



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ
ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**

**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ
ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ
ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

**ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ
ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ
ΣΕΡΡΩΝ**

**ΤΜΗΜΑ
ΓΕΩΠΛΗΡΟΦΟΡΙΚΗΣ
& ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΑΣ**



**ΔΙ-ΙΔΡΥΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΠΡΟΛΗΨΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΦΥΣΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΤΡΟΦΩΝ»**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΜΙΧΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ
ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ
ΚΟΡΙΝΘΙΑΚΟΥ ΚΟΛΠΟΥ**

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

**Μακρόπουλος Κωνσταντίνος
Παπαδημητρίου Παναγιώτης
Βούλγαρης Νικόλαος**

**Καθηγητής (Επιβλέπων)
Επικ. Καθηγητής
Επικ. Καθηγητής**

**ΑΘΗΝΑ
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2009**



**ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΕΘΝΙΚΗΣ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΕΠΕΑΕΚ**



**ΕΥΡΩΠΑΪΚΗ ΕΝΩΣΗ
ΣΥΓΧΡΗΜΑΤΟΔΟΤΗΣΗ
ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ**



Η ΠΑΙΔΕΙΑ ΣΤΗΝ ΚΟΡΥΦΗ
Επιχειρησιακό Πρόγραμμα
Εκπαίδευσης και Αρχικής
Επαγγελματικής Κατάρτισης



ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΕΘΝΙΚΗΣ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΕΠΕΑΕΚ

ΕΥΡΩΠΑΪΚΗ ΕΝΩΣΗ
ΣΥΓΧΡΗΜΑΤΟΔΟΤΗΣΗ
ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΟΙΝΩΝΙΚΟ ΤΑΜΕΙΟ



Η ΠΑΙΔΕΙΑ ΣΤΗΝ ΚΟΡΥΦΗ
Επιχειρησιακό Πρόγραμμα
Εκπαίδευσης και Αρχικής
Επαγγελματικής Κατάρτισης

Περιεχόμενα

	Σελ.
Εισαγωγή.....	1
Κεφάλαιο 1^ο	
Η εδαφική κίνηση στην Τεχνική Σεισμολογία.....	3
1.1 Εισαγωγή.....	3
1.2 Η περιγραφή της εδαφικής κίνησης.....	4
1.2.1 Το πλάτος της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	4
1.2.2 Η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	6
1.2.3 Φασματικές παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	6
1.2.3 Άλλες παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	12
1.3 Παράγοντες που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση.....	13
1.3.1 Το μέγεθος και η απόσταση.....	13
1.3.2 Τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας.....	16
1.3.3 Το μέσο διάδοσης της σεισμικής ενέργειας.....	20
1.3.4 Η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (site effects).....	21
1.3.4.1 Η επίδραση των χαλαρών εδαφικών στρωμάτων.....	22
1.3.4.2 Η επίδραση της τοπογραφίας.....	24
1.3.4.3 Η επίδραση των αλλουβιακών πεδιάδων και κοιλάδων.....	25
1.3.4.4 Η μη-γραμμική συμπεριφορά των χαλαρών εδαφών.....	28
1.3.4.5 Άλλα φαινόμενα που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση.....	28
1.4 Επεξεργασία των δεδομένων της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	29
Κεφάλαιο 2^ο	
Μέθοδοι προσδιορισμού της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση (site effects).....	35
2.1 Εισαγωγή.....	35
2.2 Εμπειρικές μέθοδοι.....	36
2.2.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση έντασης.....	36
2.2.2 Γεωλογικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση.....	37
2.2.3 Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση.....	39
2.2.4 Επιφανειακή γεωλογία / Φάσματα απόκρισης.....	39
2.2.4.1 Εμπειρικοί νόμοι απόσβεσης.....	39
2.2.4.2 Αντισεισμικοί κώδικες κατασκευής.....	41
2.2.5 Η επίδραση της τοπογραφίας και των εγκάρσιων ασυνεχειών.....	42
2.3 Υπολογιστικές μέθοδοι.....	42
2.3.1 Απλές υπολογιστικές μέθοδοι.....	43
2.3.2 Σύνθετες υπολογιστικές μέθοδοι.....	44
2.4 Πειραματικές μέθοδοι.....	45
2.4.1 Μακροσεισμικές παρατηρήσεις.....	45
2.4.2 Δεδομένα μικροθορύβου.....	45

2.4.2.1 Φάσματα μικροθορύβου.....	50
2.4.2.2 Ο φασματικός λόγος θέσεως - σταθμού αναφοράς ($H^{NRSR}(f)$).....	50
2.4.2.3 Η μέθοδος HVSR.....	51
2.4.2.4 Τεχνικές διάταξης (array techniques).....	55
2.4.3 Δεδομένα ασθενούς εδαφικής κίνησης.....	56
2.4.3.1 Η μέθοδος του τυπικού φασματικού λόγου (SSR).....	57
2.4.3.2 Η μέθοδος των κυμάτων coda.....	58
2.4.3.3 Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής (GIT).....	59
2.4.3.4 Η μέθοδος HVSR-RF.....	60
2.4.3 Δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	61

Κεφάλαιο 3^ο

Γεωλογικά χαρακτηριστικά στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.....	63
3.1 Εισαγωγή.....	63
3.2 Γεωλογικά χαρακτηριστικά.....	67
3.2.1 Λιθοστρωματογραφία.....	69
3.2.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά – Υδρογραφικό δίκτυο.....	72
3.2.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική & Πιθανές σεισμικές πηγές.....	73
3.2.3.1 Τεκτονικά χαρακτηριστικά του δυτικού και κεντρικού Κ.κ.....	74
3.2.3.2 Τεκτονικά χαρακτηριστικά του ανατολικού Κ.κ.....	80
3.2.4 Η Σεισμικότητα στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.....	86
3.2.5 Γεωλογική εξέλιξη του Κορινθιακού κόλπου.....	88

Κεφάλαιο 4^ο

Το δίκτυο RASMON και η διάταξη CORSSA.....	90
4.1 Εισαγωγή.....	90
4.2 Τα όργανα καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης.....	92
4.3 Οι επιταχυνσιογράφοι ETNA & K2.....	94
4.4 Εγκατάσταση και διαχείριση των σταθμών του δικτύου RASMON.....	100
4.5 Οι σταθμοί του δικτύου RASMON.....	103
4.6 Η διάταξη CORSSA.....	120
4.7 Επεξεργασία των δεδομένων του δικτύου RASMON.....	125

Κεφάλαιο 5^ο

Εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR.....	130
5.1 Τα δεδομένα του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA.....	130
5.2 Η επεξεργασία των δεδομένων.....	131
5.3 Αποτελέσματα στο σταθμό του Αιγίου.....	134
5.4 Αποτελέσματα στο σταθμό της Ακράτας.....	139
5.5 Αποτελέσματα στο σταθμό της Λάκκας.....	144
5.6 Αποτελέσματα στο σταθμό της Ροδινής.....	148
5.7 Αποτελέσματα στο σταθμό της Μανάγουλης.....	153
5.8 Αποτελέσματα στο σταθμό της Σεργούλας.....	157
5.9 Αποτελέσματα στο σταθμό των Τριζονίων.....	162

5.10 Αποτελέσματα στο σταθμό του Γαλαξειδίου.....	166
5.11 Αποτελέσματα στο σταθμό της Αντικύρας.....	170
5.12 Αποτελέσματα στο σταθμό του Ξυλοκάστρου.....	173
5.13 Αποτελέσματα στο σταθμό του Κιάτου.....	177
5.14 Αποτελέσματα στο σταθμό του Λουτρακίου.....	182
5.15 Αποτελέσματα των μεθόδων HVSR-RF και SSR στη διάταξη CORSSA...185	
5.15.1 Τα δεδομένα της διάταξης CORSSA.....	185
5.15.2 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF.....	187
5.15.3 Εφαρμογή της μεθόδου SSR.....	191
5.15.4 Φασματικά χαρακτηριστικά.....	195
5.15.5 Συζήτηση των αποτελεσμάτων.....	197
5.16 Συζήτηση των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA.....	201
6.17 Συζήτηση των φασματικών χαρακτηριστικών στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA.....	204

Κεφάλαιο 6^ο

Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR.....	206
6.1 Εισαγωγή.....	206
6.2 Οι μετρήσεις μικροθορύβου.....	207
6.3 Η επεξεργασία των δεδομένων.....	210
6.4 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Αιγίου.....	211
6.5 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Ακράτας.....	212
6.6 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Λάκκας.....	214
6.7 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Ροδινης.....	215
6.8 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Μανάγουλης.....	217
6.9 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Σεργούλας.....	218
6.10 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό των Τριζονίων.....	219
6.11 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Γαλαξειδίου.....	220
6.12 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Αντικύρας.....	221
6.13 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Ξυλοκάστρου.....	222
6.14 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Κιάτου.....	223
6.15 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Λουτρακίου.....	224
6.16 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στη θέση της διάταξης CORSSA.....	226
6.17 Συζήτηση των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA.....	227
Συμπεράσματα.....	230
Επεξήγηση κειμένου.....	233
Ευχαριστίες.....	234

Βιβλιογραφία.....	235
-------------------	-----

Εισαγωγή

Η μελέτη της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση (site effects) αποτελεί σήμερα ένα από τα κύρια πεδία έρευνας στο χώρο της Τεχνικής Σεισμολογίας. Η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης, κυρίως στα χαλαρά επιφανειακά γεωλογικά στρώματα, έχει σημαντικές επιπτώσεις σε ένα ανθρωπογενές περιβάλλον, με την αύξηση των υλικών ζημιών και του ποσοστού θνησιμότητας, ιδιαίτερα στα αστικά περιβάλλοντα. Οι δραματικές αυτές επιπτώσεις έγιναν πιο ξεκάθαρες τις τελευταίες δεκαετίες και κυρίως μετά το σεισμό του 1985 στο Guerrero-Michoacan (Μεξικό) που προκάλεσε σημαντικές καταστροφές και απώλειες ζώων στην πόλη του Μεξικού. Οι σημαντικές αυτές καταστροφές οφείλονται σε μεγάλο βαθμό στην εμφάνιση επιφανειακών στρωμάτων μαλακών λιμναίων αργίλων σε μεγάλο τμήμα της πόλης, στις οποίες παρατηρήθηκε σημαντική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης που προκάλεσε την κατάρρευση των ψηλών κτιρίων της περιοχής. Παρόμοια φαινόμενα ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στα επιφανειακά γεωλογικά στρώματα παρατηρήθηκαν έκτοτε σε διάφορες περιοχές κατά τη διάρκεια ισχυρών σεισμικών γεγονότων, όπως π.χ. στο σεισμό της Αρμενίας το 1988, στο σεισμό της Loma Prieta το 1989, στο σεισμό του Northridge το 1994, στο σεισμό του Kobe το 1995 και πρόσφατα στο σεισμό της Αθήνας το 1999, τα οποία έστρεψαν το ενδιαφέρον των επιστημόνων στην μελέτη της απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση με σκοπό τη μείωση του σεισμικού κινδύνου κυρίως στα μεγάλα αστικά κέντρα.

Η ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στους επιφανειακούς χαλαρούς σχηματισμούς οφείλεται κυρίως στη διαφορά που παρουσιάζουν στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με τους περισσότερο συνεκτικούς σχηματισμούς του υποβάθρου, προκαλώντας την παγίδευση των σεισμικών κυμάτων στους σχηματισμούς αυτούς. Η τιμή της ενίσχυσης αυτής εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά των επιφανειακών σχηματισμών όπως είναι η γεωμετρία, το πάχος τους και η τιμή της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων. Εκτός όμως από την εμφάνιση χαλαρών επιφανειακών σχηματισμών, η σεισμική κίνηση επηρεάζεται και από άλλους παράγοντες όπως είναι η τοπογραφία, η εμφάνιση πλευρικών ετερογενειών και δομών βάθους, καθώς και η εμφάνιση φαινομένων μη-γραμμικής συμπεριφοράς των επιφανειακών εδαφών στη σεισμική κίνηση. Το πλήθος των παραγόντων που επιδρούν στη σεισμική κίνηση υποδηλώνουν την πολυπλοκότητα του φαινομένου, ώστε να μην είναι ακόμα δυνατή η πλήρης κατανόηση της φυσικής του από την επιστημονική κοινότητα.

Η παρούσα μελέτη επικεντρώνεται στη διερεύνηση της σεισμικής απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον με υψηλή σεισμικότητα, όπως είναι η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Στην περιοχή αυτή έχει αναπτυχθεί ένα δίκτυο επιταχυνσιογράφων, το δίκτυο

RASMON (Rio-Antirio Strong Motion Network) (Makropoulos *et al.*, 1993) και μια διάταξη πέντε επιταχυνσιογράφων σε γεώτρηση με την επωνομασία CORSSA (Corinth Soft Soil Array). Στο χρονικό διάστημα λειτουργίας τους έχουν καταγραφεί στους σταθμούς περισσότερες από 4000 ψηφιακές σεισμικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης τριών συνιστωσών, δημιουργώντας έτσι μια σημαντική βάση με δεδομένα της ασθενούς (*weak motion*) και ισχυρής εδαφικής κίνησης (*strong motion*) πολύ καλής ποιότητας. Στις σεισμικές καταγραφές του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA εφαρμόζονται στην παρούσα μελέτη δύο ευρέως διαδεδομένες πειραματικές μέθοδοι προσδιορισμού της σεισμικής απόκρισης των εδαφών, η μέθοδος HVSR-RF (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή Receiver Function technique) (π.χ. Langston, 1979; Lermo & Chavez-Garcia, 1993) για την εφαρμογή της οποίας είναι απαραίτητη η ύπαρξη μοναχά ένας σταθμός και η μέθοδος SSR (Standard Spectral Ratio) (π.χ. Borchardt, 1970) η οποία απαιτεί την ύπαρξη και ενός σταθμού αναφοράς. Για τους λόγους αυτούς στις σεισμικές καταγραφές του δικτύου RASMON εφαρμόζεται η μέθοδος HVSR-RF, ενώ στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA εφαρμόζεται και η μέθοδος SSR αφού, όπως θα δούμε σε επόμενο κεφάλαιο, το επιταχυνσιόμετρο σε βάθος 178 m δύναται να θεωρηθεί ως σταθμός αναφοράς. Στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA πραγματοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις του εδαφικού θορύβου για την εφαρμογή της ευρέως διαδεδομένης τα τελευταία χρόνια, λόγω του χαμηλού της κόστους και της ευκολίας των μετρήσεων, μεθόδου HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) (π.χ. Nakamura, 1989). Τα αποτελέσματα των πειραματικών αυτών μεθόδων συγκρίνονται μεταξύ τους και πραγματοποιείται διερεύνηση της σεισμικής απόκρισης των εδαφών στις θέσεις των σταθμών, η οποία χαρακτηρίζεται από τις θεμελιώδεις συχνότητες και τους αντίστοιχους παράγοντες ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης, ενώ πραγματοποιείται και διερεύνηση των αιτιών που προκαλούν την ενίσχυση αυτή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1°

“Η εδαφική κίνηση στην Τεχνική Σεισμολογία”

1.1 Εισαγωγή

Η *εδαφική κίνηση* (ground motion) περιγράφει τις δονήσεις του εδάφους στο πεδίο του χρόνου ή της συχνότητας και περιγράφεται από τις καταγραφές της σε ειδικά όργανα , τους σειсмоγράφους , που καταγράφουν την επιτάχυνση , την ταχύτητα ή την μετατόπιση ή προσδιορίζουν κάποια παράμετρο της εδαφικής κίνησης που περιγράφει τις δονήσεις αυτές. Η Τεχνική Σεισμολογία ενδιαφέρεται ιδιαίτερα για την *ισχυρή εδαφική κίνηση* (strong ground motion) , που είναι η εδαφική κίνηση η οποία δύναται να προκαλέσει καταστροφές στις ανθρωπογενείς κατασκευές και σχετίζεται συνήθως με τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA , Peak Ground Acceleration) μεγαλύτερες από 0.05g (όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας , $g = 9.81\text{m/s}^2$).

Στις αρχές του 20ού αιώνα και ιδιαίτερα μετά το σεισμό της Santa Barbara (California) το 1925 , οι επιστήμονες κατανόησαν την ανάγκη της μελέτης της ισχυρής εδαφικής κίνησης και την κατασκευή οργάνων καταγραφής της (επιταχυνσιογράφοι). Το 1932 τα πρώτα όργανα καταγραφής εγκαθιστώνται σε επιλεγμένες θέσεις στην California (U.S.A.) και στις 10 Μαρτίου 1933 οι πρώτες σημαντικές καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης καταγράφονται κατά τη διάρκεια του σεισμού του Long Beach (California) ($M_w = 6.4$)* (περισσότερα για τα όργανα καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης στο Κεφάλαιο 4). Το 1966 και κατά τη διάρκεια του σεισμού στο Parkfield (California) ($M_w = 6.1$) , οι πρώτες καταγραφές της επιτάχυνσης με τιμές PGA έως και 0.5 g καταγράφηκαν σε μια θέση που απέιχε 80 m από το σημείο της εδαφικής διάρρηξης , ώστε να πιστευτεί ότι αποτελεί τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) που μπορεί να παρατηρηθεί. Έκτοτε , καταγραφές κοντά στη σεισμική πηγή με τιμές PGA 0.5 g είναι συχνές και πολλές επιταχύνσεις με τιμές που ξεπερνούν το 1 g έχουν καταγραφεί.

Η ισχυρή εδαφική κίνηση που θα παρατηρηθεί σε μια θέση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες που περιλαμβάνουν τα χαρακτηριστικά της διάρρηξης της πηγής , τη διαδρομή των κυμάτων μέσα στους γεωλογικούς σχηματισμούς και τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης παρατήρησης (εικόνα 1.5). Σε επόμενη παράγραφο θα περιγραφούν οι παράγοντες αυτοί , ενώ στη συνέχεια θα αναφερθούν οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται στην Τεχνική Σεισμολογία για να περιγράψουν την εδαφική κίνηση. Στην τελευταία παράγραφο του κεφαλαίου αυτού θα αναφερθεί η διαδικασία και τα στάδια που χρησιμοποιούνται στην επεξεργασία των καταγραφών της ισχυρής εδαφικής κίνησης , των επιταχυνσιογραφημάτων.

1.2 Η περιγραφή της εδαφικής κίνησης

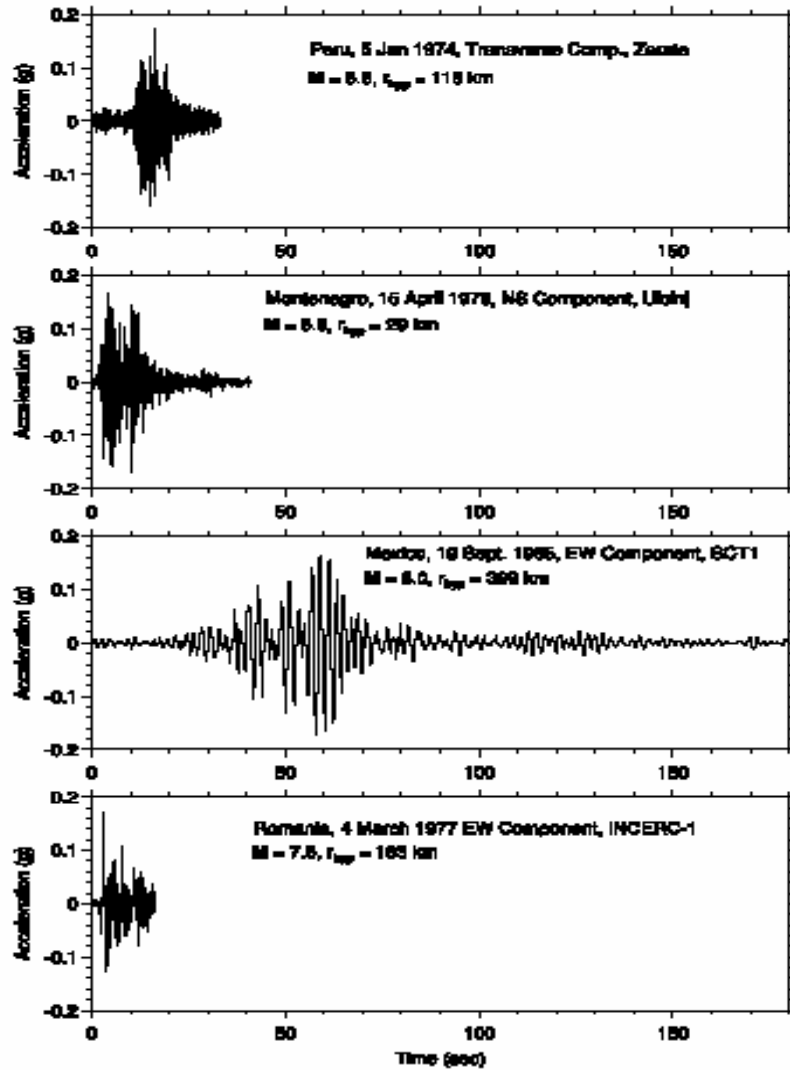
Οι καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης (επιταχυνσιογραφήματα) εμφανίζουν διαφορετικά σχήματα , διάρκεια και συχνотικό περιεχόμενο. Για να επιτευχθεί η εκτίμηση και αξιολόγηση των πληροφοριών που περιέχουν οι καταγραφές αυτές είναι απαραίτητη η ποσοτική και ποιοτική περιγραφή των χαρακτηριστικών που εμφανίζουν. Στην Τεχνική Σεισμολογία χρησιμοποιούνται κάποιες παράμετροι για την περιγραφή των επιταχυνσιογραφημάτων. Οι παράμετροι αυτές μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις κύριες κατηγορίες που έχουν να κάνουν με το πλάτος , τη διάρκεια και το συχνотικό περιεχόμενο των επιταχυνσιογραφημάτων.

1.2.1 Το πλάτος της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Από το 1960 και αργότερα , η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη παράμετρος για την ποσοτικοποίηση της εδαφικής κίνησης είναι η *μέγιστη εδαφική επιτάχυνση* (PGA – Peak Ground Acceleration). Η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση μπορεί να μετρηθεί απευθείας από τις καταγραφές της κίνησης , άσχετα από τη φάση , τον τύπο κύματος και το συχνотικό περιεχόμενο και για το λόγο αυτό η παράμετρος αυτή χρησιμοποιείται ευρέως στην Τεχνική Σεισμολογία. Καταγεγραμμένες τιμές PGA από ισχυρές σεισμικές δονήσεις ποικίλουν από 0.1 g (πόλη του Μεξικό , 1985) έως και 2 g (περιοχή Nahanni , Καναδάς , 1987).

Στην πράξη , η μέγιστη οριζόντια επιτάχυνση εμφανίζεται στις περισσότερες καταγραφές στο τμήμα των κυμάτων S με επικρατούσες συχνότητες μεταξύ 3 Hz και 8 Hz. Η μέγιστη κάθετη επιτάχυνση εμφανίζεται κάποιες φορές στο τμήμα των P κυμάτων ενώ κάποιες άλλες στο τμήμα των S κυμάτων , με

επικρατούσες συχνότητες από 5 Hz έως 20 Hz. Πάραυτα , η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση εμφανίζει σημαντικούς περιορισμούς , καθώς δεν υποδεικνύει κάποια στοιχεία για τη διάρκεια ή το συχνοτικό περιεχόμενο της κίνησης (εικόνα 1.1) , παράμετροι από τις οποίες εξαρτάται κατά πολύ η συμπεριφορά των εδαφών και των κτιρίων κατά τη διάρκεια της σεισμικής κίνησης.



Εικόνα 1.1: Τέσσερα επιταχυνσιογραφήματα των οριζόντιων συνιστωσών από διαφορετικά σεισμικά γεγονότα με ακριβώς ίδιες τιμές PGA.

Άλλες παράμετροι πλάτους που χρησιμοποιούνται συχνά είναι η **μέγιστη εδαφική ταχύτητα** (PGV - Peak Ground Velocity) και **μετάθεση** (PGD - Peak Ground Displacement). Οι χρονικές εξελίξεις της ταχύτητας και της μετάθεσης υπολογίζονται από την αρχική καταγραφή της επιτάχυνσης με διαδοχική ολοκλήρωση. Οι τιμές αυτές ανταποκρίνονται σε χαμηλότερα πεδία συχνοτήτων από την επιτάχυνση που συνήθως αντιστοιχεί σε υψηλές συχνότητες ($f \approx 5-10$ Hz) , με την ταχύτητα να αντιστοιχεί σε μέσες συχνότητες ($f \approx 1$ Hz) και την μετάθεση σε υψηλές περιόδους ($T > 2s$). Τυπικά , για ισχυρές εδαφικές κινήσεις , οι τιμές τους κυμαίνονται από 0.1 έως 1 m/s για την ταχύτητα και από μερικά

εκατοστά έως μερικά μέτρα για την μετάθεση. Σε κάποιες πρόσφατες μελέτες της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας δίνεται μεγαλύτερη έμφαση στις τιμές αυτές (Bolt, 1996; Gregor & Bolt, 1997). Παρόλα αυτά, ειδικά η τιμή PGD, δεν εμφανίζει μεγάλη αξιοπιστία εξαιτίας της ευαισθησίας της στην επεξεργασία των δεδομένων και συγκεκριμένα στις συχνότητες αποκοπής των φίλτρων χαμηλών συχνοτήτων (high-pass filtering).

1.2.2 Η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Η *διάρκεια* της ισχυρής εδαφικής κίνησης αποτελεί μια πολύ σημαντική παράμετρο, καθώς σχετίζεται άμεσα με τις παρατηρούμενες από το σεισμό καταστροφές. Έχει διαπιστωθεί πως διάφορες φυσικές διεργασίες που σχετίζονται με τις σεισμικές καταστροφές, όπως είναι η απώλεια στήριξης, η μείωση της αντοχής και η ρευστοποίηση σχετίζονται άμεσα με τη διάρκεια των σεισμικών δονήσεων. Είναι δυνατόν οπότε, ένας σεισμός με μεγαλύτερα μέγιστα πλάτη αλλά μικρότερη χρονική διάρκεια να προκαλέσει λιγότερες καταστροφές από ένα σεισμό με μικρότερα μέγιστα πλάτη αλλά μεγαλύτερη διάρκεια.

Η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης εξαρτάται από την ενέργεια που θα απελευθερωθεί στη σεισμική εστία, δηλαδή από το μέγεθος του σεισμικού γεγονότος (εικόνα 1.6). Ένα γενικότερο πρόβλημα στην παραμετροποίηση της διάρκειας είναι η μη συμφωνία μεταξύ των διαφόρων μεθόδων που έχουν προταθεί. Χαρακτηριστική είναι η ανακεφαλαίωση των Bommer & Martinez-Pereira (1998), η οποία αναφέρει 30 διαφορετικούς προσδιορισμούς της διάρκειας της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Συνήθως επιλέγεται ο χρόνος όπου η εδαφική κίνηση ξεπερνάει μια συγκεκριμένη τιμή κατωφλίου (συνήθως 0.05 g, Bolt, 1969; Krammer, 1996). Εναλλακτικά μπορεί να προσδιορισθεί με βάση τα φασματικά χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης, όπως για παράδειγμα το τμήμα του φάσματος που περιλαμβάνει το 5% έως το 95% του συνολικού ενεργειακού περιεχομένου (Trifunac & Brady, 1975).

1.2.3 Φασματικές παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Προηγουμένως περιγράφηκαν οι παράμετροι του πλάτους που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή της χρονοσειράς της καταγραφής της επιτάχυνσης, της ταχύτητας και της μετάθεσης και όπως αναφέρθηκε εμφανίζουν σημαντικά μειονεκτήματα καθώς δεν υποδηλώνουν τίποτα για το συχνοτικό περιεχόμενο της κίνησης. Το συχνοτικό περιεχόμενο της εδαφικής κίνησης είναι ιδιαίτερα σημαντικό στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας

και στον αντισεισμικό σχεδιασμό των αστικών περιοχών. Για τους λόγους αυτούς είναι απαραίτητη η μεταφορά της επιτάχυνσης στο συχνοτικό χώρο, που πραγματοποιείται συνήθως μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατή η διάκριση της κατανομής της σεισμικής ενέργειας στο σύνολο του φάσματος, η διάκριση των συχνοτήτων στις οποίες απελευθερώνεται το μεγαλύτερο τμήμα της σεισμικής ενέργειας, καθώς και η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην έκλυση της.

Ο πιο συχνός τρόπος για τον χαρακτηρισμό του συχνοτικού περιεχομένου της ισχυρής εδαφικής κίνησης είναι το **φάσμα Fourier** (Fourier spectra). Ο μετασχηματισμός Fourier της εδαφικής επιτάχυνσης στο πεδίο του χρόνου, $a_g(t)$, ορίζεται από τη σχέση:

$$F(\omega) = \int_0^{T_0} a_g(t) e^{-i\omega t} dt \quad (1.1)$$

, όπου $F(\omega)$ είναι ο μετασχηματισμός Fourier της εδαφικής επιτάχυνσης, ω είναι η κυκλική συχνότητα (rad/sec), T_0 είναι ο συνολικός χρόνος της καταγραφής και $i = (-1)^{1/2}$. Με δεδομένο το φάσμα Fourier, $F(\omega)$, η επιτάχυνση στο πεδίο του χρόνου, $a_g(t)$, υπολογίζεται από τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier (inverse Fourier transform):

$$a_g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (1.2)$$

Η σχέση (1.1) μπορεί να περιγραφεί και ως εξής:

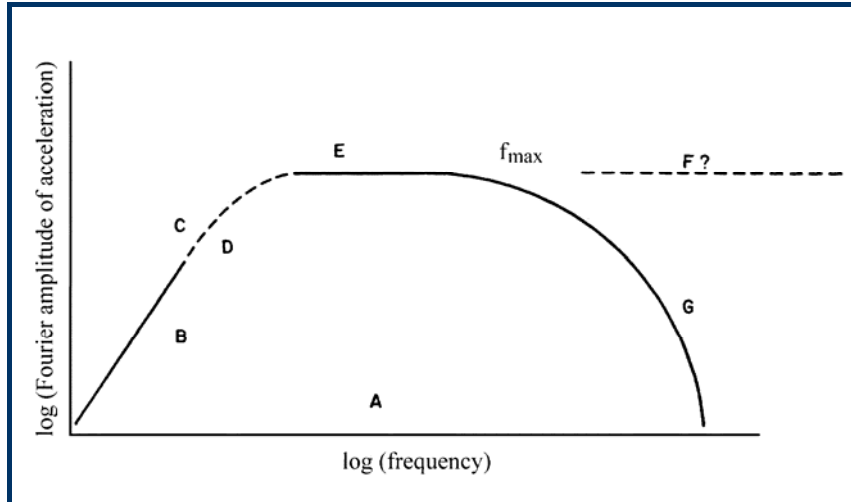
$$F(\omega) = \underbrace{\int_0^{T_0} a_g(t) \cos \omega t dt}_{=C(\omega)} - i \underbrace{\int_0^{T_0} a_g(t) \sin \omega t dt}_{=S(\omega)} \quad (1.3)$$

, όπου είναι φανερό πως το φάσμα Fourier, $F(\omega)$, είναι ένας πολυσύνθετος όρος που μπορεί να περιγραφεί από το πλάτος (modulus) και μια γωνία φάσης. Το πλάτος του $F(\omega)$, που ονομάζεται φασματικό πλάτος $FAS(\omega)$ (Fourier Amplitude Spectrum) και η φάση του $F(\omega)$, που ονομάζεται φασματική φάση Fourier $\Phi(\omega)$, υπολογίζονται από τις σχέσεις (π.χ. Hudson, 1979; Clough & Penzien, 1993):

$$FAS(\omega) = \sqrt{C^2(\omega) + S^2(\omega)} \quad (1.4)$$

$$\Phi(\omega) = -\tan^{-1} [S(\omega)/C(\omega)] \quad (1.5)$$

Στις ψηφιοποιημένες ή ψηφιακές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης , ο υπολογισμός των φασμάτων Fourier πραγματοποιείται συνήθως από τις τεχνικές DFT (Discrete Fourier Transform) και FFT (Fast Fourier Transform) (Humar, 1990; Press *et al.*, 1992; Clough & Penzien, 1993).



Εικόνα 1.2: Ποιοτική απεικόνιση του πλάτους του φάσματος Fourier ενός επιταχυνσιογραφήματος μακρινού πεδίου της ισχυρής εδαφικής κίνησης. (Η επεξήγηση πραγματοποιείται στο κείμενο).

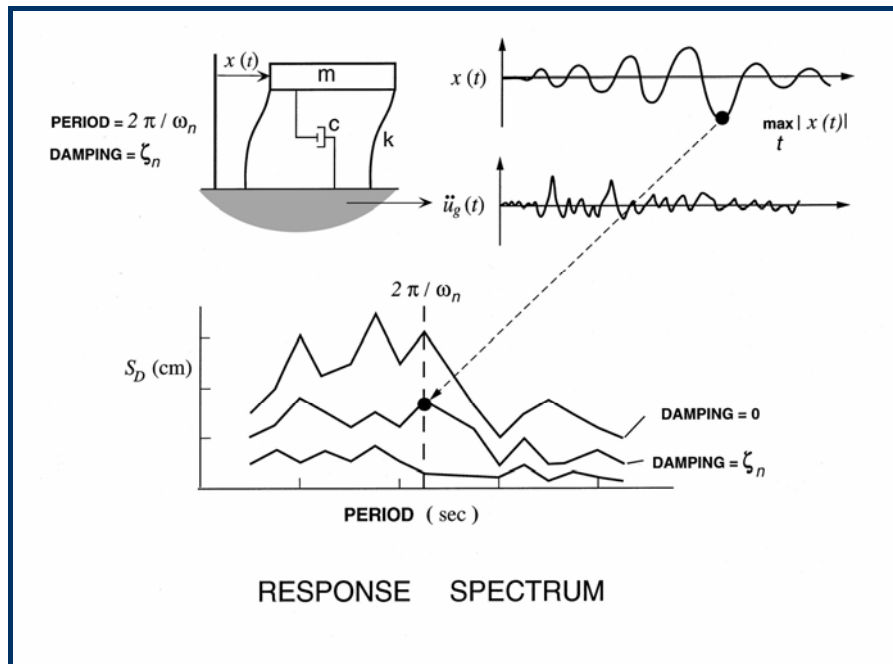
Η μορφή των φασμάτων Fourier της εδαφικής επιτάχυνσης μπορεί να γενικευθεί στην εικόνα 1.2. Στην εικόνα 1.2 η συνολική επιφάνεια (A) ελέγχεται από την απόσταση από τη σεισμική εστία. Στις χαμηλές συχνότητες (B) το φάσμα αυξάνεται ανάλογα με τη συχνότητα f . Η γωνιακή συχνότητα (C) ελέγχεται από τις διαστάσεις του ρήγματος και την κατευθυντικότητα και βρίσκεται στη συχνότητα όπου η ασυμπτωτική συμπεριφορά της καμπύλης αποκτά χαμηλότερη κλίση. Το σχήμα του φάσματος στο τμήμα (D) , ακριβώς μετά τη γωνιακή ταχύτητα , ελέγχεται από την μεγάλης κλίμακας συνθετότητα της ολίσθησης του ρήγματος στο χώρο και το χρόνο. Το επίπεδο τμήμα (E) είναι χαρακτηριστικό του μοντέλου της πηγής (ω -square ή ω^2). Σε μεγαλύτερες συχνότητες το πλάτος του φάσματος μειώνεται , π.χ. σε συχνότητες μεγαλύτερες της f_{max} . Δεν είναι γνωστό σε ποιο βαθμό το φάσμα της σεισμικής πηγής είναι επίπεδο (F) με τη μείωση του πλάτους του εξαιτίας της εξασθένισης της κίνησης και σε ποιο βαθμό η μείωση συμβαίνει εξαιτίας των διαδικασιών στην εστία του σεισμού.

Το πιο βασικό εργαλείο χαρακτηρισμού της ισχυρής εδαφικής κίνησης στην Τεχνική Σεισμολογία αποτελεί το **φάσμα απόκρισης** (response spectrum) (Biot, 1933, 1934; Benniof, 1934; Housner, 1952). Το φάσμα απόκρισης εξ'ορισμού , παρουσιάζει τη μέγιστη απόκριση (στη διάρκεια του χρόνου) ενός συστήματος με ένα βαθμό ελευθερίας (SDOF – Single Degree Of Freedom) όταν ασκείται στη βάση του μια συγκεκριμένη κίνηση , συναρτήσει της ιδιοπεριόδου (ή

ιδιοσυχνότητας) και της απόσβεσης που χαρακτηρίζουν το σύστημα αυτό (εικόνα 1.3). Η φυσική περίοδος T (sec) ενός συστήματος με ένα βαθμό ελευθερίας (SDOF) σχετίζεται με την κυκλική συχνότητα ω (rad/sec) και την κυκλική συχνότητα f (Hz) με τις σχέσεις:

$$\omega = \sqrt{k/m} = 2\pi f = 2\pi/T \quad (1.6)$$

, όπου k και m είναι το μέτρο ακαμψίας και μάζας του συστήματος αντίστοιχα. Το σύστημα με ένα βαθμό ελευθερίας μπορεί να έχει διαφορετικές τιμές απόσβεσης, οι οποίες χαρακτηρίζονται με ένα ποσοστό % της κρίσιμης απόσβεσης (critical damping), π.χ. 0%, 2%, 5%, 10% και 20%. Συνήθως χρησιμοποιείται η τιμή 5%. Όταν η τιμή απόσβεσης είναι σταθερή και μεταβάλλεται η κυκλική συχνότητα ω , τότε προκύπτει ένα ελαστικό φάσμα απόκρισης, που αναφέρεται σε ένα γραμμικό ελαστικό σύστημα ενός βαθμού ελευθερίας.



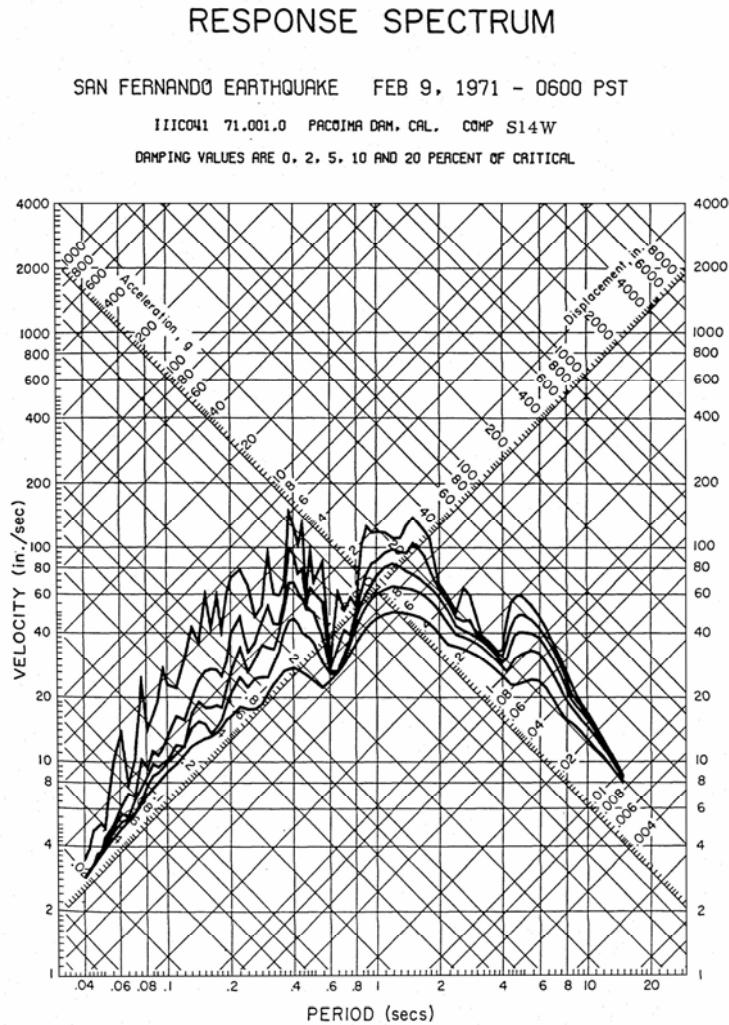
Εικόνα 1.3: Το φάσμα απόκρισης υπολογίζεται από τη σεισμική κίνηση που ασκείται σε έναν ταλαντωτή με ένα βαθμό ελευθερίας (SDOF). Οι τεταγμένες της καμπύλης του φάσματος απόκρισης καθορίζονται από τη μέγιστη απόλυτη τιμή του μεγέθους της απόκρισης ενδιαφέροντος ως μια λειτουργία της φυσικής περιόδου και της απόσβεσης του ταλαντωτή.

Τα πιο κοινά φάσματα απόκρισης που χρησιμοποιούνται είναι το φάσμα απόκρισης της συνολικής επιτάχυνσης S_a , της ταχύτητας S_v και της μετάθεσης S_d του συστήματος. Άλλες κοινές εκφράσεις που χρησιμοποιούνται είναι το φάσμα απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας (PSV - Pseudo-Velocity Spectra) και το φάσμα απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης (PSA - Pseudo-Acceleration Spectra), όπου:

$$PSV = \omega \cdot S_d \quad (1.7)$$

$$PSA = \omega^2 \cdot S_d \quad (1.8)$$

Οι τελευταίες αυτές εκφράσεις εμφανίζονται λιγότερο αξιόπιστες στις χαμηλές και υψηλές συχνότητες, γι' αυτό και αναφέρονται ως “ψευδο-φάσμα απόκρισης”. Στο ευρύτερο πεδίο των συχνοτήτων ισχύει $PSV=P_v$ και $PSA=P_a$, καθώς οι διαφορές μεταξύ τους είναι αμελητέες. Στην εικόνα 1.4 παρουσιάζεται μια αναπαράσταση του φάσματος απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας σε τριμερές λογαριθμικό διάγραμμα για διάφορες τιμές απόσβεσης.



Εικόνα 1.4: Το τριμερές διάγραμμα του φάσματος της ψευδο-ταχύτητας της συνιστώσας της εδαφικής κίνησης με διεύθυνση S14°W, που καταγράφηκε στη βάση του φράγματος Pacoima κατά τη διάρκεια του σεισμού στο San Fernando στις 9 Φεβρουαρίου, 1971. Οι διαφορετικές καμπύλες είναι για τιμές απόσβεσης 0, 2, 5, 10 και 20 % της κρίσιμης απόσβεσης.

Τα φάσματα απόκρισης διαφέρουν από τα φάσματα Fourier στον παράγοντα απόσβεσης, ο οποίος απουσιάζει από τα δεύτερα. Επομένως, το φάσμα Fourier μιας σεισμικής εδαφικής κίνησης σχετίζεται ποιοτικά με το αντίστοιχο φάσμα απόκρισης για μηδενική απόσβεση (Benioff, 1934; Hudson,

1962). Από τα χαρακτηριστικά του φάσματος απόκρισης για μηδενική απόσβεση προκύπτει η εξής συσχέτιση με το φάσμα Fourier:

$$\omega \cdot S_d \geq |F(\omega)| \quad (1.9) \quad \text{και} \quad S_v \geq |F(\omega)| \quad (1.9)$$

Τα φάσματα απόκρισης περιγράφουν την περιεχόμενη ενέργεια στην εδαφική κίνηση με έναν τρόπο ο οποίος είναι πιο θεμελιώδης στη σεισμική απόκριση των κατασκευών σε σχέση με τα φάσματα Fourier, καθώς περιέχουν την επίδραση της απόσβεσης. Επιπλέον, τα φάσματα απόκρισης χρησιμοποιούνται ευρέως στην κατασκευή των ελαστικών φασμάτων σχεδιασμού που αναφέρονται στους αντισεισμικούς κανονισμούς και γενικότερα στα κριτήρια σχεδιασμού σημαντικών έργων.

Στην πραγματικότητα, κατά τη διάρκεια μιας ισχυρότατης εδαφικής κίνησης, μια κατασκευή δεν συμπεριφέρεται πάντα ελαστικά. Για το λόγο αυτό, τα ελαστικά φάσματα απόκρισης αν και αποτελούν ένα πολύ σημαντικό χαρακτηρισμό της σεισμικής κίνησης με πολλές εφαρμογές, έχουν μειωμένη δυνατότητα πρόβλεψης των καταστροφών στις κατασκευές στη διάρκεια ισχυρών σεισμικών γεγονότων. Τα **ανελαστικά φάσματα απόκρισης** (IRS – Inelastic Response Spectrum), τα οποία περιλαμβάνουν μερικά θεμελιώδη στοιχεία της ανελαστικής δυναμικής συμπεριφοράς, περιγράφουν την ανελαστική (μη-γραμμική) συμπεριφορά του συστήματος με ένα βαθμό ελευθερίας σε μια σεισμική κίνηση, σε σχέση με την αρχική (ελαστική) φυσική του περίοδο. Μια από τις κύριες παραμέτρους που χρησιμοποιούνται στα ανελαστικά φάσματα απόκρισης καθώς και στους αντισεισμικούς σχεδιασμούς είναι ο ρυθμός ολκιμότητας της μετάθεσης μ (displacement ductility ratio) που καθορίζεται ως:

$$\mu = u_{max} / u_y \quad (1.10)$$

, όπου u_{max} και u_y είναι αντίστοιχα, η μέγιστη και η αποδιδόμενη μετάθεση του συστήματος με ένα βαθμό ελευθερίας (η μετάθεση σχετικά με το έδαφος).

Τα **φάσματα ενέργειας** (energy spectra) και ειδικά τα **φάσματα υστέρησης της ενέργειας** (hysteretic energy spectra), παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για την ικανότητα προκάλεσης βλαβών της ισχυρής εδαφικής κίνησης, καθώς περιλαμβάνουν τη συνολική επενέργεια των στοιχείων που προκαλούν τις καταρρεύσεις (ανελαστική απόκριση, αριθμός κύκλων ανελαστικής συμπεριφοράς). Το φάσμα υστέρησης της ενέργειας, όπου υστέρηση της ενέργειας είναι το ποσό της ενέργειας που πρέπει μια κατασκευή να διασκορπίσει μέσω της ανελαστικής μη-γραμμικής απόκρισης της, αντικατοπτρίζει το διασκορπισμό της υστέρησης της ενέργειας όταν επιβάλλεται σε ένα ανελαστικό σύστημα ενός βαθμού ελευθερίας. Αν μια κατασκευή μπορέσει να διασκορπίσει την υστέρηση της ενέργειας που ασκείται σε ένα σεισμό, τότε δεν θα καταρρεύσει. Γενικά, όταν ασκείται υψηλή υστέρηση της ενέργειας από τη σεισμική κίνηση είναι πιθανό να υπάρξουν σημαντικές βλάβες.

Η συμπεριφορά των κατασκευών και το όριο βλαβών μπορούν να ποσοτικοποιηθούν με ένα δείκτη βλαβών (DI – Damage Index). Ο δείκτης αυτός

θα έχει την τιμή 0 αν η κατασκευή παραμείνει ελαστική (δεν αναμένονται σημαντικές βλάβες) και την τιμή 1 αν υπάρχει η δυνατότητα αστοχίας. Οι υπόλοιπες συμπεριφορές των κατασκευών (λειτουργικότητα, σχεδόν κατάρρευση κ.λ.π.) λαμβάνουν τιμές από 0 έως 1. Το **φάσμα βλαβών** (damage spectra) αντικατοπτρίζει τη διακύμανση του δείκτη βλαβών (DI) με την ιδιοπερίοδο της κατασκευής, για ένα αριθμό συστημάτων με ένα βαθμό ελευθερίας που υπόκεινται στη σεισμική κίνηση. Το γεγονός αυτό καθιστά το φάσμα βλαβών ένα χρήσιμο εργαλείο στην εκτίμηση της συμπεριφοράς σε σχέση με τις βλάβες των ήδη υπαρχόντων και των μελλοντικών κατασκευών.

1.2.3 Άλλες παράμετροι της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Άλλες παράμετροι που χρησιμοποιούνται συχνά στην περιγραφή της ισχυρής εδαφικής κίνησης είναι η φασματική ένταση, η ένταση Arias και η μέση τετραγωνική επιτάχυνση.

Η **φασματική ένταση** (spectral intensity) χαρακτηρίζει τη μέση φασματική απόκριση για τις συχνότητες ενδιαφέροντος στη μηχανική των κατασκευών. Ουσιαστικά αναφέρεται στην περιοχή που περικλείεται κάτω από την καμπύλη απόκρισης και αποτελεί μια ένδειξη της δύναμης της σεισμικής επιτάχυνσης που υπολογίζεται από τη μέση απόκριση μιας ομάδας ταλαντωτών με συγκεκριμένη απόσβεση. Ο Housner (1952) όρισε αρχικά την φασματική ένταση SI ως:

$$SI(\xi) = \int_{0.1}^{2.5} PSV(\xi, T) dT \quad (1.11)$$

, όπου T η διάρκεια και ξ η απόσβεση (συνήθως 0.2). Ο Housner χρησιμοποίησε τις φασματικές εντάσεις στη σύγκριση διαφορετικών καταγραφών της επιτάχυνσης ώστε να βαθμονομήσει τις καταγραφές και να κατασκευάσει μια μέση φασματική καμπύλη που θα χρησιμοποιηθεί στον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών (Housner, 1959). Πρόσφατα, Ιάπωνες ερευνητές έδωσαν ένα νέο νόημα στην παράμετρο αυτή χρησιμοποιώντας τη μέση τιμή της: $IS = SI(0.2)/2.4s$, και ισχυρίζονται πως οι βλάβες συμβαίνουν μόνο όταν $IS \geq 30 \text{ cm/s}$.

Η **ένταση Arias** είναι μια παράμετρος της εδαφικής κίνησης που σχετίζεται με τα φασματικά χαρακτηριστικά της ενέργειας που περικλείεται στις καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η πιο κοινή έκφρασή της (Arias, 1970) είναι το άθροισμα της συνολικής ενέργειας ανά μονάδα βάρους σε έναν αριθμό ελαστικών συστημάτων με ένα βαθμό ελευθερίας και μηδενική απόσβεση, που οι συχνότητες τους κατανέμονται ομοιόμορφα σε διάστημα από 0 έως ∞ και υπολογίζεται από ολόκληρο το επιταχυνσιογράφημα, χωρίς να εξαρτάται από τη μέθοδο καθορισμού της διάρκειας. Ο παραπάνω ορισμός μπορεί να περιγραφεί με την εξής έκφραση (Arias, 1970; Trifunac & Brady, 1975):

$$I_A = (\pi/2g) \int_0^{t_d} [a_g(t)]^2 dt \quad (1.12)$$

, όπου $a_g(t)$ είναι η εδαφική επιτάχυνση , t_d είναι η συνολική διάρκεια της καταγραφής και g η επιτάχυνση της βαρύτητας.

Η **μέση τετραγωνική επιτάχυνση** περιγράφει την επίδραση του πλάτους και του συχνοτικού περιεχομένου της επιτάχυνσης . Όταν η διάρκεια T_d και η μέση ένταση της επιτάχυνσης λ_0 είναι γνωστές , η μέση τετραγωνική επιτάχυνση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$a_{rms} = \sqrt{\frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} [a(t)]^2 dt} = \sqrt{\lambda_0} \quad (1.13)$$

Η παράμετρος αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη στον αντισεισμικό κανονισμό , αλλά επηρεάζεται από τη μέθοδο υπολογισμού της διάρκειας.

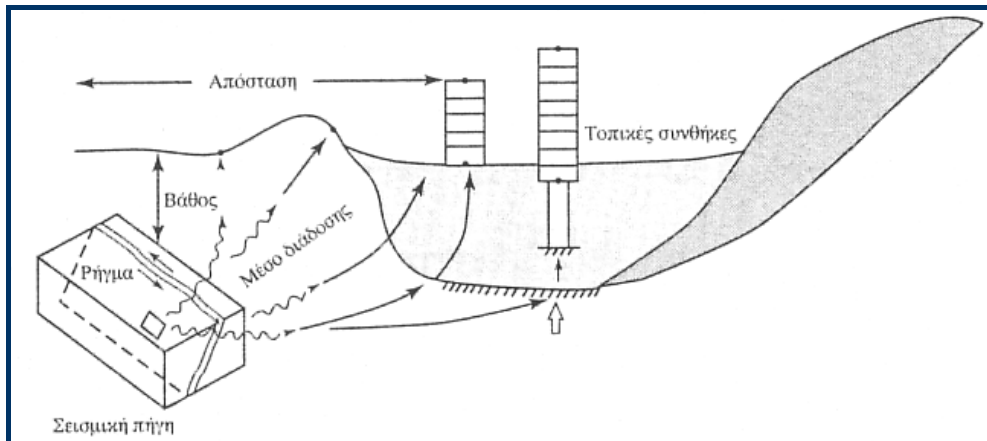
1.3 Παράγοντες που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση

Από τη στιγμή γένεσης ενός σεισμού με τη διάρρηξη της σεισμικής εστίας , έως τη στιγμή καταγραφής της εδαφικής κίνησης που προκαλείται από το σεισμό αυτό στη θέση καταγραφής , η σεισμική κίνηση που θα παρατηρηθεί εξαρτάται και επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες (εικόνα 1.5) , με πρωταρχικούς το μέγεθος του σεισμικού γεγονότος και την απόσταση της θέσης από τη σεισμική εστία. Τα χαρακτηριστικά διάρρηξης της πηγής όπως ο μηχανισμός γένεσης , η φορά και ταχύτητα διάρρηξης και η κατευθυντικότητα , έχει παρατηρηθεί πως επηρεάζουν την παρατηρούμενη σεισμική κίνηση σε μια θέση και επιδρούν στην κατανομή της σεισμικής έντασης. Τα σεισμικά κύματα , από τη στιγμή γένεσης τους στη σεισμική εστία έως τη στιγμή που θα φτάσουν στη θέση παρατήρησης , διαδίδονται μέσα στα γεωλογικά στρώματα του φλοιού και επηρεάζονται από τα χαρακτηριστικά τους. Εκτός από το μέσο διάδοσης , τα σεισμικά κύματα εμφανίζουν σημαντική εξάρτηση από τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες της θέσης παρατήρησης.

Οι παράγοντες αυτοί είναι οι κύριοι παράγοντες που επιδρούν στη σεισμική κίνηση και θα περιγραφούν στη συνέχεια στις επόμενους παραγράφους.

1.3.1 Το μέγεθος και η απόσταση

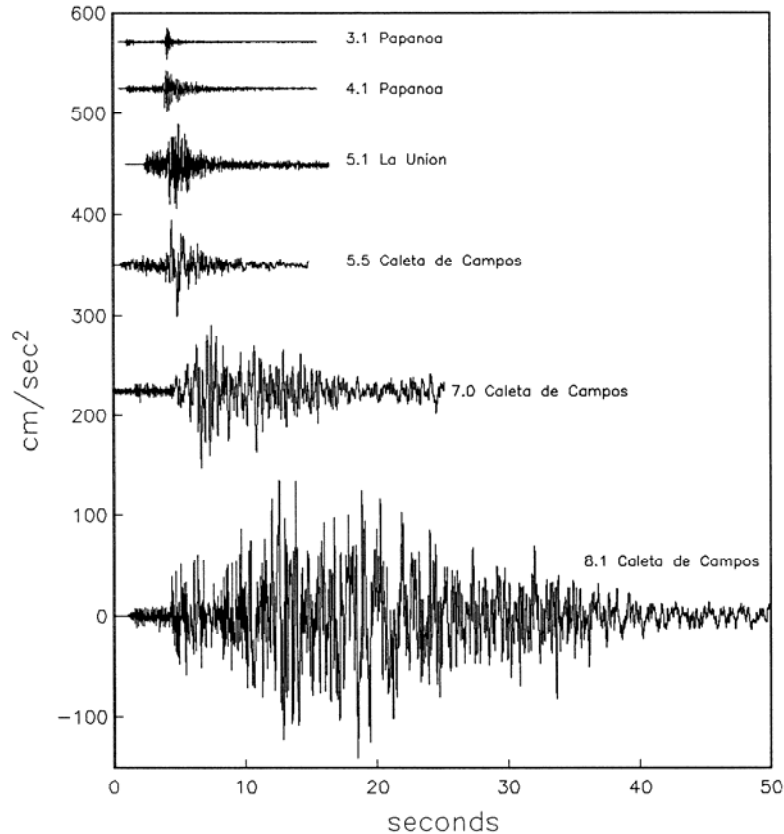
Η επίδραση του σεισμικού μεγέθους και της απόστασης από τη σεισμική εστία στο πλάτος της παρατηρούμενης σεισμικής κίνησης σε μια θέση είναι σχετικά ξεκάθαρη. Με την αύξηση του μεγέθους και τη μείωση της υποκεντρικής απόστασης αυξάνει το πλάτος της σεισμικής κίνησης. Η επίδραση τους, όμως, στο συχνοτικό περιεχόμενο της παρατηρούμενης σεισμικής κίνησης, που εκφράζεται από τα φάσματα απόκρισης, δεν είναι τόσο ξεκάθαρη και εμφανίζει διάφορα χαρακτηριστικά τα οποία θα αναφερθούν εν συντομία στη συνέχεια.



Εικόνα 1.5: Οι παράγοντες που επηρεάζουν τη σεισμική κίνηση, από τη στιγμή γένεσης της στη σεισμική εστία έως τη στιγμή παρατήρησης της σε μια θέση.

Η μεγάλη επίδραση του μεγέθους στη διάρκεια και στο συχνοτικό περιεχόμενο της σεισμικής κίνησης αντικατοπτρίζονται στις εικόνες 1.6 & 1.7 αντίστοιχα. Τα δεδομένα αυτά προέρχονται από την διάταξη επιταχυνσιογράφων (accelerograph array) στην περιοχή Guerrero του Μεξικό. Στις εικόνες παρουσιάζονται 6 επιταχυνσιογραφήματα και τα αντίστοιχα φάσματα απόκρισης που επιλέχθηκαν από τους Anderson & Quaaas (1988) για σεισμούς μεγέθους 3.1 έως 8.1. Όλα τα σεισμικά γεγονότα εμφανίζουν επίκεντρα σε απόσταση 25 km από τους σταθμούς που βρίσκονται εγκατεστημένοι σε βραχώδες έδαφος. Στην εικόνα 1.6, καθώς αυξάνεται το μέγεθος, αυξάνεται το πλάτος της σεισμικής κίνησης και ακόμα περισσότερο η διάρκεια της. Η αύξηση της διάρκειας ακολουθεί την αύξηση των διαστάσεων του ρήγματος. Στην εικόνα 1.7 τα φάσματα απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας (pseudo-relative velocity response spectra) των επιταχυνσιογραφημάτων της εικόνας 1.6 προβάλλονται σε τριμερές (tripartite) λογαριθμικό διάγραμμα. Αυτός είναι ένας κοινός τύπος παρουσίασης ώστε στο ίδιο διάγραμμα να προβάλλονται το φάσμα απόκρισης της ψευδο-επιτάχυνσης (pseudo-relative acceleration response spectra) με το φάσμα απόκρισης της μετάθεσης. Η εικόνα δείχνει ότι καθώς αυξάνεται το μέγεθος, τα πλάτη των κυμάτων των χαμηλών συχνοτήτων αυξάνονται δραματικά, ενώ τα αντίστοιχα των υψηλών συχνοτήτων αυξάνονται με χαμηλότερο ρυθμό. Το συχνοτικό περιεχόμενο, επομένως, στις υψηλές περιόδους εμφανίζει μεγάλο εμπλουτισμό καθώς αυξάνεται το μέγεθος.

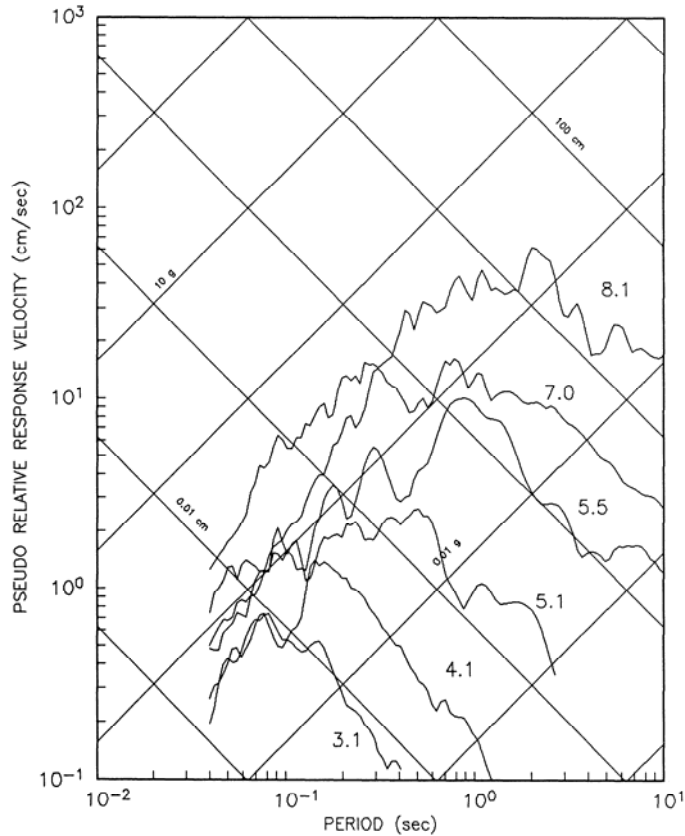
Η αλλαγή αυτή στο σχήμα των φασματικών καμπυλών καθώς αυξάνεται το μέγεθος είναι ο λόγος που οι διάφορες κλίμακες μέτρησης του μεγέθους δεν μπορούν να διαβαθμιστούν ιδανικά. Τα διάφορα μεγέθη μετρώνται σε διάφορες συχνότητες εξαρτώμενες από τα χαρακτηριστικά του οργάνου, ενώ τα φασματικά πλάτη στις διάφορες συχνότητες δεν μεταβάλλονται με τον ίδιο ρυθμό καθώς αυξάνεται το μέγεθος.



Εικόνα 1.6: Έξι επιταχυνσιογραφήματα από σεισμούς διαφόρων μεγεθών που καταγράφηκαν το 1985 και 1986 από τη διάταξη επιταχυνσιογράφων στο Guerrero του Μεξικό (από Anderson & Quaaas, 1988).

Ένα παράδειγμα της επίδρασης της απόστασης στις καμπύλες απόκρισης παρέχεται από τα δεδομένα του σεισμού στις 17 Οκτωβρίου 1989 στη Loma Prieta. Η εικόνα 1.8 παρουσιάζει τα φάσματα των καταγραφών σε σταθμό εγκατεστημένο στο βραχώδες υπόβαθρο, που καταγράφηκαν κατά τη διάρκεια του σεισμικού αυτού γεγονότος. Με την αύξηση της απόστασης, τα πλάτη των φασματικών καμπυλών μειώνονται στις υψηλές συχνότητες ενώ αυξάνονται στις υψηλές περιόδους. Μια γενίκευση της επίδρασης της απόστασης στις φασματικές καμπύλες παρουσιάζεται στην εικόνα 1.9, όπου προβάλλονται οι θεωρητικές σχέσεις για βραχώδες υπόβαθρο των Silva & Green (1989). Γενικά, με απόσταση πηγής – σταθμού 50 km, η επίδραση της απόστασης στις φασματικές καμπύλες είναι μικρότερη από την επίδραση του μεγέθους. Παρομοίως, παρόλο που η χρονική διάρκεια των σεισμικών καταγραφών ενός

επιταχυνσιογραφήματος έχει την τάση να αυξάνεται με την απόσταση (π.χ. Dobry *et al.*, 1978) , η επίδραση αυτή εμφανίζεται να είναι σχετικά μικρή σε αποστάσεις της τάξεως των 50 km από τη σεισμική πηγή.

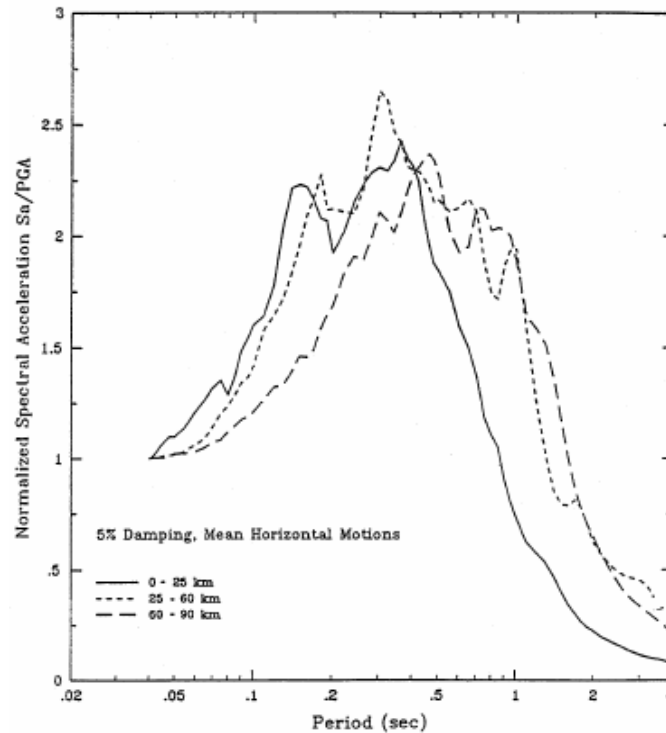


Εικόνα 1.7: Τα ψευδο-φάσματα απόκρισης της ταχύτητας (pseudo-relative velocity response spectra) των επιταχυνσιογραφημάτων της εικόνας 1.6 (από Anderson & Quaa, 1988).

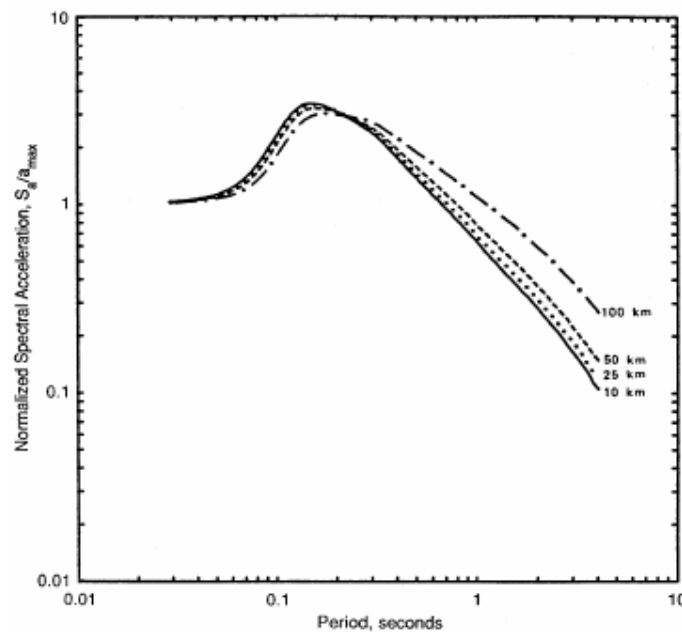
Σε αποστάσεις κοντινές στη σεισμική πηγή (~ 10-15 km) , οι σεισμικές εδαφικές κινήσεις συχνά εμφανίζουν ένα παλμό υψηλής ενέργειας σε μέσες έως μεγάλες περιόδους (0.5 έως 5 sec) που συμβαίνει όταν το ρήγμα διαρρηγνύεται προς μια κατεύθυνση. Οι παλμοί αυτοί εμφανίζουν μια ισχυρή κατευθυντικότητα , με τη συνιστώσα της εδαφικής κίνησης που είναι κάθετη στη διεύθυνση διάρρηξης του ρήγματος να είναι μεγαλύτερη από τη παράλληλη συνιστώσα (π.χ. Sadigh *et al.*, 1993; Somerville & Graves, 1993; Somerville *et al.*, 1997). Τα ιδιαίτερα αυτά χαρακτηριστικά θα πρέπει να περικλείονται στον χαρακτηρισμό της εδαφικής κίνησης σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις από την εστία του σεισμού.

1.3.2 Τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας

Τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας εμφανίζουν σημαντικό ρόλο στην κατανομή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στην πλειόσειστη περιοχή. Τα κυριότερα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση είναι ο μηχανισμός γένεσης, η φορά και ταχύτητα της διάρρηξης και η κατευθυντικότητα της πηγής.



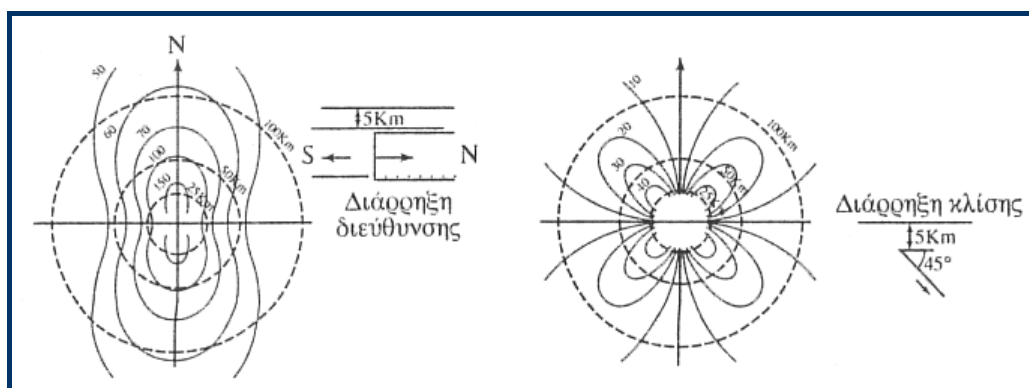
Εικόνα 1.8: Οι διακυμάνσεις των φασματικών καμπυλών σε σχέση με την απόσταση στις καταγραφές ενός σταθμού εγκατεστημένου στο βραχώδες υπόβαθρο στο σεισμό της Loma Prieta, στις 17 Οκτωβρίου 1989.



Εικόνα 1.9: Η επίδραση της απόστασης στο σχήμα των καμπυλών απόκρισης για ένα σεισμό μεγέθους $M_0=6.5$ (από Silva & Green, 1989).

Ο **μηχανισμός γένεσης** αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα καθώς καθορίζει τον τρόπο εξάπλωσης της σεισμικής ενέργειας. Για σεισμούς στο φλοιό της γης, οι εδαφικές κινήσεις διαφέρουν συστηματικά σε σεισμούς που προέρχονται από κανονικές, ανάστροφες ή οριζόντιας ολίσθησης διάρρηξεις (π.χ. Somerville & Abrahamson, 1995; Spudich *et al.*, 1996). Οι ανάστροφες διάρρηξεις σε ζώνες συμπίεσης εμφανίζουν εδαφικές κινήσεις με μεγαλύτερα πλάτη από τις αντίστοιχες κανονικές ή οριζόντιας ολίσθησης (π.χ. Campbell, 1981). Δεδομένων του παρόμοιου μεγέθους σεισμού, της ίδιας επικεντρικής απόστασης και των παρόμοιων γεωλογικών συνθηκών, οι εδαφικές κινήσεις σε μια περιοχή που θα προκληθούν από μια ανάστροφη διάρρηξη εμφανίζονται μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες μιας οριζόντιας ολίσθησης κατά 20-30%, ενώ οι εδαφικές κινήσεις μιας κανονικής διάρρηξης εμφανίζονται μικρότερες από τις αντίστοιχες μιας οριζόντιας ολίσθησης κατά $\approx 20\%$. Επίσης, κάποιες μελέτες (McGarr, 1984; Spudich *et al.*, 1999) αναφέρουν πως σεισμικές δονήσεις που προέρχονται από κανονικές ή οριζόντιας ολίσθησης διάρρηξεις σε περιβάλλοντα εφελκυστικών τάσεων ίσως παρουσιάσουν χαμηλότερες τιμές της μέγιστης εδαφικής κίνησης σε σχέση με άλλους μηχανισμούς διάρρηξης στο φλοιό της γης.

Στην εικόνα 1.10 παρουσιάζονται οι εδαφικές επιταχύνσεις που προκαλούνται από μια κανονική και μια οριζόντιας ολίσθησης διάρρηξη. Παρατηρείται η μεγάλη διαφορά στην αζιμουθιακή κατανομή ανάμεσα στους δύο τύπους ρηγμάτων και οι διαφορές στις μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις σε συνάρτηση με την απόσταση.

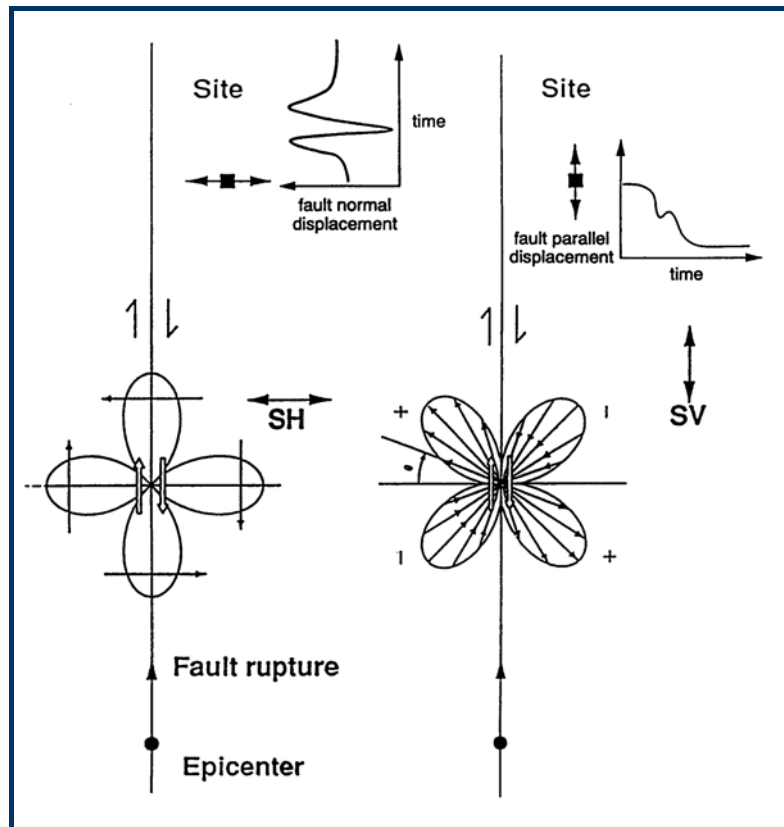


Εικόνα 1.10: Αζιμουθιακή κατανομή των αναμενόμενων επιταχύνσεων γύρω από δυο ρήγματα με διαφορετικό μηχανισμό γένεσης. Οι τιμές των ισοεπιταχύνσεων είναι 10^{-22} cm/sec² (από Suhadule & Chiaruttini, 1987).

Η **φορά και η ταχύτητα διάρρηξης** αποτελούν έναν ακόμα σημαντικό παράγοντα που επηρεάζει την κατανομή της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας. Σε πολλές περιπτώσεις, η ενίσχυση των παρατηρούμενων εδαφικών κινήσεων προς τη μια κατεύθυνση του σεισμικού ρήγματος οφείλεται σε μεγάλο ποσοστό στη φορά διάδοσης του μετώπου διάρρηξης. Οι διαφορές που παρατηρούνται σε αρκετές περιπτώσεις στην κατανομή των σεισμικών εντάσεων στα δυο άκρα του

ρήγματος είναι δυνατό να οφείλονται στη διάδοση της σεισμικής διάρρηξης προς μια κατεύθυνση, με μεγαλύτερες σεισμικές εντάσεις προς την κατεύθυνση της διάρρηξης (που αντιστοιχούν σε σεισμικά κύματα μεγάλου συχνοτικού περιεχομένου) και αισθητά μικρότερες σεισμικές εντάσεις στην αντίθετη κατεύθυνση (σεισμικά κύματα χαμηλού συχνοτικού περιεχομένου).

Με τον μηχανισμό γένεσης συνδέεται και το φαινόμενο της **ακτινοβολίας της πηγής**, που είναι η γεωγραφική ασυμμετρία της εδαφικής κίνησης που προκαλείται από τις διαδικασίες της σεισμικής διάρρηξης. Στην εικόνα 1.11 παρουσιάζεται η επίδραση της ακτινοβολίας της πηγής στην κάθετη και παράλληλη με το ρήγμα μετάθεση.



Εικόνα 1.11: Η επίδραση στην παράλληλη και κάθετη με το ρήγμα συνιστώσα της μετάθεσης από την ακτινοβολία της πηγής κατά τη διάρκεια μιας κατακόρυφης οριζόντιας ολίσθησης διάρρηξης (από Somerville *et al.*, 1997).

Ένα άλλο φαινόμενο που επηρεάζει σημαντικά την κατανομή της εδαφικής κίνησης είναι η **κατευθυντικότητα** (directivity) της πηγής, η οποία εκφράζει την αύξηση ή μείωση της τιμής της μέγιστης εδαφικής κίνησης που προκαλείται από τη διάδοση της διάρρηξης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Εξαιτίας του φαινομένου της κατευθυντικότητας, το πλάτος της εδαφικής κίνησης στην κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης θα αυξηθεί ενώ το πλάτος της εδαφικής κίνησης στην αντίθετη κατεύθυνση θα μειωθεί. Η κατευθυντικότητα της πηγής εμφανίζει μεγαλύτερη επίδραση στις μεγάλες περιόδους (> 1 sec) της οριζόντιας

συνιστώσας της εδαφικής κίνησης που είναι είτε κάθετη είτε παράλληλη στο επίπεδο του ρήγματος.

Το φαινόμενο της κατευθυντικότητας αποτελεί μια αναγνωρισμένη αρχή της σεισμολογίας (Lay & Wallace, 1995). Έχει αναγνωριστεί ή προταθεί ότι αποτελεί τον παράγοντα ο οποίος ελέγχει την αζιμουθιακή εξάρτηση της εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια σημαντικών σεισμικών γεγονότων, όπως π.χ. στο σεισμό το 1979 στο Imperial Valley (Singh, 1985), στο σεισμό το 1980 στο Livermore (Boatwright & Boore, 1982), στο σεισμό το 1989 στη Loma Prieta (Campbell, 1998) και στο σεισμό το 1992 στο Landers (Campbell & Bozorgnia, 1994). Το φαινόμενο της κατευθυντικότητας θα πρέπει να λαμβάνεται σοβαρά υπόψη στον αντισεισμικό σχεδιασμό, ειδικά εάν υπάρχουν ενεργά ρήγματα στην περιοχή, όπου αναμένεται εστίαση της σεισμικής ενέργειας στην κατεύθυνση διάδοσης της διάρρηξης.

Σημαντικό ρόλο στις παρατηρούμενες μέγιστες εδαφικές επιταχύνσεις φαίνεται να παίζει και η *πτώση τάσης* (stress drop) στην πηγή. Η πτώση τάσης περιγράφει την απελευθέρωση της πίεσης κατά τη διάρκεια διάρρηξης της πηγής. Μέσα από θεωρητικές μελέτες έχειδειχθεί πως μεγαλύτερες πτώσεις τάσεις εμφανίζουν μεγαλύτερες εδαφικές επιταχύνσεις. Έχειδειχθεί θεωρητικά (π.χ. Boore & Atkinson, 1987) και υπαινιχθεί εμπειρικά (Campbell & Bozorgnia, 2000) ότι η πτώση τάσης εμφανίζει μεγαλύτερη επίδραση στις χαμηλές περιόδους της εδαφικής κίνησης και της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), σε σχέση με τις υψηλότερες περιόδους.

1.3.3 Το μέσο διάδοσης της σεισμικής ενέργειας

Η επίδραση στην εδαφική κίνηση από τη διάδοση των κυμάτων μέσα στο φλοιό της γης είναι εξίσου σημαντική με την επίδραση της πηγής. Ο φλοιός της γης δεν αποτελεί ένα ιδανικό μοντέλο παράλληλων οριζόντιων στρωμάτων αλλά εμφανίζει μεγαλύτερη πολυπλοκότητα. Οι διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων μέσα στα γεωλογικά στρώματα, οι πλευρικές ετερογένειες, οι στήλες ύδατος και η επιφανειακή γεωλογία και τοπογραφία (site effects) της θέσης καταγραφής επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό το πλάτος και το συχνотικό περιεχόμενο της παρατηρούμενης στη θέση εδαφικής κίνησης.

Η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας και τοπογραφίας στην εδαφική κίνηση θα συζητηθεί στην επόμενη παράγραφο. Γενικά, τα επιφανειακά χαλαρά ιζήματα σχηματίζουν στρώματα χαμηλών ταχυτήτων κοντά στην επιφάνεια της γης. Τα στρώματα αυτά παγιδεύουν την ενέργεια και προκαλούν ενισχύσεις σε όλες τις συχνότητες εξαιτίας της μείωσης της κινητικής ενέργειας των κυμάτων.

Όπως είδαμε στην φασματική ανάλυση της εικόνας 1.6 στις μεγαλύτερες συχνότητες η καμπύλη του φάσματος εξασθενεί. Το γεγονός αυτό οφείλεται στην εξασθένιση (attenuation) της σεισμικής ενέργειας, που μαζί με τη διασπορά

της σεισμικής ενέργειας μέσα στα υπεδαφικά στρώματα καταλαμβάνουν ένα σημαντικό ρόλο στην επίδραση της εδαφικής κίνησης και του συχνοτικού της περιεχομένου.

Ένας ακόμα παράγοντας που επηρεάζει τη διάδοση της σεισμικής κίνησης είναι η επίδραση του κατερχόμενου και ανερχόμενου τέμαχους στη ζώνη του ρήγματος (hanging-wall and footwall effects). Οι Somerville & Abrahamson (1995, 2000) , Abrahamson & Somerville (1996) και Abrahamson & Silva (1997) συμπεράναν από εμπειρικές μελέτες (μελέτες σε σεισμικές καταγραφές) πως οι θέσεις που βρίσκονται στο κατερχόμενο τμήμα ενός ανάστροφου ρήγματος σε ζώνες συμπίεσης εμφανίζουν γενικότερα μεγαλύτερες μέσες εδαφικές κινήσεις. Επιπλέον, οι Somerville & Abrahamson (1995) έδειξαν πως οι περιοχές που βρίσκονται στο ανερχόμενο τέμαχος εμφανίζουν μικρότερες μέσες εδαφικές κινήσεις. Παρόμοια συμπεράσματα προέκυψαν και από θεωρητικές μελέτες (Brune, 2001; Anderson, 2003). Ένα ξεκάθαρο παράδειγμα της επίδρασης αυτής αποτελεί ο σεισμός του 1999 στο Chi-Chi (Taiwan) (Shin & Teng, 2001). Η επίδραση στη σεισμική κίνηση στο κατερχόμενο τέμαχος πιθανώς προέρχεται από το συνδυασμό της ακτινοβολίας της πηγής , της κατευθυντικότητας και της παγίδευσης των σεισμικών κυμάτων στα όρια του κατερχόμενου τέμαχους του ρήγματος.

1.3.4 Η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (site effects)

Ο όρος *site effects* χρησιμοποιείται για να δηλώσει την επίδραση στη διάδοση των κυμάτων των τοπικών εδαφικών συνθηκών μιας περιοχής. Όταν τα σεισμικά κύματα πλησιάζουν την επιφάνεια διαδίδονται μέσα από τα επιφανειακά στρώματα. Οι ελαστικές ιδιότητες των σχηματισμών αυτών επηρεάζουν την εδαφική κίνηση , μεταβάλλοντας τα πλάτη και το συχνοτικό περιεχόμενο των σεισμικών κυμάτων. Εκτός από την επίδραση των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων , τα *site effects* συνίστανται και στην επίδραση της τοπικής τοπογραφίας , την επίδραση αλλουβιακών πεδιάδων και κοιλάδων και την επίδραση της στήλης νερού.

Η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση δεν είχε λάβει την απαραίτητη προσοχή στην ερευνητική σεισμολογία , εκτός από το παράδειγμα της Ιαπωνίας όπου είχε αναγνωριστεί από τις αρχές του 20ού αιώνα από τις πρώτες εργασίες των Sezawa & Ishimoto (σε Kawase & Aki, 1989). Η κατάσταση αυτή άλλαξε δραστικά μετά τις μεγάλες καταστροφές στην πόλη του Μεξικό κατά τη διάρκεια του σεισμού του 1985 στο Michoacan (Μεξικό) , όπου σημαντικές ενισχύσεις στην σεισμική κίνηση εξαιτίας της εμφάνισης επιφανειακών στρωμάτων μαλακών αργίλων προκάλεσαν την κατάρρευση πολλών ψηλών κτιρίων , παρόλη τη μεγάλη απόσταση από τη σεισμική εστία.

Τα *site effects* παίζουν επομένως , ένα πολύ σημαντικό ρόλο στο χαρακτηρισμό της εδαφικής κίνησης στη Τεχνική Σεισμολογία , καθώς μπορούν να προκαλέσουν μεγάλες ενισχύσεις ή αντίστοιχα εξασθενίσεις στις εδαφικές δονήσεις λίγο πριν αυτές γίνουν αισθητές στην επιφάνεια.

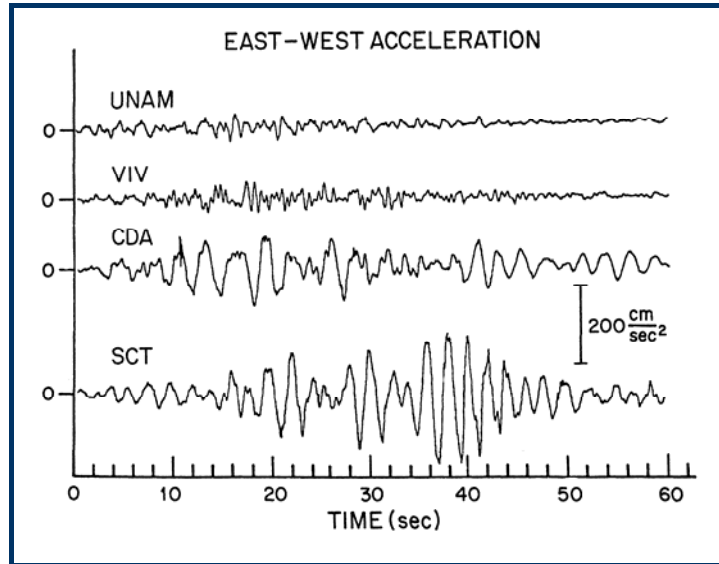
1.3.4.1 Η επίδραση των χαλαρών εδαφικών στρωμάτων

Από παλαιότερα έχει παρατηρηθεί πως οι καταστροφές που προκαλούνται από τους σεισμούς είναι γενικά μεγαλύτερες στα επιφανειακά χαλαρά ιζήματα σε σχέση με την εμφάνιση στην επιφάνεια των πιο συμπαγών γεωλογικών στρωμάτων του υποβάθρου. Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό καθώς πολλές ανθρωπογενείς κατασκευές και μεγάλες πόλεις έχουν εγκατασταθεί σε ποτάμιες πεδιάδες που υπέρκεινται χαλαρών ιζηματογενών αποθέσεων πρόσφατης ηλικίας. Αρκετά τέτοια παραδείγματα μεγάλων πόλεων που εμφανίζουν τα χαρακτηριστικά αυτά και βρίσκονται χτισμένες σε σειсмоγενείς περιοχές μπορούν να αναγνωριστούν στο ανθρωπογενές περιβάλλον , όπως για παράδειγμα η πόλη του Μεξικό , η Θεσσαλονίκη , η Λισσαβώνα , το Tokyo , το San Salvador , το Caracas , η Lima , το San Francisco και το Los Angeles. Τα εδαφικά ιζήματα στις περιοχές αυτές μπορούν να έχουν σημαντικές επιπτώσεις για τους κατοίκους τους κατά τη διάρκεια ενός ισχυρού σεισμικού γεγονότος. Οι αποθέσεις των χαλαρών εδαφικών σχηματισμών μπορούν να οδηγήσουν σε αυξήσεις 2 ή και 3 βαθμών στις τοπικές σεισμικές εντάσεις (κλίμακα MM ή MSK).

Ένα σημαντικό παράδειγμα των όλων παραπάνω είναι η πόλη του Μεξικό που επλήγη από ισχυρό σεισμό στις 19 Σεπτεμβρίου 1985. Στην εικόνα 1.12 παρουσιάζονται 4 καταγραφές της επιτάχυνσης του σεισμικού αυτού γεγονότος από 4 διαφορετικούς σταθμούς στην πόλη του Μεξικό. Οι σταθμοί UNAM και VIV επηρεάστηκαν λιγότερο , ενώ οι σταθμοί CDA και SCT εμφάνισαν σημαντικές ενισχύσεις σε περιόδους 2 και 3 sec ώστε να προκαλέσουν τις εδαφικές επιταχύνσεις που παρουσιάζονται και σημαντικό αριθμό ανθρωπίνων απωλειών και καταστροφών κατά τη διάρκεια του σεισμού αυτού (Anderson *et al.*, 1986).

Η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στα επιφανειακά στρώματα οφείλεται κυρίως στη διαφορά της ταχύτητας των κυμάτων μεταξύ των γεωλογικού υποβάθρου και των επιφανειακών στρωμάτων. Σε δομές με οριζόντια στρώματα (δομές 1-D) το φαινόμενο της παγίδευσης των κυμάτων συμβαίνει στα κύματα χώρου τα οποία διαδίδονται πάνω και κάτω και προκαλούν ενισχύσεις στην εδαφική κίνηση εξαιτίας της μείωσης της κινητικής τους ενέργειας. Όταν εμφανίζονται περισσότερο πολύπλοκες δομές (2-D ή 3-D) οι πλευρικές ετερογένειες για παράδειγμα προκαλούν την παγίδευση στα ανώτερα στρώματα και των επιφανειακών κυμάτων , τα οποία δημιουργούνται στις ετερογένειες

αυτές και αναπάλλονται εμπρός και πίσω. Η συμβολή των παγιδευμένων κυμάτων μεταξύ τους οδηγεί σε συνθήκες συντονισμού, των οποίων η μορφή και η συχνότητα σχετίζεται με τα γεωμετρικά και μηχανικά χαρακτηριστικά της δομής.



Εικόνα 1.12: Το πιο σημαντικό τμήμα των καταγραφών της ισχυρής εδαφικής κίνησης διάρκειας ενός λεπτού, από 4 σταθμούς στην πόλη του Μεξικό, στο σεισμό της 19^{ης} Σεπτεμβρίου 1985, μεγέθους $M=8.0$. Οι σταθμοί βρίσκονται σε απόσταση 350 km από το επίκεντρο, ώστε οι διαφορές που παρατηρούνται στις καταγραφές να οφείλονται στις διαφορετικές γεωλογικές συνθήκες των θέσεων καταγραφής (από Anderson *et al.*, 1986).

Στο συχνοτικό χώρο, αυτά τα φαινόμενα συντονισμού σχετίζονται με τα μέγιστα που εμφανίζονται στις φασματικές καμπύλες. Οι συχνότητες των μεγίστων (peaks) αυτών σχετίζονται με το πάχος και τις ταχύτητες των κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα. Σε στρώματα ιζημάτων μεγάλου πάχους (Los Angeles) ή σε στρώματα εξαιρετικά χαλαρών ιζημάτων (πόλη του Μεξικό) εμφανίζονται θεμελιώδεις συχνότητες έως και 0.2 Hz, οι οποίες λαμβάνουν τιμές έως και 10 Hz στις περιπτώσεις πολύ λεπτών στρωμάτων όπως οι διλούβιοι σχηματισμοί και οι ζώνες εξαλλοίωσης των πετρωμάτων. Το πλάτος των μεγίστων στις φασματικές καμπύλες εξαρτάται από την διαφορά στις εδαφικές ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών στρωμάτων και του υποβάθρου, στην απόσβεση (damping) της κίνησης στα ιζήματα και σε μικρότερο βαθμό στα χαρακτηριστικά των κυμάτων (τύπος κύματος, γωνίες πρόσπτωσης, κοντινού ή μακρινού πεδίου κ.λ.π.). Στις δομές δύο και τριών διαστάσεων (2-D ή 3-D) η γεωμετρία των πλευρικών ετερογενειών μπορεί να επηρεάσει σημαντικά επίσης την ενίσχυση, ιδιαίτερα στην περίπτωση του μικρού βαθμού απόσβεσης της κίνησης μέσα στα ιζήματα.

Άλλα χαρακτηριστικά της εδαφικής κίνησης τα οποία επηρεάζονται είναι η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) και η διάρκεια της κίνησης. Έως πρόσφατα πιστευόταν πως η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση δεν επηρεάζεται από την ύπαρξη

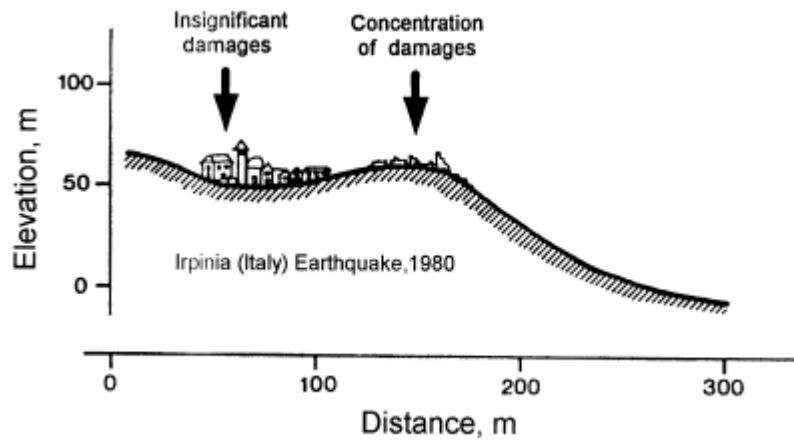
των ιζημάτων , ενώ η μέγιστη εδαφική ταχύτητα (PGV) αποκτά υψηλότερες τιμές στα χαλαρά ιζήματα. Ωστόσο , οι καταγραφές στη πόλη του Μεξικό στο σεισμό του 1985 εμφάνισαν τιμές PGA τέσσερις φορές μεγαλύτερες στα λιμναία ιζήματα σε σχέση με τις λοφώδεις περιοχές , γεγονός που επιβεβαιώθηκε και σε μεταγενέστερους σεισμούς (Loma Prieta , San Salvador , Kobé κ.λ.π.). Οι τιμές PGA είναι πολύ πιθανό να ενισχυθούν σε επιφανειακά χαλαρά ιζήματα , ειδικά όταν η θεμελιώδης συχνότητα ξεπερνάει τα 2-3 Hz. Ο συσχετισμός της διάρκειας της εδαφικής κίνησης με τα χαλαρά ιζήματα δεν είναι σαφής παρόλες τις μελέτες που έχουν ασχοληθεί με το θέμα αυτό (π.χ. Bard *et al.*, 1988; Kawase & Aki, 1989; Singh & Ordaz, 1993; Chavez-Garcia & Bard, 1994; Furumura & Kennett, 1998). Παρόλα αυτά άλλες μελέτες (Trifunac & Novikova, 1994; Theodulidis *et al.*, 1996) αναφέρουν σημαντική αύξηση της διάρκειας της εδαφικής κίνησης στα ιζήματα και ιδιαίτερα στις υψηλές περιόδους. Το φαινόμενο αυτό σχετίζεται στενά με την επίδραση των πλευρικών ετερογενειών και της σχετικής περίθλασης (diffraction) των επιφανειακών κυμάτων.

1.3.4.2 Η επίδραση της τοπογραφίας

Συχνά αναφέρεται μετά από ισχυρά σεισμικά γεγονότα πως κτίρια που βρίσκονται στις κορυφές λόφων εμφανίζουν μεγαλύτερες καταστροφές (εικόνα 1.13). Τέτοια παραδείγματα μπορούν να αναζητηθούν στο σεισμό του 1909 στο Lambesc (Γαλλία) (Angot, 1909) , στο σεισμό του 1976 στο Friuli (Ιταλία) (Brambati *et al.*, 1980) , στο σεισμό του 1980 στην Irpinia (Ιταλία) (Siro, 1982) (εικόνα 1.13) , στο σεισμό του 1985 στη Χιλή (Çelebi & Hanks, 1986) και πιο πρόσφατα στο σεισμό του 1995 στην Κοζάνη. Τα ενόργανα δεδομένα επιβεβαιώνουν την επίδραση στο πλάτος και στο συχνотικό περιεχόμενο της εδαφικής κίνησης από την επιφανειακή γεωλογία (Davis & West, 1973; Rogers *et al.*, 1974; Berardi *et al.*, 1978; Griffiths & Bollinger, 1979; Tucker *et al.*, 1984; Géli *et al.*, 1988; Faccioli, 1991; Finn, 1991). Τα θεωρητικά και υπολογιστικά μοντέλα προβλέπουν επίσης μια σταθερή ενίσχυση της σεισμικής κίνησης στις κορυφές των λόφων (Bard, 1994). Το μέγεθος της επίδρασης αυτής δείχνει να είναι ιδιαίτερα ευαίσθητο στα χαρακτηριστικά των κυμάτων , όπως στον τύπο και τη γωνία πρόσπτωσης (Pedersen *et al.*, 1994).

Η επίδραση της τοπογραφίας σχετίζεται κυρίως με τρία φυσικά φαινόμενα: a) Στην ευαισθησία της επιφανειακής κίνησης στη γωνία πρόσπτωσης , η οποία είναι ιδιαίτερα μεγάλη στα κύματα SV. Οι γωνίες κλίσεως προκαλούν έτσι σημαντικές μεταβολές στην επιφανειακή κίνηση (π.χ. Kawase & Aki, 1990). b) Στη συγκέντρωση ή μη των σεισμικών κυμάτων που ανακλώνται στην επιφανειακή τοπογραφία (π.χ. Sanchez-Sesma, 1990). c) Στην περίθλαση των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων τα οποία διαδίδονται μέσα και έξω από την τοπογραφική έξαρση και οδηγούν στην παρεμβολή μεταξύ των

άμεσων και περιθλώμενων κυμάτων. Παρόλα αυτά , τα περιθλώμενα κύματα εμφανίζουν γενικότερα χαμηλότερη ενίσχυση από τα άμεσα κύματα χώρου.



Εικόνα 1.13: Η επίδραση της τοπογραφίας στην κατανομή των καταστροφών από το σεισμό της Irpinia (Ιταλία) το 1980. Από Castellani *et al.*, 1982.

Οι ενισχύσεις στις κορυφές των λόφων είναι γενικότερα μεγαλύτερες στις οριζόντιες από την κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης (Geli *et al.*, 1988; Bard, 1994). Ο Bard (1994) αναφέρει επίσης , πως οι μέγιστες ενισχύσεις σχετίζονται με την οξύτητα της τοπογραφίας. Όσο πιο οξεία είναι μια κορυφή , τόσο μεγαλύτερη θα είναι η ενίσχυση. Οι Geli *et al.* (1988) σε μια ανακεφαλαίωση των παρατηρήσεων των ενόργανων δεδομένων και των θεωρητικών μελετών αναφέρουν: a) η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στις κορυφές λόφων και βουνών είναι επιβεβαιωμένη θεωρητικά και πειραματικά , b) η συχνότητα η οποία ενισχύεται προβλέπεται ικανοποιητικά από τα υπολογιστικά μοντέλα και αντιστοιχεί στα μήκη κύματος των κυμάτων συγκρινόμενα με τα πλάτη των τοπογραφικών εξάρσεων , c) υπάρχει μια ασυμφωνία στο μέγεθος της ενίσχυσης μεταξύ των θεωρητικών μοντέλων και των παρατηρήσεων.

Η συγκέντρωση της σεισμικής ενέργειας στις κυρτές τοπογραφίες είναι ιδιαίτερα σημαντική στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης. Η περαιτέρω μελέτη του φαινομένου είναι αναγκαία για λόγους ασφάλειας , καθώς οι σειсмоγενείς περιοχές εμφανίζουν συνήθως πολύπλοκες τοπογραφίες και πολλές οικιστικές περιοχές είναι κτισμένες πάνω σε λόφους. Η επιφανειακή τοπογραφία είναι , επίσης , σημαντική καθώς σχετίζεται με τις προκαλούμενες κατολισθήσεις βράχων και εδαφών κατά τη διάρκεια των σεισμών , οι οποίες μπορούν να προκαλέσουν μεγάλες καταστροφές και ποσοστά θνησιμότητας.

1.3.4.3 Η επίδραση των αλλουβιακών πεδιάδων και κοιλάδων

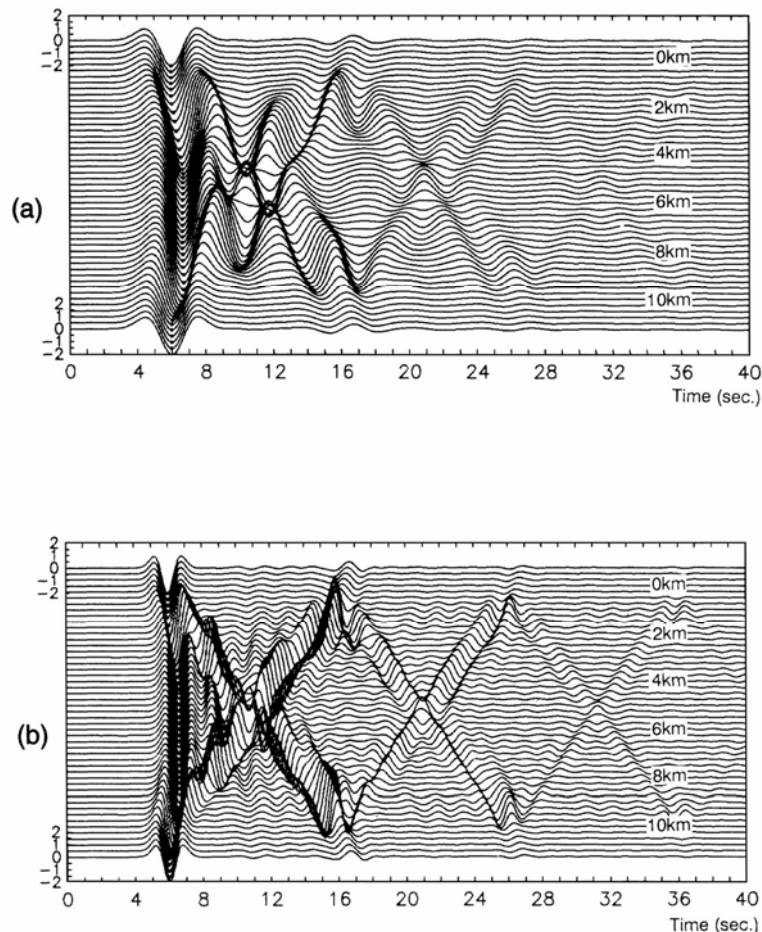
Οι αλλουβιακές πεδιάδες και κοιλάδες και γενικότερα οι λεκάνες απόθεσης ιζημάτων επηρεάζουν την εδαφική κίνηση, δημιουργώντας φαινόμενα που σχετίζονται με το μέγεθος της λεκάνης και το πάχος των ιζημάτων. Το φαινόμενο αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό καθώς πολλές μεγάλες πόλεις και ανθρωπογενείς κατασκευές βρίσκονται σε περιοχές με τα χαρακτηριστικά αυτά.

Στις περιοχές που περιβάλλουν τις λεκάνες αυτές εμφανίζεται συνήθως το υπόβαθρο, ενώ στη λεκάνη εμφανίζονται τα ιζήματα που έχουν αποθεθεί. Στα όρια της λεκάνης συμβαίνει ισχυρή περίθλαση (diffraction) των κυμάτων εξαιτίας των διαφορών στις ταχύτητες των κυμάτων μεταξύ των ιζημάτων της λεκάνης και του πετρώματος του υποβάθρου. Στην περίπτωση της κάθετης ή σχεδόν κάθετης κίνησης των κυμάτων χώρου, η περίθλαση στα όρια της λεκάνης δημιουργεί περιθλώμενα κύματα, τα οποία μετατρέπονται ταχύτατα σε επιφανειακά κύματα. Τα επιφανειακά αυτά κύματα θα διαδίδονται οριζόντια στη λεκάνη σε μια αμφίδρομη διεύθυνση. Σε φυσιολογικές συνθήκες τα επιφανειακά αυτά κύματα θα αψιχθούν αργότερα από τα απευθείας κύματα χώρου στην επιφάνεια της λεκάνης, καθώς ο λόγος οριζόντια έκταση / κάθετη έκταση των λεκανών είναι συνήθως αρκετά μεγάλος ώστε τα επιφανειακά κύματα να έχουν μεγαλύτερες αποστάσεις να διανύσουν.

Η πρώτη αναφορά παρατήρησης των επιφανειακών κυμάτων που δημιουργούνται στις κοιλάδες (basin-induced surface waves) έγινε από τον Toriumi (1975), ο οποίος παρατήρησε αργότερες αφίξεις κυμάτων στην κοιλάδα της Osaka. Έως τότε δεν είχε δοθεί φυσική υπόσταση στο φαινόμενο αυτό, αλλά αργότερα επιβεβαιώθηκε η ύπαρξη των κυμάτων αυτών (Toriumi *et al.*, 1984; Kagawa *et al.*, 1992). Στην εικόνα 1.14 παρουσιάζεται η απόκριση μιας τραπεζοειδούς σχήματος κοιλάδας στη μετάδοση καθέτως διαδιδόμενων κυμάτων SH, με την αναπαράσταση στο χρόνο των κυμάτων Ricker (Ricker wavelets), σε δυο διαφορετικές χαρακτηριστικές συχνότητες 0.25 Hz και 0.5 Hz (Kawase & Aki, 1989). Στην εικόνα αυτή μπορούμε να παρατηρήσουμε τα επιφανειακά κύματα (κύματα Love στην περίπτωση αυτή) τα οποία δημιουργούνται στα όρια της λεκάνης και διαδίδονται στη συνέχεια προς την αντίθετη κατεύθυνση. Στην αντίθετη πλευρά της λεκάνης, ένα μέρος της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων ανακλάται πίσω στη λεκάνη, ενώ η υπόλοιπη ενέργεια διοχετεύεται στα περιβάλλοντα της λεκάνης πετρώματα. Η συμμετρική δημιουργία και διάδοση των επιφανειακών κυμάτων δημιουργεί μοντέλα κυμάτων σχήματος x , όπου το πλάτος τους μειώνεται με το χρόνο. Όσον αφορά τα απευθείας κύματα S, το πλάτος τους είναι παρόμοιο στην επιφάνεια της λεκάνης και στα πετρώματα που την περιβάλλουν. Στα όρια της λεκάνης όμως, εμφανίζονται με μεγαλύτερα πλάτη εξαιτίας της εποικοδομητικής συμβολής των απευθείας κυμάτων S και των επιφανειακών κυμάτων που δημιουργούνται (edge effect).

Κοντά στα όρια των λεκανών, η δημιουργία και διάδοση των περιθλώμενων κυμάτων, των επιφανειακών κυμάτων και η διάδοση των κυμάτων χώρου από τη βάση της λεκάνης, συμβαίνουν ταυτόχρονα. Όταν τα κύματα αυτά εμφανίσουν την ίδια φάση σε κάποιο σημείο, επέρχεται μια εποικοδομητική

συμβολή τους και το πλάτος της εδαφικής κίνησης στο σημείο αυτό ενισχύεται. Η ενίσχυση αυτή κοντά στα όρια των λεκανών ονομάστηκε από τον Kawase (1996) *edge effect* (επίδραση του ορίου). Μέρος των αιτιών ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης που προκάλεσε σημαντικές καταστροφές στο Κοβέ (Ιαπωνία) στο σεισμό του 1995 αποδόθηκε από τον Kawase (1996) στην εμφάνιση του φαινομένου αυτού και αργότερα υποστηρίχτηκε και από άλλες μελέτες (Pitarka *et al.*, 1997, 1998).



Εικόνα 1.14: Η απόκριση μιας τραπεζοειδούς σχήματος κοιλάδας στη μετάδοση καθέτως διαδιδόμενων κυμάτων SH , με την αναπαράσταση στο χρόνο των κυμάτων Ricker (Ricker wavelets) σε δυο διαφορετικές χαρακτηριστικές συχνότητες , a) 0.25 Hz και b) 0.5 Hz , (από Kawase & Aki, 1989).

Ένα ακόμα φαινόμενο που μπορεί να δημιουργηθεί από τη διάδοση των κυμάτων σε κοιλάδες είναι η συγκέντρωση της ενέργειας των κυμάτων σε συγκεκριμένα σημεία της επιφάνειας (focusing effects). Όταν η βάση μιας κοιλάδας εμφανίζει ακανόνιστο σχήμα που υπόκειται στη διάδοση των κυμάτων χώρου , αυτά θα μεταδοθούν σε διαφορετικές τροχιές και θα συναντηθούν ξανά σε συγκεκριμένα σημεία της επιφάνειας δημιουργώντας το φαινόμενο της συγκέντρωσης της ενέργειας. Η έννοια του φαινομένου αυτού περιλαμβάνει μια

προσέγγιση στις υψηλές συχνότητες , οπότε η ενίσχυση των κυμάτων αναμένεται να συμβαίνει στις συχνότητες αυτές.

1.3.4.4 Η μη-γραμμική συμπεριφορά των χαλαρών εδαφών

Τα επιφανειακά χαλαρά εδάφη είναι δυνατό να εμφανίσουν σημαντική μη-γραμμική (non-linear) συμπεριφορά στη διάρκεια ενός σεισμού. Η συμπεριφορά αυτή χαρακτηρίζεται από ταυτόχρονη μείωση της διατμητικής αντοχής και αύξηση της απόσβεσης στα χαλαρά ιζήματα , που έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων και τη μεγαλύτερη εξασθένιση των κυμάτων μεγάλου πλάτους. Ενόργανες παρατηρήσεις αναφέρουν πως το φαινόμενο αυτό εμφανίζεται συχνά και παρατηρείται στα επιταχυνσιογραφήματα (π.χ. Chin & Aki, 1991; Field *et al.*, 1998; Su *et al.*, 1998; Irikura *et al.*, 1998).

Η κύρια επίδραση του φαινομένου της μη-γραμμικότητας στην εδαφική κίνηση είναι η μείωση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων που μεταβάλλει σημαντικά την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας προς χαμηλότερες τιμές και η αύξηση της απόσβεσης που συμβάλλει στη μείωση της μέγιστης επιτάχυνσης και των πλατών των φασματικών καμπυλών , ιδιαίτερα στις υψηλές συχνότητες.

Πολλές μελέτες αναφέρονται στην εμφάνιση και τα χαρακτηριστικά του φαινομένου της μη-γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφών (π.χ. κοιλάδα Lotung ,Taiwan: Caillot & Bard, 1990; Beresnev & Wen, 1996 ; νήσος Treasure , San Francisco: Darragh & Shakal, 1991 ; Los Angeles: Field *et al.*, 1997 ; Kobé: Mohammadioun, 1997; Aguirre & Irikura, 1997). Από τις μελέτες αυτές μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα πως σημαντικά φαινόμενα μη-γραμμικής συμπεριφοράς αναμένονται στα χαλαρά αμμώδη εδάφη , όταν η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση στο σκληρότερο πέτρωμα ξεπερνάει μια τιμή της τάξεως των 0.1 g έως 0.2 g.

1.3.4.5 Άλλα φαινόμενα που επηρεάζουν την εδαφική κίνηση

Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση στην εδαφική κίνηση αναφέρεται από τους Vidale *et al.* (1991) και Bonamassa & Vidale (1991) σε αρκετές θέσεις της Καλιφόρνια , όπου μεγαλύτερες ενισχύσεις εμφανίζονταν σε συγκεκριμένα σημεία , ανεξάρτητα από τη θέση της σεισμικής εστίας. Το φαινόμενο αυτό θεωρήθηκε πως οφείλεται στη διασπορά των κυμάτων στα ανώτερα 50 m τη επιφάνειας του εδάφους. Παρόμοιες παρατηρήσεις αναφέρονται στην πόλη του Μεξικό από τους Chavez-Garcia *et al.* (1994) , οι οποίες ενισχύονται από προηγούμενες μελέτες από τους Stephenson (1991) και Stephenson & Barker

(1991) που αναφέρουν την κατά προτίμηση διάδοση της εδαφικής κίνησης σε συγκεκριμένες διευθύνσεις στα χαλαρά εδάφη που δημιουργείται από την εμφάνιση “περίεργων” φαινομένων συντονισμού.

Ένα άλλο φαινόμενο που αξίζει να αναφερθεί είναι η επίδραση της εδαφικής κίνησης στις αστικές περιοχές από τα υψηλά κτίρια. Οι Bard & Wirgin (1995) , μέσα από μια θεωρητική προσέγγιση ενός μοντέλου 2-D , αναφέρουν την πιθανή μεταβολή της εδαφικής κίνησης στις περιοχές που βρίσκονται κοντά σε μεγάλα κτίρια που είναι χτισμένα σε χαλαρά εδάφη. Το φαινόμενο αυτό προκαλείται από τη συνδυασμένη επίδραση της αλληλεπίδρασης του εδάφους με τις μεγάλες και βαριές κατασκευές και της μεγάλης αντίθεσης στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του υποβάθρου που προκαλεί την παγίδευση τους στα χαλαρά επιφανειακά στρώματα. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώθηκε από μια πιο ρεαλιστική προσέγγιση σε 3-D (Bard *et al.*, 1996) και από πειραματικές δοκιμές (Guéguen & Bard, 1998). Σε ειδικές συνθήκες εδάφους και αστικού περιβάλλοντος , το φαινόμενο αυτό ίσως συμβάλλει στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης και την αύξηση των καταστροφών στις γειτονικές κατασκευές.

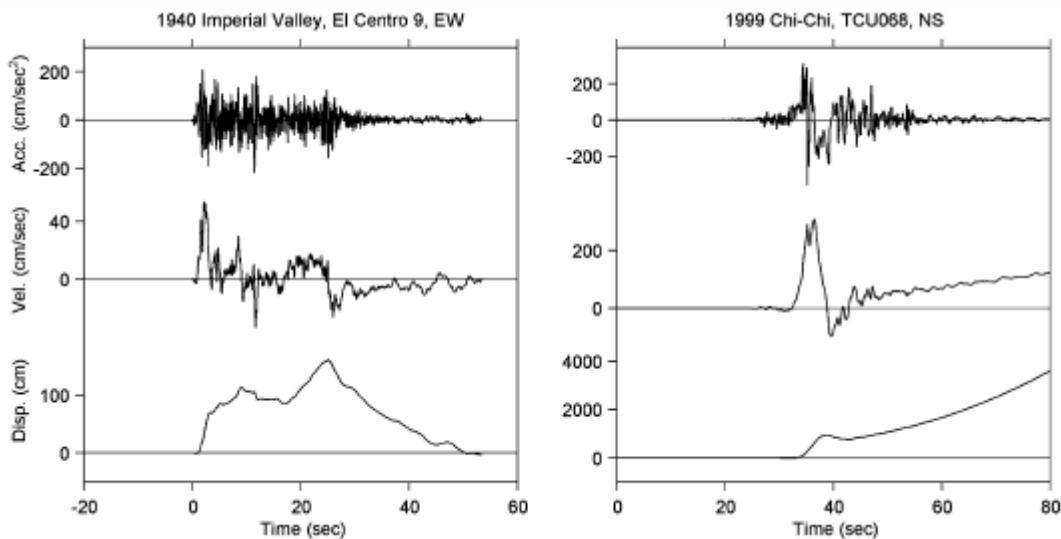
1.4 Επεξεργασία των δεδομένων της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Από την πρώτη καταγραφή της σεισμικής επιτάχυνσης το 1933 στο σεισμό του Long Beach , οι ερευνητές συνειδητοποίησαν πως οι καταγραφές της επιτάχυνσης χρειάζονται μια περαιτέρω επεξεργασία πριν εξαχθούν τα ποιοτικά και ποσοτικά χαρακτηριστικά που ενδιαφέρουν την Τεχνική Σεισμολογία. Ο κύριος στόχος της επεξεργασίας των δεδομένων της ισχυρής εδαφικής κίνησης είναι η μείωση του θορύβου των αρχείων της επιτάχυνσης και η προσαρμογή τους στην απόκριση του τύπου του οργάνου.

Έως τη δεκαετία του 1980 όπου αναπτύχθηκαν οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι , οι καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης πραγματοποιούνταν από αναλογικά όργανα , ενώ ακόμα και σήμερα τα όργανα αυτά είναι ευρέως διαδεδομένα. Οι αναλογικοί επιταχυνσιογράφοι εμφανίζουν τρία σημαντικά μειονεκτήματα σε σχέση με τους ψηφιακούς. Το πρώτο αφορά τον τρόπο λειτουργίας τους , όπου προκειμένου να μην χάνεται πολύτιμος αποθηκευτικός χώρος των αναλογικών οργάνων αυτά λειτουργούν σε trigger mode , δηλαδή η καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης πραγματοποιείται όταν αυτή ξεπερνάει μια συγκεκριμένη τιμή κατωφλίου (threshold). Με τον τρόπο αυτό πολλές αναλογικές καταγραφές δεν περιελάμβαναν τα πρώτα κύματα άφιξης στη θέση του σταθμού. Το δεύτερο μειονέκτημα αφορά τον ταλαντωτή που φέρουν τα αναλογικά όργανα , του οποίου η φυσική συχνότητα δεν ξεπερνάει τα 25 Hz. Το τρίτο και πιο σημαντικό μειονέκτημα έγκειται στο

γεγονός της ανάγκης ψηφιοποίησης των αναλογικών καταγραφών ώστε να μπορέσουν στη συνέχεια να αναλυθούν. Η διαδικασία αυτή, εκτός από χρονοβόρα, αποτελεί και μια από τις κύριες πηγές θορύβου στις ψηφιοποιημένες καταγραφές της επιτάχυνσης.

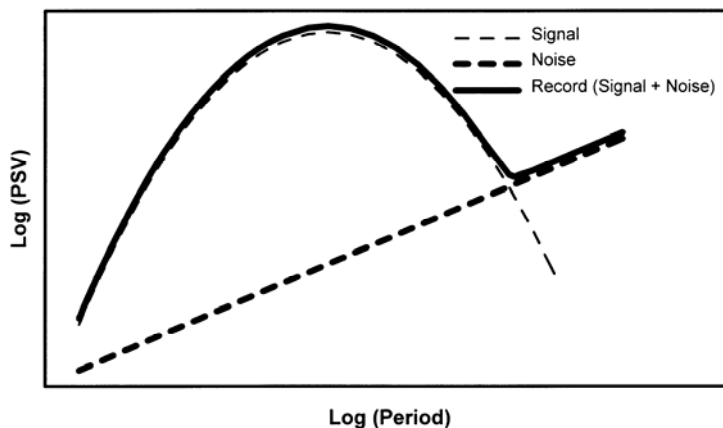
Οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι που αναπτύχθηκαν αποτέλεσαν ένα σημαντικό βήμα στην εξέλιξη μελέτης της ισχυρής εδαφικής κίνησης και έφεραν λύσεις στα μειονεκτήματα που εμφάνιζαν τα αναλογικά όργανα. Με τη χρήση της ψηφιακής μνήμης και ειδικότερα με τη λειτουργία της καταγραφής της κίνησης για κάποιο χρονικό διάστημα πριν την έναρξη του γεγονότος (pre-event memory) καταγράφονται πλέον και τα πρώτα κύματα άφιξης, όσο αδύναμα και να είναι. Οι φυσικές συχνότητες του ταλαντωτή που φέρουν οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι εμφανίζουν μεγαλύτερο εύρος με τιμές 50 – 100 Hz ή και μεγαλύτερες. Πλέον και η μετατροπή του αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (analog-to-digital conversion) πραγματοποιείται στο ίδιο το όργανο. Ένα ακόμα σημαντικό πλεονέκτημα των ψηφιακών επιταχυνσιογράφων είναι η υψηλή ευκρίνεια τους. Ενώ τα αναλογικά όργανα εμφανίζουν δυναμικό εύρος (dynamic range) έως και 50 dB, μπορούν να καταγράψουν δηλαδή επιταχύνσεις από 0.005 g έως 1 g, οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι εμφανίζουν δυναμικό εύρος έως και 108 dB ή και περισσότερο (βλέπε Κεφ. 4.2) και καταγράφουν επιταχύνσεις από 2 g έως και 0.015 mg (dynamic range 108 dB).



Εικόνα 1.15: Οι χρονοσειρές της επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετατόπισης από μια αναλογική (αριστερά) και μια ψηφιακή καταγραφή (δεξιά).

Για κάποιους λόγους οι καταγραφές της επιτάχυνσης και ειδικότερα οι ψηφιοποιημένες καταγραφές από τα αναλογικά όργανα, περιέχουν και κάποιες άλλες κινήσεις που αναφέρονται ως θόρυβος (noise). Πολλές φορές η επίδραση του θορύβου στις καταγραφές δεν είναι εμφανής παρά μόνο όταν η χρονική μετατόπιση της επιτάχυνσης ολοκληρώνεται ώστε να προκύψει η αντίστοιχη της ταχύτητας και της μετατόπισης (εικόνα 1.15). Στην εικόνα 1.15 η ταχύτητα και

μετάθεση που προκύπτουν από την ολοκλήρωση της επιτάχυνσης των αναλογικών καταγραφών (αριστερά) εμφανίζονται αφύσικες και συγκεκριμένα η εδαφική κίνηση εμφανίζεται ως ένας μοναδικός ασύμμετρος ελαστικός παλμός στη χρονοσειρά της μετατόπισης με πλάτος 2 m. Μεγαλύτερης σημασίας είναι όμως, ο θόρυβος που υπεισέρχεται στις υψηλές περιόδους και στη γραμμή αναφοράς (baseline) των καταγραφών (Trifunac *et al.*, 1973; Hudson, 1979; Trifunac & Todorovska, 2001). Στην εικόνα 1.16 παρουσιάζεται ο θόρυβος που υπεισέρχεται στις υψηλές περιόδους στα φάσματα απόκρισης της ταχύτητας για σεισμικά γεγονότα μέτριου μεγέθους. Στις υψηλές περιόδους, η κλίση της καμπύλης μειώνεται ενώ του θορύβου αυξάνεται, ώστε να προκύπτει η χαρακτηριστική καμπύλη. Γενικότερα, ο θόρυβος στο πεδίο των συχνοτήτων είναι υψηλότερος στις ψηφιοποιημένες αναλογικές καταγραφές σε σχέση με τις ψηφιακές καταγραφές της επιτάχυνσης. Ο σκοπός της επεξεργασίας των επιταχυνσιογραφημάτων είναι η βελτιστοποίηση του λόγου μεταξύ σήματος και θορύβου (S/N, signal-to-noise ratio), ώστε ο λόγος αυτός να είναι σε ανεκτά επίπεδα (συνήθως >3) και να μην μειώνει την πληροφορία ενδιαφέροντος στο πεδίο των συχνοτήτων.



Εικόνα 1.16: Το σχήμα της καμπύλης του φάσματος απόκρισης μιας τυπικής ψηφιοποιημένης σεισμικής καταγραφής. Το σχήμα της καμπύλης είναι ένας συνδυασμός του πραγματικού φάσματος του σεισμού (signal) και του θορύβου (noise) που υπεισέρχεται από τη ψηφιοποίηση και από άλλες πηγές. Το αντικείμενο της επεξεργασίας είναι ο καθορισμός του μέγιστου εύρους της περιόδου για το οποίο τα τελικά αποτελέσματα εμφανίζουν ικανοποιητικό λόγο σήματος/θόρυβο (από Shakal *et al.*, 2003).

Η διαδικασία της επεξεργασίας των δεδομένων της εδαφικής επιτάχυνσης περιλαμβάνει γενικά την απομάκρυνση της καταγραφής στις συχνότητες όπου το πλάτος του φάσματος Fourier εμφανίζει χαμηλές τιμές του λόγου σήματος/θόρυβο (Boore & Bommer, 2005). Η επεξεργασία των ψηφιοποιημένων και των ψηφιακών καταγραφών της επιτάχυνσης μπορεί να περιγραφεί με τα παρακάτω στάδια (βασισμένη σε Shakal *et al.*, 2003):

1) **Διόρθωση της γραμμής αναφοράς** (baseline correction): Ένα μεγάλο πρόβλημα που εμφανίζεται τόσο στα αναλογικά όσο και ψηφιακά

επιταχυνσιογραφήματα είναι η παραποίηση της γραμμής αναφοράς που έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση αφύσικων ταχυτήτων και μετατοπίσεων (εικ. 1.15). Στην κατεύθυνση αυτή, τα ψηφιοποιημένα σημεία παρεμβάλλονται ώστε να αποκτήσουν συμμετρικό ρυθμό δειγματοληψίας (π.χ. 200 points/sec). Στη συνέχεια χρησιμοποιούνται κάποιες προσαρμογές της γραμμής αναφοράς, όπου μία ή και περισσότερες γραμμές αναφοράς, που μπορεί να είναι ευθείες γραμμές ή χαμηλού βαθμού πολυώνυμα, αφαιρούνται από τη σειρά της επιτάχυνσης. Απλές διορθώσεις της γραμμής αναφοράς που χρησιμοποιούν ανάλογα σταθερές ή γραμμικές γενικές κατευθύνσεις, κρίνονται ως περισσότερο αποτελεσματικές σε μελέτες που περιλαμβάνουν μεγάλο αριθμό δεδομένων.

2) **Διόρθωση του οργάνου** (instrument correction): Η διόρθωση της απόκρισης του οργάνου δεν είναι απαραίτητη στις ψηφιακές καταγραφές της επιτάχυνσης (Boore & Bommer, 2005). Κρίνεται απαραίτητη όταν τα αναλογικά όργανα καταγραφής εμφανίζουν χαμηλές ιδιοσυχνότητες (π.χ. < 20 Hz). Διάφορες μέθοδοι χρησιμοποιούνται για τη διόρθωση του οργάνου, όπως η μέθοδος των πεπερασμένων υπολοίπων (finite difference) πρώτης ή και μεγαλύτερης τάξης καθώς και μέθοδοι που εφαρμόζονται στο συχνοτικό χώρο (Converse & Brady, 1992).

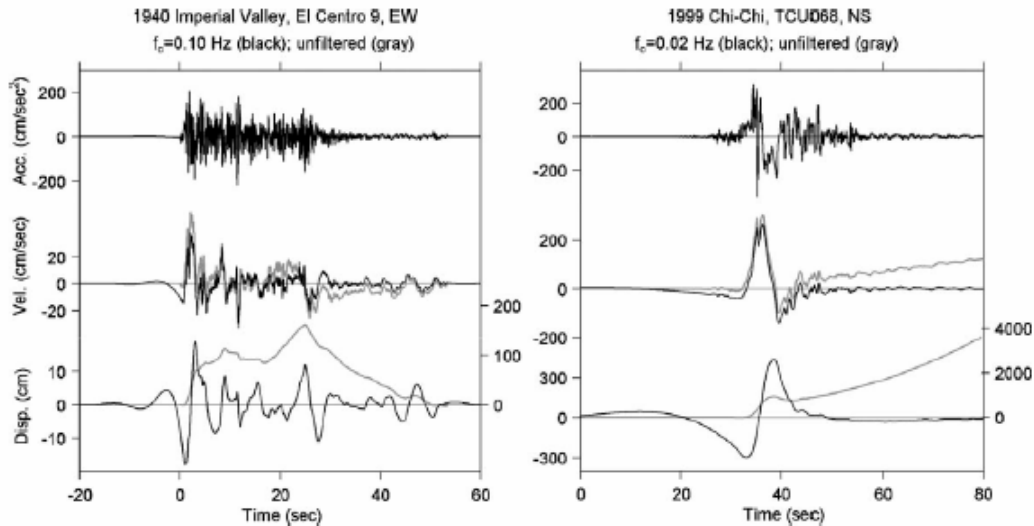
3) **Φιλτράρισμα των υψηλών συχνοτήτων** (high-frequency filtering): Μετά τη διόρθωση του οργάνου, εφαρμόζεται στην χρονοσειρά της επιτάχυνσης ένα φίλτρο προκειμένου να μειωθεί ο θόρυβος στις υψηλές συχνότητες. Τα φίλτρα αυτά αναφέρονται συνήθως ως κατωπερατά (low-pass ή high-cut) καθώς φιλτράρουν την κίνηση στις υψηλές συχνότητες. Στην περίπτωση που έχει προηγηθεί διόρθωση του οργάνου, η επιλογή της συχνότητας αποκοπής του φίλτρου θα πρέπει να είναι προσεχτική, καθώς οι δύο μέθοδοι παρεμβάλλονται στις υψηλές συχνότητες. Επιπλέον, η συχνότητα αποκοπής του κατωπερατού φίλτρου δεν δύναται να είναι μεγαλύτερη από τη συχνότητα Nyquist¹, καθώς τότε δεν θα έχει καμία επίδραση στην καταγραφή (Boore & Bommer, 2005).

4) **Φιλτράρισμα των υψηλών περιόδων και αρχική ολοκλήρωση**: Εφαρμόζεται ένα αρχικό φίλτρο στις υψηλές περιόδους (high-pass), με συχνότητα αποκοπής 15 sec ή και μεγαλύτερη για ψηφιακές καταγραφές της επιτάχυνσης ισχυρών σεισμών. Με την ολοκλήρωση της χρονοσειράς της επιτάχυνσης προκύπτουν οι χρονοσειρές της ταχύτητας και μετατόπισης, που φιλτράρονται με το ίδιο φίλτρο υψηλών περιόδων.

5) **Υπολογισμός του μέγιστου εύρους** (maximum bandwidth)² του φάσματος απόκρισης: Υπολογίζεται το φάσμα απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας για έναν αριθμό περιόδων και για διάφορες τιμές απόσβεσης. Τα φάσματα αυτά χρησιμοποιούνται στη συγκριτική ανάλυση για την επιλογή του καλύτερου φίλτρου.

6) **Επιλογή του φίλτρου υψηλών περιόδων**: Ένα σύνολο φίλτρων υψηλών περιόδων (ανωπερατά) εφαρμόζονται στα δεδομένα του σταδίου 3, με γωνιακές περιόδους κοντά στη χαμηλότερη υψηλή περίοδο του φάσματος του σταδίου 5. Η επιλογή του κατάλληλου φίλτρου υψηλών περιόδων είναι το πιο δύσκολο στάδιο στην επεξεργασία των δεδομένων. Μετά τις δοκιμές των διαφόρων

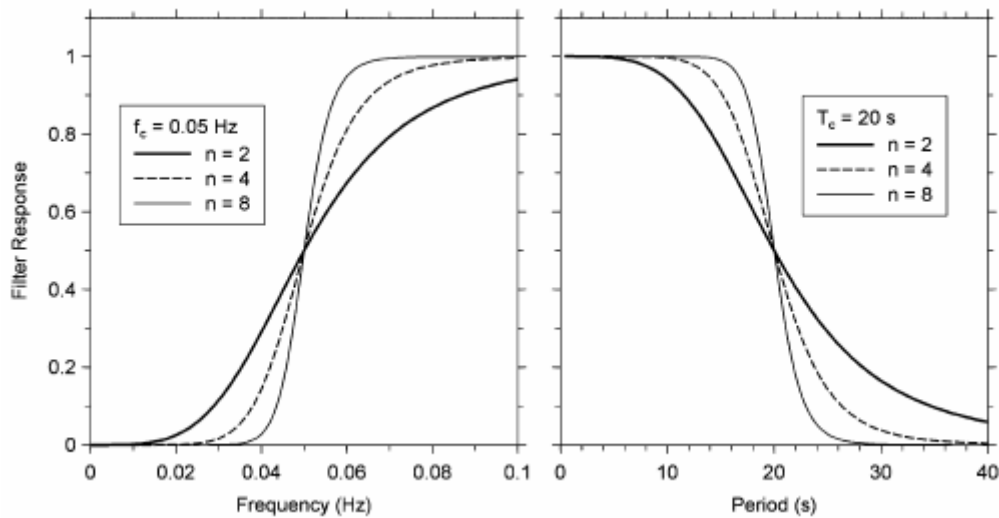
φίλτρων και τη σύγκριση των αποτελεσμάτων τους επιλέγεται το κατάλληλο φίλτρο , που η εφαρμογή του στη χρονοσειρά της επιτάχυνσης θα αποφέρει τη μέγιστη δυνατή πληροφορία με ικανοποιητικό λόγο σήματος/θόρυβο. Οι χρονοσειρές της επιτάχυνσης , ταχύτητας και μετατόπισης και τα αντίστοιχα φάσματα τους περνούν πλέον στο στάδιο της ποιοτικής και ποσοτικής εκτίμησης των παραμέτρων που ενδιαφέρουν την Τεχνική Σεισμολογία.



Εικόνα 1.17: Οι χρονοσειρές της επιτάχυνσης , ταχύτητας και μετατόπισης μιας αναλογικής και μιας ψηφιακής καταγραφής , που παρουσιάζονται στην εικόνα 1.15. Οι μαύρες γραμμές υποδεικνύουν τις ταχύτητες και μετατοπίσεις που προκύπτουν από την εφαρμογή του φίλτρου που υποδεικνύεται στο πάνω μέρος των εικόνων στις χρονοσειρές της επιτάχυνσης. Οι τιμές των αξόνων της μετατόπισης των αφιλτράριστων κινήσεων εμφανίζονται στα δεξιά των εικόνων.

Τα πιο ευρέως χρησιμοποιούμενα και αποτελεσματικά εργαλεία στη μείωση του θορύβου των υψηλών περιόδων στα επιταχυνσιογραφήματα είναι τα ανωπερατά φίλτρα (high-pass ή low-cut) (Trifunac, 1971). Ο σκοπός των ανωπερατών φίλτρων είναι η απομάκρυνση του τμήματος του σήματος όπου κρίνεται ότι εμφανίζει υψηλό ποσοστό θορύβου υψηλών περιόδων. Στην εικόνα 1.17 παρουσιάζονται τα επιταχυνσιογραφήματα της εικόνας 1.15 μετά την εφαρμογή των φίλτρων στις χρονοσειρές της επιτάχυνσης. Η βελτισποίηση των χρονοσειρών της ταχύτητας και μετατόπισης είναι φανερή. Η επιλογή αφορά δύο τεχνικές (FIR-Finite Impulse Response ή IIR-Infinite Impulse Response) και μια σειρά από φίλτρα (Ormsby, elliptical, Butterworth, Chebychev , Bessel) διαφόρων τάξεων. Στην εικόνα 1.18 παρουσιάζεται η μορφή του ανωπερατού φίλτρου Butterworth , το οποίο χρησιμοποιείται ευρέως στα ψηφιακά επιταχυνσιογραφήματα και προσδιορίζεται από τη γωνία του φίλτρου (f_c) και μια τάξη (n). Επιλογή τάξεως μεγαλύτερης του 8 έχει ως αποτέλεσμα οι χρονοσειρές που προκύπτουν να είναι κατά πολύ επηρεασμένες από τη διαδικασία επεξεργασίας (Moltona, 2007). Ιδιαίτερα σημαντικός είναι ο τρόπος που εφαρμόζονται τα φίλτρα στα επιταχυνσιογραφήματα. Η βασική επιλογή είναι μεταξύ των αιτιατών (casual) και μη-αιτιατών (acausal) φίλτρων. Τα

δεύτερα δεν παράγουν παραμορφώσεις στη φάση του σήματος , ενώ τα πρώτα προκαλούν κάποιες μεταβολές στη φάση της καταγραφής (Boore & Bommer, 2005).



Εικόνα 1.18: Παρουσίαση του ανωπερατού φίλτρου Butterworth στο πεδίο της συχνότητας (αριστερά) και της περιόδου (δεξιά). Η συχνότητα του φίλτρου είναι $f_c=0.05$, που σημαίνει ότι οι περίοδοι άνω των 20 sec αφαιρούνται , τουλάχιστον εν μέρει. Οι διαφορετικές καμπύλες είναι για διαφορετικές τάξεις του φίλτρου. Όσο υψηλότερη είναι η τάξη τόσο πιο απότομη είναι η αποκοπή. Για τα φίλτρα χαμηλότερων τάξεων , η πληροφορία θα απομακρυνθεί για περιόδους χαμηλές έως και 10 sec.

Στην εφαρμογή των μη-αιτιατών φίλτρων είναι αναγκαία η συμμετρική προσθήκη ικανού αριθμού μηδενικών σημείων τόσο στην έναρξη όσο και στο τέλος της καταγραφής της επιτάχυνσης (Boore, 2005). Η επίδραση των αιτιατών και μη-αιτιατών φίλτρων στα ελαστικά και ανελαστικά φάσματα απόκρισης μελετήθηκε από τους Boore & Akkar (2003) , οι οποίοι συμπεραίνουν πως τόσο τα ελαστικά όσο και τα ανελαστικά φάσματα απόκρισης που υπολογίζονται από την επιτάχυνση , στην οποία έχουν εφαρμοσθεί αιτιατά φίλτρα , είναι ιδιαίτερα ευαίσθητα στη επιλογή της γωνιακής περιόδου του φίλτρου , ακόμα και για ιδιοπεριόδους του ταλαντωτή που είναι αρκετά μικρότερες των γωνιακών περιόδων του φίλτρου.

Τα δεδομένα που προκύπτουν μετά την επεξεργασία του σταδίου (1) καλούνται συνήθως μη-διορθωμένα (uncorrected) ή δεδομένα “Volume I”. Τα δεδομένα που προκύπτουν από την επεξεργασία των επόμενων σταδίων ονομάζονται διορθωμένα (corrected) ή δεδομένα “Volume II”. Τέλος , τα φάσματα που προκύπτουν μετά την επεξεργασία και διόρθωση των χρονοσειρών της επιτάχυνσης , ταχύτητας και μετατόπισης , ονομάζονται δεδομένα “Volume III”.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

“ Μέθοδοι προσδιορισμού της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση (site effects)”

2.1 Εισαγωγή

Η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση (site effect) είναι πλέον αναγνωρισμένη από τη διεθνή επιστημονική κοινότητα της Τεχνικής Σεισμολογίας. Επιπλέον η ραγδαία δημογραφική αύξηση σε μεγάλα αστικά κέντρα , ιδιαίτερα τις δύο περασμένες δεκαετίες , αυξάνει την ανάγκη για την μελέτη και τον προσδιορισμό της επίδρασης αυτής. Συχνά τα αστικά κέντρα είναι χτισμένα πάνω σε χαλαρά ιζήματα , ενώ μεγάλος αριθμός εξ αυτών βρίσκεται σε σειсмоγενείς περιοχές , τονίζοντας την ανάγκη για προσεχτικό και αξιόπιστο προσδιορισμό της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στις περιοχές αυτές. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της ενίσχυσης αυτής αποτελεί ο σεισμός του 1985 στο Guerrero-Michoacan (Μεξικό) που προκάλεσε σημαντικές καταστροφές και απώλειες ζώων στην πόλη του Μεξικού. Τμήμα της πόλης είναι χτισμένο σε λιμναίες μαλακές αργίλους (clay) και παρόλη τη μεγάλη επικεντρική απόσταση , σημαντικές ενισχύσεις της σεισμικής κίνησης παρατηρήθηκαν στα αργιλικά στρώματα που προκάλεσαν την κατάρρευση των ψηλών κτιρίων της περιοχής (Singh *et al.*, 1988). Εξάλλου στην πλειονότητα των πρόσφατων καταστροφικών σεισμικών γεγονότων (Spitak, Armenia 1988 , Iran 1990 , Northridge 1994 , Kobé 1995 κ.α.) η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση ήταν σημαντική με δραματικά αποτελέσματα.

Οι επιστήμονες και μηχανικοί έχουν αναπτύξει διάφορες μεθοδολογίες προσδιορισμού των κύριων χαρακτηριστικών (θεμελιώδεις συχνότητες , παράγοντες ενίσχυσης) της απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση. Αυτές ομαδοποιούνται σε τρεις κύριες κατηγορίες: τις *εμπειρικές* , τις *υπολογιστικές* και τις *πειραματικές* μεθόδους (Bard, 1997). Οι μεθοδολογίες αυτές εμφανίζουν διαφορετικό κόστος και η επιλογή τους

πραγματοποιείται σύμφωνα με τη σημασία της μελέτης για την οποία χρησιμοποιούνται. Στην παρούσα μελέτη θα χρησιμοποιηθούν κυρίως οι πειραματικές μεθοδολογίες.

2.2 Εμπειρικές μέθοδοι

Ο μεγάλος αριθμός παρατηρήσεων της επίδρασης των χαλαρών ιζημάτων στη σεισμική απόκριση, επέτρεψε στους επιστήμονες την ανάπτυξη εμπειρικών σχέσεων μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και των διαφόρων μετρήσεων της σεισμικής κίνησης. Οι σχέσεις αυτές προκύπτουν από συγκεκριμένα δεδομένα όπου είναι γνωστές οι γεωλογικές συνθήκες και οι σεισμολογικές μετρήσεις είναι διαθέσιμες. Στη συνέχεια αναφέρονται οι κύριες εξ αυτών.

2.2.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση έντασης

Διάφορες εμπειρικές σχέσεις έχουν προκύψει μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της πιθανής σεισμικής έντασης (Medvedev, 1962; Evernden & Thomson, 1985; Kagami *et al.*, 1988; Astroza & Monge, 1991). Οι σχέσεις αυτές παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1. Η εμπειρική σχέση του Medvedev έχει χρησιμοποιηθεί εκτενώς στις χώρες της ανατολικής Ευρώπης σε μικροζωνικές μελέτες, ενώ η σχέση των Evernden & Thomson χρησιμοποιείται ευρέως στο “δυτικό κόσμο” σε μελέτες σεισμικών σεναρίων. Γενικότερα αυτή η προσέγγιση χρησιμοποιείται στα σενάρια σεισμικής επικινδυνότητας, καθώς οι διάφορες καμπύλες απόκρισης των κατασκευών είναι εξαρτώμενες από τη σεισμική ένταση.

Πίνακας 2.1: Η συσχέτιση μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της ενίσχυσης της έντασης, σύμφωνα με διάφορους ερευνητές (από TC4-ISSMGE, 1999).

Geological Unit	Intensity Increments
Medvedev (1962)	(MSK scale)
Granites	0
Limestones, Sandstones, Shales	0.2 – 1.3
Gypsum, Marl	0.6 – 1.4
Coarse-material ground	1 – 1.6
Sandy ground	1.2 – 1.8

Clayey Ground	1.2 – 2.1
Fill	2.3 – 3
Moist ground	1.7 – 2.8
Moist fill and soil ground	3.3 – 3.9
Enernden & Thomson (1985)	(MM scale)
Granitic & metamorphic rocks	0
Paleozoic rocks	0.4
Early Mesozoic rocks	0.8
Cretaceous to Eocene rocks	1.2
Undivided Tertiary rocks	1.3
Oligocene to middle Pliocene rocks	1.5
Pliocene-Pleistocene rocks	2.0
Tertiary volcanic rocks	0.3
Quaternary volcanic rocks	0.3
Alluvium (water table < 30 ft)	3.0
(100ft < water table)	1.5
(others)	2.0
Kagami <i>et al.</i> (1988)	(JMA scale)
Talus	0
Andesite	0
Gravel	0.2
River deposits	0.4
Volcanic ash	0.5
Sandy silt	0.7
Clayey silt	0.8
Silt	1.0
Peat	0.9
Astroja & Monje (1991)	(MM scale)
Granitic rock	0
Volcanic pumicite ashes	1.5 ~ 2.5
Gravel	0.5 ~ 1
Colluvium	1 ~ 2
Lacustrine deposits	- 2.5

2.2.2 Γεωλογικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση

Καθώς η μακροσεισμική ένταση δεν αποτελεί καλή ένδειξη της ισχυρής εδαφικής κίνησης, έγιναν αρκετές προσπάθειες ώστε να προκύψουν ποσοτικές σχέσεις μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της τοπικής ενίσχυσης τη ισχυρής εδαφικής κίνησης. Οι πιο σημαντικές από αυτές παρατίθενται στον

πίνακα 2.2. Ωστόσο η απευθείας σύγκριση μεταξύ τους δεν είναι δυνατή καθώς οι παράγοντες της τοπικής ενίσχυσης δεν μετρώνται με τον ίδιο τρόπο.

Κάποιες από τις σχέσεις αυτές προέκυψαν από περιοχές όπου αναλυτικά δεδομένα της μακροσεισμικής έντασης ήσαν διαθέσιμα (Σαν Φρανσίσκο). Το γεγονός αυτό έδωσε τη δυνατότητα για ανάπτυξη εμπειρικών σχέσεων μεταξύ της μακροσεισμικής έντασης και της τοπικής ενίσχυσης, όπως για παράδειγμα η σχέση των Borchardt & Gibbs (1976) μεταξύ της μέσης φασματικής οριζόντιας ενίσχυσης μετρημένη σε εύρος συχνοτήτων 0.25-3.0 Hz (AHSA_{0.25-3.0}, Average Horizontal Spectral Amplification) και του βαθμού αύξησης της έντασης (στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli) ΔI_{MM} :

$$\Delta I_{MM} = 0.214 + 2.12 \log(\text{AHSA}_{0.25-3.0})$$

Παρόμοιες σχέσεις έχουν προκύψει και σε άλλες περιοχές του κόσμου, όπως οι σχέσεις που πρότειναν οι Tryantafyllidis *et al.*, (1999) για διαφορετικά πεδία συχνοτήτων βασιζόμενοι σε ενόργανα δεδομένα και σε μακροσεισμικές παρατηρήσεις στην πόλη της Θεσσαλονίκης:

$$\Delta I_{MSK} = 0.83 + 2.35 \log(\text{AHSA}_{0.25-3.0})$$

$$\Delta I_{MSK} = 0.21 + 3.40 \log(\text{AHSA}_{1.0-10.0})$$

$$\Delta I_{MSK} = 0.13 + 3.12 \log(\text{AHSA}_{3.0-6.0})$$

Οι σχέσεις αυτές τονίζουν πως περιοχές με μέση οριζόντια φασματική ενίσχυση περίπου 10 αναμένεται να εμφανίσουν αύξηση της τοπικής έντασης 2 έως 3 βαθμούς, ενώ για μέση ενίσχυση περίπου 4 η αύξηση της έντασης θα είναι 1.5 έως 2 βαθμοί. Οι τιμές αυτές είναι ανάλογες με τις τιμές ενίσχυσης της έντασης που παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.2: Η συσχέτιση μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και του σχετικού βαθμού ενίσχυσης, σύμφωνα με διάφορους ερευνητές (από TC4-ISSMGE, 1999).

Geological unit	Relative amplification factor
Borchardt & Gibbs (1976)	
Bay mud	11.2
Alluvium	3.9
Santa Clara Formation	2.7
Great Valley sequence	2.3
Franciscan Formation	1.6
Granite	1.0
Shima (1978)	
Peat	1.6
Humus soil	1.4

Clay	1.3
Loam	1.0
Sand	0.9
Midorikawa (1987)	
Holocene	3.0
Pleistocene	2.1
Quaternary volcanic rocks	1.6
Miocene	1.5
Pre-Tertiary	1.0

2.2.3 Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά / Ενίσχυση

Καθώς όλο και περισσότερα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά είναι διαθέσιμα ιδιαίτερα στις μεγάλες πόλεις, δόθηκε η δυνατότητα στους ερευνητές να αναπτύξουν εμπειρικές σχέσεις μεταξύ κάποιων γεωτεχνικών παραμέτρων και της τοπικής ενίσχυσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η πιο σημαντική παράμετρος που χρησιμοποιείται είναι η ταχύτητα των S κυμάτων, ενώ η παράμετρος που χρησιμοποιείται συχνότερα είναι η τιμή N_{SPT} (Standard Penetration Test value). Αρκετοί ερευνητές (Midorikawa, 1987; Joyner & Fumal, 1984; Borcherdt *et al.*, 1991) έχουν λοιπόν αναπτύξει σχέσεις μεταξύ της “μέσης ταχύτητας S των επιφανειακών αποθέσεων” και της σχετικής ενίσχυσης.

2.2.4 Επιφανειακή γεωλογία / Φάσματα απόκρισης

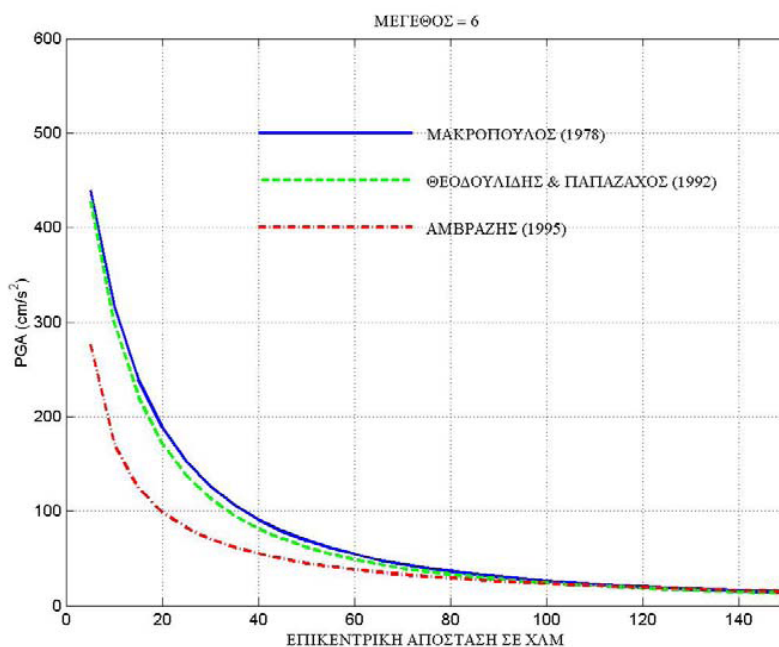
Γενικά υπάρχουν δύο τρόποι συσχετισμού του φάσματος απόκρισης S_a με την επιφανειακή γεωλογία. Ο πρώτος αφορά τους εμπειρικούς νόμους απόσβεσης της εδαφικής κίνησης και ο δεύτερος τους αντισεισμικούς κώδικες κατασκευής που έχουν αναπτυχθεί στα διάφορα κράτη. Οι νόμοι απόσβεσης αποσκοπούν περισσότερο στην περιγραφή της ισχυρής εδαφικής κίνησης παρά της τοπικής γεωλογίας, ενώ το αντίθετο συμβαίνει με τους αντισεισμικούς κώδικες.

2.2.4.1 Εμπειρικοί νόμοι απόσβεσης

Διάφοροι νόμοι απόσβεσης έχουν προκύψει με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Οι σχέσεις αυτές συσχετίζουν μια παράμετρο της εδαφικής κίνησης (μέγιστη επιτάχυνση pga , μέγιστη ταχύτητα pgv , φασματική απόκριση S_a , διάρκεια , ένταση Arias κ.α.) με το μέγεθος και την απόσταση του σεισμικού γεγονότος. Συνήθως έχουν τη μορφή :

$$\log A = a + bM + cR$$

όπου M το μέγεθος του σεισμικού γεγονότος , R η επικεντρική ή υποκεντρική απόσταση , a b c αριθμητικοί συντελεστές και A η εδαφική επιτάχυνση ή κάποια άλλη παράμετρος της εδαφικής κίνησης. Στην εικόνα 2.1 παρουσιάζονται οι διάφορες σχέσεις απόσβεσης που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο με βάση τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) για μέγεθος σεισμού 6.0 και για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις.

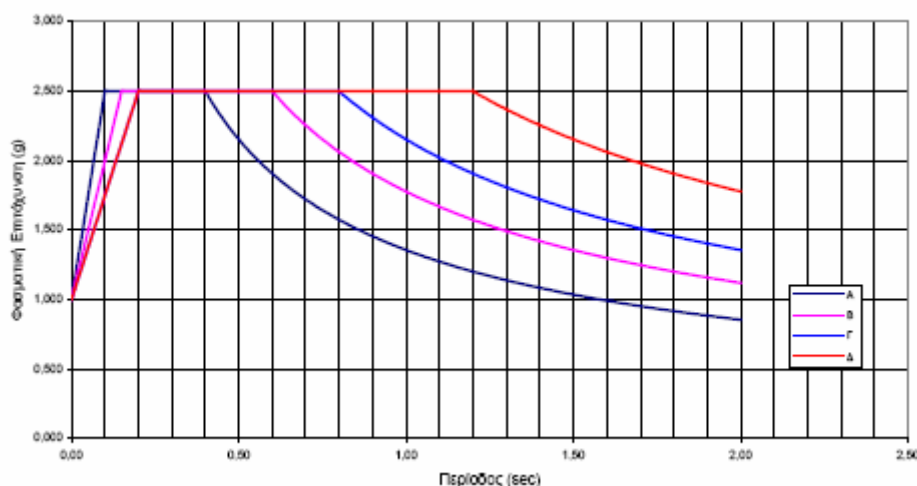


Εικόνα 2.1: Γραφικές παραστάσεις των σχέσεων απόσβεσης που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο από διάφορους ερευνητές για μέγεθος σεισμού 6.0 και για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις.

Οι σχέσεις αυτές συνήθως φέρουν και έναν παράγοντα που εξαρτάται από τις συνθήκες της τοπικής γεωλογίας. Ο παράγοντας αυτός συχνά φέρει μια απλή περιγραφή της εδαφικών συνθηκών ως βραχώδες έδαφος ή μη-βραχώδες έδαφος. Λιγότερο συχνά , εξαιτίας κυρίως της έλλειψης πληροφοριών για της εδαφικές συνθήκες της θέσης καταγραφής της επιτάχυνσης , ο παράγοντας αυτός είναι καλύτερα καθορισμένος ως προς τις εδαφικές συνθήκες , με τη διαφοροποίηση για παράδειγμα μεταξύ λεπτών ή παχύτερων στρωμάτων αλλουβιακών αποθέσεων , ή με τον καθορισμό των τιμών της ταχύτητας των S κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα.

2.2.4.2 Αντισεισμικοί κώδικες κατασκευής

Στους περισσότερους κώδικες κατασκευής που έχουν αναπτυχθεί στα διάφορα κράτη, η επιφανειακή γεωλογία κατηγοριοποιείται σε διάφορες κατηγορίες εδαφών, βασισμένη σε γεωλογικά και γεωτεχνικά στοιχεία. Συνήθως διακρίνονται τρεις έως τέσσερις κατηγορίες εδαφών, όπως: βραχώδες πέτρωμα, σκληρά εδάφη, μη συνεκτικά εδάφη, μαλακές άργιλοι και άμμοι (Seed *et al.*, 1976). Στον πίνακα 2.3 παρατίθενται τρία παραδείγματα κατηγοριοποίησης εδαφών, τα οποία είναι γενικά σύμφωνα μεταξύ των διαφόρων χωρών, ενώ στην εικόνα 2.2 παρουσιάζονται τα ελαστικά φάσματα σχεδιασμού σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση των εδαφών από τον Ελληνικό Αντισεισμικό Κανονισμό (ΕΑΚ 2000). Τέτοιες κατηγοριοποιήσεις εδαφών μπορούν να αποτελέσουν τη βάση για τη σχεδίαση επί χάρτου των εδαφικών συνθηκών και κατά αποτέλεσμα των μικροζωνικών μελετών.



Εικόνα 2.2: Ελαστικά Φάσματα Σχεδιασμού κατά ΕΑΚ(2000).

Πίνακας 2.3: Κατηγοριοποίηση εδαφών στον ενιαίο Ευρωπαϊκό κώδικα (EC8) και στον κώδικα των Η.Π.Α. (NEHRP 2003, FEMA 450).

Κώδικας	Κατηγορία εδάφους	Περιγραφή
E C 8	A	Βράχος ή άλλος γεωλογικός σχηματισμός με ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων > 800m/s. Σκληρές αποθέσεις άμμου, κροκαλών ή στερεοποιημένων αργίλων με πάχος αρκετών δεκάδων μέτρων και ταχύτητα $V_s > 400\text{m/s}$ σε βάθος 10 m.
	B	Αποθέσεις βάθους μέτριας πυκνότητας άμμου, κροκαλών ή μέτριας σκληρότητας άργιλοι με πάχος μερικές δεκάδες έως εκατοντάδες μέτρα και $V_s > 200\text{m/s}$ σε βάθος 10 m, όπου αυξάνεται σε $V_s > 350\text{m/s}$ σε

		βάθος 50 m.
	C	Χαλαρές ασύνδετες αποθέσεις με $V_s < 200\text{m/s}$ στα ανώτερα 20 m.
	Special case 1	Έδαφος μικρού πάχους: το εδαφικό προφίλ περιλαμβάνει ένα επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα με πάχος από 5 έως 20 m , που υπέρκειται πιο συμπαγών υλικών της κατηγορίας A.
	Special case 2	Για περιοχές που δεν αντιστοιχούν στις κατηγορίες εδαφών A , B , C απαιτούνται ειδικές μελέτες.
NEHRP 2003	A	Σκληρό βραχώδες πέτρωμα: κυμαινόμενη ταχύτητα στα ανώτερα 30 m $V_s^{30} > 1500\text{m/s}$
	B	Βραχώδες πέτρωμα: $760\text{ m/s} < V_s^{30} < 1500\text{m/s}$
	C	Μαλακό πέτρωμα ή πυκνό έδαφος: $360\text{m/s} < V_s^{30} < 760\text{m/s}$
	D	Σκληρό έδαφος: $180\text{m/s} < V_s^{30} < 360\text{m/s}$
	E	Μαλακό έδαφος: $V_s^{30} < 180\text{m/s}$, ή τουλάχιστον 3 m μαλακής αργίλου με $PI > 20$ και $S_u < 25\text{ kPa}$.
	F	Ειδικά εδάφη στα οποία απαιτούνται ειδικές μελέτες.

2.2.5 Η επίδραση της τοπογραφίας και των εγκάρσιων ασυνεχειών

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο , η επιφανειακή και υπόγεια τοπογραφία μπορεί να επηρεάσει σε μεγάλο βαθμό το πλάτος και τα φασματικά χαρακτηριστικά της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η πλήρης κατανόηση της επίδρασης αυτής δεν είναι ακόμα εφικτή και σε συνδυασμό με τα ελλιπή δεδομένα παρατηρήσεων και καταγραφών κάνει δύσκολη τη στατιστική ανάλυση. Για τους λόγους αυτούς δεν υπάρχουν εμπειρικές σχέσεις για την επίδραση αυτή. Ως αποτέλεσμα , στους σημερινούς αντισεισμικούς κώδικες κατασκευών και στις μικροζωνικές μελέτες η επίδραση της τοπογραφίας δεν υπολογίζεται , παρόλη την πιθανή επίδρασή της. Παρ’όλα αυτά , καθώς τμήμα τουλάχιστον της παρατηρούμενης ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης μπορεί να περιγραφεί με βάση τα φυσικά φαινόμενα που σχετίζονται με τη διάδοση των κυμάτων , κάποιες προσπάθειες πραγματοποιούνται προς αυτή την κατεύθυνση.

2.3 Υπολογιστικές μέθοδοι

Οι υπολογιστικές μέθοδοι σχετίζονται με τις γεωφυσικές και γεωτεχνικές μεθόδους (όπως η σεισμική διάθλαση και ανάκλαση , γεωτρήσεις , πενετρόμετρα κ.ά.) που προσδιορίζουν τις εδαφικές παραμέτρους (πάχος ιζημάτων ,

ταχύτητες των S και P κυμάτων κ.ά.). Όταν είναι γνωστά τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά μιας θέσης είναι δυνατό να υπολογιστεί η απόκριση της θέσης αυτής στη σεισμική κίνηση μέσω των υπολογιστικών μεθόδων. Παρ’όλα αυτά, τα διαθέσιμα γεωφυσικά και γεωτεχνικά στοιχεία είναι περιορισμένα, κυρίως λόγω του υψηλού τους κόστους.

Γενικά η διαδικασία των υπολογιστικών μεθοδολογιών στην εκτίμηση της εδαφικής απόκρισης σε ενδεχόμενη σεισμική κίνηση βασίζεται σε δύο στάδια. Το πρώτο στάδιο περιλαμβάνει το προσδιορισμό των γεωτεχνικών χαρακτηριστικών των εδαφών προκειμένου να προκύψουν οι φυσικές τους ιδιότητες (συνοχή, αντοχή, πυκνότητα, ταχύτητες των S και P κυμάτων κ.ά.). Το δεύτερο στάδιο περιλαμβάνει τη γραμμική ή μη-γραμμική αναλυτική υπολογιστική διαδικασία (linear or non-linear analytical models) σε 1, 2 ή και 3 διαστάσεις (1-D, 2-D, 3-D) ανάλογα με τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του εδάφους. Μέσω των υπολογισμών αυτών επιχειρείται η εξομοίωση της μέγιστης αναμενόμενης σεισμικής κίνησης στη θέση ενδιαφέροντος.

Οι υπολογιστικές μέθοδοι μπορούν να διακριθούν στις απλές μεθόδους (simple methods) και στις σύνθετες μεθόδους (advanced methods).

2.3.1 Απλές υπολογιστικές μέθοδοι

Οι απλές μέθοδοι χρησιμοποιούνται μόνο για τον υπολογισμό της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στα χαλαρά εδάφη. Μέσω απλών υπολογιστικών διαδικασιών είναι δυνατό να προσδιοριστεί η επικρατούσα περίοδος του εδάφους T_0 και η αντίστοιχη ενίσχυση A_0 . Ο ικανοποιητικός προσδιορισμός των δύο αυτών παραμέτρων είναι εφικτός για θέσεις που μπορούν να προσεγγιστούν από το μοντέλο του ενός στρώματος εδάφους που υπέρκειται της δομής του υποβάθρου. Τότε ο υπολογισμός της επικρατούσας περιόδου T_0 είναι απλός εάν είναι γνωστή η ταχύτητα των S κυμάτων και το πάχος του επιφανειακού στρώματος, ενώ για τον προσδιορισμό της ενίσχυσης A_0 είναι απαραίτητη η γνώση της ταχύτητας των S κυμάτων στο υπόβαθρο και της απόσβεσής της (damping) στον επιφανειακό σχηματισμό. Για επίπεδες δομές πολλών στρωμάτων οι απλές μέθοδοι μπορούν να αποδώσουν ικανοποιητικές προσεγγίσεις της επικρατούσας περιόδου T_0 , χρησιμοποιώντας για παράδειγμα τη φόρμουλα των Dobry *et al.* (1976), ενώ δεν υπάρχει κάποια φόρμουλα που να δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα στον υπολογισμό της επικρατούσας ενίσχυσης A_0 .

Εκτός των απλών υπολογιστικών διαδικασιών που αναφέρθηκαν, υπάρχουν και κάποιες απλές αναλυτικές μεθοδολογίες που επιτρέπουν τον υπολογισμό της σεισμικής απόκρισης σε μια συγκεκριμένη θέση. Μεταξύ αυτών, η πιο ευρεία διαδεδομένη κάνει χρήση της θεωρίας της πολλαπλής ανάκλασης των S κυμάτων σε οριζόντια στρωματομένες αποθέσεις, που συχνά αποκαλείται

“μονοδιάστατη ανάλυση της εδαφικής στήλης” (1-D analysis of soil columns). Οι παράμετροι που απαιτούνται για μια τέτοια ανάλυση είναι η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων , η πυκνότητα , ο παράγοντας απόσβεσης και το πάχος του κάθε στρώματος. Οι παράμετροι αυτές μπορούν να υπολογιστούν είτε με απευθείας μετρήσεις πεδίου , είτε με εργαστηριακές αναλύσεις και δοκιμές των εδαφικών δειγμάτων , είτε ακόμα και με προσεγγιστικές σχέσεις με άλλες πιο συνήθεις γεωτεχνικές παραμέτρους όπως η τιμή N_{SPT} (Standard Penetration Test value)³. Οι αναλύσεις αυτές μπορούν να πραγματοποιηθούν θεωρώντας ως γραμμική ή μη-γραμμική τη συμπεριφορά του εδάφους.

2.3.2 Σύνθετες υπολογιστικές μέθοδοι

Οι σύνθετες υπολογιστικές μέθοδοι βασίζονται στα διαφορετικά μοντέλα που έχουν προταθεί για την διερεύνηση των διαφόρων επιδράσεων της τοπικής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση που περιλαμβάνουν πολύπλοκα φαινόμενα. Τα μοντέλα αυτά εξετάζουν διάφορους τύπους κυμάτων (κοντινού πεδίου , μακρινού πεδίου , κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα) σε δομές 1 , 2 ή 3 διαστάσεων και σε υλικά με διαφορετική μηχανική συμπεριφορά (πλαστικο-ελαστικότητα , μη γραμμική συμπεριφορά , διαφορετική περιεκτικότητα σε νερό κ.ά.). Τυπικά οι σύνθετες μέθοδοι κατατάσσονται σε τέσσερις κατηγορίες (Bard, 1999) :

- Αναλυτικές μέθοδοι (analytical methods) , οι οποίες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για ένα περιορισμένο αριθμό απλών γεωμετριών.
- Μέθοδοι ακτίνων (ray methods) , οι οποίες είναι κυρίως τεχνικές υψηλών συχνοτήτων και είναι δύσκολο να χρησιμοποιηθούν όταν τα μήκη κύματος είναι συγκρίσιμα με το μέγεθος των ετερογενειών.
- Τεχνικές βασισμένες στα όρια (boundary based techniques) (περιλαμβάνοντας όλες τις τεχνικές που βασίζονται στα όρια και στη συνάρτηση της εξάπλωσης των κυμάτων) , οι οποίες είναι οι πιο αποτελεσματικές όταν η θέση ενδιαφέροντος αποτελείται από περιορισμένο αριθμό ομοιογενών γεωλογικών ενοτήτων.
- Τεχνικές βασισμένες στην περιοχή κυριότητας (domain based techniques) (όπως οι μέθοδοι finite-difference και finite-element) , οι οποίες επιτρέπουν υπολογισμούς μεταξύ πολύπλοκων δομών.

Οι μέθοδοι αυτές , όπως αναφέρεται από τους Aki & Irikura (1991) , εμφανίζουν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα και γενικά αυτές που έχουν να κάνουν με περισσότερο ρεαλιστικά μοντέλα είναι λιγότερο ακριβείς , ενώ αυτές που επιτυγχάνουν μεγαλύτερη ακρίβεια είναι πιο χρονοβόρες. Το κύριο πλεονέκτημα , σε σχέση και με το χαμηλό τους κόστος σε απλούς H/Y , είναι η προσαρμοστικότητα τους που οδήγησε σε σημαντικά αποτελέσματα όσον

αφορά την κατανόηση της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση.

2.4 Πειραματικές μέθοδοι

Στις πειραματικές μεθόδους μπορούν να χρησιμοποιηθούν διαφορετικής προέλευσης δεδομένα , όπως μακροσεισμικές παρατηρήσεις , δεδομένα μικροθορύβου , δεδομένα της ασθενούς και της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Η κατηγοριοποίηση των πειραματικών μεθόδων γίνεται από τον Bard (1997) σύμφωνα με τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται και αυτή η προσέγγιση θα ακολουθηθεί και εδώ , με έμφαση στις πειραματικές τεχνικές που θα εφαρμοστούν στα δεδομένα του δικτύου RASMON.

2.4.1 Μακροσεισμικές παρατηρήσεις

Σε κάποιες περιπτώσεις στις θέσεις ενδιαφέροντος , ιδίως στις μεγάλα αστικά κέντρα , είναι διαθέσιμες μακροσεισμικές παρατηρήσεις από κάποιο σεισμικό γεγονός του παρελθόντος. Στις περιπτώσεις αυτές η λεπτομερής ανάλυση των δεδομένων αυτών , σε συνδυασμό με τους τοπογραφικούς και γεωτεχνικούς χάρτες , μπορεί να οδηγήσει στην ποιοτική εκτίμηση των ζωνών επικινδυνότητας.

Η προσέγγιση αυτή χρησιμοποιήθηκε πρώτα στην πόλη του Τόκιο (Ιαπωνία) το 1913 , καθώς τα μακροσεισμικά δεδομένα από το σεισμό στο Τόκιο το 1854 επέτρεψαν το διαχωρισμό της περιοχής σε τρεις ζώνες σεισμικού κινδύνου. Η προσέγγιση αυτή ακολουθείται ακόμα σήμερα σε διάφορες περιοχές του κόσμου (Μεξικό , Χιλή , Περού , Ιταλία , Γαλλία , Ελλάδα) , παρόλο που τα ενόργανα δεδομένα συνεχώς αυξάνονται. Σκοπός τους είναι η αναπαράσταση των ιστορικών μακροσεισμικών δεδομένων και η διερεύνηση της επίδρασης του εδάφους στη σεισμική κίνηση σε αστικές περιοχές , καθώς η πυκνότητα των κτιρίων είναι σαφώς πολύ μεγαλύτερη από την πυκνότητα των καταγραφικών οργάνων.

2.4.2 Δεδομένα μικροθορύβου

Ο θόρυβος είναι ο γενικός όρος που χρησιμοποιείται για να υποδείξει τις μικροδονήσεις του εδάφους που προκαλούνται από φυσικές ή άλλες αιτίες , όπως είναι η παλίρροια , τα κύματα της θάλασσας , ο άνεμος , οι βιομηχανίες , η κίνηση των αυτοκινήτων και των ανθρώπων κ.ά.. Τα φασματικά χαρακτηριστικά του θορύβου αυτού , όπως αναφέρθηκε αρχικά από τους Kanai & Tanaka (1954) και στη συνέχεια από πολλούς άλλους ερευνητές (π.χ. Ohta *et al.*, 1978; Kagami *et al.*, 1982, 1986; Celebi *et al.*, 1987; Field *et al.*, 1990) , εμφανίζουν κάποια συσχέτιση με τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης παρατήρησης. Η κύρια υπόθεση είναι πως η απόκριση των εδαφικών σχηματισμών στις διάφορες πηγές θορύβου σχετίζεται κατά κάποιο τρόπο με αυτή των προσπίπτοντων σεισμικών κυμάτων. Η υπόθεση αυτή υποστηρίζεται από διάφορες εμπειρικές μελέτες (π.χ. Ohta *et al.*, 1978; Celebi *et al.*, 1987; Lermo *et al.*, 1988; Field *et al.*, 1990; Hough *et al.*, 1991) αλλά και από θεωρητικές προσεγγίσεις (Field & Jacob, 1993b).

Η μελέτη και ανάλυση όλων των πηγών θορύβου έχει οδηγήσει στην κατηγοριοποίηση στις δύο κύριες πηγές θορύβου , στις φυσικές και τις ανθρωπογενείς , οι οποίες διαφέρουν στο συχνοτικό περιεχόμενο. Στον πίνακα 2.4 παρουσιάζονται οι διάφορες πηγές θορύβου σε σχέση με το συχνοτικό τους περιεχόμενο , όπως αυτές προέκυψαν από μελέτες των Gutenberg (1958) , Asten (1978) και Asten & Henstridge (1984). Οι διαφορές αυτές μεταξύ των φυσικών και ανθρωπογενών πηγών θορύβου οδήγησε τους ερευνητές αυτούς να εισάγουν τους όρους **μικροσεισμοί** (microseisms) και **μικροθόρυβος** (microtremor) ώστε να διαχωρίσουν αντίστοιχα τις φυσικές πηγές θορύβου όπου εμφανίζουν χαμηλές συχνότητες , από τις υψηλότερου συχνοτικού περιεχομένου ανθρωπογενείς πηγές θορύβου. Πιο πρόσφατες μελέτες οδηγούνται στα ίδια συμπεράσματα και το διαχωρισμό σε μικροσεισμούς και μικροθόρυβο , ανάλογα με τη προέλευση του εδαφικού θορύβου (Okada, 2003; Bonnefoy-Claudet, 2004). Οι Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006) ορίζουν το συχνοτικό όριο μεταξύ των φυσικών και ανθρωπογενών πηγών θορύβου στο ~1 Hz και καταλήγουν συμπερασματικά , ως προς το συχνοτικό περιεχόμενο των διαφόρων πηγών θορύβου , στα εξής: 1) ο εδαφικός θόρυβος μικρότερος των 0.5 Hz δημιουργείται από τις ωκεάνιες και τις μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικές συνθήκες , 2) ο θόρυβος σε συχνότητες ~1 Hz προκαλείται από την επίδραση του ανέμου και τις τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες , 3) σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz ο εδαφικός θόρυβος προκαλείται από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες.

Τα επίπεδα του εδαφικού θορύβου εμφανίζουν , επίσης , ημερήσιες και εβδομαδιαίες διακυμάνσεις στο φασματικό χώρο. Οι διακυμάνσεις αυτές παρατηρήθηκαν από τα πρώτα στάδια της μελέτης του εδαφικού θορύβου (Kanai & Tanaka, 1961). Οι τελευταίοι παρατήρησαν τις ημερήσιες μεταβολές στο φασματικό περιεχόμενο του εδαφικού θορύβου και πρότειναν την εξής εμπειρική σχέση:

$$\text{Amplitude (nighttime)} = 0.3 \times [\text{Amplitude (daytime)}]^{1.5}$$

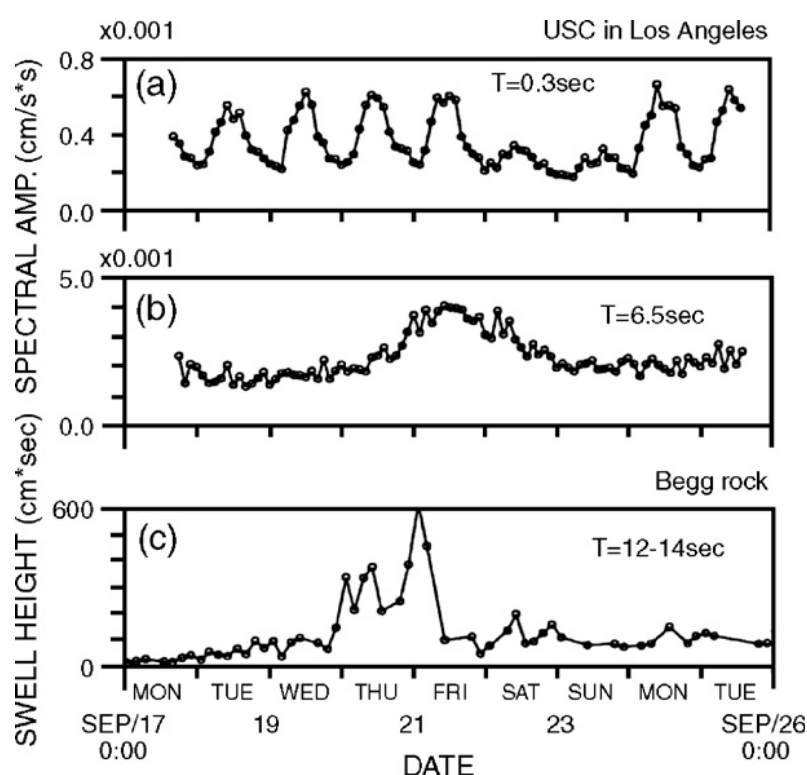
Στην εικόνα 2.3 παρουσιάζεται η διακύμανση του φασματικού πλάτους σε περιόδους 0.3 sec και 6.5 sec από συνεχείς μετρήσεις του εδαφικού θορύβου που πραγματοποιήθηκαν από τους Yamanaka *et al.* (1993) στην πόλη του Los Angeles. Στην εικόνα αυτή ο μικροθόρυβος χαμηλής περιόδου σχετίζεται εμφανώς με τη διακύμανση της ανθρώπινης δραστηριότητας μεταξύ ημέρας και νύχτας και των ημερών της εβδομάδας, με μείωση του φασματικού πλάτους κατά τη διάρκεια της νύχτας και των Σαββατοκύριακων. Το φασματικό περιεχόμενο σε περίοδο 6.5 s εμφανίζει επίσης διακυμάνσεις με το χρόνο και έχει καλή συσχέτιση με την αύξηση του ύψους της θάλασσας με την παλίρροια (εικόνα 2.3c), που συνηγορεί στην υπόθεση πως οι υψηλής περιόδου μικροσεισμοί (microseisms) στην περιοχή του Los Angeles σχετίζονται με τις ωκεάνιες διακυμάνσεις. Παρόμοια συσχέτιση μεταξύ του πλάτους των μικροσεισμών και του ύψους της θάλασσας, και γενικότερα με τις μετεωρολογικές συνθήκες στους ωκεανούς, έχει παρατηρηθεί από πολλούς ερευνητές (Bernard, 1941a,b; Longuet-Higgins, 1950; Haubrich *et al.*, 1963; Akamatsu *et al.*, 1992; Friedrich *et al.*, 1998; Tindle & Murphy, 1999; Grevemeyer *et al.* 2000; Okeke & Asor, 2000; Bromirski, 2001; Bromirski & Duennebier, 2002; Bowen *et al.*, 2003; Essen *et al.*, 2003; Dolenc & Dreger, 2005).

Πίνακας 2.4: Σύνοψη των διάφορων πηγών θορύβου σύμφωνα με το συχνοτικό τους περιεχόμενο, όπως προέκυψαν από μελέτες των Gutenberg (1958), Asten (1978) και Asten & Henstridge (1984) (από Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006).

	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Oceanic waves striking along the coasts	0.05–0.1 Hz	0.5–1.2 Hz
Monsoon/Large scale meteorological perturbations	0.1–0.25 Hz	0.16–0.5 Hz
Cyclones over the oceans	0.3–1 Hz	0.5–3 Hz
Local scale meteorological conditions	1.4–5 Hz	
Volcanic tremor	2–10 Hz	
Urban	1–100 Hz	1.4–30 Hz

Ως προς τη σύσταση του σεισμικού θορύβου στον κυματικό χώρο, αρχικά ο Kanai και οι συνεργάτες του (σε Kanai, 1983) υποστήριξαν πως ο θόρυβος αποτελείται κυρίως από εγκάρσια κύματα S. Η υπόθεση αυτή καταρρίφθηκε, όμως, πολύ νωρίς από πολλούς ερευνητές (Aki, 1957; Akamatsu, 1961; Nogoshi & Igarashi, 1970, 1971; Udawadia & Trifunac, 1973; Irikura & Kawanaka, 1980; Horike, 1985; Matsushima & Okada, 1990; Milana *et al.*, 1996; Chouet *et al.*, 1998), οι οποίοι υποστήριξαν πως ο θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα (surface waves). Στην εικόνα 2.4 παρουσιάζεται μια σύνοψη των συμπερασμάτων για τη σύσταση του θορύβου στον κυματικό χώρο, σε σχέση με τα κύματα χώρου (body waves) και τα επιφανειακά κύματα. Στις χαμηλότερες

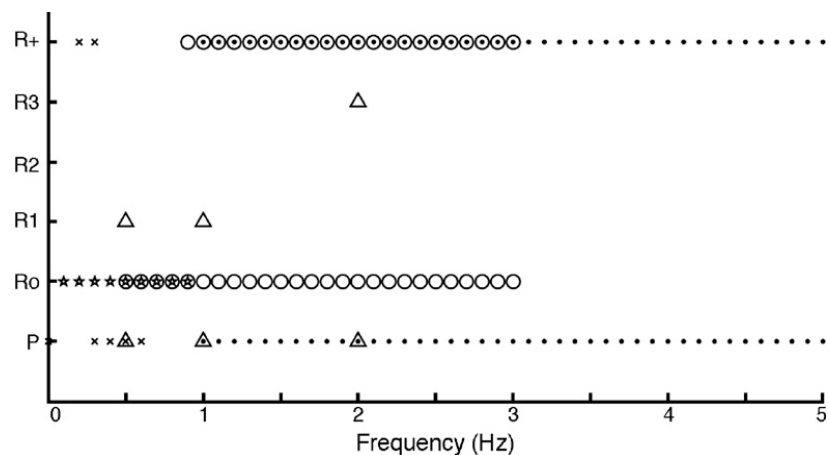
συχνότητες (< 1 Hz) οι μικροσεισμοί αποτελούνται κυρίως από τον θεμελιώδη κύκλο (fundamental mode) των κυμάτων Rayleigh (Li *et al.*, 1984; Horike, 1985; Yamanaka *et al.*, 1994), ενώ σε υψηλότερες συχνότητες δεν υπάρχει συμφωνία μεταξύ των ερευνητών. Στον πίνακα 2.5 συνοψίζονται τα αποτελέσματα των μελετών που έχουν να κάνουν με τη συμβολή των κυμάτων Love και Rayleigh στον κυματικό χώρο του θορύβου. Από τα αποτελέσματα αυτά δεν μπορούν να εξαχθούν γενικά συμπεράσματα, ενώ αυτά έχουν προκύψει από μελέτες σε περιοχές με ιζήματα διαφορετικού πάχους. Συμπερασματικά, η συμβολή των διαφορετικών κυμάτων (κύματα χώρου/επιφανειακά κύματα, κύματα Love/Rayleigh, θεμελιώδης/υψηλότερος κύκλος) στον κυματικό χώρο του θορύβου εξαρτάται από τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης και τις ιδιότητες της πηγής (Ohmashi & Umezono, 1998; Bonnefoy-Claudet, 2004).



Εικόνα 2.3: Οι διακυμάνσεις του πλάτους των φασμάτων Fourier του σεισμικού θορύβου (Los Angeles) σε σχέση με το χρόνο (οριζόντιες συνιστώσες) σε περιόδους a) 0.3 s και b) 6.5 s. c) Μετρήσεις των διακυμάνσεων του ύψους της θάλασσας σε σχέση με το χρόνο σε απόσταση ~100 km από το Los Angeles, από Yamanaka *et al.* (1993). Στα 0.3 s παρατηρείται καλή συσχέτιση μεταξύ του μικροθορύβου και των ανθρώπινων δραστηριοτήτων, ενώ στα 6.5 s οι διακυμάνσεις των μικροσεισμών συνδέονται με τις ωκεάνιες διαταράξεις.

Στα ακόλουθα κεφάλαια θα περιγραφούν οι τεχνικές που εφαρμόζονται στα δεδομένα μικροθορύβου, ώστε να υπολογιστεί η επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση, με τον προσδιορισμό της θεμελιώδους περιόδου και του παράγοντα ενίσχυσης στη θέση παρατήρησης. Οι τεχνικές αυτές περιλαμβάνουν τα φάσματα μικροθορύβου, το φασματικό λόγο της θέσης σε

σχέση με ένα σταθμό αναφοράς , το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση (μέθοδος HVSR ή Nakamura) και τις τεχνικές παράταξης (array techniques).



Εικόνα 2.4: Η σύνθεση των διαφόρων τύπων κυμάτων (κύματα χώρου ή κύματα Rayleigh) σε σχέση με τις συχνότητες που περιέχονται στις κυματομορφές του εδαφικού θορύβου. Το γράμμα P συμβολίζει τα κύματα χώρου , ενώ το R τα κύματα Rayleigh (ο δείκτης υποδεικνύει την τάξη του κύκλου των κυμάτων Rayleigh: 0 για τον θεμελιώδη κύκλο , 1 για τον πρώτο κύκλο , 2 για τον δεύτερο κύκλο , 3 για τον τρίτο κύκλο και + όταν δεν υπάρχει ακρίβεια στο κύκλο) από Douze (1964; 1967) (τρίγωνα) , Toksöz & Lacoss (1968) (σταυροί) , Li *et al.* (1984) (τελείες) , Horike (1985) (κύκλοι) και Yamanaka *et al.* (1994) (αστέρια) (σε Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006).

Πίνακας 2.5: Σύνοψη των ποσοστών των κυμάτων Rayleigh και Love που συμμετέχουν στον κυματικό χώρο του εδαφικού θορύβου. Από τις μελέτες των Arai & Tokimatsu (1998), Yamamoto (2000), Cornou *et al.* (2003a,b), Okada (2003), Köhler *et al.* (2007) και Chouet *et al.* (1998) για τις ηφαιστειακές δονήσεις.

	Frequency range	Rayleigh waves proportion	Love waves proportion	Sites
Chouet <i>et al.</i> (1998)	>2 Hz	23%	77%	Volcanoes
Yamamoto (2000)	3–8Hz	<50%	>50%	Sedimentary (thickness <100 m)
Arai & Tokimatsu (1998)	1–12 Hz	40%	60%	Sedimentary (thickness <100 m)
Cornou (2002)	0.1–1 Hz	50%	50%	Sedimentary (thickness ~ 500 m)
Okada (2003)	0.4–1Hz	<50%	>=50%	Sedimentary (thickness ~ 50 m)

Köhler <i>et al.</i> (2007)	0.5–1.3 Hz	10–35%	65–90%	Sedimentary (thickness ~ 200 m)
-----------------------------	------------	--------	--------	---------------------------------

2.4.2.1 Φάσματα μικροθορύβου

Η συσχέτιση των φασμάτων μικροθορύβου (microtremor spectra) με τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης παρατήρησης προτάθηκε αρχικά από τους Kanai & Tanaka (1954) και διερευνήθηκε στη συνέχεια από διάφορους ερευνητές, κυρίως στην Ιαπωνία. Η προσέγγιση αυτή στηρίζεται σε δυο υποθέσεις: α) ο μικροθορύβος αποτελείται από καθέτως διαδιδόμενα κύματα S, β) το φάσμα της πηγής είναι λευκό (δεν εμφανίζει ενισχύσεις). Υπό αυτές τις προϋποθέσεις, τα φασματικά χαρακτηριστικά του θορύβου θα αντικατοπτρίζουν τη συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) των κυμάτων S στα επιφανειακά στρώματα. Οι υποθέσεις αυτές δεν είναι βέβαια σωστές, όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, καθώς ο εδαφικός θόρυβος περιέχει ένα μεγάλο ποσοστό επιφανειακών κυμάτων και τα φάσματα εμφανίζουν διακυμάνσεις στο συχνοτικό χώρο.

Παρόλο που οι αρχικές υποθέσεις των Kanai & Tanaka αποδείχτηκε ότι είναι λανθασμένες, τα μέγιστα στις συχνότητες των φασμάτων του θορύβου συχνά σχετίζονται με τις επικρατούσες συχνότητες των θέσεων παρατήρησης. Η συσχέτιση αυτή έχει πιστοποιηθεί σε πειραματικές μελέτες, στο πεδίο των μεγάλων περιόδων ($T > 1$ s), σε περιοχές όπως η πόλη του Μεξικό (Lermo *et al.*, 1988; Seo, 1998), το Los Angeles (Yamanaka *et al.*, 1993), η Νέα Υόρκη (Field *et al.*, 1990), η περιοχή του San Francisco Bay (Hough *et al.*, 1991) και σε πολλές άλλες περιοχές της Ιαπωνίας. Ειδικότερα στην τελευταία, οι Ιάπωνες επιστήμονες θεωρούν την εμφάνιση χαμηλών κύριων περιόδων στα φάσματα θορύβου ($f_p^{NH} < 0.2$ s) ως ένδειξη ύπαρξης σκληρού πετρώματος, ενώ οι υψηλότερες κύριες περίοδοι αποτελούν ένδειξη για λιγότερο συνεκτικές και μεγαλύτερου πάχους αποθέσεις. Τα αποτελέσματα των πειραματικών μελετών σε χαμηλότερες περιόδους είναι αντικρουόμενα. Ως παράδειγμα αναφέρεται η μελέτη των Hough *et al.* (1992), όπου υπήρξε καλή συσχέτιση στην περιοχή του Tiber Valley (Ιταλία) σε θεμελιώδη συχνότητα ~2.5 Hz, ενώ οι Yamanaka *et al.* (1993) αναφέρουν σημαντικές διαταράξεις από τον ανθρωπογενή θόρυβο σε συχνότητες 3 Hz στην περιοχή του Los Angeles.

2.4.2.2 Ο φασματικός λόγος θέσεως - σταθμού αναφοράς ($H^{NRSR}(f)$)

Η τεχνική αυτή ($H^{NRSR}(f)$ Horizontal spectra of Noise Recordings Spectral Ratio) προϋποθέτει την επιλογή ενός σταθμού αναφοράς κυρίως σε πέτρωμα ή σκληρό έδαφος, όπου η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης αναμένεται να είναι μειωμένη έως μηδενική. Επομένως ο φασματικός λόγος (Spectral Ratio) της θέσεως ως προς το σταθμό αναφοράς θα αναδεικνύει την ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στη θέση αυτή. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται ευρέως σε δεδομένα ασθενούς και ισχυρούς εδαφικής κίνησης (μέθοδος SSR), οπότε και θα περιγραφεί εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο. Σε δεδομένα μικροθορύβου, η τεχνική αυτή εφαρμόστηκε αρχικά από τους Kagami *et al.* (1986) με καλά αποτελέσματα και τον Seo (1992) με αρνητικά αποτελέσματα.

Η σταθερότητα της τεχνικής αυτής προϋποθέτει την ύπαρξη κοινής πηγής θορύβου και όμοιων κυματικών χαρακτηριστικών μεταξύ της θέσεως και του σταθμού αναφοράς (Lermo & Chavez-Garcia, 1994; Bard, 1999). Η προϋπόθεση αυτή βέβαια δεν είναι πραγματική, ιδίως στις χαμηλές περιόδους σε αστικές περιοχές, εξαιτίας του εύρους και της ποικιλομορφίας του ανθρωπογενούς θορύβου. Σε υψηλότερες περιόδους ($T > 1$ s) η τεχνική αυτή παρουσιάζει μεγαλύτερη αξιοπιστία και σταθερότητα, όπως αναφέρεται στις μελέτες των Kudo (1995) και Yamanaka *et al.* (1996).

Οι Coustel & Mora (1998), πραγματοποιώντας υπολογιστικές προσομοιώσεις, κατέληξαν ότι η μέθοδος αυτή αδυνατεί να υπολογίσει με επιτυχία τις ιδιοσυχνότητες και την ενίσχυση σε δομές 2-D. Αρνητικά αποτελέσματα για τον υπολογισμό της απόκρισης του εδάφους από τη μέθοδο αυτή αναφέρονται και στις μελέτες των Field *et al.* (1995) και Field (1996). Παρ' όλα αυτά η μέθοδος $H^{NRSR}(f)$ θεωρείται από αρκετούς ερευνητές ως αρκετά αξιόπιστη για να χρησιμοποιηθεί σε ποιοτικές όσο και σε ποσοτικές εκτιμήσεις της απόκρισης του εδάφους (Koyama *et al.*, 1996; Gaull *et al.*, 1995; Seo *et al.*, 1996, 1997, 1998). Ικανοποιητική σταθερότητα της μεθόδου, σε σύγκριση με σεισμικά δεδομένα (μέθοδος SSR), αναφέρεται και στις μελέτες των Milana *et al.* (1996), Gitterman *et al.* (1996), Seekins *et al.* (1996) και Zhao *et al.* (1998), για αποστάσεις σταθμού αναφοράς / θέσης μικρότερες των 500 m. Οι Gaull *et al.* (1995) πραγματοποιώντας σύγκριση της μεθόδου με τη μέθοδο SSR πρότειναν ένα συντελεστή διόρθωσης που πρέπει να εφαρμόζεται στη μέθοδο $H^{NRSR}(f)$: 1 για συχνότητες μικρότερες των 0.2 Hz, ο οποίος μειώνεται γραμμικά στην τιμή 0.5 για συχνότητες 1.0 Hz και παραμένει σταθερός στην τιμή αυτή. Η διόρθωση αυτή συμφωνεί με προηγούμενες μελέτες στην Ιαπωνία από τους Seo *et al.* (1989), όπου πιστεύεται ότι αντιπροσωπεύει τη διαφορά της πυκνότητας των πηγών του ανθρωπογενούς θορύβου μεταξύ του σταθμού αναφοράς και της θέσης.

2.4.2.3 Η μέθοδος HVSR

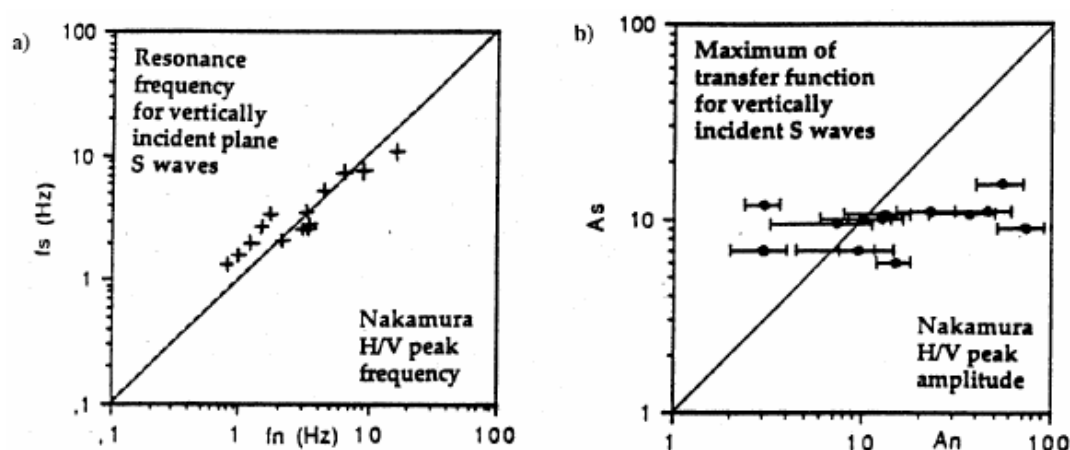
Η μέθοδος HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) αναφέρεται στο λόγο των φασμάτων Fourier της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου. Η μέθοδος αυτή παρουσιάστηκε αρχικά στην Ιαπωνία τη δεκαετία του 1970 (Nogoshi & Igarashi, 1971; Shiono *et al.*, 1979; Kobayashi, 1980) και εξαπλώθηκε παγκοσμίως μετά τη δημοσίευση στα Αγγλικά της εργασίας του Nakamura (1989). Η εξάπλωση της μεθόδου αυτής υπήρξε ραγδαία, κυρίως λόγω του χαμηλού της κόστους και του απλού και αξιόπιστου προσδιορισμού της θεμελιώδους συχνότητας του εδάφους. Σήμερα χρησιμοποιείται εκτεταμένα σε μικροζωνικές μελέτες σε αστικά περιβάλλοντα σε πολλές περιοχές του κόσμου (π.χ. Mexico city, Chavez-Garcia & Cuenca, 1995; Santiago, Chile: Toshinawa *et al.*, 1996; Caracas, Venezuela: Duval *et al.*, 1998; Barcelona, Spain: Alfaro *et al.*, 1997; Nice, France: Duval *et al.*, 1995; Christchurch, New Zealand: Toshinawa *et al.*, 1997; Kobé, Japan: Seo *et al.*, 1996; Tokyo, Japan: Konno & Ohmachi, 1998; Θεσσαλονίκη: Panou *et al.*, 2005).

Αρχικά οι Ιάπωνες ερευνητές (Nogoshi & Igarashi, 1971; Shiono *et al.*, 1979; Kobayashi, 1980) έδωσαν τη φυσική ερμηνεία του λόγου H/V και έδειξαν την άμεση συσχέτιση του με την ελλειπτική τροχιά των κυμάτων Rayleigh. Συμπερασματικά, κατέληξαν πως ο λόγος αυτός μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας των χαλαρών εδαφών, παρατηρώντας ότι η κάθετη συνιστώσα της κίνησης των κυμάτων Rayleigh συστηματικά μηδενίζεται κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα συντονισμού των S κυμάτων. Ο Nakamura (1989) αναπροσδιόρισε τη μέθοδο αυτή, υποστηρίζοντας ότι ο λόγος H/V αποτελεί μια αξιόπιστη μέθοδο προσδιορισμού της απόκρισης του εδάφους στα κύματα S, παρέχοντας αξιόπιστα αποτελέσματα της θεμελιώδους συχνότητας και του παράγοντα ενίσχυσης του εδάφους. Σύμφωνα με τη μελέτη του αυτή, η διαίρεση με την κάθετη συνιστώσα επιτρέπει την απομάκρυνση τόσο των επιδράσεων της πηγής όσο και την επίδραση των κυμάτων Rayleigh. Σε νεότερη μελέτη του όμως, αναθεώρησε την άποψη του αυτή και αναγνώρισε τη μεγαλύτερη συμμετοχή των επιφανειακών κυμάτων (Nakamura, 1996).

Αν και η αρχική υπόθεση του Nakamura είναι αμφισβητήσιμη (Lachet & Bard, 1994; Kudo, 1995), διάφορες πειραματικές μελέτες επιβεβαίωσαν τη σταθερότητα του λόγου H/V και συσχέτισαν τη διακριτή κορυφή που εμφανίζει ο λόγος αυτός στα χαλαρά εδάφη με τη θεμελιώδη συχνότητα του εδάφους στη θέση παρατήρησης (Ohmachi *et al.*, 1991; Lermo & Chavez-Garcia, 1993; Field & Jacob, 1993b; Duval *et al.*, 1994; Duval *et al.*, 1995; Field *et al.*, 1995; Seekins *et al.*, 1996; Lachet *et al.*, 1996; Gitterman *et al.*, 1996; Fäh *et al.*, 1997; Lebrun, 1997; Riepl *et al.*, 1998; Bard, 1999). Οι παρατηρήσεις αυτές επιβεβαιώνονται και από διάφορες θεωρητικές προσεγγίσεις 1-D (Field & Jacob, 1993a; Lachet & Bard, 1994; Lermo & Chavez-Garcia, 1994; Wakamatsu & Yasui, 1996; Tokeshi & Sugimura, 1998), οι οποίες δείχνουν πως οι συνθετικές κυματομορφές που προκύπτουν με πηγές θορύβου τυχαία κατανομημένες κοντά στην επιφάνεια εμφανίζουν λόγους H/V με κορυφές γύρω από τη θεμελιώδη συχνότητα των S κυμάτων, όταν τα επιφανειακά στρώματα εμφανίζουν μεγάλη αντίθεση στη ταχύτητα των

εγκάρσιων κυμάτων (impedance contrast) με τα βαθύτερα και πιο σκληρά πετρώματα του υποβάθρου (διαφορά στην ταχύτητα ~ 2.5 σύμφωνα με τους Konno & Ohmachi, 1998) (εικόνα 2.5a). Με τη βασική υπόθεση ότι ο θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα, πολλοί ερευνητές (μεταξύ των οποίων οι Nogoshi & Igarashi, 1971; Field & Jacob, 1993b; Lachet & Bard, 1994; Ansary *et al.*, 1995; Horike *et al.*, 1996; Tokimatsu *et al.*, 1996; Konno & Ohmachi, 1998) κατέληξαν στα εξής συμπεράσματα:

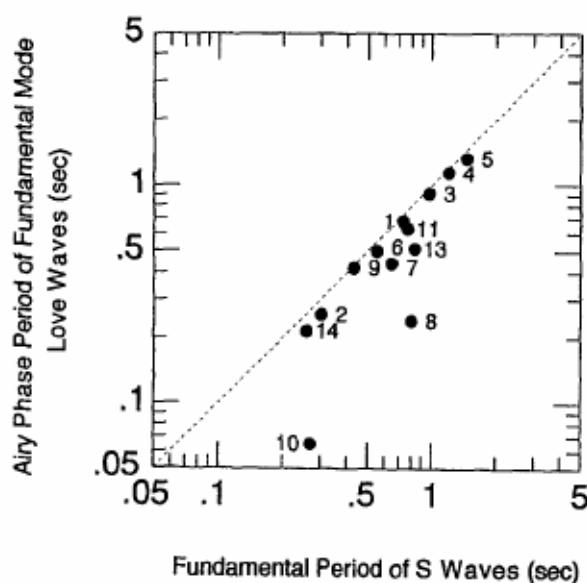
- ο λόγος H/V σχετίζεται με την ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh, εξαιτίας της υπεροχής των κυμάτων Rayleigh στην κάθετη συνιστώσα.
- η ελλειπτικότητα αυτή εξαρτάται από τη συχνότητα και εμφανίζει μια διακριτή κορυφή, η οποία σχετίζεται με τη θεμελιώδη συχνότητα εδαφών που εμφανίζουν μεγάλες αντιθέσεις στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το γεωλογικό υπόβαθρο. Η κορυφή αυτή σχετίζεται με το μηδενισμό της κάθετης συνιστώσας, που ανταποκρίνεται στην αντιστροφή της περιστροφής του θεμελιώδους κύκλου (fundamental mode) των κυμάτων Rayleigh, από αριστερόστροφη σε χαμηλές συχνότητες σε δεξιόστροφη σε ενδιάμεσες συχνότητες.



Εικόνα 2.5: Θεωρητικός έλεγχος της μεθόδου HVSR. Ο φασματικός λόγος των αριθμητικών οριζόντιων και κάθετων συνιστωσών υπολογίστηκαν από μοντέλα θορύβου σε διάφορα εδαφικά προφίλ (περίπου 15). a) Σύγκριση μεταξύ της θεμελιώδους συχνότητας των κυμάτων S (f_s , υπολογισμένη από τα εγκάρσια κύματα S) και των μεγίστων της συχνότητας που παρατηρείται στις θεωρητικές καμπύλες του λόγου H/V f_n . Παρατηρούμε πως η συμφωνία είναι αρκετά ικανοποιητική. b) Παρόμοια σύγκριση για τα φασματικά πλάτη της θεμελιώδους συχνότητας (A_s είναι η ενίσχυση των εγκάρσιων κυμάτων S, A_n το πλάτος των μεγίστων των καμπυλών του λόγου H/V που υπολογίστηκε από τη μοντελοποίηση του θορύβου): η συμφωνία δεν είναι καλή (από Lachet & Bard, 1994).

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, η συμμετοχή των κυμάτων Love στον κυματικό χώρο του εδαφικού θορύβου είναι σημαντική. Η εμφάνιση των κυμάτων Love όμως, δεν επηρεάζει τα παραπάνω συμπεράσματα καθώς δεν επηρεάζει την κάθετη συνιστώσα. Αντιθέτως η εμφάνιση των κυμάτων Love ενισχύει την κορυφή της θεμελιώδους συχνότητας εξαιτίας της φάσης Airy των

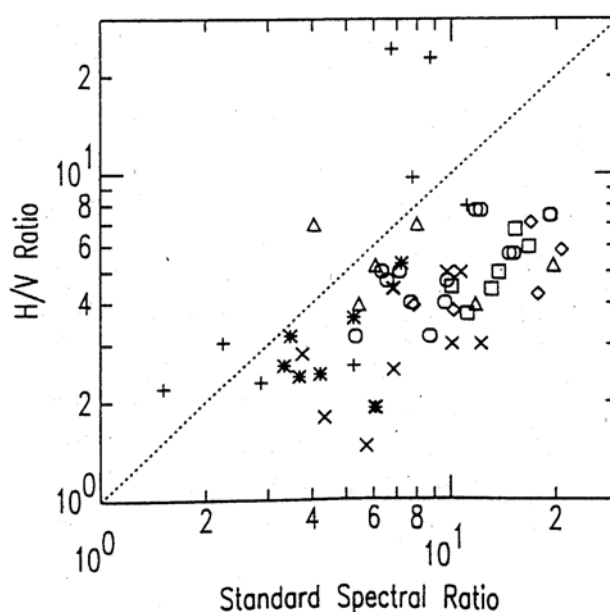
κυμάτων Love , η οποία εμφανίζεται πολύ κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα των κυμάτων S (εικόνα 2.6) (Konno & Ohmachi, 1998).



Εικόνα 2.6: Συσχετισμός μεταξύ των περιόδων της φάσης Airy του θεμελιώδους κύκλου των κυμάτων Love και των μέγιστων περιόδων της συνάρτησης μεταφοράς των καθέτως διαδιδόμενων κυμάτων S (από Konno & Ohmachi, 1998).

Όσον αφορά στην ικανότητα της μεθόδου HVSR στον προσδιορισμό του παράγοντα ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης στη θεμελιώδη συχνότητα του εδάφους , οι θεωρητικές προσεγγίσεις (Field & Jacob, 1993a; Lachet & Bard, 1994; Lermo & Chavez-Garcia, 1994) δεν εμφανίζουν καλή συσχέτιση με την ενίσχυση των κυμάτων S στη θεμελιώδη συχνότητα του εδάφους (εικόνα 2.5b). Αντιθέτως , ο παράγοντας ενίσχυσης της μεθόδου HVSR φαίνεται να επηρεάζεται από κάποιους παράγοντες όπως ο λόγος Poisson κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (Bard, 1997). Κάποιες άλλες θεωρητικές προσεγγίσεις (Lermo & Chavez-Garcia, 1994; Konno & Ohmachi, 1998) όμως , που εφαρμόζονται σε απλές δομές 1-D εμφανίζουν αρκετά καλή συσχέτιση μεταξύ του παράγοντα ενίσχυσης που προβλέπεται από τη μέθοδο HVSR και του πραγματικού παράγοντα ενίσχυσης του εδάφους , ενώ αρκετές είναι οι μελέτες έκτοτε που εξετάζουν την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στον υπολογισμό του παράγοντα ενίσχυσης (Bard, 1999; Bour *et al.*, 1998; Mucciarelli, 1998; Al Yuncha & Luzon, 2000; Maresca *et al.*, 2003; Rodriguez & Midorikawa, 2003). Σε γενικές γραμμές , αν η αρχική υπόθεση του Nakamura (1989, 2000) είναι σωστή και η καμπύλη του λόγου H/V ελέγχεται από το συντονισμό των κυμάτων S μέσα στα ιζήματα , τότε η κορυφή της καμπύλης H/V στο συχνοτικό χώρο και το πλάτος της σχετίζονται άμεσα με τη θεμελιώδη συχνότητα και τον παράγοντα ενίσχυσης του εδάφους. Από την άλλη , εάν η καμπύλη του λόγου H/V ελέγχεται από την πόλωση του θεμελιώδη κύκλου των κυμάτων Rayleigh (Lachet & Bard, 1994; Kudo, 1995; Konno &

Ohmachi, 1998; Bard, 1999; Fäh *et al.*, 2001) , τότε , μόνο μια έμεση συσχέτιση μεταξύ του πλάτους της καμπύλης H/V και του παράγοντα ενίσχυσης του εδάφους μπορεί να υπάρχει. Σε κάθε περίπτωση , η σύγκριση της μεθόδου HVSR με μεθόδους που χρησιμοποιούν σεισμικά δεδομένα (μέθοδος SSR) , υποδεικνύει πως η πρώτη παρέχει μια χαμηλότερη εκτίμηση της ενίσχυσης σε σχέση με τον πραγματικό παράγοντα ενίσχυσης των κυμάτων S (Bard *et al.*, 1997; Bard, 1999; Diagourtas *et al.*, 2001).



Εικόνα 2.7: Πειραματικός έλεγχος της μεθόδου HVSR , βασισμένη σε ενόργανες μετρήσεις σε 33 διαφορετικές θέσεις σε διάφορες περιοχές της Γαλλίας και της Ελλάδας. Προβάλλεται η σχέση της ενίσχυσης μεταξύ των κορυφαιών της καμπύλης H/V και της μεθόδου SSR σε φασματικούς λόγους σεισμικών γεγονότων. Δεν υπάρχει συσχέτιση του πλάτους της ενίσχυσης μεταξύ των δύο με την ενίσχυση που προκύπτει με την πρώτη μέθοδο να είναι συστηματικά μικρότερη της δεύτερης (από Bard *et al.*, 1997).

2.4.2.4 Τεχνικές διάταξης (array techniques)

Οι τεχνικές διάταξης περιλαμβάνουν τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου με μικρού ανοίγματος διατάξεις σεισμομέτρων. Με τον τρόπο αυτό μπορούν να καθοριστούν οι καμπύλες διασποράς (dispersion curves) των επιφανειακών κυμάτων στα ανώτερα στρώματα (Aki, 1957; Lacoss *et al.*, 1969; Asten & Henstridge, 1984; Horike, 1985; Tokimatsu & Miyadera, 1992; Tokimatsu, 1997). Στη συνέχεια , μέσω της αντιστροφής (inversion) , μπορούν να προκύψουν τα προφίλ ταχυτήτων των κυμάτων P και S και η απόκριση του εδάφους με μοντελοποίηση σε μία διάσταση (1-D modeling) (Malagnini *et al.*, 1995; Herrmann, 2001; Scherbaum *et al.*, 2003; Wathelet *et al.*, 2005; Parolai *et al.*,

2005). Μετά τη δεκαετία του 1980 και με την ευρεία εξέλιξη των υπολογιστών , η μέθοδος αυτή γνωρίζει μεγάλη εξάπλωση και σήμερα χρησιμοποιείται από πολλούς ερευνητές για τον προσδιορισμό της ταχύτητας των S κυμάτων (Vs) σε στρώματα ιζημάτων μικρού (π.χ. Wathelet, 2005; Di Giulio *et al.*, 2006) και μεγάλου πάχους (π.χ. Satoh *et al.*, 2001b,a; Scherbaum *et al.*, 2003; Okada, 2003).

Οι πιο διαδεδομένες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι η μέθοδος συχνότητας – κυματαριθμού *f-k* (frequency-wavenumber) (Caron *et al.*, 1967; Caron, 1969; Lacoss *et al.*, 1969) και η μέθοδος *SPAC* (spatial auto-correlation method) (Aki, 1957). Οι μέθοδοι αυτές εφαρμόζονται και στις τρεις συνιστώσες του εδαφικού θορύβου. Η εφαρμογή τους στηρίζεται στο γεγονός ότι τα επιφανειακά κύματα (Rayleigh & Love) μπορούν να διαχωριστούν χρησιμοποιώντας την κάθετη , την ακτινωτή (Rayleigh) και την εγκάρσια (Love) συνιστώσα. Η μέθοδος *f-k* εμφανίζει την ικανότητα του χαρακτηρισμού και διαχωρισμού των υψηλότερων κύκλων της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων σε κάθετο άξονα , ενώ η μέθοδος *SPAC* επιτρέπει τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της μετάδοσης των επιφανειακών κυμάτων καθώς και τη σχετική συμβολή τους στην οριζόντια εδαφική κίνηση (Okada, 2003).

Οι τεχνικές διάταξης αποτελούν σήμερα ένα προσφιλέ εργαλείο υπολογισμού των εδαφικών προφίλ και της ταχύτητας των S κυμάτων (Vs). Η επιτυχία τους έγκειται στο γεγονός της ευκολίας , λόγω της χρησιμοποίησης των παθητικών πηγών θορύβου , και του χαμηλού τους κόστους σε σχέση με τις γεωτεχνικές μεθόδους προσδιορισμού των εδαφικών προφίλ. Η εφαρμογή των μεθόδων διάταξης , μαζί με τη μέθοδο HVSR , μπορεί να οδηγήσει σε έναν αξιόπιστο προσδιορισμό της υπεδαφικής δομής σε δύο (2-D) ή και τρεις (3-D) διαστάσεις (Gitterman *et al.*, 1996; Tokimatsu *et al.*, 1996).

2.4.3 Δεδομένα ασθενούς εδαφικής κίνησης

Τα δεδομένα ασθενούς εδαφικής κίνησης (weak motion data) αναφέρονται στις καταγραφές των μικρού μεγέθους σεισμών και μετασεισμών των μεγαλύτερων σεισμικών γεγονότων. Τα δεδομένα αυτά καταγράφονται από τα τυπικά ψηφιακά σεισμολογικά όργανα και αποτελούν το μεγαλύτερο μέρος των σεισμικών καταγραφών του δικτύου RASMON.

Το φασματικό πλάτος της εδαφικής κίνησης $R_{ij}(f)$ ενός σεισμικού γεγονότος j που έχει καταγραφεί σε μια θέση i μπορεί να περιγραφεί στο φασματικό χώρο ως το αποτέλεσμα του παράγοντα της πηγής (source term) $E_j(f)$, του παράγοντα της διαδρομής των κυμάτων (path term) $P_{ij}(f)$ και ενός παράγοντα που σχετίζεται με την επίδραση της εδαφικής κίνησης από τις γεωλογικές συνθήκες της θέσης καταγραφής (site effect) $S_i(f)$:

$$R_{ij}(f) = E_j(f) \cdot P_{ij}(f) \cdot S_i(f) \quad (2.1)$$

Ο φυσικός λογάριθμος της σχέσης (2.1) οδηγεί σε ένα απλό γραμμικό σύστημα :

$$\ln (R_{ij}(f)) = \ln (E_j(f)) + \ln (P_{ij}(f)) + \ln (S_i(f)) \quad (2.2)$$

Η γραμμική αυτή σχέση αποτελεί συχνά τη βάση στην προσπάθεια διαχωρισμού της επίδρασης της πηγής , της διαδρομής των κυμάτων και των site effect στην εδαφική κίνηση. Όπως χαρακτηριστικά αναφέρουν οι Field & Jacob (1995) , η μεγαλύτερη πρόκληση στον προσδιορισμό της απόκρισης μιας θέσης στην εδαφική κίνηση από σεισμικά δεδομένα είναι η απομάκρυνση των επιδράσεων της πηγής και της διαδρομής.

Στη συνέχεια θα περιγραφούν οι μέθοδοι προσδιορισμού των site effect που στηρίζονται σε δεδομένα της ασθενούς εδαφικής κίνησης. Οι μέθοδοι αυτοί διαχωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες , οι οποίες βασίζονται στη χρήση ή μη ενός σταθμού αναφοράς , με βάση τον οποίο υπολογίζονται τα site effect σε μια θέση.

2.4.3.1 Η μέθοδος του τυπικού φασματικού λόγου (SSR)

Η μέθοδος SSR (Standard Spectral Ratio) αναφέρθηκε αρχικά από τον Borchardt (1970) και χρησιμοποιείται ευρέως στον προσδιορισμό των site effect από σεισμικά δεδομένα (π.χ. Borchardt & Gibbs, 1976; Tucker & King, 1984; Jarpe *et al.*, 1988; Chavez-Garcia *et al.*, 1990; Bard, 1995; Riepl *et al.*, 1998). Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στη σύγκριση των καταγραφών μέσω του φασματικού τους λόγου σε κοντινές θέσεις , όπου πιστεύεται πως οι επιδράσεις της πηγής και της διαδρομής των κυμάτων είναι παρόμοιες. Ο φασματικός λόγος των καταγραφών αυτών αποτελεί έναν αξιόπιστο προσδιορισμό των site effect , εφόσον στη θέση του σταθμού αναφοράς (reference station) τα site effect είναι αμελητέα. Επομένως ο σταθμός αναφοράς θα πρέπει να πληρεί δύο κύριες προϋποθέσεις (Borchardt, 1970; Steidl *et al.*, 1996; Bard, 1997): αρχικά , ο σταθμός αναφοράς θα πρέπει να βρίσκεται αρκετά κοντά στη θέση μέτρησης , έτσι ώστε οι διαφορές που παρατηρούνται να οφείλονται μόνο στα site effect και όχι στην επίδραση της ακτινοβολίας της πηγής και της διαδρομής των κυμάτων. Γενικά , η προϋπόθεση αυτή εξασφαλίζεται αν η υποκεντρική απόσταση είναι τουλάχιστον 10 φορές μεγαλύτερη της αποστάσεως θέσης – σταθμού αναφοράς. Η δεύτερη προϋπόθεση αφορά τον μη επηρεασμό του σταθμού αναφοράς από οποιοδήποτε είδους site effect , που γενικά εξασφαλίζεται σε σκληρό μη αποσαθρωμένο πέτρωμα που δεν εμφανίζει επιδράσεις από την τοπογραφία (topographic effects). Οι προϋποθέσεις αυτές είναι και το κυριότερο μειονέκτημα της μεθόδου , καθώς την καθιστά μη εφαρμόσιμη σε πολλές θέσεις.

Εάς υποθέσουμε την ύπαρξη ενός σταθμού αναφοράς ($i = R$) που εμφανίζει αμελητέα site effect ($\ln SR = 0$). Εάν η απόσταση θέσης – σταθμού αναφοράς είναι μικρή συγκριτικά με την υποκεντρική απόσταση, ώστε $P_{ij} \approx P_{Rj}$, τότε η απόκριση της εδαφικής κίνησης σε κάθε θέση i μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\ln S^{SR}(r_{ij}, f) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \ln \left(\frac{A(r_{ij}, f)}{A(r_{Rj}, f)} \right) = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J (\ln A(r_{ij}, f) - \ln A(r_{Rj}, f)) \quad (2.3)$$

, όπου j είναι ο αριθμός των σεισμικών γεγονότων όπου έχουν καταγραφεί τόσο στη θέση i όσο και στο σταθμό αναφοράς. Η σχέση (2.3) αποτελεί το γεωμετρικό μέσο φασματικό λόγο. Εάν ο σταθμός αναφοράς εμφανίζει επιδράσεις από τα site effect, τότε ο φασματικός λόγος προσδιορίζει μια σχετική εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης και της απόκρισης του εδάφους. Στην πράξη, η μέθοδος SSR υπολογίζει το λόγο του φάσματος Fourier της οριζόντιας συνιστώσας της θέσης μελέτης (S_{HS}) προς το φάσμα Fourier της οριζόντιας συνιστώσας του σταθμού αναφοράς (S_{HB}):

$$S_T = S_{HS} / S_{HB} \quad (2.4)$$

Για καλύτερα και πιο αξιόπιστα αποτελέσματα της μεθόδου SSR θα πρέπει να αποφεύγονται οι σεισμικές καταγραφές που εμφανίζουν λόγο σήματος προς θόρυβο (signal to noise ratio) μικρότερο του 3 (Field & Jacob, 1995; Riepl *et al.*, 1998). Επίσης, οι καταγραφές ενός ή πολύ λίγων σεισμικών γεγονότων παρέχουν μόνο μια εκτίμηση της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση στη θέση καταγραφής και απαιτείται ο μέσος όρος περισσότερων καταγραφών για την εξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων. Οι καταγραφές αυτές είναι συνήθως μικρού μεγέθους σεισμικά γεγονότα, σε σχέση με τα γεγονότα που ενδιαφέρουν την Τεχνική Σεισμολογία. Για το λόγο αυτό, εξαιτίας της εμφάνισης φαινομένων μη-γραμμικότητας (non-linearity), τα site effect που υπολογίζονται από τη μέθοδο SSR μπορούν να θεωρηθούν ως μια υπερεκτίμηση ή ως ένα ανώτατο όριο των πραγματικών site effect σε υψηλές συχνότητες και ως μια ασθενής υποεκτίμηση τους σε συχνότητες μικρότερες της “ελαστικής” θεμελιώδους συχνότητας (Lacave *et al.*).

2.4.3.2 Η μέθοδος των κυμάτων coda

Η μέθοδος των κυμάτων coda προτάθηκε από τους Phillips & Aki (1986) και βασίζεται στον υπολογισμό του παράγοντα ενίσχυσης στη θέση καταγραφής μόνο από το τελευταίο τμήμα της κυματομορφής του σεισμικού κύματος

(κύματα coda). Τα κύματα coda εμφανίζουν το πλεονέκτημα ότι στη φασματική τους μορφή θεωρούνται ότι είναι ανεξάρτητα από την ακτινοβολία της πηγής , τον προσανατολισμό της και τη θέση του δέκτη (Phillips & Aki, 1986) , καθώς αυτό το τμήμα της κυματομορφής θεωρείται ότι κυριαρχείται από κύματα που προκαλούνται από το σκεδασμό στις ετερογένειες του φλοιού. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί τον μέσο όρο πολλών σεισμικών δεδομένων καταγεγραμμένων σε διάφορες θέσεις. Εξαιτίας της μη μοναδικότητας της σχέσεως μεταξύ των διάφορων πηγών και της απόκρισης του εδάφους , είτε ένας μέσος όρος των σταθμών χρησιμοποιείται ως σταθμός αναφοράς είτε επιλέγεται για το σκοπό αυτό ένας συγκεκριμένος σταθμός. Για το λόγο αυτό οι παράγοντες ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης που προκύπτουν αντικατοπτρίζουν τους σχετικούς παράγοντες ενίσχυσης με το σταθμό αναφοράς.

Αρκετές μελέτες (Mayeda *et al.*, 1991; Su *et al.*, 1992; Koyanagi *et al.*, 1992; Riepl *et al.*, 1998) αποδεικνύουν το ενδιαφέρον της χρησιμοποίησης της μεθόδου αυτής σε περιοχές που διαθέτουν έναν ικανοποιητικό αριθμό καταγραφικών οργάνων. Παρ’όλα αυτά , η χρησιμοποίηση της μεθόδου σε αστικές περιοχές είναι δύσκολη , καθώς απουσιάζουν οι καλές καταγραφές των κυμάτων coda εξαιτίας των υψηλών επιπέδων θορύβου.

2.4.3.3 Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής (GIT)

Η μέθοδος της γενικευμένης αντιστροφής (GIT , Generalized Inversion Technique) προτάθηκε από τον Andrews (1986). Πρόκειται για μια αναγωγή της μεθόδου των φασματικών λόγων (spectral ratios) σε ένα πρόβλημα γενικευμένης αντιστροφής , επιλύοντας την εξίσωση (2.2) ταυτόχρονα για όλα τα site effect και τις επιδράσεις της πηγής. Ειδικότερα , για ένα σύνολο δεδομένων που αποτελείται από k καταγραφές (j γεγονότα καταγεγραμμένα σε i σταθμούς: $k > i + j$) , οι άγνωστες $i + j$ θέσεις και τα φάσματα της πηγής υπολογίζονται ταυτόχρονα χρησιμοποιώντας μια μοναδική τιμή ανάλυσης όλων των καταγραφών k .

Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ο ικανοποιητικός υπολογισμός της επίδρασης της πηγής και της θέσης παρατήρησης στη σεισμική κίνηση , ακόμα και όταν στις θέσεις i δεν έχουν καταγραφεί όλα τα σεισμικά γεγονότα j (Field & Jacob, 1995). Επιπλέον , οι καταγραφές κάποιων σεισμικών γεγονότων μπορούν να εισαχθούν στο σχήμα της αντιστροφής , ακόμα και αν δεν έχουν καταγραφεί στο σταθμό αναφοράς , δίνοντας την ευκαιρία για εκμετάλλευση ολόκληρου του πλήθους των καταγεγραμμένων γεγονότων. Διάφοροι ερευνητές (π.χ. Masuda & Suzuki, 1982; Scherbaum, 1990; Frankel *et al.*, 1990; Boatwright *et al.*, 1991b; Fletcher & Boatwright, 1991; Anderson & Humphrey, 1991; Lindley & Archuleta, 1992; Field & Jacob, 1995) , παρουσίασαν σχήματα γενικευμένης αντιστροφής , τα οποία δεν εξαρτώνται από την ύπαρξη

του σταθμού αναφοράς. Στα σχήματα αυτά , η γενική μορφή της επίδρασης της πηγής και της διαδρομής προκύπτει ως μια λειτουργία (function) μερικών παραμέτρων , όπως της γωνιακής συχνότητας , του παράγοντα Q και της σεισμικής ροπής (seismic moment , M_0). Τα σχήματα αντιστροφής είναι γενικότερα πιο πολύπλοκα από την προσέγγιση της γενικευμένης αντιστροφής , καθώς η εξάρτησή τους από κάποιες παραμέτρους , όπως η γωνιακή συχνότητα , είναι μη γραμμική. Για το λόγο αυτό , σχεδόν κάθε ερευνητής ακολουθεί διαφορετική προσέγγιση.

2.4.3.4 Η μέθοδος HVSR-RF

Η μέθοδος HVSR-RF (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή Receiver Function technique) αποτελεί ουσιαστικά ένα συνδυασμό της μεθόδου ‘receiver-function’ που προτάθηκε από τον Langston (1979) για τον προσδιορισμό της δομής της ταχύτητας στο φλοιό από το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση των τηλεσεισμικών (teleseismic) κυμάτων P και της πρότασης του Nakamura (1989) για τη χρησιμοποίηση του λόγου αυτού σε μετρήσεις εδαφικού θορύβου (παράγραφος 2.4.2.3). Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε αρχικά από τους Lermo & Chavez-Garcia (1993) σε δεδομένα σεισμικών καταγραφών σε διαφορετικές θέσεις στο Μεξικό , με πολύ καλά αποτελέσματα στον υπολογισμό της θεμελιώδους συχνότητας και του παράγοντα ενίσχυσης σε σύγκριση με τη μέθοδο SSR. Εξαιτίας της απλότητας , του χαμηλού κόστους και του πλεονεκτήματος της μη χρησιμοποίησης σταθμού αναφοράς , η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε έκτοτε από διάφορους ερευνητές (π.χ. Duval, 1994; Field & Jacob, 1995; Theodulidis & Bard, 1995; Lachet *et al.*, 1996; Theodulidis *et al.*, 1996; Riepl *et al.*, 1998; Diagourtas *et al.*, 2001; Mucciarelli *et al.*, 2003). Τα κύρια συμπεράσματα που προκύπτουν από τις μελέτες αυτές αφορούν την πολύ καλή σταθερότητα που εμφανίζουν οι καμπύλες HVSR , την καλή συσχέτιση τους με την επιφανειακή γεωλογία και τη χαμηλή ευαισθησία που εμφανίζουν στις επιδράσεις της πηγής και της διαδρομής των κυμάτων.

Η τιμή HVSR στο φασματικό χώρο προσδιορίζεται σε κάθε θέση i και για κάθε σεισμό j από τη σχέση:

$$HVSR_{ij}(f) = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\sqrt{absH_{ij}(f)|_{NS}^2 + absH_{ij}(f)|_{EW}^2}}{absV_{ij}(f)} \quad (2.5)$$

, όπου $absH_{ij}(f)|_{E-W}$ είναι το φάσμα Fourier της οριζόντιας συνιστώσας E-W, $absH_{ij}(f)|_{N-S}$ είναι το φάσμα Fourier της οριζόντιας συνιστώσας N-S και $absV_{ij}(f)$ είναι το φάσμα Fourier της κατακόρυφης συνιστώσας.

Ωστόσο διάφοροι ερευνητές (Fischer *et al.*, 1995; Field, 1996; Huang & Teng, 1999; Zaslavsky *et al.*, 2000) δεν χρησιμοποιούν στο λόγο HVSR τη μέση τιμή των δυο οριζόντιων συνιστωσών αλλά υπολογίζουν το λόγο αυτό για κάθε συνιστώσα ξεχωριστά:

$$HVSR_{ij}(f)|_{E-W} = \frac{absH_{ij}(f)|_{E-W}}{absV_{ij}(f)} \quad (2.6)$$

$$HVSR_{ij}(f)|_{N-S} = \frac{absH_{ij}(f)|_{N-S}}{absV_{ij}(f)} \quad (2.7)$$

Η μέθοδος HVSR-RF βασίζεται στην υπόθεση ότι η κατακόρυφη συνιστώσα δεν ενισχύεται σημαντικά από την τοπική γεωλογία. Η υπόθεση αυτή όμως, δεν είναι πάντα αληθής, καθώς η κατακόρυφη συνιστώσα επηρεάζεται κυρίως από υπεδαφικές ετερογένειες όπως είναι τα ρήγματα και οι πλευρικές λιθολογικές ασυνέχειες. Η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας από τέτοια φαινόμενα ίσως είναι και ο λόγος του μικρότερου παράγοντα ενίσχυσης που προκύπτει από τη μέθοδο HVSR-RF σε σχέση με τη μέθοδο SSR.

Αρχικά οι Lermo & Chavez-Garcia (1993) υπολόγισαν τον λόγο H/V από το τμήμα των κυμάτων S των σεισμικών καταγραφών. Οι Field & Jacob (1995) εφαρμόζοντας τη μέθοδο στα τμήματα των P και S κυμάτων ξεχωριστά, κατέληξαν σε διαφορετικά αποτελέσματα χρησιμοποιώντας μοναχά τις καταγραφές των P κυμάτων, συμπεραίνοντας πως μόνο ο λόγος των καταγραφών των S κυμάτων δύναται να προσδιορίσει τη θεμελιώδη συχνότητα της θέσης. Αργότερα άλλοι ερευνητές χρησιμοποίησαν ολόκληρο το τμήμα των σεισμικών καταγραφών με ικανοποιητικά αποτελέσματα (Steidl *et al.*, 1995; Diagourtas *et al.*, 2001; Mucciarelli *et al.*, 2003).

Όπως και να έχει, η μέθοδος HVSR-RF παρέχει ένα αξιόπιστο εργαλείο προσδιορισμού της θεμελιώδους συχνότητας της θέσης, τουλάχιστον στα χαλαρά εδάφη, και σε κάποιες περιπτώσεις προσδιορίζει με επιτυχία και τον αντίστοιχο παράγοντα ενίσχυσης.

2.4.3 Δεδομένα ισχυρής εδαφικής κίνησης

Στα δεδομένα της ισχυρής εδαφικής κίνησης (strong motion data) εφαρμόζονται οι ίδιες πειραματικές τεχνικές που περιγράφηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια στα δεδομένα της ασθενούς εδαφικής κίνησης. Ένα ευτυχές πρόβλημα στην Τεχνική Σεισμολογία είναι ότι οι ισχυροί σεισμοί δεν συμβαίνουν συχνά σε συγκεκριμένες θέσεις. Για το λόγο αυτό, τα δίκτυα που εγκαθίστανται σε διάφορες θέσεις για τον προσδιορισμό των site effect συχνά

δεν περιέχουν καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης , αν και κάποιες μελέτες στο παρελθόν έχουν πραγματοποιηθεί σε τέτοια δεδομένα (Lermo & Chavez-Garcia, 1993; Duval, 1994; Field & Jacob, 1995; Theodulidis & Bard, 1995; Theodulidis *et al.*, 1996; Raptakis *et al.*, 1998). Πλέον , η ανάπτυξη δικτύων επιταχυνσιογράφων σε κάποιες μεγάλες πόλεις (Los Angeles , Tokyo , Taipei , Mexico city) και σε κάποιες περιοχές όπως ο Κορινθιακός κόλπος με το δίκτυο RASMON , κάνει δυνατή την εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων σε δεδομένα της ισχυρής εδαφικής κίνησης. Σε τέτοιες καταγραφές περιέχονται ακόμα και τα φαινόμενα μη-γραμμικότητας , ώστε να αυξάνεται η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων των διάφορων μεθόδων και η χρησιμοποίησή τους σε σχέδια πόλεων και στην εκτίμηση των ζωνών σεισμικού κινδύνου να γίνεται με μεγαλύτερη ασφάλεια.

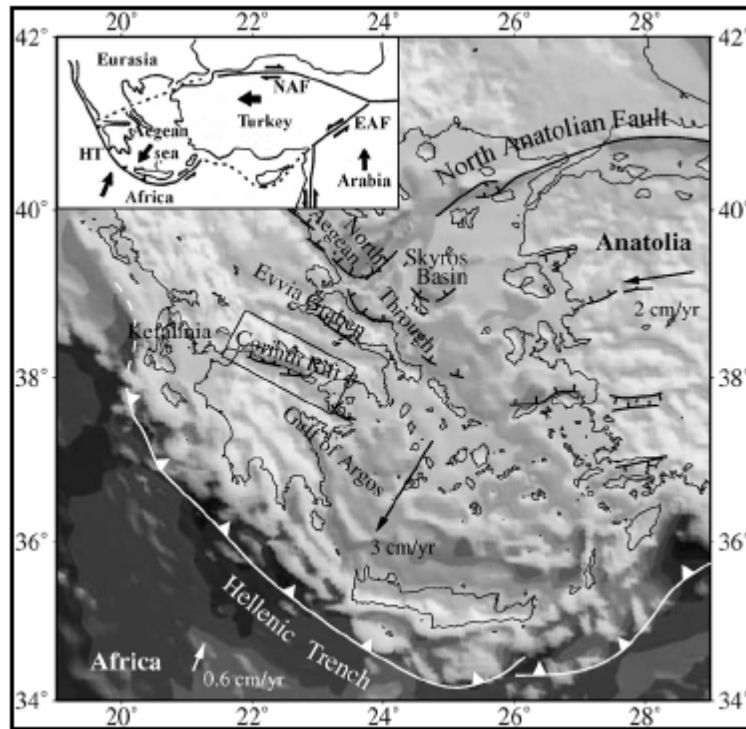
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3°

“Γεωλογικά χαρακτηριστικά στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου”

3.1 Εισαγωγή

Ο χώρος της ανατολικής Μεσογείου βρίσκεται στο πιο ενεργό τμήμα της ζώνης σύγκρουσης της Ευρασιατικής και Αφρικανικής πλάκας ώστε η περιοχή να χαρακτηρίζεται από υψηλή σεισμικότητα. Περισσότερο από το 60% της σεισμικότητας στον Ευρωπαϊκό χώρο αναμένεται στην περιοχή αυτή, με μεγέθη σεισμών έως και $M_w=8.2$ (Papazachos, 1990). Το γεγονός αυτό σχετίζεται με το καθεστώς κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών στον ευρύτερο χώρο της Ανατολικής Μεσογείου. Στο χώρο αυτό η Ευρασιατική πλάκα κινείται με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και συγκρούεται με την Αφρικανική πλάκα, προκαλώντας την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας (τμήμα του παλαιωκεανού της Τηθύος), που αποτελεί το εμπρόσθιο τμήμα της Αφρικανικής πλάκας, κάτω από το χώρο του Αιγαίου κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου (εικόνα 3.1). Οι τεκτονικές αυτές διαδικασίες ελέγχουν την κατανομή της σεισμικότητας και ηφαιστειότητας στο χώρο του Αιγαίου (Karagianni *et al.*, 2002, 2005).

Ο χώρος του Αιγαίου αναγνωρίζεται ότι δομεί μια ξεχωριστή μικροπλάκα, τη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία κινείται ΝΔ σε σχέση με την Ευρασία (McKenzie, 1972; Jackson, 1994; Papazachos *et al.*, 1998; Papazachos, 1999) (εικόνα 3.1). Σήμερα χαρακτηρίζεται από ταχείς ρυθμούς επιμήκυνσης (3 cm yr^{-1} σχετικά με την Ευρασία; Le Pichon *et al.* 1995; Reilinger 1997; McClusky *et al.* 2000). Η επιμήκυνση του Αιγαίου ξεκίνησε στο Μειόκαινο (Le Pichon & Angelier, 1979; Mercier, 1981), πιθανώς από μια βαρυντική κατάρρευση των Ελληνίδων (Le Pichon *et al.*, 1995), όπου βύθισε το κεντρικό τμήμα του Αιγαίου και δημιούργησε το Αιγαίο πέλαγος. Η συνολική επιμήκυνση από το μέσο Μειόκαινο υπολογίζεται σε $b=2$ (100% επιμήκυνση) (Angelier, 1979), χαρακτηρίζοντάς την ως μια από τις περιοχές με τους υψηλότερους ρυθμούς επιμήκυνσης στον κόσμο.

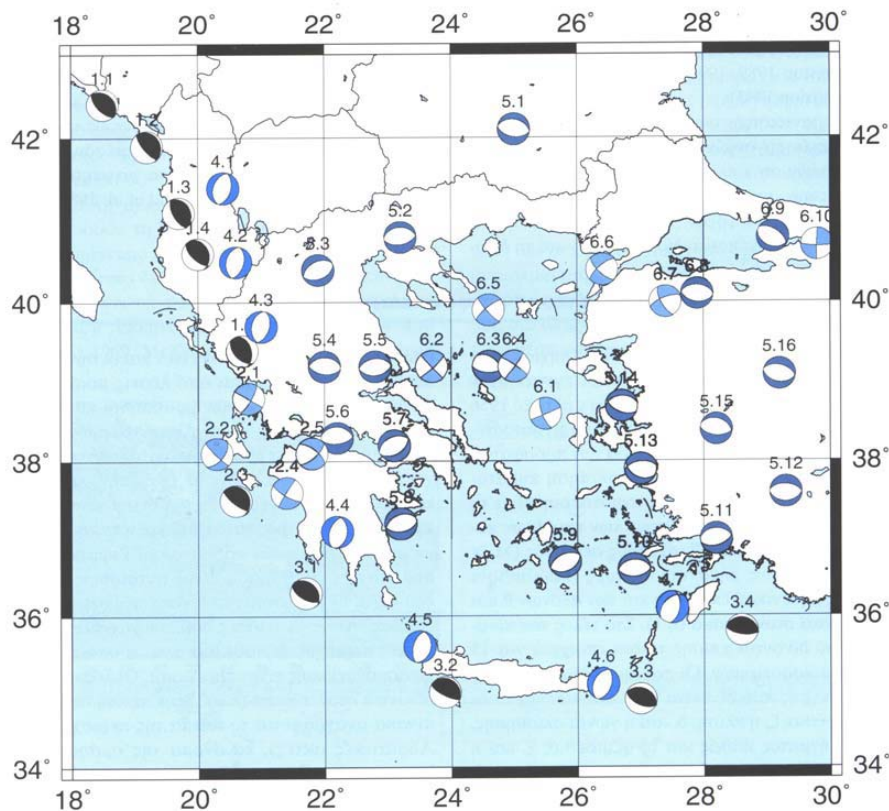


Εικόνα 3.1: Η Γεωδυναμική της περιοχής του Αιγαίου (βασισμένη στους Tiberi *et al.*, 2001 και Doutsos & Kokkalas, 2001). Τα βέλη υποδεικνύουν τη σχετική κίνηση της Ευρασίας (NAF: North Anatolian Fault, EAF: East Anatolian Fault, HT: Hellenic Trench; ταχύτητες από McClusky *et al.*, 2000).

Η μικροπλάκα του Αιγαίου οριοθετείται στα νότια και δυτικά από την ελληνική τάφρο (εικόνα 3.1). Η Αφρικανική πλάκα κινείται βόρεια με ταχύτητα 0.6 cm yr^{-1} σε σχέση με την Ευρασία (McClusky *et al.*, 2000). Στα ανατολικά, η αποκόλληση της Αραβικής πλάκας, η κίνηση της προς βορρά και η σύγκρουση της με την Ευρασιατική πλάκα, προκαλεί την κίνηση του μπλοκ της Ανατολίας προς τη δύση (Jackson & McKenzie, 1988; Le Pichon *et al.*, 1995) και την αριστερόστροφη περιστροφή του (McKenzie, 1978a; Barka, 1996). Τμήμα της κίνησης αυτής εκφράζεται από το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Βόρειας Ανατολίας, στο οποίο εμφανίζεται σχετική μετατόπιση 2 cm yr^{-1} (McClusky *et al.*, 2000). Η ρηξιγενής ζώνη της Βόρειας Ανατολίας είναι μια σχετικά νέα τεκτονική δομή στο χώρο αυτό, η έναρξη δράσης της οποίας τοποθετείται στα $\sim 5 \text{ Ma}$ (Barka & Kadinsky-Cade, 1988; Westaway, 1994a; Westaway & Arger, 1996, 2001; Tüysüz *et al.*, 1998; Armijo *et al.*, 1999; Arger *et al.*, 2000; Barka *et al.*, 2000) στην ανατολική Τουρκία, ενώ στη συνέχεια επεκτείνεται δυτικά.

Η ρηξιγενής ζώνη της Βόρειας Ανατολίας εκτείνεται σήμερα δυτικά στον υποθαλάσσιο χώρο σχηματίζοντας την τάφρο του Βορείου Αιγαίου, που οριοθετεί στα βόρεια την μικροπλάκα του Αιγαίου. Οι μηχανισμοί οριζόντιας ολίσθησης αρκετών σεισμών στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου υποδεικνύουν την ύπαρξη της ρηξιγενής αυτής ζώνης (εικόνα 3.2). Η οριζόντια ολίσθηση κίνηση μεταβάλλεται στην ηπειρωτική Ελλάδα σε ρηγματογόνο τεκτονισμό

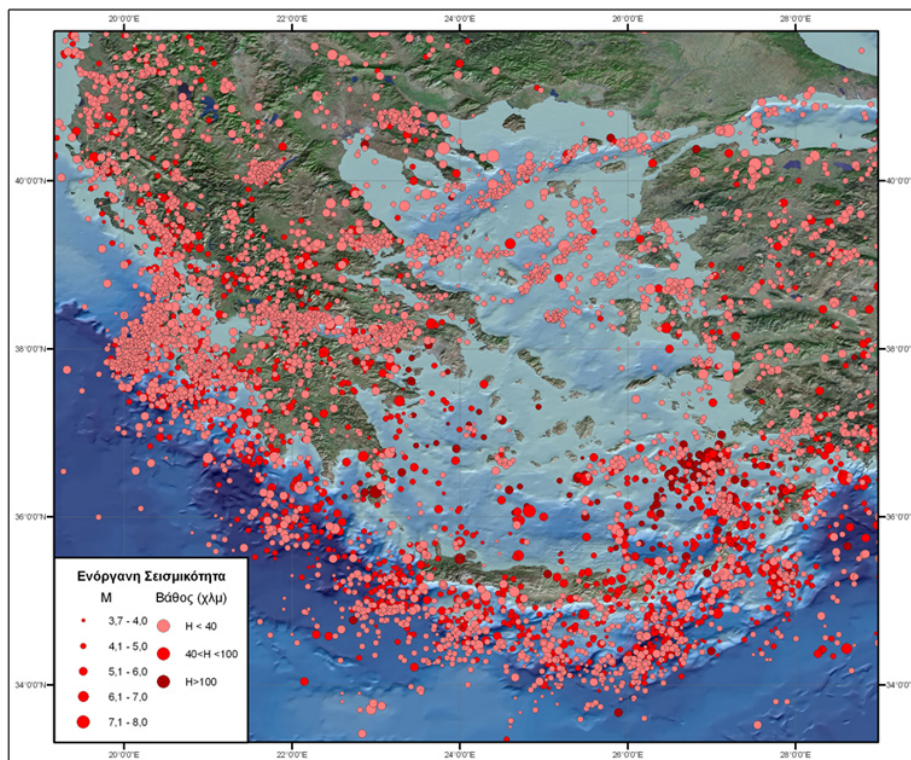
κανονικού χαρακτήρα και κύριας διεύθυνσης Α-Δ (Taymaz *et al.*, 1991; Hatzfeld, 1999) (εικόνα 3.2). Στα νότια, η σύγκλιση κατά μήκος του ελληνικού τόξου είναι σήμερα ενεργή από τη ρηξιγενή ζώνη μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς στα ΒΔ έως τη Ρόδο στα ΝΑ. Η τάφος χαρακτηρίζεται από πρόσφατα σχηματισμένα ιζήματα και από σεισμικότητα υψηλού βαθμού με μικρά όμως σεισμικά γεγονότα (εικόνα 3.3). Πολύ λίγα μεγάλα σεισμικά γεγονότα έχουν καταγραφεί, με το ρυθμό της σεισμικής παραμόρφωσης να παραμένει ακαθόριστος (Jackson & McKenzie, 1988; Meijer & Wortel, 1997). Η ρηξιγενής ζώνη της Κεφαλονιάς αποτελεί σήμερα το δυτικό όριο του ενεργού τόξου. Η ενεργός υποβύθιση τερματίστηκε βόρεια της Κεφαλονιάς πριν από 5 Ma (King *et al.*, 1993; Robertson & Salo, 2000), ενώ αντικαταστάθηκε από ηπειρωτική αποκόλληση της Αδριατικής από τα Βαλκάνια. Εμφανίζει δε δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας ολίσθησης, με ρυθμούς 2-3 cm yr⁻¹ (Kahle *et al.*, 1996; Cocard *et al.*, 1999; Louvari *et al.*, 1999).



Εικόνα 3.2: Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης για 47 ομάδες επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (Papazachos & Papazachou, 1997).

Η επιμήκυνση σε διεύθυνση Β-Ν του ελλαδικού χώρου εκφράζεται στην ηπειρωτική Ελλάδα από μια σειρά υποπαράλληλων λεκανών, οι οποίες εμφανίζουν μια περιοδική εμφάνιση ανά 70 km (Armijo *et al.*, 1996). Η κύρια των λεκανών αυτών είναι ο Κορινθιακός Κόλπος, ο οποίος διαχωρίζει την

Πελοπόννησο από την κυρίως Ελλάδα και είναι κάθετος στην κύρια διεύθυνση των Ελληνίδων (ΒΒΔ-ΝΝΑ) .Εκτείνεται σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ , με μήκος 120 km και μέσο πλάτος 30 km (εικόνα 3.4). Εμφανίζει βάθη έως και 860 m (Brooks & Ferentinos, 1984) , ενώ διαχωρίζεται από την ανοικτή θάλασσα στα δυτικά από τον 62 m βάθους πορθμό του Ρίο (Perissoratis *et al.*, 2000) και στα ανατολικά από τον κόλπο των Αλκυονίδων και τον Ισθμό της Κορίνθου , στον οποίο η επιφάνεια της ξηράς ανέρχεται στα 75 m (εικόνα 3.4). Στα νότια οριοθετείται από τη λεκάνη των Πλειοκαινικών έως Κατ. Πλειστοκαινικών λιμναίων ιζημάτων που εμφανίζονται στις ακτές της βόρειας Πελοποννήσου. Η λεκάνη των λιμναίων αυτών ιζημάτων , που εμφανίζονται σήμερα στη στεριά , εμφανίζει παρόμοιες διαστάσεις με τον σημερινό Κορινθιακό κόλπο και ονομάστηκε από τον Ορί (1989) Πρωτο-Κορινθιακός κόλπος. Σήμερα ο κόλπος καταλαμβάνει μια επιφάνεια 2400 km² από τα συνολικά 4100 km² που υπολογίζεται ότι ανταποκρίνονται στην ολική έκταση της επιμήκυνσης της τάφρου (Stefatos *et al.*, 2002). Στον Κορινθιακό Κόλπο η διάνοιξη σε διεύθυνση Β-Ν ξεκίνησε στο Πλειόκαινο και συνεχίζεται έως σήμερα (Doutsos & Piper, 1990; Armijo *et al.*, 1996; Doutsos & Kokkalas, 2001; Davies *et al.*, 1997; Briole *et al.*, 2000; Avalone *et al.*, 2004) .



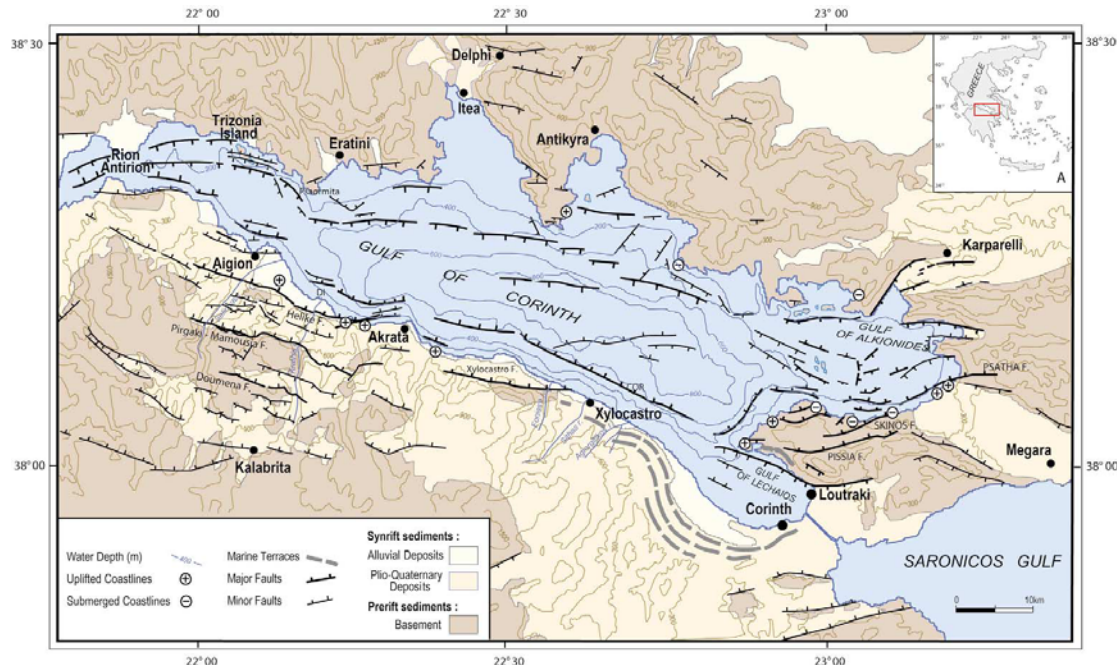
Εικόνα 3.3: Χάρτης ενόργανης σεισμικότητας του ελληνικού χώρου.

3.2 Γεωλογικά χαρακτηριστικά

Ο Κορινθιακός κόλπος (Κ.κ.) αποτελεί μια σύγχρονη τεκτονική τάφρο, που οφείλει το σχηματισμό της στις ενεργές εφελκυστικές τάσεις που επενεργούν στην περιοχή (Collier *et al.*, 1992; Armijo *et al.*, 1996). Από γεωδαιτικές μελέτες (Billiris *et al.*, 1991; Rigo *et al.*, 1996; Clarke *et al.*, 1997; Davies *et al.*, 1997; Briole *et al.*, 2000; Avallone *et al.*, 2004) και την μοντελοποίηση της παραμόρφωσης των γεωλογικών στοιχείων (Armijo *et al.*, 1996) προκύπτει διεύρυνση του κόλπου σε διεύθυνση B-N με ρυθμούς κυμαινόμενους από 4 – 16 mm yr⁻¹. Οι ρυθμοί αυτοί είναι από τους μεγαλύτερους ρυθμούς ηπειρωτικού εφελκυσμού και επιμήκυνσης στον κόσμο. Ο ραγδαίος αυτός εφελκυσμός συνδέεται με μια πολύ νέα ρηξιγενή φάση (1 Ma), η οποία κόβει τις δομές του παλαιότερου ρηξιγενούς τεκτονισμού της λεκάνης (Armijo *et al.*, 1996; Sakellariou *et al.*, 1998). Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις εκφράζονται από σημαντικά ενεργά ρήγματα στο βόρειο και στο νότιο περιθώριο της λεκάνης (γενικής διεύθυνσης A-Δ), όπου δημιουργούν ένα ασύμμετρο τεκτονικό βύθισμα, με το βόρειο περιθώριο να εμφανίζεται σήμερα σχετικά παθητικό, αντίθετα από το νότιο όπου εμφανίζει έντονη δραστηριότητα (Μαριολάκος, 1976; Papanastasiou, 1996; Sakellariou *et al.*, 1998; Λυμπέρης & συν., 1998). Η μορφολογία του νότιου περιθωρίου ελέγχεται εξ'ολοκλήρου από τα ρήγματα αυτά, τα οποία εμφανίζουν μια κλιμακωτή και τμηματική διάταξη προς τα ανατολικά (en échelon) με τα μεγαλύτερα τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης να εμφανίζουν μήκη από 15-25 km (Roberts & Jackson, 1991; Roberts & Koukouvelas, 1996). Τα περισσότερα από τα ρήγματα αυτά εμφανίζουν λιστρικό χαρακτήρα με φορά βύθισης προς βορά και γωνίες που στην επιφάνεια εμφανίζονται από 50° – 70° (Armijo *et al.*, 1996).

Το βόρειο περιθώριο βυθίζεται κατά 1 mm/yr σε σχέση με το νότιο (Tselentis & Makropoulos, 1986), ενώ δεν υπάρχουν ενδείξεις και για σχηματισμό συντεκτονικών ιζημάτων (Ori, 1989; Doutsos & Poulimenos, 1992). Αντιθέτως στο νότιο περιθώριο εμφανίζονται συντεκτονικά ιζήματα μεγάλου πάχους (~1 km) (Doutsos & Poulimenos, 1992; Flotté & Sorrel, 2001) στη βόρεια Πελοπόννησο, που αποτελούν ένδειξη της γοργής ανύψωσης της περιοχής. Το πάχος των σύγχρονων ιζημάτων στον κόλπο υπολογίστηκε από προφίλ σεισμικής ανάκλασης σε ~1 km (Brooks & Ferentinos, 1984; Higgs, 1988) υποδηλώνοντας μια εδαφική έξαρση ~3 km μεταξύ του υπόβαθρου στον βυθό του κόλπου και των υψηλότερων σημείων της ανυψωμένης ξηράς. Οι μετρήσεις GPS υποδεικνύουν σήμερα μεγαλύτερους ρυθμούς διάνοιξης στο δυτικό Κορινθιακό κόλπο (~13 mm/yr) σε σχέση με τον ανατολικό (~6 mm/yr) (Clarke *et al.*, 1997a). Ο ρυθμός ανύψωσης των ακτών του νότιου περιθωρίου είναι της τάξεως των ~0.75 mm/yr ανατολικά στη χερσόνησο της Περαχώρας, ενώ δυτικά στην περιοχή του Αιγίου ανέρχεται στα ~1.5 mm/yr (Stewart & Vita Finzi, 1996). Οι ρυθμοί αυτοί συγκρινόμενοι με τη σημερινή γεωμετρία του κόλπου, όπου εμφανίζεται με μεγαλύτερα πλάτη ανατολικά σε σχέση με το δυτικό τμήμα (εικόνα 3.4) και σε σχέση με την μεγαλύτερη τάση παραμόρφωσης που

εμφανίζεται στο δυτικό τμήμα (0.15 ppm yr^{-1} στα ανατολικά με 1.12 ppm yr^{-1} στα δυτικά; Clarke *et al.*, 1998), υποδεικνύουν μια προοδευτική μετατόπιση των ρυθμών εφελκυσμού της λεκάνης προς τα δυτικά, όπως έχει προταθεί εξάλλου και από διάφορους ερευνητές (Clarke *et al.*, 1997; Sakellariou *et al.*, 2001). Η Κορινθιακή τάφρος φαίνεται να έχει σχηματισθεί κυρίως κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς.



Εικόνα 3.4: Απλοποιημένος Γεωλογικός-Τεκτονικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου, τροποποιημένος από Armijo *et al.* (1996), Sakellariou *et al.* (2001) και Stefatos *et al.* (2002). Το δομικό σχέδιο στην περιοχή του Αιγίου τροποποιήθηκε από το χάρτη των Ghisetti *et al.* (2001). Διαμορφωμένος από Moretti *et al.* (2003).

Εικόνες σεισμικής τομογραφίας υποδεικνύουν το βάθος της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας στα 60 – 65 km στη δυτική Πελοπόννησο (Parazachos & Nolet, 1997) και ~74 km στο δυτικό όριο του Κορινθιακού κόλπου (Zelt *et al.*, 2005) με γωνίες υποβύθισης που αυξάνονται γοργά από ~10° προς τα ανατολικά στη δυτική Πελοπόννησο στις ~35° στην κεντρική. Το πάχος του φλοιού εμφανίζει επίσης ισχυρές διακυμάνσεις μεταξύ του δυτικού και του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου. Η επιφάνεια Moho εμφανίζεται σε βάθος 20 km κάτω από την Κόρινθο και σε βάθος 40 km κάτω από την περιοχή του Αιγίου (Makris *et al.*, 2001). Δεδομένα βαρυτικών διασκοπήσεων υποδεικνύουν την ίδια διαφοροποίηση στο πάχος του φλοιού μεταξύ του ανατολικού και δυτικού τμήματος του κόλπου, υποδεικνύουν όμως και μια διαφοροποίηση σε διεύθυνση Β - Ν. Το πάχος του φλοιού αυξάνεται βόρεια του κόλπου και μειώνεται ξανά στον Ευβοϊκό κόλπο (Tiberi, 2000; Tiberi *et al.*, 2001; Zelt *et al.*, 2005).

Ο σχηματισμός της Κορινθιακής τάφρου, σύμφωνα με διάφορους ερευνητές, μπορεί να οφείλεται α) στην προς δυσμάς κίνηση της μικροπλάκας της

Ανατολίας (Taymaz *et al.*, 1991; Jackson, 1994; Le Pichon *et al.*, 1995) και την προς δυσμάς επέκταση της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας (Armijo *et al.*, 1996) ή β) στις εφελκυστικές τάσεις που εκφράζονται στην οπισθοχώρα του Ελληνικού τόξου (Le Pichon & Angelier, 1979; Hatzfeld *et al.*, 1997; Meijer & Wortel, 1997) ή γ) σε συνδυασμό των δύο παραπάνω μηχανισμών (Doutsos & Kokkalas, 2001).

3.2.1 Λιθοστρωματογραφία

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου διακρίνονται στους Αλπικούς και στους Μεταλπικούς σχηματισμούς (εικόνα 3.4). Οι Μεταλπικοί σχηματισμοί εμφανίζουν σημαντική εξάπλωση και πάχος στις ακτές της βόρειας Πελοποννήσου και θα συζητηθούν στη συνέχεια.

Οι Αλπικοί σχηματισμοί αποτελούν τμήμα του Αλπικού ορογενετικού συστήματος που έδρασε και συνεχίζει να δρα στον ευρύτερο ελληνικό χώρο. Η δράση του Αλπικού ορογενετικού συστήματος είχε ως αποτέλεσμα το σχηματισμό των Ελληνίδων εξαιτίας μιας συμπίεστικής φάσης σε διεύθυνση Α-Δ στο Καινοζωικό που προκάλεσε τη συμπίεση και πάχυνση του φλοιού και τη συγκρότηση του ελληνικού ορογενετικού τόξου σε διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (Aubouin *et al.*, 1962; Jacobshagen *et al.*, 1978). Εκτενείς γεωλογικές έρευνες (Philippson, 1892; Aubouin, 1959; Dercourt, 1964; Jacobshagen *et al.*, 1978) αποκάλυψαν τη συγκρότηση των Ελληνίδων από Μεσοζωικές γεωτεκτονικές ενότητες, οι οποίες συμπιέζονται και επωθούνται προς τα δυτικά. Μετά τον τεκτονισμό των ενοτήτων αυτών, ο ευρύτερος χώρος του Κορινθιακού κόλπου στο μέσο Μειόκαινο υφίσταται εφελκυστικές τάσεις και ανέρχεται, ενώ το μέτωπο του ελληνικού ορογενετικού τόξου μεταναστεύει προς τα δυτικά όπου εμφανίζεται σήμερα δυτικά των Ιονίων νήσων (Doutsos *et al.* 1987).

Στον ευρύτερο χώρο του δυτικού Κορινθιακού κόλπου κυριαρχεί η ενότητα της Πίνδου, η οποία εμφανίζεται τόσο στην Πελοπόννησο όσο και στην ηπειρωτική Ελλάδα (εικόνα 3.5) και αποτελείται κυρίως από πελαγικούς ασβεστόλιθους ελάχιστου πάχους 3500 m (Aubouin *et al.*, 1962; Pham *et al.*, 2000). Η ενότητα αυτή επωθείται προς τα δυτικά πάνω στην ενότητα Γαβρόβου-Τριπόλεως, η οποία εμφανίζεται στο δυτικό περιθώριο του νότιου και βόρειου Κορινθιακού κόλπου (εικόνα 3.5) και αποτελείται κυρίως από νηριτικούς ασβεστόλιθους πάχους 2-3 km (Doutsos & Roulimenos, 1992; Dornsiepen *et al.*, 2001). Και οι δυο αυτές ενότητες εμφανίζουν στην οροφή τους λεπτά στρώματα φλύσχη που το πάχος τους δεν ξεπερνάει τα 1500 m.

Κάτω από την ενότητα της Τρίπολης πολλοί ερευνητές (Jacobshagen *et al.*, 1978; Dornsiepen *et al.*, 2001) υποστηρίζουν την ύπαρξη της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς (ενότητα Άρνας) που το πάχος της εκτιμάται στα 1.5 - 2 km

(Jacobshagen *et al.*, 1978; Doutsos & Poulimenos, 1992). Η ενότητα αυτή εμφανίζεται σε τεκτονικό παράθυρο νότια του κεντρικού Κορινθιακού κόλπου (εικόνα 3.5) , ενώ η επέκτασή της προς τα βόρεια στην ηπειρωτική Ελλάδα αποτελεί αντικείμενο έρευνας. Η ενότητα αυτή διαφέρει από τις υπερκείμενες της , λόγω του τεκτονομεταμορφικού χαρακτήρα και της λιθολογίας της , η οποία χαρακτηρίζεται από την εναλλαγή φυλλιτών , σχιστών και χαλαζιτών (Dornsiepen *et al.*, 2001).



Εικόνα 3.5: Γενικευμένος γεωτεκτονικός χάρτης της κεντρικής Ελλάδας , από Παπανικολάου (1989).

Προς τα δυτικά , στο βόρειο περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου , η ενότητα του *Παρνασσού* επωθείται πάνω στην ενότητα της Πίνδου (εικόνα 3.5). Αποτελείται κυρίως από Μεσοζωικούς νηριτικούς ασβεστόλιθους πάχους μεγαλύτερου των 2000 m και Ηωκαινικό φλύσχη στην οροφή της πάχους ~1000 m (Renz, 1955; Papastamatiou, 1960; Celet, 1962). Νοτιοδυτικά της ενότητας Παρνασσού εμφανίζονται μεταβατικά ιζήματα προς την αύλακα της Πίνδου νηριτικού και πελαγικού χαρακτήρα , γνωστά σαν σειρά των Βαρδουσιών (Celet, 1962; 1979).

Ανατολικά της ενότητας του Παρνασσού επωθούνται σε αυτήν η *Βοιωτική* σειρά και η ενότητα *Ανατολικής Ελλάδας* (εικόνα 3.5). Η Βοιωτική σειρά χαρακτηρίζεται από ανθρακικές ακολουθίες άλλοτε νηριτικές και άλλοτε πελαγικές και ένα είδος πρώτου φλύσχη , τον Βοιωτικό φλύσχη (Clement, 1971; Celet & Clement, 1971) ηλικίας Τιθώνιου-Βερριάσιου. Η σειρά αυτή αντιπροσωπεύει ουσιαστικά την ανώτερη σχιστοψαμμιτο - κερατολιθική διάπλαση της ζώνης Ανατολικής Ελλάδας (Τάταρης, 1967). Η ζώνη της Ανατολικής Ελλάδας αποτελείται από ένα πλήθος ενοτήτων παλαιοτεκτονισμένων , που έχουν όμως ομογενοποιηθεί από την ανωκρητιδική επίκλυση. Τέλος , σε τεκτονική επαφή με τη σχιστοκερατολιθική διάπλαση της ζώνης της Ανατολικής Ελλάδας , επίκειται το *οφιολιθικό κάλυμμα* (εικόνα 3.5) με υπερβασικά πετρώματα , τα οποία κατά θέσεις είναι ελαφρά σερπεντινωμένα. Εντός των πετρωμάτων αυτών συναντώνται κατά θέσεις τεμάχη ασβεστολίθων Ιουρασικής ή Τριαδικής ηλικίας.

Οι σχηματισμοί που περιγράφηκαν αποτελούν το αλπικό υπόβαθρο στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Οι ταχείς ρυθμοί ανύψωσης μέσω του ρηματογόνου τεκτονισμού στο νότιο περιθώριο του κόλπου ήταν ο μηχανισμός που οδήγησε στο σχηματισμό μεγάλου πάχους και έκτασης νεογενών και τεταρτογενών ιζημάτων (εικόνα 3.6). Αντίθετα στο βόρειο περιθώριο του κόλπου δεν εμφανίζονται μεταλπικά ιζήματα, παρά μόνο περιορισμένης έκτασης ενστρώσεις πλειοκαινικής ηλικίας σε χαμηλά υψόμετρα.



Εικόνα 3.6: Χάρτης του Κορινθιακού κόλπου, από Westaway (1996). Ο χάρτης δείχνει την εξάπλωση των παλαιότερων λιμναίων ιζημάτων (τελείες) και τις αποθέσεις των θαλάσσιων αναβαθμίδων του μέσου έως Κατ. Πλειστοκαίνου (τρίγωνα) νότια του κόλπου. Η διακεκομμένη γραμμή υποδεικνύει τη σημερινή λεκάνη απορροής νότια του κόλπου.

Οι αποθέσεις του νοτίου τμήματος του κόλπου είναι αποτέλεσμα δύο διαφορετικών κύκλων ιζηματογένεσης που ελέγχονται από δύο διαφορετικές φάσεις στην εξέλιξη της λεκάνης του Κορινθιακού. Οι αποθέσεις αυτές διαχωρίζονται από μια γωνιακή επιφάνεια ασυνέχειας (Ori, 1989). Οι αποθέσεις του πρώτου κύκλου εμφανίζουν μεγάλη εξάπλωση νότια των ακτών της βόρειας Πελοποννήσου και εκτείνονται προς την ενδοχώρα (εικόνα 3.6). Οι αποθέσεις αυτές αποτελούνται κυρίως από άνω έως μέσο πλειοκαινικές λιμναίες και ποτάμιες άμμους και αργίλους (Kontopoulos & Doutsos, 1985; Frydas, 1987; Zelilidis *et al.*, 1988), οι οποίες υπερκαλύπτονται από τεταρτογενή κροκαλοπαγή μεγάλου πάχους ~1000 m (Ori, 1989) και λιμναίες μάργες. Στον δεύτερο κύκλο εμφανίζονται εκτεταμένες αλλουβιακές αποθέσεις και αποθέσεις δελταϊκών πεδίων τύπου Gilbert καθώς και θαλάσσια ιζήματα στο μέσο Πλειστόκαινο (Keraudren & Sorel, 1987; Doutsos & Piper, 1990; Frydas, 1991; Fernandez-Gonzalez *et al.*, 1994; Stamatopoulos *et al.*, 1994; Kontopoulos & Zelilidis, 1997). Οι δελταϊκές αποθέσεις αποτελούνται κυρίως από κροκαλοπαγή

, ενώ ελέγχονται από τον τεκτονισμό και την ανύψωση της περιοχής, με τις παλαιότερες από αυτές να εμφανίζονται σε υψόμετρα 1200-700 m από το επίπεδο της θάλασσας στην περιοχή της Ευρωστίνης (Ori, 1989). Με τις δελταϊκές αποθέσεις διασταυρώνονται μάργες υφάλμυρου περιβάλλοντος που υπερκαλύπτονται από θαλάσσιες νηριτικές μάργες (Roulimenos *et al.*, 1993; Zelilidis & Kontopoulos, 1996). Οι τελευταίες καλύπτονται κατά θέσεις από λεπτούς θαλάσσιους ή ποτάμιους ψαμμίτες και/ή θαλάσσιες αναβαθμίδες κροκαλοπαγών ηλικίας Κατ. Πλειστοκαίνου (Keraudren & Sorel, 1987; Piper *et al.*, 1990; Armijo *et al.*, 1996; Dia *et al.*, 1997).

Οι θαλάσσιες αναβαθμίδες, που εμφανίζονται κυρίως στο ΝΑ περιθώριο του κόλπου (εικόνες 3.4, 3.6), υποδεικνύουν ρυθμούς ανύψωσης ~1.5 mm/yr από το κατ. Πλειστόκαινο (Keraudren & Sorel, 1987; Doutsos & Piper, 1990; Westaway, 1996; Armijo *et al.*, 1996). Λόγω της γοργής αυτής ανύψωσης, η ανερχόμενη ξηρά του νότιου περιθωρίου διασχίζεται από ποταμούς που διαβρώνουν και εναποθέτουν τα παλαιότερα νεογενή ιζήματα του κόλπου. Η σημερινή ικανότητα μεταφοράς ιζημάτων από το υδρογραφικό δίκτυο του νότιου περιθωρίου υπολογίστηκε από τους Perissoratis *et al.* (2000) σε ~850.000 tn/yr που μπορούν να διατηρήσουν ένα μέσο ρυθμό ιζηματογένεσης στον κόλπο ~0.25 mm/yr. Προφίλ σεισμικής ανάκλασης, επίσης από τους Perissoratis *et al.* (2000), υποδεικνύουν πως ο ρυθμός ιζηματογένεσης σε ολόκληρη την έκταση του Κορινθιακού κόλπου έχει παραμείνει σταθερός από το τέλος της πιο πρόσφατης παγετώδους περιόδου. Η επακόλουθη διάβρωση των παλαιότερων ιζημάτων έχει ως αποτέλεσμα την εναπόθεση σύγχρονων ιζημάτων στη λεκάνη του κόλπου που το πάχος τους υπολογίστηκε από προφίλ σεισμικής ανάκλασης σε ~1 km (Brooks & Ferentinos, 1984; Higgs, 1988).

3.2.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά – Υδρογραφικό δίκτυο

Η μορφολογία του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού κόλπου ελέγχεται εξ'ολοκλήρου από την τεκτονική και κύριο χαρακτηριστικό της είναι τα υψηλά υψόμετρα των μεσοζωικών ορέων της Ζήριας, του Χελμού και του Παναχαϊκού όρους από ανατολικά προς τα δυτικά αντίστοιχα (Dufaure & Zamanis, 1975; 1980). Χαρακτηριστική είναι η εκτεταμένη κατά βάθος διάβρωση των σημερινών ποταμών που σχηματίζουν βαθιές χαράδρες και η εμφάνιση των θαλάσσιων αναβαθμίδων στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα που διατέμνονται από στενές παράλληλες κοιλάδες. Η ακτογραμμή εμφανίζεται ευθύγραμμη σε όλο το μήκος του νότιου περιθωρίου από το Ρίο έως και το Λουτράκι.

Το ανατολικό περιθώριο του κόλπου διαχωρίζεται από τη χερσόνησο της Περαχώρας σε δύο μικρότερους κόλπους, τον κόλπο του Λεχαίου στα νότια και τον κόλπο των Αλκυονίδων στα βόρεια. Στη χερσόνησο της Περαχώρας

υψώνονται τα Γεράνεια Όρη , ενώ η ακτογραμμή της εμφανίζεται απότομη και πολύπλοκη με πλήθος ακρωτηρίων και μικρών όρμων.

Το βόρειο περιθώριο εμφανίζει υψηλές μορφολογικές κλίσεις , με τη μεγαλύτερη δομή να αποτελεί το όρος του Παρνασσού ύψους 2457 m. Η ακτογραμμή εμφανίζει επίσης υψηλές μορφολογικές κλίσεις με πολύπλοκη μορφή που διακόπτεται από μικρότερους κόλπους και όρμους με τους κυριότερους τον κόλπο των Αντικύρων και της Ιτέας. Τα αλλουβιακά πεδία είναι ελάχιστα και περιορισμένης έκτασης , ενώ τη μορφολογία χαρακτηρίζουν οι κατακλυσθείσες κοιλάδες (Ria). Το υδρογραφικό δίκτυο δεν είναι καλά αναπτυγμένο , με μικρούς κυρίως ποταμούς που πηγάζουν από τον Παρνασσό και εκβάλουν στον Κορινθιακό κόλπο. Εξαιρεση αποτελεί το υδρογραφικό δίκτυο του Μόρνου στο ΒΔ τμήμα όπου εμφανίζει καλή ανάπτυξη και σχηματίζει στις εκβολές του το ομώνυμο δέλτα.

Το υδρογραφικό δίκτυο του νοτίου περιθωρίου εμφανίζει μια παράλληλη διάταξη σε διεύθυνση ΝΝΔ-BBA που είναι κάθετη στην κύρια διεύθυνση των ρηξιγενών ζωνών. Στα δυτικά αποτελείται κυρίως από χειμάρους περιορισμένου μήκους , ενώ στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα το υδρογραφικό δίκτυο εμφανίζει μεγαλύτερη ανάπτυξη με την παρουσία αρκετών σημαντικών ποταμών. Οι σημαντικότεροι αυτών είναι ο Μεγανίτης , ο Σελινούντας , ο Βουραϊκός , ο Κράθης , ο Δερβένιος , ο Σκουπαίικος , η Φόνισσα , ο Σίθας , ο Ασωπός και ο Ξεριάς , από δυτικά προς τα ανατολικά αντίστοιχα. Οι ποταμοί αυτοί στα στόμια τους σχηματίζουν δελταϊκά ριπίδια.

Ο σχηματισμός και η ανάπτυξη των ποταμών αυτών ελέγχεται από τον ρηματογόνο τεκτονισμό και τους ρυθμούς ανύψωσης του νότιου περιθωρίου του Κορινθιακού κόλπου. Σε κάποιους από τους ποταμούς , που εμφάνιζαν ρυθμούς διάβρωσης μικρότερους από τους ρυθμούς ανύψωσης της περιοχής , έχει αναστραφεί η ροή τους προς τα νότια (Dufaure, 1977; Dart *et al.*, 1994; Armijo *et al.*, 1996). Κατά τον τρόπο αυτό σχηματίστηκαν οι πόλγες της Στυμφαλίας και Φενεού στο ανατολικό τμήμα του νότιου περιθωρίου στη διάρκεια του Πλειστοκαίνου (Dufaure, 1975). Εκεί που οι ποταμοί επανέκτησαν την πορεία ροής τους προς τα βόρεια , διαβρώνοντας τα ιζήματα των ανερχόμενων τεμαχών των ενεργών ρηγμάτων του νότιου περιθωρίου , σχηματίζουν στενά και βαθιά φαράγγια όπως είναι η κοιλάδα του Βουραϊκού ποταμού με βάθος αρκετών δεκάδων μέτρων και ελάχιστο πλάτος 1 m (Stiros & Pirazzoli, 1998).

3.2.3 Τεκτονική – Νεοτεκτονική & Πιθανές σεισμικές πηγές

Ο Κορινθιακός κόλπος , όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο , αποτελεί μια σύγχρονη τεκτονική τάφρο που οφείλει το σχηματισμό της στο ραχδαίο εφελκυσμό που επενεργεί στην περιοχή (Collier *et al.*, 1992; Armijo *et*

al., 1996). Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις εκφράζονται μέσω σημαντικών κανονικών ενεργών ρηγμάτων , κυρίως στο νότιο περιθώριο του κόλπου , τα οποία εμφανίζουν κλιμακωτή διάταξη (en échelon) σε διεύθυνση Α-Δ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (εικόνα 3.4) και λιστρικό χαρακτήρα. Τα ρήγματα αυτά στις ακτές της βόρειας Πελ/σου εμφανίζονται στο δυτικό και κεντρικό τμήμα του κόλπου ενώ στα ανατολικά η κίνηση μετατίθεται μέσω ρηξιγενούς τεκτονισμού βόρεια από την πόλη της Κορίνθου , στη χερσόνησο της Περαχώρας (Vita-Finzi & King, 1985). Ο ανατολικός Κορινθιακός κόλπος φαίνεται να παρουσιάζει μια πιο περίπλοκη τεκτονική δομή , με πλήθος ενεργών ρηγμάτων που σχηματίζουν μια σειρά ρηξιγενών υβωμάτων και βυθισμάτων που εναλλάσσονται μεταξύ τους. Για τους λόγους αυτούς τα τεκτονικά χαρακτηριστικά του ανατολικού τμήματος του κόλπου θα μελετηθούν σε ξεχωριστό κεφάλαιο.

3.2.3.1 Τεκτονικά χαρακτηριστικά του δυτικού και κεντρικού Κ.κ.

Στο δυτικό και κεντρικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου εμφανίζονται εφελκυστικές τάσεις , που συνδέονται με μια ραγδαία επιμήκυνση του κόλπου της τάξεως των $\sim 16 \text{ mm yr}^{-1}$ στο δυτικό τμήμα στην περιοχή του Αιγίου και των $\sim 11 \text{ mm yr}^{-1}$ στο κεντρικό τμήμα στην περιοχή του Ξυλοκάστρου (Avallone *et al.*, 2004). Ο ραγδαίος αυτός εφελκυσμός συνδέεται με την εμφάνιση κανονικών ενεργών ρηγμάτων , τα σημαντικότερα των οποίων εμφανίζονται σήμερα στην παράκτια και θαλάσσια περιοχή. Το δυτικό τμήμα του νότιου περιθωρίου της Κορινθιακής τάφρου παρουσιάζει σήμερα άνοδο , με ταχύτητες που τα τελευταία στοιχεία δείχνουν ότι κυμαίνονται από 1-2.6 mm/yr (Armijo *et al.*, 1996; Koukouvelas *et al.*, 2001; Flotté, 2003; De Martini *et al.*, 2004; McNeill & Collier, 2004; Lemeille *et al.*; 2004). Πολλοί ερευνητές έχουν συμπεράνει την μετατόπιση του ενεργού ρηματογόνου τεκτονισμού βόρεια προς τις ακτές της βόρειας Πελοποννήσου κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς (Ori, 1989; Sorel, 2000; Flotté, 2003) , βασιζόμενοι σε στοιχεία που προκύπτουν από την μελέτη της σεισμολογίας , της μορφολογίας , της ιζηματογένεσης , της εξέλιξης του υδρογραφικού δικτύου και των ρυθμών ανύψωσης της περιοχής.

Στην περιοχή της ΒΔ Πελ/σου έχει χαρτογραφηθεί μεγάλος αριθμός ρηγμάτων με κυμαινόμενο μήκος έως και 25 km. Οι Doutsos & Poulimenos, (1992) χαρτογράφησαν στην περιοχή αυτή περίπου 500 ρήγματα με μήκος μεγαλύτερο του 1.5 km , τα οποία τα θεωρούν ενεργά καθώς μεταθέτουν τη στρωματογραφική συνέχεια των Τεταρτογενών αποθέσεων ή διακόπτουν τη σημερινή μορφολογία. Κάποια από τα ρήγματα αυτά διαμορφώνουν δομές τεκτονικών κεράτων και βυθισμάτων σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (Doutsos *et al.*, 1988; Poulimenos *et al.*, 1989). Τα νεότερα ρήγματα προς τις ακτές του κόλπου , εμφανίζουν διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΔ-ΝΑ , είναι αριστερόστροφα ή δεξιόστροφα και σε συνδυασμό διαμορφώνουν μεγάλα ρηξιτεμάχη τα οποία

στρέφονται σε άξονα Α-Δ προς Ν και έχουν σαν αποτέλεσμα το σχηματισμό δομών rollover (Τρίκολας & Αλεξούλη-Λειβαδίτη, 2004). Στην περιοχή αυτή έχει διαπιστωθεί και η ύπαρξη πλαγιοκανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ που σύμφωνα με τους Doutsos *et al.* (1988) και Πουλημένος (1991) ορισμένα από αυτά θεωρούνται ρήγματα μετασχηματισμού. Τα ρήγματα αυτά κόβουν τα ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρήγματα και είναι επομένως νεότερα από αυτά. Οι κλίσεις των ρηγμάτων κυμαίνονται από 43°-85° βόρειας γενικά βύθισης και αντίστοιχα νότιας βύθισης και ίδιας κλίσης. Στο ΝΔ περιθώριο του κόλπου τα σημαντικότερα ρήγματα είναι το ρήγμα του Ψαθόπυργου και το ρήγμα των Καμαρών. Προς τα ανατολικά, στην περιοχή του Αιγίου, η παραλιακή ζώνη βρίσκεται στο κατερχόμενο τέμαχος μιας σειράς κανονικών κλιμακωτών ρηγμάτων που διατάσσονται παράλληλα μεταξύ τους και κλίνουν προς βορά. Η απόσταση μεταξύ τους είναι ~5 km και τα τμήματά τους εμφανίζουν μήκη 10 – 25 km. Τα ρήγματα αυτά βρίσκονται κυρίως μεταξύ νεογενών ιζημάτων όπου στις επιφάνειες των ρηγμάτων φανερώνουν μια έξαρση της τάξεως των 800 m. Τα κυριότερα των ρηγμάτων αυτών από βορά προς νότο αντίστοιχα είναι το ρήγμα του Αιγίου, της Ελίκης, της Μαμουσσίας – Πυργακίου, των Δουμένων και το ρήγμα των Καλαβρύτων. Προς τα ανατολικά, στο νότιο ηπειρωτικό περιθώριο του κεντρικού τμήματος του κόλπου, το ρήγμα του Ξυλοκάστρου είναι το σημαντικότερο ρήγμα που εμφανίζεται.

Το **ρήγμα του Ψαθόπυργου** στα δυτικά εμφανίζει μήκος 15±2 km. Από μικροσεισμικές μελέτες το πλάτος του υπολογίστηκε στα 9±2 km και η γωνία βύθισης σε 50°-60° προς βορά (Bernard *et al.*, 2006). Η διάρρηξη του ρήματος αυτού θα μπορούσε να προκαλέσει σεισμό μεγέθους 6 – 6.6 με χαρακτηριστική ολίσθηση 0.4 – 1.7 m. Κανένα σεισμικό γεγονός δεν έχει συμβεί εξαιτίας του ρήματος αυτού τους τελευταίους τρεις αιώνες, εκτός ίσως από το σεισμικό γεγονός του 1917 που προκάλεσε ζημιές μόνο στην περιοχή της Ναυπάκτου (Papazachos & Papazachou, 1997), στη ΒΔ απόληξη του επιπέδου του ρήματος. Είναι επομένως απίθανο να επήλθε διάρρηξη σε όλο το επίπεδο του ρήματος έως την επιφανειακή εμφάνισή του στη νότια ακτή. Οι Houghton *et al.* (2003) υπολόγισαν το ρυθμό μετατόπισης στην επιφάνεια του ρήματος από παλαιοχρονολόγηση κοραλλίων σε 0.7-0.8 mm/yr ενώ οι Bernard *et al.* (2006) αναφέρουν ρυθμούς μετατόπισης 6 mm/yr βασισμένοι στις γεωδαιτικές μετρήσεις.

Το κανονικό **ρήγμα των Καμαρών** εμφανίζει κλιμακωτή διάταξη (en échelon) ως προς το ρήγμα του Ψαθόπυργου στα δυτικά και το ρήγμα του Αιγίου στα ανατολικά. Είναι μια νέα δομή ως προς την επιφανειακή του εμφάνιση, εμφανίζει όμως μεγάλη μικροσεισμική δράση σε βάθη 6-8 km (Bernard *et al.*, 2006). Έχει μήκος 9±2 km και πλάτος 7±1 km, υποδηλώνοντας ένα σεισμικό δυναμικό της τάξεως μεγέθους 5.6 – 6.2. Το ρήγμα αυτό μπορεί να διαρρηχθεί κατά την ενεργοποίηση κάποιου από τα γειτονικά ρήγματα του Ψαθόπυργου ή του Αιγίου, όπου η ταυτόχρονη διάρρηξη τους θα μπορούσε να προκαλέσει ένα σεισμό μεγέθους 6.2 – 6.7. Κατά αυτό τον τρόπο είναι πιθανό να είχε διαρρηχθεί στους σεισμούς του 1748 ή 1817 μαζί με το ρήγμα του Αιγίου.

Το *ρήγμα του Αγίου* έχει μήκος 12 km (Koukouvelas, 1998) και πλάτος 10 ± 2 km (Bernard *et al.*, 2006) , ενώ στην επιφάνεια εμφανίζει κλίση 60° προς βορά (Pantosti *et al.*, 2004a). Στα ανατολικά εμφανίζει μια μορφολογική έξαρση 25 m , που στο κεντρικό τμήμα του ρήγματος εμφανίζεται να είναι 200 m , για να μειωθεί στα 45 m στην περιοχή του Αγίου Κωνσταντίνου. Ο Koukouvelas (1998) διαχωρίζει το ρήγμα του Αγίου σε τρία μορφοτεκτονικά τμήματα 2 - 8 km το καθένα , τα οποία είναι από ανατολή προς δύση το ρήγμα Σταφιδάλωνα , το ρήγμα του Αγίου και το ρήγμα του Αγίου Κωνσταντίνου. Μια πιθανή προέκταση του ρήγματος κατά 3 km προς τα ανατολικά απεικονίζεται σε υποθαλάσσιες μελέτες με σόναρ (Soter & Katsonopoulou, 1999). Χρονολόγηση ισοτόπων οξυγόνου θαλάσσιων αναβαθμίδων που βρίσκονται στο ανερχόμενο τέμαχος του ρήγματος υποδεικνύουν ρυθμούς μετατόπισης 1.2 mm yr^{-1} (De Martini *et al.*, 2004). Οι Pantosti *et al.*, (2004a) , ύστερα από έρευνες στην επιφάνεια του ρήγματος (trenching) , διαπίστωσαν πολλά παλαιοσεισμολογικά γεγονότα με μια μέση περίοδο επανάληψης 360 yr και ολίσθηση της επιφάνειας από 0.4 έως 0.7 m , που αντιστοιχούν σε σεισμικά γεγονότα μεγέθους 5.8 – 6.2. Οι σεισμοί του 1748 ή 1817 μπορεί να συνδέονται με διάρρηξη στο ρήγμα του Αγίου , ενώ στο σεισμό του 1995 παρατηρήθηκαν σπασίματα στην επιφάνεια κοντά στο ίχνος του ρήγματος στο κεντρικό και δυτικό τμήμα του , μέγιστης κατακόρυφης μετατόπισης 3 cm (Koukouvelas, 1998).

Το *ρήγμα της Ελίκης* , σύμφωνα με την επιφανειακή του εμφάνιση , έχει μήκος ~ 25 km , είναι όμως πιθανό να συνεχίζεται υποθαλάσσια προς τα ανατολικά (Stewart & VitaFinzi, 1996). Εμφανίζει μια μέση φορά $N100^\circ$ και γωνίες βύθισης 55° - 65° προς βορά , ενώ ένα καλά διαμορφωμένο ρηξιγενές κάτοπτρο αναγνωρίζεται μεταξύ του ποταμού Μεγανίτη και της κοινότητας της Παραλίας Πλατανούς (από Δ προς Α). Το ρήγμα της Ελίκης αποτελεί ουσιαστικά μια ρηξιγενή ζώνη η οποία αποτελείται από μικρότερα κανονικά ρήγματα. Το ανατολικό και δυτικό ρήγμα της Ελίκης αποτελούν τα δύο κυριότερα τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης με μήκος 13 km και 9 km αντίστοιχα , τα οποία διαχωρίζονται μεταξύ τους από μια ζώνη διάτμησης μήκους ~ 2 km (Pavlidis *et al.*, 2004). Το ανατολικό ρήγμα ενεργοποιήθηκε στο μεγάλο σεισμικό γεγονός του 1861 , με επιφανειακή διάρρηξη 1 m (Schmidt, 1879). Το δυτικό ρήγμα της Ελίκης εμφανίζεται σήμερα ανενεργό με βάση τη μικροσεισμικότητα (Bernard *et al.*, 2006) , αποτελέσματα που συμφωνούν με γεωλογικές μελέτες από τους Pantosti *et al.* (2004a) και Flotté (2003) , οι οποίοι παρατηρούν πως το δυτικό ρήγμα είναι ανενεργό ή επιδεικνύει πολύ μικρούς ρυθμούς ολίσθησης. Το δυτικό ρήγμα εμφανίζεται επομένως "κλειδωμένο" , ίσως και από την ανάπτυξη προς τα δυτικά του ρήγματος των Καμαρών που εμφανίζει μεγάλη μικροσεισμική δραστηριότητα (Bernard *et al.*, 2006). Η ηλικία της ρηξιγενούς ζώνης της Ελίκης υπολογίζεται στα 300-325 kyr με ρυθμούς ολίσθησης 2 mm/yr (Pantosti *et al.*, 2002) , ενώ για ρυθμούς ολίσθησης 5 mm/yr (Armijo *et al.*, 1996; De Martini *et al.*, 2002) υπολογίζεται μια ηλικία στα 120-130 kyr. Η τελευταία ηλικία είναι σύμφωνη και με τη χρονολόγηση θαλάσσιων αναβαθμίδων (125 kyr) από τους Armijo *et al.*, (1996) και De Martini *et al.*, (2002).

Η *ρηξιγενής ζώνη της Μαμουσσιάς-Πυργακίου* αποτελεί μια κύρια μορφοτεκτονική δομή στην περιοχή με μήκος ~30 km και γωνίες βύθισης 50°-55° προς βορά. Η μέση φορά της είναι N^o95-100 και εμφανίζει μορφολογικές εξάρσεις έως και 300 m με συνολικό άλμα 800-1000 m (Ghisetti *et al.*, 2001; Micarelli & Moretti, 2002). Η κύρια δράση της ρηξιγενούς αυτής ζώνης φαίνεται να τοποθετείται στο Πλειόκαινο-Πλειστόκαινο (Ghisetti *et al.*, 2001; Micarelli & Moretti, 2002) , ενώ σήμερα εμφανίζεται σχεδόν ανενεργή με μειωμένη μικροσεισμική δραστηριότητα σε βάθη 5-10 km (Bernard *et al.*, 2006).

Προς τα νότια εμφανίζονται οι *ρηξιγενείς ζώνες των Δούμενων και των Καλαβρύτων* οι οποίες εμφανίζονται ανενεργές σήμερα επιδεικνύοντας χαμηλού βαθμού μικροσεισμικότητα. Το μέτωπο της ρηξιγενούς ζώνης των Δούμενων εκτίθεται στην επιφάνεια της περιοχής και υπολογίζεται πως έχει συνολική μετατόπιση της τάξεως των 2 km (Collier & Jones, 2003). Η ρηξιγενής ζώνη των Καλαβρύτων οριοθετεί στα νότια τη ρηξιγενή τάφρο του Κορινθιακού και αντιστοιχεί στη ζώνη αποκόλλησης του Χελμού όπως περιγράφεται από τον Sorel (2000).

Το *ρήγμα του Ξυλοκάστρου* είναι η κύρια επιφανειακή ρηξιγενής ζώνη του κεντρικού τμήματος του νότιου περιθωρίου με μήκος ~15 km. Κλίνει με γωνίες 50°-70° προς Β-ΒΑ , ενώ το ανερχόμενο τέμαχος προς τα νότια σχηματίζει μια εντυπωσιακή μορφολογική έξαρση ύψους 1175 m (Place *et al.*, 2007). Σύμφωνα με τους Armijo *et al.* (1996) η ζώνη αυτή εμφανίζει μεγαλύτερο μήκος καθώς προεκτείνεται υποθαλάσσια έως τη χερσόνησο της Περαχώρας στα ανατολικά. Άλλες μελέτες δεν συμφωνούν με τη επέκταση της ζώνης αυτής προς τα ανατολικά και τη διαχωρίζουν από τη ρηξιγενή ζώνη που εκτείνεται υποθαλάσσια και παράλληλα με την ακτογραμμή (Stefatos *et al.*, 2002; Moretti *et al.*, 2003). Η παλαιοχρονολόγηση κονιάματος ασβεστίτη χρησιμοποιώντας ανάλυση Th/U (Flotté *et al.*, 2001; Causse *et al.*, 2004) υπέδειξε δύο περιόδους δραστηριοποίησης του ρήγματος , η πρώτη για μια περίοδο από 0.6 έως 1 Ma και η δεύτερη πριν από ~110.000 χρόνια.

Το βόρειο περιθώριο της λεκάνης του Κορινθιακού κόλπου εμφανίζεται σήμερα σχετικά παθητικό , με την εμφάνιση κανονικών αντιθετικών ρηγμάτων που κλίνουν προς νότο και εμφανίζουν γενική διεύθυνση Α-Δ. Κάποια από αυτά , όπως το *ρήγμα των Δελφών* , εμφανίζονται να είναι ακόμα ενεργά. Η δραστηριότητα του ρήγματος των Δελφών έχει καταγραφεί στη διάρκεια των 3000 τελευταίων χρόνων από τις επαναλαμβανόμενες καταστροφές που είχαν προκληθεί στο ιερό των Δελφών και τους περιβάλλοντες ναούς από σεισμούς που είναι γνωστοί από αρχαιολογικά δεδομένα και αρχεία παλαιότερων ετών (Piccardi, 2000). Κάποια μικρότερα κανονικά ρήγματα έχουν αναγνωρισθεί στην επιφάνεια της χερσονήσου του Μακρινικόλα (μεταξύ των κόλπων της Ιτέας και των Αντικύρων) , ενώ στη *νήσο των Τριζονίων* εμφανίζονται κάποια κανονικά ρήγματα που είναι κυρίως υποθαλάσσια. Το κυριότερο επιφανειακό ρήγμα εμφανίζεται στο κεντρικό τμήμα του νησιού όπου σχηματίζει μια μορφολογική έξαρση 300 m με κλίση προς βορά , ενώ η μορφολογία των ακτών του νησιού υποδηλώνει την ύπαρξη ενός υποθαλάσσιου ρήγματος που κλίνει προς νότο

(Moretti *et al.*, 2003). Το ρήγμα αυτό αναγνωρίστηκε και από εικόνες σεισμικών τομών (Stefatos *et al.*, 2002; Lykousis *et al.*, 2007) και αποτελεί μια κύρια ρηξιγενή δομή η οποία ελέγχει τις διεργασίες υποβύθισης στον υποθαλάσσιο χώρο του ΒΔ Κορινθιακού κόλπου. Η νήσος των Τριζονίων , καθώς και η μικρή νήσος που βρίσκεται στα ανατολικά της , εμφανίζονται να είναι δευτερεύουσες δομές τεκτονικών κεράτων μέσα στην Κορινθιακή τάφρο.

Οι *υποθαλάσσιες ρηξιγενείς δομές* του Κορινθιακού κόλπου αναγνωρίστηκαν και χαρτογραφήθηκαν από μελέτες σεισμικών διασκοπήσεων (Stefatos *et al.*, 2002; Sachpazi *et al.*, 2003; McNeill *et al.*, 2005b; Sakellariou *et al.*, 2007; Lykousis *et al.*, 2007; Bell *et al.*, 2008). Οι κύριες από αυτές τις ρηξιγενείς ζώνες ελέγχουν ουσιαστικά το σύγχρονο περιθώριο της Κορινθιακής λεκάνης (Papanikolaou *et al.*, 1997; Stefatos *et al.*, 2002). Τα υποθαλάσσια ρήγματα εμφανίζουν παρόμοια μήκη και δομή με τα ρήγματα που εμφανίζονται στις ηπειρωτικές περιοχές που περιβάλλουν τη λεκάνη. Διατάσσονται κλιμακωτά (*en échelon*) με γενική διεύθυνση Α-Δ και φορά βύθισης προς Ν και Β του βορείου και νοτίου περιθωρίου αντίστοιχα.

Στο ΝΔ υποθαλάσσιο χώρο αναγνωρίστηκαν 4 κύρια ρήγματα , *τα ρήγματα Βαλιμίτικα , Διακοφτού , Ακράτας και Αιγίρας* (Stefatos *et al.*, 2002) από δυτικά προς ανατολικά αντίστοιχα. Τα μήκη τους κυμαίνονται από 3.3 km έως 5 km και εμφανίζουν διευθύνσεις από ΔΝΔ-ΑΒΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ. Τα προς βορά βυθιζόμενα πρηνή των ρηγμάτων εμφανίζουν ύψη που κυμαίνονται από 150 m στα δυτικά έως 280 m στα ανατολικά. Το σημαντικότερο από αυτά είναι το ρήγμα της Ακράτας το οποίο εμφανίζει συνολική κατακόρυφη μετατόπιση >440 m (Stefatos *et al.*, 2002). Το ρήγμα αυτό θεωρείται πως είναι η προς ανατολάς υποθαλάσσια επέκταση του ανατολικού τμήματος της ρηξιγενούς ζώνης της Ελίκης , η οποία ενεργοποιήθηκε στο σεισμό του 1861.

Στο ΒΔ υποθαλάσσιο χώρο του κόλπου εμφανίζονται τρία κύρια ρήγματα τα οποία από δυτικά προς τα ανατολικά είναι *το ρήγμα των Τριζονίων , το ρήγμα της Ψαρομούτας και το ρήγμα της Ερατινής* με μήκη 4.5 km , 3.4 km και 11.1 km αντίστοιχα (Stefatos *et al.*, 2002). Τα ρήγματα αυτά εμφανίζουν μια κλιμακωτή διάταξη (*en échelon*) προς τα ανατολικά. Το σημαντικότερο από αυτά είναι το ρήγμα της Ερατινής με μια συνολική κατακόρυφη μετατόπιση >480 m. Παράλληλα με το ρήγμα της Ερατινής εμφανίζεται ένα ρήγμα με φορά βύθισης προς βορά (το βόρειο ρήγμα της Ερατινής σύμφωνα με τους Bell *et al.*, (2008)). Τα δυο αυτά ρήγματα σχηματίζουν μια υποθαλάσσια γεωμορφή τεκτονικού κέρατος. Το βόρειο και νότιο ρήγμα της Ερατινής υπολογίζεται ότι εμφανίζουν ρυθμούς ολίσθησης ~0.9 mm/yr και ~1.4 mm/yr αντίστοιχα (Bell *et al.*, 2008).

Στο νότιο υποθαλάσσιο περιθώριο του κεντρικού Κορινθιακού κόλπου εμφανίζεται η μεγαλύτερη ρηξιγενής ζώνη του νότιου περιθωρίου , η οποία αντιστοιχεί με τη ρηξιγενή ζώνη της Κορίνθου των Stefatos *et al.* (2002) και την υποθαλάσσια προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης του Ξυλοκάστρου των Armijo *et al.* (1996). Εκτείνεται παράλληλα με την ακτογραμμή σε διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ για μήκος ~26 km. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη προκαλεί στον υποθαλάσσιο χώρο μια μορφολογική έξαρση ~580 m και οριοθετεί τη βάση της λεκάνης , ενώ το

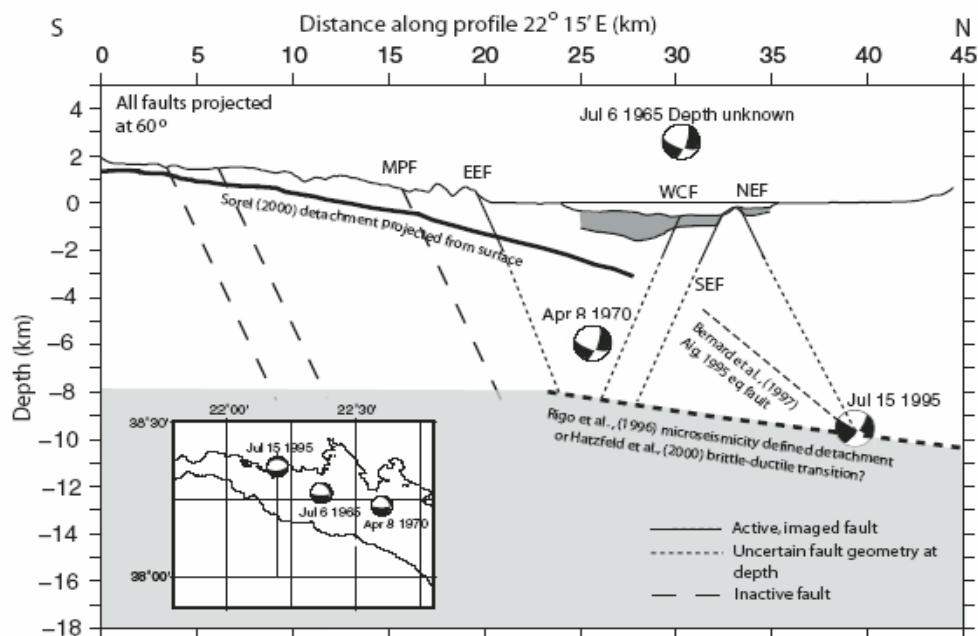
συνολικό κατακόρυφο άλμα της ξεπερνάει τα 650 m (Stefatos *et al.*, 2002). Στην οροφή του ρήγματος αναγνωρίζονται υποθαλάσσια φαράγγια (canyons) που αντιστοιχούν στην υποθαλάσσια προέκταση και διάβρωση των ποταμών Σύθα , Αγιουργίτικος και Φόνισσα. Τα φαράγγια αυτά εμφανίζουν υψηλούς ρυθμούς διάβρωσης και κλίσεις μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες ηπειρωτικές (Ferentinos *et al.*, 1988) , δεδομένα που υποδεικνύουν υψηλούς ρυθμούς ολίσθησης της ρηξιγενούς ζώνης.

Τα βόρεια αντιθετικά ρήγματα της ρηξιγενούς ζώνης της Κορίνθου αποτελούν το **δυτικό και ανατολικό ρήγμα της Αντικύρας** , τα οποία οριοθετούν τη βάση της λεκάνης προς τα βόρεια. Τα δύο αυτά ρήγματα είναι τα μεγαλύτερα του βόρειου υποθαλάσσιου περιθωρίου του κόλπου με μήκη 11.5 km και 16.7 km αντίστοιχα (Stefatos *et al.*, 2002). Εμφανίζουν μια μέση διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και γωνία βύθισης $\sim 65^\circ$ προς νότο. Τα κατακόρυφα άλματα του δυτικού και ανατολικού ρήγματος των Αντικύρων ξεπερνούν αντίστοιχα τα 450 m και 650 m.

Οι ρυθμοί ανύψωσης της ακτογραμμής του νοτίου περιθωρίου του κόλπου στο Πλειστόκαινο αντιστοιχούν σε πιθανούς ρυθμούς ολίσθησης των ρηξιγενών ζωνών της τάξεως 4–11 mm/yr (Armijo *et al.*, 1996; McNeill *et al.*, 2005a). Λίγο υψηλότεροι είναι οι ρυθμοί ανύψωσης στο Ολόκαινο (π.χ. από εγκοπές που δημιουργεί το σπάσιμο των κυμάτων , Pirazzoli *et al.*, 1994) , υποδεικνύοντας μια πρόσφατη αύξηση του ρυθμού παραμόρφωσης (Leeder *et al.*, 2003; McNeill & Collier, 2004; Pirazzoli *et al.*, 2004). Εμφανίζεται επίσης μια ασυμφωνία μεταξύ των ρυθμών επιμήκυνσης του δυτικού κόλπου (~ 15 mm/yr; Davies *et al.*, 1997; Clarke *et al.*, 1998; Briole *et al.*, 2000) και των ρυθμών ολίσθησης των ενεργών ρηξιγενών ζωνών που εμφανίζονται στην επιφάνεια (Pantosti *et al.*, 1996; Collier *et al.*, 1998; McNeill & Collier, 2004; De Martini *et al.*, 2005; McNeill *et al.*, 2005a). Μια εξήγηση της ασυμφωνίας αυτής είναι ότι η δραστηριότητα των υποθαλάσσιων ρηγμάτων συμβάλλει σημαντικά στη διαμόρφωση των σημερινών ρυθμών επιμήκυνσης του κόλπου (Brooks & Ferentinos, 1984; Stefatos *et al.*, 2002; Moretti *et al.*, 2003; Sachpazi *et al.*, 2003; McNeill *et al.*, 2005b).

Η γεωμετρία των ρηξιγενών ζωνών με το βάθος στο δυτικό τμήμα του Κορινθιακού κόλπου εμφανίζει αβεβαιότητα ως προς το μηχανισμό της. Η μικροσεισμική δραστηριότητα στην περιοχή εμφανίζει υψηλή συγκέντρωση σε μια περιορισμένη ζώνη βάθους 6-10 km και κατανέμεται σε μια επιφάνεια που βυθίζεται $\sim 15^\circ$ προς βορά (Rigo *et al.*, 1996). Οι Rigo *et al.* (1996) υποστηρίζουν ότι η κατανομή της μικροσεισμικότητας συνδέεται με ένα ενεργό ρήγμα μικρής γωνίας βύθισης ή με μια ζώνη αποκόλλησης μικρής γωνίας βύθισης που εκτείνεται σε βάθος 9-11 km (εικόνα 3.7). Οι Gautier *et al.* (2006) επίσης υποστηρίζουν την κατανομή της μικροσεισμικότητας σε μια επιφάνεια βάθους 8-10 km και γωνίας βύθισης 10° - 20° . Η ύπαρξη ενεργών ρηγμάτων μικρής γωνίας βύθισης επιβεβαιώνεται από την ανάλυση της συγκέντρωσης της μικροσεισμικότητας (Rietbrock *et al.*, 1996) και τη μελέτη μετασεισμικών ακολουθιών μεγάλων σεισμικών γεγονότων όπως του σεισμού του Γαλαξειδίου (Hatzfeld *et al.*, 1996) και του σεισμού του Αιγίου (Bernard *et al.*, 1997).

Αντιθέτως ο Sorrel (2000) προτείνει ένα μοντέλο στο οποίο μια ενεργή ρηξιγενής ζώνη αποκόλλησης (ρηξιγενή ζώνη Χελμού) αντιπροσωπεύει την κύρια δομή επιμήκυνσης της τάφρου, όπου τα υπόλοιπα κανονικά λιστρικά ρήγματα που εμφανίζονται στην επιφάνεια αποτελούν δευτερεύουσες δομές που ενώνονται σε μικρά βάθη με τη κύρια ζώνη αποκόλλησης (εικόνα 3.7). Οι Collier & Jones (2003) προτείνουν πως η ύπαρξη της ρηξιγενούς αυτής ζώνης μικρής γωνίας βύθισης οφείλεται σε περιστροφή μιας αρχικής ρηξιγενούς ζώνης υψηλής γωνίας βύθισης. Οι Taylor *et al.* (2003) προτείνουν την ύπαρξη μιας επιφάνειας αποκόλλησης υποθαλάσσια με γωνίες βύθισης 10°-20°, βασισμένοι σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Οι Hatzfeld *et al.* (2000) προτείνουν εναλλακτικά, πως η συγκέντρωση της σεισμικότητας σε βάθη 8-12 km σχετίζεται ουσιαστικά με την μετάβαση από τη σεισμική στην ασεισμική ζώνη στο όριο θραύσης – παραμόρφωσης των πετρωμάτων.



Εικόνα 3.7: Σύνοψη των στοιχείων που αφορούν τη γεωμετρία και τη συσχέτιση των ρηγμάτων του δυτικού Κορινθιακού με το βάθος. Το ένθετο παραθέτει τη θέση της τομής και τα επίκεντρα των σεισμών με $M > 5$ των τελευταίων χρόνων στην περιοχή από τους Ambraseys & Jackson (1990) και Bernard *et al.* (1997). Τα ρήγματα που προβάλλονται στο νότιο περιθώριο είναι από τους Collier & Jones (2003) και τα υποθαλάσσια ρήγματα από τους Bell *et al.* (2008). Τα ρήγματα προβάλλονται με γωνίες 60° έως το όριο της ζώνης θραύσης-παραμόρφωσης των πετρωμάτων με διακεκομμένη γραμμή. Η θέση της ζώνης αποκόλλησης των Sorrel (2000) και Rigo *et al.* (1996) προβάλλεται στην επιφάνεια της ζώνης αυτής. Απεικονίζεται επίσης το προτεινόμενο επίπεδο του ρήματος του σεισμού του Αιγίου από τους Bernard *et al.* (1997) (από Bell *et al.*, 2008).

3.2.3.2 Τεκτονικά χαρακτηριστικά του ανατολικού Κ.κ.

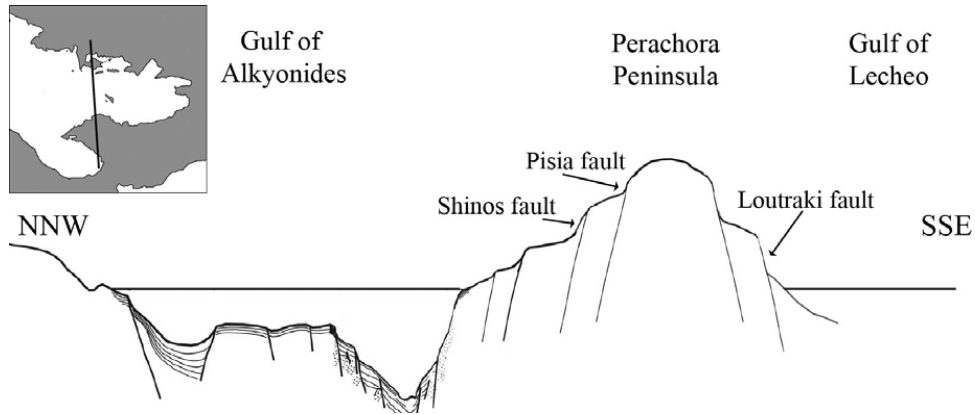
Στον ανατολικό Κορινθιακό κόλπο η κίνηση μετατίθεται μέσω ρηξιγενούς τεκτονισμού βόρεια από την πόλη της Κορίνθου , στη χερσόνησο της Περαχώρας (Vita-Finzi & King, 1985). Ο ανατολικός Κορινθιακός κόλπος φαίνεται να παρουσιάζει μια πιο περίπλοκη τεκτονική δομή , με πλήθος ενεργών ρηγμάτων που σχηματίζουν μια σειρά ρηξιγενών υβωμάτων και βυθισμάτων που εναλλάσσονται μεταξύ τους (εικόνα 3.8). Τα ρήγματα αυτά φαίνεται να έχουν λιστρικό χαρακτήρα και δημιουργούν τα τεκτονικά βυθίσματα της λεκάνης των Αλκυονίδων και του Λεχαιού κόλπου , μεταξύ των οποίων παρεμβάλλεται το τεκτονικό κέρας της Περαχώρας .

Το τεκτονικό κέρας της Περαχώρας αποτελεί μια μεγάλης κλίμακας μακροδομή , η οποία αναπτύσσεται ανάμεσα στο τεκτονικό βύθισμα του κόλπου των Αλκυονίδων στα βόρεια και τα τεκτονικά βυθίσματα του Λεχαιού κόλπου και της λεκάνης της Ανατολικής Κορίνθου στα νότια (εικόνα 3.8). Στην περιοχή αυτή εμφανίζονται ενεργές δομές που συμβάλλουν καθοριστικά στη διαμόρφωση και εξέλιξη του ανατολικού τμήματος του κόλπου. Από κινηματική άποψη , το τεκτονικό κέρας της Περαχώρας περιστρέφεται γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ προς τα ΒΑ (Mariolakos & Papanikolaou, 1981). Ταυτόχρονα η ίδια νεοτεκτονική μακροδομή περιστρέφεται γύρω από οριζόντιο άξονα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ προς τα ΝΑ (Mariolakos & Papanikolaou, 1981; Leeder et al., 1991).

Το νότιο περιθώριο του τεκτονικού κέρατος της Περαχώρας καθορίζεται από δυο παράλληλες κανονικές ρηξιγενείς ζώνες γενικής διεύθυνσης Α-Δ , **τη ρηξιγενή ζώνη Λουτρακίου-Αγ. Κυριακής** και αμέσως βορειότερα **τη ρηξιγενή ζώνη του Οσίου Παταπίου** (εικόνες 3.8 , 3.9). Η ρηξιγενής ζώνη του Λουτρακίου είναι η κύρια δομή με μήκος 15 km και οριοθετεί τους αλπικούς σχηματισμούς των Γερανείων στα βόρεια από τη λεκάνη της Ανατολικής Κορίνθου και τους μεταλπικούς σχηματισμούς της ευρύτερης περιοχής του Ισθμού στα νότια . Οι κλίσεις της επιφάνειας κυμαίνονται στις 60^ο-70^ο προς νότο ενώ εμφανίζει άλμα αρκετά μεγαλύτερο των 150 m .Η δομή αυτή συνεχίζεται υποθαλάσσια προς τα δυτικά έως το ακρωτήριο του Ηραίου (Roberts & Jackson, 1991). Η ρηξιγενής ζώνη του Οσίου Παταπίου προσανατολίζεται παράλληλα με τη ρηξιγενή ζώνη Λουτρακίου-Αγ. Κυριακής , εμφανίζει τα ίδια γεωμετρικά χαρακτηριστικά με αυτή και συμμετέχει και αυτή στη διαμόρφωση και εξέλιξη του νότιου περιθωρίου του ρηξιτέμαχους της Περαχώρας . Σε προηγούμενους γεωτεκτονικούς χάρτες της χερσονήσου της Περαχώρας (Armijo et al., 1996) τα ρήγματα αυτά θεωρούνται ενεργά , ενώ άλλες μελέτες (Leeder et al., 2005) υποστηρίζουν ότι τα ρήγματα αυτά δεν έχουν ενεργοποιηθεί στο Ολόκαινο με βάση τις γεωλογικές ενδείξεις.

Ένα δεύτερο σύστημα που κλίνει προς βορά οριοθετεί στα νότια τη λεκάνη ανατολικής Κορίνθου (εικόνα 3.4). Το σύστημα αυτό αποτελείται από τρεις παράλληλες **ρηξιγενείς ζώνες των Κεχριών , του Αγ. Βασιλείου-Ρυτού και των Ονείων** προς νότο αντίστοιχα , γενικής διεύθυνσης Α-Δ και μεταξύ τους απόσταση ~4 km. Τα ρήγματα αυτά δημιουργούν μορφολογικές εξάρσεις ύψους 300-500 m στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους. Αρκετά γεωλογικά στοιχεία

υποδεικνύουν πως το σύστημα του τεκτονικού κέρατος της Περαχώρας εμφανίζει μεγαλύτερη δραστηριότητα από το νοτιότερο σύστημα στη διάρκεια του Κατ. Τεταρτογενούς (Goldsworthy & Jackson, 2001).



Εικόνα 3.8: Τομή διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ του Κόλπου των Αλκυονίδων , της χερσονήσου της Περαχώρας και του Κόλπου του Λεχαιού (βασισμένη σε Stefatos *et al.*, 2002).

Στη ΒΑ απόληξη του Κορινθιακού κόλπου βρίσκεται το τεκτονικό βύθισμα της λεκάνης των Αλκυονίδων (εικόνες 3.4 , 3.9). Γεωλογικές και τεκτονικές μελέτες στην ανερχόμενη χερσόνησο της Περαχώρας (Mariolakos *et al.*, 1981; Jackson *et al.*, 1982; Bornovas *et al.*, 1984a, b; Collier & Gawthorpe, 1995; Pantosti *et al.*, 1996; Collier *et al.*, 1998) καθώς και θαλάσσιες γεωφυσικές μελέτες ευρείας κλίμακας (Papatheodorou & Ferentinos, 1993; Sakellariou *et al.*, 1998, 2001; Leeder *et al.*, 2002, 2005; Stefatos *et al.*, 2002; Moretti *et al.*, 2003) αποδεικνύουν την ασύμμετρη δομή του τεκτονικού βυθίσματος και τονίζουν τον κυρίαρχο ρόλο του νότιου τεκτονικού περιθωρίου στην εξέλιξη του κόλπου των Αλκυονίδων. Τα γεωλογικά στοιχεία υποδεικνύουν την έναρξη του ρηγματογόνου τεκτονισμού στο βόρειο περιθώριο της χερσονήσου της Περαχώρας πριν από 1 Ma , παράλληλα με την αδρανοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης του Πατέρα με N-ΝΔ βύθιση , που αποτελεί την κύρια ρηξιγενή δομή του περιθωρίου του τεκτονικού βυθίσματος των Μεγάρων προς στα ανατολικά (Leeder *et al.*, 1991).

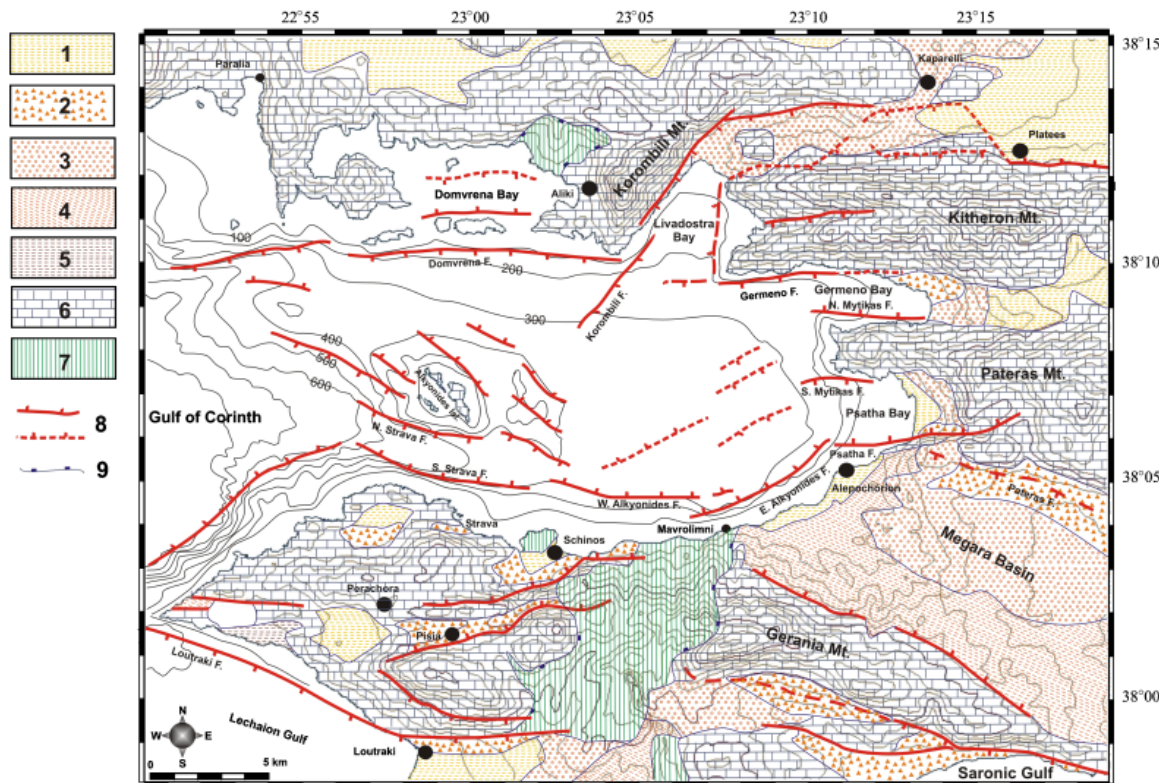
Οι κύριες ρηξιγενείς δομές που οριοθετούν στα βόρεια το τεκτονικό κέρα της Περαχώρας είναι *οι ρηξιγενείς ζώνες των Πισίων , του Σχίνου και της Ψάθας*. Η ρηξιγενής ζώνη των Πισίων είναι μια σύνθετη πολυκερματισμένη ρηξιγενής ζώνη κανονικού χαρακτήρα με διεύθυνση που μεταβάλλεται από ΔΝΔ-ΑΒΑ στο ανατολικό της τμήμα , σε ΔΒΔ στα δυτικά. Το συνολικό της μήκος είναι 16 km ενώ κατά μήκος της εμφανίζονται εντυπωσιακά ρηξιγενή κάτοπτρα. Εμφανίζει φορά βύθισης προς βορά με κλίσεις 40°-65°. Κατά τους σεισμούς των Αλκυονίδων το 1981 ενεργοποιήθηκε το μεγαλύτερο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης (Jackson *et al.*, 1982) με επιφανειακές διαρρήξεις που στο κεντρικό τμήμα της έφτασαν το 1.5 m. Αμέσως βορειότερα από τη ρηξιγενή ζώνη των Πισίων και

σχεδόν παράλληλα με αυτήν , βρίσκεται η ρηξιγενής ζώνη του Σχίνου .Οι δύο αυτές ρηξιγενείς ζώνες έχουν δημιουργήσει μια μορφολογική έξαρση 1100 m στο ανερχόμενο τέμαχος της χερσονήσου. Η ζώνη αυτή εμφανίζει κανονικό χαρακτήρα και κλίνει προς βορά με γωνίες βύθισης 45°-65°. Εμφανίζει διεύθυνση από Α-Δ έως ΔΝΔ-ΑΒΑ στο ανατολικό της τμήμα ενώ το συνολικό της μήκος είναι ~10 km. Πρόκειται για μια από τις ρηξιγενείς ζώνες που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια των σεισμών των Αλκυονίδων το 1981 με επιφανειακές διαρρήξεις που στο κεντρικό τμήμα ήταν της τάξεως των 30-60 cm , ενώ στο ανατολικό τμήμα μεγαλύτερες του 1 m (Jackson *et al.*, 1982; Pantosti *et al.*, 1996 ; Collier *et al.*, 1998). Εκτός των επιφανειακών διαρρήξεων , επεισοδιακά φαινόμενα υποβύθισης κατά μήκος της ακτογραμμής του Σχίνου περιγράφηκαν κατά τα γεγονότα του 1981 (Jackson *et al.*, 1982 ; Hubert *et al.*, 1996). Παλαιοσεισμολογικές ενδείξεις στο ανατολικό τμήμα του ρήγματος έδειξαν ότι η συχνότητα επανάληψης σεισμών όμοιων του 1981 είναι 330 χρόνια (Pantosti *et al.*, 1996; Collier *et al.*, 1998) ενώ η συνολική μετατόπιση στην επιφάνεια του ρήγματος είναι 1.42-1.60 km σε περίοδο >0.6 Ma (Leeder *et al.*, 2005). Η ρηξιγενής ζώνη των Πισίων , όπως και αυτή του Σχίνου , είναι σχετικά νεότερες δομές , με περίοδο δράσης 1 Ma (Collier *et al.*, 1992; Leeder & Jackson, 1993). Το ρήγμα της Ψάθας βρίσκεται στη ΝΑ απόληξη του κόλπου των Αλκυονίδων (εικόνα 3.9). Το μήκος του στην επιφάνεια είναι 7.7 km (Morewood & Roberts, 2002) με πιθανή την υποθαλάσσια επέκταση του προς τα δυτικά σε μήκος 1.5 km (Leeder *et al.*, 2002). Το ρήγμα είναι ενεργό στο Ολόκαινο (Leeder *et al.*, 2005) με ρυθμό ανύψωσης 0.3 mm/yr τα τελευταία 7 ka (Leeder *et al.*, 1991). Από νεότερες μελέτες προκύπτει παρόμοιος ρυθμός ανύψωσης (0.24±0.05 mm/yr) για τα τελευταία 83 ka (Leeder *et al.*, 2005).

Στον υποθαλάσσιο χώρο ΒΔ της χερσονήσου της Περαχώρας εμφανίζεται **το ρήγμα της Περαχώρας** (Papatheodorou & Ferentinos, 1993; Stefatos *et al.*, 2002) (εικόνα 3.9). Η ρηξιγενής αυτή δομή διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ έχει μήκος ~11.2 km και σχηματίζει μια υποθαλάσσια μορφολογική έξαρση 600 m , ενώ το συνολικό κατακόρυφο άλμα της υπολογίζεται >1000 m (Stefatos *et al.*, 2002).

Το νότιο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος της λεκάνης των Αλκυονίδων καθορίζουν τρία κύρια ρήγματα γενικής διεύθυνσης Α-Δ (Papatheodorou & Ferentinos, 1993; Stefatos *et al.*, 2002; Sakellariou *et al.*, 2007). Τα ρήγματα αυτά είναι **το ρήγμα των Στραβών** και **τα ρήγματα των δυτικών και ανατολικών Αλκυονίδων**, από δυτικά προς τα ανατολικά αντίστοιχα , με παρόμοια μήκη 6.6 - 7.8 km (εικόνα 3.9). Το ρήγμα των Στραβών (κατά Papatheodorou & Ferentinos, 1993; Stefatos *et al.*, 2002; Leeder *et al.*, 2002, 2005) έχει φορά 100°N-110°E και γωνία βύθισης 40°-45° προς βορά. Οι Sakellariou *et al.*, (2007) εισάγουν τον όρο “νότιο ρήγμα των Στραβών” για να το διαχωρίσουν από το αντιθετικό του ρήγμα το βόρειο ρήγμα των Στραβών. Το δεύτερο εμφανίζει παρόμοια γεωμετρικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά με το πρώτο και μαζί σχηματίζουν το τεκτονικό βύθισμα των Στραβών με μήκος 8 km και πλάτος 2 km , ενώ το βάθος του αυξάνεται από 320 m στα ανατολικά στα 600 m στα δυτικά (Sakellariou *et al.*, 2007). Το δυτικό ρήγμα των Αλκυονίδων έχει μήκος 7 km και κλίνει προς βορά

με γωνίες 25°-30° (Sakellariou *et al.*, 2007). Το ανατολικό ρήγμα των Αλκυνιδών έχει φορά N50-60° και κλίνει με γωνία 45° προς τα ΒΔ (Sakellariou *et al.*, 2007). Το ρήγμα αυτό δεν συνδέεται με το ρήγμα της Ψάθας σύμφωνα με τους Leeder *et al.* (2002) και Leeder *et al.* (2005) , ενώ σύμφωνα με τους ίδιους ερευνητές το ρήγμα αυτό είναι ενεργό στο Ολόκαινο.



Εικόνα 3.9: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του κόλπου των Αλκυνιδών. Τα υποθαλάσσια ρήγματα σχεδιάσθηκαν με βάση τη μελέτη των Sakellariou *et al.* (2007). Η γεωλογία της περιοχής είναι βασισμένη στους γεωλογικούς χάρτες του ΓΓΜΕ , 1:50.000 , φύλλα Περαχώρα , Καπαρέλλιον , Ερυθραί , Κόρινθος , Σοφικό , Μέγαρα. (1) Αλλουβιακές αποθέσεις, (2) Κώνιοι κορημάτων, (3) Πλειστοκαινικές αποθέσεις κροκαλοπαγών , ψαμμιτών και αργίλων, (4) Πλειοκαινικές λιμναίες μάργες και αδιαίρετα κροκαλοπαγή, (5) Αν. Κρητιδικός-φλύσχης παλαιοκαινικός, (6) Αδιαίρετο Τριαδικό-Κρητιδικό ασβεστόλιθοι και δολομίτες, (7) Βασικά οφιολιθικά πετρώματα, (8) Ενεργό ρήγμα ή τυφλό ενεργό ρήγμα, (9) Επώθηση (από Sakellariou *et al.*, 2007).

Στο βόρειο περιθώριο του κόλπου των Αλκυνιδών εμφανίζονται δύο κύρια αντιθετικά επιφανειακά ρήγματα , **το ρήγμα του Καπαρελλίου** και **το ρήγμα της Λιβαδώστρας** (εικόνα 3.9). Το ρήγμα του Καπαρελλίου εμφανίζει μήκος ~10 km και διαχωρίζεται σε δύο ισομεγέθη τμήματα , το ανατολικό και το δυτικό. Στην επιφάνεια του εμφανίζεται ένα ρηξιγενές κάτοπτρο ύψους 4-5 m. Το ρήγμα αυτό ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του τρίτου σεισμικού γεγονότος των σεισμών του 1981 με επιφανειακή διάρρηξη ~40 cm στην επιφάνεια του ρήματος (Jackson *et al.*, 1982). Τα στοιχεία που προκύπτουν από το ρηξιγενές κάτοπτρο στην επιφάνεια του ρήματος υποδεικνύουν την πρόσφατη ενεργοποίηση του πριν το

1981 , πιθανόν στο Ολόκαινο (Armijo *et al.*, 1992; Benedetti *et al.*, 2002). Οι Benedetti *et al.* (2003) , από μελέτες παλαιοχρονολόγησης των σεισμικών γεγονότων με μέτρηση του ^{36}Cl από την έκθεση στην κοσμική ακτινοβολία , υπολόγισαν τρία σεισμικά γεγονότα σε ηλικίες 20 ± 3 ka , 14.5 ± 0.5 ka και 10.5 ± 0.5 ka. Σύμφωνα με τα στοιχεία αυτά το ρήγμα είχε παραμείνει ανενεργό για μια περίοδο 10.000 χρόνων πριν από το 1981. Οι ίδιοι ερευνητές υποστηρίζουν την πιθανή ενεργοποίηση και του ρήγματος της Λιβαδώστρας κατά τη διάρκεια των τριών αυτών σεισμικών γεγονότων. Το ρήγμα της Λιβαδώστρας σχηματίζει μια μορφολογική έξαρση 400 m και αποτελεί μια κύρια δομή που ελέγχει τη μορφολογία της περιοχής. Μορφολογικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά υποδεικνύουν πως το ρήγμα αυτό είχε ενεργοποιηθεί πρόσφατα (Jackson *et al.*, 1982; Armijo *et al.*, 1992, 1996).

Το βόρειο περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος της λεκάνης των Αλκυονίδων καθορίζουν **τα υποθαλάσσια ρήγματα της Δόμβρνας και του Γερμενού** (ρήγμα Αιγόςθενας σύμφωνα με τους Stefatos *et al.* (2002)) (Sakellariou *et al.*, 2007) (εικόνα 3.9). Τα ρήγματα αυτά έχουν μήκη 11.8 km και 5.9 km αντίστοιχα (Stefatos *et al.*, 2002). Και τα δυο ρήγματα διατάσσονται παράλληλα με την ακτογραμμή , σε διεύθυνση Α-Δ και κλίνουν προς νότο. Προς τα νότια , στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης , **το ρήγμα του Δασκαλιού και το ρήγμα του Γλαρονησίου** (βόρειο ρήγμα Στραβών σύμφωνα με τους Sakellariou *et al.* (2007)) σχηματίζουν ένα τεκτονικό ύβωμα που δομεί τις νήσους των Αλκυονίδων (Stefatos *et al.*, 2002).

Τα ιζήματα που έχουν αποθεθεί κατά τη διάρκεια του κατ. Τεταρτογενούς στη λεκάνη των Αλκυονίδων εμφανίζουν μέγιστο πάχος 0.40-0.45 km και η συσχέτιση τους με τις εναλλαγές των παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων υποδεικνύει μια μέγιστη ηλικία 0.40 - 0.45 Ma για την έναρξη της υποβύθισης της λεκάνης (Sakellariou *et al.*, 2007). Από την άλλη πλευρά οι ακτές της χερσονήσου της Περαχώρας φαίνεται να ανυψώνονται , καθώς Ολοκαινικές ακτογραμμές βρίσκονται σήμερα ανυψωμένες στο Ηράιο και στο Μυλοκόπι υποδεικνύοντας συνεχείς ανυψωτικές κινήσεις κατά τα τελευταία 6400 χρόνια (Pirazzoli *et al.*, 1994; Stewart & Vita-Finzi, 1996). Θαλάσσιες αναβαθμίδες που εμφανίζονται στα ανυψωμένα τεμάχια των ρηγμάτων υποδηλώνουν επίσης την γενικότερη ανύψωση της περιοχής. Οι αναβαθμίδες αυτές περιέχουν πανίδα από κοράλλια *Cladocora* και δίθυρα *Lithophaga* τα οποία χρονολογήθηκαν και υποδεικνύουν ρυθμούς ανύψωσης 0.3 - 0.6 mm/yr τα τελευταία 300.000 χρόνια (Collier *et al.*, 1992; Pirazzoli *et al.*, 1994; Dia *et al.*, 1997). Τα στοιχεία αυτά επιβεβαιώνονται και από τα στοιχεία που προκύπτουν από την κινηματική των ρηγμάτων και τους ρυθμούς επιμήκυνσης της περιοχής του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου. Οι επιφάνειες των ρηγμάτων των Πισίων και του Σχίνου διερρήχθησαν στους σεισμούς του 1981 (Jackson *et al.*, 1982; Hubert *et al.*, 1996) και ο ρυθμός ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος του Σχίνου υπολογίστηκε σε $\sim 1-3$ mm/yr τα τελευταία 1000 χρόνια (Pantosti *et al.*, 1996; Collier *et al.*, 1998). Η εκτίμηση αυτή , μαζί με την εκτίμηση του ρυθμού ανύψωσης της περιοχής $\sim 0.3-0.6$ mm/yr που συνεπάγεται ρυθμούς ολίσθησης των ρηγμάτων της τάξεως $\sim 2-5$

mm/yr (Dia *et al.*, 1997) , υποδηλώνουν ότι οι ρυθμοί ολίσθησης στις επιφάνειες των ρηγμάτων εκφράζουν το συνολικό ρυθμό επιμήκυνσης της περιοχής , ο οποίος είναι στον κόλπο των Αλκυονίδων ~ 3 mm/yr (Clarke *et al.*, 1997a).

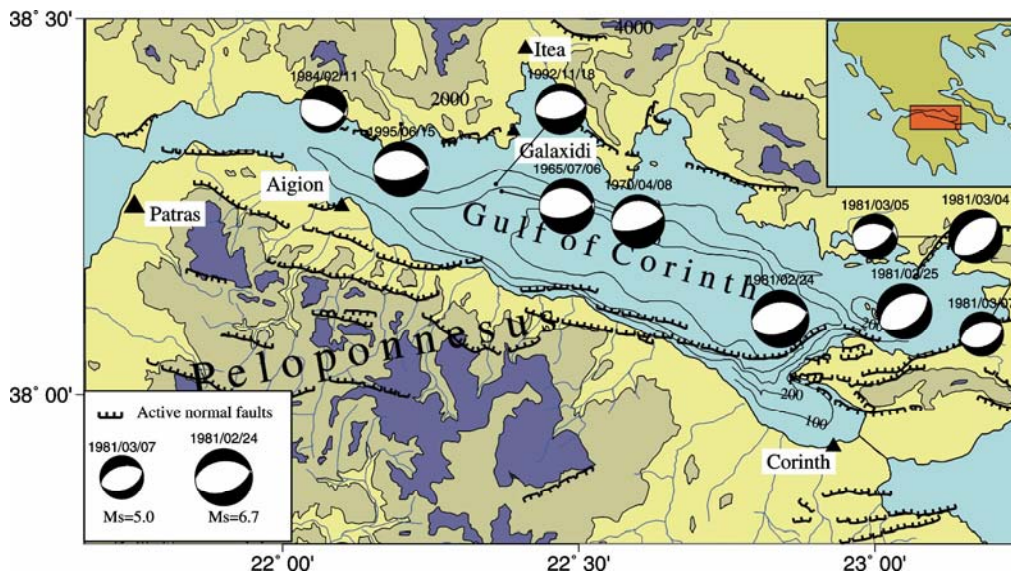
3.2.4 Η Σεισμικότητα στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου

Ο ευρύτερος χώρος του Κορινθιακού κόλπου αποτελεί μία από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές του Ευρωπαϊκού χώρου , όπως υποδεικνύεται από την ενόργανη (εικόνα 3.3) και την ιστορική σεισμικότητα (Ambraseys & Jackson, 1990, 1997; Papazachos & Papazachou, 1997; Papadopoulos, 2000). Η σεισμικότητα των τελευταίων χρόνων περιλαμβάνει από το 1960 πέντε κύριους σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου του 5.8 (εικόνα 3.10). Οι περισσότεροι από τους υπολογισμένους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών σεισμικών γεγονότων υποδεικνύουν ολίσθηση σε διεύθυνση Β-Ν εφελκυστικού χαρακτήρα (Jackson, 1987; Taymaz *et al.*, 1991; Hatzfeld *et al.*, 1996; Bernard *et al.*, 1997; Baker *et al.*, 1997). Ο ίδιος μηχανισμός προκύπτει και από τις μικροσεισμικές μελέτες (Hatzfeld *et al.*, 1990; Rigo *et al.*, 1996). Τα βάθη των σεισμών περιορίζονται σε μια ζώνη $\sim 4 - 13$ km με το ανώτερο τμήμα του φλοιού να εμφανίζεται ασεισμικό (Lyon-Caen *et al.*, 2004).

Στο χώρο του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου πολλοί καταστροφικοί σεισμοί είναι γνωστοί από την αρχαιότητα , εξαιτίας της οικονομικής και γεωγραφικής σημασίας της πόλεως της Κορίνθου. Το 1981 τρία ισχυρά σεισμικά γεγονότα συνέβησαν στις 24/2 , 25/2 και 4/3 , μεγέθους $M_s = 6.7$, 6.4 και 6.2 αντίστοιχα (Ambraseys & Jackson, 1990) (εικόνα 3.10). Οι σεισμοί αυτοί συνδέονται με επιφανειακές διαρρήξεις (Jackson *et al.*, 1982; Hubert *et al.*, 1996) , όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη παράγραφο. Οι μηχανισμοί γένεσης υποδεικνύουν ολίσθηση εφελκυστικού χαρακτήρα , με τους Τ-άξονες να τείνουν ΒΒΔ-ΝΝΑ και τα επίπεδα των ρηγμάτων να κλίνουν με γωνίες $42^\circ - 45^\circ$ προς Β (Jackson *et al.*, 1982; Bezzeghoud *et al.*, 1986; Taymaz *et al.*, 1991; Abercrombie *et al.*, 1995). Παρόμοιοι μηχανισμοί προέκυψαν και από μελέτη της μικροσεισμικότητας στο χώρο του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου το καλοκαίρι του 1993 από τους Hatzfeld *et al.* (2000). Οι ερευνητές αυτοί εντοπίζουν τη σεισμική δραστηριότητα στο χώρο αυτό σε βάθη από 4 έως 13 km , ενώ προς τα ανατολικά η σεισμικότητα περιορίζεται στη ζώνη που καθορίζουν τα όρη Πατέρας και Κιθαιρώνας , ανάμεσα στις λεκάνες των Μεγάρων και της Θήβας.

Στο χώρο του δυτικού Κορινθιακού κόλπου , αν και το ισχυρό σεισμικό γεγονός του 1861 μεγέθους $M_s \sim 7$ συνδέεται με διάρρηξη του ρήγματος της Ελίκης (Mouyaris *et al.*, 1992; Pantosti *et al.*, 2004) , τα πιο πρόσφατα σεισμικά γεγονότα (Ερατινή, $M_s = 6.2$, 1965; Αντίκυρα, $M_s = 6.2$, 1970; Γαλαξειδί, $M_s = 5.9$, 1992; Αίγιο, $M_s = 6.2$, 1995) δεν φαίνεται να συνδέονται με επιφανειακές

ρηξιγενείς ζώνες αλλά μάλλον με υποθαλάσσιες ρηξιγενείς επιφάνειες που κλίνουν προς βορά με μικρές σχετικές γωνίες (Baker *et al.*, 1997). Οι επιφάνειες αυτές φαίνεται να είναι οι επιφάνειες διάρρηξης των σεισμών του 1992 και 1995 (Hatzfeld *et al.*, 1996; Bernard *et al.*, 1997). Οι γωνίες βύθισής τους κυμαίνονται στις 30°-35° και διαφέρουν σημαντικά με τις γωνίες βύθισης των ρηξιγενών επιφανειών των σεισμών του 1981, υποδεικνύοντας διαφορετικά ρεολογικά και/ή δομικά χαρακτηριστικά μεταξύ του ανατολικού και δυτικού τμήματος του κόλπου.



Εικόνα 3.10: Σεισμοτεκτονικός χάρτης του Κορινθιακού κόλπου. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμικών γεγονότων μεγέθους μεγαλύτερου του 5.8 από το 1960 και μετά είναι από τους Hatzfeld *et al.* (1996); Bernard *et al.* (1997); Baker *et al.* (1997).

Η μικροσεισμική δραστηριότητα στο δυτικό τμήμα του κόλπου εμφανίζει μεγάλη συγκέντρωση στο θαλάσσιο χώρο μεταξύ της βόρειας και της νότιας ακτής (Rigo *et al.*, 1996; Hatzfeld *et al.*, 2000; Lyon-Caen *et al.*, 2004). Τα περισσότερα γεγονότα συμβαίνουν σε βάθη από 6 km έως 11 km υποδεικνύοντας ένα λεπτό σεισμογενές στρώμα (Rigo *et al.*, 1996). Η πλειονότητα των μηχανισμών γένεσης αντιστοιχούν σε ρήγματα με διεύθυνση ολίσθησης A-Δ και B-N, σε επιφάνειες που κλίνουν προς βορά με γωνίες βύθισης 30°-50° (Hatzfeld *et al.*, 2000). Οι Rigo *et al.* (1996) και Rietbrock *et al.* (1996) βασισμένοι στις μικροσεισμικές αυτές μελέτες και τη συγκέντρωση των σεισμών στο λεπτό σεισμογενές στρώμα υποστήριξαν την ύπαρξη μιας ρηξιγενούς ζώνης αποκόλλησης μικρής γωνίας βύθισης ($15^{\circ} \pm 10^{\circ}$), ενώ οι Hatzfeld *et al.* (2000) συνδέουν τη συγκέντρωση αυτή με το όριο θραύσης-παραμόρφωσης των πετρωμάτων και προτείνουν ένα μοντέλο περιστροφής των ρηγμάτων γύρω από ένα οριζόντιο άξονα (μοντέλο ντόμινο) για να εξηγήσουν τη μείωση των γωνιών βύθισης της ζώνης θραύσης των ρηξιγενών ζωνών μεταξύ του ανατολικού και δυτικού Κορινθιακού κόλπου.

Σε μια ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας στην ευρύτερη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου μπορούμε να τονίσουμε την παρουσία πλήθους ενεργών ρηγμάτων στον επιφανειακό και υποθαλάσσιο χώρο. Η διάρρηξη του καθενός από αυτά τα ρήγματα θα μπορούσε να προκαλέσει σεισμό μεγέθους 6 - 6.5 ή και πιθανόν μεγαλύτερο, εάν ενεργοποιηθούν ταυτόχρονα περισσότερες των μια ζωνών σε μια ταυτόχρονη δυναμική διάρρηξη. Επίσης, σε μια πρόβλεψη της ισχυρής εδαφικής κίνησης, οι νότιες ακτές του κόλπου εμφανίζουν σημαντικά υψηλότερο σεισμικό κίνδυνο από τις βόρειες, όχι μόνο εξαιτίας της εξάπλωσης των μαλακών ιζημάτων που ανυψώνονται στην επιφάνεια και τη μικρή απόσταση τους από τις ενεργές ρηξιγενείς ζώνες αλλά και εξαιτίας φαινομένων κατευθυντικότητας που παρατηρήθηκαν στο σεισμό του Αιγίου 1995 (Bernard *et al.*, 1997) και αναμένονται σε ανάλογους ισχυρούς σεισμούς.

3.2.5 Γεωλογική εξέλιξη του Κορινθιακού κόλπου

Ο σχηματισμός και η εξέλιξη της Κορινθιακής τάφρου φαίνεται να πραγματοποιείται σε δύο διαφορετικές τεκτονικές φάσεις. Η πρώτη σχετίζεται με τη γενικότερη επιμήκυνση στο χώρο του Αιγαίου η οποία ξεκίνησε στο Μειόκαινο (Le Pichon & Angelier, 1979; Mercier, 1981; Le Pichon *et al.*, 1995). Η φάση αυτή χαρακτηριζόταν αρχικά από μια κυρίαρχη διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στο χώρο του Κορινθιακού (Mercier *et al.*, 1987; Jolivet & Patriat, 1999). Περιοδική αστάθεια της λιθόσφαιρας σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ οδήγησε σε μείωση του πάχους του φλοιού στο χώρο του Κορινθιακού κόλπου την περίοδο αυτή (Tiberi *et al.*, 2001). Διάφοροι ερευνητές (Ori, 1989; Armijo *et al.*, 1996) υποστηρίζουν το σχηματισμό μιας πρωτο-Κορινθιακής τάφρου κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής, όπου σχηματίζονται οι λιμναίες αποθέσεις που εμφανίζονται στην βόρεια Πελ/σο.

Κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς η επιμήκυνση στο χώρο του Αιγαίου επιταχύνεται και η τεκτονική δομή του Κορινθιακού χώρου επαναδραστηριοποιείται από την επέκταση προς ΝΔ της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας (Armijo *et al.*, 1996). Η δεύτερη αυτή φάση εξέλιξης του Κορινθιακού κόλπου ξεκινάει πριν από ~1 Ma (Armijo *et al.*, 1996; Moretti *et al.*, 2003), ενώ σύμφωνα με τον Sorrel (2000) η εξέλιξη της Κορινθιακής τάφρου πραγματοποιείται σε μία και μόνο φάση η οποία ξεκινάει πριν από 0.9 Ma. Ο Westaway (2002) προτείνει πως η επιτάχυνση της υποβύθισης του θαλάσσιου χώρου και της ανύψωσης των ακτών του νότιου περιθωρίου συνέβη κατά τη διάρκεια της πρώτης παγετώδους περιόδου του Τεταρτογενούς, πριν από 0.87 Ma (Shackleton *et al.*, 1990). Κατά τη διάρκεια της φάσης αυτής η Κορινθιακή τάφρος αποκτά το σημερινό προσανατολισμό της και η ιζηματογένεση χαρακτηρίζεται από τις δελταϊκές αποθέσεις τύπου Gilbert στις νότιες ακτές του κόλπου και τις τουρβιδιτικές αποθέσεις στον υποθαλάσσιο χώρο. Το βάθος του

υποθαλάσσιου χώρου αυξάνεται κατά την περίοδο αυτή , ενώ ο Κορινθιακός κόλπος μεταβάλλεται περιοδικά από λιμναίο σε θαλάσσιο περιβάλλον κατά το κατ. Πλειστόκαινο εξαιτίας της διακύμανσης της στάθμης της θάλασσας και του ρηχού βάθους των στενών Ρίου-Αντίριου. Ενδείξεις ιζηματογένεσης λιμναίου περιβάλλοντος στον Κορινθιακό κόλπο κατά την περίοδο αυτή έχουν αναφερθεί από τον κόλπο των Αλκυονίδων (Perissoratis *et al.*, 1993, 2000; Collier *et al.*, 2000) , από τον όρμο της Ερατεινής (Lykousis *et al.*, 1998) και από μια παράκτια γεώτρηση κοντά στο λιμάνι του Αιγίου (Lemeille *et al.*, 2002).

Κατά τη διάρκεια της εξέλιξης της Κορινθιακής τάφρου ο ενεργός τεκτονισμός μετατοπίστηκε προς τα βόρεια στις ακτές της βόρειας Πελ/σου (Ori 1989; Sorel 2000; Moretti *et al.*, 2003) ώστε ο σημερινός κόλπος να καταλαμβάνει μικρότερο χώρο από τον αρχικό. Επίσης , η γεωμετρία του κόλπου και οι ρυθμοί παραμόρφωσης και επιμήκυνσης (μεγαλύτεροι στο δυτικό από το ανατολικό τμήμα) υποδεικνύουν την προοδευτική μετατόπιση των εφελκυστικών τάσεων από ανατολικά προς τα δυτικά (Clarke *et al.*, 1997; Sakellariou *et al.*, 2001). Κάποιοι ερευνητές (Moretti *et al.*, 2003; Lykousis *et al.*, 2007) προτείνουν μια τρίτη φάση εξέλιξης του Κορινθιακού κόλπου (όπως αυτές καθορίστηκαν από τον Ori (1989)). Χαρακτηριστικό της τρίτης και ακόμα ενεργής τεκτονικής φάσης είναι η αλληλεπίδραση της ανύψωσης των ακτών του νότιου περιθωρίου με την εξέλιξη της τάφρου. Οι Moretti *et al.* (2003) προτείνουν μια ηλικία 350 ka για την έναρξη της περιόδου αυτής στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα του κόλπου και 120 ka για το δυτικό τμήμα. Ο σχηματισμός και ανύψωση των θαλάσσιων αναβαθμίδων που εμφανίζονται στη βόρεια Πελ/σο ανήκουν στη φάση αυτή , καθώς και ο σχηματισμός ή η επαναδραστηριοποίηση ενεργών ρηγμάτων όπως του Αιγίου , της Ελίκης και του Ξυλοκάστρου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4ο

“Το δίκτυο RASMON και η διάταξη CORSSA”

4.1 Εισαγωγή

Το δίκτυο RASMON (Rio-Antirio Strong Motion Network) (Makropoulos *et al.*, 1993) αποτελεί ένα δίκτυο επιταχυνσιογράφων που έχει εγκατασταθεί και λειτουργεί από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Παν/μίου Αθηνών. Οι πρώτοι επιταχυνσιογράφοι του δικτύου εγκαταστάθηκαν τον Ιούλιο του 1991 στην περιοχή του δυτικού Κορινθιακού κόλπου. Τα πρώτα καταγραφικά όργανα ήταν 12-bit επιταχυνσιογράφοι SSA-1. Οι αρχικές θέσεις των σταθμών βρίσκονταν στη Σεργούλα , στην Καλλιθέα , στη Λάκκα , στη Ροδινή , στην Αργύρα , στη Σώταινα και στον Παλαιόπυργο. Από τότε το δίκτυο έχει αναβαθμιστεί με νέα καταγραφικά όργανα και 12 πλέον σταθμούς που είναι εγκατεστημένοι και σε θέσεις του ανατολικού Κορινθιακού κόλπου (εικόνα 4.1). Οι σταθμοί βρίσκονται πλέον στις θέσεις Μανάγουλη , Σεργούλα , Τριζόνια , Γαλαξείδι και Αντίκυρα στο βόρειο περιθώριο του κόλπου και Ροδινή , Λάκκα , Αίγιο , Ακράτα , Ευλόκαστρο , Κιάτο και Λουτράκι στο νότιο περιθώριο του κόλπου (εικόνα 4.1 , Πίνακας 4.1). Το δίκτυο είναι πυκνότερο στο δυτικό τμήμα του κόλπου με μέση απόσταση ανά σταθμό 10-15 km , ενώ στο ανατολικό τμήμα η μέση απόσταση των σταθμών είναι 15-25 km.

Οι σταθμοί είναι εξοπλισμένοι με επιταχυνσιογράφους τύπου ETNA και K2 της εταιρίας Kinematics (Πίνακας 4.1). Τα καταγραφικά όργανα ισχυρής εδαφικής κίνησης τύπου ETNA είναι 18-bit ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι τριών συνιστωσών και οι τύπου K2 είναι 24-bit ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι τριών συνιστωσών. Ο αποθηκευτικός χώρος των οργάνων αποτελείται από κάρτες αποθήκευσης δεδομένων τύπου PCMCIA , ενώ κάποιοι από τους σταθμούς είναι συνδεδεμένοι με modem ώστε να είναι δυνατή η επικοινωνία με το περιβάλλον του οργάνου μέσω τηλεφωνικής γραμμής (dial-up) απευθείας από το εργαστήριο Σεισμολογίας του Παν/μίου Αθηνών. Περισσότερα για τα τεχνικά χαρακτηριστικά των οργάνων αυτών θα περιγραφούν σε επόμενο κεφάλαιο.



Εικόνα 4.1: Οι θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA (μπλε τελείες). Με τους κόκκινους ρόμβους απεικονίζονται οι θέσεις των σειсмоγράφων που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου το 2007.

Σε επόμενο κεφάλαιο θα περιγραφεί και η διάταξη CORSSA (Corinth Soft Soil Array). Η διάταξη CORSSA αποτελείται από πέντε επιταχυνσιόμετρα τριών συνιστωσών που είναι τοποθετημένα μέσα σε γεώτρηση κοντά στο λιμάνι του Αιγίου (εικόνα 4.1). Τα επιταχυνσιόμετρα είναι εγκατεστημένα σε διαφορετικούς γεωλογικούς σχηματισμούς ώστε να μελετηθεί η επίδραση των σχηματισμών (site effect) στη μετάδοση της σεισμικής κίνησης.

Σκοπός του δικτύου RASMON είναι η καταγραφή των ισχυρών σεισμικών γεγονότων και της μικροσεισμικότητας που εμφανίζονται στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Οι καταγραφές της ισχυρής εδαφικής κίνησης χρησιμεύουν στον προσδιορισμό της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στην διάδοση της σεισμικής κίνησης (site effect) και στην εξαγωγή χρήσιμων και πολλές φορές κρίσιμων συμπερασμάτων, σε μια περιοχή με μεγάλη σεισμικότητα όπως είναι ο Κορινθιακός κόλπος, που αφορούν τις ιδιότητες των εδαφών θεμελίωσης των κατασκευών. Επίσης η πυκνότητα ενός δικτύου επιταχυνσιογράφων όπως είναι το δίκτυο RASMON και το πλήθος των δεδομένων που έχουν καταγραφεί κατά τα χρόνια λειτουργίας του δικτύου μπορούν να χρησιμεύσουν στην εξαγωγή τοπικών νόμων απόσβεσης της εδαφικής κίνησης στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και να αποτελέσουν τη βάση ενός συστήματος έγκαιρης ειδοποίησης (early warning system) των σεισμικών γεγονότων που αφορούν τα μεγαλύτερα αστικά κέντρα που βρίσκονται σε μικρή σχετικά απόσταση από τη σειсмоγενή περιοχή του Κορινθιακού κόλπου, όπως είναι η Αθήνα.

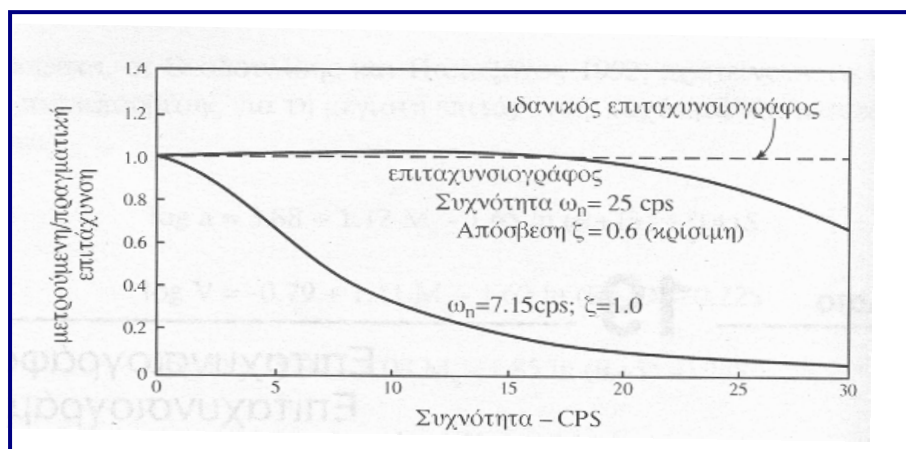
Πίνακας 4.1: Τα χαρακτηριστικά στοιχεία των σταθμών του δικτύου RASMON.

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΓΕΩΓ. ΜΗΚΟΣ	ΓΕΩΓ. ΠΛΑΤΟΣ	ΥΨΟΣ (m)	ΤΥΠΟΣ ΟΡΓΑΝΟΥ & S/N	Dial-up status	ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ
Αίγιο (AIG)	22° 05.268'E	38° 15.018'N	99	ETNA-1705	yes	L+N T+E
Λάκκα (LAK)	21° 58.878'E	38° 14.428'N	500	ETNA-1387	no	L+S T+W
Ροδινή (ROD)	21° 53.826'E	38° 19.374'N	117	ETNA-800	no	L+N T+E
Ακράτα (AKR)	22° 20.006'E	38° 09.783'N	119	ETNA-486	no	L+N T+E
Ευλόκαστρο (XYL)	22° 37.443'E	38° 04.132'N	75	ETNA-4523	no	L+N T+E
Κιάτο (KIA)	22° 45.258'E	37° 59.250'N	56	ETNA-4524	no	L+N T+E
Λουτράκι (LOU)	22° 58.618'E	37° 58.530'N	2	ETNA-4525	no	L+N T+E
Μανάγουλη (MAN)	21° 53.394'E	38° 23.394'N	58	K2-418	yes	L+N T+E
Τριζόνια (TRI)	22° 04.674'E	38° 22.254'N	35	K2-225	yes	L+N T+E
Σεργούλα (SER)	22° 03.432'E	38° 24.834'N	497	ETNA-1703	no	L+N T+E
Γαλαξείδι (GLX)	22° 23.667'E	38° 22.200'N	72	K2-419	no	L+N T+E
Αντίκυρα (ANT)	22° 37.958'E	38° 21.833'N	340	ETNA-1701	no	L+N T+E

4.2 Τα όργανα καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης

Έχει παρατηρηθεί ότι οι σημαντικές βλάβες σε κτίρια και κατασκευές προκαλούνται κυρίως από μεγάλους σεισμούς ($M > 5$) και σε αποστάσεις έως και μερικών δεκάδων χιλιομέτρων. Στις περισσότερες των περιπτώσεων αυτών, τα συνήθη όργανα που χρησιμοποιεί η Σεισμολογία (σεισμογράφοι) και βρίσκονται σε μικρή επικεντρική απόσταση, θα βρίσκονται εκτός κλίμακας με αποτέλεσμα να χάνονται σημαντικές πληροφορίες που αφορούν την ισχυρή εδαφική κίνηση. Επίσης οι συνηθισμένοι σεισμογράφοι χαρακτηρίζονται από πολύ χαμηλές ιδιοσυχνότητες με αποτέλεσμα να παραμορφώνουν τις υψίσυχνες ισχυρές εδαφικές κινήσεις (εικόνα 4.2).

Για τους λόγους που αναφέρθηκαν χρειάστηκε να κατασκευαστούν ειδικά όργανα που θα καταγράφουν την ισχυρή εδαφική κίνηση με ακρίβεια ακόμα και σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις. Τα όργανα αυτά είναι οι επιταχυνσιογράφοι, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από υψηλές σχετικά ιδιοσυχνότητες (25-50 Hz) και σε αντίθεση με τους σειсмоγράφους δεν βρίσκονται σε συνεχή λειτουργία, αλλά ενεργοποιούνται με την άφιξη των σεισμικών κυμάτων. Οι επιταχυνσιογράφοι συνδυάζουν έναν αισθητήρα τριών συνιστωσών με ένα καταγραφικό σύστημα, ώστε να καταγράφουν τη χρονική εξέλιξη της επιτάχυνσης κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Οι καταγραφές της χρονικής εξέλιξης της επιτάχυνσης προσφέρουν τη δυνατότητα του δευτερογενούς υπολογισμού των αντίστοιχων χρονικών εξελίξεων της ταχύτητας και της μετάθεσης μέσω της μαθηματικής ολοκλήρωσης.



Εικόνα 4.2: Σύγκριση των καμπυλών απόκρισης ενός συνηθισμένου σειсмоγράφου και ενός επιταχυνσιογράφου.

Ο πρώτος επιταχυνσιογράφος κατασκευάστηκε το 1930 από τον μηχανικό J. Fresman και το πρώτο επιταχυνσιογράφημα καταγράφηκε στις 10 Μαρτίου του 1933 κατά τη διάρκεια του σεισμού του Long Beach. Από τότε έχει σημειωθεί σημαντική πρόοδος στη σχεδίαση των επιταχυνσιογράφων και έχουν κατασκευαστεί αρκετοί τύποι οργάνων. Από αυτούς ο πιο συνηθισμένος έως και πριν λίγα χρόνια ήταν ο SMA-1. Το μοντέλο SMA-1 της εταιρίας Kinemetrics είναι ο πιο διαδεδομένος αναλογικός επιταχυνσιογράφος. Το όργανο αυτό καταγράφει την εδαφική επιτάχυνση σε τρεις άξονες με επιταχυνσιόμετρα 25 Hz και χρησιμοποιεί οπτική εγγραφή σε φωτογραφικό film 70 mm. Τα τελευταία χρόνια με την μεγάλη πρόοδο που επιτεύχθηκε στη μικροηλεκτρονική, αναπτύχθηκαν νέοι τύποι ψηφιακών επιταχυνσιογράφων που αντικατέστησαν τους παλιούς αναλογικούς.

Οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι αποτελούνται γενικά από το επιταχυνσιόμετρο και τον ψηφιακό καταγραφέα. Τα σύγχρονα επιταχυνσιόμετρα είναι ηλεκτρομαγνητικά τριών συνιστωσών και ιδιοσυχνότητα ~50 Hz. Η τροφοδοσία των οργάνων γίνεται με παροχή συνεχούς ρεύματος που είτε τροφοδοτεί απευθείας το όργανο είτε χρησιμοποιείται για τη φόρτιση

μπαταρίας η οποία είναι συνδεδεμένη με το όργανο. Υπάρχει επίσης η δυνατότητα τροφοδοσίας μέσω φωτοβολταϊκών στοιχείων. Το σύστημα μπορεί να συνδεθεί με εξωτερική κεραία GPS , η οποία δέχεται σήμα από δορυφόρους που αποκωδικοποιείται από την κεντρική μονάδα επεξεργασίας και παρέχει απόλυτο χρόνο στο όργανο. Επίσης , οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι έχουν τη δυνατότητα σύνδεσης με Η/Υ για την απόκτηση των δεδομένων ή μπορούν να μεταδώσουν τα δεδομένα μέσω της τηλεμετρίας και της σύνδεσης του οργάνου με modem ώστε η μετάδοση τους να πραγματοποιηθεί μέσω τηλεφωνικής σύνδεσης (dial-up).

Ο ψηφιακός καταγραφέας με τον οποίο είναι εξοπλισμένοι οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι αποτελείται από τον μετατροπέα του αναλογικού σήματος σε ψηφιακό (analog to digital converter) , την κεντρική μονάδα επεξεργασίας και τη μονάδα αποθήκευσης. Ο μετατροπέας του αναλογικού σήματος σε ψηφιακό αποτελεί τη βάση του ψηφιακού επιταχυνσιογράφου με δυνατότητα επιλογής του ρυθμού δειγματοληψίας (sampling rate). Ο ρυθμός δειγματοληψίας καθορίζει το συχνοτικό περιεχόμενο του σήματος που θα καταγραφεί. Γενικά στην Τεχνική Σεισμολογία ο ρυθμός δειγματοληψίας 200 sps (samples per second) κρίνεται ικανοποιητικός για την καταγραφή της πληροφορίας. Η κεντρική μονάδα επεξεργασίας λαμβάνει και επεξεργάζεται την πληροφορία. Συνήθως λειτουργεί σε μη συνεχή καταγραφή (trigger mode). Στη μη συνεχή καταγραφή ο διαχειριστής του οργάνου ορίζει μια τιμή κατωφλίου (threshold) την οποία όταν ξεπερνάει το σήμα που λαμβάνεται , καταγράφεται και αποθηκεύεται από το όργανο. Η πιο συχνή μέθοδος μη συνεχούς καταγραφής (trigger mode) είναι η STA/LTA όπου STA (Short Term Average) είναι η μέση τιμή του σήματος μικρής περιόδου και LTA (Long Term Average) η μέση τιμή του σήματος υψηλής περιόδου. Όταν ο λόγος αυτός ξεπερνάει μια ορισμένη τιμή τότε το σήμα θεωρείται σεισμικό και καταγράφεται. Η μονάδα αποθήκευσης αποτελείται από κάρτες ή σκληρούς δίσκους αποθήκευσης δεδομένων. Στη μονάδα αποθήκευσης καταγράφονται οι κυματομορφές σε μορφές αρχείων Η/Υ.

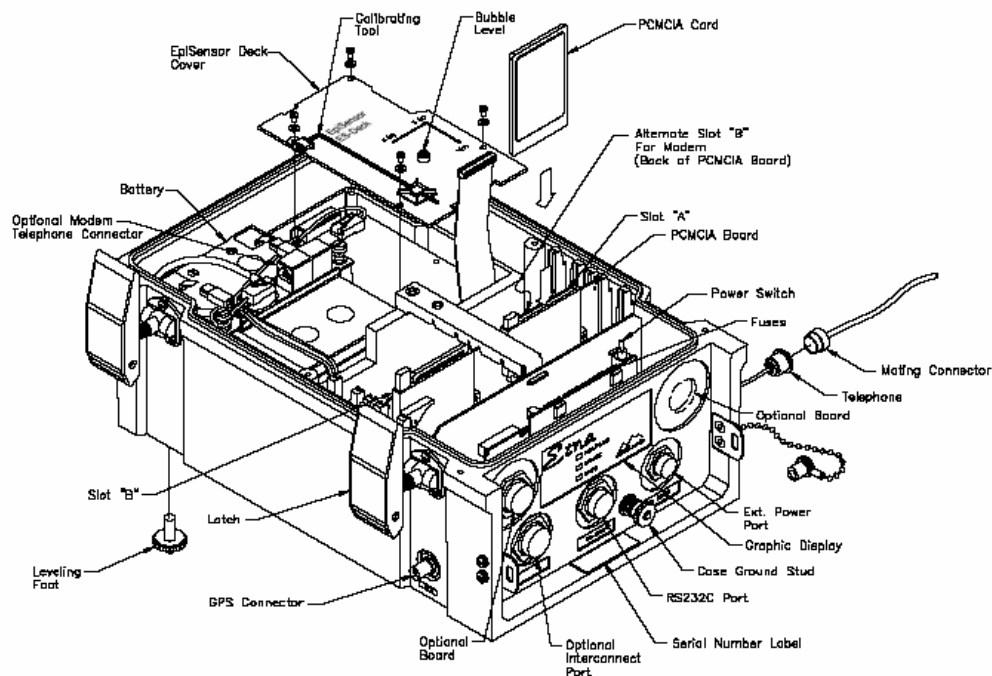
4.3 Οι επιταχυνσιογράφοι ETNA & K2

Το αναβαθμισμένο δίκτυο RASMON είναι εξοπλισμένο με τους ψηφιακούς επιταχυνσιογράφους τύπου ETNA και K2 της εταιρίας Kinematics. Σε γενικές γραμμές τα όργανα αυτά λειτουργούν με τον παρακάτω τρόπο: καθώς οι αισθητήρες δέχονται τα σήματα της εδαφικής επιτάχυνσης ή ταχύτητας , το καταγραφικό όργανο καταγράφει τα σήματα αυτά συνεχώς και ελέγχει αν αυτά ικανοποιούν τα κριτήρια ανίχνευσης των σεισμικών γεγονότων. Όταν τα σήματα ικανοποιούν τα κριτήρια αυτά , το καταγραφικό όργανο αποθηκεύει τα δεδομένα αυτά ως αρχεία σεισμικών γεγονότων (.EVT) σε κάρτες αποθήκευσης δεδομένων τύπου PCMCIA (Personal Computer Memory Card International

Association standards). Τα δεδομένα αυτά μπορούν να ανακτηθούν τηλεμετρικά ή μέσω της τηλεφωνικής σύνδεσης με το σταθμό μέσω modem ή με επίσκεψη στο σταθμό που είναι εγκατεστημένο το όργανο. Το καταγραφικό όργανο μπορεί επίσης να μεταδώσει τη συνεχή ροή των ψηφιακών δεδομένων σε πραγματικό χρόνο.



α)



β)

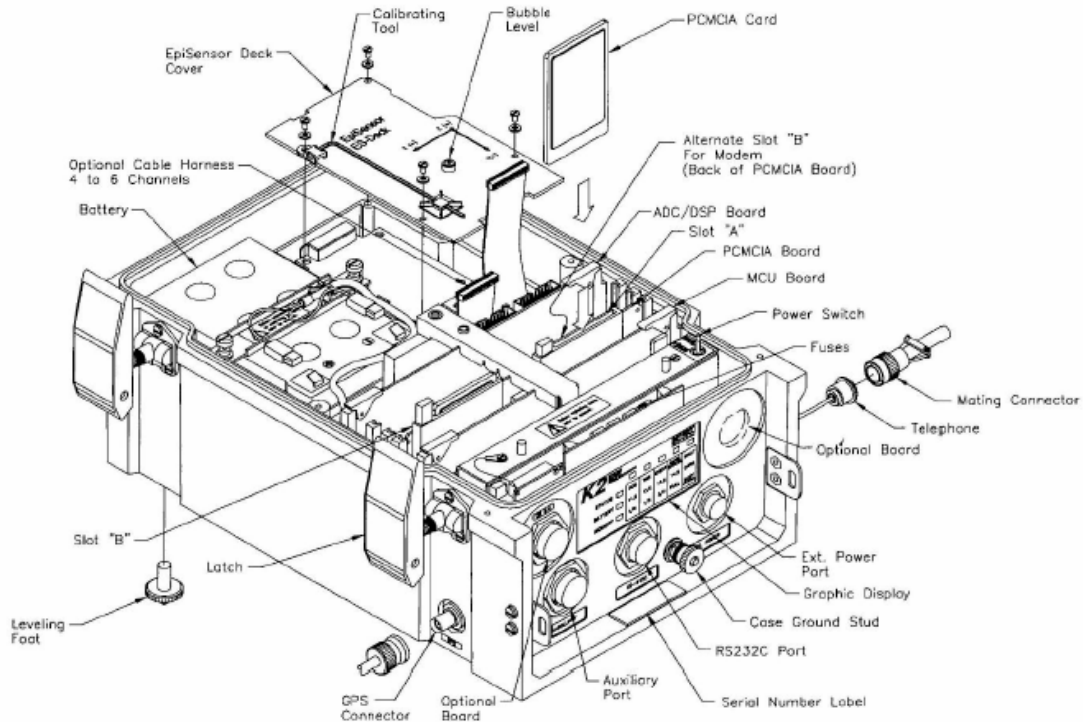
Εικόνα 4.3: α) Το εσωτερικό του επιταχυνσιογράφου τύπου ETNA, β) Τα εσωτερικά και εξωτερικά τμήματα που απαρτίζουν τον επιταχυνσιογράφο τύπου ETNA.

Στις εικόνες 4.3 και 4.4 παρουσιάζονται τα εξωτερικά και εσωτερικά τμήματα που απαρτίζουν τους δύο επιταχυνσιογράφους. Το καταγραφικό όργανο

φιλοξενείται σε ένα κουτί στρατιωτικού τύπου στο οποίο βρίσκεται και το επιταχυνσιόμετρο. Στο κουτί περικλείονται επίσης η μπαταρία του οργάνου και οι θύρες των καρτών αποθήκευσης τύπου PCMCIA. Στη θύρα υποδοχής B της κάρτας αποθήκευσης είναι δυνατή η εγκατάσταση εσωτερικού modem τύπου PCMCIA. Η εσωτερική μπαταρία ανάλογα με τον τύπο της (12V-6.5Ah/12V-12Ah) και τις ρυθμίσεις που έχει επιλέξει ο διαχειριστής του οργάνου μπορεί να παρέχει αυτονομία στη λειτουργία του οργάνου για 32 έως 72 ώρες. Συνήθως το όργανο συνδέεται με εξωτερική πηγή ενέργειας (συνεχές ρεύμα, φωτοβολταϊκά στοιχεία) η οποία τροφοδοτεί και φορτίζει την εσωτερική μπαταρία. Εκτός από τη θύρα εξωτερικής τροφοδοσίας, το όργανο φέρει θύρα σύνδεσης με κεραία GPS, θύρα τηλεφωνικής σύνδεσης μέσω modem, θύρα επικοινωνίας με Η/Υ τύπου RS-232 και προαιρετική θύρα ενδοεπικοινωνίας (εικόνες 4.3 & 4.4).

Στους πίνακες 4.2 και 4.3 αναφέρονται τα βασικά τεχνικά χαρακτηριστικά των επιταχυνσιογράφων ETNA και K2. Ο επιταχυνσιογράφος τύπου ETNA διαθέτει 3 κανάλια ενώ ο K2 διατίθεται με δυνατότητα επιλογής μεταξύ 4, 6 ή 12 καναλιών. Η κυριότερη διαφορά τους όμως εντοπίζεται στο δυναμικό εύρος (dynamic range) και στην ανάλυση (resolution) καταγραφής των δεδομένων. Ο τύπος ETNA με ρυθμό δειγματοληψίας 200 sps εμφανίζει δυναμικό εύρος 108 dB και ανάλυση 18-bit ενώ ο τύπος K2 με τον ίδιο ρυθμό δειγματοληψίας εμφανίζει δυναμικό εύρος >114 dB και ανάλυση 24-bit.

Σε γενικές γραμμές το κύριο σύστημα ανίχνευσης και καταγραφής των σεισμικών δεδομένων στους δύο επιταχυνσιογράφους λειτουργεί με τον εξής τρόπο: το επιταχυνσιόμετρο μετράει την επιτάχυνση σε τρεις κάθετες μεταξύ τους διευθύνσεις και μετατρέπει την εδαφική επιτάχυνση σε volt. Το σήμα αυτό σε volt από το επιταχυνσιόμετρο μεταφέρεται στο κύριο σύστημα μετατροπής του αναλογικού σήματος σε ψηφιακό ADC (analog-to-digital converter). Το σύστημα ADC είναι ένας απλοποιημένος μετατροπέας (delta-sigma converter) που μετατρέπει το αναλογικό σήμα σε volt, που έχει σταλεί από το επιταχυνσιόμετρο, σε μια σειρά ψηφιακών δεδομένων. Η σειρά των ψηφιακών δεδομένων επεξεργάζεται στη συνέχεια από το μικροηλεκτρονικό σύστημα DSP το οποίο φιλτράρει τα δεδομένα και παρέχει τις πληροφορίες της τιμής του κατωφλίου που έχει επιλέξει ο διαχειριστής σε trigger mode. Οι πληροφορίες αυτές μεταδίδονται στο ελεγκτικό σύστημα όπου τα δεδομένα είναι αποθηκευμένα στην προ-σεισμικού γεγονότος μνήμη (pre-event memory buffer). Κάθε 1/10 sec το ελεγκτικό σύστημα εξετάζει τη ροή των δεδομένων ώστε να καθορίσει αν το σύστημα αναγνωρίζει κάποιο σεισμικό γεγονός. Αν αναγνωριστεί κάποιο γεγονός τότε το ελεγκτικό σύστημα δημιουργεί ένα προσωρινό αρχείο στη διεύθυνση '\TMP' στην αρχική μονάδα PCMCIA και αρχίζει να μεταδίδει τα δεδομένα στο αρχείο αυτό. Όταν το πλάτος του γεγονότος που καταγράφεται πέσει κάτω από την τιμή του κατωφλίου (dettrigger) τότε το σύστημα ελέγχου μετακινεί το προσωρινό αρχείο στη διεύθυνση αποθήκευσης των δεδομένων και το σύστημα επανέρχεται στην αρχική του κατάσταση.



Εικόνα 4.4: Τα εσωτερικά και εξωτερικά τμήματα που απαρτίζουν τον επιταχυνσιογράφο τύπου K2.

Ο σένσoras της επιτάχυνσης (EpiSensor) των επιταχυνσιογράφων ETNA και K2 αποτελείται από τρία ορθογώνια διατεταγμένα επιταχυνσιόμετρα (FBA – Force Balance Accelerometer) στους άξονες X , Y και Z. Στην εικόνα 4.5 παρουσιάζονται τα κύρια μέρη που αποτελούν το καθένα από τα τρία επιταχυνσιόμετρα που φέρουν οι επιταχυνσιογράφοι τύπου ETNA και K2 , ενώ στον πίνακα 4.4 παρουσιάζονται τα τεχνικά χαρακτηριστικά των επιταχυνσιομέτρων αυτών.

Πίνακας 4.2: Τα κύρια τεχνικά χαρακτηριστικά του επιταχυνσιογράφου τύπου ETNA.

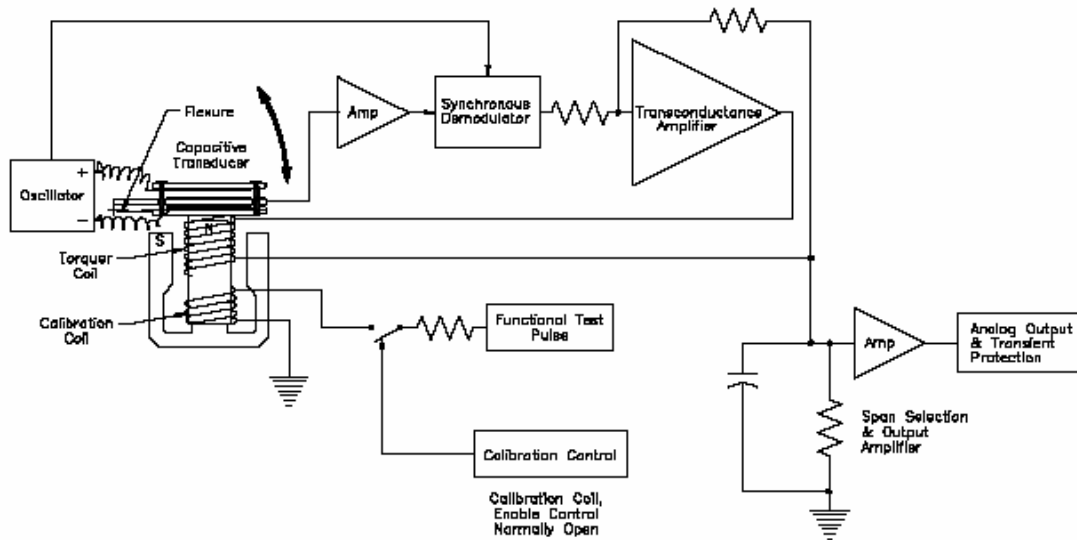
Type:	Over sampled delta sigma system with 24-bit digital signal processor
Number of channels:	Three channels
Dynamic range:	108 dB @ 200 sps
	Three channels
Frequency response:	DC to 80 Hz @ 200 sps
Resolution:	18-bit resolution @ 200 sps
Noise:	< 8 μ V RMS
Sampling rate:	100, 200, 250 sps
Input range:	+/- 2.5V

Πίνακας 4.3: Τα κύρια τεχνικά χαρακτηριστικά του επιταχυνσιογράφου τύπου K2.

Input Channels	
Sensor channels:	3 standard (+1); 6 and 12 optional
Input level:	Standard $\pm 2.5V$, optional 40 V _{pp} ($\pm 10V$ differential)
Gain:	User selectable of x1, x3, x10, x30, x100 (opt)
Damping:	Provisions for internal
Data Acquisition	
Type:	Over-sampled delta sigma system with 24-bit DSP
Anti-alias filter:	Brickwall FIR filter. Cut-off at 80% of output Nyquist; 120 dB down at output Nyquist
Dynamic range system:	>114dB at 200 sps
Frequency response:	DC to 80 Hz at 200 sps
Sampling rates:	20, 40, 50, 100, 200, 250 sps

Η αρχή λειτουργίας του επιταχυνσιόμετρου που φέρουν οι επιταχυνσιογράφοι τύπου ETNA και K2 έχει ως εξής: εδαφική επιτάχυνση προκαλεί κίνηση του ταλαντωτή (oscillator) ο οποίος παράγει εναλλασσόμενο ρεύμα (AC) στις κινούμενες πυκνωτικές πλάκες (capacitor plates). Όταν ασκείται μηδενική επιτάχυνση στον ταλαντωτή οι δύο πυκνωτικές πλάκες είναι συμμετρικές με την κεντρική σταθερή πλάκα και δεν παράγεται ηλεκτρική τάση. Μια επιτάχυνση προκαλεί την κίνηση των δύο πυκνωτικών πλακών και του πηνίου (coil) σε σχέση με τη σταθερή πυκνωτική πλάκα, στην οποία παράγεται εναλλασσόμενο ρεύμα ίδιας συχνότητας με το σήμα που στέλνει ο ταλαντωτής στον ενισχυτή (amplifier). Ο ενισχυτής ενισχύει το σήμα AC το οποίο στη συνέχεια στέλνεται στον αποδιαμορφωτή (demodulator) όπου δημιουργείται ένα συνεχές σήμα (DC). Το σήμα DC επιστρέφει στο πηνίο και προκαλεί την επαναφορά των πυκνωτικών πλακών σε “μηδενική” κατάσταση. Το σήμα DC, που περνάει τώρα μέσα από το πηνίο, είναι ανάλογο της ασκούμενης επιτάχυνσης. Το σήμα αυτό στη συνέχεια περνάει μέσω μιας σύνθετης αντίστασης (impedance) που αποτελείται από έναν αντιστάτη (resistor) και έναν πυκνωτή (capacitor) και μετατρέπεται σε μια διαφορά τάσης (volt) ανάλογη της επιτάχυνσης, με εύρος συχνοτήτων (bandwidth) περίπου 200 Hz. Με την επιλογή συγκεκριμένης τιμής του αντιστάτη καθορίζεται και το πεδίο της μέγιστης κλίμακας (full-scale range). Ένα σύστημα υψηλής ακρίβειας καθορίζει την τιμή του αντιστάτη και το πεδίο μπορεί να οριστεί στα 0.25g, 0.5g, 1g, 2g και 4g (όπου “g” η επιτάχυνση της βαρύτητας). Η διαφορά τάσης που παράγεται από το σύστημα αντιστάτη-πυκνωτή θέτεται στα 2.5V για την τιμή της επιτάχυνσης που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο πεδίο. Έτσι σε καθορισμένο πεδίο 2g, μια επιτάχυνση 1g θα προκαλέσει διαφορά τάσης 1.25V, ενώ για

ορισμένο πεδίο 4g η ίδια επιτάχυνση θα προκαλέσει διαφορά τάσης 0.625V. Τελικά, η διαφορά τάσης που παράγεται αποστέλλεται σε έναν χαμηλής ενέργειας ενισχυτή που ενισχύει το σήμα με την τιμή 1 ή 4 ώστε να παραχθεί ένα μοναδικό τελικό σήμα 2.5V ή 10V.



Εικόνα 4.5: Απλοποιημένο σχεδιάγραμμα των κύριων μερών που απαρτίζουν καθένα από τα τρία επιταχυνσιόμετρα που φέρουν οι επιταχυνσιογράφοι τύπου ETNA και K2.

Πίνακας 4.4: Τα τεχνικά χαρακτηριστικά των επιταχυνσιόμετρων που φέρουν οι επιταχυνσιογράφοι τύπου ETNA και K2.

Type	Triaxial force balance accelerometer
Dynamic range	145 dB + (EpiSensor noise model available from Kinematics)
Bandwidth	DC to 200 Hz
Calibration coil	Standard
Full-scale range	User-selectable at $\pm 0.25g$, $\pm 0.5g$, $\pm 1g$, $\pm 2g$ or $\pm 4g$
Full-scale output	User-selectable at: $\pm 2.5V$ single-ended; $\pm 10V$ single-ended; $\pm 5V$, $\pm 20V$ differential
Linearity	$< 1000\mu g/g^2$
Hysteresis	$< 0.1\%$ of full scale
Cross-axis sensitivity	$< 1\%$ (including misalignment)
Zero point thermal drift	$< 2\%$ of full-scale, -20° to $+70^{\circ}$ C
Zero point drift	$< 500\mu g/^{\circ}C$
Operating temperature	-20° to $+70^{\circ}$ C (-40° to $+85^{\circ}$ C with reduced performance)
Connection	Single military-style metal connector

Η συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) του σένσορα των επιταχυνσιόμετρων (EpiSensor) εξαρτάται κυρίως από τα ηλεκτρονικά παρά από τα μηχανικά τμήματα που τον απαρτίζουν. Ένα καλό εμπειρικό μοντέλο του συστήματος χρησιμοποιεί δύο ζεύγη συζυγών πόλων για να απεικονίσει τη συνάρτηση μεταφοράς του οργάνου. Αν η συνάρτηση μεταφοράς διορθωθεί ως

προς την ευαισθησία του σένσορα στα συνεχή σήματα DC , η συμφωνία του πλάτους (amplitude agreement) είναι μεταξύ ± 5 dB του εύρους συχνοτήτων του σένσορα. Η συμφωνία φάσης είναι μεταξύ $\pm 2.5^\circ$ στο πεδίο 0-100 Hz και μεταξύ $\pm 5^\circ$ στο συνολικό πεδίο συχνοτήτων (full bandwidth) του οργάνου. Η απόκριση φάσης (phase response) της συνάρτησης μεταφοράς είναι γραμμική και ίση με ~ 1.6 msec καθυστέρηση για σήματα έως και 200 Hz. Το μοντέλο αυτό μπορεί να αναπαρασταθεί με τη συνάρτηση:

$$\frac{V(s)}{A(s)} = \frac{k_1 * k_2}{(s - p_1)(s - p_2)(s - p_3)(s - p_4)}$$

όπου $V(s)$ είναι ο μετασχηματισμός Laplace της τάσης εξόδου, $A(s)$ είναι ο μετασχηματισμός Laplace της επιτάχυνσης εισόδου , $k_1=2.46 \cdot 10^{13}$, k_2 είναι η ευαισθησία του οργάνου σε V/g και p_1, p_2, p_3, p_4 είναι οι πόλοι:

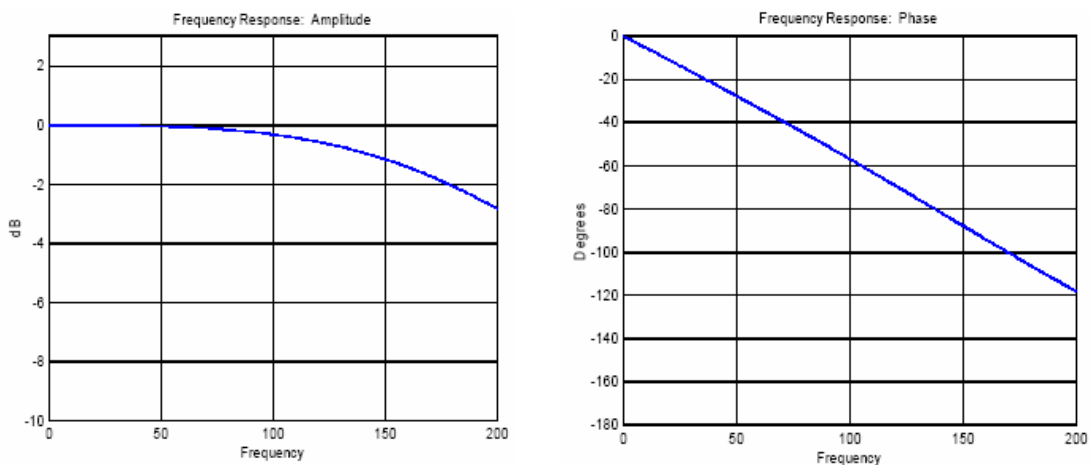
$$p_1 = -981 + 1009i \text{ (Pole 1)}$$

$$p_2 = -981 - 1009i \text{ (Pole 2)}$$

$$p_3 = -3290 + 1263i \text{ (Pole 3)}$$

$$p_4 = -3290 - 1263i \text{ (Pole 4)}$$

Στην εικόνα 4.6 παρουσιάζεται η απόκριση του πλάτους και της φάσης στο μοντέλο των δύο ζευγών συζυγών πόλων που περιγράφηκε.



Εικόνα 4.6: Η απόκριση του πλάτους και της φάσης σε σχέση με τη συχνότητα στο μοντέλο των δύο ζευγών συζυγών πόλων που απεικονίζει τη συνάρτηση μεταφοράς των επιταχυνσιομέτρων που φέρουν οι επιταχυνσιογράφοι τύπου ETNA και K2.

4.4 Εγκατάσταση και διαχείριση των σταθμών του δικτύου RASMON

Ο σχεδιασμός και εγκατάσταση ενός δικτύου επιταχυνσιογράφων απαιτεί ειδικό σχεδιασμό που έχει να κάνει με το επιστημονικό αντικείμενο που επιθυμεί ο διαχειριστής του δικτύου να μελετήσει. Τα δεδομένα που καταγράφονται επηρεάζονται από έναν αριθμό παραγόντων όπως είναι η θέση του σταθμού, ο τύπος και η θέση των επιταχυνσιόμετρων και οι παράμετροι λειτουργίας του οργάνου. Ο διαχειριστής πριν από την εγκατάσταση ενός σταθμού θα πρέπει επίσης να λάβει υπόψη του τις συνθήκες του εδαφικού θορύβου που εμφανίζεται στη θέση εγκατάστασης ώστε να ρυθμίσει επιτυχώς τις παραμέτρους λειτουργίας του οργάνου. Τα όργανα θα πρέπει να εγκαθίστανται σε προστατευμένα από εξωτερικούς παράγοντες (κλιματικές συνθήκες, ανθρωπογενές περιβάλλον) μέρη. Ιδανικά μέρη είναι ελαφριές κατασκευές που βρίσκονται σε κάποια απόσταση από μεγαλύτερες κατασκευές, ώστε ο σταθμός να μπορεί να θεωρηθεί ελεύθερου πεδίου (free field) και οι μετρήσεις του επιταχυνσιόμετρου να είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στην πραγματική επιτάχυνση της θέσης που βρίσκεται ο σταθμός. Η παροχή ενέργειας στο όργανο είναι απαραίτητη, ώστε αν δεν είναι διαθέσιμη παροχή ηλεκτρικού ρεύματος να χρειάζεται να εγκατασταθεί ένα φωτοβολταϊκό σύστημα. Μια τηλεφωνική γραμμή ή κάποιος άλλος τρόπος σύνδεσης είναι απαραίτητος ώστε να πραγματοποιηθεί η σύνδεση με το όργανο τηλεμετρικά. Σχεδιασμός είναι αναγκαίο να πραγματοποιηθεί και για τη διαχείριση του δικτύου, που περιλαμβάνει τον τρόπο απόκτησης και διαχείρισης των δεδομένων και τη συμπεριφορά του δικτύου ύστερα από ένα ισχυρό σεισμικό γεγονός, όταν η παροχή συνεχούς ρεύματος και οι τηλεπικοινωνίες ίσως δεν είναι διαθέσιμες για κάποιο χρονικό διάστημα.

Πριν από την εγκατάσταση ενός επιταχυνσιογράφου είναι απαραίτητη η εύρεση της κατάλληλης θέσης εγκατάστασης, σύμφωνα με τις προδιαγραφές που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο. Αφού έχει πραγματοποιηθεί η δοκιμή της σωστής λειτουργίας του οργάνου και όλων των τμημάτων που το απαρτίζουν στο εργαστήριο, ο επιταχυνσιογράφος είναι έτοιμος για εγκατάσταση.

Το πρώτο βήμα για την εγκατάσταση του οργάνου στο σταθμό είναι η επιλογή του κατάλληλου χώρου μέσα στο σταθμό και η επιλογή του προσανατολισμού του οργάνου. Η θέση εγκατάστασης του οργάνου πρέπει να εξασφαλίζει ελεύθερο χώρο 20-25 cm γύρω από κάθε πλευρά του ώστε να είναι δυνατή η πρόσβαση σε όλα τα εσωτερικά και εξωτερικά τμήματα που το απαρτίζουν. Ο προσανατολισμός των επιταχυνσιογράφων τύπου ETNA και K2 στο δίκτυο RASMON πραγματοποιείται με βάση το γεωγραφικό βορά (πίνακας 4.1). Είναι καλό όμως να λαμβάνεται υπόψη η μαγνητική απόκλιση μεταξύ του γεωγραφικού και γεωμαγνητικού βορά με τη βοήθεια ειδικών χαρτών. Τυπικά, το εμπρόσθιο τμήμα του οργάνου στρέφεται προς τον βορά, οπότε ο άξονας Y του επιταχυνσιόμετρου ταυτίζεται με τη διεύθυνση B-N.

Το επόμενο βήμα είναι η σταθερή εγκατάσταση του οργάνου στο έδαφος. Κάθε επιταχυνσιογράφος τύπου ETNA και K2 φέρει στη βάση του μια μοναδική τρύπα διαμέτρου 6.4 mm. Αφού έχει πραγματοποιηθεί το άνοιγμα μιας τρύπας στο έδαφος εγκατάστασης (συνήθως τσιμέντο) ικανού βάθους και διαμέτρου, ο επιταχυνσιογράφος σταθεροποιείται με τη χρησιμοποίηση μεταλλικού ούπα και

βίδας. Πριν τη σταθεροποίηση του οργάνου βεβαιωνόμαστε για το σωστό προσανατολισμό και την παράλληλη διάταξη του οργάνου με το έδαφος.

Αφού το όργανο έχει σταθεροποιηθεί στο έδαφος, συνδέονται τα εξωτερικά τμήματα του. Πρώτα τοποθετείται η μπαταρία στην ειδική εσωτερική εσοχή του κουτιού (εικόνες 4.3 & 4.4). Πρώτα συνδέονται οι πόλοι της μπαταρίας και στη συνέχεια το εξωτερικό τροφοδοτικό σύστημα. Η σύνδεση της εξωτερικής κεραίας GPS και του εξωτερικού modem πραγματοποιούνται εύκολα στις ειδικές υποδοχές στο εξωτερικό τμήμα του οργάνου. Η εγκατάσταση του οργάνου έχει πλέον ολοκληρωθεί και το επόμενο βήμα είναι η ρύθμιση των παραμέτρων λειτουργίας του.

Η ρύθμιση των παραμέτρων των επιταχυνσιογράφων τύπου ETNA και K2 πραγματοποιείται με τη σύνδεση του οργάνου με φορητό Η/Υ μέσω ενός καλωδίου τύπου RS-232. Η επικοινωνία με το περιβάλλον του οργάνου γίνεται με τα προγράμματα QuickTalk και QuickLook της εταιρίας Kinemetrics, τα οποία είναι εγκατεστημένα στον Η/Υ. Το πρόγραμμα QuickTalk χρησιμοποιείται για τη ρύθμιση των παραμέτρων του επιταχυνσιογράφου, ενώ το πρόγραμμα QuickLook για την οπτική πρόσβαση στις καταγραφές της επιτάχυνσης που έχει πραγματοποιήσει ο επιταχυνσιογράφος. Αφού πραγματοποιηθεί η σύνδεση του επιταχυνσιογράφου με τον Η/Υ, θέτουμε το διακόπτη OPER/STBY από το STBY στη λειτουργία OPER.

Η ρύθμιση των παραμέτρων λειτουργίας του επιταχυνσιογράφου αφορά τη ρύθμιση μιας σειράς παραμέτρων που εξασφαλίζουν τη σωστή λειτουργία του οργάνου σύμφωνα με τις προδιαγραφές που ορίζει ο διαχειριστής και τον επιστημονικό σκοπό της επεξεργασίας των δεδομένων που αναμένεται να καταγραφούν στο σταθμό. Στη συνέχεια παρατίθενται οι παράμετροι λειτουργίας των επιταχυνσιογράφων τύπου ETNA και K2 που είναι εγκατεστημένοι στους σταθμούς του δικτύου RASMON:

- Παράμετροι του σταθμού (station parameters). Στις παραμέτρους του σταθμού καθορίζουμε τον αριθμό των καναλιών καταγραφής. Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη παράγραφο, ο επιταχυνσιογράφος τύπου ETNA διαθέτει 3 κανάλια ενώ ο K2 διατίθεται με δυνατότητα επιλογής μεταξύ 4, 6 ή 12 καναλιών. Στους σταθμούς του δικτύου RASMON χρησιμοποιούνται τρία κανάλια καταγραφής στις τρεις ορθογώνιες διευθύνσεις (X, Y, Z). Επίσης στις παραμέτρους του σταθμού σημειώνεται το όνομα του σταθμού και η χρονολογία εγκατάστασης του.

- Παράμετροι ροής των δεδομένων (stream parameters). Στις παραμέτρους ροής των δεδομένων καθορίζεται ο ρυθμός δειγματοληψίας, το εύρος συχνοτήτων και η διάρκεια των δεδομένων που επιθυμεί ο διαχειριστής να καταγραφούν. Στους σταθμούς του δικτύου RASMON ο ρυθμός δειγματοληψίας έχει επιλεγεί στα 200 sps (samples per second) που αντιστοιχεί σε καταγραφή σημάτων έως και 80 Hz. Στη διάρκεια καταγραφής των δεδομένων καθορίζεται ο χρόνος πριν την έναρξη καταγραφής του σεισμικού γεγονότος (Pre-Event Time) και ο χρόνος μετά την αποπεράτωση του σεισμικού γεγονότος (Post-Event Time) που επιθυμεί ο διαχειριστής να καταγραφεί και να αποθηκευτεί στο αρχείο της σεισμικής καταγραφής. Στους σταθμούς του δικτύου RASMON ο χρόνος πριν την έναρξη

καταγραφής του σεισμικού γεγονότος (Pre-Event Time) καθορίζεται στα 10 sec και ο χρόνος μετά την αποπεράτωση του σεισμικού γεγονότος (Post-Event Time) στα 30 sec , ώστε να εξασφαλιστεί η συνολική καταγραφή της επιτάχυνσης με το χρόνο.

- Παράμετροι προσδιορισμού του κατωφλίου (trigger mode). Με τις παραμέτρους αυτές καθορίζεται το κατώφλι (threshold) έναρξης και τερματισμού της καταγραφής της επιτάχυνσης για κάθε κανάλι σε trigger mode. Στους σταθμούς του δικτύου RASMON το κατώφλι σε κάθε κανάλι έχει τιμές από 0.010% έως 0.050% της πλήρους κλίμακας που έχει επιλεγεί στα 2g. Οι τιμές κατωφλίου έχουν τεθεί σε κάθε σταθμό ανάλογα με το επίπεδο θορύβου που εμφανίζεται στη θέση εγκατάστασης. Στον επιταχυνσιογράφο τύπου ETNA εφαρμόζεται ένα απλό αλλά επαρκές σύστημα μη συνεχής καταγραφής (trigger mode) ενώ στον επιταχυνσιογράφο τύπου K2 υπάρχει η δυνατότητα επιλογής της μεθόδου μη συνεχής καταγραφής (trigger mode) STA/LTA.

Αφού έχουν ορισθεί οι παραπάνω παράμετροι καθορίζουμε στη συνέχεια τις παραμέτρους ανάκτησης των δεδομένων. Στους σταθμούς του δικτύου RASMON τα δεδομένα καταγράφονται σε κάρτες PCMCIA και τα δεδομένα ανακτώνται με απευθείας επίσκεψη στο σταθμό. Κάποιοι από τους σταθμούς (πίνακας 4.1) είναι συνδεδεμένοι με συσκευή modem ρυθμού μετάδοσης 56 kb/sec (dial-up connection) και τα δεδομένα ανακτώνται μέσω τηλεφωνικής σύνδεσης με το σταθμό.

Στη συνέχεια πραγματοποιείται έλεγχος της εύρεσης απόλυτου χρόνου από το σύστημα GPS. Εφόσον το σύστημα GPS έχει εντοπίσει ικανό αριθμό δορυφόρων , στέλνει τον απόλυτο χρόνο στο καταγραφικό όργανο. Το τελικό βήμα είναι η πραγματοποίηση ελέγχου του καταγραφικού και λειτουργικού συστήματος (functional test). Εφόσον και ο έλεγχος αυτός είναι επιτυχημένος , ο επιταχυνσιογράφος είναι έτοιμος να τεθεί σε λειτουργία.

Οι επισκέψεις στους σταθμούς του δικτύου RASMON πραγματοποιούνται σε συχνά χρονικά διαστήματα. Κατά τη διάρκεια των επισκέψεων αυτών ανακτώνται τα δεδομένα από τις κάρτες αποθήκευσης PCMCIA και ελέγχεται η σωστή λειτουργία του οργάνου. Πιο συγκεκριμένα ελέγχεται η κατάσταση του οργάνου (status) , τα επίπεδα της διαφοράς τάσης σε volt των επιταχυνσιομέτρων , η σωστή λειτουργία του συστήματος GPS και πραγματοποιείται έλεγχος του καταγραφικού και λειτουργικού συστήματος (functional test).

4.5 Οι σταθμοί του δικτύου RASMON

Η επιλογή των θέσεων των σταθμών του δικτύου RASMON έγινε με βάση τα κριτήρια που περιγράφηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο και με σκοπό την καλή αζιμουθιακή κάλυψη των σταθμών , πρωτίστως στο δυτικό τμήμα του

Κορινθιακού κόλπου. Επίσης τα γεωλογικά χαρακτηριστικά των σταθμών διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους (χαλαροί σχηματισμοί – συνεκτικά πετρώματα) ώστε να μπορούμε να μελετήσουμε τις διαφορές στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης που παρατηρούνται μεταξύ των διαφόρων θέσεων.

Στον πίνακα 4.5 παρουσιάζονται τα κύρια χαρακτηριστικά των επιταχυνσιομέτρων που είναι εγκατεστημένα σε κάθε σταθμό. Στον πίνακα 4.6 παρουσιάζεται η κατηγοριοποίηση των εδαφών στις θέσεις των σταθμών, σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση του αντισεισμικού κώδικα των Η.Π.Α. (FEMA 450, NEHRP 2003). Γεωτεχνικά στοιχεία δεν είναι διαθέσιμα στις θέσεις των σταθμών και η κατηγοριοποίηση έχει γίνει εμπειρικά με βάση τα γεωλογικά χαρακτηριστικά και τα υπάρχοντα σε κάποιους σταθμούς (όπως του Λουτρακίου, του Κιάτου και του Ευλοκάστρου), γεωτεχνικά στοιχεία σε γεωτρήσεις κοντά στις θέσεις των σταθμών.

Πίνακας 4.5: Τα κύρια χαρακτηριστικά των επιταχυνσιομέτρων που είναι εγκατεστημένα στους σταθμούς του δικτύου RASMON.

Αίγιο (AIG) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.66	0.66
Nat. Frequency	52.00 Hz	50.50 Hz	53.80 Hz
Ροδινή (ROD) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.65	0.68	0.67
Nat. Frequency	51.60 Hz	51.60 Hz	51.10 Hz
Λάκκα (LAK) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.66	0.65
Nat. Frequency	50.80 Hz	51.30 Hz	52.10 Hz
Μανάγουλη (MAN) , sensor 1g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	2.50 V/g	2.50 V/g	2.50 V/g
Damping	0.65	0.65	0.66
Nat. Frequency	51.10 Hz	50.00 Hz	52.30 Hz
Σεργούλα (SER) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.66	0.66

Nat. Frequency	51.20 Hz	50.80 Hz	51.90 Hz
Τριζόνια (TRI) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.66	0.65
Nat. Frequency	52.90 Hz	52.60 Hz	52.50 Hz
Γαλαξίδι (GLX) , sensor 1g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	2.50 V/g	2.50 V/g	2.50 V/g
Damping	0.64	0.64	0.65
Nat. Frequency	51.60 Hz	51.40 Hz	50.20 Hz
Ακράτα (AKR) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.67	0.67
Nat. Frequency	50.50 Hz	52.60 Hz	51.80 Hz
Ευλόκαστρο (XYL) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (E-W)	Ch3 (Z)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.70	0.70	0.70
Nat. Frequency	206.00 Hz	208.00 Hz	204.Hz
Κιάτο (KIAT) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.70	0.70	0.70
Nat. Frequency	206.00 Hz	208.00 Hz	204.Hz
Λουτράκι (LOU) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (E-W)	Ch3 (Z)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.70	0.70	0.70
Nat. Frequency	206.00 Hz	208.00 Hz	204.Hz
Αντίκυρα (ANT) , sensor 2g FBA			
	Ch1 (N-S)	Ch2 (Z)	Ch3 (E-W)
Fullscale	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping	0.66	0.66	0.66
Nat. Frequency	51.90 Hz	51.60 Hz	52.30 Hz

Στη συνέχεια θα περιγραφεί η θέση του κάθε σταθμού του δικτύου RASMON και θα αναφερθούν τα γεωλογικά χαρακτηριστικά σε κάθε σταθμό, σύμφωνα με τους γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. (κλίμακας 1:50000) και των υπολοίπων διαθέσιμων στοιχείων.

Πίνακας 4.6: Κατηγορίες εδαφών στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON (σύμφωνα με NEHRP 2003).

Σταθμοί	Κατηγορία εδάφους (site class)
Αίγιο (AIG)	C-Soft rock (360 m/s <Vs<760 m/s)
Γαλαξίδι (GLX)	C-Soft rock (360 m/s <Vs<760 m/s)
Ροδινή (ROD)	C-Soft rock (360 m/s <Vs<760 m/s)
Σεργούλα (SER)	C-Soft rock (360 m/s <Vs<760 m/s)
Τριζόνια (TRI)	B-Rock (760 m/s <Vs<1500 m/s)
Λάκκα (LAK)	D-Stiff soil (180 m/s <Vs<360 m/s)
Ακράτα (AKR)	D-Stiff soil (180 m/s <Vs<360 m/s)
Μανάγουλη (MAN)	E-Soft soil (Vs<180 m/s)
Κιάτο (KIAT)	D-Stiff soil (180 m/s <Vs<360 m/s)
Ευλόκαστρο (XYL)	D-Stiff soil (180 m/s <Vs<360 m/s)
Αντίκυρα (ANT)	B-Rock (760 m/s <Vs<1500 m/s)
Λουτράκι (LOU)	D-Stiff soil (180 m/s <Vs<360 m/s)

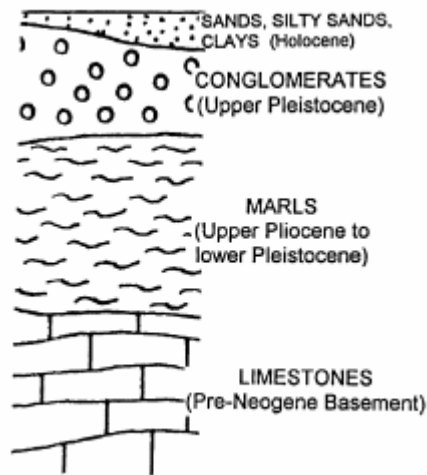
Ο σταθμός του **Αιγίου** (εικ. 4.7) είναι εγκατεστημένος στο υπόγειο του νέου δημαρχείου της πόλης από τις 17/8/2001. Η πρώτη εγκατάσταση του σταθμού είχε πραγματοποιηθεί στις 17/6/1998 στο υπόγειο του κτιρίου του παλιού δημαρχείου της πόλης. Η τροφοδοσία του οργάνου γίνεται με την παροχή συνεχούς ηλεκτρικού ρεύματος και ο επιταχυνσιογράφος είναι συνδεδεμένος με εξωτερική συσκευή modem, ώστε η επικοινωνία με το όργανο να πραγματοποιείται με τηλεφωνική σύνδεση. Εξαιτίας της αυξημένης ανθρωπογενούς παρουσίας στο κτίριο, το κατώφλι έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.050% της πλήρους κλίμακας (Full Scale) ώστε να αποφευχθεί η καταγραφή του μικροθορύβου.

Το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής του Αιγίου αποτελείται από Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και φλύσχη, οι οποίοι υπερκαλύπτονται από παχιά στρώματα μάργας ηλικίας Αν. Πλειόκαινο – Κατ. Πλειστόκαινο (εικόνα 4.8). Οι μάργες με τη σειρά τους υπερκαλύπτονται από κροκαλοπαγή ηλικίας Αν. Πλειστοκαίνου (εικόνα 4.8). Τέλος τα επιφανειακά στρώματα αποτελούνται από Ολοκαινικές αποθέσεις ακτών και ποταμών. Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο, σημαντικές καταστροφές παρατηρήθηκαν στα κτίρια της πόλης του Αιγίου κατά τη διάρκεια του σεισμικού γεγονότος του 1995. Στην πόλη του Αιγίου παρατηρήθηκε σημαντική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης με καταγεγραμμένες επιταχύνσεις που έφτασαν τα 0.54 g στην οριζόντια

συνιστώσα , ενώ παρατηρήθηκε και επίδραση της επιφανειακής τοπογραφίας στη σεισμική κίνηση (Athanasopoulos *et al.*, 1999).



Εικόνα 4.7: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Αιγίου (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Αμυδαλέα , 1:50000). Στο χάρτη παρουσιάζονται οι θέσεις των σταθμών του Αιγίου και της διάταξης CORSSA , που βρίσκεται κοντά στο λιμάνι της πόλης. Ο σχηματισμός *al* αντιστοιχεί σε Ολοκαινικές αλλουβιακές αποθέσεις και ο *Pt1-c* στα κροκαλοπαγή του Αν. Πλειστοκαίνου.



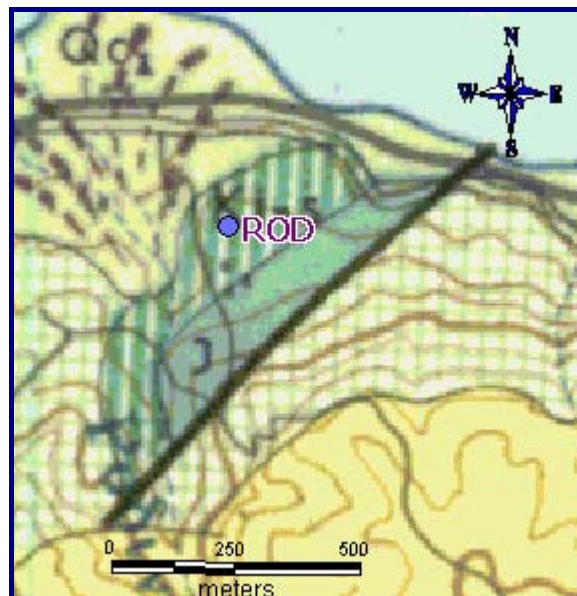
Εικόνα 4.8: Το γεωλογικό προφίλ της περιοχής του Αιγίου.

Ο σταθμός της **Ροδινής** είναι εγκατεστημένος στην εκκλησία του νεκροταφείου του οικισμού από τις 17/6/1998 (εικόνα 4.9). Η εκκλησία αποτελεί ελαφριά κατασκευή και είναι απομακρυσμένη από τα υπόλοιπα κτίρια του οικισμού , ώστε ο εδαφικός θόρυβος να είναι μειωμένος και ο σταθμός να θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Η τροφοδοσία του οργάνου πραγματοποιείται με συνεχές ηλεκτρικό ρεύμα και η ανάκτηση των δεδομένων γίνεται με απευθείας επισκέψεις στη θέση του σταθμού σε τακτά χρονικά διαστήματα. Η τιμή του κατωφλίου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.030% της πλήρους κλίμακας (FS).



Εικόνα 4.9: α) Η εκκλησία που έχει εγκατασταθεί ο σταθμός της Ροδίνης και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου μέσα στο ιερό της εκκλησίας.

Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Ναύπακτος , κλίμακα 1:50.000 , 1971) στην ευρύτερη περιοχή της θέσης του σταθμού εμφανίζονται Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι. Πιο συγκεκριμένα , στη θέση εγκατάστασης εμφανίζεται ένας σχηματισμός που αποτελείται από κερατόλιθους και ασβεστόλιθους ηλικίας Κατ.-Αν. Κρητιδικό (εικόνα 4.10). Στα κατώτερα μέλη του σχηματισμού αυτού επικρατούν ερυθροί κερατόλιθοι με παρεμβολές αργιλικών σχιστολίθων και μαργών , ενώ στα ανώτερα μέλη επικρατούν πολυγενείς μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθοι με θραύσματα Ρουδιστών και Τρηματοφόρων.



Εικόνα 4.10: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Ροδίνης (Ι.Γ.Μ.Ε. , φύλλο Ναύπακτος , 1:50000). Ο σχηματισμός *Ki-s* που βρίσκεται ο σταθμός της Ροδίνης αντιστοιχεί στο σχηματισμό των κερατολίθων και ασβεστολίθων του Κατ.-Αν. Κρητιδικού.

Ο σταθμός της *Λάκκας* εγκαταστάθηκε στις 22/05/2004 στο ιερό της εκκλησίας του Αγίου Κωνσταντίνου που βρίσκεται δυτικά της κοινότητας της

Λάκκας (εικόνα 4.11). Η εκκλησία αποτελεί ελαφριά κατασκευή και είναι απομακρυσμένη από το ανθρωπογενές περιβάλλον, ώστε ο εδαφικός θόρυβος να είναι μειωμένος και ο σταθμός να θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Ο επιταχυνσιογράφος τροφοδοτείται από το ηλεκτρικό κύκλωμα της εκκλησίας και η ανάκτηση των δεδομένων πραγματοποιείται με απευθείας επίσκεψη στο σταθμό σε τακτά χρονικά διαστήματα. Η τιμή του κατωφλίου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.050% της πλήρους κλίμακας (FS).

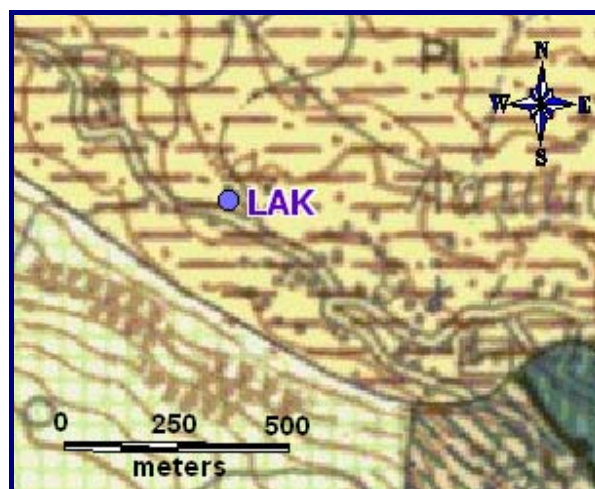


α)



β)

Εικόνα 4.11: α) Η εκκλησία του Αγ. Κωνσταντίνου όπου έχει εγκατασταθεί ο σταθμός της Λάκκας και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου μέσα στο ιερό της εκκλησίας.



Εικόνα 4.12: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Λάκκας (Ι.Γ.Μ.Ε., φύλλο Χαλανδρίτσα, 1:50000). Ο σχηματισμός *P1* που βρίσκεται ο σταθμός της Λάκκας αντιστοιχεί στις Πλειοκαινικές αποθέσεις σημαντικού πάχους.

Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Χαλανδρίτσα, κλίμακα 1:50.000, 1984) η θέση του σταθμού βρίσκεται πάνω σε Πλειοκαινικές θαλάσσιες, υφάλμυρες και λιμναίες αποθέσεις σημαντικού πάχους, που σε ορισμένες θέσεις ξεπερνάει τα 800 m (εικόνα 4.12). Πιο συγκεκριμένα, πρόκειται για

εναλλασσόμενα στρώματα από μάργες , αργίλους , αδρομερείς άμμους , λεπτόκοκκους ψαμμίτες και κροκαλοπαγή χαλαρής και συχνά ισχυρής συνοχής.

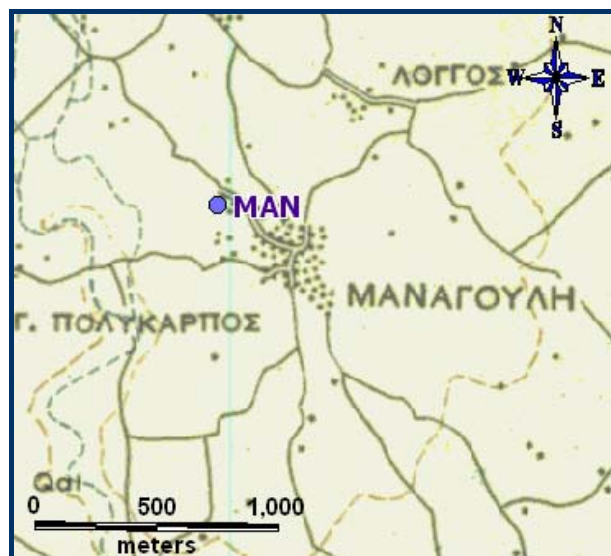


α)



β)

Εικόνα 4.13: α) Το δημοτικό σχολείο όπου είναι εγκατεστημένος ο σταθμός της Μανάγουλης και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου στο δάπεδο του εσωτερικού του σχολείου.



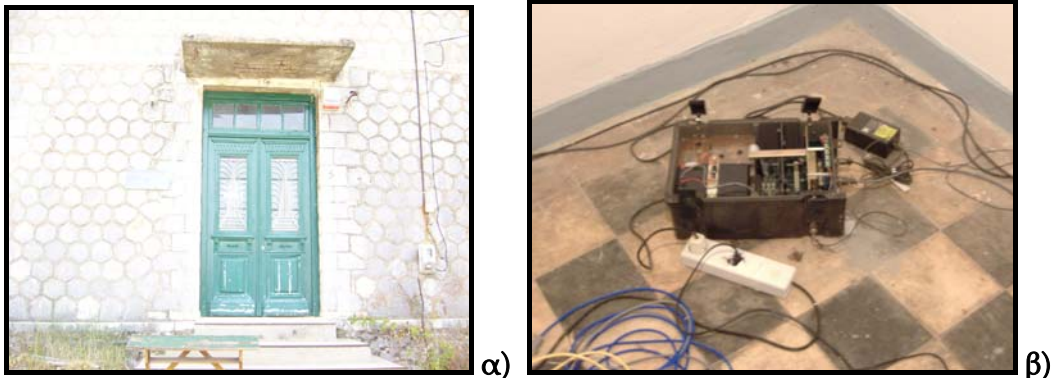
Εικόνα 4.14: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Μανάγουλης (Ι.Γ.Μ.Ε. , φύλλο Ναύπακτος , 1:50000). Ο σχηματισμός *Qa1* που βρίσκεται ο σταθμός της Μανάγουλης αντιστοιχεί στις σύγχρονες προσχώσεις και τα εκτεταμένα αλλουβιακά πεδία.

Ο σταθμός της **Μανάγουλης** εγκαταστάθηκε στις 19/6/1998 στο δάπεδο του δημοτικού σχολείου της κοινότητας (εικόνα 4.13). Το σχολείο είναι ελαφριά κατασκευή ενός ορόφου και ο σταθμός θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Τα επίπεδα του εδαφικού θορύβου είναι μειωμένα δεδομένης της μειωμένης ανθρωπογενής παρουσίας στον ευρύτερο χώρο. Η τροφοδότηση του επιταχυνσιογράφου με ενέργεια γίνεται με τη σύνδεση του οργάνου με το ηλεκτρικό κύκλωμα του σχολείου , ενώ η σύνδεσή του με εξωτερική συσκευή modem επιτρέπει τη σύνδεση με το περιβάλλον του οργάνου μέσω τηλεφωνικής γραμμής. Η τιμή του κατωφλίου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών

καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.030% της πλήρους κλίμακας (FS).

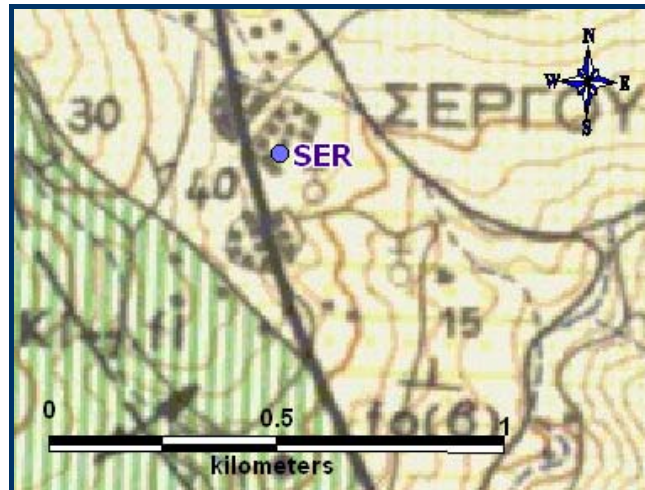
Η κοινότητα της Μανάγουλης είναι κτισμένη στο δελταϊκό πεδίο του ποταμού Μόρνου , με τους επιφανειακούς γεωλογικούς σχηματισμούς να απαρτίζονται από σύγχρονες προσχώσεις και εκτεταμένα αλλουβιακά πεδία (εικόνα 4.14). Η συνεκτικότητα των σχηματισμών είναι μικρή και αναμένονται σημαντικές ενισχύσεις στη διάδοση της σεισμικής κίνησης στους επιφανειακούς σχηματισμούς.

Ο σταθμός της **Σεργούλας** είναι εγκατεστημένος στο παλιό δημοτικό σχολείο της κοινότητας από τις 2/3/2002 (εικόνα 4.15). Πρόκειται για μια ελαφριά κατασκευή ενός ορόφου που είναι απομακρυσμένη από το ανθρωπογενές περιβάλλον και ο σταθμός θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Η τροφοδοσία του οργάνου με την απαραίτητη ηλεκτρική ενέργεια πραγματοποιείται από το δίκτυο ηλεκτροδότησης που είναι συνδεδεμένο το σχολείο. Για την ανάκτηση των δεδομένων είναι απαραίτητες οι ταχτικές επισκέψεις στο σταθμό , καθώς δεν είναι δυνατή η σύνδεση μέσω τηλεφωνικής γραμμής. Η τιμή του κατωφλίου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.030% της πλήρους κλίμακας (FS).



Εικόνα 4.15: α) Το παλιό δημοτικό σχολείο όπου είναι εγκατεστημένος ο σταθμός της Σεργούλας και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου στο δάπεδο του εσωτερικού του σχολείου.

Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Αμυδαλέα , κλίμακα 1:50.000 , 1977) στην περιοχή του οικισμού της Σεργούλας απαντούν τεφροκυανοί , ιλυοαργιλικοί και μαργαίκοι σχιστόλιθοι με παρεμβολές ψαμμιτικών υλικών ηλικίας Παλαιοκαίνου (εικόνα 4.16). Ο σχηματισμός αυτός αποτελεί τμήμα του φλύσχη της ενότητας Πίνδου , ενώ θεωρείται ως μεταβατικός σχηματισμός μεταξύ των ενοτήτων της Πίνδου και του Παρνασσού. Το πάχος του σχηματισμού δεν υπερβαίνει τα 100 m και εμφανίζει μέτρια συνεκτικότητα. Ο σχηματισμός αυτός υπέρκειται ασβεστολιθικών πετρωμάτων ηλικίας Σενωνίου.



Εικόνα 4.16: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Σεργούλας (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Αμυγδαλέα , 1:50000). Ο σχηματισμός $f\alpha(\beta)$ που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός της Σεργούλας αντιστοιχεί στους σχιστολίθους του Παλαιοκαίνου , ενώ στην ευρύτερη περιοχή εμφανίζονται ανθρακικά πετρώματα.

Ο σταθμός στη νήσο **Τριζόνια** εγκαταστάθηκε στο κοινοτικό γραφείο της κοινότητας στις 11/4/2002 (εικόνα 4.17). Το κοινοτικό γραφείο αποτελεί μια ελαφριά κατασκευή μικρών διαστάσεων και είναι πλέον εκτός λειτουργίας , ώστε τα επίπεδα θορύβου να είναι χαμηλά. Ο σταθμός θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Η τροφοδότηση του οργάνου γίνεται μέσω της σύνδεσης του με το ηλεκτρικό κύκλωμα του γραφείου , ενώ είναι εφικτή η επικοινωνία με τον επιταχυνσιογράφο μέσω τηλεφωνικής γραμμής. Η τιμή του κατωφλίου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.010% της πλήρους κλίμακας (FS) , ώστε ο επιταχυνσιογράφος να ανιχνεύει και να καταγράφει και τη μικροσεισμική δραστηριότητα της περιοχής.

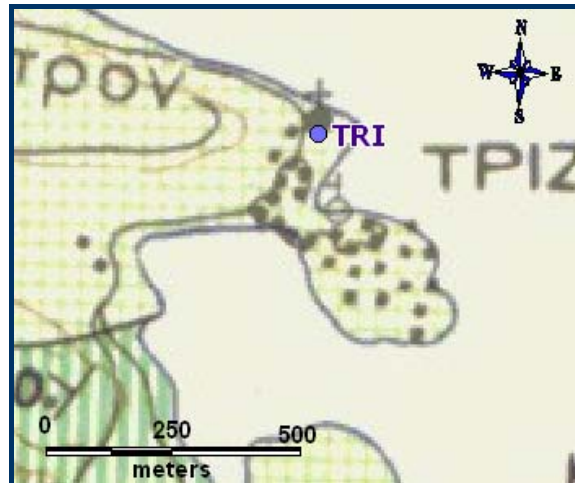


α)



β)

Εικόνα 4.17: α) Το κοινοτικό γραφείο όπου είναι εγκατεστημένος ο σταθμός των Τριζονίων και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου στο δάπεδο του εσωτερικού του γραφείου , συνδεδεμένου με συσκευή UPS και modem.



Εικόνα 4.18: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής των Τριζονίων (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Αμυγδαλέα , 1:50000). Ο σχηματισμός *K8-s* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός των Τριζονίων αντιστοιχεί στους ασβεστόλιθους του Σενωνίου.

Στο βόρειο τμήμα του νησιού , όπου είναι εγκατεστημένος και ο επιταχυνσιογράφος , απαντούν λευκότεφροι , λεπτοπλακώδεις έως λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθοι με πυριτικούς κονδύλους και διαστρώσεις που μεταπίπτουν προς τα άνω σε μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθους (φύλλο Αμυγδαλέα , κλίμακα 1:50.000 , 1977) (εικόνα 4.18). Η ηλικία του σχηματισμού είναι το Σενώνιο και ανήκει στην ενότητα της Πίνδου.



α)



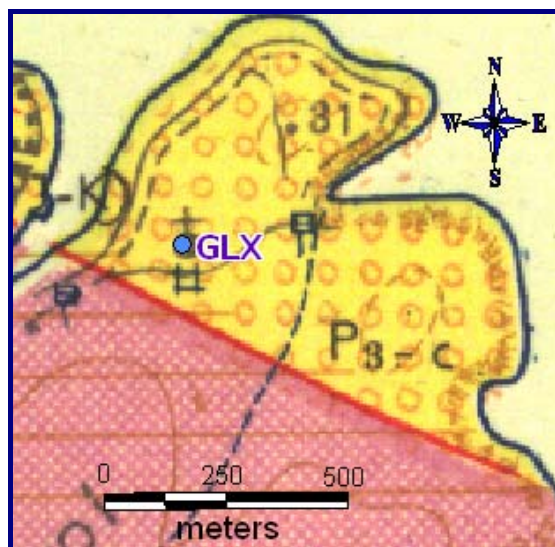
β)

Εικόνα 4.19: α) Η εκκλησία του Αγ. Ιωάννη όπου έχει εγκατασταθεί ο σταθμός του Γαλαξειδίου και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου μέσα στο ιερό της εκκλησίας.

Ο σταθμός του *Γαλαξειδίου* είναι εγκατεστημένος στο ιερό της εκκλησίας του Αγίου Ιωάννη , ο οποίος βρίσκεται λίγο έξω από την πόλη (εικόνα 4.19). Η εκκλησία αποτελεί μια ελαφριά κατασκευή μικρών διαστάσεων ώστε ο σταθμός να θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field) , ενώ τα επίπεδα θορύβου είναι χαμηλά δεδομένου ότι ο σταθμός είναι απομακρυσμένος από το ανθρωπογενές περιβάλλον και στην εκκλησία δεν πραγματοποιούνται συχνά τελετές. Το όργανο τροφοδοτείται με ηλεκτρική ενέργεια από το ηλεκτρικό κύκλωμα της εκκλησίας και η ανάκτηση των δεδομένων πραγματοποιείται με συχνές

επισκέψεις στο σταθμό. Η τιμή του κατώφλιου έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.050% της πλήρους κλίμακας (FS).

Στην περιοχή της θέσης του σταθμού απαντούν κροκαλοπαγή σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Γαλαξειδίον , κλίμακα 1:50.000 , 1962) , τα οποία είναι γνωστά ως κροκαλοπαγή Αγ. Ευθυμίας (εικόνα 4.20). Ο σχηματισμός αυτός είναι Πλειοκαινικής ηλικίας και αποτελείται κυρίως από ασβεστολιθικές κροκάλες διαμέτρου έως και 1 m , ενώ το πάχος του δεν ξεπερνάει τα 40-50 m. Οι υποκείμενοι σχηματισμοί είναι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι της ενότητας Παρνασσού ηλικίας Αν. Τριαδικού , οι οποίοι είναι επωθημένοι σε Ιουρασικούς μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθους της ενότητας Πίνδου.



Εικόνα 4.20: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Γαλαξειδίου (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Γαλαξειδίον , 1:50000). Ο σχηματισμός *P3-c* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός του Γαλαξειδίου αντιστοιχεί στα κροκαλοπαγή Αγ. Ευθυμίας ηλικίας Πλειοκαίνου.

Ο σταθμός της **Ακράτας** εγκαταστάθηκε στις 16/8/2001 σε ειδικά διαμορφωμένο χώρο μιας δημοτικής αποθήκης (εικόνα 4.21). Η αποθήκη βρίσκεται έξω από το κέντρο της πόλης και είναι χαμηλή κατασκευή , με τον επιταχυνσιογράφο εγκατεστημένο σε τσιμεντένιο δάπεδο. Τα επίπεδα θορύβου στην περιοχή της θέσης είναι χαμηλά και ο σταθμός θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Η τροφοδοσία του οργάνου γίνεται με τη σύνδεση του με το δίκτυο ηλεκτροδότησης και η ανάκτηση των δεδομένων πραγματοποιείται με συχνές επισκέψεις στη θέση του σταθμού. Δεδομένου του χαμηλού επιπέδου θορύβου , το κατώφλι έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.010% της πλήρους κλίμακας (FS).

Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Δερβένιον , κλίμακα 1:50.000 , 1993) , ο σταθμός είναι εγκατεστημένος σε μανδύα αποσάθρωσης πάχους έως και 10 m Πλειστοκαινικής ηλικίας (εικόνα 4.22). Τα προϊόντα

αποσάθρωσης προέρχονται κυρίως από τα ανώτερα στρώματα του υποκείμενου σχηματισμού των κροκαλοπαγών που εμφανίζει σημαντικό πάχος (έως 800 m).



Εικόνα 4.21: α) Η δημοτική αποθήκη όπου έχει εγκατασταθεί ο σταθμός της Ακράτας και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου μέσα στον ειδικά διαμορφωμένο χώρο της αποθήκης.

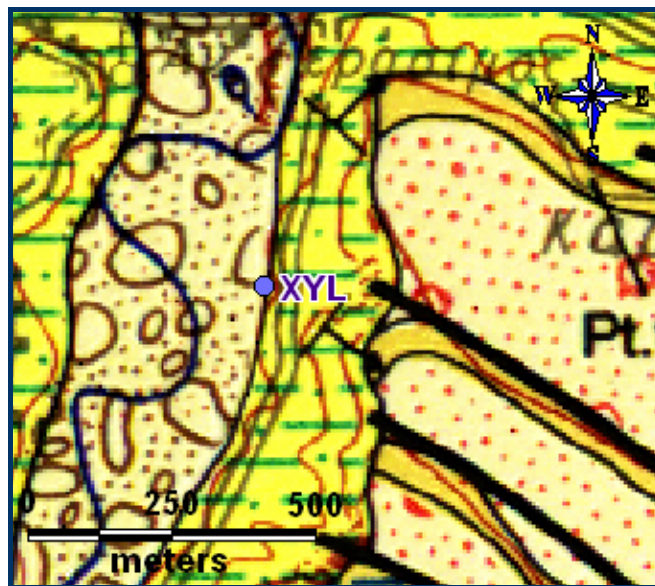


Εικόνα 4.22: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Ακράτας (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Δερβένιον , 1:50000). Ο σχηματισμός *Pl.tr* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός της Ακράτας αντιστοιχεί στα προϊόντα αποσάθρωσης Πλειστοκαινικής ηλικίας.

Ο σταθμός του *Ευλοκάστρου* εγκαταστάθηκε στις 4/7/2007 σε δωμάτιο που βρίσκεται στο νέο νεκροταφείο της πόλης. Ο χώρος αυτός είναι μια νέα , μονώροφη ελαφριά κατασκευή , απομακρυσμένη από άλλες κατασκευές και τον ανθρωπογενή θόρυβο , ώστε ο σταθμός να θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Στο χώρο αυτό είναι διαθέσιμη η παροχή ηλεκτρικής ενέργειας για την τροφοδοσία του οργάνου , δεν είναι διαθέσιμη όμως κάποια τηλεφωνική σύνδεση , ώστε οι συχνές επισκέψεις στο σταθμό για την ανάκτηση των δεδομένων να είναι απαραίτητη. Λόγω του μειωμένου εδαφικού θορύβου στο χώρο , το κατώφλι έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών

του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) έχει τεθεί στο 0.010% της πλήρους κλίμακας (FS).

Ο σταθμός , σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Ξυλόκαστρο , κλίμακα 1:50.000 , 1989) , βρίσκεται στις σύγχρονες αποθέσεις του ποταμού Τρικαλίτικος (εικόνα 4.23). Πρόκειται για αδρομερή υλικά που αποτελούνται από άμμους και κροκαλολατύπες. Στην ευρύτερη περιοχή της θέσης του σταθμού εμφανίζεται ο σχηματισμός των αμμούχων μαργών του Ρέθιου-Δενδρού (εικόνα 4.23). Πρόκειται για ομοιογενή σχηματισμό μεγάλης εξάπλωσης που αποτελείται από εναλλαγές αμμούχων και πηλούχων μαργών. Είναι σχηματισμός ηλικίας Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου , λιμναίας και υφάλμυρης φάσης και πάχους ~600 m.

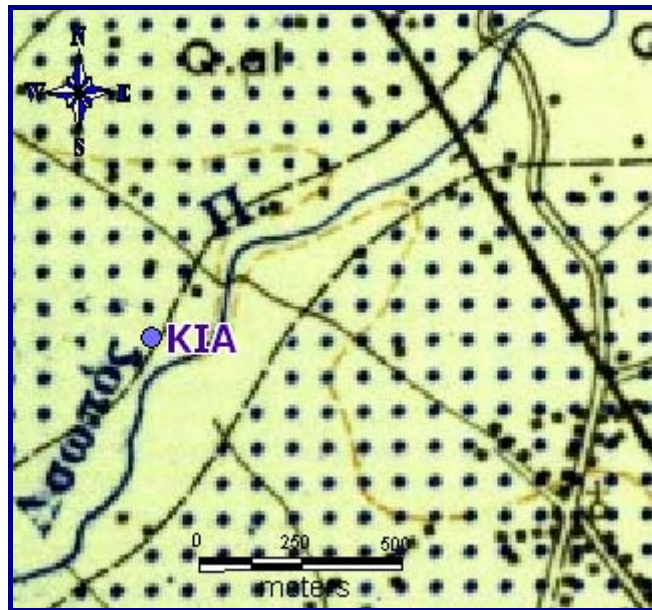


Εικόνα 4.23: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Ξυλοκάστρου (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Ξυλόκαστρον , 1:50000). Ο σχηματισμός *Ht* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός του Ξυλοκάστρου αντιστοιχεί στις σύγχρονες αποθέσεις του ποταμού Τρικαλίτικου , ενώ ο προσκείμενος σχηματισμός (Pt.s,m) αντιστοιχεί στις αμμούχες μάργες του Ρέθιου-Δενδρού που εμφανίζουν μεγάλη εξάπλωση και πάχος.

Ο σταθμός του **Κιάτου** εγκαταστάθηκε το Μάιο του 2006 σε κτίριο στο χώρο του βιολογικού καθαρισμού της πόλης. Πρόκειται για διώροφο κτίριο μικρών διαστάσεων και το όργανο τοποθετήθηκε στο δάπεδο του ισόγειου. Στο χώρο παρατηρήθηκε μειωμένος εδαφικός θόρυβος και το κατώφλι έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) τέθηκε στο 0.010% της πλήρους κλίμακας (FS). Η τροφοδοσία του επιταχυνσιογράφου πραγματοποιείται με τη σύνδεση του με το ηλεκτρικό δίκτυο του κτιρίου και η ανάκτηση των δεδομένων γίνεται με συχνές επισκέψεις στο χώρο του σταθμού.

Στον ευρύτερο χώρο του σταθμού (Ι.Γ.Μ.Ε., Φύλλο Κόρινθος, κλίμακα 1:50000, 1972) απαντούν σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις μαργών , αργίλων και άμμων και αποθέσεις χειμάρων (εικόνα 4.24). Νοτιότερα του σταθμού

συναντώνται Τεταρτογενή κροκαλοπαγή μικρού πάχους και Άνω Πλειοκαινικές μάργες λιμναίου – υφάλμυρου περιβάλλοντος.



Εικόνα 4.24: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Κιάτου (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Κόρινθος , 1:50000). Ο σχηματισμός *Qal* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός του Κιάτου αντιστοιχεί στις σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις.

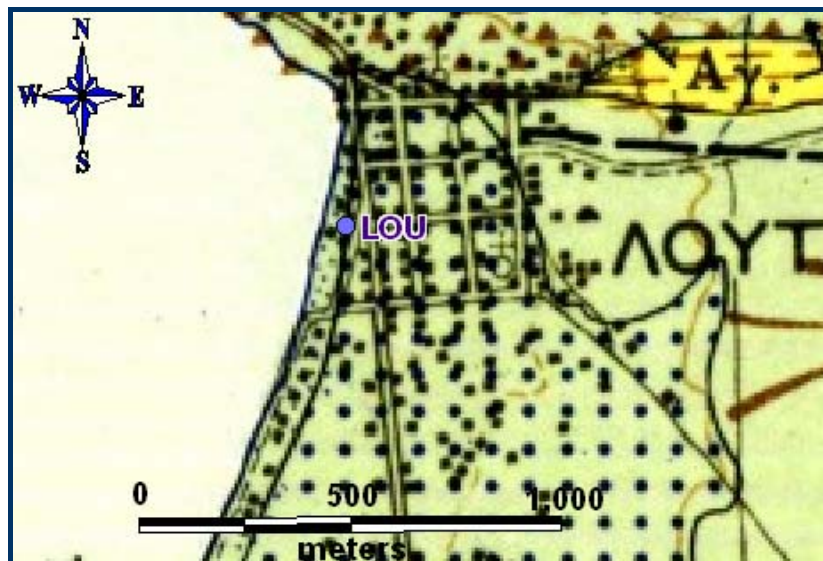
Ο σταθμός του *Λουτρακίου* εγκαταστάθηκε στις 3/7/2007 στο υπόγειο του δημαρχείου της πόλης (εικόνα 4.25). Πρόκειται για ένα τριώροφο κτίριο στο κέντρο της πόλης , που στο υπόγειο του όμως ικανοποιούνται οι προδιαγραφές της άμεσης γειτνίασης του επιταχυνσιομέτρου με το έδαφος για την καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης. Αν και ο επιταχυνσιογράφος δεν βρίσκεται κοντά με τα γραφεία που στεγάζονται στο υπόγειο του κτιρίου , το κατώφλι έναρξης καταγραφής (threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) τέθηκε δοκιμαστικά στο 0.070% της πλήρους κλίμακας (FS) , ώστε να αποφευχθεί η καταγραφή του ανθρωπογενούς θορύβου. Το όργανο τροφοδοτείται με ενέργεια από το ηλεκτρικό δίκτυο του κτιρίου και η ανάκτηση των δεδομένων πραγματοποιείται με συχνές επισκέψεις στη θέση του σταθμού.

Το κτίριο του δημαρχείου βρίσκεται ~20 m από την παραλιακή ζώνη όπου συναντώνται σύγχρονοι παράκτιοι σχηματισμοί από άμμους και κροκάλες. Στη θέση του σταθμού και στην ευρύτερη οικιστική περιοχή του Λουτρακίου εμφανίζονται σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις (εικόνα 4.26). Πρόκειται για ασύνδετα υλικά από άμμους και κροκαλολατύπες στις κοίτες των χειμάρρων , χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά , υλικά χειμαρρωδών αναβαθμίδων και ερυθραγή με κροκαλολατύπες σε μικρές εσωτερικές λεκάνες .Παρουσιάζουν συχνές πλευρικές μεταβάσεις , γεγονός που αντικατοπτρίζει το ευμετάβλητο καθεστώς απόθεσης τους .Το πάχος τους είναι μεταβαλλόμενο γενικά και αναμένεται να φτάνει τα 10-15 m .Σε ορισμένες , ωστόσο , περιπτώσεις , το πάχος τους γίνεται πολύ μεγάλο , όπως στον άξονα της λεκάνης του Λουτρακίου , όπου και λίγο

ανατολικά της πόλης , μπορεί να φτάνει τα 100 m . Το υπόβαθρο των αλλουβιακών αποθέσεων αποτελεί ο σχηματισμός των Κορινθιακών μαργών ηλικίας Άνω Πλειοκαινικής. Είναι σχηματισμός ημισυνεκτικός έως συνεκτικός , με μικρό έως μέτριο βαθμό αποσάθρωσης και σημαντικό πάχος που φτάνει τις μερικές εκατοντάδες μέτρα.



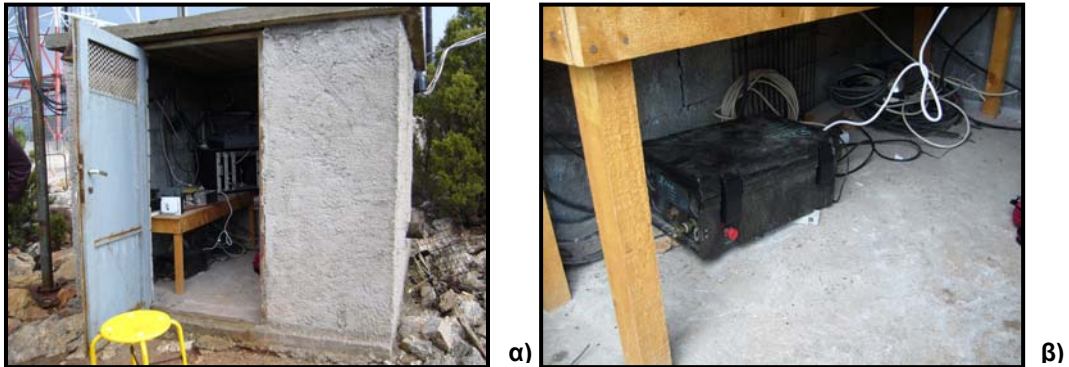
Εικόνα 4.25: Η θέση του επιταχυνσιογράφου σε ειδικό χώρο του υπογείου του δημαρχείου του Λουτρακίου.



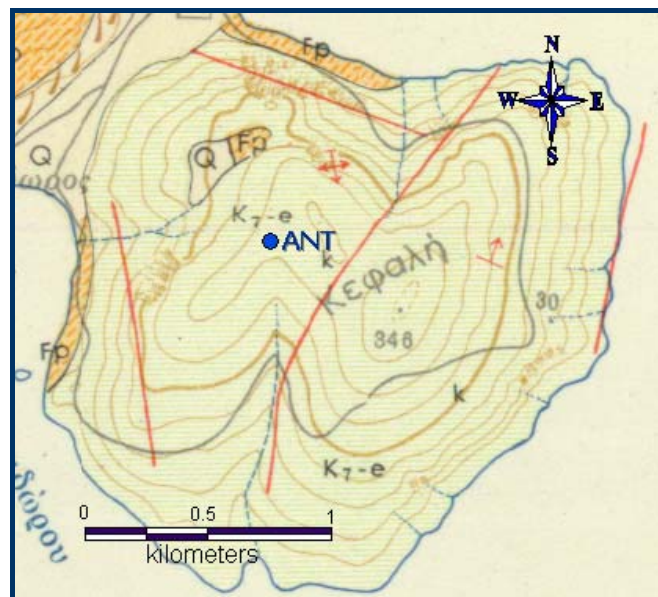
Εικόνα 4.26: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Λουτρακίου (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Κόρινθος , 1:50000). Ο σχηματισμός *Qal.2* που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός του Λουτρακίου αντιστοιχεί στις σύγχρονες παράκτιες αποθέσεις , ενώ ο σχηματισμός *Qal* που εμφανίζεται στην ευρύτερη περιοχή αντιστοιχεί στις σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις.

Ο σταθμός της *Αντικύρας* εγκαταστάθηκε στις 6/11/2007 και είναι ο νεότερος σταθμός του δικτύου RASMON. Ο επιταχυνσιογράφος είναι εγκατεστημένος στο τσιμεντένιο δάπεδο ενός κτίσματος μικρών διαστάσεων που βρίσκεται στην κορυφή του λόφου Κεφαλή , νότια της πόλης της Αντικύρας (εικόνα 4.27). Στο κτίσμα στεγάζονται επίσης τηλεοπτικοί αναμεταδότες και για την αποφυγή καταγραφής του τυχόν μηχανικού θορύβου το κατώφλι έναρξης καταγραφής

(threshold) και των τριών καναλιών του επιταχυνσιογράφου (trigger mode) τέθηκε στο 0.030% της πλήρους κλίμακας (FS). Στην περιοχή της θέσης του σταθμού δεν υπάρχουν άλλα κτίσματα και ο σταθμός θεωρείται ελεύθερου πεδίου (free field). Στο κτίσμα παρέχεται ηλεκτρική ενέργεια για την τροφοδότηση του επιταχυνσιογράφου και η ανάκτηση των δεδομένων πραγματοποιείται με επισκέψεις στο χώρο του σταθμού σε τακτά χρονικά διαστήματα.



Εικόνα 4.27: α) Το μικρό κτίσμα όπου έχει εγκατασταθεί ο σταθμός της Αντικύρας και β) η θέση του επιταχυνσιογράφου στο τσιμεντένιο δάπεδο του κτίσματος.



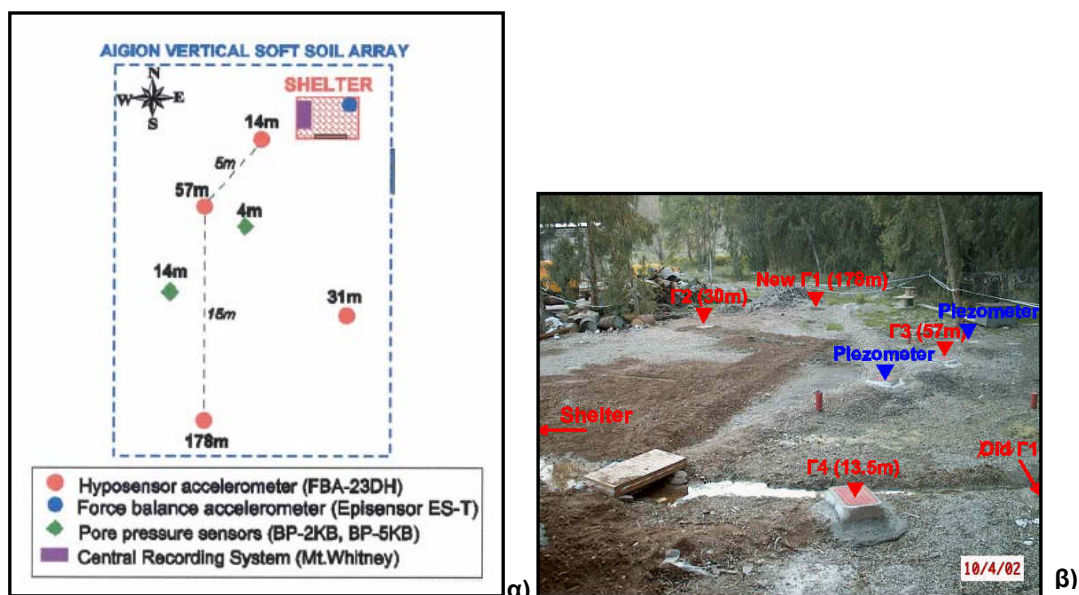
Εικόνα 4.28: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Αντικύρας (Ι.Γ.Μ.Ε. , Φύλλο Δελφοί , 1:50000). Ο σχηματισμός *K7-e* που εμφανίζεται στην ευρύτερη περιοχή του σταθμού της Αντικύρας αντιστοιχεί στους Άνω Κρητιδικούς ασβεστολίθους.

Στην ευρύτερη περιοχή της Αντικύρας (Ι.Γ.Μ.Ε., Φύλλο Δελφοί, κλίμακα 1:50000, 1964) εμφανίζεται η λιθοστρωματογραφική ενότητα του Παρνασσού. Στη θέση του σταθμού εμφανίζονται Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι πάχους 150-200 m (εικόνα 4.28). Πρόκειται για πελαγικούς ασβεστολίθους (κυρίως βιομικρίτες

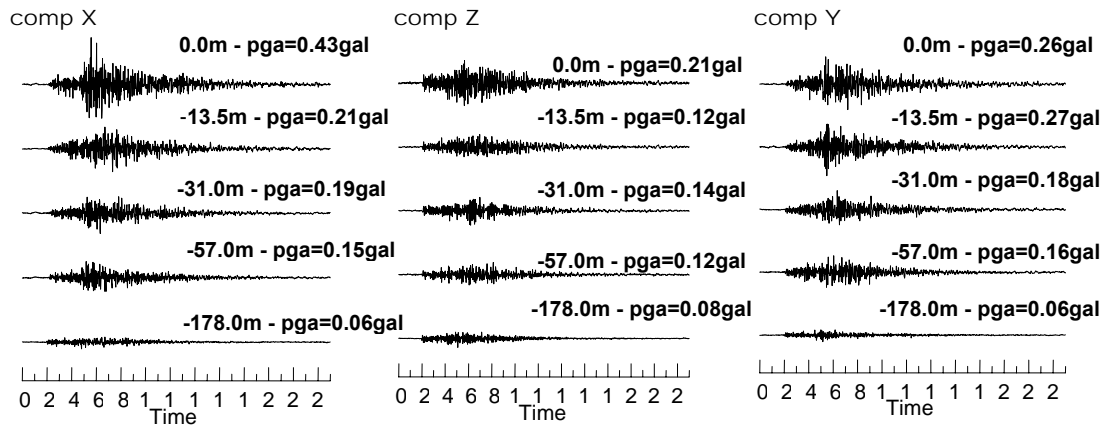
και βιομικροσπαρίτες) ηλικίας Αν. Κρητιδικού. Η ταχύτητα των S κυμάτων στο σχηματισμό αυτό είναι υψηλή (πίνακας 4.6) , ενώ στη θέση αυτή δεν αναμένονται σημαντικές ενισχύσεις της εδαφικής κίνησης λόγω της επιφανειακής γεωλογίας.

4.6 Η διάταξη CORSSA

Η διάταξη CORSSA (CORinth Soft Soil Array) αποτελείται από τέσσερα ευρείας κλίμακας (broadband) επιταχυνσιόμετρα τριών συνιστωσών τοποθετημένα σε γεώτρηση , έναν επιφανειακό επιταχυνσιογράφο και δυο μετρητές της πίεσης των πορικών ρευστών τοποθετημένους σε γεώτρηση σε βάθη 6 και 14 m (εικόνα 4.29). Εγκαταστάθηκε στις 28/2/2002 στην παραλιακή ζώνη του Αιγίου (εικόνα 4.1). Σκοπός της διάταξης είναι η μελέτη της φυσικής της διάδοσης των κυμάτων , της μη-γραμμικής συμπεριφοράς των εδαφών , των φαινομένων ρευστοποίησης των εδαφών και της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στην ισχυρή εδαφική κίνηση (Pitilakis *et al.*, 2004) (εικόνα 4.30). Η επιλογή της θέσης εγκατάστασης ικανοποιεί δύο βασικές προϋποθέσεις: α) την ύπαρξη χαλαρών – μαλακών εδαφικών υλικών , επιδεκτικών σε φαινόμενα ρευστοποίησης και σημαντικής μη-γραμμικής συμπεριφοράς σε μικρά σχετικά βάθη και β) την ύπαρξη σχετικά ρηχού σεισμικού υποβάθρου για την εγκατάσταση του πέμπτου επιταχυνσιογράφου.



Εικόνα 4.29: α) Σχηματική διάταξη των γεωτρήσεων που έχουν τοποθετηθεί τα τέσσερα επιταχυνσιόμετρα και οι δυο μετρητές πίεσης των πορικών ρευστών και του κτίσματος που είναι εγκατεστημένο το επιφανειακό επιταχυνσιογράφο και το καταγραφικό σύστημα , β) Η διάταξη στο πεδίο των έξι γεωτρήσεων.



Εικόνα 4.30: Οι καταγραφές της επιτάχυνσης στις τρεις διευθύνσεις ενός μικρού σεισμικού γεγονότος (20/5/2002 , 16:13 GMT , Ms=3.5) από το κεντρικό καταγραφικό σύστημα της διάταξης CORSSA. Παρατηρούνται οι αυξήσεις στο πλάτος της μέγιστης επιτάχυνσης στους επιφανειακούς σχηματισμούς.

Τα τέσσερα επιταχυνσιόμετρα ευρείας κλίμακας είναι τοποθετημένα σε βάθη 14 , 31 , 57 και 178 m αντίστοιχα και τυχαία προσανατολισμένα. Το επιφανειακό επιταχυνσιόμετρο τριών συνιστωσών είναι προσανατολισμένο στο βορά. Τα πέντε αυτά επιταχυνσιόμετρα είναι συνδεδεμένα με το κεντρικό καταγραφικό όργανο τύπου Mt. Whitney της εταιρίας Kinematics (εικόνα 4.31). Ο τύπος Mt. Whitney είναι ένα ψηφιακό καταγραφικό σύστημα , δυναμικού εύρους (dynamic range) >110 dB και ικανότητα διαχείρισης 18 καναλιών. Τα 18 κανάλια των δεδομένων της επιτάχυνσης τοποθετούνται σε ένα αρχείο ανάλυσης 24 bits με ρυθμό δειγματοληψίας 200 sps. Το καταγραφικό όργανο είναι συνδεδεμένο με εξωτερική κεραία GPS για το συγχρονισμό των δεδομένων με τον απόλυτο χρόνο και με εξωτερική συσκευή modem για την επικοινωνία με το περιβάλλον του οργάνου και την ανάκτηση των δεδομένων μέσω τηλεφωνικής γραμμής. Στη



Εικόνα 4.31: Το κεντρικό καταγραφικό σύστημα της διάταξης CORSSA τύπου Mt . Whitney της εταιρίας Kinematics.

διάταξη CORSSA χρησιμοποιούνται τα 15 κανάλια του καταγραφικού συστήματος. Στον πίνακα 4.7 σημειώνονται τα κύρια τεχνικά χαρακτηριστικά των πέντε επιταχυνσιομέτρων που απαρτίζουν τη διάταξη. Ύστερα από δοκιμές, οι τιμές του κατωφλίου (threshold) έναρξης καταγραφής των δεδομένων (trigger mode) για κάθε κανάλι ορίστηκαν από 0.003% έως 0.070% της πλήρους κλίμακας (FS) και αναφέρονται επίσης στον πίνακα 4.7.

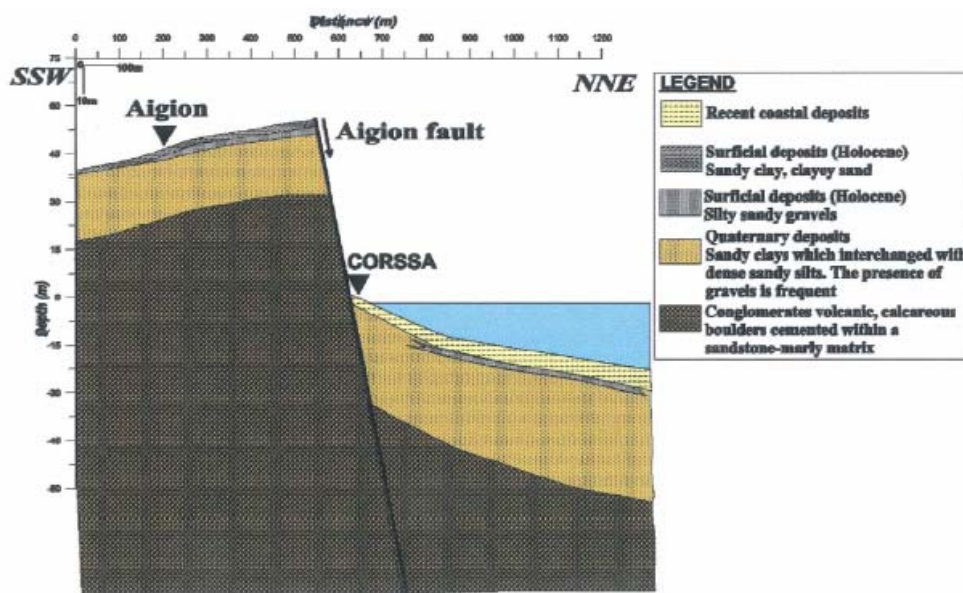
Πίνακας 4.7: Τα κύρια τεχνικά χαρακτηριστικά των πέντε επιταχυνσιομέτρων τριών συνιστωσών της διάταξης CORSSA.

57 m , range 2g			
	Ch 1	Ch2	Ch3
Fullscale:	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity:	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping:	0.60	0.60	0.60
Nat. Freq:	50 Hz	50 Hz	50 Hz
Trigger Threshold:	0.010% FS	0.010% FS	0.020% FS
31 m , range 2g			
	Ch 4	Ch 5	Ch 6
Fullscale:	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity:	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping:	0.60	0.60	0.60
Nat. Freq:	50 Hz	50 Hz	50 Hz
Trigger Threshold:	0.020% FS	0.020% FS	0.020% FS
0 m , range 2g			
	Ch 7	Ch 8	Ch 9
Fullscale:	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity:	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping:	0.60	0.60	0.60
Nat. Freq:	50 Hz	50 Hz	50 Hz
Trigger Threshold:	0.050% FS	0.050% FS	0.070% FS
178 m , range 2g			
	Ch 10	Ch 11	Ch 12
Fullscale:	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity:	1.25 V/g	1.25 V/g	1.25 V/g
Damping:	0.60	0.60	0.60
Nat. Freq:	50 Hz	50 Hz	50 Hz
Trigger Threshold:	0.003% FS	0.003% FS	0.003% FS
14 m , range 1g			
	Ch 13	Ch 14	Ch 15
Fullscale:	2.50 V	2.50 V	2.50 V
Sensitivity:	2.50 V/g	2.50 V/g	2.50 V/g
Damping:	0.60	0.60	0.60
Nat. Freq:	50 Hz	50 Hz	50 Hz
Trigger Threshold:	0.050% FS	0.050% FS	0.070% FS

Τα κύρια γεωλογικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής του Αιγίου αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, στην περιγραφή του σταθμού του Αιγίου. Στην εικόνα 4.32 παρουσιάζεται μια απλοποιημένη τομή σε διεύθυνση BBA-NNΔ της γεωλογίας της περιοχής.

Στη θέση της διάταξης πραγματοποιήθηκαν εκτεταμένες γεωτεχνικές μελέτες. Οι μελέτες αυτές περιελάμβαναν 6 γεωτεχνικές γεωτρήσεις (σε βάθη 6 m, 2 x 14 m, 31 m, 60 m και 157 m), απευθείας δοκιμές πεδίου (μετρήσεις του δείκτη N_{SPT} και υδατογραφημάτων) και εργαστηριακές δοκιμές στα εδαφικά δείγματα. Σύμφωνα με το ενιαίο σύστημα ταξινόμησης εδαφών τα επιταχυνσιόμετρα είναι τοποθετημένα στους εξής σχηματισμούς (εικόνα 4.33):

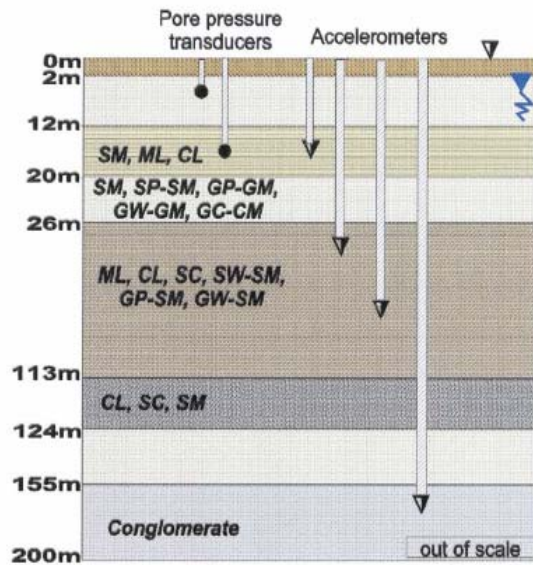
- 14 m : Κακά διαβαθμισμένη ιλυώδης άμμος (SM), αργιλώδης λεπτόκοκκη άμμος με μικρή πλαστικότητα (ML) και ανόργανη (χαλικώδης, αμμώδης, ιλυώδης) άργιλος μέσης πλαστικότητας (CL).
- 31 και 57 m : Άργιλος μικρής έως μέσης πλαστικότητας (CL) και κακά διαβαθμισμένα μίγματα άμμου – αργίλου (SC).
- 178 m : Κροκαλοπαγές (γεωλογικό υπόβαθρο).



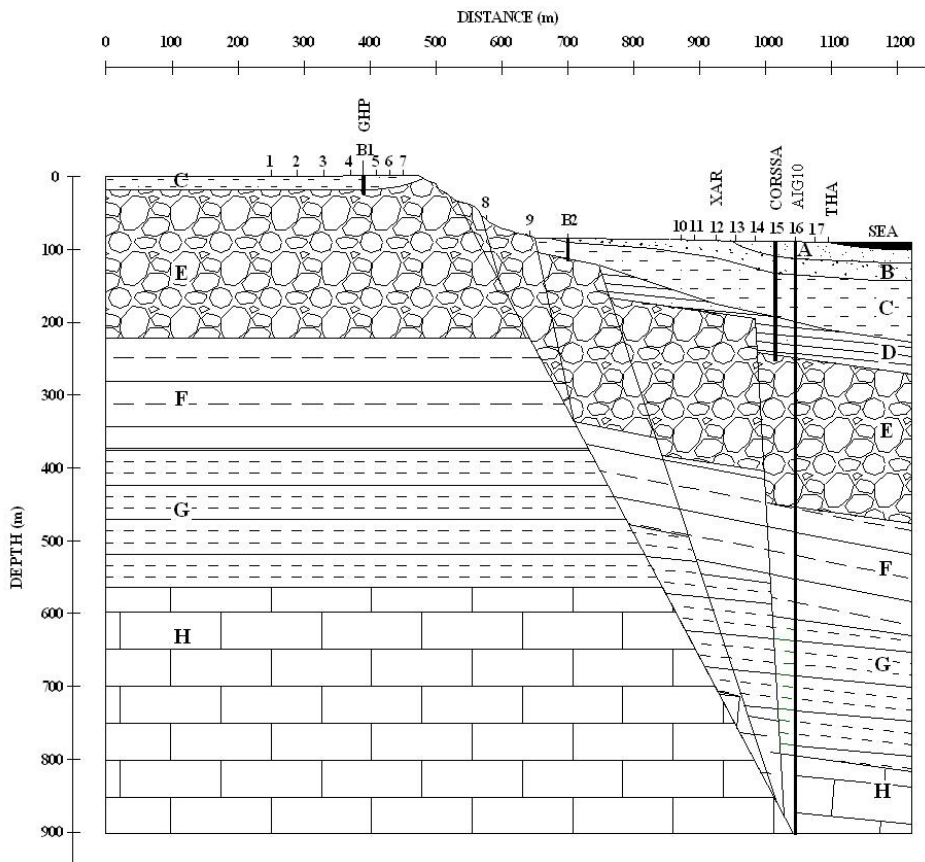
Εικόνα 4.32: Απλοποιημένη τομή των γεωλογικών σχηματισμών στην περιοχή του Αιγίου.

Εκτός από τη διάταξη CORSSA, στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος CORSEIS πραγματοποιήθηκαν και περαιτέρω γεωτεχνικές μελέτες στην περιοχή του Αιγίου. Οι μελέτες αυτές συμπληρώνονται από δύο βοηθητικές γεωτρήσεις (B1 και B2, εικόνα 4.34), από μετρήσεις μικροθορύβου (HVSR και μέθοδος SPAC) και τη γεώτρηση AIG10 (Cornet *et al.*, 2004b). Από τις μελέτες αυτές προέκυψε το εδαφικό μοντέλο σε δύο διαστάσεις (2-D) στην περιοχή της πόλης του Αιγίου που προβάλλεται στην εικόνα 4.34 (Apostolidis *et al.*, 2006). Διακρίνεται το έντονα ρηγματωμένο γεωλογικό υπόβαθρο στην πόλη του Αιγίου, με την ομώνυμη ρηξιγενή ζώνη να διαρρηγνύει τους γεωλογικούς σχηματισμούς μεταξύ του κέντρου της πόλης και της παραλιακής ζώνης. Στον

πίνακα 4.8 περιγράφονται οι εδαφικοί σχηματισμοί που απαντούν στην περιοχή του Αιγίου και αντιστοιχούν στο εδαφικό μοντέλο 2-D.



Εικόνα 4.33: Χαρακτηρισμός των εδαφών στη θέση του σταθμού σύμφωνα με τα γεωτεχνικά στοιχεία.



Εικόνα 4.34: Το εδαφικό προφίλ 2-D της περιοχής του Αιγίου, το οποίο προέκυψε από τα γεωλογικά, γεωφυσικά, γεωτεχνικά και σεισμολογικά στοιχεία (Apostolidis *et al.*, 2006).

Στη θέση της διάταξης πραγματοποιήθηκαν και αναλύσεις της απόκρισης του εδάφους χρησιμοποιώντας το μονοδιάστατο εδαφικό προφίλ (1-D site response) (Pitilakis *et al.*, 2004). Διαφορετικές κινήσεις και καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο (κύματα Ricker διαφορετικής περιόδου , καταγραφές επιτάχυνσης από το σεισμό του Αιγίου το 1995 , καθώς και επιταχυνσιογραφήματα από το σεισμό της Αθήνας το 1999 , το σεισμό του Αργοστολίου το 1983 και από σεισμικά γεγονότα που έχουν καταγραφεί στο σταθμό) με τιμές PGA που κυμαίνονται από 0.1g έως 0.5g. Τα φάσματα απόκρισης των κινήσεων αυτών συγκρίθηκαν με τα ελαστικά φάσματα του Ελληνικού Αντισεισμικού Κανονισμού. Τα αποτελέσματα του μοντέλου υποδεικνύουν μη-γραμμική συμπεριφορά των εδαφών από σχετικά χαμηλές εντάσεις (~ >0.15g) (Pitilakis *et al.*, 2004). Προέκυψαν επίσης σημαντικές ενισχύσεις στην ισχυρή εδαφική κίνηση , τόσο στην οριζόντια όσο και στην κατακόρυφη διεύθυνση (εικόνα 4.30).

Πίνακας 4.8: Η περιγραφή των κυριότερων εδαφικών σχηματισμών και οι αντίστοιχες τιμές NSPT και Vs του εδαφικού προφίλ 2-D της περιοχής του Αιγίου.

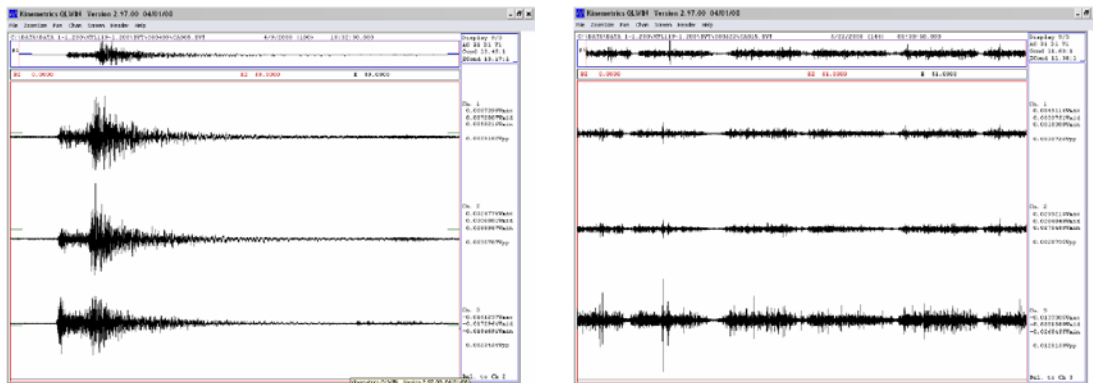
Formation	Description	NSPT	Vs (m/sec)
A	Soft marine deposits consisting of sandy silt, silt, silt and clay (SM-ML-CL)	8-14	150-200
B	Soft sediments consisting of clayey silt, sandy clay, silty clay with few gravels (SC-ML-CL)	14-20	220-310
C	Hard deposits consisting of clayey silt, sandy clay, silty clay, with few gravels (SC-ML-CL)	30-45	370-490
D	Very hard deposits consisting of sandy gravels, sandy clay with few gravels (GW-GP-CL), NSPT	>80	490-590
E	Stiff conglomerate with RQD 20% - 30%	>100	800-1200
F	Marine clay	?	?
G	Radiolarits and limestones	?	?
H	Limestone	?	?

4.7 Επεξεργασία των δεδομένων του δικτύου RASMON

Σε προηγούμενη παράγραφο περιγράφηκε η μέθοδος της εγκατάστασης και συντήρησης των σταθμών του δικτύου RASMON. Οι καταγραφές της εδαφικής

επιτάχυνσης αποθηκεύονται στις ειδικές κάρτες PCMCIA και ανακτώνται είτε μέσω της απευθείας επίσκεψης στο χώρο του σταθμού είτε μέσω της τηλεφωνικής σύνδεσης με το περιβάλλον του οργάνου μέσω modem και αποθήκευση των δεδομένων απευθείας στον υπολογιστή. Οι καταγραφές της επιτάχυνσης αποθηκεύονται σε αρχεία με ονόματα που φέρουν στην αρχή τους ένα γράμμα του λατινικού αλφάβητου και ένα τριψήφιο αύξοντα αριθμό , με την κατάληξη .evt , π.χ. F001.evt. Τα αρχεία αυτά περιέχουν την καταγραφή της επιτάχυνσης στις 3 συνιστώσες της διεύθυνσης της κίνησης , εκτός από τα αρχεία της διάταξης CORSSA που εμφανίζουν 15 καταγραφές της επιτάχυνσης για τις τρεις συνιστώσες των πέντε επιταχυνσιομέτρων που φέρει η διάταξη.

Το πρώτο βήμα στην επεξεργασία των δεδομένων αφορά το διαχωρισμό μεταξύ των καταγραφών της εδαφικής επιτάχυνσης που προέρχονται από σεισμικά γεγονότα και των καταγραφών που είναι προϊόν ανθρωπογενούς θορύβου (εικόνα 4.34). Ο διαχωρισμός πραγματοποιείται οπτικά μέσω του λογισμικού QuickLook της εταιρίας Kinemetrics. Αφού γίνει ο διαχωρισμός των αρχείων , τα αρχεία που περιέχουν τη σεισμική κίνηση μετονομάζονται και αποθηκεύονται σε συγκεκριμένες διευθύνσεις στη μονάδα επεξεργασίας του υπολογιστή. Η μετονομασία των αρχείων γίνεται με την εισαγωγή ενός προθέματος που αναφέρεται στον κωδικό του σταθμού και ενός εξαψήφιου αριθμού που αναφέρεται στη χρονιά και στον αύξοντα αριθμό του αρχείου , π.χ. man040001.evt , όπου το όνομα υποδεικνύει την πρώτη καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης για τη χρονιά 2004 στο σταθμό της Μανάγουλης.

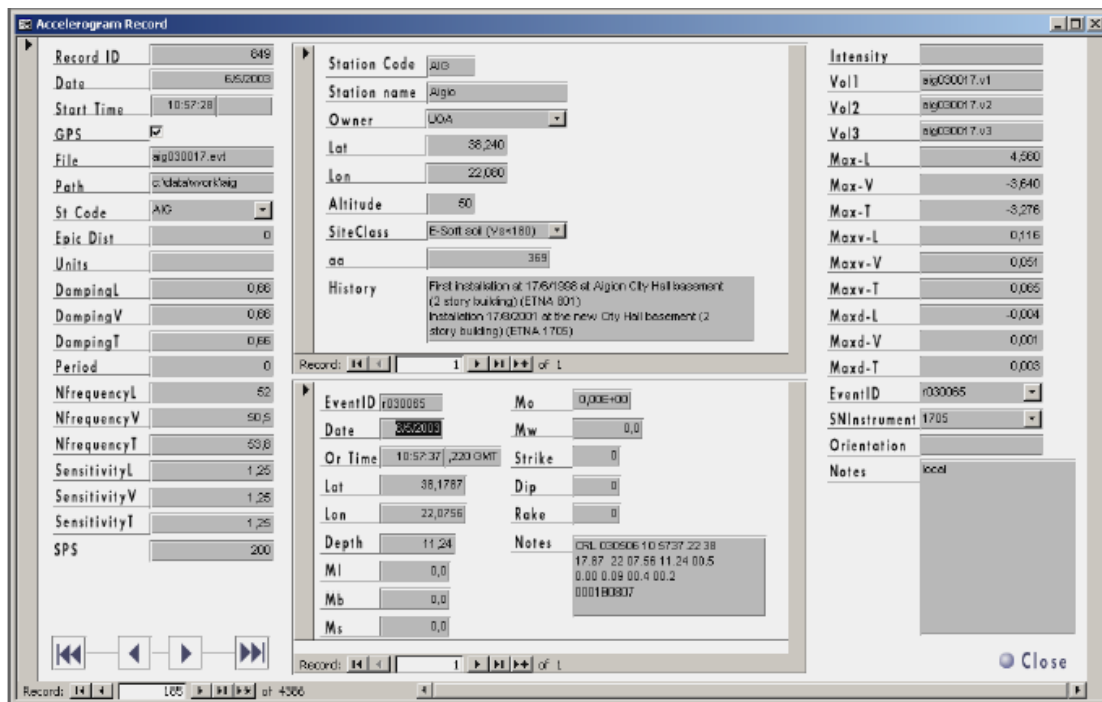


Εικόνα 4.34: Ο διαχωρισμός των αρχείων της σεισμικής κίνησης από τα αρχεία θορύβου από δυο καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης στο σταθμό του Ξυλοκάστρου (XYL) στις τρεις συνιστώσες της κίνησης , η πρώτη (αριστερά) προερχόμενη από σεισμικό γεγονός και η δεύτερη (δεξιά) προερχόμενη από τον ανθρωπογενή θόρυβο.

Για την καλύτερη αρχειοθέτηση των αρχείων κατασκευάστηκε μια βάση δεδομένων. Η βάση αυτή περιλαμβάνει όλες τις απαραίτητες πληροφορίες για την συγκεκριμένη καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης , όπως ημερομηνία και χρόνος έναρξης της καταγραφής , τη διεύθυνση του υπολογιστή που είναι αποθηκευμένο το αρχείο , τα χαρακτηριστικά του επιταχυνσιογράφου , την περιγραφή του σταθμού , χαρακτηριστικές παραμέτρους της εδαφικής επιτάχυνσης (π.χ. PGA) , το χαρακτηρισμό του σεισμικού γεγονότος ανάλογα με

την απόσταση και τα χαρακτηριστικά του σεισμού όταν αυτά είναι διαθέσιμα (εικόνα 4.35). Τα χαρακτηριστικά του σεισμικού γεγονότος προκύπτουν από τη συσχέτιση των καταγραφών του δικτύου RASMON με τις καταγραφές της σεισμικότητας από άλλα δίκτυα όπως το δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA) και του δικτύου CRLN (Corinth Rift Laboratory Network) (Γαλλία) και αποθηκεύονται στην ειδικά διαμορφωμένη σελίδα της βάσεως δεδομένων (εικόνα 4.35). Μεταξύ των σεισμικών μεγεθών που υπολογίζονται από τα δύο αυτά δίκτυα και λαμβάνοντας υπόψιν και τη μέθοδο υπολογισμού που χρησιμοποιούν , πραγματοποιήθηκε μια συσχέτιση , ώστε προέκυψε μια σχέση που υποδεικνύει μια μείωση -0.5 της τιμής των σεισμικών μεγεθών που υπολογίζονται από το δίκτυο του NOA και μια αντίστοιχη αύξηση της τιμής $+0.5$ στα σεισμικά μεγέθη του δικτύου CRLN , ώστε να προκύψει ένα σεισμικό μέγεθος που μπορεί να χαρακτηριστεί ως το τοπικό σεισμικό μέγεθος (M_L) στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου.

Η διόρθωση και επεξεργασία των καταγραφών της εδαφικής επιτάχυνσης πραγματοποιείται ενιαία με το λογισμικό SMA (Strong Motion Analyst) της εταιρίας Kinemetrics. Τα αρχεία με την κατάληξη .ent επεξεργάζονται με το λογισμικό SMA και αποθηκεύονται σε αρχεία με την κατάληξη .v1 (μη-διορθωμένα) , .v2 (διορθωμένα) και .v3 (φασματικές καμπύλες).

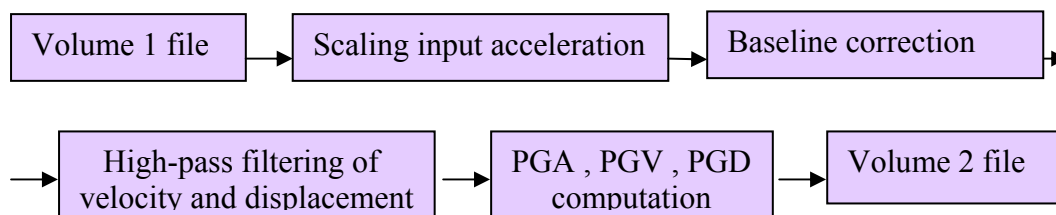


Εικόνα 4.35: Μια σελίδα της βάσης δεδομένων της εδαφικής επιτάχυνσης του δικτύου RASMON. Η βάση περιλαμβάνει όλες τις απαραίτητες πληροφορίες που αφορούν τη συγκεκριμένη καταγραφή της εδαφικής επιτάχυνσης και του σεισμού που την προκάλεσε , καθώς και τα στοιχεία του σταθμού και του τύπου του επιταχυνσιογράφου.

Το πρώτο βήμα αφορά ουσιαστικά τη μετατροπή του μη-διορθωμένου αρχείου από αρχείο με κατάληξη .ent σε αρχείο με κατάληξη .v1. Υπάρχουν δυο

κύριες επιλογές στο λογισμικό για τον τύπο του αρχείου (CDMG format ή USGS format). Οι διαφορές τους προσδιορίζονται κυρίως στους διαλόγους επεξεργασίας του λογισμικού και στον τρόπο αποθήκευσης των αρχείων. Στη συγκεκριμένη εργασία η επιλογή είναι του USGS format , καθώς η απεικόνιση των κυματομορφών στη διάρκεια επεξεργασίας των δεδομένων εμφανίζεται περισσότερο σταθερή και αξιόπιστη.

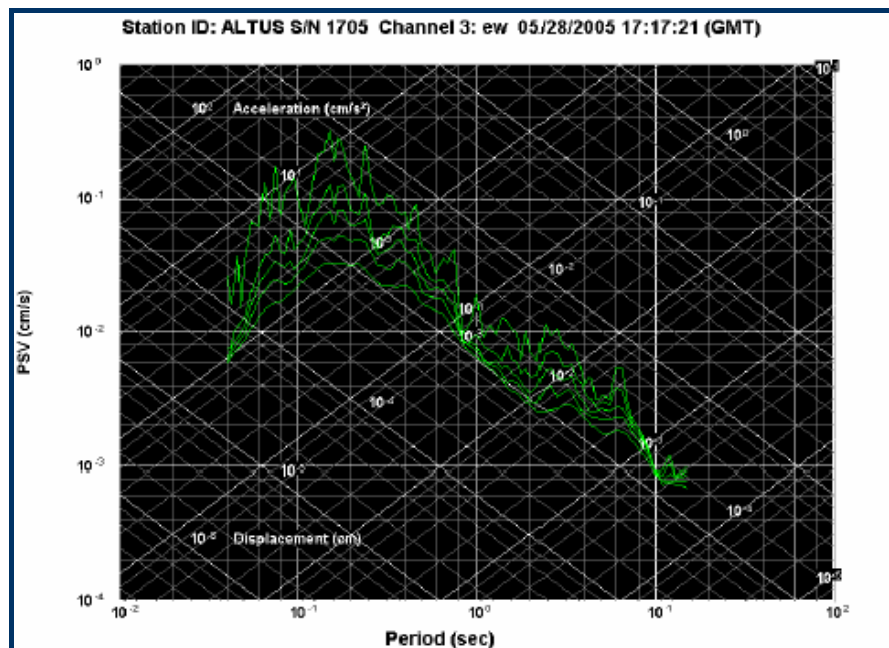
Το δεύτερο βήμα αφορά τη διόρθωση του αρχείου και την αποθήκευση του ως αρχείο με κατάληξη .v2. Στα μη-διορθωμένα δεδομένα (.v1) δεν εφαρμόζεται κάποια διόρθωση οργάνου (instrument correction) καθώς οι ψηφιακοί επιταχυνσιογράφοι που αποτελούν το δίκτυο RASMON εμφανίζουν επίπεδη απόκριση για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Οι τεχνικές που εφαρμόζονται αφορούν τη διόρθωση της γραμμής αναφοράς (baseline correction) και την εφαρμογή μιας σειράς από φίλτρα , ενώ στη συνέχεια το διορθωμένο αρχείο ολοκληρώνεται (trapezoidal integration) ώστε να προκύψει η χρονοσειρά της ταχύτητας και της επιτάχυνσης. Στο λογισμικό εμφανίζονται δυο μέθοδοι διόρθωσης , η μέθοδος Trifunac και η μέθοδος Shakal & Ragsdale. Στη συγκεκριμένη περίπτωση επιλέγεται η δεύτερη μέθοδος στην οποία χρησιμοποιείται ένα φίλτρο τύπου Ormsby , το οποίο εμφανίζεται περισσότερο σταθερό στην αποκοπή των χαμηλών συχνοτήτων σε σχέση με το μέσο φίλτρο (equally weighted running-mean filter) που χρησιμοποιεί η μέθοδος Trifunac. Η συχνότητα αποκοπής του κατωπερατού (high-pass) φίλτρου Ormsby επιλέγεται στα 0.20 Hz με εύρος roll-off 0.10 Hz. Στην εικόνα 4.36 παρουσιάζεται το διάγραμμα του αλγορίθμου διόρθωσης των αρχείων στο στάδιο αυτό. Αφού ολοκληρωθεί η διόρθωση υπολογίζονται οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης , ταχύτητας και μετατόπισης και το αρχείο .v2 αποθηκεύεται σε συγκεκριμένη διεύθυνση του Η/Υ.



Εικόνα 4.36: Ο αλγόριθμος ροής της επεξεργασίας των αρχείων της εδαφικής επιτάχυνσης στο στάδιο *volume 2*.

Στο τρίτο βήμα υπολογίζονται τα φάσματα από τις διορθωμένες χρονοσειρές της επιτάχυνσης (.v2). Στο βήμα αυτό υπολογίζονται το φάσμα Fourier , τα φάσματα απόκρισης της επιτάχυνσης , της ταχύτητας και της μετατόπισης , καθώς και το φάσμα απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας σε τριμερές λογαριθμικό διάγραμμα (εικόνα 4.37). Τα φάσματα απόκρισης υπολογίζονται για ένα σύνολο 91 περιόδων (από 0.04 sec έως 15 sec) σύμφωνα με τη μέθοδο των Nigam & Jennings (1969) και για τιμές 0 , 2 , 5 , 10 και 20 % της κρίσιμης απόσβεσης

(εικόνα 4.37). Αφού υπολογιστούν τα φάσματα απόκρισης αποθηκεύονται με τη μορφή αρχείου με κατάληξη .n3 σε συγκεκριμένη διεύθυνση του Η/Υ.



Εικόνα 4.37: Το φάσμα απόκρισης της ψευδο-ταχύτητας (PSV) της συνιστώσας EW σε τριμερές λογαριθμικό χαρτί , από ένα σεισμικό γεγονός που καταγράφηκε στο σταθμό του Αιγίου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5°

“Εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR”

5.1 Τα δεδομένα του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA

Το δίκτυο RASMON (Μακροπουλος *et al.*, 1993) , όπως αναφέρθηκε και στο Κεφάλαιο 4.1 , αποτελεί ένα δίκτυο επιταχυνσιογράφων που είναι εγκατεστημένο στην περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Το νέο δίκτυο αριθμεί σήμερα 12 σταθμούς στις θέσεις Μανάγουλη , Σεργούλα , Τριζόνια , Γαλαξίδι και Αντίκυρα στο βόρειο περιθώριο του κόλπου και Ροδινή , Λάκκα , Αίγιο , Ακράτα , Ξυλόκαστρο , Κιάτο και Λουτράκι στο νότιο περιθώριο του κόλπου (εικόνα 4.1 , Πίνακας 4.1).

Τα δεδομένα του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA περιλαμβάνουν καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης από το 1991 έως και σήμερα. Στην παρούσα εργασία και προσέγγιση χρησιμοποιήθηκαν οι ψηφιακές καταγραφές της επιτάχυνσης από τους ψηφιακούς επιταχυνσιογράφους τύπου ETNA και K2 , που περιλαμβάνουν σεισμικά γεγονότα από τις 8/5/1999 έως και 5/9/2008. Από τα δεδομένα αυτά επεξεργάστηκαν και αναλύθηκαν 4138 καταγραφές , από τις οποίες για τις 3213 έχουν αντιστοιχηθεί τα επίκεντρα και τα μεγέθη από τους καταλόγους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA) και του γαλλικού δικτύου CRLN , όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 4.6. Οι υπόλοιπες αποτελούν μονές καταγραφές τοπικών σεισμικών γεγονότων για τις οποίες δεν ήταν δυνατό να υπολογιστούν τα μεγέθη και επίκεντρα. Οι 3213 καταγραφές αντιστοιχούν σε 2797 σεισμικά γεγονότα με μεγέθη (M_L) από 1.1 έως και 5.9. Οι μέγιστες τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) του συνόλου των καταγραφών αντιστοιχούν σε τιμές που κυμαίνονται από 0.023 cm/s^2 έως και $79,04 \text{ cm/s}^2$ (0.08 g).

5.2 Η επεξεργασία των δεδομένων

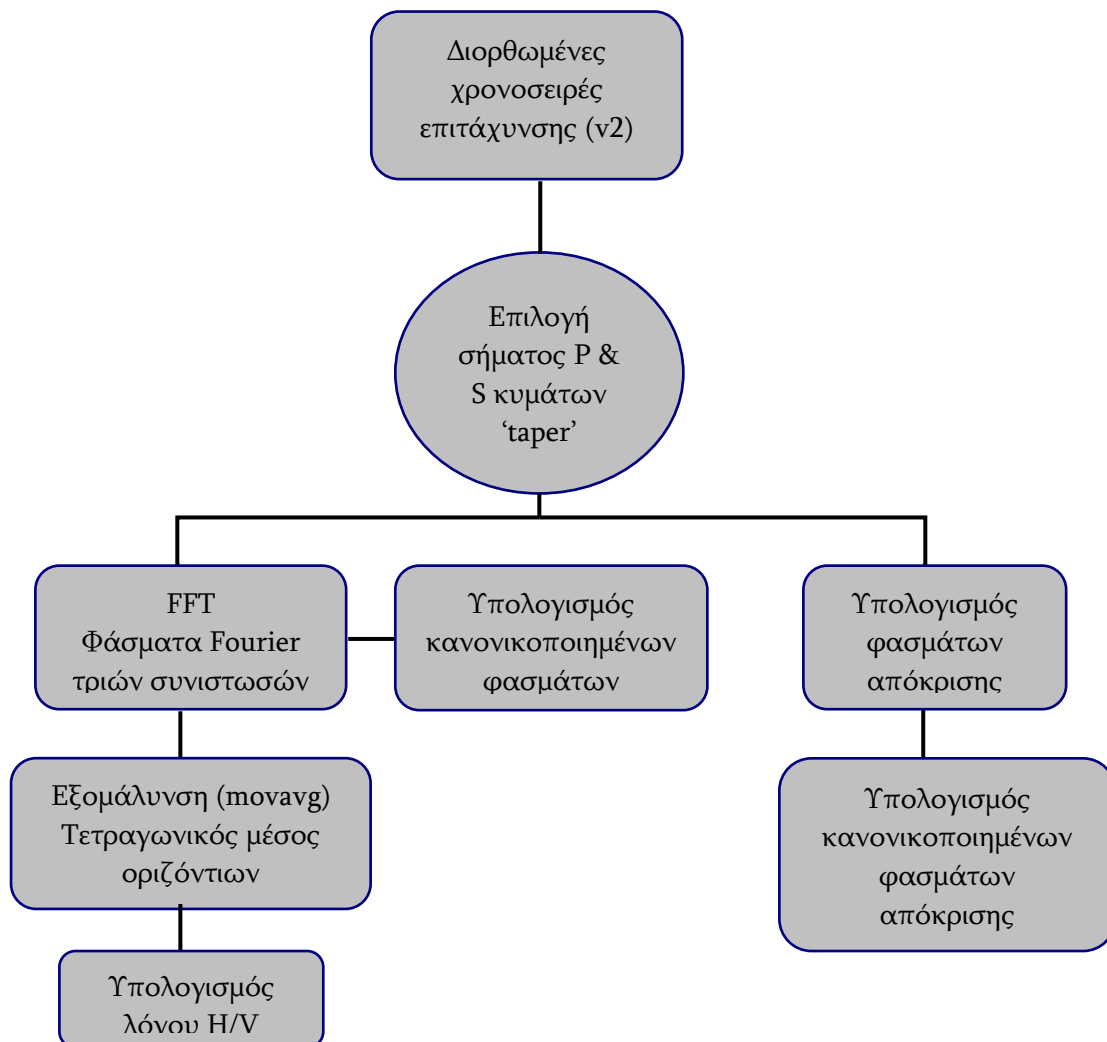
Σε προηγούμενο κεφάλαιο (Κεφ. 2.4.3.1 & 2.4.3.4) αναφέρθηκαν οι γενικές αρχές των πειραματικών μεθόδων προσδιορισμού της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση (site effect) HVSR-RF (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή Receiver Function technique) και SSR (Standard Spectral Ratio). Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί η εφαρμογή των μεθόδων αυτών στα δεδομένα του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA και θα συζητηθούν τα αποτελέσματα στα επόμενα κεφάλαια.

Στα δεδομένα του δικτύου RASMON εφαρμόστηκε η μέθοδος HVSR-RF. Η μέθοδος SSR δεν θα μπορούσε να εφαρμοσθεί καθώς απουσιάζει κάποιος σταθμός αναφοράς σε κοντινή απόσταση από τους σταθμούς, ενώ ακόμα και οι σταθμοί του δικτύου που βρίσκονται σε πιο σκληρά και συνεκτικά πετρώματα εμφανίζουν ενισχύσεις, όπως θα δούμε στις επόμενες παραγράφους. Στα δεδομένα της διάταξης CORSSA εφαρμόζεται και η μέθοδος SSR, καθώς όπως θα δούμε το επιταχυνσιόμετρο σε βάθος 178 m μπορεί να θεωρηθεί ως σταθμός αναφοράς.

Η αρχική επεξεργασία περιλαμβάνει τη διόρθωση των καταγραφών τριών συνιστωσών της σεισμικής επιτάχυνσης στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA, που περιγράφεται στην παράγραφο 4.6. Τα επόμενα στάδια επεξεργασίας περιλαμβάνουν τον υπολογισμό των φασμάτων Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης και τον υπολογισμό στη συνέχεια των φασματικών λόγων που ορίζουν τις μεθόδους HVSR-RF και SSR. Το στάδιο αυτό επεξεργασίας πραγματοποιήθηκε μέσω ενός προγράμματος στο περιβάλλον της γλώσσας προγραμματισμού Matlab (Serpetsidaki, 2004) το οποίο τροποποιήθηκε κατάλληλα για την εφαρμογή του στα δεδομένα του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA. Στην εικόνα 5.1 παρουσιάζεται το γενικό διάγραμμα των σταδίων επεξεργασίας μέσω του προγράμματος αυτού και των τεχνικών που χρησιμοποιήθηκαν. Για την επεξεργασία των δεδομένων μέσω του προγράμματος αυτού πραγματοποιήθηκε η μετατροπή των διορθωμένων αρχείων της σεισμικής επιτάχυνσης (.v2) σε αρχεία binary με επέκταση .sac (τύπου little-endian).

Οι φασματικοί λόγοι των καταγραφών της επιτάχυνσης πραγματοποιήθηκαν για το τμήμα της καταγραφής που περιλαμβάνει τα κύματα P και S. Τα χρονικά παράθυρα που επιλέχθηκαν εμφανίζουν διάρκεια από 20 sec για τους μικρότερου μεγέθους τοπικούς σεισμούς, έως και 150 sec για τους μεγαλύτερου μεγέθους και μεγαλύτερης επικεντρικής απόστασης σεισμούς. Αρχικά, για την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF χρησιμοποιήθηκε από διάφορους ερευνητές το τμήμα της καταγραφής που περιέχει το μεγαλύτερης ενέργειας τμήμα των S κυμάτων (π.χ. Lermo & Chavez-Garcia, 1993; Field & Jacob, 1995). Αργότερα από άλλους ερευνητές (π.χ. Theodulidis & Bard, 1995; Steidl *et al.*, 1995; Dimitriu *et al.*, 1998; Triantafillidis *et al.*, 1999; Mucciarelli *et al.*, 2003), χρησιμοποιήθηκε το τμήμα των P και S κυμάτων, με παρόμοια

αποτελέσματα. Οι Dimitriu *et al.* (1998) αναφέρουν επιπλέον , πως η επιλογή μεγαλύτερων χρονικών παραθύρων που περιέχουν τις φάσεις των P και S κυμάτων αναδεικνύουν ακόμα καλύτερα τη θεμελιώδη συχνότητα ενίσχυσης της θέσης σε σύγκριση με την επιλογή χρονικών παραθύρων που περιέχουν μονάχα τις φάσεις των S κυμάτων , ενώ και η διασπορά στις καμπύλες των λόγων HV εμφανίζεται μικρότερη. Η εξήγηση που δίνεται από τους παραπάνω ερευνητές συμφωνεί με την παρούσα προσέγγιση στο ότι η επιλογή και χρησιμοποίηση χρονικών παραθύρων που περιέχουν τις φάσεις των P και S κυμάτων κρίνεται καταλληλότερη καθώς αναδεικνύονται καλύτερα οι ενισχύσεις που εμφανίζονται στις χαμηλότερες συχνότητες , ειδικά σε καταγραφές της ασθενούς εδαφικής κίνησης με μικρού μεγέθους και διάρκειας τοπικούς σεισμούς όπως είναι η πλειονότητα των καταγραφών του δικτύου RASMON , όπου το τμήμα των S κυμάτων εμφανίζει μικρή χρονική διάρκεια 5 – 10 sec.



Εικόνα 5.1: Γενικό διάγραμμα των σταδίων επεξεργασίας και των τεχνικών που πραγματοποιούνται από το πρόγραμμα που αναπτύχθηκε στο περιβάλλον της γλώσσας προγραμματισμού Matlab για τον υπολογισμό του λόγου H/V.

Μετά την επιλογή του σήματος που περιλαμβάνει τα τμήματα των P και S κυμάτων , εφαρμόζεται στο επιλεχθέν τμήμα της χρονοσειράς η ειδική συνάρτηση “taper” (coisine taper) με εύρος 5% ώστε το σήμα να είναι μηδενικό για το πρώτο και το τελευταίο σημείο και να αυξάνει ομαλά μέσα στο συγκεκριμένο διάστημα μέχρι να αποκτήσει την πραγματική τιμή του. Υπολογίζονται στη συνέχεια , με την τεχνική FFT (Fast Fourier Transform) (Κεφ. 1.2.3) τα φάσματα Fourier των τριών συνιστωσών της κίνησης. Από τα φάσματα αυτά υπολογίζονται επίσης τα κανονικοποιημένα φάσματα (normalized spectra) Fourier , με τη διαίρεση των φασμάτων με τη μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) της κάθε καταγραφής. Τα κανονικοποιημένα φάσματα υπολογίζονται ώστε να είναι δυνατή η σύγκριση των φασματικών χαρακτηριστικών της κάθε θέσης μεταξύ των σταθμών του δικτύου RASMON , οι οποίοι εμφανίζουν μεγάλη ανομοιογένεια στο πλήθος και τα χαρακτηριστικά (επίκεντρο , μέγεθος , PGA) των καταγραφών τους.

Για την εξομάλυνση (smoothing) των φασμάτων Fourier χρησιμοποιήθηκε ένας κυμαινόμενος μέσος (moving average) με παράγοντα εξομάλυνσης 10. Ο παράγοντας εξομάλυνσης (F_s) καθορίζει το εύρος του παραθύρου , μέσα στο οποίο υπολογίζεται ο μέσος που θα αποτελέσει την εξομαλυμένη τιμή του πλάτους του φάσματος. Αν το φάσμα μιας καταγραφής δίνεται από τον παράγοντα $A(f)$ σε σχέση με τη συχνότητα f , το πλάτος του φάσματος που έχει εξομαλυνθεί $As(f)$ καθορίζεται ως:

$$[As(f)]^2 = 1/N \cdot \Sigma[A(f)]^2 \quad (5.1)$$

, όπου το άθροισμα πραγματοποιείται στο διάστημα που ορίζεται από τις συχνότητες $f_1 = f \cdot 2^{(-1/2F_s)}$ και $f_2 = f \cdot 2^{(1/2F_s)}$. Η χρήση του κυμαινόμενου μέσου με μικρό παράγοντα εξομάλυνσης (10) δεν προκαλεί σημαντικές μεταβολές στο πλάτος και εύρος των μεγίστων της καμπύλης HV και προτιμήθηκε σε σχέση με άλλες τεχνικές εξομάλυνσης , καθώς και οι τελικές καμπύλες των λόγων HV θα προκύψουν από τη μέση καμπύλη HV των συνολικών καμπυλών σε κάθε σταθμό που αποτελεί ουσιαστικά μια ακούσια μέθοδο εξομάλυνσης.

Από τα φάσματα Fourier που προκύπτουν μετά την εξομάλυνση , υπολογίζεται ο τετραγωνικός μέσος των δύο οριζόντιων συνιστωσών , που προκύπτει από την τετραγωνική ρίζα του αθροίσματος των τετραγώνων των φασμάτων των δύο οριζόντιων συνιστωσών (σχέση 2.5) (π.χ. Malagnini *et al.*, 1996). Ο τετραγωνικός μέσος των φασμάτων των δύο οριζόντιων συνιστωσών προτιμάται αντί του γραμμικού μέσου εξαιτίας της ακανόνιστης κατανομής των υπολοίπων που εμφανίζουν οι φασματικοί λόγοι , όπως αναφέρεται χαρακτηριστικά από τους Field & Jacob (1995) και Riepl *et al.* (1998).

Αφού υπολογιστεί ο τετραγωνικός μέσος των δύο οριζόντιων συνιστωσών , διαιρείται με το φάσμα της κάθετης συνιστώσας ώστε να προκύψει ο λόγος HV. Εκτός από το λόγο που προκύπτει για τη μέση οριζόντια συνιστώσα , υπολογίζεται και ο λόγος HV για κάθε οριζόντια συνιστώσα ξεχωριστά , ώστε να αναδειχθούν τυχόν διαφορές του λόγου στις δύο οριζόντιες συνιστώσες της κίνησης που τυχόν να οφείλονται σε τοπογραφικά αίτια και ανομοιογένεια της

υπόγειας δομής των στρωμάτων στις θέσεις των σταθμών. Από τους λόγους HV της κάθε καταγραφής της επιτάχυνσης , προκύπτει ο μέσος λόγος HV για κάθε σταθμό όπου και προβάλλεται σε σχέση με τη συχνότητα για εύρος 0.2 Hz έως 20 Hz. Για συχνότητες μικρότερες των 0.2 Hz ο λόγος HV δεν εμφανίζει πρακτικό ενδιαφέρον καθώς τα φάσματα είναι επηρεασμένα από τη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής τα 0.20 Hz , ενώ και οι καταγραφές των τοπικών σεισμών μικρού μεγέθους εμφανίζουν μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες ώστε να αναδείξουν τυχόν ενισχύσεις στις συχνότητες αυτές. Στις υψηλότερες συχνότητες (>20 Hz) δεν εμφανίζονται ενισχύσεις σε κανένα σταθμό και δεδομένων των συχνοτήτων ενδιαφέροντος στην Τεχνική Σεισμολογία , δεν προβάλλονται.

Στους τελικούς λόγους HV που προκύπτουν σε κάθε θέση υπολογίζεται και η μοναδιαία τυπική απόκλιση (standard deviation) , η οποία αντικατοπτρίζει τη διασπορά των φασματικών λόγων της κάθε καταγραφής ξεχωριστά. Η τυπική απόκλιση δίνεται από τη σχέση:

$$s = \left(\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (5.2)$$

, όπου s είναι η τυπική απόκλιση των φασματικών λόγων x_i για έναν αριθμό φασματικών λόγων n . Η τυπική απόκλιση προβάλλεται μαζί με τους μέσους φασματικούς λόγους HV που προέκυψαν για κάθε σταθμό.

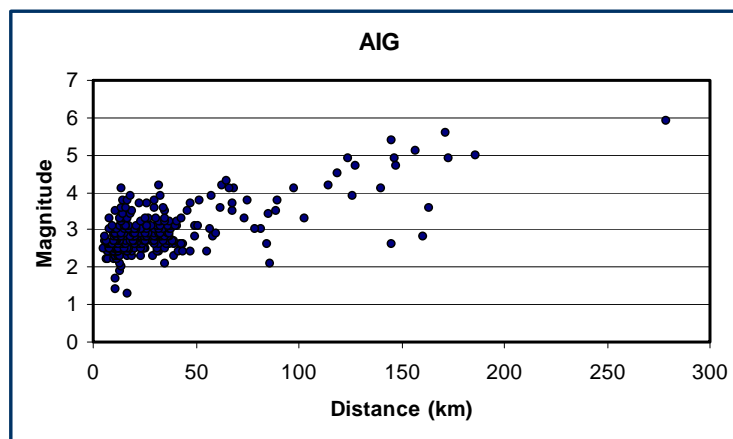
Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των φασματικών λόγων τροποποιήθηκε ώστε να παρέχεται η δυνατότητα του υπολογισμού των φασμάτων απόκρισης της επιτάχυνσης (SA , PSA) , της ταχύτητας (SV , PSV) και της μετατόπισης (SD , ED) για κάθε καταγραφή και για 5 τιμές του παράγοντα απόσβεσης (0 , 2% , 5% , 10% , 20% της κρίσιμης απόσβεσης). Δίνεται επίσης η δυνατότητα υπολογισμού των κανονικοποιημένων φασμάτων απόκρισης της επιτάχυνσης και της ταχύτητας.

Στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στις καταγραφές της επιτάχυνσης σε κάθε σταθμό του δικτύου RASMON και σχολιάζονται οι αντίστοιχοι φασματικοί λόγοι. Παρουσιάζονται και σχολιάζονται επίσης τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR στα δεδομένα της διάταξης CORSSA.

5.3 Αποτελέσματα στο σταθμό του Αιγίου

Ο σταθμός του Αιγίου είναι εγκατεστημένος στο υπόγειο του δημαρχείου στο κέντρο της πόλης. Τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του περιγράφονται

στο Κεφάλαιο 4.4. Οι καταγραφές που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν σεισμικά γεγονότα από τις 8/5/1999 έως και 6/1/2008. Πιο συγκεκριμένα , αναλύθηκαν 438 καταγραφές τριών συνιστωσών. Στοιχεία (επίκεντρο , μέγεθος) υπάρχουν για τα 304 σεισμικά γεγονότα και περιλαμβάνουν σεισμούς με μεγέθη από 1.3 έως και 5.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 5.5 km έως και 596 km. Στην εικόνα 5.3.1 προβάλλονται τα σεισμικά αυτά γεγονότα σε σχέση με την απόσταση και το μέγεθός τους. Όπως παρατηρούμε η πλειονότητα των καταγραφών αυτών περιλαμβάνει τοπικούς σεισμούς με αποστάσεις μικρότερες των 50 km και μεγέθη από 2 έως 4.

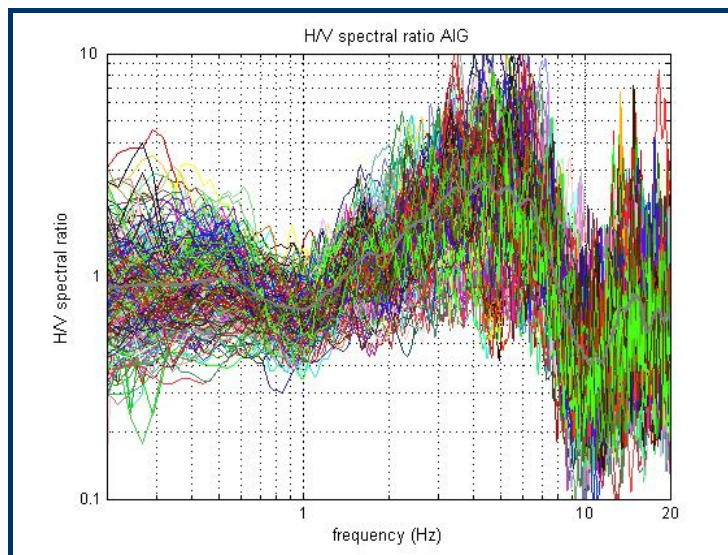


Εικόνα 5.3.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού του Αιγίου για τις οποίες είναι διαθέσιμα τα στοιχεία αυτά.

Για τον υπολογισμό του μέσου φασματικού λόγου HV χρησιμοποιήθηκε ο συνολικός αριθμός (438) των καταγραφών του σταθμού , σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο. Στην εικόνα 5.3.2 παρουσιάζεται το σύνολο των φασματικών λόγων HV που προέκυψαν , ενώ στην εικόνα 5.3.3 παρουσιάζεται ο μέσος φασματικός λόγος που προέκυψε από το σύνολο των καταγραφών \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Από το σύνολο των καμπυλών στην εικόνα 5.3.2 διαπιστώνουμε μια τάση ενίσχυσης της οριζόντιας κίνησης από 1.5 Hz έως και 7 Hz , που φαίνεται πλέον καθαρά στο μέσο φασματικό λόγο της εικόνας 5.3.3. Η μεγάλη διασπορά που παρατηρείται σε συχνότητες μικρότερες των 0.5 Hz οφείλεται στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz. Η μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης υποδεικνύει την καλή σταθερότητα της καμπύλης HV , δεν αναδεικνύει όμως τις μεταβαλλόμενες τιμές της ενίσχυσης που παίρνουν τιμές έως και 10. Η μέση ενίσχυση που προέκυψε από το σύνολο των φασματικών λόγων έχει μια τιμή ~ 3 σε συχνότητα 4.5 Hz.

Για να διερευνηθεί η πιθανή εξάρτηση της καμπύλης HV από το μέγεθος και πιθανά φαινόμενα συντονισμού της σεισμικής κίνησης υπολογίσθηκαν οι φασματικοί λόγοι HV της εικόνας 5.3.4. Στην εικόνα 5.3.4a προβάλλεται ο μέσος

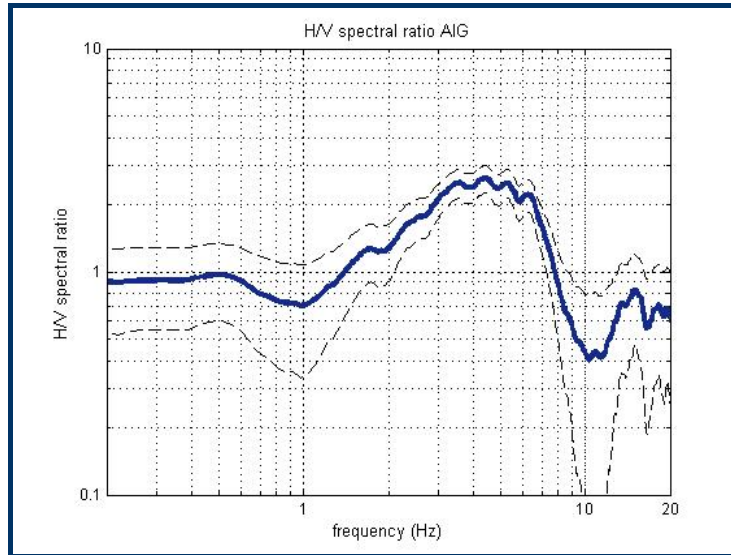
φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 , \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , ενώ στην εικόνα 5.3.4b προβάλλεται ο φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , που στο σταθμό του Αιγίου εμφανίζουν τιμές από 20 – 79 cm/sec² , \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Η καμπύλη HV των σεισμικών γεγονότων μεγαλύτερου μεγέθους εμφανίζει παρόμοιες συχνότητες και πλάτη ενίσχυσης με τη μέση καμπύλη HV της εικόνας 5.3.3 , με μια διαφορά σε συχνότητες < 0.5 Hz όπου στην πρώτη περίπτωση ενισχύονται. Για τις χαμηλές συχνότητες , ενισχύσεις προκύπτουν και από τη μέση καμπύλη HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA , όπου διακρίνεται και ένα μέγιστο σε συχνότητα 0.3 Hz. Σε μεγαλύτερες συχνότητες εμφανίζονται παρόμοιες συχνότητες ενίσχυσης με το μέσο φασματικό λόγο HV , με παράγοντες ενίσχυσης όμως που εμφανίζονται μεγαλύτεροι και έχουν μια μέγιστη τιμή \sim 3.5.



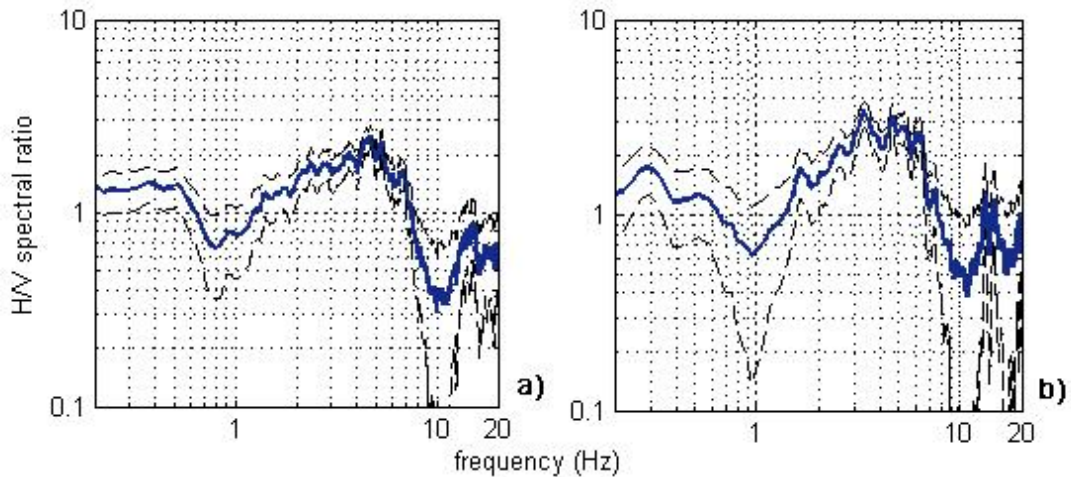
Εικόνα 5.3.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Αιγίου.

Στο Κεφάλαιο 4.4 περιγράφηκαν τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής της πόλης του Αιγίου , με τον ανώτερο γεωλογικό σχηματισμό να αποτελούν οι Ολοκαινικές αποθέσεις και υποκείμενο σχηματισμό τα κροκαλοπαγή του Αν. Πλειοκαίνου. Στη μελέτη των Apostolidis *et al.* (2006) προσδιορίζονται τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Αιγίου ώστε να μελετηθεί η απόκριση των σχηματισμών που εμφανίζονται μέσα από ένα μοντέλο 1-D. Οι τιμές που προσδιορίζουν για τον επιφανειακό σχηματισμό των Ολοκαινικών αποθέσεων είναι ένας πάχος 20 m και ταχύτητα $V_s=370-490$ m/s , ενώ για τα κροκαλοπαγή πάχος 200 m και ταχύτητα $V_s=800-1200$ m/s. Οι τιμές των θεμελιωδών συχνοτήτων που προκύπτουν από το μοντέλο απόκρισης (1-D) και τις μετρήσεις μικροθορύβου (HVSR) σε τρεις θέσεις στο άνω τέμαχος του

ρήγματος που χωρίζει την πόλη του Αιγίου από την παραλιακή ζώνη , εμφανίζουν μια ενίσχυση στα 5 – 6 Hz με έναν παράγοντα ενίσχυσης ~ 3 . Τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την παρούσα εργασία στον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας και της αντίστοιχης ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στην πόλη του Αιγίου.



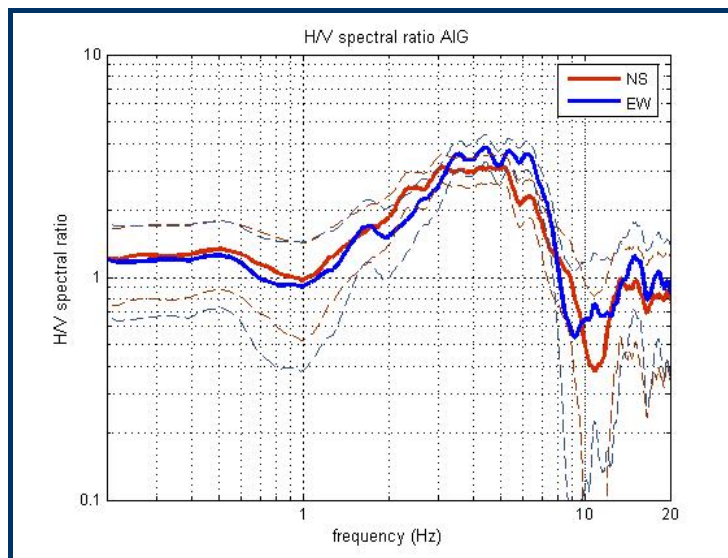
Εικόνα 5.3.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Αιγίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 5.3.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Αιγίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Αιγίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Μια απλή τεχνική προσδιορισμού της απόκρισης μιας θέσης στη σεισμική κίνηση αποτελεί ο νόμος του τετάρτου του κύματος (quarter wavelength) (Joyner

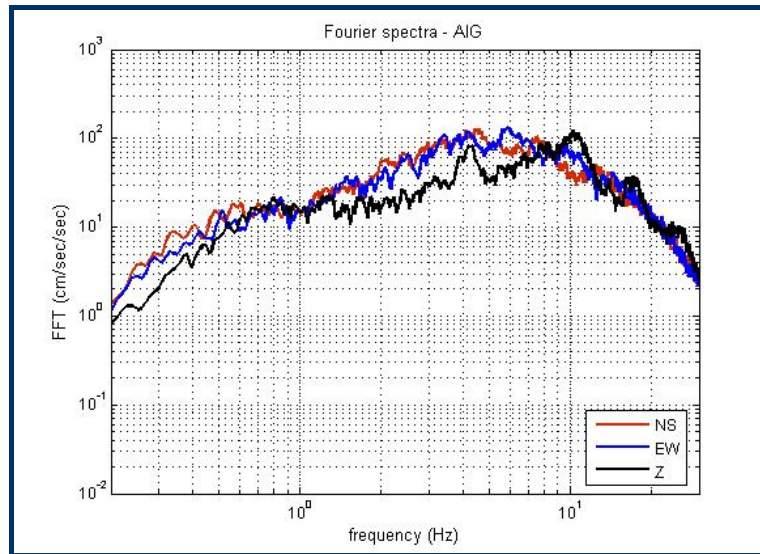
et al., 1981), ο οποίος συχνά αποδεικνύεται χρήσιμος σε μελέτες προσδιορισμού της απόκρισης μιας θέσης (π.χ. Boore, 1986; Boore & Joyner, 1991, 1997; Margaris & Boore, 1996). Ο νόμος αυτός αποτελεί μια απλή προσέγγιση 1-D, όπου θεωρεί ένα μοναδικό σχηματισμό υπερκείμενο του υποβάθρου, ώστε η θεμελιώδης συχνότητα του σχηματισμού αυτού (f) να προκύπτει από τη σχέση $f = V_s/4H$, όπου V_s η ταχύτητα των S κυμάτων στο σχηματισμό αυτό και H το πάχος του. Αν θεωρήσουμε σωστές τις παραπάνω τιμές που προέκυψαν από τη μελέτη των Apostolidis *et al.* (2006) και εφαρμόσουμε των παραπάνω νόμο, προκύπτει μια θεμελιώδης συχνότητα για τον επιφανειακό σχηματισμό των Ολοκαινικών αποθέσεων 4.5 – 6 Hz και για τα κροκαλοπαγή 1 – 1.5 Hz. Βλέπουμε λοιπόν, την πολύ καλή συμφωνία των τιμών αυτών με τις τιμές που προκύπτουν από την παρούσα μελέτη. Το μεγαλύτερο εύρος των μεγίστων της καμπύλης HV μπορεί να οφείλεται σε φαινόμενα διασποράς των σεισμικών κυμάτων στον επιφανειακό σχηματισμό ή σε μια πιο πολύπλοκη εσωτερική δομή 2-D ή και 3-D, όπως πιθανό να είναι το έντονα ρηγματομένο γεωλογικό υπόβαθρο της πόλης του Αιγίου. Η ενίσχυση που παρατηρήθηκε στην καμπύλη HV της εικόνας 5.3.4b σε συχνότητες χαμηλότερες από 0.5 Hz οφείλεται πιθανώς στη διαφορά της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του αλπικού υποβάθρου, που στην περιοχή του κέντρου της πόλης του Αιγίου συναντάται σε βάθος 560 m σύμφωνα με το εδαφικό μοντέλο 2-D των Apostolidis *et al.* (2006).



Εικόνα 5.3.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση Β-Ν (N-S) και Α-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Στην εικόνα 5.3.5 προβάλλονται οι φασματικοί λόγοι των καμπυλών HV για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες σε διευθύνσεις Β-Ν και Α-Δ, ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Στην εικόνα αυτή παρατηρούμε πως η οριζόντια συνιστώσα διεύθυνσης Α-Δ ενισχύεται περισσότερο από την κάθετη της στις

συχνότητες 3.5 – 7 Hz. Το γεγονός αυτό αποτελεί ίσως ένδειξη της επίδρασης της τοπογραφίας ή της υπόγειας δομής στη σεισμική κίνηση , με μια ενίσχυση σε διεύθυνση A-Δ , διεύθυνση σχεδόν παράλληλη με την επιφάνεια του ρήγματος του Αγίου. Έντονες ενισχύσεις στον επιφανειακό σχηματισμό στην πόλη του Αιγίου προκύπτουν και από τη μελέτη του ισχυρού σεισμικού γεγονότος στις 15/6/1995 από τους Athanassopoulos *et al.* (1999) , οι οποίοι ισχυρίζονται και σημαντική επίδραση της τοπογραφίας στην ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε ορισμένες θέσεις στην πόλη του Αιγίου.



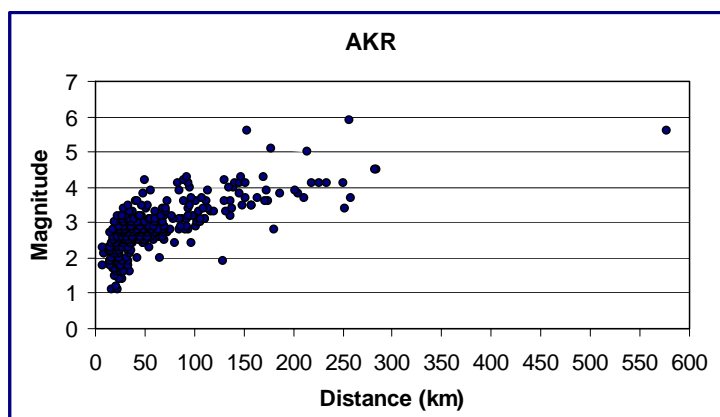
Εικόνα 5.3.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό του Αιγίου.

Στην εικόνα 5.3.6 προβάλλονται τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης. Οι οριζόντιες συνιστώσες ενισχύονται σε σχέση με την κατακόρυφη σε συχνότητες 1.5 – 7 Hz , ενώ και η συνιστώσα σε διεύθυνση A-Δ ενισχύεται σε σχέση με τη συνιστώσα διεύθυνσης B-N σε συχνότητες 5.5 - 7 Hz. Παρατηρούμε επίσης πως και η κάθετη συνιστώσα εμφανίζει ενισχύσεις στα 4 Hz και 10 Hz. Η ενίσχυση της κάθετης συνιστώσας υποδεικνύει πιθανές ετερογένειες του γεωλογικού υποβάθρου και την ύπαρξη μιας πιο πολύπλοκης εσωτερικής δομής 2-D ή και 3-D.

5.4 Αποτελέσματα στο σταθμό της Ακράτας

Ο σταθμός της Ακράτας είναι εγκατεστημένος σε μια δημοτική αποθήκη της πόλης , με τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής του σταθμού

να περιγράφονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν 489 σεισμικές καταγραφές για χρονικό διάστημα από 1/1/2002 έως 12/1/2008. Στοιχεία για τις εστιακές παραμέτρους των σεισμικών αυτών γεγονότων υπάρχουν για τις 347, ενώ οι υπόλοιπες καταγραφές περιλαμβάνουν τοπικά σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους, στα οποία δεν ήταν δυνατό να υπολογιστούν οι εστιακές παράμετροι. Οι 347 καταγραφές που διαθέτουν στοιχεία (μέγεθος, επίκεντρο, βάθος) εμφανίζουν μεγέθη από 1.1 έως και 5.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από το σταθμό της Ακράτας από 7 km έως 577 km (εικόνα 5.4.1). Στην εικόνα 5.4.1 παρατηρούμε επίσης, πως η πλειονότητα των καταγραφών αυτών περιλαμβάνει τοπικούς σεισμούς με υποκεντρικές αποστάσεις < 70 km και μεγέθη από 1.5 έως 3.5.

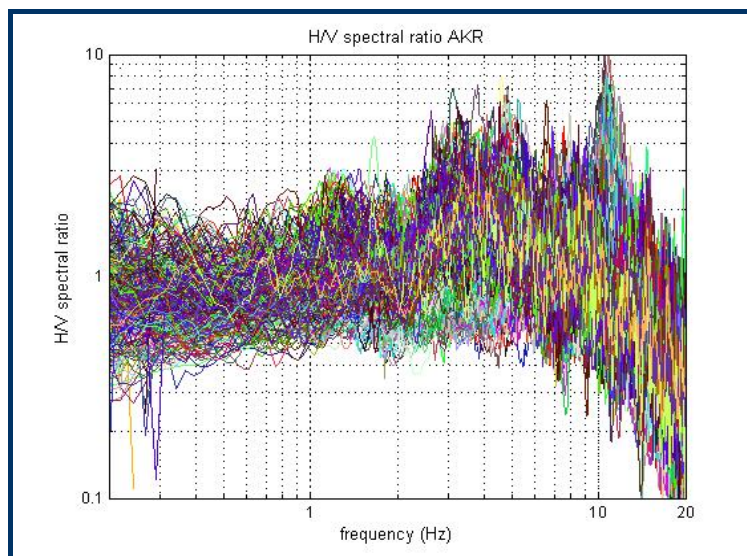


Εικόνα 5.4.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Ακράτας για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

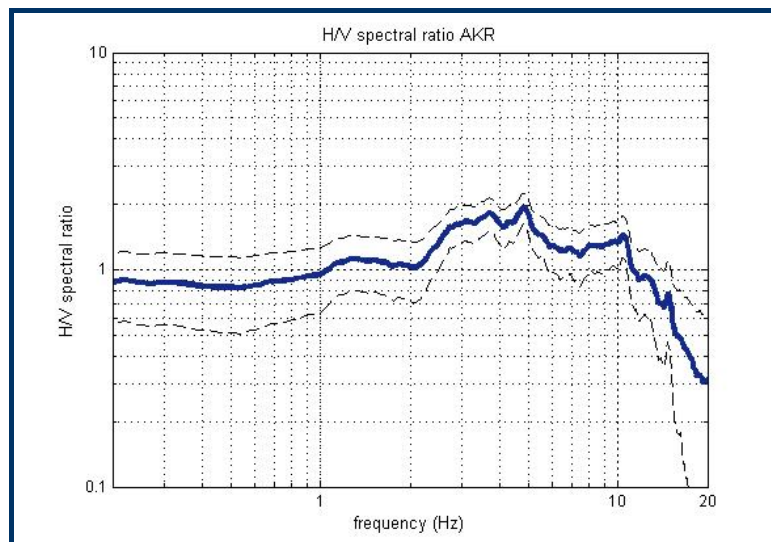
Στην ανάλυση των δεδομένων και του υπολογισμού των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των καταγραφών του σταθμού της Ακράτας (489). Το σύνολο των φασματικών λόγων HV που προέκυψαν παρουσιάζεται στην εικόνα 5.4.2, ενώ ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση στην εικόνα 5.4.3. Το σύνολο των φασματικών λόγων εμφανίζει αρκετά μεγάλη διασπορά με ενισχύσεις στις συχνότητες 1.5 Hz, 3 – 5 Hz και 10 Hz. Στην απεικόνιση του μέσου φασματικού λόγου παρατηρούμε τις ενισχύσεις στις συχνότητες αυτές με μέγιστη στα 5 Hz και τιμές του παράγοντα ενίσχυσης ~ 2 , αρκετά μικρότερες από τις τιμές ενίσχυσης που εμφανίζουν αρκετά σεισμικά γεγονότα στη συχνότητα αυτή (~ 7). Η μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (<0.5) υποδηλώνει την πολύ καλή σταθερότητα της καμπύλης HV. Η μεγάλη διασπορά που παρατηρείται σε συχνότητες μικρότερες των 0.3 Hz οφείλεται στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz.

Στην εικόνα 5.4.4 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 και των 10 σεισμικών γεγονότων με

τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , που στο σταθμό της Ακράτας εμφανίζουν τιμές 5.5 – 21 cm/sec² , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης που προκύπτουν από τις καμπύλες αυτές είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες που προέκυψαν από το μέσο φασματικό λόγο της εικόνας 5.4.3. Για τη μεν πρώτη καμπύλη HV (εικόνα 5.4.3a) μια διαφοροποίηση παρατηρείται στις χαμηλές συχνότητες με ένα μέγιστο στα 0.3 Hz , ενώ η δεύτερη καμπύλη HV (εικόνα 5.4.3b) εμφανίζει μεγαλύτερους παράγοντες ενίσχυσης σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο της εικόνας 5.4.3 , με μια μέγιστη τιμή ~ 2.5.

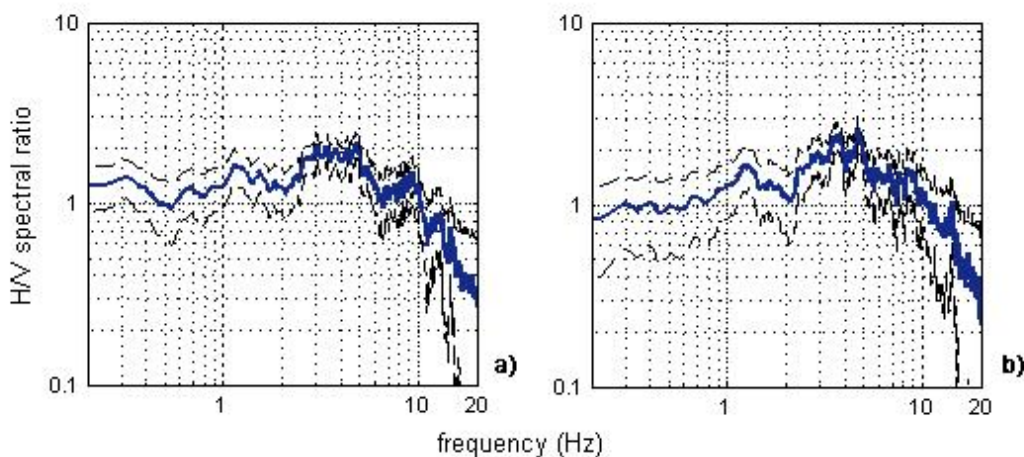


Εικόνα 5.4.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Ακράτας.



Εικόνα 5.4.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Ακράτας ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

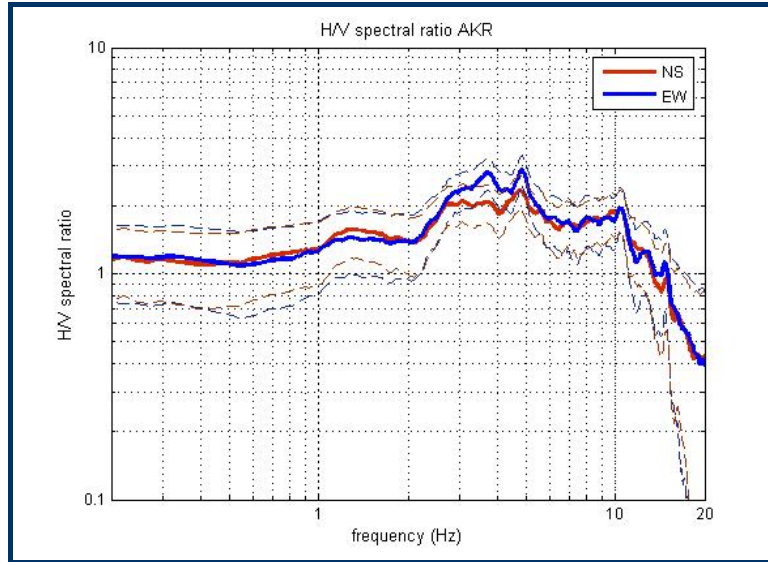
Στην περιοχή του σταθμού της Ακράτας είδαμε στο Κεφάλαιο 4.4 πως στην επιφάνεια συναντάται ένας μανδύας αποσάθρωσης Πλειστοκαινικής ηλικίας και πάχους έως και 10 m ο οποίος υπέρκειται στρωμάτων κροκαλοπαγών σημαντικού πάχους (έως και 800 m). Δεδομένης και της μικρής ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων που θα εμφανίζει ο επιφανειακός σχηματισμός (Πίνακας 4.6) , με το νόμο του τετάρτου του κύματος προκύπτουν ενισχύσεις για το σχηματισμό αυτό σε συχνότητα ~ 5 Hz. Η εμφάνιση ενισχύσεων και σε άλλες συχνότητες πιθανό να οφείλεται σε φαινόμενα διασποράς και ανάκλασης των σεισμικών κυμάτων στον επιφανειακό σχηματισμό και ίσως στην ύπαρξη ενός νεότερου μανδύα αποσάθρωσης στην επιφάνεια μικρού πάχους που δικαιολογεί τις ενισχύσεις στις μεγαλύτερες συχνότητες (10 Hz). Ο σχηματισμός των κροκαλοπαγών αν προκαλεί ενισχύσεις , αυτές αναμένονται να είναι σε συχνότητες μικρότερες του 1 Hz , εκτός και αν στην περιοχή του σταθμού ο σχηματισμός αυτός εμφανίζει σημαντικά μικρότερο πάχος σε σχέση και με το βάθος του γεωλογικού υποβάθρου , ώστε η μικρή ενίσχυση που εμφανίζεται στα 1.5 Hz να οφείλεται στο σχηματισμό αυτό. Πιο πιθανό είναι η θεμελιώδης συχνότητα των κροκαλοπαγών να αντιστοιχεί στη μικρή ενίσχυση που εμφανίζεται στα 0.3 Hz στην εικόνα 5.4.4a από τους φασματικούς λόγους HV των μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικών γεγονότων. Εξάλλου μια αντίστοιχη τιμή (~ 0.3 Hz) της θεμελιώδους συχνότητας του σχηματισμού των κροκαλοπαγών προκύπτει εάν θεωρήσουμε μια μέση τιμή ~ 1000 m/sec της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων για το δεδομένο πάχος του σχηματισμού (~ 800 m).



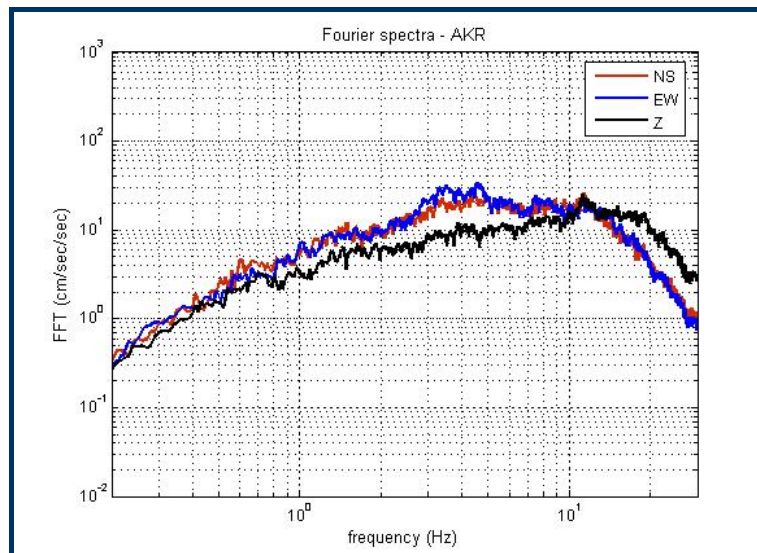
Εικόνα 5.4.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Ακράτας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Ακράτας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην εικόνα 5.4.5 παρουσιάζονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διευθύνσεις B-N και A-Δ , \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Παρατηρούμε πως η συνιστώσα σε διεύθυνση A-Δ εμφανίζει μεγαλύτερες ενισχύσεις στις συχνότητες 3 - 5 Hz σε σχέση με τη συνιστώσα σε διεύθυνση B-N. Η μεγαλύτερη ενίσχυση στη διεύθυνση αυτή είναι αρκετά πιθανό

να οφείλεται στην τοπογραφία της περιοχής, καθώς ο σταθμός είναι εγκατεστημένος στην κορυφή ενός λόφου που σχηματίζεται από την ύπαρξη των αναβαθμίδων στην περιοχή της βορείου Πελοποννήσου, οι οποίες εμφανίζουν γενική διεύθυνση Α-Δ.



Εικόνα 5.4.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση Β-Ν (N-S) και Α-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.



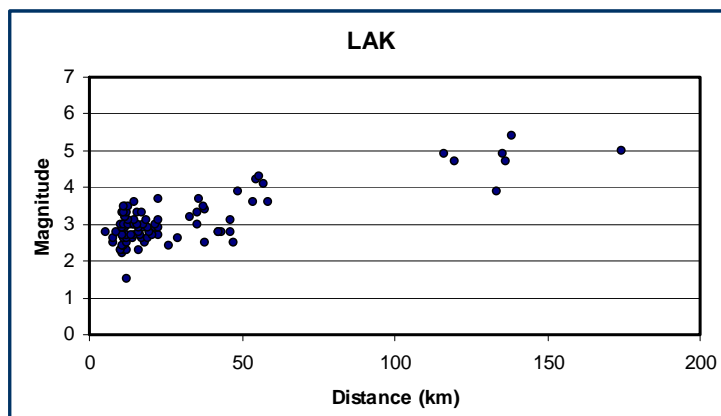
Εικόνα 5.4.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Ακράτας.

Την ίδια διαφοροποίηση στη σεισμική κίνηση παρατηρούμε και στην επόμενη εικόνα (εικόνα 5.4.6) όπου το μέσο φάσμα της συνιστώσας σε διεύθυνση Α-Δ εμφανίζει ενισχύσεις σε συχνότητες 3 - 5 Hz. Οι οριζόντιες συνιστώσες εμφανίζουν μεγαλύτερα πλάτη από την κάθετη σε εύρος από 0.5 έως 10 Hz,

όπου στη συχνότητα αυτή η κάθετη συνιστώσα εμφανίζει ένα “σκαλοπάτι” και ενισχύεται σε σχέση με τις οριζόντιες. Η ενίσχυση αυτή πιθανό να οφείλεται σε πλευρικές ετερογένειες που εμφανίζονται στις υπεδαφικές δομές εξαιτίας της εμφάνισης των αναβαθμίδων ή των ρηξιγενών ζωνών όπως είναι το υποθαλάσσιο ρήγμα της Ακράτας.

5.5 Αποτελέσματα στο σταθμό της Λάκκας

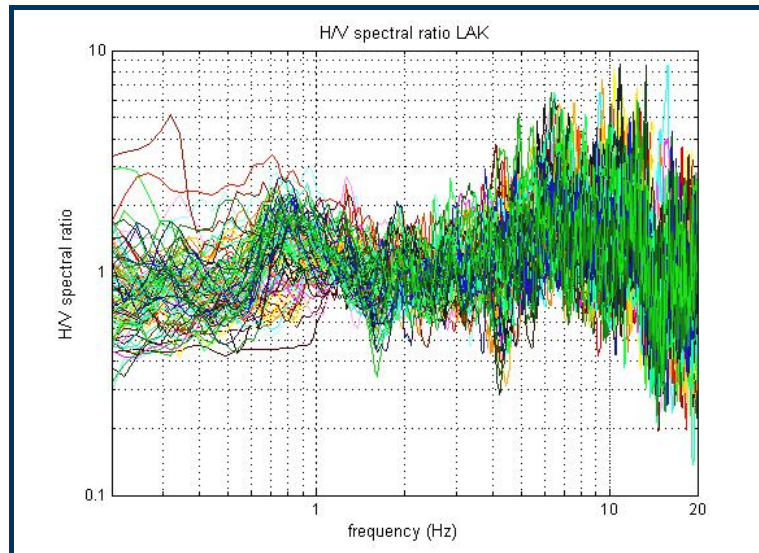
Ο σταθμός της Λάκκας είναι εγκατεστημένος σε ένα εκκλησάκι που βρίσκεται κοντά στο ομώνυμο χωριό. Τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του περιγράφονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα που αναλύθηκαν αφορούν 110 σεισμικές καταγραφές που καλύπτουν μια περίοδο από 22/8/2000 έως 29/4/2007. Από τις καταγραφές αυτές για τις 96 είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι. Οι 96 αυτές καταγραφές εμφανίζουν μεγέθη από 1.5 έως 5.4 και υποκεντρικές αποστάσεις από το σταθμό από 5.6 km έως 174 km (εικόνα 5.5.1). Από την εικόνα παρατηρούμε πως η πλειονότητα των σεισμικών καταγραφών περιλαμβάνει σεισμικά γεγονότα με μεγέθη από 2.3 έως 3.5 και υποκεντρικές αποστάσεις < 30 km.



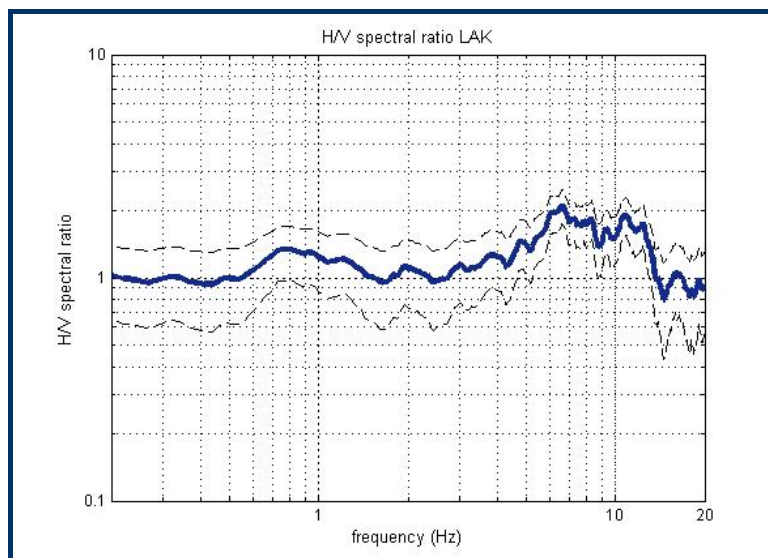
Εικόνα 5.5.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Λάκκας για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

Η ανάλυση και ο υπολογισμός των φασματικών λόγων HV πραγματοποιήθηκε για το σύνολο των καταγραφών (110). Στην εικόνα 5.5.2 παρουσιάζεται το σύνολο των φασματικών λόγων HV, ενώ στην εικόνα 5.5.3 ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Η μεγάλη διασπορά που εμφανίζεται στις χαμηλές συχνότητες οφείλεται κυρίως στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών

σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz. Στις υπόλοιπες συχνότητες οι καμπύλες εμφανίζονται πιο σταθερές, γεγονός που αντικατοπτρίζεται στη μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (< 0.5). Ενισχύσεις εμφανίζονται στις συχνότητες 0.7 – 0.8 Hz και κυρίως 6 – 7 Hz και 10 – 11 Hz. Η μέση ενίσχυση λαμβάνει μέγιστη τιμή ~ 2 στα 7 Hz, ενώ κάποια σεισμικά γεγονότα εμφανίζουν τιμές του παράγοντα ενίσχυσης στη συχνότητα αυτή ~ 6 (εικόνα 5.5.2).



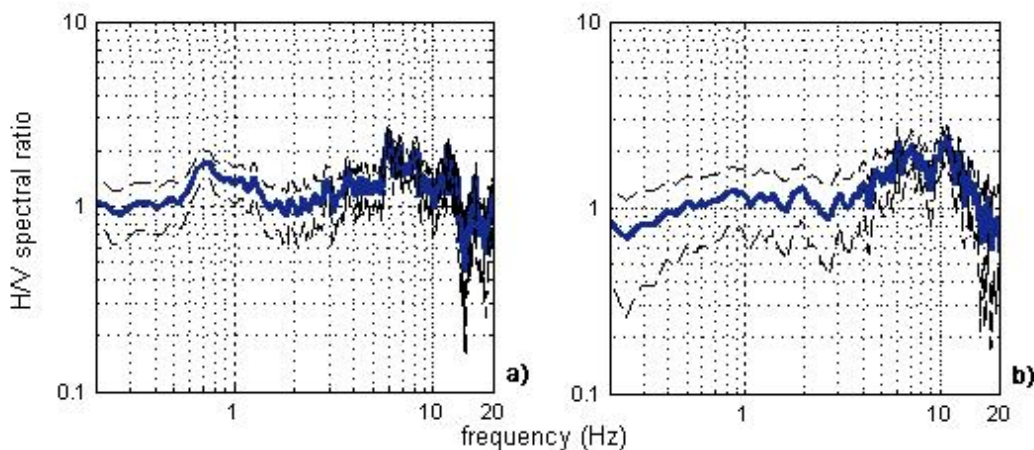
Εικόνα 5.5.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Λάκκας.



Εικόνα 5.5.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Λάκκας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην εικόνα 5.5.4 προβάλλονται ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Λάκκας με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 και ο μέσος φασματικός λόγος των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , με τιμές στο σταθμό της Λάκκας 9 – 50.5 cm/sec² , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Οι συχνότητες ενίσχυσης της κίνησης που προκύπτουν είναι παρόμοιες με τις συχνότητες που προέκυψαν από το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών. Μικρές διαφορές παρατηρούνται στη συχνότητα 0.7-0.8 Hz όπου η καμπύλη HV των σεισμικών γεγονότων μεγαλύτερου μεγέθους (εικόνα 5.5.4) εμφανίζει μεγαλύτερο πλάτος και στα 10 Hz όπου η μέση καμπύλη HV των σεισμικών γεγονότων με μεγαλύτερες τιμές PGA εμφανίζει μεγαλύτερο πλάτος σε σχέση με τους άλλους δύο φασματικούς λόγους HV που υπολογίσθηκαν.

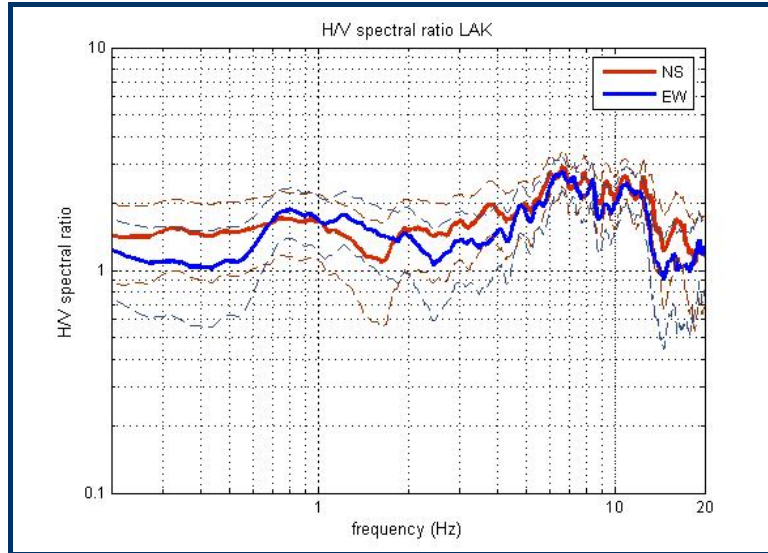
Όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 4.4 , στην περιοχή της Λάκκας απαντούν Πλειοκαινικές αποθέσεις σημαντικού πάχους που υπέρκεινται του γεωλογικού υποβάθρου , ενώ αμέσως νότια του σταθμού συναντάται μια μορφολογική έξαρση που ταυτίζεται με το ρήγμα της Λάκκας. Η ενίσχυση που συναντάται στις χαμηλές συχνότητες (0.7-0.8 Hz) , όπως αναδεικνύεται και από το φασματικό λόγο HV των μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικών γεγονότων της εικόνας 5.5.4a , πιθανόν οφείλεται στην ενίσχυση του μεγάλου πάχους σχηματισμού των Πλειοκαινικών αποθέσεων , ενώ οι ενισχύσεις που παρατηρούνται στις συχνότητες από 6 – 11 Hz πιθανόν οφείλονται στον επιφανειακό μανδύα αποσάθρωσης μικρού πάχους , στα εναλλασσόμενα στρώματα διαφορετικού πάχους και συνοχής , καθώς και στη διασπορά και ανάκλαση των σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς.



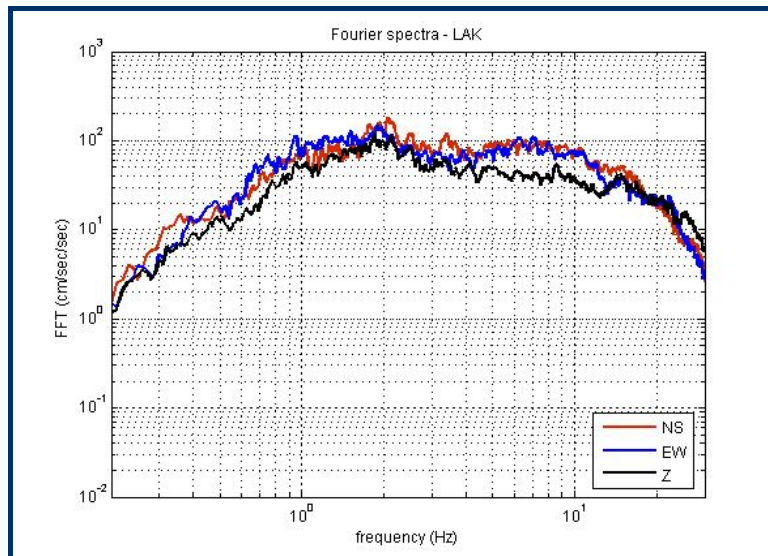
Εικόνα 5.5.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Λάκκας ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Λάκκας ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην εικόνα 5.5.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες της κίνησης σε διευθύνσεις Β-Ν και Α-Δ , ± τις μέσες

μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Γενικά δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στις δύο διευθύνσεις. Οι καμπύλες δεν ταυτίζονται για το μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων, στις συχνότητες ενίσχυσης όμως παρατηρείται πολύ καλή ταύτιση μεταξύ των δύο φασματικών λόγων HV.



Εικόνα 5.5.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστώσων σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.



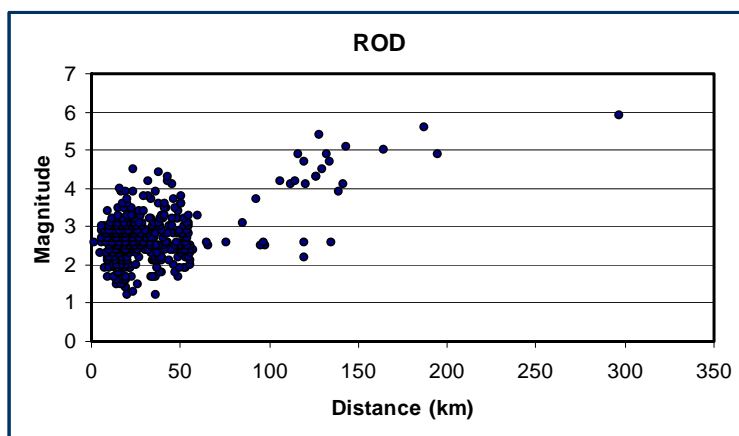
Εικόνα 5.5.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Λάκκας.

Παρόμοια συμπεράσματα προκύπτουν και από τη μελέτη των μέσων φασμάτων Fourier για τις τρεις συνιστώσες της κίνησης που προέκυψαν από την ανάλυση των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό της Λάκκας (εικόνα 5.5.6). Τα μέγιστα πλάτη των φασμάτων παρατηρούνται σε συχνότητες μεταξύ των 0.8 –

15 Hz . Οι δύο οριζόντιες συνιστώσες εμφανίζουν μεγαλύτερα πλάτη από την κατακόρυφη κυρίως στις συχνότητες 3 – 15 Hz , ενώ σε συχνότητα 2 Hz παρατηρείται μια απότομη μείωση της φασματικής ενέργειας που επηρεάζει και τις τρεις συνιστώσες της κίνησης. Η μείωση αυτή πιθανό να οφείλεται στην ύπαρξη υπεδαφικών πλευρικών ετερογενειών στην περιοχή της Λάκκας , όπως αποτελεί βέβαια η εμφάνιση της ρηξιγενούς ζώνης αμέσως νότια του σταθμού με διεύθυνση κλίσης προς βορά.

5.6 Αποτελέσματα στο σταθμό της Ροδινής

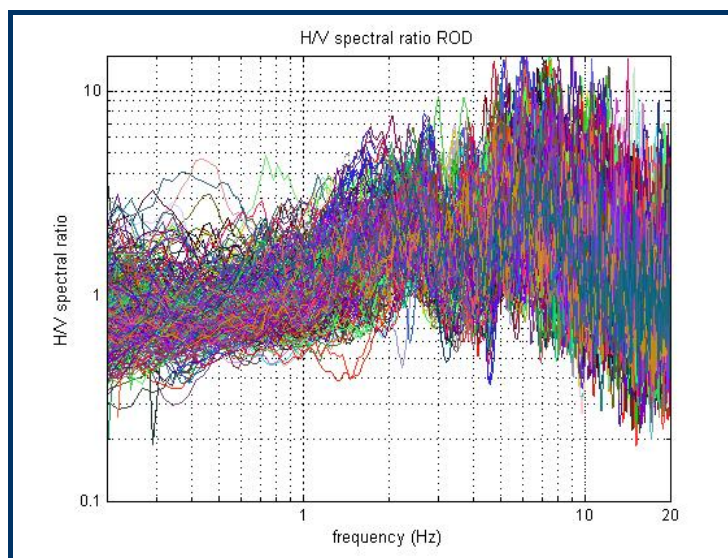
Ο σταθμός της Ροδινής θεωρείται ελεύθερου πεδίου , καθώς είναι εγκατεστημένος σε ελαφριά κατασκευή εκτός οικιστικής περιοχής. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Η ανάλυση των δεδομένων του σταθμού περιελάμβανε 612 καταγραφές τριών συνιστωσών , με χρονικό εύρος από 5/6/1999 έως και 4/2/2008. Από τις καταγραφές αυτές για τις 505 είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι και τα χαρακτηριστικά των σεισμικών γεγονότων , όπου εμφανίζουν μεγέθη από 1.2 έως 5.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 1.7 km έως 297 km (εικόνα 5.6.1) , ενώ οι υπόλοιπες περιλαμβάνουν μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς. Από την εικόνα 5.6.1 διαφαίνεται επίσης , πως η πλειονότητα των καταγραφών περιλαμβάνει σεισμούς με μεγέθη από 2 έως 3.5 και υποκεντρικές αποστάσεις < 50 km.



Εικόνα 5.6.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Ροδινής για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

Για τον υπολογισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και των φασματικών λόγων HV στο σταθμό της Ροδινής χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των

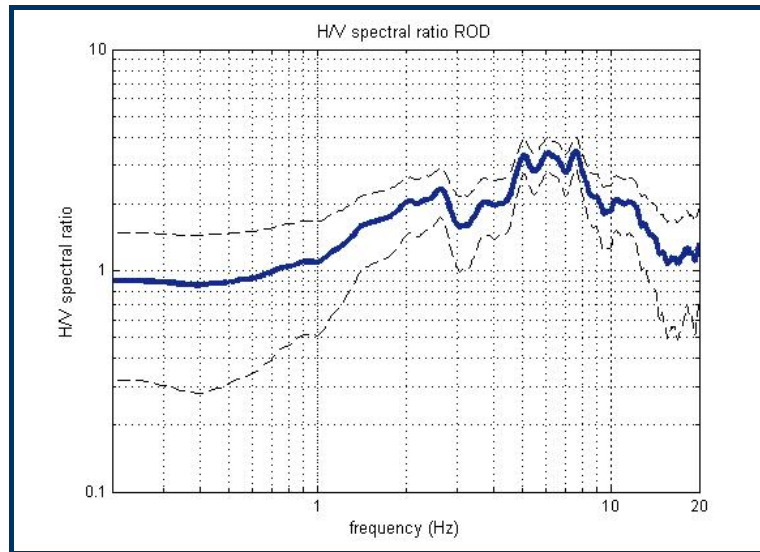
καταγραφών (612). Στην εικόνα 5.6.2 παρουσιάζεται το σύνολο των φασματικών λόγων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στις σεισμικές καταγραφές του σταθμού της Ροδινης , ενώ στην εικόνα 5.6.3 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Η διασπορά που εμφανίζεται σε συχνότητες < 0.3 Hz οφείλεται κυρίως στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz. Οι φασματικοί λόγοι εμφανίζονται αρκετά σταθεροί με ενισχύσεις σε όλες τις συχνότητες μεγαλύτερες από 1 Hz και έως τα 12 Hz. Η σταθερότητα της καμπύλης φανερώνεται και από την μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (< 0.7). Στην εικόνα του μέσου φασματικού λόγου HV (εικόνα 5.6.3) αναδεικνύονται καλύτερα οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης , όπου εμφανίζονται στα ~ 2.5 Hz και 5 – 8 Hz , με διακριτές κορυφές στα 5 , 6 και 7.5 Hz. Η μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ενίσχυσης εμφανίζεται στις τρεις αυτές συχνότητες και είναι ~ 3.5 , ενώ η τιμή αυτή μπορεί να ξεπεράσει το 10 σε κάποια σεισμικά γεγονότα , όπως παρατηρούμε στην εικόνα 5.6.2.



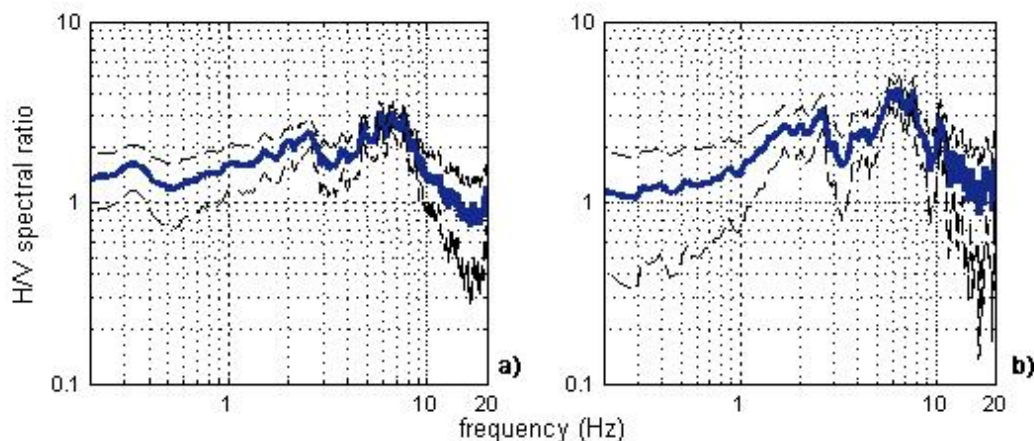
Εικόνα 5.6.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Ροδινης.

Στην εικόνα 5.6.4 προβάλλονται ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από 4 και ο φασματικός λόγος των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , που στο σταθμό της Ροδινης έχουν τιμές 13.6 – 53.4 cm/sec^2 , \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Στις δύο καμπύλες HV εμφανίζονται ενισχύσεις σε συχνότητες παρόμοιες με το μέσο φασματικό λόγο HV της εικόνας 5.6.3. Ο φασματικός λόγος HV των μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικών γεγονότων (εικόνα 5.6.4a) εμφανίζει και μια μικρότερη ενίσχυση στα 0.35 Hz. Τα σεισμικά γεγονότα με μεγαλύτερες τιμές

PGA εμφανίζουν φασματικούς λόγους HV με παράγοντες ενίσχυσης μεγαλύτερους του μέσου (~ 3.5) με μια μέση τιμή ~ 4.5 (εικόνα 5.6.4b).



Εικόνα 5.6.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Ροδινής \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

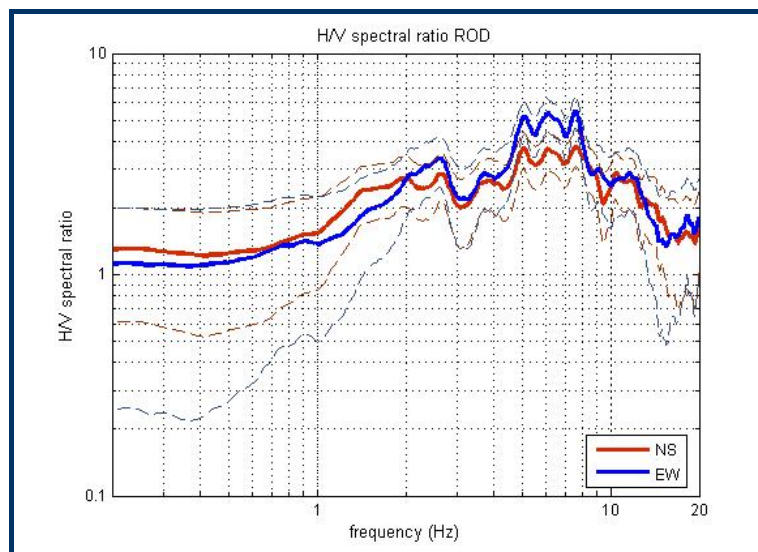


Εικόνα 5.6.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Ροδινής \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, b) μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Ροδινής \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην περιοχή της Ροδινής εμφανίζεται το αλπικό υπόβαθρο με εναλλαγές κερατολίθων και ασβεστολίθων του Κρητιδικού. Παρά την εμφάνιση συνεκτικών σχηματισμών παρατηρούμε την έντονη ενίσχυση της κίνησης στις συχνότητες που αναφέρθηκαν προωτέρως. Οι ενισχύσεις στις υψηλότερες συχνότητες οφείλονται πιθανόν στην ενίσχυση της κίνησης από το επιφανειακό στρώμα χαμηλής ταχύτητας και μικρού πάχους που αποτελούν τα αποσπασμένα υλικά του αλπικού σχηματισμού, μεταφερθέντα εκ της μορφολογικής έξαρσης που εμφανίζεται αμέσως νότια του σταθμού και αποτελεί ουσιαστικά μια ρηξιγενή

ζώνη που ταυτίζεται με τη ρηξιγενή ζώνη του Ψαθόπυργου. Δεν γνωρίζουμε όμως κατά πόσο οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης οφείλονται στον επιφανειακό σχηματισμό ή σε κάποιο άλλο αίτιο. Στην κατεύθυνση αυτή πραγματοποιήθηκαν δοκιμές με διαφορετικές ομάδες φασματικών λόγων. Οι ομάδες αυτές εμφάνιζαν διαφορετικές επικεντρικές αποστάσεις και διαφορετική αζιμουθιακή κάλυψη. Μεταξύ των διαφόρων ομάδων δεν παρατηρήθηκαν σημαντικές διαφορές, ώστε να μην θεωρούνται ως πιθανή αιτία της ενίσχυσης που εμφανίζεται διάφορα φαινόμενα κατευθυντικότητας και επίδραση της αζιμουθιακής κατανομής των καταγραφέντων σεισμικών γεγονότων.

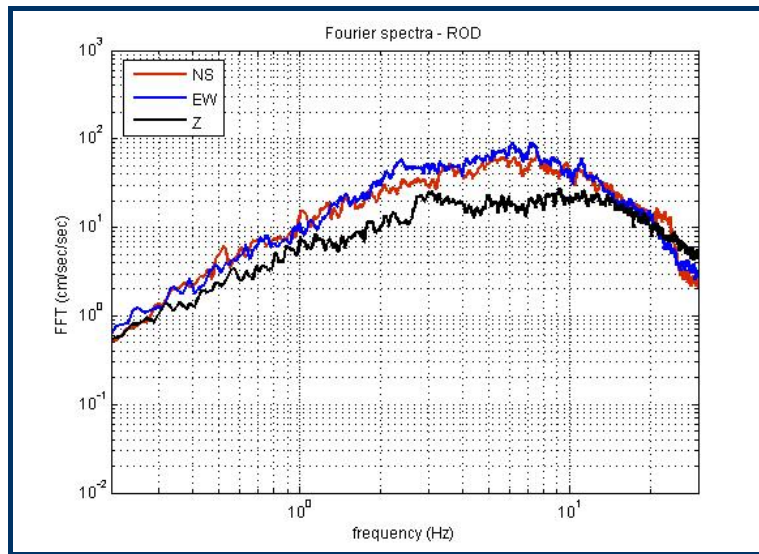
Η περιοχή του σταθμού αποτελεί ένα πρηνές στο κατερχόμενο τέμαχος της ρηξιγενούς ζώνης και βρίσκεται ουσιαστικά το νότιο όριο της δυτικής λεκάνης του Κορινθιακού. Στο Κεφάλαιο 2.3.4.3 αναφέρθηκαν φαινόμενα ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης στα όρια λεκανών (*edge effect*), τα οποία μπορούν να αποδειχθούν πολύ σημαντικά στην περίπτωση ορισμένων σεισμικών γεγονότων (Kawase, 1996). Είναι λοιπόν πιθανό τέτοια φαινόμενα ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης, εξαιτίας της συμβολής των διαφόρων τύπων των σεισμικών κυμάτων στα όρια της λεκάνης του δυτικού Κορινθιακού, να συμβαίνουν στην περιοχή της Ροδινής. Επίσης, η επίδραση της τοπογραφίας, επιφανειακής και υπεδαφικής, δεν θα πρέπει να θεωρείται αμελητέα καθώς ο σταθμός βρίσκεται στην επιφάνεια ενός πρηνούς γενικής διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ που σχηματίζεται κυρίως από τη δράση της ρηξιγενούς ζώνης που εμφανίζεται αμέσως νότια.



Εικόνα 5.6.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Η επίδραση της τοπογραφίας στη σεισμική κίνηση είναι πιο ξεκάθαρη στην εικόνα 5.6.5, όπου προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών της κίνησης σε διευθύνσεις B-N και A-Δ, ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Η συνιστώσα διεύθυνσης A-Δ εμφανίζει

ενισχύσεις έως και 65% υψηλότερες στις κύριες συχνότητες ενίσχυσης από την κάθετη της συνιστώσα.



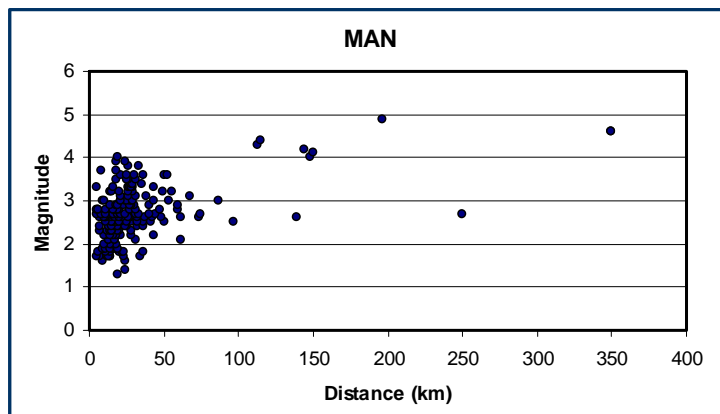
Εικόνα 5.6.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Ροδινής.

Στην εικόνα 5.6.6 παρουσιάζονται τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης που προέκυψαν από την ανάλυση των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό της Ροδινής. Παρατηρούμε τα μέγιστα πλάτη των οριζόντιων συνιστωσών να εμφανίζονται στις συχνότητες 2 – 10 Hz , όπου παρατηρήθηκαν και οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης , ενώ οι οριζόντιες συνιστώσες εμφανίζουν μεγαλύτερα πλάτη από την κατακόρυφη σε ακόμα μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων. Σε συχνότητα 3 Hz η κατακόρυφη συνιστώσα ενισχύεται , ώστε να υποτιμάται η ενίσχυση των οριζόντιων συνιστωσών από τους φασματικούς λόγους HV στη συχνότητα αυτή. Η ενίσχυση της κατακόρυφης συνιστώσας πιθανό να συμβαίνει εξαιτίας των πλευρικών ετερογενειών που εμφανίζονται στην υπεδαφική δομή κυρίως λόγω της υπέρξεως της ρηξιγενούς ζώνης.

Περαιτέρω έρευνα κρίνεται αναγκαία στην περιοχή της Ροδινής ώστε να διαπιστωθούν τα πραγματικά αίτια ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης. Η έρευνα αυτή , εκτός από την περαιτέρω εγκατάσταση σεισμολογικών οργάνων στις δύο διαστάσεις του πρσανούς , θα πρέπει επίσης να περιλαμβάνει γεωτεχνικές και γεωφυσικές μελέτες για την κατανόηση της πλήρους δομής της περιοχής και την εφαρμογή υπολογιστικών μεθόδων σε δομές 2-D ή και 3-D και με διαφορετικές γωνίες πρόσπτωσης των σεισμικών κυμάτων.

5.7 Αποτελέσματα στο σταθμό της Μανάγουλης

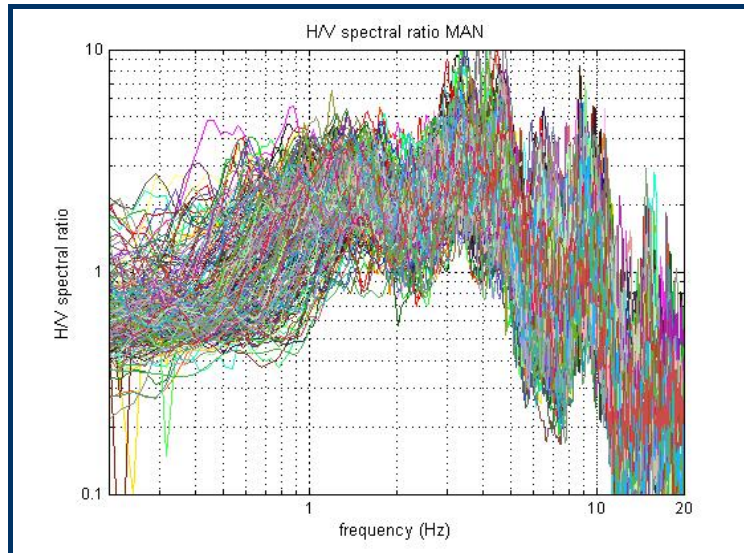
Ο σταθμός της Μανάγουλης είναι εγκατεστημένος στο ΒΔ περιθώριο του Κορινθιακού κόλπου, στη δελταϊκή κοιλάδα του ποταμού Μόρνου. Τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν 289 σεισμικές καταγραφές τριών συνιστωσών για μια χρονική περίοδο από 8/5/1999 έως 17/7/2007. Από τις καταγραφές αυτές διαθέσιμα στοιχεία για τις σεισμικές παραμέτρους υπάρχουν για 218 σεισμικά γεγονότα, ενώ οι υπόλοιπες καταγραφές περιλαμβάνουν μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς. Τα σεισμικά γεγονότα με υπολογισμένες τις εστιακές παραμέτρους εμφανίζουν μεγέθη από 1.3 έως και 4.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 4.7 km έως 350 km (εικόνα 5.7.1). Η πλειονότητα των σεισμικών αυτών γεγονότων εμφανίζεται σε υποκεντρικές αποστάσεις < 50 km και με μεγέθη από 1.7 έως 3.5 (εικόνα 5.7.1).



Εικόνα 5.7.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Μανάγουλης για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

Στην ανάλυση και τον υπολογισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό της Μανάγουλης (289). Στην εικόνα 5.7.2 παρουσιάζεται το σύνολο των φασματικών λόγων HV και στην εικόνα 5.7.3 ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Γενικά παρατηρούμε την πολύ καλή σταθερότητα των φασματικών λόγων με ενισχύσεις σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Η καλή σταθερότητα της καμπύλης HV υποδεικνύεται και από τη μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (< 0.7). Η διασπορά που εμφανίζεται σε συχνότητες < 0.3 Hz οφείλεται κυρίως στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz. Ενισχύσεις παρατηρούνται στις συχνότητες 0.7 – 5 Hz και 9 Hz, με διακριτές κορυφές στα 1.5, 3.2, 4.8 και 9 Hz. Η τιμή του παράγοντα ενίσχυσης εμφανίζει

μέγιστη τιμή ~ 3.5 στα 3.2 Hz , με τις τιμές ενίσχυσης όμως να ξεπερνούν το 10 σε ορισμένα σεισμικά γεγονότα (εικόνα 5.7.2). Παρατηρείται επίσης η σημαντική μείωση της καμπύλης HV και κατά συνέπεια του πλάτους και της ενέργειας της οριζόντιας κίνησης σε συχνότητες υψηλότερες των 10 Hz.

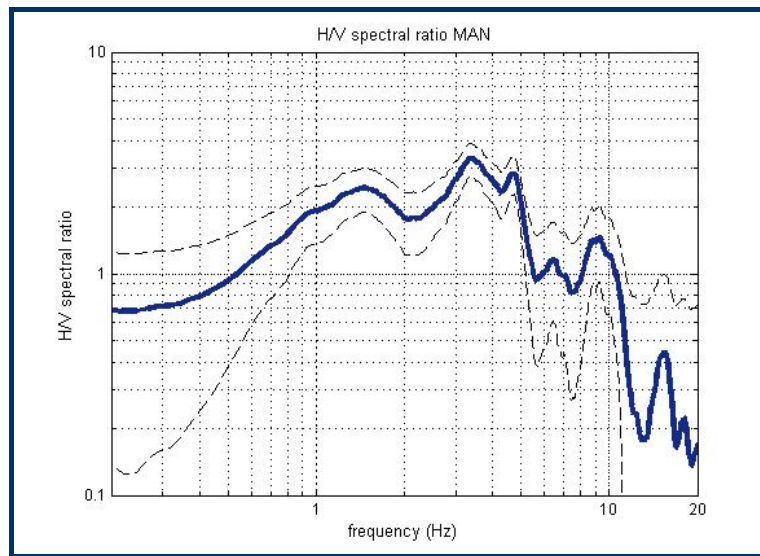


Εικόνα 5.7.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Μανάγουλης.

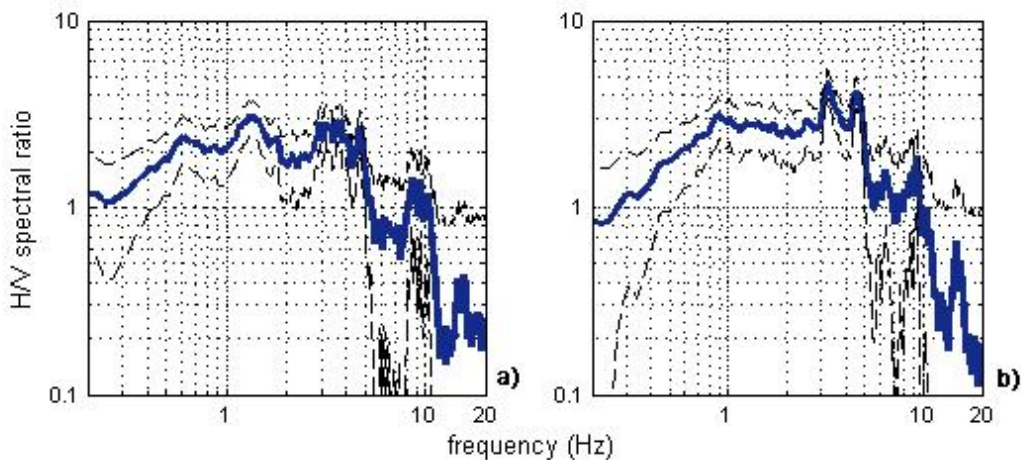
Στην εικόνα 5.7.4 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των σεισμικών γεγονότων που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από 4 και των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , με τιμές στο σταθμό της Μανάγουλης $9.7 - 49.5 \text{ cm/sec}^2$, \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.7.3) ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μεγαλύτερο μέγεθος ενισχύεται στις χαμηλές συχνότητες , όπου εμφανίζεται πλέον ένα μέγιστο και σε συχνότητα 0.6 Hz (εικόνα 5.7.4a) , ενώ σε μεγαλύτερες συχνότητες τα πλάτη και οι συχνότητες ενίσχυσης είναι παρόμοιες. Αντίστοιχα , ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA (εικόνα 5.7.4b) ενισχύεται στις χαμηλές συχνότητες σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο HV (εικόνα 5.7.3) , ενώ εμφανίζει σταθερά μεγαλύτερους παράγοντες ενίσχυσης και μια τιμή ~ 5 σε συχνότητα 3 Hz.

Στην περιοχή της Μανάγουλης εμφανίζονται σύγχρονες προσχώσεις και εκτεταμένα αλλουβιακά πεδία με μικρή συνεκτικότητα. Στους σχηματισμούς αυτούς με μικρή συνεκτικότητα και χαμηλή ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων αναμένονται σημαντικές ενισχύσεις της σεισμικής κίνησης , όπως παρατηρήθηκε εξάλλου από τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR-RF για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Επίδραση της τοπογραφίας δεν αναμένεται συνήθως σε πεδινές

εκτάσεις, όπως παρατηρούμε και στην εικόνα 5.7.5, όπου οι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών είναι παρόμοιοι.



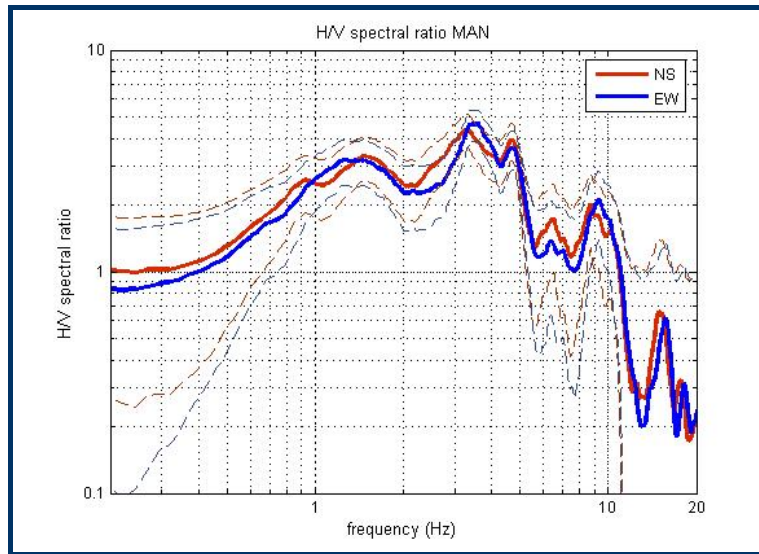
Εικόνα 5.7.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Μανάγουλης ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



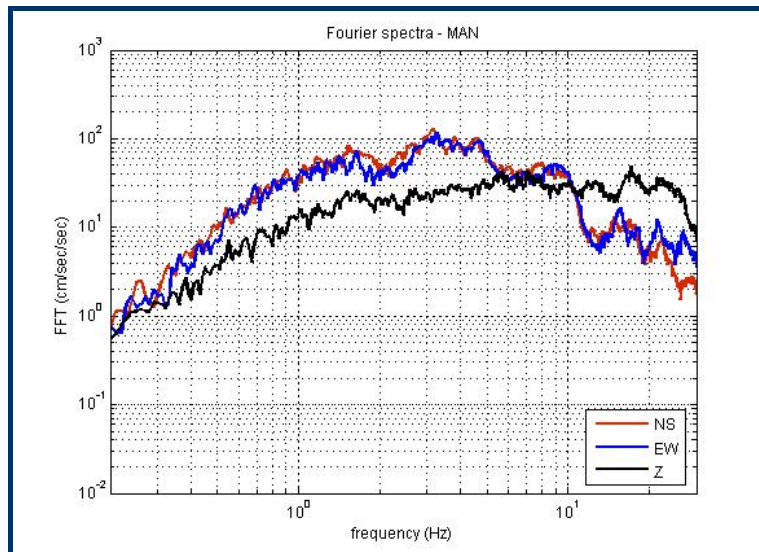
Εικόνα 5.7.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Μανάγουλης ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Μανάγουλης ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Η απότομη μείωση του πλάτους τη καμπύλης HV σε συχνότητες μεγαλύτερες των 10 Hz ίσως αποτελεί ένδειξη φαινομένων μη-γραμμικότητας της κίνησης. Όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 2.3.4.4, η κύρια επίδραση του φαινομένου αυτού είναι η μείωση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων που μεταβάλλει σημαντικά την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας των εδαφών προς χαμηλότερες τιμές, ενώ

η αύξηση της απόσβεσης συμβάλλει στη μείωση της μέγιστης επιτάχυνσης και των πλατών των φασματικών καμπυλών, ιδιαίτερα στις υψηλές συχνότητες.



Εικόνα 5.7.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.



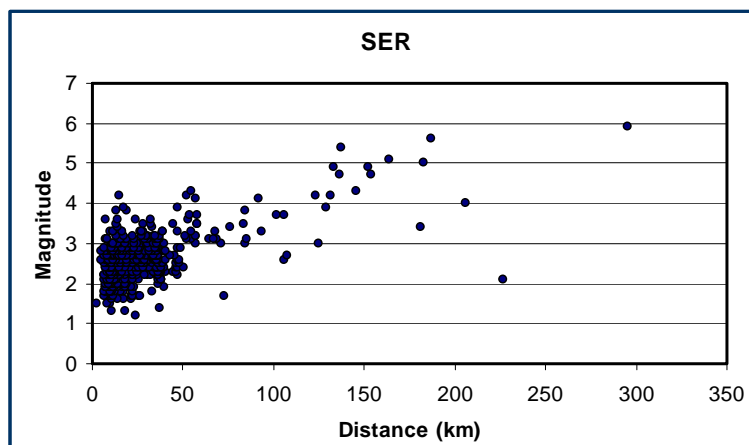
Εικόνα 5.7.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Μανάγουλης.

Εξετάζοντας τα μέσα φάσματα Fourier των τριών συνιστωσών της κίνησης, όπως αυτά προέκυψαν από την ανάλυση των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό της Μανάγουλης (εικόνα 5.7.6), παρατηρούμε τα μεγαλύτερα πλάτη των οριζόντιων συνιστωσών σε σχέση με την κατακόρυφη στις συχνότητες 0.5 – 5 Hz, ενώ τα πλάτη τους εμφανίζουν μια μικρότερη μείωση στα 2 και 6 Hz με τη μεγαλύτερη μείωση ακολούθως στα 10 Hz, ενώ το πλάτος του φάσματος της

κατακόρυφης συνιστώσας παραμένει πρακτικά σταθερό. Η εξασθένηση αυτή της οριζόντιας κίνησης στις μεγαλύτερες συχνότητες θα μπορούσε να οφείλεται στην εμφάνιση τέτοιων φαινομένων. Βέβαια τα φαινόμενα μη-γραμμικότητας αναμένονται όταν η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση στα σκληρότερα πετρώματα ξεπερνάει μια τιμή της τάξεως των 0.1 g έως 0.2 g , με τη μέγιστη καταγραφείσα εδαφική επιτάχυνση στο σταθμό της Μανάγουλης να μην ξεπερνάει τα 0.05 g. Μια ακόμα πιθανή εξήγηση της ισχυρής εξασθένησης της οριζόντιας κίνησης ίσως είναι η ύπαρξη ενός αρκετά υψηλού βαθμού κορεσμού των επιφανειακών σχηματισμών σε περιεχόμενο νερό. Για την επιβεβαίωση ή μη των όλων παραπάνω οι γεωτεχνικές μελέτες κρίνονται απαραίτητες.

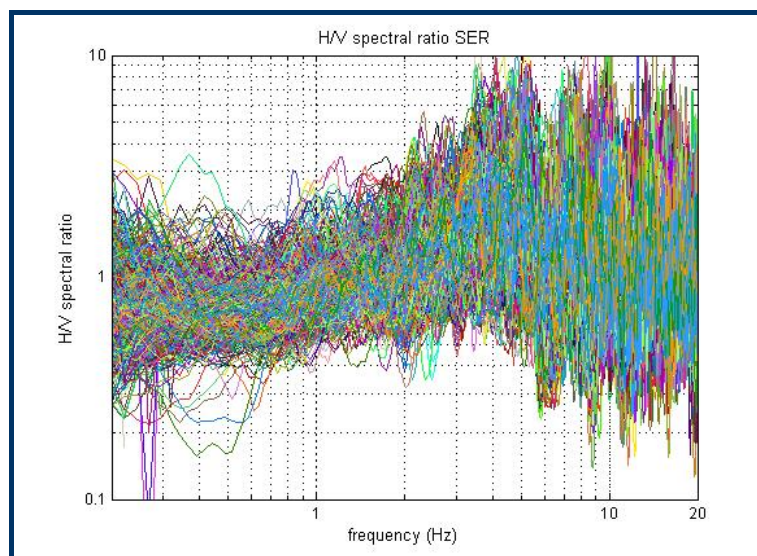
5.8 Αποτελέσματα στο σταθμό της Σεργούλας

Ο σταθμός της Σεργούλας είναι εγκατεστημένος στον ομώνυμο οικισμό που βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα του Κορινθιακού κόλπου σε υψόμετρο ~ 500 m. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Για το σταθμό της Σεργούλας αναλύθηκαν συνολικά 803 σεισμικές καταγραφές τριών συνιστωσών που καλύπτουν μια χρονική περίοδο από 19/6/2000 έως και 14/1/2008. Στοιχεία για τις εστιακές παραμέτρους των σεισμικών αυτών γεγονότων είναι διαθέσιμα για τις 666 , ενώ οι υπόλοιπες περιλαμβάνουν μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς των οποίων οι εστιακές παράμετροι δεν ήταν δυνατό να υπολογισθούν. Οι 666 καταγραφές περιλαμβάνουν σεισμικά γεγονότα μεγέθους από 1.2 έως 5.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 2.8 km έως 295 km (εικόνα 5.8.1). Το μεγαλύτερο πλήθος των καταγραφών περιλαμβάνει σεισμικά γεγονότα με μεγέθη από 1.8 έως 3.3 και υποκεντρικές αποστάσεις < 50 km.



Εικόνα 5.8.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Σεργούλας για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

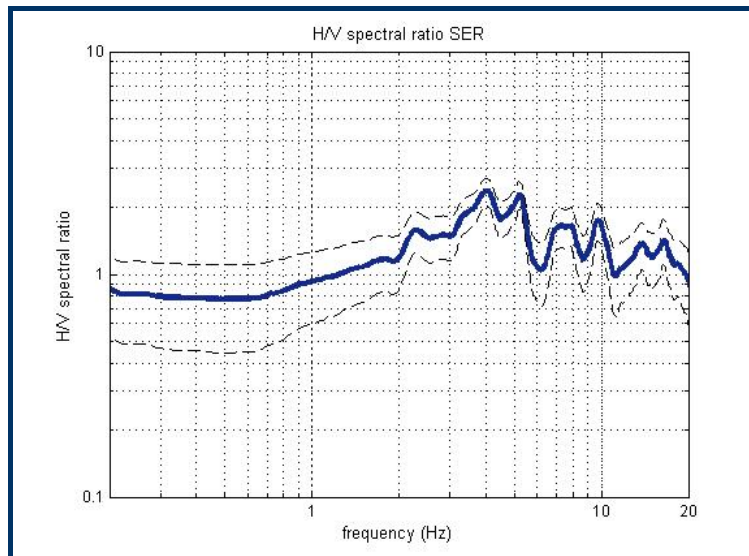
Η ανάλυση των δεδομένων και ο υπολογισμός των φασματικών χαρακτηριστικών και των φασματικών λόγων HV πραγματοποιήθηκε για το σύνολο των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Σεργούλας (803). Στις εικόνες 5.8.2 και 5.8.3 παρουσιάζονται το σύνολο των φασματικών λόγων HV που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στα δεδομένα του σταθμού της Σεργούλας και ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, αντίστοιχα. Οι φασματικοί λόγοι HV εμφανίζουν αρκετά καλή σταθερότητα όσον αφορά τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης, γεγονός που υποδεικνύεται και από τη μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (< 0.5). Η διασπορά των καμπυλών HV που εμφανίζεται σε συχνότητες < 0.4 Hz οφείλεται κυρίως στη μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών και στη χρήση του φίλτρου με συχνότητα αποκοπής στα 0.20 Hz. Η οριζόντια εδαφική κίνηση φαίνεται να ενισχύεται στις συχνότητες 2 – 5.5 Hz, 7 – 8 Hz και 9 – 10 Hz, με τα μέγιστα πλάτη να παρατηρούνται στα 4 και 5 Hz με μια τιμή του παράγοντα ενίσχυσης ~ 2.5 . Η τιμή αυτή για κάποια σεισμικά γεγονότα λαμβάνει αρκετά υψηλότερες τιμές ~ 7 .



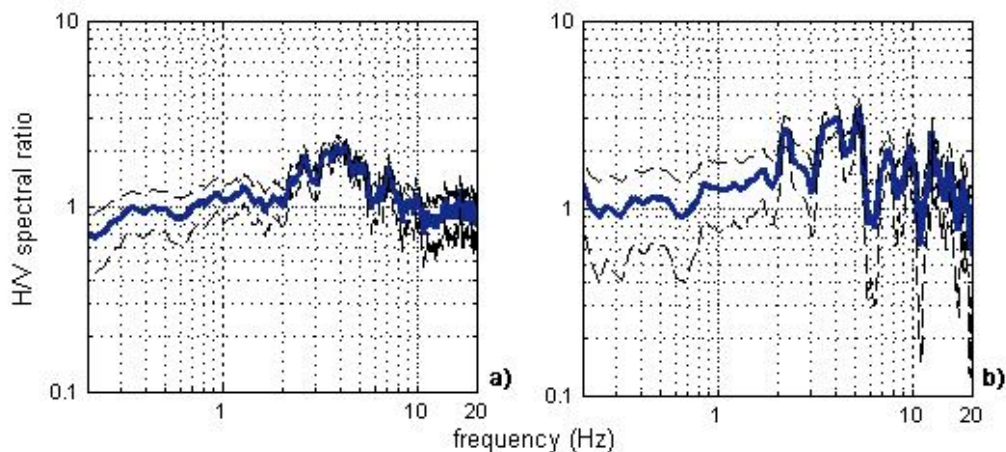
Εικόνα 5.8.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Σεργούλας.

Στην εικόνα 5.8.4 προβάλλονται ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 και ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων που εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), με τιμές στο σταθμό της Σεργούλας $19.7 - 42.8 \text{ cm/sec}^2$, \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Ο μέσος φασματικός λόγος HV των μεγαλύτερων σεισμικών γεγονότων (εικόνα 5.8.4a) εμφανίζει παρόμοιες συχνότητες και πλάτη ενίσχυσης σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.8.3), εκτός από τις υψηλότερες συχνότητες όπου ο δεύτερος εμφανίζει μικρές

ενισχύσεις στα 9-10 Hz. Αντίστοιχα ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών καταγραφών με τις μεγαλύτερες τιμές PGA (εικόνα 5.8.4b) εμφανίζει παρόμοιες συχνότητες ενίσχυσης με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.8.3) με μεγαλύτερους όμως παράγοντες ενίσχυσης όπου στα 5 Hz έχουν μια μέση τιμή ~ 3.5 .



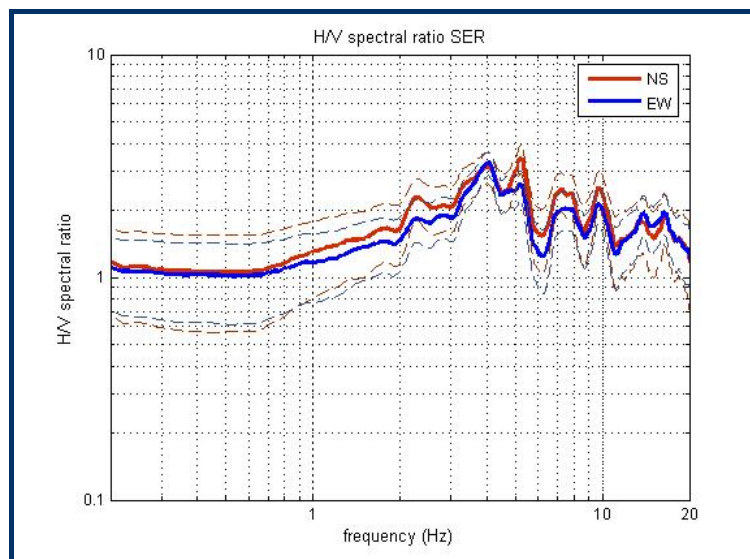
Εικόνα 5.8.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Σεργούλας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 5.8.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ≥ 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Σεργούλας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό της Σεργούλας \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 4.4, στην περιοχή της Σεργούλας απαντούν τεφροκυανοί, ιλυοαργιλικοί και μαργαϊκοί σχιστόλιθοι με παρεμβολές ψαμμιτικών υλικών ηλικίας Παλαιοκαίνου που αποτελούν τμήμα του φλύσχη της ενότητας Πίνδου και εμφανίζουν πάχος έως 100 m. Οι ενισχύσεις που

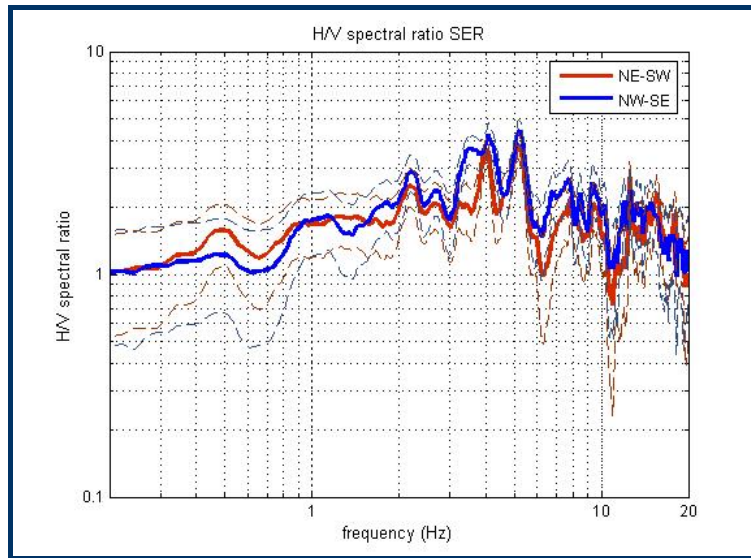
εμφανίζονται στις υψηλότερες συχνότητες (9-10 Hz) πιθανόν οφείλονται στην ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης από τον επιφανειακό μανδύα αποσάθρωσης πολύ μικρού πάχους των σχηματισμών του φλύσχη. Οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης που εμφανίζονται στις χαμηλότερες συχνότητες προκαλούνται πιθανώς από την ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης και τη διασπορά και ανάκλαση των απευθείας σεισμικών κυμάτων στα στρώματα μικρού πάχους του φλύσχη και συμβαίνουν σε διαφορετικές συχνότητες εξαιτίας των εναλλαγών των ιλυαργιλικών και μαργαϊκών σχιστολίθων με ψαμμιτικά υλικά μεταβαλλόμενου πάχους.



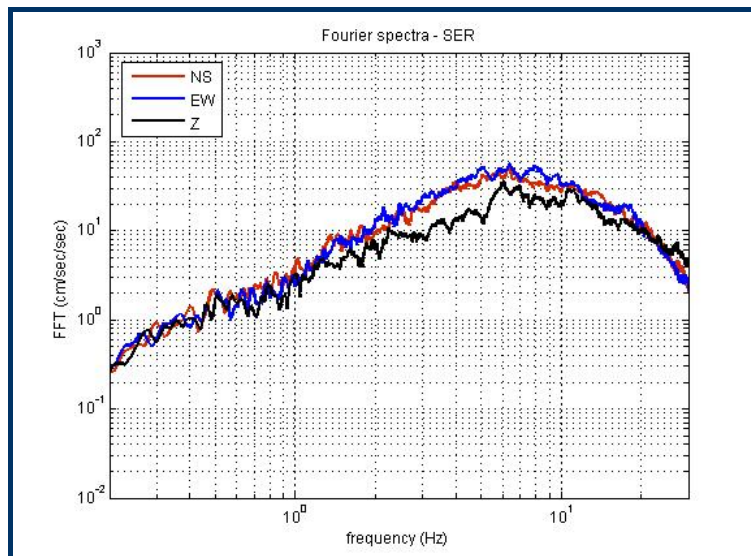
Εικόνα 5.8.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W) , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Στην εικόνα 5.8.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών της κίνησης , σε διευθύνσεις B-N και A-Δ , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Στη συνιστώσα διεύθυνσης B-N παρατηρείται μια υψηλότερη ενίσχυση στις συχνότητες 2.2 , 5 , 7-8 και 10 Hz σε ποσοστό ~ 30%. Η ενίσχυση αυτή πιθανό να οφείλεται σε τοπογραφικά αίτια , καθώς ο σταθμός είναι ουσιαστικά εγκατεστημένος στο άνω μέρος μιας στενής κοιλάδας διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Προκειμένου να μελετηθεί η τυχόν επίδραση της διεύθυνσης της κοιλάδας στους φασματικούς λόγους HV , πραγματοποιήθηκε μια επιλογή των 20 σεισμικών γεγονότων με τις υψηλότερες τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) με τιμές έως και 43 cm/s². Οι σεισμικές αυτές καταγραφές περιστράφηκαν στους άξονες της κοιλάδας και παρήχθησαν οι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών όπου προβάλλονται στην εικόνα 5.8.6. Στην εικόνα παρατηρείται μια υψηλότερη ενίσχυση στον παράλληλο άξονα της κοιλάδας σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ σε όλες τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης που προέκυψαν και προηγουμένως. Χαρακτηριστική είναι η ενίσχυση της κίνησης στην παράλληλη διεύθυνση της κοιλάδας στα 3.5 Hz , σε σχέση με την οριζόντια

διεύθυνση της κίνησης στον κάθετο άξονα της κοιλάδας όπου η κίνηση στη συχνότητα αυτή εξασθενεί.



Εικόνα 5.8.6: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από την επιλογή και περιστροφή 20 σεισμικών γεγονότων των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ (NE-SW) και ΒΔ-ΝΑ (NW-SE) , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.



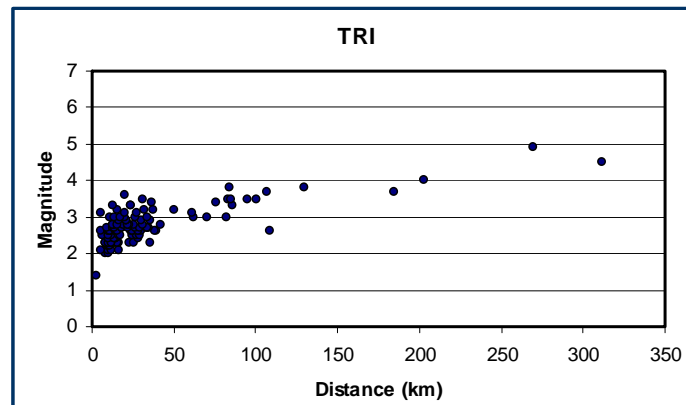
Εικόνα 5.8.7: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Σεργούλας.

Παρατηρώντας τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης για το σύνολο των δεδομένων στο σταθμό της Σεργούλας (εικόνα 5.8.7) , προκύπτουν ανάλογα συμπεράσματα με τα παραπάνω , με ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης σε σχέση με την κατακόρυφη στις συχνότητες 1.5 – 10 Hz. Σε συχνότητα 6 Hz η κίνηση στην κατακόρυφη συνιστώσα ενισχύεται , πιθανώς

εξαιτίας της εμφάνισης της ρηξιγενούς ζώνης στα δυτικά του σταθμού με διεύθυνση βύθισης προς τα ανατολικά και τη δημιουργία πλευρικών υπεδαφικών ετερογενειών.

5.9 Αποτελέσματα στο σταθμό των Τριζονίων

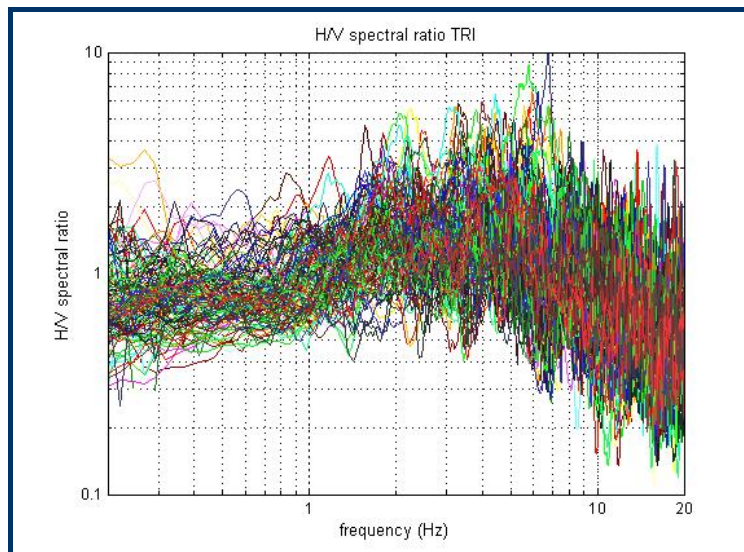
Ο σταθμός είναι εγκατεστημένος στη νήσο Τριζόνια , η οποία αποτελεί ουσιαστικά ένα τεκτονικό κέρασ στο ΒΔ τμήμα του Κορινθιακού κόλπου. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά στοιχεία του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα του σταθμού περιλαμβάνουν 149 καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης 3 συνιστωσών σε μια χρονική περίοδο από 1/1/2000 έως και 16/5/2005. Από τις καταγραφές αυτές τα χαρακτηριστικά των εστιακών παραμέτρων είναι προσδιορισμένα για 131 σεισμικά γεγονότα που εμφανίζουν μεγέθη από 1.4 έως 4.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 2.9 km έως 311 km (εικόνα 5.9.1) , ενώ οι υπόλοιπες καταγραφές περιλαμβάνουν τοπικά σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους , των οποίων ο εστιακές παράμετροι δεν ήταν δυνατό να υπολογισθούν. Η πλειονότητα των σεισμικών καταγραφών με υπολογισμένες τις εστιακές παραμέτρους εμφανίζει μεγέθη 2 – 3.2 και υποκεντρικές αποστάσεις < 40 km.



Εικόνα 5.9.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού των Τριζονίων για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.

Για τον προσδιορισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό των Τριζονίων (149). Οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν προβάλλονται στην εικόνα 5.9.2 , ενώ στην εικόνα 5.9.3 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Γενικά , οι φασματικοί λόγοι εμφανίζουν αρκετά μεγάλη διασπορά και ενισχύσεις σε όλο

των φάσμα των συχνοτήτων από 1.3 – 10 Hz , με πλάτη που σε ορισμένες καταγραφές ξεπερνούν το 4. Η εικόνα αυτή παρουσιάζεται εξομαλυσμένη στο μέσο φασματικό λόγο HV , όπου η οριζόντια κίνηση εμφανίζεται ενισχυμένη σε σχέση με την κατακόρυφη στις συχνότητες 1.5 – 8 Hz με μέγιστα στις συχνότητες 1.8 και 4 Hz , με πλάτη που δεν ξεπερνούν όμως την τιμή 2. Η τυπική απόκλιση έχει πολύ μικρή τιμή (< 0.3) που είναι απόρροια της εξομάλυνσης της μέσης καμπύλης HV και του μεγάλου εύρους του μεγίστου που εμφανίζει. Σε συχνότητες μεγαλύτερες των 9 Hz η οριζόντια κίνηση εξασθενεί σε σχέση με την κατακόρυφη.

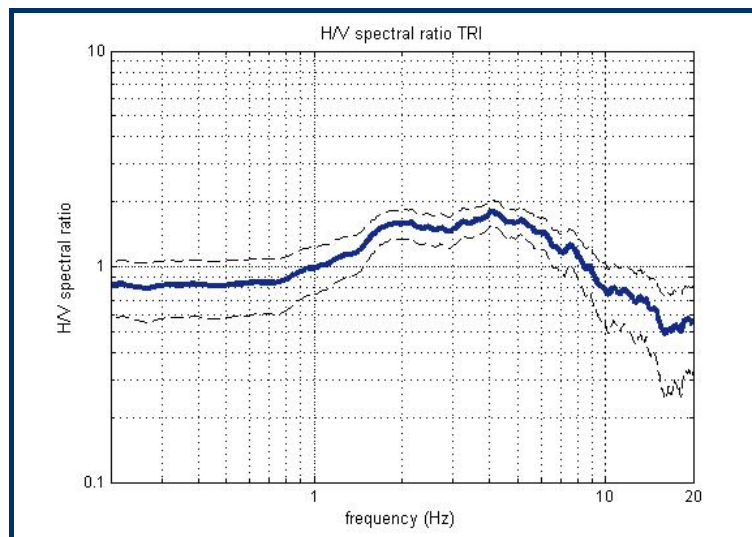


Εικόνα 5.9.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό των Τριζονίων.

Στην εικόνα 5.9.4 προβάλλονται ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα με 4 και ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , όπου στο σταθμό των Τριζονίων έχουν τιμές 2 – 4.7 cm/sec² , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.9.3) οι δύο φασματικοί λόγοι HV (εικόνα 5.9.4a,b) εμφανίζουν παρόμοιες συχνότητες και πλάτη ενίσχυσης.

Στην περιοχή των Τριζονίων απαντούν αλπικοί ανθρακικοί σχηματισμοί ηλικίας Σενωνίου της ενότητας της Πίνδου. Παρότι στο αλπικό υπόβαθρο και γενικότερα σε σκληρότερα και πιο συνεκτικά πετρώματα δεν αναμένονται σημαντικές ενισχύσεις , στην περιοχή των Τριζονίων παρατηρείται μια ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης σε ένα αρκετά μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Κάποιες μικρές ενισχύσεις αναμένονται εξαιτίας της ανάκλασης των σεισμικών κυμάτων στον επιφανειακό σχηματισμό και στις επιφάνειες των ρηξιγενών δομών που εμφανίζονται αμέσως νότια του σταθμού διεύθυνσης Α-Δ. Οι ρηξιγενείς ζώνες

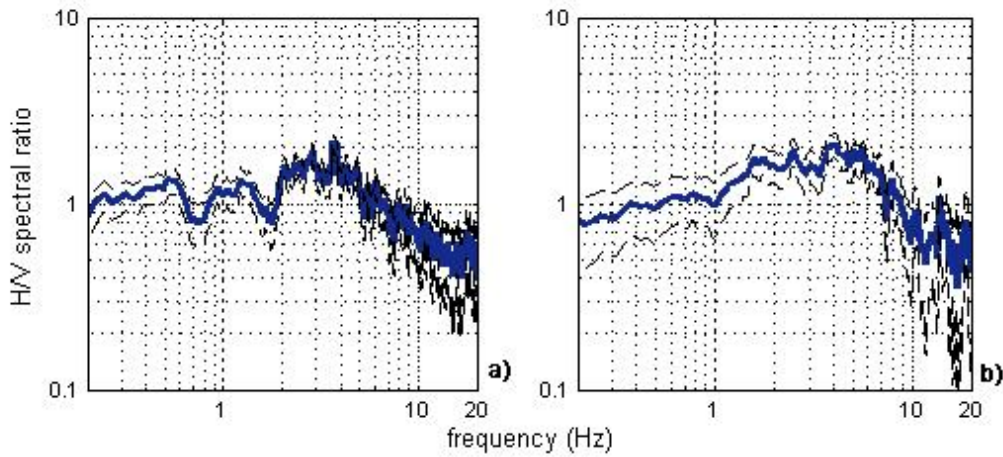
σχηματίζουν ένα τεκτονικό κέρασ γενικής διεύθυνσης μεγάλου άξονα Α-Δ , που ουσιαστικά ανυψώνει τους ανθρακικούς σχηματισμούς και σχηματίζει τη νήσο. Η νήσος αποτελεί λοιπόν μια τοπογραφική έξαρση στο ΒΔ τμήμα της λεκάνης του Κορινθιακού κόλπου , με πιθανή ενίσχυση της σεισμικής κίνησης από τοπογραφικά αίτια. Όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 2.3.4.2 , ενισχύσεις στις κορυφές τοπογραφικών εξάρσεων έχουν παρατηρηθεί κατά τη διάρκεια αρκετών σεισμικών γεγονότων. Ο Bard (1994) αναφέρει την θεωρητική και πειραματική ενίσχυση που προκύπτει στην οριζόντια κίνηση (που ανταποκρίνεται κυρίως στην διάδοση και ενέργεια των S κυμάτων) σε σχέση με την κατακόρυφη (με κύρια ανταπόκριση στα κύματα P) στις κορυφές λόφων. Είναι επομένως πιθανό οι ενισχύσεις που εμφανίζονται στην οριζόντια κίνηση στο σταθμό των Τριζονίων να σχετίζονται κυρίως με την επίδραση της τοπογραφίας.



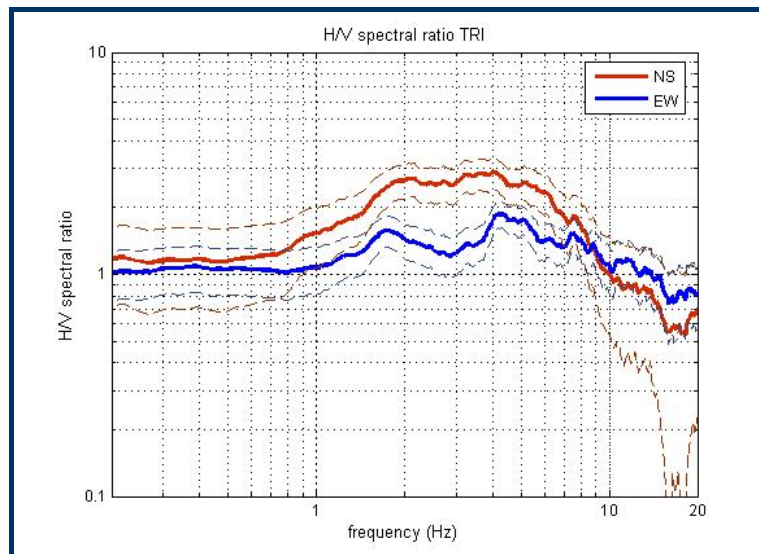
Εικόνα 5.9.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό των Τριζονίων ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Ο Bard (1994) αναφέρει επίσης πως η οριζόντια κίνηση ενισχύεται περισσότερο σε διεύθυνση κάθετη της διεύθυνσης του μεγάλου άξονα της τοπογραφικής έξαρσης σε δομές 2-D. Πράγματι , η εικόνα αυτή προκύπτει στο σταθμό των Τριζονίων όταν υπολογίζονται και προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών (εικόνα 5.9.5). Η συνιστώσα διεύθυνσης Β-Ν εμφανίζει μεγαλύτερη ενίσχυση σε σχέση με τη συνιστώσα διεύθυνσης Α-Δ , της οποίας η διεύθυνση είναι παράλληλη με το μεγάλο άξονα της τοπογραφικής έξαρσης. Η ενίσχυση αυτή συμβαίνει σε όλο το εύρος συχνοτήτων έως τα 9 Hz . Η διαπίστωση αυτή ενισχύει την άποψη πως η ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης σε σχέση με την κατακόρυφη στη νήσο Τριζόνια οφείλεται κυρίως σε τοπογραφικά αίτια. Η περαιτέρω έρευνα και ο

προσδιορισμός θεωρητικών μοντέλων 2-D θα επιβεβαιώσουν τις παραπάνω διαπιστώσεις που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF.

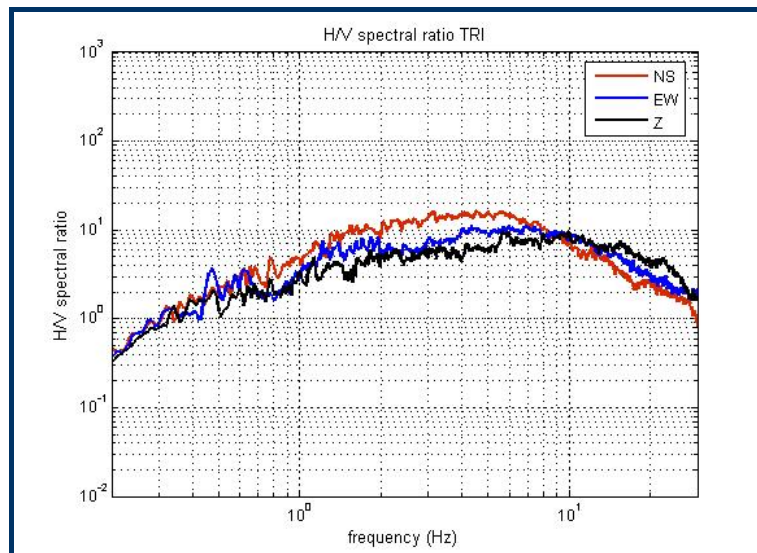


Εικόνα 5.9.4: α) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ≥ 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό των Τριζονίων \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, β) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό των Τριζονίων \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 5.9.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση Β-Ν (N-S) και Α-Δ (E-W), \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Παρόμοια συμπεράσματα προκύπτουν και από την μελέτη των μέσων φασμάτων Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης (εικόνα 5.9.6). Γενικά τα φάσματα δεν εμφανίζουν μεγάλα πλάτη, με τη συνιστώσα διεύθυνσης Β-Ν όμως να ενισχύεται καθαρά σε σχέση με τις κάθετες της συνιστώσες σε συχνοτικό εύρος 0.8 – 9 Hz. Σε συχνότητες μεγαλύτερες των 10 Hz παρατηρούμε επίσης τη μεγαλύτερη εξασθένηση της οριζόντιας κίνησης σε σχέση με την κατακόρυφη.



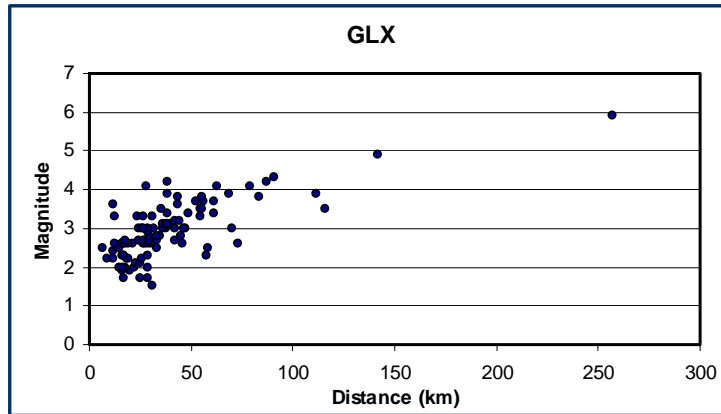
Εικόνα 5.9.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό των Τριζονίων.

5.10 Αποτελέσματα στο σταθμό του Γαλαξειδίου

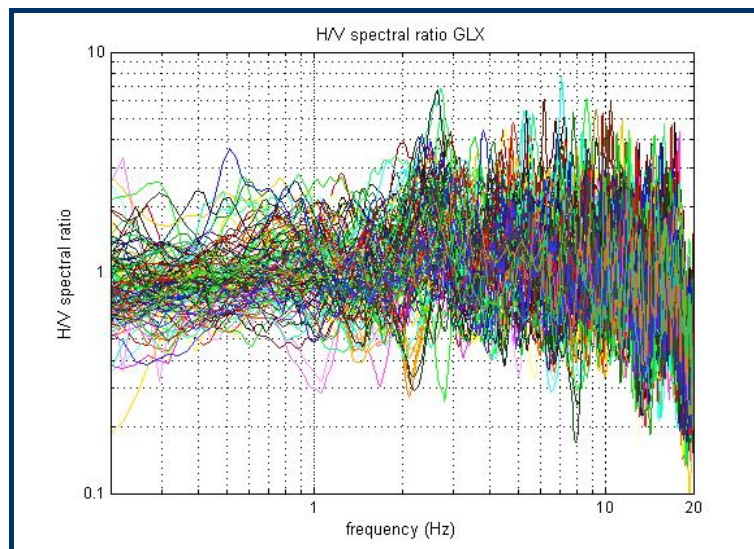
Ο σταθμός βρίσκεται έξω από την πόλη του Γαλαξειδίου, στη μικρή χερσόνησο που σχηματίζεται νότια της πόλης. Τα δεδομένα του σταθμού που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν 137 σεισμικές καταγραφές τριών συνιστωσών για ένα χρονικό διάστημα από 11/5/1999 έως και 20/8/2007. Οι 32 σεισμικές καταγραφές δεν διαθέτουν στοιχεία για τις εστιακές παραμέτρους των σεισμικών αυτών γεγονότων μικρού μεγέθους. Οι υπόλοιπες 105 σεισμικές καταγραφές εμφανίζουν μεγέθη από 1.5 έως 5.9 και υποκεντρικές αποστάσεις από 7 km έως 257 km (εικόνα 5.10.1). Η πλειονότητα των καταγραφών αυτών προέρχεται από σεισμικά γεγονότα μεγέθους 2.5 έως 3.5 και υποκεντρικές αποστάσεις < 50 m.

Για τον προσδιορισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV αναλύθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό του Γαλαξειδίου (137). Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι που προβάλλονται στην εικόνα 5.10.2, ενώ στην εικόνα 5.10.3 προβάλλεται ο μέσος φασματικό λόγος HV για το σύνολο των δεδομένων \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι εμφανίζουν αρκετά μεγάλη διασπορά και ενίσχυση σε συχνότητες μεγαλύτερες των 2 Hz. Στο μέσο φασματικό λόγο η εικόνα αυτή εξομαλύνεται, με μια εμφανή ενίσχυση στα 2.5 Hz και μικρότερες ενισχύσεις της οριζόντιας κίνησης σε μεγαλύτερες συχνότητες έως τα 12 Hz. Η μέση τυπική απόκλιση έχει μικρή τιμή (< 0.3) και δεν αντικατοπτρίζει τη διασπορά που εμφανίζεται στις τιμές

ενίσχυσης που σε ορισμένα σεισμικά γεγονότα λαμβάνει τιμές > 4 , με τα πλάτη της μέσης καμπύλης HV να μην ξεπερνούν την τιμή 2. Στα 12 και 17 Hz η οριζόντια κίνηση εμφανίζει μια απότομη εξασθένιση σε σχέση με την κατακόρυφη.



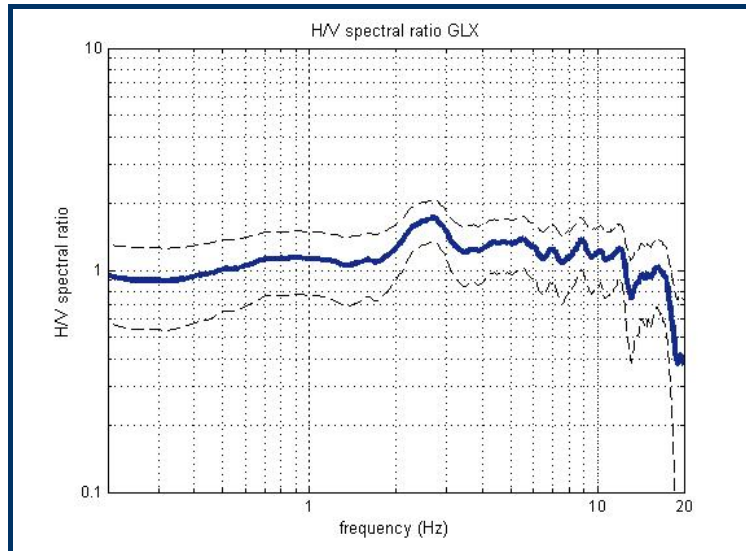
Εικόνα 5.10.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού του Γαλαξειδίου για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.



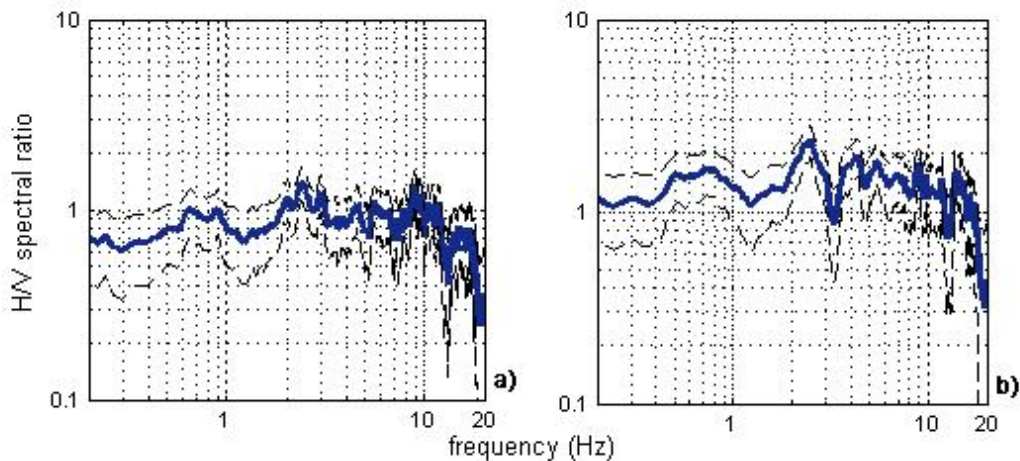
Εικόνα 5.10.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Γαλαξειδίου.

Στην εικόνα 5.10.4 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των σεισμικών καταγραφών με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 και των 10 σεισμικών καταγραφών με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, που στο σταθμό του Γαλαξειδίου έχουν τιμές $4.6 - 18.5 \text{ cm/sec}^2$, \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση αντίστοιχα. Ο φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων μεγαλύτερου μεγέθους (εικόνα 5.10.4a) εμφανίζει παρόμοιες συχνότητες και πλάτη ενίσχυσης με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου

των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.10.3). Ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών καταγραφών με τις μεγαλύτερες τιμές PGA εμφανίζει αντίστοιχα μεγαλύτερα πλάτη σε όλο το συχνοτικό εύρος και μια μικρή ενίσχυση και στις χαμηλές συχνότητες (0.5-0.8 Hz) και μεγαλύτερη τιμή του παράγοντα ενίσχυσης ~ 2.5 στα 2.5 Hz.



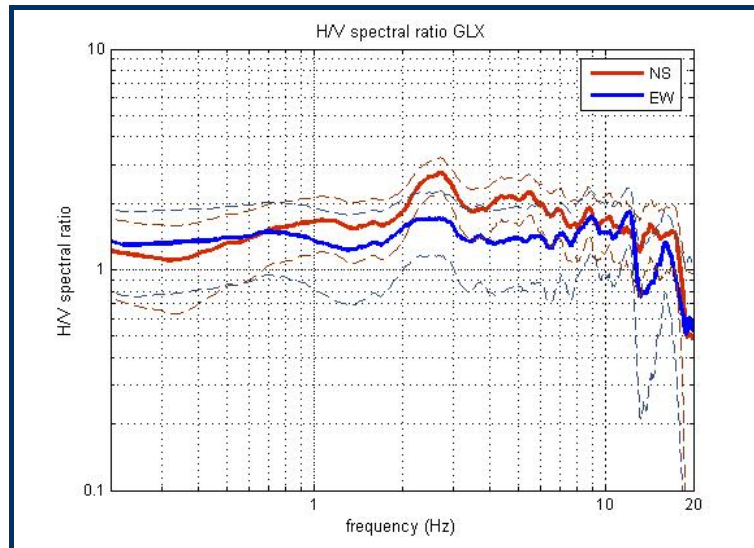
Εικόνα 5.10.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Γαλαξειδίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 5.10.4: α) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ≥ 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Γαλαξειδίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, β) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Γαλαξειδίου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην περιοχή του σταθμού, όπως είδαμε στο Κεφάλαιο 4.4, απαντούν κροκαλοπαγή πάχους έως και 50 m Πλειοκαινικής ηλικίας που υπέρκεινται του αλπικού υποβάθρου που αποτελείται από δολομιτικούς ασβεστολίθους της

ενότητας Παρνασσού. Οι μικρές ενισχύσεις που παρατηρούνται στη θέση του σταθμού οφείλονται στην ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης από το σχηματισμό των κροκαλοπαγών , σε σχέση με το αλπικό υπόβαθρο. Επίσης , η πλευρική ετερογένεια του σχηματισμού των κροκαλοπαγών πιθανώς προκαλεί και τη μεγάλη διασπορά στις συχνότητες ενίσχυσης από 2.5 έως 12 Hz , με πιθανή εξάρτησή τους από τις γωνίες πρόσπτωσης των σεισμικών κυμάτων.

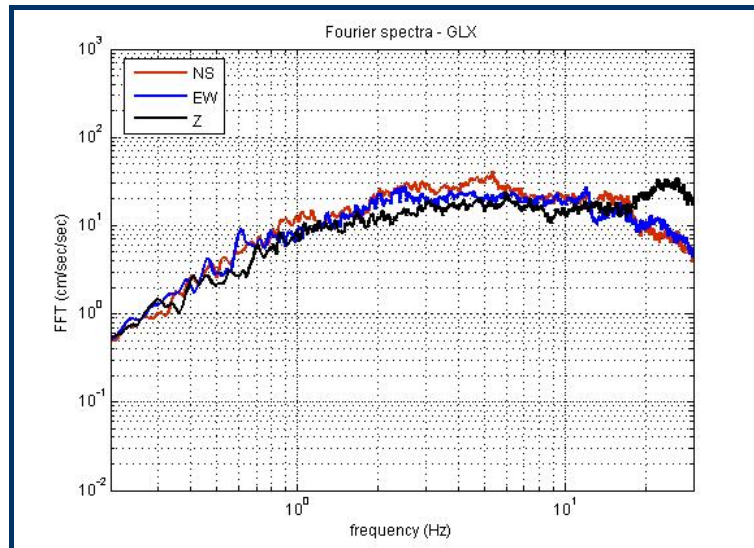


Εικόνα 5.10.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W) , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Στην εικόνα 5.10.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι των οριζόντιων συνιστωσών σε σχέση με την κατακόρυφη , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Από τα αποτελέσματα προκύπτει σημαντικότερη ενίσχυση της συνιστώσας διεύθυνσης B-N σε σχέση με την καθετή της συνιστώσα διεύθυνσης A-Δ , σε συχνότητες 2 – 7 Hz. Η μεγαλύτερη ενίσχυση της συνιστώσας διεύθυνσης B-N , η οποία στις συχνότητες αυτές ξεπερνάει το 50 % , πιθανό να οφείλεται στην επίδραση της τοπογραφίας. Η θέση του σταθμού βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα της μικρής χερσονήσου που σχηματίζεται σε διεύθυνση A-Δ νότια της πόλης του Γαλαξειδίου και είναι προϊόν της δράσης του ρηγματογόνου τεκτονισμού στην περιοχή. Η τοπογραφία της δομής αυτής είναι λοιπόν πιθανό να ενισχύει την οριζόντια κίνηση περισσότερο στη διεύθυνση B-N. Στην εικόνα 5.10.5 παρατηρείται επίσης , η απότομη εξασθένιση της οριζόντιας κίνησης σε διεύθυνση A-Δ σε συχνότητα 12 Hz , ενώ η εξασθένιση αυτή δεν παρατηρείται στη συνιστώσα διεύθυνσης B-N.

Στην εικόνα 5.10.6 προβάλλονται τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης για το σύνολο των σεισμικών καταγραφών του σταθμού του Γαλαξειδίου. Στην εικόνα αυτή παρατηρείται επίσης η μικρή ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης σε σχέση με την κατακόρυφη στις συχνότητες 2 – 6 Hz και η απότομη εξασθένιση της κίνησης στην οριζόντια διεύθυνση A-Δ στα

12 Hz. Η εξασθένηση αυτή πιθανώς να οφείλεται στις γωνίες πρόσπτωσης των S κυμάτων και στις ανακλάσεις που προκαλούνται στην επιφάνεια, ενώ η απότομη και μεγάλη ενίσχυση της κατακόρυφης κίνησης που παρατηρείται σε συχνότητες μεγαλύτερες των 17 Hz οφείλεται πιθανώς στην εμφάνιση υπεδιαφικών πλευρικών ετερογενειών που προκαλούνται από δομές όπως η ρηξιγενής ζώνη στα δυτικά του σταθμού.



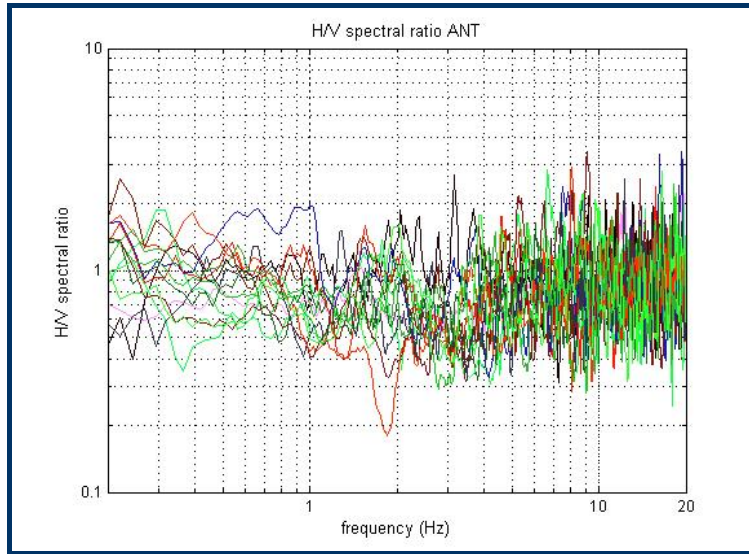
Εικόνα 5.10.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό του Γαλαξειδίου.

5.11 Αποτελέσματα στο σταθμό της Αντικύρας

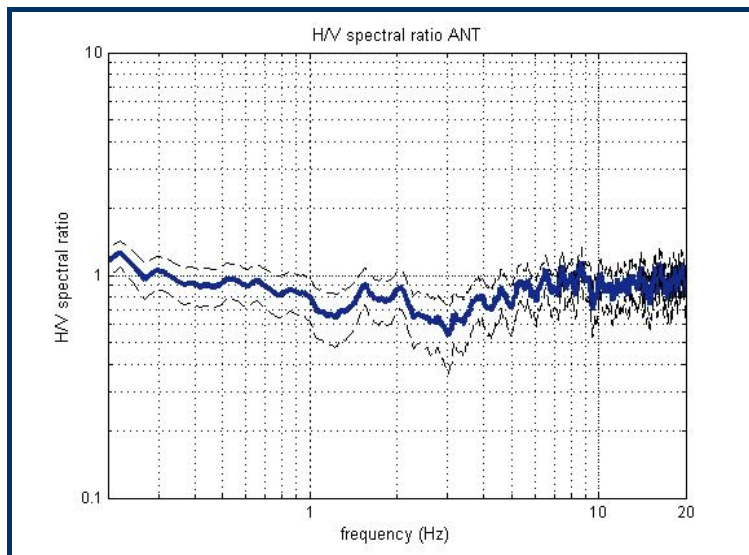
Ο σταθμός της Αντικύρας είναι εγκατεστημένος στο λόφο Κεφαλή, στο δυτικό τμήμα του κόλπου της Αντικύρας που βρίσκεται στο βόρειο περιθώριο του κεντρικού Κορινθιακού κόλπου. Αποτελεί το νεότερο σταθμό του δικτύου RASMON με ημερομηνία εγκατάστασης στις 6/11/2007. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Η καταγεγραμμένη σεισμικότητα στο σταθμό είναι μικρή και αποτελείται από 14 σεισμικά γεγονότα, περιφερειακών κυρίως σεισμών, για μια περίοδο από 6/1/2008 έως 9/7/2008. Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στα δεδομένα του σταθμού προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι HV που προβάλλονται στην εικόνα 5.11.1, ενώ στην εικόνα 5.11.2 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος $HV \pm$ τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στο λόφο Κεφαλή που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός, απαντούν αλπικά πετρώματα και συγκεκριμένα Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι πάχους 150-200 m της ενότητας Παρνασσού. Στα πετρώματα αυτά δεν αναμένονται ενισχύσεις

της οριζόντιας σεισμικής κίνησης εξαιτίας της επιφανειακής γεωλογίας, ενώ οι τυχόν παρατηρηθείσες ενισχύσεις θα πρέπει να αποδοθούν στην επίδραση της τοπογραφίας, καθώς ο σταθμός βρίσκεται ουσιαστικά στην κορυφή ενός λόφου. Από τους φασματικούς λόγους HV που προέκυψαν, πράγματι δεν παρατηρούνται ενισχύσεις και ο μέσος φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση είναι περίπου ίσος με τη μονάδα. Η τυπική απόκλιση εμφανίζει μικρή τιμή (< 0.2) που εκφράζει την πολύ καλή σταθερότητα του μέσου φασματικού λόγου HV.

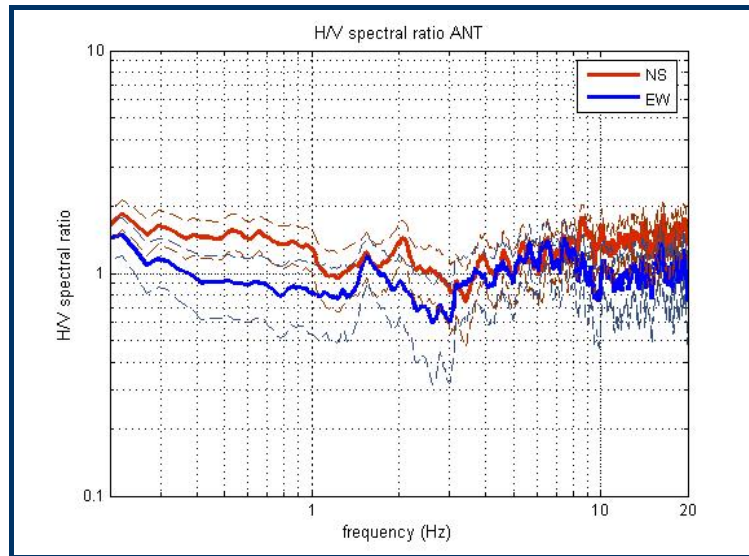


Εικόνα 5.11.1: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Αντικύρας.

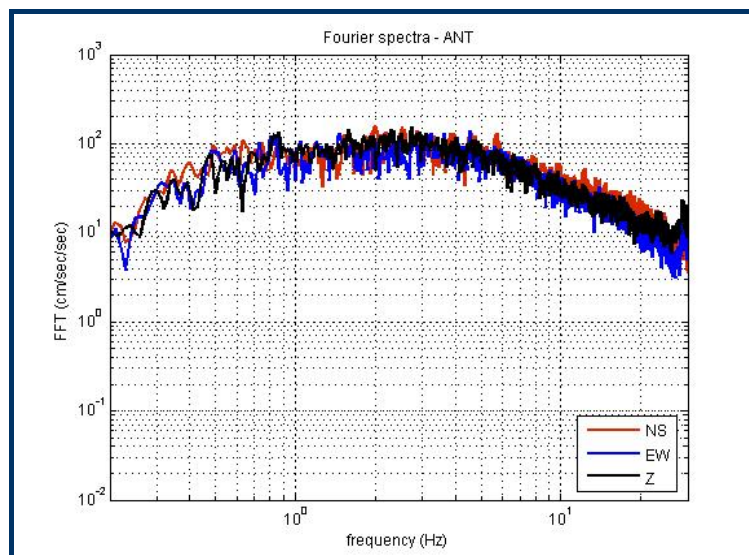


Εικόνα 5.11.2: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό της Αντικύρας \pm τη μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην εικόνα 5.11.3 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών διευθύνσεων B-N και A-Δ , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Παρατηρείται μια μικρή διαφοροποίηση , με την οριζόντια κίνηση σε διεύθυνση B-N να εμφανίζει μεγαλύτερα πλάτη σε σχέση με την οριζόντια κίνηση διεύθυνσης A-Δ. Η ενίσχυση αυτή πιθανώς να οφείλεται στην επίδραση της τοπογραφίας στη σεισμική κίνηση στη θέση του σταθμού , που βρίσκεται στην κορυφή ενός λόφου με περίπου κυκλικό περίγραμμα και διεύθυνση μεγάλου άξονα ΝΔ-ΒΑ. Οι μικρές ρηξιγενείς ζώνες που εμφανίζονται



Εικόνα 5.11.3: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W) , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις .



Εικόνα 5.11.4: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό της Αντικύρας.

στη δομή αυτή πιθανόν να επηρεάζουν επίσης τη διάδοση της σεισμικής κίνησης , χωρίς όμως να υπάρχουν εμφανείς ενδείξεις. Οι περισσότερες σεισμικές καταγραφές και ο εμπλουτισμός των δεδομένων με περισσότερους τοπικούς σεισμούς θα οδηγήσει στο μέλλον σε πιο ασφαλή συμπεράσματα.

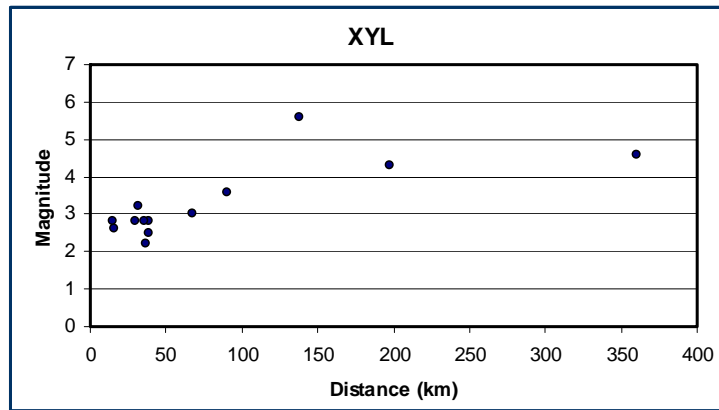
Παρόμοια συμπεράσματα προκύπτουν και από τη μελέτη των μέσων φασμάτων Fourier των τριών συνιστωσών της κίνησης των σεισμικών καταγραφών του σταθμού της Αντικύρας , που προβάλλονται στην εικόνα 5.11.4. Οι τρεις συνιστώσες εμφανίζουν παρόμοια και σταθερά πλάτη. Τα μεγαλύτερα πλάτη που εμφανίζουν τα μέσα φάσματα στο σταθμό της Αντικύρας σε σχέση με τους άλλους σταθμούς , οφείλεται στο γεγονός ότι τα δεδομένα που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν κυρίως περιφερειακά σεισμικά γεγονότα μεγαλύτερου μεγέθους και πλουσιότερα ενεργειακά στις χαμηλές συχνότητες σε σχέση με τα μικρού μεγέθους τοπικά σεισμικά γεγονότα.

5.12 Αποτελέσματα στο σταθμό του Ξυλοκάστρου

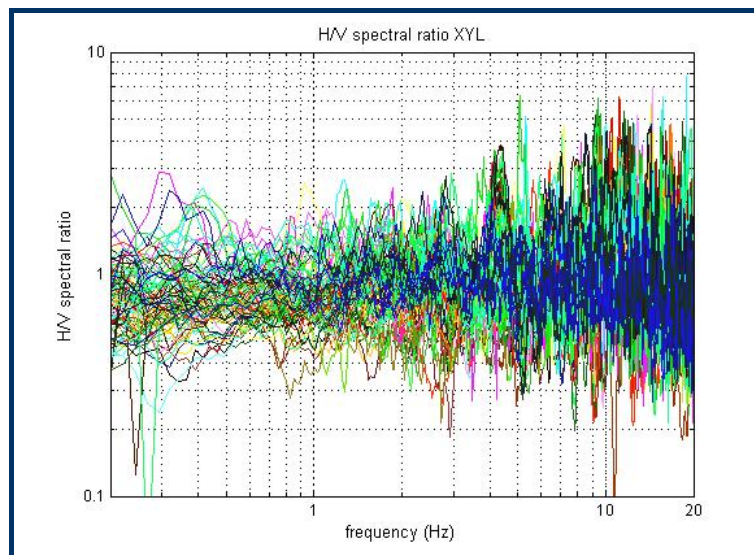
Ο σταθμός του Ξυλοκάστρου είναι από τους νεότερους σταθμούς του δικτύου RASMON , όπου βρίσκεται σε λειτουργία από τις 4/7/2007. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα του σταθμού που αναλύθηκαν περιλαμβάνουν 103 σεισμικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης τριών συνιστωσών σε μια χρονική περίοδο από 9/11/2007 έως και 10/9/2008. Στην πλειονότητα τους οι σεισμοί αυτοί αποτελούν τοπικά σεισμικά γεγονότα μικρού μεγέθους που ανήκουν στην έντονη μικροσεισμικότητα που παρατηρείται κατά καιρούς στην περιοχή του Ξυλοκάστρου. Στοιχεία που αφορούν τις εστιακές παραμέτρους είναι διαθέσιμα για 14 σεισμικά γεγονότα , των οποίων το μέγεθος προβάλλεται σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση στην εικόνα 5.12.1. Τα σεισμικά αυτά γεγονότα εμφανίζουν μεγέθη από 2.2 έως 5.6 και υποκεντρικές αποστάσεις από 14.4 km έως 360 km.

Για τον προσδιορισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό του Ξυλοκάστρου (103). Το σύνολο των φασματικών λόγων HV παρουσιάζεται στην εικόνα 5.12.2 , ενώ στην εικόνα 5.12.3 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά σε όλο το εύρος συχνοτήτων και κυρίως άνω των 5 Hz , ενώ η διασπορά που εμφανίζεται σε συχνότητες < 0.5 Hz οφείλεται στο χαμηλό ενεργειακό περιεχόμενο των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών στις χαμηλές συχνότητες. Ενισχύσεις φαίνεται να συμβαίνουν σε όλο το εύρος άνω των 4 Hz και κυρίως στα 4 και 9 – 11 Hz. Οι τιμές ενίσχυσης δεν ξεπερνούν όμως μαζί με την τυπική απόκλιση (0.45) την τιμή

2 , υποδηλώνοντας πως δεν συμβαίνουν σημαντικές ενισχύσεις στη θέση του σταθμού. Βέβαια , όπως φαίνεται και στην εικόνα 5.12.2 , κάποιες σεισμικές καταγραφές ξεπερνούν μια τιμή ενίσχυσης 4.



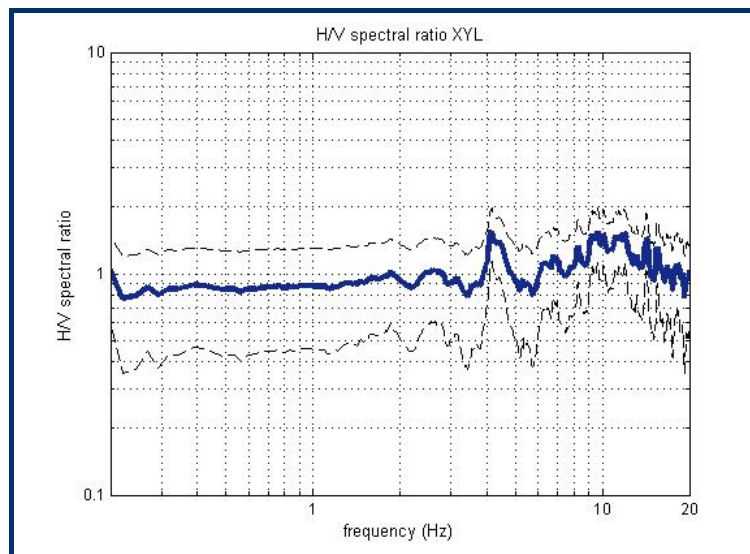
Εικόνα 5.12.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού του Ευλοκάστρου για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.



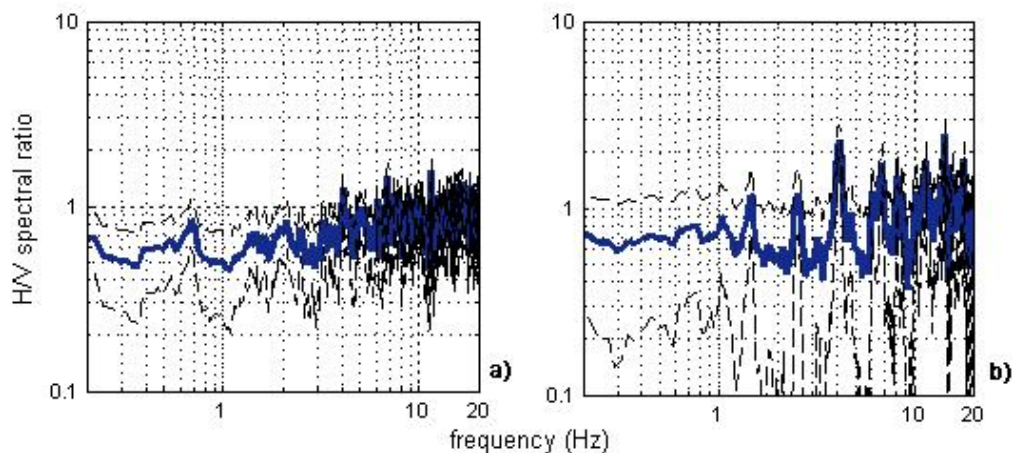
Εικόνα 5.12.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Ευλοκάστρου.

Στην εικόνα 5.12.4 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των σεισμικών καταγραφών που έχουν μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 και των 10 σεισμικών καταγραφών που εμφανίζουν τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , με τιμές στο σταθμό του Ευλοκάστρου 3 – 31 cm/sec² , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Οι δύο φασματικοί λόγοι HV εμφανίζουν ανάλογα μέγιστα με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.12.3) , με τον μεν πρώτο να έχει μικρότερα πλάτη σε όλο το συχνοτικό εύρος (εικόνα 5.12.4a) και τον

δεύτερο μεγαλύτερα πλάτη (εικόνα 5.12.4b) , με μια τιμή του παράγοντα ενίσχυσης ~ 2.5 σε συχνότητα 4 Hz.



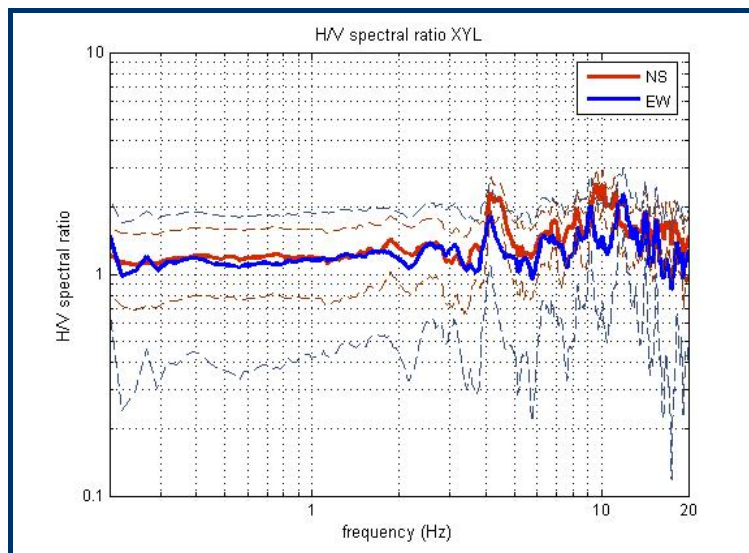
Εικόνα 5.12.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Ευλοκάστρου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 5.12.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ≥ 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Ευλοκάστρου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Ευλοκάστρου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Όπως είδαμε και στο Κεφάλαιο 4.4 , ο σταθμός είναι εγκατεστημένος στο ανατολικό όριο της μικρής κοιλάδας που σχηματίζει ο ποταμός Τρικαλίτικος , λίγο πριν εκβάλλει στον Κορινθιακό κόλπο. Στη θέση αυτή απαντούν σύγχρονες προσχώσεις του ποταμού μικρού πάχους που υπέρκεινται του σχηματισμού των αμμούχων μαργών του Ρέθιου-Δενδρού μεγάλου πάχους (~ 600 m) και εξάπλωσης. Το μικρό πάχος και η μικρή ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων που πιθανόν εμφανίζει ο επιφανειακός σχηματισμός δικαιολογούν ενισχύσεις σε

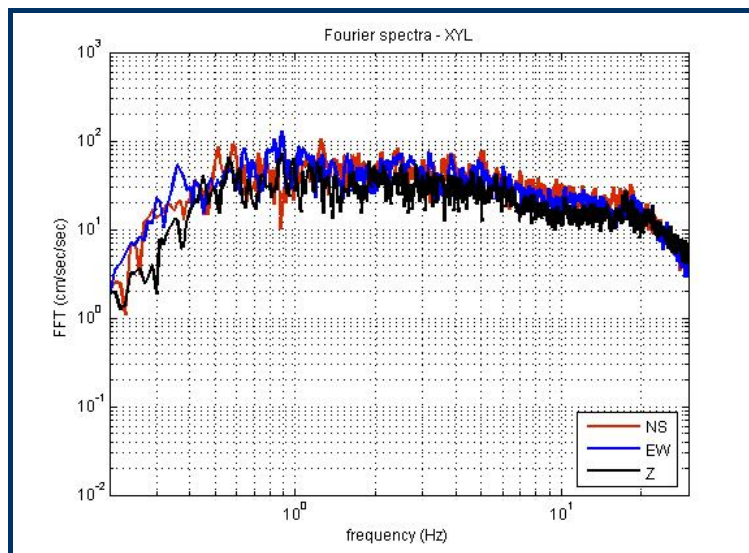
συχνότητες 4 Hz και μεγαλύτερες. Οι ενισχύσεις που πιθανόν να προκαλεί ο σχηματισμός των μαργών στη σεισμική κίνηση αναμένονται σε μικρότερες συχνότητες, οι οποίες δεν αναδεικνύονται στο μέσο φασματικό λόγο HV. Η μεγάλη διασπορά των φασματικών λόγων οφείλεται πιθανόν στη θέση του σταθμού στο όριο της μικρής κοιλάδας. Στη θέση αυτή τα σεισμικά κύματα ανακλώνται και μεταβάλλουν τη φάση τους στην πρόσκρουση τους στις πλευρικές ετερογένειες που δημιουργούνται στην ασύμφωνη επαφή των μαργών με τις σύγχρονες προσχώσεις, ενισχύοντας διαφορετικές συχνότητες ανάλογα με τις γωνίες πρόσπτωσης. Για την επιβεβαίωση ή μη των όλων παραπάνω κρίνονται αναγκαίες οι περαιτέρω γεωτεχνικές μελέτες για τον προσδιορισμό της απόκρισης των γεωλογικών σχηματισμών και θεωρητικές προσεγγίσεις 2-D για την προσομοίωση της συμπεριφοράς της διάδοσης των κυμάτων στα όρια της μικρής αυτής κοιλάδας.



Εικόνα 5.12.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W), ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Στην εικόνα 5.12.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διευθύνσεις B-N και A-Δ, ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Στην εικόνα παρατηρείται μια μικρή ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης στη διεύθυνση B-N σε σχέση με τη συνιστώσα διεύθυνσης A-Δ στις συχνότητες 4 και 10 Hz. Πιθανόν η οριζόντια κίνηση να εμφανίζει μια επιλεγμένη ενίσχυση κατά τη διεύθυνση του μεγάλου άξονα της μικρής κοιλάδας του ποταμού που αντιστοιχεί σε γενική διεύθυνση B-N, όπως παρατηρήθηκε και στο σταθμό της Σεργούλας και να εμφανίζονται φαινόμενα ανάλογα με αυτά που περιγράφονται στη μελέτη των Bonamassa *et al.* (1991), οι οποίοι κάνουν λόγο για μια απόκριση της θέσης σε επιλεγμένες διευθύνσεις και όχι ομοιόμορφα κατανομημένη αζιμουθιακά απόκριση.

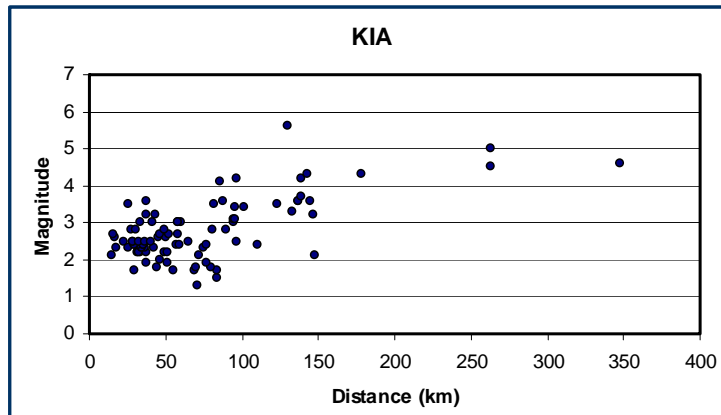
Στην εικόνα 5.12.6 προβάλλονται επίσης τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης, όπως αυτά προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό του Ξυλοκάστρου. Τα φάσματα εμφανίζουν σταθερά και παρόμοια πλάτη και μια γωνιακή συχνότητα στα 0.5 Hz. Οι διαφορές που παρατηρούνται στα πλάτη των φασμάτων στις χαμηλότερες συχνότητες οφείλονται στους μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς με χαμηλό ενεργειακό περιεχόμενο στις χαμηλές συχνότητες.



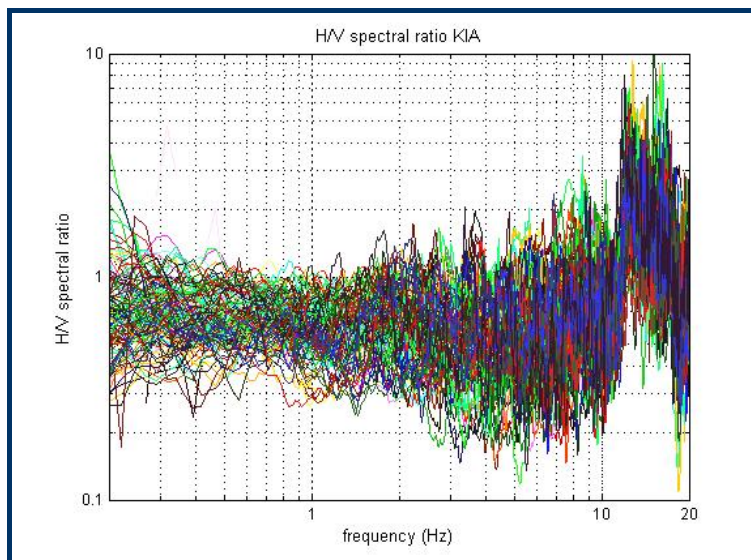
Εικόνα 5.12.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό του Ξυλοκάστρου.

5.13 Αποτελέσματα στο σταθμό του Κιάτου

Ο σταθμός του Κιάτου είναι εγκατεστημένος σε ένα κτίριο έξω από την πόλη από το Μάιο του 2006. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Συνολικά αναλύθηκαν 131 σεισμικές καταγραφές τριών συνιστωσών της επιτάχυνσης από το σταθμό του Κιάτου, που καλύπτουν μια χρονική περίοδο από 4/6/2006 έως 6/1/2008. Διαθέσιμα στοιχεία για τις εστιακές παραμέτρους των σεισμικών αυτών γεγονότων υπάρχουν για τα 90, όπου στην εικόνα 5.13.1 προβάλλεται το μέγεθός τους σε σχέση με την υποκεντρική τους απόσταση από το σταθμό. Γενικά εμφανίζουν μεγέθη από 1.3 έως 5.6 και υποκεντρικές αποστάσεις από 15 km έως 348 km. Η πλειονότητα των σεισμικών αυτών καταγραφών εμφανίζει μεγέθη από 2 έως 3 και υποκεντρικές αποστάσεις < 50 km.



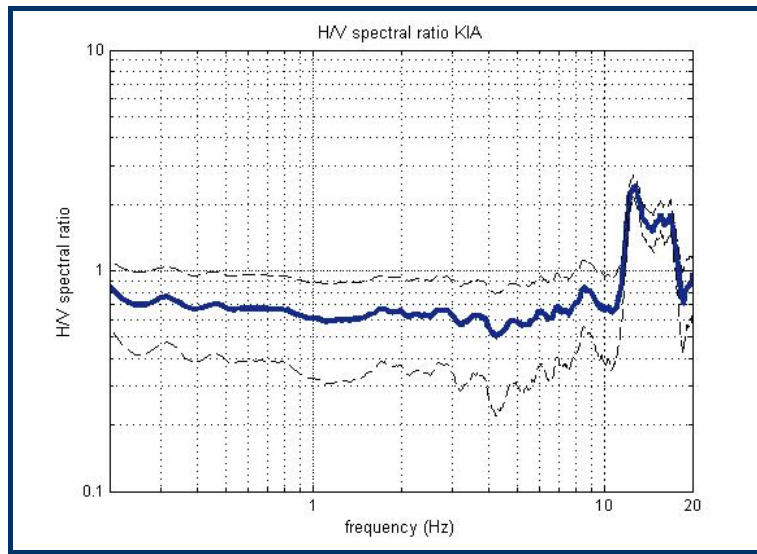
Εικόνα 5.13.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών του σταθμού του Κιάτου για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.



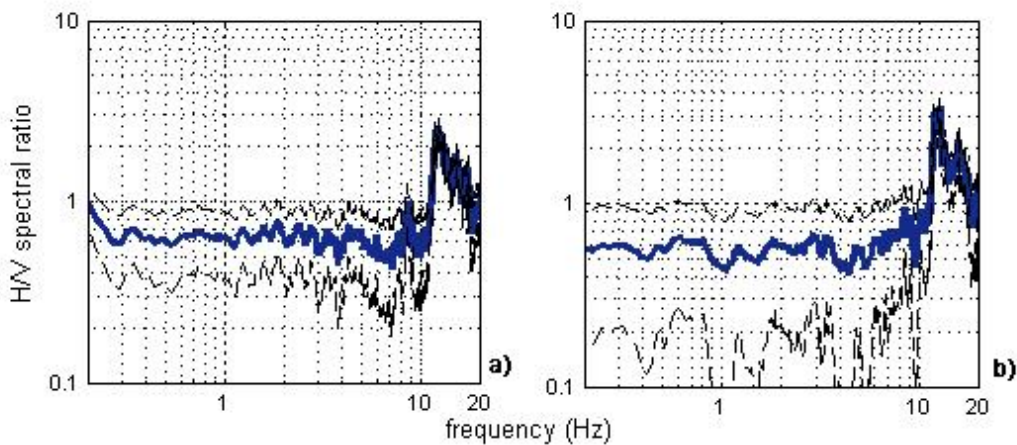
Εικόνα 5.13.2: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Κιάτου.

Για τον προσδιορισμό των φασματικών χαρακτηριστικών και τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV αναλύθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό του Κιάτου (131). Οι φασματικοί λόγοι των καταγραφών αυτών προβάλλονται στην εικόνα 5.13.2, ενώ στην εικόνα 5.13.3 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Όπως παρατηρείται, οι φασματικοί λόγοι εμφανίζουν πολύ καλή σταθερότητα όσον αφορά τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης, γεγονός που αντικατοπτρίζεται και στη μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης (< 0.3). Το φάσμα του λόγου της μέσης τετραγωνικής οριζόντιας κίνησης είναι περίπου παρόμοιο με το φάσμα της κατακόρυφης κίνησης έως τα 11 Hz, όπου στη συχνότητα αυτή η οριζόντια κίνηση ενισχύεται απότομα σε σχέση με την κατακόρυφη. Οι ενισχύσεις αυτές

παρατηρούνται έως τα 16 Hz , με ένα διακριτό μέγιστο στα 11 Hz με τιμή ενίσχυσης ~ 2.5 .



Εικόνα 5.13.3: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Κιάτου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

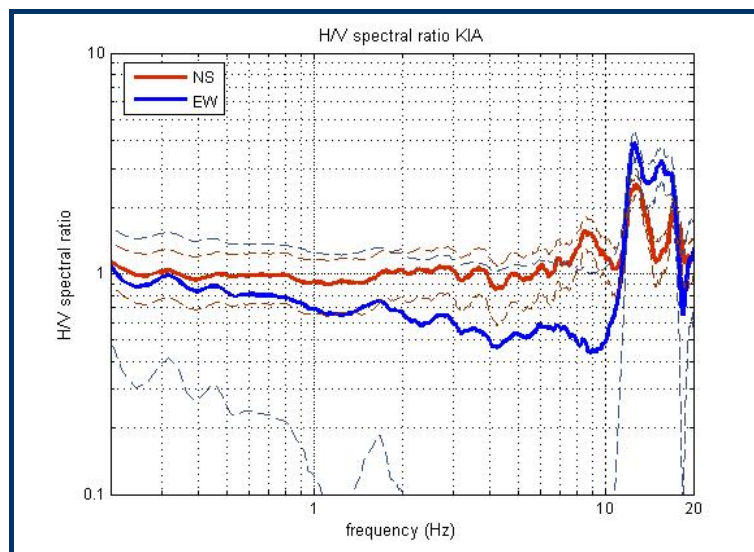


Εικόνα 5.13.4: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος ≥ 4 που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Κιάτου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στο σταθμό του Κιάτου \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην εικόνα 5.13.4 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των σεισμικών καταγραφών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα με 4 και των 10 σεισμικών καταγραφών με τις μεγαλύτερες τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , με τιμές στο σταθμό του Κιάτου $4.6 - 58.7 \text{ cm/sec}^2$, \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις αντίστοιχα. Οι δύο φασματικοί λόγοι HV (εικόνα 5.13.4a,b) εμφανίζουν παρόμοιες συχνότητες ενίσχυσης με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.13.3) , με το φασματικό λόγο

HV των 10 σεισμικών καταγραφών με τις μεγαλύτερες τιμές PGA να εμφανίζει μεγαλύτερα πλάτη στις κύριες συχνότητες ενίσχυσης και μια τιμή του παράγοντα ενίσχυσης στις συχνότητες αυτές ~ 3.5 .

Στη θέση εγκατάστασης του σταθμού είδαμε στο Κεφάλαιο 4.4 πως απαντούν σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις μαργών, αργίλων και άμμων και αποθέσεις χειμάρων, οι οποίες υπέρκεινται ενός σχηματισμού κροκαλοπαγών του Τεταρτογενούς μικρού πάχους και του σχηματισμού των Άνω Πλειοκαινικών μαργών. Οι ενισχύσεις της οριζόντιας κίνησης που αναμένονται από τους σχηματισμούς αυτούς δεν αναδεικνύονται από τους φασματικούς λόγους HV, εκτός ίσως από κάποιες μικρές ενισχύσεις που παρατηρούνται σε ορισμένες σεισμικές καταγραφές στα 8 – 9 Hz. Η σταθερή ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης σε σχέση με την κατακόρυφη, που εμφανίζεται στα 11 Hz και άνω στο σύνολο των φασματικών λόγων θα δικαιολογούνταν από την εμφάνιση ενός επιφανειακού σχηματισμού εξαιρετικά μικρού πάχους που θα ενίσχυε σταθερά την οριζόντια κίνηση. Όπως και να έχει, οι φασματικοί λόγοι HV αποτυγχάνουν να αναδείξουν την απόκριση του σχηματισμού των κροκαλοπαγών και των αμμούχων μαργών.

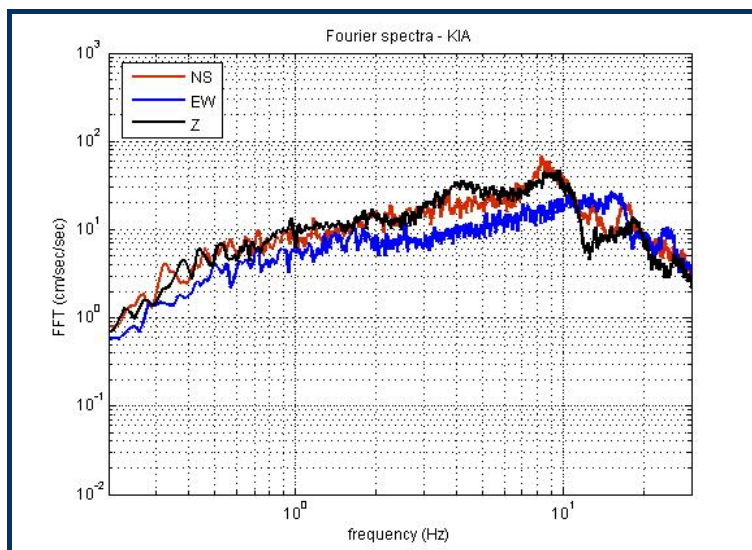


Εικόνα 5.13.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διεύθυνση B-N (N-S) και A-Δ (E-W), \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Στην εικόνα 5.13.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών σε διευθύνσεις B-N και A-Δ \pm τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις, όπου παρατηρείται μια παρόμοια εικόνα όσον αφορά τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης, όπου εμφανίζονται άνω των 11 Hz. Παρατηρείται όμως και μια διαφοροποίηση της οριζόντιας κίνησης στις δύο διευθύνσεις που εκφράζεται σε όλο το συχνοτικό εύρος. Η σεισμική κίνηση στη διεύθυνση B-N εμφανίζεται παρόμοια με την κατακόρυφη κίνηση, ενώ ενισχύεται σε σχέση με αυτήν, λιγότερο σε συχνότητες 8 – 9 Hz και περισσότερο στα 11 Hz. Η σεισμική

κίνηση στη διεύθυνση Α-Δ εμφανίζει μικρότερα φασματικά πλάτη από την κατακόρυφη έως και τα 10 Hz , όπου ενισχύεται απότομα στα 11 Hz , με τιμή του παράγοντα ενίσχυσης μεγαλύτερη της κίνησης διεύθυνσης Β-Ν (~4) , ενώ εμφανίζεται ενισχυμένη σε σχέση με την κατακόρυφη κίνηση έως και τα 16 Hz , σε αντίθεση με την κίνηση διεύθυνσης Β-Ν η οποία εξασθενεί.

Όλα τα παραπάνω συνοψίζονται στην εικόνα 5.13.6 , όπου προβάλλονται τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης του συνόλου των σεισμικών καταγραφών στο σταθμό του Κιάτου. Παρατηρούνται λοιπόν τα όμοια φασματικά πλάτη της κίνησης διεύθυνσης Β-Ν σε σχέση με την κατακόρυφη κίνηση σε συχνότητες έως και 10 Hz , με δύο διαφοροποιήσεις στα 4 Hz όπου η κατακόρυφη κίνηση ενισχύεται και στα 8 – 9 Hz όπου ενισχύεται η κίνηση και στις δύο συνιστώσες , με μεγαλύτερη όμως στη διεύθυνση Β-Ν. Μετά τα 10 Hz η σεισμική κίνηση εξασθενεί απότομα στις δύο αυτές συνιστώσες , με μεγαλύτερη στην κατακόρυφη κίνηση , ώστε και παρατηρείται η ενίσχυση στο φασματικό λόγο HV της συνιστώσας διεύθυνσης Β-Ν στην εικόνα 5.13.5. Η σεισμική κίνηση στη διεύθυνση Α-Δ εμφανίζει μικρότερα φασματικά πλάτη σε σχέση με τις δύο άλλες συνιστώσες της κίνησης σε όλο το φασματικό εύρος έως τα 10 Hz. Στη συχνότητα αυτή και ενώ παρατηρείται η απότομη εξασθένιση της σεισμικής κίνησης στην κατακόρυφη και διεύθυνσης Β-Ν συνιστώσα , η συνιστώσα διεύθυνσης Α-Δ διατηρεί σταθερό φασματικό πλάτος , με τη μέγιστη τιμή του να εμφανίζεται στα 15 Hz.



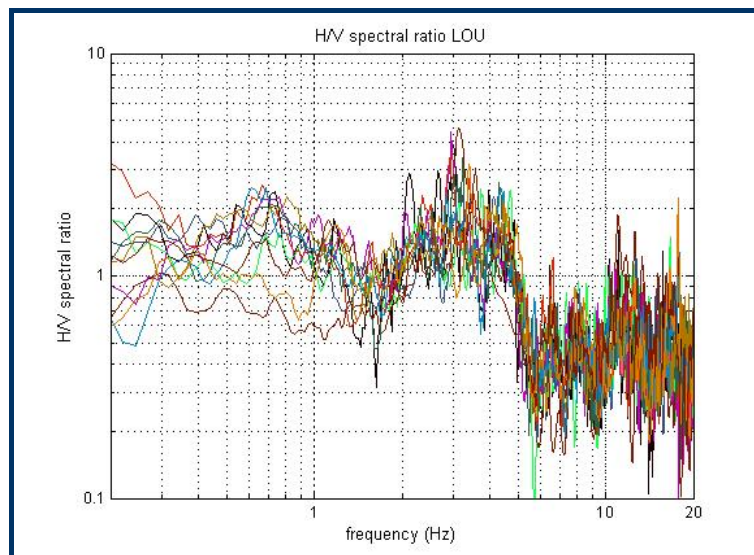
Εικόνα 5.13.6: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό του Κιάτου.

Οι Yang & Sato (2000) προτείνουν ότι η διακύμανση του βαθμού κορεσμού του εδάφους σε περιεχόμενο νερό , που εξαρτάται από τη διακύμανση του υπεδιαφικού υδάτινου οριζοντα , μπορεί να επηρεάσει την ταχύτητα των P κυμάτων , μεταβάλλοντας έτσι τις συχνότητες και το πλάτος της κατακόρυφης κίνησης και επομένως τους λόγους HV. Η πρόταση των ερευνητών αυτών

φαίνεται να είναι πιθανή στην περιοχή του σταθμού του Κιάτου , λαμβάνοντας υπόψιν πως ο σταθμός βρίσκεται πολύ κοντά στην κοίτη του ποταμού Ασωπού. Επίσης , η μεγάλη διοχέτευση νερού και λημμάτων στις εγκαταστάσεις του βιολογικού καθαρισμού που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός είναι δεδομένη και ενδέχεται να επηρεάζει τη σεισμική κίνηση στα τελευταία μέτρα πριν την επιφάνεια και την καταγραφή της από τον επιταχυνσιογράφο. Όπως και να έχει , τα αποτελέσματα στο σταθμό του Κιάτου θα πρέπει να αντιμετωπιστούν με προσοχή.

5.14 Αποτελέσματα στο σταθμό του Λουτρακίου

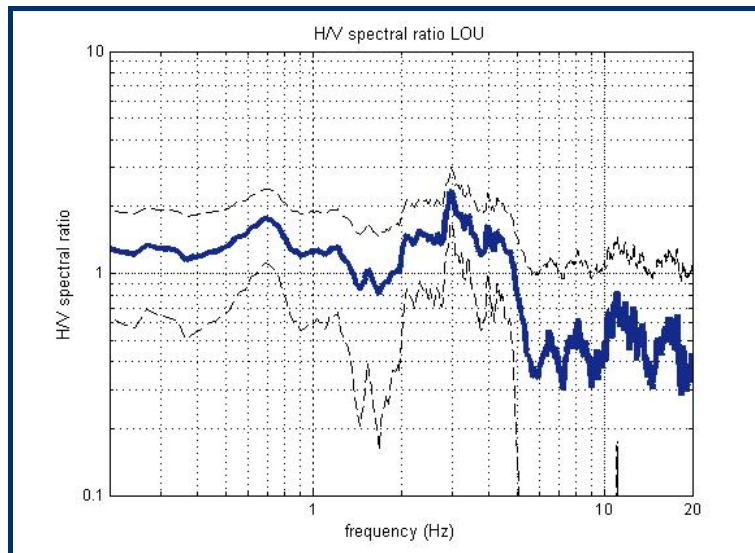
Ο σταθμός του Λουτρακίου εγκαταστάθηκε στις 3/7/2007 στο υπόγειο του δημαρχείου της πόλης. Περισσότερα για τα τεχνικά και γεωλογικά χαρακτηριστικά του σταθμού αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.4. Τα δεδομένα που αναλύθηκαν αποτελούν 11 σεισμικές καταγραφές της εδαφικής επιτάχυνσης τριών συνιστωσών. Τα σεισμικά αυτά γεγονότα αναφέρονται σε μια χρονική περίοδο από 24/8/2007 έως 30/8/2008 και περιλαμβάνουν περιφερειακούς κυρίως σεισμούς.



Εικόνα 5.14.1: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Λουτρακίου.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στα δεδομένα του σταθμού προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι που προβάλλονται στην εικόνα 5.14.1 , ενώ στην εικόνα 5.14.2 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι HV εμφανίζονται αρκετά σταθεροί με

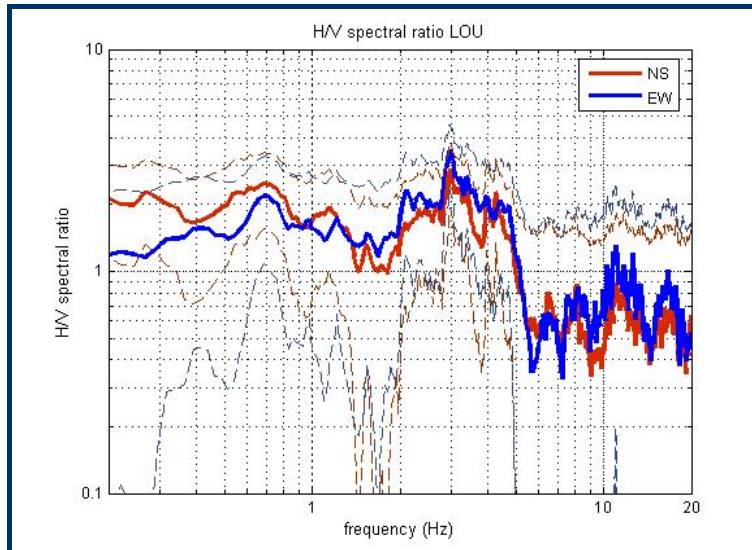
πλάτη μεγαλύτερα από 1 σε συχνότητες 0.6 – 0.7 Hz και 2 – 5 Hz. Στο μέσο φασματικό λόγο αναδεικνύονται δύο κύριες συχνότητες ενίσχυσης στα 0.7 και 3 Hz , με τιμές του παράγοντα ενίσχυσης που δεν ξεπερνούν το 2.5. Η μέση τυπική απόκλιση έχει μια τιμή 0.6 ώστε ο μέσος φασματικός λόγος να θεωρείται αρκετά σταθερός. Σε συχνότητες μεγαλύτερες από 5 Hz η οριζόντια κίνηση εξασθενεί σε σχέση με την κατακόρυφη.



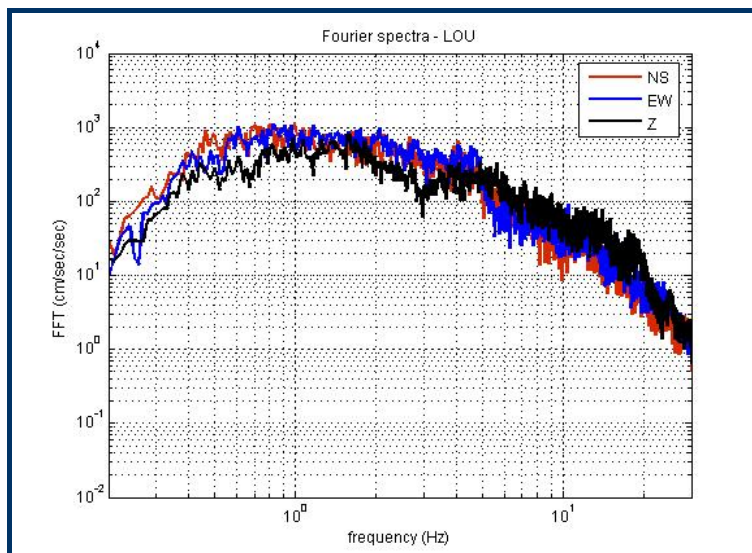
Εικόνα 5.14.2: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στο σταθμό του Λουτρακίου ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στην οικιστική περιοχή του Λουτρακίου εμφανίζονται επιφανειακά σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις πάχους 10-15 m που υπέρκεινται Άνω Πλειοκαινικών μαργών σημαντικού πάχους μερικών εκατοντάδων μέτρων. Οι συχνότητες ενίσχυσης που προκύπτουν από τους φασματικούς λόγους HV αιτιολογούνται από την επιφανειακή γεωλογία , με την υπεδαφική δομή να εμφανίζεται ως 1-D. Συγκεκριμένα , η ενίσχυση στα 3 Hz φαίνεται να είναι η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών αποθέσεων για το δεδομένο πάχος και ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων , ενώ η ενίσχυση της οριζόντιας κίνησης στα 0.7 Hz οφείλεται πιθανώς στη θεμελιώδη συχνότητα του σχηματισμού των μαργών.

Στην εικόνα 5.14.3 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών διευθύνσεων B-N και A-Δ , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις. Δεν παρατηρείται ουσιαστική διαφορά μεταξύ της μετάδοσης της κίνησης στις δύο οριζόντιες διευθύνσεις με μια προτιμητέα μικρή ενίσχυση σε διεύθυνση A-Δ και με τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης της κίνησης να είναι οι ίδιες με το μέσο φασματικό λόγο HV.



Εικόνα 5.14.3: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστώσων σε διεύθυνση Β-Ν (N-S) και Α-Δ (E-W) , ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.



Εικόνα 5.14.4: Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης στο σταθμό του Λουτρακίου.

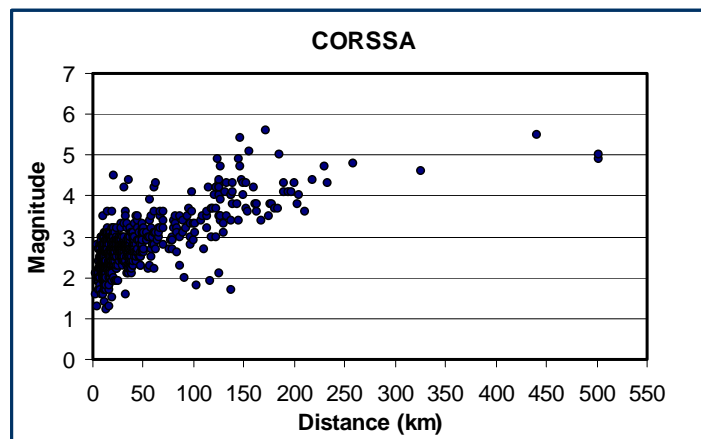
Τα μέσα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες της κίνησης που προβάλλονται στην εικόνα 5.14.4 εμφανίζουν παρόμοια πλάτη εκτός από τις δύο κύριες ενίσχυσης που προέκυψαν και από τους φασματικούς λόγους HV. Στα 3 Hz το πλάτος του φάσματος της κατακόρυφης κίνησης μειώνεται , ενώ στα 4 Hz ενισχύεται ξανά και εμφανίζει πλάτος ελάχιστο μεγαλύτερο από τα φάσματα της οριζόντιας κίνησης , ώστε προκαλεί στη συχνότητα αυτή και την απότομη μείωση των φασματικών λόγων HV. Αυτή η σταθερή μεταβολή του φασματικού πλάτους της κατακόρυφης κίνησης στη συχνότητα αυτή ίσως οφείλεται στην εμφάνιση δομών βάθους όπως είναι η ρηξιγενής ζώνη του Λουτρακίου , γενικής

διεύθυνσης Α-Δ και φοράς βύθισης προς νότο , που εμφανίζεται αμέσως βόρεια της πόλης του Λουτρακίου.

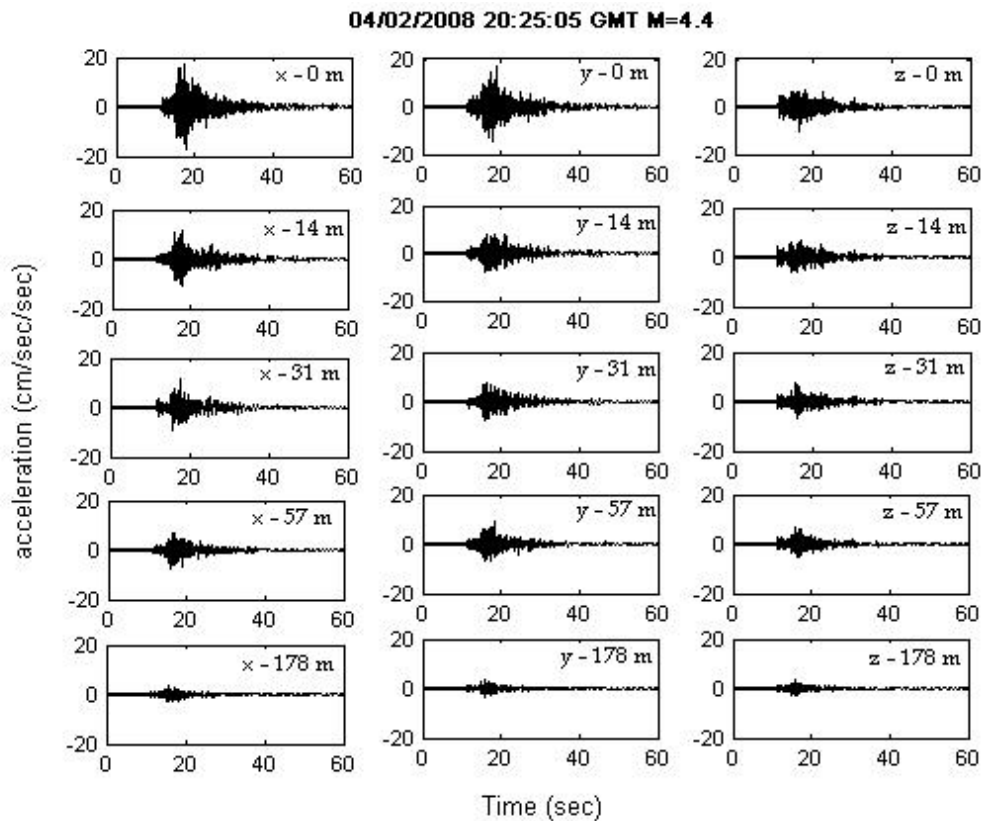
5.15 Αποτελέσματα των μεθόδων HVSR-RF και SSR στη διάταξη CORSSA

5.15.1 Τα δεδομένα της διάταξης CORSSA

Η διάταξη CORSSA (CORinth Soft Soil Array) αποτελείται από 5 επιταχυνσιόμετρα , το ένα επιφανειακό και τα άλλα 4 σε γεώτρηση σε βάθη 14 , 31 , 57 και 178 m. Περισσότερα για τα τεχνικά , γεωλογικά και γεωτεχνικά χαρακτηριστικά της διάταξης αναφέρονται στο Κεφάλαιο 4.5. Τα δεδομένα της διάταξης που αναλύθηκαν αφορούν 858 σεισμικά γεγονότα που αντιστοιχούν σε 4290 καταγραφές της επιτάχυνσης τριών συνιστωσών , για τα πέντε επιταχυνσιόμετρα της διάταξης. Οι σεισμικές αυτές καταγραφές αναφέρονται σε μια χρονική περίοδο από 7/3/2002 έως 8/2/2008. Στοιχεία για τις εστιακές παραμέτρους των σεισμικών αυτών γεγονότων είναι διαθέσιμα για τα 739 , από τους σεισμικούς καταλόγους του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και του δικτύου CRLN. Το μέγεθος των 739 σεισμικών γεγονότων σε σχέση με την υποκεντρική τους απόσταση από τη διάταξη προβάλλονται στην εικόνα 5.15.1. Γενικά , εμφανίζουν μεγέθη από 1.2 έως 5.6 και υποκεντρικές αποστάσεις από 3.5 km έως 503 km. Η πλειονότητα τους , όπως φαίνεται και στην εικόνα 5.15.1 , αποτελείται από μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς με μεγέθη από 2 έως 3.5 και υποκεντρικές αποστάσεις < 70 km.



Εικόνα 5.15.1: Το μέγεθος σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA για τις οποίες είναι διαθέσιμες οι εστιακές παράμετροι.



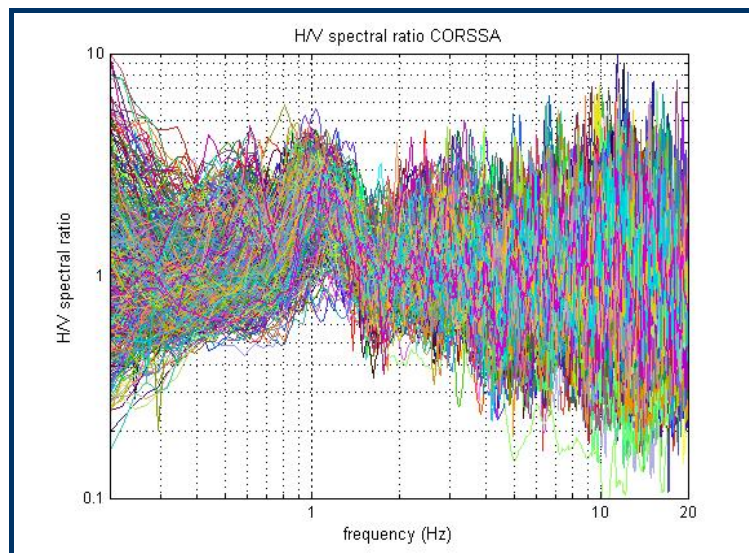
Εικόνα 5.15.2: Οι καταγραφές της επιτάχυνσης στις τρεις συνιστώσες της κίνησης (x , y , z) από τα 5 επιταχυνσιόμετρα της διάταξης CORSSA , από την επιφάνεια έως και το βάθος των 178 m , για ένα τοπικό σεισμικό γεγονός μεγέθους M=4.4 και υποκεντρικής απόστασης από τη θέση της διάταξης 36 km.

Στην εικόνα 5.15.2 παρουσιάζεται μια τυπική καταγραφή της σεισμικής επιτάχυνσης από τη διάταξη CORSSA. Οι καταγραφές προέρχονται από τα 5 επιταχυνσιόμετρα της διάταξης στις τρεις συνιστώσες της κίνησης (x , y , z) για ένα τοπικό σεισμικό γεγονός (04/02/2008 , 20:25:05, GMT) μεγέθους M=4.4 και υποκεντρικής απόστασης από τη διάταξη 36 km. Όπως παρατηρούμε , οι χρονοσειρές της επιτάχυνσης διαφοροποιούνται σημαντικά από το βάθος των 178 m έως την επιφάνεια. Το πλάτος της κίνησης ενισχύεται σημαντικά στους επιφανειακούς σχηματισμούς σε σχέση με το σχηματισμό των κροκαλοπαγών στα 178 m , με τη μεγαλύτερη ενίσχυση να παρατηρείται στις επιφανειακές σύγχρονες προσχώσεις και στις Ολοκαινικές αργιλικές αποθέσεις στα 14 m. Η ενίσχυση παρατηρείται και στις τρεις συνιστώσες της κίνησης. Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) που παρατηρείται στις οριζόντιες συνιστώσες λαμβάνει μια τιμή $\sim 3 \text{ cm/sec}^2$ για το σχηματισμό των κροκαλοπαγών σε βάθος 178 m , ενώ στις επιφανειακές αποθέσεις η τιμή αυτή είναι $\sim 19 \text{ cm/sec}^2$. Εκτός από το πλάτος της κίνησης , διαφοροποίηση παρατηρείται στη διάρκεια και στο περιεχόμενο της σε σεισμικά κύματα , τα οποία αυξάνονται προοδευτικά από το βάθος των 178 m έως την επιφάνεια και οφείλονται κυρίως στις ανακλάσεις και τη διασπορά της σεισμικής κίνησης από τους επιφανειακούς σχηματισμούς.

Στα επόμενα κεφάλαια θα πραγματοποιηθεί η μεταφορά της ενίσχυσης που παρατηρείται στους επιφανειακούς σχηματισμούς στο συχνοτικό χώρο , με την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA και θα μελετηθούν τα φασματικά χαρακτηριστικά στις τρεις συνιστώσες της κίνησης από την επιφάνεια έως το βάθος των 178 m.

5.15.2 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF

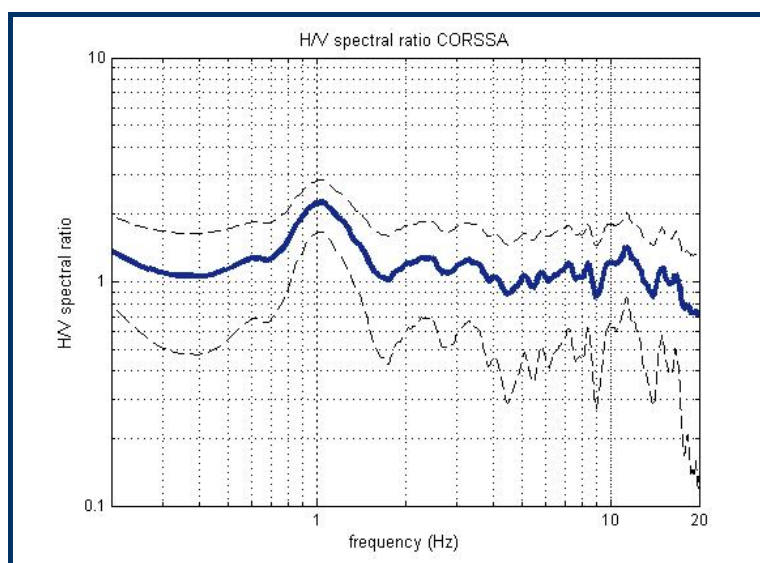
Στην εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στα δεδομένα της διάταξης CORSSA ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία και επεξεργασία που περιγράφηκε στην παράγραφο 6.2. Για τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα στο περιβάλλον της γλώσσας προγραμματισμού Matlab , τροποποιημένο ώστε να υπολογίζει τους φασματικούς λόγους HV στα πέντε βάθη που είναι εγκατεστημένα τα επιταχυνσιόμετρα της διάταξης και για το ίδιο τμήμα της χρονοσειράς της επιτάχυνσης που περιελάμβανε τις P και S φάσεις των καταγραφών. Το φάσμα της οριζόντιας κίνησης αντιστοιχεί στον τετραγωνικό μέσο των φασμάτων των δύο οριζόντιων συνιστωσών , ενώ δεν υπολογίσθηκαν ξεχωριστά οι φασματικοί λόγοι HV των δύο οριζόντιων συνιστωσών , καθώς τα επιταχυνσιόμετρα της διάταξης είναι τυχαία προσανατολισμένα.



Εικόνα 5.15.3: Οι φασματικοί λόγοι HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών του επιφανειακού επιταχυνσιογράφου που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA .

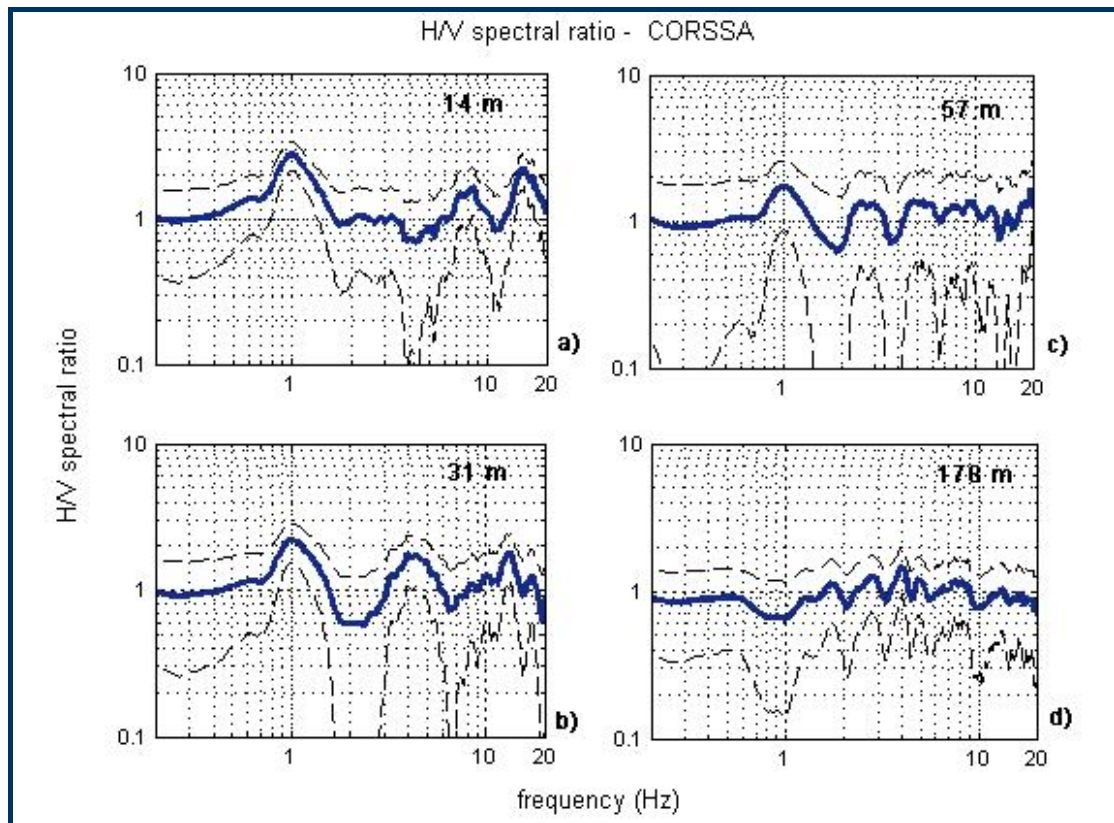
Στον υπολογισμό των φασματικών λόγων HV χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών (4290) της διάταξης CORSSA που αντιστοιχούν σε

858 σεισμικά γεγονότα. Στην εικόνα 5.15.3 προβάλλεται το σύνολο των φασματικών λόγων HV των σεισμικών καταγραφών του επιφανειακού επιταχυνσιογράφου , ενώ στην εικόνα 5.15.4 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV για τον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στο σύνολο των φασματικών λόγων HV της εικόνας 5.15.3 παρατηρείται η μεγάλη διασπορά που εμφανίζουν οι καμπύλες HV ιδιαίτερα σε συχνότητες μεγαλύτερες των 2 Hz , ενώ εμφανίζουν ένα διακριτό μέγιστο στο 1 Hz. Στο μέσο φασματικό λόγο HV η εικόνα αυτή εξομαλύνεται με τη διακριτή ενίσχυση στο 1 Hz , ενώ σε μεγαλύτερες συχνότητες ο λόγος HV είναι περίπου ίσος με τη μονάδα. Η μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση εμφανίζει μικρή τιμή (~ 0.6) που εκφράζει την καλή σταθερότητα του λόγου HV. Ο παράγοντας ενίσχυσης λαμβάνει τη μέγιστη τιμή του στο 1 Hz και είναι ~ 2.5 .



Εικόνα 5.15.4: Ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών του επιφανειακού επιταχυνσιογράφου που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Αντίστοιχα , στην εικόνα 5.15.5 προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση του συνόλου των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA στα επιταχυνσιόμετρα σε βάθη 14 , 31 , 57 και 178 m. Οι φασματικοί λόγοι HV των επιφανειακών σχηματισμών στα βάθη 14 , 31 και 57 m επιδεικνύουν ανάλογες ενισχύσεις με αυτές του φασματικού λόγου HV στην επιφάνεια. Διακρίνεται ένα μέγιστο στο 1 Hz και κάποια μικρότερα σε μεγαλύτερες συχνότητες , ενώ ο παράγοντας ενίσχυσης μειώνεται σταδιακά με το βάθος. Ο φασματικός λόγος HV στα 178 m δεν εμφανίζει την ενίσχυση στο 1 Hz , υποδεικνύοντας πως η ενίσχυση στη συχνότητα αυτή οφείλεται στη σεισμική απόκριση των επιφανειακών σχηματισμών. Κάποια μικρότερα μέγιστα που εμφανίζονται σε μεγαλύτερες συχνότητες είναι περίπου ίσα με τη μονάδα.

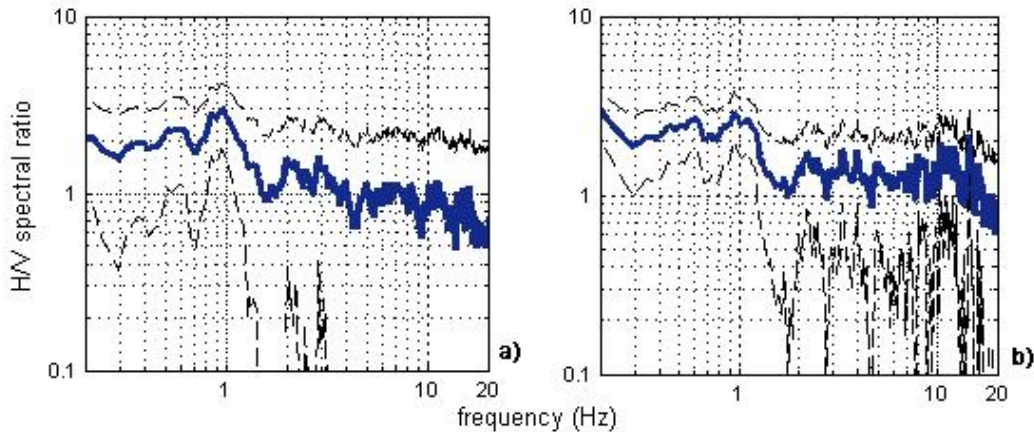


Εικόνα 5.15.5: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV στα 14 , 31 , 57 και 178 m αντίστοιχα που προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στα 0.6 Hz διακρίνεται μια μικρή ενίσχυση στους φασματικούς λόγους HV κυρίως στην επιφάνεια , αλλά και στα βάθη των 14 , 31 και 57 m. Στις προηγούμενες παραγράφους είδαμε πως εξαιτίας της πλειονότητας των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμικών γεγονότων που συνυπολογίζονται στο μέσο φασματικό λόγο HV , υποβαθμίζονται οι ενισχύσεις που εμφανίζονται στις χαμηλές συχνότητες μικρότερες του 1 Hz. Για το λόγο αυτό υπολογίστηκε ο μέσος φασματικός λόγος HV 20 περιφερειακών ($t_s - t_p > 10$ s) και μεγέθους $M > 4$ σεισμικών γεγονότων , τα οποία εμφανίζουν υψηλότερη ενέργεια στις χαμηλότερες συχνότητες. Στην εικόνα 5.15.6a προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τις καταγραφές των 20 περιφερειακών σεισμικών γεγονότων στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι ενισχύσεις που εμφανίζονται στις μικρότερες συχνότητες εμφανίζουν πλέον μεγαλύτερα πλάτη με την ενίσχυση στα 0.6 Hz να διακρίνεται καθαρά , ενώ και ο παράγοντας ενίσχυσης στο 1 Hz εμφανίζεται μεγαλύτερος με μια τιμή ~ 3 . Σε υψηλότερες συχνότητες η καμπύλη HV είναι παρόμοια με τη φασματική καμπύλη HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο (εικόνα 5.15.4).

Στην εικόνα 5.15.6b προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών καταγραφών στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο με τις μεγαλύτερες

τιμές της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) , με τιμές 10.8 – 34.3 cm/sec² , ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Σε σχέση με το μέσο φασματικό λόγο HV του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.15.4) εμφανίζει μεγαλύτερα πλάτη σε όλο το φασματικό εύρος και κυρίως στις χαμηλές συχνότητες , με τον παράγοντα ενίσχυσης σε συχνότητα 1 Hz να έχει τιμή ~3 και στα 0.6 Hz μια τιμή ~2.8.



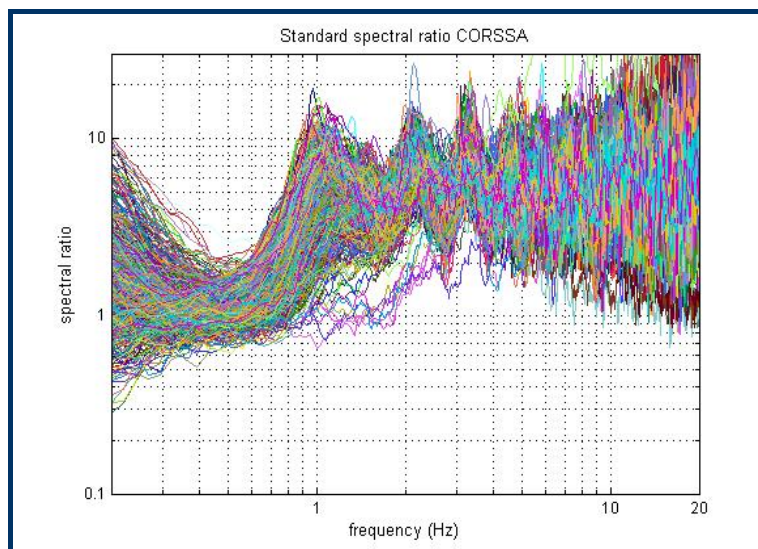
Εικόνα 5.15.6: a) Ο μέσος φασματικός λόγος HV των 20 σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο της διάταξης CORSSA ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση , b) ο μέσος φασματικός λόγος HV των 10 σεισμικών γεγονότων με τις μεγαλύτερες τιμές PGA που έχουν καταγραφεί στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο της διάταξης CORSSA ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Γενικά , από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στο σύνολο των σεισμικών καταγραφών των πέντε επιταχυνσιομέτρων της διάταξης CORSSA , προέκυψαν ενισχύσεις στους επιφανειακούς σχηματισμούς που υπέρκεινται του σχηματισμού των κροκαλοπαγών στις συχνότητες 1 Hz και 0.6 Hz. Σε μεγαλύτερες συχνότητες εμφανίζονται κάποια μέγιστα με πλάτη όμως που δεν ξεπερνούν την τιμή 2. Η κύρια ενίσχυση στο 1 Hz οφείλεται στους επιφανειακούς σχηματισμούς , καθώς δεν παρατηρείται στο φασματικό λόγο HV των κροκαλοπαγών στα 178 m. Η ενίσχυση στα 0.6 Hz αναδεικνύεται καλύτερα από τους φασματικούς λόγους HV των περιφερειακών και μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικών γεγονότων , πλουσιότερων φασματικά στις χαμηλότερες συχνότητες , και πιστεύεται πως οφείλεται στη σεισμική απόκριση των σχηματισμών που υπέρκεινται του αλπικού υποβάθρου , το οποίο στην περιοχή του Αιγίου αποτελείται από Μεσοζωικούς ασβεστολίθους και στην παραλιακή περιοχή συναντάται σε βάθος ~ 700 m (Cornet *et al.*, 2004b). Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της μελέτης των Apostolidis *et al.* (2006) , οι οποίοι εφάρμοσαν τη μέθοδο HVSR-RF σε 14 σεισμικά γεγονότα που έχουν καταγραφεί από τη διάταξη CORSSA. Ο φασματικός λόγος HV στα 178 m δεν εμφανίζει ενισχύσεις ώστε ο σχηματισμός των κροκαλοπαγών μπορεί να θεωρηθεί ως το σεισμικό υπόβαθρο της περιοχής. Ο υπολογισμός του μέσου φασματικού λόγου HV στα 178 m των 20 περιφερειακών σεισμικών γεγονότων

που χρησιμοποιήθηκαν προηγουμένως , υποδεικνύουν μια μικρή ενίσχυση στα 0.5 Hz , με πλάτη όμως μικρότερα από 1.5 ώστε να μην μπορούν να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα , ενώ ενισχύουν την άποψη πως για τα σεισμικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη η οριζόντια κίνηση στο σχηματισμό των κροκαλοπαγών δεν εμφανίζει ενισχύσεις σε σχέση με την κατακόρυφη.

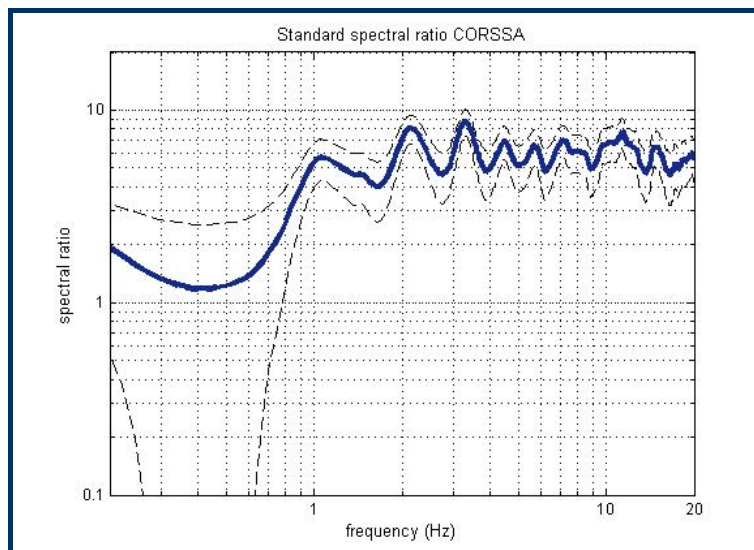
5.15.3 Εφαρμογή της μεθόδου SSR

Η θεωρητική προσέγγιση και τα χαρακτηριστικά της μεθόδου SSR (Standard Spectral Ratio) αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 2.4.3.1. Η μέθοδος εφαρμόζεται στο σύνολο των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA , θεωρώντας ως σταθμό αναφοράς το επιταχυνσιόμετρο που είναι τοποθετημένο στο σχηματισμό των κροκαλοπαγών σε βάθος 178 m. Όπως είδαμε στην προηγούμενη παράγραφο , ο φασματικός λόγος HV των σεισμικών καταγραφών στο βάθος των 178 m δεν εμφανίζει σημαντικές ενισχύσεις , ενώ τα πλάτη των μεγίστων που εμφανίζονται είναι μικρότερα της τιμής 2 , η οποία είναι η γενικά αποδεκτή τιμή αβεβαιότητας στους φασματικούς λόγους (Tucker & King, 1984; Tucker *et al.*, 1984). Θεωρώντας λοιπόν , ως σταθμό αναφοράς το επιταχυνσιόμετρο στο βάθος των 178 m , υπολογίζονται οι φασματικοί λόγοι στα τέσσερα επιταχυνσιόμετρα που βρίσκονται στους επιφανειακούς σχηματισμούς , ενώ εξετάζεται και ο φασματικός λόγος της κατακόρυφης συνιστώσας.



Εικόνα 5.15.7: Οι φασματικοί λόγοι του συνόλου των σεισμικών καταγραφών του επιφανειακού επιταχυνσιογράφου που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA .

Στην εφαρμογή της μεθόδου SSR ακολουθήθηκε η ίδια μέθοδος επεξεργασίας στα σεισμικά δεδομένα με τη μέθοδο HVSR-RF , όπως περιγράφεται στην παράγραφο 5.2. Στον υπολογισμό των φασμάτων Fourier επιλέχθηκε το τμήμα των P και S κυμάτων , όμοιο για τις καταγραφές στα πέντε επιταχυνσιόμετρα , και στο επιλεγμένο τμήμα των χρονοσειρών εφαρμόστηκε η ειδική συνάρτηση “taper” (coisine taper) με εύρος 5%. Υπολογίσθηκαν τα φάσματα Fourier στις τρεις συνιστώσες και σε όλα τα βάθη και χρησιμοποιήθηκε η ίδια τεχνική (monavg) και παράγοντας εξομάλυνσης (10). Τελικά , οι φασματικοί λόγοι προέκυψαν από τη διαίρεση του μέσου φάσματος της οριζόντιας κίνησης σε κάθε επιταχυνσιογράφο με το μέσο φάσμα της οριζόντιας κίνησης στο σταθμό αναφοράς (178 m). Για τον υπολογισμό των φασματικών λόγων τροποποιήθηκε το πρόγραμμα στο περιβάλλον της γλώσσας προγραμματισμού Matlab , ώστε να υπολογίζει τους φασματικούς λόγους της οριζόντιας κίνησης της θέσης με το σταθμό αναφοράς.

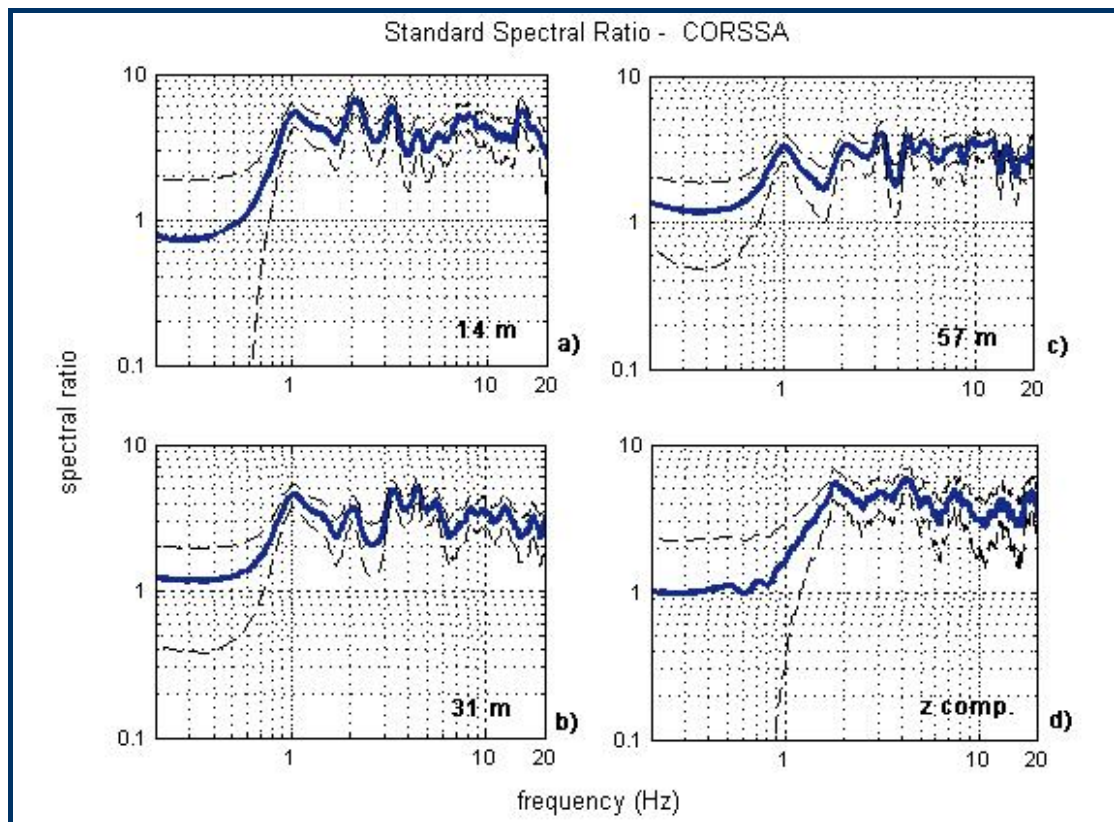


Εικόνα 5.15.8: Ο μέσος φασματικός λόγος που προέκυψε από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών του επιφανειακού επιταχυνσιογράφου που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Στον υπολογισμό των φασματικών λόγων χρησιμοποιήθηκε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA (4290) που αντιστοιχούν σε 858 σεισμικά γεγονότα. Οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν για τον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο προβάλλονται στην εικόνα 5.15.7 , ενώ στην εικόνα 5.15.8 προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι εμφανίζουν πολύ καλή σταθερότητα έως τα 5 Hz όπου εμφανίζουν διακριτά μέγιστα στα 1 , 2 και 3 Hz. Σε μεγαλύτερες συχνότητες οι φασματικοί λόγοι εμφανίζουν μεγάλη διασπορά , με μικρότερα μέγιστα που διακρίνονται καλύτερα στην εικόνα του μέσου φασματικού λόγου. Γενικά , η οριζόντια κίνηση στην επιφάνεια ενισχύεται σημαντικά σε σχέση με την

οριζόντια κίνηση στο βάθος των 178 m σε όλο το συχνοτικό εύρος άνω του 1 Hz. Ο μέσος παράγοντας ενίσχυσης στο 1 Hz έχει μια τιμή ~ 6 και παίρνει τιμές έως και 9 στα επόμενα μέγιστα των 2.2 και 3.2 Hz, ενώ σε κάποιες σεισμικές καταγραφές ο παράγοντας ενίσχυσης ξεπερνάει την τιμή 20.

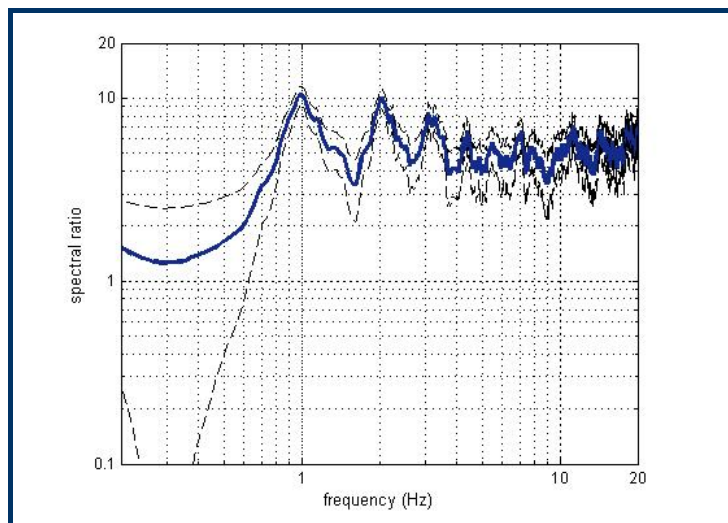
Οι μέσοι φασματικοί λόγοι \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου SSR στις καταγραφές των επιταχυνσιόμετρων στα βάθη 14, 31 και 57 m προβάλλονται στην εικόνα 5.15.9 (a, b και c αντίστοιχα). Οι φασματικοί λόγοι είναι παρόμοιοι μεταξύ τους και με το φασματικό λόγο στην επιφάνεια (εικόνα 5.15.8). Ο παράγοντας ενίσχυσης μειώνεται σταδιακά με το βάθος, ώστε στο 1 Hz η τιμή του στην επιφάνεια και στο βάθος των 57 m να είναι 6 και 3 αντίστοιχα. Ο παράγοντας ενίσχυσης επομένως διπλασιάζεται στα ανώτερα 57 m. Σε μεγαλύτερες συχνότητες, οι ενισχύσεις είναι παρόμοιες με τις ενισχύσεις που παρατηρήθηκαν στην επιφάνεια και με πλάτος που αυξομειώνεται μεταξύ των τιμών 2 έως 7.



Εικόνα 5.15.9: Στις εικόνες a), b) και c) προβάλλονται οι μέσοι φασματικοί λόγοι στα 14, 31 και 57 m αντίστοιχα που προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στην εικόνα d) προβάλλεται ο μέσος φασματικός λόγος \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση της κατακόρυφης κίνησης στην επιφάνεια σε σχέση με την κατακόρυφη κίνηση σε βάθος 178 m.

Στην εικόνα 5.15.9d προβάλλεται ο φασματικός λόγος της κατακόρυφης κίνησης στην επιφάνεια και στο βάθος των 178 m που θεωρείται ως σταθμός

αναφοράς. Παρατηρούμε πως και η κατακόρυφη κίνηση ενισχύεται σημαντικά και ανάλογα της οριζόντιας σε συχνότητες μεγαλύτερες των 2 Hz. Ο παράγοντας ενίσχυσης εμφανίζει αντίστοιχες τιμές με την οριζόντια κίνηση και εμφανίζει μια μέγιστη τιμή ~ 6 . Η ανάλογη ενίσχυση της κατακόρυφης κίνησης σε σχέση με την οριζόντια από τους επιφανειακούς σχηματισμούς είναι και ο λόγος που η μέθοδος HVSR-RF υποβαθμίζει το βαθμό ενίσχυσης σε συχνότητες μεγαλύτερες των 2 Hz (εικόνα 5.15.4). Η μη εμφάνιση της ενίσχυσης στο 1 Hz ενισχύει την άποψη πως πρόκειται για τη θεμελιώδη συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών, η οποία αναδεικνύεται από την διαδρομή των απευθείας σεισμικών κυμάτων, τα οποία δεν ενισχύουν την κατακόρυφη κίνηση που αποτελεί και την βασική αρχή της μεθόδου HVSR-RF, ενώ οι ενισχύσεις που εμφανίζονται σε μεγαλύτερες συχνότητες προκαλούνται από τις ανακλάσεις και τη διασπορά των σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς που επηρεάζουν πλέον και την κατακόρυφη κίνηση.



Εικόνα 5.15.10: Ο μέσος φασματικός λόγος των 20 σεισμικών γεγονότων με μέγεθος > 4 που έχουν καταγραφεί στον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο της διάταξης CORSSA \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Εκτός από το μέσο φασματικό λόγο του συνόλου των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA, υπολογίστηκε και ο μέσος φασματικός λόγος των 20 σεισμικών καταγραφών που εμφανίζουν το μεγαλύτερο μέγεθος ($M > 4$), όπως πραγματοποιήθηκε αντίστοιχα και στην προηγούμενη παράγραφο για τη μέθοδο HVSR-RF. Ο φασματικός αυτός λόγος για τον επιφανειακό επιταχυνσιογράφο προβάλλεται στην εικόνα 5.15.10 \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Όπως είδαμε και σε προηγούμενες παραγράφους, οι σεισμοί μεγαλύτερου μεγέθους είναι πλουσιότεροι ενεργειακά στις χαμηλές συχνότητες σε σχέση με τους μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς, αναδεικνύοντας έτσι καλύτερα τυχόν ενισχύσεις που συμβαίνουν σε συχνότητες μικρότερες του 1 Hz εφαρμόζοντας τη μέθοδο HVSR-RF. Κάτι ανάλογο συμβαίνει και στη μέθοδο

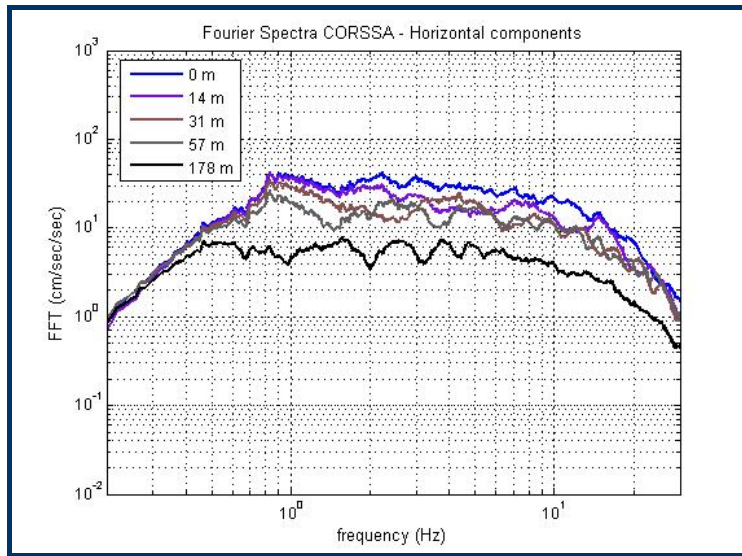
SSR όπως παρατηρούμε στην εικόνα 5.15.10. Η ενίσχυση στο 1 Hz εμφανίζει πλέον μεγαλύτερο πλάτος (~ 10) και αναδεικνύεται ως η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών, σε αντίθεση με το μέσο φασματικό λόγο της εικόνας 5.15.8 που αναδεικνύει μεγαλύτερες ενισχύσεις σε συχνότητες μεγαλύτερες των 2 Hz. Ο παράγοντας ενίσχυσης λαμβάνει μεγαλύτερη τιμή και στα 2 Hz (~ 10), ενώ σε μεγαλύτερες συχνότητες έχει παρόμοιες τιμές με το μέσο φασματικό λόγο της εικόνας 5.15.8.

Η εφαρμογή της μεθόδου SSR στο σύνολο των δεδομένων της διάταξης CORSSA ανέδειξε σημαντικές ενισχύσεις σε συχνότητες 1 Hz και μεγαλύτερες. Ο παράγοντας ενίσχυσης φαίνεται να διπλασιάζεται στα ανώτερα 57 m με μια μέση τιμή ~ 6 στην επιφάνεια, η οποία όμως σε ορισμένα σεισμικά γεγονότα ξεπερνάει το 20. Η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών, ύστερα και από την εφαρμογή της μεθόδου στις 20 σεισμικές καταγραφές με το μεγαλύτερο μέγεθος (εικόνα 5.15.10), προκύπτει στο 1 Hz, παρότι ο μέσος φασματικός λόγος του συνόλου των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.15.8) εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές του παράγοντα ενίσχυσης στα 2.2 και 3.2 Hz στην επιφάνεια και στα 14 m. Η παρατήρηση αυτή είναι σημαντική, καθώς οι ενισχύσεις στις συχνότητες αυτές προκαλούνται από τα επιφανειακά κύματα που προκύπτουν από τις ανακλάσεις των απευθείας σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς, τα οποία όπως παρατηρούμε μπορούν να προκαλέσουν ενισχύσεις ανάλογες σε σχέση με τη θεμελιώδη ενίσχυση των επιφανειακών σχηματισμών από τα απευθείας σεισμικά κύματα. Τα επιφανειακά κύματα που δημιουργούνται ενισχύουν ανάλογα με την οριζόντια κίνηση και την κατακόρυφη. Τυχόν ενισχύσεις που οφείλονται στους βαθύτερους των 178 m σχηματισμούς δεν αναδεικνύονται από τη μέθοδο SSR, καθώς αυτές θα εμφανίζονται και στα φάσματα της οριζόντιας κίνησης του σταθμού αναφοράς και θα απαλείφονται από τη φασματική διαίρεση με την οριζόντια κίνηση στην επιφάνεια. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου SSR στο σύνολο των δεδομένων της διάταξης CORSSA βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της μελέτης των Apostolidis *et al.* (2006), οι οποίοι εφάρμοσαν τη μέθοδο SSR σε 14 σεισμικά γεγονότα που έχουν καταγραφεί από τη διάταξη CORSSA.

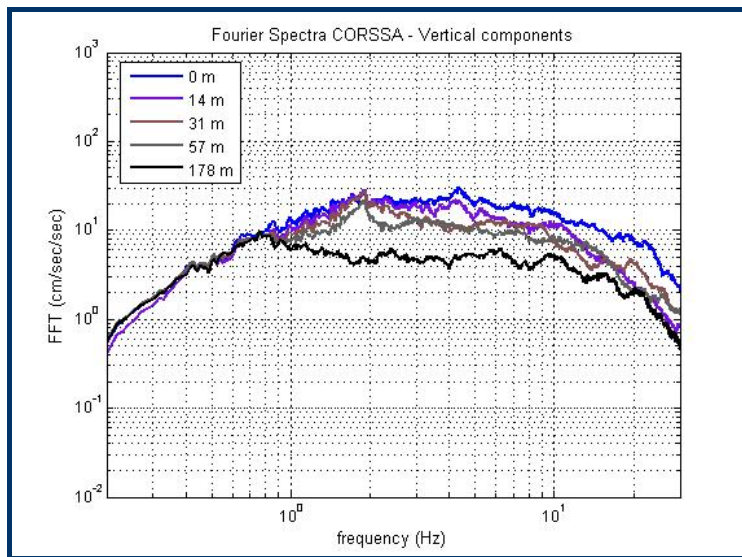
5.15.4 Φασματικά χαρακτηριστικά

Η αύξηση του πλάτους της επιτάχυνσης στην επιφάνεια σε σχέση με το βάθος που παρατηρήθηκε στις χρονοσειρές της εικόνας 5.15.2 και οι ενισχύσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR συνοψίζονται στις εικόνες 5.15.11 και 5.15.12. Στις εικόνες αυτές προβάλλονται τα μέσα φάσματα Fourier της μέσης οριζόντιας και της κατακόρυφης κίνησης για το

σύνολο των δεδομένων της διάταξης CORSSA στα πέντε επιταχυνσιόμετρα της διάταξης.



Εικόνα 5.15.11: Τα μέσα φάσματα Fourier της μέσης οριζόντιας κίνησης στα πέντε επιταχυνσιόμετρα της διάταξης CORSSA.



Εικόνα 5.15.12: Τα μέσα φάσματα Fourier της κατακόρυφης κίνησης στα πέντε επιταχυνσιόμετρα της διάταξης CORSSA.

Το πλάτος του φάσματος της οριζόντιας κίνησης, όπως παρατηρούμε στην εικόνα 5.15.11, αυξάνεται προοδευτικά από το βάθος των 178 m έως την επιφάνεια. Το πλάτος των φασμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς (-57 m – 0 m) εμφανίζεται ενισχυμένο σε όλο το φασματικό εύρος άνω των 0.5 Hz σε σχέση με το φάσμα της οριζόντιας κίνησης στα 178 m, όπως παρατηρήθηκε και από την εφαρμογή της μεθόδου SSR. Η μεγαλύτερη ενίσχυση παρατηρείται στην

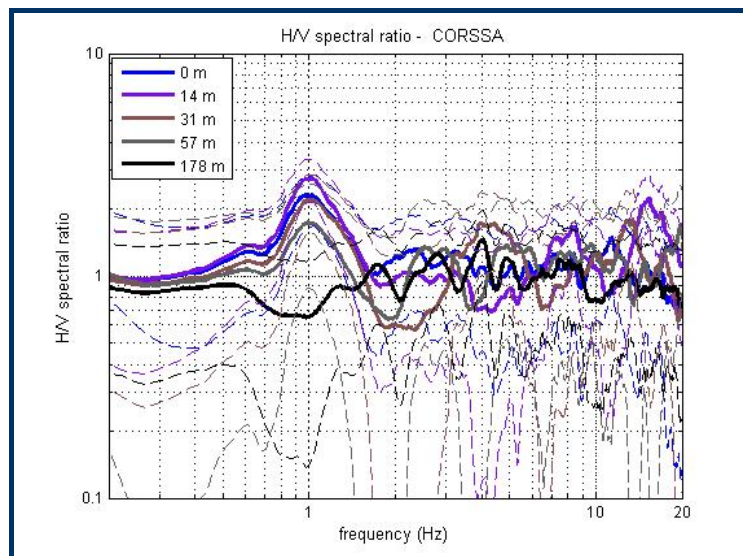
επιφάνεια , με μέγιστο στα 0.8 – 1 Hz και πλάτος παρόμοιο με το πλάτος του φάσματος της επιτάχυνσης στα 14 m στη συχνότητα αυτή. Σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz το πλάτος των φασμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς παραμένει ουσιαστικά σταθερό έως τα 3 Hz , όπου και μειώνεται σταδιακά. Το φάσμα της οριζόντιας κίνησης στα 178 m εμφανίζει σταθερό πλάτος σε συχνότητες 0.5 – 6 Hz. Στις συχνότητες 1 , 2 και 3 Hz όπου παρατηρούνται τα μέγιστα στα φάσματα της οριζόντιας κίνησης των επιφανειακών σχηματισμών , στα 178 m το πλάτος του φάσματος εμφανίζει μικρές μειώσεις ώστε να αυξάνει και ο παράγοντας ενίσχυσης που προκύπτει από τη μέθοδο SSR.

Παρόμοιες παρατηρήσεις προκύπτουν και από την προβολή των μέσων φασμάτων της κατακόρυφης κίνησης στην εικόνα 5.15.12. Τα φάσματα στους επιφανειακούς σχηματισμούς εμφανίζουν μεγαλύτερα πλάτη σε συχνότητες άνω του 1 Hz σε σχέση με το φάσμα της κατακόρυφης κίνησης στα 178 m. Η κατακόρυφη κίνηση παραμένει ουσιαστικά ανεπηρέαστη έως το 1 Hz , όπου εμφανίζεται να είναι η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών , ενώ σε μεγαλύτερες συχνότητες ενισχύεται εξαιτίας πιθανόν της διασποράς των σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς και τις ανακλάσεις τους στα διάφορα στρώματα με διαφορετικές ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων. Το πλάτος του φάσματος της κατακόρυφης κίνησης στα 178 m παραμένει σταθερό σε συχνότητες 1 – 10 Hz , ενώ στους επιφανειακούς σχηματισμούς παραμένει σταθερό σε συχνότητες 2 – 10 Hz. Σε συχνότητες μεγαλύτερες των 10 Hz τα πλάτη των φασμάτων μειώνονται σταδιακά.

5.15.5 Συζήτηση των αποτελεσμάτων

Οι πειραματικές μέθοδοι HVSR-RF και SSR εφαρμόστηκαν στο σύνολο των σεισμικών καταγραφών της επιτάχυνσης της διάταξης CORSSA. Από την εφαρμογή των μεθόδων αυτών , αλλά και από τη μέθοδο HVSR σε δεδομένα μικροθορύβου που περιγράφεται στο Κεφάλαιο 6.16 , προέκυψε η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών στο ~ 1 Hz. Οι δύο μέθοδοι που βασίζονται στους φασματικούς λόγους της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση (HVSR-RF , HVSR) αναδεικνύουν ενισχύσεις μοναχά στη συχνότητα αυτή , ενώ η μέθοδος HVSR-RF αναδεικνύει και μια μικρότερη ενίσχυση σε συχνότητα 0.6 Hz που αποδόθηκε στη θεμελιώδη συχνότητα των βαθύτερων σχηματισμών που υπέρκεινται του γεωλογικού υποβάθρου. Αντιθέτως , η μέθοδος SSR ανέδειξε σημαντικές ενισχύσεις σε όλο το φασματικό εύρος άνω του 1 Hz. Ο μέσος παράγοντας ενίσχυσης που υπολογίστηκε από τη μέθοδο HVSR-RF είναι παρόμοιος στην επιφάνεια και στα βάθη των 14 και 31 m και ίσος με ~ 2.5 , ενώ ο μέσος φασματικός λόγος HV στο βάθος των 178 m δεν εμφανίζει σημαντικές ενισχύσεις (εικόνα 5.15.13) και θεωρήθηκε ως ο σταθμός

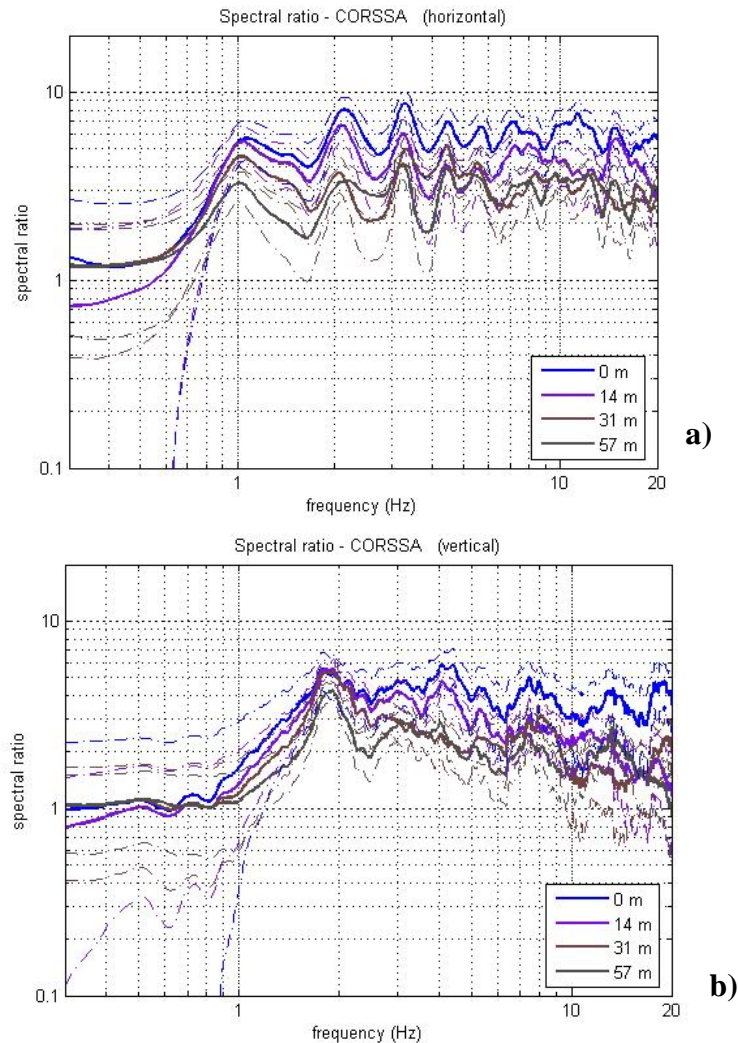
αναφοράς στην εφαρμογή της μεθόδου SSR. Η μέση τιμή του παράγοντα ενίσχυσης που προέκυψε από τη μέθοδο SSR στην επιφάνεια είναι διπλάσια (~ 6) της αντίστοιχης τιμής τη μεθόδου HVSR-RF. Ο παράγοντας ενίσχυσης που προέκυψε από την εφαρμογή των δύο μεθόδων υποτιμάται από το συνυπολογισμό στους μέσους φασματικούς λόγους του μεγάλου αριθμού των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών που έχουν καταγραφεί στη διάταξη CORSSA, όπου εμφανίζουν μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες. Μεγαλύτερη διαφορά παρατηρείται στη μέθοδο SSR (εικόνα 5.15.10), με την τιμή του παράγοντα ενίσχυσης στο 1 Hz να είναι ~ 10 , όπου και θεωρείται ως η μέγιστη τιμή του παράγοντα ενίσχυσης που μπορεί να παρατηρηθεί.



Εικόνα 5.15.13: Οι μέσοι φασματικοί λόγοι HV στα 0, 14, 31, 57 και 178 m αντίστοιχα που προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών της διάταξης CORSSA \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Η μέθοδος SSR θεωρείται περισσότερο αξιόπιστη στον προσδιορισμό της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης από τους επιφανειακούς γεωλογικούς σχηματισμούς σε σχέση με τις μεθόδους HVSR-RF και HVSR, καθώς αυτές εξαρτώνται και επηρεάζονται από αντίστοιχες ενισχύσεις της κατακόρυφης κίνησης. Η κατακόρυφη κίνηση στη θέση της διάταξης CORSSA ενισχύεται ανάλογα με την οριζόντια σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους συχνότητας των επιφανειακών σχηματισμών (εικόνα 5.15.14b). Οι μέθοδοι HVSR-RF και HVSR θεωρούνται λοιπόν ως αξιόπιστες στον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας των επιφανειακών σχηματισμών στη θέση της διάταξης CORSSA, αδυνατούν όμως να προσδιορίσουν τις ενισχύσεις που προκαλούνται από τη διασπορά και τις περιθλάσεις των σεισμικών κυμάτων, που αυξάνουν το πλάτος, τη διάρκεια και το περιεχόμενο της κίνησης στα σεισμικά κύματα, όπως είδαμε στην παράγραφο 5.15.1. Η σημαντική ενίσχυση της κατακόρυφης κίνησης από τους επιφανειακούς σχηματισμούς υποδεικνύει

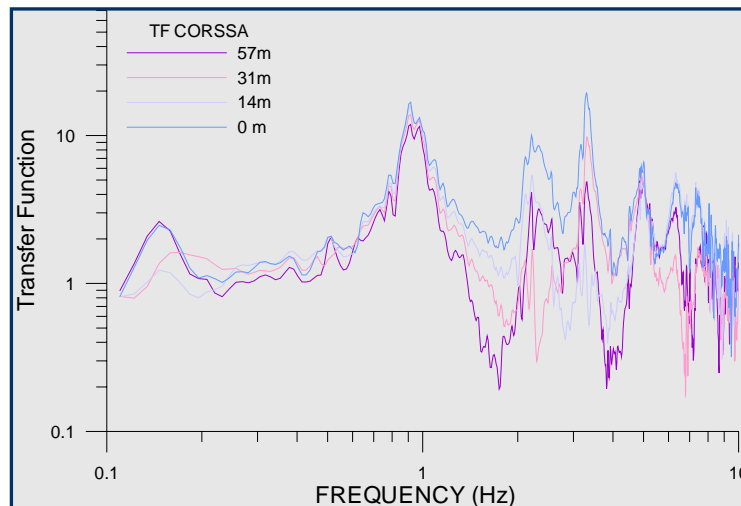
μια σημαντική αλληλεπίδραση μεταξύ των διαφόρων τύπων των σεισμικών κυμάτων , που αφορούν τα κύματα χώρου και τα περιθλώμενα (diffracted) επιφανειακά κύματα.



Εικόνα 5.15.14: a) Οι μέσοι φασματικοί λόγοι της μέσης οριζόντιας συνιστώσας στα 0 , 14 , 31 και 57 m σε σχέση με το σταθμό αναφοράς στα 178 m που προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις , b) οι μέσοι φασματικοί λόγοι της κατακόρυφης συνιστώσας στα 0 , 14 , 31 και 57 m σε σχέση με το σταθμό αναφοράς στα 178 m που προέκυψαν από το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που αναλύθηκαν στη διάταξη CORSSA ± τις μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν στην παρούσα μελέτη από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF , HVSR και SSR βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με το θεωρητικό μοντέλο απόκρισης του εδάφους 1-D που προέκυψε με βάση το εδαφικό μοντέλο 2-D της περιοχής του Αιγίου της εικόνας 4.34 (Κεφ. 4.5) στην μελέτη των Apostolidis *et al.* (2006) , κυρίως όσον αφορά τη θεμελιώδη συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών. Το μοντέλο 1-D αναδεικνύει ενισχύσεις και στις συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz και είναι σύμφωνο με τα αποτελέσματα της μεθόδου SSR. Ο παράγοντας ενίσχυσης όμως που προκύπτει

από το θεωρητικό μοντέλο 1-D είναι μικρότερος από τον παράγοντα ενίσχυσης που προκύπτει από τη μέθοδο SSR, υποδεικνύοντας πως το θεωρητικό μοντέλο 1-D αδυνατεί να επιδείξει καλή συμφωνία και στον παράγοντα ενίσχυσης σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον σε σχέση με το μοντέλο που προκύπτει από τα σεισμικά δεδομένα και τη μέθοδο SSR. Επιπλέον, η επίδραση της σεισμικής κίνησης που οφείλεται στην πλευρική διάδοση των κυμάτων μπορεί να επιφέρει επιπλέον αύξηση του παράγοντα ενίσχυσης που υπολογίζεται από το θεωρητικό μοντέλο 1-D.



Εικόνα 5.15.14: Το διάγραμμα της συνάρτησης μεταφοράς (transfer function) της σεισμικής κίνησης στους επιφανειακούς σχηματισμούς στη θέση της διάταξης CORSSA σε σχέση με τη συχνότητα, όπως προέκυψε από την υπολογιστική μέθοδο των πεπερασμένων ορίων (finite differences method).

Κατά τη διάρκεια του Ευρωπαϊκού προγράμματος CORSEIS (CORSSA meeting, 1/4/2005, Athens) υπολογίστηκε και η συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) της σεισμικής κίνησης στους επιφανειακούς σχηματισμούς στη θέση της διάταξης CORSSA (εικόνα 5.15.14). Η συνάρτηση μεταφοράς προέκυψε από την εφαρμογή της υπολογιστικής μεθόδου των πεπερασμένων ορίων (finite differences method), η οποία όπως είδαμε και στην παράγραφο 2.3.2 επιτρέπει υπολογισμούς μεταξύ πολύπλοκων δομών. Η συνάρτηση μεταφοράς που προέκυψε βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της παρούσας μελέτης από την εφαρμογή των πειραματικών μεθόδων HVSR-RF και SSR στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA. Πιο συγκεκριμένα, οι μέθοδοι αυτές αναδεικνύουν την ίδια θεμελιώδη συχνότητα για τους επιφανειακούς σχηματισμούς στο 1 Hz. Η μέθοδος HVSR-RF αναδεικνύεται και πάλι ως ακατάλληλη να προσδιορίσει τις ενισχύσεις σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους συχνότητας και του πραγματικού παράγοντα ενίσχυσης, εξαιτίας αντίστοιχης ενίσχυσης της κατακόρυφης κίνησης σε πολύπλοκα γεωλογικά περιβάλλοντα όπως είναι η πολυρηγματομένη περιοχή του Αιγίου. Τα αποτελέσματα της μεθόδου SSR βρίσκονται σε καλύτερη συμφωνία με τη

συνάρτηση μεταφοράς και αφορούν τόσο τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης όσο και τους πραγματικούς παράγοντες ενίσχυσης, όπως προέκυψαν και από την εφαρμογή της μεθόδου στα σεισμικά γεγονότα μεγαλύτερου μεγέθους (εικόνα 5.15.10). Η μόνη διαφορά έγκειται στους παράγοντες ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης με το βάθος, όπου ενώ από τα αποτελέσματα της μεθόδου SSR προκύπτει μείωση της τιμής τους στη θεμελιώδη συχνότητα με το βάθος και συγκεκριμένα στα 57 m, ο παράγοντας ενίσχυσης της συνάρτησης μεταφοράς στη συχνότητα αυτή παραμένει πρακτικά σταθερός με μια τιμή ~ 10 . Η διερεύνηση πάντως των αποτελεσμάτων της μεθόδου SSR ενισχύει την άποψη πως η μέθοδος αυτή δύναται να εφαρμοσθεί και σε πολύπλοκα γεωλογικά περιβάλλοντα, αναδεικνύοντας τόσο τις θεμελιώδεις συχνότητες όσο και τους πραγματικούς παράγοντες ενίσχυσης πολύπλοκων υπεδαφικών δομών.

5.16 Συζήτηση των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA

Η πειραματική μέθοδος προσδιορισμού της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση HVSR-RF εφαρμόστηκε στο σύνολο των σεισμικών καταγραφών του δικτύου επιταχυνσιογράφων RASMON και της διάταξης CORSSA που βρίσκονται εγκατεστημένοι στον Κορινθιακό κόλπο. Η πειραματική μέθοδος SSR εφαρμόστηκε μονάχα στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA, καθώς για την εφαρμογή της μεθόδου είναι απαραίτητη η ύπαρξη ενός σταθμού αναφοράς, στη θέση του οποίου δεν θα πρέπει να εμφανίζονται ενισχύσεις της σεισμικής κίνησης από την επιφανειακή γεωλογία και τοπογραφία.

Τα δεδομένα τα οποία επεξεργάστηκαν και αναλύθηκαν με τις μεθόδους HVSR-RF και SSR περιλαμβάνουν 4138 σεισμικές καταγραφές τριών συνιστωσών της εδαφικής επιτάχυνσης. Οι καταγραφές αυτές είναι πολύ καλής ποιότητας με υψηλό λόγο σήματος ως προς τον θόρυβο, ώστε το σύνολο των σεισμικών καταγραφών να θεωρείται αξιόπιστο. Κατά την εφαρμογή των παραπάνω μεθόδων θεωρήθηκε ως γραμμική η συμπεριφορά των εδαφών στη σεισμική κίνηση, καθώς η πλειονότητα των σεισμικών γεγονότων που έχουν καταγραφεί περιλαμβάνει μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς και κάποιους μεγαλύτερους, με μεγαλύτερες όμως επικεντρικές αποστάσεις. Η μεγαλύτερη τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) που έχει καταγραφεί είναι 0.08 g, με τα φαινόμενα μη-γραμμικότητας να αναμένονται σε τιμές 0.1 g έως 0.2 g της καταγραφείσας σεισμικής επιτάχυνσης στα συνεκτικότερα πετρώματα.

Η εφαρμογή των δύο μεθόδων πραγματοποιήθηκε στο P και S τμήμα των σεισμικών καταγραφών. Η επιλογή των συνολικών φάσεων είχε ως σκοπό την αύξηση των χρονικών παραθύρων του σήματος στα οποία εφαρμόζονται οι δύο μέθοδοι, καθώς η πλειονότητα των δεδομένων αποτελείται από σεισμούς μικρού μεγέθους και διάρκειας. Η χρησιμοποίηση χρονικών παραθύρων μεγαλύτερης διάρκειας μειώνει τη διασπορά που παρουσιάζουν οι φασματικοί λόγοι. Επίσης η επιλογή των συνολικών φάσεων κρίνεται καταλληλότερη ως προς την ανάδειξη πιθανών ενισχύσεων στις χαμηλές συχνότητες, όπου οι σεισμοί μικρού μεγέθους και διάρκειας εμφανίζουν χαμηλή ενέργεια.

Οι φασματικοί λόγοι HV υπολογίσθηκαν για το σύνολο των σεισμικών καταγραφών στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA. Οι λόγοι αυτοί εμφανίζουν πολύ καλή σταθερότητα στην πλειονότητα των σταθμών στις κύριες συχνότητες ενίσχυσης. Η σταθερότητα των φασματικών λόγων HV εκφράζεται και από τις μικρές τιμές των μέσων μοναδιαίων τυπικών αποκλίσεων που υπολογίσθηκαν σε κάθε σταθμό. Η μεγαλύτερη διασπορά των φασματικών καμπυλών που εμφανίζεται σε κάποιους σταθμούς αντικατοπτρίζεται στις ενισχύσεις σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων και στις διαφορές μεταξύ των παραγόντων ενίσχυσης και φαίνεται να σχετίζεται με μια πιο πολύπλοκη υπεδαφική δομή (π.χ. Αίγιο, Ακράτα), με το βαθμό εξαλλοίωσης των επιφανειακών σχηματισμών και τις εναλλαγές συνεκτικών και χαλαρών σχηματισμών (π.χ. Ροδινή, Σεργούλα, Γαλαξειδί) και την επίδραση της τοπογραφίας (π.χ. Ροδινή, Τριζόνια). Η διασπορά που εμφανίζεται στις χαμηλές συχνότητες οφείλεται κυρίως στους χαμηλής ενέργειας και μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς που αποτελούν την πλειονότητα των σεισμικών καταγραφών στους σταθμούς του δικτύου.

Οι κύριες συχνότητες ενίσχυσης που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF εξαρτώνται από τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της θέσης του σταθμού και δεν επηρεάζονται από το μέγεθος και τις επικεντρικές αποστάσεις και όπως είχε προκύψει από προηγούμενη μελέτη (Λέντας, 2006), από την αζιμουθιακή κατανομή των σεισμικών γεγονότων. Εξαιρέση αποτελούν οι ενισχύσεις που εμφανίζονται σε συχνότητες μικρότερες των 2 Hz. Οι ενισχύσεις αυτές εξαρτώνται από την επιλογή των δεδομένων των οποίων θα υπολογισθούν οι φασματικοί λόγοι. Όπως είδαμε από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF, ο συνυπολογισμός στους μέσους φασματικούς λόγους των μικρού μεγέθους σεισμικών γεγονότων υποβαθμίζει τις ενισχύσεις στις χαμηλές συχνότητες (π.χ. Αίγιο, Μαναγούλη, Λάκκα, CORSSA), εξαιτίας της χαμηλής ενέργειας που εμφανίζουν οι σεισμοί αυτοί στις μικρότερες συχνότητες. Κρίνεται επομένως καταλληλότερη για την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF η επιλογή των μεγαλύτερου μεγέθους σεισμικών γεγονότων, ειδικότερα όταν αναμένονται ενισχύσεις στις χαμηλές συχνότητες.

Οι αντίστοιχοι παράγοντες ενίσχυσης δεν εμφανίζουν την ίδια σταθερότητα και φαίνεται να εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες. Όπως προέκυψε, ο πιο σημαντικός από αυτούς είναι τα φαινόμενα συντονισμού της σεισμικής κίνησης με τις ιδιοσυχνότητες των επιφανειακών σχηματισμών. Στους σταθμούς όπου η

θεμελιώδης συχνότητα εμφανίζεται στις χαμηλές συχνότητες τα φαινόμενα αυτά είναι πιο εμφανή στους σεισμούς μεγαλύτερου μεγέθους όπου εμφανίζουν υψηλότερη ενέργεια στις συχνότητες αυτές. Στις ενισχύσεις που εμφανίζονται σε υψηλότερες συχνότητες τα φαινόμενα αυτά είναι πιο έντονα στα σεισμικά γεγονότα με υψηλότερες τιμές PGA , τα οποία στις σεισμικές καταγραφές του δικτύου εμφανίζουν συνήθως μικρή επικεντρική απόσταση και μέγεθος 3 – 4 και η ενέργεια τους αναμένεται να είναι υψηλότερη στις συχνότητες αυτές. Συνειδητοποιούμε επομένως , πως σε σεισμικά γεγονότα μεγαλύτερων μεγεθών που δύναται να προκύψουν από τη διάρρηξη των ενεργών ρηξιγενών ζωνών του Κορινθιακού κόλπου , οι παράγοντες ενίσχυσης ενδέχεται να λάβουν ακόμα υψηλότερες τιμές σε κάποιες περιοχές εξαιτίας και της εμφάνισης των φαινομένων συντονισμού. Σε πολύπλοκες δομές βέβαια , διαφορετικές ενισχύσεις και αντίστοιχοι παράγοντες ενίσχυσης αναμένονται εξαιτίας και των πλευρικών υπεδαφικών ετερογενειών λόγω της εμφάνισης ρηξιγενών ζωνών και ασύμφωνων επιφανειών. Οι επιφάνειες αυτές μεταθέτουν και φέρνουν σε επαφή σχηματισμούς διαφορετικών τιμών στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων , δημιουργώντας επιπλέον ενισχύσεις σε κάποιες συχνότητες , ενισχύοντας την οριζόντια ή την κατακόρυφη σεισμική κίνηση αντίστοιχα. Η ενίσχυση αυτή επηρεάζεται και από τις γωνίες πρόσπτωσης των απευθείας σεισμικών κυμάτων στις επιφάνειες αυτές , όπως σχολιάστηκε στους σταθμούς του Γαλαξειδίου και του Ξυλοκάστρου και έχει αναφερθεί από διάφορους ερευνητές στο παρελθόν (π.χ. Lermo & Chavez-Garcia, 1993; Parolai & Richwalski, 2004).

Βασική αρχή της μεθόδου HVSR-RF είναι πως η οριζόντια κίνηση ενισχύεται περισσότερο από την κατακόρυφη στους επιφανειακούς χαλαρούς σχηματισμούς. Όπως προέκυψε και από τα αποτελέσματα της μεθόδου SSR στη θέση της διάταξης CORSSA , ο ισχυρισμός αυτός δεν ισχύει πάντοτε , καθώς η κατακόρυφη κίνηση μπορεί να εμφανίσει ενισχύσεις ανάλογες με την οριζόντια. Οι ενισχύσεις αυτές εμφανίζονται σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους και προκαλούνται από τη διασπορά και τις ανακλάσεις των σεισμικών κυμάτων στα διάφορα στρώματα διαφορετικής ταχύτητας , συνεκτικότητας και πυκνότητας. Η μέθοδος HVSR-RF κρίνεται λοιπόν ικανή στο προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας σε δομές 2-D ή 3-D , όχι όμως και του πραγματικού παράγοντα ενίσχυσης και των ενισχύσεων που εμφανίζονται σε άλλες συχνότητες από τη διασπορά και περίθλαση των σεισμικών κυμάτων , καθώς αυτά ενισχύουν αντίστοιχα και την κατακόρυφη κίνηση. Αντίθετα , η μέθοδος SSR , όπως προέκυψε από την εφαρμογή της στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA , επιτυγχάνει να αναδείξει τόσο τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης όσο και τους πραγματικούς παράγοντες ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης , ακόμα και σε πολύπλοκες υπεδαφικές δομές. Οι διαφορές μεταξύ των μεθόδων SSR και HVSR-RF μπορούν επομένως να αποτελέσουν και μια ένδειξη της ύπαρξης μιας πιο πολύπλοκης υπεδαφικής δομής 2-D ή 3-D , όπως άλλωστε έχει προταθεί και από άλλους ερευνητές (π.χ. Bard, 1999).

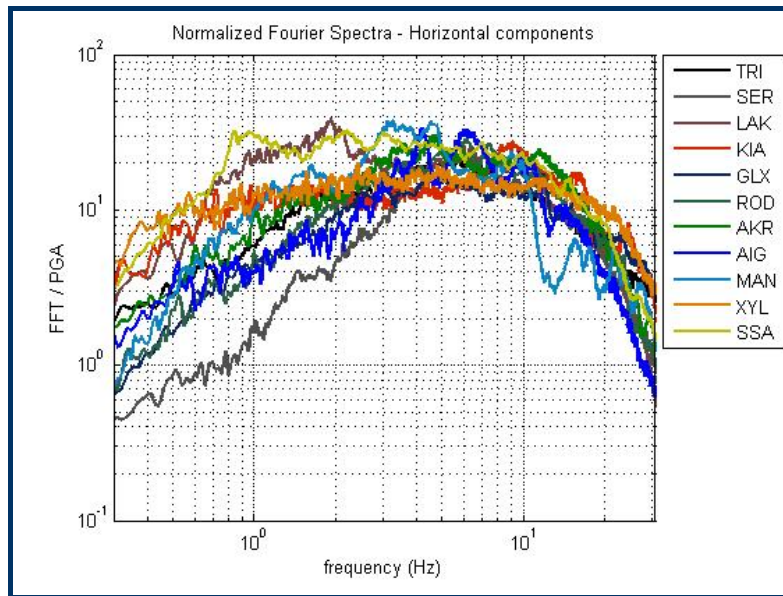
Σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον , όπως είναι η λεκάνη του Κορινθιακού κόλπου , αναμένονται ενισχύσεις της σεισμικής κίνησης και από

άλλα αίτια , εκτός από την ενίσχυση εξαιτίας της εμφάνισης χαλαρών επιφανειακών σχηματισμών. Τα αίτια αυτά δεν μπορούν να αιτιολογηθούν με τη μέθοδο HVSR-RF και στην παρούσα μελέτη γίνεται αναφορά της πιθανής εμφάνισης τους στο σχολιασμό των αποτελεσμάτων σε κάθε σταθμό. Αυτά μπορεί να είναι η επίδραση των ορίων της λεκάνης στη σεισμική κίνηση (π.χ. Ροδινή) , είτε η επίδραση της τοπογραφίας (π.χ. Αίγιο , Ακράτα , Ροδινή , Σεργούλα , Τριζόνια , Γαλαξείδι , Ξυλόκαστρο). Όσον αφορά την τοπογραφική επίδραση , η μέθοδος HVSR-RF ανέδειξε σημαντικότερη ενίσχυση σε διεύθυνση Α-Δ στους σταθμούς που βρίσκονται στα όρια της λεκάνης (π.χ. Αίγιο , Ακράτα) , ενίσχυση της κίνησης σε σχέση με τους κύριους άξονες τοπογραφικών εξάρσεων (π.χ. Τριζόνια) και στους σταθμούς που βρίσκονται σε μικρότερες κοιλάδες επιλεκτική ενίσχυση της κίνησης σε άξονα παράλληλο με τον κύριο άξονα της κοιλάδας (π.χ. Σεργούλα , Ξυλόκαστρο). Βέβαια τα παραπάνω αποτελούν παρατηρήσεις των φασματικών λόγων HV σε σχέση με θεωρητικά μοντέλα και όχι θεωρητικά μοντέλα για τις συγκεκριμένες δομές που εμφανίζονται στον Κορινθιακό κόλπο και θα πρέπει να αντιμετωπίζονται με προσοχή.

6.17 Συζήτηση των φασματικών χαρακτηριστικών στους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA

Στην παρουσίαση των αποτελεσμάτων από την επεξεργασία και ανάλυση των σεισμικών καταγραφών των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA , προέκυψαν και σχολιάστηκαν και τα μέσα φάσματα Fourier των τριών συνιστωσών της κίνησης. Τα φάσματα των οριζόντιων συνιστωσών εμφανίζουν γενικά μεγαλύτερα πλάτη σε συχνότητες που αντιστοιχούν στις ιδιοσυχνότητες των επιφανειακών σχηματισμών. Τα φάσματα των κατακόρυφων συνιστωσών εμφανίζουν κάποιες ενισχύσεις , κυρίως σε συχνότητες > 10 Hz (π.χ. Αίγιο , Ακράτα , Γαλαξείδι) , οι οποίες αποδόθηκαν στην εμφάνιση πλευρικών υπεδαφικών ετερογενειών που ενισχύουν αντίστοιχα και την κατακόρυφη κίνηση σε κάποιες συχνότητες. Σημαντική ενίσχυση της κατακόρυφης κίνησης από τους επιφανειακούς σχηματισμούς παρατηρήθηκε στα μέσα φάσματα της διάταξης CORSSA σε συχνότητες μεγαλύτερες της θεμελιώδους συχνότητας των επιφανειακών σχηματισμών. Στους σταθμούς που βρίσκονται εγκατεστημένοι σε συνεκτικούς σχηματισμούς του αλπικού υποβάθρου (π.χ. Τριζόνια , Αντίκυρα) τα φάσματα εμφανίζουν σταθερά πλάτη σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Σε κάποιους άλλους σταθμούς παρατηρήθηκαν απότομες μειώσεις στα πλάτη των φασμάτων κυρίως σε συχνότητες > 10 Hz

(π.χ. Μαναγούλη , Κιάτο) και αποδόθηκαν στην πιθανή εμφάνιση φαινομένων μη-γραμμικότητας ή στην επίδραση του ανθρωπογενούς περιβάλλοντος.



Εικόνα 5.15.15: Τα μέσα κανονικοποιημένα φάσματα Fourier της μέσης οριζόντιας κίνησης των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA.

Στην εικόνα 5.15.15 παρουσιάζονται τα μέσα κανονικοποιημένα φάσματα Fourier των μέσων οριζόντιων συνιστωσών των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA. Στην εικόνα αυτή δεν προβάλλονται τα μέσα φάσματα των σταθμών της Αντικύρας και του Λουτρακίου λόγω της ανομοιογένειας που εμφανίζεται από το μικρό αριθμό σεισμικών γεγονότων μεγάλου κυρίως μεγέθους που έχουν καταγραφεί στους σταθμούς αυτούς. Στην εικόνα παρατηρούμε πως οι σταθμοί που βρίσκονται εγκατεστημένοι σε χαλαρούς σχηματισμούς εμφανίζουν γενικά μεγαλύτερα πλάτη στις χαμηλές συχνότητες (π.χ. Κιάτο , Ξυλόκαστρο , CORSSA , Μαναγούλη). Στο σταθμό της Λάκκας εμφανίζονται μεγαλύτερα πλάτη στις χαμηλές συχνότητες εξαιτίας της χαμηλής ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών Πλειοκαινικών αποθέσεων. Τα φάσματα των σταθμών που βρίσκονται εγκατεστημένοι σε συνεκτικότερα πετρώματα εμφανίζουν χαμηλότερα πλάτη στις χαμηλές συχνότητες , με το πλάτος τους να αυξάνει και να παίρνει μέγιστες τιμές σε συχνότητες 3 – 10 Hz (π.χ. Σεργούλα , Τριζόνια , Ροδινή , Γαλαξείδι). Το φάσμα της μέσης οριζόντιας κίνησης στο σταθμό του Ξυλοκάστρου εμφανίζει αξιοπρόσεχτα σταθερό πλάτος σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Αντίστοιχα παρατηρούμε τη σημαντική μείωση του πλάτους στο σταθμό της Μανάγουλης σε συχνότητες μεγαλύτερες των 10 Hz.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6°

“Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR”

6.1 Εισαγωγή

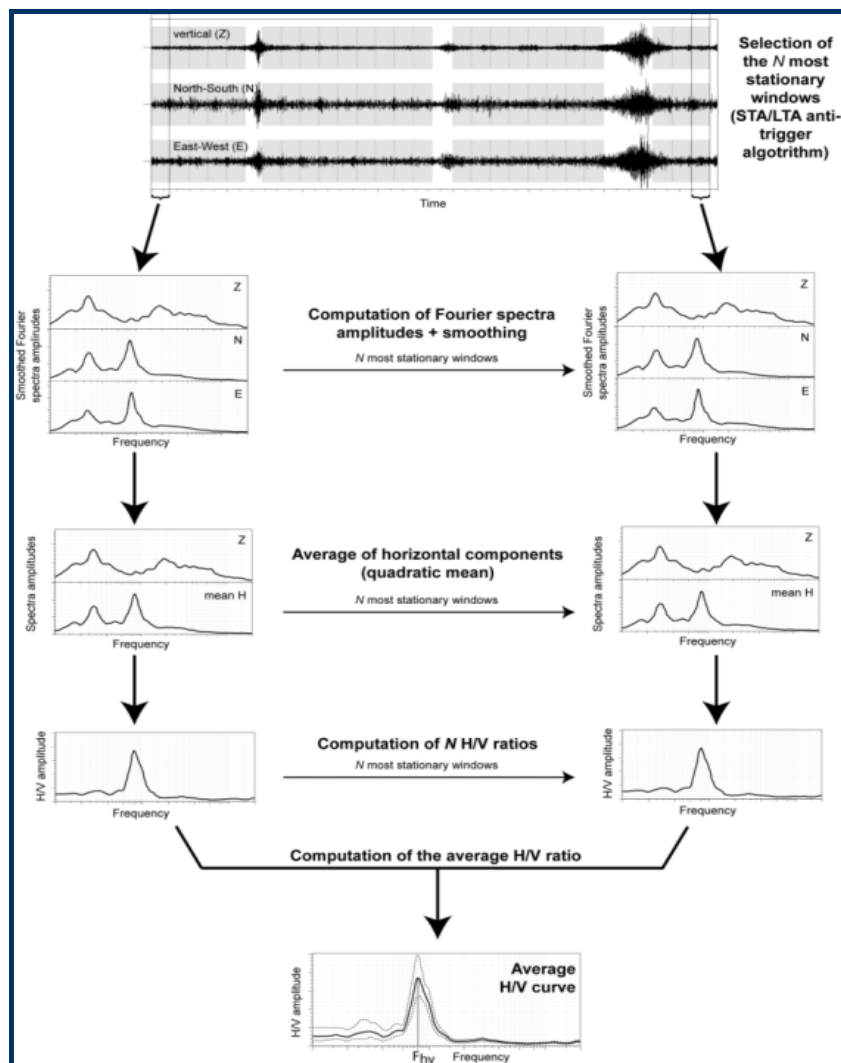
Παράλληλα με τις μεθόδους προσδιορισμού της επίδρασης της επιφανειακής γεωλογίας στην εδαφική κίνηση που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα της ισχυρής και ασθενούς εδαφικής κίνησης (*HVSR-RF*, *SSR*) που έχουν καταγραφεί από τους σταθμούς του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA, πραγματοποιήθηκαν και μετρήσεις μικροθορύβου (*microtremor*) στις θέσεις των σταθμών με σκοπό τη δοκιμή της μεθόδου *HVSR* (*Horizontal to Vertical Spectra Ratio*) στον υπολογισμό της θεμελιώδους συχνότητας και του παράγοντα ενίσχυσης στη θέση μέτρησης και σε σχέση με τις μεθόδους που εφαρμόζονται σε σεισμικά δεδομένα. Η φυσική ερμηνεία και τα χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου και της μεθόδου *HVSR* περιγράφηκαν στο Κεφάλαιο 2.4.2.3. Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί η εφαρμογή της μεθόδου και θα συζητηθούν τα αποτελέσματα που προκύπτουν.

Για τον υπολογισμό του λόγου H/V ακολουθούνται τα εξής βήματα (εικόνα 5.1):

- Μέτρηση του εδαφικού θορύβου στις τρεις συνιστώσες της κίνησης.
- Επιλογή των πιο χαρακτηριστικών παραθύρων (κοινά στις τρεις συνιστώσες) για την αποφυγή του παροδικού θορύβου.
- Υπολογισμός και εξομάλυνση (*smoothing*) των φασμάτων Fourier για κάθε χρονικό παράθυρο στις τρεις συνιστώσες.
- Εκτίμηση του μέσου όρου των φασμάτων των οριζόντιων συνιστωσών.
- Υπολογισμός του λόγου H/V για κάθε χρονικό παράθυρο.
- Υπολογισμός του μέσου λόγου H/V.

6.2 Οι μετρήσεις μικροθορύβου

Στις μετρήσεις μικροθορύβου έχει παρατηρηθεί πως ένα πλήθος παραγόντων επηρεάζουν την αξιοπιστία των δεδομένων. Οι παράγοντες αυτοί σχετίζονται κυρίως με τα όργανα μέτρησης, τις καιρικές συνθήκες και τα χαρακτηριστικά της θέσης μέτρησης. Η διάρκεια της μέτρησης του μικροθορύβου θα πρέπει επίσης να είναι τέτοια, ώστε κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας να εμφανίζεται ικανοποιητικός αριθμός παραθύρων και κύκλων για τον αξιόπιστο προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας. Ένας γενικός κανόνας κοινά αποδεκτός είναι πως η μικρότερη διάρκεια των παραθύρων που επιλέγονται στην επεξεργασία του σήματος του θορύβου θα πρέπει να περιλαμβάνει το λιγότερο 10 κύκλους της χαμηλότερης συχνότητας που αναλύεται (Bard, 1999; Parolai *et al.*, 2001). Στον πίνακα 5.1 παρουσιάζεται η προτεινόμενη διάρκεια μέτρησης (SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004) σε σχέση με την αναμενόμενη θεμελιώδη συχνότητα (f_0).



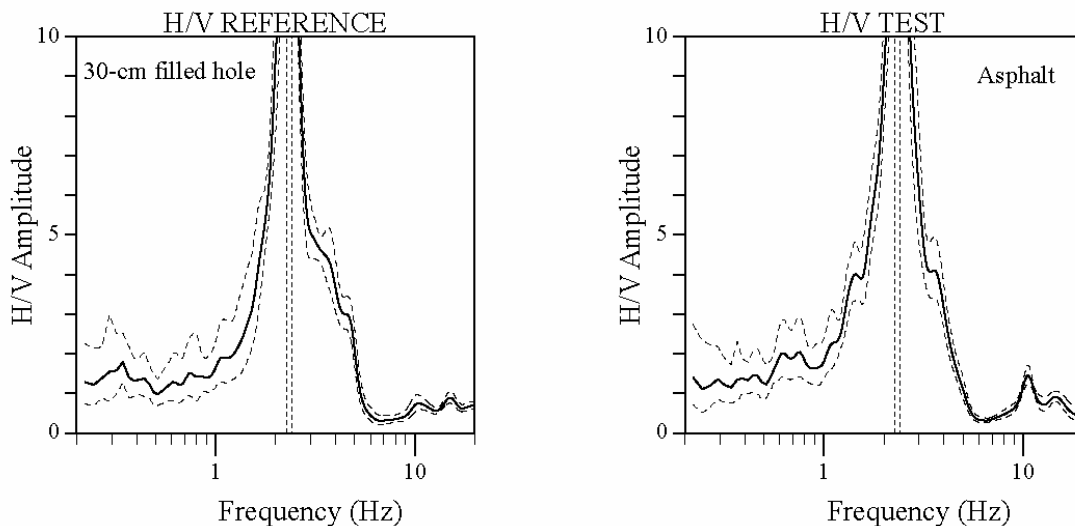
Εικόνα 6.1: Περιγραφή του υπολογισμού του λόγου H/V.

Στις μετρήσεις μικροθορύβου προτιμώνται γενικά τα όργανα καταγραφής της εδαφικής ταχύτητας χαμηλών περιόδων (Mucciarelli, 1998; Guillier *et al*, 2008). Τα επιταχυνσιόμετρα εμφανίζουν χαμηλή ευαισθησία σε συχνότητες μικρότερες του 1 Hz , με αποτέλεσμα να εμφανίζουν ασταθή αποτελέσματα στο λόγο H/V. Επίσης αποφεύγονται τα σεισμόμετρα υψηλού εύρους (broadband , με ιδιοπεριόδους > 20 sec) , καθώς χρειάζονται αρκετό χρόνο σταθεροποίησης της καταγραφής του σήματος χωρίς να παρέχουν κάποιο ιδιαίτερο πλεονέκτημα.

Πίνακας 6.1: Προτεινόμενη διάρκεια μέτρησης θορύβου (από SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004).

Recording duration	Minimum expected f_0 [Hz]	Recommended minimum recording duration [min]
	0.2	30'
0.5	20'	
1	10'	
2	5'	
5	3'	
10	2'	

Οι καιρικές συνθήκες εμφανίζονται ως ένας ακόμα παράγοντας που επηρεάζει την ποιότητα των μετρήσεων μικροθορύβου. Ακόμα και ασθενής άνεμος (> 5m/s) φαίνεται να επηρεάζει σημαντικά τις μετρήσεις , με ισχυρές διαταράξεις στις καμπύλες H/V στις χαμηλές συχνότητες που δεν οφείλονται στην επίδραση της επιφανειακής γεωλογίας (SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004).



Εικόνα 6.2: Σύγκριση των καμπυλών H/V που προέκυψαν από μετρήσεις μικροθορύβου στην ίδια θέση αλλά με τη δεύτερη στην ασφάλτο. Το στρώμα της ασφάλτου δε φαίνεται να επηρεάζει τα αποτελέσματα (από SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004).

Τα χαρακτηριστικά των εδαφικών συνθηκών στη θέση μέτρησης αποτελούν ένα σημαντικό παράγοντα για την αξιοπιστία της καμπύλης H/V. Γενικά αποφεύγονται πολύ χαλαρά και τεχνητά εδάφη, εδάφη κορεσμένα σε νερό και χαλίκια. Το σεισμόμετρο τοποθετείται παράλληλα με το έδαφος και το άνοιγμα μικρής οπής για την απομάκρυνση του χαλαρού εδαφικού μανδύα και του γρασιδιού, εφόσον είναι παρόν, είναι συνήθης. Οι μετρήσεις σε άσφαλο ή τσιμέντο δεν φαίνεται να επηρεάζουν τα αποτελέσματα των μετρήσεων (εικόνα 5.2) (SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004). Ο τοπικός θόρυβος μικρής διάρκειας και μεγάλου πλάτους, όπως τα βήματα σε κοντινή απόσταση ή η κίνηση βαρέων οχημάτων και τρένων, επηρεάζουν τις μετρήσεις και καθιστούν την αύξηση της διάρκειας μέτρησης αναγκαία, απομακρύνονται όμως κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας.

Οι μετρήσεις μικροθορύβου στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA πραγματοποιήθηκαν με ένα καταγραφικό όργανο τύπου REFTEK 72A07 συνδεδεμένο με ένα σεισμόμετρο τύπου LE-3D της εταιρίας Lennartz electronics με ιδιοσυχνότητα 1 Hz. Το καταγραφικό όργανο τύπου REFTEK 72A07 εμφανίζει την ίδια ενίσχυση (gain) ανά κανάλι ίση με 1 και μετατροπή του αναλογικού σήματος σε ψηφιακό με ρυθμό 125 mV, ενώ ο ρυθμός δειγματοληψίας (sampling rate) επιλέχθηκε στα 100 sps.

Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στον περιβάλλοντα χώρο των σταθμών. Στις περισσότερες των περιπτώσεων το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε απευθείας στο έδαφος, εκτός από το Αίγιο και το Λουτράκι όπου το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε τσιμέντο. Ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου, για την αποφυγή της επίδρασης της τοπογραφίας στη σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ των διαφόρων μεθόδων. Στις περισσότερες των περιπτώσεων ανοιγόταν οπή στο έδαφος βάθους 20 cm, όπου τοποθετώταν το σεισμόμετρο παράλληλα με το έδαφος, για την απομάκρυνση του επιφανειακού χαλαρού μανδύα και τη μείωση της επίδρασης του ανέμου. Όταν ο άνεμος ήταν αισθητός τοποθετώταν πλαστικό κάλυμμα που κάλυπτε τον χώρο του σεισμομέτρου. Στις περιπτώσεις που ο άνεμος ήταν πολύ ισχυρός οι μετρήσεις επαναλήφθηκαν σε διαφορετική ημερομηνία. Μετρήσεις θορύβου πραγματοποιήθηκαν επίσης, στις περισσότερες των περιπτώσεων, μέσα στο κτίριο που στεγάζει τον επιταχυνσιογράφο, για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων και τον έλεγχο του διασκορπισμού του εδαφικού θορύβου από την κατασκευή.

Η μέση διάρκεια των μετρήσεων ήταν 20 min. Οι θέσεις των σταθμών, όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 4.4, δεν βρίσκονται κοντά στις κύριες πηγές του ανθρωπογενούς θορύβου, με τη διάρκεια των 20 min να θεωρείται ικανοποιητική για τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου χωρίς σημαντικές παρεμβολές. Στις θέσεις όπου υπήρχαν παρεμβολές από διάφορες πηγές θορύβου (βήματα, βαρέα οχήματα κ.λ.π.), όπως π.χ. στο κέντρο της πόλης του Αιγίου, η διάρκεια μέτρησης του εδαφικού θορύβου αυξήθηκε στα 30 min.

6.3 Η επεξεργασία των δεδομένων

Για την επεξεργασία των δεδομένων μικροθορύβου και τον υπολογισμό του λόγου H/V χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα GEOPSY. Το λογισμικό αυτό χρησιμοποιείται σε σεισμολογικές και γεωφυσικές εφαρμογές και σχεδιάστηκε κατά τη διάρκεια του Ευρωπαϊκού προγράμματος SESAME (Site Effects Assessment Using Ambient Excitations).

Αρχικά πραγματοποιήθηκε η επιλογή των χρονικών παραθύρων στις τρεις συνιστώσες καταγραφής του εδαφικού θορύβου ακολουθώντας τη συνθήκη: $f_0 > 10 / l_w$, όπου f_0 η θεμελιώδης συχνότητα και l_w η διάρκεια των χρονικών παραθύρων, προκειμένου να περιλαμβάνονται τουλάχιστον 10 κύκλοι της χαμηλότερης συχνότητας σε κάθε παράθυρο. Η χρονική διάρκεια των παραθύρων που επιλέχθηκε ήταν 30 sec με επικάλυψη 10%, προκειμένου να είναι αξιόπιστη η εμφάνιση ενισχύσεων και στις χαμηλές συχνότητες έως και 0.3 Hz. Όπου η επιλογή χρονικών παραθύρων διάρκειας 30 sec δεν ήταν δυνατή εξαιτίας της συχνής εμφάνισης παροδικού θορύβου, επιλέχθηκαν παράθυρα διάρκειας 20 sec. Η επιλογή των χρονικών παραθύρων δύναται να πραγματοποιηθεί αυτόματα χρησιμοποιώντας μια τιμή κατωφλίου για την επιλογή που ορίζεται από τον λόγο STA/LTA (Short Term Average/Long Term Average). Αφού έγιναν δοκιμές για διάφορες τιμές το λόγου STA/LTA, η τελική επιλογή των χρονικών παραθύρων πραγματοποιήθηκε οπτικά (manually). Σε κάθε μέτρηση, ο συνολικός αριθμός των παραθύρων ξεπερνούσε τα 15, ικανοποιώντας τη συνθήκη (SESAME European research project, Deliverable D23.12, 2004): $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ με $n_c > 200$, όπου n_c ο αριθμός των σημαντικών κύκλων και n_w ο αριθμός των επιλεγμένων χρονικών παραθύρων.

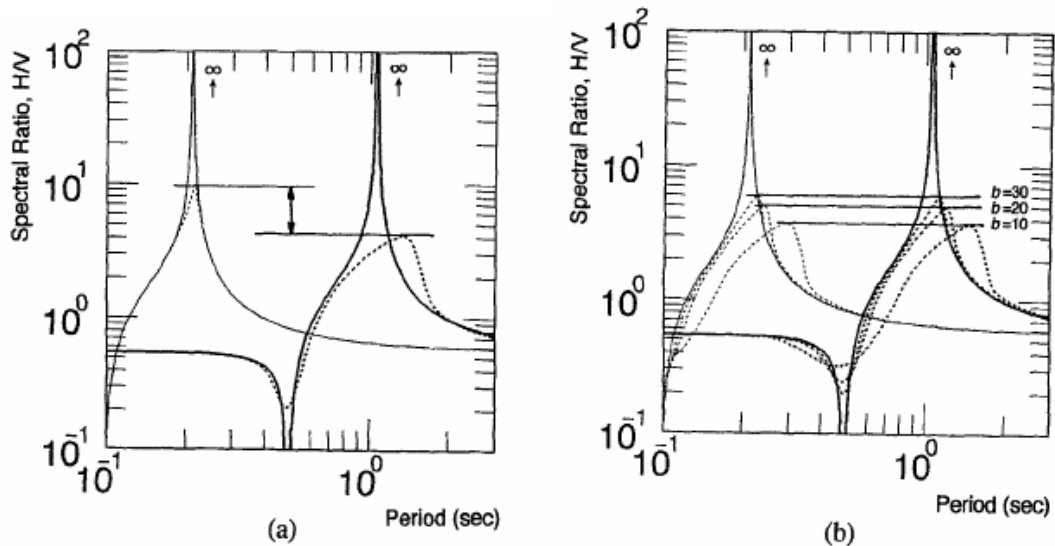
Στις χρονοσειρές του εδαφικού θορύβου εφαρμόστηκε η ειδική συνάρτηση “taper” με εύρος 5% και στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα φάσματα Fourier του σήματος σε κάθε χρονικό παράθυρο. Για την εξομάλυνση (smoothing) των φασμάτων επιλέχθηκε η συνάρτηση των Konno & Ohmachi (1998) με τιμή $b=20$. Η συνάρτηση αυτή εμφανίζεται πιο επαρκής για την εξομάλυνση των φασμάτων στις χαμηλότερες συχνότητες (Theodoulidis *et al.*, 2008) και περιγράφεται από τη σχέση:

$$W_B(f, f_c) = [\sin(\log_{10}(f/f_c)^b) / \log_{10}(f/f_c)^b]^4$$

, όπου b , f και f_c είναι οι συντελεστές του εύρους (bandwidth), της συχνότητας και μιας κεντρικής συχνότητας αντίστοιχα. Στην εικόνα 5.3 παρουσιάζονται οι λόγοι H/V του θεμελιώδους κύκλου των κυμάτων Rayleigh ενός απλού μοντέλου δύο στρωμάτων, εξομαλυσμένοι στην εικόνα 5.3a με ένα παράθυρο Parzen και στην εικόνα 5.3b εφαρμόζοντας τη λογαριθμική συνάρτηση των Konno & Ohmachi με τιμές $b=10, 20$ και 30 .

Η μέση τιμή των φασμάτων Fourier των οριζόντιων συνιστωσών υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την τεχνική του τετραγωνικού μέσου (squared average), όπου η μέση οριζόντια συνιστώσα προκύπτει από τη ρίζα του

αθροίσματος των τετραγώνων των οριζόντιων συνιστώσων . Οι τιμές αυτές διαιρούνται με την αντίστοιχη της κάθετης συνιστώσας και υπολογίζεται ο λόγος H/V για κάθε χρονικό παράθυρο. Στη συνέχεια υπολογίζεται ο μέσος λόγος H/V \pm την μέση τυπική απόκλιση (standard deviation).

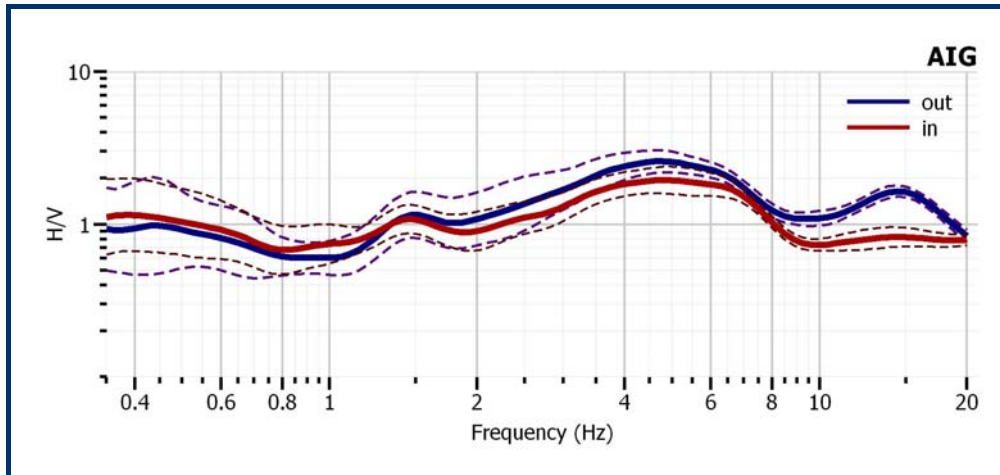


Εικόνα 6.3: Η εξομαλυμένη και μη-εξομαλυμένη καμπύλη του λόγου H/V του θεμελιώδη κύκλου των κυμάτων Rayleigh για δύο περιπτώσεις εδαφικών μοντέλων με διαφορετικό πάχος του επιφανειακού στρώματος και ταχύτητα $V_s=67$ m/sec. Το πάχος καθορίστηκε ώστε να προκύψει η θεμελιώδης περίοδος στα 0.2 και 1.0 sec. Οι παχιές συνεχείς και διακεκομμένες γραμμές επιδεικνύουν τα μέγιστα του λόγου H/V σε περίοδο 1.0 sec για τα μοντέλα με θεμελιώδη περίοδο 1.0 sec. Οι λεπτές συνεχείς και διακεκομμένες γραμμές εμφανίζουν μέγιστα του λόγου H/V σε περίοδο 0.2 sec για τα μοντέλα με θεμελιώδη περίοδο 0.2 sec. Στην εικόνα a) η καμπύλη του λόγου H/V είναι εξομαλυμένη με ένα παράθυρο Parzen εύρους 0.5 Hz. Στην εικόνα b) εφαρμόζεται η συνάρτηση εξομάλυνσης W_B με τιμές $b=10, 20$ και 30 (από Konno & Ohmachi, 1998).

6.4 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Αιγίου

Στο σταθμό του Αιγίου πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου , η πρώτη στο υπόγειο του δημαρχείου όπου βρίσκεται εγκατεστημένος ο επιταχυνσιογράφος και η δεύτερη στον περιβάλλοντα χώρο του. Ο προσανατολισμός του σεισμόμετρου ήταν παράλληλος με τον προσανατολισμό του επιταχυνσιογράφου και ο χρόνος μέτρησης 20 και 30 min αντίστοιχα. Οι καταγραφές των τριών συνιστώσων του εδαφικού θορύβου αναλύθηκαν με το πρόγραμμα GEOPSY και οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν προβάλλονται στην εικόνα 6.4. Στην εικόνα προβάλλονται επίσης οι μέσες μοναδιαίες τυπικές αποκλίσεις των δύο φασματικών λόγων. Στα αποτελέσματα ελέγχθηκαν τα κριτήρια που περιγράφονται στην προηγούμενη παράγραφο και εφόσον αυτά

ικανοποιούνται οι φασματικοί λόγοι κρίθηκαν αξιόπιστοι. Οι φασματικές καμπύλες HV που προέκυψαν από τις δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου εμφανίζονται παρόμοιες μεταξύ τους και η κάθε μία βρίσκεται στο όριο της τυπικής απόκλισης της άλλης.

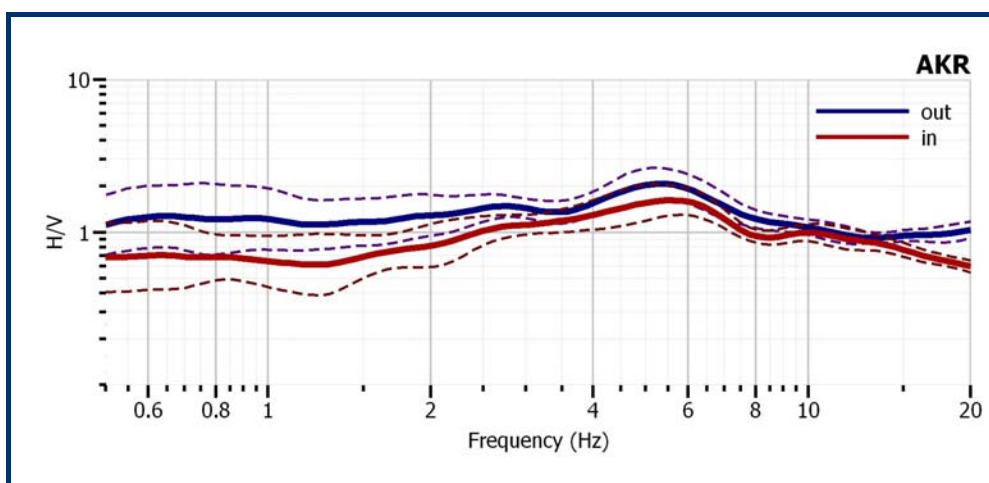


Εικόνα 6.4: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό του Αιγίου. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Αιγίου ανέδειξε μια θεμελιώδη συχνότητα στα 4.7 ± 0.5 Hz και μια τιμή ενίσχυσης ~ 2 . Η τιμή της θεμελιώδους συχνότητας βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την τιμή που προέκυψε από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στις σεισμικές καταγραφές του σταθμού (Κεφ. 5.3) και από τη μελέτη των Apostolidis *et al.* (2006). Στη καμπύλη διαμορφώνονται επίσης δύο ακόμα μέγιστα, το πρώτο στο 1.5 Hz και το δεύτερο στα 15 Hz. Οι ενισχύσεις στις συχνότητες αυτές παρατηρήθηκαν και στις καμπύλες HVSR-RF (εικόνα 5.3.3), με την πρώτη να οφείλεται πιθανώς στην απόκριση του υποκείμενου των επιφανειακών αποθέσεων σχηματισμού των κροκαλοπαγών και τη δεύτερη να αποδίδεται στην εξασθένιση της κατακόρυφης σεισμικής κίνησης εξαιτίας της εμφάνισης στο βάθος μιας δομής 2-D ή 3-D.

6.5 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Ακράτας

Στο σταθμό της Ακράτας πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου, με την πρώτη στο χώρο που στεγάζεται ο επιταχυνσιογράφος και τη δεύτερη στον περιβάλλοντα χώρο της αποθήκης. Στη πρώτη το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε τσιμεντένιο δάπεδο και στη δεύτερη σε οπή στο έδαφος, ενώ και στις δύο μετρήσεις ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Από την εφαρμογή τη μεθόδου HVSR στις μετρήσεις αυτές προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι HV που προβάλλονται στην εικόνα 6.5 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί αυτοί λόγοι ικανοποιούν τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3 και θεωρούνται αξιόπιστοι. Οι φασματικές καμπύλες HV εμφανίζονται όμοιες μεταξύ τους, με την κάθε μία να βρίσκεται στο όριο της τυπικής απόκλισης της άλλης.



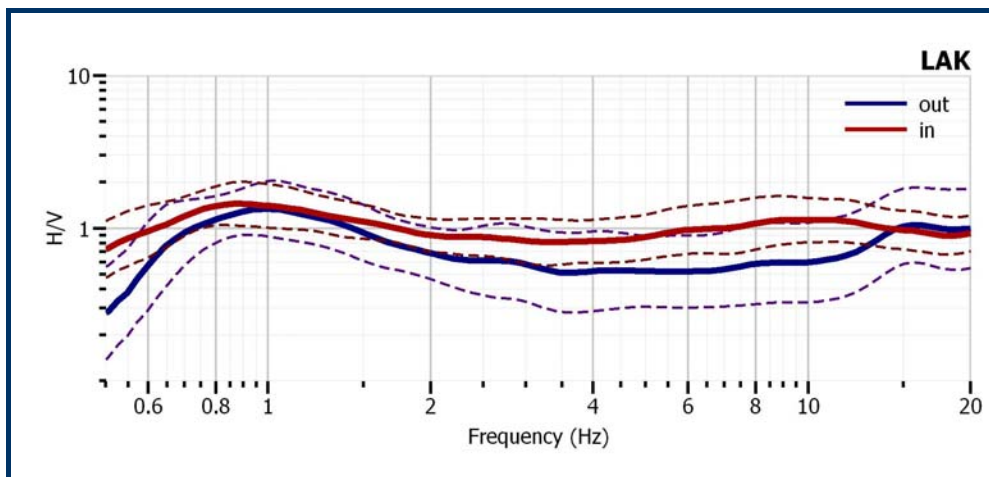
Εικόνα 6.5: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Ακράτας. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Οι δύο φασματικές καμπύλες HV επιδεικνύουν ένα μέγιστο με αρκετά μεγάλο εύρος και μικρή τιμή ενίσχυσης ~ 2 . Η κύρια συχνότητα ενίσχυσης είναι 5.3 ± 0.5 Hz. Η τιμή της συχνότητας αυτής βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με την τιμή της θεμελιώδους συχνότητας που προέκυψε από τη μέθοδο HVSR-RF στο σταθμό της Ακράτας. Η ενίσχυση στη συχνότητα αυτή αποδίδεται στη σεισμική απόκριση του επιφανειακού σχηματισμού, σε σχέση με τον υποκείμενο σχηματισμό των κροκαλοπαγών, ο οποίος δεν φαίνεται από τις δύο μεθόδους να παρουσιάζει ενισχύσεις. Ο χαμηλός παράγοντας ενίσχυσης και το μεγάλο εύρος των καμπυλών HV γύρω από τη θεμελιώδη συχνότητα που προκύπτει από τις δύο μεθόδους οφείλεται πιθανόν στις πλευρικές ετερογένειες στο υπέδαφος που επηρεάζουν αντίστοιχα και την κατακόρυφη κίνηση. Από τις ενδείξεις αυτές ο σχηματισμός των κροκαλοπαγών θα μπορούσε να θεωρηθεί ως

κατάλληλη θέση για την εγκατάσταση ενός σταθμού αναφοράς για την εφαρμογή της μεθόδου SSR.

6.6 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Λάκκας

Στο σταθμό της Λάκκας πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου, η μία μέσα στη μικρή εκκλησία που στεγάζει το σταθμό και η άλλη στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού. Στην πρώτη περίπτωση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε στο δάπεδο της εκκλησίας ενώ στη δεύτερη σε οπή που ανοίχτηκε στο έδαφος. Ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Από την επεξεργασία των δύο μετρήσεων προέκυψαν οι δύο φασματικοί λόγοι HV που απεικονίζονται στην εικόνα 6.6 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στους φασματικούς λόγους HV που προέκυψαν ελέγχθηκαν τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3 και εφόσον αυτά ικανοποιήθηκαν οι φασματικοί λόγοι κρίθηκαν αξιόπιστοι. Οι δύο καμπύλες εμφανίζουν καλή συσχέτιση μεταξύ τους, με την κάθε μία να βρίσκεται στο όριο της τυπικής απόκλισης της άλλης.



Εικόνα 6.6: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Λάκκας. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Οι φασματικοί λόγοι HV δεν επιδεικνύουν μεγάλες ενισχύσεις, με τη μοναδική να βρίσκεται στο 1 ± 0.2 Hz με μια τιμή ενίσχυσης που δεν ξεπερνά το 2. Ο μέσος

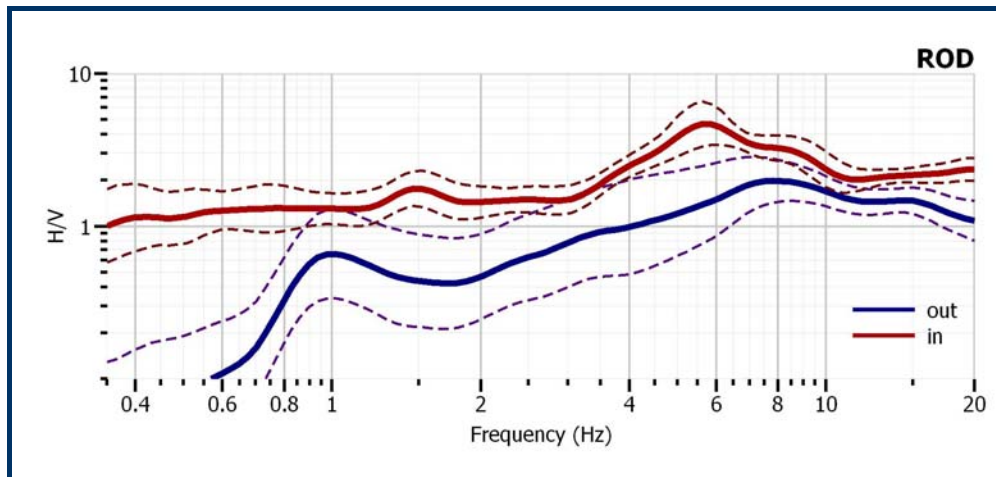
φασματικός λόγος HV που προέκυψε από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στο σταθμό της Λάκκας ανέδειξε επίσης την ενίσχυση στα 0.8 Hz , η οποία αποδόθηκε στη σεισμική απόκριση του σχηματισμού των Πλειοκαινικών αποθέσεων σημαντικού πάχους. Η μειωμένη τιμή της ενίσχυσης στα 0.8 Hz στο μέσο φασματικό λόγο HV οφείλεται στον συνυπολογισμό των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών που εμφανίζουν μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες. Στην εικόνα 5.5.4a υπολογίστηκε ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4 , όπου διαφαίνεται πλέον καλύτερα η ενίσχυση που προκαλείται στα 0.8 Hz από το σχηματισμό των Πλειοκαινικών αποθέσεων.

6.7 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Ροδινής

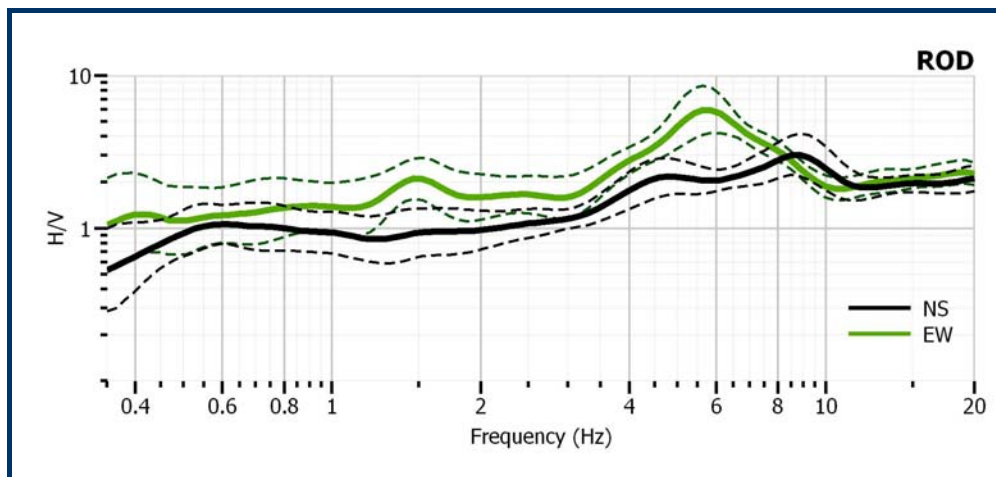
Στο σταθμό της Ροδινής πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου , η μία στο χώρο στέγασης του σταθμού και η άλλη στον περιβάλλοντα χώρο. Εξαιτίας του ισχυρού ανέμου κατά τη διάρκεια των μετρήσεων , πραγματοποιήθηκαν στο σταθμό επαναληπτικές μετρήσεις σε διαφορετική ημερομηνία και με καλύτερες καιρικές συνθήκες. Ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου στις μετρήσεις αυτές ήταν παράλληλος με τον προσανατολισμό του επιταχυνσιογράφου. Από την επεξεργασία των καταγραφών του εδαφικού θορύβου προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι που προβάλλονται στην εικόνα 6.7 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν ικανοποιούν τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3. Στην εικόνα παρατηρούμε πως οι φασματικές καμπύλες HV εμφανίζουν σημαντικές διαφορές μεταξύ τους. Στην περίπτωση του λόγου που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού , η μεγάλη διασπορά και η μείωση της καμπύλης σε τιμές < 0.1 στις χαμηλές συχνότητες αποδίδεται στη μεγάλη σαθρότητα του επιφανειακού μανδύα αποσάθρωσης , στον οποίον τοποθετήθηκε το σεισμόμετρο.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR προκύπτουν ανάλογες ενισχύσεις με αυτές που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στις σεισμικές καταγραφές στο σταθμό της Ροδινής. Οι ενισχύσεις παρατηρούνται κυρίως στις συχνότητες 5 – 8 Hz. Οι δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου αναδεικνύουν δύο διαφορετικές θεμελιώδεις συχνότητες στα 6 ± 0.4 Hz και 8 ± 1 Hz και με διαφορετικούς παράγοντες ενίσχυσης. Και οι δύο συχνότητες βρίσκονται πάντως σε συμφωνία με τις κύριες συχνότητες ενίσχυσης που προέκυψαν από τη μέθοδο HVSR-RF. Η ενίσχυση στις συχνότητες αυτές αποδόθηκε κυρίως στην απόκριση του αποσαθρωμένου επιφανειακού σχηματισμού των κερατολίθων – ασβεστολίθων του Κρητιδικού , όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 5.6 , ενώ περιγράφηκαν και κάποια άλλα αίτια που ενδέχεται να επηρεάζουν τη διάδοση

της κίνησης. Η μη εμφάνιση μιας θεμελιώδους συχνότητας στον επιφανειακό σχηματισμό οφείλεται πιθανώς στην ετερογένεια του επιφανειακού σχηματισμού με εναλλαγές κερατολίθων και μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων με θραύσματα Ρουδιστών και Τρηματοφόρων και ενδιάμεσες παρεμβολές αργιλικών σχιστολίθων και μαργών.



Εικόνα 6.7: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Ροδινής. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.



Εικόνα 6.8: Οι φασματικοί λόγοι HV του εδαφικού θορύβου ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, στις διευθύνσεις B-N (NS) και A-Δ (EW) της μέτρησης που πραγματοποιήθηκε μέσα στο χώρο του σταθμού.

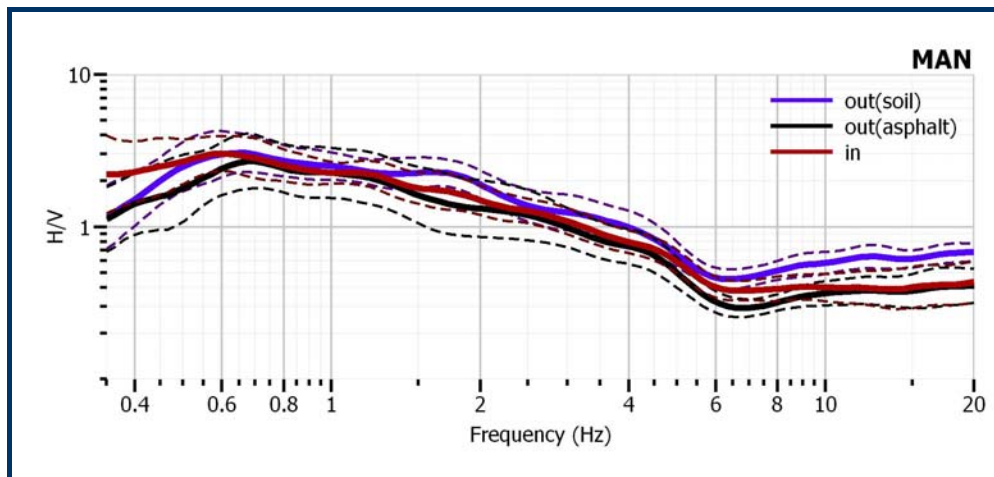
Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF προέκυψαν επίσης διαφορές στις δύο διευθύνσεις της οριζόντιας κίνησης. Για το λόγο αυτό υπολογίστηκαν οι

φασματικοί λόγοι HV στις συνιστώσες B-N και A-Δ που προέκυψαν από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στη θέση του σταθμού και προβάλλονται στην εικόνα 6.8. Στην εικόνα παρατηρούνται σημαντικές διαφορές , τόσο στη θεμελιώδη συχνότητα όσο και στον παράγοντα ενίσχυσης. Τα αποτελέσματα βρίσκονται όμως σε πολύ καλή συμφωνία με τα αντίστοιχα της μεθόδου HVSR-RF (εικόνα 5.6.4) , με τη κίνηση να ενισχύεται περισσότερο σε διεύθυνση A-Δ. Η διαφορά αυτή , όπως αναφέρεται και στο Κεφάλαιο 5.6 , αποδίδεται στην επίδραση της τοπογραφίας και των πλευρικών υπεδαφικών ετερογενειών.

6.8 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Μανάγουλης

Στο σταθμό της Μανάγουλης πραγματοποιήθηκαν τρεις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου , με τις δύο πρώτες στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού και την τρίτη μέσα στο χώρο του σταθμού. Στην πρώτη μέτρηση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε οπή στο έδαφος , ενώ στη δεύτερη σε άσφαλτο ώστε να εντοπισθούν τυχόν διαφορές μεταξύ τους. Και στις τρεις μετρήσεις ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Οι φασματικοί λόγοι HV \pm τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση που προέκυψαν από την επεξεργασία των μετρήσεων αυτών απεικονίζονται στην εικόνα 6.9. Παρατηρείται πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των καμπυλών HV , με την επιφάνεια τοποθέτησης του σεισμομέτρου να μην επηρεάζει τα τελικά αποτελέσματα.

Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου εμφανίζουν μια θεμελιώδη συχνότητα 0.65 ± 0.1 Hz και μια τιμή ενίσχυσης ~ 3 . Τα αποτελέσματα αυτά δεν βρίσκονται σε συμφωνία με το μέσο φασματικό λόγο HV που προέκυψε από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στο σύνολο των σεισμικών καταγραφών (εικόνα 5.7.3) , η οποία υποδεικνύει ενισχύσεις σε υψηλότερες συχνότητες , ενώ σε συχνότητες < 1 Hz δεν εμφανίζει κάποιο διακριτό μέγιστο. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην πληθώρα των μικρού μεγέθους τοπικών σεισμών που συνυπολογίσθηκαν ώστε να προκύψει ο μέσος φασματικός λόγος HV της εικόνας 5.7.3. Οι σεισμοί αυτοί εμφανίζουν μειωμένη ενέργεια στις χαμηλές συχνότητες ώστε να υποβαθμίζουν τις τυχόν ενισχύσεις που εμφανίζονται στις συχνότητες αυτές. Η ενίσχυση στις χαμηλές συχνότητες είναι πιο ξεκάθαρη στην εικόνα 5.7.4a , όπου υπολογίζεται ο μέσος φασματικός λόγος HV των σεισμικών γεγονότων με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4. Η ενίσχυση στα 0.6 Hz , όπως προέκυψε και από τη μέθοδο HVSR , αποδίδεται στη θεμελιώδη συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών.



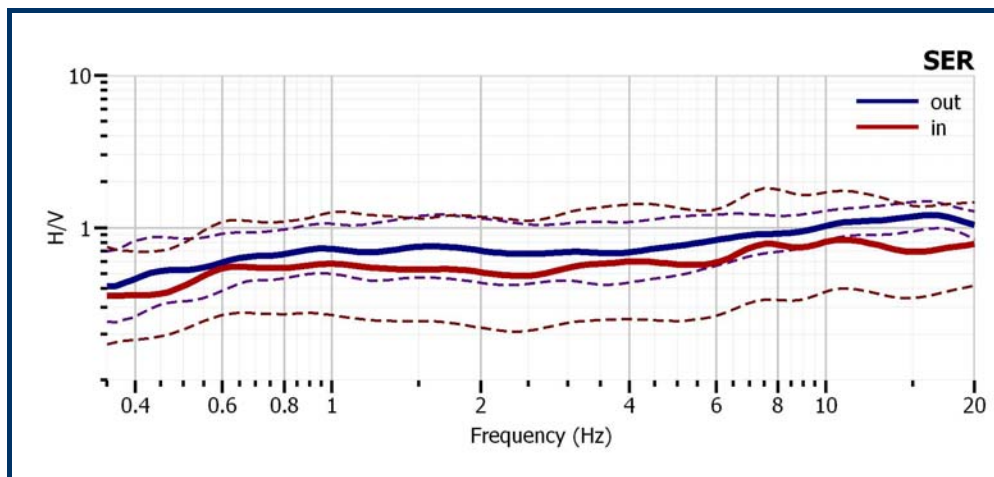
Εικόνα 6.9: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Μανάγουλης. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου σε έδαφος στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση, με μαύρο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου σε ασφάλτο στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

6.9 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Σεργούλας

Στο σταθμό της Σεργούλας πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου, με την μία στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού και την άλλη στο χώρο που στεγάζεται ο σταθμός. Στην πρώτη περίπτωση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε οπή στο έδαφος, ενώ στη δεύτερη στο δάπεδο του μονώροφου κτιρίου που βρίσκεται ο σταθμός. Και στις δύο περιπτώσεις ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Από την επεξεργασία των μετρήσεων αυτών προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι HV που απεικονίζονται στην εικόνα 6.10 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι καμπύλες ελέγχθηκαν και πληρούν τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3. Οι δύο φασματικοί λόγοι HV εμφανίζονται παρόμοιοι σε όλο το φασματικό εύρος.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Σεργούλας δεν προέκυψαν ενισχύσεις, με τους λόγους HV να είναι μικρότεροι ή ίσοι της μονάδας σε όλο το συχνοτικό εύρος. Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στο Κεφάλαιο 5.8, είδαμε πως προέκυψαν ενισχύσεις σε κάποιες συχνότητες οι οποίες αποδόθηκαν στην εξαλλοίωση του σχηματισμού του φλύσχη και στις εναλλαγές των τεφροκυανών, ιλυσταργιλικών και μαργαϊκών σχιστολίθων με παρεμβολές ψαμμιτικών υλικών μέσα το σχηματισμό αυτό. Εφόσον δεν

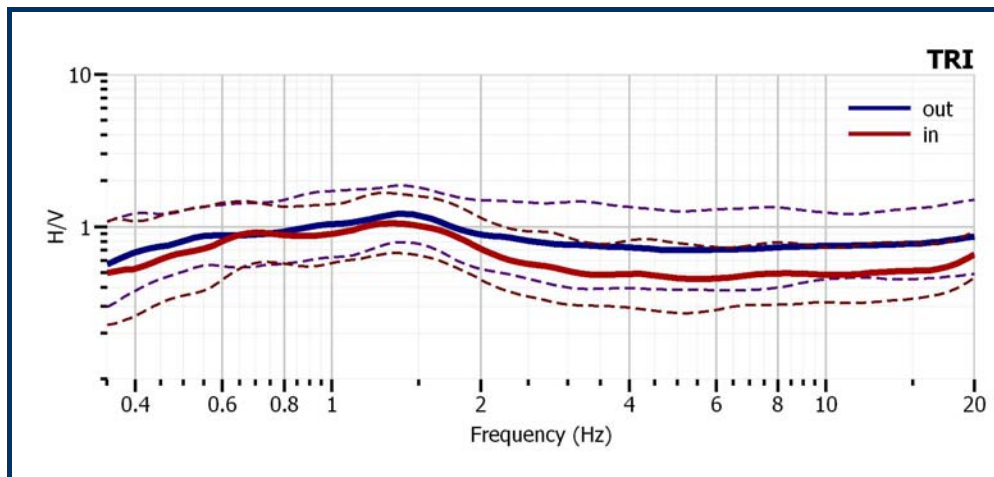
προέκυψαν κάποιες ενισχύσεις από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR , συμπεραίνουμε πως ο βαθμός εξαλλοίωσης του φλύσχη δεν είναι μεγάλος και σε βάθος , ενώ και η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων που εμφανίζει ο σχηματισμός αυτός δεν έχει μεγάλες διαφορές με την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων που εμφανίζει ο υποκείμενος σχηματισμός των ανθρακικών πετρωμάτων , ώστε να αναδειχθούν τυχόν ενισχύσεις που προκαλούνται στο σχηματισμό του φλύσχη από την εφαρμογή της μεθόδου.



Εικόνα 6.10: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Σεργούλας. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

6.10 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό των Τριζονίων

Στο σταθμό των Τριζονίων πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου , μέσα και έξω στο χώρο που στεγάζεται ο σταθμός. Στις δύο αυτές μετρήσεις ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Στη πρώτη μέτρηση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε οπή στο έδαφος ενώ στη δεύτερη στο δάπεδο του κοινοτικού γραφείου που στεγάζεται ο σταθμός. Από την επεξεργασία των μετρήσεων αυτών προκύπτουν οι φασματικοί λόγοι HV που προβάλλονται στην εικόνα 6.11 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν ελέγχθηκαν σύμφωνα με τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3 και κρίθηκαν αξιόπιστοι. Οι δύο φασματικοί λόγοι εμφανίζονται όμοιοι μεταξύ τους , με τον κάθε έναν να βρίσκεται εντός των ορίων της τυπικής απόκλισης του άλλου.



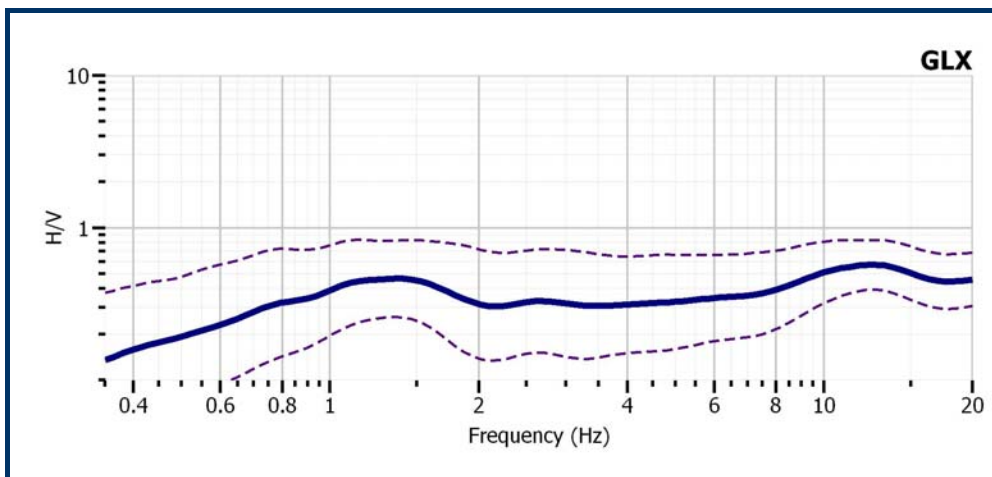
Εικόνα 6.11: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό των Τριζονίων. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό των Τριζονίων δεν επέδειξε ενισχύσεις εξαιτίας της επιφανειακής γεωλογίας. Το αποτέλεσμα αυτό αναμενόταν καθώς στη νήσο Τριζόνια εμφανίζεται το αλπικό υπόβαθρο, που στη συγκεκριμένη περιοχή αποτελείται από ασβεστολίθους του Σενωνίου της ενότητας της Πίνδου. Οι ενισχύσεις που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF αποδόθηκαν κυρίως σε τοπογραφικά αίτια. Η εφαρμογή της μεθόδου HVSR στις δύο διευθύνσεις της οριζόντιας κίνησης (B-N, A-Δ) δεν δύναται να επιδείξει στην περίπτωση αυτή σημαντικές διαφορές, καθώς η κάθε φασματική καμπύλη που προκύπτει βρίσκεται μέσα στα όρια της τυπικής απόκλισης της άλλης ώστε να μην μπορούν να εξαχθούν ασφαλή συμπεράσματα.

6.11 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Γαλαξειδίου

Στο σταθμό του Γαλαξειδίου πραγματοποιήθηκε μία μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού. Το σεισμόμετρο προσανατολίστηκε παράλληλα με τον επιταχυνσιογράφο και τοποθετήθηκε σε οπή που ανοίχτηκε στο έδαφος. Από την επεξεργασία τη μέτρησης προέκυψε ο φασματικός λόγος HV που προβάλλεται στην εικόνα 6.12 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στη καμπύλη HV ελέγχθηκαν τα κριτήρια που περιγράφονται

στην παράγραφο 6.3 και εφόσον αυτά ικανοποιούνται η καμπύλη κρίθηκε αξιόπιστη.

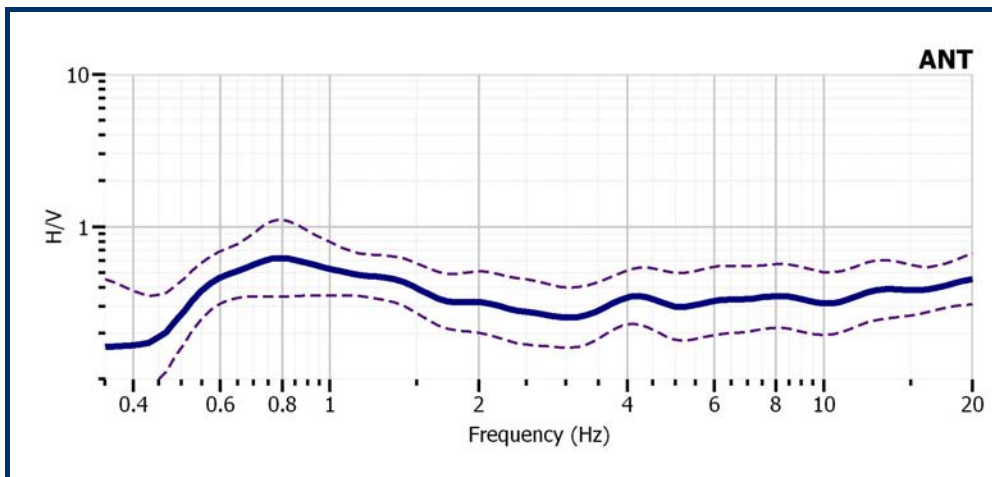


Εικόνα 6.12: Ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στο σταθμό του Γαλαξειδίου ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Γαλαξειδίου δεν προέκυψαν ενισχύσεις σε κάποιες συχνότητες, με την φασματική καμπύλη HV να είναι μικρότερη της μονάδας σε όλο το συχνοτικό εύρος. Στο Κεφάλαιο 5.10 είδαμε τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR-RF από τα οποία προέκυψαν ενισχύσεις σε ορισμένες συχνότητες που αποδόθηκαν στη σεισμική απόκριση του σχηματισμού των κροκαλοπαγών. Η μέθοδος HVSR αδυνατεί πιθανόν να αναδειξει τη θεμελιώδη συχνότητα του σχηματισμού των κροκαλοπαγών εξαιτίας της χαμηλής αντίθεσης που αναμένεται να εμφανίζουν τα κροκαλοπαγή με τον υποκείμενο σχηματισμό των δολομιτικών ασβεστολίθων στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων.

6.12 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό της Αντικύρας

Στο σταθμό της Αντικύρας πραγματοποιήθηκε μια μέτρηση του εδαφικού χώρου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού. Το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε στο βραχώδες έδαφος σε προσανατολισμό παράλληλο με τον επιταχυνσιογράφο. Από την επεξεργασία της μέτρησης αυτής προέκυψε ο φασματικός λόγος HV που προβάλλεται στην εικόνα 6.13 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Η καμπύλη HV ικανοποιεί τα κριτήρια που περιγράφηκαν στην παράγραφο 6.3 και θεωρείται αξιόπιστη.



Εικόνα 6.13: Ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στο σταθμό της Αντικύρας ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

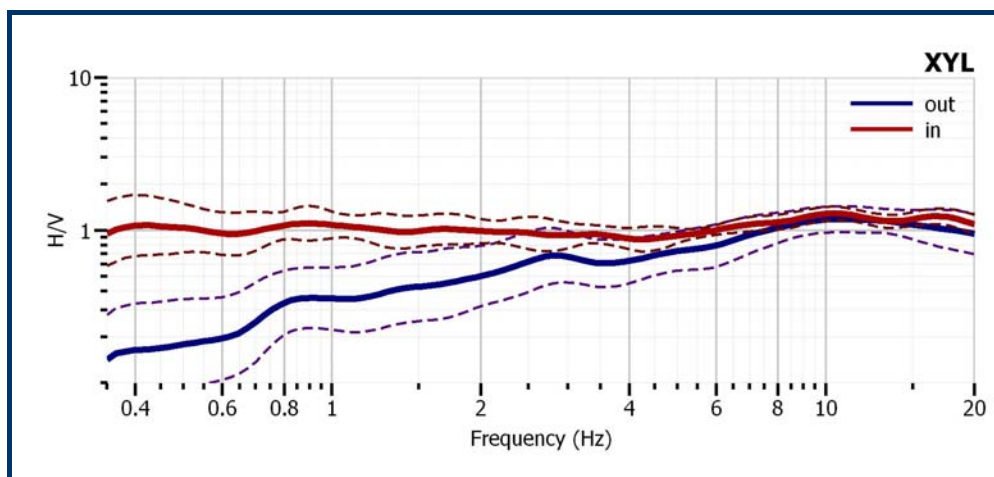
Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR δεν προέκυψαν ενισχύσεις στη θέση του σταθμού, με τη φασματική καμπύλη HV να είναι μικρότερη της μονάδας σε όλο το φασματικό εύρος. Στη θέση αυτή εμφανίζονται Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι, σχηματισμός από τον οποίο δεν αναμένονταν ενισχύσεις της εδαφικής κίνησης, όπως προκύπτει εξάλλου και από τη μέθοδο HVSR-RF.

6.13 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Ξυλοκάστρου

Στο σταθμό του Ξυλοκάστρου πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου, στο χώρο στέγασης και στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού. Στην πρώτη περίπτωση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε στο δάπεδο του χώρου εγκατάστασης, ενώ στη δεύτερη περίπτωση τοποθετήθηκε σε οπή στο έδαφος, προσανατολισμένο και στις δύο περιπτώσεις παράλληλα με τον επιταχυνσιογράφο. Από την επεξεργασία των μετρήσεων αυτών προέκυψαν οι φασματικές καμπύλες HV που προβάλλονται στην εικόνα 6.14 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στις δύο φασματικές καμπύλες ελέγχθηκαν τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3 και οι καμπύλες θεωρήθηκαν αξιόπιστες. Οι δύο καμπύλες είναι παρόμοιες στις συχνότητες 7 Hz και άνω, ενώ σε χαμηλότερες συχνότητες ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού εμφανίζει μικρότερα πλάτη σε σχέση με τη δεύτερη φασματική καμπύλη HV της μέτρησης στο χώρο στέγασης του σταθμού.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Ξυλοκάστρου δεν προέκυψαν ενισχύσεις σε κάποιες συχνότητες, με τις δύο καμπύλες να

εμφανίζουν πλάτη ίσα ή μικρότερα της μονάδας. Παρόμοια αποτελέσματα προέκυψαν και από τη μέθοδο HVSR-RF για το σταθμό του Ξυλοκάστρου , καθώς οι μικρές ενισχύσεις που προέκυψαν βρίσκονται μέσα στο όριο της τυπικής απόκλισης. Στο Κεφάλαιο 5.12 είδαμε επίσης πως ο σταθμός βρίσκεται στο όριο της μικρής κοιλάδας που σχηματίζει ο ποταμός Τρικαλίτικος , με τον ποταμό να διαβρώνει το σχηματισμό της μάργας , που εμφανίζει μεγάλη εξάπλωση και πάχος στην περιοχή , και να αποθέτει σύγχρονα προσχλωσιγενή υλικά. Οι Cornou *et al.* (2004, 2006) , μέσα από την προσομοίωση του θορύβου σε δομές 2-D και 3-D , αναφέρουν πως τα μέγιστα των καμπυλών HV εμφανίζουν μεγαλύτερο εύρος και μικρότερο πλάτος στα όρια των κοιλάδων όταν η κλίση της ασύμφωνης επιφάνειας μεταξύ των επιφανειακών ιζημάτων και του υποβάθρου μεγαλώνει. Η δομή στο χώρο του σταθμού ίσως είναι η αιτία που οι δύο μέθοδοι των φασματικών λόγων αποτυγχάνουν να αναδείξουν με ευκρίνεια την πραγματική θεμελιώδη συχνότητα του επιφανειακού σχηματισμού , με τις περαιτέρω μελέτες , όπως αναφέρεται και στο Κεφάλαιο 5.12 , να κρίνονται αναγκαίες.

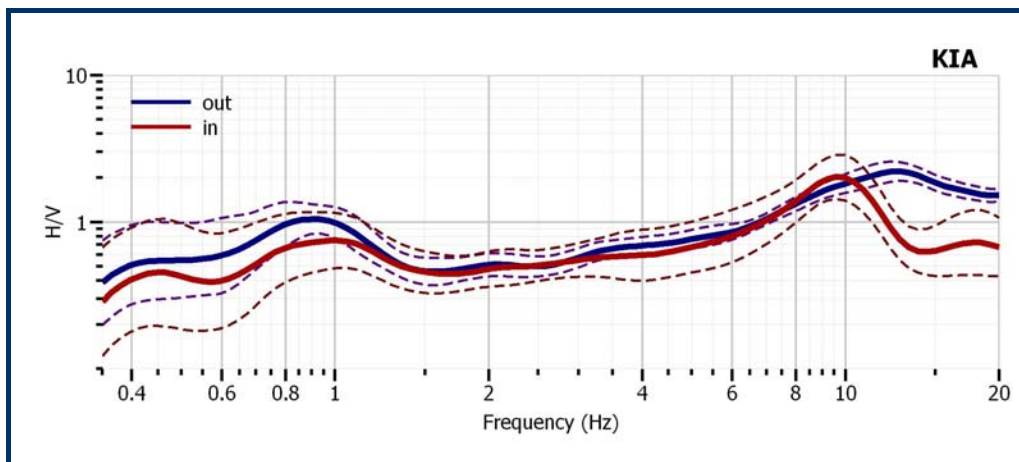


Εικόνα 6.14: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό του Ξυλοκάστρου. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

6.14 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Κιάτου

Στο σταθμό του Κιάτου πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο χώρο στέγασης και στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού. Στην

πρώτη περίπτωση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε στο δάπεδο του κτιρίου που βρίσκεται ο σταθμός, ενώ στη δεύτερη σε οπή που ανοίχτηκε στο έδαφος. Ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Από τις μετρήσεις αυτές προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι HV που προβάλλονται στην εικόνα 6.15 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στους φασματικούς αυτούς λόγους ικανοποιούνται τα κριτήρια που περιγράφηκαν στην παράγραφο 6.3. Οι δύο καμπύλες HV είναι παρόμοιες στο μεγαλύτερο συχνοτικό εύρος, επιδεικνύουν όμως κάποιες διαφορές στην κύρια συχνότητα ενίσχυσης και στο εύρος του μεγίστου της καμπύλης, ενώ τα πλάτη της ενίσχυσης είναι όμοια.

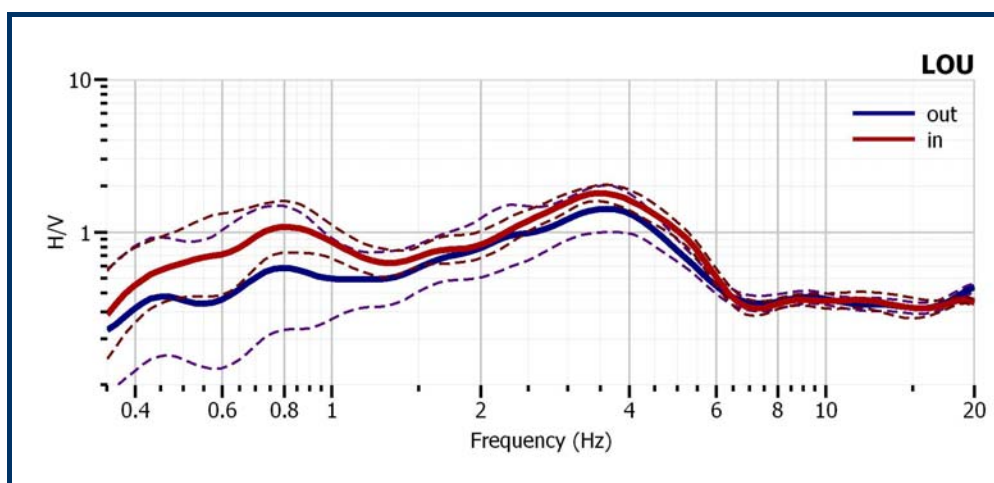


Εικόνα 6.15: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό του Κιάτου. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Οι ενισχύσεις που προκύπτουν εμφανίζονται άνω των 9 Hz, με την μία μέτρηση να υποδεικνύει μια θεμελιώδη συχνότητα στα 9.6 ± 0.4 Hz και την άλλη μέτρηση στα 13 ± 1 Hz και παρόμοιες τιμές του παράγοντα ενίσχυσης ~ 2.5 . Οι τιμές αυτές εμφανίζουν σχετικά καλή συσχέτιση με τις τιμές των συχνοτήτων ενίσχυσης που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR-RF στις σεισμικές καταγραφές του σταθμού του Κιάτου (Κεφ. 5.13).

6.15 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στο σταθμό του Λουτρακίου

Στο σταθμό του Λουτρακίου πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου, μέσα και έξω από το χώρο στέγασης του σταθμού. Στην πρώτη περίπτωση το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε στο δάπεδο του υπογείου του κτιρίου που βρίσκεται εγκατεστημένος ο σταθμός, ενώ στη δεύτερη σε τσιμεντένιο δάπεδο στον περιβάλλοντα χώρο του κτιρίου. Ο προσανατολισμός του σεισμομέτρου στις μετρήσεις αυτές ήταν παράλληλος με αυτόν του επιταχυνσιογράφου. Από τις μετρήσεις αυτές προέκυψαν οι φασματικοί λόγοι HV που προβάλλονται στην εικόνα 6.16 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στις καμπύλες HV ελέγχθηκαν και ικανοποιούνται τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3. Οι δύο φασματικές καμπύλες HV είναι ομοιότυπες σε όλο το συχνοτικό εύρος, με την μία να βρίσκεται εντός των ορίων της τυπικής απόκλισης της άλλης.



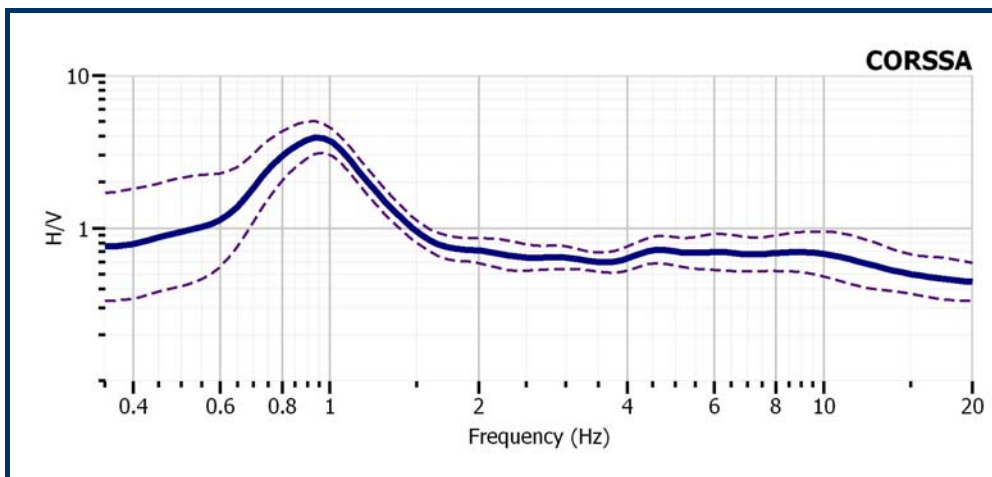
Εικόνα 6.16: Οι φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στο σταθμό του Λουτρακίου. Με το μπλε χρώμα απεικονίζεται ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση και με κόκκινο ο φασματικός λόγος HV που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου μέσα στο κτίριο που στεγάζεται ο σταθμός ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση.

Οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR επιδεικνύουν ένα μέγιστο σε συχνότητα 3.5 ± 0.3 Hz και με πλάτος ~ 2 . Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τη θεμελιώδη συχνότητα στα ~ 3 Hz που ανέδειξε η μέθοδος HVSR-RF και αποδόθηκε στη σεισμική απόκριση του σχηματισμού των επιφανειακών αλλουβιακών αποθέσεων, ενώ και οι τιμές του παράγοντα ενίσχυσης είναι συγκρίσιμες μεταξύ τους (Κεφ. 5.14). Η μέθοδος HVSR-RF ανέδειξε όμως ακόμα μία συχνότητα ενίσχυσης στα ~ 0.7 Hz που αποδόθηκε στο σχηματισμό των μαργών που υπόκεινται των επιφανειακών αποθέσεων. Στη συχνότητα αυτή παρατηρούμε τις κυρτώσεις που προκαλούνται στις καμπύλες HV της εικόνας 6.16. Παρόλο που τα πλάτη τους είναι μικρότερα της μονάδας, οι κυρτώσεις αυτές μπορούμε να πούμε πως αποτελούν μια ένδειξη της θεμελιώδους συχνότητας του υποκείμενου

σχηματισμού στη δομή 1-D που φαίνεται ότι εμφανίζεται στα επιφανειακά στρώματα της οικιστικής περιοχής του Λουτρακίου.

6.16 Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στη θέση της διάταξης CORSSA

Στη θέση της διάταξης CORSSA πραγματοποιήθηκε μια μέτρηση του εδαφικού θορύβου. Το σεισμόμετρο τοποθετήθηκε σε οπή στο έδαφος και προσανατολίστηκε παράλληλα με το επιφανειακό επιταχυνσιόμετρο της διάταξης. Από την επεξεργασία της μέτρησης του εδαφικού θορύβου προέκυψε η φασματική καμπύλη H/V που προβάλλεται στην εικόνα 6.17 ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση. Στην καμπύλη που προέκυψε ελέγχθηκαν και ικανοποιούνται τα κριτήρια που περιγράφονται στην παράγραφο 6.3.



Εικόνα 6.17: Ο φασματικός λόγος HV ± τη μέση μοναδιαία τυπική απόκλιση που προέκυψε από τη μέτρηση του εδαφικού θορύβου στη θέση της διάταξης CORSSA.

Η καμπύλη H/V που προέκυψε εμφανίζει ένα μέγιστο σε συχνότητα 0.95 Hz και τιμή του παράγοντα ενίσχυσης 4 ± 1 . Η μικρή τιμή της τυπικής απόκλισης επιδεικνύει την πολύ καλή σταθερότητα του φασματικού λόγου HV. Η θεμελιώδης συχνότητα που προκύπτει από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με τη θεμελιώδη συχνότητα που προέκυψε για τους επιφανειακούς σχηματισμούς από την εφαρμογή των μεθόδων HVSR-RF και SSR στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA στα Κεφάλαια 5.15.2 και 5.15.3 αντίστοιχα. Ο παράγοντας ενίσχυσης (4 ± 1) είναι μεγαλύτερος από τον αντίστοιχο μέσο παράγοντα ενίσχυσης που προέκυψε από τη μέθοδο HVSR-RF (2.2 ± 0.7) και μικρότερος από το μέσο παράγοντα ενίσχυσης της μεθόδου SSR (6 ± 1.2). Η θεμελιώδης συχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών που

προκύπτει και από τις τρεις μεθόδους είναι ~ 1 Hz και αναδεικνύεται από τη μέθοδο HVSR εξαιτίας της διαφοράς στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του υποκείμενου σχηματισμού των κροκαλοπαγών.

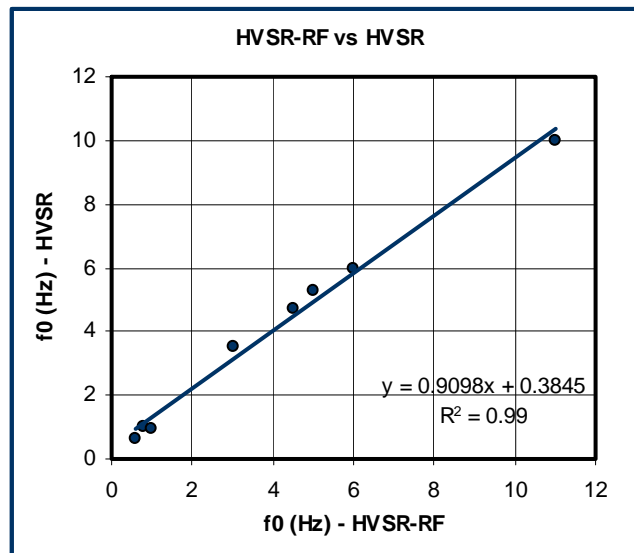
6.17 Συζήτηση των αποτελεσμάτων από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA

Στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις του εδαφικού μικροθορύβου ώστε να ελεγχθεί η εφαρμοσιμότητα της μεθόδου HVSR σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον, όπως είναι η περιοχή του Κορινθιακού κόλπου και να συγκριθούν τα αποτελέσματα της με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των μεθόδων HVSR-RF και SSR. Στην πλειονότητα των σταθμών πραγματοποιήθηκαν δύο μετρήσεις στον περιβάλλοντα χώρο και στο χώρο στέγασης του σταθμού, ώστε να διαπιστωθεί η πιθανή επίδραση της απόκρισης του κτιρίου στο συχνοτικό πεδίο του εδαφικού θορύβου. Για την επεξεργασία των δεδομένων μικροθορύβου χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα GEOPSY (SESAME group) και στους φασματικούς λόγους HV που προέκυψαν ελέγχθηκαν τα τρία κριτήρια αξιοπιστίας που έχουν προταθεί από την ερευνητική ομάδα του προγράμματος SESAME (Koller *et al.*, 2004; Bard *et al.*, 2005).

Στην πλειονότητα των σταθμών, οι δύο φασματικοί λόγοι HV που προέκυψαν από τις δύο μετρήσεις του εδαφικού θορύβου σε κάθε σταθμό είναι όμοιοι μεταξύ τους, αναδεικνύοντας παρόμοιες θεμελιώδεις συχνότητες και αντίστοιχα πλάτη. Το δάπεδο των κτιρίων δεν επιδρά επομένως στο συχνοτικό χώρο του εδαφικού θορύβου, καθιστώντας τις μετρήσεις μικροθορύβου δυνατές και στα ισόγεια ή υπόγεια κτιρίων κατά τη διάρκεια μικροζωνικών μελετών σε αστικές περιοχές. Η τοποθέτηση του σεισμομέτρου στο έδαφος ή σε ασφαλτο δεν φαίνεται να επηρεάζει επίσης τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR, όπως είδαμε στα αποτελέσματα του σταθμού της Μανάγουλης. Στο σταθμό της Ροδινής, όπου προέκυψε διαφορετική συχνότητα ενίσχυσης, πιστεύεται πως η διαφορά αυτή οφείλεται στο μεγάλο βαθμό αποσάθρωσης του επιφανειακού εδάφους που τοποθετήθηκε το σεισμόμετρο στον περιβάλλοντα χώρο του σταθμού.

Τα μέγιστα των καμπυλών HV, τα οποία υποδεικνύουν τη θεμελιώδη συχνότητα του επιφανειακού σχηματισμού, στους περισσότερους σταθμούς (π.χ. Αίγιο, Ακράτα, Λάκκα, Μανάγουλη) εμφανίζουν μεγάλο εύρος και μικρό πλάτος, υποδεικνύοντας είτε την ύπαρξη μικρής διαφοράς στις ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων μεταξύ του επιφανειακού σχηματισμού και του υποβάθρου

είτε την εμφάνιση πλευρικών υπεδαφικών ετερογενειών. Στους σταθμούς αυτούς βέβαια δεν είναι διαθέσιμα γεωτεχνικά και γεωφυσικά στοιχεία ώστε να επιβεβαιωθούν οι παραπάνω ισχυρισμοί. Στους σταθμούς που εμφανίζονται οριζόντιες επαφές των επιφανειακών σχηματισμών με το υπόβαθρο και μεγαλύτερη διαφορά της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (π.χ. CORSSA), η μέθοδος HVSR επιδεικνύει ένα καλύτερα σχηματισμένο μέγιστο με μικρότερο εύρος και μεγαλύτερο πλάτος.



Εικόνα 6.18: Η σύγκριση μεταξύ των θεμελιωδών συχνοτήτων (f_0) που προέκυψαν από τις μεθόδους HVSR-RF και HVSR. Δεν προβάλλονται οι θεμελιώδεις συχνότητες των σταθμών στους οποίους δεν προέκυψε κάποια κύρια συχνότητα ενίσχυσης από τη μέθοδο HVSR. Η μπλε γραμμή απεικονίζει την καλύτερη γραμμή συσχέτισης μεταξύ των θεμελιωδών συχνοτήτων των δύο μεθόδων.

Οι θεμελιώδεις συχνότητες που προέκυψαν από τη μέθοδο HVSR συγκρίνονται με τις αντίστοιχες της μεθόδου HVSR-RF στην εικόνα 6.18. Στην εικόνα αυτή δεν προβάλλονται οι θεμελιώδεις συχνότητες στους σταθμούς όπου η μέθοδος HVSR δεν επέδειξε κάποιο μέγιστο. Όπως σχολιάστηκε στα αποτελέσματα της μεθόδου στις προηγούμενες παραγράφους και παρατηρείται και στην εικόνα, οι θεμελιώδεις συχνότητες που προκύπτουν από τις δύο μεθόδους εμφανίζουν πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ τους, με το βαθμό συσχέτισης να εμφανίζει μια τιμή $R=0.99$. Η καλή συσχέτιση μεταξύ των δύο αυτών μεθόδων αναμένεται σε κάποιο βαθμό, καθώς και οι δύο μέθοδοι βασίζονται στους φασματικούς λόγους της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση, σε αντίθεση με τη μέθοδο SSR. Επίσης, το κυματικό περιεχόμενο των δεδομένων που επεξεργάζονται από τις δύο μεθόδους εμφανίζει κάποια ομοιότητα, αφού σε κάποιο ποσοστό οι σεισμικές καταγραφές και οι καταγραφές του εδαφικού θορύβου περιέχουν κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα. Στους σταθμούς της Σεργούλας και του Γαλαξειδίου η μέθοδος HVSR

δεν επέδειξε κάποιο μέγιστο , σε αντίθεση με τη μέθοδο HVSR-RF όπου ανέδειξε ενισχύσεις σε κάποιες συχνότητες. Στις θέσεις των σταθμών αυτών εμφανίζονται συνεκτικότερα πετρώματα (φλύσχης και κροκαλοπαγή αντίστοιχα) , τα οποία αναμένεται να εμφανίζουν μικρή διαφορά στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων με τους υποκείμενους ανθρακικούς σχηματισμούς. Στο σταθμό των Τριζονίων οι ενισχύσεις που προέκυψαν στους επιφανειακούς ανθρακικούς σχηματισμούς από τη μέθοδο HVSR-RF αποδόθηκαν σε τοπογραφικά αίτια και δεν αναδεικνύονται από τη μέθοδο HVSR. Η μέθοδος HVSR δεν αναδεικνύει επίσης μικρότερες ενισχύσεις που προέκυψαν από τη μέθοδο HVSR-RF και αποδόθηκαν στη θεμελιώδη συχνότητα βαθύτερων σχηματισμών (π.χ. Αίγιο , Λουτράκι , CORSSA).

Η μέθοδος HVSR , από την εφαρμογή της στις θέσεις των σταθμών του δικτύου RASMON και της διάταξης CORSSA , κρίνεται γενικά ικανή στον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας των επιφανειακών σχηματισμών , κυρίως όταν αυτοί εμφανίζουν μεγαλύτερη διαφορά στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με τους σχηματισμούς του υποβάθρου. Δύναται να αποτελέσει δε , εξαιτίας και του μικρού χρόνου και κόστους των μετρήσεων μικροθορύβου , ένα εξαιρετικά χρήσιμο εργαλείο στον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας των επιφανειακών σχηματισμών σε αστικές περιοχές , κατά τη διάρκεια μικροζωνικών μελετών. Οι παράγοντες ενίσχυσης που προκύπτουν από τη μέθοδο αυτή , αλλά και τη μέθοδο HVSR-RF , δεν θεωρούνται οι πραγματικοί , όπως προέκυψε άλλωστε και από τη σύγκριση των δύο μεθόδων με τα αποτελέσματα της μεθόδου SSR στη θέση της διάταξης CORSSA.

Συμπεράσματα

Στην παρούσα μελέτη έγινε προσπάθεια προσδιορισμού της σεισμικής απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών και της επίδρασης της τοπικής γεωλογίας στη σεισμική κίνηση σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον όπως είναι ο Κορινθιακός κόλπος. Για το σκοπό αυτό διερευνήθηκαν τα βιβλιογραφικά δεδομένα που υπάρχουν για την περιοχή και πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις των σεισμικών καταγραφών του δικτύου επιταχυνσιογράφων RASMON και της διάταξης CORSSA. Πραγματοποιήθηκαν επίσης μετρήσεις του εδαφικού θορύβου στις θέσεις των σταθμών. Στις σεισμικές καταγραφές και στις καταγραφές του εδαφικού θορύβου εφαρμόστηκαν οι πειραματικές μέθοδοι προσδιορισμού της απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών HVSR-RF, SSR και HVSR αντίστοιχα. Τα αποτελέσματα των μεθόδων αυτών συγκρίθηκαν μεταξύ τους, για τη διερεύνηση της εφαρμοσιμότητας των μεθόδων, και με αντίστοιχα αποτελέσματα γεωτεχνικών μελετών, όπου αυτά ήταν διαθέσιμα.

Τα αποτελέσματα των μεθόδων αυτών ανέδειξαν ενισχύσεις της σεισμικής κίνησης σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων 0.5 – 15 Hz. Οι ενισχύσεις αυτές επηρεάζουν κυρίως την οριζόντια αλλά και την κατακόρυφη κίνηση σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον, όπως επέδειξε η φασματική μελέτη και η μελέτη των αποτελεσμάτων της μεθόδου SSR στη θέση της διάταξης CORSSA. Η σύγκριση των μέσων κανονικοποιημένων φασμάτων Fourier ανέδειξε γενικά υψηλότερα φασματικά πλάτη των χαλαρών επιφανειακών σχηματισμών στις χαμηλές συχνότητες σε σχέση με τα πιο συνεκτικά πετρώματα του αλπικού υποβάθρου, τα οποία εμφανίζουν μικρότερα πλάτη στις χαμηλές συχνότητες και μεγαλύτερα στις υψηλότερες.

Στις σεισμικές καταγραφές του δικτύου RASMON εφαρμόστηκε η μέθοδος HVSR-RF, ενώ στις σεισμικές καταγραφές της διάταξης CORSSA εφαρμόστηκε και η μέθοδος SSR, καθώς το επιταχυνσιόμετρο στο βάθος των 178 m θεωρήθηκε ως σταθμός αναφοράς. Τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR-RF επέδειξαν πολύ καλή σταθερότητα όσον αφορά τη θεμελιώδη συχνότητα, όχι όμως και στον αντίστοιχο παράγοντα ενίσχυσης, η τιμή του οποίου φαίνεται να εξαρτάται περισσότερο από φαινόμενα συντονισμού της σεισμικής κίνησης με την ιδιοσυχνότητα των επιφανειακών σχηματισμών στη θέση του σταθμού. Η μέθοδος HVSR στα δεδομένα μικροθορύβου ανέδειξε τις θεμελιώδεις συχνότητες των επιφανειακών σχηματισμών σε πολύ καλό βαθμό συσχέτισης με τις αντίστοιχες της μεθόδου HVSR-RF. Οι παράγοντες ενίσχυσης που προκύπτουν από τις δύο αυτές μεθόδους δεν θεωρούνται αξιόπιστοι καθώς φαίνεται να επηρεάζονται από την αντίστοιχη ενίσχυση της κατακόρυφης κίνησης που μειώνει τις τιμές τους σε σχέση και με τη μέθοδο SSR, όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα της διάταξης CORSSA. Αποτυγχάνουν επίσης να αναδείξουν τον πραγματικό βαθμό της ενίσχυσης σε συχνότητες διαφορετικές της θεμελιώδους

που συμβαίνει από τη διασπορά και περίθλαση των σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς.

Απλά υπολογιστικά μοντέλα 1-D αποδεικνύονται χρήσιμα στην ανάδειξη της θεμελιώδους συχνότητας , εφόσον τα πάχη και οι αντίστοιχες τιμές των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς είναι γνωστά. Αδυνατούν να επιδείξουν όμως καλή συμφωνία και στους αντίστοιχους παράγοντες ενίσχυσης σε ένα πολύπλοκο γεωλογικό περιβάλλον σε σχέση με τη μέθοδο SSR και τα υπολογιστικά μοντέλα 2-D ή 3-D , όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα στη διάταξη CORSSA.

Από τις πειραματικές μεθόδους που εφαρμόστηκαν στην παρούσα μελέτη , η μέθοδος SSR κρίνεται ως η πιο αξιόπιστη για τον προσδιορισμό της σεισμικής απόκρισης μιας θέσης. Δυστυχώς η μέθοδος αυτή δεν είναι εύκολα εφαρμόσιμη εξαιτίας της αναγκαιότητας ύπαρξης ενός σταθμού αναφοράς , ιδιαίτερα στα αστικά περιβάλλοντα. Οι γεωτρήσεις και οι γεωτεχνικές μελέτες στους επιφανειακούς σχηματισμούς αποτελούν μια επιπλέον αξιόπιστη προσέγγιση , καθώς από τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά προκύπτει εύκολα η συνάρτηση μεταφοράς της σεισμικής κίνησης από τις διάφορες υπολογιστικές μεθόδους. Η πραγματοποίηση όμως πολλών γεωτρήσεων σε μια περιοχή εμφανίζει μεγάλο κόστος ώστε να είναι περιορισμένη. Ο συνδυασμός τους όμως με τις μετρήσεις εδαφικού θορύβου , οι οποίες προσδιορίζουν αξιόπιστα τη θεμελιώδη συχνότητα όταν εμφανίζεται υψηλή διαφορά στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών σχηματισμών και του υποβάθρου , μπορεί να αποτελέσει ένα αξιόπιστο εργαλείο στον προσδιορισμό της σεισμικής απόκρισης σε αστικές περιοχές.

Η εγκατάσταση τοπικών δικτύων επιταχυνσιογράφων σε περιοχές με μεγάλη σεισμικότητα , όπως είναι το δίκτυο RASMON στον Κορινθιακό κόλπο , αποδεικνύεται εξαιρετικά χρήσιμη ως προς τη μελέτη των χαρακτηριστικών της σεισμικής κίνησης και της απόκρισης των εδαφικών σχηματισμών σε αυτήν , ειδικά στις αστικές περιοχές όπου εμφανίζεται μεγαλύτερη επικινδυνότητα. Η μέθοδος HVSR-RF είναι εξαιρετικά χρήσιμη ως προς την ανάδειξη της απόκρισης των επιφανειακών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση που προκαλείται από σεισμικά γεγονότα με διαφορετικά χαρακτηριστικά. Αδυνατεί όμως να αναδείξει τους πραγματικούς παράγοντες ενίσχυσης και να εξηγήσει την πιο σύνθετη επίδραση του πολύπλοκου γεωλογικού περιβάλλοντος και της σύνθετης γεωμετρίας του Κορινθιακού κόλπου στη σεισμική κίνηση. Για τους λόγους αυτούς προτείνεται η διενέργεια γεωτεχνικών μελετών σε γεωτρήσεις με ικανό βάθος που θα προσεγγίζουν το σεισμικό υπόβαθρο , ώστε να προσδιοριστούν τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά και να προκύψουν τα υπολογιστικά μοντέλα , τα οποία εκτός από την απόκριση των επιφανειακών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση , θα διερευνούν επίσης και την επίδραση της τοπογραφίας και των δομών βάθους. Προτείνεται επίσης η εγκατάσταση επιταχυνσιομέτρων στις γεωτρήσεις αυτές ώστε να μελετηθεί η επίδραση των επιφανειακών σχηματισμών στη σεισμική κίνηση σε σχέση με το σεισμικό

υπόβαθρο κάθε περιοχής και να μελετηθούν αντίστοιχα φαινόμενα μη-γραμμικότητας που πιθανόν να εμφανίζονται στους σχηματισμούς αυτούς.

Επεξήγηση κειμένου

1. Συχνότητα Nyquist :η υψηλότερη συχνότητα στην οποία τα χαρακτηριστικά της κίνησης μπορούν να προσδιοριστούν σωστά.
2. Μέγιστο εύρος (maximum bandwidth) : το ωφέλιμο φασματικό εύρος (usable data bandwidth) καθορίζει το εύρος μεταξύ του οποίου τα δεδομένα προέρχονται από την αρχική καταγραφή και σχετίζεται από την επιλογή του ανωπερατού και κατωπερατού φίλτρου , ενώ η πληροφορία που περιέχεται μπορεί να χρησιμοποιηθεί στις εφαρμογές τη Τεχνικής Σεισμολογίας.
3. Τιμή N_{SPT} (Standard Penetration Test value) : N είναι ο αριθμός των κρούσεων που απαιτείται για διείσδυση 30 cm.

Ευχαριστίες

Στο τέλος της Διπλωματικής αυτής εργασίας θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στη Τριμελή Εξεταστική Επιτροπή για το χρόνο που αφιέρωσε στην ανάγνωση και διόρθωση της μελέτης αυτής. Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Επιβλέπων καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Μακρόπουλο για την επίβλεψη και τις χρήσιμες συμβουλές του κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της εργασίας αυτής και της ενασχόλησης μου με θέματα που αφορούσαν την Τεχνική Σεισμολογία. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας για τις όμορφες και φιλικές σχέσεις που αναπτύξαμε και την πολύ καλή συνεργασία σε όλα τα θέματα που αφορούσαν κυρίως την εφαρμοσμένη έρευνα και με τα οποία καταπιάστηκα στη διάρκεια των τελευταίων δύο ετών. Ευχαριστώ δε και όλους τους καθηγητές που καταπιάνονται με το συγκεκριμένο Μεταπτυχιακό πρόγραμμα για τις πολύτιμες διδαχές που είχαν πάντα να προσφέρουν. Τέλος, θερμές ευχαριστίες οφείλω στον κ. Διαγουρτά Δημήτρη για την επίβλεψη, την παροχή των δεδομένων και την αμέριστη συμπαράσταση και συνεισφορά γνώσεων καθ'όλη τη διάρκεια ενασχόλησης μου με τη συγκεκριμένη μελέτη. Την ευγνωμοσύνη μου εκφράζω, τέλος, στην οικογένεια και τους φίλους μου, οι οποίοι με στήριζαν και με στηρίζουν στο ταξίδι της ζωής.

Βιβλιογραφία

- Abercrombie, R.E., Main, I.C., Douglas, A. & Burton, P.W. 1995. The nucleation and rupture processes of the 1981 Gulf of Corinth earthquakes from deconvolved broadband data. *Geophysical Journal International*, v. 120, p. 393–405.
- Abrahamson, N.A. & Silva, W.J., 1997. Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seismological Research Letters*, v. 68, p. 94–127.
- Abrahamson, N.A. & Somerville, P.G., 1996. Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p. S93–S99.
- Aguirre, J. & Irikura, K., 1997. Nonlinearity, liquefaction and velocity variation of soft soil layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 87(5), p. 1244–158.
- Akamatsu, J., Fujita, M., Nishimura, K., 1992. Vibrational characteristics of microseisms and their applicability to microzoning. *Journal of Physics of the Earth*, v. 40, p.137–150.
- Akamatsu, K., 1961. On microseisms in frequency range 1 c/s to 200 c/s. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo Univ., v. 39, p. 23–76.
- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, v. 35, p. 415–457.
- Aki, K. & Irikura, K., 1991. Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation. *Procc. of the 4th International Conf. on Seismic Zonation*, August 25–29, Stanford, California. Ed. E.E.R.I., Oakland CA., v. 1, p. 61–110.
- Alfaro, A., Gutierrez, F., Sugagna, T., Figueras, S., Goula, X., Pujades, L., 1997. Measurements of microtremors in Barcelona: a tool for seismic microzonation. *Proceedings of IAMG'97*, Barcelona, Spain.
- Al Yuncha, Z. & Luzon, F., 2000. On the horizontal-to-vertical spectral ratio in sedimentary basins. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 90(4), p.1101–1106.
- Ambraseys, N.N., 1995. The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, v. 24 (4), p. 467–490.
- Ambraseys, N.N. & Jackson, J.A., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophys. J. Int.*, v.101, p. 663–708.
- Ambraseys, N.N. & Jackson, J.A., 1997. Seismicity and strain in the Gulf of Corinth (Greece) since 1694. *J. Earthq. Eng.*, v. 1, p. 433–474.
- Anderson, J.G., 2003. “Strong Motion Seismology”. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, (W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, London, p. 937–965.
- Anderson, J.G., Bodin, P., Brune, J., Prince, J., Singh, S.K., 1986. Strong ground motion and source mechanism of the Mexico earthquake of September 19, 1985. *Science*, v. 233, p.1043–1049.
- Anderson, J.G. & Humphrey, J.R., 1991. A least-squares method for objective determination of earthquake source parameters. *Seism. Res. Lett.*, v. 62, p. 201–209.
- Anderson, J.G. & Quaas, R., 1988. Effect of magnitude on the character of strong ground motion: an example from the Guerrero, Mexico, strong motion network. *Earthquake Spectra*, v. 4, p. 635–646.

- Andrews, D.J., 1986. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size. In *Earthquake Source Mechanics*, S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz (Editors), *American Geophysical Union*, Washington, D.C., p.259-268.
- Angelier, J., 1979. Néotectonique de l'arc égeen. *Société Géologique du Nord, Publication Spécial*, v. 3, p. 418.
- Angot, A., 1909. Le tremblement de terre de Provence (11 juin 1909). *Annales du Bureau Central Météorologique de France, Mémoires*, p. 37-93 (in French).
- Ansary, M.A., Yamazaki, F., Fuse, M., Katayama, T., 1995. Use of microtremors for the estimation of ground vibration characteristics. *Third International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, St. Louis, Missouri.
- Apostolidis, P.I., Raptakis, D.G., Pandi, K.K., Manakou, M.V., Pitilakis, K.D., 2006. Definition of subsoil structure and preliminary ground response in Aigion city (Greece) using microtremor and earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 26, p. 922–940.
- Arai, H. & Tokimatsu, K., 1998. Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra. *Proc. of the Second Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, p. 673–680.
- Arger, J., Mitchell, J., Westaway, R., 2000. Neogene and Quaternary volcanism of south-eastern Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism of Turkey and the Surrounding Area. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, v. 173, p. 459– 487.
- Arias, A., 1970. A Measure of Earthquake Intensity. R.J. Hansen, ed. *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, MIT Press, Cambridge, Massachusetts, p. 438-483.
- Armijo, R., Lyon-Caen, H., Papanastassiou, D., 1992. East-west extension and Holocene normal-faults scarps in the Hellenic arc. *Geology*, v. 20, p. 491–494.
- Armijo, R., Meyer, B., King G.C.P., Rigo A., Papanastassiou D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys J. Int.*, v.126, p.11-53.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics. *Geology*, v. 27, p. 267–270.
- Asten, M.W., 1978. Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 68(6), p.1623–1636.
- Asten, M.W. & Henstridge, J.D., 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, v. 49(11), p.1828–1837.
- Astroza, M. & Monge, J., 1991. Regional seismic zonation in Central Chile. *Procc. of the 4th International Conf. on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California. Ed. E.E.R.I., Oakland CA., v. 3, p. 487-494.
- Atakan, K., Duval, A.M., Theodulidis, N., Guillier, B., Chatelain, J.L., Bard, P.Y. and the SESAME-Team, 2004. The H/V spectral ratio technique: Experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment. *13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, no. 2268.
- Athanasopoulos, G.A., Pelekis, P.C., Leonidou, E.A., 1999. Effects of surface topography on seismic ground response in the Aigion (Greece) 15 June 1995 earthquake. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, v. 18(2), p.135–149.

- Aubouin, J. 1959. Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie. *Annls Geol. Pays Hellen.* 10.
- Aubouin, J., Brunn, J., Celet, P., Dercourt, J., Godfriaux, L., Mercier, J., 1962. Esquisse de la géologie de la Grèce. *Mem. Hors. Ser. Soc. Geol.*, France, v. 2, p.583-610.
- Avallone, A., Briole, P., Agatza-Balodimou, A.M., Billiris, H., Charade, O., Mitsakaki, CH., Necessian, A., Papazissi, K., Paradissis, D., Veis, G., 2004. Analysis of eleven years of deformation measured by GPS in the Corinth Rift Laboratory area. *C. R. Geoscience*, v. 336, p.301–311.
- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., Rigo, A., 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic sea and western Greece. *Geophys. J. Int.*, v. 131, p. 559–594.
- Bard, P.-Y., 1994. Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: *Proc. 10th European Conf. on Earthq. Eng.*, Vienna, 28 August-2 September, G. Duma (Editor) Rotterdam, A.A. Balkema, v. 1, p. 305-323.
- Bard, P.-Y., 1997. Local effects on strong ground motion: Basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. *Advanced study course on seismic risk (SERINA)*, Thessaloniki, Greece, p. 229-299.
- Bard, P.-Y., 1999. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation ?. State-of-the-art paper, *Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on seismic motion*, Yokohama, December 1-3, 1998, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani, (eds), Balkema 1999, v. 3, p. 1251-1279.
- Bard, P.-Y., Campillo, M., Chavez-Garcia, F.J., Sanchez-Sesma, F.J., 1988. The Mexico earthquake of September 19, 1985-A theoretical investigation of large- and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley. *Earthq. Spectra*, v. 4, p. 609-633.
- Bard, P.-Y., Duval, A.M., Lebrun, B., Lachet, C., Riepl, J., Hatzfeld, D., 1997. Reliability of the H/V technique for site effects measurement: an experimental assessment. In: *7th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, July 19-24, Istanbul, Turkey.
- Bard, P.-Y. & the Sesame Team, 2005. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation. Deliverable D23.12 of the SESAME project, pp. 62. <http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>
- Bard, P.-Y., Gueguen, P., Wirgin, A., 1996. A note on the seismic wavefield radiated from large building structures into soft soils. *Proc. of the 11th World Conf. of Earthquake Engineering*, June 23-28, Acapulco, Paper 1838, CDROM no 4, Elsevier Science Ltd.
- Bard, P.-Y. & Wirgin, A., 1995. Effect of built environment on “free-field” motion for very soft, urbanized sites. *Proc. of the 3rd Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Eng. and Soil Dynamics*, April 2-7, St. Louis, v. 2, p. 549-555.
- Barka, A.A., Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, v. 7, p.663– 684.
- Barka, A., 1996. Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939 to 1967. *Bull. seism. Soc. Am.*, v. 86, p.1238–1254.
- Barka, A., Akyüz, H.S., Cohen, H.A., Watchorn, F., 2000. Tectonic evolution of the Nisars and Tasova –Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block. *Tectonophysics*, v. 322, p.243– 264.

- Bell, P.E., McNeill, L.C., Bull, J.M., Henstock, T.J., 2008. Evolution of the offshore western Gulf of Corinth. *GSA Bulletin*; January/February 2008, v. 120, no. ½, p. 156–178.
- Benedetti, L., Finkel, R., Papanastassiou, D., King, G., Armijo, R., Ryerson, F.J., Farber, D. and Flerit, F., 2002. Postglacial slip history of the Sparta fault (Greece) determined by ³⁶Cl cosmogenic dating: evidence for non-periodic earthquakes. *Geophys. Res. Let.*, 10.1029/2001GL014510, 27 April 2002.
- Benedetti, L., Finkel, R., King, G., Armijo, R., Papanastassiou, D., Ryerson, F.J., Flerit, F., Farber, D., Stavrakakis G., 2003. Motion on the Kaparelli fault (Greece) prior to the 1981 earthquake sequence determined from ³⁶Cl cosmogenic dating. *Terra Nova*, v. 15, p. 118–124.
- Benioff, H., 1934. The physical evaluation of seismic destructiveness. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 24, p.9–48.
- Berardi, Capozza, Zonetti, 1978. Analysis of rock motion accelerograms recorded at surface and underground during the 1976 Friuli seismic period. *Proc. of the 1976 Friuli Earthquake on the antiseismic design of nuclear installation conference*, Rome, Italy, October 1977.
- Beresnev, I.A. & Wen, K.-L., 1996. Nonlinear soil response: a reality? *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86(6), p. 1964–1978.
- Bernard, P., 1941a. Etude sur l'agitation microsismique. *Presses Universitaires de France*. (In French).
- Bernard, P., 1941b. Etude sur l'agitation microsismique et ses variations. *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris*, v. 19, p. 77. (In French).
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Laroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., Chouliaras, G., Stavrakakis, G., 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismol.*, v. 1, p. 131–150.
- Bernard, P., Briole, P., Meyer, B., Lyon-Caen, H., Gomez, J.-M., Tiberi, C., Berge, C., Cattin, R., Hatzfeld, D., Lachet, C., Lebrun, B., Deschamps, A., Courboux, F., Laroque, C., Rigo, A., Massonnet, D., Papadimitriou, P., Kassaras, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., 2006. Seismicity, deformation and seismic hazard in the western rift of Corinth: New insights from the Corinth Rift Laboratory (CRL). *Tectonophysics*, v. 426(1-2), p. 7-30.
- Bezzeghoud, M., Deschamps, A. & Madariaga, R., 1986. Broad-band modelling of the Corinth, Greece earthquakes of February and March 1981. *Ann. Geophys.*, v. 4, p. 295–304.
- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Daavison, M., Jackson, J., Ambraseys, N., 1991. Geodetic determination of tectonic deformation in Central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, v. 350, p.124–129.
- Biot, M.A., 1933. Theory of elastic systems vibrating under transient impulse with an application to earthquake-proof buildings. *Proc. National Academy of Sciences*, v. 19, p. 262–268.
- Biot, M.A., 1934. Theory of vibration of buildings during earthquake. *Zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik*, v. 14, p. 213–223.

- Boatwright, J.A. & Boore, D.M., 1982. Analysis of the ground accelerations radiated by the 1980 Livermore Valley earthquake for directivity and dynamic source characteristics. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 72, p. 1843-1865.
- Boatwright, J.A., Fletcher, J.B., Fumal, T.E., 1991b. A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p.1754-1782.
- Bobry, R., Oweis, I., Urzua, A., 1976. Simplified procedures for estimating the fundamental procedures of a soil profile. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 66, p. 1293-1321.
- Bolt, B.A., 1969. Duration of strong motion. *Proc. of the 4th World Conf. of Earth. Engineering*, Santiago, Chile, p. 1304-1315.
- Bolt, B.A., 1996. From earthquake acceleration to seismic displacement. Fifth Mallet-Milne Lecture. *Society for Earth. and Civil Eng. Dyn.*, London, p. 50.
- Bolt, B.A. & Abrahamson, N.A., 2003. "Estimation of Strong Seismic Ground Motions". In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, (W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, London, p. 983-1001.
- Bommer, J.J. & Martinez-Pereira, A., 1998. The effective duration of earthquake strong motion. *J. Earth. Eng.*, v. 3(2), p. 127-172.
- Bonamassa, O. & Vidale, J.E., 1991. Directional site resonances observed from aftershocks of the 18 October 1989 Loma Prieta earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p. 1945-1957.
- Bonnefoy-Claudet, S., 2004. Nature du bruit de fond sismique: Implications pour les études des effets de site. *Ph.D. thesis, University Joseph Fourier*, Grenoble, France. (In French with English abstract).
- Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P.Y., Cotton, F., 2006a. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. A literature review. *Earth Sci. Rev.*, v. 79, p. 205-227.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.Y., Cotton, F., Kristek, J., 2006b. H/V ratio: a tool for site effect evaluation. Results from 1D noise simulations. *Geophys. J. Int.*, v. 167, p. 827-837.
- Boore, D.M., 1986. Short-period P and S wave radiation from large earthquakes: implications for spectral scaling relations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 76, p. 43-54.
- Boore, D.M., 2005. On pads and filters: processing strong-motion data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 95(2), p. 745-750.
- Boore, D.M. & Akkar, S., 2003. Effect of causal and acausal filters on elastic and inelastic response spectra. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, v. 32(11), p. 1729-1748.
- Boore, D.M. & Atkinson, G.M., 1987. Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 77, p. 440-467.
- Boore, D.M. & Bommer, J.J., 2005. Processing of strong-motion accelerograms: needs, options and consequences. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 25, p. 93-115.
- Boore, D.M. & Joyner, W.B., 1991. Estimation of ground motion at deep-soil sites in eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p. 2167-2185.
- Boore, D.M. & Joyner, W.B., 1997. Site amplification for generic rock sites. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 87, p. 327-341.

- Borcherdt, R.D., 1970. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 60, p. 29-61.
- Borcherdt, R.D. & Gibbs, J.F., 1976. Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 66, p.467-500.
- Borcherdt, R.D., Wentworth, C.M., Janssen, A., Fumal, T., Gibbs, J.F., 1991. Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco bay region. *Procc. of the 4th International Conf. on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California. Ed. E.E.R.I., Oakland CA., v. 3, p. 545-552.
- Bornovas, I., Eleftheriou, A., Gaitanakis, P., Rondogianni, Th., Simaiakis, K., Tsaila-Monopoli, S., Mettos, A., 1984a. Geological map of Greece, 1:50.000 scale, Kaparellion Sheet. The Institute of Geological and Mining Exploration (*IGME*), Athens.
- Bornovas, I., Gaitanakis, P., Spiridopoulos, A., Rondogianni, Th., Simaiakis, K., Tsaila-Monopoli, S., 1984b. Geological map of Greece, 1:50.000 scale, Perachora Sheet. The Institute of Geological and Mining Exploration (*IGME*), Athens.
- Bour, M., Fouissac, D., Dominique, P., Martin, C., 1998. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 17(7-8), p. 465-474.
- Bowen, S.P., Richard, J.C., Mancini, J.D., Fessatidis, V., Crooker, B., 2003. Microseism and infrasound generation by cyclones. *Journal of the Acoustical Society of America*, v. 113(5), p. 2562-2573.
- Brambati, A., Faccioli, E., Carulli, E.B., Culchi, F., Onofri, R., Stefanini, S., Ulcigrai, F., 1980. Studio de microzonizzazione sismica dell'area di Tarcento (Friuli), *Edito da Regiona Autonoma Friuli-Venezia Giulia*.
- Briole, P., Rigo, A., Lyon-Caen, H., Ruegg, J.C., Papazissi, K., Mitsakaki, C., Balodimou, A., Veis, G., Hatzfeld, D., Deschamps, A., 2000. Active deformation of the Corinth rift, Greece: Results from repeated Global Positioning System surveys between 1990 and 1995. *J. Geophys. Res.*, v. 105, p. 25.605-25.625.
- Bromirski, P.D., 2001. Vibrations from the “perfect storm”. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2.
- Bromirski, P.D. & Duennebie, F.K., 2002. The near-coastal microseism spectrum: spatial and temporal wave climate relationships. *Journal of Geophysical Research*, v. 107(B8), p. 5.1-5.20.
- Brooks, M., Ferentinos, G., 1984. Tectonics and sedimentation in the Gulf of Corinth and the Zakynthos and Kefallinia channels, western Greece. *Tectonophysics*, v. 101, p. 25-54.
- Brune, J.N., 2001. Shattered rock and precarious rock evidence for strong asymmetry in ground motions during thrust faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91, p. 441-447.
- Caillot, V. & Bard, P.-Y., 1990. Characterizing site effects for earthquake regulations in the French seismicity context: a statistical analysis. *Proc. of the 9th ECEE*, Moscow, (The Kucherenko Tsniisk of the USSR Goostroy, Eds.), v. 4-B, p. 27-36.
- Campbell, K.W., 1981. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 71, p. 2039-2070.
- Campbell, K.W., 1998. Empirical analysis of peak horizontal acceleration, peak horizontal velocity and modified Mercalli intensity. In “*The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989-Earth Structures and Engineering Characterization of Ground Motion*”, T.L. Holzer, Ed., U.S. Geol. Surv., Profess. Paper 1552-D, p. D47-D68.

- Campbell, K.W., 2003. “Strong-Motion Attenuation Relations”. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, (W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, London, p. 1003-1012.
- Campbell, K.W. & Bozorgnia, Y., 1994. Near-source attenuation of peak horizontal acceleration from worldwide accelerograms recorded from 1957 to 1993. In “*Proc., 5th US National Conference on Earthquake Engineering*”, July 10–14, 1994, Chicago, Vol. III, p. 283–292. Earthquake Engineering Research Institute, Oakland.
- Campbell, K.W. & Bozorgnia, Y., 2000. New empirical models for predicting near-source horizontal, vertical, and V/H response spectra: implications for design. In “*Proc., 6th International Conference on Seismic Zonation*”, Nov. 12–15, 2000, Palm Springs, CA, Proc. CD, p. 6. Earthquake Engineering Research Institute, Oakland.
- Capon, J., 1969. High-resolution frequency–wavenumber spectrum analysis. *I.E.E.E.*, p. 1408–1419.
- Capon, J., Greenfield, R.J., Kolker, R.J., 1967. Multidimensional maximum-likelihood processing of a large-aperture seismic array. *I.E.E.E.*, p. 192–211.
- Carniel, R., Malisan, P., Barazza, F., Grimaz, S., 2008. Improvement of HVSR technique by wavelet analysis. *Soil Dyn. and Earthquake Eng.*, v. 28, p. 321–327.
- Castellani, A., Chesi, C., Peano, A., Sardella, L., 1982. Seismic response of topographic irregularities. In: Cakmak A.S., Abdel-Ghaffar A.M., Brebbia C.A.. Balkema/Rotterdam, editors. *Proc. of soil dynamics and earthquake engineering conference*, Southampton, July, 1982, vol. 1, p. 251-268.
- Castro, R.R., Pacor, F., Bindi, D., Franceschina, G., Luzi, L., 2004. Site Response of Strong Motion Stations in the Umbria, Central Italy, Region. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 94(2), p. 576-590.
- Causse, C., Moretti, I., Eschard, R., Micarelli, L., Ghaleb, B., Frank, N.U., 2004. Kinematics of the Corinth Gulf inferred from calcite dating and syntectonic sedimentary characteristics. *C. R. Geosci.*, v. 336 (4–5), p. 281–290.
- Celebi, M., Dietel, C., Prince, J., Onate, M., Chavez, G., 1987. Site amplification in Mexico City (determined from 19 September 1985 strong-motion records and from recordings of weak motions). In *Ground Motion and Engineering Seismology*, A.S. Cakmak (Editor), Elsevier, Amsterdam, p. 141-152.
- Celebi, M., & Hanks, T., 1986. Unique site response conditions of two major earthquakes of 1985: Chile and Mexico. *Proc. of the Int. Symposium of Engineering Geology Problems in Seismic Areas*, v. IV, Bari, Italy, April 1986.
- Celet, P., 1962. Contribution à l'étude géologique du Parnasse – Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Géol. Pays Hellén.*, v. 7, p.1-358.
- Celet, P., Clement, B., 1971. Sur la présence d'une nouvelle unité paléogéographique et structurale en Grèce continentale du Sud: l'unité du flysch béotien. *C.R. somm. Soc. Géol. France*, p. 43-47.
- Celet, P., 1979. Les bordures de la zone du Parnasse. Evolution paléogéographique au Mésozoïque et caractères structuraux. *VI Coll. Geol. Aegean Region*, Athens 1977 Proc., 2, p. 725-740.
- Chavez-Garcia, F.J. & Bard, P.Y., 1994. Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 13, p. 229-247.
- Chavez-Garcia, F.J. & Cuenca, J., 1996. Site Effects in Mexico City Urban Zone. A Complementary Study. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, v. 15, p.141–146.

- Chavez-Garcia, F.J., Pedotti, G., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., 1990. An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece). *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 80, p. 784-806.
- Chavez-Garcia, F.J., Sanchez-Sesma, F.J., Campillo, M., Bard, P.-Y., 1994. El terremoto de Michoacan de Septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio. *Fisica de la Tierra*, Editorial Computense, Madrid, v. 6, p. 157-200.
- Chavez-Garcia, F.J., Sánchez, L.R., Hatzfeld, D., 1996. Topographic Site Effects and HVSR. A Comparison Between Observations and Theory. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86(5), p. 1559-1573.
- Chin, B.H. & Aki, K., 1991. Simultaneous study of the source, path and site effects on strong motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p. 1859-1884.
- Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88(3), p. 653-666.
- Clarke, P.J., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Denys, P.H., Cross, P.A., Ashkenazi, V., Bingley, R., 1997a. Geodetic estimate of seismic hazard in the Gulf of Korinthos. *Geophysical Research Letters*, v. 24, p.1303-1306.
- Clarke, P.L., Davies, R.R., England, P.C., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Cross, P.A., Denys, P.H., Ashkenazi, V., Bingley, R., Kahle, H., Muller, M., Briole, P., 1998. Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989-1997. *Geophysical Journal International*, v. 135, p. 195-214.
- Clement, B., 1971. Découverte d'un flysch éocrétaé en Béote (Grèce continental). *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 272, p. 791-792.
- Clough, R.W. & Penzien, J., 1993. *"Dynamics of Structures"*. 2nd ed., McGraw-Hill, New York.
- Cocard, M., Kahle, H.-G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Billiris, H., Paradissis, D., 1999. New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the West Hellenic Arc, Greece. *Earth planet. Sci. Lett.*, v. 172, p. 39-47.
- Collier, R.E.L. & Gawthorpe, R.L., 1995. Neotectonics, drainage and sedimentation in central Greece: insights into coastal reservoir geometries in syn-rift sequences. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, v. 80, p. 165-181.
- Collier, R. & Jones, G., 2003. Rift sequences of the southern margin of the Gulf of Corinth (Greece) as exploration/production analogues. Barcelona, American Association of Petroleum Geologists International Conference, *Search and Discovery* Article no. 90017.
- Collier, R.E.L., Leeder, M., Rowe, P.J., and Atkinson, T.C., 1992, Rates of tectonic uplift in the Corinth and Megara Basins, central Greece: Tectonics, v. 11, p. 1159-1167.
- Collier, R.E.L., Leeder, M.R., Trout, M., Ferentinos, G., Lyberis, E., Papatheodorou, G., 2000. High sediment yields and cool, wet winters during the last glacial lowstand, northern Mediterranean. *Geology*, v. 28, p. 999-1002.
- Collier, R.E.L., Pantosti, D., D'Addezio, G., De Martini, P.M., Masana, E., Sakellariou, D., 1998. Paleoseismicity of the 1981 Corinth earthquake fault: seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 30,001-30,019.

- Converse, A.M. & Brady, A.G., 1992. BAP - basic strong-motion accelerogram processing software; Version 1.0. *U.S.G.S. open-file report*, v. 174, p. 92–296A.
- Cornet, F.H., Doan, M.L., Moretti, I., Borm, G., 2004b. Drilling through the active Aigion fault: the AIG10 well observatory. *C. R. Geosci.*, v. 336(4–5), p. 395–406.
- Cornou, C., 2005. Simulation for real sites, SESAME project, Deliverable D17.10, pp. 62 , <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>
- Cornou, C., Bard, P.Y., Dietrich, M., 2003a. Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part I: methodology. *Bull Seism. Soc. Am.*, v. 93(6), p. 2604–2623.
- Cornou, C., Bard, P.Y., Dietrich, M., 2003b. Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part II: application to Grenoble basin (French Alps). *Bull Seism. Soc. Am.*, v. 93(6), p. 2624–2648.
- Cornou, C., Kristek, J., Bonnefoy-Claudet, S., Fäh, D., Bard, P.-Y., Moczo, P., Ohrnberger, M., Wathelet, M., 2004. Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites. In: *Proceedings of the 13th world conference on earthquake engineering*, Vancouver, Canada, August 2004, Paper # 1130.
- Coutel, F. & Mora, P., 1998. Simulation-based comparison of four site-response estimation techniques. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88-1, p.30-42.
- Darragh, R.B. & Shakal, A.F., 1991. The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 66, p. 1293-1321.
- Dart, C., Collier, R., Gawthorpe, R., Keeler, J., Nichols, G., 1994. Sequence stratigraphy of (?) Pliocene–quaternary synrift, Gilbert-type fan deltas, northern Peloponnesos, Greece. *Marine and petroleum Geology*, v. 11 (5), p.545–560.
- Davies, R.R., England, P.C., Parson, B.E., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., 1997. Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 24.571-24.588.
- Davis, L.L. & West, L.R., 1973. Observed effects of topography on ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 63, p. 283-298.
- De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L., Collier, R., 2002. Slip rates of the Aigion and Eliki faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. In: EGS XXVII General Assembly, vol. 4, *Geophysical Research Abstracts*, Nice, France.
- De Martini, P., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeill, L., and Collier, R.E.L., 2004. Slip rates of the Aigion and Eliki Faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 336, p. 325–334.
- De Martini, P.M., Pantosti, D., Palyvos, N., Lemeille, F., McNeil, L., Collier, R., 2005. Slip rates of the Aigion and Eliki faults from uplifted marine terraces, Corinth Gulf, Greece. *C.R. Geosci.*, v. 336, p. 325-334
- Dercourt, J. 1964. Contribution a Peloponnesse septentrionale. *Annls Geol. Pays Hellen.* 15.
- Dia, A.N., Cohen, A.S., O’Nions, R.K., Jackson, J.A., 1997. Rates of uplift investigated through ²³⁰Th dating in the Gulf of Corinth Greece . *Chem. Geol.*, v. 138, p.171–184.
- Diagourtas, D., Makropoulos, K., Gariel, J.-K., Wajeman, N., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., 1993. Simulation of strong ground motion using empirical Green’s function method. Preliminary results. *Second Int. Geophysical Congress*, Florina, v. 1, p. 222-235.
- Diagourtas, D., Tzanis, A., Makropoulos, K., 2001. Comparative Study of Microtremors Analysis Methods. *Pure Appl. Geophys.*, v. 158, p. 2463–2479.

- DiGiacomo, D., Gallipoli, M.-R., Mucciarelli, M., Parolai, S., Richwalski, S.M., 2005. Analysis and Modeling of HVSR in the Presence of a Velocity Inversion: The Case of Venosa, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 95(6), p.2364–2372.
- DiGiulio, G., Cornou, C., Ohrnberger, M., Wathelet, M., Rovelli, A., 2006. Deriving wavefield characteristics and shear-velocity profiles from twodimensional small-aperture array analysis of ambient vibrations in a smallsize alluvial basin, Colfiorito, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 96(5), p.1915–1933.
- Dimitriu, P.P., Papaioannou, C.A., Theodulidis, N., 1998. EURO-SEISTEST Strong-Motion Array near Thessaloniki, Northern Greece: A Study of Site Effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88, p. 862-873.
- Dobry, R., Idriss, I.M., NG, E., 1978. Duration characteristics of horizontal components of strong-motion earthquake records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 68(5), p. 1487-1520.
- Dolenc, D. & Dreger, D., 2005. Microseisms observations in the Santa Clara Valley, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 95(3), p.1137–1149.
- Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E., Mertmann, D., 2001. Permian-Triassic paleogeography of the external Hellenides. *Palaeoclimat. Palaeoecol.*, v. 172, p. 327-338.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Frydas, D., 1987. Neotectonic evolution of northwestern continental Greece. *Geol. Rdsch.*, v. 76, p. 433-450.
- Doutsos, T., Kontopoulos, N., Poulimenos, G., 1988. The Corinth-Patras rift as the initial stage of continental fragmentation behind an active island arc (Greece). *Basin Res.*, v. 1, p.177-190.
- Doutsos, T. & Piper, D.J.W., 1990. Listric faulting, sedimentation, and morphological evolution of the Quaternary eastern Corinth rift, Greece: First stages of continental rifting. *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 812-829.
- Doutsos, T. & Poulimenos, G., 1992, Geometry and kinematics of active faults and their seismotectonic significance in the western Corinth - Patras rift (Greece): *Journal. Structural Geology*, v. 14, no. 6, p. 689-699.
- Doutsos, T. & Kokkalas, S., 2001. Stress and deformation patterns in the Aegean Region. *Journal of Structural Geology*, v. 23 , p. 455-472.
- Douze, E.J., 1964. Rayleigh waves in short-period seismic noise. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 54(4), p.1197–1212.
- Douze, E.J., 1967. Short-period seismic noise. *Bull Seism. Soc. Am.*, v. 57(1), p. 55–81.
- Dufaure, J.J., 1975. Le Relief du Péloponnèse [thesis]: Paris, Université Paris IV, p.1422.
- Dufaure, J.J., 1977. Neotectonique et morphogenese dans une peninsula mediterrannee: Le Peloponnese. *Rev. Gtog. Phys. Gtol. Dyn.*, v. 19, p. 27-58.
- Dufaure, J.J. & Zamanis, A., 1980. Styles neotectoniques etetagements de niveaux marins sur un segment d'arc insulaire, le Peloponnese. *Proc. Colloquim on Niveaux Marins et Tectonique Quaternaire dans l'Aire Mediterranee*. CNRS, Univ. Paris I, Paris.
- Duval, A.-M., 1994. Détermination de la réponse d'un site aux séismes à l'aide du bruit de fond: Evaluation expérimentale. *Thèse de Doctorat, Paris VI*, p. 265 (in French).
- Duval, A.M., Bard, P.-Y., Méneroud, J.P., Vidal, S., 1994. Usefulness of microtremor measurements for site effect studies. In: *Proceedings of the 10th European Conference on Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, Balkema, Duma Ed., v. I, p. 521-528.
- Duval, A.M., Bard, P.-Y., Méneroud, J.P., Vidal, S., 1995. Mapping Site Effects with Microtremors. *Proc. of 5th Intern. Confer. on Seismic Zonation*, 17–19 October, Nice, France), v. 2, p. 1522–1529.
- Duval, A.M., Méneroud, J.P., Vidal, S., Singer, A., 1998. Relation between curves obtained from microtremor and site effects observed after Caracas 1967 earthquake.

- Proceedings of the 11th European Conference on Earthquake Engineering*, Paris, France.
- Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός, Ε.Α.Κ., 2000. *Ο.Α.Σ.Π., Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας*, Εκτυπωτική Αττικής Α.Ε., Αθήνα, 2001.
- Essen, H.H., Kruger, F., Dahm, T., Grevemeyer, I., 2003. On the generation of secondary microseisms observed in northern and central Europe. *Journal of Geophysical Research*, v. 108(B10), p. 2506–2521.
- Eurocode 8. Design of Structures for Earthquake Resistance. Part I: General rules, seismic actions and rules for buildings. *CEN*, January 2003.
- Evernden, J.F. & Thomson, J.M., 1985. Predicting seismic intensities. *U.S.G.S. Professional Paper* 1360, p. 151-202.
- Faccioli, E., 1991. Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities. In: *Proc. of the Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (editor), Univ. of Missouri-Rolle, v. 2, p. 1779-1797.
- Fäh, D., Kind, F., Giardini, D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, v. 145(2), p. 535–549.
- Fäh, D., Rüttener, E., Noack, Th., Kruspan, P., 1997. Microzonation of the city of Basel. *Journal of Seismology*, v. 1, p. 87-102.
- Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Collins, M.B., 1988. Sediment transport processes on an active submarine fault escarpment: Gulf of Corinth, Greece. *Marine Geology*, v. 83, p. 43-61.
- 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*, v. 20, p. 381-388.
- Fernandez-Gonzalez, M., Frydas, D., Guernet, C., Mathieu, R., 1994. Foraminefères et ostracodes du Pliopleistocène de la région de Patras (Grèce). Intérêt stratigraphique et paléogéographique. *Rev. Esp. Micropaleont.*, v. XXVI (1), p. 89-108.
- Field, E.H., 1996. Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86-4, p. 991-1005.
- Field, E.H., Clement, A.C., Jacob, K.H., Aharonian, V., Hough, S.E., Friberg, P.A., Babiian, T.O., Karapetian, S.S., Hovanessian, S.M., Abramian, H.A., 1995. Earthquake site response in Giumri (formerly Leninakan), Armenia using ambient noise observations. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 85, p. 349-353.
- Field, E.H., Hough, S.E., Jacob, K., 1990. Using microtremors to assess potential earthquake site response: a case study in Flushing Meadows, New York City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 80, p.1456-1480.
- Field, E.H. & Jacob, K., 1993a. Monte Carlo simulation of the theoretical site response variability at Turkey Flat, California, given the uncertainty in the geotechnically derived input parameters. *Earthquake Spectra*, v. 9-4, p. 669-702.
- Field, E.H. & Jacob, K., 1993b. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise. *Geophysical Res. Lett.*, v. 20-24, p. 2925-2928.
- Field, E.H. & Jacob, K., 1995. A comparison and test of various site response estimation techniques, including three that are non reference-site dependent. *Bull. seism. Soc. Am.*, v. 85, p.1127-1143.
- Field, E.H., Johnson, P.A., Beresnev, I.A., Zeng, Y., 1997. Nonlinear ground-motion amplification by sediments during the 1994 Northridge earthquake. *Nature*, v. 390-11, p. 599-602.

- Field, E.H., Zeng, Y., Anderson, J.G., Beresnev, I.A., 1998. Pervasive nonlinear sediment response during the 1994 Northridge earthquake. In *“The Effects of Surface Geology on Seismic Motion”* (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada and T. Sasatani, Eds), Balkema Rotterdam, p. 773-778.
- Finn, W.D., 1991. Geotechnical engineering aspects of seismic microzonation. In: *Proc. of the 4th Int. Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA, v. I, p. 199-250.
- Fischer, K.M., Salvati, L.A., Hough, S.E., Gonzalez, E., Nelsen, C.E., Roth, E.G., 1995. Sediment-induced amplification in the northeastern United States: a case study in Providence, Rhode Island. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 85-5, p.1388-1397.
- Fletcher, J.B. & Boatwright, J., 1991. Source parameters of Loma Prieta aftershocks and wave propagation characteristics along the San Francisco Peninsula from a joint inversion of digital seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p.1783-1812.
- Flotté, N., 2003. Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement: le rift de Corinthe -Patras, Grèce. *Ph.D. Thesis, Univ. Paris XI*.
- Flotté, N., Plagnes, V., Sorel, D., Benedicto, A., 2001. Attempt to date Pleistocene normal faults of the Corinth-Patras Rift (Greece) by U/Th method and tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, v. 28 (19), p. 3769-3772.
- Flotté, N. & Sorel, D., 2001. Structural cross-sections through the Corinth-Patras detachment fault-system in northern Peloponnesus (Aegean arc Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. XXXIV (1), p. 235- 241.
- Flotté, N., Sorel, D., Müller, C., Tensi, J., 2005. Along strike changes in the structural evolution over a brittle detachment fault: Example of the Pleistocene Corinth-Patras rift (Greece). *Tectonophysics*, v. 403, p. 77- 94.
- Frankel, A., McGarr, A., Bicknel, J., Moil, J., Seeber, L., Cranswick, E., 1990. Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: measurements from New York, South Africa, and southern California. *J. Geophys. Res.*, v. 95, p.17441-17457.
- Friedrich, A., Krüger, F., Klinge, K., 1998. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array. *Journal of Seismology*, v. 2(1), p. 47-64.
- Frydas, D., 1987. Kalkiges Nannoplankton aus dem Neogen der NW-Peloponnes, Griechenland. *N. Jb. Geol. Palaeontol.*, Mh. 5, 274-286, 2 pl., Stuttgart.
- Frydas, D., 1991. Palaeoökologische und stratigraphische untersuchungen der diatomeen des Pleistozans der N-Peloponnes, Griechenland. *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. XXV 2, p. 499-513.
- Furumura, T. & Kennett, B.L.N., 1998. On the nature of regional seismic phases-III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes. *Geophys. J. Int.*, v. 135, p. 1060-1084.
- Gaull, B.A., Kagami, H., Eeri, M., Taniguchi, H., 1995. The microzonation of Perth, western Australia, using microtremor spectral ratio. *Earthquake Spectra*, v.11(2), p.173-191.
- Gautier, S., Latorre, D., Virieux, J., Deschamps, A., Skarpelos, C., Sotiriou, A., Serpetsidaki, A., and Tselentis, A., 2006. A new passive tomography of the Aigion area (Gulf of Corinth Greece) from the 2002 data set. *Pure and Applied Geophysics*, v. 163, no. 2-3, p. 431-453.
- Geli, L., Bard, P.-Y., Jullien, B., 1988. The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 78, p. 42-63.

- Ghisetti, F.C., Vezzani, L., Agosta, F., Sibson, R., Moretti, I., 2001. Tectonic Setting and Sedimentary Evolution of the South-west Margin of the Corinth Rift (Aigion-Xilocastro area). *IFP Report no. 562 07*.
- Ghisetti, F.C., Vezzani, L., 2004. Plio–Pleistocene sedimentation and fault segmentation in the Gulf of Corinth (Greece) controlled by inherited structural fabric. *C. R. Geoscience*, v. 336, p. 243–249.
- Gitterman, Y., Zaslavsky, Y., Shapira, A., Shtivelman, V., 1996. Empirical site response evaluations: case studies in Israel. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, v. 15, p. 447–463.
- Goldsworthy, M. & Jackson, J.A., 2000. Active normal fault evolution and interaction in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns. *J. geol. Soc. Lond.*, v. 157, p. 967–981.
- Goldsworthy, M. & Jackson, J.A., 2001. Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 489–506.
- Gregor, N.J. & Bolt, B.A., 1997. Peak strong motion attenuation relations for horizontal and vertical ground displacements. *J. Earth. Eng.*, v. 1(2), p. 275–292.
- Grevemeyer, I., Herber, R., Essen, H.H., 2000. Microseismological evidence for a changing wave climate in the northeast Atlantic Ocean. *Nature*, v. 408(6810), p.349–352.
- Griffiths, D.W. & Bollinger, G.A., 1979. The effect of Appalachian Mountain topography on seismic waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 69, p. 1081–1105.
- Guéguen, P. & Bard, P.-Y., 1998. Contamination of ground motion by building vibration. *Proc. of the Second Int. Symp. on Effects on Surface Geology on Strong Motions*, Yokohama, Japan, Ed.: Balkema, Rotterdam, v. 2, p. 407–412.
- Guillier, B., Atakan, K., Chatelain, J.-L., Havskov, J., Ohrnberger, M., Cara, F., Duval, A.-M., Zacharopoulos, S., Teves-Costa, P., the SESAME Team. Influence of instruments on the H/V spectral ratios of ambient vibrations. *Bull. Earthquake Eng.*, v. 6, p. 3–31.
- Gutenberg, B., 1958. Microseisms. *Advances in Geophysics*, v. 5, p. 53–92.
- Haghshenas, E., Bard, P.Y., Theodulidis, N. and SESAME WP04 Team, 2008. Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthquake Eng.*, v. 6, p. 75–108.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, V., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A., Voidomatis, R., Diagourtas, D., Kassaras, I., Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzara, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P., Papaioannou, C., 1997. The Kozani-Grevena (Greece) Earthquake of 13 May 1995 revisited from a detailed seismological study. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 87, p.463–473.
- Hatzfeld, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Kassaras, I., Papadimitriou, E., Makropoulos, K., Voulgaris, N., Papaioannou, C., 2000. Microseismicity and faulting geometry in the Gulf of Corinth (Greece). *Geophys. J. Int.*, v. 141, p. 438–456.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordilis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, S., Makropoulos, K., Bouin, M.P., Bernard, P., 1996. The Galaxidi earthquake of 18 November, 1992: a possible asperity within the normal fault system of the Gulf of Corinth (Greece). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 86, p. 987–1991.
- Hatzfeld, D., Pedotti, G., Hatzidimitriou, P., Makropoulos, K., 1990. The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey. *Geophys. J. Int.*, v. 101, p. 181–202.
- Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papaditriou, P., Deschamps, A., 1999. Microseismicity and focal

- mechanisms at the western termination of the North Anatolian fault and their implications for continental tectonics. *Geophys. J. Int.*, v. 137, p. 891–908.
- Haubrich, R.A., Munk, W.H., Snodgrass, F.E., 1963. Comparative spectra of microseisms and swell. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 53(1), p. 27–37.
- Herrmann, R.B., 2001. Computer Programs in Seismology. Version 3.1, *St. Louis University*.
- Higgs, B., 1988. Syn-sedimentary structural controls on basin deformation in the Gulf of Corinth, Greece. *Basin Res.*, v. 1, p. 155–165.
- Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas. *Journal of Physics of the Earth*, v. 33, p. 59–96.
- Horike, M., 1996. Geophysical exploration using microtremor measurements. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #2033, Elsevier Science Ltd.
- Horike, M., Zhao, B., Kawase, H., 2001. Comparison of Site Response Characteristics Inferred from Microtremors and Earthquake Shear Waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91(6), p. 1526–1536.
- Hough, S.E., Field, E.H., Jacob, K.H., 1991. Using microtremors to assess site-specific earthquake hazard. *Proc. of the 4th Int. Conf. on Seis. Zonation*, Stanford University, Stanford, California, 25–29 August, v. 3, p. 585–592.
- Hough, S.E., Seeber, L., Rovelli, A., Malagnini, L., DeCesare, A., Selveggi, G., Leruer-Lam, A., 1992. Ambient noise and weak motion excitation of sediment resonances: results from the Tiber valley, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 82, p. 1186–1205.
- Houghton, S., Roberts, G., Papanikolaou, I., McArthur, J., Gilmour, M., 2003. New ²³⁴U–²³⁰Th coral dates from the western Gulf of Corinth: Implications for extensional tectonics. *Geophysical Research Letters*, v. 30 (19, art. no. 2013).
- Housner, G.W., 1952. Spectrum intensities of strong-motion earthquakes. *Proc. Symposium on Earthquake and Blast Effects on Structures*, Eds. C.M. Duke and M. Feigen, Los Angeles, p. 21–36.
- Housner, G.W., 1959. Behavior of structures during earthquakes. *Proc. ASCE EM4*, v. 85, p. 109–129.
- Huang, H.-C. & Teng, T. L., 1999. An evaluation on H/V ratio vs. Spectral Ratio for site-response estimation using the 1994 Northridge earthquake sequences. *Pure and Applied Geophysics*, p. 631–649.
- Hubert, A., King, G.C.P., Armijo, R., Meyer, B., 1996. Fault reactivation, stress interaction and rupture propagation in the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 142, p. 573–586.
- Hudson, D.E., 1962. Some problems in the application of spectrum techniques to strong-motion earthquake analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 52, p. 417–430.
- Hudson, D.E., 1979. Reading and Interpreting Strong Motion Accelerograms. *E.E.R.I. Monograph*, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, California, v. 1, p. 112.
- Humar, J.L., 1990. “*Dynamics of Structures*”. Prentice-Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- I.G.M.E., 1962. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Γαλαξειδίον. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1964. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Δελφοί. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.

- I.G.M.E., 1971. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Ναύπακτος. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1977. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Αμυγδαλέα. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1978. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Κόρινθος. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1984. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Χαλανδρίτσα. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1989. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Ευλόκαστρο. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- I.G.M.E., 1993. Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδας, κλίμακα 1/50.000, Φύλλο Δερβένιον. *Εκδ. ΙΓΜΕ*, Αθήνα.
- Irikura, K. & Kawanaka, T., 1980. Characteristics of microtremors on ground with discontinuous underground structure. *Bull. Disaster Prev. Inst., Kyoto Univ.*, v. 30, p. 81-96.
- Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., Sasatani, T., (Eds.), 1998. "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion". *Proc. of the Second Int. Symp. on Effects on Surface Geology on Strong Motions*, Yokohama, Japan, Balkema, Rotterdam.
- Jackson, J.A., 1987. Active normal faulting and crustal extension, in Continental Extensional Tectonics, eds Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L., *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, v. 28, p. 3-17.
- Jackson, J., 1994. Active tectonics of the Aegean region. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 22, p. 239-271.
- Jackson, J., Gagnepain, J., Houseman, G., King, G.C.P., Papadimitriou, P., Soufleris, C., Virieux, J., 1982. Seismicity, normal faulting and the geomorphological development of the Gulf of Corinth (Greece): the Corinth earthquakes of February and March 1981. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 57, p. 377-397.
- Jackson, J.A. & McKenzie, D.P., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J.*, v. 93, p. 45-73.
- Jacobshagen, V., Durr, S., Kockel, E. Kopp, K. O., Kowalczyck, G., 1978. Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: *Alps, Apennines, Hellenides* (edited by Closs, H. et al *LL Scient. Rep.*, v. 38, p. 455-477.
- Jarpe, S.P., Cramer, C.H., Tucker, B.E., Shakal, A.F., 1988. A comparison of observations of ground response to weak and strong motion at Coalinga, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 78, p. 421-435.
- Jolivet, L. & Patriat, M., 1999. Ductile extension and formation of the Aegean sea. *Geol. Soc. Special Publication*, v. 156, p. 427-458.
- Joyner, W.B. & Fumal, T., 1984. Use of measured shear wave-velocity for predicting site effects on strong motion. *Procc. of the 8th World Conf. on Earthquake Engineering*, San Francisco, v. 2, p. 777-783.
- Joyner, W.B., Warriek, R.E., Fumal, T.E., 1981. The effect of quaternary alluvium on strong ground motion in the Coyote Lake, California, earthquake of 1979. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 71, p. 1333-1349.
- Kagami, H., Duke, C.M., Liang, G.C., Ohm, Y., 1982. Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering, Part II: Evaluation of site effect upon seismic wave amplification due to extremely deep soils. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 72, p. 987-998.

- Kagami, H., Okada, S., Shiono, K., Oner, M., Dravinski, M., Mal, A.K., 1986. Observation of 1 to 5 second microtremors and their application to earthquake engineering. Part III. A two-dimensional study of site effects in S. Fernando valley. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 76, p.1801-1812.
- Kagami, H., Okada, S., Ohta, Y., 1988. Versatile application of dense and precision seismic intensity data by an advanced questionnaire survey. *Procc. of the 9th World Conf. on Earthquake Engineering*, Tokyo-Kyoto. Ed. Maruzen, v. 8, p. 937-942.
- Kagawa, T., Sawada, S., Iwasaki, Y., 1992. On the relationship between azimuth dependency of earthquake ground motion and deep basin structure beneath the Osaka plain. *J. Phys. Earth*, v. 40, p. 73-83.
- Kahle, H.-G., Müller, M.V., Veis, G., 1996. Trajectories of crustal deformation of western Greece from GPS observations 1989-1994. *Geophys. Res. Lett.*, v. 23(6), p. 677-680.
- Kanai, K., 1983. Engineering Seismology. *University of Tokyo Press*, Tokyo, 251 pages.
- Kanai, K. & Tanaka, T., 1954. Measurement of the microtremor. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, v. 32, p.199-209.
- Kanai, K. & Tanaka, T., 1961. On microtremors VIII. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, v. 39, p. 97-114.
- Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, D., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K., Yuan, A., 2002. Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area. *Tectonophysics*, v. 358, p.187-209.
- Karagianni, E.E., Papazachos, C.B., Panagiotopoulos, D.G., Suhadolc, P., Yuan, A., Panza, G.F., 2005. Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.*, v. 160, p. 127-143.
- Kawase, H., 1996. The cause of the damage belt in Kobe: "The basin-edge effect," Constructive interference of the direct S-wave with the basin-induced diffracted/Rayleigh waves. *Seism. Res. Lett.*, v. 67(5), p. 25-34.
- Kawase, H., 2003. "Site Effects on Strong Ground Motions". In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, (W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, London, p. 1013-1030.
- Kawase, H. & Aki, K., 1989. A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 79, p. 1361-1382.
- Kawase, H. & Aki, K., 1990. Topography effect at the critical SV wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier-Narrows, California, earthquake of 1 October 1987. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 80, p.1-22.
- Kinematics Inc. Altus Digital Recorder, User Guide, 2002. Document 302200, Revision I.
- Kinematics Inc. Etna Digital Recorder, User Guide, 2002. Document 302230, Revision C.
- Kinematics, 2003. Strong Motion Analyst (SMA), software package, Kinematics, Inc., Pasadena, California.
- Keraudren, B. & Sorel, D., 1987. The terraces of Corinth (Greece) - a detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500,000 years. *Mar. Geol.*, v. 77, p. 99-107.
- King, G., Sturdy, D., Whitney, J., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 65, p.1073-1096.
- Kobayashi, K., 1980. A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors. *Proc. of the 7th WCEE*, Sept. 8-13, Istanbul, Turkey, v. 1, p. 237-240.

- Köhler, A., Ohrnberger, M., Scherbaum, F., Wathelet, M., Cornou, C., 2007. Assessing the reliability of the modified three-component spatial autocorrelation technique. *Geophys. J. Int.*, v. 168, p. 779–796.
- Koller, M., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Duval, A.-M., Atakan, K., Bard, P.-Y., SESAME Team, 2004. Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation. In: *Proceedings of the 13th world conference in earthquake engineering*, Vancouver, August 2004, paper # 3132.
- Konno, K. & Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 88(1), p. 228–241.
- Kontopoulos, N. & Doutsos, T. 1985. Sedimentology and tectonics of the Antirion area (Western Greece). *Bull. Soc. geol. It.*, v. 104, p. 479–489.
- Kontopoulos, N. & Zelilidis, A., 1997. Depositional environments of the coarse-grained lower Pleistocene deposits in the Rio- Antirio basin, Greece. In: Marinos, G.C., Koukis, G.C., Tsiambaos, S.G.C. Eds. , *Engineering Geology and the Environment. Proc. Int. Symp. Eng. Geol. Environ.*, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 199–204.
- Koukouvelas, K.I., 1998. The Eigion Fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *J. Geodynamics*, v. 26, no. 24, p. 501–513.
- Koukouvelas, I.K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D., Pavlides, S., 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki fault, Gulf of Corinth, Greece. *J. Struct. Geol.*, v. 23 (2–3), p. 531– 543.
- Koyama, S., Okawa, I., Kashima, T., Kitagawa, Y., 1996. Characteristics of ground motion in Kobé area. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1070, Elsevier Science Ltd.
- Koyanagi S., Mayeda, K., Aki, K., 1992. Frequency-dependent site amplification factors using the S-wave coda for the island of Hawaii. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 82, p.1151–1185.
- Krammer, S.L., 1996. “*Geotechnical Earthquake Engineering*”. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, p. 653.
- Kudo, K., 1995. Practical estimates of site response. State-of-art report. *Proc. of the 5th International Conf. on Seismic Zonation*, Nice, France.
- Lacave, C., Bard, P.-Y., Koller, M.G. Microzonation: techniques and examples. *Résonance Ingénieurs-Conseils SA*, Geneva, Switzerland.
- Lachet C. & Bard P.-Y., 1994. Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *J. Phys. Earth*, v. 42, p. 377–397.
- Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Papaioannou, C., Savvaidis, A., 1996. Site effects and microzonation in the City of Thessaloniki (Greece). Comparison of different approaches. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p.1692–1703.
- Lacoss, R.T., Kelly, E.J., Nafi, T.M., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics*, v. 34(1), p. 21–38.
- Langston, C.A., 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, v. 84, p. 4749–4762.
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.L., Lyon-Caen, H., 2004. A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set. *Geophys. J. Int.*, v. 159, p. 1013–1031.
- Lay, T. & Wallace, T.C., 1995. “*Modern Global Seismology*”. Academic Press, San Diego.

- Lebrun, B., 1997. Les effets de site: étude expérimentale et simulation de trois configurations. *Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I*, November 27, p. 208 (in French).
- Leeder, M.R., Collier, R.E.L., Abdul Aziz, L.H., Trout, M., Ferentinos, G., Papatheodorou, G., Lyberis, E., 2002. Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides Gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. *Basin Res.*, v. 14, p. 25-41.
- Leeder M.R. & Jackson J.A., 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, v. 5, p. 79-102.
- Leeder, M.R., McNeill, L.C., Collier, R.E.L., Portman, C., Rowe, P.J., Andrews, J.E., Gawthorpe, R.L., 2003. Corinth rift-margin uplift: New evidence from Late Quaternary marine shorelines. *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 12, p. 1611.
- Leeder, M.R., Portman, C., Andrews, J.E., Collier, R.E.L., Finch, E., Gawthorpe, R.L., McNeil, L.C., Perez-Arlucea, M., Rowe, P., 2005. Normal faulting and crustal deformation, Alkyonides Gulf and Perachora peninsula, eastern Gulf of Corinth rift, Greece. *J. Geol. Soc.*, London, v. 162, p. 549-561.
- Leeder, M.R., Seger, M.J., Stack, C.P., 1991. Sedimentation and tectonic geomorphology adjacent to major active and inactive normal faults, Southern Greece. *Journal Geol. Soc.*, London, v. 148, p. 331-343.
- Lemeille, F., Chatupis, F., Foumelis, M., Retenmaier, D., Unkel, I., Micarelli, L., Moretti, I., Bourdillon, C., Coernet, C., Muller, C., 2004. Recent syn-rift deposits in the hangingwall of the Aigion Fault (Gulf of Corinth, Greece). *C.R. Geoscience*, v. 336, p. 425-434.
- Lemeille, F., Sorel, D., Bourdillon, C., Guernet, C., Manakou, M., Berge-Thierry, C., 2002. Quantification de la déformation associée à la faille d'Aigion (Golfe de Corinthe, Grèce) par l'étude des dépôts du Pleistocène supérieur et de la transgression marine holocène. *CRAS*, v. 334, p. 497-504.
- Λέντας, Κ., 2005. Εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών γεωλογικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση σε επιλεγμένες θέσεις επιταχυνσιογράφων του δυτικού Κορινθιακού κόλπου. *Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης*, Ε.Κ.Π.Α. Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας.
- Le Pichon, X. & Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Tectonophysics*, v. 60, p.1-42.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallement, S., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, v. 100, p.12675- 12690.
- Lermo, J. & Chavez-Garcia, F.J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 83, p.1574-1594.
- Lermo, J. & Chavez-Garcia, F.J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation ? *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 84, p.1350-1364.
- Lermo, J., Rodriguez, M., Singh, S.K., 1988. Natural period of sites in the valley of Mexico from microtremor measurements. *Earthquake Spectra*, v. 4, p. 805-814 (in Spanish).
- Li, T.M.C., Ferguson, J.F., Herrin, E., Durham, H.B., 1984. High frequency seismic noise at Lajitas, Texas. *Bull Seism. Soc. Am.*, v. 74(5), p. 2015-2033.

- Lindley, G.T. & Archuieta, R.J., 1992. Earthquake source parameters and frequency dependence of attenuation at Coalinga, Mammoth Lakes, and Santa Cruz Mountains, California. *J. Geophys. Res.*, v. 97, p.14137-14154.
- Longuet-Higgins, M.S., 1950. A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, v. A 243 (a), p.1-35.
- Louvari, E., Kiratzi, A.A., Papazachos B.C., 1999. The Cephalonia transform fault and its extension to western Lefkada island (Greece). *Tectonophysics*, v. 308, p. 223-226.
- Lozano, L., Herraiz, M., Singh, S.K., 2008. Site effect study in central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics. *Soil Dyn. Earthquake Eng.* (submitted for publication).
- Lykousis, V., Sakellariou, D., Papanikolaou, D., 1998. Sequence stratigraphy in the N. margin of the Gulf of Corinth: implications to Upper Quaternary basin evolution. *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. XXXII/2, p. 157-164.
- Lykousis, V., Sakellariou, D., Moretti, I., Kaberi, H., 2007. Late Quaternary basin evolution of the Gulf of Corinth: Sequence stratigraphy, sedimentation, faultslip and subsidence rates. *Tectonophysics*, v. 440, no. 1-4, p. 29-51.
- Lyon-Caen, H., Papadimitriou, P., Deschamps, A., Bernard, P., Makropoulos, K., Pacchiani, F., Patau, G., 2004. First results of the CRLN seismic network in the western Corinth rift: evidence for old fault reactivation. *C. R. Geosci.*, v. 336, p. 343-352.
- Λυμπέρης, Ε., Παπαθεοδώρου, Γ., Χασιώτης, Θ., Φερεντίνος, Γ., 1998. Υποθαλάσσια ρήγματα στην ενεργή τεκτονική τάφρο του Κορινθιακού κόλπου. Τέσσερα τυπικά παραδείγματα σύγχρονου τεκτονικού ελέγχου της μορφολογίας και των διεργασιών ιζηματογένεσης κάτω από τη στάθμη της θάλασσας. *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.*, τομ. XXXII/2, σελ. 223-234.
- Makris, J., Papoulia, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, v. 341, p. 225-236.
- Makropoulos, K.C., 1978. The statistics of large earthquake magnitude and an evaluation of greek seismicity. *Ph.D. thesis, Univ. of Edinburgh*.
- Makropoulos, K.C., Diagourtas, D., Voulgaris, N., 1993. The Western part of Gulf of Corinth (Greece) strong motion network (RASMION). Preliminary results. *Second Int. Geophysical Congress, Florina*, v. 1, p. 460-471.
- Makropoulos, K.C., Diagourtas, D., Voulgaris, N., Drakopoulos, J., 1996. A study of site effects on strong motion records obtained from local network around Gulf of Corinth, (Central Greece). *Earthquake Hazard and Risk*, p. 241-252.
- Malagnini, L., Herrmann, R.B., Biella, G., DeFranco, R., 1995. Rayleigh waves in quaternary alluvium from explosive sources: determination of shear wave velocity and Q structure. *Bull. seism. Soc. Am.*, v. 85(3), p. 900-922.
- Malagnini, L., Tricarico, P., Rovelli, A., Herrmann, R.B., Opice, S., Biella, G., de Franco, R., 1996. Explosion, earthquake, and ambient noise recordings in a Pliocene sediment-filled valley: inferences on seismic response properties by reference- and non-reference-site techniques. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p. 670-682.
- Maniatis G., 2006. Quantification of the activity of tectonic fault systems in the region of the Gulf of Corinth, Greece. *Doctor rerum naturalium, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg*.

- Maresca, R., Castellano, M., De Matteis, R., Saccorotti, G., Vaccariello, P., 2003. Local site effects in the town of Benevento (Italy) from noise measurements. *Pure and Applied Geophysics*, v. 160(9), p.1745–1764.
- Margaris, B.N. & Boore, D.M., 1996. Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88, p. 170-182.
- Μαριολάκος, Η., 1976. Σκέψεις και απόψεις επί ωρισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου (Ελλάδα). *Ann. Geol. des Pays Hell.*, v. 27, p. 215-313.
- Mariolakos, I., Fountoulis, I., Mariolakos, D., 1998. Deformation structures at Gulf of Corinth, Greece induced by the Egion earthquake of 1995. *Proceedings 8th international IAGG Congress 1998 Balkema*, Rotterdam, p. 789-795.
- Mariolakos, I. & Papanikolaou, D., 1981 . The neogene basins of the Aegean Arc from the Paleogeographic and the Geodynamic point of view . *Proceedings , Int. Symp. Hell. Arc and Trench (HEAT)* , v. 1 , Athens , p. 383-399 .
- Mariolakos, I., Papanikolaou, D., Symeonidis, N., Lekkas, S., Karotsieris, Z., Sideris, CH., 1981. The deformation of the area around the Eastern Corinthian Gulf , affected by the earthquakes of February-March 1981 . *Proceedings , Int. Symp. Hell. Arc and Trench (HEAT)*, v. 1 , Athens , p. 400-420 .
- Masuda, T. & Suzuki, Z., 1982. Objective estimation of source parameters and local Q values by simultaneous inversion method. *Phys. Earth Planet. Interiors*, v. 30, p.197-208.
- Matshushima, T. & Okada, H., 1990. Determination of deep geological structures under urban areas using long-period microtremors. *BUTSURI-TANSA*, v. 43-1, p. 21-33.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Aki, K., 1991. Site amplification from s-wave coda in the Long Valley Caldera region. California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 81, p. 2194-2213.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidge, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toks, M. N., Veis, G., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, v. 105, p. 5.695–5.719.
- McGarr, A., 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth. *J. Geophys. Res.*, v. 89, p. 6969–6979.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 30, p. 109–185.
- McKenzie, D., 1978a. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surroundings regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, v. 55, p. 217–254.
- McNeill, L.C. & Collier, R.E.L., 2004. Uplift and slip rates of the eastern Eliko fault segment, Gulf of Corinth, Greece, inferred from Holocene and Pleistocene terraces. London, *Journal of the Geological Society*, v. 161, p. 81–92.
- McNeill, L.C., Collier, R.E.L., De Martini, P., Pantosti, D., D’Addezio, G., 2005a. Recent history of the Eastern Eliko Fault, Gulf of Corinth: Geomorphology, palaeoseismology and impact on palaeoenvironments. *Geoph. J. Intern.*, v. 161, p. 154–166.
- McNeill, L.C., Cotterill, C.J., Henstock, T.J., Bull, J.M., Stefatos, A., Collier, R.E.L., Papatheoderou, G., Ferentinos, G., Hicks, S.E., 2005b. Active faulting within the offshore western gulf of Corinth, Greece: Implications for models of continental rift deformation. *Geology*, v. 33, p. 241–244.

- Medvedev, J., 1962. Engineering Seismology. *Science Academy Press*, Moscow.
- Meijer, P.T. & Wortel, M.J.R., 1997. Present-day dynamics of the Aegean region: a model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation. *Tectonics*, v. 16, p. 879–895.
- Mercier, J., 1981. Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean Cordillera of south Peru-north Bolivia. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, v. A300, p. 337–355.
- Mercier, J., Sorel, D., Simeakis, K., 1987. Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. *Annales Tectonicae*, v. I, p. 20-39.
- Micarelli, L. & Moretti, I., 2002. Structural architecture and scaling properties of the Helike and Pirgaki fault zones, Gulf of Corinth (Greece). *Journal of Structural Geology* (submitted for publication).
- Micarelli, L., Moretti, I., Daniel, J.M., 2003. Structural properties of rift-related normal faults: the case study of the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Geodynamics*, v. 36, p. 275–303.
- Midorikawa, S., 1987. Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake. *Journal of Structural Engineering*, v. 33B, p. 43-48.
- Milana, G., Barba, S., Del Pezzo, E., Zambonelli, E., 1996. Site response from ambient noise measurements: new perspectives from an array study in central Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86(2), p. 320–328.
- Mohammadioun, B., 1997. Nonlinear response of soils to horizontal and vertical bedrock earthquake motion. *J. Earthq. Eng.*, v. 1-1, p. 93-119.
- Mollova, G., 2007. Effects of Digital Filtering in Data Processing of Seismic Acceleration Records. *EURASIP Journal on Advances in Signal Processing*, v. 2007, article ID 29502.
- Moretti, I., Sakellariou, D., Lykousis, V., Micarelli, L., 2003, The Gulf of Corinth: An active half graben?: *Journal of Geodynamics*, v. 36, p. 323–340.
- Morewood, N.C. & Roberts, G.P., 1999. Lateral propagation of the surface trace of the South Alkyonides normal fault segment, central Greece: its impact on models of fault growth and displacement-length relationships. *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 635-652.
- Morewood, N.C. & Roberts, G.P., 2001. Comparison of surface slip and focal mechanism slip data along normal faults: an example from the eastern Gulf of Corinth, Greece. *Journal of Structural Geology*, v. 23, p. 473-487.
- Morewood, N.C. & Roberts, G.P., 2002. Surface observations of active normal fault propagation: implications for growth. *Journal of the Geological Society*, London, v. 159, p. 263–272.
- Mouyaris, N., Papastamatiou, D., Vita-Finzi, C., 1992. The Helice Fault, *Terra Nova*, v. 4, p. 124–129.
- Mucciarelli, M., 1998. Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach. *Journal of Earthquake Engineering*, v. 2(4), p.1–14.
- Mucciarelli, M., Gallipoli, M.R., Arcieri, M., 2003. The Stability of the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio of Triggered Noise and Earthquake Recordings. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 93-3, p. 1407–1412.
- Nakamura Y., 1989. A Method for Dynamic Characteristics Estimations of Subsurface Using Microtremors on the ground Surface. *Q.R.R.T.R.I.*, v. 30, p. 25-33.

- Nakamura, Y., 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, # 2134, Elsevier Science Ltd.
- Nakamura, Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proc. of the 12th World Conf. on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand.
- NEHRP Recommended Provisions for Seismic Regulations for new Buildings and other Structures (FEMA 450), 2003. Building Seismic Safety Council of the National Institute of Building Sciences, USA.
- Nguyen, F., Van Rompaey, G., Teerlynck, H., Van Camp, M., Jongmans, D., Camelbeeck, T., 2004. Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium – interpretation of the observed intensity during the Ms = 5.0 June 11 1938 earthquake. *Journal of Seismology*, v. 8, p. 41–56.
- Nigam, N.C. & Jennings, P.C., 1969. Calculation of response spectra from strong-motion earthquake records. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 59, p. 909-922.
- Nogoshi, M. & Igarashi, T., 1970. On the propagation characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan*, v. 23, p. 264-280 (in Japanese with English abstract).
- Nogoshi, M. & Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan*, v. 24, p.24-40 (in Japanese with English abstract).
- Ohmachi, T., Nakamura, Y., Toshinawa, T., 1991. Ground motion characteristics in the San Francisco Bay area detected by microtremor measurements. In: *Proceedings of the Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (editor), Univ. of Missouri-Rolla, p.1643-1648.
- Ohmachi, T. & Umezono, T., 1998. Rate of Rayleigh waves in microtremors. *Proc. of the Second Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, p. 587–592.
- Ohta, Y., Kagami, H., Goto, N., Kudo, K., 1978. Observation of 1- to 5-second microtremors and their application to earthquake engineering, Part I: Comparison with long-period accelerations at the Tokachi-Old earthquake of 1968. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 68, p. 767-779.
- Ojeda, A. & Escallon, J., 2000. Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motion records and microtremors in Pereira, Colombia. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 20, p.137-143.
- Okada., H., 2003. The Microseismic Survey Method: Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto, Geophysical Monograph Series No. 12. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Okeke, E. & Asor, V., 2000. On the microseisms associated with coastal sea waves. *Geophysical Journal International*, v. 141(3), p. 672–678.
- Ori, G.G., 1989. Geologic history of the extensional basin of the Gulf of Corinth (?Miocene–Pleistocene), Greece. *Geology*, v. 17, p. 918–921.
- Ormsby, J.F.A., 1961. Design of numerical filters with application to missile data processing. *J. Assoc. Comput. Machinery*, v. 8, p. 440-466.
- Panou, A.A., Theodulidis, N.P., Hatzidimitriou, P.M., Stylianidis, K., Papazachos, C.B., 2005. Ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in site effects estimation and correlation with seismic damage distribution in urban environment: the case of the city of Thessaloniki (Northern Greece). *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 25, p. 261–274.

- Pantosti, D., Collier, R., D'Addezio, G., Masana, E., Sakellariou, D., 1996. Direct geological evidence for prior earthquakes on the 1981 Corinth fault (central Greece). *Geophys. Res. Lett.*, v. 23(25), p. 3795-3798.
- Pantosti, D., De Martini, P.M., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Pavlides, S., Palyvos, N., Pucci, S., 2002. Paleoseismological trenching across the Eliki and Aigion faults (Gulf of Corinth, Greece). In: EGS XXVII General Assembly, vol. 4, *Geophysical Research Abstracts*, Nice, France.
- Pantosti, D., De Martini, M., Koukouvelas, I., Stamatopoulos, L., Palyvos, N., Pucci, S., Lemeille, F., Pavlides, S., 2004a. Paleoseismological investigations of the Aigion fault (Gulf of Corinth, Greece). *C. R. Geosci.*, v. 336, p. 335-342.
- Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., Chouliaras, G., Stavrakakis, G., 1997. The Ms=6.2, June 15, 1995 Aigion earthquake (Greece): evidence for low angle normal faulting in the Corinth rift. *J. Seismol.*, v. 1, p. 131-150.
- Papadopoulos, G.A., 2000. Historical earthquakes and tsunamis in the Corinth rift, central Greece. Publ. no. 12, *National Observatory of Athens*, Institute of Geodynamics.
- Papanastassiou, D., 1996. Seismicity and seismotectonics of the Gulf of Corinth, central Greece. *Proc. 1st Congress of the Balkan Geophysical Society*, Athens, Greece, p. 26.
- Παπανικολάου, Δ., 1986. Γεωλογία της Ελλάδας, *Παν/μιο Αθηνών*, Τμήμα Γεωλογίας, Αθήνα.
- Papanikolaou, D., 1989. Geotectonic map of Greece. *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, v. 1.
- Παπανικολάου, Δ., Χρόνης, Γ., Λυκούσης, Β., Σακελλαρίου, Δ., Παπούλια, Ι., 1997. Νεοτεκτονική δομή του Δ. Κορινθιακού κόλπου και γεωδυναμικά φαινόμενα του σεισμού του Αιγίου. *Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Συμπόσιου Ωκεανογραφίας & Αλιείας*, 1997 - ΤΟΜΟΣ Ι.
- Papastamatiou, J., 1960. La Géologie de la région montagneuse du Parnasse – Kiona – Oeta. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 2, p. 398-409.
- Papatheodorou, G. & Ferentinos, G., 1993. Sedimentation processes and basin- Alling depositional architecture in an active asymmetric graben: Strava graben, Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research*, v. 5, p. 235-253.
- Papazachos, C.B., 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction. *Geophys. Res. Lett.*, v. 17, p. 2653-2656.
- Papazachos, C. & Nolet, G., 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times, *J. geophys. Res.*, v. 102, p. 8349-8367.
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B., Louvari, E.K., 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, v. 39, p. 199-218.
- Papazachos, B.C., Papaioannou, Ch.A., Papastamatiou, D.J., Margaris, V.N., Theodulidis, N.P., 1990. On the reliability of different methods of the seismic hazard assessment in Greece. *Nat. Hazards*, v. 3, p. 141-151.
- Papazachos, B. & Papazachou, K., 1997. The Earthquakes in Greece. *Ed. Ziti*, Thessaloniki.
- Parolai, S., Bormann, P., Milkereit, C., 2001. Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the Cologne area (Germany) using noise measurements, *J. Earthquake Eng.*, v. 5, p. 541-564.
- Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S.M., Milkereit, C., 2005. Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophys. Res. Lett.*, v. 32(1), L01303.

- Parolai, S. & Richwalski, S.M., 2004. The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site response estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 94, p. 304–313.
- Parolai, S., Richwalski, S.M., Milkereit, C., Bormann, P., 2004. Assessment of the stability of H/V spectral ratios from ambient noise and comparison with earthquake data in the Cologne area (Germany). *Tectonophysics*, v. 390, p. 57–73.
- Pavlidis S.B., Koukouvelas I.K., Kokkalas S., Stamatopoulos L., Keramydas D., Tsodoulos I., 2004. Late Holocene evolution of the East Eliki fault, Gulf of Corinth (Central Greece). *Quaternary International*, v. 115-116, p. 139-154.
- Pedersen, H., LeBrun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 1994. Ground motion amplitude across ridges. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 84, p. 1786-1800.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W., Lykousis, V., 1993. Late Quaternary sedimentation in the Gulf of Corinth: the effects of marine-lake fluctuations driven by eustatic sea level changes. Special Publication Dedicated to Prof. A. Panagos. *Nat. Tech. Univ. of Athens*, p. 693–744.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W., Lykousis, V., 2000. Alternating marine and lacustrine sedimentation during late Quaternary in the Gulf of Corinth rift basin, central Greece. *Mar. Geol.*, 167, p. 391–411.
- Pham, V.N., Bernard, P., Boyer, D., Chouliaras, G., Mouel, J.L.L., Stavrakakis, G.N., 2000. Electrical conductivity and crustal structure beneath the central Hellenides around the Gulf of Corinth (Greece) and their relationship with the seismotectonics. *Geophys. J. Int.*, v. 142, p. 948-969.
- Philippson, A. 1892. Der Peloponnes, Versuch eine Landeskunde auf geologische Grundlage. *Friedleander*, Berlin.
- Phillips, W.S. & Aki, K., 1986. Site amplification of coda waves from local earthquakes in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 76, p. 627-648.
- Piccardi, L., 2000. Active faulting at Delphi, Greece: seismotectonic remarks and a hypothesis for the geologic environment of a myth. *Geology*, v. 28 (7), p. 651–654.
- Piper, D.J.W., Stamatopoulos, L., Poulimenos, G., Doutsos, T., Kontopoulos, N., 1990. Quaternary history of the Gulfs of Patras and Corinth, Greece. *Z. Geomorphol. N. F.*, v. 34, p. 451–458.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Arnold, M., Laborel, J., Laborel- Deguen, F., Papageorgiou, S., 1994. Episodic uplift deduced from Holocene shorelines in the Perachora peninsula, Corinth area, Greece. *Tectonophysics*, v. 229, p. 201–209.
- Pirazzoli, P.A., Stiros, S.C., Fontugne, M., Arnold, M., 2004. Holocene and Quaternary uplift in the central part of the southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology*, v. 212, p. 35–44.
- Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T., 1997. Modeling of ground motion in the Higashinada (Kobe) area for an aftershock of the 1995 January 17 Hyogo-ken Nanbu, Japan earthquake. *Geophys. J. Int.*, v. 131, p. 231-239.
- Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T., Sekiguchi, H., 1998. Local geological structure effects on ground motion from earthquakes on basin-edge faults. In *“The effects of Surface Geology on Seismic Motion”* (K. Irikura, K. Kudo, H. Okada and T. Sasatani, Eds), Balkema Rotterdam, p. 901-906.
- Pitilakis, K., Makropoulos, K., Bernard, P., Lemeille, F., Lyon-Caen, H., Berge-Thierry, C., Tika, T., Manakou, M., Diagourtas, D., Raptakis, D., Kallioglou, P., Makara, K., Pitilakis, D., Bonilla, F., 2004. The Corinth Gulf soft soil array (CORSSA) to study site effects. *C. R. Geosci.*, v. 336, p. 353–365.

- Place, J., Géraud, Y., Diraison, M., Warr, L., 2007. North-south transfer zones and paleomorphological reconstruction of the Xylokastro area (Corinth Gulf, Greece). *Tectonophysics*, v. 440, p. 121–139.
- Poulimenos, G., Albers, G., Doutsos, T., 1989. Neotectonic evolution of the central section of the Corinth graben. *Z. dr. geol. Ges.*, v. 140, p.173-182.
- Πουλημένος, Γ., 1991. Τεκτονική ανάλυση και ιζηματολογία του δυτικού τμήματος της Κορινθιακής τάφρου. *Διδακτ. Διατριβή Παν/μιο Πατρών*, σελ. 298.
- Poulimenos, G., 1993. Tectonics and sedimentation in the western Corinth graben. *N. Jb. Geol. Palaeontol. Mh H10*, p. 607–630.
- Poulimenos, G., 2000. Scaling properties of normal fault populations in the western Corinth Graben, Greece: implications for fault growth in large strain settings. *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 307-322.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., Flannery, B.P., 1992. Numerical Recipes in C, the Art of Scientific Computing. 2nd ed., *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom.
- Raptakis, D., Theodulidis, N., Pitilakis, K., 1998. Data analysis of the EUROSEISTEST strong motion array in Volvi (Greece): Standard and Horizontal-to-Vertical spectral rati techniques. *Earthquake Spectra*, v. 14, p. 203-224.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia –Africa –Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, v. 102, p. 9983–9999.
- Renz, C., 1995. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Griechenlands. *I.G.S.R.*, Athens, p. 637.
- Riepl, J., Bard, P.Y., Hatzfeld, D., Papaioannou, C., Nechtschein, S., 1998. Detailed evaluation of site response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST). *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88-2, p. 488-502.
- Rietbrock, A., Tiberi, C., Scherbaum, F., Lyon-Caen, H., 1996. Seismic slip on a low angle normal fault in the Gulf of Corinth: evidence from high resolution cluster analysis of microearthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, v. 1, p. 1817–1820.
- Rigo, A., Lyon Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Kassaras, I., 1996. A microseismic study of the western part of the Gulf of Corinth [Greece]: implications for the large-scale normal faulting mechanisms. *Geophys. J. Int.*, v. 126, p. 663–688.
- Roberts, S. & Jackson, J., 1991. Active normal faulting in central Greece: an overview. Special Publications of the *Geol. Soc. of London*, v. 56, p. 125-142.
- Roberts, G.P. & Koukouvelas, I., 1996. Structural and seismological segmentation of the Gulf of Corinth fault system: implications for models of fault growth. *Analli di Geofisica*, v. 39, p. 619-646.
- Roberts, G.P. & Stewart, I., 1994. Uplift, deformation and fluid involvement within an active normal fault zone in the Gulf of Corinth, Greece. *Journal of the Geological Society, London*, v. 151, p. 531-541.
- Robertson, A. & Shallo, M., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. *Tectonophysics*, v. 316, p.197-254.
- Rodriguez, H.S. & Midorikawa, S., 2003. Comparison of spectral ratio techniques for estimation of site effects using microtremor data and earthquake motions recorded at the surface and in boreholes. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, v. 32(11), p. 1691–1714.

- Rogers, A.M., Katz, L.J., Benett, T.J., 1974. Topographic effect on ground motion for incident P waves: a model study. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 64, p. 437-456.
- Sachpazi, M., Clement, C., Laigle, M., Hirn, A., Roussos, N., 2003. Rift structure, evolution and earthquakes in the Gulf of Corinth, from reflection seismic images. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 216, p. 243– 257.
- Sadigh, K., Chang, C.Y., Abrahamson, N.A., Chiou, S.J., Power, M.S., 1993. Specification of long period ground motions: Updated attenuation relationships for rock site conditions and adjustment factors for near-fault effects. *Proc. ATC-17-1 Seminar on Seismic Isolation, Passive Energy Dissipations and Active Control*, San Francisco, v. 1, p.11–23.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Papanikolaou, D., 1998. Neotectonic structure and evolution of the Gulf of Alkyonides, Central Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, v. 32/1, p. 241-250.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Papanikolaou, D., 2001. Active faulting in the Gulf of Corinth, Greece. *36th CIESM Congress Proceedings*, v. 36, p. 43.
- Sakellariou, D., Lykousis, V., Alexandri, S., Kaberi, H., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou P., Ballas, D., 2007. Faulting, seismic-stratigraphic architecture and Late Quaternary evolution of the Gulf of Alkyonides Basin-East Gulf of Corinth, Central Greece. *Basin Research*, v. 19, p. 273–295.
- Sanchez-Sesma, F.J., 1990. Elementary solutions for the response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 80, p. 737-742.
- Satoh, T., Kawase, H., Iwata, T., Higashi, S., Sato, T., Irikura, K., Huang, H.C., 2001a. S-Wave Velocity Structure of the Taichung Basin, Taiwan, Estimated from Array and Single-Station Records of Microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91, p.1267–1282.
- Satoh, T., Kawase, H., Matsushima, S.I., 2001b. Estimation of S-Wave Velocity Structures in and around the Sendai Basin, Japan, Using Array Records of Microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91, p. 206–218.
- Scherbaum, F., 1990. Combined inversion for the three-dimensional Q structure and source parameters using microearthquake spectra. *J. Geophys. Res.*, v. 95, p.12423-12438.
- Scherbaum, F., Hinzen, K.G., Ohrnberger, M., 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophys. J. Int.*, v. 152(3), p. 597–612.
- Schmidt, J., 1879. Studien über Erdbeden. *Carl Schottze, Leipzig*, p. 68-83.
- Seed, H.B., Ugas, C., Lysmer, J., 1976. Site-dependent spectra for earthquake resistant design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 66, p. 221-243.
- Seekins, L.C., Wennerberg, L., Margheriti, L., Liu, H.P., 1996. Site amplification at five locations in San Francisco, California: a comparison of S waves, codas and microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86-2, p. 627-635.
- Seo, K., 1992. A joint work for measurements of microtremors in the Ashigara valley, in *Int. Symp. Effects of Surf. Geol. on Seismic Motion*, ESG, Odawara, Japan, v. I, p. 43-52.
- Seo, K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. *JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention*, p. 306-320.
- Seo, K., 1998. A joint microtremor measurement in the Fukui basin to discuss the effects of surface geology on seismic motion during the 1948 Fukui, Japan, earthquake. *Proc. of the 11th European Conf. on Earthquake Engineering*, Paris, September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Ed., Balkema 1998.

- Seo, K., Haile, M., Kurita, K., Yamazaki, K., Nakamaru, A., 1996. Study of site effects in Kobé area using microtremors. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1656, Elsevier Science Ltd.
- Seo, K., Samano, T., Yamanaka, H., Hao, X., Koyama, S., Takeuchi, M., 1989. Comparative considerations about the effect of surface geology on seismic motion among different site conditions. In *Meeting of the IASPEI*, Istanbul.
- Serpetsidaki, A., 2004. Ground motion study of the Attica earthquake of the 7th September 1999. *Ph.D. thesis*, Seismol. Lab., Geol. Dep., Patras Univ., 297pps.
- Serpetsidaki A., Tselentis, G.-A., Zahradnik, J., 2003. H/V ratio in Athens and the strong motion at the Ano Liosia site during the 1999 Athens earthquake. *Geophysical Research Abstracts*, v. 5, no. 05848.
- SESAME Project, 2004b. Deliverable D23.12, Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation, available from the web site: http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/HV_User_Guidelines.pdf
- Shackleton, N.J., Berger, A., Peltier, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677. *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, v. 81, p. 251–261.
- Shakal A.F., Huang M.J., Graizer, V., 2003. “Strong-Motion Data Processing”. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Part B, (W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings and C. Kisslinger, Eds.), Academic Press, London, p. 967–981.
- Shakal, A.F. & Ragsdale, J.T., 1984. Acceleration, Velocity and displacement noise analysis for the CSMIP accelerogram digitization system. *Proc. 8th World Conf. Earthquake Engineering*, v. 2, p. 111-118.
- Shima, E., 1978. Seismic microzoning map of Tokyo. *Procc. of the Second International Conf. on Seismic Zonation*, v. I, p. 519-530.
- Shin, T.C. & Teng, T.L., 2001. An overview of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91, p. 895-913.
- Shiono, K., Ohta, Y., Kudo, K., 1979. Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part VI: existence of Rayleigh wave components. *Jour. seism. Soc. Japan*, v. 32, p.115-124 (in Japanese with English abstract).
- Silva, W.J. & Green, R.K., 1989. Magnitude and distance scaling of response spectral shapes for rock sites with applications to North American tectonic environment. *Earthquake spectra*, v. 5(3), p. 591-624.
- Singh, J.P., 1985. Earthquake ground motions: implications for designing structures and reconciling structural damage. *Earthquake Spectra*, v. 1, p. 239-270.
- Singh, S.K., Mena, E., Castro, R., 1988. Some aspects of source characteristics and ground motion amplification in and near Mexico City from the acceleration data of the September 1985 Michoacan, Mexico, earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 78, p. 451-77.
- Singh, S.K. & Ordaz, M., 1993. On the origin of long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 83, p. 1298-1306.
- Siro, L., 1982. Southern Italy November 23 1980 Earthquake. *Proc. of the 7th European Conference on Earthquake Engineering*, Athens, Greece, September 20-25, 1982.
- Somerville, P. & Abrahamson, N., 1995. Ground motion prediction for thrust earthquakes. In *“Proc., SMIP95 Seminar on Seismological and Engineering Implications of Recent*

- Strong-Motion Data*”, May 16, 1995, San Francisco, p. 11–23. California Strong Motion Instrumentation Program, Sacramento, CA.
- Somerville, P. & Abrahamson, N., 2000. Prediction of ground motions for thrust earthquakes. *Data Utilization Report CSMIP/00-01* (OSMS 00-03), California Strong Motion Instrumentation Program, Sacramento, CA.
- Somerville, P. & Graves, R., 1993. Conditions that give rise to unusually large long period ground motions. *The Structural design of Tall Buildings*, v. 2, p. 211-232.
- Somerville, P.G., Smith, N.F., Graves, R.W., Abrahamson, N.A., 1997. Modification of empirical strong ground motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, v. 68, p.199–222.
- Sorel, D., 2000, A Pleistocene and still active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. *Geology*, v. 28, p. 83-86.
- Soter, S. & Katsonopoulou, D., 1999. Occupation horizons found in the search for the ancient Greek city of Helike. *Geoarchaeology*, v. 14, p. 531-563.
- Spudich, P., Hellweg, M., Lee, W.H.K., 1996. Directional topographic site response observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake: implications for main shock motions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p.193–208.
- Spudich, P., Joyner, W.B., Lindh, A.G., Boore, D.M., Margaris, B.M., Fletcher, J.B., 1999. SEA99: a revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 89, p.1156–1170.
- Stamatopoulos, L., Voltaggio, M., Kontopoulos, N., 1994. ²³⁸Th/²³⁸U dating of corals from Tyrrhenian marine deposits and the palaeogeographic evolution of the Western Peloponnesus Greece. *Munster. Forsch. Geol. Palaeontol.*, v. 76, p. 345–352.
- Stefatos, A., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., Leeder, M., Collier, R., 2002. Seismic reflection imaging of active offshore faults in the Gulf of Corinth: their seismotectonic significance. *Basin Res.*, v. 14, p. 487-502.
- Steidl, J.H., Bonilla, F., Turmakin, A.G., 1995. Seismic hazard in the San Fernando Basin, Los Angeles, CA: A site effect study using weak-motion and strong-motion data. In *Proc. of the Fifth International Conference on Seismic Zonation*, Nice, p. 1149-1156.
- Steidl, J.H., Turmakin, A.G., Archuleta, R.J., 1996. What is a reference site. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p.1733-1748.
- Stephenson, W.R., 1991. Cellular normal modes: an explanation for alluvium response to earthquakes. *Proc. of the Second Int. Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Eng. and Soil Dynamics*, March 11-15, St. Louis, Missouri, S. Prakash (Ed.), Univ. of Missouri-Rolla, v. 2, p. 1155-1165.
- Stephenson, W.R. & Barker, P.R., 1991. Results from the Pukehou array. *Proc. of the Pacific Conf. on Earthquake Engineering*, 20-23 November, New Zealand, p. 229-238.
- Stewart, I.S. & Vita-Finzi, C., 1996. Coastal uplift on active normal faults: The Eliki fault, Greece. *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 1853–1856.
- Stiros, S.C. & Pirazzoli, P.A., 1998. Late Quaternary coastal changes in the Gulf of Corinth, Greece. *Joint Meeting on Rapid Coastal Changes in the Late Quaternary: Processes, Causes, Modelling, Impacts on Coastal Zones*, Greece.
- Su, F., Aki, K., Teng, T., Koyanagi, S., Mayeda, K., 1992. The relation between site amplification factor and surficial geology in central California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 82, p. 580-602.

- Su, F., Anderson, J.G., Zeng, Y., 1998. Study of weak and strong ground motion including Nonlinearity from the Northridge, California, earthquake sequence. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 88, p.1411-1425.
- Suhadolc, P., Chiaruttini, C., 1987. A theoretical study of the dependence of the peak ground acceleration on source and structure parameters. *NATO ASI series. Series C*, v. 204, pp. 143-183.
- Taylor, B., Goodliffe, A. M., Weiss, J. R., Sachpazi, M., Hirn, A., Laigle, M., Stefatos, A., 2003. Detachment tectonics in the Gulf of Corinth rift. Nice, France, European Geophysical Society, April 2003, *Geophysical Research Abstracts*, v. 5, Abstract no. 07222.
- Taymaz, T., Jackson, J.A., McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and Central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, v. 106, p. 433–490.
- TC4-ISSMGE, 1999. Manual for zonation on seismic geotechnical hazards. Revised Edition, Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering (TC4) of the International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE), (Chairmanship: Prof. K. Ishihara & P. Seco e Pinto), *The Japanese Geotechnical Society*.
- Theodulidis, N.P. & Bard, P.-Y., 1995. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: an analysis of strong motion data from Greece and Taiwan (SMART-I). *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, v. 14, p.177-197.
- Theodulidis, N.P., Bard, P.-Y., Archuleta, R., Bouchon, M., 1996. Horizontal to vertical spectral ratio and geological conditions: the case of Garner Valley Downhole Array in southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 86, p. 306-319.
- Theodulidis, N.P. & Papazachos, B.C., 1992. Dependence of strong ground motion on magnitude– distance, site geology and macroseismic intensity for shallow earthquakes in Greece: I, peak horizontal acceleration, velocity and displacement. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 11, p. 387–402.
- Tiberi, C., 2000. Rift de Corinthe et d'Evvia (Grèce): structure lithosphérique par tomographie téléésismique et gravimétrie. *Thèse de 3ième cycle de l'université de Paris VII*.
- Tiberi, C., Diament, M., Lyon-Caen, H., King, T., 2001. Moho topography beneath the Corinth Rift area (Greece) from inversion of gravity data. *Geophysical Journal International*, v. 145, p. 797-808.
- Tindle, C.T. & Murphy, M.J., 1999. Microseisms and ocean wave measurements. *IEEE, Journal of Oceanic Engineering*, v. 24(1), p.112–115.
- Tokeshi, J.C. & Sugimura, Y., 1998. On the estimation of the natural period of the ground using simulated microtremors. *Proc. of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan, v. 2, p. 651–664.
- Tokimatsu, K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proc. of the First International Conf. on Earthquake Geotechnical Engineering*, v. 3, p.1333–1368.
- Tokimatsu, K., Arai, H., Asaka, Y., 1996. Three-dimensional soil profiling in Kobe area using microtremors. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1486, Elsevier Science Ltd.
- Tokimatsu, K. & Miyadera, Y., 1992. Characteristics of Rayleigh waves in microtremors and their relation to underground structures. *J. Struct. Constr. Eng.*, AIJ. 439, p. 81-87 (in Japanese with English abstract).
- Toksöz, M.N. & Lacoss, R.T., 1968. Microseisms: mode structure and sources. *Science*, v. 159, p. 872–873.

- Toriumi, I., 1975. Earthquake characteristics in the Osaka plain. *Proc. of the 4th Japan Earthq. Eng. Sym.*, p. 129-136. (in Japanese)
- Toriumi, I., Ohba, S., Murai, N., 1984. Earthquake motion characteristics of Osaka plain. *Proc. of 8th World Conf. on Earthquake Engineering*, v. 2, p. 761-768.
- Toshinawa, T., Matsuoka, M., Yamazaki, Y., 1996. Ground-motion characteristics In Santiago, Chile, obtained by microtremor measurements. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1764, Elsevier Science Ltd.
- Toshinawa, J., Taber, J., Berril, J., 1997. Distribution of Ground-motion Intensity from Questionnaire Survey, Earthquake Recordings, and Microtremor Measurements - A Case Study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass Earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v. 87, p. 356-369.
- Triantafyllidis, P., Hatzidimitriou, P.M., Theodulidis, N., Suhadolc, P., Papazachos, C., Raptakis, D., Lontzetidis, K., 1999. Site Effects in the City of Thessaloniki (Greece) Estimated from Acceleration Data and 1D Local Soil Profiles. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 89-2, p. 521-537.
- Trifunac, M.D., 1971. Zero baseline correction of strong-motion accelerograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 61, p. 1201-1211.
- Trifunac, M.D. & Brady, A.G., 1975. A study of the duration of strong earthquake ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 65, p.581-626.
- Trifunac, M.D. & Novikova, E.I., 1994. State of the art review on strong motion duration. In the *Proc. of the 10th European Conf. on Earthquake Engineering*, Viena, Austria, G. Duma (ed.), Balkema, Rotterdam, v. 1, p. 131-140.
- Trifunac, M.D. & Todorovska, M.I., 2001. Evolution of accelerographs, data processing, strong motion arrays and amplitude and spatial resolution in recording strong earthquake motion. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, v. 21, p. 537-555.
- Trifunac, M.D., Udawadia, F.E., Brady, A.G., 1973. Analysis of errors in digital strong-motion accelerograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 63, p. 157-87.
- Τρίκολας Κ. & Αλεξούλη-Λειβαδίτη Α., 2004. Νεοτεκτονική δομή και εξέλιξη της περιοχής του Φύλλου Αίγιο (Β. Πελοπόννησος). *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, τομ. XXXVI, 2004. Πρακτικά 10ου Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004.
- Τσελέντης, Α., 1997. Σύγχρονη Σεισμολογία. Τόμοι Α & Β., *Εκδόσεις Παπασωτηρίου*, Αθήνα.
- Tselentis, G.A. & Makropoulos, K. 1986. Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity. *Tectonophysics*, v. 24, p. 55-61.
- Tsuboi, S., Saito, M., Ishihara, Y., 2001. Verification of Horizontal-to-Vertical Spectral-Ratio technique for estimation of site response using borehole seismographs. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 91(3), p.499-510.
- Tucker, B.E. & King, J.L., 1984. Dependence of Sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 74, p.153-165.
- Tucker, B.E., King, J.L., Hatzfeld, D., Nersesov, I.L., 1984. Observations of hard rock site effects. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 74, p. 121-136.
- Tüysüz, O., Barka, A., Yiğitbas, E., 1998. Geology of the Saros graben and its implications for the evolution of the North Anatolian fault in the Ganos- Saros region, northwestern Turkey. *Tectonophysics*, v. 293, p.105- 126.
- Udawadia, F.E. & Trifunac, M.D., 1973. Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro, California. *Bull Seism. Soc. Am.*, v. 63, p.1227-1253.

- U.S.G.S., 2000. Seismic instrumentation in buildings (with emphasis on Federal buildings). *Special GSA/USGS project*. [USGS project no: 0-7460-68170], [GSA project no: ZCA72434].
- Vidale, J.E., Bonamassa, O., Houston, H., 1991. Directional site resonances observed from the 1 October 1987 Whittier Narrows, California, earthquake and the 4 October aftershock. *Earthquake Spectra*, v. 7-1, p. 107-125.
- Vita-Finzi, C. & King, G.C.P., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece, *Phil. Trans. R. SOC. Lond.*, v. 314, p.379-407.
- Wakamatsu, K. & Yasui, Y., 1996. Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1565, Elsevier Science Ltd.
- Wathelet, M., 2005. Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. *PhD thesis, Université de Liège*, Belgium.
- Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., 2005. Direct inversion of spatial auto-correlation with the neighbourhood algorithm. *Bull. seism. Soc. Am.*, 95(5), p.1787–1800.
- Westaway, R., 1994a. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, v. 99, p.12071– 12090.
- Westaway, R., 1996. Quaternary elevation change in the Gulf of Corinth of central Greece. *Philos. Trans. R. Soc. London*, Ser. A 354, p.1125– 1164.
- Westaway, R., 2002. The Quaternary evolution of the Gulf of Corinth, central Greece: coupling between surface processes and flow in the lower crust. *Tectonophysics*, no. 6572.
- Westaway, R. & Arger, J., 1996. The Gölbasi basin, southeastern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. *J. Geol. Soc. London*, v. 153, p.729–743.
- Westaway, R. & Arger, J., 2001. Kinematics of the Malatya–Ovacik fault zone. *Geodinamica*, p.103– 131.
- Yamamoto, H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love- and Rayleigh-waves in microtremors. *Proc. of the 12th World Conf. on Earthquake Engineering*, Auckland, New Zealand.
- Yamanaka, H., Dravinski, M., Kagami, H., 1993. Continuous measurements of microtremors on sediments and basement in Los Angeles, California. *Bull. Seism. Soc. Am.* 83 (5), 1595–1609.
- Yamanaka, H., Nozawa, T., Ishida, H., 1996. Application of interstation spectral ratio technique of long-period microtremors to estimate site effects. *Xth World Conf. of Earthquake Engineering*, Acapulco, Mexico, #1646, Elsevier Science Ltd.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., Niwa, M., 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 84(6), p.1831–1841.
- Yang, J. & Sato, T., 2000. Interpretation of seismic vertical amplification observed at an array site. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v. 90(2), p. 275–285.
- Zaharia, B., Radulian, M., Popa, M., Grecu, B., Bala, A., Tataru, D., 2008. Estimation of the local response using the Nakamura method for the Bucharest area. *Romanian Reports in Physics*, v. 60, no. 1, p. 131–144.
- Zaslavsky, Y., Shapira, A, Arzi., A.A., 2000. Amplification effects from earthquakes and ambient noise in the Dead Sea rift (Israel). *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, v. 20, p.187-207.

- Zelilidis, A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. *Geomorphology*, v. 35, p. 69–85.
- Zelilidis, A. & Kontopoulos, N., 1996. Significance of fan deltas without toe-sets within rift and piggy-back basins: examples from the Corinth graben and the Mesohellenic trough, Central Greece. *Sedimentology*, v. 43, p.253–262.
- Zelilidis, A., Koukouvelas, J., Doutsos, T., 1988. Neogene paleostress changes behind the forearc fold belt in the Patraikos Gulf area, western Greece. *Neues Jb. Paliiont. Mh.*, v. 5, p.311-325.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Weiss, J., Goodliffe, A.M., Sachpazi, M., Hirn, A., 2004. Streamer tomography velocity models for the Gulf of Corinth and Gulf of Itea, Greece, *Geophys. J. Int.*, v. 159, p. 333–346.
- Zelt, B.C., Taylor, B., Sachpazi, M., Hirn, A., 2005. Crustal velocity and Moho structure beneath the Gulf of Corinth, Greece. *Geophys. J. Int.*, v. 162, p.257–268.
- Zhao, B.M., Horike, M., Takeuchi, Y., 1998. Reliability of estimation of seismic ground characteristics by microtremor observation. *Procc. of the 11th European Conf. on Earthquake Engineering*, Paris, September 6-11, Bisch, Labbé & Pecker Ed., Balkema, 1998.