωτότητας του εδάφους είναι ουσιαστικά ένας παράγοντας αναλογίας (scaling factor) που παρέχει την απευθείας εκτίμηση της εγκάρσιας παραμόρφωσης του εδάφους, μέσω της σχέσης:

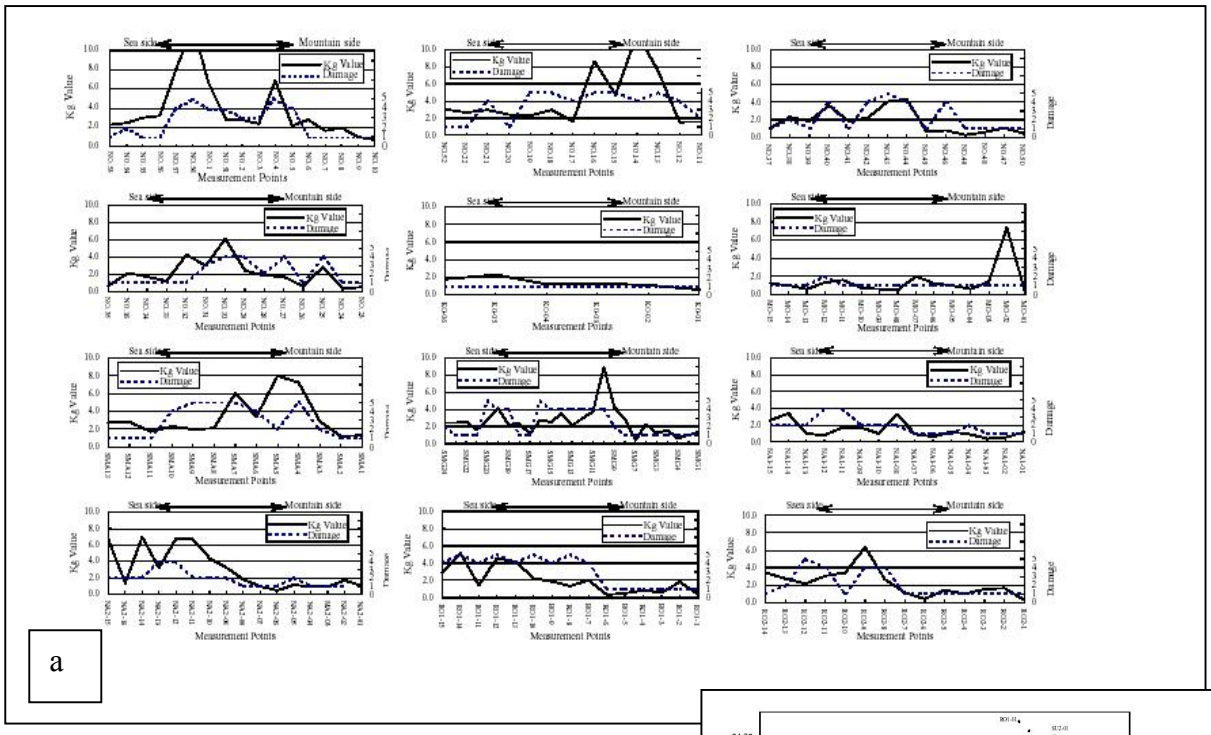
$$\gamma = c \cdot K_g \cdot a_{\max} \quad \text{(a)}$$

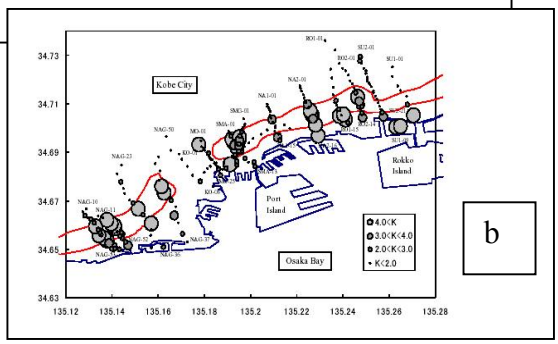
όπου C είναι ίσο με $(1/\pi\beta_r^2)$ και θεωρείται περίπου σταθερό σε οποιοσδήποτε θέση εφόσον το μέγεθος β_r αντιστοιχεί στην ταχύτητα εγκάρσιου κύματος σε βραχώδες υπόβαθρο. Ως δεύτερη αιτία της καλής συσχέτισης της τιμής K_g και της έκτασης των σεισμικών καταστροφών, ο Nakamura αναφέρει ότι οι προκαλούμενες καταστροφές των τεχνικών κατασκευών καθορίζεται κυρίως από την εγκάρσια παραμόρφωση των εδαφών θεμελίωσης τους. Σε αυτήν την περίπτωση η σχέση (a) βασίζεται σε δυο υποθέσεις:

1. Το μέγιστο πλάτος της εδαφικής ενίσχυσης που παράγεται από την τεχνική HVSR με καταγραφές εδαφικού θορύβου αντιπροσωπεύει την ενίσχυση των S κυμάτων.
2. Οι κορυφές της επιτάχυνσης και της μετάθεσης μπορούν απλά να συσχετιστούν με την θεμελιώδη συχνότητα σύμφωνα με την σχέση:

$$a_{\max} = 2 \cdot \pi F_g \cdot d_{\max} \quad \text{(b)}$$

Επομένως η θεμελιώδης συχνότητα ταυτίζεται με την δεσπόζουσα σε θέσεις με πολύ μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών αποθέσεων και της υπεδάφιας δομής . Ο Gueguen (1998) για το σεισμικό γεγονός Pujili (Ecuador, 1996), ανέφερε στις υψηλές συχνότητες (f =10Hz) σχετική συσχέτιση μεταξύ της ενίσχυσης που προκύπτει από την τεχνική HVSR και της έκτασης των καταστροφών που σημειώθηκαν. Ο Duval (1998) αντίθετα, παρατήρησε στις χαμηλές συχνότητες (F<0.8Hz) σημαντική συσχέτιση των καταστροφών από τον σεισμό στο Caracas και του πλάτος του λόγου H/V . Στο σχήμα 4.5 ενδεικτικά παρουσιάζεται ένα παράδειγμα τέτοιων συσχετίσεων για τον σεισμό στο Kobe.





Σχήμα 4.5: **a)** Συσχέτιση μεταξύ του Δείκτη Τρωτότητας του εδάφους και των Καταστροφών από τον σεισμό στο Kobe (Nakamura,1999).
b) Κατανομή του Δείκτη Τρωτότητας του εδάφους (Nakamura,1999).

4.2.3 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ανεξάρτητα από το θεωρητικό υπόβαθρο της μεθόδου και τα αμφισβητήσιμα αποτελέσματα της, η ανάλυση που παρουσιάστηκε στο κεφάλαιο αυτό μας επιτρέπει να καταλήξουμε σε βασικά και αναμφισβήτητα συμπεράσματα.

1. Ανεξάρτητα από το θεωρητικό υπόβαθρο της μεθόδου, τα αποτελέσματα που προκύπτουν από μελέτες δείχνουν ότι ο H/V φασματικός λόγος δείχνει τη θεμελιώδη συχνότητα f_{H0} των ελαστικών εδαφών.

2. Η συχνότητα συντονισμού f_{H0} είναι ευκολότερο να υπολογιστεί από τον H/V φασματικό λόγο σε σχέση με τα απόλυτα φάσματα ή με την μέθοδο του τυπικού φασματικού λόγου.
3. Τα αποτελέσματα των μελετών δείχνουν επίσης ότι η καμπύλη H/V διαφέρει από την πραγματική συνάρτηση ενίσχυσης για προσπίπτοντα S κύματα.
4. Μέχρι σήμερα δεν υπάρχει καμία 'παγκόσμια' αποδεκτή πειραματική ή θεωρητική συσχέτιση μεταξύ του πλάτους και της μέγιστης φασματικής ενίσχυσης. Έχουν όμως αναπτυχθεί τοπικές σχέσεις που ισχύουν για μια περιοχή και συνήθως προκύπτουν από εμπειρικές παρατηρήσεις στην περιοχή μελέτης.
5. Η ανισότητα $A_0^{NHV} \leq A_{Hp}$ πρέπει να χρησιμοποιείται με μεγάλη προσοχή γιατί είναι μια σχέση εμπειρική και πειραματική, όπου A_0^{NHV} είναι η μέγιστη ενίσχυση που παρατηρείται από την τεχνική HVSR και A_{HP} είναι η πραγματική μέγιστη ενίσχυση του εδάφους.
6. Η θεωρητική προσέγγιση της ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh, δεν είναι πλήρως ικανοποιητική.

Ο Nakamura στην νέα επανεξέταση (2000) της τεχνικής HVSR, αναλύει την συσχέτιση της ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh με την κορυφή του φασματικού λόγου H/V.

4.3 ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ HVSR ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΟΝ NAKAMURA (2000)

Σκοπός της αρχικής μελέτης του Nakamura (1989), ήταν η εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης που προκαλείται από τις πολλαπλές διαθλάσεις των κατακόρυφα προσπιπτόντων SH κυμάτων. Αντίθετα ένα σύνολο επιστημόνων προσπάθησαν να εξηγήσουν την ενίσχυση που παρουσιάζει ο φασματικός λόγος H/V με βάση τα Rayleigh κύματα. Ο βασικότερος σκοπός αυτής της παραγράφου είναι η επανεξέταση της βασικής ιδέας και του στόχου της τεχνικής HVSR από τον Nakamura και επιβεβαιώνεται η αρχική διαπίστωση του το 1989, σύμφωνα με την οποία η

ενίσχυση που προκύπτει από την μέθοδο H/V είτε με καταγραφές σεισμών , είτε με καταγραφές εδαφικού θορύβου δεν μπορεί να ερμηνευθεί με τα Rayleigh κύματα. Το γεγονός ότι ο φασματικός λόγος της οριζόντιας και κατακόρυφης φασματικής συνιστώσας του θορύβου της τεχνικής HVSR αποτελεί μια αξιόπιστη εκτίμηση της συνάρτησης μεταφοράς του εδάφους όταν σε αυτό προσπίπτουν S κύματα, οδήγησε τον Nakamura στην μετονομασία της τεχνικής ως 'Quasi-Transfer Spectrum' (QTS). Η μετονομασία της τεχνικής HVSR σε QTS παρουσιάστηκε από τον Nakamura (2000) με σχετική δημοσίευση του γνωστή ως 'Clear Identification of fundamental Idea of Nakamura's Technique and its application'.

Οι Nogoshi και Igarashi (1971), σύγκριναν τους φασματικούς λόγους H/V των Rayleigh κυμάτων με τους φασματικούς λόγους H/V που προκύπτουν από καταγραφές εδαφικού θορύβου και διαπίστωσαν ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται από Rayleigh κύματα. Με βάση την μελέτη αυτή ένας αριθμός από τις θεωρητικές μελέτες (Lachet και Bard, 1994; Konno και Ohmachi,1998; Bard (1998) υποστήριξαν ότι η κορυφή της καμπύλης H/V μπορεί να ερμηνευθεί με την θεμελιώδη αρμονική των Rayleigh κυμάτων. Στην περίπτωση που η διαπίστωση αυτή είναι σωστή, τότε οι καταγραφές εδαφικού θορύβου θα συνίστανται μόνο από Rayleigh κύματα. Με προσεκτική παρατήρηση των παραδειγμάτων που ανέφεραν οι Nogoshi και Igarashi (1971), προκύπτει ότι στην θεμελιώδη συχνότητα του φασματικού λόγου των Rayleigh κυμάτων, η ενέργεια των Rayleigh κυμάτων είναι πολύ μικρή , πολύ κοντά στο μηδέν. Επειδή όμως τα Rayleigh κύματα παρουσιάζουν την μέγιστη ενέργεια κοντά στην συχνότητα του κατώτερου σημείου κάμπης της καμπύλης H/V, δηλαδή κοντά στην συχνότητα που παρατηρείται η μικρότερη ενίσχυση , συνεπάγεται ότι η ενίσχυση με την τεχνική HVSR δεν μπορεί να επεξηγηθεί με την ενέργεια των Rayleigh κυμάτων.

Στην επανεξέταση του, ανέφέρε επίσης την σημασία του δείκτη τρωτότητας του εδάφους και των τεχνικών κατασκευών καθώς είναι γνωστό ότι το μέγεθος της σεισμικής καταστροφής εξαρτάται από την τάση, την περίοδο και την διάρκεια της ισχυρής κίνησης και οι παράμετροι αυτοί επηρεάζονται έντονα από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής απόκρισης των επιφανειακών στρωμάτων και των τεχνικών κατασκευών. Δεν θα γίνει καμία αναφορά στο συντελεστή τρωτότητας επειδή δεν προστίθενται νέα στοιχεία που να διαφοροποιούν την αρχική ερμηνεία που ανέπτυξε το 1996. Στην επόμενη παράγραφο εξετάζονται προσεκτικά τα παραδείγματα που ανέφεραν οι Nogoshi και Igarashi (1971) και η συσχέτιση της ενίσχυσης που προκύπτει από την τεχνική HVSR με την ενέργεια των Rayleigh κυμάτων.

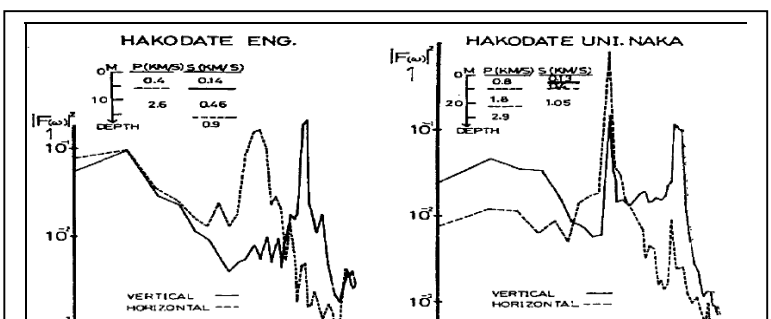
4.3.1 ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΗΣ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ H/V ΤΩΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΚΑΙ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH.

Όπως έχει αναφερθεί στην παράγραφο 4.1.1 , ο εδαφικός θόρυβος συνίσταται από πολλά είδη κυμάτων. Σύμφωνα με την υπόθεση ότι ο θόρυβος αποτελείται ουσιαστικά από Rayleigh κύματα, ο Bard (1998) καταλήγει σε δυο συνθήκες :

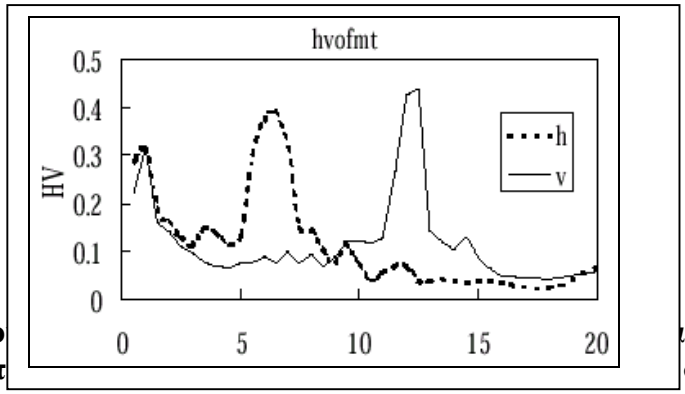
1. **Ο θόρυβος σχετίζεται με την ελλειπτικότητα των Rayleigh κυμάτων εξαιτίας της επίδρασης των Rayleigh κυμάτων στην κατακόρυφη συνιστώσα.**
2. **Η ελλειπτικότητα αυτή παρουσιάζει μια απότομη κορυφή γύρω από την θεμελιώδη συχνότητα σε θέσεις που παρουσιάζουν έντονη διάφορα εμπέδησης μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και των βαθύτερων σχηματισμών.**

Η επεξήγηση αυτή είναι αποτέλεσμα της ομοιότητας της μορφής των καμπύλων H/V που προκύπτουν από καταγραφές εδαφικού θορύβου και των κυμάτων Rayleigh. Εξετάζοντας προσεκτικά τα παραδείγματα που ανέφεραν οι Nogoshi και Igarashi (1971) καθώς και την συσχέτιση της ενίσχυσης που προκύπτει από την τεχνική HVSR με την ενέργεια των Rayleigh κυμάτων καταλήγουμε στην διαπίστωση ότι η ενίσχυση δεν μπορεί να επεξηγηθεί με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh (Nakamura, 2000). Στο σχήμα 4.6 παρουσιάζονται παραδείγματα καταγραφών εδαφικού θορύβου σε διαφορετικές θέσεις στην Hakodate της Ιαπωνίας (Nogoshi & Igarashi,1971) και παρουσιάζεται η σχέση των H, V και H/V για καταγραφές εδαφικού θορύβου και κυμάτων Rayleigh. Από τις μορφές των καμπύλων διαπιστώνεται ότι:

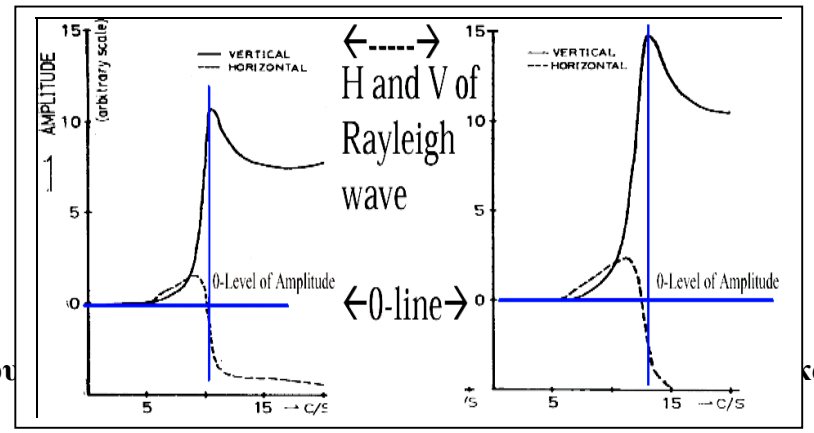
1. Στην κορυφή της καμπύλης H/V των Rayleigh κυμάτων , η ενέργεια των κυμάτων αυτών είναι σχεδόν μηδέν.
2. Η ενέργεια των κυμάτων Rayleigh κυμάτων είναι μηδέν, ακόμα και σε συχνότητες κοντά στην θεμελιώδη συχνότητα της καμπύλης H/V.
3. Το πλάτος του φασματικού λόγου H/V στις οριζόντιές συνιστώσες των κυμάτων Rayleigh είναι περίπου μηδέν, ενώ στις κατακόρυφες συνιστώσες τους το πλάτος φασματικού λόγου H/V είναι ίσο με μηδέν.
4. Αντίθετα, η ενέργεια των κυμάτων Rayleigh γίνεται μέγιστη σε συχνότητες στις οποίες η ταχύτητα ομάδας των κυμάτων Rayleigh παίρνει την ελάχιστη τιμή της. Η ελάχιστη τιμή της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Rayleigh είναι περίπου ίση με την τιμή της συχνότητας στην οποία παρατηρείται η ελάχιστη ενέργεια των κυμάτων Rayleigh (trough frequency, συχνότητα του κατώτερου σημείου καμπής της καμπύλης). Η τιμή της συχνότητας στην οποία παρατηρείται η ελάχιστη ενέργεια των κυμάτων Rayleigh είναι περίπου ίση με την διπλάσια τιμή της θεμελιώδους συχνότητας.



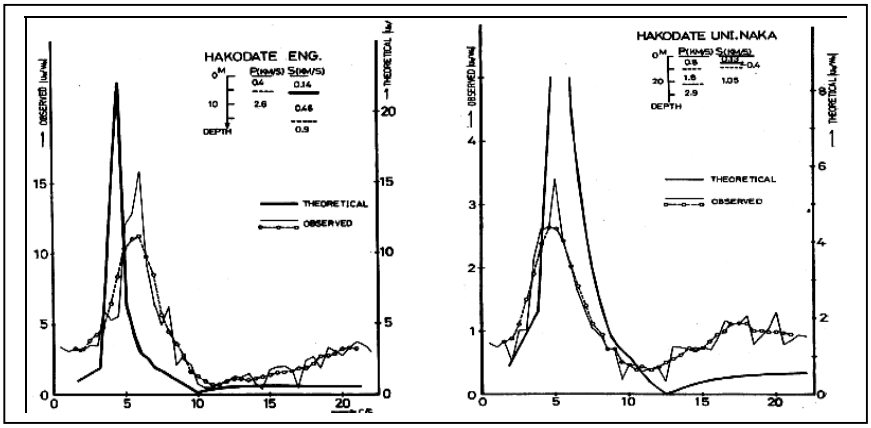
Σχήμα 4.6a): **Φασματική Συνάρτησης Πυκνότητας $|F(\omega)|^2$ από καταγραφές εδαφικού θορύβου (Nogoshi και Igarashi, 1971).**



Σχήμα 4.6b): **Φάσμα Fo ς σε γραμμικό άξονα συχνότητας, όπ συναρτήσεις (Nogoshi και Igarashi, 1971).**

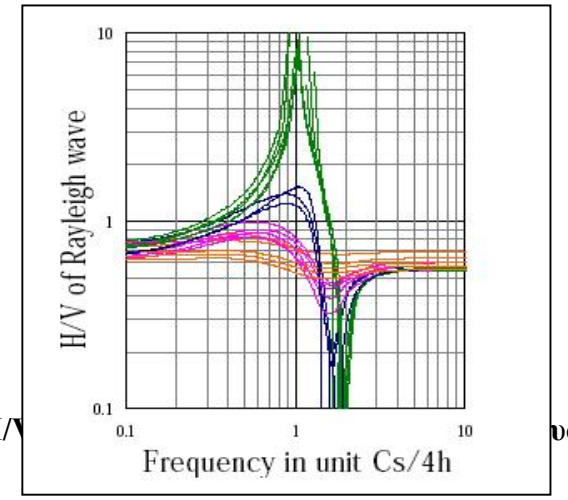


Σχήμα 4.6c): **Κατακόρυ και Igarashi, 1971).**



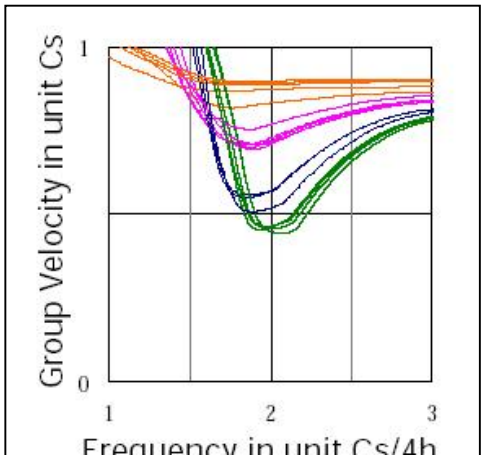
Σχήμα 4.6d): **Θεωρητικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh (δεξιά) και Πειραματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh (αριστερά) (Nogoshi και Igarashi, 1971).**

Για διαφορετικά μήκη κύματος, ο Ohta (1962) υπολόγισε τον H/V φασματικό λόγο και τη ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για ένα μοντέλο δύο στρωμάτων για διάφορες τιμές του λόγου εμπέδησης (1.2-4.5) και του λόγου του Poisson (0.25-0.49) μεταξύ των ιζηματογενών πετρωμάτων και του μητρικού σκληρού πετρώματος. Χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα αυτών των υπολογισμών, παράγεται ο H/V φασματικός λόγος των κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.7 και δείχνει την σχέση μεταξύ της εμπέδησης, κορυφής και συχνότητας. Η συχνότητα αυτή στο σχήμα είναι κανονικοποιημένη με την ποσότητα $C_S/4h$, όπου C_S η ταχύτητα διάδοσης των S κυμάτων και h το βάθος του ιζηματογενούς στρώματος. Οι ταχύτητες ομάδας που υπολογίζονται από τις ταχύτητες φάσης (φασικές ταχύτητες) κανονικοποιούνται με την ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων S και σχεδιάζονται ως προς την κανονικοποιημένη συχνότητα $C_S/4h$.



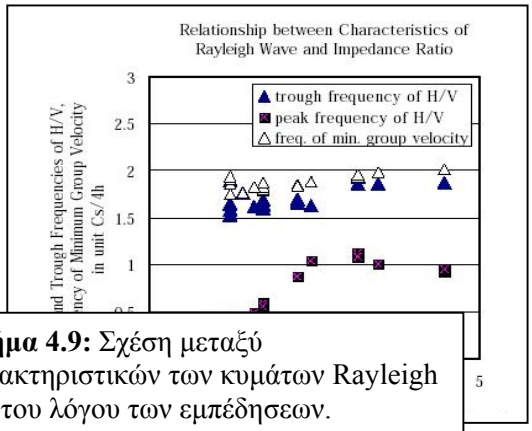
Σχήμα 4.7: **H/V ...υο στρωμάτων.**

Στο σχήμα 4.8 παρουσιάζεται η κατανομή της ταχύτητας ομάδας σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Συμπεραίνεται ότι εάν ο λόγος της εμπέδησης είναι μικρότερος από την τιμή 2 τότε η ενέργεια των κυμάτων Rayleigh κατανέμεται στις χαμηλότερες συχνότητες.

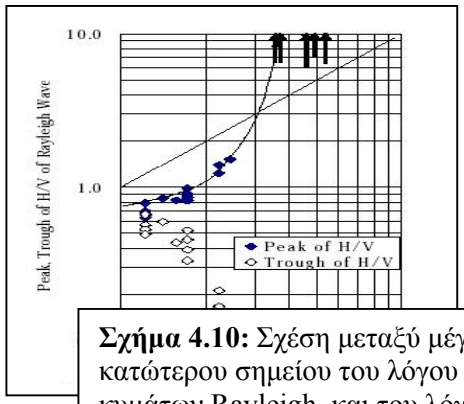


Σχήμα 4.8: **Ταχύτητα Ομάδας των Rayleigh κυμάτων.**

Στο σχήμα 4.9 παρουσιάζεται η μεταβολή του λόγου της εμπέδησης σε συνάρτηση με τη συχνότητα του κατώτερου σημείου καμπής (συχνότητα με την μικρότερη ενέργεια των Rayleigh κυμάτων), του λόγου H/V και της ελάχιστης ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Rayleigh. Για τις τιμές του κατώτερου σημείου καμπής και για τις μικρότερες τιμές της ταχύτητας ομάδας (σχεδόν για όλες τις τιμές του λόγου της εμπέδησης) η συχνότητα κυμαίνεται μεταξύ του 1.5 και 2. Αντίθετα η θεμελιώδη συχνότητα παίρνει τιμές σε μια ευρύτερη περιοχή για διάφορες τιμές του λόγου εμπέδησης. Η ενέργεια των κυμάτων Rayleigh είναι σχεδόν μηδέν στην θεμελιώδη συχνότητα που προκύπτει από τον H/V φασματικό λόγο, ενώ στη συχνότητα κατώτερου σημείου καμπής της καμπύλης η ενέργεια παίρνει την μέγιστη τιμή της. Στην περίπτωση που ο λόγος των εμπεδήσεων είναι μεγαλύτερος από 2.5 τα κύματα Rayleigh δεν επηρεάζουν την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας της εδαφικής κίνησης. Αντίθετα στην περίπτωση που ο λόγος των εμπεδήσεων είναι μικρότερος από 2.5 τα κύματα Rayleigh επηρεάζουν την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας της εδαφικής κίνησης. Η διαπίστωση αυτή προκύπτει από τις παρατηρήσεις πολλών ερευνών που χρησιμοποιούν καταγραφές εδαφικού θορύβου.



Σχήμα 4.9: Σχέση μεταξύ χαρακτηριστικών των κυμάτων Rayleigh και του λόγου των εμπέδησεων.



Σχήμα 4.10: Σχέση μεταξύ μέγιστου και κατώτερου σημείου του λόγου H/V των κυμάτων Rayleigh και του λόγου εμπέδησης.

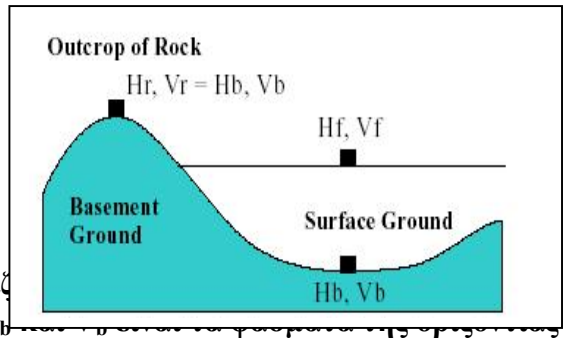
Στο σχήμα 4.10 παρουσιάζεται η μεταβολή του λόγου H[illegible] σημείου καμπής των κυμάτων Rayleigh συναρτήσει του λόγου εμπέδησης μεταξύ των ιζηματογενών πετρωμάτων και του μητρικού σκληρού πετρώματος. Συμπεραίνεται ότι όταν ο λόγος της εμπέδησης είναι μεγαλύτερος από 2 τότε η κορυφή των κυμάτων Rayleigh αυξάνεται απότομα. Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις συνεπάγεται ότι η εκτίμηση του λόγου της εμπέδησης από την κορυφή του φασματικού λόγου H/V των κυμάτων Rayleigh δεν είναι πάντα δυνατή. Όλα τα παραπάνω παραδείγματα αποδεικνύουν ότι, όπως υποστηρίζει ο Nakamura (1989,2000), η κορυφή αυτή σχετίζεται κυρίως με τα SH κύματα και δεν μπορεί να εξηγηθεί με τα Rayleigh κύματα.

4.3.2 ΕΞΗΓΗΣΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V ΚΑΙ Η ΕΠΑΝΕΞΕΤΑΣΗ ΤΟΥ ΑΠΟ ΤΟΝ NAKAMURA (2000).

Στην συνέχεια μελετάται η περίπτωση μιας τυπικής γεωλογικής δομής ιζηματογενούς λεκάνης. Στην περίπτωση αυτή θεωρείται ότι ο εδαφικός θόρυβος συνίσταται από Rayleigh κύματα και από άλλα είδη κυμάτων. Τα οριζόντια και κατακόρυφα φάσματα που καταγράφονται στο επιφανειακό στρώμα της ιζηματογενούς κοιλάδας (H_f ,V_f) και οι παράγοντες ενίσχυσης τους (T_h , T_V) αποδίδονται με τις παρακάτω σχέσεις:

$$H_f = A_h \cdot H_b + H_s \qquad T_h = \frac{H_f}{H_b}$$

$$V_f = A_v \cdot V_b + V_s \qquad T_v = \frac{V_f}{V_b}$$



Όπου A_h και A_v οι παράγοντες ενίσχυσης των οριζ… κατακόρυφα προσπιπτόντων κυμάτων χώρου, H_b και V_b είναι τα φάσματα της οριζοντίας και κατακόρυφης κίνησης στο μητρικό πέτρωμα , H_s και V_s είναι τα φάσματα της οριζοντίας και της κατακόρυφης διεύθυνσης διάδοσης των κυμάτων Rayleigh, T_h και T_V είναι οι παράγοντες ενίσχυσης της οριζοντίας και της κατακόρυφης κίνησης της ιζηματογενούς επιφανειακής γεωλογίας .

Όπως έχει αναλυθεί στην παράγραφο 4.1.2 σε ένα ιζηματογενές στρώμα, η κατακόρυφη συνιστώσα δεν ενισχύεται (A_v=1) κοντά στις συχνότητες που ενισχύονται σημαντικά οι οριζόντιες συνιστώσες. Στην περίπτωση που δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh, τότε ισχύει :$V_f \cong V_b$. Σε διαφορετική περίπτωση που η V_f είναι μεγαλύτερη από την V_b τότε θεωρείται ότι επιδρούν τα επιφανειακά κύματα. Υπολογίζοντας την επίδραση των κυμάτων Rayleigh από το λόγο V_f /V_b (=T_V), η οριζόντια ενίσχυση μπορεί να γραφεί:

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

όπου :

Στην παραπάνω εξίσωση ισχύει ότι $H_b / V_b \cong 1$. Οι λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b σχετίζονται άμεσα

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

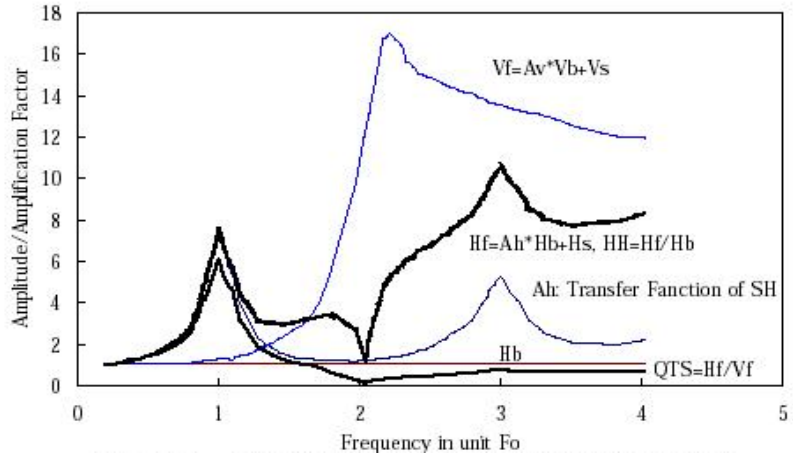
με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh. Σύμφωνα με τον Nakamura ισχύουν τα παρακάτω:

1. **Εάν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh, τότε ίσχυει : QTS=A_h/A_V.**
2. **Εάν το ποσοστό των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο είναι υψηλό τότε:**
   - **Ισχύει ότι QTS=H_s/V_s.**
   - **Η χαμηλότερη τιμή της συχνότητας του φασματικού λόγου H_s/V_s γίνεται σχεδόν ίση με την συχνότητα F_o του A_h , όπως φαίνεται στο σχήμα 4.18.**
   - **Στην περιοχή της F_o, ισχύει ότι A_v=1.**

- **Η QTS φαίνεται να έχει μια σταθερή κορυφή στην περιοχή της συχνότητας F_o. Ακόμα και εάν η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι μεγάλη , η V_s γίνεται μικρή κοντά στην θεμελιώδη συχνότητα, λόγω των πολλαπλών ανακλάσεων των οριζόντιων κινήσεων.**

3. **Εάν ο εδαφικός θόρυβος στο υπόβαθρο V_b είναι μεγαλύτερος σε σύγκριση με τα κύματα Rayleigh, τότε QTS=A_h.**

Συμπερασματικά ισχύει ότι η QTS παρέχει την θεμελιώδη συχνότητα λόγω των πολλαπλών ανακλάσεων των S_H κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα και οδηγεί στην εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης, ανεξαρτήτως του βαθμού επίδρασης των κυμάτων Rayleigh. Στο σχήμα 4.11 συγκρίνονται σχηματικά η H_f , V_f , H_f/H_b (τεχνική SSR) και H_f/V_f (H/V τεχνική). Παρατηρείται ότι η καμπύλη που προκύπτει από την HVSR (ή QTS) τεχνική είναι μικρότερη από τη θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς. Επίσης επειδή η H_f περιλαμβάνει την επίδραση των κυμάτων Rayleigh, ο φασματικός λόγος H_f/H_b είναι μεγαλύτερος από τη θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς.



Σχήμα 4.11: Σχηματική σύγκριση της οριζόντιας (H_f), της κατακόρυφης (V_f) και του φασματικού λόγου H_f/H_b ιζηματογενούς θέσης σε σχέση με το μητρικό πέτρωμα (Nakamura, 2000).

Στην περίπτωση που η επίδραση των Rayleigh κυμάτων είναι έντονη τότε θα ισχύει η σχέση QTS <1 για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Αντίθετα, εάν η επίδραση των Rayleigh κυμάτων είναι μικρή τότε σε συχνότητες αρκετά μεγαλύτερες από την F_0 , εξαιτίας της επίδρασης της κατακόρυφης κίνησης, αναμένεται η QTS τοπικά να είναι μικρότερη από την QTS που προκύπτει από ένα στενό εύρος συχνοτήτων. Συμπερασματικά ο Nakamura διαπιστώνει ότι οι καταγραφές εδαφικού θορύβου συνίστανται είτε από κύματα χώρου , είτε από Rayleigh , είτε από τον συνδυασμό των δυο ειδών κυμάτων ανάλογα με την γεωλογική θέση καταγραφής τους. Εάν για τις καταγραφές αυτές υπολογιστεί η QTS, τότε η θεμελιώδης συχνότητα από πολλαπλές διαθλάσεις των SH κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα αλλά και η ενίσχυση της θεμελιώδους συχνότητας μπορούν να υπολογιστούν αξιόπιστα.

4.3.3 ΒΑΘΟΣ ΜΗΤΡΙΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ ΠΟΥ ΣΧΕΤΙΖΕΤΑΙ ΜΕ ΤΗΝ QTS

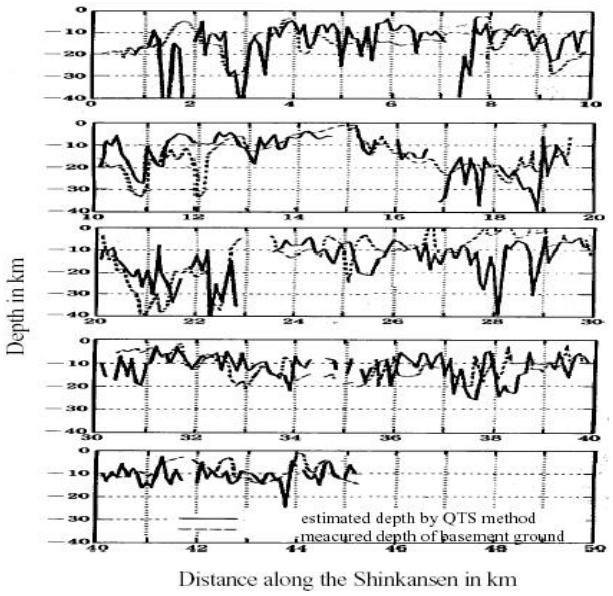
Με βάση τα παραπάνω συμπεραίνεται ότι η κορυφή της HVSR (QTS) τεχνικής προκαλείται από πολλαπλές διαθλάσεις των S κυμάτων. Στο σημείο όμως αυτό θα πρέπει να προσδιοριστεί το βάθος του μητρικού με την τεχνική QTS. Η συχνότητα F_o που σχετίζεται με την QTS υπολογίζεται από τη σχέση:

$$F_o = \frac{C_s}{4h}$$

Ο παράγοντας ενίσχυσης A για αυτή την τιμή συχνότητας F_o σχετίζεται με το λόγο της εμπέδησης. Στην περίπτωση που οι πυκνότητες του μητρικού στρώματος και του επιφανειακού στρώματος είναι ίδιες τότε ο παράγοντας ενίσχυσης και το βάθος h αντίστοιχα ,δίνονται από τις σχέσεις :

$$A_o = \frac{C_b}{C_s}$$

όπου C_b η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων S στο μητρικό στρώμα. Στο σχήμα 4.12 φαίνεται το βάθος του μητρικού κατά μήκος της περιοχής Shinkasen που προσδιορίστηκε χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου (C_b=600m/s).



Σχήμα 4.12: Εκτίμηση του βάθους από μετρήσεις εδαφικού θορύβου κατά μήκος της περιοχής Shinkasen (Nakamura , 2000).

4.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Οι μέχρι τώρα διαθέσιμες πληροφορίες που αφορούν τα συστήματα συλλογής των καταγραφών εδαφικού θορύβου και τις τεχνικές επεξεργασίας τους έχουν παρουσιαστεί από τους Duval (1994), Nakamura (1996), Mucciarelli (1997, 1998) και Mucciarelli (2001).

4.4.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Οι σημαντικότερες συστάσεις για την συλλογή των δεδομένων με βάση τις διαθέσιμες αναφορές από τους Duval (1994), Nakamura (1996), και Mucciarelli (1997, 1998), είναι:

1. Αποφυγή επιταχυνσιομέτρων. Η ανάλυση των σύγχρονων επιταχυνσιομέτρων είναι πολύ μικρή στις χαμηλές συχνότητες.
2. Ιδανικότερη θεωρείται η χρήση σεισμομέτρων.
3. Οι μετρήσεις καταγράφονται με ψηφιακό σεισμόμετρο 3-συνιστωσών. Το ψηφιακό σεισμόμετρο 3-συνιστωσών είναι ένας αισθητήρας 3-διευθυνσεων συχνότητας 1Hz **(**Lennartz 3D-Lite, Lennartz- Mars- 88**),** το οποίο συνδέεται με ψηφιακή μονάδα απόκτησης δεδομένων PRAXS-10, (24-bit). Ο σεισμομετρικός σταθμός εξοπλίζεται και με σύστημα λήψης GPS (Trimble acutime RS422).
4. Αποφυγή καταγραφών κατά την διάρκεια μεγάλων ανέμων και βροχοπτώσεων.
5. Αποφυγή θορύβου που προκαλείται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Ο Mucciarelli (2001) αναφέρει, ότι με βάση τις μέχρι τώρα μελέτες μπορεί να χρησιμοποιηθεί οποιοδήποτε όργανο μέτρησης ασθενούς εδαφικής κίνησης , σε οποιαδήποτε θέση καταγραφής και για το επιθυμητό χρονικό διάστημα καταγραφής. Είναι προφανές όμως ότι ο πειραματικός εξοπλισμός που χρησιμοποιείται έχει ιδιαίτερη σημασία στην αξιοπιστία των μετρήσεων , εφόσον θα πρέπει να εξασφαλίζει την απουσία του τυχαίου μη επιθυμητού θορύβου. Τυχαίος και μη επιθυμητός θόρυβος είναι ο ηλεκτρονικός θόρυβος, οι κινήσεις που εισάγονται από τις ηλεκτρονικές συνδέσεις μεταξύ των τμημάτων του εξοπλισμού ή ο θόρυβος που προκαλείται από την επίδραση του ανέμου στους αισθητήρες. Επίσης η χρήση των επιταχυνσιομέτρων πρέπει να αποφεύγεται επειδή δεν έχουν αρκετή ικανότητα για να αναλύουν τον θόρυβο σε ευρεία ζώνη συχνοτήτων και στις τρεις συνιστώσες. Αντίθετα θα πρέπει να χρησιμοποιούνται σεισμόμετρα εφοδιασμένα με σύστημα απόκτησης δεδομένων υψηλού κέρδους ενώ επιπλέον πρέπει να

αποφεύγονται τα μεγάλου μήκους καλώδια για να εμποδίζεται ο μηχανικός και ηλεκτρονικός θόρυβος.

Οι βάσεις κτιρίων ή τα υπόγεια αυτών είναι αξιόπιστα σημεία καταγραφών αφενός επειδή παρέχουν προστασία στον εξοπλισμό από τα καιρικά φαινόμενα και αφετέρου επειδή είναι άμεσα συνδεμένες με το έδαφος. Ωστόσο για την αξιόπιστη εκτίμηση της απόκρισης των τεχνικών έργων στην σεισμική κίνηση, θα πρέπει να εξεταστεί η απόκριση της αλληλεπίδρασης του εδάφους και του κτιρίου στην σεισμική κίνηση. Επίσης για τον προσδιορισμό των συχνοτήτων που προκαλούνται από την ταλάντωση των κτιρίων θα πρέπει να πραγματοποιηθούν μετρήσεις και στους υψηλότερους ορόφους. Ακόμα και σε αυτή την περίπτωση οι θέσεις καταγραφής των μετρήσεων θα πρέπει να εξασφαλίζουν την καλή σύζευξη μεταξύ των αισθητήρων και του εδάφους. Επειδή η άσφαλτος μπορεί να εισάγει πολύ μεγάλη ενίσχυση, η οποία όμως δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική ενίσχυση του εδάφους ή του κτιρίου συμπεραίνεται ότι θα πρέπει να αποφεύγεται η χρήση αισθητήρων πάνω στην άσφαλτο. Σε αντίθεση όμως με τον Mucciarelli, ο Nakamura εσφαλμένα, συνιστά ακόμα και τις καταγραφές σε άσφαλτο.

Η παρουσία χαμηλού επιπέδου αστικής κυκλοφορίας δεν αποτελεί πρόβλημα στις καταγραφές των μετρήσεων, εφόσον η απόλυτη τιμή της ενίσχυσης και η θεμελιώδης συχνότητα στην οποία παρατηρείται η ενίσχυση παραμένουν ουσιαστικά αμετάβλητες. Σύμφωνα με τον Mucciarelli (2001), έχει παρατηρηθεί ότι εάν με κάποιο τρόπο αυξηθεί η ενέργεια του εδάφους τότε η συμπεριφορά του εδάφους αναλύεται αξιόπιστα στις χαμηλές συχνότητες. Συγκεκριμένα στις συχνότητες κάτω από 1 Hz, αν παραχθεί επιπρόσθετος θόρυβος με εφαρμογή σεισμικής διάταξης sledgehammer, παρατηρείται αύξηση του παράγοντα ενίσχυσης ενώ οι συχνότητες δεν επηρεάζονται από αυτήν την αύξηση του ενεργειακού περιεχομένου του εδάφους. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου κατά την διάρκεια της ημέρας και της νύχτας παρέχουν ανάλογα αποτελέσματα όσον αφορά την θεμελιώδη συχνότητα αλλά και την ενίσχυση. Μελέτες από τον Duval (1994) και τον Mucciarelli (1998) σε αστικές περιοχές κατά την διάρκεια της ημέρας και της νύχτας καταλήγουν σε όμοιους φασματικούς λόγους H/V, ενώ ο Volant (1998) παρατήρησε πολύ μικρή διαφοροποίηση στα αποτελέσματα κατά την διάρκεια της ημέρας και της νύχτας.

4.4.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την επεξεργασία των μετρήσεων είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν φίλτρα ή όχι , μπορεί να γίνει όπου είναι απαραίτητη διόρθωση γραμμικής τάσης και στη συνέχεια γίνεται μετασχηματισμός FFT και στις τρεις συνιστώσες και στην συνέχεια προστίθενται οι μέσοι όροι των συνιστωσών που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν. Πριν ή μετά την εφαρμογή της τελευταίας διαδικασίας υπολογίζεται ο λόγος οριζόντιου προς κατακόρυφου φάσματος και στην συνέχεια εκτιμάται ο μέσος όρος όλων των λόγων (ή ο μέσος όρος και η τυπική

απόκλιση). Με την παραπάνω διαδικασία εκτιμάται η εδαφική ενίσχυση. Η γενική ιδέα της HVSR μεθόδου είναι η παραπάνω. Το πρόβλημα είναι ότι μέχρι σήμερα δεν υπάρχει μια καλύτερη μέθοδος ή μια συγκεκριμένη διαδικασία συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων και στην περίπτωση άλλωστε που απαιτείται σύγκριση της HVSR τεχνικής με άλλες μεθοδολογίες, αντιμετωπίζεται το πρόβλημα ότι δεν υπάρχει μια τεχνική HVSR, αλλά διαφοροποιήσεις της (Mucciarelli, 2001).

Οι διαθέσιμες πρακτικές συστάσεις που έχουν παρουσιαστεί και αφορούν την επεξεργασία των δεδομένων είναι ελάχιστες και παρουσιάζονται παρακάτω:

1. Ιδανικότερη διάρκεια χρονικού παραθύρου: **Η ιδανικότερη διάρκεια χρονικού παραθύρου εξαρτάται από την ζώνη συχνοτήτων που ενδιαφέρει την οποιαδήποτε μελέτη. Σύμφωνα με τον κανόνα πρέπει να είναι περίπου είκοσι κύκλοι της χαμηλότερης συχνότητας, δηλαδή περίπου 20s, όταν η αξιόπιστη πληροφορία βρίσκεται κοντά στο 1Hz.**

2. Απαιτούμενος αριθμός χρονικών παραθύρων εδαφικού θορύβου: **Σύμφωνα με τον Bard (1999), είναι σημαντικός ο έλεγχος της σταθερότητα των αποτελεσμάτων με την χρήση της τυπικής απόκλισης. Για το σκοπό αυτό, η ανάλυση 10 παραθύρων είναι περισσότερο ικανοποιητική σε ασθενή μεταβατικά φαινόμενα, δηλαδή φαινόμενα**

που προκαλούν μη επιθυμητή και μικρής διάρκειας ταλάντωση στο έδαφος (π.χ διέλευση αυτοκινήτου) .

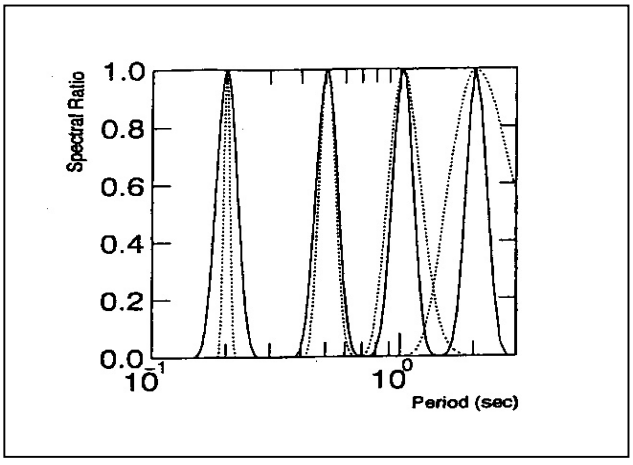
3. Ευαισθησία σε παροδικά φαινόμενα και χρήση χρονικών παραθύρων με στασιμα σήματα: **Το χαμηλό επίπεδο θορύβου δεν επηρεάζει τον H/V φασματικό λόγο, ενώ αντίθετα το υψηλό επίπεδο θορύβου επηρεάζει τον λόγο H/V. Ομοίως το περπάτημα κοντά στον αισθητήρα πρέπει να αποφεύγεται όπως επίσης πρέπει να αποφεύγεται και η καταγραφή μετρήσεων κοντά σε μηχανήματα που δουλεύουν συνεχώς Πρέπει να χρησιμοποιείται ένας 'anti-trigger' αλγόριθμος που να επιλέγει μόνο το παράθυρο του σήματος. Με βάση αυτόν τον αλγόριθμο ο λόγος STA/LTA (manual)παίρνει τιμές κάτω από ένα δεδομένο κατώφλι (για παράδειγμα 1.5-2) και με τον τρόπο αυτό παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματα στην απομάκρυνση των μη επιθυμητών παροδικών φαινόμενων.**

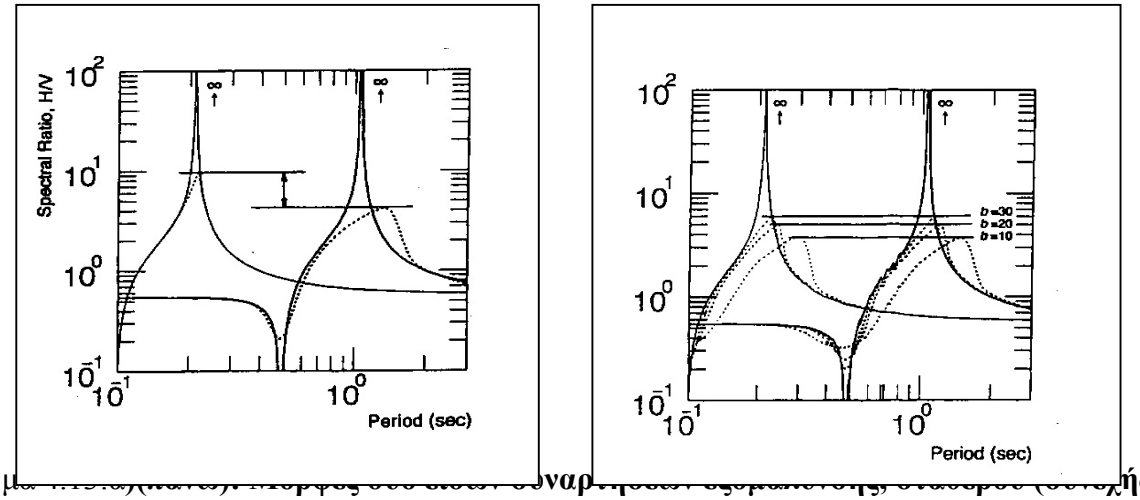
4. Ο τρόπος με τον οποίο από δύο οριζόντιες συνιστώσες προκύπτει η οριζόντια συνιστώσα : **Πιθανότατα ο καλύτερος τρόπος είναι η κατασκευή ενός σύνθετου μιγαδικού σήματος x(t) + iy(t) (όπου τα x, y αντιστοιχούν στις δύο ορθογώνιες και οριζόντιες συνιστώσες) και ο υπολογισμός του μιγαδικού σύνθετου μετασχηματισμού Fourier.**

5. Εξομάλυνση φασμάτων : **Σύμφωνα με τον Fäh (1997) κατά την επεξεργασία των δεδομένων η εξομάλυνση του φάσματος είναι αναγκαία για την αποφυγή των μη πραγματικών κορυφών που σχετίζονται με απότομες κοιλάδες στο φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας. Η εξομάλυνση του φάσματος έχει σημαντικότατες συνέπειες στη μορφή του φάσματος και μπορεί να επηρεάσει τον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας. Σύμφωνα με τον Bard (1999), για την αποφυγή των μη πραγματικών κορυφών πρέπει να αποφεύγονται οι μετατοπίσεις του πλάτους στις χαμηλές και υψηλές συχνότητες. Οι μετατοπίσεις αυτές όμως δεν αποφεύγονται όταν χρησιμοποιείται ο παραδοσιακός τρόπος εξομάλυνσης χρησιμοποιώντας παράθυρα συγκεκριμένου εύρους συχνότητας : Για παράδειγμα η χρήση ενός τριγωνικού παραθύρου με εύρος συχνότητας 0.5Hz δεν επιτρέπει την ανίχνευση της κορυφής για συχνότητες κάτω από 1Hz. Ένας απλός τρόπος επίλυσης είναι η χρησιμοποίηση του εύρους του παραθύρου εξομάλυνσης στην συχνότητα που μας ενδιαφέρει. Ο τρόπος αυτός έχει εφαρμοστεί από τους Lachet &Bard (1994), Konno & Ohmachi (1998), Mucciarelli (1998). Στο σχήμα 4.13 παρουσιάζεται η διαφορετική επίδραση της εξομάλυνσης στις καμπύλες H/V.**

6. Μέση τιμή φασμάτων ή Μέση τιμή φασματικών λόγων: **Οι Bouden-Romdhane & Mechler (1998) υπολογίζουν πρώτα την μέση τιμή των οριζόντιων και κατακόρυφων συνιστωσών από διαφορετικά παράθυρα πριν από τον υπολογισμό του φασματικού λόγου. Σύμφωνα όμως με τον Bard (1999), είναι προτιμότερο να υπολογίζεται ο H/V φασματικός λόγος για κάθε παράθυρο και στη συνέχεια ο μέσος φασματικός λόγος όλων των παραθύρων. Ο τρόπος αυτός χρησιμοποιείται και από τον Mucciarelli και εφαρμόζεται και στην συγκεκριμένη μελέτη της τεχνικής HVSR στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα.**

7. Χρήση Αριθμητικών ή γεωμετρικών μέσων όρών : **Η πρώτη μελέτη στατιστικής κατανομής των τιμών των H/V φασματικών λόγων έγινε από τον Field (1994), με δεδομένα από καταγραφές πραγματικών σεισμών . Ο Field (1994), χρησιμοποιώντας δεδομένα από καταγραφές σεισμών πραγματοποίησε στατιστική κατανομή των H/V φασματικών λόγων και κατέληξε σε μία λογαριθμική κατανομή. Σύμφωνα με τον Bard, υποθέτοντας ότι οι τιμές των A^{NHV} συμπεριφέρονται με τον ίδιο τρόπο, είναι προτιμότερο να υπολογισθούν οι γεωμετρικοί μέσοι. Έλεγχοι όμως σε πραγματικά δεδομένα, έδειξαν ότι η χρήση αριθμητικών η γεωμετρικών μέσων όρων δεν προκαλεί σημαντικές διαφορές στο τελικό αποτέλεσμα. Ένα από τα κύρια προβλήματα που σχετίζονται με την HVSR μέθοδο αφορά την στατιστική αξιοπιστία των μετρήσεων. Πρόσφατα προτάθηκε από τον Albarello (2001), ένας τρόπός αναγνώρισης τυχαίων, μη πραγματικών κορυφών στην συνάρτηση ενίσχυσης. Πρότεινε ένα απλό t-στατιστικό έλεγχο μεταξύ μέγιστων τιμών και των μέσων τιμών ενίσχυσης και στην συνέχεια έναν περισσότερο πολύπλοκο έλεγχο που εξαρτάται από την συχνότητα και βασίζεται στην διωνυμική κατανομή. Ο Stojkovic (1998) παρουσίασε διάφορες μεθοδολογίες έρευνας των στάσιμων χαρακτηριστικών των καταγραφών εδαφικού θορύβου.**





Σχήμα 4.13α)(πάνω): Μορφές δύο ιδίων αναρτήσεων εξομάλυνσης, σταθερού (συνεχής γραμμή) και αναλογικού (εστιγμένη γραμμή) εύρους φάσματος για διαφορετικές συχνότητες.

β): **(Κάτω) : Επίδραση της εξομάλυνσης σε δυο ίδιες ακριβώς καμπύλες Η/V που αντιστοιχούν σε ίδιες γεωλογικές θέσεις με διαφορετικό πάχος απόθεσης των γεωλογικών σχηματισμών, (Αριστερά) : Η εξομάλυνση σταθερού εύρους φάσματος προκαλεί την μετατόπιση της κορυφής του πλάτους, (Δεξιά): Η εξομάλυνση αναλογικού εύρους φάσματος δεν προκαλεί την μετατόπιση της κορυφής του πλάτους.**

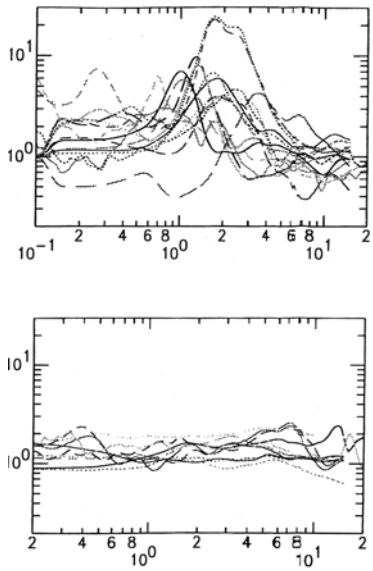
4.5 ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΜΟΡΦΗ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V

Η αιτία της διάδοσης και της ευρείας χρήσης των καταγραφών εδαφικού θορύβου κυρίως την τελευταία δεκαετία, είναι η σταθερότητα του φασματικού λόγου και η ποιοτική συσχέτιση του λόγου αυτού με τις γεωλογικές εδαφικές συνθήκες. Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται αναφορικά, τα πρόσφατα αποτελέσματα των μελετών που αποδεικνύουν την σταθερότητα αλλά και την γενική μορφή του Η/V φασματικού λόγου.

4.5.1 ΜΟΡΦΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V.

Από τα περισσότερα αποτελέσματα των μελετών της HVSR τεχνικής, διαπιστώνεται ότι η μορφή της καμπύλης Η/V σε ιζηματογενές περιβάλλον, παρουσιάζει μια τουλάχιστον κορυφή, το πλάτος και η συχνότητα της οποίας μεταβάλλονται ανάλογα με το πάχος των ελαστικών στρωμάτων. Αντίθετα στις βραχώδεις θέσεις η καμπύλη των Η/V φασματικών λόγων έχει επίπεδη μορφή (σχήμα 4.14). Από την μορφή της καμπύλης διαπιστώνεται ότι οι ιζηματογενείς σχηματισμοί

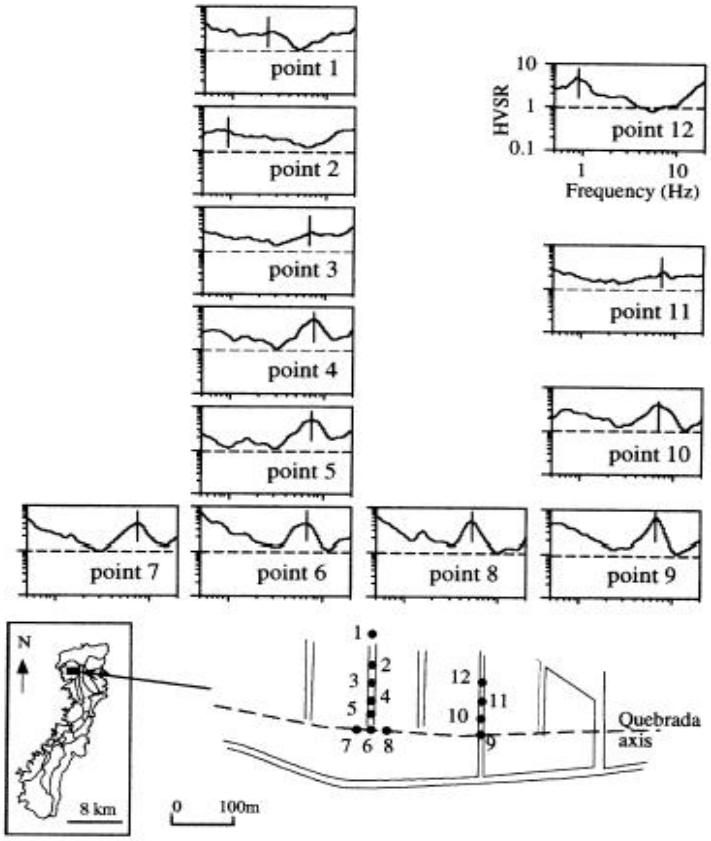
ενισχύουν την σεισμική κίνηση και εμφανίζουν μια κορυφή ενώ αντίθετα οι συνεκτικοί σχηματισμοί στο βραχώδες υπόβαθρο δεν παρουσιάζουν καμία κορυφή, και άρα δεν ενισχύουν περαιτέρω την σεισμική κίνηση. Το πλάτος και η συχνότητα κάθε κορυφής καθορίζεται από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες της περιοχής, τα τοπογραφικά ανάγλυφα και την παρουσία ρηγμάτων .



Σχήμα 4.14: Παραδείγματα φασματικών λόγων H/V σε ελαστικές (πάνω) και σε βραχώδεις θέσεις (κάτω) (Bard, 1999).

Πρόσφατες μελέτες στο Μεξικό (1994) και στην Νέα Ζηλανδία (1997), επιβεβαίωσαν την παρουσία και δεύτερης συχνότητας με μεγάλο πλάτος. Ανάλογες παρατηρήσεις έγιναν από τον Lebrun (1997), για την περιοχή Grenoble (0.3 και 3Hz) και από τον Sebe (1998) στην πόλη Alsace**.** Θεωρητικά και πειραματικά αποτελέσματα επιβεβαίωσαν την υπόθεση ότι η συχνότητα μέγιστης ενίσχυσης σχετίζεται με το ανώτερο επιφανειακό στρώμα μικρού πάχους, το οποίο συμπεριφέρεται ανεξάρτητα από την υπόλοιπη εδαφική στήλη, όταν η δεύτερη κορυφή παρατηρείται σε μικρότερες συχνότητες. Σύμφωνα με τον Bard (1999), η παρουσία της δεύτερης κορυφής μπορεί να οφείλεται στην ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh για περιοχές με μεγάλη αντίθεση εμπέδησης. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η μελέτη του Gueguen (2000), για την εκτίμηση της απόκρισης του ανώτερου επιφανειακού στρώματος στο Quito (Ecuador). Από καταγραφές σε 673 θέσεις, οι 60 παρουσίασαν δυο συχνότητες με μεγάλο πλάτος. Η συχνότητα με το μεγαλύτερο πλάτος αντιστοιχεί στην θεμελιώδη συχνότητα, ενώ η δεύτερη ενισχυμένη συχνότητα αντιστοιχεί στην θεμελιώδη συχνότητα του ανώτερου ελαστικού επιφανειακού στρώματος μικρού πάχους, η οποία σε κάποιες περιπτώσεις ενισχύει την εδαφική επιφανειακή κίνηση περισσότερο από την υπόλοιπη εδαφική στήλη.

Ο Gueguen (2000), εφάρμοσε την τεχνική HVSR και σε χώρο απόθεσης στερεών αποβλήτων με σκοπό να μελετηθεί η απόκριση του ανώτερου επιφανειακού στρώματος σε σχέση με την υπεδάφια δομή. Ο χώρος απόθεσης στερεών αποβλήτων χαρακτηρίζεται από μη συνεκτικά υλικά και αποτελεί ιδανική περίπτωση ελέγχου της απόκρισης του επιφανειακού στρώματος. Η περιοχή γύρω από τον χώρο αποβλήτων αποτελείται από σκληρά πετρώματα. Οι καμπύλες HVSR μακριά από τον χώρο απόθέσης απόβλήτων δεν παρουσιάζουν συχνότητες με ενισχυμένες κορυφές αν και όπως φαίνεται στο σχήμα 4.15, η καμπύλη των σημεία 1, 2, 12 δείχνει κορυφή σε συχνότητα 1 Hz ενώ οι καμπύλες HVSR που αντιστοιχούν σε σημεία κοντά (4,5,10) και πάνω στο χώρο των απόβλήτων (6,7,8,9) παρουσιάζουν ενίσχυση στην συχνότητα των 7 Hz (σχήμα 4.15). Συμπερασματικά προκύπτει ότι οι περιοχές που χαρακτηρίζονται από ανάλογη γεωλογία αποδίδουν καμπύλες HVSR ίδιας μορφής.



Σχήμα 4.15: Αποτελέσματα καμπύλων HVSR πάνω σε χώρο απόθεσης στερεών αποβλήτων (Gueguen, 2000).

4.5.2 ΣΤΑΘΕΡΟΤΗΤΑ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ Η/V

Γενικότερο συμπέρασμα είναι ότι η καμπύλη Η/V του εδαφικού θορύβου παρουσιάζει πολύ καλύτερη σταθερότητα σε σύγκριση με τα απόλυτα φάσματα. Παραδείγματα αναφέρονται από τους Duval (1994), Ansary (1995), Gitterman (1996), Toshinawa (1997), Volant (1998). Η λογαριθμική τυπική απόκλιση του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας του θορύβου για την εκτίμηση της ενίσχυσης της θέσης (A^{NHV}), κυμαίνεται μεταξύ 20-30% (Seekins, 1998 ;Volant,1998;Duval,1994; Lachet,1996) στις ιδανικότερες περιπτώσεις σταθερότητας , ενώ σε περίπτωση αστάθειας του φασματικού λόγου η λογαριθμική τυπική απόκλιση κυμαίνεται μεταξύ 70-80% (Fisher, 1998; Lebrun,1997). Ο σκοπός που αναφέρονται αυτά τα ποσοστά είναι για να δοθεί απλώς μια ιδέα της αποδεκτής σταθερότητας.

Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις στις οποίες οι σταθερότητα της τεχνικής HVSR είναι αμφισβητήσιμη. Παράδειγμα μιας τέτοιας περίπτωσης είναι η μελέτη του Seo (1998), στην λεκάνη Fukui , όπου οι καταγραφές εδαφικού θορύβου κατά την διάρκεια της ημέρας και νύχτας παρουσίαζαν ευδιάκριτες μεταβολές του πλάτους (πάνω από 3) στο εύρος των υψηλών συχνοτήτων. Ο Volant (1998) επίσης ανέφερε μικρή αλλά στατιστικά σημαντική μεταβολή στο πλάτος της θεμελιώδους κορυφής κατά την διάρκεια της ημέρας και νύχτας (νύχτα 2.9±0.4 και ημέρα 4.1±0.6), η οποία εισάγει μικρή μεταβολή στην εκτίμηση της θεμελιώδους συχνότητας (νύχτα 2,7Hz και ημέρα 2.4 Hz). Ο Mucciarelli (1998) παρατήρησε ότι οι χαμηλές συχνότητες είναι περισσότερο ευαίσθητες στο ενεργειακό περιεχόμενο των κυμάτων. Η εξήγηση που έδωσε για τις παραπάνω μεταβολές είναι ότι στις χαμηλότερες συχνότητες η αστάθεια της ενέργειας είναι μεγαλύτερη. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνεται από την επεξεργασία, με την μέθοδο HVSR, 81 σεισμικών γεγονότων που καταγράφηκαν στην περιοχή Κάστελλος του ΄Νομού Χανίων (αδημοσίευτα αποτελέσματα, M.M, F.Vallianatos, M.Mucciarelli).

Αργότερα ο Mucciarelli (2001) ανάφερε ότι το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της μεθόδου είναι η σταθερότητα του τελικού αποτελέσματος της μεθόδου HVSR σε σχέση με τον χρόνο. Η διαπίστωση αυτή προκύπτει από επαναλαμβανόμενες μετρήσεις εδαφικού θορύβου που έχουν καταγραφεί στην ίδια περιοχή και οι οποίες διαρκούν είτε μια εβδομάδα (Volant, 1998), είτε ένα μήνα (Mucciarelli & Monasheri, 1998) είτε ένα χρόνο (Bour, 1998). Ακόμα επισημαίνει ότι η αξιοπιστία του αποτελέσματος εξαρτάται από τον αριθμό των καταγραφών. Εφόσον η σύγκριση του αποτελέσματος που προκύπτει από ένα μόνο σεισμικό γεγονός με καταγραφές εδαφικού θορύβου οδηγεί σε μη - ικανοποιητικά αποτελέσματα. Πρόσφατο παράδειγμα έχει παρουσιαστεί από τους Trifunac και Todorovska (2000) στην περίπτωση του σεισμού στο Northridge (1994). Παρόλο αυτά, υπάρχουν δημοσιεύσεις που αποδεικνύουν ότι η σύγκριση ενός μόνο σεισμικού γεγονότος με καταγραφές εδαφικού θορύβου παρέχει ικανοποιητικά αποτελέσματά. Παραδείγματα τέτοιων μελετών έχουν παρουσιαστεί από τους Gueguen (1998) για τον σεισμό στο Ecuador (1996), Lachet(1998) για τον σεισμό στο Kobe (1995), Kameda(1991) για τον σεισμό στην Loma Prieta, Finn (1994) για τον σεισμό στο Northridge (1994), Ohmachi και Nakamura (1992) για τον σεισμό στις Φιλιππίνες, και από τον Suzuki (19995), για τον σεισμό στο Kushiro-Oki .

4.6.1 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ HVSR ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΣΕ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΕΣ ΚΑΙ ΚΤΙΡΙΑ

Πρόσφατες μελέτες έχουν εστιάσει το ενδιαφέρον τους στην χρήση της HVSR τεχνικής σε γεωφυσικές εξερευνήσεις. Σε αυτή την περίπτωση η τεχνική χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της

γεωμετρίας των κύριων σεισμικών ανακλαστήρων. Κύριος σεισμικός ανακλαστήρας αποτελεί και η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ της επιφάνειας της ιζηματογενούς λεκάνης και του υποκείμενου μητρικού πετρώματος. Η πρώτη εφαρμογή της τεχνικής σε γεωφυσικές διασκοπήσεις έγινε από τον Yamanaka (1994). Εφαρμογές όμως της τεχνικής με στόχο την γεωφυσική διασκόπηση παρουσιάστηκαν και από τους Bodin και Horton στην λεκάνη Misssissipi (1999), Delgado στην περίπτωση της κοιλάδας Segura River (Ισπανία, 2000) , από τον Ciampiccolo στην περιοχή της Catania (2001), και από τους Ibs-von Seth και Wohlenberg (1999) για το Rhine Graben. Οι Ibs-von Seth και Wohlenberg ήταν οι πρώτοι που έθιξαν το πρόβλημα της μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος .Στις υπόλοιπες δημοσιεύσεις οι ερευνητές θεωρούν σταθερή ταχύτητα κύματος (V_s) και εφόσον η μετρούμενη συχνότητα είναι γνωστή προσδιορίζουν το πάχος της λεκάνης (H) από την σχέση $F= V_s/4H$. Η τεχνική HVSR έχει χρησιμοποιηθεί σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους όπως η υψηλής ανάλυσης γεωηλεκτρική τομογραφία για την μελέτη κατολισθήσεων (Gallipoli, 2000).

Μια ακόμα σημαντική εφαρμογή της HVSR μεθόδου είναι η μελέτη της σεισμικής συμπεριφοράς των κτιρίων και γενικότερα των τεχνικών έργων. Σύμφωνα με τον Nakamura (2000) η τεχνική αυτή εφαρμόζεται επιτυχώς στην εκτίμηση του συντελεστή τρωτότητας του κτιρίου. Ένα χρόνο αργότερα, ο Mucciarelli (2001), πρότεινε εναλλακτική πρόταση στην οποία δίνεται ιδιαίτερη σημασία στο σεισμικό φάσμα. Επειδή η εφαρμογή της HVSR τεχνικής στον προσδιορισμό τρωτότητας απαιτεί και επιπρόσθετους ελέγχους αξιοπιστίας, είναι περισσότερο αποδεκτός ο χαρακτηρισμός της HVSR τεχνικής ως μια, εφικτή τεχνική ανίχνευσης της θεμελιώδους συχνότητας των κτιρίων, χωρίς να απαιτούνται, ταυτόχρονες καταγραφές σε κάθε όροφο του κτιρίου (Irie και Nakamura, 2000). Το σημαντικότερο αποτέλεσμα που αναμένεται από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου, με την τεχνική HVSR, είναι η ανίχνευση των θεμελιωδών συχνοτήτων του υπό εξέταση κτιρίου αλλά και του εδάφους θεμελίωσης των στηριγμάτων του κτιρίου.

Η εκτίμηση της θεμελιώδους συχνότητας του κτιρίου αλλά και του εδάφους θεμελίωσης του, εισάγει φαινόμενα συντονισμού τα οποία εκθέτουν την σταθερότητα του κτιρίου κατά την εκδήλωση σεισμικού γεγονότος. Τα αναμενόμενα βέβαια αποτελέσματα δεν εμπεριέχουν την ίδια πολυπλοκότητα πληροφοριών για την δυναμική συμπεριφοράς του κτιρίου και του εδάφους στο πεδίο του χρόνου, σε σχέση πάντα με μια ολοκληρωμένη μελέτη που περιλαμβάνει την εγκατάσταση μόνιμων επιταχυνσιογράφων και σεισμομέτρων και την εκτέλεση διασκοπήσεων.
Η ολοκληρωμένη μελέτη της συμπεριφοράς των τεχνικών έργων στην σεισμική διέγερση συνίσταται σε λεπτομερειακές μελέτες που εξετάζουν το σύνολο των ποιοτικών χαρακτηριστικών της κατασκευής. Άλλωστε η συμπεριφορά των τεχνικών κατασκευών στην σεισμική διέγερση, δεν

εξαρτάται μόνο από τα ποιοτικά χαρακτηριστικά του εδάφους. Η σημαντικότητα των φαινομένων συντονισμού των συχνοτήτων των τεχνικών κατασκευών και του εδάφους ,εξετάστηκε από τους Ganev et al.(1995), Mori et al,(1992) κατά την διάρκεια των σεισμών στην Umbria-Marche και στην Σλοβενία και από τους Mucciarelli και Monasheri (1998,1999) για τους τον σεισμό του 1998 στην Νότια Ιταλία..

Μελέτες συντονισμού μεταξύ της συχνότητας των κτιρίων και της συχνότητας που εισάγεται από την αστική κυκλοφορία παρουσιάστηκαν από τον Mucciarelli (1999), ενώ μελέτες ανίχνευσης των κύριων συχνοτήτων σε χώρους πολιτισμικής κληρονομιάς, χρησιμοποιώντας καταγραφές μικροθορύβου, όπως η ανίχνευση των δυναμικών χαρακτηριστικών του Πύργου της Πίζας και το Ρωμαϊκό Κολοσσαίο πραγματοποιήθηκαν από τον Nakamura (1999,2000).

5.1 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΤΟΥ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ ΑΠΤΕΡΑ

Η αρχαία πόλη Άπτερα (Απτάρα στη δωρική διάλεκτο) βρίσκεται στη θέση Παλιόκαστρο, κοντά στο σημερινό χωριό Μεγάλα Χωράφια επαρχίας Αποκορώνου. Εκτείνεται στο μεγάλο ισόπεδο του λόφου ο οποίος δεσπόζει στα νότια του κόλπου της Σούδας και των γύρω περιοχών. Εκτός από τη στρατηγική του θέση παραμένει μοναδικός για τη φυσική του ομορφιά, προς τα βόρεια βρίσκεται ο κόλπος της Σούδας και προς τα νότια η επιβλητική οροσειρά των Λευκών Ορέων. Για την προέλευση του ονόματος της υπάρχουν διάφορες ερμηνείες και δοξασίες. Επικρατέστερη φαίνεται η άποψη ότι προέρχεται από το αντίστοιχο επίθετο της Άρτεμης: Άρτεμις Απτέρα. Κατά μία εκδοχή της έδωσε το όνομα του ο επώνυμος ήρωας Απτερας ή Πτέρας των Δελφών, ο οποίος φέρεται και ως ιδρυτής της και κατά το μύθο κυβέρνησε όλη την Κρήτη.



ΕΙΚΟΝΑ 5.1: Γεωγραφική θέση των Απτέρων.

Ένας άλλος μύθος που παραδίδεται από τον Στέφανο Βυζάντιο (6ος αι. μ.Χ.) αποδίδει το όνομα στο μουσικό αγώνα μεταξύ των Μουσών και των Σειρήνων, κατά τον οποίο οι Σειρήνες ηττήθηκαν έβγαλαν τα φτερά τους, έγιναν λευκές και έπεσαν στη θάλασσα. Η αρχαιότερη επιγραφική μαρτυρία του ονόματος συναντάται στις πινακίδες της γραμμικής Β γραφής της Κνωσού: A-pa-ta-wa (14ος - 13ος π.Χ.). Από τις μεταγενέστερες γραφές η δωρική Απτάρα φαίνεται η συνηθέστερη για την Κρήτη και κυριαρχεί στα νομίσματα. Η γραφή Απτέρα συναντάται εκτός της Κρήτης, ενώ στις επιγραφές βρίσκουμε και τις δύο και στις φιλολογικές πηγές κυρίως τη δεύτερη. Η πρώτη μνεία για τη γεωγραφική θέση της πόλης παραδίδεται από το γεωγράφο Σκύλακα (5ος αι. π.Χ.) "προς βορέαν δε άνεμον η Απτεραία χώρα". Στη συνέχεια αναφέρεται από το

Στράβωνα (1ος αι. π.Χ. - 1 ο μ.Χ.), ο οποίος δίνει την απόσταση της από την Κυδωνιά (80 στάδια), και αναφέρει ως λιμάνι της την Κίσαμο, τον Πλίνιο (1ος αι. μ.Χ.), το Διονύσιο Καλλιφώντος (2ος αι. μ.Χ.) και τον Πτολεμαίο (2ος αι. μ.Χ.). Ακόμα στον "Σταδιασμό της Μεγάλης θαλάσσης" (έργο ανώνυμου συγγραφέα) προσδιορίζεται η θαλάσσια και η χερσαία απόσταση από την Κυδωνιά. Ο Buoddelmonti το 1415 την ταύτισε με τη Μινώα. Από τους "νεώτερους" περιηγητές πρώτος ο Pashley το 1834 τοποθέτησε σωστά την αρχαία πόλη στη θέση Παλαιόκαστρο, αν και ήδη υπήρχε η σχετική αναφορά από τον Tournefort. Η ταύτιση αυτή επιβεβαιώθηκε από τις επιγραφές και τα νομίσματα που βρέθηκαν εκεί. Όπως προκύπτει από τις φιλολογικές πηγές η Απτέρα, ως μία από τις ισχυρότερες πόλεις της Κρήτης, εξουσίαζε μεγάλη έκταση γης που περιελάμβανε πολλούς μικρούς αγροτικούς οικισμούς. Τα όρια της επικράτειας της φέρονται ως εξής: δυτικά τα εδάφη της Κυδωνιάς, νότια πιθανώς τα εδάφη της Λάππας και ανατολικά το ακρωτήριο Δρέπανο. Φαίνεται ότι στις περιόδους ακμής κατείχε μεγαλύτερο μέρος του Ακρωτηρίου. Για τις ανάγκες της θαλάσσιας επικοινωνίας είχε δύο λιμάνια: την Μινώα, που έχει ταυτιστεί με το σημερινό Μαράθι και την Κίσαμο, που τοποθετείται κοντά στο σημερινό χωριό Καλύβες. Η Απτέρα, ως σημαντικότατη πόλη - κράτος της Κρήτης έπαιξε συχνά καθοριστικό ρόλο στα ιστορικά δρώμενα του νησιού, στην εσωτερική και εξωτερική του πολιτική. Οι πληροφορίες αντλώνται από τις φιλολογικές πηγές και τις επιγραφικές μαρτυρίες.

Ο Παυσανίας μας πληροφορεί ότι το 668 π.Χ. Απτεραίοι πολέμησαν στο πλευρό της Σπάρτης κατά το Β' Μεσσηνιακό Σύμφωνα με τον Πλούταρχο το 272 π.Χ. ο Απτεραίος Όρυσσος σκότωσε σε μάχη τον Πτολεμαίο γιο του βασιλιά Πυρρού. Το 267/6 π.Χ., κατά το Χρεμωνίδειο πόλεμο εναντίον της Μακεδονίας, η Απτέρα βοήθησε τη Σπάρτη. Κατά τη διάρκεια των εμφυλίων πολέμων της Κρήτης που οδήγησαν στην καταστροφή της Λύττου (221-220 π.Χ.), αντίθετα προς το μεγάλο μέρος των Κρητών, συμμάχησε με την Κνωσό. Από τις επιγραφές μαθαίνουμε ότι οι Απτεραίοι πήραν μέρος στην συμμαχία του Ευμενή του Β' βασιλιά της Περγάμου (183 π.Χ.) και των κατοίκων τριάντα πόλεων της Κρήτης. Επιγραφή που βρέθηκε στην πόλη αποδίδει τιμές στον Προυσία τον Β' βασιλιά της Βιθυνίας από το 180-149 π.Χ. Έχουν βρεθεί επίσης πολλές προξενικές επιγραφές, που αποδεικνύουν την σπουδαιότητα της Απτέρας κατά τη διάρκεια των ελληνιστικών χρόνων δε βρίσκουμε μόνο σε πόλεις της Κρήτης (Πριανσό, Μάλλα, Ιεράπυτνα, Κνωσό), αλλά και στην Πελοπόννησο, τα νησιά του Αιγαίου, στην ηπειρωτική Ελλάδα, την Μικρά Ασία πόλεις της ακτής της Αδριατικής αλλά και Ελλήσποντου σύμφωνα με τις επιγραφές. Η ίδρυση της

πόλης τοποθετείται στη γεωμετρική εποχή. Η περίοδος όμως κατά την οποία η πόλη γνώρισε μεγαλύτερη ακμή της ήταν τα πρώιμα ελληνιστικά χρόνια, εποχή νέας άνθησης για την Κρήτη γενικά. Η θέση της εξασφάλιζε τον έλεγχο του εμπορίου σε ένα από τα καλύτερα λιμάνια της ανατολικής Μεσογείου καθώς και τις πολιτικές επαφές με πολλά κράτη του ελληνιστικού κόσμου. Το 330 π.Χ. άρχισε να κόβει δικά της νομίσματα, τα οποία εικόνισαν στην μία όψη κεφαλή θεού, κυρίως την Άρτεμη - Δία και στην άλλη οπλισμένο άντρα με την επιγραφή Άπτερος ή μία μέλισσα, ένα πυρσό ή ένα τόξο. Οι κοπές σταμάτησαν προς το τέλος της ελληνιστικής περιόδου, οπότε η Απτέρα μπορεί να είχε χάσει την αυτονομία της και να είχε υποταχτεί στην Κυδωνιά. Αλλά και κατά την περίοδο της ρωμαιοκρατίας δεν έκοβε νομίσματα και φαίνεται ότι είχε πλέον έντονα αγροτικό χαρακτήρα. Η κατοίκηση της συνεχίστηκε στα πρώιμα βυζαντινά χρόνια, οπότε αναφέρονται επίσκοποι από την Απτέρα.



ΕΙΚΟΝΑ 5.2: Κοπές των Απτέρων (Χανιά).

5.2 ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΗ ΑΠΟ ΤΟΝ ΣΕΙΣΜΟ ΤΟΥ 7ου ΑΙΩΝΑ ΚΑΙ Η ΑΝΑΣΤΗΛΩΣΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Το μόνο διαθέσιμό στοιχείο που αφορά την σεισμικότητα της περιοχής Άπτερα είναι ότι τον 7ο αι. μ.Χ. η Πόλη Άπτερα καταστράφηκε από ισχυρό σεισμό. Το 1182 υπήρχε ήδη η μονή του Άγιου Ιωάννη του Θεολόγου που βρίσκεται σε κεντρικό σημείο της αρχαίας πόλης. Το στοιχείο αυτό προκύπτει από το Χρονικό του Antonio Trivan, όπου αναφέρεται ότι ο Ισαάκιος, γιος του αυτοκράτορα Αλεξίου Κομνηνού έδωσε κτήσεις και φέουδα στη μονή. Κατά το 16ο αιώνα το Ανατολικό τμήμα του οροπεδίου ήταν εγκαταλειμμένο εξαιτίας του σεισμού. Μόνο το μοναστήρι λειτουργούσε με αγροτική δραστηριότητα κι έδινε περιουσία στην Πάτμο.

Το κάστρο, που βρίσκεται στο ΒΑ άκρο του χώρου, κτίστηκε από τους Τούρκους με αφορμή την επανάσταση του 1866, οπότε είχε περιληφθεί σ' ένα ευρύτερο πρόγραμμα ανέγερσης κάστρων. Για τα οικοδομικά έργα των περιόδων της ενετοκρατίας και της τουρκοκρατίας, καθώς και για την ανοικοδόμηση του παλιού οικισμού των Μεγάλων Χωραφιών στο τέλος του περασμένου αιώνα και στις αρχές του 20ου, ξαναχρησιμοποιήθηκε μεγάλο μέρος του αρχαίου οικοδομικού υλικού. Το τείχος της πόλης σώζεται σε μήκος περίπου 4 χιλιομέτρων. Περιβάλλει ένα εκτεταμένο πλάτωμα, το οποίο σε καμία εποχή δεν είχε κατοικηθεί ολόκληρο. Η ογκώδης κατασκευή - σε ορισμένα τμήματα υπάρχει η χαρακτηριζόμενη "κυκλώπεια" - και η ισχυρή υποθεμελίωση ήταν η αιτία της καλής του διατήρησης.

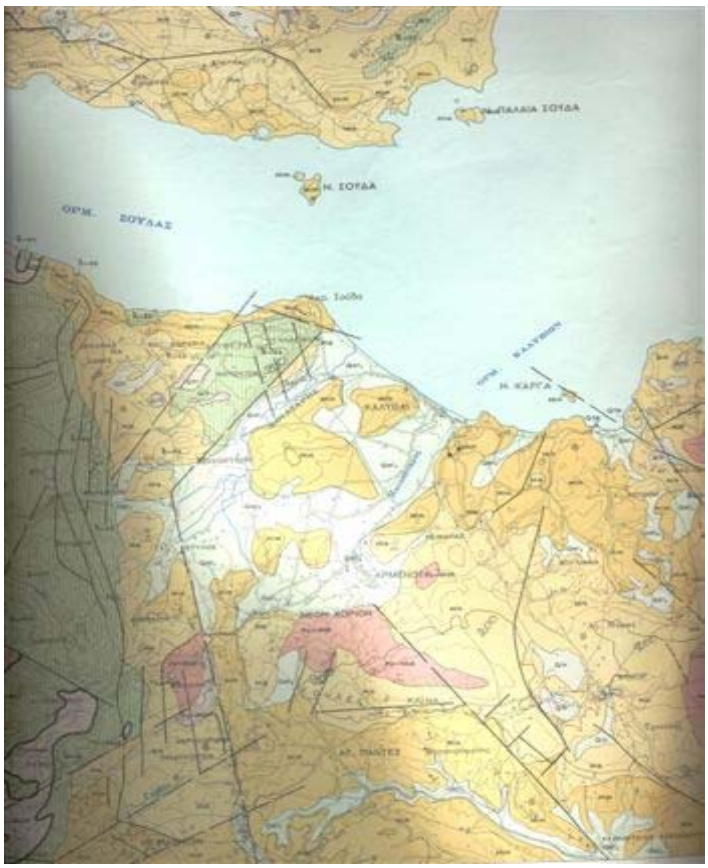
Στο δυτικό και το βόρειο τμήμα του τείχους έχουν χρησιμοποιηθεί ορθογώνιοι λίθοι, ενώ στο υπόλοιπο απλές κατεργασμένες πέτρες. Το είδος της δόμησης χρονολογεί την κύρια περίοδο κατασκευής τους στον 4ο με 3ο αι. π.Χ. Το δυτικό και το ανατολικό τμήμα φαίνεται ότι ήταν το πρώτο που κατασκευάστηκε. Προς τα ανατολικά υπάρχουν ενδείξεις για ύπαρξη δεύτερου - εσωτερικού - τείχους, το οποίο συνδεόταν με το εξωτερικό μέσω της ανατολικής πύλης (σημερινό τοπωνύμιο "σιδερόπορτα"). Η κύρια είσοδος της πόλης ήταν στη δυτική πλευρά, και πλαισιωνόταν από δύο πύργους. Από αυτή γινόταν η διακίνηση του εμπορίου και η επικοινωνία με τα λιμάνια. Εκτός από τα τείχη, τα εντυπωσιακότερα από τα σωζόμενα αρχαία οικοδομήματα είναι οι θολωτές δεξαμενές της εποχής της ρωμαιοκρατίας, όταν η πόλη είχε κυρίως αγροτοκτηνοτροφικό χαρακτήρα. Τα δύο βασικά συγκροτήματα δεξαμενών βρίσκονται δυτικά και βορειοανατολικά της μονής. Το ένα σε σχήμα Γ, κατασκευασμένο από πέτρες, πλίνθους και υδραυλικό κονίαμα, έχε μακρές πλευρές μήκους 60 και 35 μ., πλάτους 6,30 μ. και ύψος 6 μ. Το δεύτερο είναι τριπλό, με διαστάσεις 24,70 Χ 18,50 Χ 8,20 μ., χωρισμένο σε τρία κλίτη

με δύο σειρές από τέσσερις μεγάλους πεσσούς. Στην άρδευση πρέπει να συνέβαλλαν και τα πολυάριθμα πηγάδια που βρίσκονται σε διάφορα σημεία του χώρου. Ο ελληνιστικός τοίχος των επιγραφών, του οποίου η θέση μαρτυρείται από τους Γάλλους ανασκαφείς 20 μ. νότια της μονής, υπήρξε μνημείο σημαντικό για την ιστορία της Απτέρας και τα δεδομένα των πόλεων με τις οποίες είχε σχέση εκείνη την εποχή. Το 1899 ο Gaetano de Sanctis, βρήκε τον τοίχο κατεστραμμένο από τους κατοίκους της περιοχής που χρησιμοποίησαν τους λίθους των επιγραφών ως δομικό υλικό. Ο τοίχος είχε μήκος περίπου 15μ. και ύψος 2,50 μ., ήταν ισοδομικός και πρέπει να ανήκε σε σημαντικό δημόσιο κτήριο της πόλης. Το 1942 οι Γερμανοί, ως κατακτητές ανάσκαψαν το λεγόμενο "διμερές ιερό", ναό με επιμελημένη δόμηση που τον χρονολόγησαν στον 5ο-4ο αιώνα π.Χ.

Πρόσφατη στρωματογραφική έρευνα κοντά στο "διμερές ιερό" επιβεβαίωσε την άποψη για συνεχή χρήση του χώρου από τον 8ο αι. π.Χ. και αποκάλυψε τμήμα ενός από τους δρόμους της πόλης (άξονα Β -Ν) και μακρύ περίβολο που πρέπει να περιέκλειε άλλα σημαντικά κτήρια. Ο διπλός σηκός έχει διαστάσεις 6,32 Χ 3,96μ. Οι μεγάλοι ορθογώνιοι λίθοι του συνδέονταν μεταξύ τους με μεταλλικούς γόμφους που είχαν τοποθετηθεί σε τόρμους σχήματος χελιδονοουράς.. Άλλος μικρός, απλός ναός εν παραστάσει βρίσκεται στην ανατολική περιοχή του περιτειχισμένου χώρου. Τον ανάσκαψε το 1958 ο Στυλιανος Αλεξίου, ο οποίος τον χρονολόγησε στον 1ο αι. μ.Χ. και τον απέδωσε σε λατρεία Δήμητρας και Κόρης, αντίθετα από τους Γερμανούς που τον είχαν ονομάσει ναό των Ταύρων. Στα νότια του χώρου υπάρχει κατεστραμμένο μικρό θέατρο (ορχήστρα διαμέτρου 18 μ.) με διαζώματα λαξευτά στο βράχο. Με βάση το ρυθμό ενός δωρικού κιονόκρανου που βρέθηκε εδώ, το θέατρο συνηθίζεται να χρονολογείται στην ύστερη ελληνιστική περίοδο, αποτελώντας έτσι το μοναδικό γνωστό θέατρο στην Κρήτη πριν από τη ρωμαιοκρατία. Κοντά στο θέατρο αναφέρεται από τους Γερμανούς μικρός δωρικός ναός, πιθανώς του Διονύσου. Σε μεγάλο ύψος σώζεται τμήμα σημαντικού κτηρίου με κόγχες στα νοτιοανατολικά της μονής, το οποίο αποδίδεται σε ρωμαϊκό βουλευτήριο.

5.3 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Τα διαθέσιμα στοιχεία όσον αφορά τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής είναι ελάχιστα. Το μόνο διαθέσιμό στοιχείο της γεωλογίας του αρχαιολογικού χώρου Άπτερα καθώς και της ευρύτερης είναι ο παρακάτω γεωλογικός χάρτης. Σύμφωνα με τον χάρτη, η περιοχή του αρχαιολογικού χώρου Άπτερα χαρακτηρίζεται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς. Οι ασβεστολιθικοί αυτοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται ως συμπαγείς, κρυσταλλικοί, λευκοί έως λευκόφαιοι ενώ κατά τόπους μπορεί να είναι και υπό μέλανες, κυανόφαιοι, λεπτοπλακώδεις, ενίοτε δολομιτικοί, ή δολομίται του αυτόχθονου συστήματος της Κρήτης. Μέχρι και σήμερα δεν έχουν γίνει μελέτες προσδιορισμού της ηλικίας των ασβεστόλιθων. Πιθανολογείται όμως ότι πρόκειται για πετρώματα παλαιοζωικής ή μεσοζωικής ηλικίας. Επιπλέον πιθανολογείται η παρουσία ενός μεγάλου υποθετικού ρήγματος, Βορειοανατολικής κατευθύνσεως της περιοχής Απτέρα. Παρατηρούνται επίσης υποθετικά ρήγματα μικρότερης κλίμακας. Μελέτες που να επιβεβαιώνουν την παρουσία των ρηγμάτων αυτών δεν έχουν, μέχρι πρόσφατα, πραγματοποιηθεί.

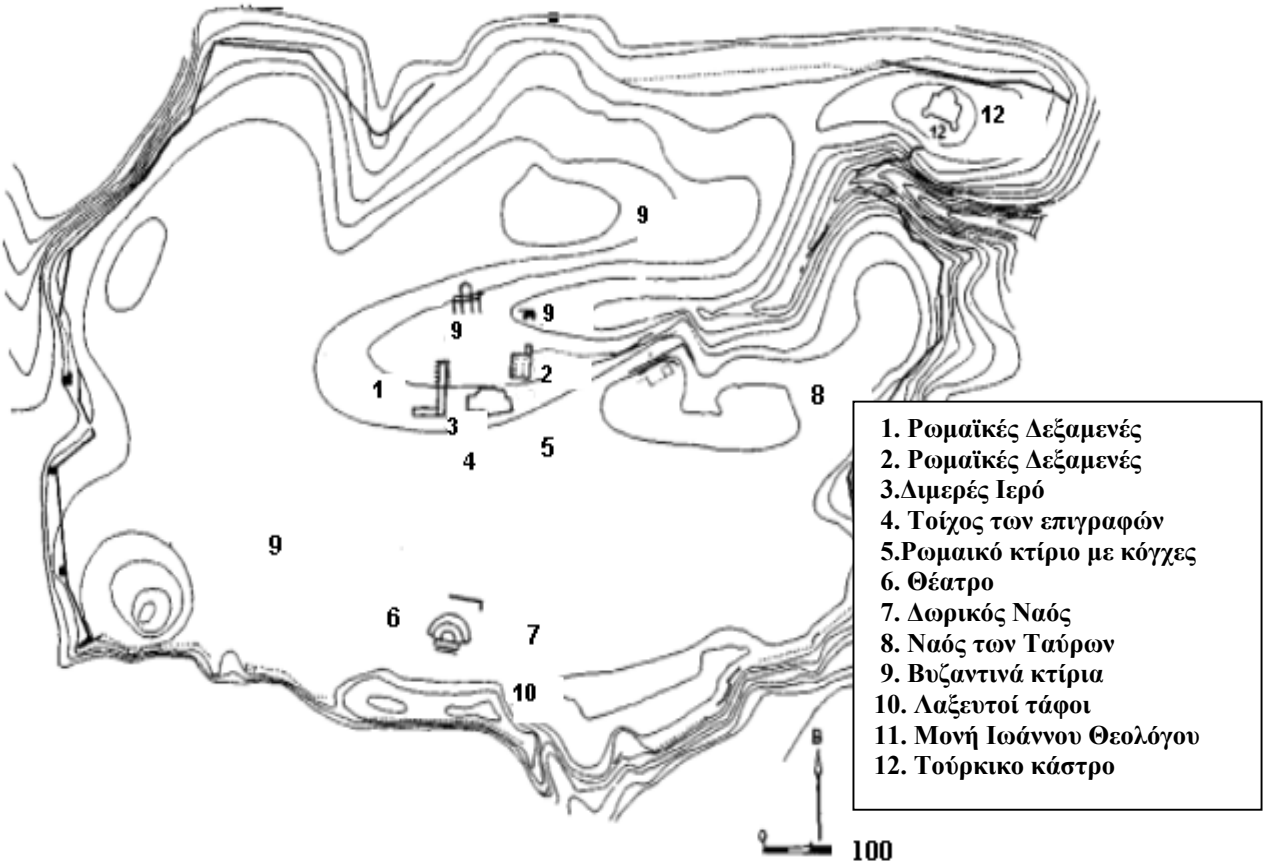


ΕΙΚΟΝΑ 5.3: Γεωλογικός Χάρτης του Αρχαιολογικού χώρου Άπτερα και της Ευρύτερης περιοχής του Νομού Χανίων.

5.4 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ

Με σκοπό την εκτίμηση της εδαφικής απόκρισης του αρχαιολογικού χώρου ,πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου σε 29 θέσεις αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Τα σήματα εδαφικού

θορύβου καταγράφηκαν από τον αισθητήρα τριών διευθύνσεων Lennartz-Mars 88 (συχνότητας 1Hz). Το σήμα του εδαφικού θορύβου καταγράφεται στις δύο οριζόντιες συνιστώσες του αισθητήρα με κατευθύνσεις Β-Ν, Α-Δ και στην κατακόρυφη αυτού συνιστώσα. Ο αισθητήρας έχει τα ίδια χαρακτηριστικά και στους τρεις άξονες. Η διάρκεια κάθε καταγραφής σε κάθε θέση ήταν περίπου 15 λεπτά. Κατά την διάρκεια των καταγραφών η προσοχή εστιάστηκε στην αποφυγή καταγραφής μη επιθυμητών σημάτων, που προέρχονται από περιβαλλοντικούς παράγοντες (άνεμος, βροχή), από τον αστικό θόρυβο (διέλευση αυτοκινήτων, περπάτημα κοντά στον αισθητήρα). Μετρήσεις επίσης δεν καταγράφηκαν σε θέσεις επιστρωμένες με άσφαλτο. Οι θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου παρουσιάζονται στο παρακάτω τοπογραφικό σχέδιο.



Τοπογραφικό Σχέδιο (F. Matz, Βερολίνο, 1942).

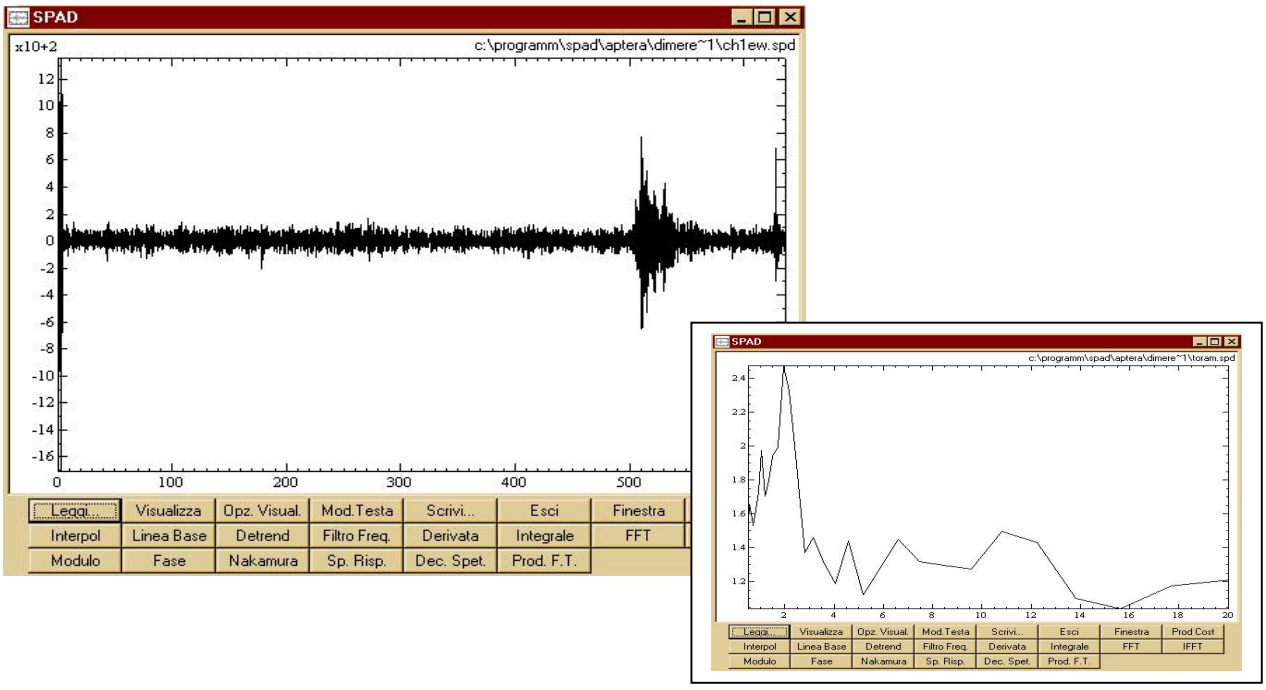
5.5 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ

Η διαδικασία της επεξεργασίας των καταγραφών εδαφικού θορύβου παρουσιάζεται παρακάτω:

1. Γίνεται χρήση κατάλληλου λογισμικού για την μετατροπή των δεδομένων από το σύστημα καταγραφής του οργάνου σε άλλο κατάλληλο για επεξεργασία.

2. Σε κάθε θέση καταγραφής επιλέγονται με βάση την ποιότητα καταγραφής από 6 έως 25 χρονοσειρές για τις δυο οριζόντιες και για την κατακόρυφη συνιστώσα (EW, NS και UP), με δειγματοληψία 125 Hz. Η διάρκεια κάθε χρονοσειρές είναι 60 s.
3. Σε κάθε συνιστώσα εφαρμόζεται διόρθωση γραμμικής τάσης.
4. Σε όλες τις συνιστώσες εφαρμόζεται ζωνοπερατό φίλτρο στις συχνότητες 0.5Hz έως 20 Hz και χρησιμοποιούνται συχνότητες κατωφλίου κάτω από 0.3 και πάνω από 22 Hz.
5. Υπολογίζονται οι φασματικοί λόγοι H/V για όλες τις θέσεις.
6. Υπολογίζεται ο αριθμητικός φασματικός μέσος όρος όλων των οριζόντιων και κατακόρυφων συνιστωσών σε κάθε θέση.
7. Υπολογίζεται επίσης η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου όλων των οριζόντιων και κατακόρυφων συνιστωσών σε κάθε θέση .
8. Παρουσίαση των αποτελεσμάτων.

Το περιβάλλον του λογισμικού προγράμματος που χρησιμοποιείται για την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου παρουσιάζεται παρακάτω :



5.6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

Στον αρχαιολογικό χώρο Απτέρα και στην ευρύτερη περιοχή του χώρου, δεν έχουν διεξαχθεί γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες και επομένως δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα που αφορούν τις γεωφυσικές παραμέτρους των επιφανειακών και των βαθύτερων σχηματισμών της περιοχής. Στην παρακάτω μελέτη της εδαφικής απόκρισης του αρχαιολογικού χώρου Απτέρα σε

σεισμική διέγερση, το μόνο διαθέσιμο στοιχείο είναι γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής των Χανίων. Δεδομένα, όπως το πάχος των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων και η μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων συναρτήσει του βάθους που θα μπορούσαν να συνεκτιμηθούν με τα αποτελέσματα της τεχνικής HVSR, δεν είναι διαθέσιμα. Έχοντας ως βάση το μόνο διαθέσιμο στοιχείο της γεωλογίας της περιοχής, εφαρμόζεται η τεχνική HVSR και από τις παρατηρήσεις των φασματικών λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του κύματος που καταγράφεται στην επιφανειακή γεωλογία της περιοχής προσδιορίζεται η εδαφική απόκριση του εδάφους σε πιθανή σεισμική κίνηση και παρουσιάζεται μια πρώτη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του αρχαιολογικού χώρου. Τα συμπεράσματα από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR οδηγούν στην μικροζωνική μελέτη. Λαμβάνοντας υπόψη το μόνο διαθέσιμό στοιχείο, που αφορά την γεωλογία της περιοχής, αναμένεται ότι η εδαφική κίνηση θα ενισχύεται κατά τον ίδιο τρόπο σε όλες τις θέσεις. Παρά το γεγονός όμως ότι όλη η περιοχή συνίσταται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς και η υπεδάφια γεωλογική δομή δεν μεταβάλλεται τοπικά, η μορφή των φασματικών λόγων δεν είναι σταθερή. Το τελικό στάδιο της εκτίμησης της απόκρισης του εδάφους περιλαμβάνει έναν συγκεντρωτικό πίνακα των τιμών της θεμελιώδους συχνότητας και της ενίσχυσης στις διάφορες αρχαιολογικές θέσεις καταγραφής εδαφικού θορύβου και την δημιουργία χαρτών της απόκρισης του εδάφους .

5.7 ΑΝΑΛΥΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

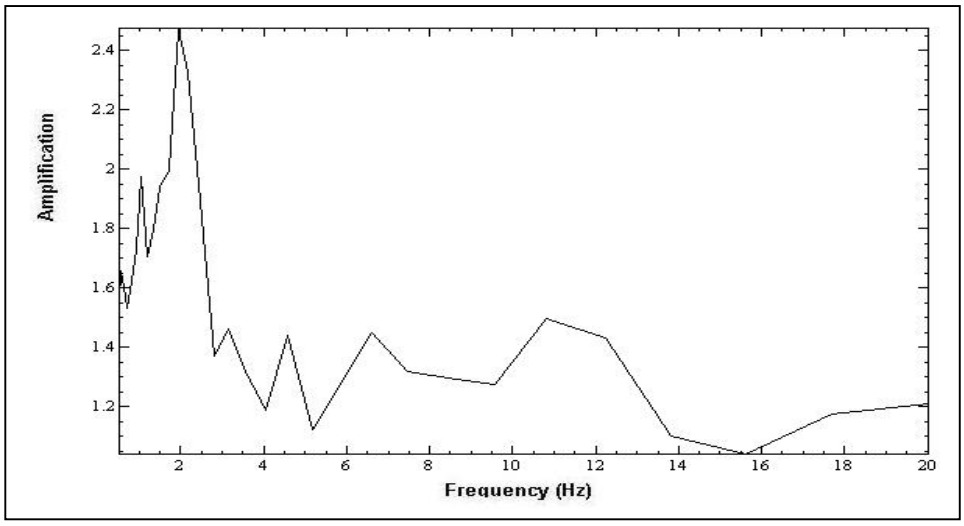
5.7.1 ΔΙΜΕΡΕΣ ΙΕΡΟ

Πραγματοποιήθηκαν δυο επαναλήψεις στην θέση του διμερούς ιερού για τον έλεγχο της χρονικής επαναληψιμότητας των αποτελεσμάτων Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου έχουν προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 46,2″ και **E:** 024^0, 08′, 23,5″. Η θέση του διμερούς ιερού που τοποθετείται το σεισμόμετρο, βρίσκεται σε υψόμετρο 216m, από την μέση στάθμη της θάλασσας. Ο εδαφικός θόρυβος σε κάθε θέση καταγράφηκε για 15 συνεχόμενα λεπτά. Η τεχνική HVSR εφαρμόστηκε σε 23 χρονοσειρές που επιλέχθηκαν με βάση την ποιότητα καταγραφής . Από την

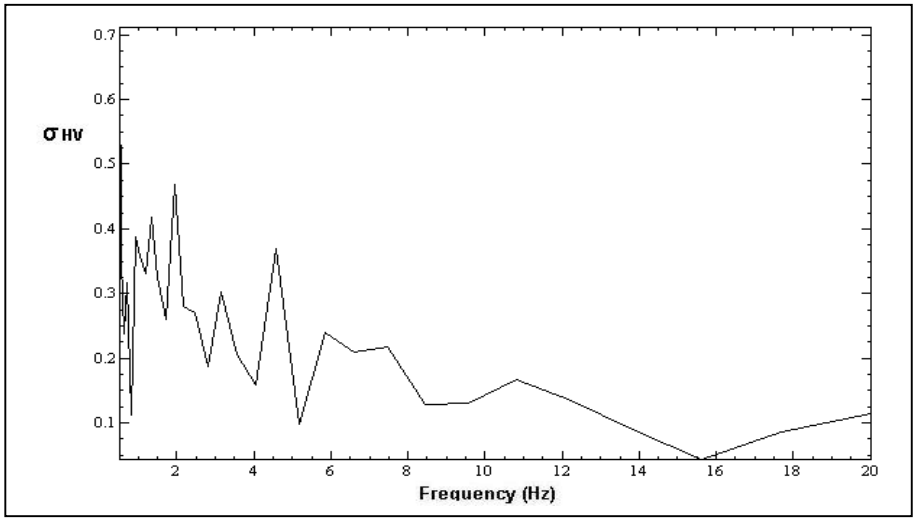
επεξεργασία των καταγραφών προκύπτει ότι η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους είναι 1.93 Hz και η εδαφική ενίσχυση είναι ίση με 2.5±0.4**.** Η μορφή της πειραματικής καμπύλης HVSR παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.1.a. Η εξάρτηση της τυπικής απόκλισης με την συχνότητα δίνεται από το σχήμα 5.7.1b. Για την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας F=1.93Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.4



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.1 : Αρχαιολογική θέση Διμερούς Ιερού. Παρουσιάζεται η ακριβής θέση καταγραφής του εδαφικού θορύβου στην θέση του Διμερούς Ιερού (κόκκινο βέλος).



Σχήμα 5.6.7.1a: Πειραματική Καμπύλη HVSR για την θέση του Διμερούς Ιερού στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων (Χανιά).

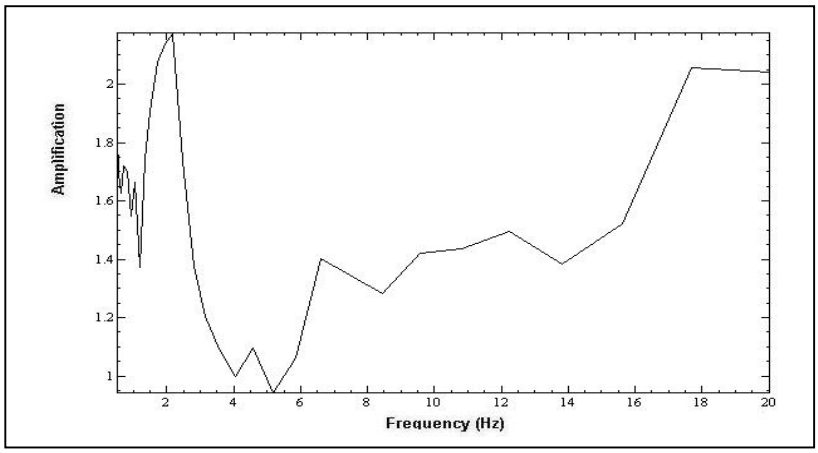


Σχήμα 5.7.1b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.1a.

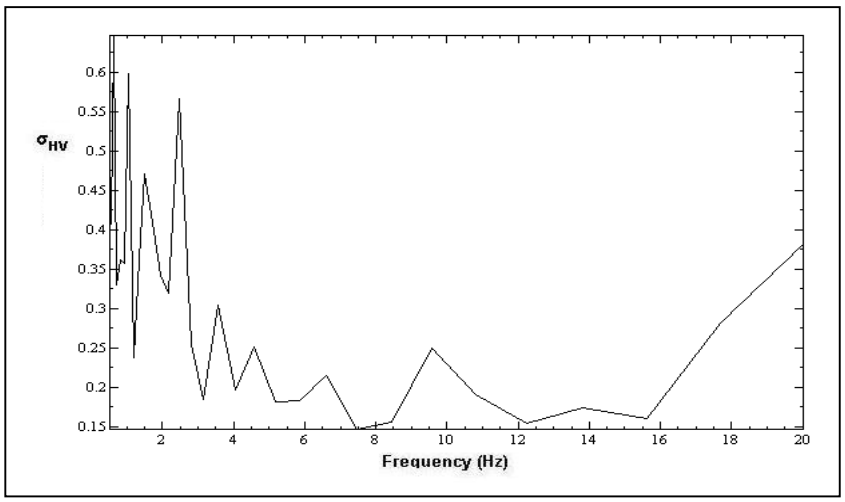
5.7.2 ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΔΙΜΕΡΟΥΣ ΙΕΡΟΥ.

Για την εκτίμηση της εδαφικής απόκρισης της περιοχής του Διμερούς Ιερού πραγματοποιήθηκε μια δεύτερη μέτρηση, σε απόσταση 3 μέτρα από το διμερές ιερό. Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετούνται κατά τον προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 46,4″ και **E:** 024^0, 08′, 21,2″. Η θέση του διμερούς ιερού που τοποθετείται το σεισμόμετρο, βρίσκεται σε υψόμετρο 216m. Ο φασματικός λόγος H/V που προκύπτει από την τεχνική HVSR έχει την μορφή του σχήματος 5.6.2a. Από την καμπύλη παρατηρείται εμφανής κορυφή, που ποιοτικά συσχετίζεται με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες της συγκεκριμένης θέσης, στην συχνότητα F=2.18Hz. Στην συχνότητα αυτή η αντίστοιχη ενίσχυση του εδάφους είναι ίση με: A=2.1±0.3 Η μορφή της πειραματικής καμπύλης HVSR παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.2.a. και η αντίστοιχη εξάρτηση της τυπικής απόκλισης συναρτήσει της συχνότητας δίνεται από το σχήμα 5.7.2. b. Για την τιμή της

θεμελιώδους συχνότητας F=2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.3 .



Σχήμα 5.7.2aΠειραματική Καμπύλη HVSR σε απόσταση 3m από την θέση του Διμερούς Ιερού στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων (Χανιά).



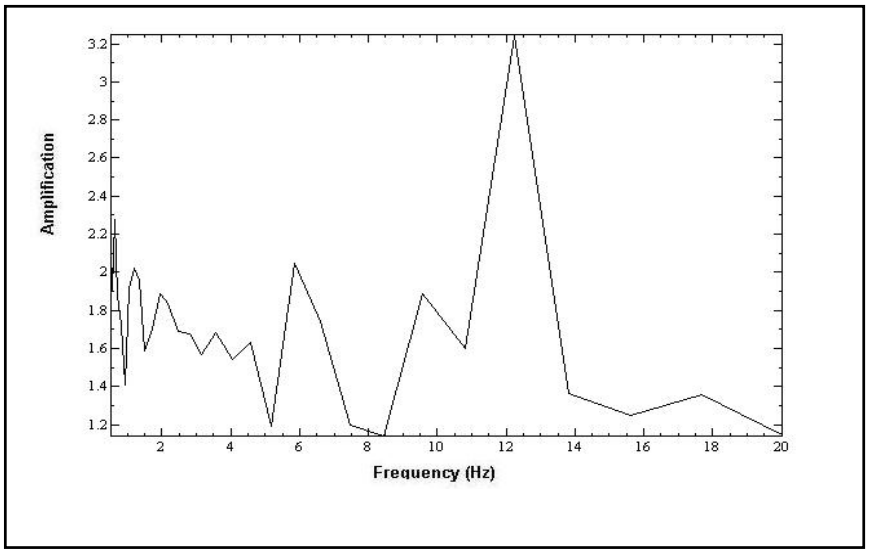
Σχήμα 5.7.2.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.2a.

5.7.3 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΔΩΡΙΚΟΥ ΝΑΟΥ

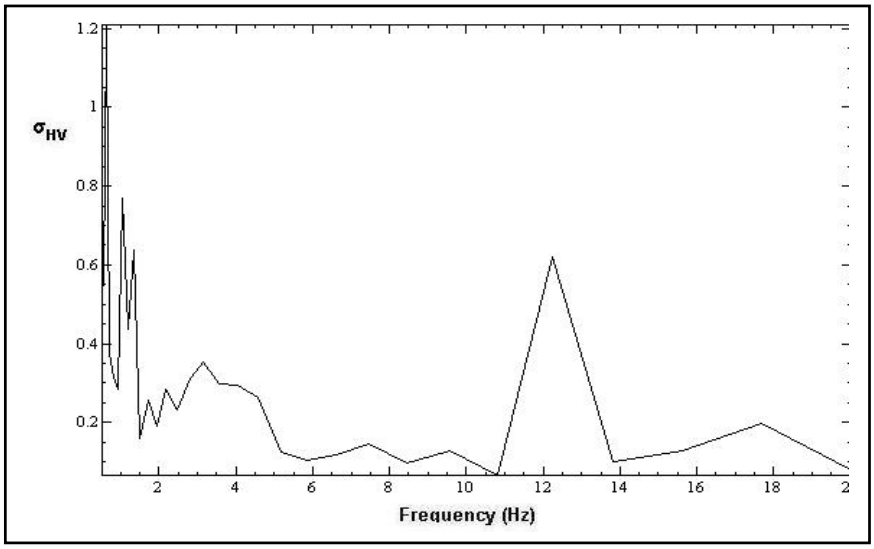
Σε απόσταση μικρότερη των δέκα μέτρων από το Διμερές Ιερό και σε υψόμετρο 215 m εντοπίζονται τα τείχη του Δωρικού ναού. Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετούνται κατά τον προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 45,5″ και **E:** 024^0, 08′, 33″. Η τεχνική HVSR εφαρμόστηκε σε 25 χρονοσειρές που επιλέχθηκαν με βάση τον λιγότερο θόρυβο. Από την επεξεργασία των καταγραφών προκύπτουν δυο συχνότητες με ευδιάκριτες κορυφές. Η μεγαλύτερη από τις συχνότητες εμφανίζεται στα 12.22 Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση της είναι ίση με 3.3 ± 0.6. Η δεύτερη ενισχυμένη συχνότητα παρατηρείται στην συχνότητα F= 5.84 Hz και η τιμή της ενίσχυσης είναι ίση με A=2.±0.1. Η μορφή της πειραματικής καμπύλης HVSR παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.3.a. Η εξάρτηση της τυπικής απόκλισης με την συχνότητα δίνεται από το σχήμα 5.7.3.b. Για την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας F=12.22 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.6, ενώ στην συχνότητα F= 5.84 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.1



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.3 : Αρχαιολογική θέση Δωρικού Ναού. Παρουσιάζεται η ακριβής θέση καταγραφής του εδαφικού θορύβου στην θέση του Δωρικού Ναού (κόκκινο βέλος).



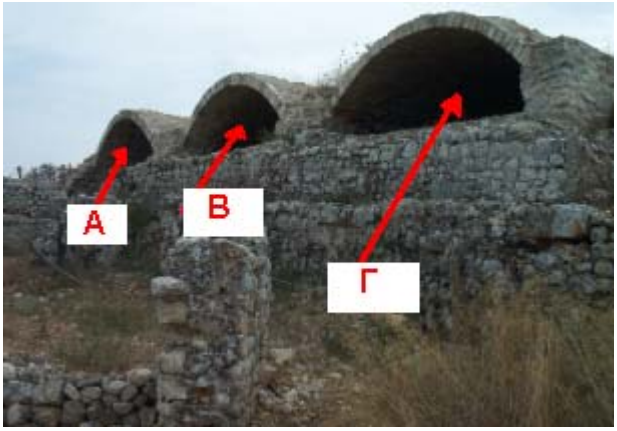
Σχήμα 5.7.3a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση του Δωρικού Ναού στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων (Χανιά).



Σχήμα 5.7.3b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.3a.

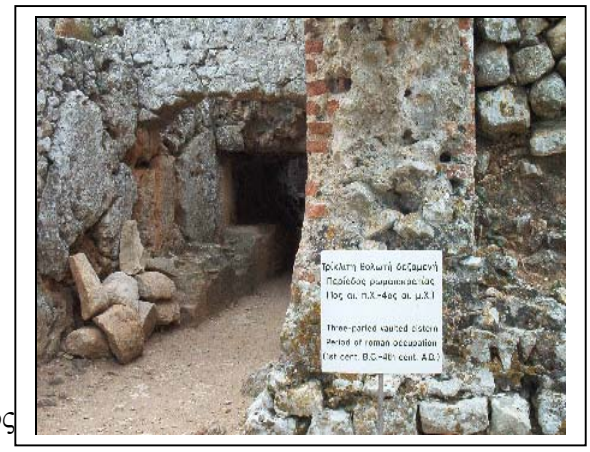
5.7.4 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΘΟΛΩΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ.

Η δεξαμενή αποτελείται από τρία κλίτη με δύο σειρές από τέσσερις μεγάλους πεσσούς και έχει διαστάσεις της 24,70 Χ 18,50 Χ 8,20 μ. Με σκοπό την εκτίμηση της απόκρισης του εδάφους στον εσωτερικό χώρο της τρίκλιτης θολωτής δεξαμενής πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου και στα τρία κλίτη αυτής. Επιδίωξη και στις τρεις θέσεις ήταν η τοποθέτηση των δυο οριζόντιων συνιστωσών του σεισμομέτρου σύμφωνα με τον ίδιο προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 48,1″ και **E:** 024^0, 08′, 31,7″. Η θέση της τρίκλιτης θολωτής δεξαμενής εντοπίζεται σε υψόμετρο 216m, από την μέση στάθμη της θάλασσας.



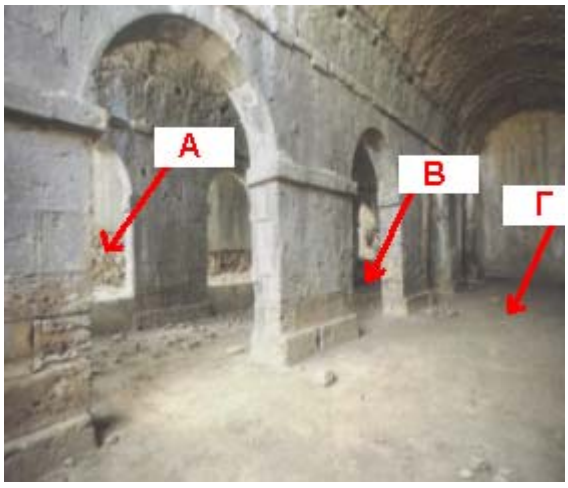
ΕΙΚΟΝΑ 5.7.4 a:Τρίκλιτη Θολωτή Δεξαμενή. Παρουσιάζεται η ακριβής θέση καταγραφής του εδαφικού θορύβου στις τρεις κλίτες της δεξαμενής (κόκκινο βέλος).

ΕΙΚΟΝΑ 5.7.4.b : Είσοδος



5.7.4.1: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ

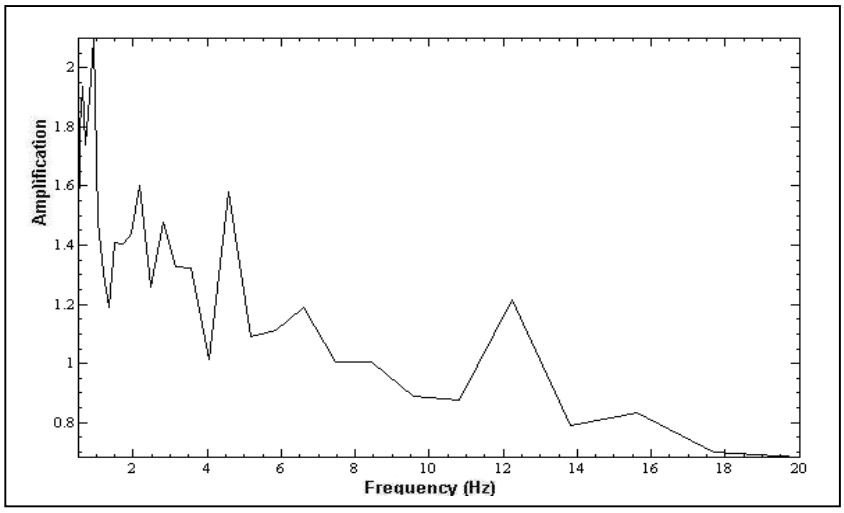
Στον εσωτερικό χώρο της δεξαμενής πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου στις τρεις κλίτες. Οι θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου αντιστοιχούν στις θέσεις Α,Β,Γ και παρουσιάζονται στην παρακάτω εικόνα 5.7.4.1a.



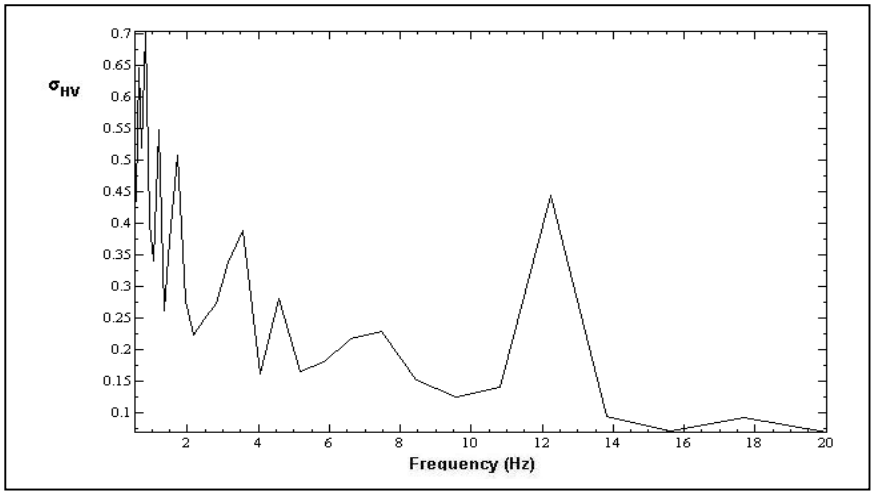
ΕΙΚΟΝΑ 5.7.4.1.a: Εσωτερικός χώρος Τρίκλιτης Θολωτής Δεξαμενής. Παρουσιάζονται οι ακριβείς θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου στις τρεις κλίτες της δεξαμενής Α,Β,Γ (κόκκινα βέλη).

5.7.4.2: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Α ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ

Πραγματοποιήθηκαν δυο επαναλήψεις στην πρώτη κλίτη (θέση Α) για τον έλεγχο της χρονικής επαναληψιμότητας των αποτελεσμάτων. Η τεχνική HVSR εφαρμόστηκε σε 18 χρονοσειρές που επιλέχθηκαν με βάση τον λιγότερο θόρυβο. Από την επεξεργασία των καταγραφών, προκύπτει ότι η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους είναι 2.18Hz και η εδαφική ενίσχυση είναι ίση με 1.6 ±0.25. Η πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση Α της Δεξαμενής, φαίνεται στο σχήμα 5.7.4.2.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.4.2.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.4.2.b. Στην μέσου θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz , η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού όρου είναι : σ_{HV} =0.25.



Σχήμα 5.7.4.2.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση Α της Τρίκλιτης Θολωτής Δεξαμενής στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα.



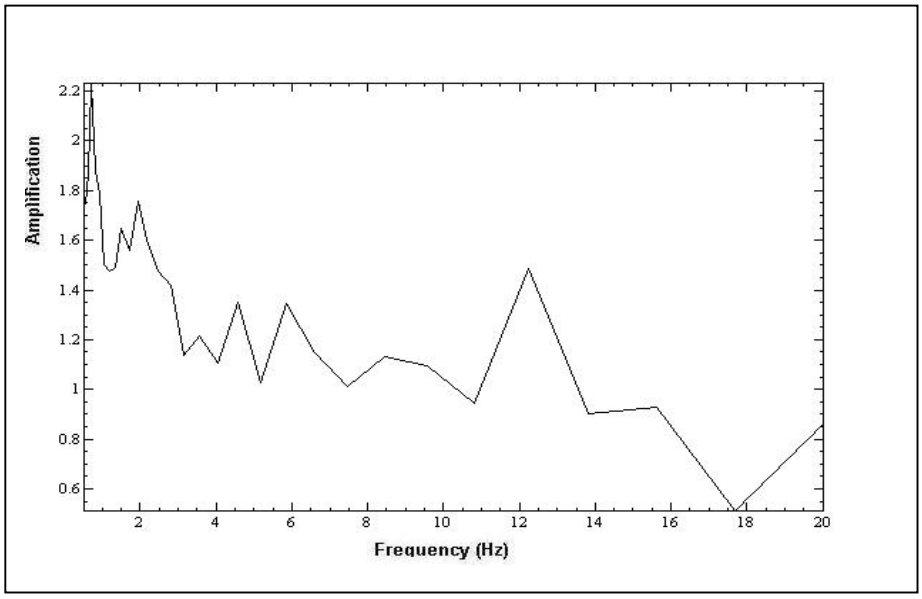
Σχήμα 5.7.4.2.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.4.2a. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.25.

5.7.4.3: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΟ ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Β.

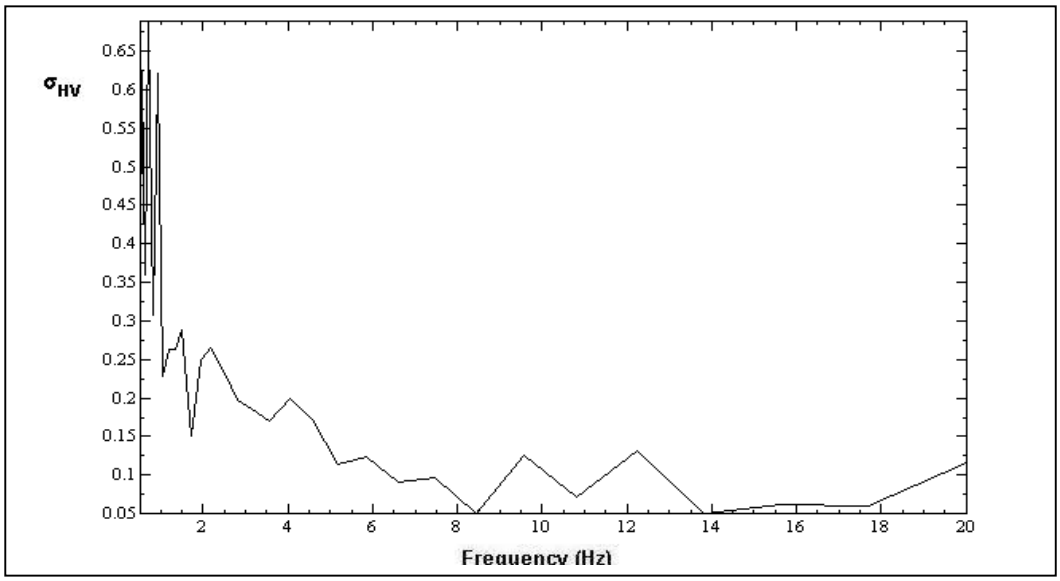
Στο κέντρο της δεξαμενής η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους είναι 2.18Hz και η εδαφική ενίσχυση είναι ίση με 1.8 ±0.25. Τα παραπάνω αποτελέσματα προέκυψαν από την εφαρμογή της τεχνικής του Nakamura σε 14 χρονικά παράθυρα. Η φασματική απόκριση της δεξαμενής στην θέση Β της δεξαμενής παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.4.3.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.4.3.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.4.3.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.25.



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.4.3 : Καταγραφή εδαφικού θορύβου στο κέντρο της Τρίκλιτης Θολωτής Δεξαμενής στην θέση Β. Παρουσιάζεται η ακριβής θέση του σεισμομέτρου Lennartz –Mars 88 στο κέντρο της δεξαμενής.



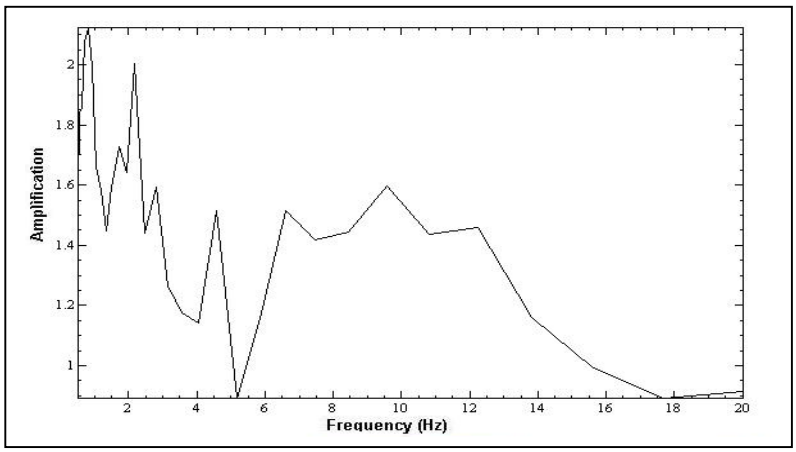
Σχήμα 5.7.4.3.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση Β της Τρίκλιτης Θολωτής Δεξαμενής στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



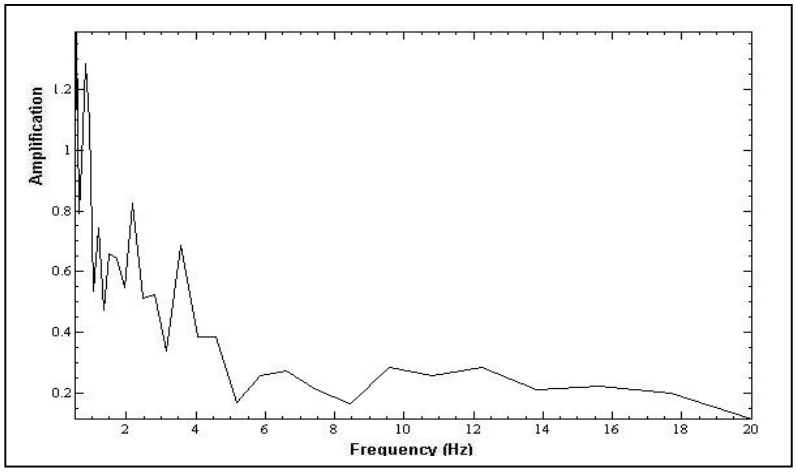
Σχήμα 5.7.4.3.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.3.3a. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.25.

5.7.4.4: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΟ ΤΗΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ ΣΤΗΝ ΘΕΣΗ Γ.

Επεξεργάστηκαν 20 χρονοσειρές, επιθυμητού σήματος και προέκυψε ότι το έδαφος ενισχύεται σε συχνότητα F=2.18Hz με παράγοντα ενίσχυσης A=1.7±0.2 Η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου στην συχνότητα F=2.18Hz , έχει τιμή σ_{HV} =0.2 . Η φασματική απόκριση της δεξαμενής στην θέση Γ της δεξαμενής παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.4.4.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.4.4.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.4.4.b.



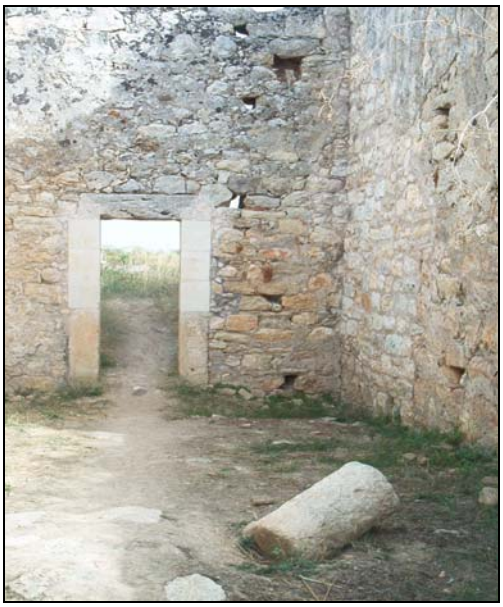
Σχήμα 5.7.4.4.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση Γ της Τρίκλιτης Θολωτής Δεξαμενής στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



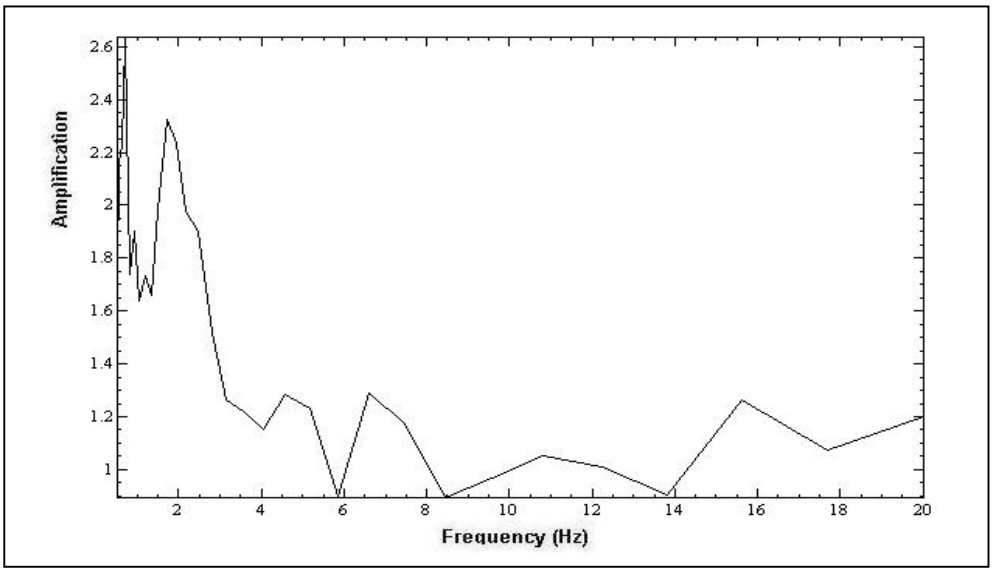
Σχήμα 5.7.4.4.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.4.4a. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.2.

5.7.5: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΤΩΝ ΒΥΖΑΝΤΙΝΩΝ ΚΤΗΡΙΩΝ.

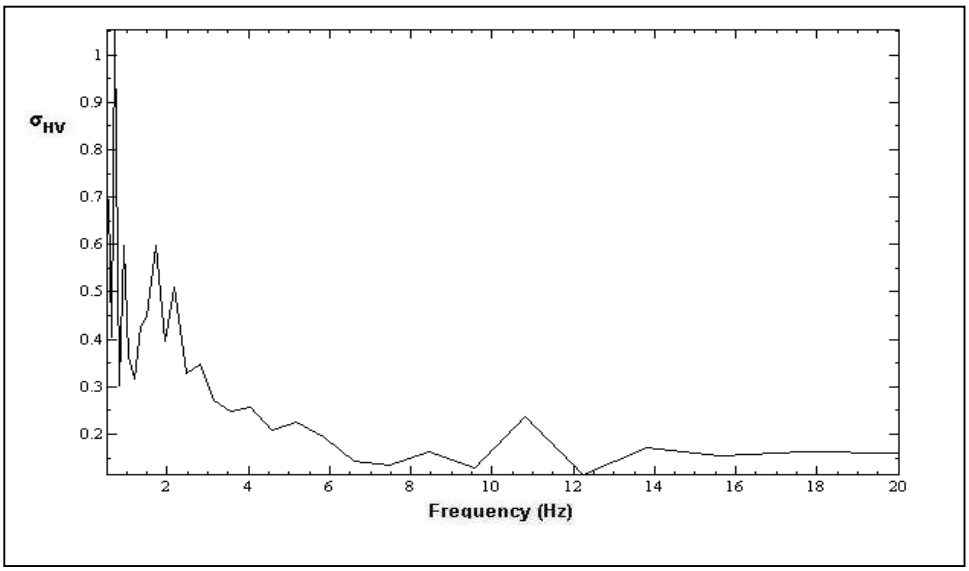
Σε απόσταση 20 μέτρα από τις δεξαμενές εντοπίζονται τα Βυζαντινά κτήρια. Πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου στο εσωτερικό χώρο των κτηρίων. Οι οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετούνται κατά τον προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 48,5″και **E:** 024^0, 08′, 31,4″. Η θέση των κτηρίων που τοποθετείται το σεισμόμετρο, βρίσκεται σε υψόμετρο 215m, από την μέση στάθμη της θάλασσας. Από την επεξεργασία 19 χρονοσειρών των καταγραφών προκύπτει τιμή θεμελιώδους συχνότητας ίση με είναι ίση με F=1.93 Hz και ο αντίστοιχος παράγοντας ενίσχυσης λαμβάνοντας υπόψη την τυπική απόκλιση έχει τιμή A=2.4±0.3. Η φασματική απόκριση του εδάφους θεμελίωσης των βυζαντινών κτηρίων παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.5.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.5.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.5.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 1.93Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.6.



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.5 : Καταγραφή εδαφικού θορύβου στο έδαφος θεμελίωσης των βυζαντινών κτηρίων.



Σχήμα 5.7.5.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση του εδάφους θεμελίωσης των βυζαντινών κτηρίων στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



Σχήμα 5.7.5.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.5a. Στην θεμελιώδη συχνότητα 1.93 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.3.

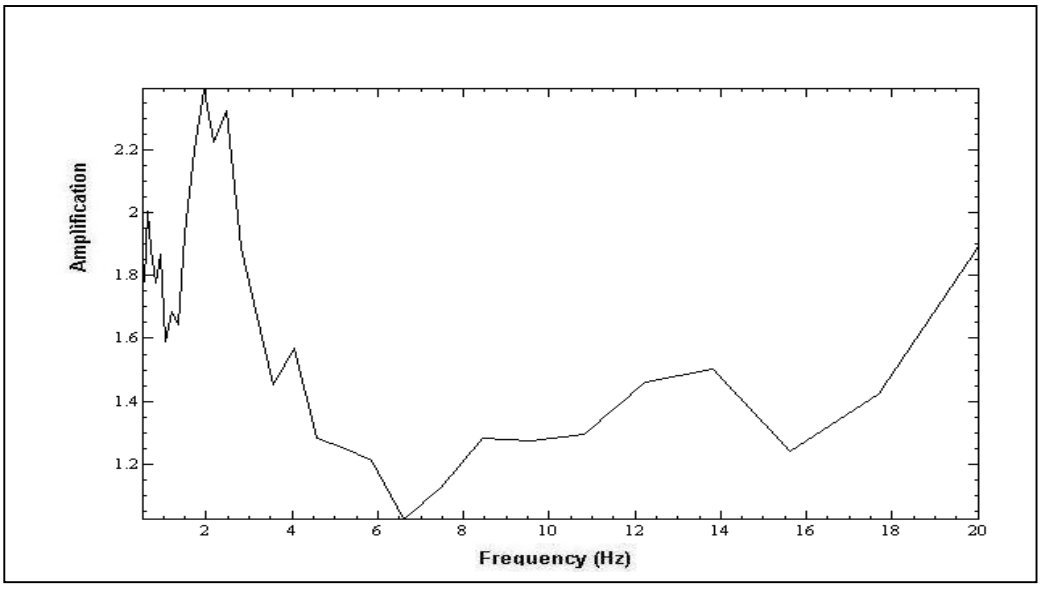
5.7.6: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΣΤΟ ΡΩΜΑΪΚΟ ΛΟΥΤΡΟ.

Σε αυτήν την περίπτωση οι οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σύμφωνα με τον προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 48,7″και **E:** 024^0, 08′, 31,6″ και η θέση βρίσκεται σε υψόμετρο 215m. Σημειώνεται ότι το Ρωμαϊκό Λουτρό απέχει μόλις 5 m από τις τρίκλιτες δεξαμενές. Η τεχνική HVSR εφαρμόστηκε σε 23 χρονοσειρές και η θεμελιώδης συχνότητα με την οποία συντονίζεται το έδαφος είναι ίση 1.93Hz . Η ενίσχυση στην συχνότητα αυτή είναι A=2.4±0.3. Η φασματική απόκριση του εδάφους θεμελίωσης στο Ρωμαϊκό Λουτρό παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.6.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.6.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.6.b.

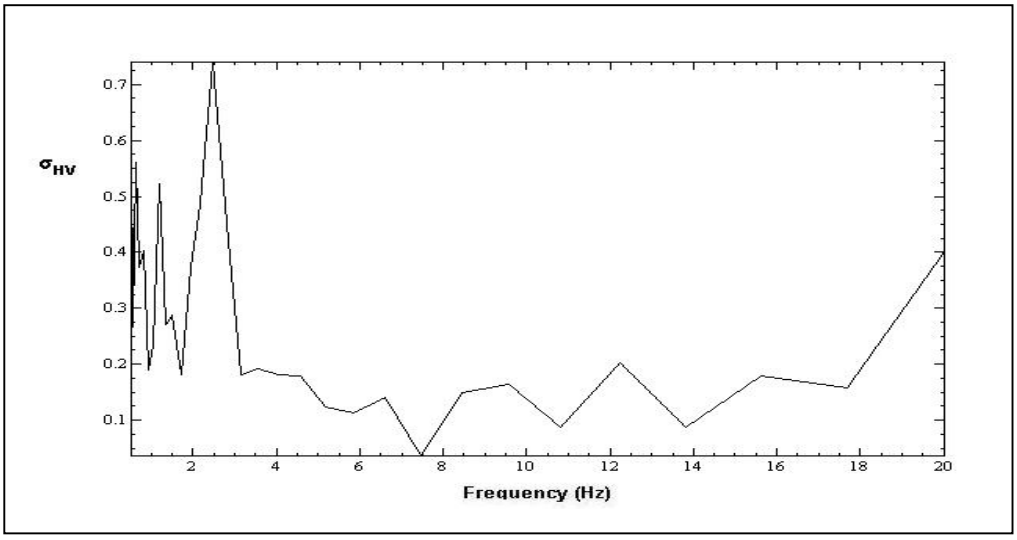




ΕΙΚΟΝΑ 5.7.6 : (α) Παρουσίαση του χώρου στο Ρωμαϊκό Λουτρό της Ρωμαιοκρατικής περιόδου ($1^{ος}$ αιώνας π.Χ – $4^{ος}$ αιώνας μ.Χ). (β) Παρουσιάζεται η ακριβής θέση καταγραφής του εδαφικού θορύβου στο έδαφος θεμελίωσης στο Ρωμαϊκό Λουτρό.



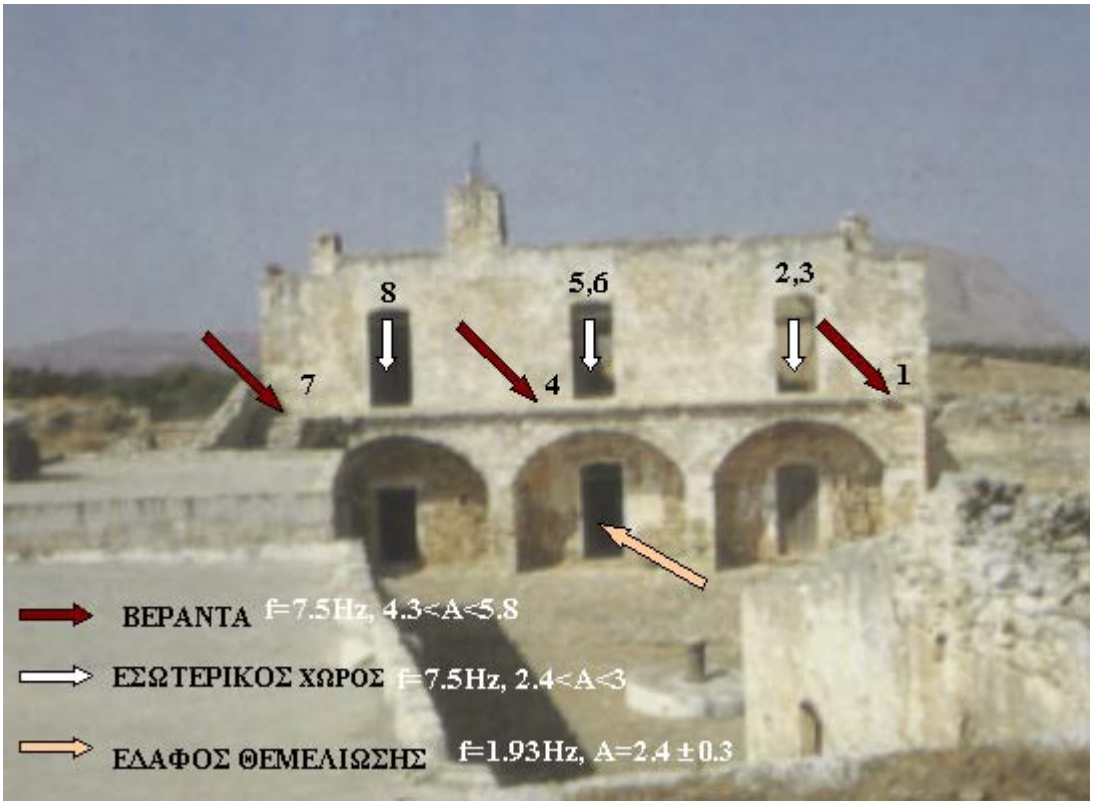
Σχήμα 5.7.6.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση του εδάφους θεμελίωσης στο Ρωμαϊκό Λουτρό στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



Σχήμα 5.7.6.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.6a. Η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου στην συχνότητα αυτή είναι : σ_{HV} =0.3.

5.7.7: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΜΟΝΗ ΤΟΥ ΙΩΑΝΝΟΥ ΤΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ

Με σκοπό να εξεταστεί ο τρόπος απόκρισης της Μονής σε πιθανή σεισμική διέγερση πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στο έδαφος θεμελίωσης, στα διαμερίσματα του πρώτου ορόφου καθώς και σε τρία ενδεικτικά σημεία στην βεράντα της Μονής. Στο έδαφος θεμελίωσης της κατασκευής πραγματοποιήθηκε μέτρηση εδαφικού θορύβου σε μια μόνο θέση, επειδή η είσοδος σε άλλους χώρους του εδάφους θεμελίωσης δεν επιτρεπόταν. Η απόκριση καταγράφηκε σε πέντε διαφορετικές θέσεις στο εσωτερικό στον όροφο του κτιρίου και σε τρεις διαφορετικές θέσεις στην βεράντα. Οι θέσεις καταγραφής εδαφικού θορύβου παρουσιάζονται αναλυτικά παρακάτω:

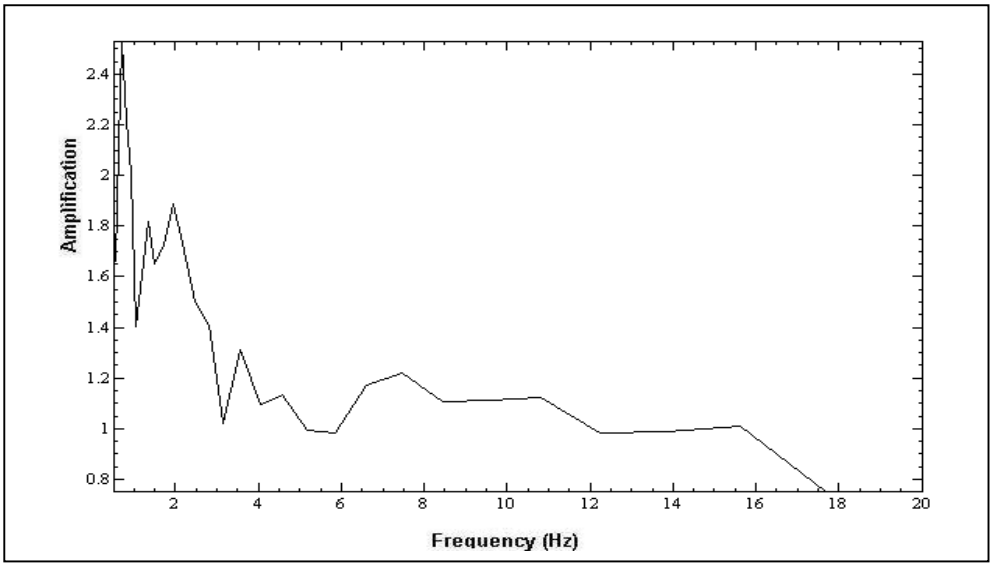


ΕΙΚΟΝΑ 5.7.7 : Καταγραφές εδαφικού θορύβου στην Μονή του Ιωάννου του Θεολόγου.

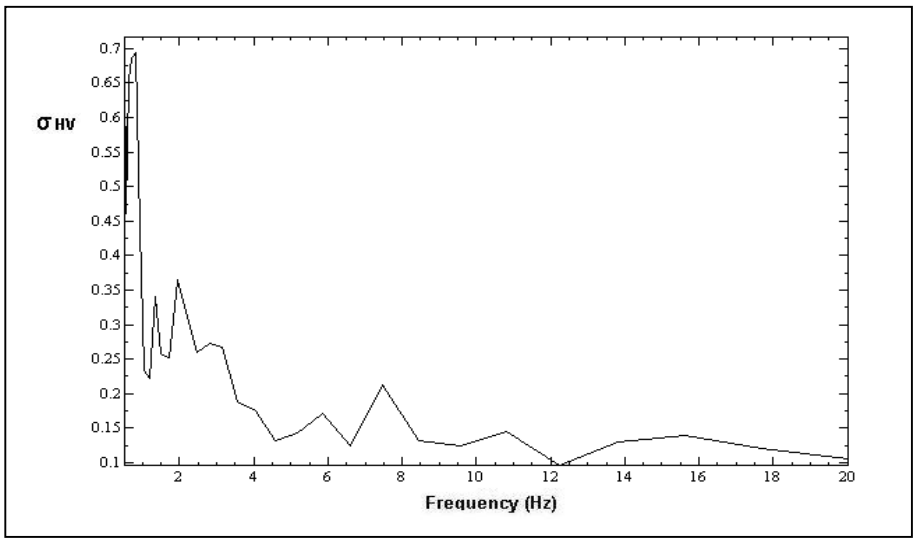
5.7.7.1: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΣΤΟ ΚΕΝΤΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 46,9″και **E:** 024^0, 08′, 29,6″.Η θέση της Μονής βρίσκεται σε

υψόμετρο 216m, από την μέση στάθμη της θάλασσας. Η τεχνική HVSR εφαρμόστηκε σε 18 χρονοσειρές που επιλέχθηκαν με βάση τον λιγότερο θόρυβο. Από την επεξεργασία των καταγραφών προκύπτει ότι η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους θεμελίωσης της Μονής είναι ίση 1.93Hz και η αντίστοιχη εδαφική ενίσχυση είναι ίση με 2.4±0.3. Η φασματική απόκριση του εδάφους θεμελίωσης της Μονής παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 1.93Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.3.



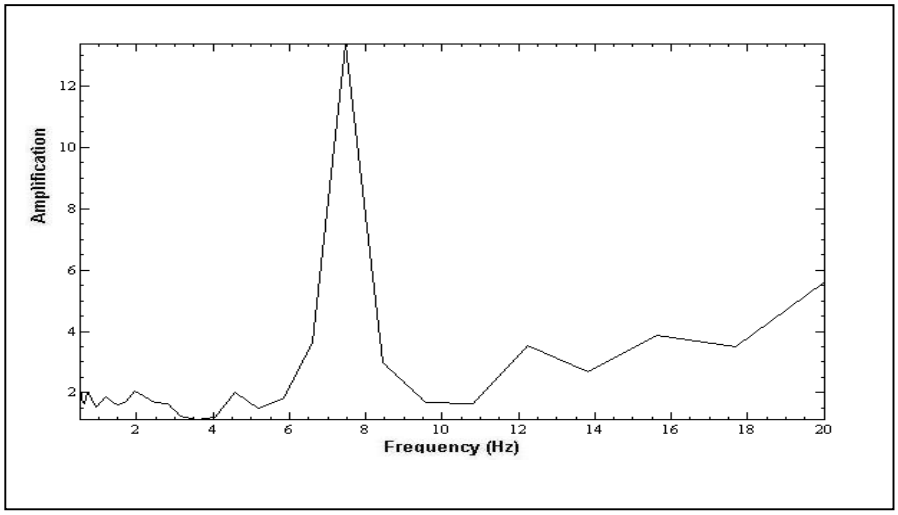
Σχήμα 5.7.7.1.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση του εδάφους θεμελίωσης της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



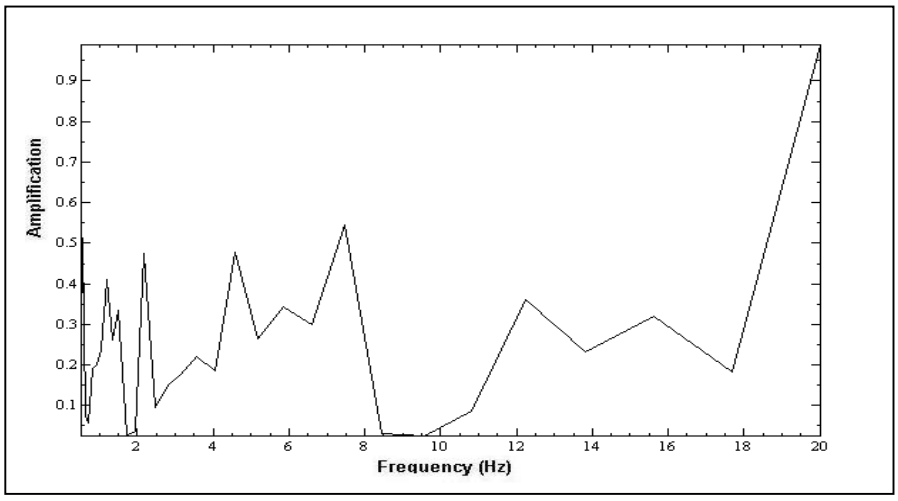
Σχήμα 5.7.7.1.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.1a. Η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου στην συχνότητα 1.93Hz είναι : σ_{HV} =0.3.

5.7.7.2: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ 1).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 47,1″ και **E:** 24^0, 08′, 29,6″. Το ύψος του κτηρίου από το έδαφος είναι : 3m. Από την επεξεργασία των καταγραφών προκύπτει ότι η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας στην θέση 1 της βεράντας είναι ίση 7.5Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 13±0.4.



Σχήμα 5.7.7.2.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 1 στην βεράντα της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).

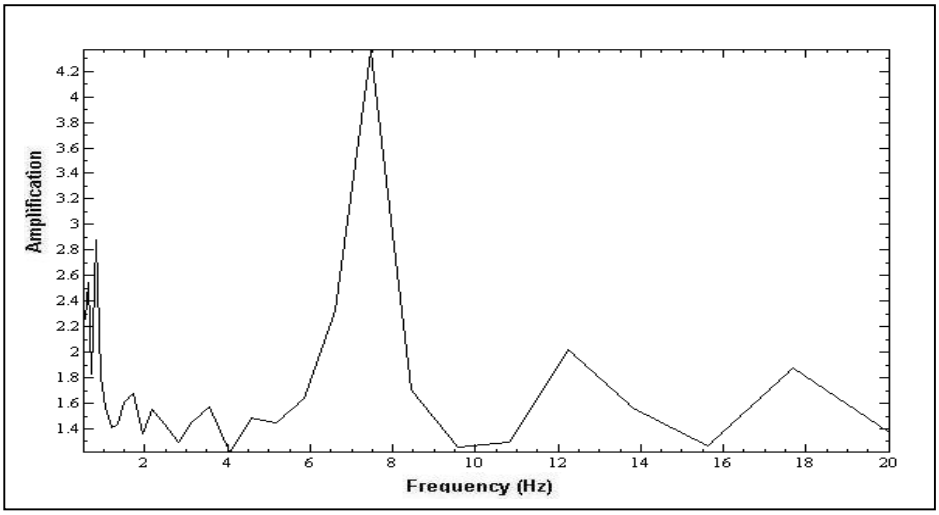


Σχήμα 5.7.7.2.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.2a.

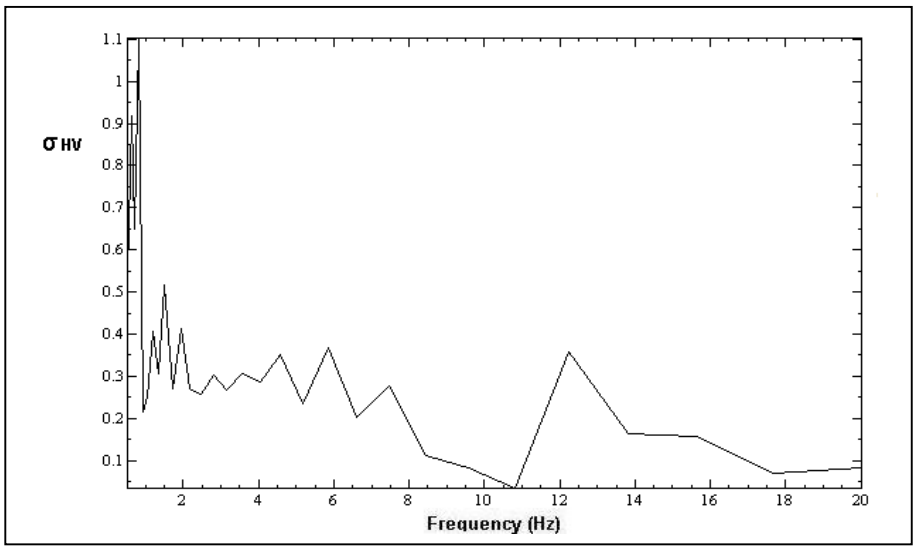
5.7.7.3: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ 4).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 46,7″ και **E:** 24^0, 08′, 29,4″. Η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας στο κέντρο της βεράντας είναι ίση 7.5Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 4.3±0.2. Η φασματική απόκριση στην θέση 4 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.3.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.3.a, συναρτήσει της

συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.3.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 7.5Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.2.



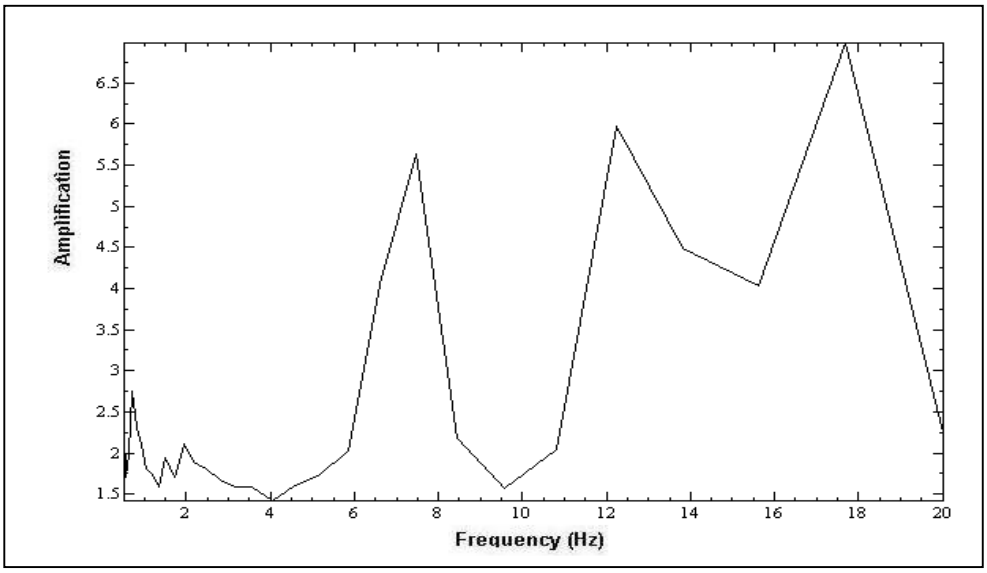
Σχήμα 5.7.7.3.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 4 στην βεράντα της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



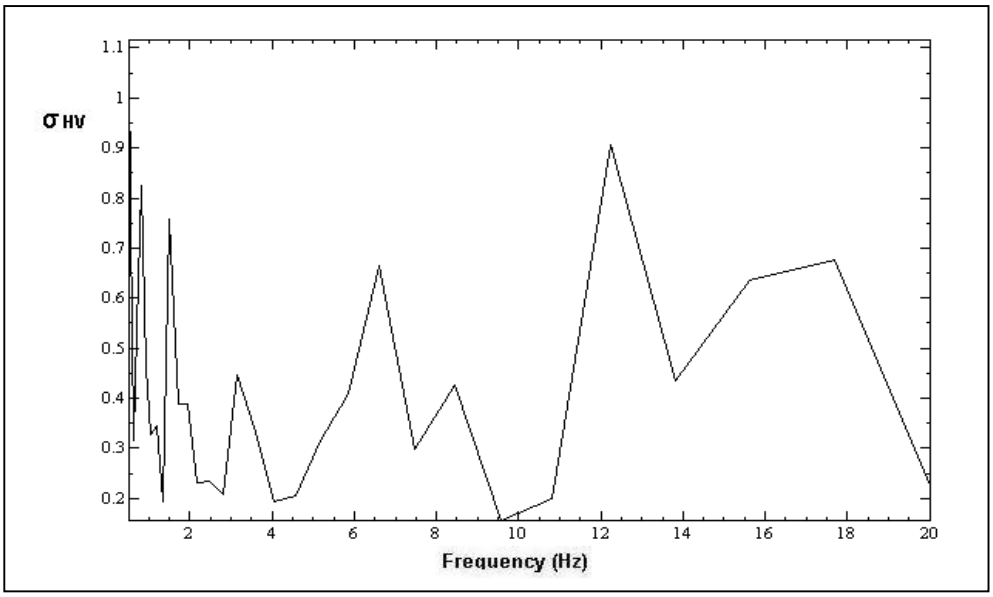
Σχήμα 5.7.7.3.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.3a.

5.7.7.4: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΗ 7).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 46,4″ και **E:** 24^0, 08′, 29,8″. (Η Μέτρηση αυτή πραγματοποιήθηκε πλησίον της σκάλας). Η θεμελιώδης συχνότητα έχει τιμή 7.5Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 5.8±0.5. Η φασματική απόκριση στην θέση 7 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.4.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.4.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.4.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 7.5Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.5.



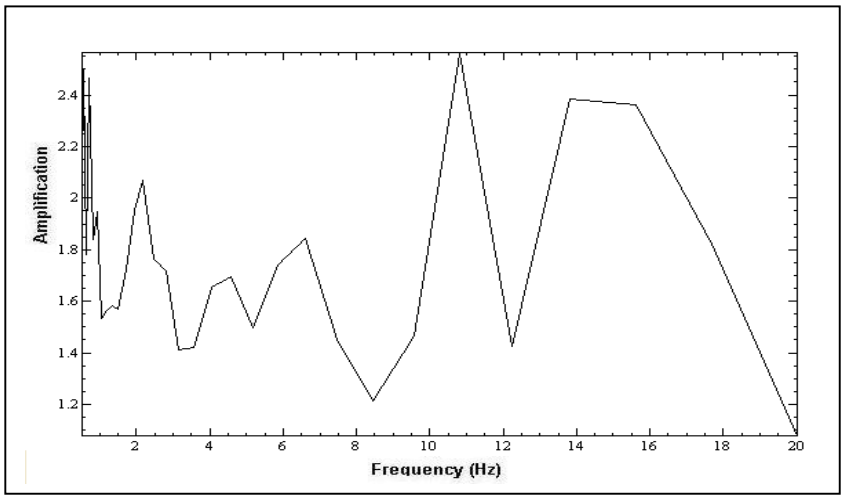
Σχήμα 5.7.7.4.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 7 στην βεράντα της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



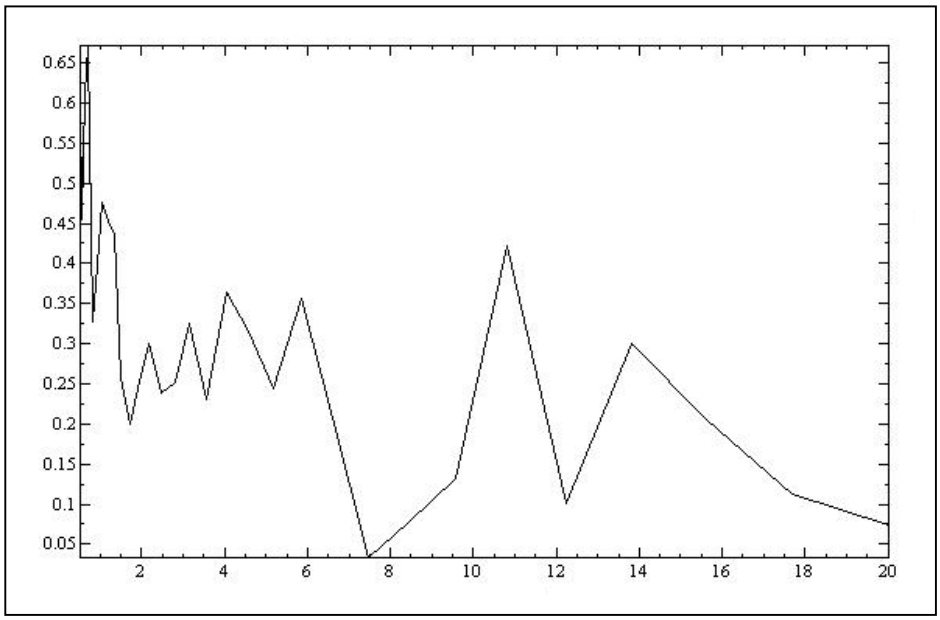
Σχήμα 5.7.7.4.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.4.a.

5.7.7.5: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 2).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 46″ και **E:** 24^0, 08′, 30″. Η θεμελιώδης συχνότητα έχει τιμή 11Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 2.6±0.4. Η φασματική απόκριση στην θέση 2 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.5.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.5.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.5.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 11 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.4. Ανάλογα αποτελέσματα παρατηρήθηκαν στην θέση 3.



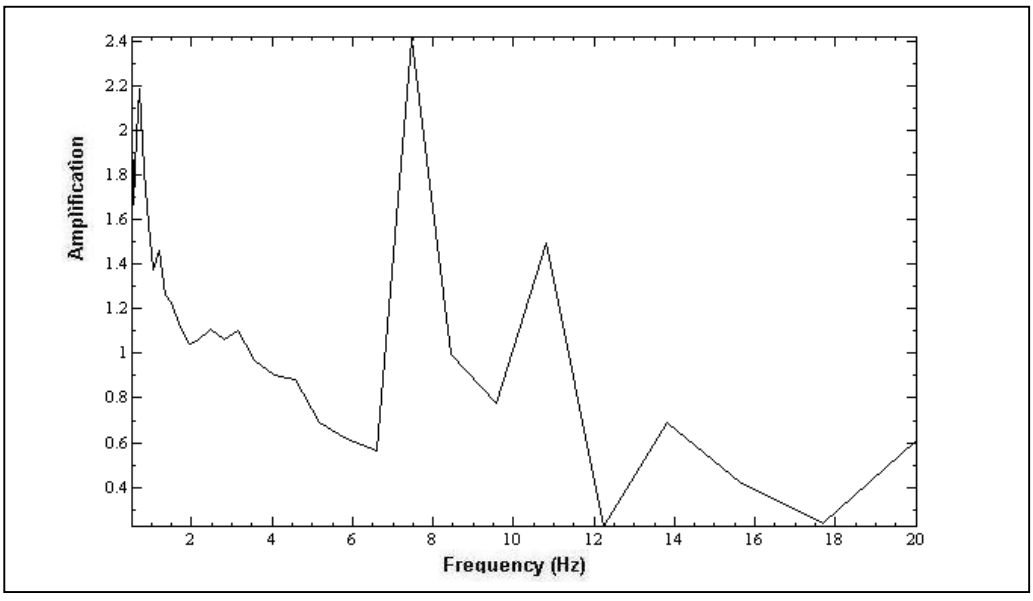
Σχήμα 5.7.7.5.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 2 στον εσωτερικό χώρο της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



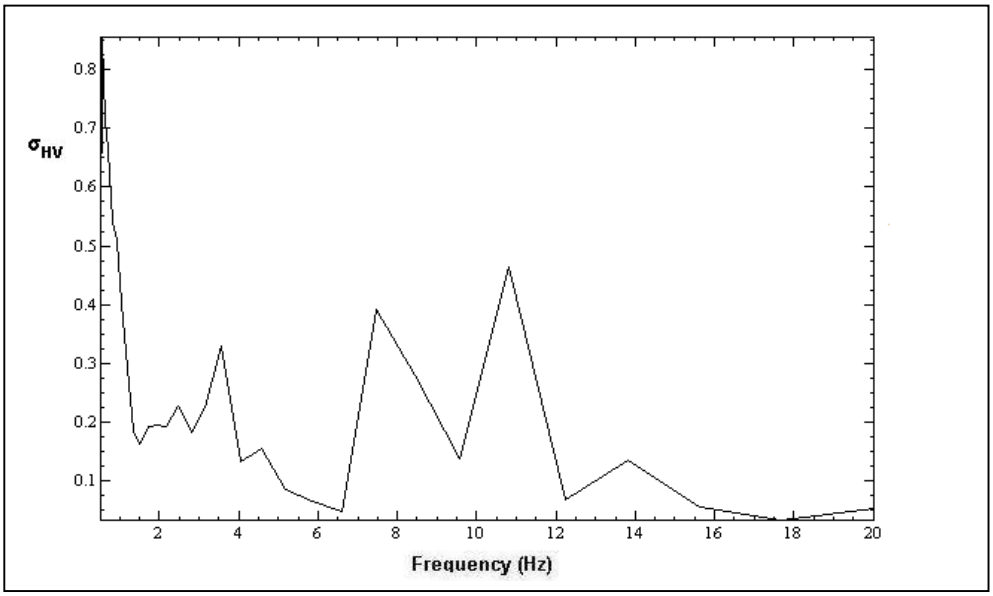
Σχήμα 5.7.7.5.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.5.a.

5.7.7.6: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 5).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 46,4″ και **E:** 24^0, 08′, 30″. Η θεμελιώδης συχνότητα έχει τιμή 7.5Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 2.4±0.4. Η φασματική απόκριση στην θέση 5 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.6.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.6.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.6.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 7.5 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.4. Ανάλογα αποτελέσματα παρατηρήθηκαν στην θέση 3, 6 και 8.



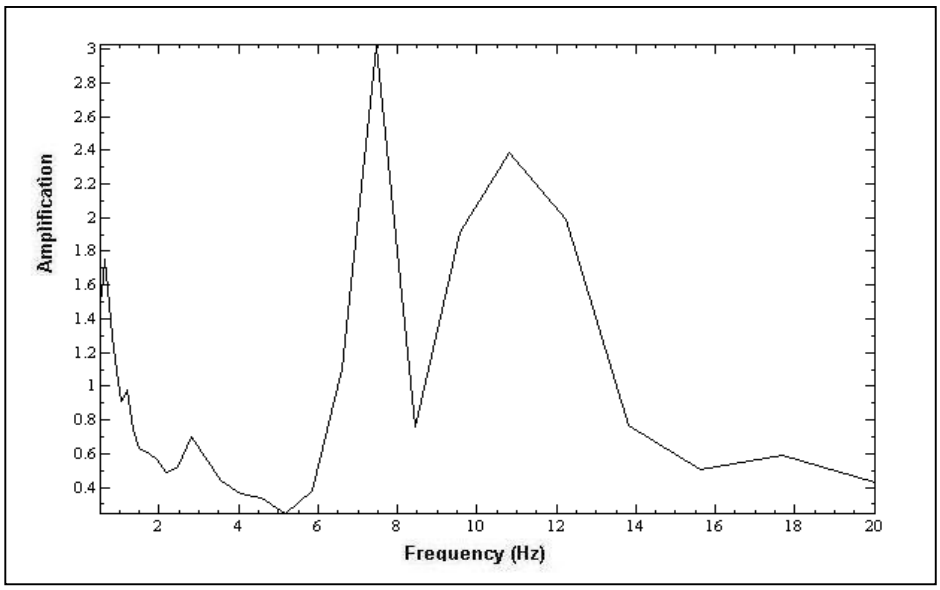
Σχήμα 5.7.7.6.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 5 στον εσωτερικό χώρο της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



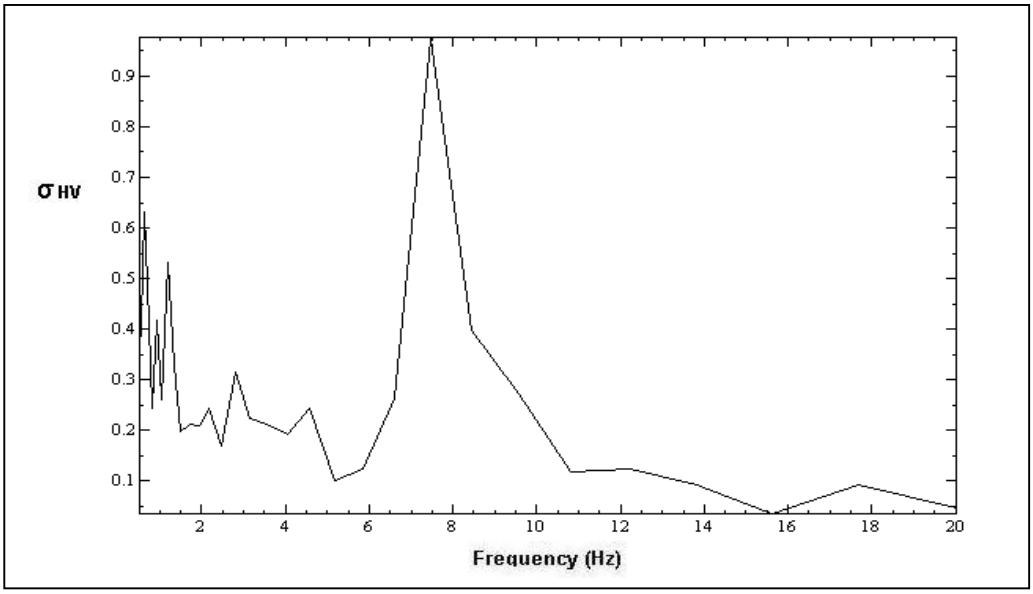
Σχήμα 5.7.7.6.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.6.a.

5.7.7.7: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ (ΘΕΣΗ 8).

Οι δυο οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 45,4″ και **E:** 24^0, 08′, 29,6″. Η θεμελιώδης συχνότητα έχει τιμή 7,5Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 3±0.9. Η φασματική απόκριση στην θέση 8 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.7.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.7.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.7.7.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 7.5 Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.9. Στην συγκεκριμένη θέση η επανάληψη της καταγραφής εδαφικού θορύβου με σκοπό την επιβεβαίωση του αποτελέσματος ως προς την τυπική απόκλιση δεν ήταν εφικτή.



Σχήμα 5.7.7.7.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 8 στον εσωτερικό χώρο της Μονής του Αγίου Ιωάννου του Θεολόγου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



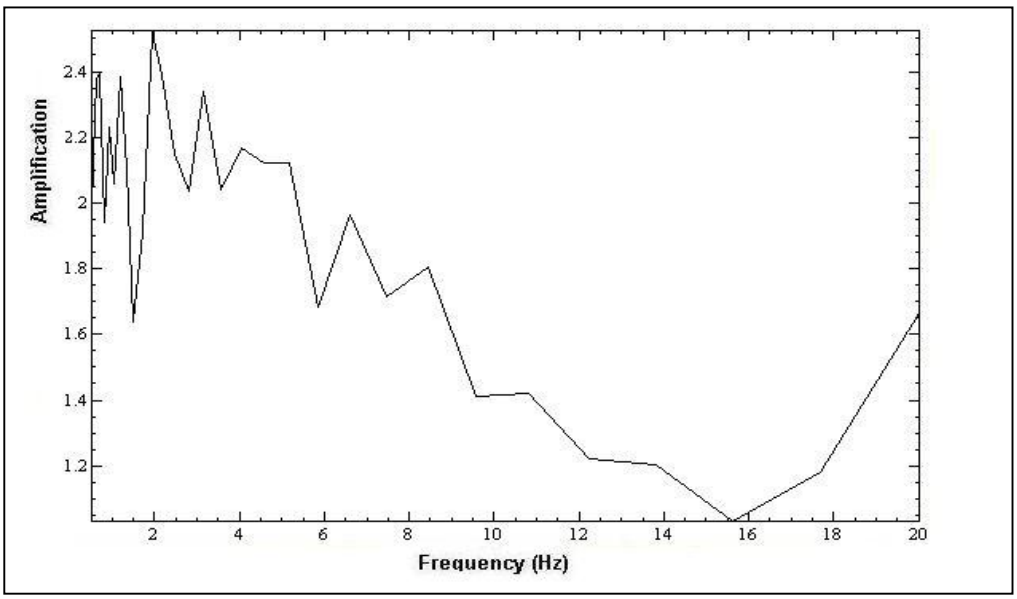
Σχήμα 5.7.7.7.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.7.7.a.

5.7.8: ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟ ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ.

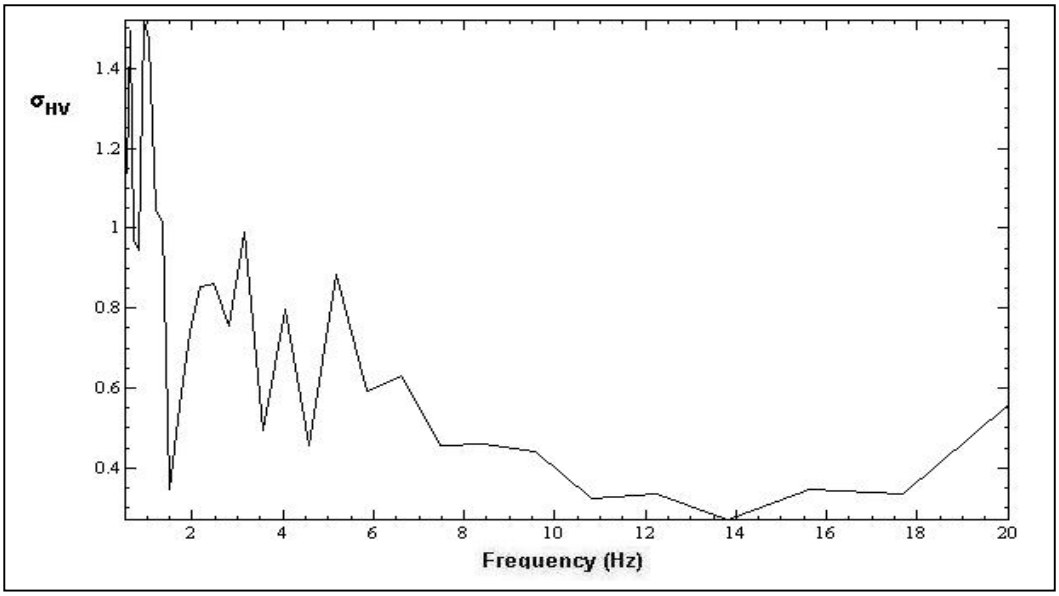
Με αφορμή την επανάσταση του 1866, το κάστρο που εντοπίζεται στο ΒΑ άκρο του χώρου, είχε περιληφθεί σ' ένα ευρύτερο πρόγραμμα ανέγερσης κάστρων από τους Τούρκους. Στο Τούρκικο κάστρο πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου συνολικά σε πέντε ενδεικτικές θέσεις. Η πρώτη μέτρηση πραγματοποιήθηκε στον εξωτερικό χώρο και συγκεκριμένα στην κύρια είσοδο του Κάστρου (εικόνα 5.7.8). Η φασματική απόκριση στην κύρια είσοδο του Κάστρου παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.8.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.8.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.8.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η ενίσχυση του εδάφους είναι A=2.5±0.8. Η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.8. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα.



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.8 : **Άποψη του Εξωτερικού χώρου στο Τούρκικο Κάστρο. Παρουσιάζεται η θέση καταγραφής του εδαφικού θορύβου στην κύρια είσοδο (κόκκινο βέλος).**



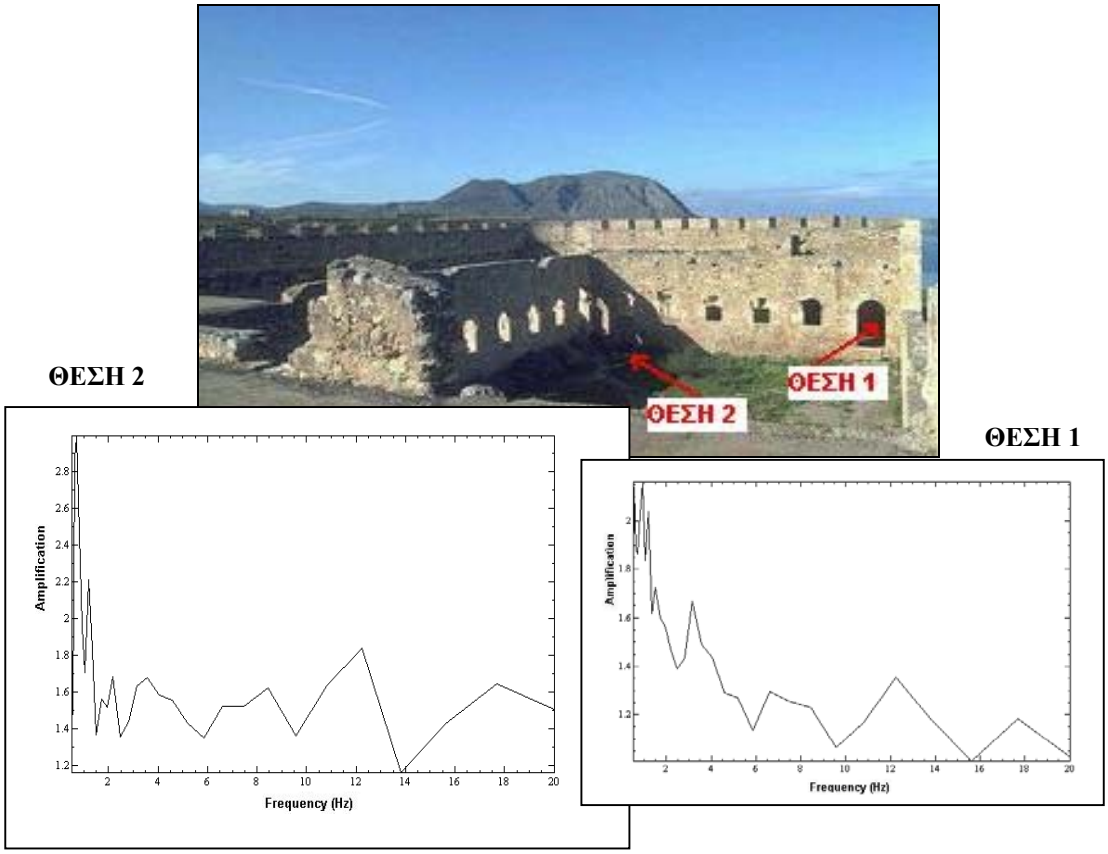
Σχήμα 5.7.8.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην κύρια είσοδο του Τούρκικου Κάστρου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



Σχήμα 5.7.8.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.8.a.

5.7.9: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ.

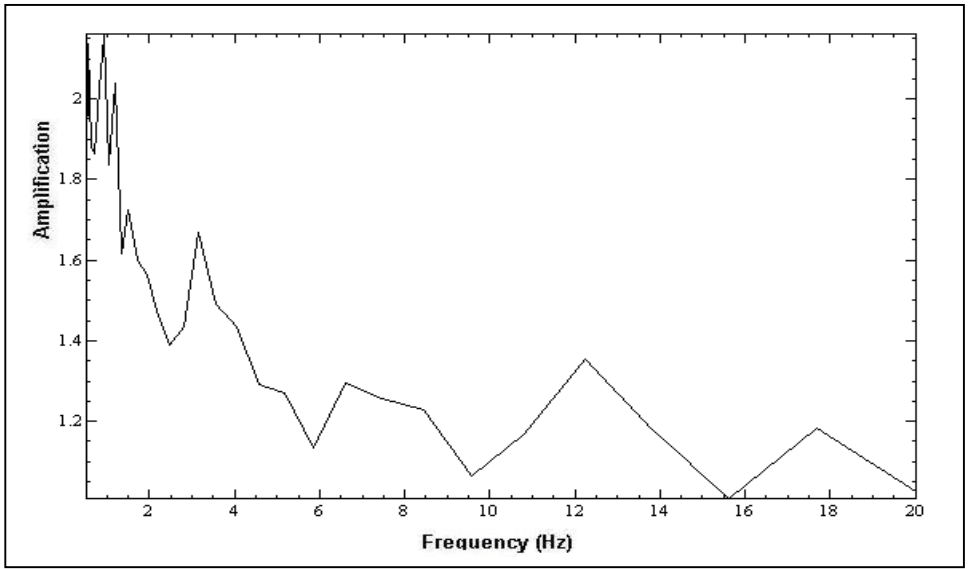
Στον εσωτερικό χώρο πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου σε τέσσερις θέσεις. Ο χώρος καταγραφής του εδαφικού θορύβου δεν χαρακτηρίζεται από επιφανειακές ανομοιογένειες και η απόσταση μεταξύ των θέσεων καταγραφής του θορύβου είναι μικρότερη των 3 μέτρων (θέσεις 1και 2). Στην εικόνα 5.7.9 παρουσιάζονται οι ακριβείς θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου και οι πειραματικές καμπύλες HVSR στις θέσεις 1 και 2. Παρατηρείται η έντονη διαφοροποίηση της φασματική απόκρισης του εδάφους στις αντίστοιχες θέσεις. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικότερα τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR στις αντίστοιχες θέσεις.



ΕΙΚΟΝΑ 5.7.9: **Άποψη του εσωτερικού χώρου στο Τούρκικο Κάστρο. Παρουσιάζονται οι ακριβείς θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου και η έντονη διαφοροποίηση της απόκρισης του εδάφους στις θέσεις 1 και 2 που προκύπτει από τις πειραματικές καμπύλες HVSR.**

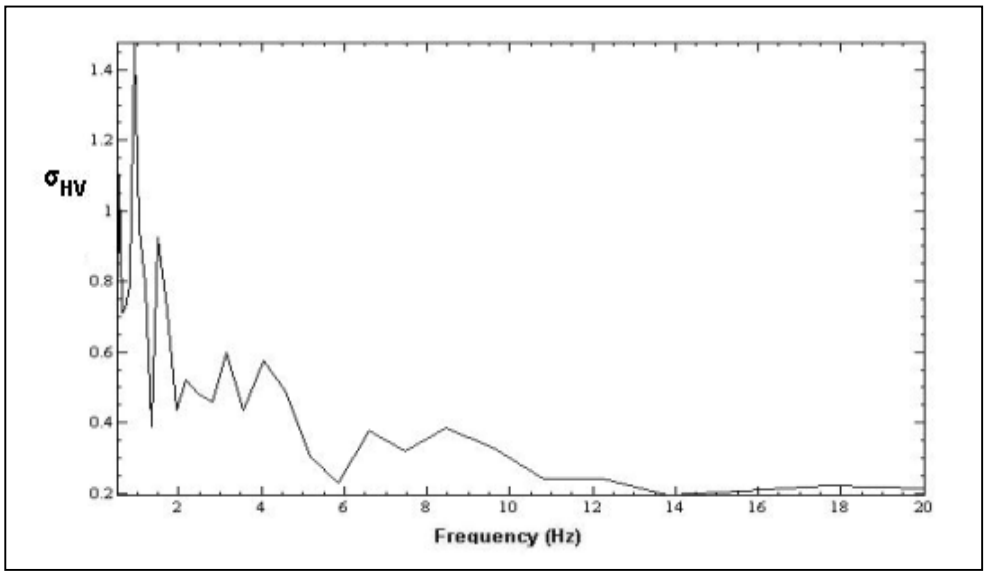
5.7.9.1: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΘΕΣΗ 1).

Οι οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σύμφωνα με τον προσανατολισμό **N:** 35^0, 27′, 56,3″ και **E:** 24^0, 08′, 52,3″. Το κάστρο βρίσκεται σε υψόμετρο 185 m από την μέση στάθμη της θάλασσας. Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στις καταγραφές εδαφικού θορύβου, παρατηρούνται δυο εμφανε



ίς κορυφές. Η θεμελιώδης συχνότητα έχει τιμή 3.16Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση είναι ίση με 1.7±0.5. Στην συχνότητα 12.2Hz παρατηρείται μια δεύτερη εμφανής κορυφή με ενίσχυση A=1.4±0.2. Η φασματική απόκριση στην θέση 1 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.9.1.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.9.1.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.9.1.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 3.16Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.5 και στην συχνότητα 12.2Hz , η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.2.

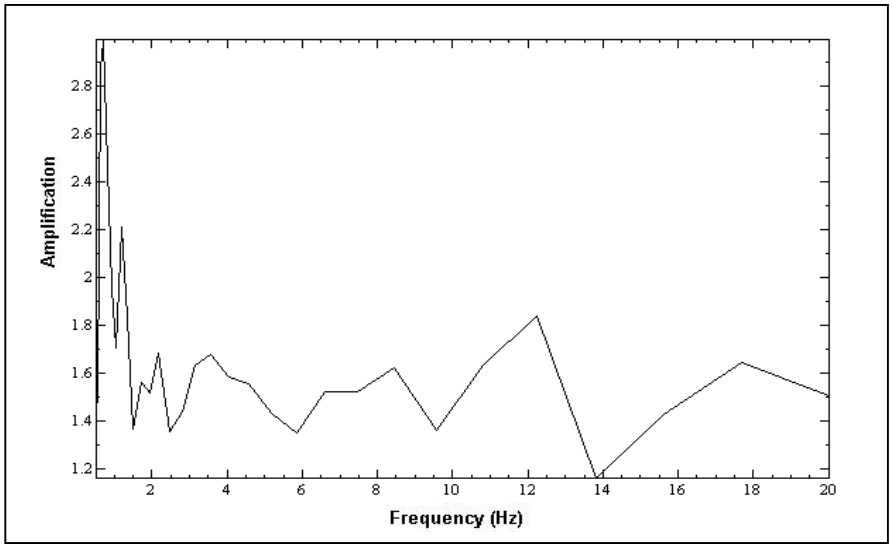
Σχήμα 5.7.9.1.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 1 στο Τούρκικο Κάστρο στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



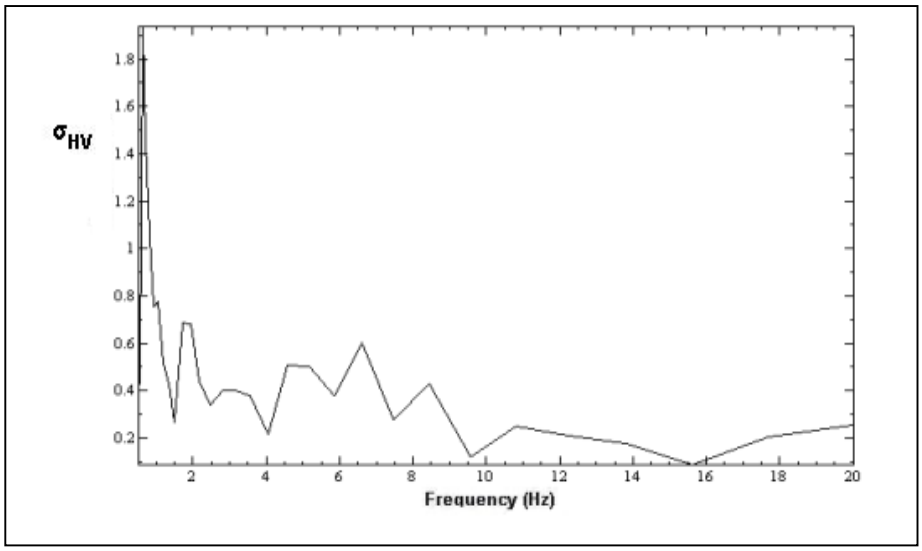
Σχήμα 5.7.9.1.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.9.1.a.

5.7.9.2: ΚΑΤΑΓΡΑΦΗ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΟΝ ΕΣΩΤΕΡΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΘΕΣΗ 2).

Οι οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και **N:** 35^0, 27′, 56,3″ και **E:** 24^0, 08′, 53″. Παρατηρείται εμφανής κορυφή στην συχνότητα 12.2Hz. Η ενίσχυση στην συχνότητα αυτή είναι A=1.9±0.2 . Η μέγιστη ενίσχυση A= 2.2±0.5 παρατηρείται όμως στην συχνότητα F=1.18Hz. Η φασματική απόκριση στην θέση 2 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.9.2.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.9.2.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.9.2.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 1.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.5 και στην συχνότητα 12.2Hz , η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.2.



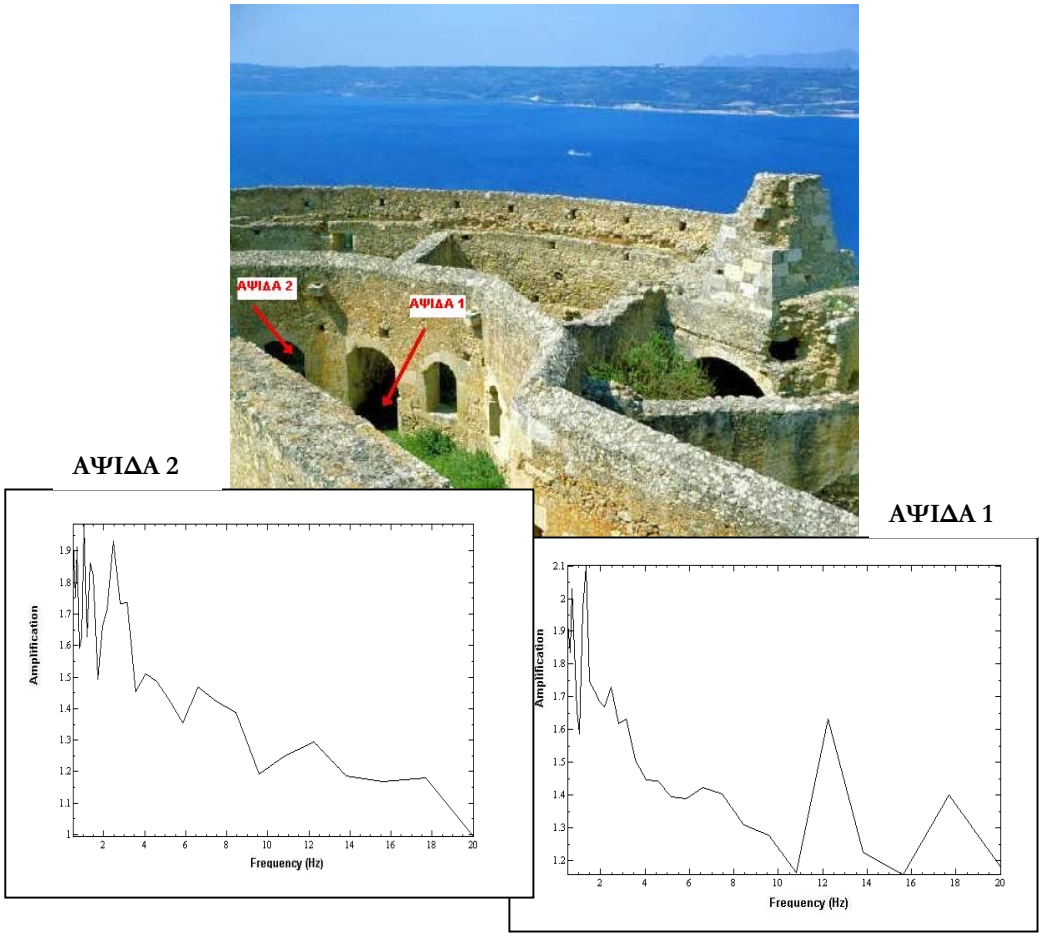
Σχήμα 5.7.9.2.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην θέση 2 στο Τούρκικο Κάστρο στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



Σχήμα 5.7.9.2.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.9.2.a.

5.7.10 ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ.

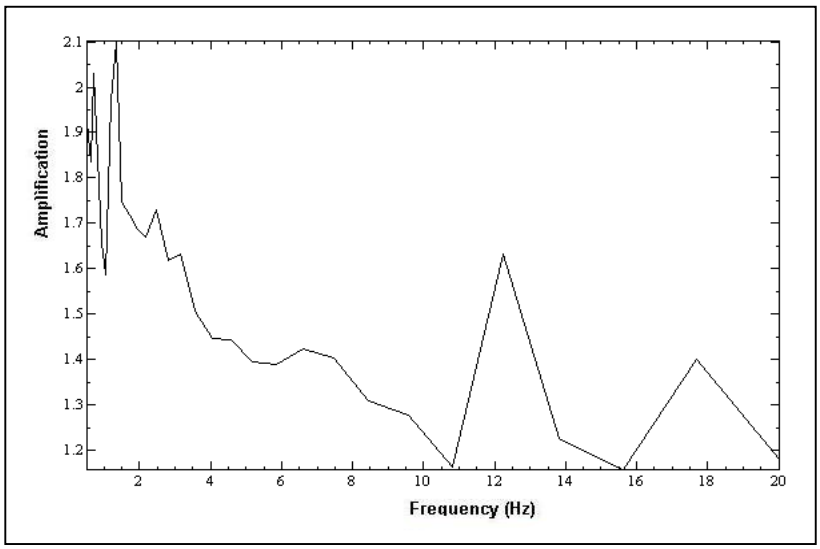
Πραγματοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις εδαφικού θορύβου στις Αψίδες του Τούρκικου Κάστρου . Οι θέσεις καταγραφής απείχαν μόλις 1 m. Οι οριζόντιες συνιστώσες του σεισμομέτρου τοποθετήθηκαν σε προσανατολισμό έχουν προσανατολισμό και N: 35^0, 27′, 56″ και E: 24^0, 08′, 51″.Στην εικόνα 5.7.10 παρουσιάζονται οι ακριβείς θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου και οι πειραματικές καμπύλες HVSR στις αψίδες 1 και 2 . Παρατηρείται η έντονη διαφοροποίηση της φασματική απόκρισης του εδάφους στις αντίστοιχες θέσεις. Παρακάτω παρουσιάζονται αναλυτικότερα τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR στις αντίστοιχες θέσεις.



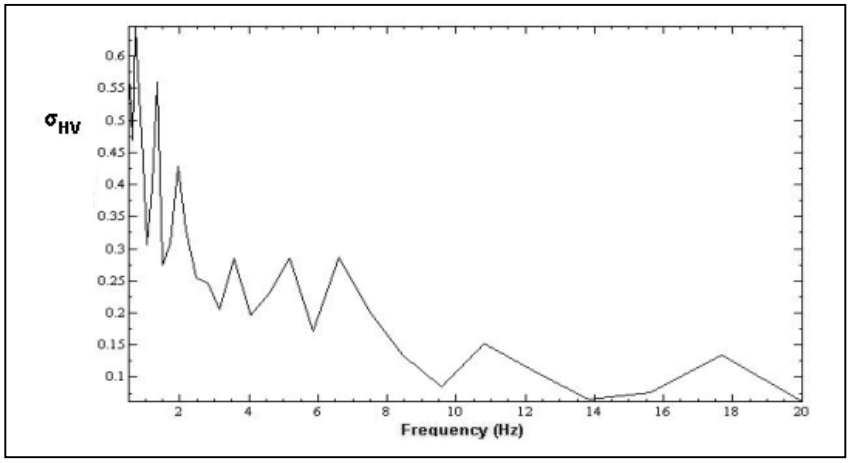
Εικόνα 5.7.10: Άποψη του χώρου στις Αψίδες. Παρουσιάζονται οι ακριβείς θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου στις αψίδες και η έντονη διαφοροποίηση της απόκρισης του εδάφους στις δυο θέσεις που προκύπτει από τις πειραματικές καμπύλες της μεθόδου HVSR.

5.7.10.1. ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΑΨΙΔΑ 1).

Σε περίπτωση σεισμικής έξαρσης η μέγιστη ενίσχυση του εδάφους θα παρατηρηθεί στην συχνότητα F=1.33Hz. Η αντίστοιχη ενίσχυση στην συχνότητα αυτή είναι A=2.1±0.5. Παρουσιάζεται όμως μια εμφανής και αιχμηρή κορυφή στα 12.22Hz. Η αντίστοιχη ενίσχυση στην συχνότητα των 12.22Hz είναι A=1.63±0.1. Η φασματική απόκριση στην αψίδα 1 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.10.1.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.10.1.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.10.1.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 1.33Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.5 και στην συχνότητα 12.2Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.1.



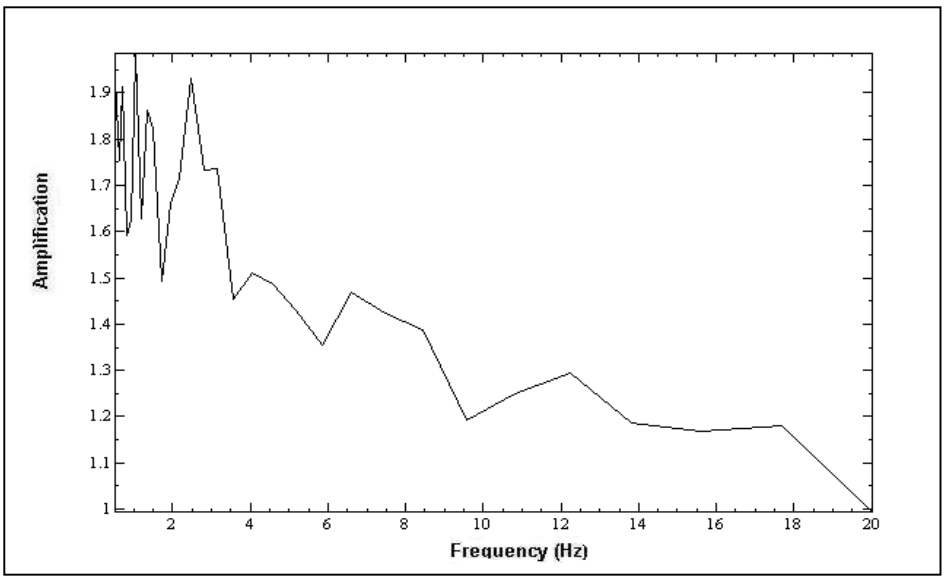
Σχήμα 5.7.10.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην αψίδα 1 στο Τούρκικο Κάστρο στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).



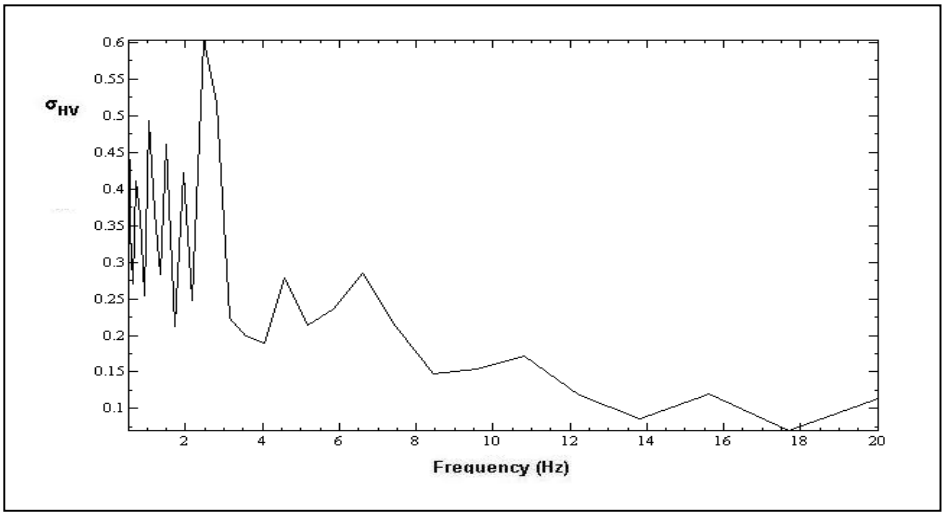
Σχήμα 5.7.10.1.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.10.1.a.

5.7.10.2. ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΑΨΙΔΕΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ (ΑΨΙΔΑ 2).

Αν και η απόσταση των δυο Αψίδων είναι μόλις 1 μέτρο, η θεμελιώδης συχνότητα στην θέση της Αψίδας 2 παρουσιάζεται στην συχνότητα F = 2.18Hz και ο αντίστοιχος παράγοντας ενίσχυσης είναι ίσος με A=1.9±0.3. Η φασματική απόκριση στην αψίδα 2 παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.10.2.a και η φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.10.2.a, συναρτήσει της συχνότητας , παρουσιάζεται στο σχήμα 5.7.10.2.b. Στην θεμελιώδη συχνότητα 2.18Hz, η τυπική απόκλιση του αριθμητικού φασματικού μέσου όρου είναι : σ_{HV} =0.3.



Σχήμα 5.7.10.2.a: Πειραματική Καμπύλη HVSR στην αψίδα 1 στο Τούρκικο Κάστρο στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).

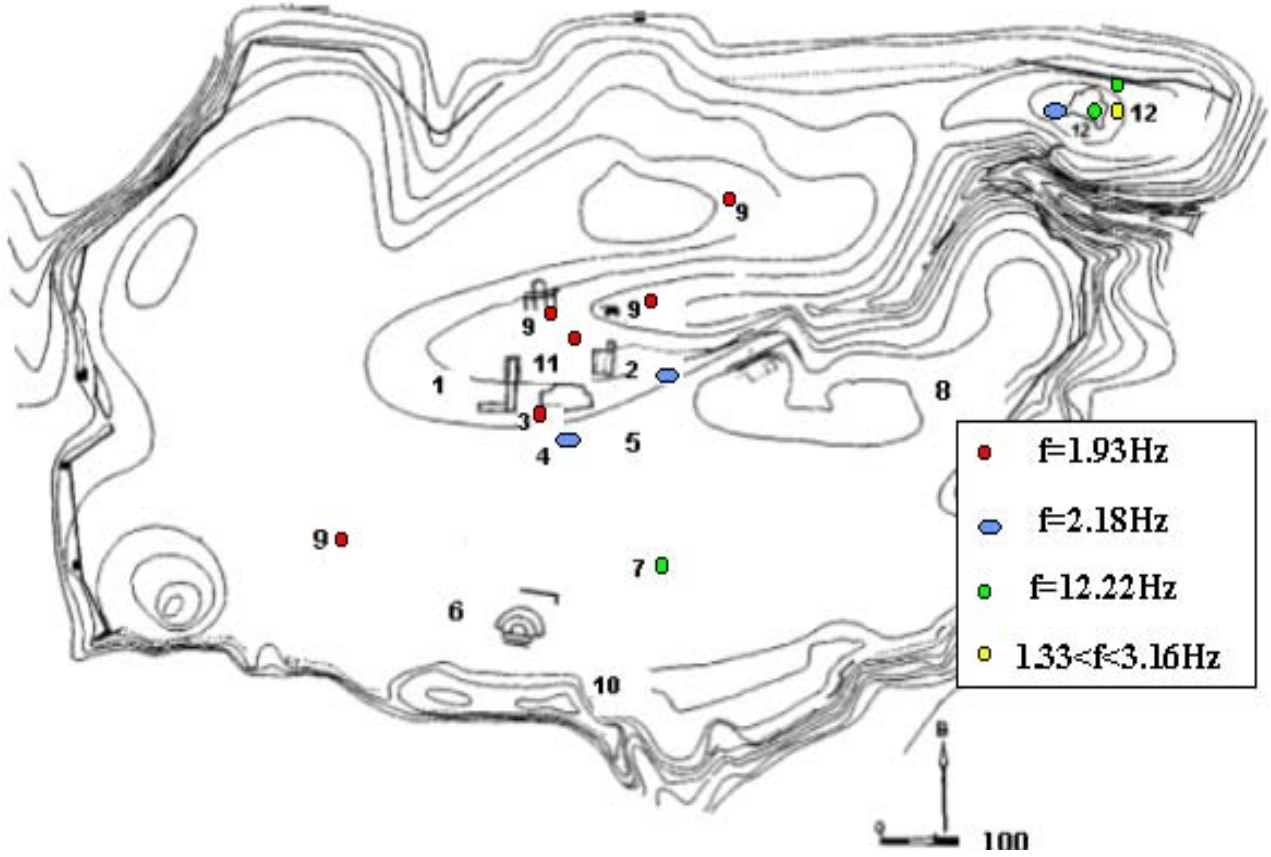


Σχήμα 5.7.10.2.b: Φασματική εξάρτηση της τυπικής απόκλισης για την καμπύλη HVSR του σχήματος 5.7.10.2.a.

ΣΥΓΚΕΝΤΡΩΤΙΚΟΣ ΠΙΝΑΚΑΣ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΘΕΜΕΛΙΩΔΟΥΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΑ ΑΠΤΕΡΑ			
ΘΕΣΕΙΣ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ		**ΘΕΜΕΛΙΩΔΗΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ (Hz)**	ΕΝΙΣΧΥΣΗ
ΔΙΜΕΡΕΣ ΙΕΡΟ		1.93	2.5±0.4
ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΙΜΕΡΟΥΣ		2.18	2.2±0.3
ΔΩΡΙΚΟΣ ΝΑΟΣ		**12.2**	3.3±0.6
		5.84	2.0±0.1
ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ	ΘΕΣΗ Α	2.18	1.7±0.25
	ΘΕΣΗ Β	2.18	1.8±0.25
	ΘΕΣΗ Γ	2.18	1.7±0.25
ΒΥΖΑΝΤΙΝΑ ΚΤΙΡΙΑ		1.93	2.4±0.6
ΡΩΜΑΪΚΟ ΛΟΥΤΡΟ		1.93	2.4±0.3
ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΤΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ			
ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΣΚΕΥΗΣ		1.93	2.4±0.3
ΒΕΡΑΝΤΑ (ΘΕΣΕΙΣ 4,7)		7.5	4.3<A<5.8
ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΣ ΧΩΡΟΣ (ΘΕΣΕΙΣ 3,5,6,8)		7.5	2.4<A<3
ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ			
ΕΣΩΤΕΡΙΚΟΣ ΧΩΡΟΣ	ΘΕΣΗ 1	**3.16**	1.7±0.5
		12.22	1.4±0.2
	ΘΕΣΗ 2	**1.18**	2.2±0.5
		12.22	1.9±0.2
ΑΨΙΔΕΣ	ΑΨΙΔΑ 1	1.33	2.1±0.5
		12.2	1.6±0.1
	ΑΨΙΔΑ 2	2.18	1.9±0.3
ΕΞΩΤΕΡΙΚΟΣ ΧΩΡΟΣ		2.18	2.4±0.8

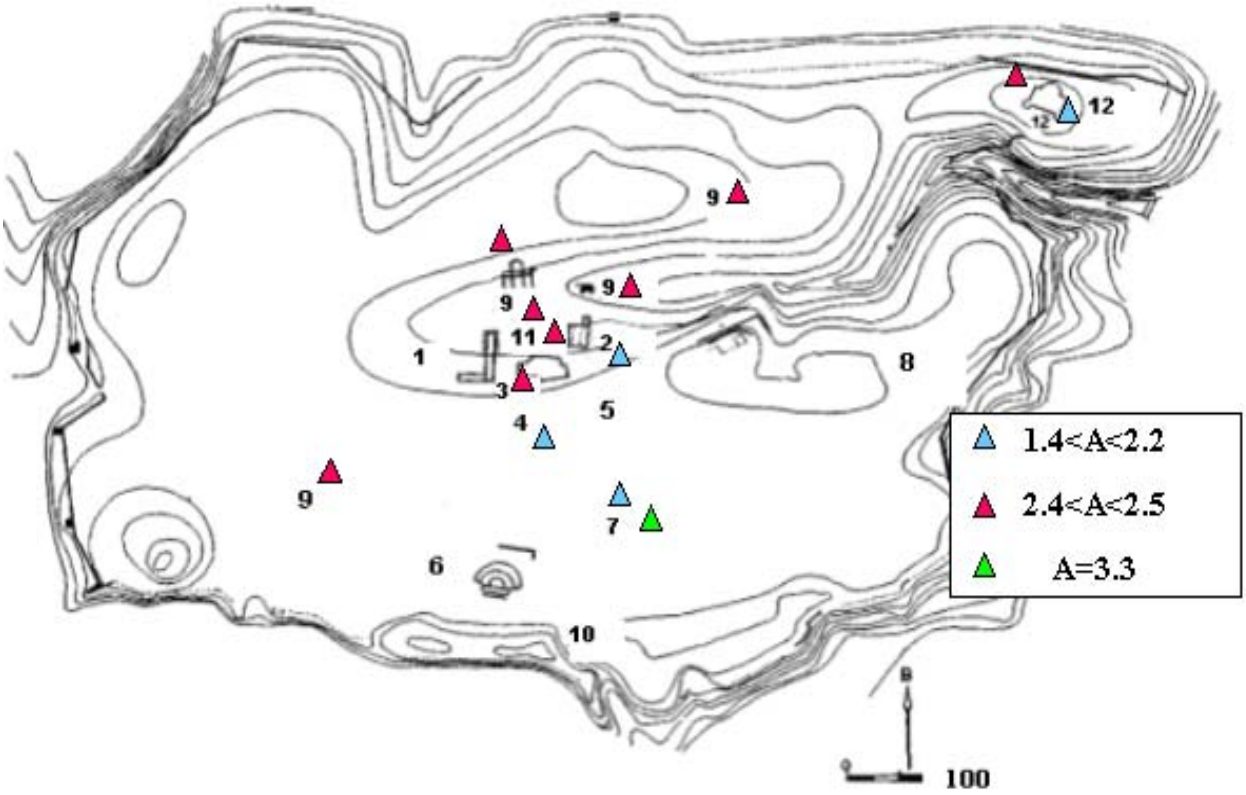
5.8. ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΧΑΡΤΩΝ ΜΙΚΡΟΖΩΝΙΚΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.

5.8.1 ΧΑΡΤΗΣ ΘΕΜΕΛΙΩΔΟΥΣ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΟΝ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΩΝ ΑΠΤΕΡΩΝ.



Σχήμα 5.8: Χάρτης θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Απτερα (Χανιά).

5.8.2 ΧΑΡΤΗΣ ΕΝΙΣΧΥΣΗΣ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΟΝ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟ ΧΩΡΟ ΤΩΝ ΑΠΤΕΡΩΝ.



Σχήμα 5.8.2: Χάρτης ενίσχυσης του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα (Χανιά).

5.9 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην συνέχεια αναλύονται τα αποτελέσματα από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου με την εφαρμογή της μεθόδου HVSR. Πρέπει να αναφερθεί ότι στον αρχαιολογικό χώρο

Απτέρα και στην ευρύτερη περιοχή του χώρου, δεν έχουν διεξαχθεί μέχρι τώρα γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες και επομένως δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα που αφορούν τις γεωφυσικές παραμέτρους των επιφανειακών και των βαθύτερων σχηματισμών της περιοχής. Ως εκ τούτου η ερμηνεία που προτείνεται δεν στηρίζεται σε άλλα διαθέσιμα δεδομένα, όπως το πάχος των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων και η μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων συναρτήσει του βάθους τα οποία θα μπορούσαν να συνεκτιμηθούν με τα αποτελέσματα της τεχνικής HVSR και να συμβάλλουν στην ολοκληρωμένη ερμηνεία των αποτελεσμάτων .

Με στόχο την Μικροζωνική Μελέτη της περιοχής το μόνο στοιχείο που χρησιμοποιείται είναι ότι η περιοχή αποτελείται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς. Έχοντας ως βάση το μόνο διαθέσιμο στοιχείο της γεωλογίας της περιοχής, εφαρμόζεται η τεχνική HVSR και παρουσιάζεται μια πρώτη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας του αρχαιολογικού χώρου. Λαμβάνοντας υπόψη την γεωλογία της περιοχής το αναμενόμενο αποτέλεσμα θα ήταν η ανάλογη εδαφική ενίσχυση σε όλες τις θέσεις. Μια πρώτη διερεύνηση διαπιστώνεται ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από ασβεστόλιθους μεγάλου πάχους. Έχοντας ως βάση τα ελάχιστα αυτά δεδομένα μπορεί ειπωθεί ότι η γεωλογική δομή της περιοχής είναι απλή και αποτελείται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς που υπέρκεινται πάνω από το μητρικό πέτρωμα αγνώστου πάχους.

Το αναμενόμενο αποτέλεσμα, από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου με την τεχνική HVSR και λαμβάνοντας υπόψη ότι το πάχος των ασβεστολιθικών σχηματισμών είναι ιδιαίτερα μεγάλο και σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων δεν μεταβάλλεται, θα ήταν η παρουσία της θεμελιώδους συχνότητας σε αρκετά χαμηλή συχνότητα. Η παραπάνω συσχέτιση της θεμελιώδους συχνότητας, του πάχους και της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων δίνεται από την σχέση: $f_0 = u_s / 4H$. Αν θεωρήσουμε ότι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων, u_s είναι περίπου ίση με 1000m/sec και το πάχος των ασβεστολιθικών σχηματισμών είναι ίσο με 250m, τότε η συχνότητα είναι ίση με 1Hz. Στην περίπτωση που η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων, u_s είναι περίπου ίση με 1500m/sec και το πάχος των ασβεστολιθικών σχηματισμών είναι ίσο με 300m, τότε η συχνότητα είναι ίση με 1.25Hz.

Αναλυτικότερα παρουσιάζεται παρακάτω η ερμηνεία για κάθε μέτρηση. Η πρώτη καταγραφή εδαφικού θορύβου έγινε στην περιοχή του Διμερούς Ιερού. Από την εφαρμογή την μεθόδου HVSR στις καταγραφές εδαφικού θορύβου προέκυψε ότι η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους παρουσιάζεται στις χαμηλές συχνότητες (1.93 Hz) και το επίπεδο του παράγοντα ενίσχυσης

αντιστοιχεί στην τιμή 2.47±0.4. Το αποτέλεσμα σύμφωνα με τα παραπάνω ήταν αναμενόμενο, λαμβάνοντας υπόψη ότι η περιοχή αποτελείται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς μεγάλου πάχους και θεωρώντας την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σταθερή. Η επόμενη μέτρηση πραγματοποιήθηκε σε απόσταση 3m από την θέση του Διμερούς Ιερούς. Η θεμελιώδης συχνότητα σε αυτήν την περίπτωση παρατηρείται στην συχνότητα των 2.18Hz και η αντίστοιχη τιμή της ενίσχυσης είναι ίση με 2.17±0.3. Το συγκεκριμένο αποτέλεσμα όμως θα πρέπει να συνεκτιμηθεί σε συνδυασμό με τα παρακάτω :

1. Η απόσταση μεταξύ των δυο καταγραφών είναι ελάχιστη (μόλις 3m).
2. Η περιοχή είναι ομοιογενής (η γεωλογία της ευρύτερης περιοχής χαρακτηρίζεται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς μεγάλου πάχους).
3. Ασήμαντες Υψομετρικές διαφορές (1m).

Λαμβάνοντας υπόψη ότι η απόσταση μεταξύ των δυο καταγραφών είναι ελάχιστη και την ομοιογένεια της επιφανειακής τοπογραφίας, το αναμενόμενο αποτέλεσμα θα ήταν η απόκριση του εδάφους στην ίδια περίπου συχνότητα. Εξετάζοντας την φασματική απόκριση του εδάφους στην περιοχή του Διμερούς Ιερού και την αντίστοιχη φασματική απόκριση του εδάφους σε απόσταση 3m από το Διμερές Ιερό, παρατηρείται στις υψηλές συχνότητες, διαφοροποίηση στο επίπεδο του παράγοντα ενίσχυσης. Συγκεκριμένα στις υψηλές συχνότητες διαπιστώνεται μείωση του παράγοντα ενίσχυσης στο Διμερές Ιερό κατά μια μονάδα. Στις υψηλές συχνότητες η ενίσχυση του εδάφους στο Διμερές Ιερό έχει τιμή 1±0.08 ενώ η αντίστοιχη ενίσχυση του εδάφους σε απόσταση 3m από το Διμερές είναι ίση με 2±0.3. Συμπερασματικά από την συσχέτιση των δυο παραπάνω θέσεων σε κατεύθυνση βορειοανατολική παρατηρείται:

- Μετατόπιση της θεμελιώδους συχνότητας σε εύρος συχνοτήτων μικρότερων τιμών.
- Μείωση του φασματικού περιεχομένου της ενίσχυσης στις υψηλές συχνότητες.

Σύμφωνα με τους Seed (1962), Hardin (1972), Lomnitz (1990,1991) και Bard (1999), προκύπτουν ανάλογες παρατηρήσεις της φασματικής απόκρισης στην περίπτωση όμως ιζηματογενών αποθέσεων. Σύμφωνα με τους οποίους, η αιτία των παραπάνω παρατηρήσεων μπορεί να αποδοθεί στην μη γραμμική συμπεριφορά του εδάφους. Οι παραπάνω παρατηρήσεις έχουν αποδειχτεί για

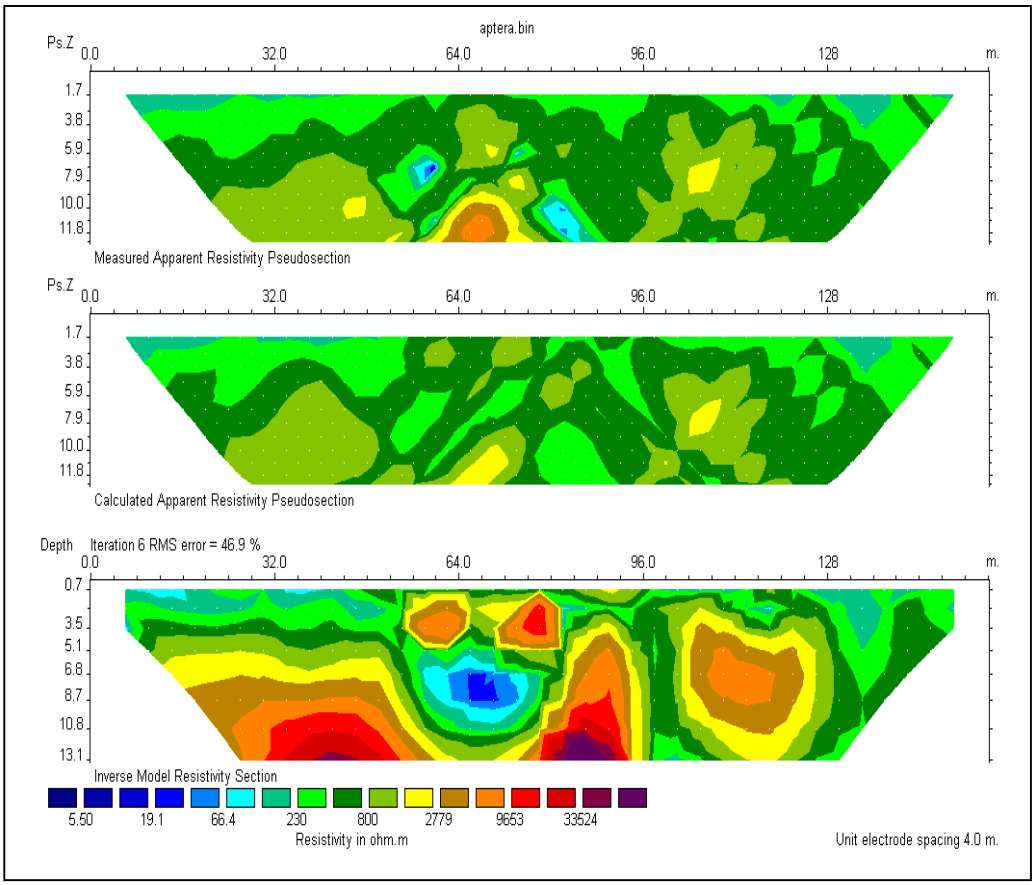
ιζηματογενείς αποθέσεις, η συγκεκριμένη όμως γεωλογική δομή του αρχαιολογικού χώρου χαρακτηρίζεται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς.

Η επόμενη καταγραφή εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε στον Δωρικό Ναό, που εντοπίζεται σε απόσταση μικρότερη των δέκα μέτρων από το Διμερές Ιερό. Στην περίπτωση του Δωρικού Ναού από την εφαρμογή της τεχνικής HVSR, η μορφή του φασματικού λόγου παρουσιάζει έντονη διαφοροποίηση. Παρατηρούνται δυο ενισχυμένες κορυφές στο εύρος υψηλών συχνοτήτων. Η θεμελιώδης συχνότητα παρατηρείται στα 12.22 Hz και η αντίστοιχη ενίσχυση του εδάφους είναι ίση με 3.3 ± 0.6. Η δεύτερη ενισχυμένη συχνότητα παρατηρείται στην συχνότητα f= 5.84 Hz και η τιμή της ενίσχυσης είναι ίση με A=2.0 ± 0.1. Λαμβάνοντας υπόψη ότι η απόσταση μεταξύ των θέσεων καταγραφής του εδαφικού θορύβου ήταν ελάχιστη και η γεωλογία είναι ανάλογη, το παραπάνω αποτέλεσμα δεν ήταν αναμενόμενο. Η προσοχή εστιάστηκε στον προσδιορισμό της αιτίας που προκαλεί αυτή την μεταβολή. Η πιθανή μεταβολή του πάχους των ασβεστολιθικών σχηματισμών θα μπορούσε να δικαιολογήσει τα παραπάνω αποτελέσματα. Η υπό εξέταση όμως περιοχή χαρακτηρίζεται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς μεγάλου πάχους . Η διαφοροποίηση επομένως στην μορφή του φασματικού λόγου δεν μπορεί να ερμηνευθεί με την μεταβολή του πάχους των ασβεστολιθικών σχηματισμών.

Η επόμενη πιθανή εξήγηση μπορεί να αποδοθεί στην παρουσία πιθανού ρήγματος. Η παρουσία του ρήγματος δεν έχει επιβεβαιωθεί εφόσον στην περιοχή δεν έχει διεξαχθεί γεωφυσική διασκόπηση. Συγκρίνοντας τις τρεις παραπάνω θέσεις οι οποίες χαρακτηρίζονται από όμοιες γεωλογικές συνθήκες διαπιστώνεται σημαντική μεταβολή στην μορφή του φασματικού λόγου H/V. Στην περιοχή του Δωρικού Ναού παρατηρούνται δυο απότομες κορυφές. Σύμφωνα με τους Teves Costa, Chavez Garcia, Guenca (1996), όσο περισσότερο απότομη είναι η κορυφή που παρατηρείται η μέγιστη ενίσχυση, τόσο μεγαλύτερη είναι η διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων σχηματισμών. Επομένως η αισθητή μεταβολή της απόκρισης στον Δωρικό Ναό, που παρατηρείται με την απότομη κορυφή ενίσχυσης στην συχνότητα των 12.22Hz, είναι αποτέλεσμα της έντονης χωρικής διαφοροποίησης της κυματικής εμπέδησης. Επιπρόσθετα, η μεταβολή αυτή στη μορφή της φασματικής απόκρισης μπορεί να οφείλεται στην

σύνθετη υποεπιφανειακή γεωμετρία των βαθύτερων σχηματισμών και σε ετερογένειες της υπεδάφιας δομής. Με σκοπό να εκτιμήσουμε την αιτία (π.χ παρουσία ρήγματος) που προκαλεί αυτήν την διαφοροποίηση στην απόκριση των επιφανειακών σχηματισμών πραγματοποιήθηκε προκαταρτική γεωηλεκτρική τομογραφία κατά μήκος των θέσεων αυτών σε απόσταση 10 μέτρων

από το Διμερές Ιερό. Από τα αποτελέσματα της Γεωφυσικής Διασκόπησης με την μέθοδο της Ηλεκτρικής Τομογραφίας επιβεβαιώθηκε η παρουσία δυο εγκοίλων.



ΣΧΗΜΑ 5.8: Γεωηλεκτρική τομογραφία Βορειοανατολικά του Διμερούς Ιερού.

Παρατηρώντας την γεωηλεκτρική τομογραφία που πραγματοποιήθηκε βορειοανατολικά του Διμερούς Ιερού, διαπιστώνονται δυο έγκοιλα μεγάλης κλίμακας. Το πρώτο εντοπίζεται σε βάθος 10m από την επιφάνεια του εδάφους και το πλάτος του είναι περίπου 16m, ενώ το δεύτερο εντοπίζεται σε βάθος 8.5m από την επιφάνεια του εδάφους και έχει 12m πλάτος. Η απόσταση μεταξύ είναι περίπου 30m. Το βάθος του μητρικού πετρώματος είναι άγνωστο.

Από ιστορικές πηγές έχει αναφερθεί ότι στην περιοχή υπάρχουν πολυάριθμα πηγάδια. Στην περιοχή έχουν ανασκαφεί συνολικά δυο δεξαμενές. Τα δύο βασικά συγκροτήματα δεξαμενών βρίσκονται δυτικά και βορειοανατολικά της μονής. Το ένα σε σχήμα Γ, κατασκευασμένο από πέτρες, πλίνθους και υδραυλικό κονίαμα, έχει πλευρές μήκους 60 και 35 μ., πλάτους 6.30 μ. και ύψος 6 μ. Το δεύτερο είναι τριπλό, με διαστάσεις 24.70 Χ 18.50 Χ 8.20 μ., χωρισμένο σε τρία κλίτη. Με βάση τα αποτελέσματα από την τεχνική HVSR, την επιβεβαίωση των συμπερασμάτων από

την γεωηλεκτρική τομή και λαμβάνοντας υπόψη την παρουσία και άλλων δεξαμενών νερού στο χώρο καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι στην περιοχή βορειοανατολικά του χώρου της Μονής και συγκεκριμένα στο τμήμα που βρίσκεται ο Δωρικός Ναός, πιθανότατα υπάρχει δεξαμενή νερού με δυο κλίτες. Σύμφωνα με τον Guha (2000),η παρουσία των δεξαμενών εισάγει έντονα φαινόμενα ενίσχυσης. Με σκοπό την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων της προκύπτουσας διαφοροποίησης των πειραματικών καμπύλων HVSR, βορειοανατολικά του Διμερούς Ιερού, πραγματοποιήθηκε συσχέτιση με τα αποτελέσματα από την γεωηλεκτρική τομογραφία και παρατηρήθηκε πολύ καλή σύμπτωση της μεθόδου HVSRμε τα αποτελέσματα της Γεωφυσικής Διασκόπησης. Συμπερασματικά μπορούμε να ισχυριστούμε την παρουσία δεξαμενών, που μέχρι σήμερα δεν έχουν ανασκαφεί, στην περιοχή του Δωρικού ναού.

Αντίθετα από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου στον χώρο των Βυζαντινών κτηρίων, στο Λουτρό και στην Μονή του Ιωάννου του Θεολόγου προέκυψε πολύ καλό επίπεδο σταθερότητας στην μορφή του φασματικού λόγου της τεχνικής HVSR. Η θεμελιώδης συχνότητα εμφανίζεται στο εύρος χαμηλών συχνοτήτων και έχει τιμή f =1.93Hz. Οι συγκεκριμένες περιοχές δεν χαρακτηρίζονται από σύνθετες υπεδάφιες γεωμετρίες, ή από μεγάλης κλίμακας ετερογένειες και έντονες μεταβολές του πάχους των ασβεστόλιθων. Ως εκ τούτου, το γεγονός ότι η θεμελιώδης συχνότητα παρατηρείται στις χαμηλές συχνότητες επιβεβαιώνει ότι η γεωλογία της περιοχής, χαρακτηρίζεται από ασβεστολιθικούς σχηματισμούς μεγάλου πάχους. Η αντίστοιχη ενίσχυση κυμαίνεται στα ίδια επίπεδα και στις τρεις παραπάνω θέσεις (συγκεντρωτικός πίνακας).

Στο Τούρκικο Κάστρο πραγματοποιήθηκαν πέντε συνολικά μετρήσεις στον εξωτερικό και στον εσωτερικό χώρο του Κάστρου. Πραγματοποιήθηκε ένα σύνολο μετρήσεων στις Αψίδες του Κάστρου. Η απόσταση μεταξύ των δυο αψίδων είναι μικρότερη από 3 μέτρα. Από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου προέκυψαν σημαντικές διαφοροποιήσεις στην μορφή του φασματικού λόγου. Η γενική συμπεριφορά του φασματικού πλάτους H/V συναρτήσει

της συχνότητας παρουσιάζει διακυμάνσεις. Στην πρώτη Αψίδα παρατηρούνται δυο ενισχυμένες κορυφές. Η μέγιστη ενίσχυση A=2.1 ±0.5 παρατηρείται στην θεμελιώδη συχνότητα F= 1.33 Hz. Η δεύτερη κορυφή με ενίσχυση 1.6±0.1, παρατηρείται στην συχνότητα F= 12.2Hz. Σε απόσταση δυο μέτρα από την πρώτη Αψίδα, πραγματοποιήθηκε μια δεύτερη καταγραφή εδαφικού θορύβου και από την επεξεργασία των καταγραφών, η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους εχει τιμή F= 2.18Hz και ο αντίστοιχος παράγοντας ενίσχυσης έχει τιμή A=1.9±0.3. Στο εσωτερικό επίσης τμήμα του Κάστρου πραγματοποιήθηκαν δυο επιπλέον μετρήσεις. Από την επεξεργασία των καταγραφών

στην πρώτη θέση παρατηρούνται δυο απότομες κορυφές. Η θεμελιώδης συχνότητα αντιστοιχεί στην συχνότητα F=3.16Hz και το επίπεδο ενίσχυση έχει τιμή A=1.7±0.5. Η δεύτερη κορυφή αντιστοιχεί στην συχνότητα F=12.22Hz και το επίπεδο ενίσχυσης αυτής είναι 1.4±0.2. Σε απόσταση 3 μέτρων, πραγματοποιήθηκαν καταγραφές εδαφικού θορύβου και παρατηρούνται επίσης δυο απότομες κορυφές. Η θεμελιώδης συχνότητα στην περίπτωση αυτή αντιστοιχεί στην συχνότητα F=1.18 Hz και η ενίσχυση έχει τιμή 2.21±0.5. Η δεύτερη ενισχυμένη συχνότητα εντοπίζεται στην τιμή 12.22 Hz και το επίπεδο ενίσχυσης έχει τιμή 1.9±0.2. Το αναμενόμενο αποτέλεσμα από την εφαρμογή της τεχνικής HVSR θα ήταν η ανάλογη φασματική απόκριση του εδάφους, λαμβάνοντας υπόψη ότι χώρος καταγραφής του εδαφικού θορύβου δεν χαρακτηρίζεται από επιφανειακές ανομοιογένειες και η απόσταση μεταξύ των θέσεων καταγραφής του θορύβου είναι μικρότερη των 3 μέτρων (θέσεις 1και 2). Σε όλες τις παραπάνω θέσεις καταγραφής του εδαφικού θορύβου τα αποτελέσματα δεν ήταν τα αναμενόμενα εφόσον η γεωλογία της περιοχής είναι ανάλογη σε κάθε θέση και η μεταξύ των καταγραφών απόσταση είναι ελάχιστη.

Σύμφωνα με τους Lebrun (1997), Sebe (1998), Gueguen (2000), στην περίπτωση που εμφανίζονται δυο εμφανείς κορυφές τότε η συχνότητα με το μεγαλύτερο πλάτος αντιστοιχεί στην θεμελιώδη συχνότητα ενώ η δεύτερη αντιστοιχεί στην θεμελιώδη συχνότητα του ανώτερου επιφανειακού στρώματος μικρού πάχους, η οποία μπορεί σε κάποιες περιπτώσεις να ενισχύει την εδαφική επιφανειακή κίνηση περισσότερο από την υπόλοιπη εδαφική στήλη. Επιπρόσθετα, η παρουσία της δεύτερης κορυφής σχετίζεται με την μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων σχηματισμών. Η διαφοροποίηση και η έντονη μεταβολή της μορφής των φασματικών λόγων H/V, δηλώνει μια περιοχή που χαρακτηρίζεται από σύνθετη υπεδάφια δομή και από μεγάλης κλίμακας ετερογένειες. Σε περίπτωση σεισμικής έξαρσης στην περιοχή, η παρουσία των δεξαμενών θα εισάγει φαινόμενα ενίσχυσης ακόμα και σε θέσεις με μικρό επίπεδο ενίσχυσης. Η πολυπλοκότητα της υπεδάφιας δομής μπορεί να οφείλεται στην

παρουσία ρήγματος, ή ακόμα και στην παρουσία πηγών νερού. Με σκοπό την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων απαιτούνται περισσότερες καταγραφές εδαφικού θορύβου σε περισσότερες θέσεις, καθώς και πυκνότερη γεωφυσική τομογραφία.

Μια από τις σημαντικές εφαρμογές της τεχνικής HVSR είναι και η εξέταση της σεισμικής συμπεριφοράς των κτιρίων και των τεχνικών έργων. Η εκτίμηση της θεμελιώδους συχνότητας του κτιρίου και του εδάφους θεμελίωσης είναι σημαντική εφόσον ο συντονισμός τους εισάγει φαινόμενα τα οποία εκθέτουν την σταθερότητα του κτιρίου σε περίπτωση σεισμού. Με στόχο την εκτίμηση της συμπεριφοράς της Μονής του Ιωάννου θεολόγου σε περίπτωση σεισμικής έξαρσης

στην περιοχή προσδιορίστηκε η θεμελιώδης συχνότητα του κτιρίου και του εδάφους θεμελίωσης των στηριγμάτων του κτιρίου καθώς και της γύρω περιοχής. Από την επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου σε 8 διαφορετικές θέσεις μέσα στην Μονή προκύπτει ότι συντονίζεται στην συχνότητα 7.5Hz και η τιμή του παράγοντα ενίσχυσης κυμαίνεται από 2.4 έως 3 στον εσωτερικό χώρο του κτιρίου (θέσεις 3,5,6,8), ενώ η ενίσχυση στα σημεία της βεράντας (θέσεις 4,7) έχει τιμή 4.3 έως 5.8. Οι θέσεις 1 και 2 παρουσιάζουν σχετική διαφοροποίηση ως προς την ενίσχυση και την θεμελιώδη συχνότητα αντίστοιχα. Η θέση 1 παρουσιάζει στην συχνότητα 7.5Hz αρκετά μεγαλύτερη ενίσχυση (A=13) και η θέση 2 παρουσιάζει στην συχνότητα 11Hz ενίσχυση (A=2.6±0.4). Η θεμελιώδης συχνότητα του εδάφους θεμελίωσης στο κέντρο του κτιρίου είναι ίση με 1.93Hz και το επίπεδο ενίσχυσης του αντιστοιχεί σε 2.4±0.3. Συνεπάγεται ότι οι συχνότητες συντονισμού της Μόνης του Ιωάννου του θεολόγου δεν συμπίπτουν με τις συχνότητες συντονισμού του εδάφους θεμελίωσης των στηριγμάτων της κατασκευής, αλλά και με την συχνότητα συντονισμού του εδάφους της γύρω περιοχής.

Η ολοκληρωμένη όμως εξέταση της συμπεριφοράς της Μονής στην σεισμική διέγερση συνίσταται σε λεπτομερειακές έρευνες που εξετάζουν το σύνολο των χαρακτηριστικών της, όπως ο τρόπος θεμελίωσης, η ακαμψία, τα χωρίσματα, οι πόρτες , τα παράθυρα και γενικότερα το σύνολο των αρχιτεκτονικών χαρακτηριστικών της κατασκευής . Ο τρόπος που θα αποκριθεί η κατασκευή σε πιθανό μελλοντικό σεισμό θα εξαρτηθεί και από τα χαρακτηριστικά του σεισμού, από τα χαρακτηριστικά της διαδρομής του σεισμικού κύματος, από τα χαρακτηριστικά του εδάφους θεμελίωσης και από τις ιδιότητες της σεισμικής κίνησης στην θέση της κατασκευής. Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR παρέχει μια πρώτη εκτίμηση της συμπεριφοράς της Μονής σε πιθανή σεισμική διέγερση και με ισχυρές ενδείξεις, όσον αφορά την φασματική απόκριση του

εδάφους θεμελίωσης των στηριγμάτων της Μονής και της κατασκευής μπορούμε να ισχυριστούμε ότι οι θεμελιώδεις συχνότητες της κατασκευής δεν συμπίπτουν με την θεμελιώδη συχνότητα του εδάφους. Πρέπει να σημειωθεί όμως ότι επειδή η περιοχή χαρακτηρίζεται από πλευρικές ανομοιογένειες, μεγάλης κλίμακας και λαμβάνοντας υπόψη την παρουσία δεξαμενών μεγάλων διαστάσεων, σε περίπτωση σεισμικής έξαρσης θα παρατηρηθούν φαινόμενα ενίσχυσης ακόμα και σε θέσεις που δεν αναμένονται υψηλά επίπεδα ενίσχυσης. Η εφαρμογή της μεθόδου στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα , καταλήγει σε συμπεράσματα ανάλογα με τους Bard και Meneroud (1987), σύμφωνα τους οποίους σε θέσεις που απέχουν μεταξύ τους απόσταση μικρότερη των 200m και για υψομετρικές διαφορές λίγων δεκάδων μέτρων παρατηρούνται φαινόμενα ενίσχυσης,

εξαιτίας της απότομης τοπογραφίας. Η εφαρμογή όμως της HVSR τεχνικής στον αρχαιολογικό χώρο Απτέρα, έδειξε φαινόμενα ενίσχυσης που παρατηρήθηκαν σε θέσεις που απείχαν απόσταση μικρότερη των 10m και η υψομετρική διαφορά τους δεν ξεπερνάει το 1m.

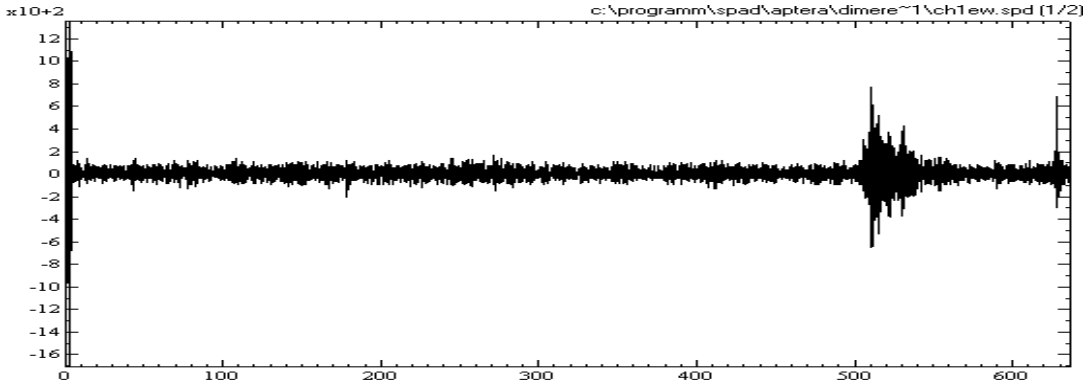
Από την εφαρμογή της τεχνικής HVSR, προέκυψε ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από σύνθετη υπεδάφια δομή και μεγάλης κλίμακας ετερογένειες οι οποίες εισάγουν έντονα φαινόμενα ενίσχυσης. Σε περίπτωση επομένως μελλοντικής σεισμικής έξαρσης, η σύνθετη υπεδάφια δομή, οι μεγάλης κλίμακας ετερογένειες και η παρουσία των δεξαμενών μεγάλων διαστάσεων στον αρχαιολογικό χώρο των Απτέρων, θα εισάγουν έντονα φαινόμενα ενίσχυσης ακόμα και σε θέσεις που δεν αναμένεται ενίσχυση του εδάφους. Επιπρόσθετα οι πλευρικές ανομοιογένειες της υπεδάφιας δομής θα εισάγουν σημαντικές διαφοροποιήσεις ακόμα και στη διάρκεια της εδαφικής κίνησης στις διάφορες θέσεις. Συμπερασματικά αναφέρεται ότι ο προσδιορισμός της σεισμικής επικινδυνότητας και η μικροζωνική μελέτη περιοχών οικονομικού, περιβαλλοντικού ή αρχαιολογικού ενδιαφέροντος, μπορεί να επιτευχθεί με την εφαρμογή της τεχνικής HVSR χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου.

6.ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

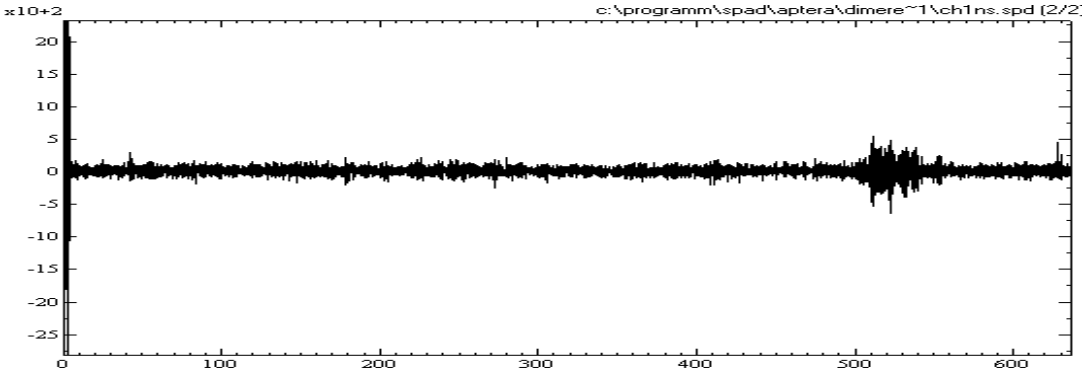
ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΙΣ ΘΕΣΕΙΣ ΑΡΧΑΙΟΛΟΓΙΚΟΥ ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ

1. ΔΙΜΕΡΕΣ ΙΕΡΟ

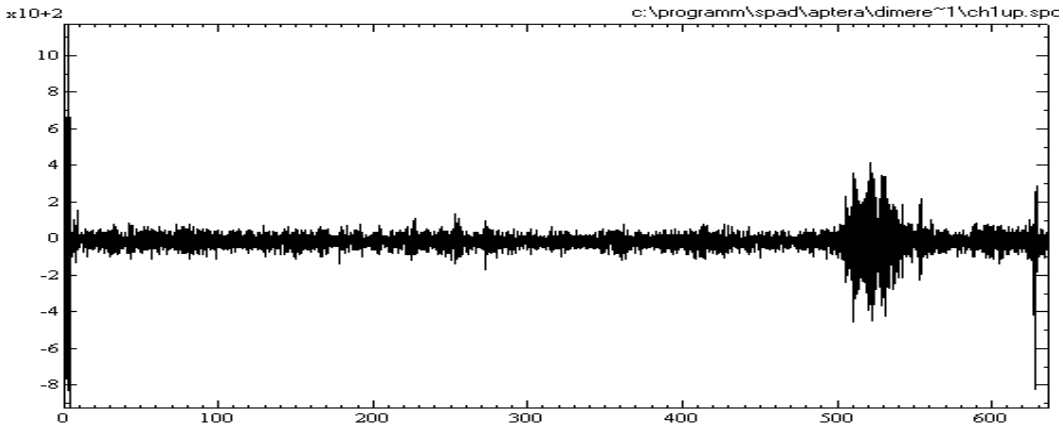
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

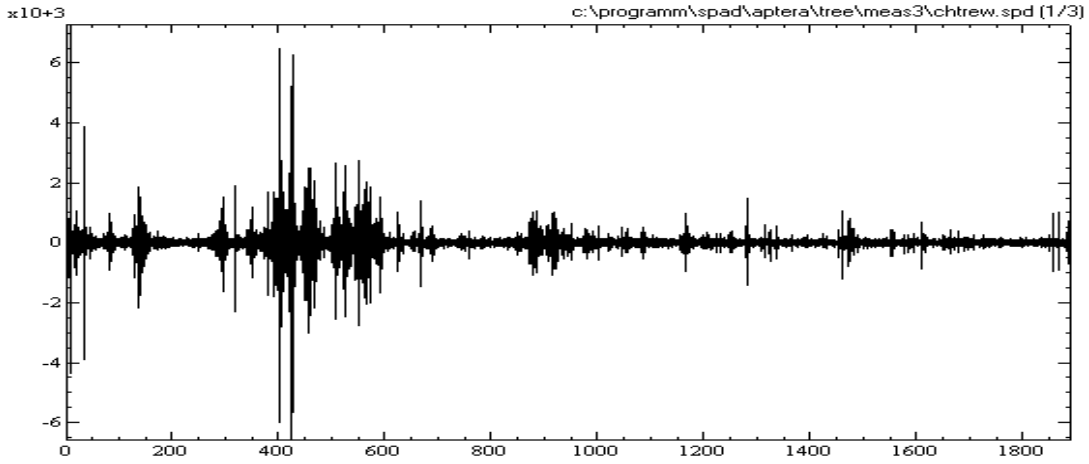


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

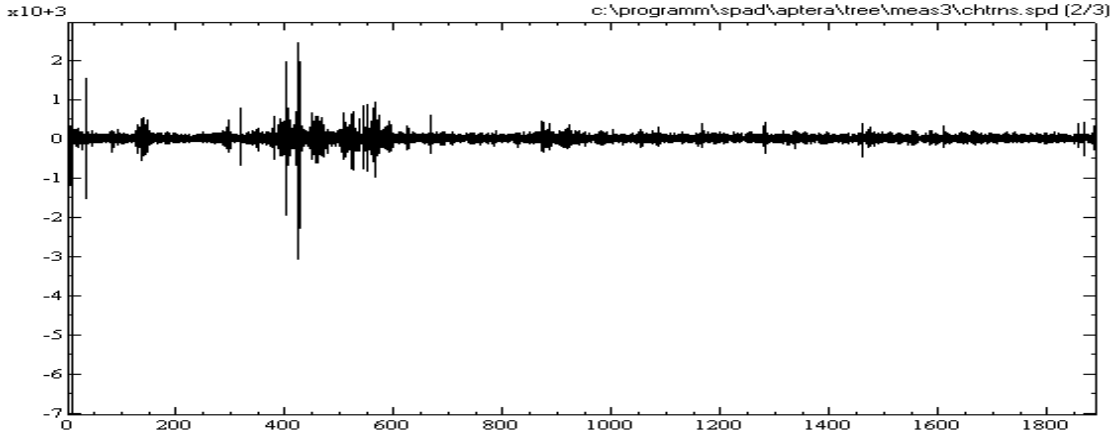


2. ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΙΜΕΡΟΥΣ ΙΕΡΟΥ ΣΕ ΑΠΟΣΤΑΣΗ 2m.

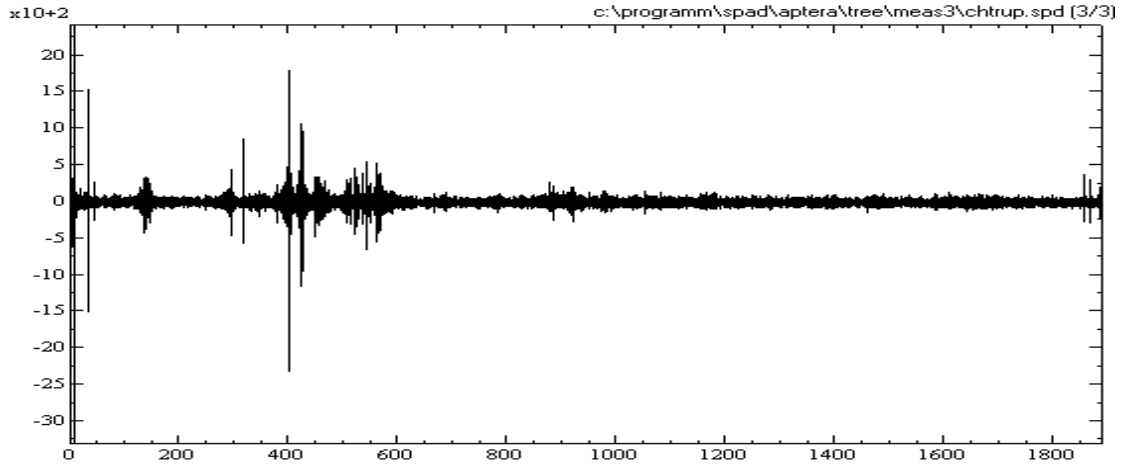
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

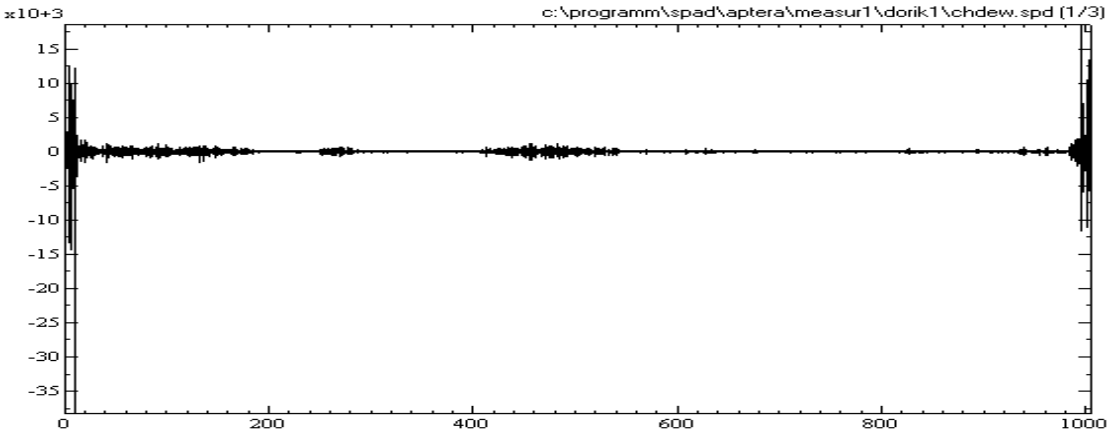


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

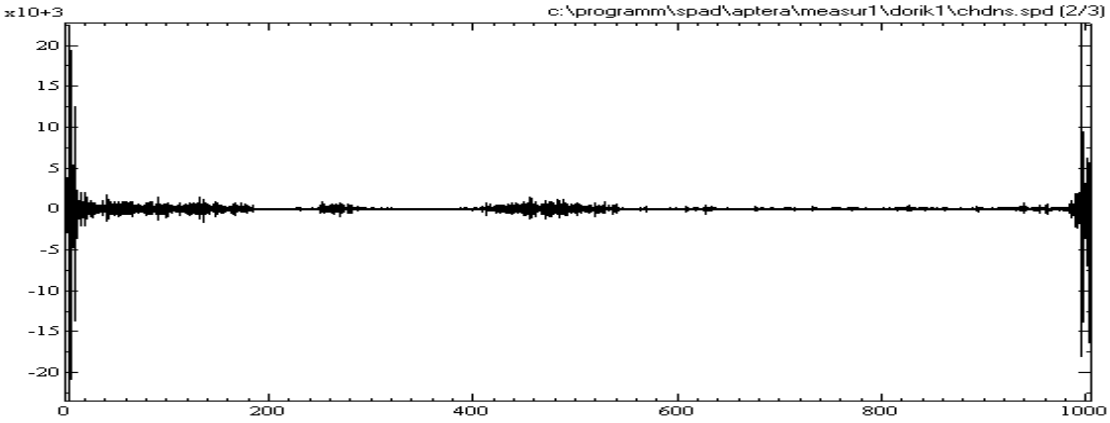


3. ΔΩΡΙΚΟΣ ΝΑΟΣ

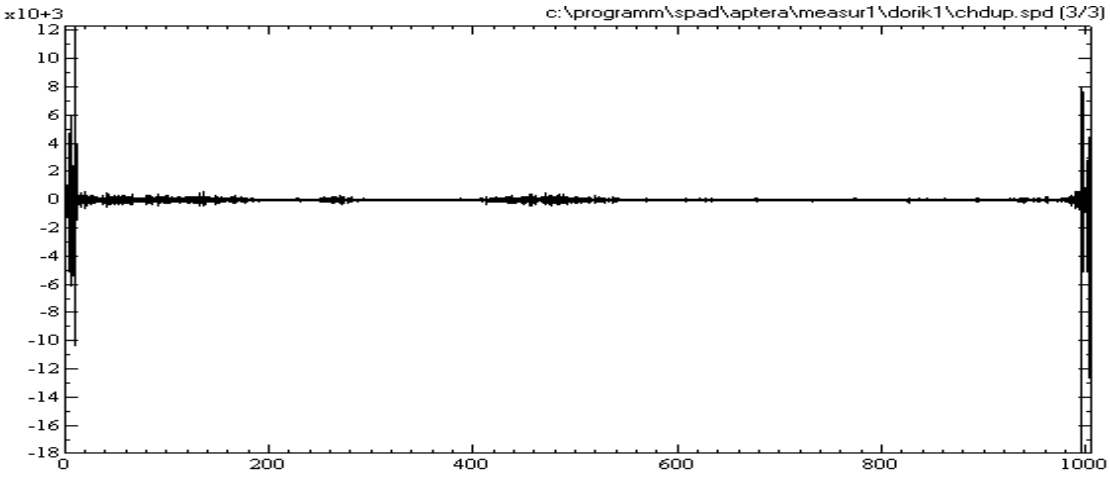
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

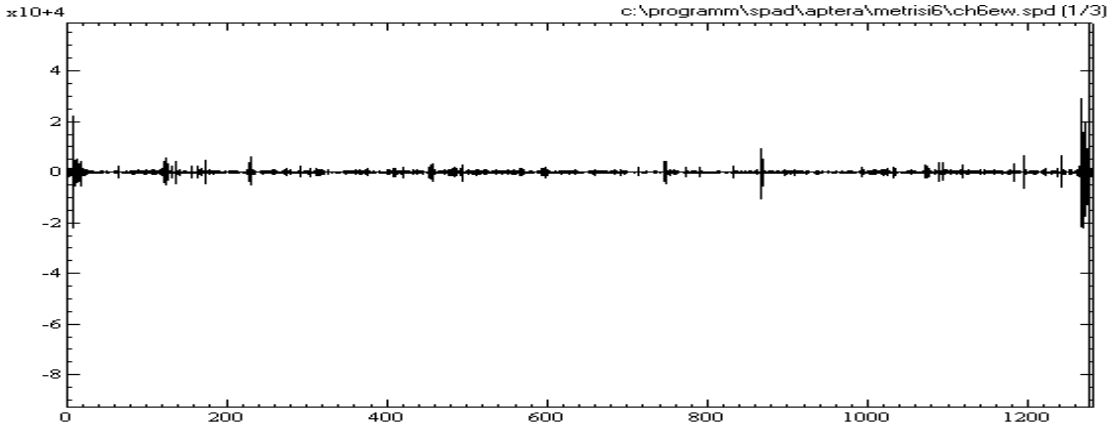


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

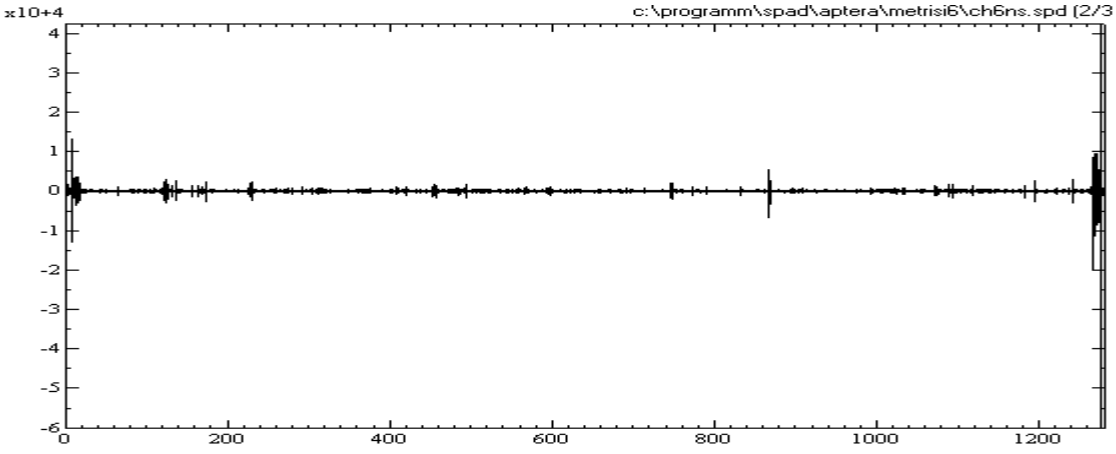


4. ΒΥΖΑΝΤΙΝΑ ΚΤΗΡΙΑ

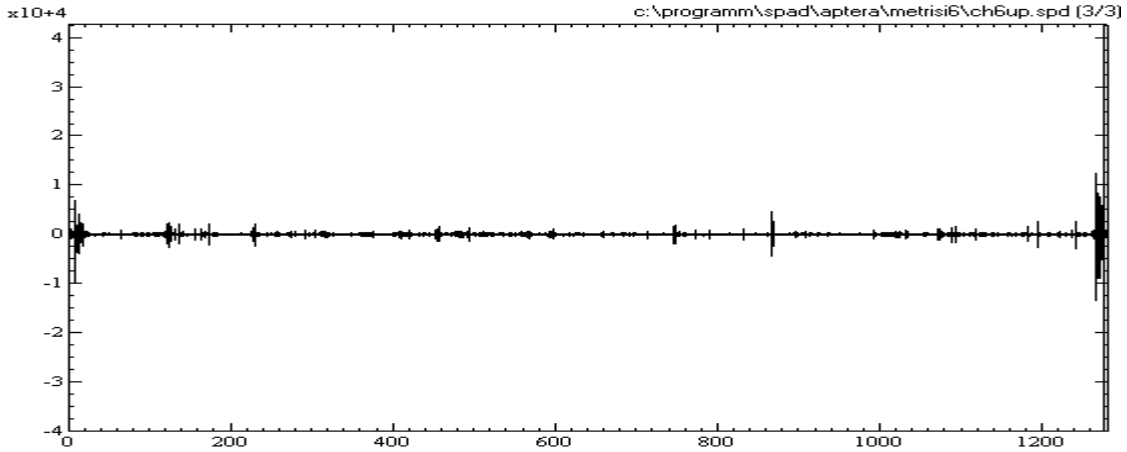
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

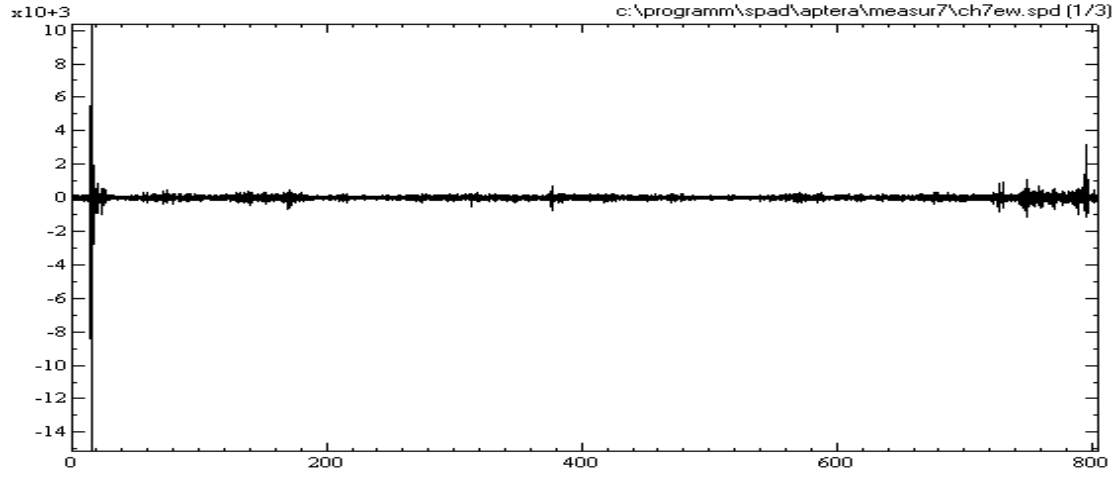


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

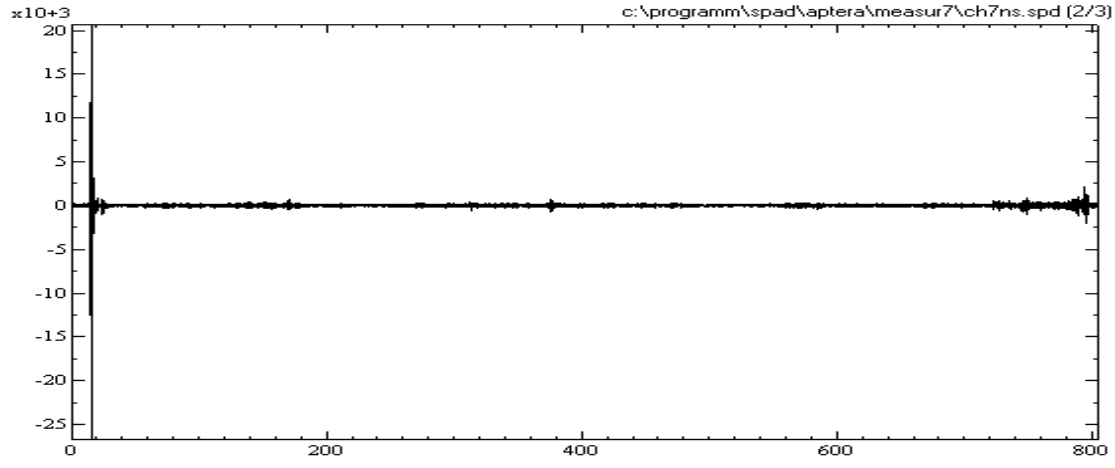


5. ΡΩΜΑΪΚΟ ΛΟΥΤΡΟ

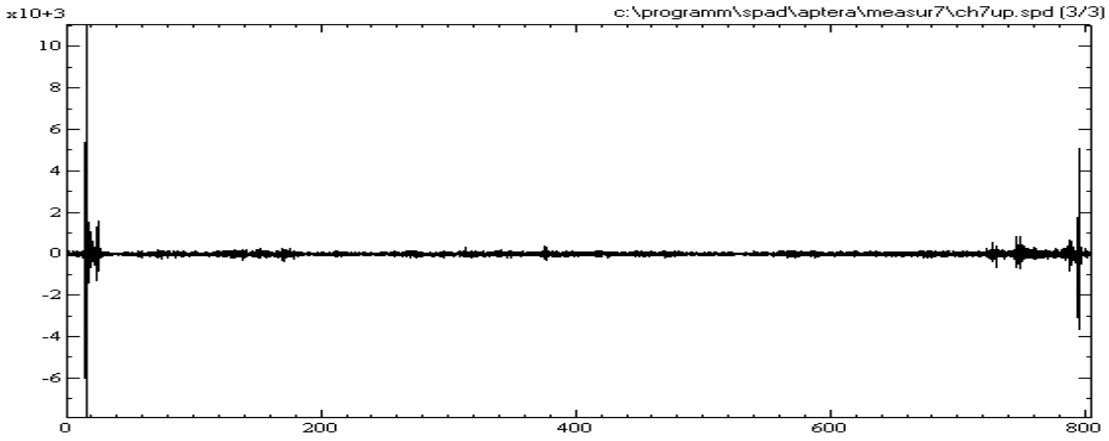
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

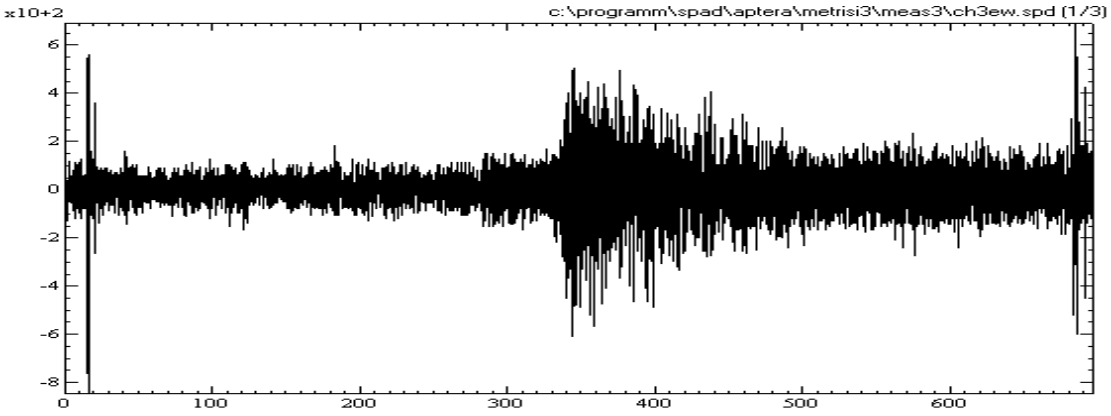


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

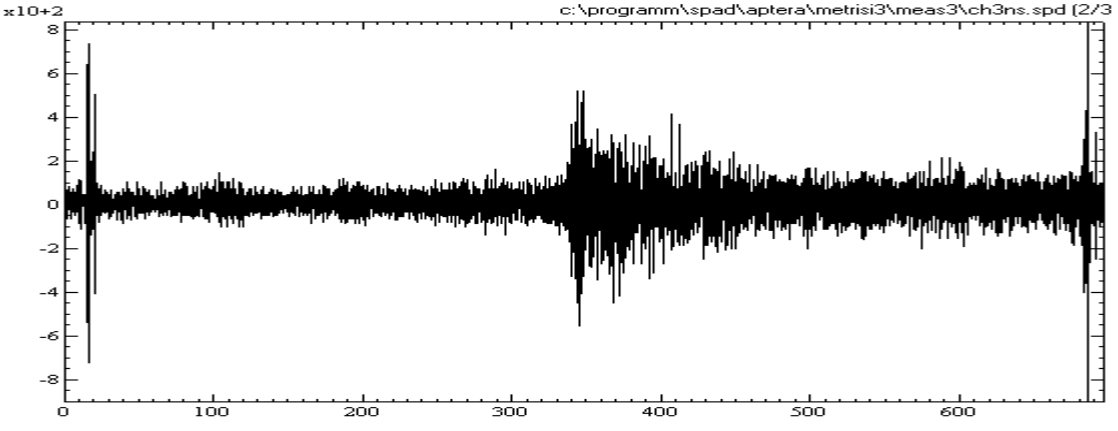


6. ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΘΟΛΩΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ (ΘΕΣΗ Α)

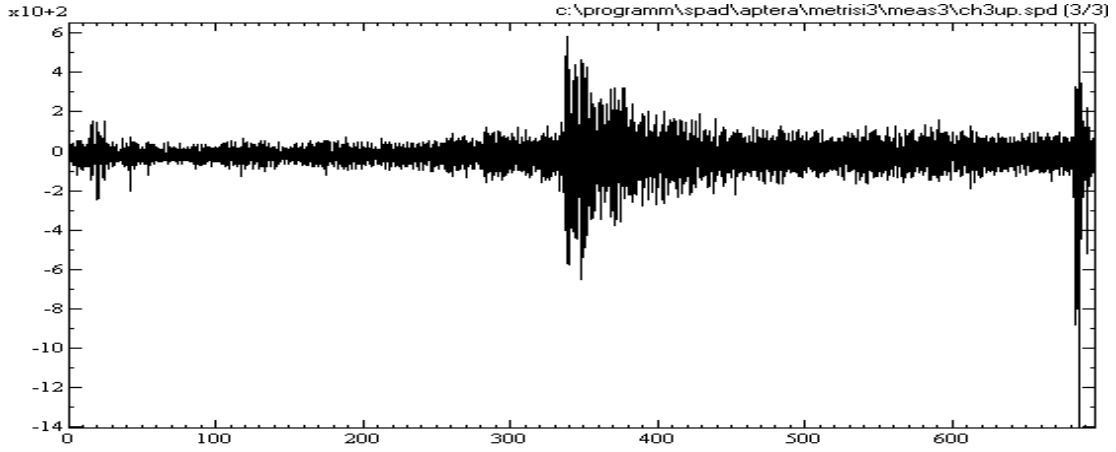
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

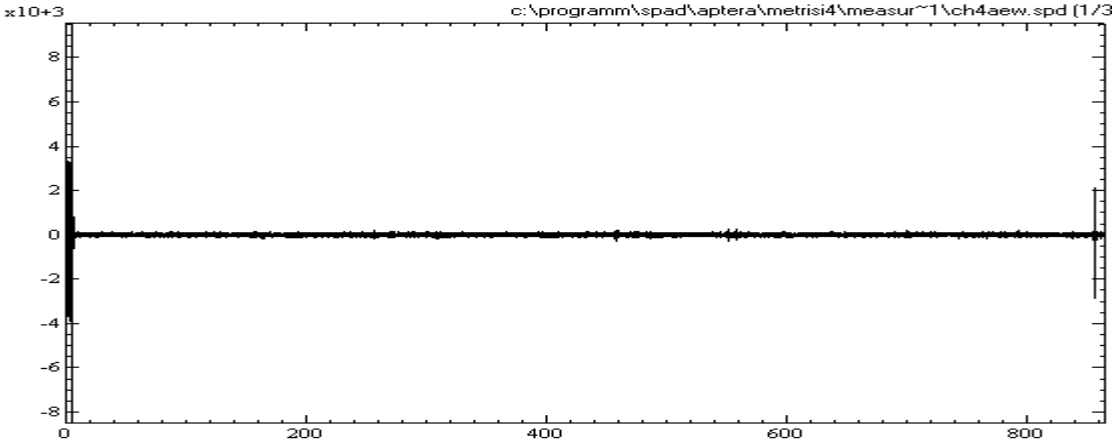


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

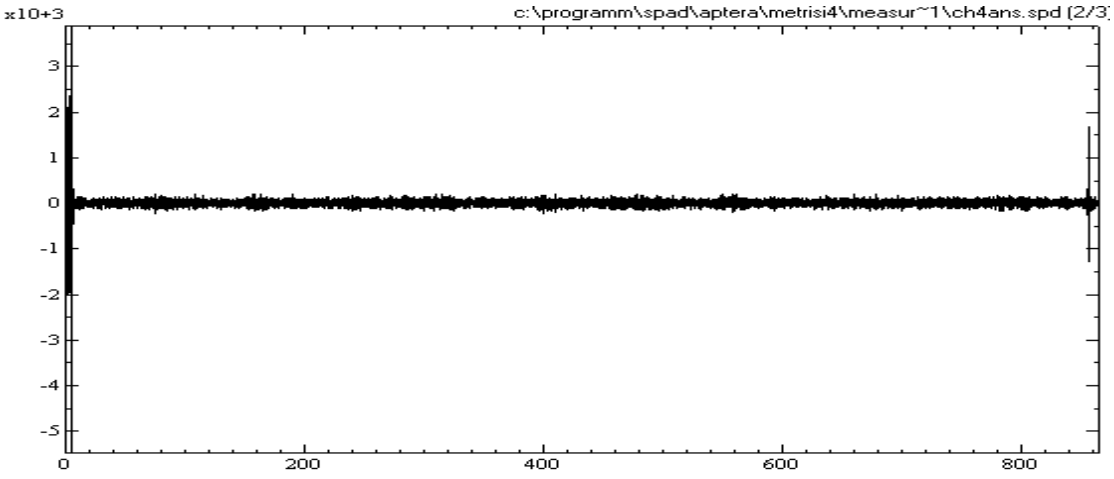


7. ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΘΟΛΩΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ (ΘΕΣΗ Β)

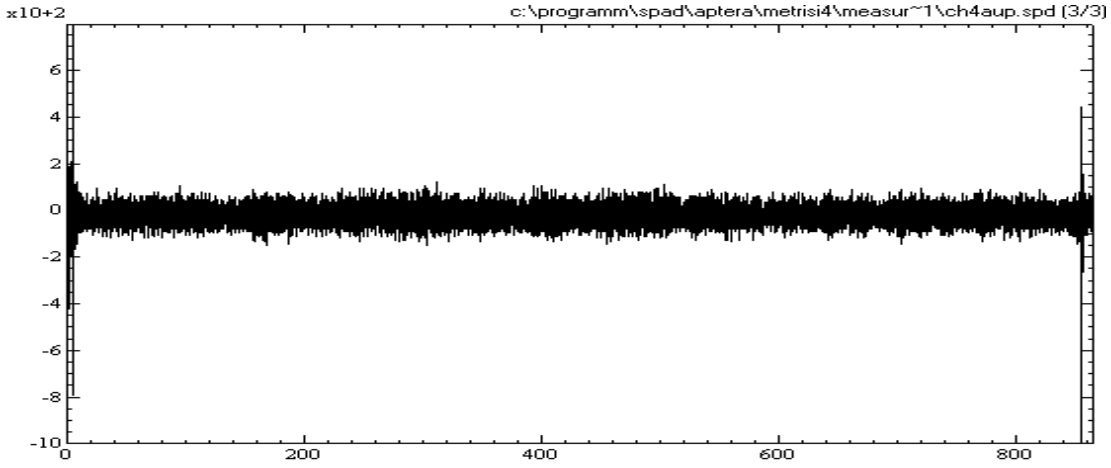
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

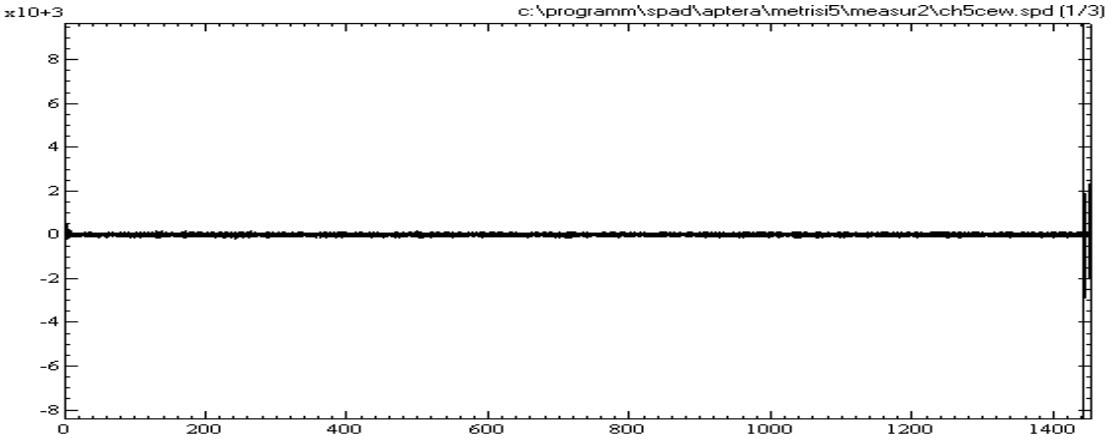


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

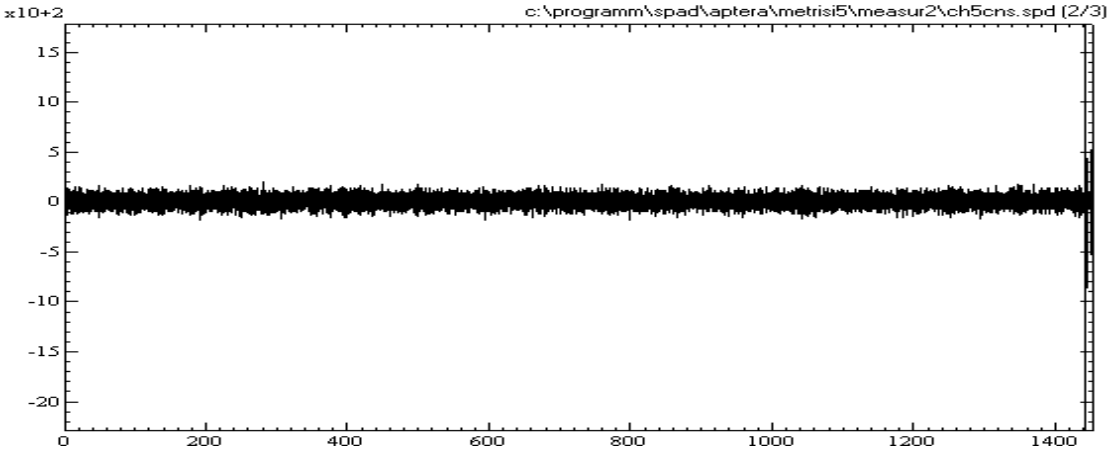


7. ΤΡΙΚΛΙΤΗ ΘΟΛΩΤΗ ΔΕΞΑΜΕΝΗ (ΘΕΣΗ Γ)

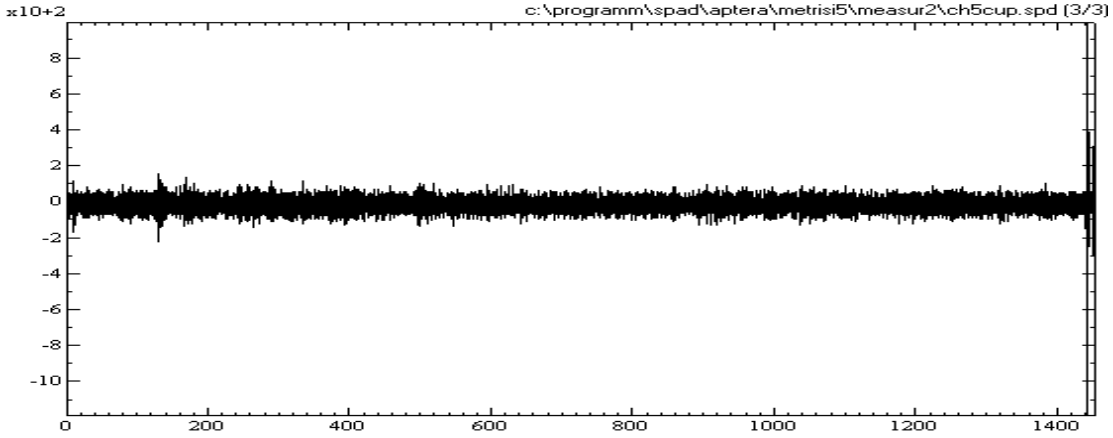
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

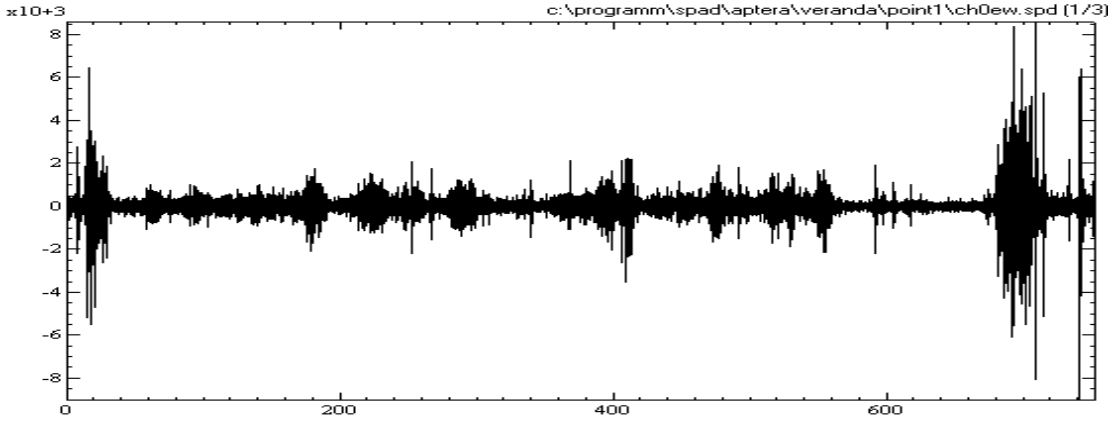


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

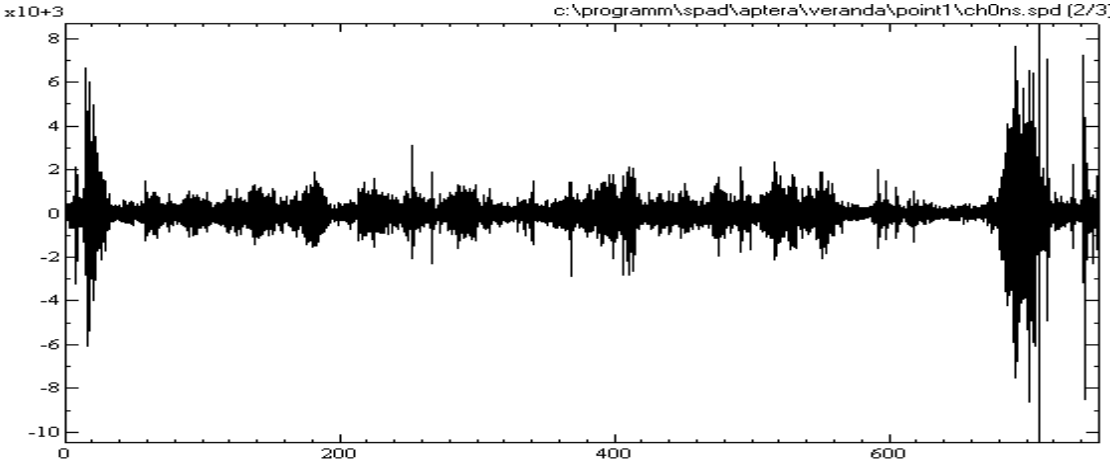


8. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 1)

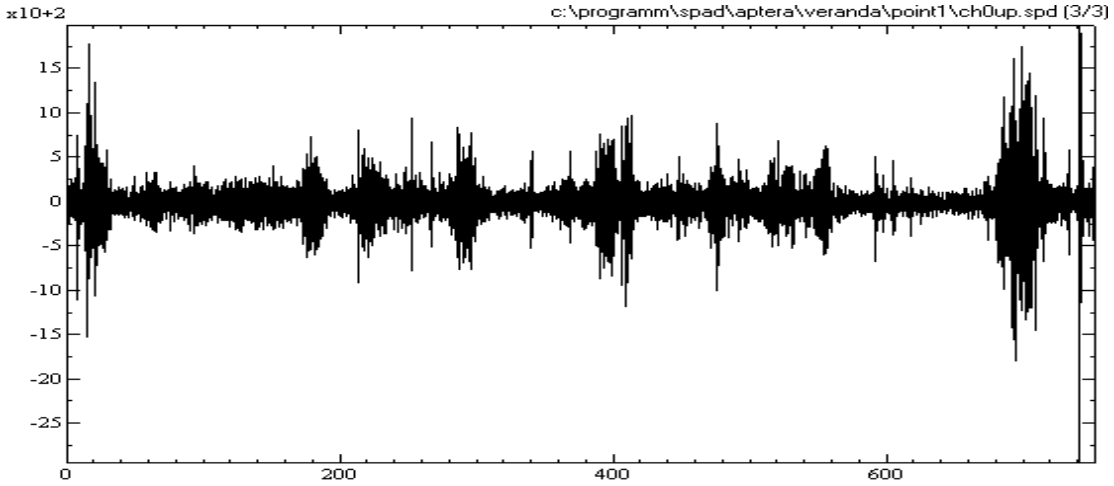
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

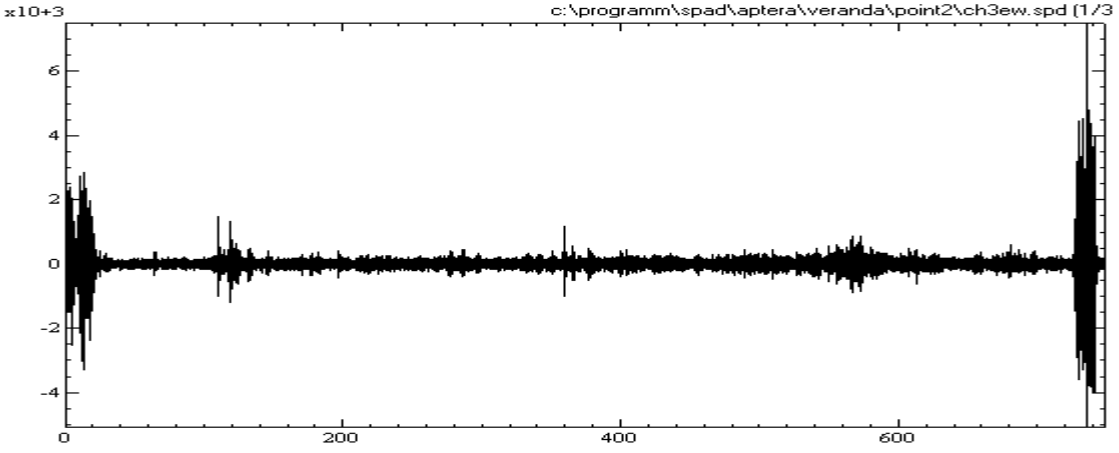


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

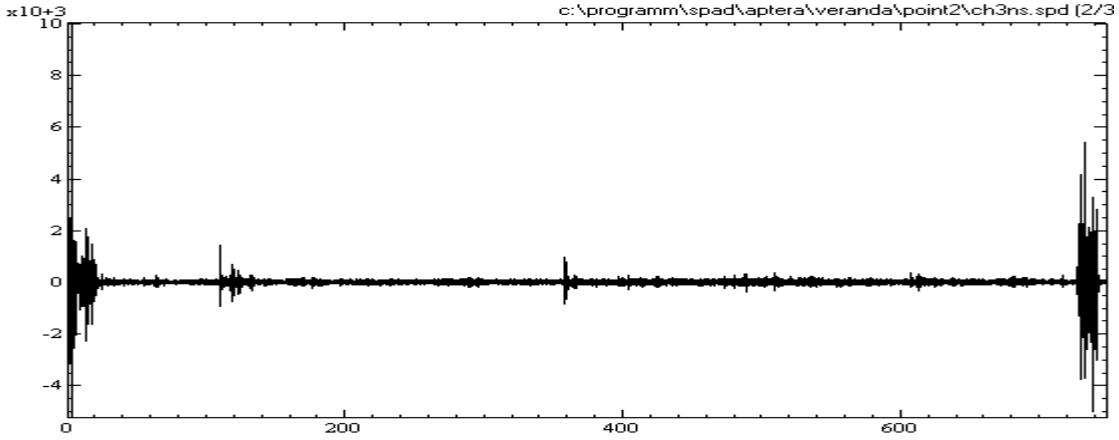


9. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 2)

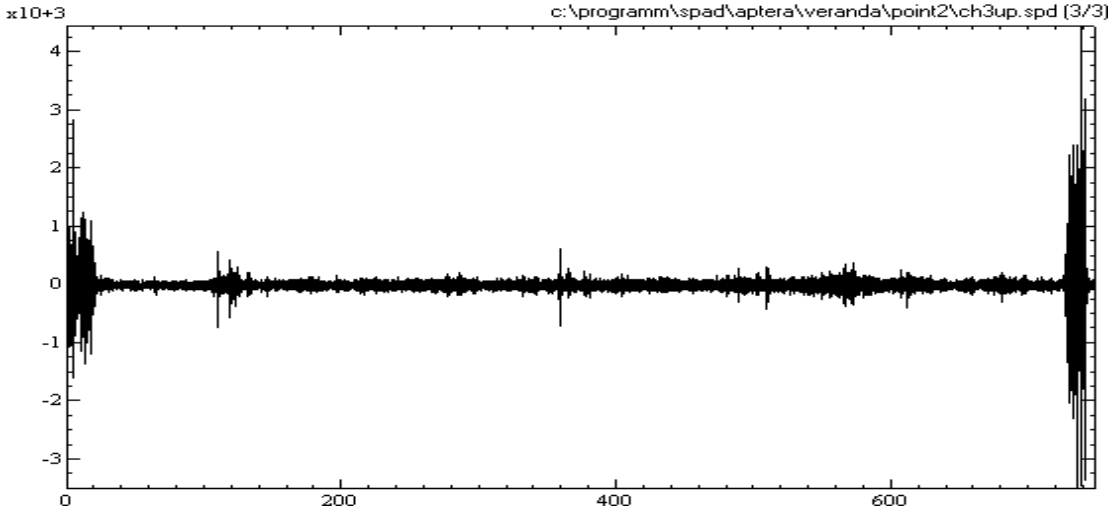
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

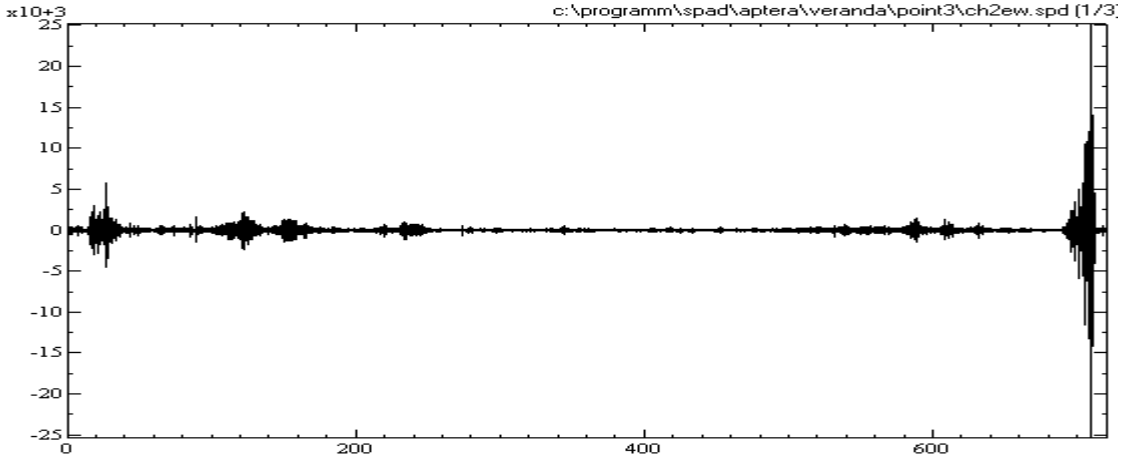


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

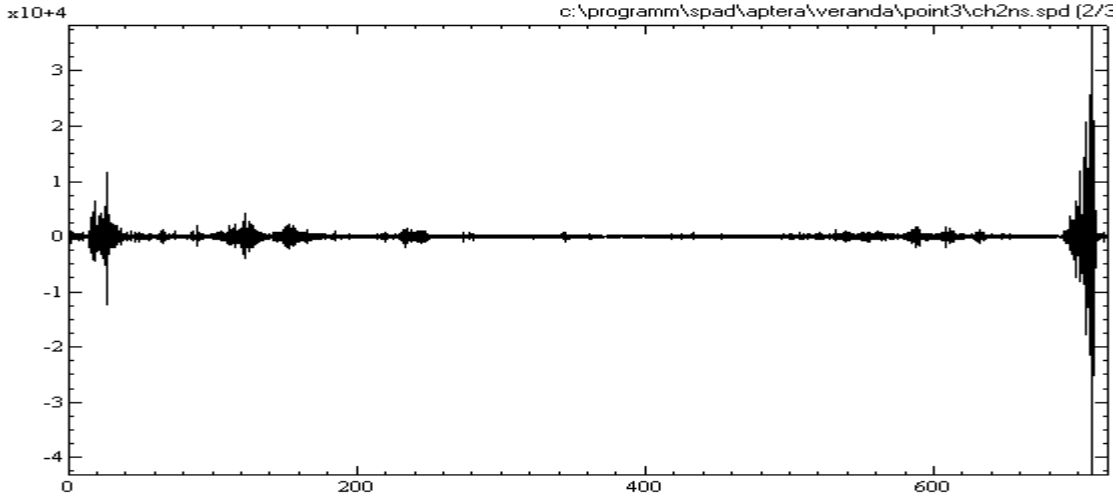


10. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 3)

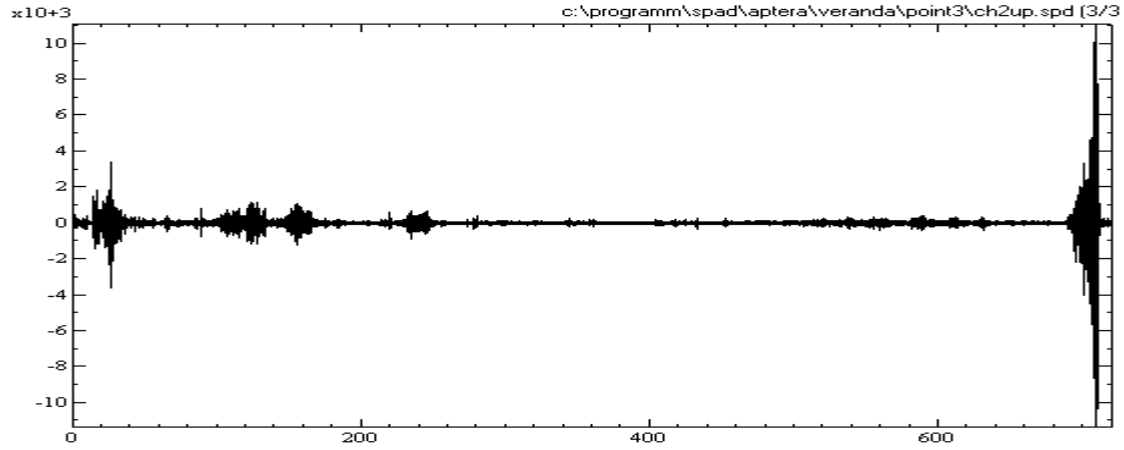
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

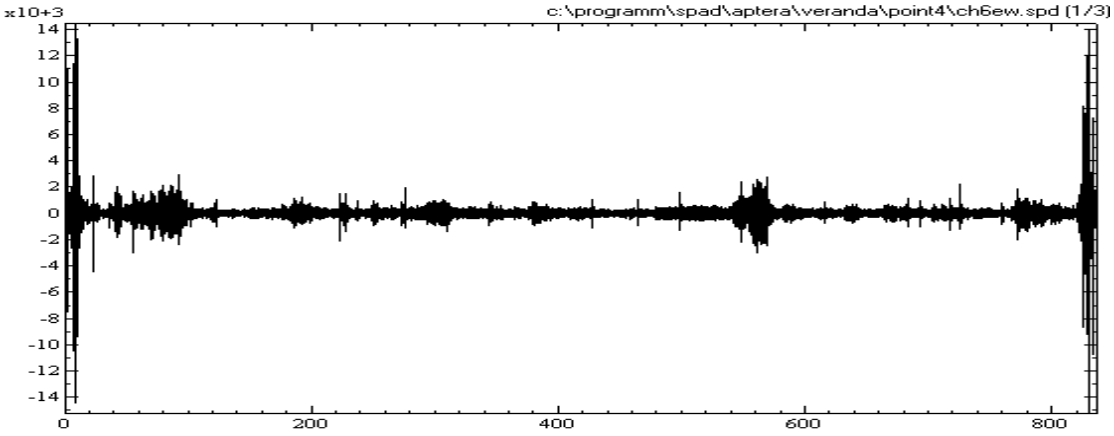


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

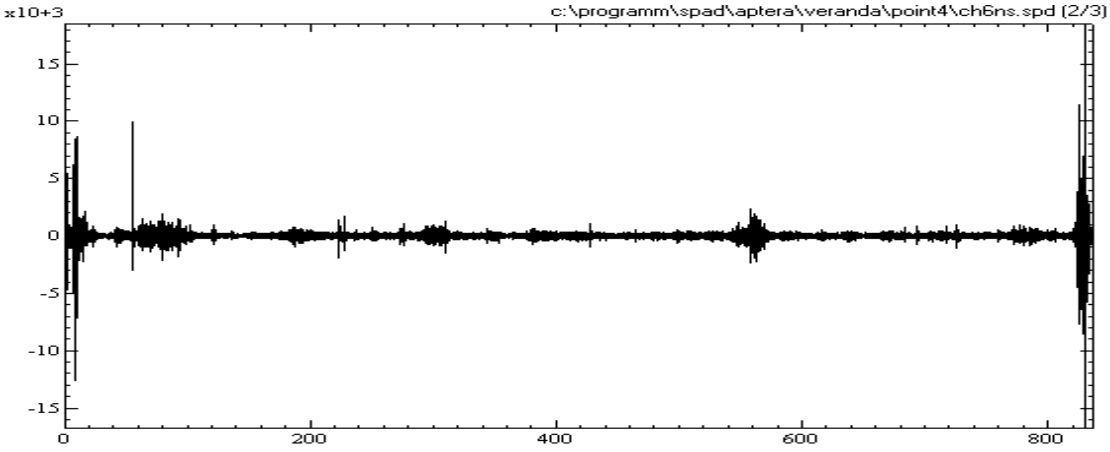


11. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 4)

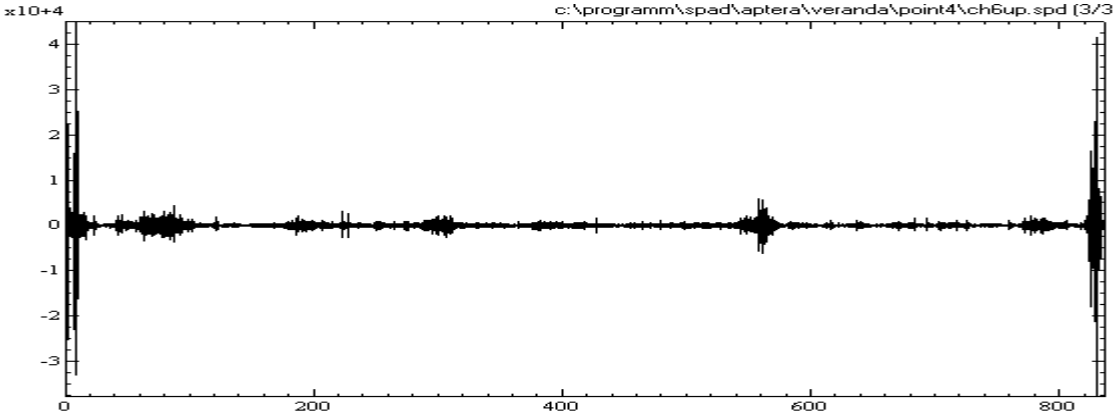
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

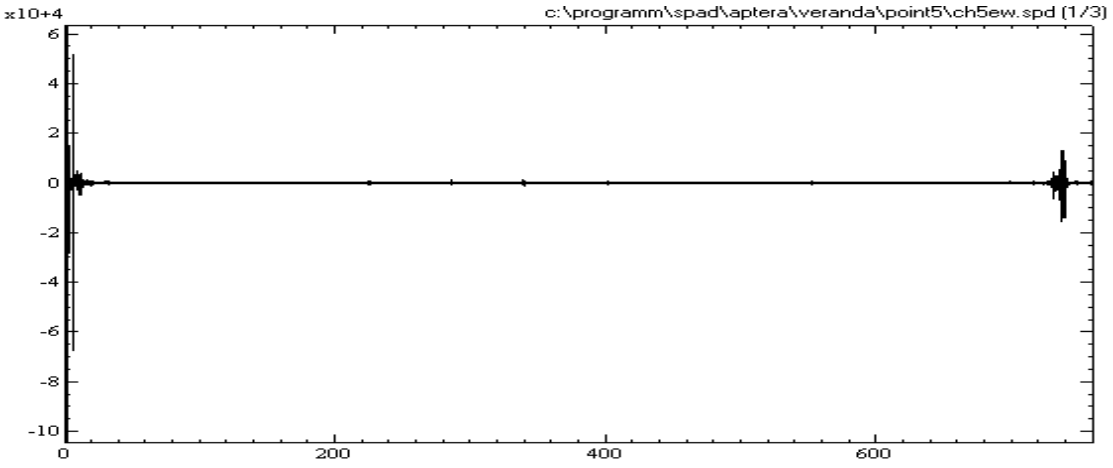


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

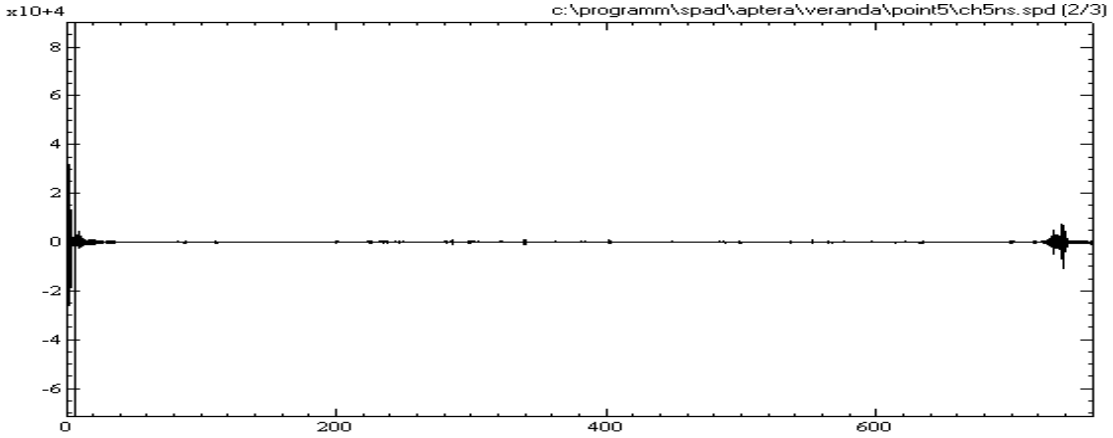


12. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 5)

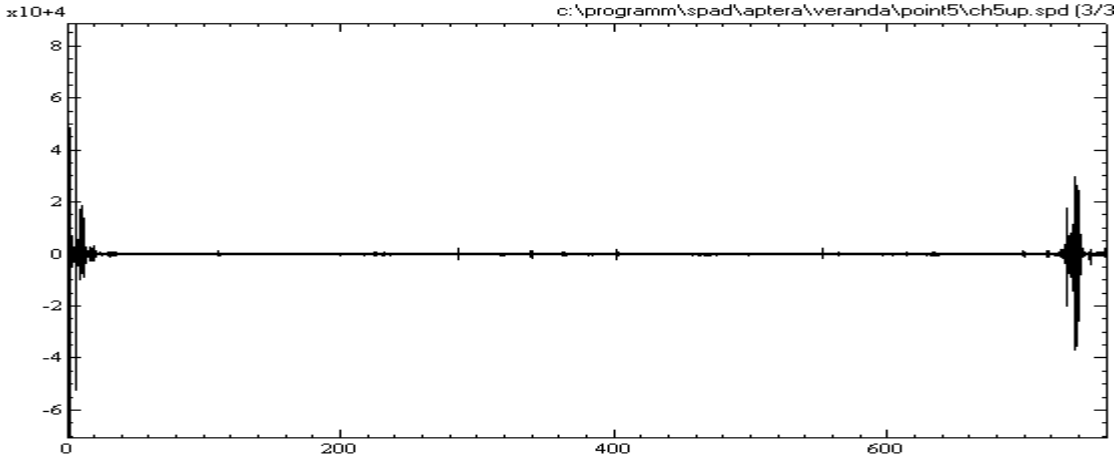
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

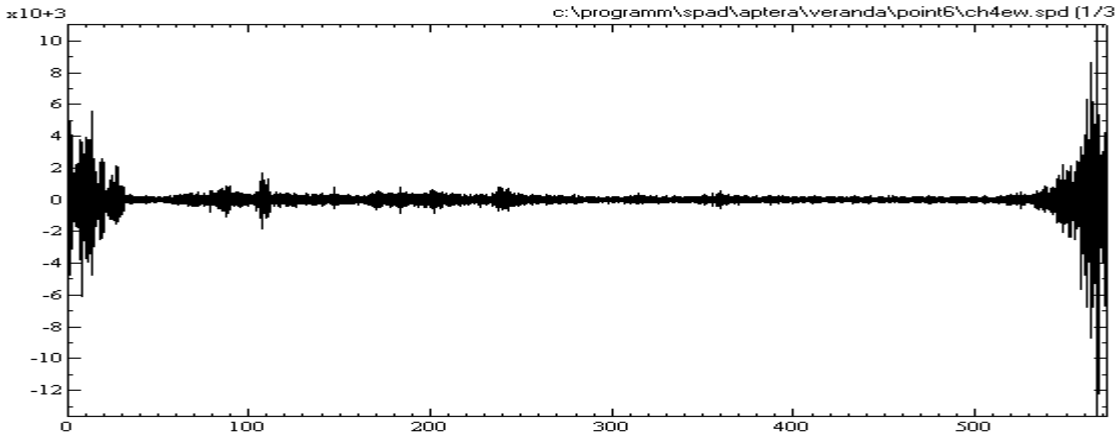


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

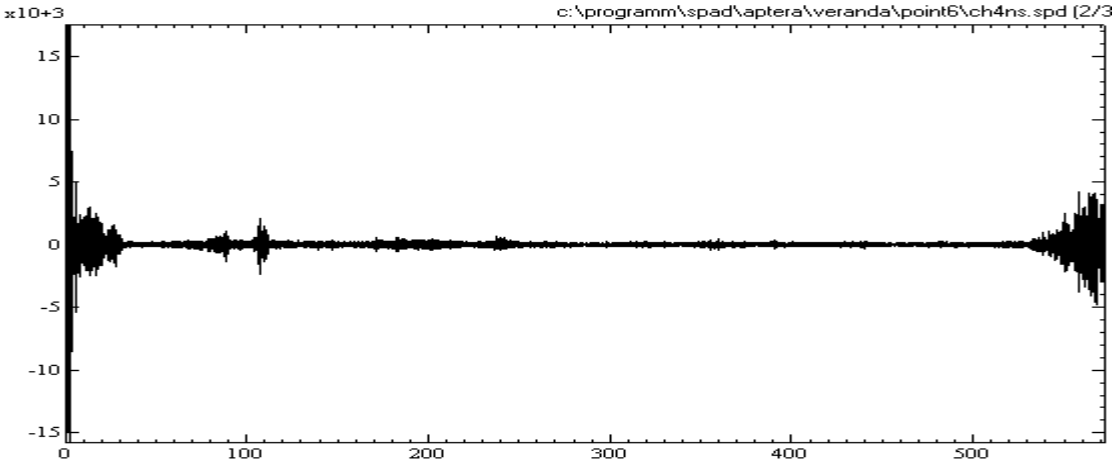


13. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 6)

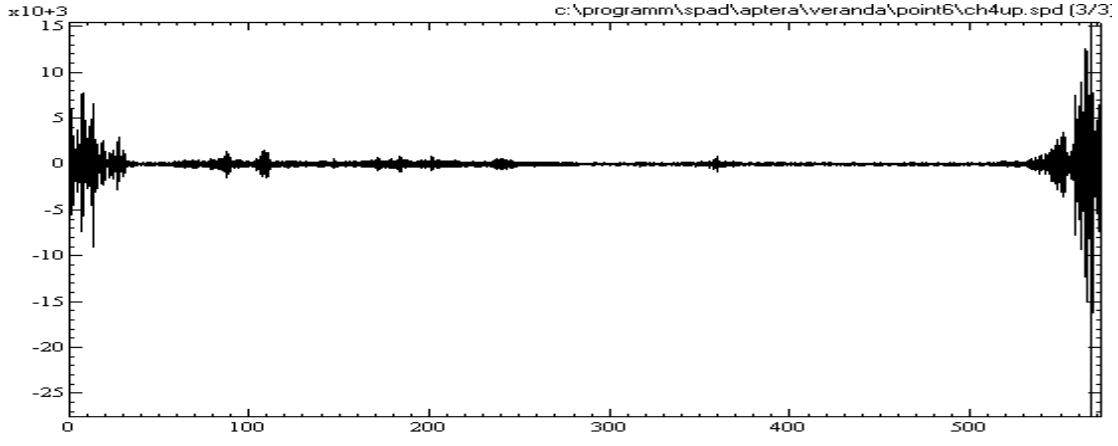
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

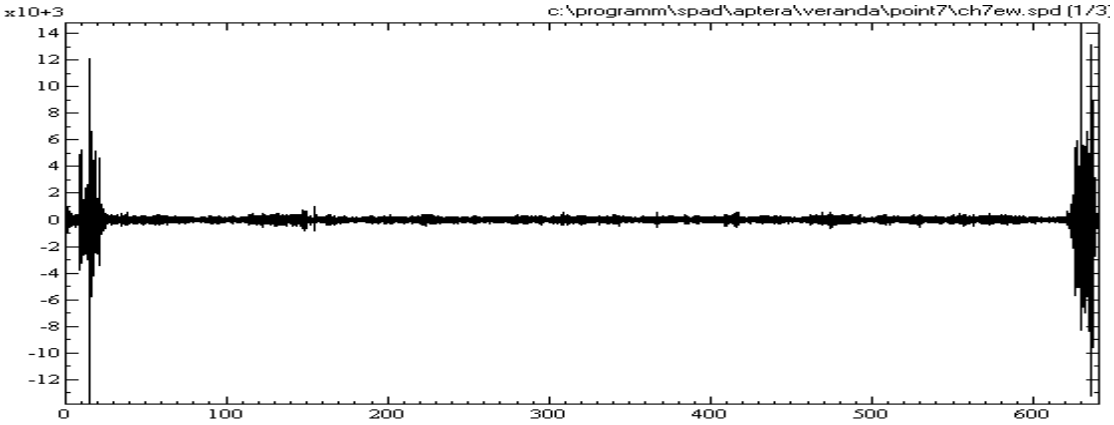


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

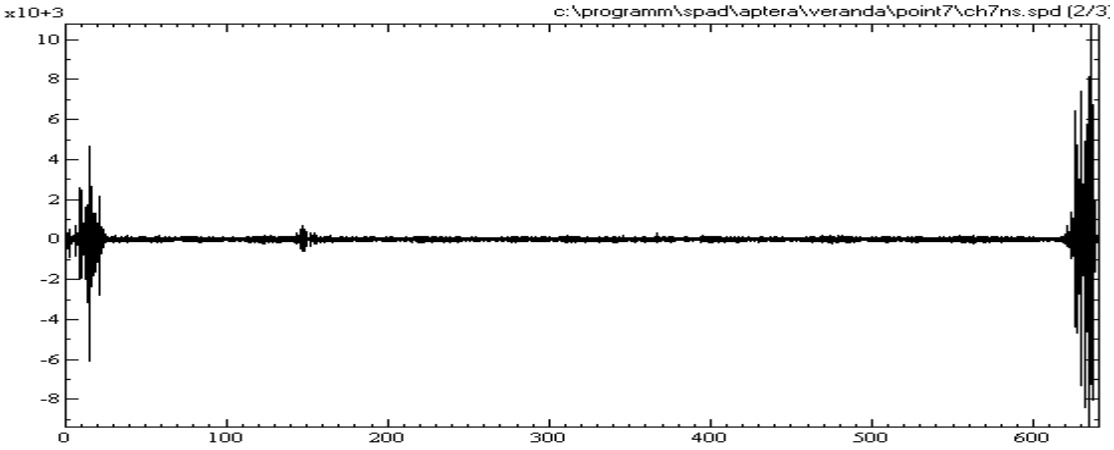


14. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 7)

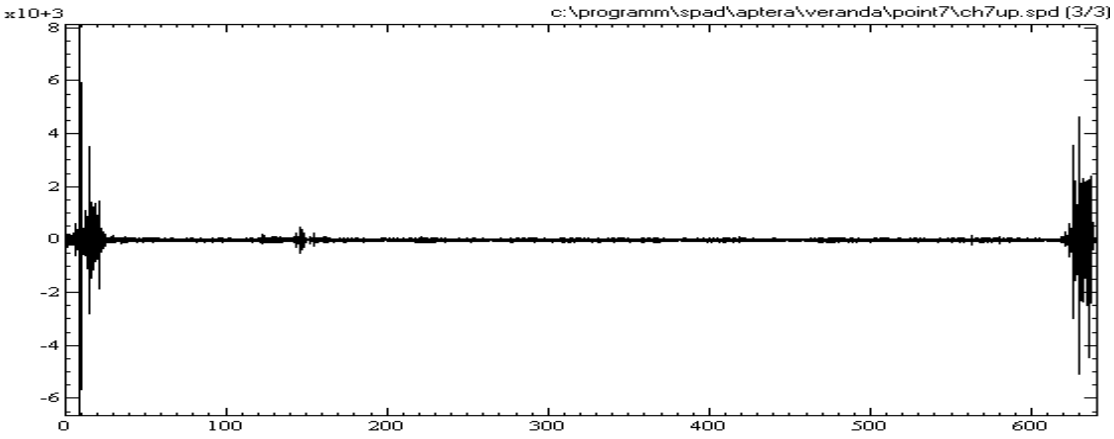
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

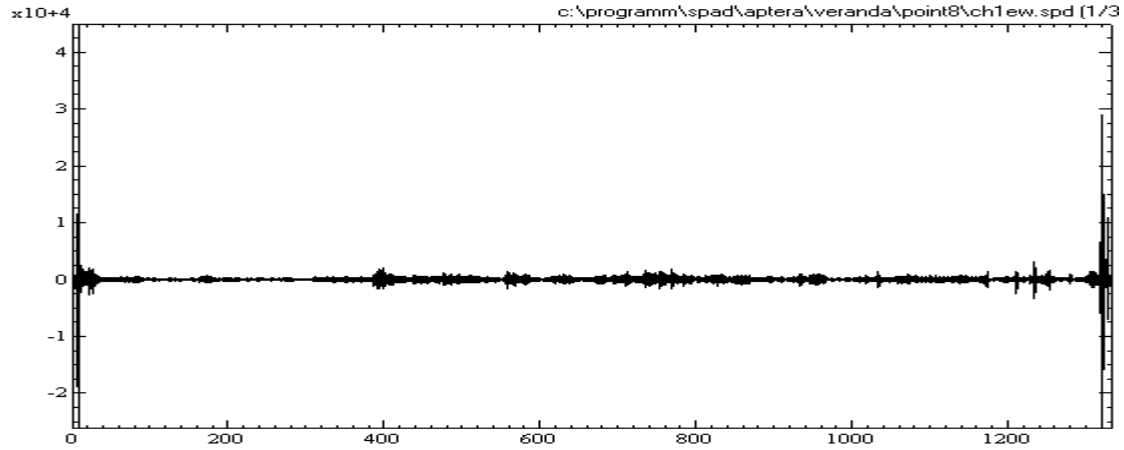


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

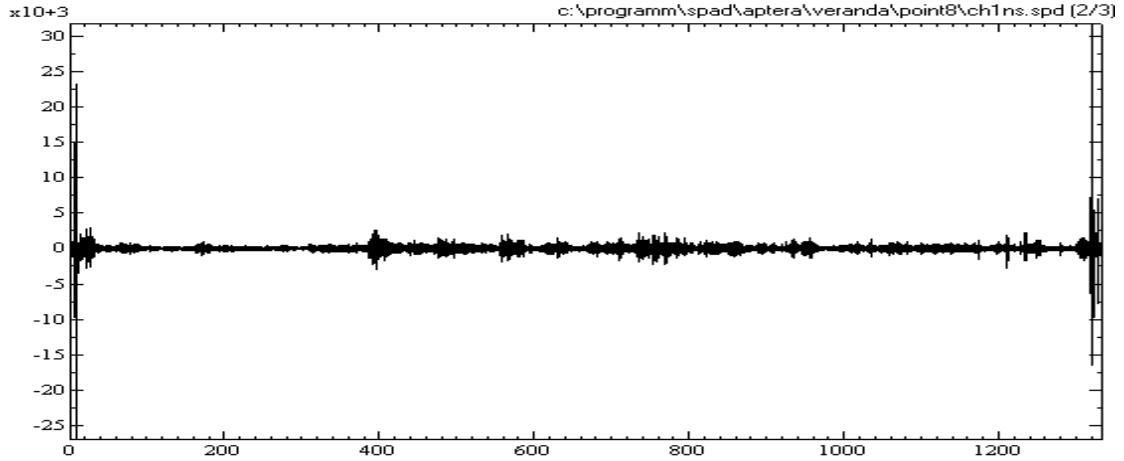


15. ΜΟΝΗ ΙΩΑΝΝΟΥ ΘΕΟΛΟΓΟΥ (ΘΕΣΗ 8)

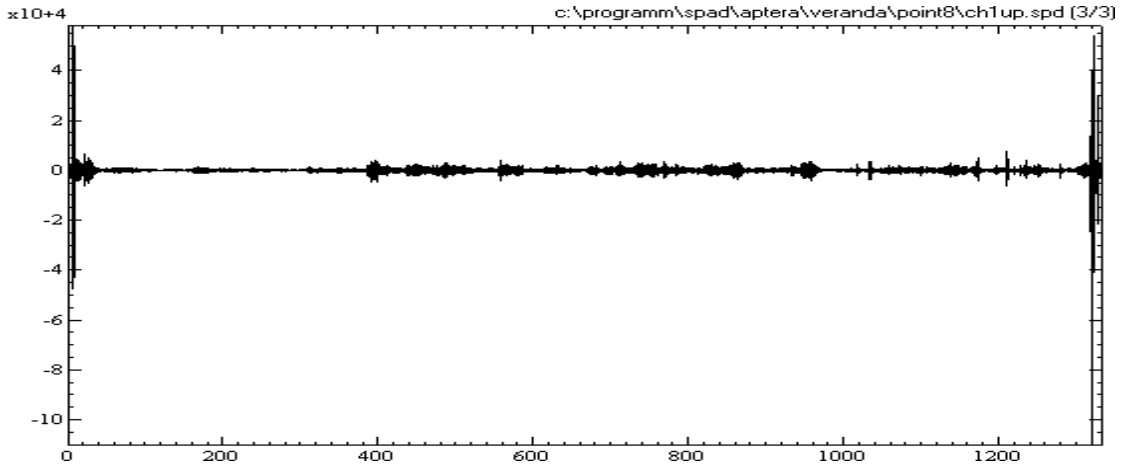
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

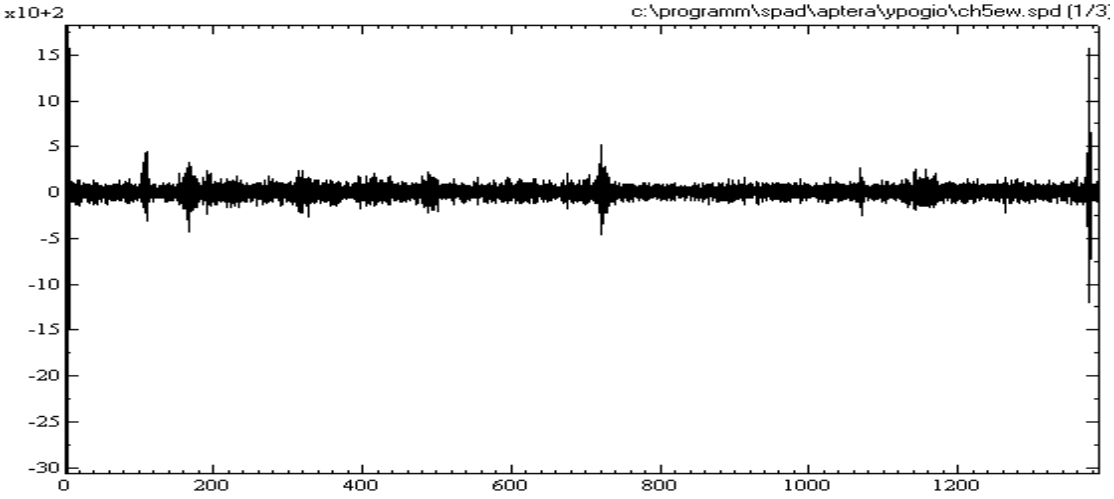


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

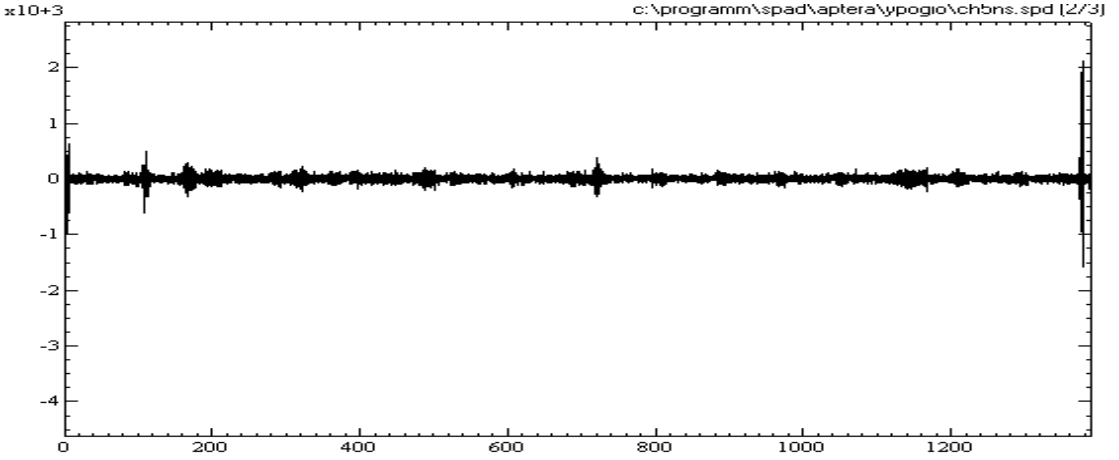


17. ΕΔΑΦΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΣΗΣ ΤΩΝ ΣΤΗΡΙΓΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΜΟΝΗΣ.

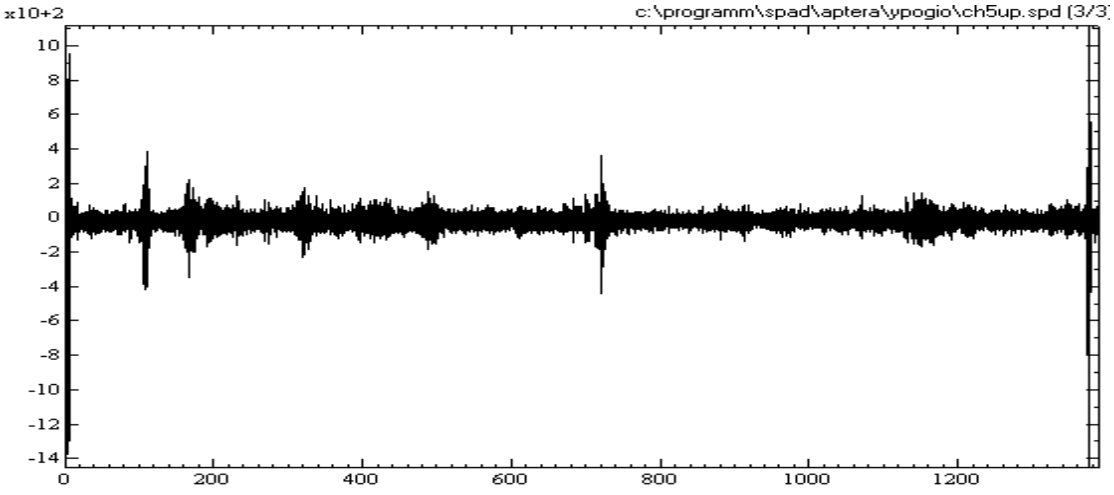
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

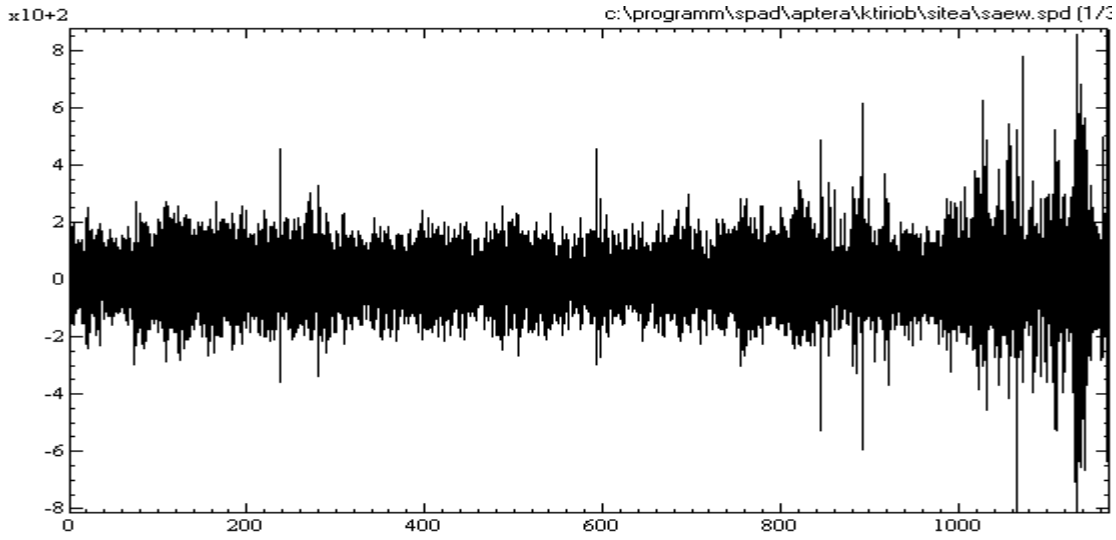


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

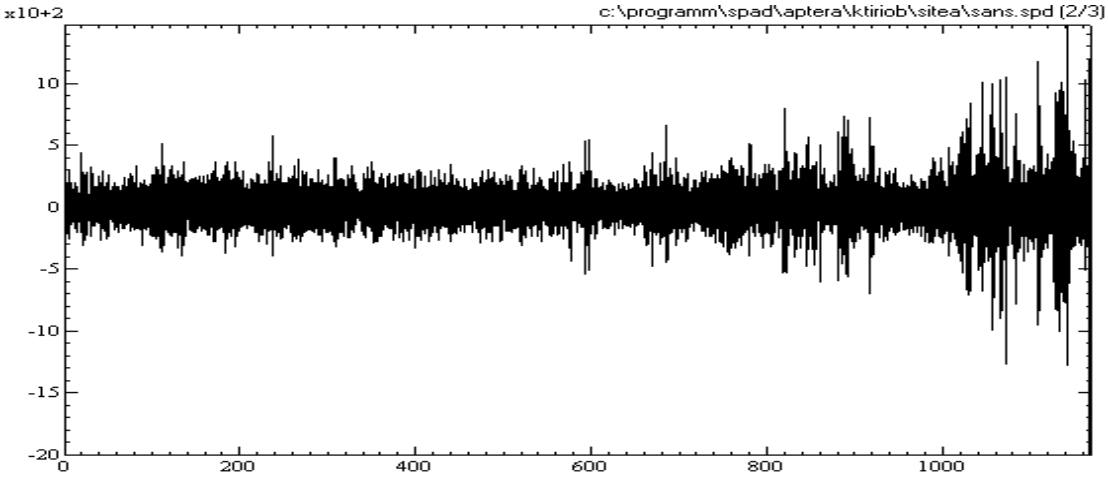


18. ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ (ΘΕΣΗ 1)

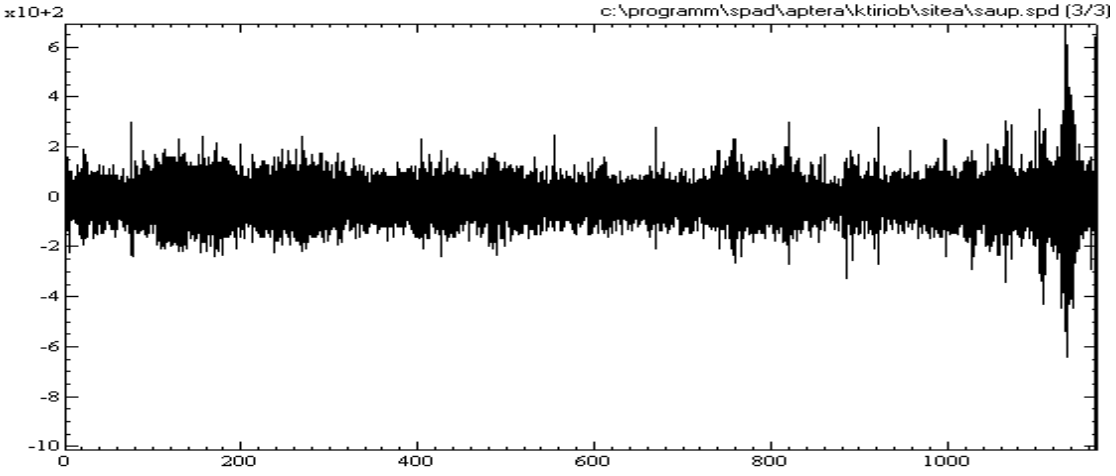
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

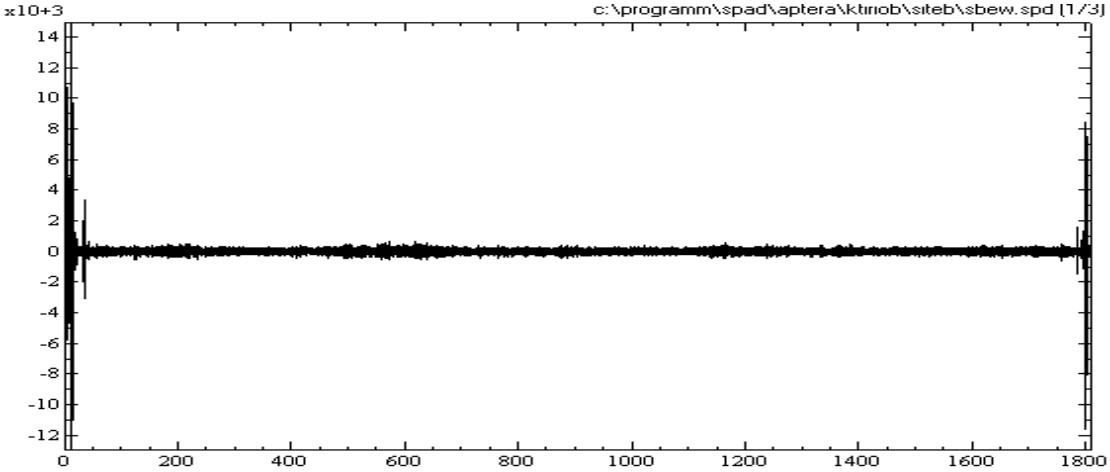


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

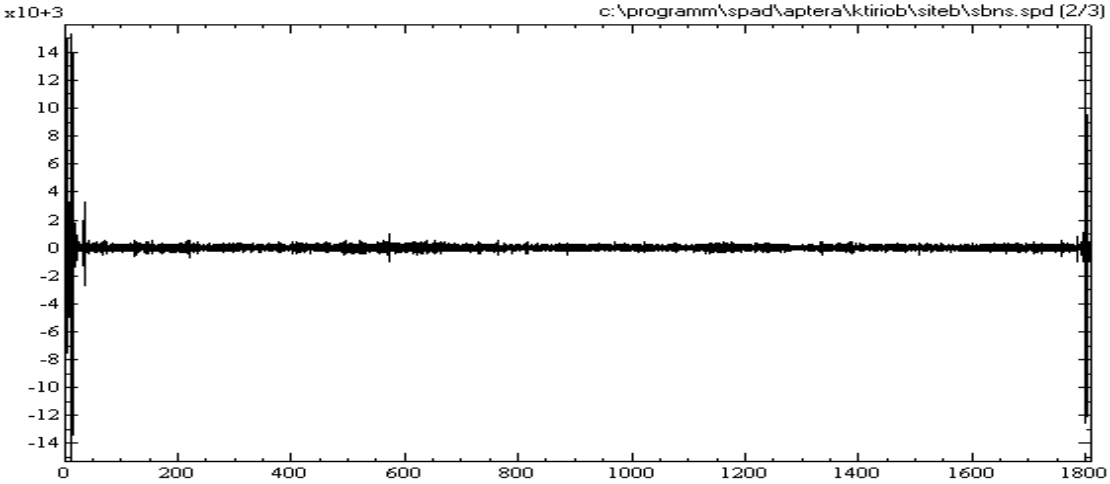


19. ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ (ΘΕΣΗ 2)

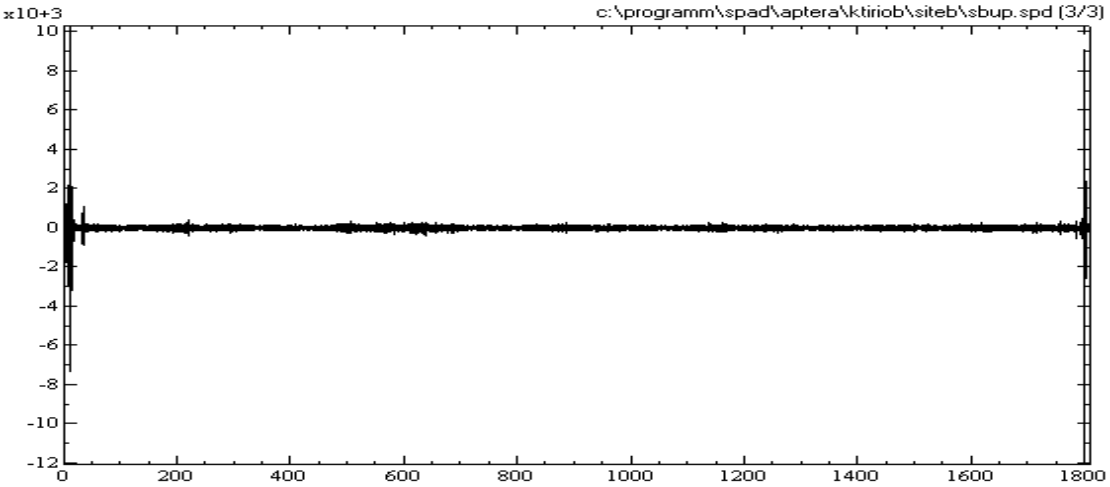
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

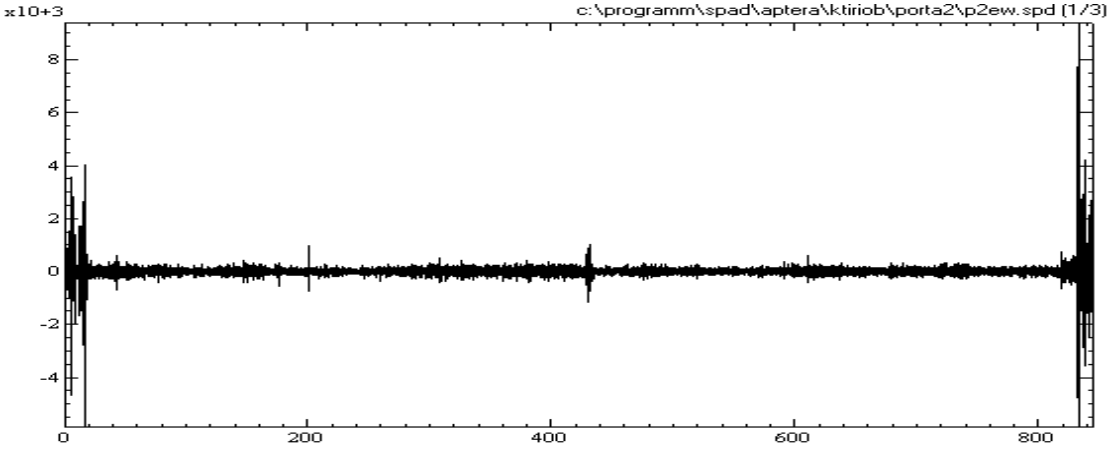


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

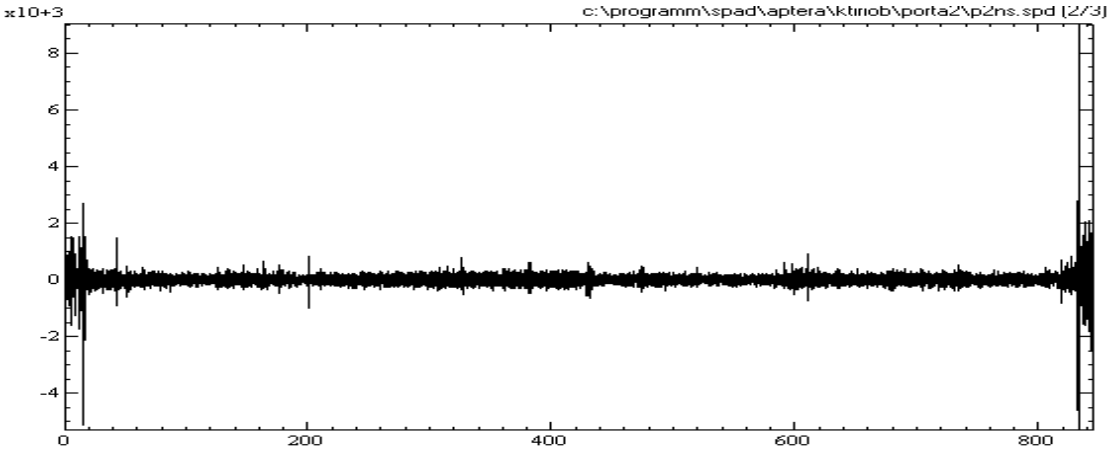


20. ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ (ΑΨΙΔΑ 1)

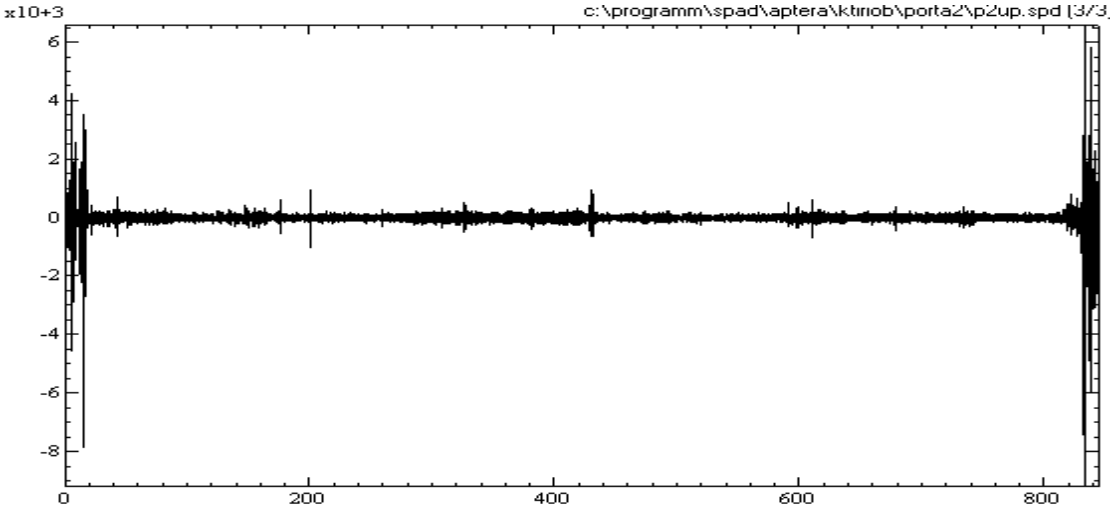
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

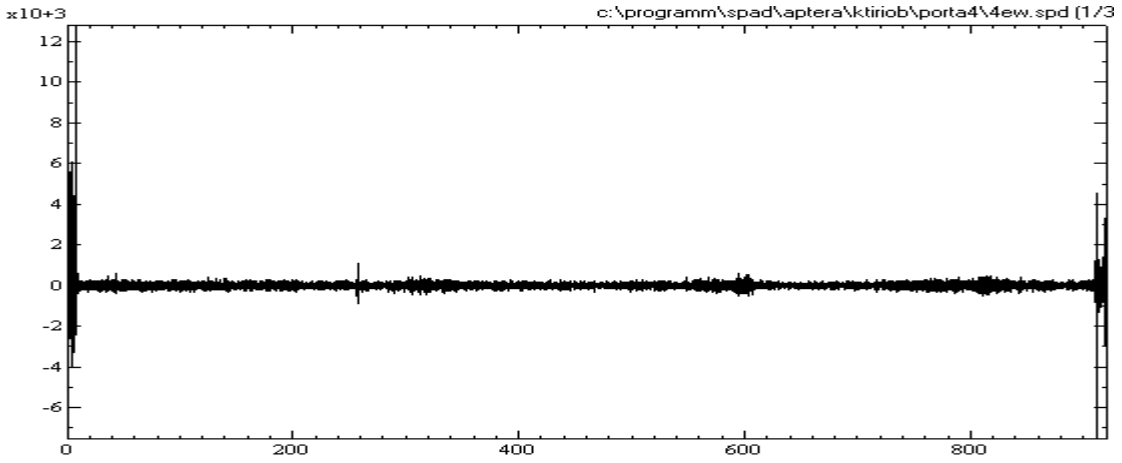


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

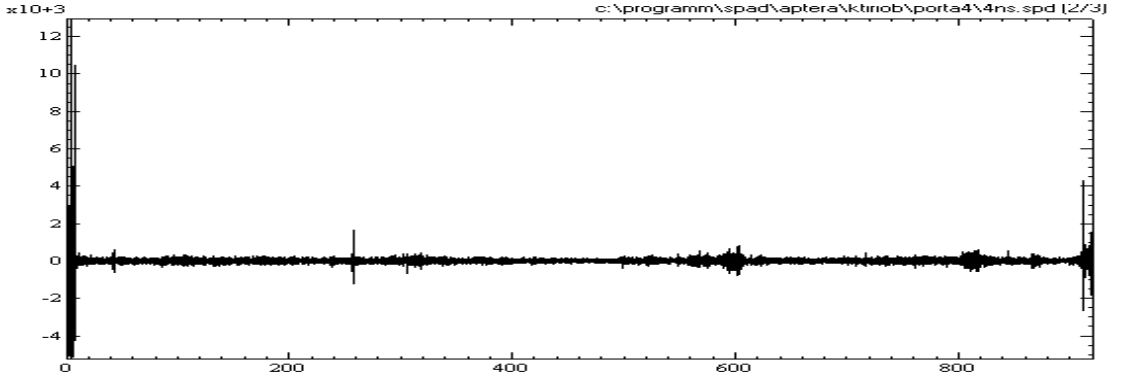


21. ΤΟΥΡΚΙΚΟ ΚΑΣΤΡΟ (ΑΨΙΔΑ 2)

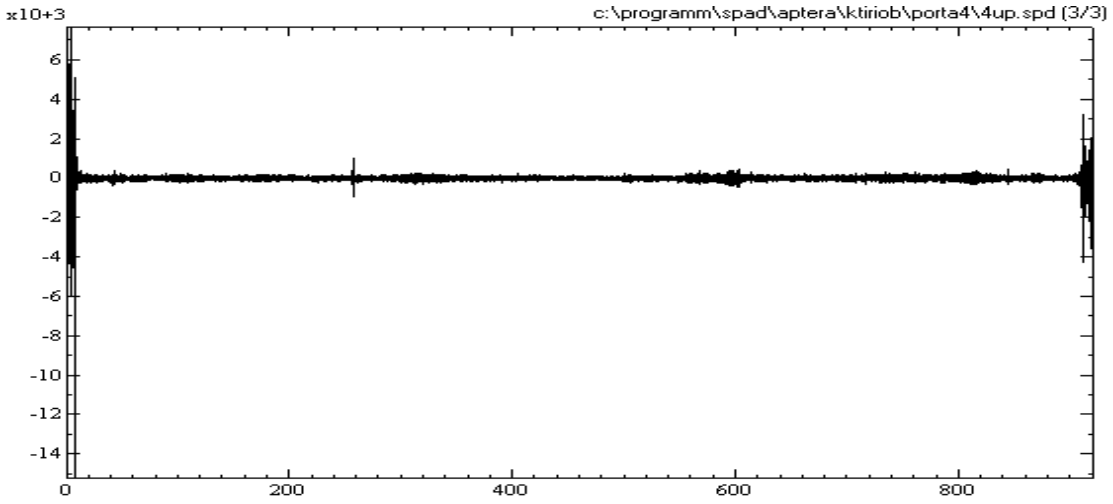
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS

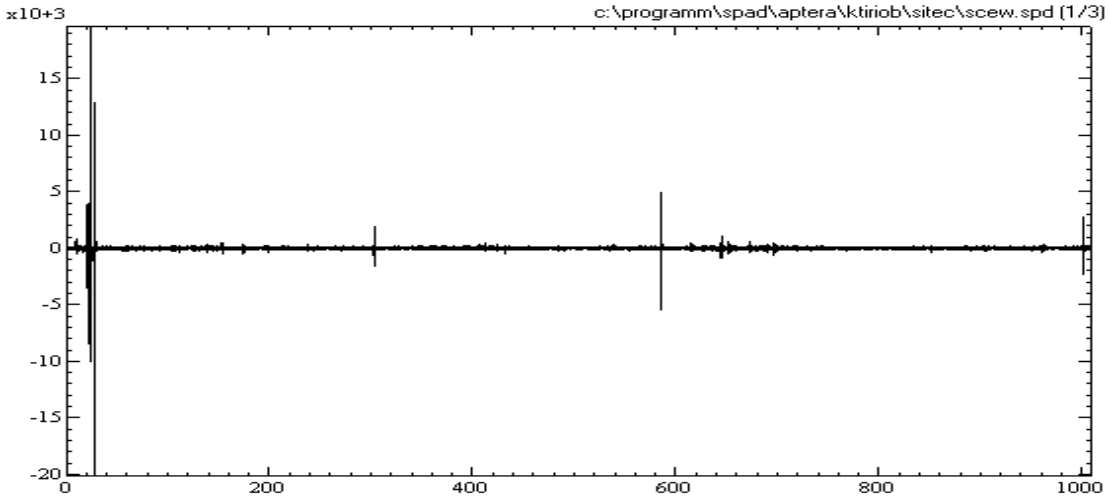


ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP

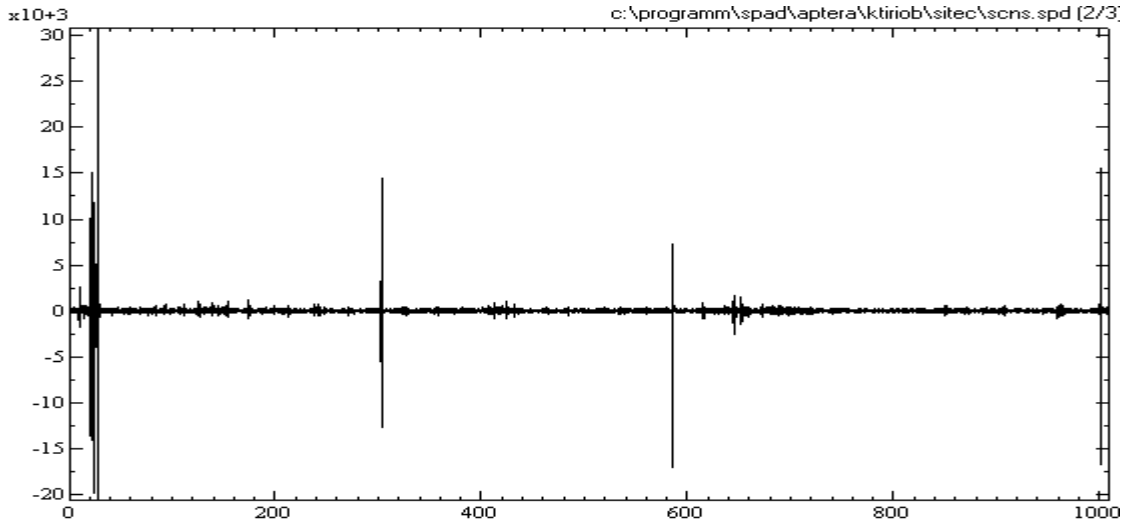


22. ΕΞΩΤΕΡΙΚΟΣ ΧΩΡΟΣ ΤΟΥ ΤΟΥΡΚΙΚΟΥ ΚΑΣΤΡΟΥ.

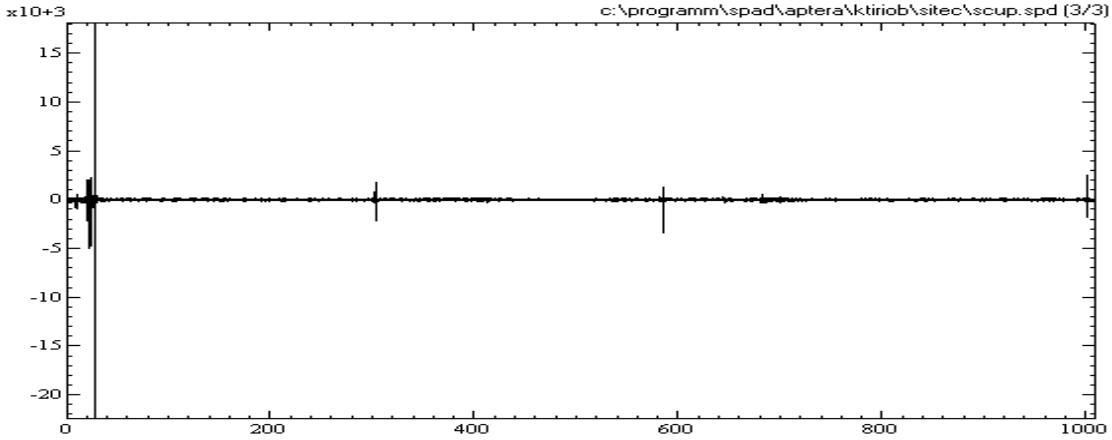
ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ EW



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ NS



ΣΥΝΙΣΤΩΣΑ UP



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β΄

ESTIMATION OF SEISMIC RESPONSE OF HISTORICAL AND MONUMENTAL SITES USING MICROTREMORS : A CASE STUDY IN THE ANCIENT APTERA, CHANIA, CRETE (GREECE).

M. Moisidi
Department of Natural Resources & Environment, Technological Educational Institute of Crete, Romanou 3, 73133, Chania, Crete, Greece, moisidi@chania.teicrete.gr

F. Vallianatos, P. Soupios and J. Makris
Department of Natural Resources & Environment, Technological Educational Institute of Crete and Center of Technological Research of Crete, Institute of Natural resources and Natural Hazards, Romanou 3, 73133, Chania, Crete, Greece, fvallian@chania.teicrete.gr, soupios@chania.teicrete.gr, jpmakris@chania.teicrete.gr

I. Nikolintaga
Department of Natural Resources & Environment, Technological Educational Institute of Crete, Romanou 3, 73133, Chania, Crete, Greece, nikolintaga@chania.teicrete.gr

ABSTRACT

Preservation of monuments all around the world and increasing their stability against earthquakes is a matter of great importance. Greece is seismically very active and has number of monuments, important part of our cultural heritage, that could be affected by strong earthquakes. It is well known that damages caused by earthquakes strongly depend on the dynamic characteristics of structures as well as on the amplification of seismic waves (Funicello et al., 1995, Mozco et al., 1995). As a result an investigation on their seismic response should be conducted before any repair or reinforcement.

Since historical monuments are not suitable for sophisticated analysis and laboratory experimentation and all works should be carried out directly on the buildings, the appropriate method should be selected very carefully. Considering this, the microtremor method is applied, which additionally among other time consuming and expensive approaches is the easiest and cheapest way to understand the structural behavior without causing any harm to the structure. In a short period of time it provides all the necessary information about predominant frequencies, amplification factors (vulnerable points and modal shapes) and vibration characteristics of structures at different frequencies. Moreover, estimation of the characteristics of surface layers is done since microtremor spectral characteristics are associated with local geological structure, especially with the density and thickness of surface layers (Nakamura 1989, 1995, 1996, 1997, 2000, Mucciarelli 1998, Makropoulos et al., 199).

Main purpose of the present study is to investigate the dynamic characteristics of the remainings at the ancient city of Aptera (Chania) and identify the main damage mechanism, in order to evaluate the risk of structure damage or collapse in case of future events using microtremor recordings. The ruins of ancient Aptera are located on a hill above the bay of Souda. Founded in the 7th century BC, Aptera was one of the largest and most important city states in Western Crete. It continued to be an important city during the Roman and first Byzantine periods and was continuously inhabited until an earthquake destroyed it in the 7th century AD. The description of this destructive earthquake reported in the historical data suggests the existence of site effects in the area.

Our study focuses on the application of HVSR method (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) to microtremor measurements carried out in specific sites in order to determine their seismic response and additionally to obtain information on the geological structure of the area. It includes a detailed geological survey of the area, measurement, analysis and interpretation of ambient noise data and application of electrical tomography method.

From the preliminary geological survey it is concluded that the area of Aptera is characterized by limestones (Tripolis zone). There is also evidence suggesting the existence of a fault.

Then, detailed microtremor measurements were performed at selected sites. By taking records both in ground and structures, analyzing and interpreting them, vulnerability specifications are made. With this information making risk assessment for vulnerable areas and taking risk precautions is possible before the earthquake occurs. Nakamura's technique, or the H/V spectral ratio method, has been applied to microtremor measurements carried out in the area of ancient Aptera (Chania-Crete).

Registrations have been performed by means of a tridirectional sensor Lennartz 3D-Lite (1 Hz frequency), connected with a 24-bit digital acquisition unit. A set of 10 time series of 800 second each, sampled at 125 Hz was recorded in several sites. The selected time windows of each time series were corrected for the base line and for anomalous trends, tapered with a cosine function to the first and last 5% of the signal, and bandbass filtered from 0.5 to 20 Hz with cut off frequencies at 0.3 and 25 Hz. The same procedure performed for all sites and components and finally the H/V spectra were computed. Most of the sites present significant amplification peaks in frequency between 2 to 3 Hz. Furthermore, we present how the H/V ratio varies laterally.

Finally, in order to verify the validity of HVSR method electrical tomography was carried out in those sites where apparently similar geological conditions produce significantly different HVSR's. Results extracted from electrical tomography clearly show a very complex subsurface geometry indicated by the presence of large scale voids, which may possibly correspond to ancient reservoirs.

In the present work we confirm that the archaeological site of Aptera in Chania consists of a very complex subsurface structure Furthermore we conclude that the results obtained by HVSR method and by geophysical method are very well correlated.

REFERENCES

Funicello, R., Lombardi, L., Marra, F., Paratto, M., 1995. Seismic damage and geological heterogeneity in Rome's colloseum area: are they related?, *Annali di Geofisica*, 38 (5-6), 927-937.

Mozco, P., Rovelli, A., Labak, P., Malagnini, L., 1995. Seismic Response of the Geological structure underlying the Roman Colloseum and 2-D resonance of a sediment valley. *Annali di Geofisica,* 38 (5-6), 939-956.

Mucciarelli M., 1998. Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *J Earthquake Engng* 2 (4), 625–638.

Nakamura, Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. *Quarterly Report of RTRI, Railway Technical Research Institute(RTRI)*, 30(1).

Nakamura, Y., Hidaka, K., Sato, S., Tachibana, M., 1995. Proposition of a Method for Pier Inspection Using Microtremor,*Quarterly Report of RTRI*, 36(1), ISSN 0033-9008.

Nakamura, Y., 1996. Real Time Information Systems for Seismic Hazards Mitigation UrEDAS, HERAS, PIC. Quarterly Report of RTRI, 37(3).

Nakamura, Y., 1997. Seismic Vulnerability Indices For Ground and Structures Using Microtremor, World Congress on Railway Research in Florence, Italy, November 1997.

Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications, Proceedings of 12WCEE 2000.

Makropoulos, K., Tzanis A., Diagourtas D., Comparative study of microtremor analysis methods

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. **Albarello, D., 2001,** *Detection of Spurious Maxima in the site Amplification Characteristics estimated by the HVSR Technique,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, pp.15626-1536, December 2001.

2. **Balasco, M., Chianese. D., Cuomo, V., Di Bello, Gallipoli, M.R. and Mucciarelli, M., 2001,** *Design of o new Prototype of remote station to detect Electrical and Seismometric Parameters area Of Southern Italy,* Physics Chemical Earthquake(C), Vol. 26, No10-12, pp.787-791.

3. **Bard, P-Y., 1999,** *Local effects on strong ground motion: Physical basis and estimation methods in vied of microzoning studies,* Lectures presented at the Advanced Study course Kefallinia 1999.

4. **Bard, P-Y., 1999,** *Microtremor measurements : a tool for site effect estimation,* Lectures presented at the Advanced Study course Kefallinia 1999.

5. **Bodin, P., Smith, K., Horton, S. and Hwang. H., 2001,** *Microtremor observations of a deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee, Engineering Geology, Vol.62 pp. 159-168.*

6. **Borcherdt, R.D., 1970,** *Effects of local geology on ground motion : San Fransisco Bay,* BSSA 60, 29-61.

7. **Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., Martin, C., 1998,** *On the use of microtremor recordings in seismic microzonation,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.17, Issue,7-8, pp.465-474.

8. **Castro, R.R., Mucciarelli, F., 1997**, *S-wave site-response estimates using HVSR*, BSSA, Vol.87, 256-260.

9. **Celebi, M., 2000,** *Revelations from a single strong motion record retrieved during the 27 June 1998 Adana (Turkey) earthquake,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.20, Issue 5-8, pp.283-288.

10. **Chavez-Garcia, F.J., Guenca, G., 1995,** *Sanchez-Sesma, F.J., Site effects in Mexico City urban zone. A complementary Study,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.15, pp.141-146.

11. **Chin, B. and Aki, K. 1991,** *Simultaneous Study of the Sourse, Path and Site Effects on Strong Ground Motion During the 1989 Loma Prieta Earthquake: A Preliminary Result on Pervasive Nonlinear Site Effect*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 81, No. 5, pp.1859-1884.

12. **Chouet, B., De luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R.,** 1998, Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived small aperture array measurements of strombolian tremor, *BSSA,* 88-3, 653-666.

13. **Coutel, M., Mora,** *Simulation based comparison of four site estimation techniques,* 1998, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.88, pp.30-42.

14. **D' Amico, V., Albarello, D., Mucciarelli, M., 2002,** *Validation through HVSR measurements of o method for the quick detection of site amplification effects from intensity data: an application to a seismic area in Northern Italy,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.22, p.475-483.

15. ***De Vore –Hansen, P.,*** *Advances in Soil Dynamics Volume 1,* American society of Agricultural Engineers, Volume 1.

16. **Dimitriu, P., Theodulidis, N., Bard, P.Y., 2000,** *Evidence of nonlinear site response in HVSR from SMART1 (Taiwan) data,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.20, pp.155-165.

17. **Dimitriu, P., Kalogeras, I., Theodulidis, N., 1999,** *Evidence of nonlinear response in horizontal to vertical spectral ratio from near field earthquakes,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.18, pp.423-435.

18. **Dorwick, D., 2003,** *Earthquake risk reduction.*

19. **Fernandez, L.M., Brandt, M.B.C., 2000,** *The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.18, p.169-187.

20. **Field, E.H., 2000,** *Earthquake site Response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations,* International Journal of Rock Mechanics and Miming Sciences,Vol.33, p.122-124.

21. **Field, E.H and Jacob, K.H., 1995,** *A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three That Are Not Reference Site Dependent,* Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 85, No.4, 1127-1143.

22. **Field, E.H.,** *Nonlinear site Response,2001,* SCEC/PEER Seminar and Workshop Report.

23. **Garotta, R.,** *Shear Waves from Acquisition to interpretation,* 1999, Society of Exploration Geophysics, Distinguished Instructor Series, No 3.

24. **Gazetas, G.,** *Εδαφοδυναμική και Σεισμική Μηχανική, Ιστορικά περιστατικά,* Αθήνα, 1996**.**

25. **Giampiccolo, E., Gresta, S., Mucciarelli, M., De Guidi, G., Gallipoli, M.R., 2001,** *Information on subsoil geological structure in the city of Catania (Eastern Sicily) from microtremor measurements,* Annali di Geofisica, Vol.44, No.1, February 2001.

26. **Gitterman, Y., Zaslavsky, Y., Shapira, A. and Shtivelman, V., 1996,** *Empirical site response evaluations: case studies in Israel,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.15, Issue.7, pp.447-463.

27. **Gueguen, P., Chatelain, J.L., Guillier, B., Yepes, H., 2000,** *An indication of the soil topmost layer response in Quito (Ecuador) using noise H/V spectral ratio,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.19, pp.127-133.

28. **Guha, S.K.,** *Induced Earthquakes,* University of Pune, India, 2000.

29. **Gosar, A., Stopar, R., Car, M., Mucciarelli, M., 2001,** *The earthquake on 12 April 1998 in the Krn mountains (Slovenia): ground –motion amplification study using microtremors and modeling based on geophysical data,* Journal of Applied Geophysics, Vol.47, pp.153-167, June, 2001.

30. **Teves-Costa, P., Matias, L. and Bard, P.Y., 1996,** *Seismic Behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremors recordings,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.15, p.201-209.

31. **Trifunac, M.D., Ivanovc, S.S., Todorovska, M.I., Novikova, E.I., Gladkov, A.A.,1999,** *Experimental evidence for flexibility of a building foundation supported by friction piles,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.18, p.169-187.

32. **Horike, M., Zhao, B. and Kawase, H., 2001,** *Comparison of Site Response characteristics Inferred Microtremors and Earthquake Shear Waves,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, pp.15626-1536, December 2001.

33. **Horike, M., 1985,** *Inversion of phase velocity of long period microitremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas,* Journal of Phys. Earth, Vol.33, pp.59-96.

34. **Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C, Ohta, Y., 1982,** *Observation of 1-5 second microtremors and their application to earthquake engineering, Part II. Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soil deposits,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.72, pp.987-998, December 2001.

35. **Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Draninsky, M.&mai, A.K., 1986** *Observation of 1-5 second microtremors and their application to earthquake engineering, Part IIITwo dimensional study of site effects in the San Fernanto valley,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.74, pp.1801-12.

36. **Konno, K. and Ohmachi, T., 1998.,** *Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor,* Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 88, No.1, 228-241.

37. **Lermo, J., Chavez-Garcia, F.J., 1994,** *Site effect evaluation at Mexico city: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.15, pp.141-146.

38. **Louie, J.N., 2001,** *Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100Meters Depth from Refraction Microtremor Arrays,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.91, pp347-364, April 2001.

39. **Moya, A., Schmidt, V., Segura, C., Boschini, I., Atakan, K., 2000,** *Empirical evaluation of site effects in the metropolitan area of San Jose, Costa Rica,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.20, pp.177-185.

40. **Mucciarelli, M.** *Stability of Horizontal to Vertical Spectral ratio by triggered noise and earthquake recordings,* (Unpublished paper).

41. **Mucciarelli, M., 1998,** *reliability an applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach,* Journal of Earthquake Engineering, Vol.2, pp.1-14.

42. **Mucciarelli, M., Monacheri, G., 1998,** *A Quick survey of local amplifications and their correlation with damage observed during the Umbro-Marchesan earthquake of September 26, 1997,* Journal of Earthquake Engineering, Vol.2, 2, pp.1-13.

43. **Mucciarelli, M., Gallipoli, M.R, 2001,** *A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique, Boll. Geof. Teor. Appl, Vol.42.*

44. **Nakamura, Y.,1989,** *A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground surface,* Quarterly Report of RTRI , Railway Technical Research Institute , Vol.30, No1.

45. **Nakamura, Y., 1996,** *Real Time Information systems for seismic Hazards Mitigation UREDAS, HERAS, PIC,* Quarterly Report of RTRI , Vol.37, No3.

46. **Nakamura, Y., 2000,** *clear identification of fundamental idea of Nakamura's method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface,* Proceedings of 12th World Conference on Earthquake Engineering (N. Zealand).

47. **Nakamura, Y., Gurler, E.D., Saita, J., Rovelli, A. and Donati, S., 2000,** *Vulnerability investigation of Roman Colliseum using microtremor,* World Conference on Earthquake Engineering (N. Zealand).

48. **Nakamura, Y., Sato, T., Nishinaga, M., 2002,** *Local site effect of Kobe based on microtremor measurement.*

49. **Nigbor, R.,** *Nonlinear site Response,* SCEC/PEER Seminar and Workshop Report.

50. **Ohta, Y., Kagami, H ., Goto, N., Kudo, K.,1978,** *Observation of 1-5 second microtremors and their application to earthquake engineering, Part 1 Comparison with long period accelerations at the Tokachi –Oki earthquake,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.6, pp.767-79.

51. **Ojeda, A., Escallon, J.,** *Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira Colombia,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.20, pp.137-143.

52. **Okada, H., 1999,** *A new Passive Geophysical Survey Method (BEM) using microtremors***,** Lecture in the One day Seminar held in 1997 at the Hokkaido University by the Society of Exploration Geophysicists of Japan.

53. **Papazachos, V.,** *Εισαγωγή στην Σεισμολογία,* Θεσσαλονίκη, 1989.

54. **Papazachos, V.,** *Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική,* Θεσσαλονίκη, 1996.

55. **Ranalli, G.,** *Rheology of the Earth, Second Edition, Canada 1995.*

56. **Saccorotti, g., Maresca, R., Del Pezzo, E.,** *Array analyses of seismic noise at Vesuvius volcano, Italy,* Journal of Volcanology and geothermal Research, Vol,110, pp79-100.

57. **Semblat, J.F., Duval, A.M., Dangla, P., 2000,** *Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.19, Issue.5, pp.347-362.

58. ***S*hearer, P.M.,** *Introduction to Seismology,* University of California, 1999.

59. **Theodulidis, N., Bard, P.Y., (1995),** *Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions : an analysis of strong motion data fron Greece and Taiwan (SMART-1),* Soil Dynamics and Earthquakes Engineering, Vol. 14, pp. 177-197, 1995.

60. **Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P.M. and Suhadolc, P., 2001,** *1-D Theoretical Modeling for the Site effect estimations in the Thessaloniki: Comparison with Observations,* Pure and Applied Geophysics, pp.2333-2347.

61. **Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P.M. and Suhadolc, P., 2002,** *Influence of source on 2-D site effects,* Geophysical Research Letters, Vol.29, No.6.

62. **Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P.M. and Suhadolc, P., Theodulidis, N., Pitilakis, K.,** *Comrarison between 1-D and 2-D site effects modeling in Thessaloniki***.**

63. **Trifunac, M.D., Todorovska, M.I., 2000,** *Long Period microtremors, microseisms and earthquake damage : Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994,* Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol.19, pp.253-267.

64. ***Τζελέντης, Α.,*** *Σύγχρονη σεισμολογία,* Τόμοι Α,Β. Αθήνα , 1997.

65. **Yamanaka, H., Dravinsky,, M., Kagami, H., 1993,** *Continuous measurements of microtremors on sediments and sediment in Los Angeles, California,* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.86, pp.1595-1609.