

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΠΕΝΕΤΑΤΟΣ ΧΡΙΣΤΟΦΟΡΟΣ

ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ ΤΩΝ
ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΜΕ ΕΜΦΑΣΗ
ΣΤΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ
ΚΑΙ ΣΤΟΧΑΣΤΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΤΗΣ
ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

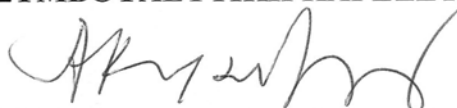
ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

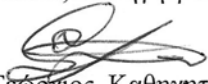
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2002

Η παρουσίαση της διατριβής ειδίκευσης έγινε τις 8 Νοεμβρίου 2002.

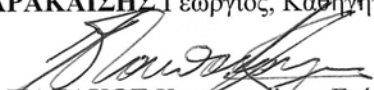
ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ



ΚΥΡΑΤΖΗ Αναστασία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ. (Επιβλέπουσα διατριβής)



ΚΑΡΑΚΑΪΣΗΣ Γεώργιος, Καθηγητής Α.Π.Θ.



ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Κωνσταντίνος, Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.

Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

	<u>Σελ.</u>
Πρόλογος.....	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – Εισαγωγή.....	3
1.1 Γενικά.....	3
1.2 Στόχοι διατριβής.....	9
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών Ν. Αιγαίου.....	11
2.1 Εισαγωγή.....	11
2.2 Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου.....	12
2.2.1 Παγκόσμια δίκτυα σειсмоγράφων.....	12
2.2.2 Συνθετικά σειсмоγράμματα – Λογισμικό.....	18
2.2.3 Θεωρία.....	18
2.2.4 Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου.....	22
2.2.5 Μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίζονται από το Harvard (Centroid Moment Tensor solutions).....	25
2.2.6 Αβεβαιότητες κατά τη διαδικασία αντιστροφής.....	26
2.2.7 Δεδομένα παρατήρησης.....	28
2.2.8 Επεξεργασία κυματομορφών πριν την αντιστροφή.....	30
2.2.9 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών Νοτίου Αιγαίου $M_w > 4.9$	36
2.2.10 Ανάλυση του πεδίου τάσεων.....	42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – Οι σεισμοί της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; <i>M</i> 6.1 και της Μήλου (Μάιος 21, 2002; <i>M</i> 5.8).....	49
3.1 Εισαγωγή.....	49
3.2 Μεθοδολογία αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από κοντινές (regional) αποστάσεις.....	51

3.2.1	Προσδιορισμός του τανυστή σεισμικής ροπής στο πεδίο του χρόνου (Time-domain Moment Tensor estimation) – Θεωρία.....	51
3.2.2	Εφαρμογή της μεθόδου σε σεισμούς της Ελλάδας...	54
3.2.3	Ο σεισμός της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1).....	55
3.2.4	Σεισμός Μήλου (Μάιος, 22, 2002; M 5.8).....	65

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – Στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης του σεισμού της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1).....

4.1	Εισαγωγή.....	73
4.2	Στοχαστική Μέθοδος – Θεωρία.....	74
4.2.1	Στοχαστική μέθοδος σε πεπερασμένες πηγές.....	76
4.2.2	Εφαρμογή της μεθόδου σε πεπερασμένες πηγές.....	78
4.2.3	Παράμετροι λογισμικού FINSIM.....	81
4.2.4	Εφαρμογή της μεθόδου στη στοχαστική προσομοίωση των κινήσεων του σεισμού ενδιαμέσου βάθους της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1).....	84
4.2.5	Προσομοίωση ισχυρού μελλοντικού σεισμού (M 7.5) στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου.....	98

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – Φασματική ανάλυση των μακράς περιόδου επιμήκων κυμάτων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του Ν. Αιγαίου.....

5.1	Εισαγωγή.....	103
5.2	Θεωρία – Επεξεργασία δεδομένων.....	103
5.2.1	Επεξεργασία των δεδομένων.....	105
5.2.2	Υπολογισμός εστιακών παραμέτρων.....	106
5.2.3	Αποτελέσματα φασματικής ανάλυσης.....	108

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 – Σύνοψη – Συμπεράσματα.....

6.1	Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους.....	115
6.1.1	NΔ-BA τομή στο δυτικό τμήμα του Ελλ. Τόξου.....	121
6.1.2	N-B τομή στο κεντρικό τμήμα του Ελλ. Τόξου.....	123
6.1.3	NA-BΔ τομή στο ανατολικό τμήμα του Ελλ. Τόξου.....	125

6.2 Αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από κοντινές (regional) αποστάσεις.....	127
6.3 Στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης.....	127
6.4 Υπολογισμός των παραμέτρων της εστίας.....	128
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	129
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α – Μηχαν. γένεσης σεισμών ενδιάμεσου βάθους.....	141
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β – Φάσματα.....	175

Πρόλογος

Η διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Κύριος στόχος της διατριβής ήταν η μελέτη των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του ευρύτερου χώρου του νοτίου Αιγαίου. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήσαμε κλασσικές και σύγχρονες μεθόδους που μας επέτρεψαν να αναβαθμίσουμε τόσο ποσοτικά όσο και ποιοτικά την προηγούμενη γνώση.

Οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ σε όλους αυτούς που με βοήθησαν και μου συμπαραστάθηκαν αμέριστα καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής αυτής.

Στην επιβλέπουσα της διατριβής Καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή για την αδιάκοπη παρακολούθηση της πορείας μου και την ηθική και οικονομική υποστήριξή της. Θερμές ευχαριστίες οφείλω και στα άλλα δυο μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής. Στον επίκ. Καθ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο για τις υποδείξεις του και τη διάθεσή του να απαντά στις απορίες μου. Στον Καθ. Γιώργο Καρακαϊση για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου και τη συμβολή του στην ολοκλήρωση της διατριβής.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στη φίλη μου Ρούλα Ρουμελιώτη για την άριστη συνεργασία, την προθυμία της να βοηθήσει σε πολλά επιστημονικά θέματα και ιδιαίτερα για την ουσιαστική συμβολή της στην «μεταφορά τεχνογνωσίας».

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω σε όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής τόσο για τη βοήθειά τους, όσο και για τις άριστες και ευχάριστες συνθήκες εργασίας για τους μεταπτυχιακούς φοιτητές. Τους ευχαριστώ ακόμα για τη δυνατότητα που μου έδωσαν να συμμετάσχω σε εργασίες υπαίθρου από τις οποίες βοηθήθηκα οικονομικά και αποκόμισα πολύτιμες εμπειρίες. Ευχαριστώ ακόμα το προσωπικό της γραμματείας του Τομέα για την αμέριστη βοήθεια που μου παρείχε.

Σε όλους τους φίλους και συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές, που μοιραστήκαμε ώρες χαράς και αγωνίας, εκφράζω την αγάπη μου και τις ευχαριστίες μου.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα το Διευθυντή του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου (Γ. Ι) Αθηνών Δρ. Γ. Σταυρακάκη καθώς και το δόκιμο ερευνητή Δρ. Ν. Μελή για τη διάθεση ψηφιακών δεδομένων από το δίκτυο σειсмоγράφων του Γ. Ι.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω και στο Ίδρυμα Κρατικών Υποτροφιών (Ι.Κ.Υ) για την οικονομική υποστήριξή που μου παρείχε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Εκφράζω την αγάπη μου και τις θερμότερες ευχαριστίες μου στη μητέρα μου, Νίκη και τον πατέρα μου, Άγγελο για την ηθική στήριξη όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών. Τους ευχαριστώ αυτούς και τον αδελφό μου, Χάρη γιατί στάθηκαν πάντα κοντά μου.

*Χριστόφορος Μπενετάτος
Νοέμβριος 2002*

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

1.1 Γενικά

Το Αιγαίο και οι γειτονικές περιοχές αποτελούν ένα «φυσικό γεωφυσικό εργαστήριο», όπως έχει χαρακτηριστεί από πολλούς ερευνητές, διότι σε ένα πολύ μικρό χώρο παρατηρούνται διαφορετικοί μηχανισμοί παραμόρφωσης (ωκεάνια κατάδυση, ηπειρωτική σύγκρουση, ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, εφελκυσμός). Στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου παρουσιάζεται η πιο έντονη ενεργή παραμόρφωση κατά μήκος όλης της ζώνης σύγκρουσης Αφρικής – Ευρασίας, ενώ περισσότερη από το 60% της Ευρωπαϊκής σεισμικότητας εκδηλώνεται στο χώρο αυτό με μεγέθη έως $M_w=8.3$ (Papazachos, 1990).

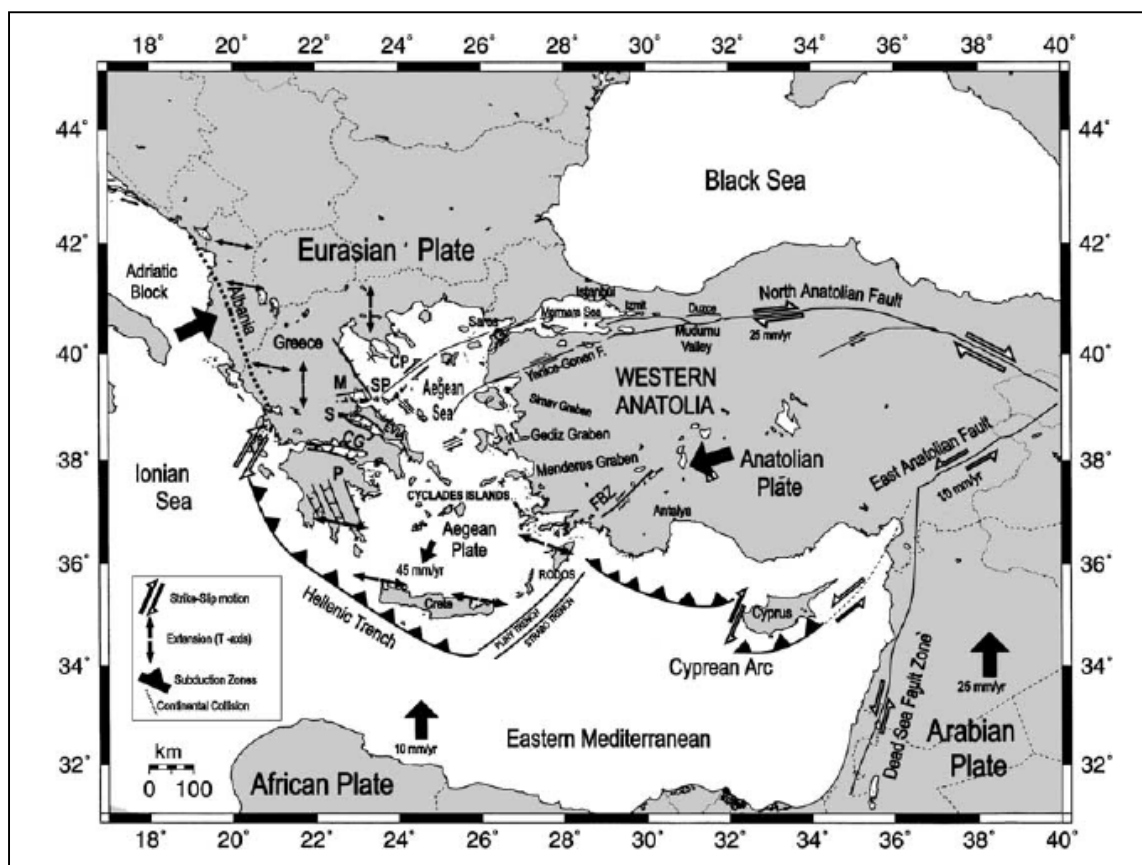
Αυτή η παραμόρφωση είναι αποτέλεσμα δύο βασικών γεωδυναμικών διεργασιών: α) Την προς βορρά κίνηση της Αφρικής, που έχει ως αποτέλεσμα την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από το χώρο του Αιγαίου (Papazachos and Comninakis, 1970; McKenzie, 1970, 1972, 1978) και, β) την προς δυσμάς κίνηση της Τουρκίας κατά μήκος του ρήγματος της Ανατόλιας και της προέκτασης του στο βόρειο Αιγαίο (McKenzie, 1970). Στο σχήμα (1.1) παρουσιάζονται τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του Αιγαίου καθώς και των γειτονικών περιοχών.

Στο βόρειο τμήμα του Αιγαίου κυριαρχούν οι κλάδοι του δυτικού τμήματος του ρήγματος της Ανατόλιας οι οποίοι εκτείνονται μέχρι την κεντρική ηπειρωτική Ελλάδα όπου και τερματίζουν. Το δεξιόστροφο αυτό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης διευκολύνει την προς δυσμάς κίνηση της Τουρκίας προς το Αιγαίο.

Στον εσωτερικό χώρο του Αιγαίου διακρίνονται δύο είδη κανονικών ρηγμάτων με παρατάξεις Α-Δ και Β-Ν. Αυτά με παράταξη Β-Ν (εφελκυσμός Α-Δ) ανήκουν σε μια ειδική κατηγορία ρηγμάτων και εμφανίζονται κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης του Ελληνικού Τόξου, από την περιοχή της Κεφαλονιάς έως την περιοχή της Ρόδου.

Το δεξιόστροφο ρήγμα στην περιοχή της Κεφαλονιάς είναι άλλο ένα βασικό μορφοτεκτονικό χαρακτηριστικό του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου (Scordilis et al., 1985). Η περιοχή αυτή αποτελεί τη μετάβαση από τη ζώνη σύγκρουσης μεταξύ των ηπειρωτικών λιθοσφαιρικών πλακών της Απουλίας και του Αιγαίου, στη ζώνη κατάδυσης της Αφρικανικής λιθόσφαιρας.

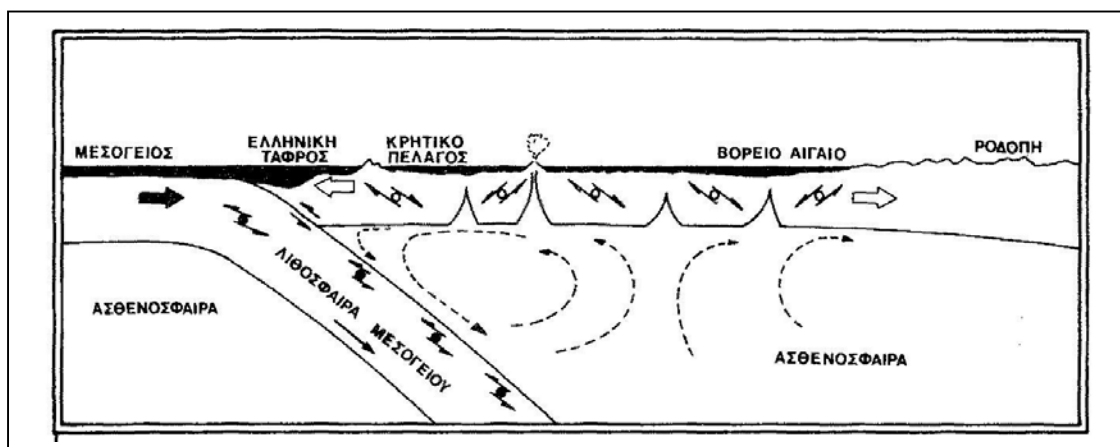
Ένα από τα κυριότερα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά του χώρου του Αιγαίου είναι το Ελληνικό Τόξο το οποίο δημιουργήθηκε λόγω της σύγκρουσης της λιθόσφαιρας της Ευρασίας με αυτή της Αφρικής. Η σύγκρουση είναι υπεύθυνη για την ανάπτυξη πολύπλοκων γεωλογικών δομών στο όριο των λιθοσφαιρικών πλακών. Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 200 Km από αυτό (Papazachos and Comninacis, 1978),



Σχήμα 1.1. Χάρτης του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών. Οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ενώ τα βέλη αντιπροσωπεύουν τη διεύθυνση και φορά της κίνησης των πλακών σε σχέση με την «ακίνητη» Ευρασία. Τα μικρά αποκλίνοντα βέλη αντιπροσωπεύουν τη διεύθυνση της έκτασης στο εσωτερικό τμήμα του ελληνικού χώρου. (CG: Κόλπος της Κορίνθου; CP: Χερσόνησος της Χαλκιδικής; FBZ: Ρηξηνής ζώνη Fethiye-Burbur; G: Γαπόνθος; M: Λεκάνη της Μαγνησίας; P: Πελοπόννησος; S: Λεκάνη του Σπερχειού; SP: Λεκάνη των Σποράδων). Kiritzi (2002).

Στο εξωτερικό τμήμα του τόξου βρίσκεται η Ελληνική τάφρος η οποία αποτελείται από μια σειρά λεκανών με βάθος έως 5 Km. Είναι παράλληλη στο Ελληνικό τόξο και περιλαμβάνει και άλλες μικρότερες τάφρους όπως αυτές του Πλινίου και του Στράβωνα, ΝΑ της Κρήτης και την τάφρο του Ιονίου Πελάγους. Το ιζηματογενές τόξο (Ελληνίδες οροσειρές, Ιόνια νησιά, Κρήτη, Ρόδος) αποτελείται από Παλαιοζωικά μέχρι Τριτογενή πετρώματα, ενώ το ηφαιστειακό τόξο αποτελείται από διάφορα ηφαιστειακά νησιά, ανδεσιτικά ενεργά ηφαίστεια (Μέθανα, Σαντορίνη, Νίσυρος) και θειονίες. Μεταξύ του ιζηματογενούς και ηφαιστειακού τόξου βρίσκεται η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους (λεκάνη Ν.Αιγαίου) με βάθος μέχρι 2 Km.

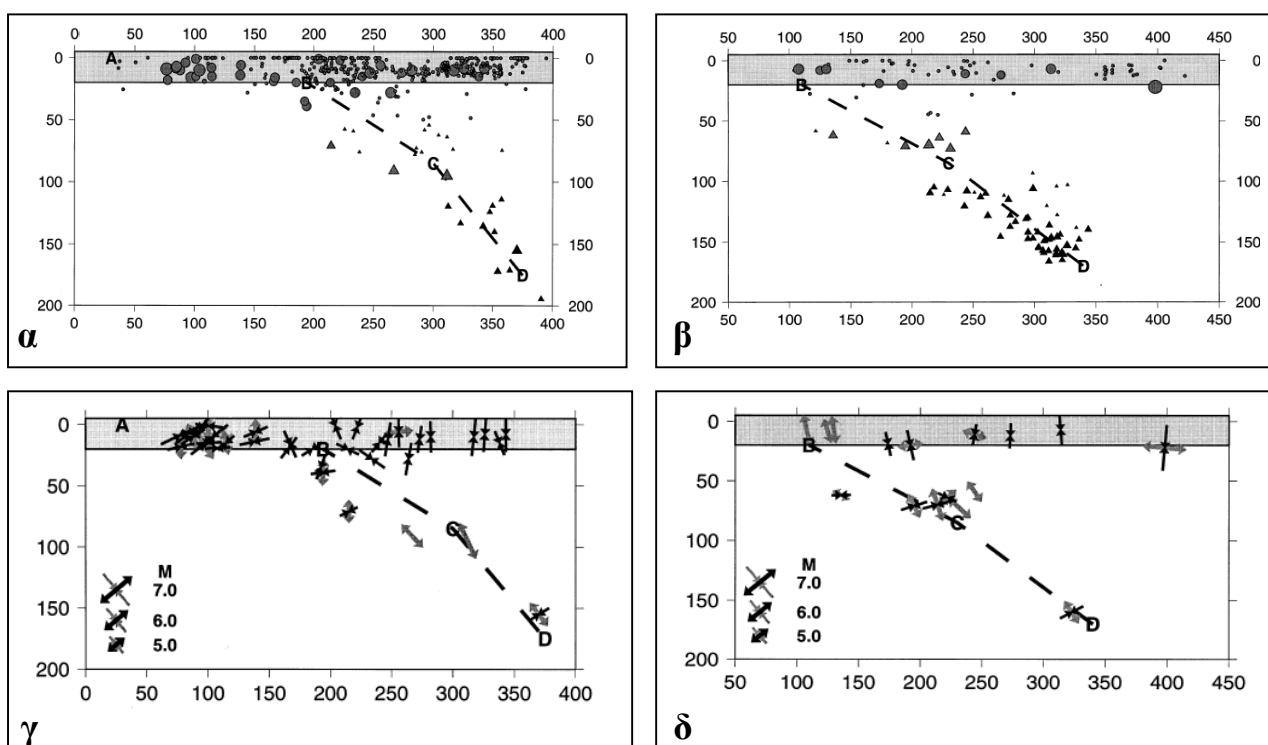
Η κατάδυση της Αφρικής κάτω από το Αιγαίο αναδείχθηκε για πρώτη φορά από τους Papazachos and Comninakis (1970, 1971) οι οποίοι μελέτησαν τα επίκεντρα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Στο σχήμα (1.2) παρουσιάζεται ένα γεωδυναμικό μοντέλο για την ερμηνεία του τρόπου γένεσης των σεισμών και των άλλων γεωφυσικών ιδιοτήτων του χώρου του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών όπως προτάθηκε από τους Papazachos and Comninakis (1978).



Σχήμα 1.2. Γεωδυναμικό μοντέλο του τρόπου γένεσης των σεισμών και άλλων γεωφυσικών ιδιοτήτων του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Papazachos and Comninakis, 1978).

Τα επόμενα χρόνια διάφοροι επιστήμονες ασχολήθηκαν λεπτομερέστερα με την κατάδυση είτε χρησιμοποιώντας ακριβέστερες εστιακές παραμέτρους (Papazachos and Papazachou, 1989; Papazachos et al., 2000) είτε μηχανισμούς γένεσης σεισμών με βάση μεθόδους αντιστροφής σεισμικών κυμάτων (Taymaz et al., 1990) οι οποίες ανέδειξαν καλύτερα τη γεωμετρία και τις τάσεις που επιδρούν πάνω στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα (σχήμα 1.3). Τα τελευταία χρόνια σύγχρονες μέθοδοι

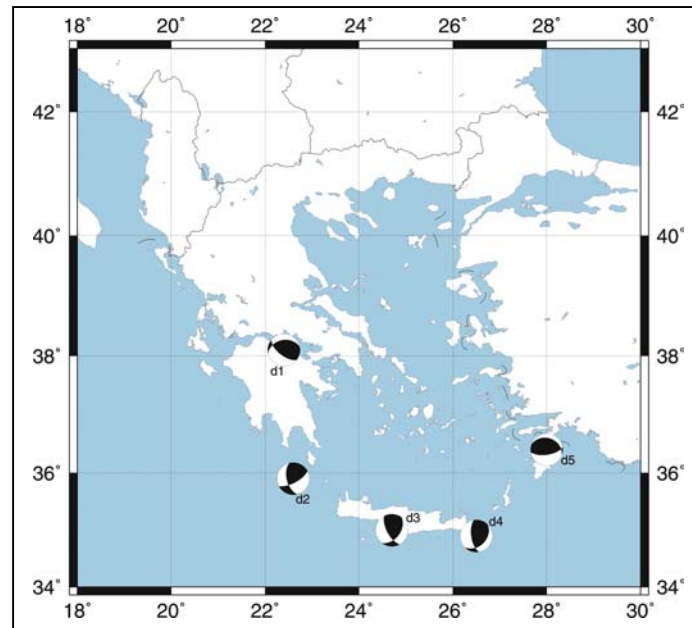
τομογραφίας (Papazachos and Nolet, 1997) και μεγάλης κλίμακας πειράματα με σύγχρονες σεισμικές μεθόδους (Bohnhoff et al., 2001) προσδιόρισαν με καλή ακρίβεια τη γεωμετρία τόσο του πρίσματος επαύξησης όσο και της καταδυόμενης πλάκας. Τα αποτελέσματα έδειξαν μια αλλαγή στη κλίση στο ανατολικό και δυτικό τμήμα της σε βάθος ~ 100 Km από 30° σε 45° . Οι Papazachos et al. (2000) με βάση τα επίκεντρα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους σχεδίασαν ισοβαθείς όπως φαίνεται στο σχήμα (1.5), στο οποίο είναι εμφανές το αμφιθεατρικό σχήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας.



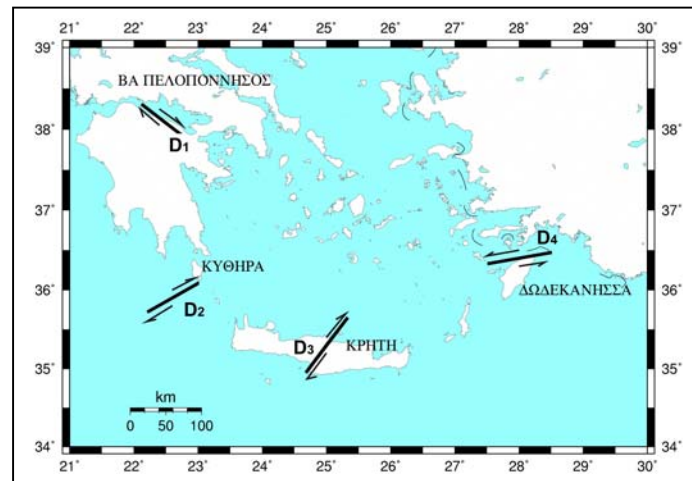
Σχήμα 1.3. Χαρτογράφηση εστιών επιφανειακών σεισμών και σεισμών βάθους καθώς και του πεδίου των τάσεων από το δυτικό (α, γ) και ανατολικό (β, δ) τμήμα του Ελληνικού τόξου αντίστοιχα. (Σχήματα από Papazachos et al., 2000).

Οι Papazachos and Kiratzi (1996) μελέτησαν την ενεργό παραμόρφωση της του ανώτερου τμήματος (40-100 Km) της καταδυόμενης λιθόσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι στη καταδυόμενη λιθόσφαιρα ασκούνται εφελκυστικές τάσεις κατά τη διεύθυνση της κατάδυσης και συμπιεστικές κάθετα στη διεύθυνση αυτή. Στο σχήμα 1.4(α-γ) παρουσιάζονται τυπικοί μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιάμεσου βάθους(α), ζώνες ρηγμάτων σεισμών ενδιάμεσου βάθους (β) καθώς και ταχύτητες παραμόρφωσης κατά τη διεύθυνση της κατάδυσης αλλά και κάθετα σε αυτή (γ).

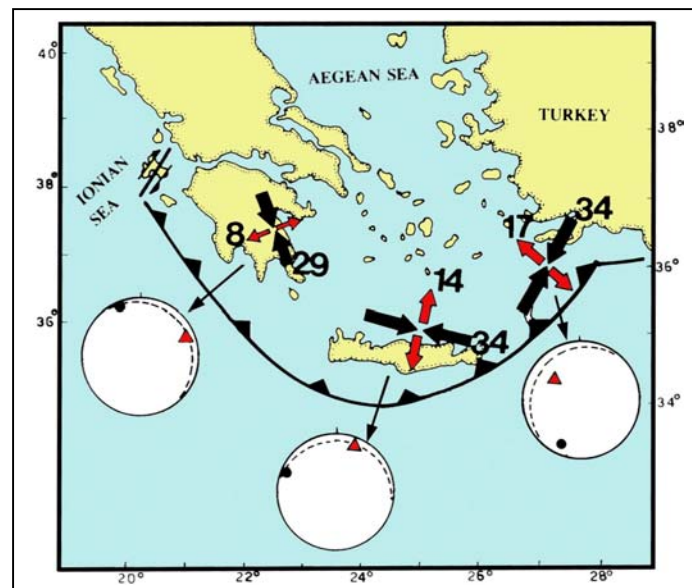
α



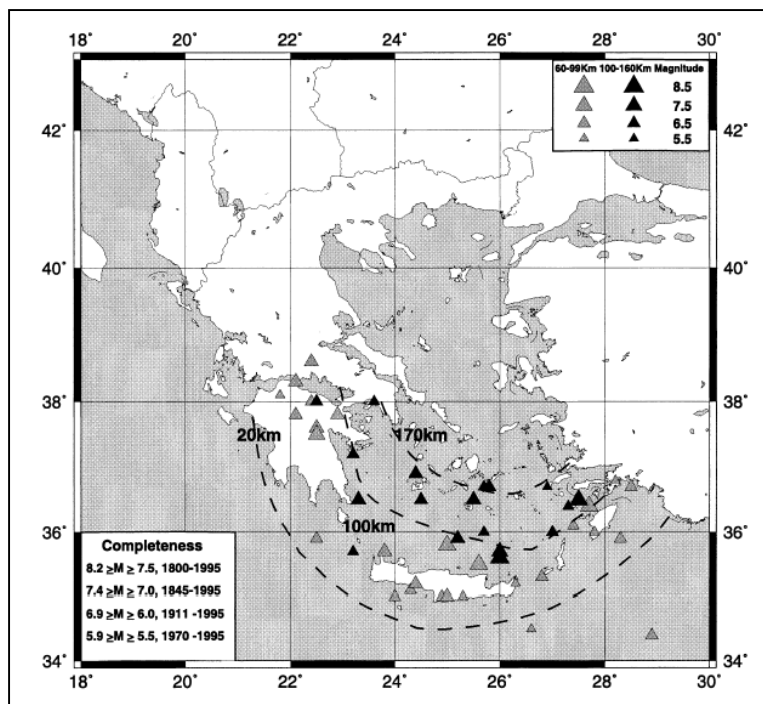
β



γ

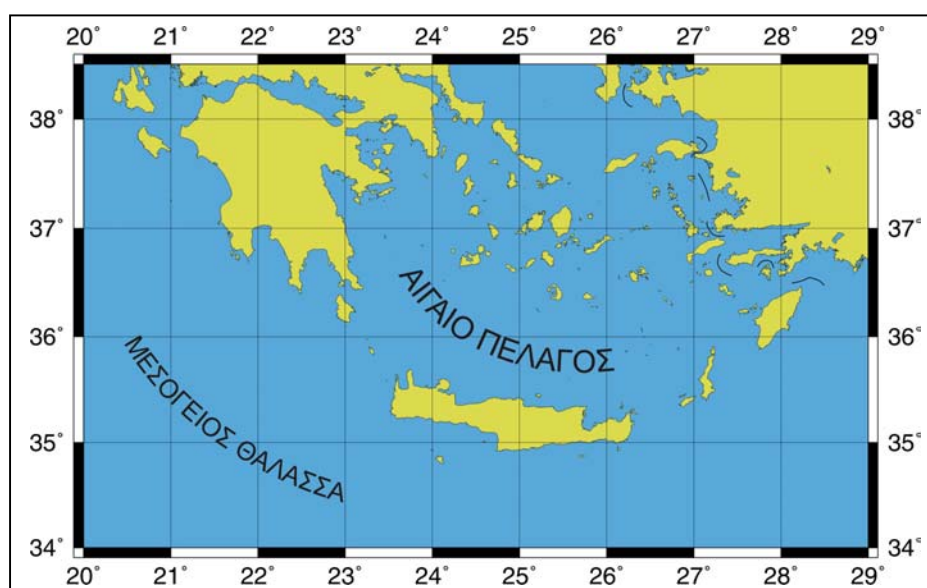


Σχήμα 1.4. (α) Μέσοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσων βάθους, (β) Ζώνες ρηγμάτων σεισμών ενδιαμέσων βάθους, (γ) Μέσες ταχύτητες παραμόρφωσης σεισμών ενδιαμέσων βάθους (Σχήματα από Kiratzi and Papazachos, 1995).



Σχήμα 1.5. Στο χάρτη παρουσιάζονται οι ισοβαθείς των 20, 100 και 170 Km για τους σεισμούς που συνέβησαν πάνω στη ζώνη Wadati – Benioff της καταδυόμενης λιθόσφαιρας καθώς και τα επίκεντρα ισχυρών σεισμών ενδιάμεσου βάθους των δύο τελευταίων αιώνων. (Parazachos et al. 2000)

Η περιοχή η οποία μελετήθηκε στο πλαίσιο αυτής της διατριβής παρουσιάζεται στο σχήμα (1.6). Περικλείεται από τους παράλληλους 34°B – 38.5°B και τους μεσημβρινούς 20°A - 29°A . Για το χώρο αυτό συγκεντρώθηκαν τα δεδομένα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους της περιόδου 1977-2002 και επεξεργάστηκαν χρησιμοποιώντας τις μεθόδους που περιγράφονται στην παράγραφο § 2.1.



Σχήμα 1.6. Περιοχή που μελετήθηκε στην παρούσα εργασία

1.2 Στόχοι της διατριβής

Ο μικρός αριθμός εργασιών που αφορούν τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του νοτίου Αιγαίου και ταυτόχρονα το μεγάλο ενδιαφέρον που αυτοί έχουν προκάλεσαν τη διεξοδική μελέτη τους. Παράλληλα η αναβάθμιση των δικτύων της χώρας αλλά και η δυνατότητα πρόσβασης σε δεδομένα των σεισμών της Ελλάδας που υπάρχουν σε διεθνή κέντρα διευκολύνει την έρευνα με σύγχρονες μεθόδους.

Ο κύριος στόχος της εργασίας ήταν η μελέτη των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του νοτίου Αιγαίου τόσο ως προς τις παραμέτρους της εστίας όσο και ως προς τα αποτελέσματα των εδαφικών κινήσεων που αυτοί προκαλούν στην επιφάνεια της Γης. Για την επίτευξη του στόχου αυτού χρησιμοποιήθηκαν διάφορες μέθοδοι επεξεργασίας των δεδομένων. Σκοπός μας ήταν η εφαρμογή σύγχρονων μεθόδων με ταυτόχρονη εκμετάλλευση των ψηφιακών δεδομένων που παρέχουν τοπικά αλλά και παγκόσμια σειсмоγραφικά δίκτυα. Για το σκοπό αυτό επιλέχθηκαν 4 μέθοδοι:

- Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου
- Αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής με δεδομένα τοπικών σταθμών
- Στοχαστική προσομοίωση της σεισμικής κίνησης
- Φασματική ανάλυση P- κυμάτων

Η αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου είναι μια μέθοδος που έχει εφαρμοστεί από διάφορους επιστήμονες στον ελληνικό χώρο (Kiratzi and Langston, 1989, 1991; Kiratzi et al., 1991; Taymaz et al., 1990, 1991; Taymaz and Price, 1992; Baker et al., 1997, Bernard et al., 1997; Yilmazturk and Burton, 1999; Λούβαρη, 2000, μεταξύ άλλων) για τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών και κατ' επέκταση του πεδίου των τάσεων της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου αλλά και αυτών πάνω στην καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα.

Η αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων τοπικών σταθμών είναι μια σύγχρονη μέθοδος που έχει εφαρμοστεί με επιτυχία σε επιφανειακούς σεισμούς. Ένας από τους στόχους της εργασίας ήταν η εφαρμογή της στους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προήλθαν από το πρόσφατα εγκατεστημένο δίκτυο σειсмоγράφων ευρέος φάσματος του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών καθώς και από διεθνή δίκτυα που είναι εγκατεστημένα στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (MEDNET, GEOFON).

Δεδομένα του δικτύου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών χρησιμοποιήθηκαν και στην εφαρμογή της στοχαστικής προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης. Με τη μέθοδο αυτή είναι εφικτή η προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων των σεισμών σε επιλεγμένες θέσεις στην επιφάνεια της Γης για παρελθόντες ή και υποθετικούς μελλοντικούς σεισμούς. Ένα από τα πλεονεκτήματα της μεθόδου, στην προσομοίωση μελλοντικών ισχυρών σεισμών, είναι ότι μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες για τις αναμενόμενες επιταχύνσεις σε περιοχές όπου τα σεισμολογικά στοιχεία είναι ελλιπή ή δεν υπάρχουν καθόλου.

Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων της σεισμικής πηγής χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της φασματικής ανάλυσης των P- κυμάτων. Τα αποτελέσματα της μεθόδου συνδυάστηκαν με αντίστοιχα άλλων ερευνητών και εξήχθησαν σχέσεις μεταξύ των παραμέτρων της εστίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών Ν. Αιγαίου

2.1 Εισαγωγή

Είναι γνωστό ότι οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών μας δίνουν εξαιρετικά χρήσιμες πληροφορίες σχετικά με την τεκτονική μιας περιοχής. Το νότιο Αιγαίο είναι μια ιδιαίτερα ενεργή περιοχή, όπου συμβαίνουν τόσο σεισμοί επιφανείας όσο και ενδιάμεσου βάθους κυρίως λόγω της κατάδυσης του εμπρόσθιου τμήματος της λιθοσφαιρικής πλάκας της Α. Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα της πλάκας του Αιγαίου, κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Η περιοχή του νοτίου Αιγαίου, με την ύπαρξη των μεγάλων και μικρότερων νησιών, την έντονη οικιστική ανάπτυξη και τον τουρισμό είναι μια ευαίσθητη και ευάλωτη περιοχή στη σεισμική επικινδυνότητα. Για την καλύτερη εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας είναι αναγκαία η γνώση των παραμέτρων των μηχανισμών γένεσης τόσο των επιφανειακών σεισμών αλλά ιδιαίτερα των σεισμών βάθους, οι οποίοι συμβαίνουν με μικρότερη συχνότητα και τα υπάρχοντα δεδομένα είναι σχετικά λίγα. Ιδιαίτερα η ακριβής γνώση του εστιακού βάθους των σεισμών μας δίνει πληροφορίες για την εικόνα της κατάδυσης. Επίσης το συνεχώς αυξανόμενο ενδιαφέρον των επιστημόνων για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου έπειτα από τη δημοσίευση εργασιών οι οποίες αναφέρουν την πιθανότητα γένεσης μεγάλων σεισμών (Papazachos et al., 2002) κάνουν επιτακτική τη λεπτομερέστερη μελέτη της περιοχής.

Σεισμικές καταγραφές από το παγκόσμιο δίκτυο ψηφιακών σειсмоγράφων GSN (Global Seismographic Network) χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης, με στόχο τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους, που σημειώθηκαν στην περιοχή του Ν. Αιγαίου το χρονικό διάστημα 1977-2002. Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε είναι αυτή της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου (P και SH), η οποία έχει ευρύτατα εφαρμοστεί για τον ακριβή προσδιορισμό των παραμέτρων του μηχανισμού γένεσης των σεισμών (αζιμούθιο, γωνία κλίσης, γωνία ολίσθησης των δύο ορικών επιπέδων), του βάθους και του μέτρου της σεισμικής ροπής (M_0). Ο προσδιορισμός των εστιακών

παραμέτρων δίνει πληροφορίες τόσο για την ενεργό τεκτονική μιας περιοχής όσο και για το πάχος του σεισμογενούς στρώματος.

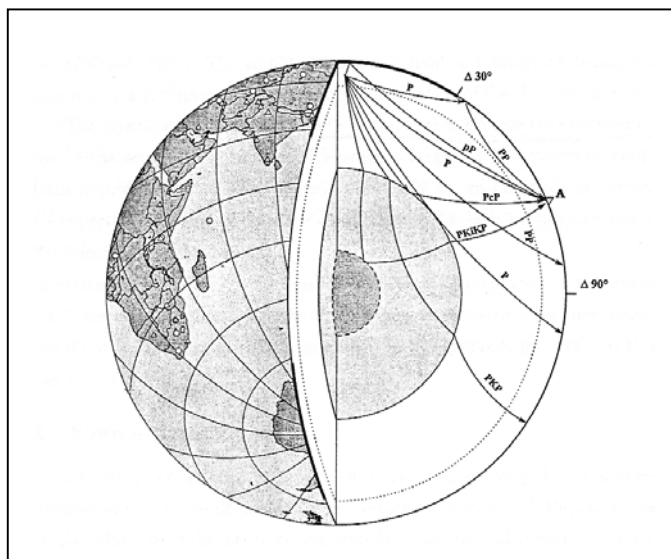
2.2 Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου

Κατά τη γένεση ενός σεισμού μέρος της ενέργειας εκλύεται με τη μορφή ελαστικών κυμάτων τα οποία διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης, όπως φαίνεται στο σχήμα (2.1). Το αζιμούθιο, η κλίση των ορικών επιπέδων του ρήγματος, η γωνία ολίσθησης, το εστιακό βάθος και η μορφή της χρονικής συνάρτησης της πηγής (STF-Source Time Function) του σεισμού, προσδιορίζονται με αξιοπιστία χρησιμοποιώντας της αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου.

Οι μηχανισμοί γένεσης οι οποίοι ήταν διαθέσιμοι μέχρι και πριν από μερικά χρόνια αφορούσαν κυρίως ισχυρούς σεισμούς ($M_w \geq 5.5$). Η ανάπτυξη, όμως, τα τελευταία χρόνια των διεθνών σεισμολογικών κέντρων και η χρήση μεγάλου αριθμού ψηφιακών οργάνων καταγραφής, οδήγησαν στην αύξηση τόσο του όγκου όσο και στη βελτίωση της ποιότητας των δεδομένων.

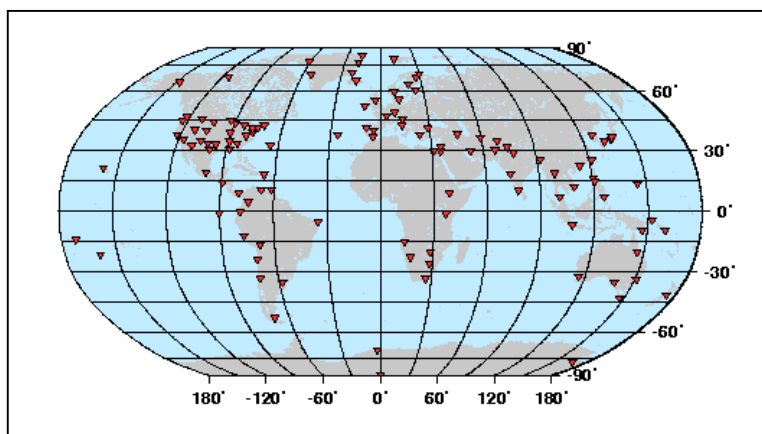
2.2.1 Παγκόσμια δίκτυα σειсмоγράφων

Στις αρχές της δεκαετίας του 60' ξεκίνησε μια προσπάθεια εγκατάστασης ενός παγκόσμιου δικτύου αναλογικών σεισμογράφων με κύριο σκοπό την παρακολούθηση των πυρηνικών δοκιμών. Το δίκτυο αυτό, γνωστό με το όνομα WWSSN (World Wide Standardized Seismograph Network), αποτελούνταν από



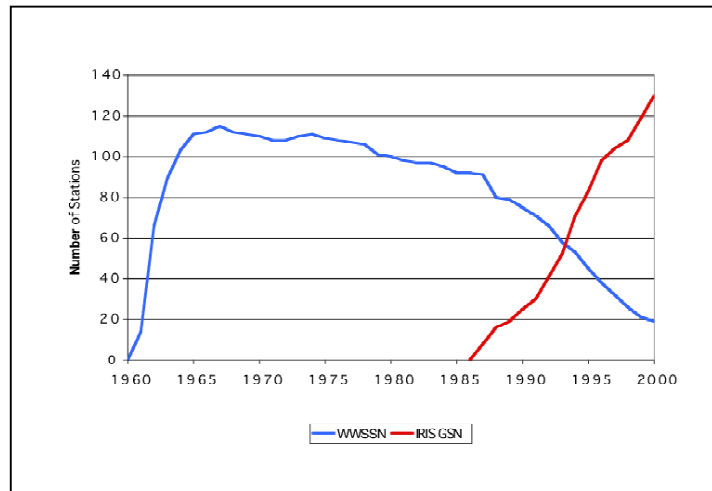
Σχήμα.2.1. Διάδοση σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης

βραχείας περιόδου σεισμόμετρα τύπου Benioff ($T_0=1$ sec ή 15 sec) και μακράς περιόδου σεισμόμετρα Sprengnether ($T_0=30$ sec). Η ανάπτυξη του δικτύου αυτού έφερε επανάσταση στην επιστήμη της Σεισμολογίας και οδήγησε στην καλύτερη κατανόηση της διαδικασίας διάρρηξης των μηχανισμών που προκαλούν τους σεισμούς. Τα δεδομένα του παγκόσμιου δικτύου συνέβαλαν σημαντικά στη στήριξη της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών που τότε αναπτυσσόταν στην επιστημονική κοινότητα, καθώς επίσης και στη μελέτη της πολύπλοκης γεωλογικής δομής σε μεγάλα βάθη κάτω από της ηπείρους και τους ωκεανούς. Στο σχήμα (2.2) παρουσιάζεται μια εικόνα των σταθμών του δικτύου WWSSN κατά τα πρώτα χρόνια λειτουργίας του.



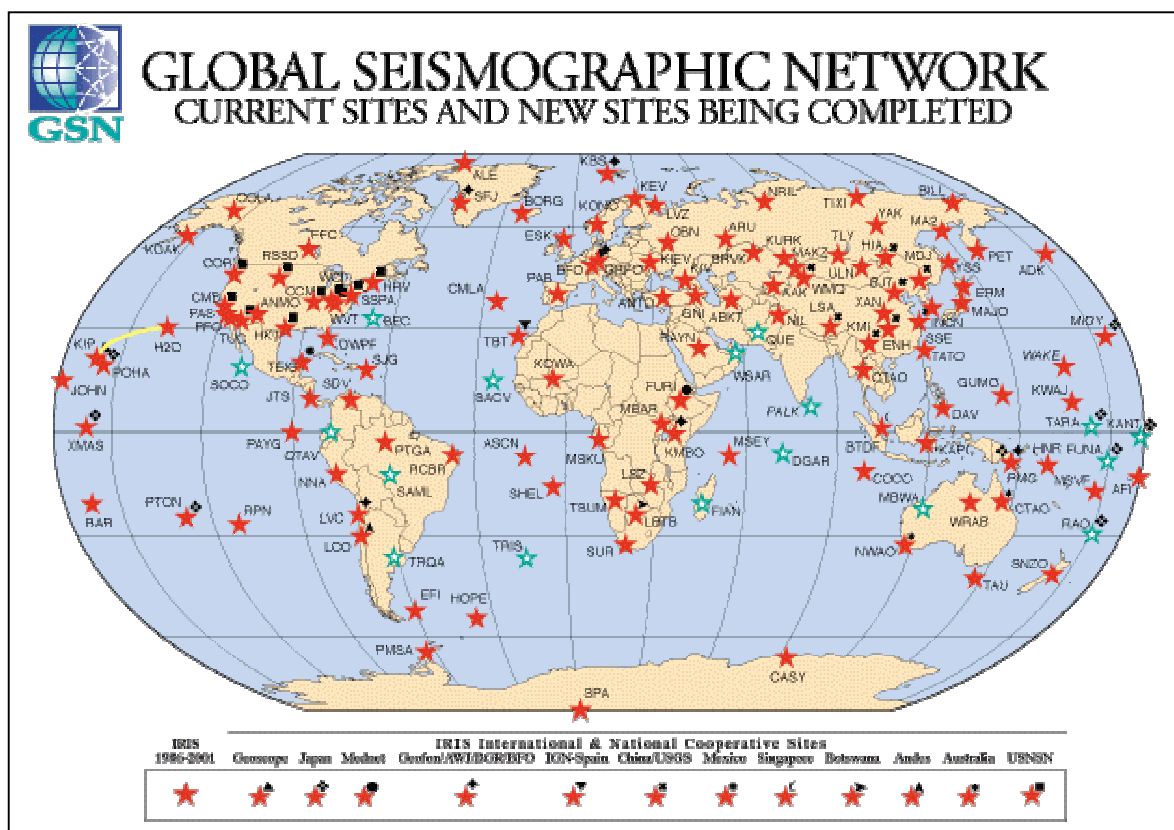
Σχήμα. 2.2. Παγκόσμιος χάρτης όπου φαίνονται οι θέσεις των 119 σταθμών του WWSSN το 1960 (Σχήμα από IRIS Consortium)

Στα μέσα τις δεκαετίας του 1980 η ανάγκη αντικατάστασης του δικτύου των σειсмоγράφων του WWSSN ήταν επιτακτική. Νέοι σειсмоγράφοι είχαν αναπτυχθεί και ο παλιός τρόπος καταγραφής σε φωτογραφικό χαρτί δεν μπορούσε να συγκριθεί με τα νέα συστήματα ψηφιοποίησης των δεδομένων. Έτσι ξεκίνησε η ανάπτυξη του παγκόσμιου δικτύου ψηφιακών σειсмоγράφων, του γνωστού GSN (Global Seismographic Network) στο οποίο σήμερα έχει συμπεριληφθεί μεγάλος αριθμός δικτύων όπως το IRIS/USGS, IRIS/IDA, GEOSCOPE, GEOFON και MEDNET. Στο σχήμα (2.3) φαίνεται η αντικατάσταση του δικτύου WWSSN από το GSN με τη πάροδο του χρόνου και η σημαντική αύξηση του αριθμού των νέας γενιάς σειсмоγράφων.



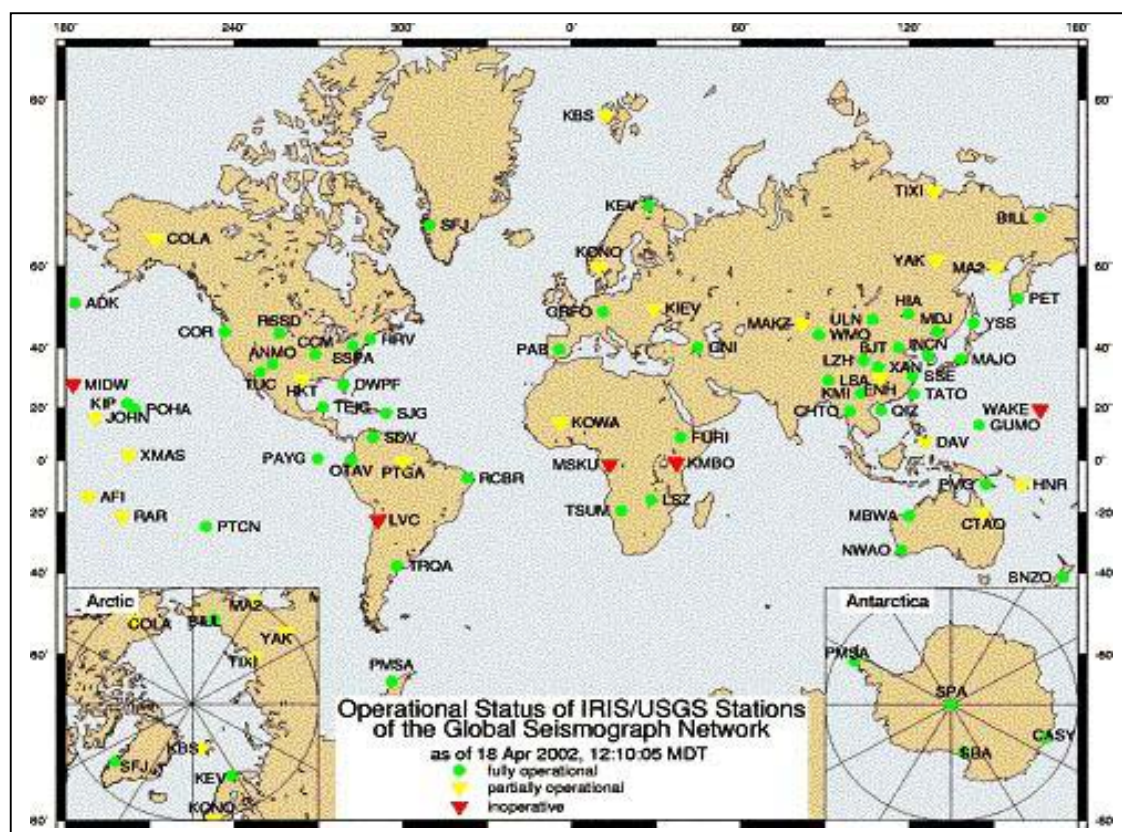
Σχήμα. 2.3. Μεταβολή αριθμού σταθμών των δικτύων WWSSN και GSN (Σχήμα από IRIS Consortium)

Στο σχήμα (2.4) παρουσιάζονται οι γεωγραφικές θέσεις των σταθμών του δικτύου GSN και στο σχήμα (2.5) οι σταθμοί του δικτύου IRIS/USGS όπως αυτό είναι σήμερα.



Σχήμα 2.4. Γεωγραφικές θέσεις σταθμών παγκοσμίον δικτύον ψηφιακών σεισμογράφων GSN (Σχήμα από IRIS)

Από το 1990 και έπειτα γίνεται αντικατάσταση των σεισμομέτρων του δικτύου GSN από σεισμόμετρα τύπου STS-1 τα οποία καταγράφουν ταχύτητα της εδαφικής κίνησης και έχουν ικανότητα καταγραφής μεγάλου εύρους συχνοτήτων ($\sim 0.005\text{Hz}$ - 7 Hz) (Broadband) ενώ πολλοί σταθμοί είναι εφοδιασμένοι με STS-2 σεισμόμετρα τα οποία καταγράφουν εύρος συχνοτήτων ($\sim 0.01\text{Hz}$ - $\sim 50\text{Hz}$) και τα οποία ανήκουν στην κατηγορία των σεισμομέτρων πολύ μεγάλου εύρους φάσματος (VBB - Very broad band). Στο σχήμα (2.6) παρουσιάζονται οι αποκρίσεις σε μοναδιαίο παλμό καθώς και οι αντίστοιχες καμπύλες αποκρίσεων δύο σεισμομέτρων του δικτύου GSN (από τα πρώτα που εγκαταστάθηκαν) και ενός σεισμομέτρου μεγάλου εύρους συχνοτήτων (Broad-Band) του δικτύου GSN, αντίστοιχο με αυτά που λειτουργούν σήμερα.

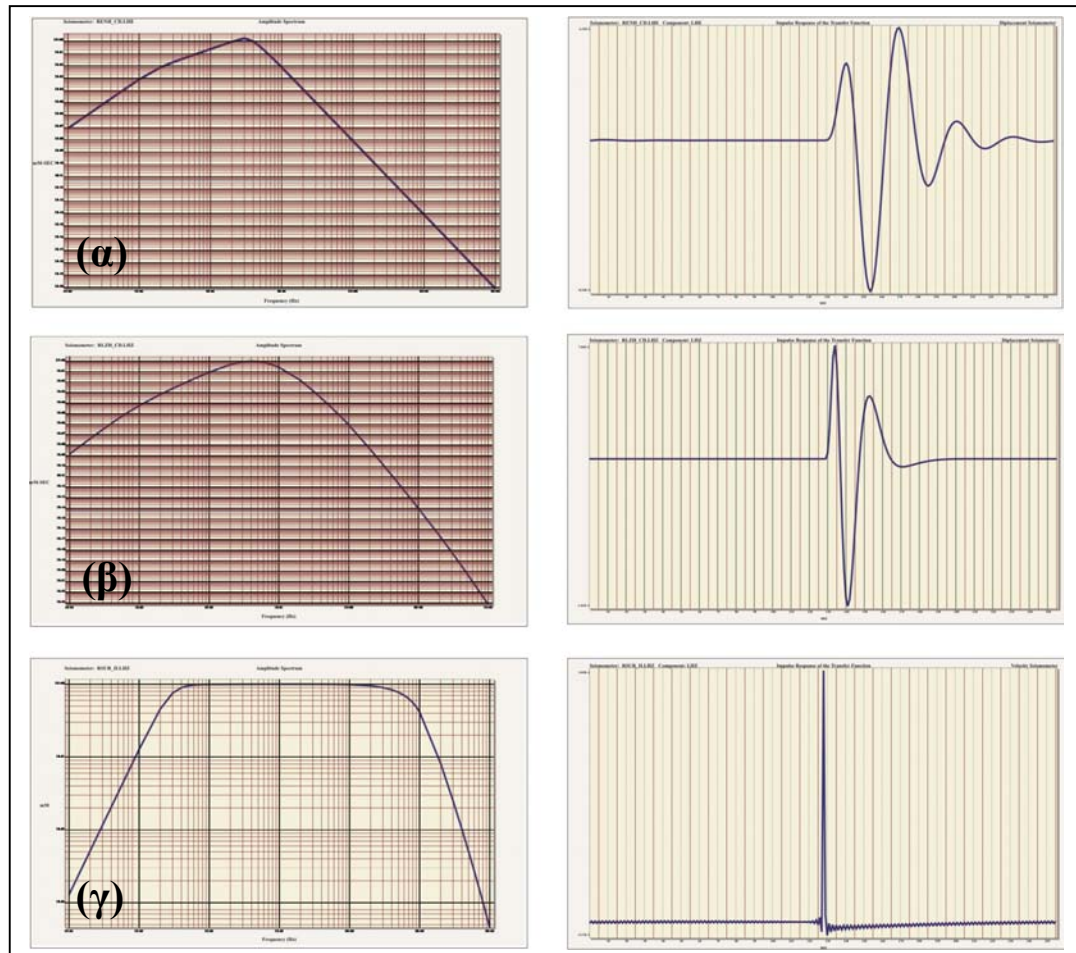


Σχήμα. 2.5 Γεωγραφικές θέσεις σταθμών δικτύου IRIS/USGS

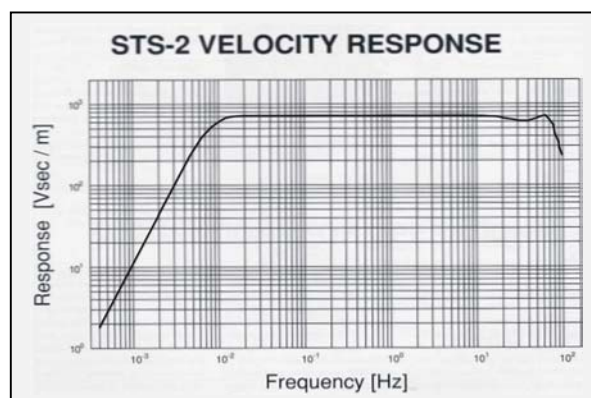
Στο σχήμα (2.7) φαίνεται αντίστοιχα η καμπύλη απόκρισης ενός σύγχρονου σεισμομέτρου τύπου STS-2. Για τον προσδιορισμό των αποκρίσεων σε μοναδιαίο παλμό χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά 256 σημείων μηδενικού πλάτους, εκτός του σημείου 129, το οποίο έχει πλάτος $2\Delta t$ ($\Delta t=1\text{ sec}$) (Λούβαρη, 2000).

Στο σχήμα (2.8) παρουσιάζεται τμήμα κυματομορφής, που αντιπροσωπεύει μετάθεση, η οποία έχει συνελιχθεί με τρεις τύπους των

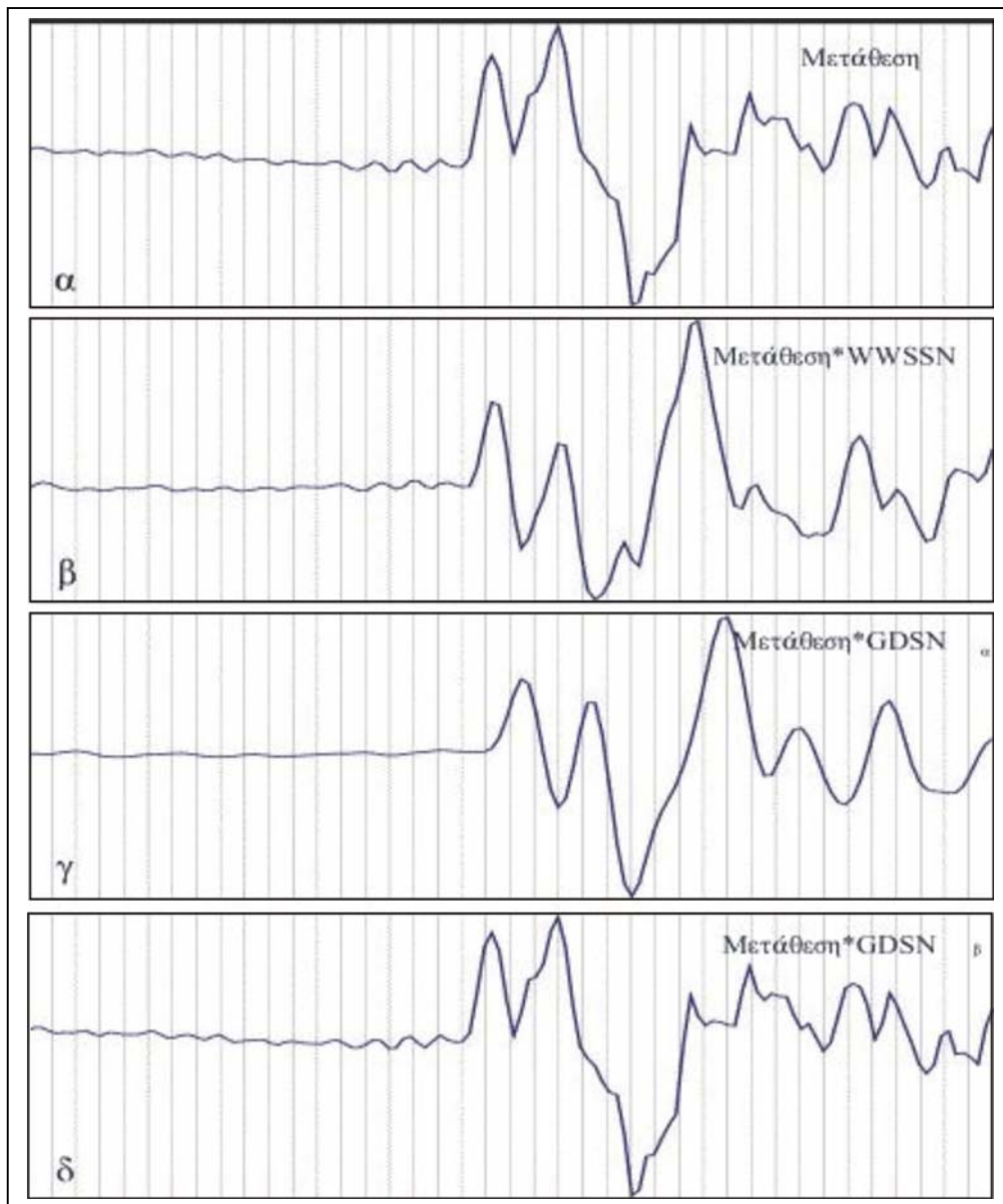
προαναφερθέντων σεισμομέτρων. Από τα σχήματα φαίνεται η σημαντική επίδραση της απόκρισης των σεισμομέτρων του δικτύου WWSSN καθώς και των πρώτων του δικτύου GSN στη μορφή της κυματομορφής, ενώ η επίδραση των Broad-Band σεισμομέτρων είναι μηδαμινή.



Σχήμα. 2.6 Καμπύλες απόκρισης και απόκριση σε μοναδιαίο παλμό : (α) Σεισμομέτρων σταθμού ENH Δικτύου GSN, (β) σεισμομέτρων σταθμού LZH δικτύου GSN και (γ) σεισμομέτρων σταθμού SUR δικτύου GSN. Για τον προσδιορισμό όλων των αποκρίσεων σε μοναδιαίο παλμό, χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά 256 σημείων μηδενικού πλάτους, εκτός του σημείου 129, το οποίο έχει πλάτος $2\Delta t$ ($\Delta t=1$ sec) (Λούβαρη, 2000).



Σχ. 2.7 Καμπύλη απόκρισης σύγχρονου σεισμομέτρου τύπου Streickeisen STS-2 VBB (very-broad band)



Σχήμα. 2.8 (α) Κυματομορφή η οποία αντιπροσωπεύει μετάθεση αφού έχει γίνει διόρθωση του σεισμομέτρου, (β) συνέλιξη της διορθωμένης κυματομορφής με τυπικό σεισμόμετρο του δικτύου WWSSN, (γ) συνέλιξη της διορθωμένης κυματομορφής με σεισμόμετρο του δικτύου GSN και (δ) συνέλιξη της διορθωμένης κυματομορφής με σύγχρονο σεισμόμετρο του δικτύου GSN. (Σχήμα από: Λούβαρη, 2000)

2.2.2 Συνθετικά σειсмоγράμματα – Λογισμικό

Για τον καθορισμό των παραμέτρων του μηχανισμού γένεσης των σεισμών που μελετήσαμε βασισθήκαμε στη μεθοδολογία των Helmberger (1974), Langston and Helmberger (1975) και Nábělek (1984). Η αντιστροφή έγινε με το λογισμικό *MT5* (Zwick et al., 1995). Το *MT5* αποτελεί βελτιωμένη έκδοση των λογισμικών *SYN3* και *SYN4* (McCaffrey and Abers, 1988; McCaffrey et al., 1991) που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή συνθετικών σειсмоγραμμάτων, την εφαρμογή διαδικασίας αντιστροφής και τελικά τον προσδιορισμού του μηχανισμού γένεσης σεισμών, με τη χρήση τηλεσεισμικών δεδομένων.

Το *MT5* κατασκευάζει συνθετικά σειсмоγράμματα για έναν αριθμό σημείων στην επιφάνεια της Γης, που αντιπροσωπεύουν τις θέσεις των σεισμολογικών σταθμών, από ένα αρχικό μοντέλο των σεισμικών παραμέτρων της εστίας. Έπειτα μέσω μιας διαδικασίας αντιστροφής ελαχίστων τετραγώνων, ελαχιστοποιούνται οι διαφορές ανάμεσα στα συνθετικά και τα παρατηρούμενα σειсмоγράμματα σε κάθε ένα από αυτά τα σημεία (σεισμολογικοί σταθμοί), με μεταβολές του αρχικού μοντέλου. Αυτή η επαναληπτική διαδικασία συνεχίζεται έως ότου επιτευχθεί η λύση ελαχίστων σφαλμάτων (minimum misfit solution) ανάμεσα στα παρατηρούμενα και τα συνθετικά σειсмоγράμματα. Οι παράμετροι τις οποίες χρησιμοποιεί το *MT5* και συμπεριλαμβάνονται στην αντιστροφή είναι το άξιμούθιο της παράταξης, η γωνία κλίσης, και η γωνία ολίσθησης των ορικών επιπέδων, το εστιακό βάθος, η μορφή και η διάρκεια της χρονικής συνάρτησης της πηγής και το μέτρο της σεισμικής ροπής.

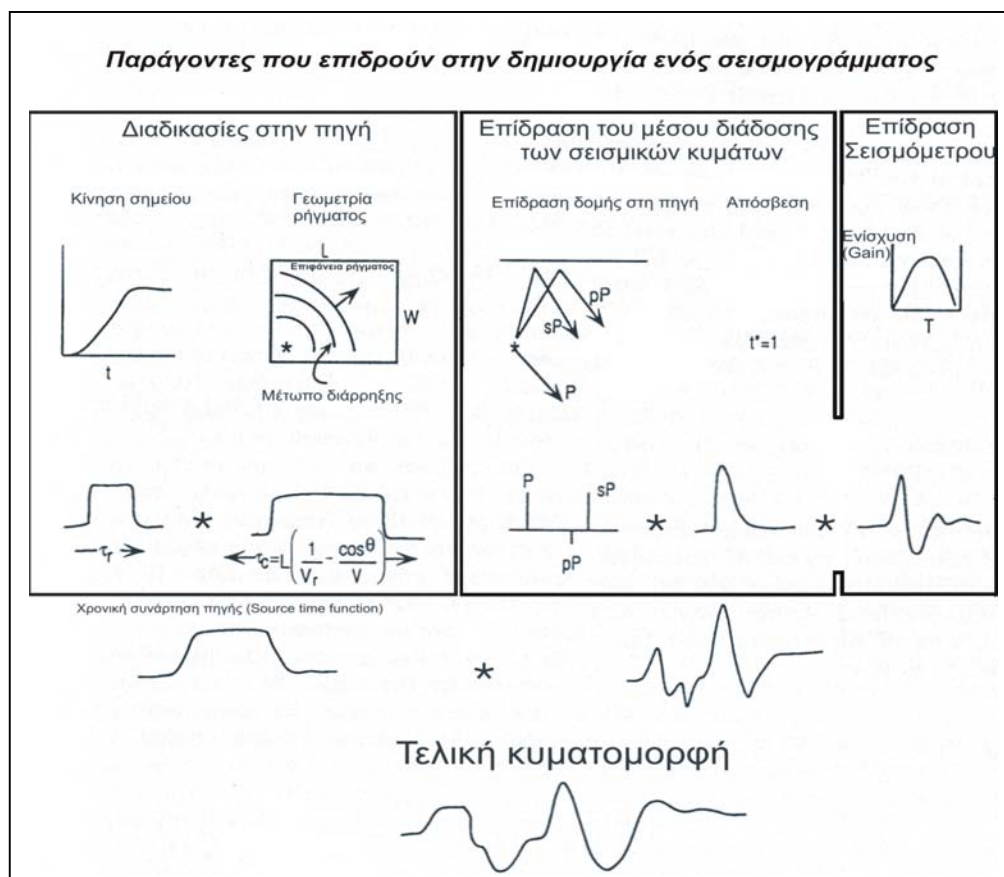
2.2.3 Θεωρία

Οι παράμετροι οι οποίοι λαμβάνονται υπόψη στον υπολογισμό των συνθετικών σειсмоγραμμάτων σε ένα σημείο στην επιφάνεια της Γης, το οποίο αντιπροσωπεύει τη θέση ενός σταθμού, φαίνονται στο σχήμα (2.9). Οι σχέσεις υπολογισμού συνθετικών σειсмоγραμμάτων έχουν περιγραφεί από πολλούς ερευνητές (Helmberger, 1974; Langston and Helmberger, 1975; Aki and Richards, 1980; Nábělek, 1984, 1985; McCaffrey and Nábělek 1984, 1987; McCaffrey, 1988; Lay and Wallace, 1995).

Ένα σειсмоγράμμο $SS(t)$, το οποίο έχει καταγραφεί σε κάποια απόσταση από το επίκεντρο ενός σεισμού αποτελεί τη συνέλιξη:

$$SS(t) = I(t) * G(t) * S(t) \quad (2.1)$$

όπου, $I(t)$ είναι η απόκριση του οργάνου, $G(t)$ είναι η απόκριση του μέσου σε μοναδιαίο παλμό (Green's function) και $S(t)$ είναι η συνάρτηση της σεισμικής πηγής (Helmberger, 1983).



Σχήμα. 2.9. Παράγοντες που συντελούν στη δημιουργία ενός σεισμογράμματος. Οι παράγοντες αυτοί είναι η γεωμετρία της πηγής, το μέσο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τα χαρακτηριστικά του σεισμομέτρου. (Σχήμα από: Lay and Wallace, 1995)

Από τις τρεις συναρτήσεις της συνέλιξης για την κατασκευή του σεισμογράμματος μόνο η συνάρτηση της απόκρισης του σεισμομέτρου $I(t)$ είναι γνωστή (§ 2.2.1). Αντίθετα με την απόκριση του σεισμομέτρου, η απόκριση του μέσου διάδοσης (Green's function), $G(t)$, η οποία περιέχει πληροφορίες για τη διαδρομή την οποία ακολουθούν τα σεισμικά κύματα στο εσωτερικό της Γης, σπάνια είναι γνωστή.

Για να περιγράψουμε τη διαδρομή των σεισμικών κυμάτων με ακρίβεια χρειάζεται να έχουμε καλή γνώση της κατανομής των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων και της πυκνότητας των στρωμάτων, τόσο κατά την κατακόρυφη όσο και κατά την οριζόντια διεύθυνση, κατά μήκος της διαδρομής από την εστία στο σταθμό καταγραφής. Η οριζόντια της Γης, τις περισσότερες φορές, είναι γνωστή σε ικανοποιητικό βαθμό αλλά οι πλευρικές ανομοιογένειες δεν είναι, με αποτέλεσμα να υπάρχουν αβεβαιότητες στην συνάρτηση απόκρισης του μέσου διάδοσης (Green's function). Το πρόβλημα αυτό απλοποιείται περιορίζοντας τα χρησιμοποιούμενα σεισμικά κύματα σε αυτά που καταγράφονται σε τηλεσεισμικές αποστάσεις και συγκεκριμένα σε αυτά που καταγράφονται σε επικεντρικές αποστάσεις από 30^0 έως 90^0 . Αυτό γίνεται επειδή η απλή δομή που δέχεται το λογισμικό **MT5** του επιτρέπει να χρησιμοποιεί μόνο τις ανακλώμενες φάσεις από την ελεύθερη επιφάνεια και όχι ανακλώμενα ή διαθλώμενα κύματα από την επιφάνεια του πυρήνα όπως τα PcP και τα ScS. Αυτές οι φάσεις σεισμικών κυμάτων δεν είναι εύκολα διαχωρίσιμες σε επικεντρικές αποστάσεις μεγαλύτερες των 90^0 . Το μεγαλύτερο τμήμα της διαδρομής των τηλεσεισμικών κυμάτων χώρου, γίνεται στον κατώτερο μανδύα ο οποίος είναι περισσότερο ομογενής σε σχέση με τον ανώτερο μανδύα (Burdick and Helmberger, 1978). Επιπλέον το διάστημα στο οποίο τα σεισμικά κύματα διαδίδονται μέσα στο φλοιό περιορίζεται σε κοντινές αποστάσεις γύρω από τις θέσεις του επικέντρου και του σημείου καταγραφής. Έτσι περιορίζεται το πρόβλημα της μεγάλης κλίμακας ανομοιογένειας στο φλοιό και τον μανδύα.

Η συνάρτηση απόκρισης του μέσου διάδοσης $G(t)$ μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$G(t) = C^R(t) * M(t) * g^S(t) \quad (2.2)$$

όπου το $g^S(t)$ και $C^R(t)$ αντιπροσωπεύουν την μετάθεση των P ή των SH κυμάτων στην περιοχή της πηγής και του δέκτη αντίστοιχα, ενώ η παράμετρος $M(t)$ αντιπροσωπεύει την απόκριση στο παραγόμενο κύμα του μανδύα. Σε τηλεσεισμικές αποστάσεις το $M(t)$ επηρεάζεται από την ανελαστική απόσβεση, τη γεωμετρική διασπορά και τον χρόνο διαδρομής (Burdick and Helmberger, 1978; Bullen and Bolt, 1985).

Η απόσβεση σχετίζεται με την απώλεια ενέργειας του σεισμικού κύματος, εξαιτίας της ανελαστικότητας του μέσου διάδοσης και τη διασπορά, όπως αυτό

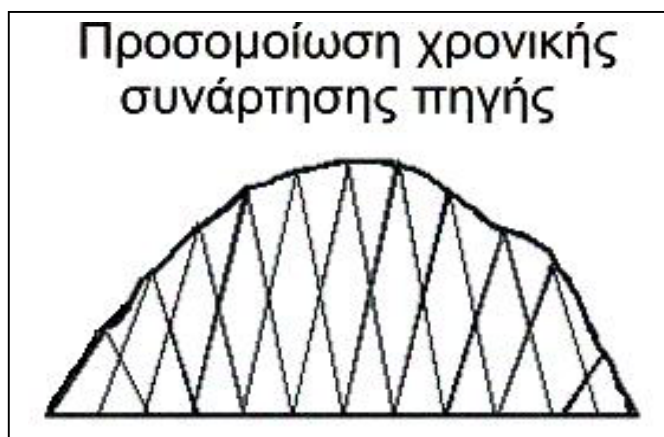
διαδίδεται από την πηγή προς το δέκτη. Η απόσβεση εκφράζεται με μορφή συνάρτησης $A(r, t^*)$ με $t^* = \int_{path} dt / Q$, όπου το Q αποτελεί τον παράγοντα ποιότητας (quality factor) (Futterman, 1962), και η ολοκλήρωση γίνεται κατά μήκος ολόκληρης της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας, r (Aki, 1966; Kanamori and Anderson, 1975). Όταν αναφερόμαστε στα σεισμικά κύματα χώρου, η διαδρομή της σεισμικής ακτίνας βρίσκεται κατά κύριο λόγο μέσα στο μανδύα. Αυτό μας επιτρέπει τη χρήση απλοποιημένης μορφής της συνάρτησης $A(r, t^*)$. Οι συνήθεις τιμές είναι για το $t^* = 1$ για τα P κύματα και $t^* = 4$ για τα SH κύματα (Futterman, 1962), καθώς οι παρατηρήσεις έδειξαν ότι αυτές είναι σταθερές για τα κύματα χώρου με περιόδους μεγαλύτερες του 1 sec στις επικεντρικές αποστάσεις $30^\circ < \Delta < 95^\circ$. Αυτές οι τιμές χρησιμοποιήθηκαν και από εμάς στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης.

Ο παράγοντας της συνάρτησης απόκρισης του μέσου διάδοσης (Green's function), ο οποίος έχει και τη μεγαλύτερη αβεβαιότητα στον προσδιορισμό του, είναι ο χρόνος διαδρομής από την πηγή στο δέκτη των σεισμικών κυμάτων (Nábělek, 1984). Το επίκεντρο και ο χρόνος διαδρομής δεν περιλαμβάνονται στη διαδικασία αντιστροφής που χρησιμοποιεί το **MT5**, επομένως η διαδρομή των σεισμικών κυμάτων πρέπει να ελέγχεται, κατά την αντιστροφή, ώστε να εξασφαλίζεται ότι δεν θα υπάρχουν μεγάλες αβεβαιότητες στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων. Οι χρόνοι άφιξης των σεισμικών κυμάτων υπολογίζονται από τις καμπύλες χρόνων-διαδρομής (J-B) των Jeffreys and Bullen (1958).

Το λογισμικό **MT5** «υποθέτει» ότι η ολίσθηση κατά τη διάρκεια του σεισμού είναι συγκεντρωμένη σε ένα σημείο στο χώρο (centroid) αλλά είναι κατανομημένη στο χρόνο. Για σεισμούς με μεγέθη $M_w \leq 7.2$, η πηγή μπορεί να θεωρηθεί σημειακή γιατί το μήκος κύματος των σεισμικών κυμάτων χώρου που χρησιμοποιούνται στη μεθοδολογία είναι της τάξης των ~ 120 Km, το οποίο είναι πολύ μεγαλύτερο από το μήκος του ρήγματος που προκαλεί το σεισμό. Για μεγέθη σεισμών $M_w > 7.2$ το μήκος του ρήγματος γίνεται συγκρίσιμο με το μήκος κύματος των σεισμικών κυμάτων και η υπόθεση της σημειακής πηγής, δεν ισχύει πια. Τα μεγέθη των σεισμών που εμείς μελετήσαμε (Πίνακας 2.2) ήταν $M < 7$ και σε όλες τις περιπτώσεις πήραμε ικανοποιητικά συνθετικά σειсмоγράμματα με μια πηγή.

Η εξέλιξη της ολίσθησης περιγράφεται από τη χρονική συνάρτηση της πηγής (source time function - STF). Στο λογισμικό **MT5** προσομοιώνεται με ισοσκελή αλληλοκαλυπτόμενα τρίγωνα, όπως φαίνεται στο σχήμα (2.10). Το συνολικό μήκος

της χρονικής συνάρτησης της πηγής είναι $M \cdot \Delta t$, όπου M είναι το ολικό μέτρο της σεισμικής ροπής, ενώ η βάση κάθε τριγώνου έχει μήκος $2 \cdot \Delta t$. Γενικά οι τιμές που παίρνει το Δt είναι πολλαπλάσια της συχνότητας δειγματοληψίας της κυματομορφής που εξετάζουμε (Nábělek, 1985). Τυπικές τιμές του Δt για καταγραφές κυμάτων μακράς περιόδου είναι από 0.5 - 1.5 sec.



Σχήμα. 2.10 Προσομοίωση χρονικής συνάρτησης πηγής με τη χρήση ισοσκελών τριγώνων με μήκος βάσης $2\Delta t$

Το ύψος των τριγώνων καθορίζεται από τη διαδικασία αντιστροφής αλλά ο αριθμός και η χρονική διάρκεια του κάθε τριγώνου επιλέγονται εκ των προτέρων. Ένας σεισμός με απλή διάρρηξη (impulsive) χαρακτηρίζεται από μικρού εύρους χρονική συνάρτηση πηγής κατά την οποία η σεισμική ροπή εκλύεται ακαριαία. Η περιοχή κάτω από την καμπύλη της χρονικής συνάρτησης της πηγής είναι ανάλογη του μεγέθους σεισμικής ροπής, M_0 .

2.2.4 Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου

Για την εφαρμογή της διαδικασίας αντιστροφής απαραίτητος είναι ο αρχικός υπολογισμός των συνθετικών σειсмоγραμμάτων στις θέσεις των σταθμών καταγραφής. Αυτό επιτυγχάνεται με την επίλυση του ευθέος προβλήματος υποθέτοντας κάποιες αρχικές τιμές για τις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης (για παράδειγμα λύση του Harvard, προηγούμενη γνώση για την περιοχή, μηχανισμός γένεσης άλλου σεισμού με επίκεντρο στη γειτονία του σεισμού που μελετούσαμε, λύση από πρώτες αποκλίσεις κοντινών σταθμών).

Στη συνέχεια γινόταν η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος με σκοπό την ελαχιστοποίηση των διαφορών ανάμεσα στα συνθετικά και τα πραγματικά σειсмоγράμματα. Η συνάρτηση που ελαχιστοποιείται είναι η συνάρτηση F (McCaffrey et al., 1991):

$$F = \sqrt{\sum_i (o_i - s_i)^2} \quad (2.3)$$

$$F = \sqrt{\sum_i \left[o_i / (\sum_j o_j^2)^{\frac{1}{2}} - s_i / (\sum_j s_j^2)^{\frac{1}{2}} \right]^2} \quad (2.4)$$

όπου o_i και s_i είναι τα πλάτη των παρατηρούμενων και των συνθετικών σειсмоγραμμάτων αντίστοιχα. Ο συντελεστής j εκφράζει εκείνα τα σημεία του σειсмоγράφματος που περιλαμβάνονται στο χρονικό παράθυρο που χρησιμοποιείται στην αντιστροφή. Η συνάρτηση (2.3) χρησιμοποιείται όταν κατά την διάρκεια της αντιστροφής γίνεται ταυτόχρονη αναζήτηση του μέτρου της σεισμικής ροπής (M_o), ενώ η δεύτερη συνάρτηση (2.4) είναι περισσότερο ευαίσθητη στη μορφή του σειсмоγράφματος και όχι στα πλάτη.

Επειδή εφαρμόζεται γραμμική μεθοδολογία επίλυσης σε ένα μη γραμμικό πρόβλημα, η λύση βρίσκεται με διαδοχικές διορθώσεις ενός αρχικού μοντέλου. Οι διορθώσεις του αρχικού μοντέλου, $\delta\chi_n$, $n = 1, 2, \dots, N_R$, σε κάθε εφαρμογή της αντιστροφής βρίσκονται από την επίλυση συστήματος γραμμικών εξισώσεων της μορφής:

$$\sum_{n=1}^{N_R} w \frac{\partial s}{\partial \chi_n} \delta\chi_n = w(o - s) \quad (2.5)$$

όπου w είναι το βάρος που δίνεται σε κάθε σειсмоγράμμα (ανάλογα με το αζιμούθιο του σταθμού ή την ποιότητα της συγκεκριμένης κυματομορφής με βάση το λόγο σήματος προς θόρυβο), $\delta\chi_n$ οι διορθώσεις του μοντέλου σε κάθε εφαρμογή της

αντιστροφής και ($o-s$) είναι η διαφορά ανάμεσα στο παρατηρούμενο και το συνθετικό πλάτος, για κάθε ένα σημείο του σεισμογράμματος.

Στη συνέχεια υπολογίζονται οι παράγωγοι $\partial s/\partial \chi_n$ ως προς κάθε μια από τις άγνωστες παραμέτρους, οι οποίες είναι η παράταξη (strike), η γωνία κλίσης (dip), η γωνία ολίσθησης (rake), το ύψος και το πλάτος των τριγώνων που συνιστούν τη χρονική συνάρτηση της πηγής (Source Time Function). Με μορφή πινάκων όλα τα παραπάνω μπορούν να γραφούν ως εξής:

$$D_{in} = w_i \frac{\partial s_i}{\partial \chi_n} \quad (2.6)$$

$$X_n = \delta \chi_n \quad (2.7)$$

$$R_i = w_i (o_i - s_i) \quad (2.8)$$

όπου ο δείκτης i αντιπροσωπεύει το εξεταζόμενο σεισμόγραμμα, ο δείκτης n αντιπροσωπεύει τις παραμέτρους του μοντέλου. Ο πίνακας D_{in} περιέχει τις παραγώγους ως προς κάθε μια από τις άγνωστες παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης, ο πίνακας X_n περιέχει τις διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στο μοντέλο πριν επαναληφθεί η διαδικασία αντιστροφής και ο πίνακας R_i περιέχει τις διαφορές ανάμεσα στα πραγματικά και τα συνθετικά σεισμογράμματα. Η λύση της εξίσωσης των ελαχίστων τετραγώνων ($DX=R$) δίνεται από τη σχέση:

$$X = (D^T D + \theta^2 I)^{-1} D^T R \quad (2.9)$$

όπου θ είναι ο παράγοντας απόσβεσης (least square damping factor), I είναι ο μοναδιαίος πίνακας και οι πίνακες D και R δίνονται από τις σχέσεις (2.6) και (2.8). Σε κάθε επανάληψη της διαδικασίας υπολογίζονται οι διορθώσεις $\delta \chi_n$ που πρέπει να γίνουν σε όλες τις παραμέτρους του μοντέλου. Αυτές έπειτα αθροίζονται στις παραμέτρους και η διαδικασία αντιστροφής συνεχίζεται έως ότου ελαχιστοποιηθούν τα σφάλματα μεταξύ συνθετικών και πραγματικών σεισμογραμμάτων. Η ελαχιστοποίηση που πραγματοποιείται μέσω της μεθοδολογίας αυτής ισχύει για

μικρές διορθώσεις $\delta\chi$, πράγμα που σημαίνει ότι απαιτείται ένα όσο το δυνατόν καλό αρχικό μοντέλο.

2.2.5 Μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίζονται από το Harvard (Centroid Moment Tensor solutions)

Το πανεπιστήμιο του Harvard προσδιορίζει μηχανισμούς γένεσης με μέγεθος $M_w \geq 5.0$ σε παγκόσμια κλίμακα. Η μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για τον καθορισμό των μηχανισμών γένεσης περιγράφεται λεπτομερώς από τους Dziewonski et al. (1981) και Dziewonski and Woodhouse (1983). Για τον καθορισμό των λύσεων CMT χρησιμοποιούνται δεδομένα από το παγκόσμιο δίκτυο ψηφιακών σειсмоγράφων GSN. Τα όργανα που διαθέτει το GSN έχουν τη δυνατότητα να παρέχουν δεδομένα για ένα μεγάλο εύρος σεισμικών μεγεθών. Όταν χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά η τεχνική ήταν εφικτός ο προσδιορισμός μηχανισμού γένεσης για σεισμούς με $M_0 \geq 5 \cdot 10^{17}$ Nt.m. Με την πάροδο του χρόνου η αύξηση του αριθμού των σταθμών καθώς και η βελτίωση τους οδήγησε στην ελάττωση του ορίου σε σεισμούς με $M_0 \geq 5 \cdot 10^{15}$ Nt.m.

Από κάθε σεισμόγραμμα επιλέγεται χρονικό παράθυρο που ξεκινά από την άφιξη των P- κυμάτων και τελειώνει αφού περιλάβει και τα επιφανειακά κύματα. Έπειτα εφαρμόζεται χαμηλοπερατό (low pass) φίλτρο με γωνιακή συχνότητα ίση με 0.022 Hz (45 sec). Κατά την αντιστροφή που ακολουθεί γίνεται προσπάθεια ώστε να ελαχιστοποιηθούν οι διαφορές ανάμεσα στα συνθετικά και τα πραγματικά δεδομένα του προαναφερθέντος χρονικού παραθύρου για περιόδους $T > 40$ sec, ενώ αντίστοιχη διαδικασία ακολουθείται και για τα κύματα που διαδίδονται μέσα στο μανδύα για περιόδους $T > 135$ sec. Μέχρι το 1991 τα μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιούνταν ήταν το μοντέλο PREM (Dziewonski and Anderson, 1981) ή το μοντέλο M84C (Woodhouse and Dziewonski, 1984). Το μοντέλο που χρησιμοποιείται σήμερα είναι το SH/U4L8 το οποίο λαμβάνει υπόψη τις πλευρικές ανομοιογένειες του εσωτερικού της Γης και έχει σε σημαντικό βαθμό βελτιώσει την ταύτιση ανάμεσα στα συνθετικά και τα πραγματικά σειсмоγράμματα (Dziewonski et al., 1993).

Μεγάλο πλεονέκτημα αυτή της μεθόδου υπολογισμού εστιακών παραμέτρων είναι η σχεδόν εξ' ολοκλήρου αυτοματοποίηση της. Αρχικά γινόταν οπτικός έλεγχος για την ανεύρεση και απομάκρυνση θορύβου ή άλλων ανωμαλιών που μπορούσαν να

έχουν τα σειсмоγράμματα. Η βελτίωση όμως της ποιότητας των δεδομένων του παγκόσμιου δικτύου σειсмоγράφων, σε συνδυασμό με την ανάπτυξη «έξυπνων» αλγορίθμων (Ekstrom, 1992), οδήγησαν σε πλήρη αυτοματοποίηση του συστήματος από την συλλογή έως την επεξεργασία των σειсмоγραμμάτων. Σήμερα είναι εφικτή η ανακοίνωση του μηχανισμού γένεσης και εστιακών παραμέτρων για μεγάλους σεισμούς μέσα σε 3 ώρες από τη γένεση τους.

2.2.6 Αβεβαιότητες κατά τη διαδικασία αντιστροφής

Οι αβεβαιότητες κατά τη διαδικασία αντιστροφής των κυμάτων μακράς περιόδου είναι αποτέλεσμα της διαδικασίας αντιστροφής και της ποιότητας των δεδομένων.

Με τη χρήση τηλεσεισμικών δεδομένων ελαχιστοποιείται το πρόβλημα των πλευρικών ανομοιογενειών κατά την πορεία της σεισμικής ακτίνας μέσα στο μανδύα. Παρ'όλα αυτά η δομή ταχυτήτων στην περιοχή κοντά στην εστία και ακριβώς κάτω από τον σταθμό καταγραφής επηρεάζουν και αυτές τη μορφή των σειсмоγραμμάτων. Επειδή η δομή είναι διαφορετική κάτω από κάθε σταθμό δεν αναμένεται να υπάρχει συστηματική απόκλιση στα αποτελέσματα. Αντίθετα η δομή στην περιοχή της εστίας παίζει σημαντικό ρόλο γιατί επηρεάζει, με τον ίδιο τρόπο, τις σεισμικές ακτίνες που καταγράφονται σε όλους τους σταθμούς, επομένως μπορεί να εισάγει σφάλματα κατά τη διαδικασία αντιστροφής.

Το λογισμικό *MT5* χρησιμοποιεί μια απλή δομή, για την περιοχή της πηγής, η οποία αποτελείται είτε αποκλειστικά από ημιχώρο είτε από ένα υπερκείμενο στρώμα και ημιχώρο. Το απλό αυτό μοντέλο επιτρέπει την κατασκευή απλών εξισώσεων της συνάρτησης Green (Green's function) που θα χρησιμοποιηθούν στη διαδικασία αντιστροφής. Παρ'όλα αυτά η υπόθεση ότι όλες οι φάσεις ανάκλασης έχουν την ίδια γωνία αναχώρησης (επακόλουθο της οριζόντιας στρωματογραφίας) είναι αναληθές αν στην περιοχή της εστίας υπάρχουν στρώματα με κλίση (Wiens, 1989). Ωστόσο έχει αποδειχθεί ότι απλής μορφής μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων, οδηγούν σε μικρά σφάλματα στο βάθος, την χρονική συνάρτηση πηγής και στο μέγεθος της σεισμικής ροπής. Επίσης η γεωμετρία του μηχανισμού γένεσης παραμένει ανεπηρέαστη (Baker, 1993).

Πολύ σημαντικό ρόλο στις αβεβαιότητες της λύσης ελάχιστων σφαλμάτων (minimum misfit solution) έχει η συσχέτιση (trade-off) μεταξύ των διαφόρων παραμέτρων του μηχανισμού γένεσης. Μικρές μεταβολές κάποιας από τις παραμέτρους, οδηγούν σε μεταβολή μιας ή περισσότερων από τις υπόλοιπες, χωρίς να υπάρχει διαφορά στη λύση ελάχιστων σφαλμάτων (minimum misfit solution). Το βάθος εξαρτάται κυρίως από την αναγνώριση πάνω στο σεισμόγραμμα των απευθείας κυμάτων (P και S) και των ανακλώμενων φάσεων (pP, sP, sS). Με θεωρητικούς υπολογισμούς είναι δυνατή η εύρεση του βάθους μετρώντας τη χρονική διαφορά μεταξύ των φάσεων αυτών. Για τους επιφανειακούς σεισμούς όμως η διάκριση μεταξύ των φάσεων αυτών είναι πολύ δύσκολη, εξαιτίας της πολύ μικρής χρονικής διαφοράς που έχουν. Στην περίπτωση σεισμών ενδιάμεσου βάθους η χρονική συνάρτηση της πηγής σχετίζεται με την καθυστέρηση των φάσεων ανάκλασης. Έτσι είναι δυνατόν με ένα μικρό βάθος και μια μεγάλη χρονική συνάρτηση πηγής να παραχθούν τα ίδια σειсмоγράμματα με ένα συνδυασμό μεγάλου βάθους και μικρής διάρκειας χρονικής συνάρτησης πηγής (Christensen and Ruff, 1985; Wagner and Langston, 1989). Υπάρχει βέβαια και συσχέτιση μεταξύ του βάθους και της γεωμετρίας του μηχανισμού γένεσης εξαιτίας της επίδρασης που έχει η γεωμετρία στα πλάτη των απευθείας (P) και ανακλώμενων φάσεων (pP, sP) (Baker, 1993). Γι' αυτούς τους λόγους είναι απαραίτητος ο προσεκτικός έλεγχος των κυματομορφών στους διάφορους σταθμούς.

Άλλοι δύο πολύ σημαντικοί παράγοντες που επηρεάζουν άμεσα την λύση της αντιστροφής είναι η ποιότητα των δεδομένων και η αξιμουθιακή κάλυψη των σταθμών γύρω από το επίκεντρο του σεισμού που μελετάται. Η ποιότητα των δεδομένων θεωρείται γενικά πολύ καλή μιας και τα όργανα του παγκόσμιου δικτύου σειсмоγράφων GSN είναι από τα πλέον σύγχρονα, βαθμονομούνται συχνά και γίνεται έλεγχος των καταγραφών τους πριν αυτές διατεθούν ελεύθερα. Ο ρόλος της αξιμουθιακής κάλυψης των σταθμών και η επιρροή της στα αποτελέσματα της αντιστροφής μελετήθηκαν από τον Huang (1985). Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξε ήταν ότι εφόσον υπάρχει κάλυψη στα $\frac{3}{4}$ της εστιακής σφαίρας από σταθμούς, που έχουν καταγράψει P- κύματα και SH- κύματα, οι παράμετροι της λύσης ελάχιστων διαφορών (minimum misfit solution) είναι πολύ σταθερές.

Ωστόσο, τα σφάλματα που προκύπτουν από τη διαδικασία αντιστροφής δεν αντιπροσωπεύουν τα πραγματικά σφάλματα του μηχανισμού γένεσης (McCaffrey and Nábělek, 1987). Για το λόγο αυτό ακολουθήθηκε η διαδικασία που

προτάθηκε από τους McCaffrey and Nábělek (1987) και από τους Molnar and Lyon-Caen (1989) για τον καθορισμό των σφαλμάτων και η οποία έχει ακολουθηθεί από πολλούς ερευνητές (Taymaz et al., 1990; Taymaz et al, 1991; Baker, 1993; Foster, 1997; Baker et al., 1997; Foster and Jackson, 1998; Bayasgalan, 1999; Yilmaztürk and Burton, 1999; Maggi et al., 2000; Kiratzi and Louvari 2001; Louvari and Kiratzi, 2001). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, κάθε μια από τις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης (αξιμούθιο, γωνία κλίσης, γωνία ολίσθησης, βάθος) σταθεροποιούνται σε μία τιμή διαφορετική από αυτή της λύσης ελαχίστων σφαλμάτων και αφήνονται όλες οι υπόλοιπες παράμετροι να μεταβάλλονται ελεύθερα κατά τη διάρκεια της αντιστροφής. Με αυτό τον τρόπο το κατώτερο και ανώτερο όριο των αποδεκτών λύσεων καθορίζεται από τη σύγκριση πραγματικών και συνθετικών σειсмоγραμμάτων, έως ότου αρχίσει να διαφαίνεται η μεταξύ τους απόκλιση.

2.2.7 Δεδομένα παρατήρησης

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από το παγκόσμιο δίκτυο ψηφιακών σειсмоγράφων (GSN). Τη διαχείριση των δεδομένων έχει αναλάβει το Κεντρικό Τμήμα Διαχείρισης Δεδομένων (DMC – Data Management Center) του δικτύου IRIS (Incorporated Research Institutes of Seismology).

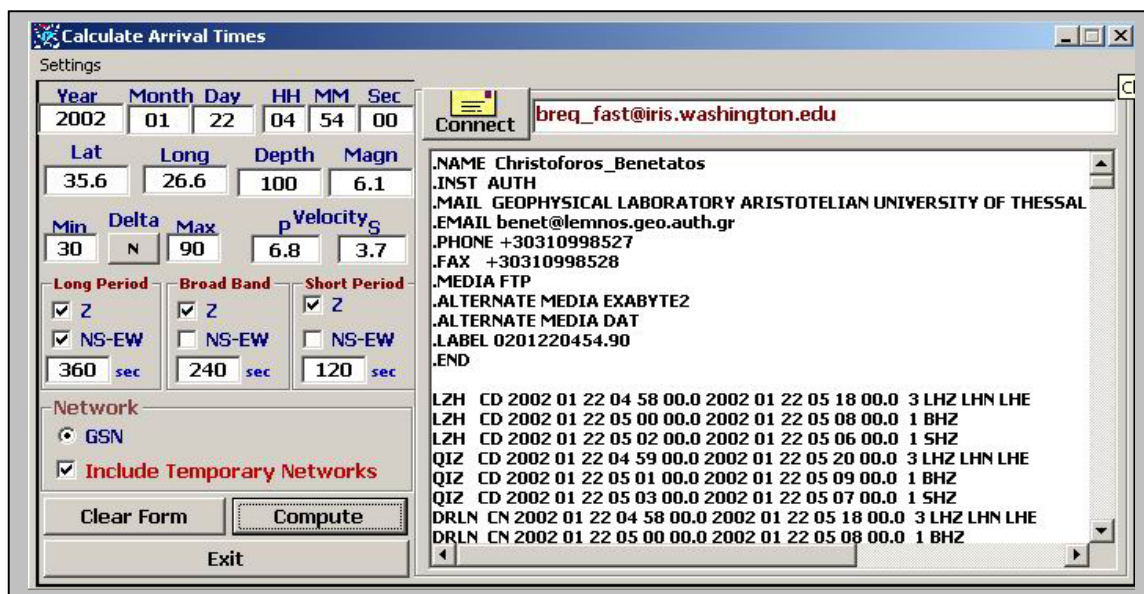
Διάφοροι είναι οι τύποι των καταγραφών αναφορικά με το βήμα δειγματοληψίας (Δt). Η ορολογία που υιοθετήθηκε είναι αυτή που προτείνεται στο εγχειρίδιο (Station Book) του FDSN (Federation of Digital Broad-Band Seismographic Networks) και παρουσιάζεται στον Πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1. Ορολογία που υιοθετήθηκε με στόχο τη διάκριση μεταξύ των καταγραφών με διαφορετικό βήμα δειγματοληψίας. [Εγχειρίδιο FDSN, SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data)]

Κωδικός	Συνιστώσα	Ρυθμός Δειγματοληψίας (Sample per second)	Βήμα Δειγματοληψίας (Δt)
LP (Long Period)	LHZ, LHE, LHN	1 sps	1 sec
BB (Broad Band)	BHZ, BHE, BHN	20 sps	0.05 sec
SP (Short Period)	SHZ, SHE, SHN	40 sps	0.025 sec

Στην αντιστροφή χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές με βήμα δειγματοληψίας $\Delta t = 1$ sec (LHZ, LHE, LHN). Κατακόρυφες συνιστώσες των σταθμών με βήμα δειγματοληψίας $\Delta t = 0.05$ sec (Broad-Band) και $\Delta t = 0.025$ sec (Short-Period) χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο του χρόνου άφιξης των απ'ευθείας P – κυμάτων, τον έλεγχο της πρώτης απόκλισης και σε μερικές περιπτώσεις για την εξαγωγή λύσης πρώτων αποκλίσεων των P – κυμάτων με σταθμούς σε επικεντρική απόσταση $\Delta < 30^\circ$.

Για την αυτόματη λήψη των σεισμικών καταγραφών ενός σεισμού και της μετέπειτα επεξεργασίας τους, ώστε αυτές να χρησιμοποιηθούν στην αντιστροφή, χρησιμοποιήθηκαν δύο λογισμικά, το **TRAVEL** και το **WAVE** (Λούβαρη, 2000). Το λογισμικό **TRAVEL** χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη των δεδομένων από το Κέντρο Διαχείρισης Δεδομένων του IRIS. Το περιβάλλον εργασίας του **TRAVEL** φαίνεται στο σχήμα (2.11).



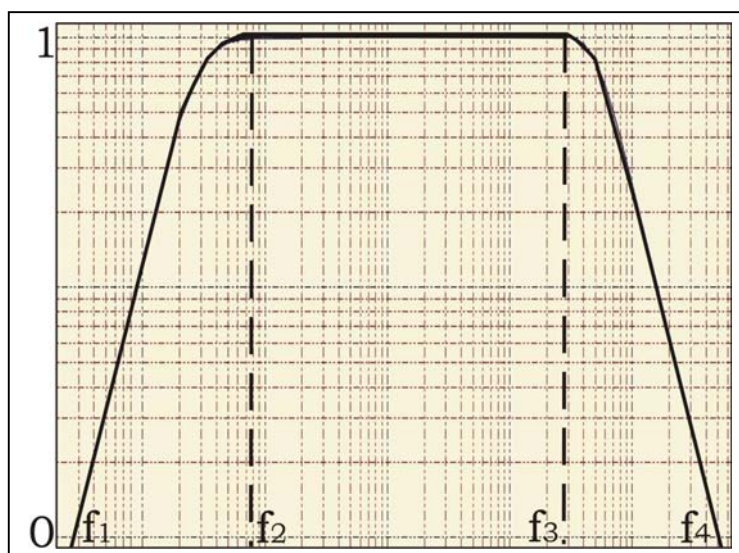
Σχήμα 2.11. Το περιβάλλον εργασίας του **TRAVEL**. Εδώ γίνεται η καταχώρηση των στοιχείων ενός σεισμού (χρόνος γένεσης, γεωγραφικές συντεταγμένες, εστιακό βάθος, μέγεθος, επικεντρική απόσταση σταθμών, ταχύτητες P και S κυμάτων, τύποι κυματομορφών προς ζήτηση). Έπειτα γίνεται υπολογισμός των θεωρητικών χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων, με βάση τους πίνακες *Jeffreys and Bullen (1958)*, στους σταθμούς του παγκόσμιου δικτύου που καταγράφηκε ο σεισμός.

2.2.8 Επεξεργασία κυματομορφών πριν την αντιστροφή

Πριν την εφαρμογή της αντιστροφής είναι απαραίτητη η κατάλληλη επεξεργασία των κυματομορφών. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *WAVE*. Η προετοιμασία περιλαμβάνει τα εξής στάδια:

- Καθορισμό του είδους της κυματομορφής (μετάθεση, ταχύτητα, επιτάχυνση), καθώς και των μονάδων στις οποίες είναι εκφρασμένη (m/sec, $\mu\text{m/sec}$, κ.λ.π).
- Μετατροπή της τυποποίησης των κυματομορφών και των αποκρίσεων των σεισμομέτρων ώστε να γίνουν κατάλληλα προς επεξεργασία από το *WAVE*.
- Εφαρμογή, στο πεδίο του χρόνου, ενός παραθύρου τύπου Hanning (~10%) και στη συνέχεια εφαρμογή, στο πεδίο των συχνοτήτων ενός ζωνοπερατού (Band Pass) FIR (Finite Impulse Response) φίλτρου, του οποίου η κατασκευή γίνεται με τον καθορισμό τεσσάρων συχνοτήτων: f_1, f_2, f_3, f_4 , όπου $f_1 \leq f_2 \leq f_3 \leq f_4$. Έχει πλάτος ίσο με τη μονάδα στο πεδίο συχνοτήτων $f_2 - f_3$, ενώ μηδενίζεται σταδιακά προς της συχνότητες f_1, f_4 όπως φαίνεται στο σχήμα (2.12). Το φίλτρο αυτό χρησιμοποιείται για την αποφυγή του φαινομένου Gibbs (Oppenheim and Schaffer, 1989). Το φαινόμενο Gibbs εμφανίζεται κατά το μετασχηματισμό του φίλτρου από το πεδίο των συχνοτήτων στο πεδίο του χρόνου, με τη μορφή ταλαντώσεων συχνότητας ίσης με τη γωνιακή συχνότητα του φίλτρου, όταν αυτό έχει τη μορφή τετραγωνικού παλμού. Η επιλογή των γωνιακών συχνοτήτων του φίλτρου γίνεται με σύγκριση του φάσματος πλάτους του σήματος με το φάσμα πλάτους του θορύβου και επιλέγεται το τμήμα εκείνο του φάσματος όπου ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι τουλάχιστον ίσος με 2. Από το σύνολο των δεδομένων τα οποία μελετήσαμε διαπιστώθηκε ότι οι συχνότητες κυμαίνονται από 0.01 Hz έως 0.1 Hz για τις μακράς περιόδου καταγραφές.
- Στην συνέχεια οι κυματομορφές μετατρέπονται από ταχύτητα ή επιτάχυνση σε μετάθεση. Περιστρέφονται οι συνιστώσες Z, N, E με βάση

το αζιμούθιο του σταθμού ως προς το επίκεντρο και τη γωνία ανάδυσης των σεισμικών ακτίνων (οι οποίες υπολογίζονται από τις καμπύλες των Jeffreys and Bullen, 1958), ώστε να υπολογιστούν τα P-, SH-, SV- κύματα. Σημειώνεται πάνω στο σεισμόγραμμα η άφιξη των P- και S- κυμάτων και τέλος γίνεται ευθυγράμμιση όλων των κυματομορφών στο μηδενικό επίπεδο (detrend, remove mean).



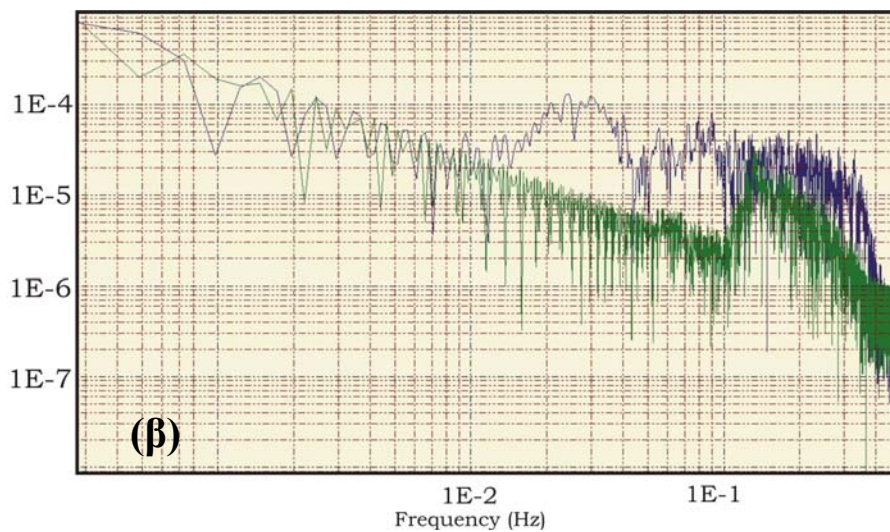
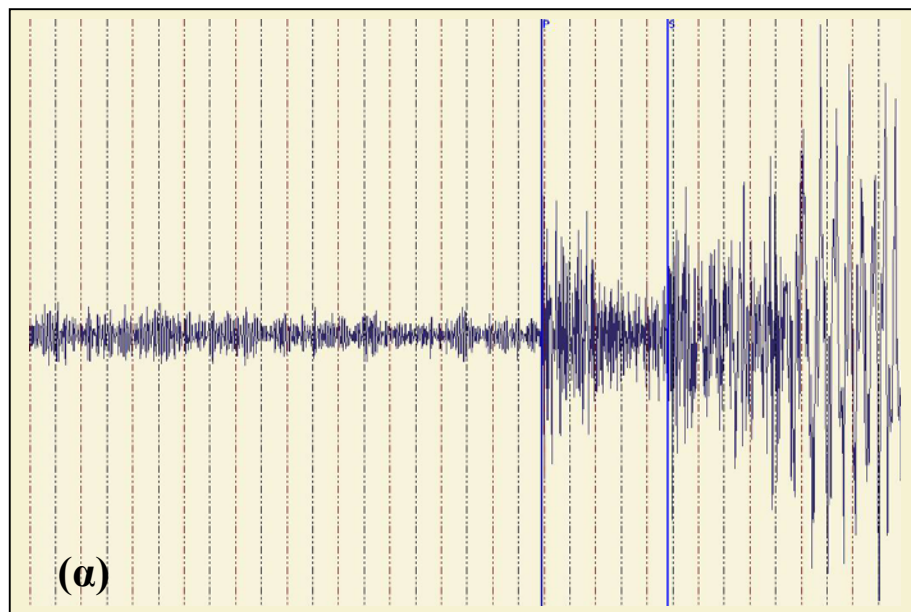
Σχήμα 2.12. Ζωνοπερατό φίλτρο FIR. Το φίλτρο έχει πλάτος ίσο με 1 ανάμεσα στις συχνότητες f_2 και f_3 , ενώ μειώνεται ημιτονοειδώς προς τις συχνότητες f_1 και f_4 .

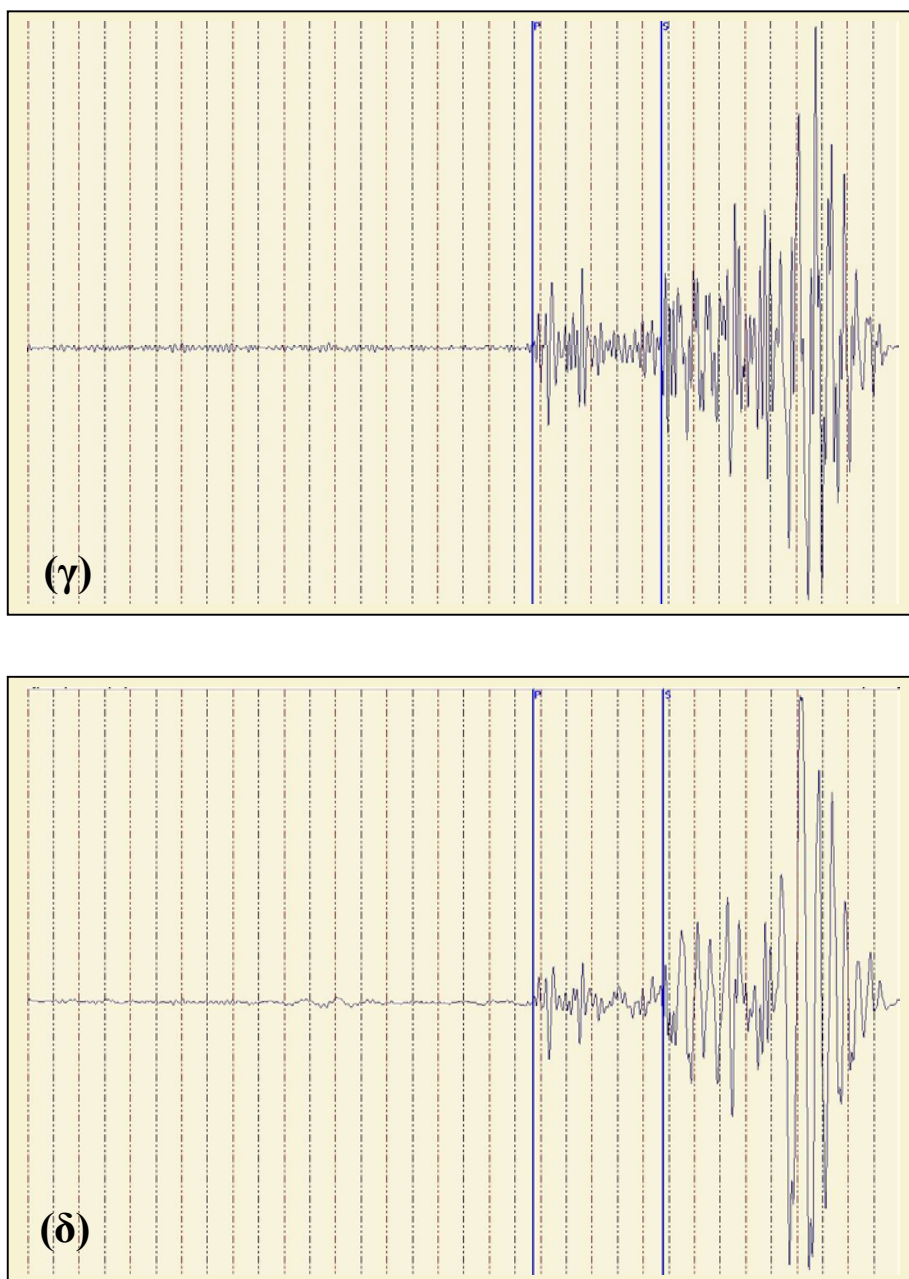
- Κατόπιν επιλέγεται χρονικό παράθυρο ~100sec με βάση τις αφίξεις των P- και S- κυμάτων και κατασκευάζονται τα κατάλληλα αρχεία ανάγνωσης από το λογισμικό **MT5**.
- Μια πρώτη εκτίμηση του μηχανισμού γένεσης μπορεί να γίνει από την ανάγνωση των αποκλίσεων των P- κυμάτων, όπως καταγράφονται στους σταθμούς του δικτύου GSN με επικεντρικές αποστάσεις $0^0 < \Delta < 90^0$. Με τα εργαλεία του **WAVE** γίνεται προβολή των πρώτων αποκλίσεων σε δίκτυο Schmidt (προβολή κάτω ημισφαίριου) και προσδιορισμός των δύο ορικών επιπέδων. Εκτός από τις μακράς περιόδου καταγραφές ελέγχονται και οι κατακόρυφες συνιστώσες των σταθμών με όργανα ευρέος φάσματος (Broad Band) και βραχείας περιόδου (Short Period).

Ένας περιορισμός στη χρήση του λογισμικού **MT5** είναι ότι επιτρέπει τη χρήση συνολικά έως 50 κυματομορφών στην αντιστροφή. Στις περιπτώσεις όπου ο σεισμός που μελετάμε έχει καταγραφεί σε περισσότερους σταθμούς, πράγμα πολύ

κοινό για τους σεισμούς που έγιναν μετά το 1993, επιλέγονται οι καταγραφές που θα χρησιμοποιηθούν στην αντιστροφή με βάση το αζιμούθιο του σταθμού σε σχέση με το επίκεντρο και τη γωνία ανάδυσης. Αυτό γίνεται για να πετύχουμε την καλύτερη αζιμουθιακή κατανομή των σταθμών πάνω στην εστιακή σφαίρα και οι γωνίες ανάδυσης να πλησιάζουν την κατακόρυφο.

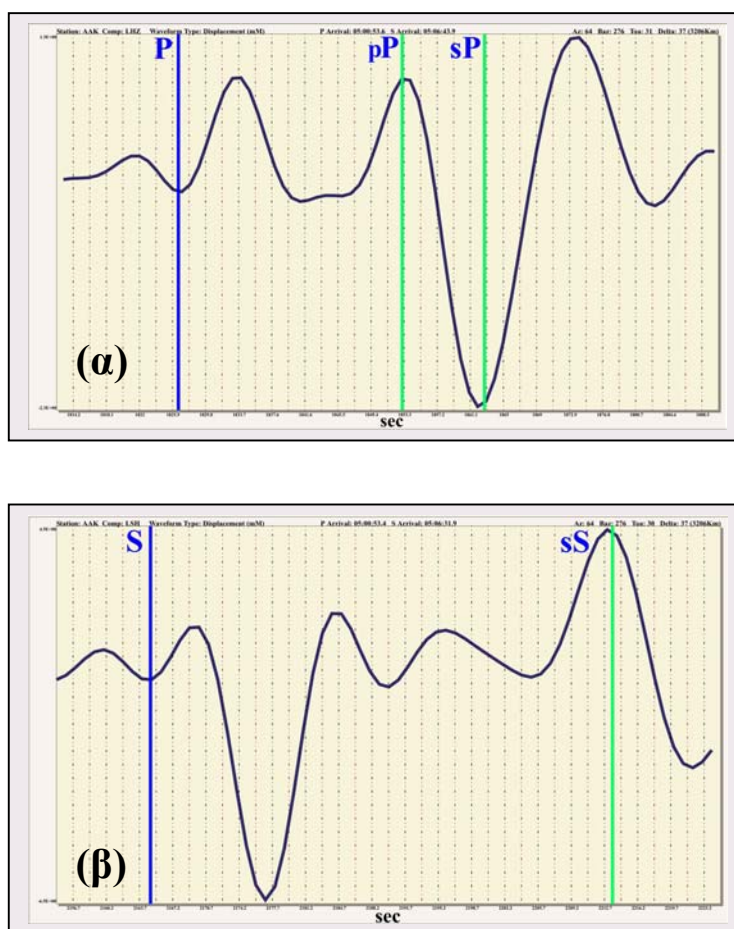
Ένα παράδειγμα εφαρμογής όλων των προαναφερθέντων παρουσιάζεται στο σχήμα (2.13 α-δ)





Σχήμα 2.13. Κυματομορφή μακράς περιόδου από κατακόρυφο σεισμόμετρο του σταθμού ΑΑΚ ($\Delta=68^\circ$). (α) Αρχική κυματομορφή (ταχύτητα), (β) Σύγκριση φάσματος του σήματος (μπλε γραμμή) με το φάσμα του θορύβου (πράσινη γραμμή) για τον καθορισμό των γωνιακών συχνοτήτων του FIR φίλτρου που θα εφαρμοστεί στην κυματομορφή, (γ) Φιλτραρισμένη κυματομορφή, (δ) Μετατροπή ταχύτητας σε μετάθεση. Καταγραφή από το σεισμό της Καρπάθου (22 Ιανουαρίου 2002)

Στο σχήμα (2.14) παρουσιάζεται εκείνο το κομμάτι της κυματομορφής το οποίο εισάγεται στην αντιστροφή. Είναι σημειωμένες επίσης και οι αφίξεις των pP-, sP- κυμάτων όπως αυτές υπολογίστηκαν από τις καμπύλες Jeffreys and Bullen, 1958. Το αντίστοιχο κομμάτι των S- κυμάτων φαίνεται στο ίδιο σχήμα (2.14-β) με σημειωμένη τη άφιξη των sS- κυμάτων.

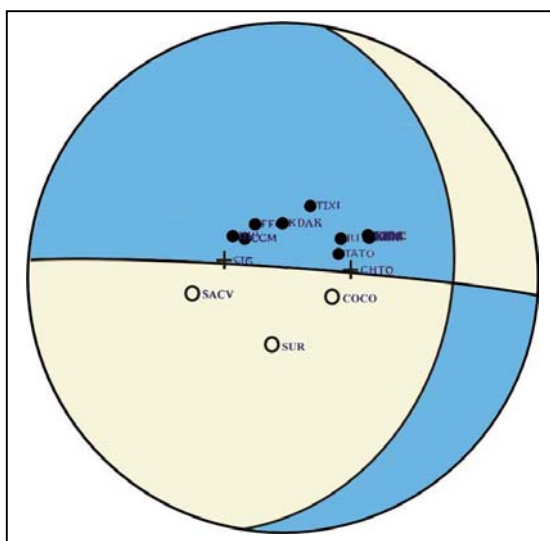


Σχήμα 2.14. Τμήματα κυματομορφής που εισάγονται στην αντιστροφή. (α) P, pP και sP κύματα, (β) S και sS κύματα. Η επιλογή της άφιξης των P- κυμάτων γίνεται έπειτα από εξέταση των καταγράφων των κατακόρυφων συνιστωσών, ενώ των S- κυμάτων από την εξέταση των οριζόντιων συνιστωσών. Οι φάσεις pP, sP και sS υπολογίζονται από τις καμπύλες χρόνων διαδρομής των Jeffreys and Bullen, 1958.

Η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων χρησιμοποιήθηκε για τον ακριβέστερο προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης όλων των σεισμών που μελετήθηκαν. Επίσης χρησιμοποιήθηκε για μια πρώτη εκτίμηση του μηχανισμού γένεσης και για εξαγωγή λύσης στην περίπτωση που η αντιστροφή δεν ήταν εφικτή.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές οργάνων ευρέος φάσματος (Broad Band) αλλά και βραχείας περιόδου (Short period) από κατακόρυφα σεισμόμετρα σταθμών σε επικεντρικές αποστάσεις $0^\circ < \Delta < 30^\circ$. Αρκετές φορές χρησιμοποιήθηκαν και καταγραφές κυμάτων μακράς περιόδου (Long period) σε επικεντρικές αποστάσεις $0^\circ < \Delta < 90^\circ$. Σε όλες τις περιπτώσεις η λύση πρώτων αποκλίσεων ταυτίζεται με τη λύση από την αντιστροφή.

Στο σχήμα (2.15) παρουσιάζεται η προβολή των πρώτων αποκλίσεων των P-κυμάτων για το σεισμό της Καρπάθου (22/01/2002). Με μαύρο συμπαγή κύκλο έχουν σημειωθεί οι σταθμοί στους οποίους η πρώτη απόκλιση των P-κυμάτων καταγράφηκε ως συμπίεση (compression), με κύκλο οι σταθμοί όπου καταγράφηκε ως αραιώση (dilatation), ενώ με σταυρό έχουν σημειωθεί οι σταθμοί όπου η πρώτη απόκλιση των P-κυμάτων είχε πολύ μικρό πλάτος. Αυτό οφείλεται στο ότι οι σταθμοί αυτοί βρίσκονται πολύ κοντά σε κάποιο από τα δύο ορικά επίπεδα του μηχανισμού γένεσης.



Σχήμα 2.15. Προβολή (στο κάτω ημισφαίριο της εστιακής σφαίρας) των πρώτων αποκλίσεων των P-κυμάτων για το σεισμό της Καρπάθου (22/01/2002). Με (•) έχουν σημειωθεί οι συμπίεσεις, με (○) οι αραιώσεις και με (+) οι σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται πολύ κοντά σε ορικό επίπεδο και οι πρώτες αποκλίσεις έχουν πολύ μικρό πλάτος. Ο μηχανισμός γένεσης είναι αυτός του σεισμού της Καρπάθου 22/01/2002.

2.2.9 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών Νοτίου Αιγαίου $M_w \geq 4.9$

Μεγάλος αριθμός των εργασιών που αφορούν τη σεισμοτεκτονική εικόνα του ελληνικού χώρου έχουν πραγματοποιηθεί με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των επιφανειακών σεισμών αλλά και των σεισμών βάθους. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων, όπως αυτά καταγράφηκαν σε μακρινούς σταθμούς (Ritsema, 1974; McKenzie, 1972, 1978; Anderson and Jackson, 1987) και η μέθοδος της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου (Kiritzi and Langston, 1989, 1991, Kiritzi et al., 1991; Taymaz et al., 1990, 1991; Taymaz and Price, 1992; Baker et al., 1997, Bernard et al., 1997; Yilmazturk and Burton, 1999; Λούβαρη, 2000).

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης αποτελεί μια προσπάθεια μελέτης των μηχανισμών γένεσης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους της περιοχής του Ν. Αιγαίου με τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου. Στόχος ήταν ο προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης για όλους τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους, οι οποίοι σημειώθηκαν στο χώρο που οριοθετείται από τους παράλληλους των 34^0 B - 38.5^0 B και τους μεσημβρινούς 20^0 A - 29^0 A. Για το λόγο αυτό ζητήθηκαν από το IRIS όλες οι κυματομορφές των σεισμών της περιόδου 1977-2002, με αναφερόμενο εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 15 Km. Συγκεντρώθηκαν, με αυτό τον τρόπο, οι κυματομορφές 36 σεισμών που πληρούσαν τα παραπάνω κριτήρια. Για 28 από αυτούς ο μηχανισμός γένεσης καθορίστηκε με αντιστροφή, για 3 με λύση πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων ενώ για τους υπόλοιπους 5, λόγω χαμηλής ποιότητας των δεδομένων, δεν στάθηκε δυνατό να προσδιοριστεί μηχανισμός γένεσης. Στο παράρτημα Α αναλύονται λεπτομερώς τα στοιχεία των μηχανισμών γένεσης, ενώ οι παράμετροι τους αναγράφονται στον πίνακα (2.3).

Συγκεντρώθηκαν επίσης από τη βιβλιογραφία οι μηχανισμοί γένεσης άλλων 86 επιφανειακών σεισμών και σεισμών ενδιαμέσου βάθους, οι οποίοι σημειώθηκαν στην ίδια περιοχή το χρονικό διάστημα 1955-1998, τα στοιχεία των οποίων δίδονται στον πίνακα (6.1). Οι σεισμοί των οποίων ο μηχανισμός γένεσης προσδιορίστηκε με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων σημειώνονται με αστερίσκο.

Σύμφωνα με τη Zoback (1992) χωρίστηκαν σε τρεις κατηγορίες, με βάση τις γωνίες κλίσης των αξόνων μέγιστης σμίκρυνσης (P) και μέγιστης έκτασης (T), όπως φαίνεται στον πίνακα (2.2).

Πίνακας 2.2. Χαρακτηρισμός ρηγμάτων σύμφωνα με την κλίση P και T αξόνων. (Zoback, 1992)

Κλίση P άξονα	Κλίση T άξονα	Χαρακτηρισμός ρήγματος
$\delta \geq 52^0$	$\delta \leq 35^0$	Κανονικό
$40^0 \leq \delta < 52^0$	$\delta \leq 20^0$	Κανονικό με συνιστώσα οριζ. μετατόπισης
$\delta < 40^0$	$\delta < 40^0$	Οριζόντιας μετατόπισης
$\delta \leq 20^0$	$40^0 \leq \delta < 52^0$	Ανάστροφο
$\delta \leq 35^0$	$\delta \geq 52^0$	Ανάστροφο με συνιστώσα ορ. μετατόπισης

Στο σχήμα (2.16) παρουσιάζονται όλοι οι μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίστηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης. Με μαύρο χρώμα συμβολίζονται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που οφείλονται σε ενεργοποίηση ανάστροφων ρηγμάτων ενώ με πράσινο και με κόκκινο χρώμα οι μηχανισμοί των σεισμών που οφείλονται σε ενεργοποίηση κανονικών και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Η εικόνα που μας δίνει το σχήμα (2.16) ενισχύει πολλές από τις ήδη υπάρχουσες απόψεις σχετικά με την ενεργό παραμόρφωση του χώρου του νοτίου Αιγαίου και την εικόνα της καταδύμενης λιθοσφαιρικής πλάκας, ωστόσο για αρκετές περιοχές προκύπτουν νέα στοιχεία.

Επιβεβαιώνεται η ύπαρξη ανάστροφων ρηγμάτων με γενική ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, από την περιοχή των Ιονίων νήσων έως τη ΝΔ Τουρκία (Πίνακας: 2.3 Σεισμοί: 780307, 850421, 860522, 870619, 930305, 930318, 990417, 000222, 000524). Για την ίδια περιοχή παρόμοιοι μηχανισμοί έχουν προταθεί και από άλλους ερευνητές (McKenzie, 1978; Kiratzi and Langston, 1989, Taymaz et al., 1990; Papadimitriou, E., 1993, Λούβαρη, 2000).

Ανάστροφα ρήγματα με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης παρατηρούνται στην περιοχή του νότιου και ανατολικού Αιγαίου. Εκτός του σεισμού 981007, ο οποίος έχει εστιακό βάθος ~28 Km, οι υπόλοιποι εντοπίζονται σε βάθη $h > 52$ km (Πίνακας: 2.3, Σεισμοί: 771128, 840522, 921121, 940523, 960426) και παρουσιάζουν σημαντική διαφοροποίηση ως προς τη διεύθυνση του P- άξονα με τα ανάστροφα ρήγματα του ανώτερου τμήματος του φλοιού (<30 km) . Για βάθη έως ~30 Km ο P-

άξονας έχει γενική διεύθυνση BA-NA, σχεδόν κάθετα στην παράταξη του Ελληνικού Τόξου. Για μεγαλύτερα εστιακά βάθη η διεύθυνση μεταπίπτει από ~BA-NA (σεισμός 921121) στο ανατολικό τμήμα του τόξου σε ~A-Δ στο νότιο τμήμα (σεισμός 940523) και ~BA-NA (σεισμοί 77128, 960426) στο ανατολικό. Παρατηρείται μια γενική συμφωνία της διεύθυνσης των P- αξόνων με την παράταξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

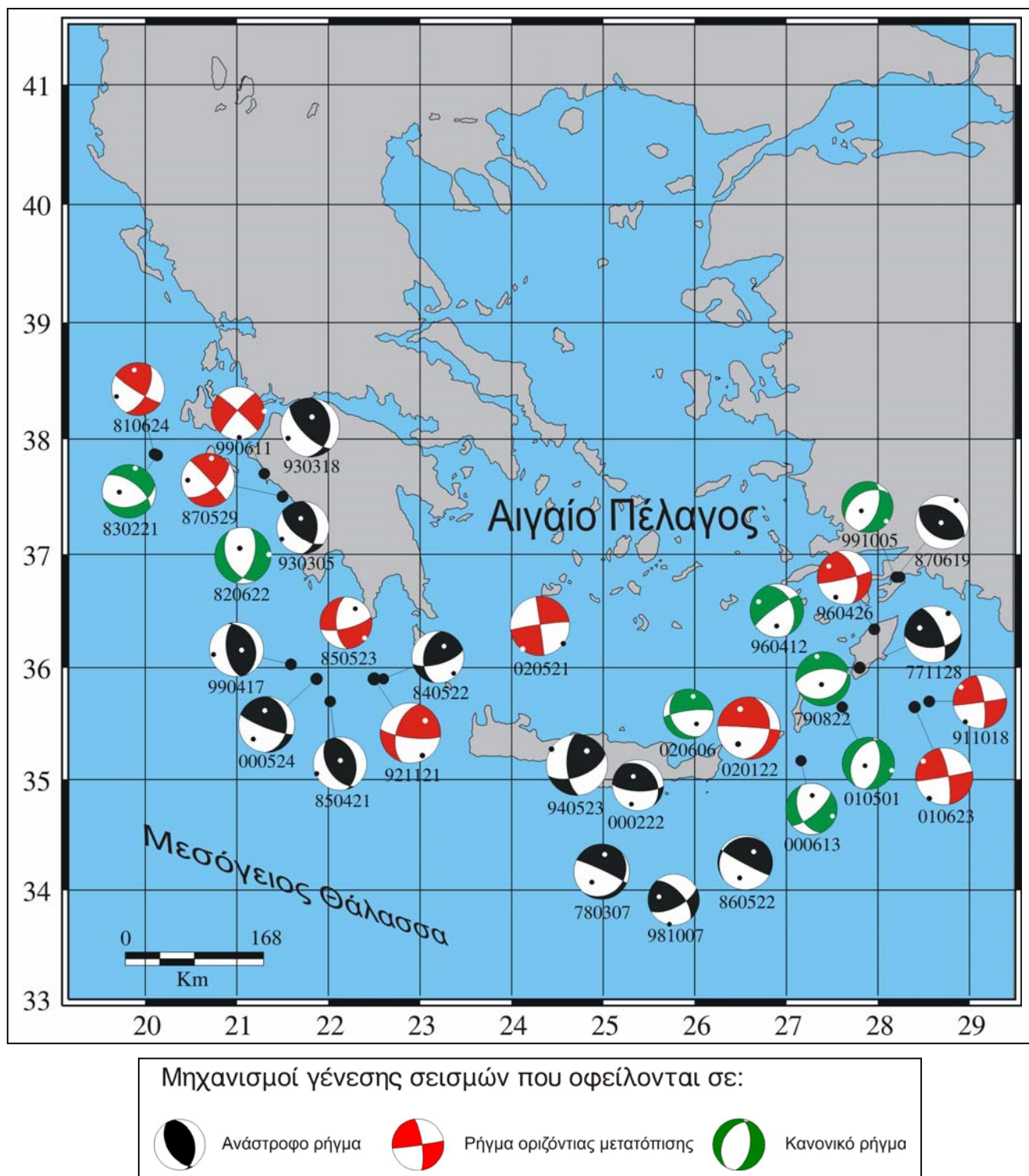
Η ίδια συμπεριφορά των P- αξόνων, για μεγάλα εστιακά βάθη, παρατηρείται και στους σεισμούς με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης (Πίνακας: 2.3, Σεισμοί: 870619, 911018, 990611, 010623, 020122, 020521, 020606) ενώ για μικρότερα βάθη (Πίνακας: 2.3, Σεισμοί: 810624, 850523, 870529) η διεύθυνση των P- αξόνων παραμένει ~NA-BA. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι σεισμοί 911018 και 010623 οι οποίοι εντοπίζονται στο NA τμήμα του ελληνικού τόξου με εστιακά βάθη 43 Km και 47 Km αντίστοιχα, ο σεισμός της Καρπάθου (020122) καθώς και ο σεισμός της Μήλου (020521) με εστιακό βάθος 105 Km.

Κανονικά ρήγματα εντοπίζονται τόσο στο ανατολικό όσο και στο δυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου (Πίνακας: 2.3, Σεισμοί: 790822, 820622, 830221, 960412, 991005, 000613, 010501). Οι σεισμοί 820622, 010501 και 991005 δείχνουν ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ~B-N (Papazachos et al., 1984b). Τα αίτια ενεργοποίησης των ρηγμάτων αυτών, τα οποία διατρέχουν το ορογενές κατά μήκος των Αλβανίδων και Ελληνίδων οροσειρών, δεν έχουν ακόμα διευκρινιστεί. Ωστόσο είναι πιθανό να συμβάλλουν διάφοροι μηχανισμοί όπως η δράση της βαρύτητας κατά μήκος του ορογενούς και του πρίσματος επαύξησης και η απόκριση του υλικού στις συμπιεστικές τάσεις που ασκούνται τόσο στη ΒΔ Αλβανία όσο και κατά μήκος του ελληνικού τόξου λόγω της κατάδυσης (Λούβαρη, 2000). Στο ανατολικό κομμάτι του τόξου τα κανονικά ρήγματα παρουσιάζουν σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης όπως φαίνεται από τους μηχανισμούς 960412, 000613 και 020606.

Πίνακας 2.3. Παράμετροι μηχανισμών γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου για το χρονικό διάστημα 1977-2002 ($M_w \geq 4.9$), οι οποίοι υπολογίστηκαν στην παρούσα διατριβή ειδικεύσης με την μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου. Επίσης δίνονται τα σφάλματα στο βάθος και στις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης (ξ , δ , λ). Με αστερίσκο (*) σημειώνονται οι μηχανισμοί οι οποίοι προήλθαν από λύση πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων. Οι συντεταγμένες των epicέντρων των σταθμών προέρχονται από τον κατάλογο του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου (1) και από τους Parazachos et al. 1999a (2).

Μηχανισμοί γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου 1977-2002							Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		
No.	Ημ. Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	ϕ Β(ο)	λ Α(ο)	Βάθος (km)	M_w	ξ 1 (ο)	δ 1 (ο)	λ 1 (ο)	ξ 2 (ο)	δ 2 (ο)	λ 2 (ο)	Αξιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Αξιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Επίκ.
1	771128	02:59:10	36.00	27.80	66 (+5/-5)	5.6	88 (+22/-18)	51(+9/-21)	32 (+12/-7)	337	66	137	36	9	296	47	2
2	780307	22:33:46	34.33	25.11	42 (+4/-7)	5.4	42 (+30/-30)	18 (+22/-18)	-162 (+30/-30)	295	85	-73	223	47	10	37	1
3	790822	20:12:48	35.90	27.39	68 (+5/-7)	5.3	64 (+8/-8)	31 (+2/-4)	-106 (+7/-9)	262	60	-81	195	73	345	15	1
4	810624	18:41:28	37.87	20.10	20 (+4/-4)	5.2	27 (+30/-15)	60 (+20/-25)	171 (+25/-15)	122	82	30	251	15	349	27	1
5	820622	03:04:30	37.04	21.20	30 (+1/-5)	5.5	16 (+10/-9)	57 (+5/-6)	-62 (+12/-6)	152	42	-126	338	66	87	8	1
6	830221	00:13:08	37.86	20.13	24 (+7/-2)	5.2	75 (+23/-17)	42 (+12/-15)	-134 (+12/-14)	307	61	-58	266	60	15	11	1
7	840522	13:57:06	35.90	22.60	63 (+6/-6)	5.1	188 (+12/-15)	44 (+15/-15)	32 (+15/-15)	74	68	129	136	14	29	50	2
8	850421	08:49:41	35.70	22.20	25 (+6/-1)	5.2	149 (+12/-15)	50 (+6/-5)	78 (+8/-11)	347	41	104	247	5	4	80	2
9	850523	16:02:21	36.52	22.15	18 (-3/+2)	5.1	76 (+20/-20)	73 (+12/-13)	-33 (+12/-12)	177	59	-160	33	35	129	9	1
10	860522	19:52:19	34.25	26.55	27 (+3/-3)	5.3	118 (+8/-8)	86 (+6/-10)	99 (+20/-20)	232	10	24	200	40	38	48	1
11	870529	18:40:31	37.50	21.50	49 (+4/-5)	5.2	51 (+4/-5)	59 (+9/-10)	-175 (+10/-12)	318	86	-31	270	25	9	18	2
12	870619	18:45:42	36.80	28.20	65 (+5/-5)	5.2	121 (+18/-16)	41 (+5/-6)	88 (+20/-20)	304	49	92	33	4	233	86	2
13	911018	14:04:55	35.70	28.56	43 (+4/-4)	5.2	82 (+6/-10)	88 (+4/-3)	13 (+7/-5)	352	77	178	216	8	308	11	1
14	921121	05:07:21	35.90	22.50	52 (+3/-4)	5.9	97 (+20/-15)	77 (+10/-7)	141 (+20/-20)	197	52	16	152	16	50	36	2
15	930305	06:55:06	37.20	21.50	20 (+3/-5)	5.1	128 (+17/-20)	59 (+15/-11)	57 (+15/-20)	360	44	132	241	8	346	61	2
16	930318	15:47:06	38.10	21.80	52 (+4/-3)	5.8	136 (+5/-5)	67 (+9/-6)	66 (+4/-3)	5	33	134	244	18	10	60	2
17	940523	06:46:12	35.00	24.90	71 (+5/-3)	6.0	69 (+15/-10)	59 (+12/-10)	148 (+13/-18)	177	63	35	302	2	35	43	2
18	960412	15:39:11	36.59	27.04	162 (+10/-10)	5.2	235 (+10/-20)	80 (+9/-14)	-52 (+10/-25)	338	39	-164	296	25	181	42	1
19	960426	07:01:28	36.34	27.96	70 (+4/-3)	5.3	343 (+15/-13)	54 (+10/-19)	174 (+12/-18)	77	85	36	204	21	306	29	1
*20	981007	18:47:40	33.80	25.60	27	5.0	63	65	33	318	60	151	190	3	282	41	1
21	990417	08:17:58	36.03	21.59	27 (+5/-4)	5.3	172 (+25/-25)	59 (+15/-10)	95 (+20/-20)	342	31	81	258	14	96	75	1
*22	990611	07:50:16	37.70	21.30	60	5.2	221	83	-5	312	85	-173	177	9	86	1	1
23	991005	00:53:28	36.80	28.24	21 (+4/-3)	5.0	240 (+25/-25)	41 (+7/-9)	-57 (+20/-20)	19	57	-115	238	67	127	9	1
24	000222	11:55:32	34.95	25.38	20 (+5/-5)	5.0	92 (+8/-10)	71 (+12/-8)	68 (+11/-13)	323	29	137	199	23	332	58	1
25	000524	05:40:38	35.90	21.87	18 (+3/-3)	5.5	111 (+8/-16)	80 (+8/-8)	63 (+12/-20)	2	29	159	223	30	352	48	1

26	000613	01:43:18	35.17	27.16	16 (+4/-5)	5.0	49 (+8/-15)	71 (+7/-9)	-46 (+16/12)	158	47	-153	3	46	109	15	1
*27	010501	06:00:51	35.65	27.61	28	5.1	8	54	-102	208	38	-74	236	77	107	8	1
28	010623	06:52:45	35.65	28.40	47 (-4/+3)	5.6	350 (+9/-10)	78 (+8/-8)	178 (+9/-5)	80	88	12	214	7	306	10	1
29	020122	04:53:56	35.46	26.59	93 (+3/-3)	6.1	9 (+14/-17)	36 (+15/-15)	-176 (+8/-13)	276	88	-54	217	37	336	33	1
30	020521	20:53:30	36.37	24.31	105 (+3/-3)	5.8	352 (+5/-6)	89 (+1/-6)	4 (+4/-4)	262	86	179	127	2	217	4	1
31	020606	22:35:45	35.54	26.01	94(+5/-5)	4.9	153(+20/-20)	31(+20/-20)	-22(+15/-15)	262	79	-119	141	48	15	28	1

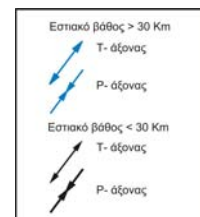
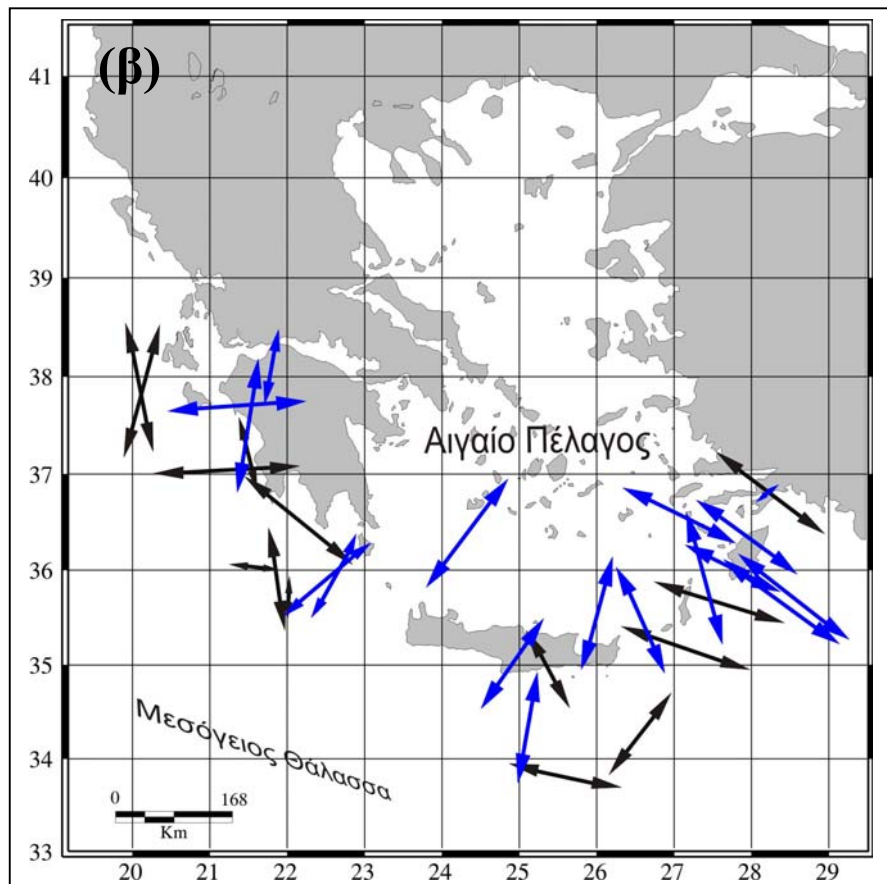
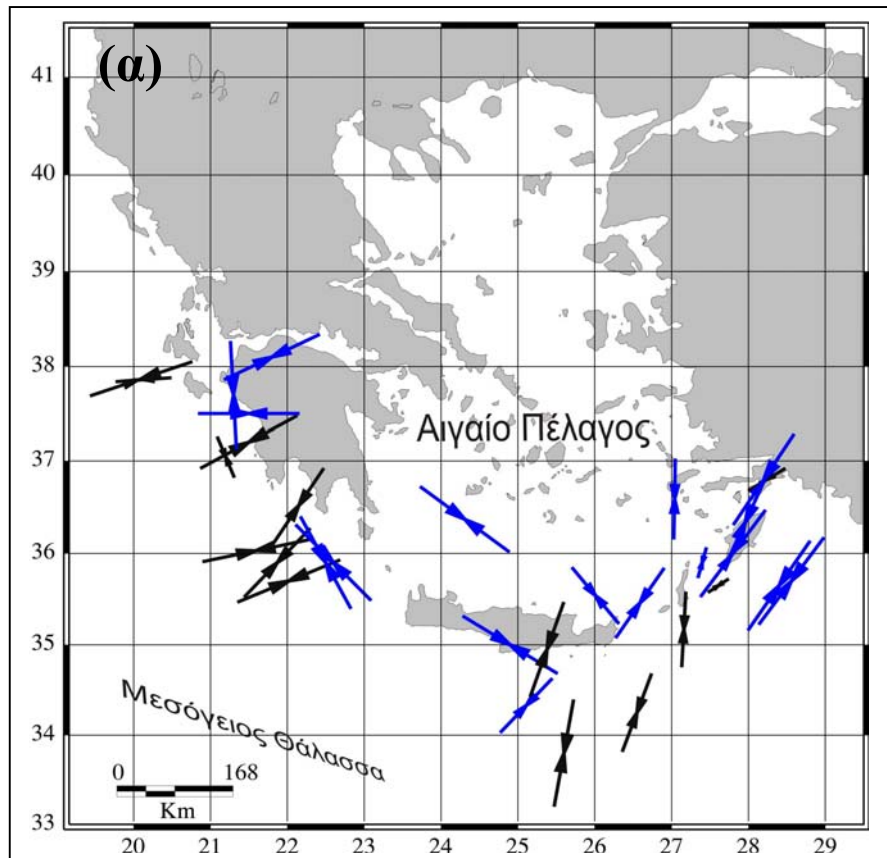


Σχήμα 2.16. Μηχανισμοί γένεσης σεισμών $M_w \geq 4.9$, οι οποίοι σημειώθηκαν στην περιοχή του Ν. Αιγαίου την περίοδο 1977 - 2002. Για την κατασκευή των μηχανισμών γένεσης χρησιμοποιήθηκε στερεογραφική προβολή κάτω ημισφαιρίου. Ο χώρος των αραιώσεων συμβολίζεται με λευκό χρώμα ενώ των συμπιέσεων με μαύρο, κόκκινο ή πράσινο χρώμα. Με μαύρο χρώμα συμβολίζονται οι μηχανισμοί γένεσης με ανάστροφη συνιστώσα, με κόκκινο χρώμα οι μηχανισμοί με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο οι μηχανισμοί γένεσης με κανονική συνιστώσα.

2.2.10 Ανάλυση του πεδίου τάσεων

Στα σχήματα (2.17α) και (2.17β) παρουσιάζονται οι άξονες μέγιστης σμίκρυνσης (P) και μέγιστης έκτασης (T) όπως προέκυψαν από τους μηχανισμούς που αναφέρονται στον πίνακα (2.3). Με μαύρο χρώμα αναπαριστούνται οι άξονες P και T, σεισμών με εστιακό βάθος μικρότερο των 30 Km, ενώ με μπλε χρώμα οι άξονες P και T σεισμών με εστιακό βάθος μεγαλύτερο από 30 Km αντίστοιχα. Ο διαχωρισμός αυτός έγινε ώστε να διαπιστωθεί διαφοροποίηση ανάμεσα στο πεδίο των τάσεων που προκαλεί τους σεισμούς στο κατώτερο σημείο του φλοιού και σε αυτό που προκαλεί τους σεισμούς στο εσωτερικό της καταδυόμενης λιθόσφαιρας. Παρατηρούμε ότι οι P- άξονες των σεισμών με εστιακό βάθος μικρότερο των 30 Km διατηρούν μια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση σε όλο το μήκος του ελληνικού τόξου (περίπου κάθετοι στην παράταξη του δυτικού τμήματος). Αντίθετα οι P- άξονες των σεισμών με μεγαλύτερα εστιακά βάθη παρατάσσονται παράλληλα στο τόξο εκτός μερικών εξαιρέσεων όπως οι σεισμοί 930318 (Β. Πελοπόννησος $h = 52$ Km), ο 870529 (Δ. Πελοπόννησος $h = 49$ Km) και ο 780307 (ΝΑ. Κρήτη, $h = 42$ Km), για τους οποίους ο P- άξονας είναι σχεδόν κάθετος στην παράταξη του τόξου. Και στις τρεις περιπτώσεις αυτή η συμπεριφορά ίσως οφείλεται σε επέκταση του συμπιεστικού πεδίου των τάσεων, που παρατηρείται στα επιφανειακά στρώματα, σε μεγαλύτερα βάθη. Στις συγκεκριμένες περιοχές η καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα συγκρούεται με το βαθύτερο τμήμα του φλοιού, το οποίο στην περιοχή της ΒΔ Πελοποννήσου εκτείνεται έως τα 40-45 Km και στην περιοχή νότια της Κρήτης, λόγω του πρίσματος επαύξησης, στα ~35 Km (Makris, 1975; Παναγιωτόπουλος, 1984; Papazachos, 1993; Papazachos and Nolet, 1997, Bohnhoff et al., 2001). Ο κλάδος της ζώνης Wadati-Benioff που εκτείνεται από τα ~20 Km έως τα ~100 Km, οριοθετεί τη ζώνη «σύνδεσης» (coupling) μεταξύ της λιθόσφαιρας του Αιγαίου και της Μεσογείου (Papazachos et al., 2000). Στη περιοχή του ΝΑ Αιγαίου παρατηρείται ταύτιση ανάμεσα στη παράταξη των P- αξόνων (ΒΔ-ΝΑ) τόσο για τους σεισμούς με βάθη μικρότερα από 30 km όσο και για τους βαθύτερους σεισμούς.

Οι άξονες μέγιστης έκτασης (T) παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον ιδιαίτερα για την περιοχή του ΝΑ Αιγαίου όπου συγκεντρώνεται η πλειοψηφία των σεισμών που μελετήθηκαν. Διατηρούν μια γενική ΒΔ-ΝΑ παράταξη κάθετα στην

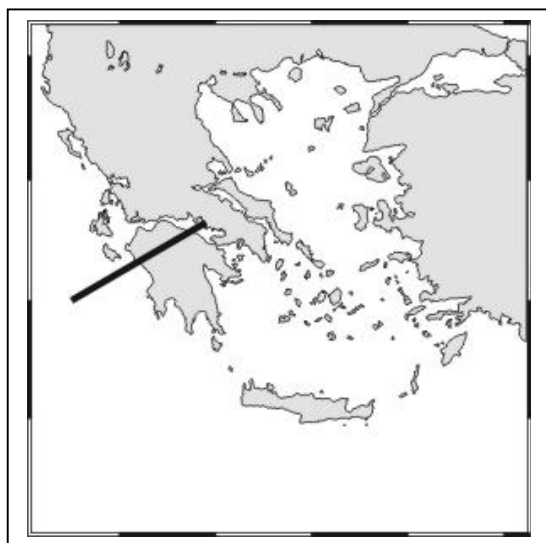
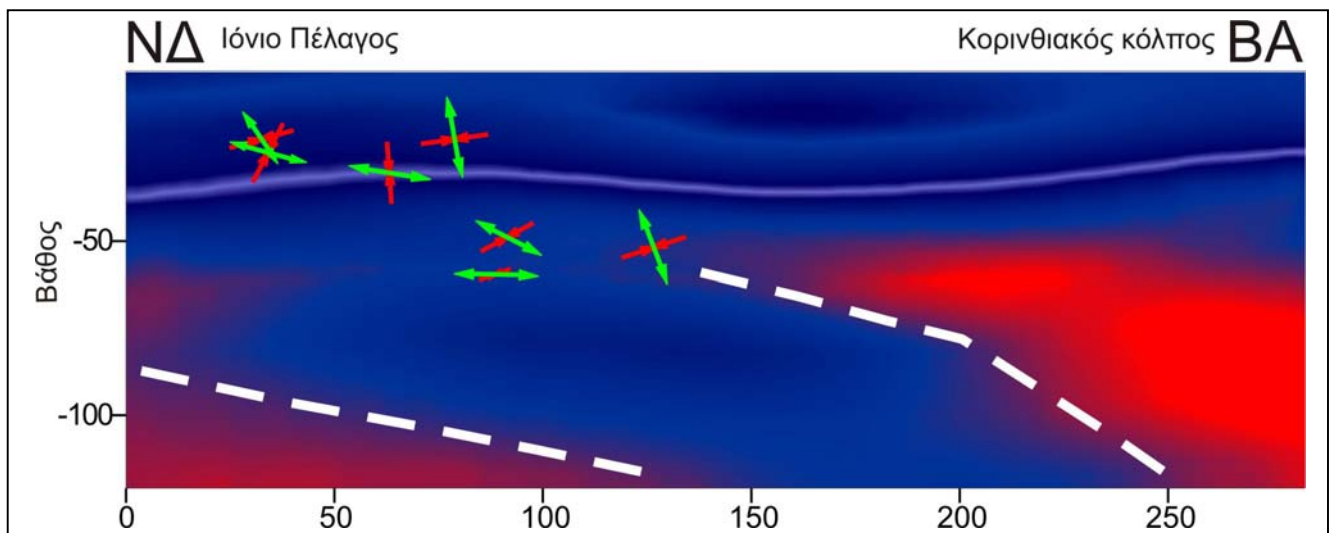
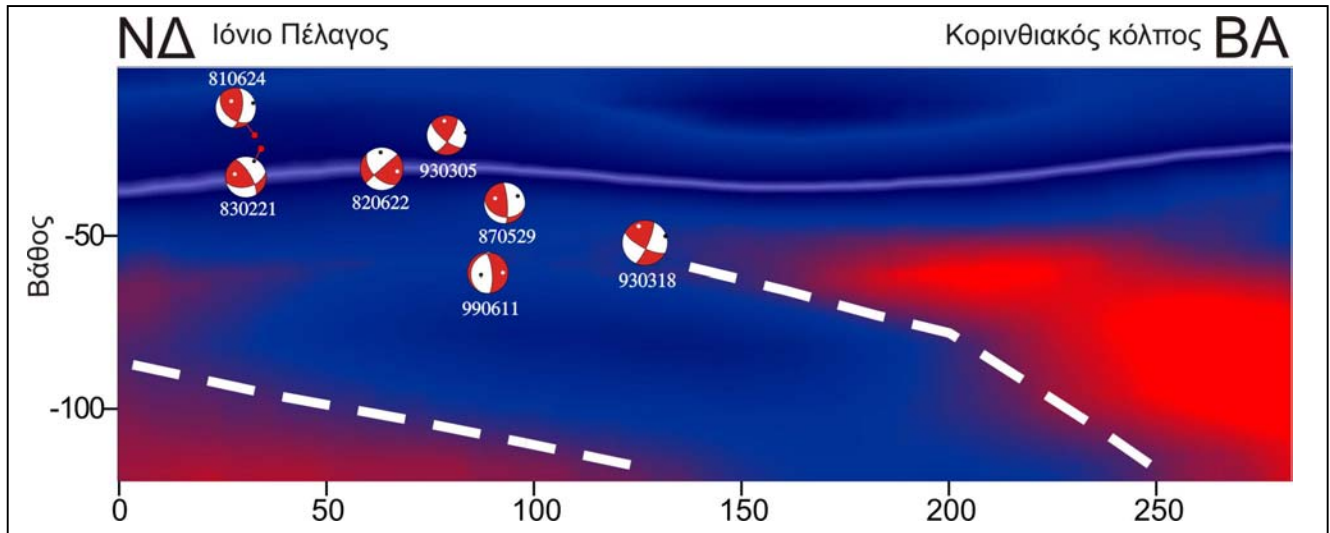


Σχήμα 2.17. α) Άξονες μέγιστης σμίκρυνσης (P) και β) Άξονες μέγιστης έκτασης (T) όπως προέκυψαν από τους μηχανισμούς γένεσης που αναφέρονται στον πίνακα 2.3.

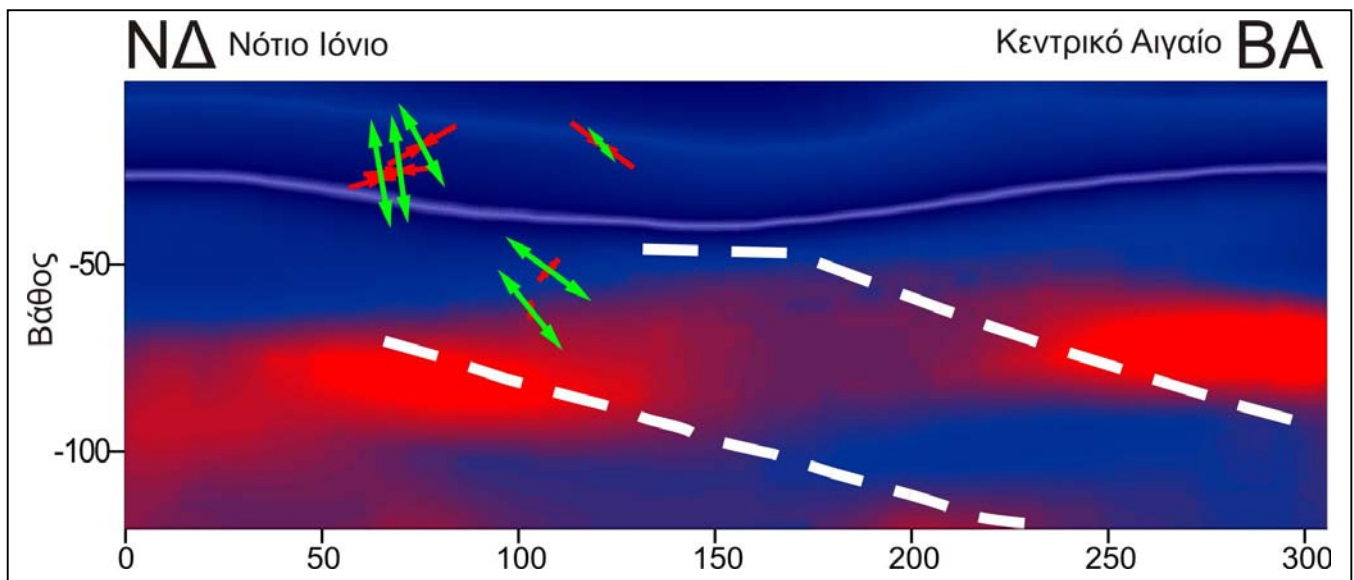
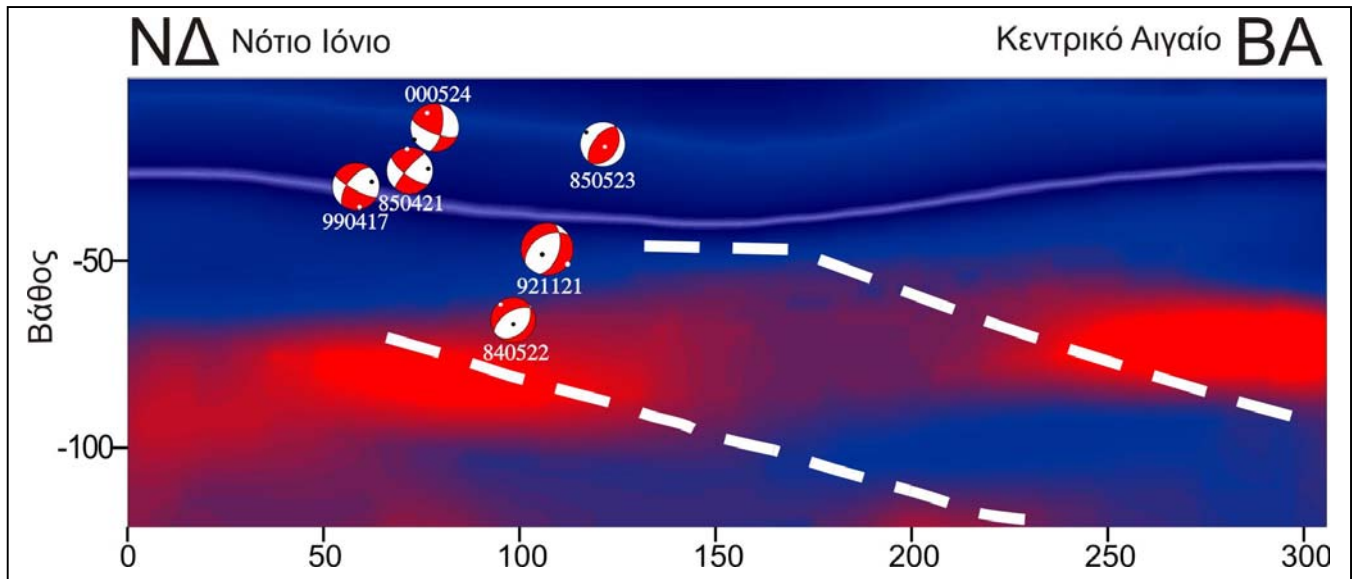
καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα. Στις περιπτώσεις των σεισμών ενδιαμέσου βάθους παρατηρείται σε όλες τις περιπτώσεις ταύτιση της κλίσης των T- αξόνων με αυτή της καταδυόμενης λιθόσφαιρας εκτός από το σεισμό της Μήλου (21/05/2002) όπου ο άξονας T- σχηματίζει γωνία $\sim 45^0$ με αυτόν της πλάκας. Στις περιπτώσεις των σεισμών που έγιναν στο κατώτερο τμήμα του φλοιού, οι T- άξονες ταυτίζονται με κανονικά ρήγματα με παράταξη $\sim$ B-N, τα οποία ανήκουν στη ζώνη κανονικών ρηγμάτων που εκτείνεται από το Ιόνιο έως το ΝΑ Αιγαίο.

Για καλύτερη κατανόηση του πεδίου των τάσεων με το βάθος κατασκευάστηκαν 4 τομές κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Στις τομές αυτές ως φόντο χρησιμοποιήθηκαν τομογραφικές εικόνες από την εργασία των Papazachos and Nolet (1997) ώστε να είναι δυνατή η έμμεση αναγνώριση των ορίων του φλοιού και της γεωμετρίας της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

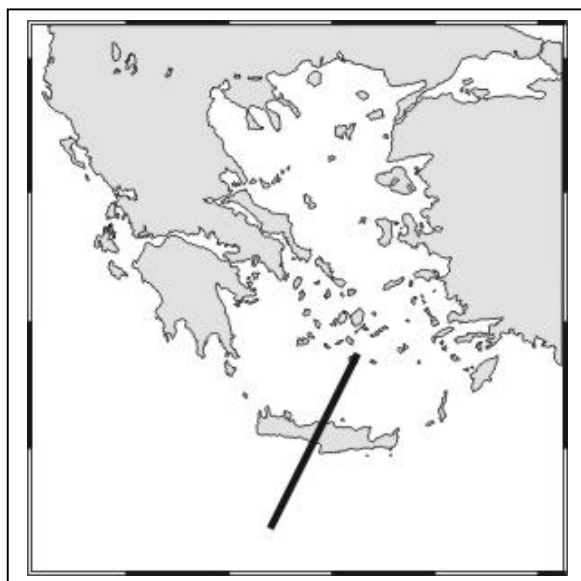
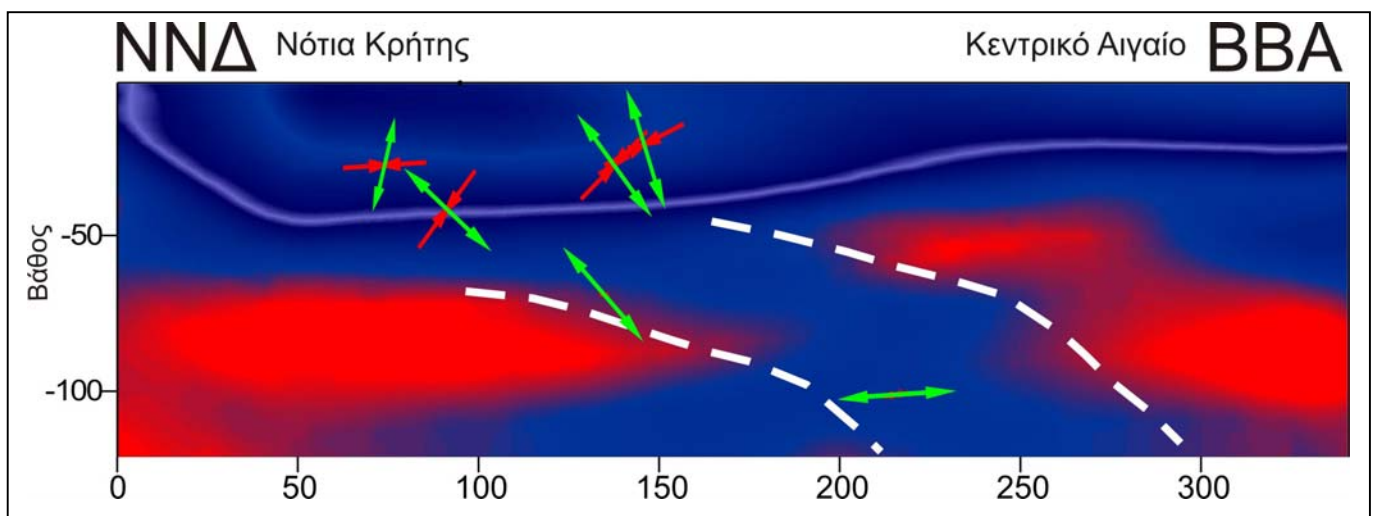
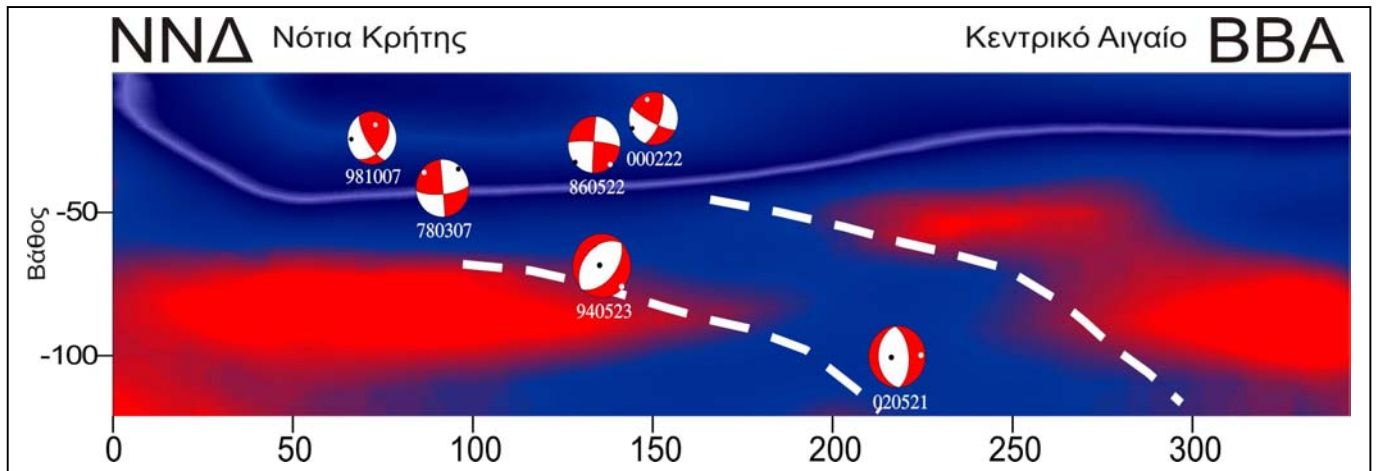
Στο σχήμα (2.18) παρουσιάζεται κατακόρυφη τομή διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ, όπως φαίνεται στον ένθετο χάρτη, από την περιοχή της δυτικής Ελλάδας. Στο ανώτερο τμήμα του σχήματος αναπαριστώνται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με προβολή του εμπρόσθιου τμήματός τους ενώ στο κατώτερο τμήμα παρουσιάζεται η ίδια τομή στην οποία όμως προβάλλονται οι P- και T- άξονες. Με την λεπτή γαλάζια γραμμή αναπαρίσταται το βάθος της ασυνέχειας Mohorovičić, ενώ με τη λευκή διακεκομμένη γραμμή αναπαρίσταται η γεωμετρία της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας. Με μπλε χρώμα αναπαριστώνται οι περιοχές με μικρότερη απόλυτη τιμή πυκνότητας, ενώ με κόκκινο χρώμα αυτές με υψηλότερη. Είναι προφανές ότι η καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα αντιπροσωπεύεται από τη ζώνη των υψηλών πυκνοτήτων (μπλε) μέσα σε περιβάλλον με χαμηλότερη πυκνότητα (κόκκινο), αυτό του μανδύα. Παρόμοια τομή ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης είναι και αυτή του σχήματος (2.19) από την περιοχή της ΝΔ Ελλάδας. Στο σχήμα (2.20) παρουσιάζεται μια ΝΝΔ-ΒΒΑ τομή από το νότιο τμήμα του ελληνικού τόξου. Διακρίνεται χαρακτηριστικά το πρίσμα επαύξησης από το πάχος της ασυνέχειας Mohorovičić στο νότιο τμήμα της τομής, το οποίο είναι σημαντικά αυξημένο σε σχέση με το δυτικότερο κομμάτι που αντιπροσωπεύει το φλοιό στο εσωτερικό τμήμα του Αιγαίου. Διακρίνεται επίσης και η αλλαγή στη κλίση της καταδυόμενης πλάκας σε βάθος $\sim 70-80$ Km (Papazachos, 1990). Η μεταβολή της γωνίας κατάδυσης είναι περισσότερο χαρακτηριστική στο σχήμα (2.21) όπου παρουσιάζεται μια ΝΑ-ΒΔ τομή από το ΝΑ Αιγαίο.



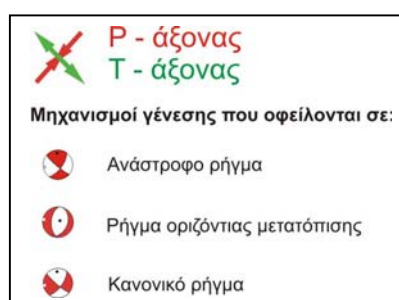
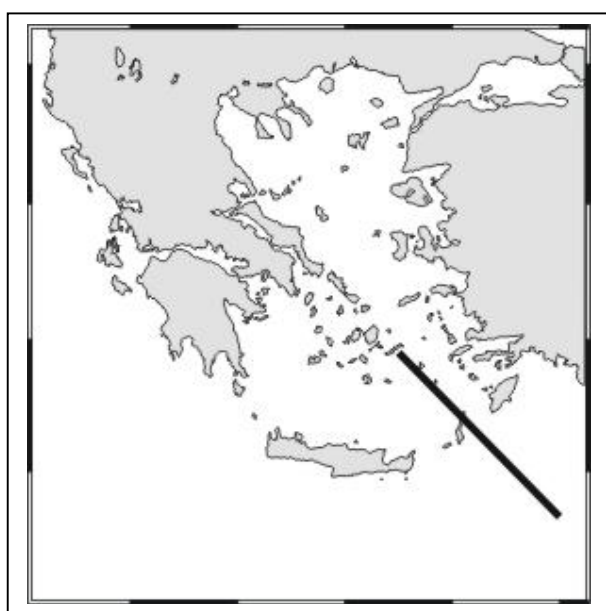
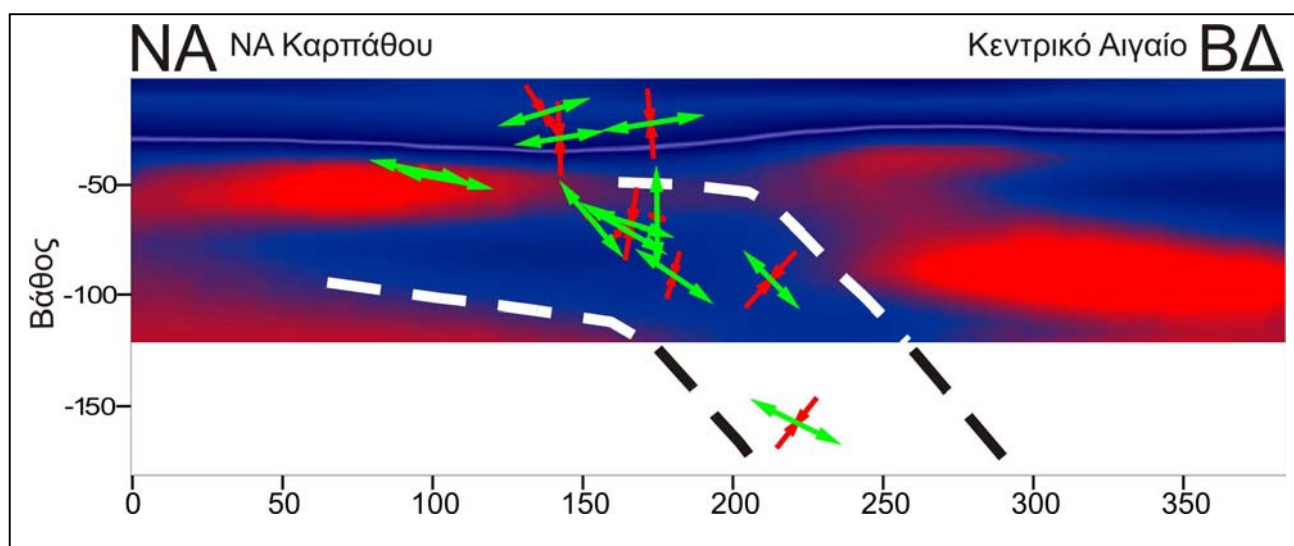
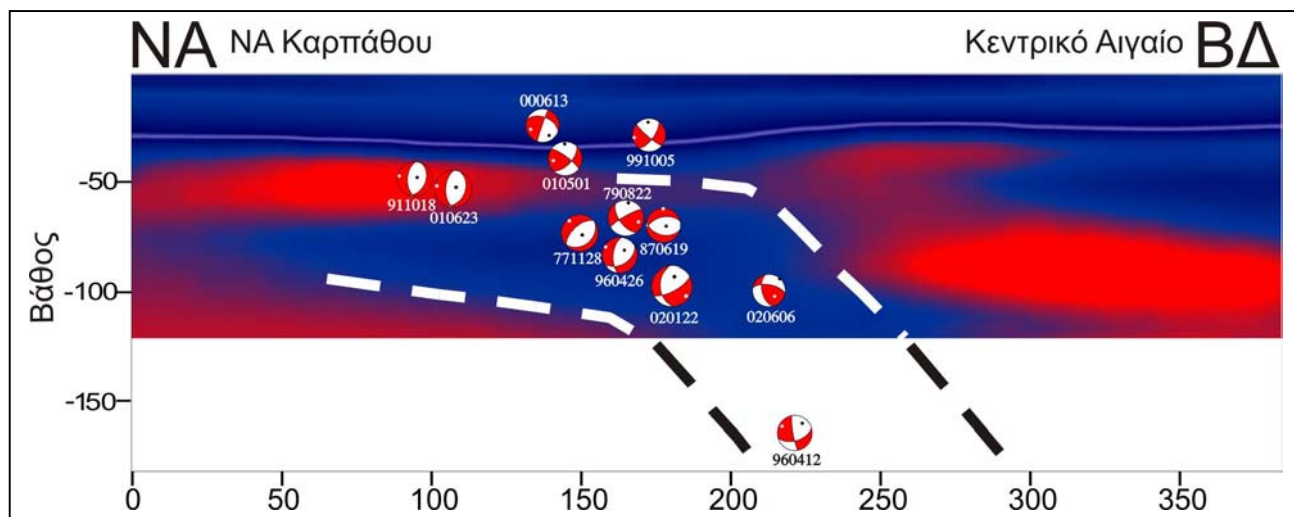
Σχήμα 2.18 Κατακόρυφη τομή ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή της δυτικής Ελλάδας. Στο σχήμα προβάλλεται το εμπρόσθιο τμήμα των μηχανισμών γένεσης. Στον ένθετο χάρτη φαίνεται η θέση της τομής.



Σχήμα 2.19. Κατακόρυφη τομή ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή της νοτιοδυτικής Ελλάδας. Στο σχήμα προβάλλεται το εμπρόσθιο τμήμα των μηχανισμών γένεσης. Στον ένθετο χάρτη φαίνεται η θέση της τομής.



Σχήμα 2.20. Κατακόρυφη τομή ΝΔΔ-ΒΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή της νότιας Ελλάδας. Στο Σχήμα προβάλλεται το εμπρόσθιο τμήμα των μηχανισμών γένεσης. Στον ένθετο χάρτη φαίνεται η θέση της τομής.



Σχήμα 2.21. Κατακόρυφη τομή NA-BΔ διεύθυνσης στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ελλάδας. Στο σχήμα προβάλλεται το εμπρόσθιο τμήμα των μηχανισμών γένεσης. Στον ένθετο χάρτη φαίνεται η θέση της τομής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

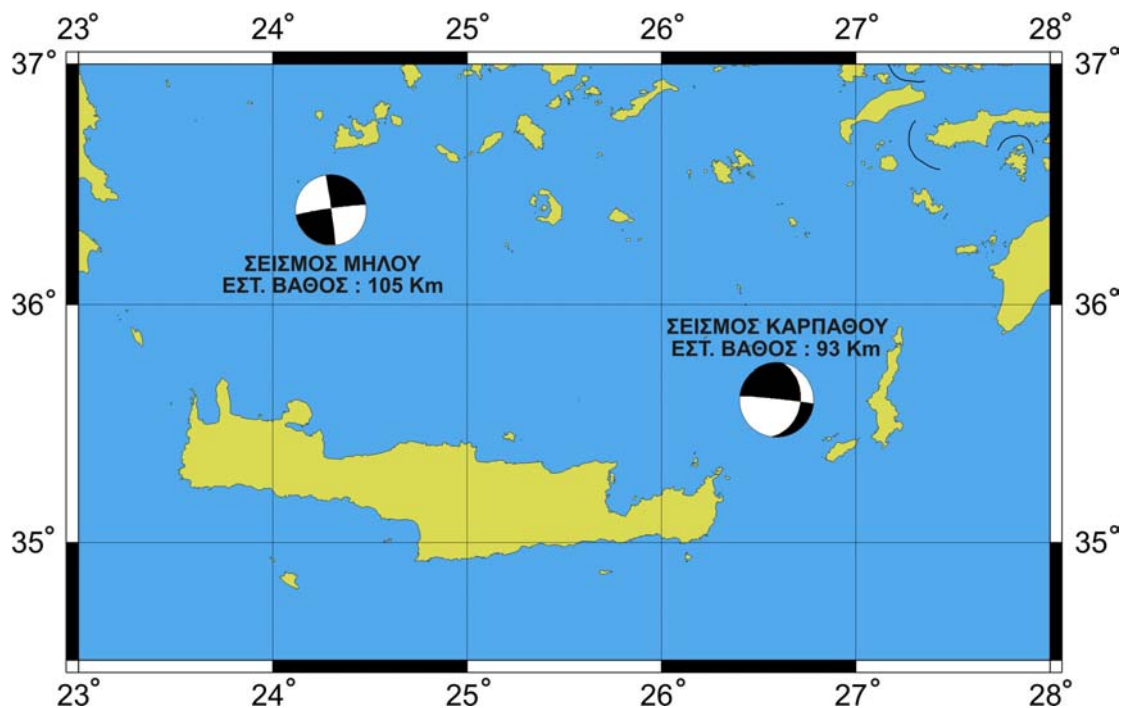
Οι σεισμοί της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1) και της Μήλου (Μάιος 21, 2002; M 5.8)

3.1 Εισαγωγή

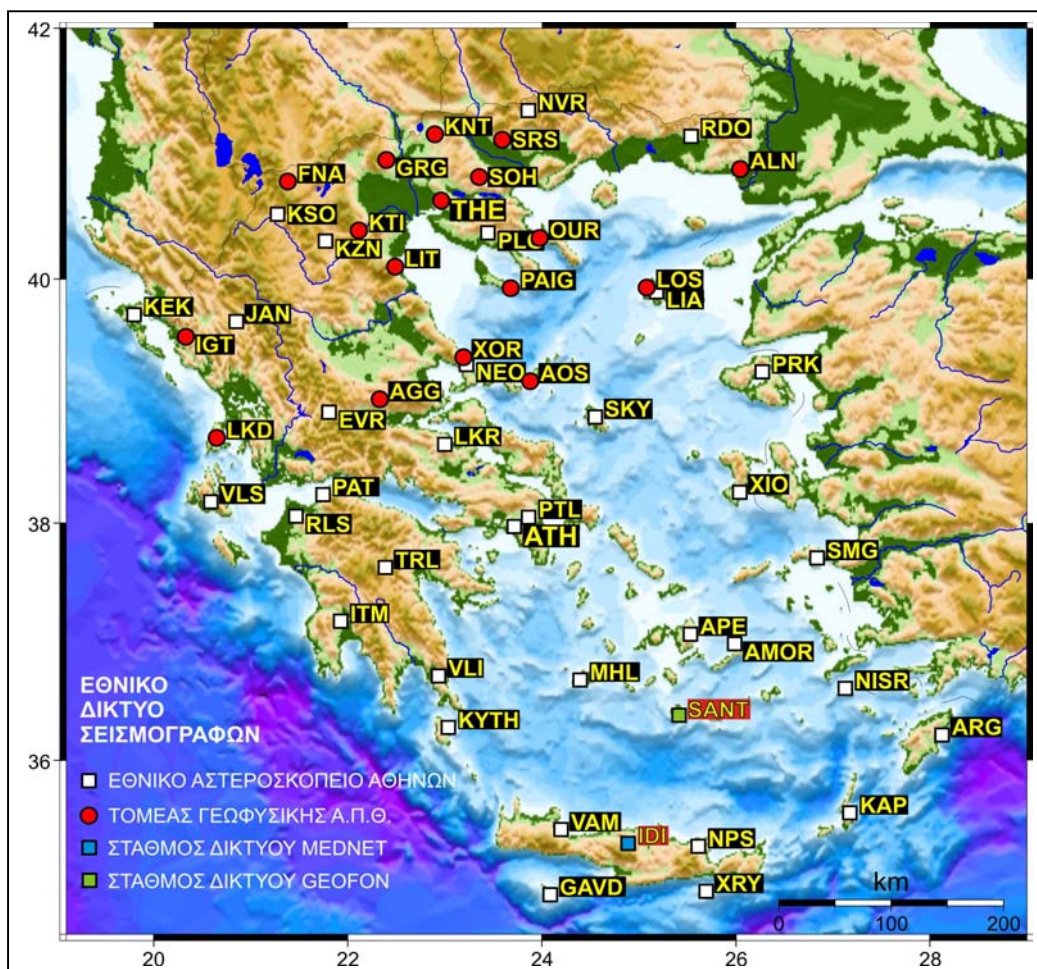
Εκτός από τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου, που αναπτύχθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, για τον προσδιορισμό των σεισμικών παραμέτρων των δύο πιο πρόσφατων και ισχυρών σεισμών που σημειώθηκαν στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου εφαρμόστηκε και μια άλλη μέθοδος αντιστροφής του ταυυστή σεισμικής ροπής.

Η μεθοδολογία αυτή στηρίζεται στη χρήση δεδομένων από σταθμούς σε αποστάσεις έως 400 Km (regional distances) και εφαρμόζεται για πρώτη φορά στον ελληνικό χώρο σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Για το λόγο αυτό επιλέχθηκαν ο σεισμός της Καρπάθου (22 Ιανουαρίου 2002) με μέγεθος **M** 6.1 και εστιακό βάθος 93 Km και ο σεισμός της Μήλου (21 Μαΐου 2002) με μέγεθος **M** 5.8 και εστιακό βάθος 105 Km (Σχήμα 3.1). Οι σεισμοί αυτοί ήταν από τους ισχυρότερους του δείγματος που μελετήθηκε. Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν, για την μελέτη τους, ήταν αυτοί του δικτύου σεισμομέτρων ευρέος φάσματος (broad-band) του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών, του δικτύου GEOFON του Πανεπιστημίου του Potsdam και του δικτύου MEDNET το οποίο διευθύνεται από το Εθνικό Ινστιτούτο Γεωφυσικής και Ηφαιστειολογίας που εδρεύει στη Ρώμη. Οι θέσεις των σταθμών παρουσιάζονται στο σχήμα (3.2).

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται λεπτομερώς η διαδικασία που ακολουθήθηκε, οι δοκιμές που έγιναν για την πιστοποίηση της εγκυρότητας της λύσης για όλες τις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης (παράταξη, κλίση ορικών επιπέδων, γωνία ολίσθησης) καθώς και για το εστιακό βάθος του σεισμού. Η διαδικασία αυτή εφαρμόστηκε για κάθε έναν από τους σεισμούς που μελετήθηκαν.



Σχήμα 3.1. Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών της Μήλου και της Καρπάθου



Σχήμα 3.2. Χάρτης όπου φαίνονται οι θέσεις των σταθμών του Εθνικού δικτύου σεισμογράφων καθώς και 2 σταθμοί των δικτύων MEDNET και GEOFON.

3.2 Μεθοδολογία αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από κοντινές (regional) αποστάσεις

Η εγκατάσταση σύγχρονων, ψηφιακών, σεισμικών οργάνων στη χώρα μας, έκανε εφικτή την εφαρμογή μεθόδων υπολογισμού του τανυστή σεισμικής ροπής για μεσαίου μεγέθους σεισμούς με χρήση τοπικών (regional) δεδομένων.

Το δίκτυο σειсмоγράφων ευρέος φάσματος του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών και οι σταθμοί των δικτύων MEDNET και GEOFON οι οποίοι βρίσκονται εγκατεστημένοι στην Ελλάδα, παρέχουν υψηλής ποιότητας δεδομένα τα οποία μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εφαρμογή των μεθόδων αυτών. Ένα πολύ σημαντικό πλεονέκτημα της χρήσης δεδομένων από τοπικούς σταθμούς, είναι η δυνατότητα υπολογισμού των σεισμικών παραμέτρων για σεισμούς με μικρά μεγέθη έως και $M 3.5$ (Pasyanos et al., 1996). Επιπλέον τα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εφαρμογή άλλων μεθόδων όπως για την εύρεση της ολίσθησης πάνω στο σεισμογόνο ρήγμα ή μεθόδων προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης, όπου απαιτούνται μικρού μεγέθους σεισμοί με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά ή ακόμα και για την καλύτερη εύρεση της δομής σε μια περιοχή.

3.2.1 Προσδιορισμός του τανυστή σεισμικής ροπής στο πεδίο του χρόνου (Time-domain Moment-Tensor estimation) – Θεωρία

Η γενική αναπαράσταση των σεισμικών πηγών μπορεί να απλοποιηθεί θεωρώντας σημειακή πηγή μεταβαλλόμενη στο χώρο και στο χρόνο:

$$U_n(x, t) = M_{ij} \cdot G_{ni,j}(x, z, t) \quad (3.1)$$

όπου U_n η n-οστή παρατηρούμενη συνιστώσα της μετάθεσης, $G_{ni,j}$ η n-οστή συνιστώσα της θεωρητικής συνάρτησης Green (Green function) για συγκεκριμένους προσανατολισμούς του ζεύγους των δυνάμεων που επιδρά στη εστία, M_{ij} είναι οι συνιστώσες του συμμετρικού τανυστή σεισμικής ροπής ο οποίος καθορίζει την ισχύ των ζευγών δυνάμεων, x είναι η απόσταση πηγής-σταθμού καταγραφής, z το εστιακό

βάθος και t ο χρόνος. Τα ζεύγη δυνάμεων που αντιστοιχούν στο τμήμα εκείνο του τανυστή που αντιστοιχεί στον εκτροπέα (deviatoric moment tensor) μπορούν να αναπαρασταθούν από 3 «θεμελιώδη» ρήγματα: α) ένα κατακόρυφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης, β) ένα κατακόρυφο κανονικό ή ανάστροφο ρήγμα και γ) ένα κανονικό ή ανάστροφο ρήγμα με γωνία κλίσης 45° (Jost and Herrmann, 1989).

Η εξίσωση (3.1) επιλύεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για συγκεκριμένο εστιακό βάθος για κάθε αντιστροφή. Για την εφαρμογή της αντιστροφής απαραίτητη είναι η επιλογή της συνάρτησης ελαχιστοποίησης. Η συνάρτηση που ελαχιστοποιείται είναι η εξής:

$$E_i = \int_0^T [f_i(t) - g_i(t)]^2 dt \quad (3.2)$$

όπου T το μήκος (χρόνος) του σειсмоγράμματος που χρησιμοποιείται και $f_i(t)$, $g_i(t)$ τα διάνυσμα των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων αντίστοιχα. Η συνάρτησης E_i μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$E_i = e_i^0 + \delta e_i \quad (3.3)$$

όπου e_i^0 το σφάλμα του αρχικού μοντέλου και δe_i η μεταβολή των δεδομένων του αρχικού μοντέλου, και ορίζεται ως εξής:

$$\delta e_j = \frac{\partial e_i}{\partial \theta_j} \delta \theta_j \quad (3.4)$$

όπου $\frac{\partial e_i}{\partial \theta_j}$ ο πίνακας των μερικών παραγώγων ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου

και $\delta \theta_j$ οι διορθώσεις του αρχικού μοντέλου. Οι διορθώσεις αυτές προκύπτουν από την ακόλουθη εξίσωση:

$$\delta \theta_j = (A^T A + \delta I)^{-1} A^T e \quad (3.5)$$

όπου δI είναι ο πίνακας απόσβεσης για τη σταθεροποίηση της αντιστροφής, A ο πίνακας των μερικών παραγώγων $A = \frac{\partial e_i}{\partial \theta_j}$.

Η λύση της εξίσωσης (3.1) επιστρέφει τον τανυστή M_{ij} ο οποίος με τη σειρά του αναλύεται στη σεισμική ροπή M_0 ως μονόμετρο μέγεθος, τον τανυστή που οφείλεται σε δράση διπλού ζεύγους δυνάμεων (double couple) και το τμήμα που υπολείπεται,

το οποίο αναφέρεται ως CLVD (compensated linear vector dipole). Η διαδικασία ανάλυσης του τανυστή σεισμικής ροπής περιγράφεται με λεπτομέρεια από τους Jost and Herrmann (1989).

Το βέλτιστο εστιακό βάθος βρίσκεται έπειτα από διαδοχικές αντιστροφές με βάση την ταυτόχρονη εξέταση της συνάρτησης f και της συνάρτησης που εκφράζει την ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων, VR :

$$f = \frac{RMS(data - synth)}{pdc} \quad (3.6)$$

$$VR = 1.0 - \frac{\int [data - synth]^2 dt}{\int data^2 dt} \quad (3.7)$$

όπου $data$ τα πραγματικά δεδομένα, $synth$ τα συνθετικά και pdc το ποσοστό (%) επίδρασης του διπλού ζεύγους δυνάμεων (double couple) στην εστία. Η αντιστροφή θεωρείται πολύ καλή όταν οι τιμές της f είναι μικρές και αντίστοιχα οι τιμές του VR είναι μεγάλες, πράγμα που σημαίνει καλή προσομοίωση συνθετικών και πραγματικών κυματομορφών καθώς και μεγάλο ποσοστό συνεισφοράς διπλού – ζεύγους δυνάμεων στη συνολική λύση.

Η μέθοδος αυτή μπορεί να εφαρμοστεί με επιτυχία όταν γενικά πληρούνται οι παρακάτω προϋποθέσεις:

- Είναι γνωστή σε ικανοποιητικό βαθμό η δομή όσον αφορά τις ταχύτητες, τα πάχη και τις πυκνότητες των στρωμάτων στην περιοχή μελέτης, για την καλύτερη εκτίμηση των μεγάλης περιόδου (>10-20 sec) σεισμικών κυμάτων.
- Η χρονική συνάρτηση της πηγής είναι σύγχρονη για όλες τις συνιστώσες του τανυστή και να μπορεί να προσομοιωθεί από μια συνάρτηση δέλτα (Dreger, 2000)
- Ισχύει η υπόθεση της σημειακής σεισμικής πηγής.
- Το επίκεντρο του σεισμού έχει καθοριστεί καλά και οι σταθμοί να βρίσκονται σε αποστάσεις από 50 έως 400 Km από αυτό (Pasyanos et al., 1996).

Όλα τα παραπάνω ισχύουν γενικά για σεισμούς με μέγεθος έως **M** 7.5 όταν χρησιμοποιούνται κύματα με περιόδους μεγαλύτερες των 10-20 sec. Σε περίπτωση ισχυρότερων σεισμών η υπόθεση της σημειακής πηγής παύει να ισχύει και διαφορετικές προσεγγίσεις της σεισμικής πηγής εφαρμόζονται (Dreger and Kaverina, 2000).

3.2.2. Εφαρμογή της μεθόδου σε σεισμούς της Ελλάδας

Για την εφαρμογή της μεθόδου είναι απαραίτητη η ύπαρξη ενός αξιόπιστου μονοδιάστατου (1D) μοντέλου ταχυτήτων για την ευρύτερη περιοχή του δικτύου των σταθμών που χρησιμοποιούμε. Στην περίπτωση των σεισμών της Καρπάθου και της Μήλου, χρησιμοποιήθηκαν μοντέλα δομής από την εργασία των Papazachos and Nolet (1997). Η κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από αυτή του Αιγαίου κάνει ανέφικτη τη χρήση ενός ενιαίου μοντέλου για ολόκληρη την περιοχή του Αιγαίου. Για κάποιο τυχαίο σεισμό στο κεντρικό Αιγαίο, τα κύματα τα οποία αναχωρούν από την εστία του και διαδίδονται προς σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται βόρεια και νότια από το επίκεντρο, συναντούν διαφορετικά γεωλογικά περιβάλλοντα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη χρήση διαφορετικών 1D μοντέλων δομής για κάθε μια διαδρομή σεισμικού κύματος από την εστία στο σταθμό καταγραφής.

Για τις περιπτώσεις των σεισμών που εξετάστηκαν, στους σταθμούς ARG, NPS, VAM, IDI, οι οποίοι βρίσκονται εγκατεστημένοι στην περιοχή του νότιου Αιγαίου (σχήμα 3.2), δεν στάθηκε εφικτή η κατασκευή αξιόπιστων συνθετικών καταγραφών. Αντίθετα στους σταθμούς APE, ATH και SANT, οι οποίοι βρίσκονται στο εσωτερικό τμήμα του τόξου του Αιγαίου (σχήμα 3.2) η μεθοδολογία λειτούργησε ικανοποιητικά.

Τα μοντέλα δομής, για κάθε διαδρομή εστίας-σταθμού καταγραφής, εισήχθησαν στο λογισμικό **FKRPROG** (Saikia, 1994), το οποίο με ολοκλήρωση συχνότητας – κυματάριθμου (frequency – wavenumber integration), υπολογίζει τις εμπειρικές συναρτήσεις Green οι οποίες αργότερα θα χρησιμοποιηθούν στη διαδικασία αντιστροφής.

Η επεξεργασία των δεδομένων περιλαμβάνει εφαρμογή κατάλληλου ζωνοπερατού (band-pass) φίλτρου ώστε να μπορούν τα συνθετικά σειсмоγράμματα

να αναπαραστήσουν ρεαλιστικά τα πραγματικά. Η επιλογή του κατάλληλου φίλτρου, καθορίζεται κατά κύριο λόγο από το εύρος συχνοτήτων της καταγραφής των σεισμομέτρων του κάθε δικτύου. Τα σεισμόμετρα με τα οποία είναι εξοπλισμένοι οι σταθμοί του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών έχουν ικανότητα καταγραφής σεισμικών κυμάτων με περιόδους έως ~ 20 sec (~ 0.05 Hz). Αντίθετα αυτά των δικτύων GEOFON και MEDNET έως ~ 100 sec (~ 0.01 Hz). Για τους σταθμούς του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών το εύρος συχνοτήτων που χρησιμοποιήθηκε ήταν από 0.05-0.1 Hz ενώ για εκείνους των διεθνών δικτύων από 0.01-0.1 Hz. Τα δεδομένα έπειτα μετατρέπονταν από ταχύτητα σε μετάθεση και εισάγονταν, μαζί με τις αντίστοιχες συναρτήσεις Green, στο λογισμικό *TDMT-*inv** (Dreger D., 2000), το οποίο εκτελεί την αντιστροφή. Με τη μεθοδολογία αυτή είναι εφικτός ο προσδιορισμός του μηχανισμού γένεσης, του μέτρου της σεισμικής ροπής και του εστιακού βάθους, για ένα σεισμό, με τη χρήση ενός μόνο σταθμού. Ωστόσο, χρήση περισσότερων του ενός σταθμών βελτιώνει την ακρίβεια των παραμέτρων του μηχανισμού.

Στην Καλιφόρνια των Η.Π.Α. όπου και εφαρμόστηκε για πρώτη φορά η μεθοδολογία, έχει δημιουργηθεί βάση δεδομένων όπου έχουν αποθηκευτεί εμπειρικές συναρτήσεις Green για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις και εστιακά βάθη. Κατά τη γένεση ενός σεισμού, το αυτοματοποιημένο σύστημα που λειτουργεί εκεί, επιλέγει τους 3 πλησιέστερους στο επίκεντρο σταθμούς, ανασύρει από τη βάση δεδομένων τις κατάλληλες συναρτήσεις Green και εφαρμόζει την αντιστροφή. Στην δική μας περίπτωση εξαιτίας των ιδιομορφιών του χώρου του Αιγαίου οι συναρτήσεις Green δημιουργούνταν για κάθε ένα σταθμό ξεχωριστά και για ένα μεγάλο εύρος εστιακών βαθών. Έπειτα κάθε σεισμός εξεταζόταν για διάφορα εστιακά βάθη και επιλεγόταν η λύση για την οποία προέκυπτε υψηλή τιμή για τη συνάρτηση *VR* (σχέση 3.7) και μεγάλο ποσοστό επίδρασης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία (double couple).

3.2.3 Ο Σεισμός της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1)

Ο σεισμός της Καρπάθου ήταν ο ισχυρότερος σεισμός του δείγματος που μελετήθηκε, με M 6.1, και ένας από τους βαθύτερους με εστιακό βάθος 93 Km. Η λύση με τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου οδήγησε σε ένα σταθερό μηχανισμό γένεσης με καλή ταύτιση των συνθετικών με τις

πραγματικές καταγραφές (σχήμα 3.3). Για το λόγο αυτό μελετήθηκε και με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με δεδομένα από τοπικούς σταθμούς (regional waveform modeling). Στον Πίνακα (3.1) παρουσιάζονται οι παράμετροι του σεισμού.

Πίνακας 3.1. Παράμετροι του σεισμού της Καρπάθου από την αντιστροφή των κυμάτων μακράς περιόδου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1)

Ημερομηνία	22 / 01 / 2002
Χρόνος γένεσης	04 : 53 : 57
M	6.1
Βάθος (Km)	93
ϕ^0 B	35.63
λ^0 A	26.62
Παράταξη	9
Γωνία κλίσης	36
Γωνίας ολίσθησης	184

Η εφαρμογή την μεθόδου της αντιστροφής των σεισμικών κυμάτων μας έδωσε τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στο σχήμα (3.3). Η κατανομή των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν, όπως αυτοί φαίνονται στην εστιακή σφαίρα, είναι πολύ ικανοποιητική μιας και υπάρχει κάλυψη προς όλες τις κατευθύνσεις. Το γεγονός αυτό ενισχύει την σταθερότητα των παραμέτρων της αντιστροφής. Ως μοντέλο δομής χρησιμοποιήθηκε αυτό που παρουσιάζεται στον πίνακα (3.2).

Πίνακας 3.2. Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή για τον σεισμό της Καρπάθου

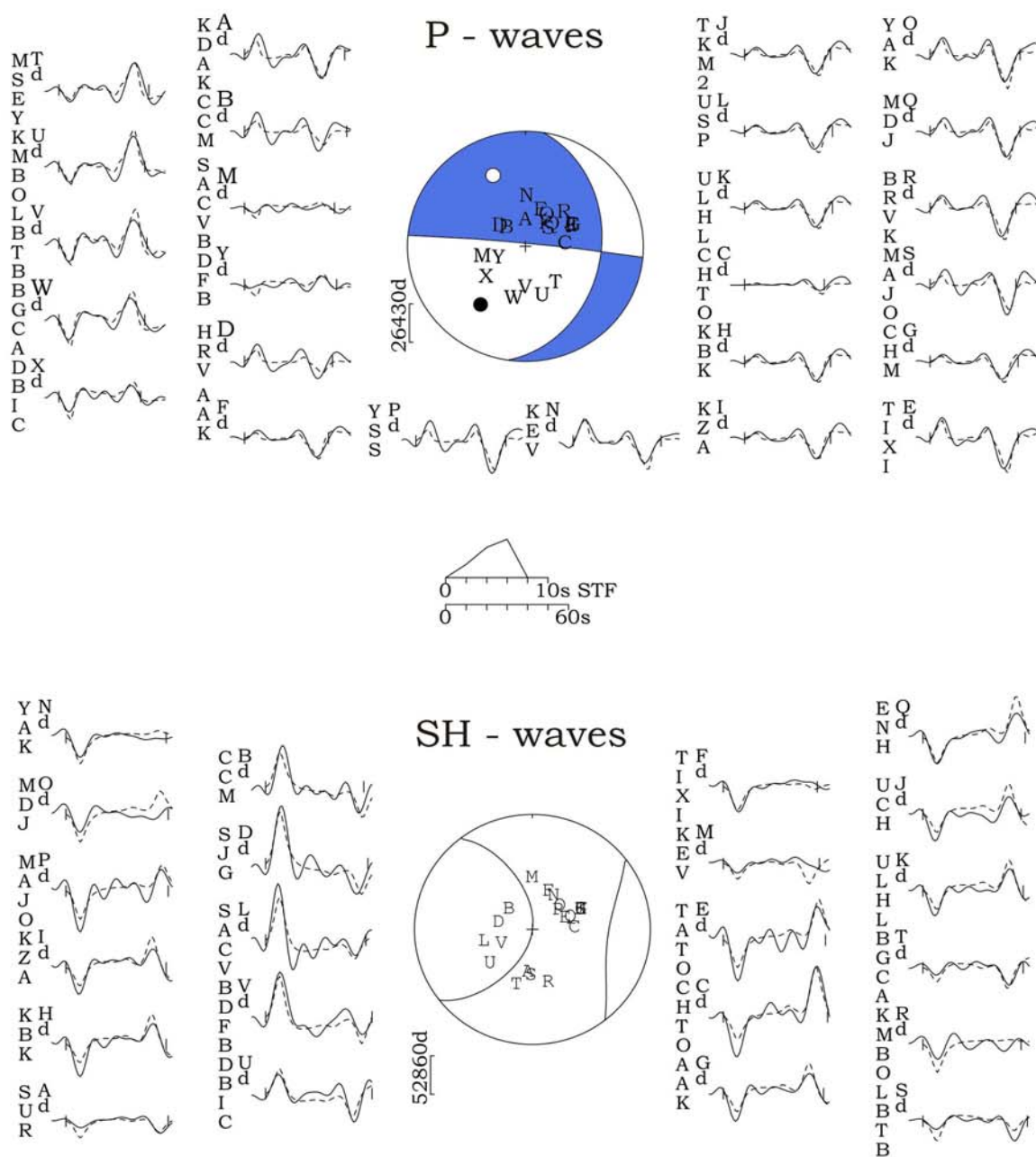
Στρώμα νερού	$H_w = 1$ Km	$V_p = 1.5$ Km/sec	-	$\rho = 1,03$ gr/cm ³
Στρώμα 1	$H_1 = 27$ Km	$V_p = 6.5$ Km/sec	$V_s = 3.7$ Km/sec	$\rho = 2.8$ gr/cm ³
Ημιχώρος	-	$V_p = 7.8$ Km/sec	$V_s = 4.5$ Km/sec	$\rho = 3.3$ gr/cm ³

ΣΕΙΣΜΟΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ

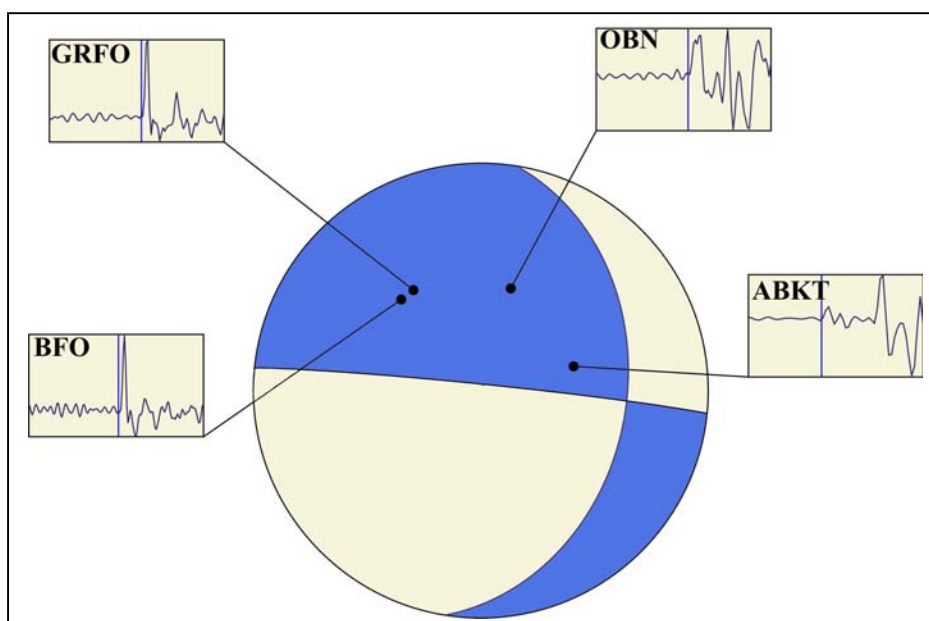
22/01/2002

Παράταξη: 9 Γων. Κλίσης: 36 Γων. Ολίσθησης: 184

Εστιακό Βάθος: 93 Km

Σεισμική Ροπή: 2.052×10^{18} Nt.m **M**= 6.1Σχήμα 3.3. Μηχανισμός γένεσης σεισμού Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002) με μέγεθος **M** 6.1.

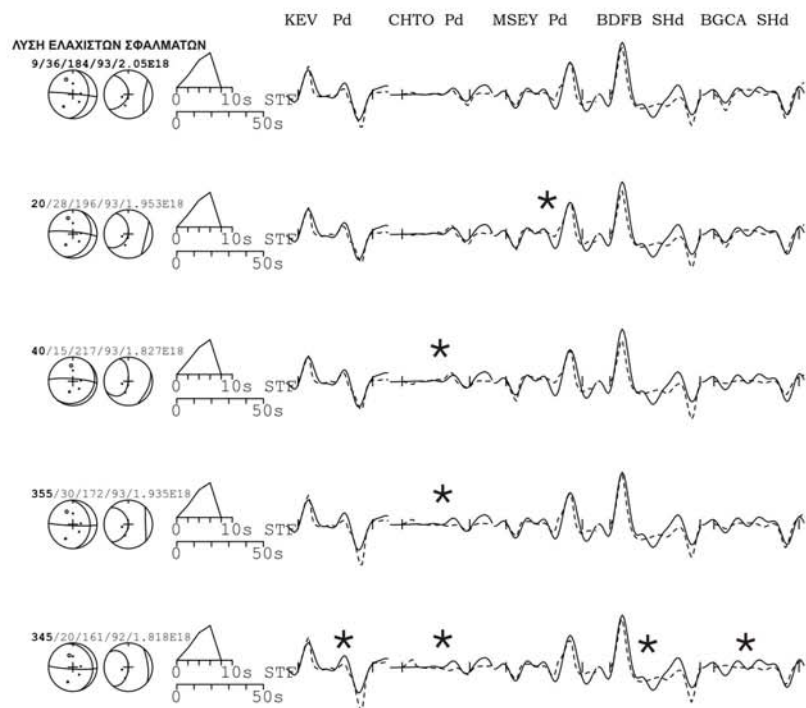
Συνολικά 25 P- και 23 SH- κυματομορφές χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή. Η ταύτιση πραγματικών και συνθετικών καταγραφών είναι καλή για το σύνολο σχεδόν των σταθμών που καταγράφηκε ο σεισμός. Τόσο τα απ'ευθείας P και S κύματα όσο και οι φάσεις βάθους (pP, sP, sS) αναπαριστώνται πολύ ικανοποιητικά από τις συνθετικές καταγραφές. Στο σχήμα (3.4) παρουσιάζονται οι πρώτες αποκλίσεις των P- κυμάτων στους σταθμούς με επικεντρική απόσταση $\Delta < 30^\circ$ (GRFO, BFO, OBN, ABKT), οι οποίες είναι σε καλή συμφωνία με τη λύση της αντιστροφής.



Σχήμα 3.4. Πρώτες αποκλίσεις P- κυμάτων από σταθμούς σε επικεντρική απόσταση $\Delta < 30^\circ$ για το σεισμό της Καρπάθου

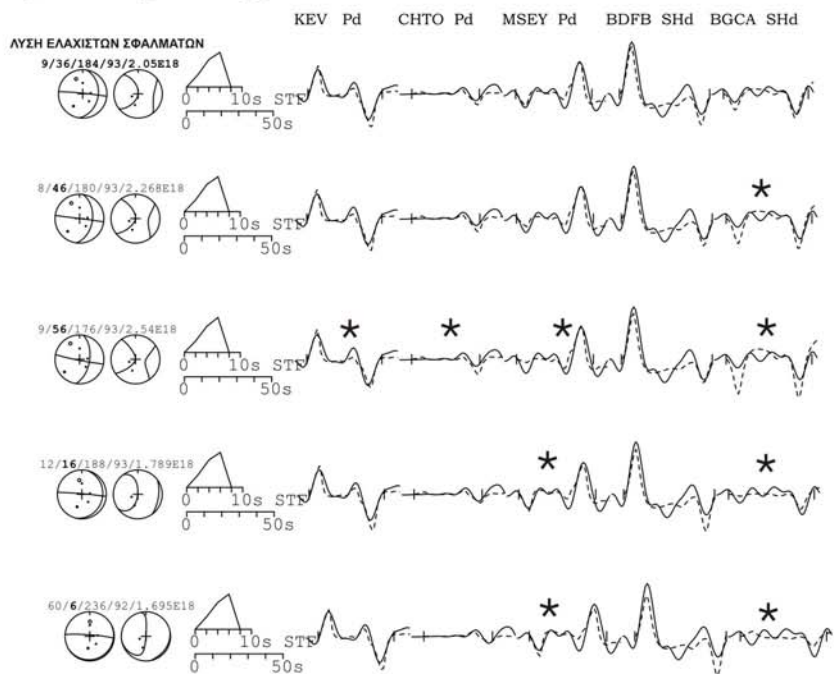
Για το σεισμό της Καρπάθου, όπως και για όλους τους σεισμούς του δείγματος, ακολουθήθηκε η διαδικασία εύρεσης των σφαλμάτων της αντιστροφής όπως περιγράφηκε στην § 2.2.6. Τα σφάλματα στις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης παρουσιάζονται στον πίνακα (2.3). Τα αποτελέσματα της διαδικασίας εύρεσης των ορίων μέσα στα οποία οι παράμετροι του μηχανισμού είναι σταθερές, παρουσιάζονται στα σχήματα 3.5α-δ. Με αστερίσκο (*) σημειώνονται εκείνοι οι σταθμοί στους οποίους παρατηρείται χειρότερη ταύτιση, μεταξύ συνθετικών και πραγματικών σειсмоγραμμάτων, από εκείνη της λύσης ελαχίστων σφαλμάτων. Για κάθε παράμετρο του μηχανισμού παρουσιάζονται 2 δοκιμές με τιμές μεγαλύτερες από αυτές της αντιστροφής και 2 δοκιμές με μικρότερες τιμές.

Δοκιμές Παράταξης



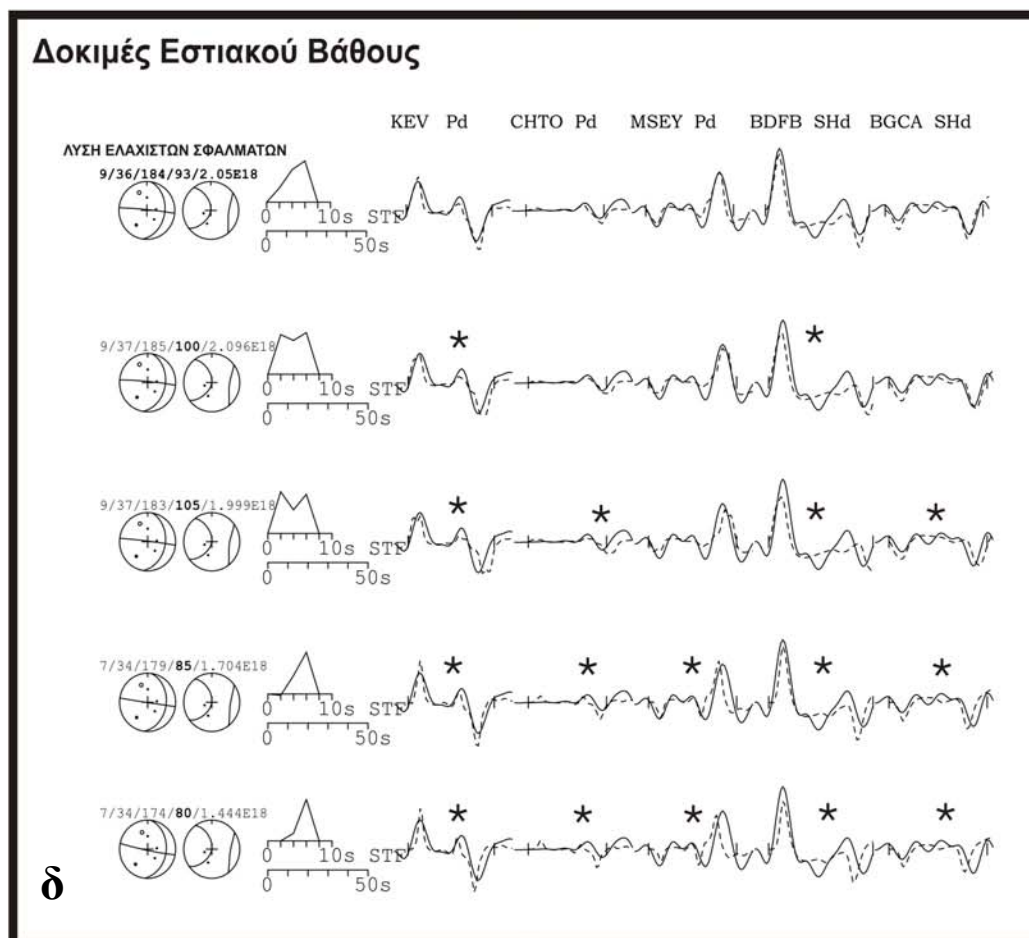
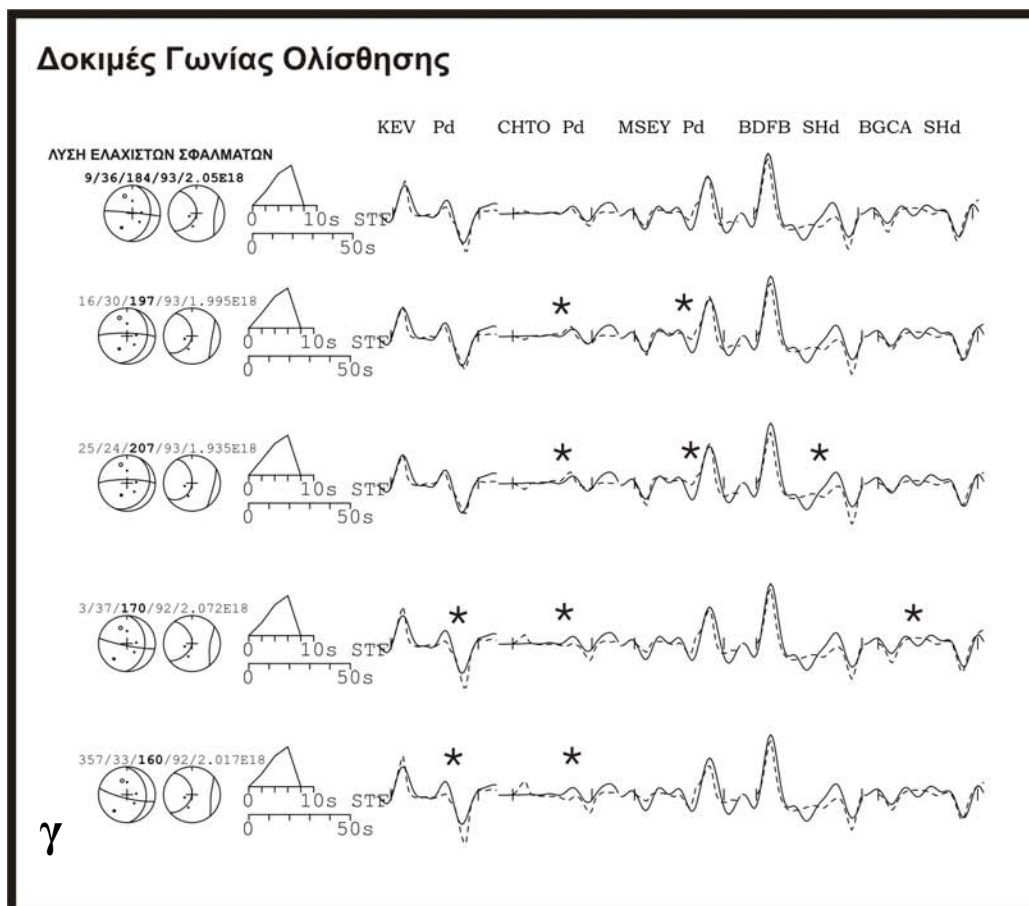
α

Δοκιμές Γωνίας Κλίσης



β

Σχήμα 3.5 α, β (Υπόμνημα στην επόμενη σελίδα)



Σχήμα 3.5α-δ. Στο σχήμα αυτό παρουσιάζονται οι διάφορες δοκιμές που έγιναν για να διαπιστωθεί η ακρίβεια των παραμέτρων του μηχανισμού. Με αστέρισκο σημειώνονται οι σταθμοί εκείνοι για τους οποίους παρατηρείται διαφοροποίηση από τη λύση ελαχίστων σφαλμάτων

Οι δοκιμές αυτές πραγματοποιήθηκαν και συγχρόνως υπολογίστηκαν τα όρια σταθερότητας των παραμέτρων των μηχανισμών, για όλους τους σεισμούς του δείγματος. Για τον υπολογισμό των σφαλμάτων (πίνακας 2.3) έγινε διεξοδικός έλεγχος με βήμα 2^0 για την γωνία παράταξης, τη γωνία κλίσης και τη γωνία ολίσθησης αντίστοιχα, ενώ για την εύρεση των σφαλμάτων του εστιακού βάθους το βήμα ήταν 1 Km.

Για την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από τοπικούς σταθμούς (regional waveform modeling), συγκεντρώθηκαν τα δεδομένα από τους σταθμούς του δικτύου σεισμομέτρων ευρέος φάσματος (broad-band) του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών. Για τον υπολογισμό των εμπειρικών συναρτήσεων Green χρησιμοποιήθηκαν μοντέλα ταχυτήτων από την εργασία των Papazachos and Nolet (1997). Λόγω της πολύπλοκης γεωλογικής δομής του χώρου του Αιγαίου υπολογίστηκαν ξεχωριστές συναρτήσεις Green για όλες τις διαδρομές των σεισμικών ακτινών, από την εστία προς κάθε έναν από τους σταθμούς καταγραφής. Στον πίνακα (3.3) παρουσιάζεται το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για το σταθμό APE του δικτύου του Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Πίνακας 3.3. Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εμπειρικών συναρτήσεων Green για τη διαδρομή, εστία σεισμού Καρπάθου – σταθμός APE.

Πάχος Στρώματος (Km)	Ταχύτητα P κυμ. (Km/sec)	Ταχύτητα S κυμ. (Km/sec)	Πυκνότητα (gr/cm ³)
5	6.01	3.36	2.58
6	6.05	3.41	2.60
10	6.31	3.58	2.67
10	6.90	3.88	2.90
20	7.69	4.34	3.25
20	7.67	4.46	3.24
20	7.82	4.45	3.30
20	7.82	4.45	3.30
20	7.91	4.52	3.34

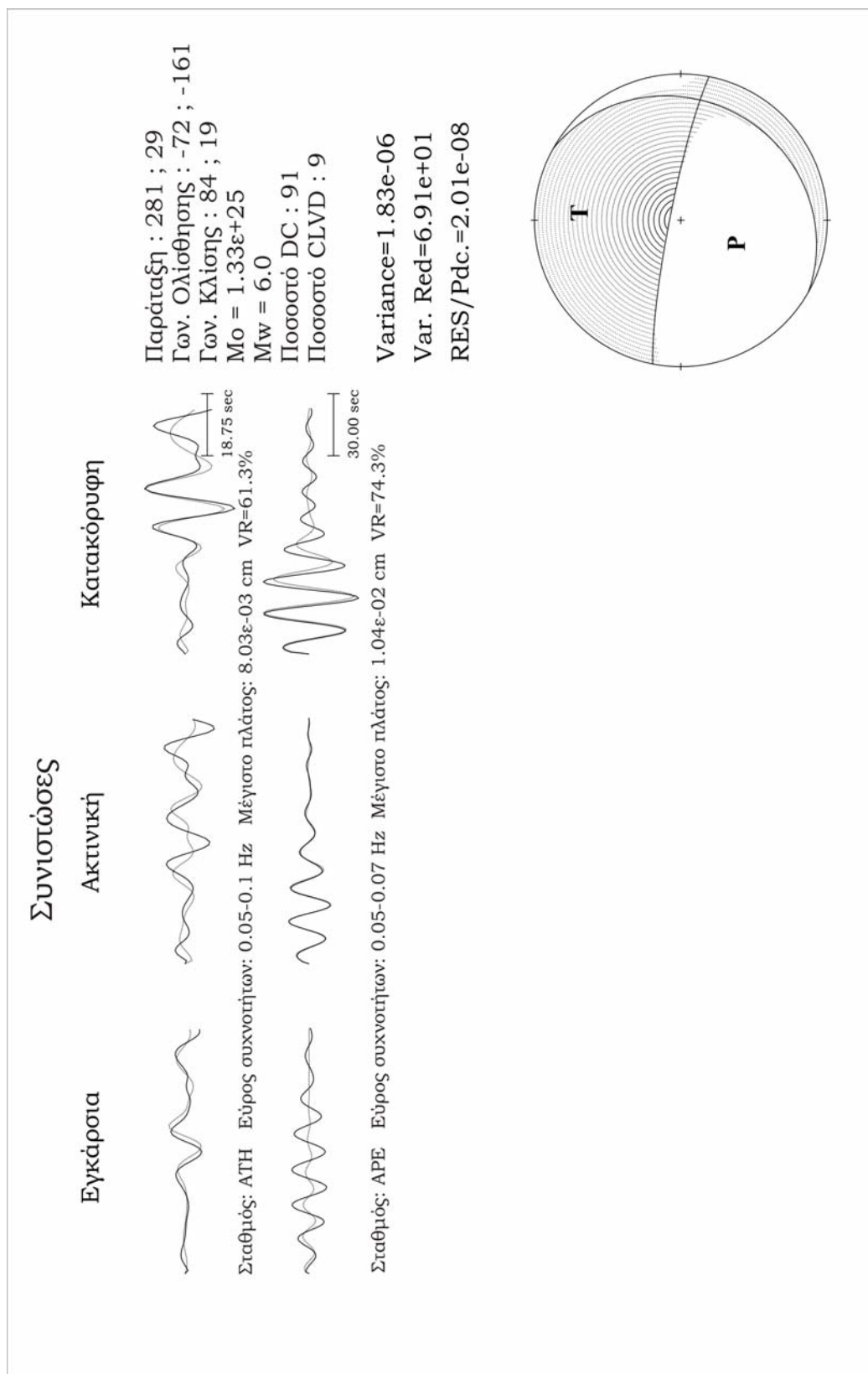
Κάθε μοντέλο δημιουργούνταν για συγκεκριμένο εστιακό βάθος. Οπότε για να καλυφθεί ένα μεγάλο εύρος εστιακών βαθών για τις δοκιμές που θα

ακολουθούσαν, υπολογίζονταν συναρτήσεις Green για ένα εύρος ~ 60 Km γύρω από το αναφερόμενο από τους σεισμικούς καταλόγους εστιακό βάθος, με βήμα 5 Km. Τα μοντέλα έπειτα εισάγονταν στο λογισμικό **FKRPROG** (Saikia, 1994) και υπολογίζονταν οι συναρτήσεις Green.

Ως κατώτατη συχνότητα για την επιλογή των ορίων φιλτραρίσματος των δεδομένων, χρησιμοποιήθηκε αυτή των 0.05 Hz ενώ ως ανώτατη τα 0.1 Hz. Τα σεισμόμετρα του δικτύου του Αστεροσκοπείου Αθηνών δεν έχουν δυνατότητα καταγραφής χαμηλότερων συχνοτήτων από 0.05 Hz και το απλό, μονοδιάστατο (1D) μοντέλο ταχυτήτων δεν μπορεί να περιγράψει την πολύπλοκη δομή αρκετά ικανοποιητικά ώστε να μπορούν να χρησιμοποιηθούν υψηλότερες συχνότητες από 0.1 Hz. Αντίθετα τα αντίστοιχα όρια για τα όργανα των δικτύων MEDNET, GEOFON, τα οποία βρίσκονται εγκατεστημένα στο χώρο του Αιγαίου και χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της μεθοδολογίας, ήταν 0.01 – 0.1 Hz. Η μεταβολή αυτή στο κατώτατο όριο οφείλεται στους διαφορετικούς τύπους οργάνων (Streicheisen STS-2 VBB) που είναι εγκατεστημένα εκεί.

Κατά την επεξεργασία δεδομένων γινόταν απομάκρυνση της επίδρασης του οργάνου, περιστροφή και μετατροπή των κυματομορφών από ταχύτητα σε μετάθεση. Στο τέλος γινόταν εκ νέου δειγματοληψία με βήμα 1 sec. Τα δεδομένα μαζί με τις συναρτήσεις Green εισάγονταν στο λογισμικό **TDMT-*invc*** (Dreger D., 2000) με το οποίο έγιναν οι αντιστροφές. Όταν εντοπιζόταν το εύρος εκείνο εντός του οποίου παρατηρούνταν η μεγαλύτερη τιμή της συνάρτησης VR και το μεγαλύτερο ποσοστό επίδρασης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία, υπολογίζονταν εκ νέου οι συναρτήσεις με βήμα, στο εστιακό βάθος, 1 Km ώστε να γίνει λεπτομερέστερος έλεγχος για το εστιακό βάθος.

Η διαδικασία αυτή εφαρμόστηκε για το σεισμό της Καρπάθου και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο σχήμα (3.6). Χρησιμοποιήθηκαν οι σταθμοί APE και ATH του δικτύου του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών, με αποστάσεις από το επίκεντρο του σεισμού 189 Km και 367 Km αντίστοιχα. Το εστιακό βάθος του σεισμού υπολογίστηκε στα 79 Km με τη μέθοδο που εξετάζουμε, ενώ με τη χρήση κυμάτων μακράς περιόδου είχε υπολογιστεί στα 93 Km. Οι διαφορές στις υπόλοιπες παραμέτρους παρουσιάζονται στον πίνακα (3.4).



Σχήμα 3.6. Μηχανισμός γένεσης σεισμού Καρπάθου και παράμετροι του μηχανισμού με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από τοπικούς σταθμούς. Στο σχήμα παρουσιάζονται η παράταξη, η γωνία κλίσης, η γωνία ολίσθησης, το μέγεθος της σεισμικής ροπής, το ποσοστό επίδρασης διπλού ξεύρους δυνάμεων στην εστία και παράμετροι της λύσης ελαχίστων σφαλμάτων.

Πίνακας 3.4. Διαφορές των παραμέτρων του σεισμού της Καρπάθου με τη χρήση τηλεσεισμικών δεδομένων και δεδομένων τοπικών σταθμών.

Παράμετροι μηχανισμού	Τηλεσεισμικά δεδομένα	Δεδομένα από τοπικούς σταθμούς
Παράταξη (Strike) ($^{\circ}$)	9	29
Γωνία κλίσης (Dip) ($^{\circ}$)	36	19
Γωνία ολίσθησης (Rake) ($^{\circ}$)	184	199
Εστιακό Βάθος (Depth) (Km)	93	79
Μέγεθος σεισμικής ροπής (Nt.m)	2.052E18	1.33E18

Στην αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε ολόκληρη η κυματομορφή από το σταθμό APE ενώ από το σταθμό ATH μικρότερο τμήμα. Αυτό έγινε γιατί ήταν έντονη η παρουσία επιφανειακών κυμάτων στην ουρά της κυματομορφής του σταθμού ATH, τα οποία δεν ήταν δυνατό να προσομοιωθούν από τις συνθετικές καταγραφές. Οι λύσεις για το σεισμό της Καρπάθου, όπως προέκυψαν με τις μεθοδολογίες που εξετάστηκαν, βρίσκονται σε καλή συμφωνία μεταξύ τους. Ο μηχανισμός του σεισμού είναι χαρακτηριστικός για την περιοχή έχοντας τον P- άξονα παράλληλο στην παράταξη της καταδύομενης πλάκας και τον T- άξονα ($\sim 36^{\circ}$) περίπου παράλληλο με τη γωνία κατάδυσης για βάθη έως 100 Km ($\sim 30^{\circ}$) (Papazachos et al., 2000).

3.2.4 Σεισμός Μήλου (Μάιος 21, 2002; M 5.8)

Ο σεισμός της Μήλου ήταν ένας από τους σεισμούς με ιδιαίτερο ενδιαφέρον από το δείγμα που εξετάστηκε. Σημειώθηκε σε μια περιοχή στην οποία δεν είχαν συμβεί ισχυροί σεισμοί στο παρελθόν, το εστιακό του βάθος ήταν αρκετά μεγάλο (~105 Km) και οι διευθύνσεις των P- και T- αξόνων αναδεικνύουν ένα διαφορετικό πεδίο τάσεων, από αυτό που αναμένεται, σε τέτοια βάθη. Η λύση με τη μέθοδο της αντιστροφής κυμάτων μακράς περιόδου οδήγησε σε ένα πολύ σταθερό μηχανισμό γένεσης τόσο για τις παραμέτρους των ορικών επιπέδων όσο και για το εστιακό βάθος. Ο σεισμός μελετήθηκε και με τη μέθοδο αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με δεδομένα τοπικών σταθμών. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός SANT του δικτύου GEOFON. Με αυτό τον τρόπο διαπιστώθηκε και η ικανότητα της μεθόδου να οδηγεί σε αξιόπιστους μηχανισμούς με τη χρήση ενός σταθμού.

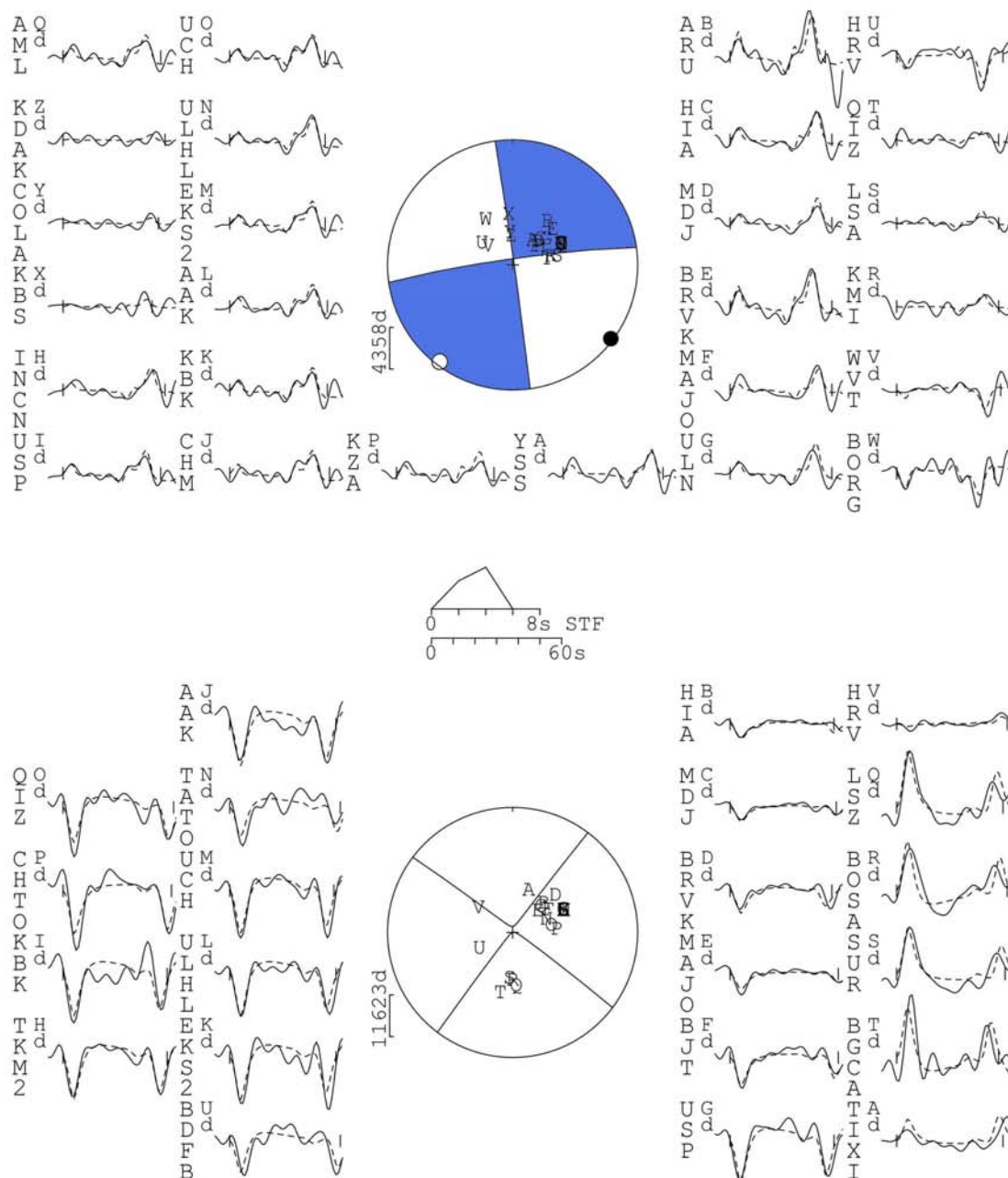
Οι παράμετροι του σεισμού παρουσιάζονται στον πίνακα (3.5) ενώ στο

Πίνακας 3.5. Παράμετροι του σεισμού της Μήλου από την αντιστροφή των κυμάτων μακράς περιόδου (Μάιος 21, 2002, M 5.8)

Ημερομηνία	21 / 05/ 2002
Χρόνος γένεσης	20 : 53 : 30
M	5.8
Βάθος (Km)	105
ϕ^0 B	36.37
λ^0 A	24.31
Παράταξη	352
Γωνία κλίσης	89
Γωνίας ολίσθησης	4

σχήμα (3.7) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων. Η κατανομή των σταθμών είναι ικανοποιητική. Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε παρουσιάζεται στον πίνακα (3.6).

ΣΕΙΣΜΟΣ ΜΗΛΟΥ
22/01/2002
 Παράταξη: 352 Γων. Κλίσης: 89 Γων. Ολίσθησης: 4
 Εστιακό Βάθος: 105 Km
 Σεισμική Ροπή: 6.658×10^{17} Nt.m **M**= 5.8

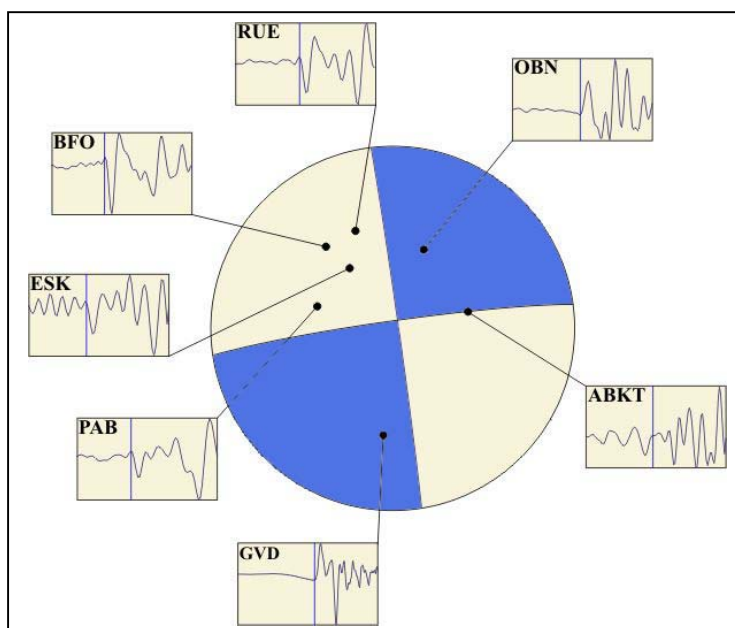


Σχήμα 3.7. Μηχανισμός γένεσης σεισμού Μήλου (Μάιος 21, 2002) με μέγεθος **M** 5.8.

Πίνακας 3.6. Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή για τον σεισμό της Μήλου

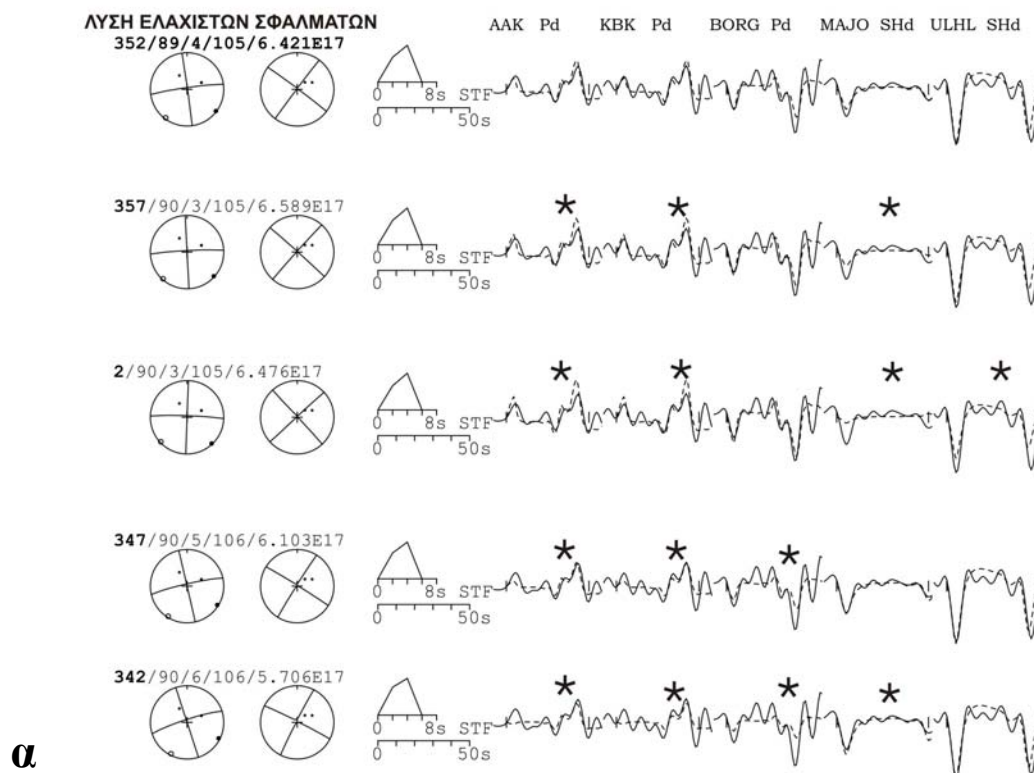
Στρώμα νερού	$H_w = 1 \text{ Km}$	$V_p = 1.5 \text{ Km/sec}$	-	$\rho = 1,03 \text{ gr/cm}^3$
Στρώμα 1	$H_1 = 22 \text{ Km}$	$V_p = 6.5 \text{ Km/sec}$	$V_s = 3.7 \text{ Km/sec}$	$\rho = 2.8 \text{ gr/cm}^3$
Ημιχώρος	-	$V_p = 7.8 \text{ Km/sec}$	$V_s = 4.5 \text{ Km/sec}$	$\rho = 3.3 \text{ gr/cm}^3$

Στην περίπτωση του σεισμού της Μήλου χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή 26 P- και 22 SH- κυματομορφές. Παρατηρείται ένα κενό $\sim 140^\circ$ στην κάλυψη πάνω στην εστιακή σφαίρα όσο αναφορά τους σταθμούς που κατέγραψαν τα P- κύματα. Όμως η αζιμουθιακή κατανομή των σταθμών είναι ικανοποιητική αν εξετάσουμε τη συνολική κάλυψη τόσο για τα P- όσο για τα SH- κύματα. Η ταύτιση των συνθετικών με τις πραγματικές καταγραφές είναι πολύ καλή στο σύνολο των σταθμών τόσο για τα απ'ευθείας κύματα όσο και για τις φάσεις βάθους. Στο σχήμα (3.8) παρουσιάζονται οι πρώτες αποκλίσεις των P- κυμάτων στους σταθμούς με επικεντρικές αποστάσεις $\Delta < 30^\circ$, όπου παρατηρείται συμφωνία με τη λύση που προέκυψε από την αντιστροφή.

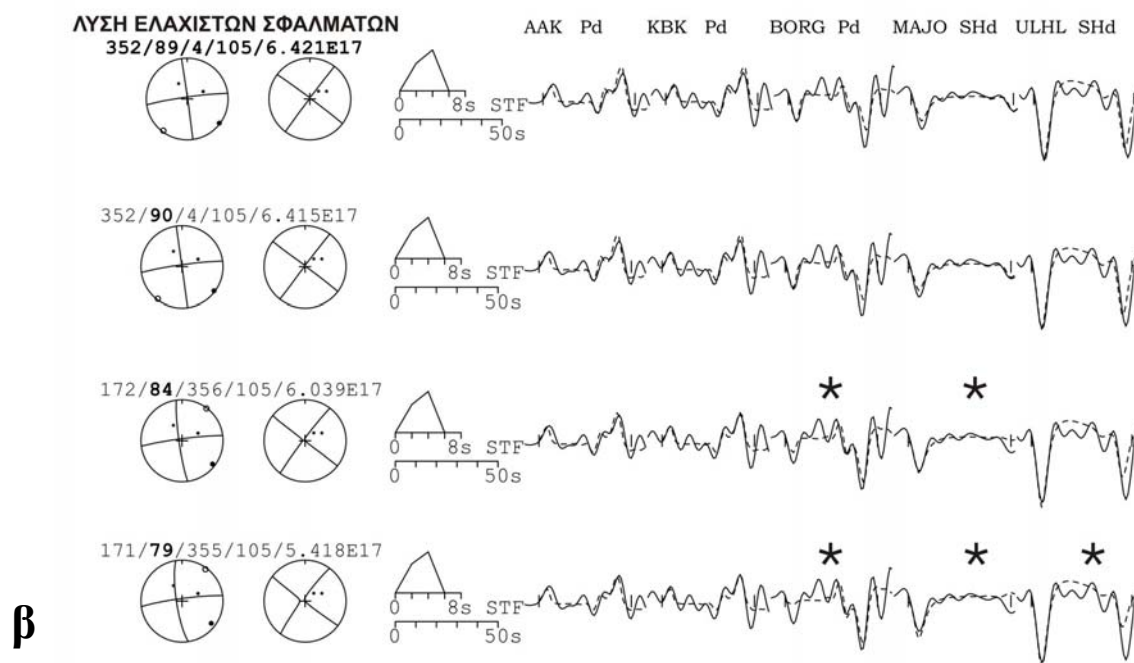
Σχήμα 3.8. Πρώτες αποκλίσεις P- κυμάτων από σταθμούς σε επικεντρική απόσταση $\Delta < 30^\circ$ για το σεισμό της Μήλου

Τα αποτελέσματα του ελέγχου των παραμέτρων του μηχανισμού παρουσιάζονται στα σχήματα (3.9α-δ). Ακολουθήθηκε και εδώ η ίδια διαδικασία όπως και για το σεισμό της Καρπάθου.

Δοκιμές παράταξης

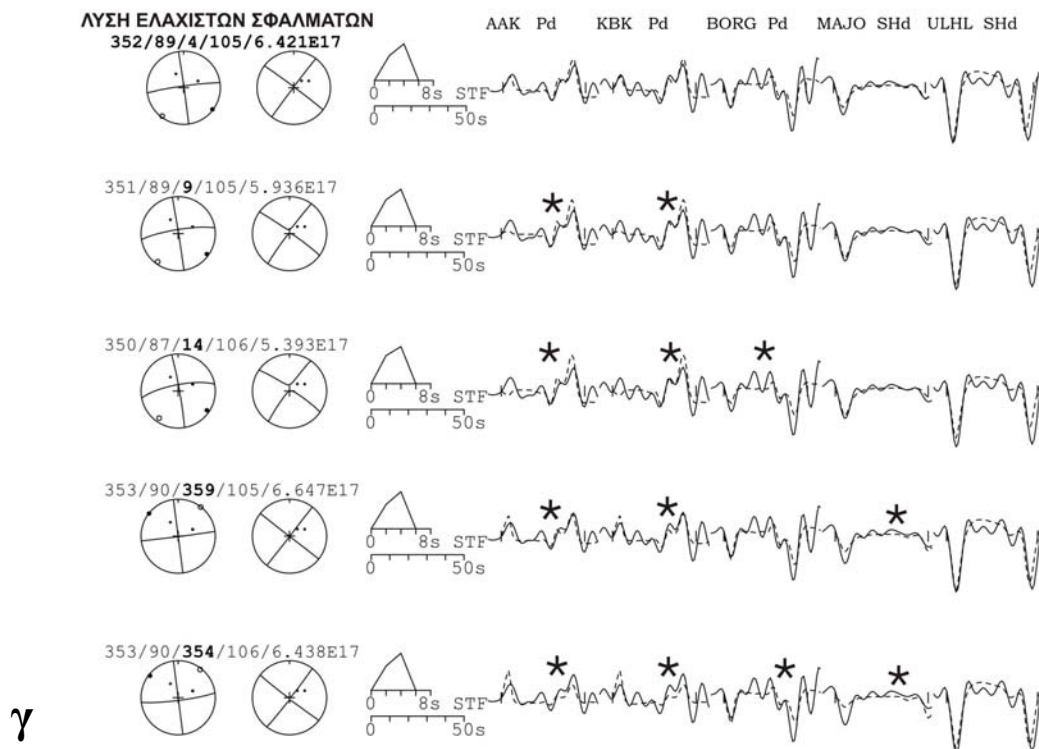


Δοκιμές Γωνίας Κλίσης

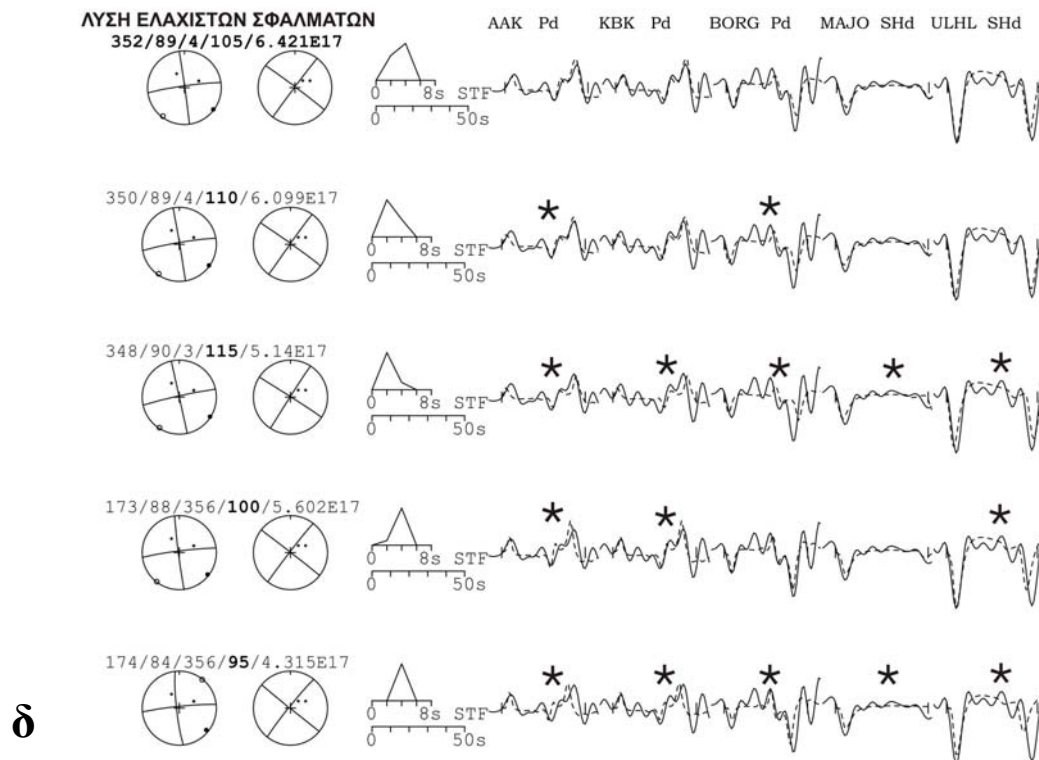


Σχήμα 3.9 α, β (Υπόμνημα στην επόμενη σελίδα)

Δοκιμές Γωνίας Ολίσθησης



Δοκιμές Εστιακού Βάθους



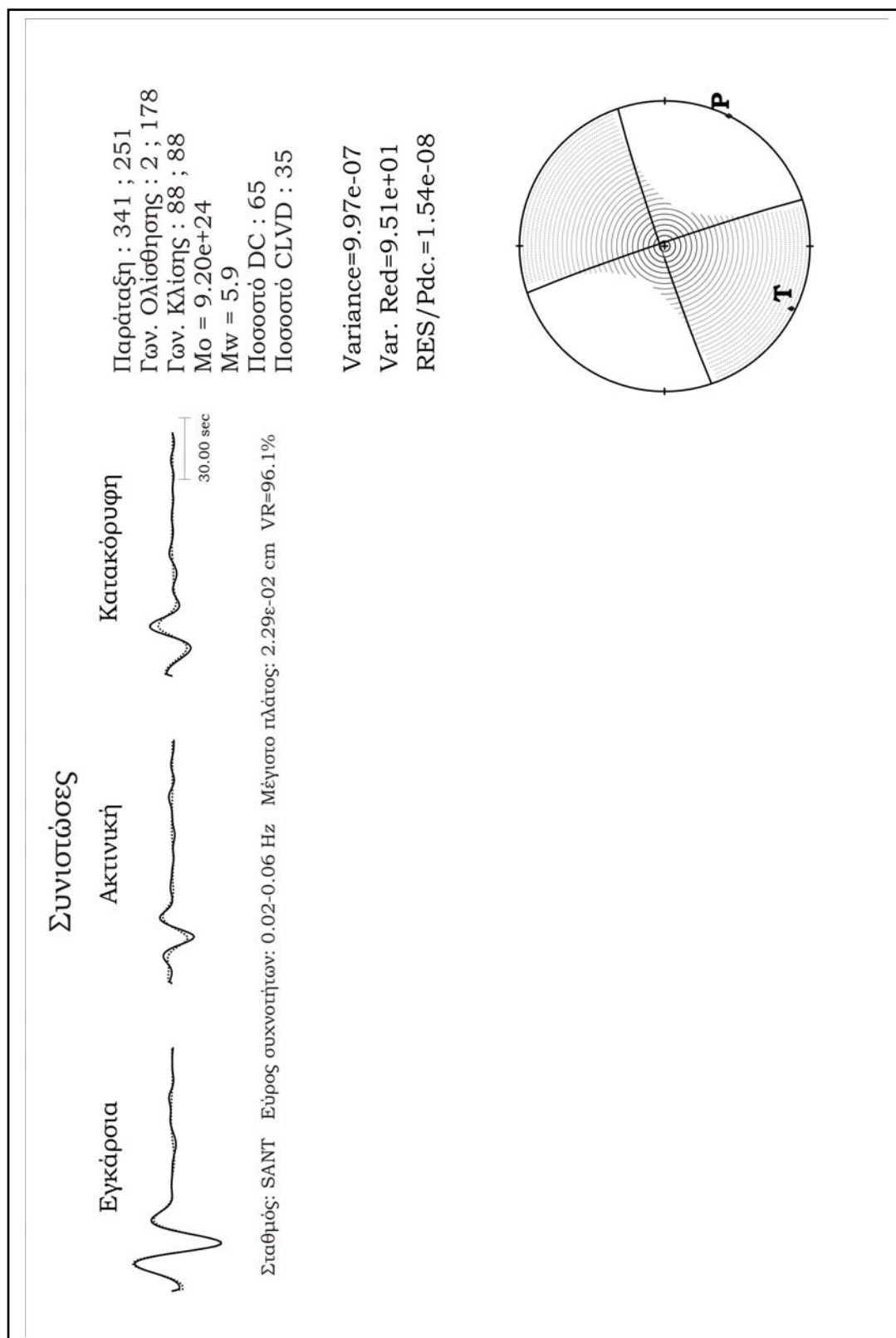
Σχήμα 3.9γ-δ. Στο σχήμα αυτό παρουσιάζονται οι διάφορες δοκιμές που έγιναν για να διαπιστωθεί η ακρίβεια των παραμέτρων του μηχανισμού. Με αστέρισκο σημειώνονται οι σταθμοί εκείνοι για τους οποίους παρατηρείται διαφοροποίηση από τη λύση ελαχίστων σφαλμάτων

Για την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από τοπικούς σταθμούς χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός SANT του δικτύου GEOFON. Με τον τρόπο αυτό δοκιμάστηκε η δυνατότητα της μεθόδου να υπολογίζει αξιόπιστους μηχανισμούς γένεσης με τη χρήση ενός μόνο σταθμού. Στη συγκεκριμένη περίπτωση χρησιμοποιήθηκε διαφορετικό όριο συχνοτήτων για το φιλτράρισμα των κυματομορφών. Τα σεισμόμετρα του σταθμού SANT έχουν ικανότητα καταγραφής χαμηλότερων συχνοτήτων από αυτά των σταθμών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών, οπότε επιλέχθηκε το εύρος 0.02-0.06 Hz για το ζωνοπερατό φίλτρο των κυματομορφών. Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε ελήφθη από την εργασία των Papazachos and Nolet (1997) και παρουσιάζεται στον Πίνακα (3.7).

Πίνακας 3.7. Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εμπειρικών συναρτήσεων Green για τη διαδρομή, εστία σεισμού Μήλου – σταθμός SANT.

Πάχος Στρώματος (Km)	Ταχύτητα P κυμ. (Km/sec)	Ταχύτητα S κυμ. (Km/sec)	Πυκνότητα (gr/cm ³)
3	5.79	3.30	2.48
2	5.79	3.31	2.48
6	5.87	3.35	2.52
10	6.26	3.57	2.65
10	6.92	3.95	2.91
20	7.59	4.33	3.20
20	7.71	4.40	3.26
20	8.01	4.57	3.39
20	7.95	4.54	3.36
20	7.78	4.44	3.29

Ακολουθώντας τη διαδικασία που περιγράφηκε για το σεισμό της Καρπάθου υπολογίστηκε ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού της Μήλου ο οποίος παρουσιάζεται στο σχήμα (3.10). Το εστιακό βάθος, όπως υπολογίστηκε από τη μέθοδο που εξετάζουμε, είναι 105 Km και το οποίο βρίσκεται σε απόλυτη συμφωνία με τα αποτελέσματα της αντιστροφής με τη χρήση δεδομένων από σταθμούς σε



Σχήμα 3.9. Μηχανισμός γένεσης σεισμού Μήλου και παράμετροι του μηχανισμού με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από τοπικούς σταθμούς. Στο σχήμα παρουσιάζονται η παράταξη, η γωνία κλίσης, η γωνία ολισθησης, το μέγεθος της σεισμικής ροπής, το ποσοστό επίδρασης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία και παράμετροι της λύσης ελαχίστων σφαλμάτων.

τηλεσεισμικές αποστάσεις. Οι διαφορές των παραμέτρων του μηχανισμού γένεσης παρουσιάζονται στον πίνακα (3.8).

Πίνακας 3.8. Διαφορές των παραμέτρων του σεισμού της Μήλου με τη χρήση τηλεσεισμικών δεδομένων και δεδομένων τοπικών σταθμών.

Παράμετροι μηχανισμού	Τηλεσεισμικά δεδομένα	Δεδομένα από τοπικούς σταθμούς
Παράταξη (Strike) ($^{\circ}$)	352	341
Γωνία κλίσης (Dip) ($^{\circ}$)	89	88
Γωνία ολίσθησης (Rake) ($^{\circ}$)	4	2
Εστιακό Βάθος (Depth) (Km)	105	105
Μέγεθος σεισμικής ροπής (Nt.m)	6.658e17	9.20e17

Τα αποτελέσματα της αντιστροφής με χρήση ενός σταθμού ήταν ικανοποιητικά μιας και υπήρχε πολύ καλή ταύτιση των παραμέτρων του μηχανισμού ανάμεσα στις δύο χρησιμοποιούμενες μεθοδολογίες. Ο μηχανισμός που προέκυψε για το σεισμό της Μήλου δίνει ένα διαφορετικό πεδίο τάσεων από εκείνο που αναμένεται σε μεγάλα βάθη (Kiritzi and Papazachos, 1995). Ο P- άξονας έχει ΑΝΑ-ΔΒΔ διεύθυνση και είναι σχεδόν οριζόντιος έχοντας κλίση $\sim 2^{\circ}$ όπως φαίνεται στο σχήμα (2.20). Σε αντίστοιχα βάθη η κλίση του T- άξονα συμπίπτει συνήθως με την κλίση της καταδυσόμενης πλάκας. Αυτό το χαρακτηριστικό δεν παρατηρείται στη συγκεκριμένη περίπτωση. Η μελέτη σεισμών με αντίστοιχα χαρακτηριστικά με αυτά του σεισμού της Μήλου έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί μπορεί να οδηγήσει σε καλύτερη κατανόηση των τάσεων που κυριαρχούν σε μεγάλα βάθη πάνω στην καταδυσόμενη πλάκα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης του σεισμού της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1)

4.1 Εισαγωγή

Οι εδαφικές κινήσεις οι οποίες σχετίζονται με τη γένεση των σεισμών είναι το αποτέλεσμα της διάδοσης της διάρρηξης στην επιφάνεια του ρήγματος. Είναι γνωστό ότι τα ρήγματα έχουν διάφορες κλίμακες όσον αφορά τη γεωμετρία τους (μήκος, πλάτος) και οι διαστάσεις τους αυτές καθορίζουν και το μέγιστο μέγεθος του χαρακτηριστικού σεισμού τους. Τα ρήγματα μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές, όταν η παρατήρηση γίνεται σε μακρινές αποστάσεις σε σχέση με τις διαστάσεις τους, σε κοντινές αποστάσεις όμως τα φαινόμενα που σχετίζονται με τις πεπερασμένες διαστάσεις τους είναι πολύ σημαντικά. Η υιοθέτηση μοντέλων πεπερασμένων πηγών έπαιξε πολύ σημαντικό ρόλο στην πρόβλεψη των εδαφικών κινήσεων κοντά στα επίκεντρα ισχυρών σεισμών.

Ένα από τα χρησιμότερα εργαλεία των σεισμολόγων για την αναπαράσταση μερικών ή όλων των φυσικών διεργασιών που είναι υπεύθυνες για τις εδαφικές κινήσεις είναι η **στοχαστική μέθοδος** και το **στοχαστικό μοντέλο της σημειακής σεισμικής πηγής** (Hanks, 1979; McGuire and Hanks, 1980; Hanks and McGuire, 1981; Boore, 1983; Boore and Atkinson, 1987). Το μοντέλο αυτό προτάθηκε αρχικά από τους Hanks and McGuire (1981) οι οποίοι συνδύασαν σεισμολογικά στοιχεία του φασματικού πλάτους της εδαφικής κίνησης, με τις παρατηρήσεις μηχανικών ότι οι υψίσυχνες κινήσεις είναι κατά κύριο λόγο τυχαίες. Πιο αναλυτικά έδειξαν ότι οι υψίσυχνες (~ 1 έως ~ 10 Hz) εδαφικές κινήσεις (επιταχύνσεις) αντιστοιχούν σε πεπερασμένης διάρκειας λευκό θόρυβο (Gaussian noise), ο οποίος επικάθεται στο φάσμα πλάτους (amplitude spectrum) όπως αυτό καθορίζεται από απλά σεισμολογικά μοντέλα για την εστία και τη διαδικασία της διάρρηξης (Brune 1970, 1971). Η στοχαστική μέθοδος αναπτύχθηκε στη συνέχεια περισσότερο από τον Boore (1983) και ακολουθήθηκε και από άλλους ερευνητές στην προσομοίωση των εδαφικών

κινήσεων (Boore and Atkinson, 1987; Ou and Herrmann, 1990; Atkinson and Boore, 1995).

Παρ'όλη την επιτυχία του στοχαστικού μοντέλου της σημειακής σεισμικής πηγής, στην προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων, παρατηρήθηκε σε ορισμένες περιπτώσεις ότι έπρεπε να ληφθούν υπόψη και οι πεπερασμένες διαστάσεις των ρηγμάτων. Η ταχύτητα και η κατευθυντικότητα διάρρηξης, η γεωμετρία πηγής – σταθμού παρατήρησης, επηρεάζουν την καταγραφή της σεισμικής κίνησης όσον αφορά το πλάτος, το συχνοτικό περιεχόμενο καθώς και τη διάρκεια της εδαφικής κίνησης. Σύμφωνα με την αρχική ιδέα του Hartzell (1978), οι Beresnev and Atkinson (1997) πρότειναν μια τεχνική για την επέκταση των εφαρμογών της στοχαστικής μεθόδου σε ρήγματα με πεπερασμένες διαστάσεις. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό προτάθηκε η διαίρεση των μεγάλων ρηγμάτων που συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς, σε μικρότερα τμήματα κάθε ένα από τα οποία μπορεί να θεωρηθεί ως σημειακή πηγή. Σε κάθε σημειακή πηγή αποδίδεται ένα φάσμα της μορφής ω^{-2} και για την εύρεση των αποτελεσμάτων της διάδοσης χρησιμοποιούνται εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν τα πλάτη και τη διάρκεια των εδαφικών κινήσεων με την απόσταση από την εστία.

Εφαρμόσαμε τη στοχαστική μέθοδο πεπερασμένων πηγών για να ερευνήσουμε τη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους και επιπροσθέτως για να εξετάσουμε τις παραμέτρους που απαιτούνται για την εφαρμογή του μοντέλου. Σημαντική βοήθεια στην εφαρμογή της μεθόδου προσέφεραν τα αποτελέσματα που αναπτύχθηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο και αφορούσαν τη λεπτομερή μελέτη της πηγής με σύγχρονες μεθόδους και ψηφιακά δεδομένα. Διαπιστώθηκε με αυτό τον τρόπο η δυνατότητα της μεθόδου να «προβλέπει» τις εδαφικές κινήσεις σε συγκεκριμένες θέσεις στην επιφάνεια, όταν η εστία του σεισμού βρίσκεται σε μεγάλα εστιακά βάθη ($h > \sim 80$ Km). Για τις στοχαστικές προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό *FINSIM* (Beresnev and Atkinson, 1998).

4.2 Στοχαστική μέθοδος – Θεωρία

Η στοχαστική μέθοδος υποθέτει ότι το φάσμα πλάτους Fourier της εδαφικής κίνησης σε μια θέση μπορεί να αναπαρασταθεί από το γινόμενο του φάσματος της σεισμικής πηγής $S(\omega)$ σε απόσταση R και ορισμένων συναρτήσεων που περιγράφουν την επίδραση του δρόμου διάδοσης καθώς και των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη

θέση καταγραφής. Στην περίπτωση που το καταγραφικό μηχάνημα έχει εγκατασταθεί σε βράχο, τότε η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι αμελητέα, η σχέση που περιγράφει το φάσμα επιτάχυνσης των εγκαρσίων κυμάτων είναι:

$$A(\omega) = 2\omega^2 S(\omega)P(\omega)e^{-\frac{\omega R}{2Q\beta}} \quad (4.1)$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα, Q ο παράγοντας ποιότητας και β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Η συνάρτηση $P(\omega)$ υπεισέρχεται στη σχέση (4.1) για να περιγράψει το φαινόμενο της απότομης μείωσης που εμφανίζουν τα φάσματα επιτάχυνσης πάνω από μια ορισμένη συχνότητα ($f_{\max}$) ω_m . Το φαινόμενο αυτό αποδίδεται, από ορισμένους ερευνητές, στις τοπικές εδαφικές συνθήκες και συγκεκριμένα στην απόσβεση που προκαλεί το επιφανειακό αποσπασμένο στρώμα του εδάφους (Beresnev and Atkinson, 1997). Στη μεθοδολογία που ακολουθήθηκε εδώ η συνάρτηση $P(\omega)$ είχε τη μορφή φίλτρου Butterworth 4^{ης} τάξης (Boore, 1983):

$$P(\omega) = \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_m} \right)^8 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (4.2)$$

Η ίδια σχέση μπορεί να εκφραστεί και σε σχέση με την παράμετρο k_0 της φασματικής μείωσης των πλατών (Anderson and Hough, 1984):

$$P(f) = e^{(-\pi k_0 f)} \quad (4.3)$$

όπου $f = \omega/2\pi$. Η μορφή της συνάρτησης $P(\omega)$ επηρεάζει κατά κύριο λόγο τις συχνότητες που είναι μεγαλύτερες των ~ 10 Hz οι οποίες βρίσκονται εκτός του διαστήματος ενδιαφέροντος, γι' αυτό η επιλογή της δεν έχει σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα μας.

Η συνάρτηση $S(\omega)$ προκύπτει με πολλαπλασιασμό ορισμένης αιτιοκρατικής συνάρτησης με το φάσμα Fourier ενός χρονικού παραθύρου τυχαίου θορύβου, όπου η αιτιοκρατική συνάρτηση παρέχει το μέσο σχήμα και πλάτος του φάσματος, ενώ η στοχαστική συνάρτηση δίνει ένα ρεαλιστικό, τυχαίο χαρακτήρα στη συνθετική καταγραφή. Η αιτιοκρατική συνάρτηση δεν είναι εύκολο να επιλεχθεί. Τα διάφορα μοντέλα που έχουν προταθεί για το φάσμα της σεισμικής εστίας παρουσιάζουν διαφορές στο ρυθμό μείωσης των πλατών. Ωστόσο το μοντέλο ω^{-2} υιοθετείται στις

περισσότερες περιπτώσεις καθώς φαίνεται ικανοποιητικά να ερμηνεύει το μεγαλύτερο μέρος των παρατηρούμενων εδαφικών κινήσεων (Boore, 1983).

4.2.1 Στοχαστική μέθοδος και πεπερασμένες πηγές

Η στοχαστική προσομοίωση σε πεπερασμένες πηγές απαιτεί τροποποιήσεις στις θεωρητικές σχέσεις που ισχύουν για τις σημειακές πηγές. Το ρήγμα του υπό προσομοίωση σεισμού διαιρείται σε τμήματα μήκους Δl και πλάτους Δw (Hartzell, 1978). Οι διαστάσεις των τμημάτων επιλέγονται με τέτοιο τρόπο ώστε να είναι αρκετά μικρά σε σχέση με την απόστασή του από το σημείο παρατήρησης και να μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές. Σε κάθε μια από τις πηγές αυτές αποδίδεται ένα τυπικό φάσμα το οποίο καθορίζεται πλήρως από τη σεισμική ροπή και τη γωνιακή συχνότητα. Επειδή οι πηγές αυτές δεν είναι σημειακές θα πρέπει οι παραπάνω παράμετροι να συνδεθούν με τις πεπερασμένες διαστάσεις αυτών. Η σύνδεση αυτή γίνεται μέσω των παραμέτρων $\Delta\sigma$ και κ . Στην απλή περίπτωση όπου $\Delta l = \Delta w$ η σεισμική ροπή της μικρής πηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_0 = \Delta\sigma \cdot \Delta l^3 \quad (4.4)$$

Η παράμετρος $\Delta\sigma$ έχει διαστάσεις τάσης και μπορεί να θεωρηθεί ότι ταυτίζεται με τη στατική πτώση τάσης. Ωστόσο στην πραγματικότητα αποτελεί έναν παράγοντα που συνδέει τη σεισμική ροπή κάθε υποπηγής με της πεπερασμένες διαστάσεις της. Με αυτό τον τρόπο ελέγχεται ο αριθμός των υποπηγών που πρέπει να συντεθούν σε κάθε προσομοίωση. Συνήθως η τιμή του $\Delta\sigma$ παραμένει σταθερή και ίση με 50 bar (Kanamori και Anderson, 1975). Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της κάθε υποπηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$f_0 = \frac{\left(\frac{yz}{\pi}\right) \cdot \beta}{\Delta l} \quad (4.5)$$

όπου β είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων y ο λόγος της ταχύτητας διάδοσης της διάρρηξης προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Η παράμετρος z αντιπροσωπεύει το λόγο του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής (T) ως προς αυτού της σημειακής πηγής (τ) μέσω της σχέσης $T/\tau \equiv z$. Η τιμή της εξαρτάται από

τον τρόπο ορισμού του χρόνου ανάδυσης όπως αυτός περιγράφεται στις σχέσεις του μοντέλου ω^{-2} . Διαφορές στον ορισμό αυτό οδηγούν σε διαφορετικές σχέσεις μεταξύ του χρόνου ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής και της γωνιακής συχνότητας f_0 της σημειακής. Τέτοιες σχέσεις που έχουν προταθεί παρουσιάζονται στον Πίνακα (4.1).

Οι Beresnev και Atkinson συνέδεσαν την παράμετρο z με το μέγιστο ρυθμό ολίσθησης πάνω στο ρήγμα και διατηρούν στο λογισμικό **FINSIM** την τιμή της στο 1.68. Δίνεται όμως η δυνατότητα στο χρήστη αυξομείωσης της τιμής αυτής.

Πίνακας 4.1. Σχέσεις που συνδέουν το χρόνο ανάδυσης της πεπερασμένης πηγής (T) με τη γωνιακή συχνότητα (f_0) της σημειακής πηγής

$f_0=1/T$	Hanks (1979)
$f_0=0.5/T$	Boatwright and Choy (1992)
$f_0=0.37/T$	Hough and Dreger (1995)
$f_0=0.27/T$	Beresnev and Atkinson (1997)

Η σχέση που συνδέει το z με τη μέγιστη τιμή του ρυθμού ολίσθησης (u_m) στην επιφάνεια του ρήγματος πάνω είναι η εξής:

$$u_m = \left(\frac{2yz}{e} \right) \cdot \left(\frac{\Delta\sigma}{\rho\beta} \right) \quad (4.6)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα και e ο νεπέριος λογάριθμος. Από τη σχέση αυτή προκύπτει και η φυσική σημασία της παραμέτρου z καθώς αυτή είναι ανάλογη με το μέγιστο ρυθμό ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Μεγάλες τιμές του z αντιστοιχούν σε “γρήγορα” σεισμικά γεγονότα, ενώ μικρές τιμές σε ασυνήθιστα “αργά” σεισμικά γεγονότα (Beresnev and Atkinson, 1997). Επίσης η ποσότητα yz/π της σχέσης (4.5) αποτελεί την παράμετρο κ η οποία καθορίζει το πλάτος της υψίσυχνης ακτινοβολίας στη συνθετική καταγραφή και συνδέει τις διαστάσεις της πεπερασμένης πηγής, με τη γωνιακή συχνότητα του φάσματος της ισοδύναμης σημειακής πηγής, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\kappa = \frac{f_o \cdot \Delta l}{\beta} \quad (4.7)$$

4.2.2 Εφαρμογή της μεθόδου στο σεισμό της Καρπάθου

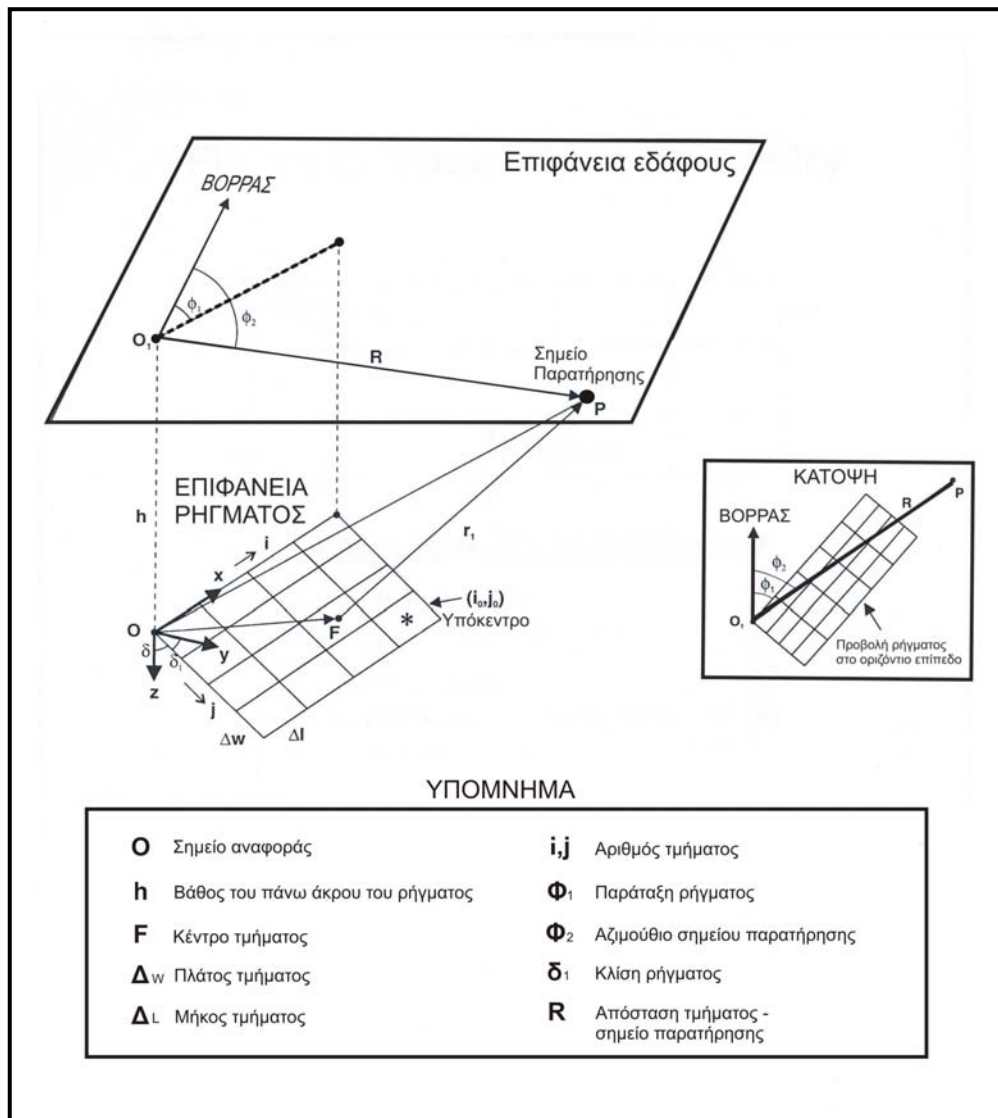
Για την εφαρμογή της μεθόδου είναι απαραίτητη η διακριτοποίηση της επιφάνειας του ρήγματος, του υπό προσομοίωση σεισμού, σε μικρότερα τμήματα διαστάσεων $\Delta l \times \Delta w$. Οι διαστάσεις των υποπηγών καθορίζονται κατά κύριο λόγο εμπειρικά. Μοναδικοί περιορισμοί για το ανώτατο και κατώτατο όριο των διαστάσεων των υποπηγών είναι η ρεαλιστική απεικόνιση των επιταχυνσιογραμμάτων και οι περιορισμένες δυνατότητες της μεθόδου να προσομοιάσουν λεπτομέρειες της διάρρηξης. Αρχικά οι Beresnev και Atkinson (1998) όρισαν ως κατώτατο όριο για το Δl την τιμή των 5 Km και ως ανώτατο όριο τα 15 Km, με κύριο σκοπό να διασφαλιστεί η μοναδικότητα των λύσεων. Αργότερα (Beresnev and Atkinson, 1999) θεώρησαν την επιλογή των διαστάσεων των υποπηγών ως ουσιώδη παράμετρο του μοντέλου, η οποία καθορίζει τη μορφή του φάσματος πλάτους στις μεσαίες συχνότητες. Για το λόγο αυτό πρότειναν τη σχέση (4.8) που συνδέει το μέγεθος του υπό προσομοίωση σεισμού με το Δl . Η σχέση αυτή εξήχθη έπειτα από δοκιμές με 8 σεισμούς μεγέθους $M > 4$ από την περιοχή της Β. Αμερικής.

$$\log \Delta l = -2 + 0.4 \cdot M \quad (4.8)$$

Σύμφωνα με τους συγγραφείς έγιναν κατάλληλες δοκιμές για την επιλογή των βέλτιστων διαστάσεων των υπο-πηγών ώστε να επιτυγχάνεται η καλύτερη αναπαράσταση του φάσματος του υπό προσομοίωση σεισμού. Προέκυψε ότι οι διαστάσεις των υποπηγών αυξάνουν με το μέγεθος του σεισμού. Η σχέση αυτή χρησιμοποιήθηκε για τις προσομοιώσεις στην παρούσα εργασία. Αναλυτικά η γεωμετρία της πηγής πεπερασμένων διαστάσεων παρουσιάζεται στο σχήμα (4.1).

Η διάρρηξη διαδίδεται ακτινικά ξεκινώντας από την εστία του σεισμού με σταθερή ταχύτητα $\gamma\beta$. Κάθε τμήμα ενεργοποιείται όταν η διάρρηξη φτάσει το κέντρο του και η συνεισφορά όλων μαζί αθροίζεται στο σημείο παρατήρησης, έπειτα από κατάλληλη χρονική καθυστέρηση. Η καθυστέρηση για κάθε τμήμα υπολογίζεται από το χρόνο που χρειάζεται το μέτωπο της διάρρηξης να διαδοθεί από την εστία στο κέντρο του τμήματος συν το χρόνο που χρειάζονται τα εγκάρσια κύματα να διαδοθούν από το κέντρο του τμήματος στη θέση παρατήρησης.

Ο αριθμός των υποπηγών που αθροίζονται σε κάθε προσομοίωση ορίζεται με βάση την αρχή της διατήρησης της σεισμικής ροπής. Σε όλες τις υποπηγές αποδίδεται το ίδιο μέγεθος σεισμικής ροπής. Πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος υπάρχουν $l \times m$ υπο-πηγές όπου l και m είναι ο αριθμός των υπο-πηγών κατά την διεύθυνση της παράταξης και τη διεύθυνση βύθισης του ρήγματος, αντίστοιχα. Για να επιτυγχάνεται το μέγεθος σεισμικής ροπής που επιθυμούμε θα πρέπει η ολίσθηση του κύριου σεισμού να είναι ίση με την ολίσθηση των υπο-πηγών. Προκειμένου να υπάρχει δυνατότητα θεώρησης διαφορετικών τιμών ανάμεσα στην ολίσθηση του κύριου σεισμού και των υπο-πηγών κάθε τμήμα της επιφάνειας του ρήγματος ενεργοποιείται n_s φορές. Όπου n_s ο πλησιέστερος ακέραιος που υπολογίζεται από τη σχέση:



Σχήμα 4.1. Γεωμετρία πηγής πεπερασμένων διαστάσεων (Τροπ. Σχήμα από Beresnev and Atkinson 1998a)

$$n_s = \frac{M_l}{l \cdot m \cdot M_e} \quad (4.9)$$

όπου M_l και M_e είναι το μέγεθος του κύριου σεισμού και της υπο-πηγής αντίστοιχα. Η χρονική καθυστέρηση μεταξύ των ενεργοποιήσεων των τμημάτων του ρήγματος καθορίζεται από τη σχέση:

$$\Delta t = (i - 1 + \xi) \cdot T, \quad i=1, n_s \quad (4.10)$$

όπου T είναι ο χρόνος ανάδυσης της υπο-πηγής και ξ ένας τυχαίος αριθμός μεταξύ των τιμών 0 και 1. Με αυτό τον τρόπο δίνεται ένας τυχαίος χαρακτήρας στη διαδικασία διάρρηξης και λαμβάνεται υπόψη η ετερογένεια κατά τη διαδικασία διάρρηξης. Επίσης στην περίπτωση κατά την οποία έχουμε πληροφορίες για την ολίσθηση πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος μπορούμε να τις χρησιμοποιήσουμε στο μοντέλο της προσομοίωσης.

Η δεύτερη παράμετρος της σχέσης (4.1) που αντιπροσωπεύει το φάσμα της εστίας $S(\omega)$ υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$S(\omega) = \frac{R^{\theta\phi} M_o}{4\pi\rho\beta^3 R} \left[1 + \left(\frac{\omega}{\omega_c} \right)^2 \right]^{-1} \quad (4.11)$$

όπου ρ η πυκνότητα (gr/cm^3), β η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων (Km/sec), R η υποκεντρική απόσταση (Km), ω_c η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της σημειακής πηγής και $R^{\theta\phi}$ ο παράγοντας ακτινοβολίας των κυμάτων από την εστία ο οποίος έχει μια μέση τιμή 0.85 για τα S- κύματα (Boore and Boatwright, 1984).

Για τον υπολογισμό των φασμάτων των υποπηγών χρησιμοποιούνται οι σχέσεις 4.4 και 4.5, επομένως είναι απαραίτητη η γνώση των παραμέτρων $\Delta\sigma$, Δl , y , z . Οι τιμές αυτές χρησιμοποιούνται και στον υπολογισμό του χρόνου ανάδυσης με τη σχέση:

$$T = \frac{L}{2y\beta} \quad (4.12)$$

Ο παράγοντας 2 υπεισέρχεται στον παρονομαστή κατά σύμβαση. Στη συγκεκριμένη περίπτωση θεωρείται ότι η διάρρηξη ξεκινά από το κέντρο του ρήγματος, οπότε ο χρόνος ανάδυσης ισούται με το χρόνο που κάνει να φτάσει το μέτωπο της διάρρηξης στα άκρα του ρήγματος (απόσταση $L/2$).

Για κάθε μικρή πηγή κατασκευάζεται μια χρονοσειρά τυχαίων αριθμών θορύβου με αντίστοιχη υπορουτίνα παραγωγής τυχαίων αριθμών (random number generator). Πολλαπλασιάζονται στη συνέχεια οι χρονοσειρές με συνάρτηση μορφοποίησης που στη συγκεκριμένη μεθοδολογία είναι τετραγωνική συνάρτηση που έχει συνελιχθεί στα άκρα της (σε ποσοστό 2%) με συνημιτονοειδή συνάρτηση. Οι τελικές χρονοσειρές μετασχηματίζονται κατά Fourier στο πεδίο των συχνοτήτων όπου αντικαθίστανται τα φάσματα από τα θεωρητικά υπολογισμένα και έπειτα με αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier και άθροιση όλων των χρονοσειρών υπολογίζεται η τελική καταγραφή.

4.2.3 Παράμετροι λογισμικού *FINSIM*

Στη συνέχεια αναφέρονται όλες οι παράμετροι καθώς και οι αντίστοιχες μεταβλητές που χρησιμοποιεί το λογισμικό *FINSIM* για την προσομοίωση της σεισμικής κίνησης (Beresnev and Atkinson, 1998). Για τον προσδιορισμό του σημείου παρατήρησης (O) χρησιμοποιείται σύμβαση κατά την οποία, παρατηρώντας το ρήγμα από το σημείο O θα πρέπει αυτό να κλίνει προς τα δεξιά (όπως προκύπτει από το σχήμα 4.1). Οι παράμετροι με τα κεκλιμένα γράμματα αντιπροσωπεύουν τις μεταβλητές του προγράμματος *FINSIM*.

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΠΗΓΗΣ

1. Παράταξη ρήγματος (φ^0) - *fl*i**
2. Κλίση ρήγματος (δ^0) - *dip*
3. Βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος *h* (Km) - *h*
4. Μήκος ρήγματος *L* (Km) - *rleng*
5. Πλάτος ρήγματος *W* (Km) - *wid*
6. Γεωγραφικό μήκος της προβολής του σημείου O στην επιφάνεια (^{0}) - *alon1*
7. Γεωγραφικό πλάτος της προβολής του σημείου O στην επιφάνεια (^{0}) - *alat1*
8. Γεωγραφικό μήκος του σημείου παρατήρησης P (^{0}) - *alon2*
9. Γεωγραφικό πλάτος του σημείου παρατήρησης P (^{0}) - *alat2*

ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΠΗΓΗΣ

1. Αριθμός τμημάτων κατά μήκος της παράταξης του ρήγματος - n_l
2. Αριθμός τμημάτων κατά μήκος της βύθισης του ρήγματος - n_w
3. Συντεταγμένες τμήματος που περιλαμβάνει το υπόκεντρο του σεισμού - i_0, j_0

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΜΑΘΗΜΑΤΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ

1. Μέγιστος αριθμός σημείων που χρησιμοποιεί το πρόγραμμα για το μετασχηματισμό Fourier (πρέπει να είναι δύναμη του 2) - $leng1$
2. Συχνότητα δειγματοληψίας της καταγραφής (sec) - dt

ΓΕΩΦΥΣΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΔΟΜΗΣ

1. Ταχύτητα διάδοσης εγκαρσίων κυμάτων (Km/sec) - $beta$
2. Πυκνότητα του φλοιού (gr/cm^3) - rho

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

1. Μέγεθος σεισμικής ροπής του υπό προσομοίωση σεισμού - $amag$
2. Παράγοντας που ελέγχει την ένταση της ακτινοβολίας των υποπηγών. Ουσιαστικά καθορίζει την μέγιστη ταχύτητα ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Η παράμετρος αυτή μπορεί να λάβει τιμές από 0.5-2. Η τιμή 1 αντιπροσωπεύει τιμή «τυπικής» ταχύτητας ολίσθησης. Μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές αντιπροσωπεύουν ασυνήθιστα μεγάλες ή μικρές ταχύτητες ολίσθησης αντίστοιχα - $sfact$
3. Πτώση τάσης. Η τιμή αυτή προτείνεται από τους ερευνητές να διατηρείται σταθερή στα 50 bar. Ελέγχει την τιμή της σεισμικής ροπής των τμημάτων και των τελικό αριθμό των υποπηγών - $stress$
4. Επιλογή φίλτρου αποκοπής υψηλών συχνοτήτων. Οι τιμές που δέχεται είναι 0 ή 1. Όταν χρησιμοποιείται το φίλτρο «fmax» (σχέση 4.2) παίρνει την τιμή 0, ενώ για το φίλτρο «kappa» (σχέση 4.3) την τιμή 1 - $ikap$
5. Παράμετρος $fmax$. Παίρνει την τιμή της γωνιακής συχνότητας $fmax$ στην περίπτωση που χρησιμοποιηθεί το φίλτρο $fmax$ ή την τιμή της παραμέτρου κ όταν χρησιμοποιείται το φίλτρο $kappa$ - $fmax$
6. Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας, $Q(f)=Q_0 f^n$ (4.13). Ορίζονται οι τιμές για το Q_0 και το n - Q_0, eta

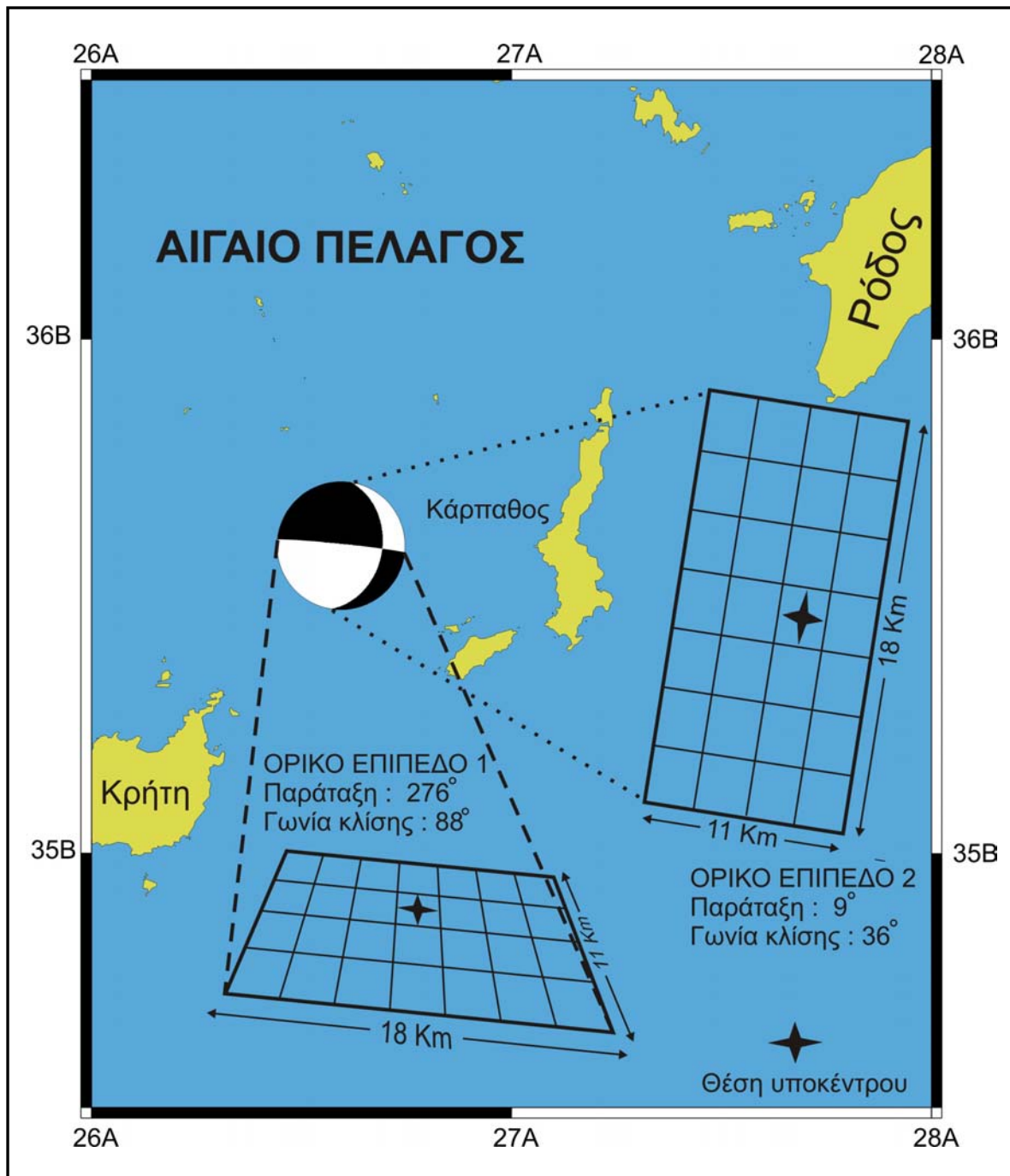
7. Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς $1/R^a$, με την τιμή της παραμέτρου a να μπορεί να μεταβάλλεται ανάλογα με την απόσταση από το επίκεντρο – *igeom*
8. Παράμετροι μοντέλου διάρκειας ($rmin, rd_1, rd_2, durmin, b_1, b_2, b_3$). Η τιμή της παραμέτρου $durmin$ προστίθεται στο χρόνο ανάδυσης της πηγής σε αποστάσεις $r \leq rmin$. Η διάρκεια αυξάνεται γραμμικά με την απόσταση σύμφωνα με τη σχέση $dur(r)=b.r$ με την παράμετρο b να μπορεί να πάρει τρεις διαφορετικές τιμές b_1, b_2, b_3 για αποστάσεις $rmin-rd_1, rd_1-rd_2, >rd_2$, αντίστοιχα. - $rmin, rd_1, rd_2, durmin, b_1, b_2, b_3$.
9. Επιλογή συνάρτησης μορφοποίησης. Η παράμετρος αυτή παίρνει τιμές 0 και 1. Όταν πάρει την τιμή 0 χρησιμοποιείται τετραγωνικός παλμός που έχει συνελιχθεί με συνημιτονοειδή συνάρτηση. Όταν πάρει την τιμή 1 χρησιμοποιείται το παράθυρο Saragoni – Hart - *iwind*
10. Παράμετροι για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης . Το φάσμα υπολογίζεται σε n διαφορετικές συχνότητες ανάμεσα στις τιμές των 0.25 Hz και 100 Hz που αντιστοιχούν στις ακραίες συχνότητες – $freq_1, freq_2, nfreq$.
11. Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων. Το λογισμικό δέχεται δύο τύπους φασματικών ενισχύσεων. Έναν για την ενίσχυση που οφείλεται στο θεωρούμενο μοντέλου του φλοιού και έναν για την ενίσχυση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Η εισαγωγή των ενισχύσεων γίνεται με την προσθήκη δύο αρχείων στα οποία έχουν αποθηκευτεί οι συχνότητες και οι ενισχύσεις με τη μορφή στηλών – $namo1, fresp1, namp2, fresp2$
12. Αριθμός επαναλήψεων για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης – $ntrial$
13. Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης για τον υπολογισμό του φάσματος απόκρισης – $damp$
14. Μοντέλο ολίσθησης. Ορίζεται με την παράμετρο αυτή η κατανομή της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος. Μπορεί να θεωρηθεί τυχαία κατανομή της ολίσθησης (δίνοντας τιμή 1), ενώ αν έχουμε πληροφορίες για την ολίσθηση (δίνοντας τιμή 0) μπορούμε να εισαγάγουμε συγκεκριμένο μοντέλο ολίσθησης (μέσες τιμές) με τη μορφή πίνακα διαστάσεων ($n_l \times n_w$).

4.2.4 Εφαρμογή της μεθόδου στη στοχαστική προσομοίωση των κινήσεων του σεισμού ενδιαμέσου βάθους της Καρπάθου (Ιανουάριος 22, 2002; M 6.1)

Η μέθοδος που περιγράφηκε προηγουμένως έχει ήδη εφαρμοστεί για την προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων επιφανειακών σεισμών στην περιοχή της δυτικής Ελλάδας (Roumelioti et al., 2000) καθώς και σε άλλες περιοχές της Μεσογείου (Roumelioti and Kiratzi, 2002; Castro et al., 2001). Σε σεισμούς ενδιαμέσου βάθους έχουν εφαρμοστεί παλαιότερα διαφορετικές μέθοδοι προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης, όπως η ημι-εμπειρική μέθοδος Irikura (Theodoulidis, 1999).

Ο σεισμός που επιλέχθηκε να προσομοιωθεί είναι αυτός της Καρπάθου της 21^{ης} Ιανουαρίου 2002 με μέγεθος M 6.1 και επίκεντρο στο θαλάσσιο χώρο δυτικά του νησιού. Το εστιακό του βάθος έχει ήδη υπολογιστεί από εμάς και είναι 93 Km (§ 3.1.3), γεγονός που τοποθετεί την εστία στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Αφρικής. Οι συνθετικές καταγραφές υπολογίστηκαν για τις θέσεις των σταθμών NPS, ARG, VAM, APE και ATH οι οποίοι αποτελούν τμήμα του δικτύου σεισμομέτρων ευρέος φάσματος (broad-band) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (σχήμα 3.2). Τα επιταχυνσιόμετρα του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ) ενεργοποιούνται για επιταχύνσεις μεγαλύτερες των 5mg ($\sim 5\text{cm/sec}^2$). Οι κινήσεις του συγκεκριμένου σεισμού δεν τα έθεσαν σε λειτουργία με αποτέλεσμα να μην υπάρχουν διαθέσιμα επιταχυνσιογράμματα. Για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές ταχύτητας οι οποίες με παραγωγή μετατρέπηκαν σε επιτάχυνση.

Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού της Καρπάθου δείχνει δύο ορικά επίπεδα: το πρώτο έχει παράταξη Βορρά – Νότο και κλίνει προς τα ανατολικά με γωνία $\sim 36^\circ$ και το δεύτερο έχει παράταξη Ανατολή – Δύση και είναι σχεδόν κατακόρυφο κλίνοντας ελαφρά προς τα Βόρεια (Σχήμα 4.2). Διάφοροι ερευνητές (Tibi et al., 1999, 2002) υποστηρίζουν ότι σε ζώνες κατάδυσης τα ρήγματα που ενεργοποιούνται έχουν συνήθως παράταξη παράλληλη με αυτή της καταδυόμενης λιθόσφαιρας ενώ κάθετα σε αυτή δεν παρατηρείται ανάπτυξη ρηγμάτων. Στο σεισμό της Καρπάθου φαίνεται



Σχήμα 4.2. Μηχανισμός γένεσης του σεισμού της Καρπάθου, διαίρεση σε τμήματα των επιφανειών των 2 ορικών επιπέδων του μηχανισμού καθώς και θέση του υπόκεντρου σε κάθε μια περίπτωση.

ότι το ορικό επίπεδο με παράταξη Α-Δ ταιριάζει περισσότερο με αυτά τα χαρακτηριστικά, εμείς όμως ερευνήσαμε τις εδαφικές κινήσεις λόγω της κίνησης και των δύο επιπέδων.

Για τις διαστάσεις του ρήγματος χρησιμοποιήθηκαν οι σχέσεις των Papazachos et al. (1999):

$$\log L = 0.51 M - 1.85 \quad (4.14)$$

$$\log w = 0.19 M - 0.13 \quad (4.15)$$

όπου L και w το μήκος και πλάτος του ρήγματος αντίστοιχα και M το μέγεθος του σεισμού. Οι σχέσεις έχουν προέλθει από μελέτη επιφανειακών σεισμών αλλά υποθέτουμε ότι ισχύουν και για τους σεισμούς βάθους. Οι διαστάσεις του ρήγματος καθορίστηκαν σε 18×11 Km. Το εστιακό βάθος του σεισμού ήταν $93 (\pm 3)$ Km. Η τιμή που επιλέχθηκε για τον προσδιορισμό του βάθους του ανώτερου τμήματος του ρήγματος (h) ήταν τα 90 Km.

Στοιχεία για τη θέση από την οποία ξεκίνησε και τον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιήθηκε η διάρρηξη δεν υπήρχαν. Για το λόγο αυτό η θέση του υπόκεντρου τοποθετήθηκε στη κέντρο της επιφάνειας του ρήγματος στην θέση ($i=4, j=3$). Επίσης επιλέχθηκε τυχαία κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Η γωνιακή συχνότητα του φάσματος της συνθετικής καταγραφής προσδιορίστηκε από το φάσμα επιτάχυνσης της πραγματικής καταγραφής.

Για την παράμετρο $\Delta\sigma$ χρησιμοποιήθηκε η τιμή των 50 bar (Kanamori and Anderson, 1975), ενώ για τη μεταβολή της διάρκειας της ισχυρής κίνησης σε σχέση με την απόσταση χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές $r_{min} = 50$, $dur_{min} = 1.4$ sec, $b_1 = 0.07$, τις οποίες προτείνουν οι συγγραφείς για τις περιπτώσεις σεισμών που συμβαίνουν σε ζώνες κατάδυσης. Οι τιμές των παραμέτρων που διορθώνουν για την απόσβεση Q_0 και η ήταν 150 και 0.8 αντίστοιχα αντιπροσωπεύοντας μια μέση τιμή για την περιοχή του νοτίου Αιγαίου ανάμεσα σε αυτές που έχουν προταθεί για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου (Kovachev et al. 1991; Hatzidimitriou, 1995). Για τη γεωμετρική διασπορά των κυμάτων χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο $1/R$ για αποστάσεις < 100 Km και $1/R^{0.5}$ για μεγαλύτερες αποστάσεις. Συγκεντρωτικά οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στον πίνακα (4.2).

Πίνακας 4.1. Παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την στοχαστική προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων του σεισμού της Καρπάθου

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΣΥΜΒΟΛΟ	ΤΙΜΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΣΕΙΣΜΟ ΤΗΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ
Προσανατολισμός ρήγματος	$\phi 1$	Παράταξη 9^0
	$\delta 1$	Γωνία κλίσης 36^0
	$\phi 2$	Παράταξη 276^0
	$\delta 2$	Γωνία κλίσης 88^0
Βάθος του ανώτερου σημείου του ρήγματος	h	90 Km
Διαστάσεις ρήγματος	L	Μήκος 18 Km
	w	Πλάτος 11 Km
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου αναφοράς O	$alon1$	35.6^0 B
	$alat1$	26.6^0 B
Γεωγραφικές συντεταγμένες του σημείου παρατήρησης		Χρησιμοποιήθηκαν οι συντεταγμένες των σταθμών του δικτύου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στους οποίους προσομοιώθηκε η σεισμική κίνηση
Διάρθρωση του ρήγματος σε τμήματα	$N_l \times N_w$	7×4
Τμήμα που περιέχει το υπόκεντρο	i_0, j_0	4, 3
Αριθμό σημείων για τον μετασχηματισμό Fourier (FFT)	$leng1$	4096
Διάστημα δειγματοληψίας χρονοσειρών	dt	0.02 sec
Ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων	β	4.1 Km/sec
Πυκνότητα φλοιού	ρ	3.1 gr/cm^3
Μέγεθος σεισμικής ροπής του σεισμού	M_w	6.1
Παράμετρος έντασης της ακτινοβολίας	s_{fact}	1.4
Πτώση τάσης	$\Delta\sigma$	50 bar
Παράμετρος επιλογής φίλτρου	i_{kap}	0 (f-max low pass filter)
Παράμετροι μοντέλου απόσβεσης ($Q=Q_0 f^n$)	Q_0, n	150, 0.8
Μοντέλο γεωμετρικής διασποράς	i_{geom}	1 (0-100 Km 1/R, >100 Km 1/R ^{0.5})
Παράμετροι μοντέλου διάρκειας	r_{min}	50
	d_{urmin}	1.4
	$b1$	0.07
Συνάρτηση μορφοποίησης	i_{wind}	1 (Saragoni-Hart)
Παράμετροι φάσματος απόκρισης	n_{freq}	100
	$freq1$	0.25
	$freq2$	60
Ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης	n_{damp}	5% (damping)

Παράμετροι φασματικών ενισχύσεων	<i>namp1</i>	1 (Ενίσχυση συνθετικών κινήσεων με βάση τις τιμές των Boore and Joyner, 1997, για Generic rock.)
Αριθμός επαναλήψεων	<i>ntrial</i>	5
Επιλογή μοντέλου ολίσθησης	<i>slip</i>	1 (τυχαίο μοντέλο ολίσθησης)

Στα σχήματα (4.3 έως 4.10) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στοχαστικής προσομοίωσης των εδαφικών κινήσεων του σεισμού της Καρπάθου στους σταθμούς ARG, NPS, APE και VAM. Στο πάνω μέρος των σχημάτων φαίνονται τα φάσματα των δύο οριζόντιων συνιστωσών τα οποία συγκρίνονται με το φάσμα της συνθετικής καταγραφής, ενώ στο κάτω μέρος συγκρίνεται η μορφή και το μέγιστο πλάτος των πραγματικών επιταχυνσιογραμμάτων με τα αντίστοιχα της συνθετικής καταγραφής. Με τη μέθοδο που εφαρμόσαμε προσομοιώνονται μόνο τα εγκάρσια (S-) κύματα και η καταγραφή που παίρνουμε αποτελεί μια τυχαίου προσανατολισμού οριζόντια συνιστώσα.

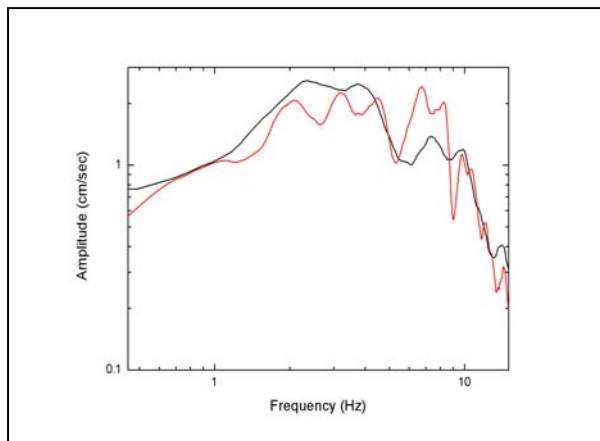
Τα σχήματα 4.3 έως 4.6 παρουσιάζουν τις προσομοιώσεις με τη χρήση του 1^{ου} ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης, ενώ τα σχήματα 4.7 έως 4.10 τις προσομοιώσεις με τη χρήση του 2^ο ορικού επιπέδου (276/88/-54). Παρατηρούμε ότι το μέγιστο πλάτος της συνθετικής καταγραφής βρίσκεται σε καλή συμφωνία με τα πλάτη των οριζόντιων συνιστωσών σε όλους σχεδόν τους σταθμούς. Επίσης τα φάσματα εμφανίζουν ικανοποιητική ομοιότητα τόσο ως προς τη μορφή όσο και ως προς τα πλάτη.

Προσομοίωση της σεισμικής κίνησης επιχειρήθηκε και στους σταθμούς ATH, SMG, δυστυχώς όμως τα πλάτη των S- κυμάτων ήταν μικρά με αποτέλεσμα να μην είναι εφικτός ο διαχωρισμός τους από την υπόλοιπη κυματομορφή. Στο σχήμα (4.11) παρουσιάζονται χαρακτηριστικές κυματομορφές των σταθμών αυτών.

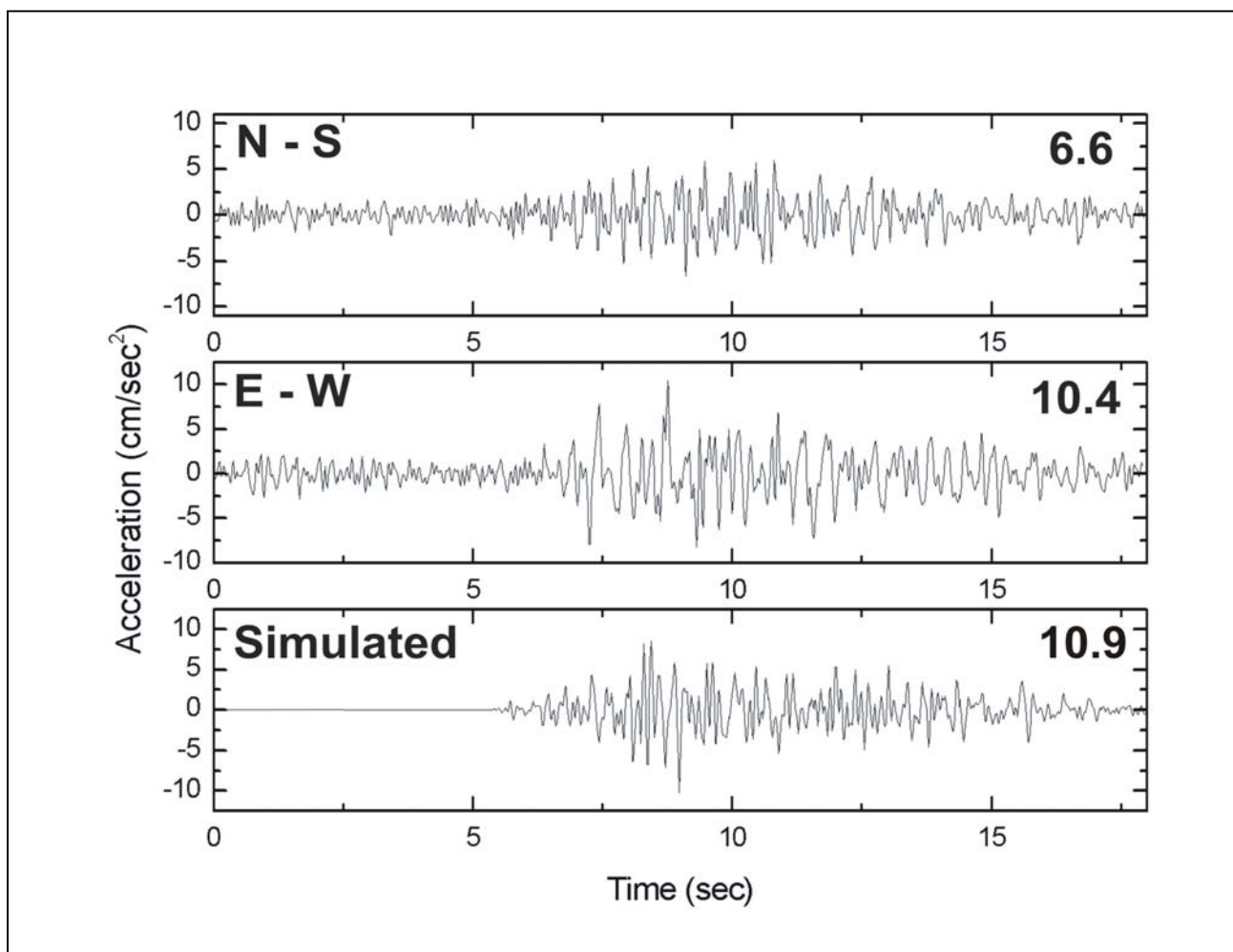
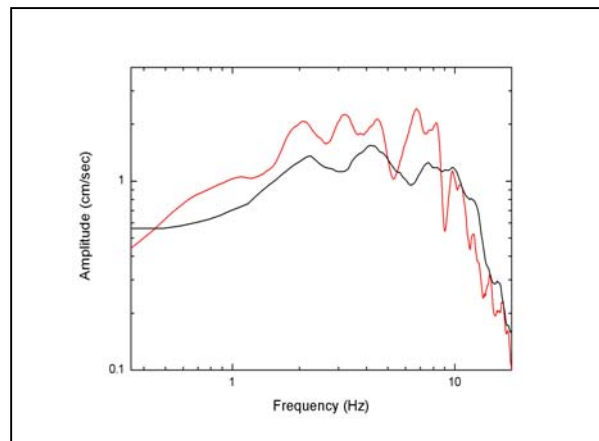
Η πολυπλοκότητα της δομής του νοτίου Αιγαίου, όπως αυτή αντικατοπτρίζεται στα πλάτη των επιταχυνσιογραμμάτων στους διάφορους σταθμούς παρατήρησης, ήταν εμφανής στην περίπτωση του σεισμού που μελετάμε. Συγκρίνοντας επιταχυνσιογράμματα σε σταθμούς που βρίσκονται σε παραπλήσιες επικεντρικές αποστάσεις, παρατηρούμε μεγάλες διαφορές στα πλάτη καταγραφής. Στο σταθμό ATH που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση ~357 Km το μέγιστο πλάτος καταγραφής ήταν 0.46 cm/sec^2 . Στο σταθμό VLI νοτιοδυτικά του σταθμού ATH και σε απόσταση ~350 Km από το επίκεντρο, το μέγιστο πλάτος ήταν

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 1: 9 / 36 / 184 – Σταθμός ARG

Συνιστώσα A-Δ



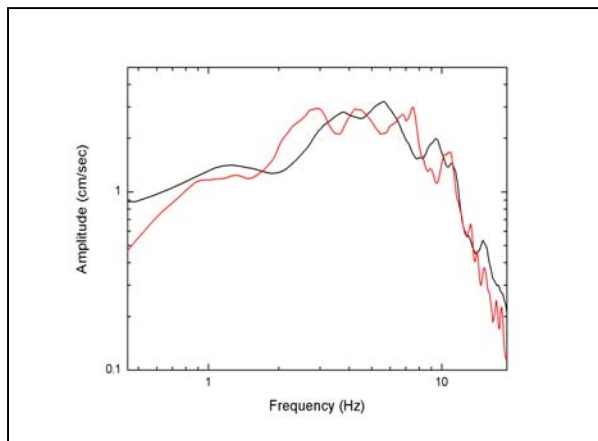
Συνιστώσα Β-Ν



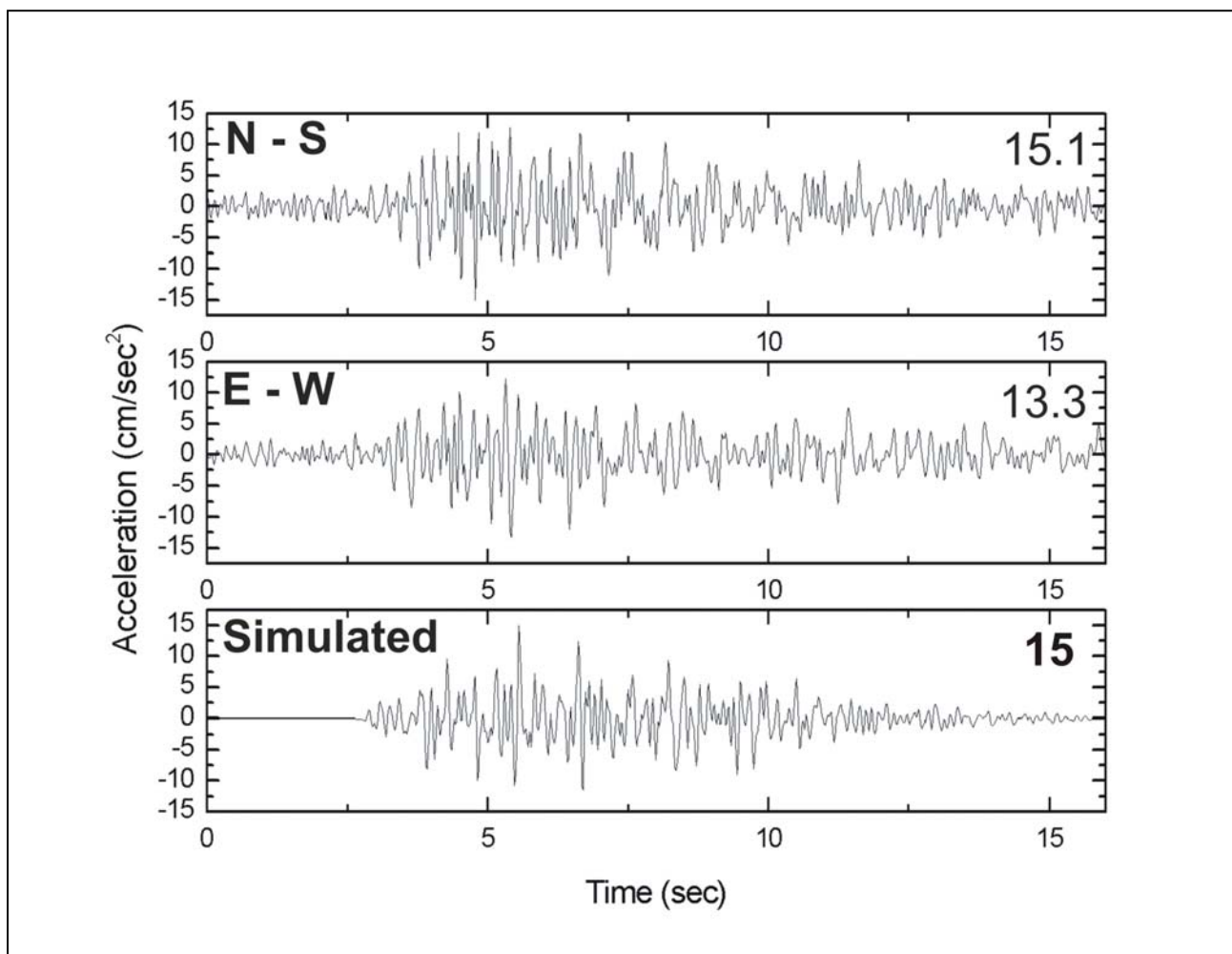
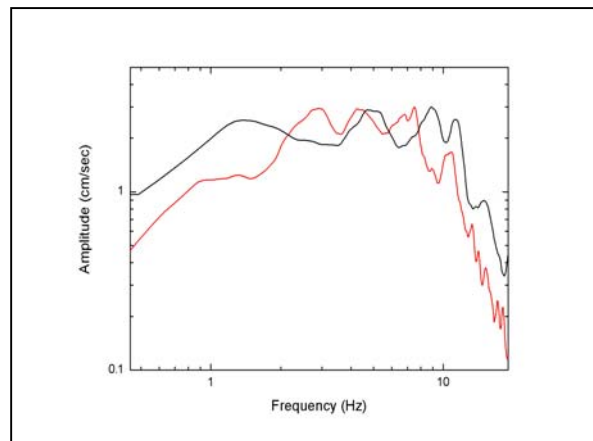
Σχήμα 4.3. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ARG. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1^{ου} ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 1: 9 / 36 / 184 – Σταθμός NPS

Συνιστώσα A-Δ



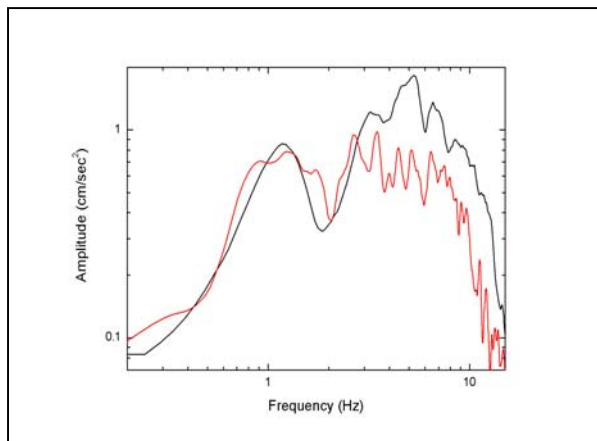
Συνιστώσα B-N



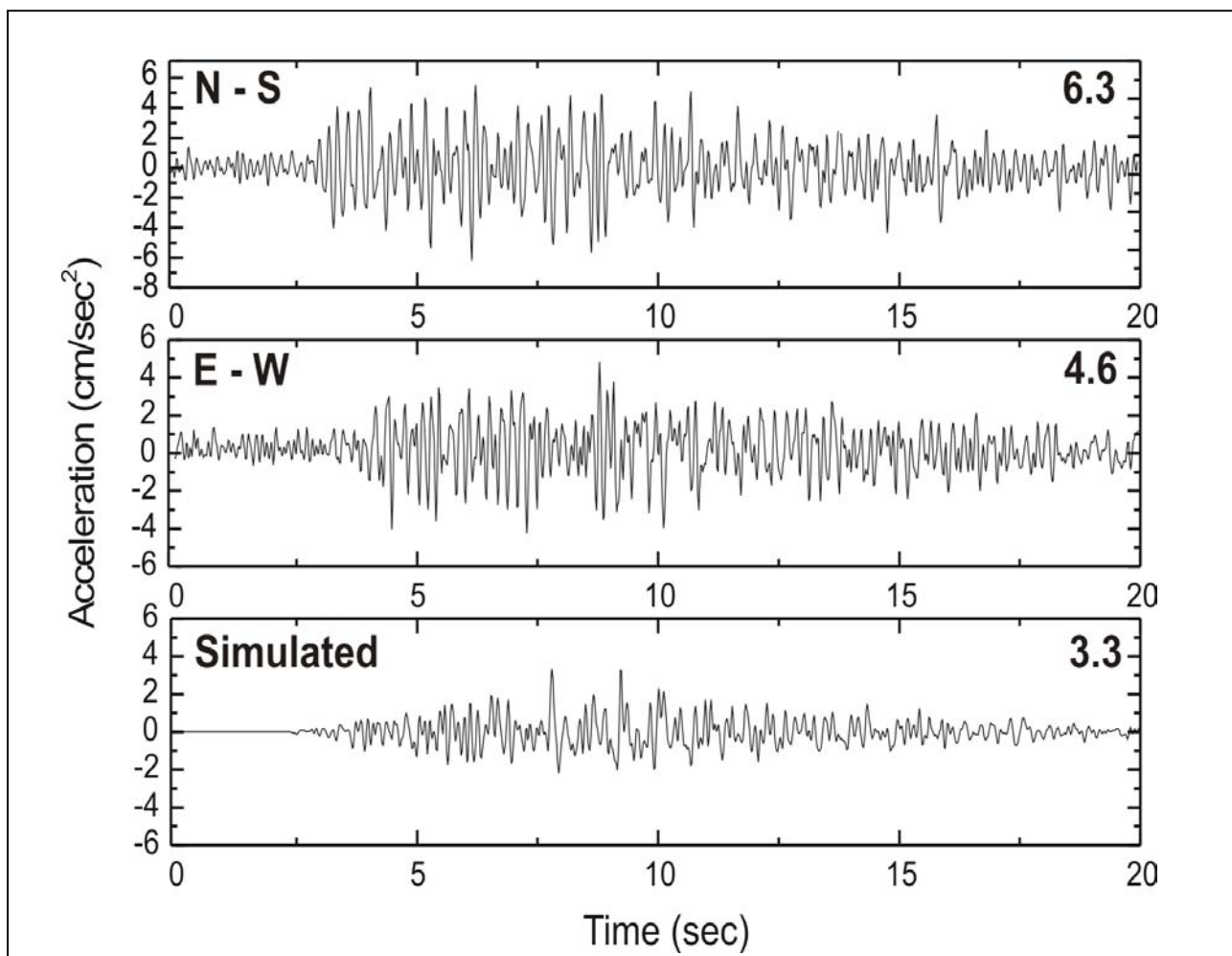
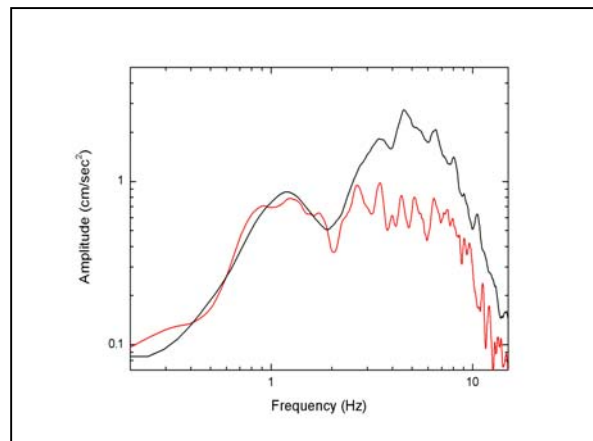
Σχήμα 4.4. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό NPS. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1^{ου} ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 1: 9 / 36 / 184 – Σταθμός VAM

Συνιστώσα A-Δ



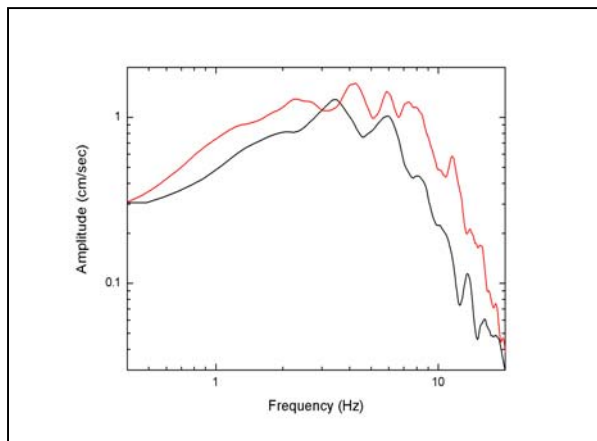
Συνιστώσα B-N



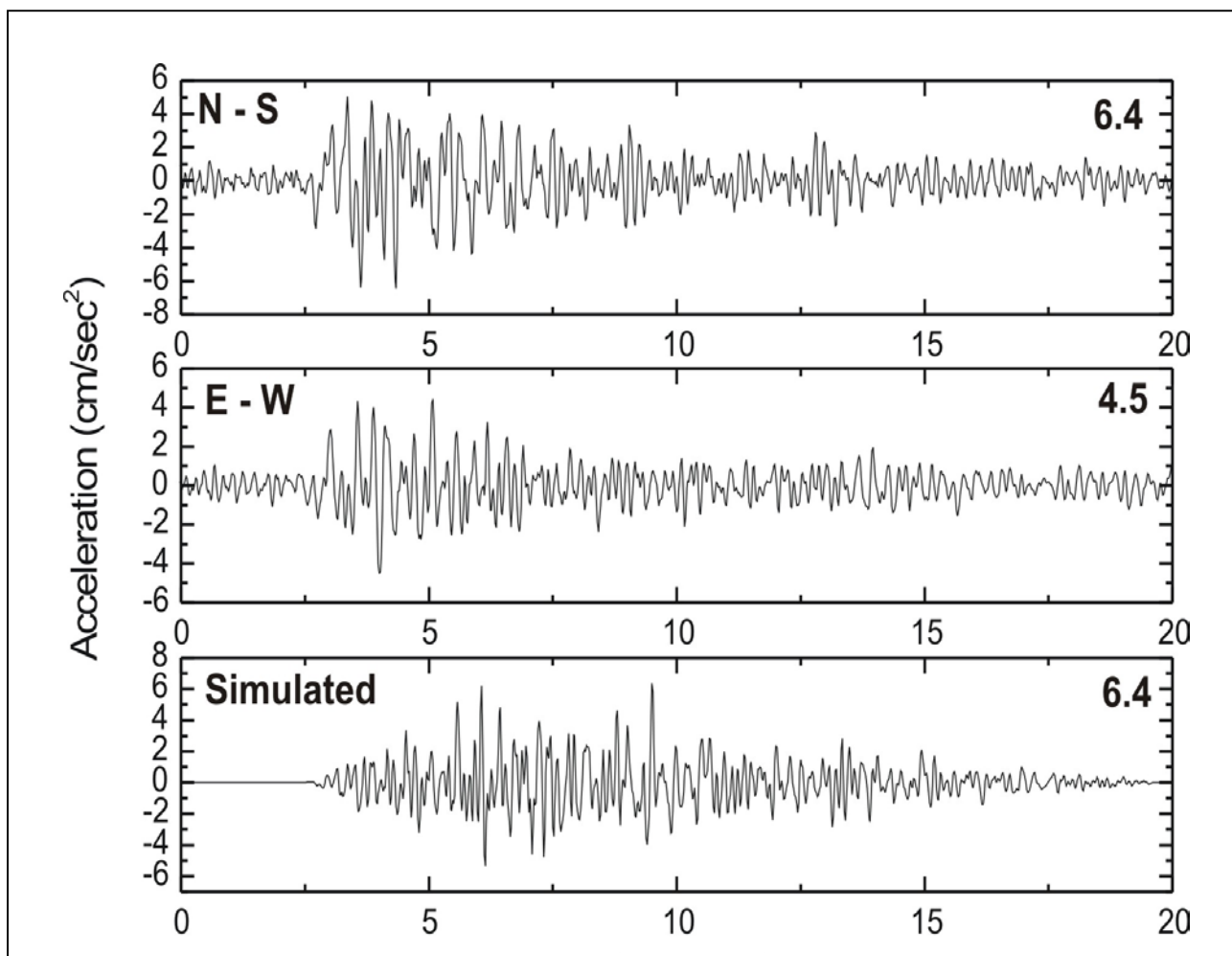
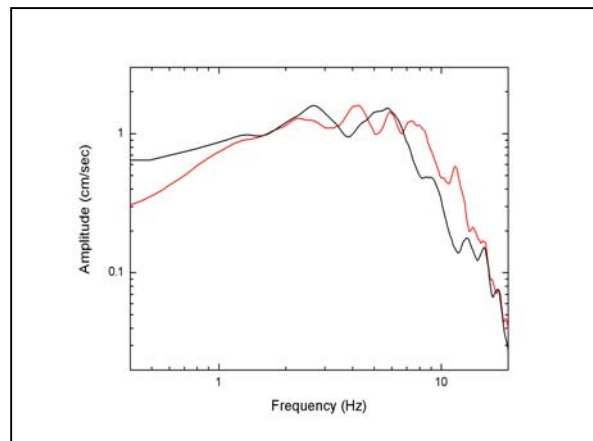
Σχήμα 4.5. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό VAM. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1^{ου} ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 1: 9 / 36 / 184 – Σταθμός ΑΡΕ

Συνιστώσα Α-Δ



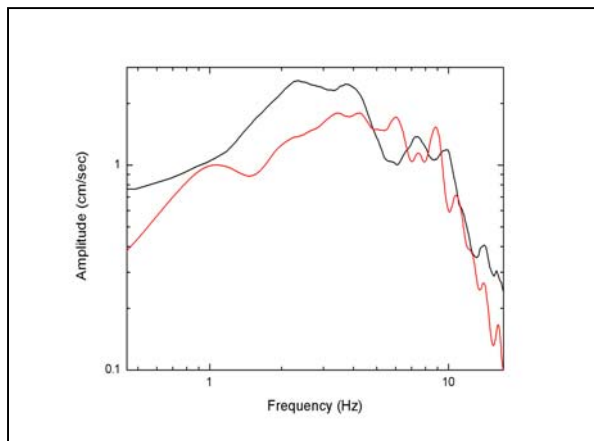
Συνιστώσα Β-Ν



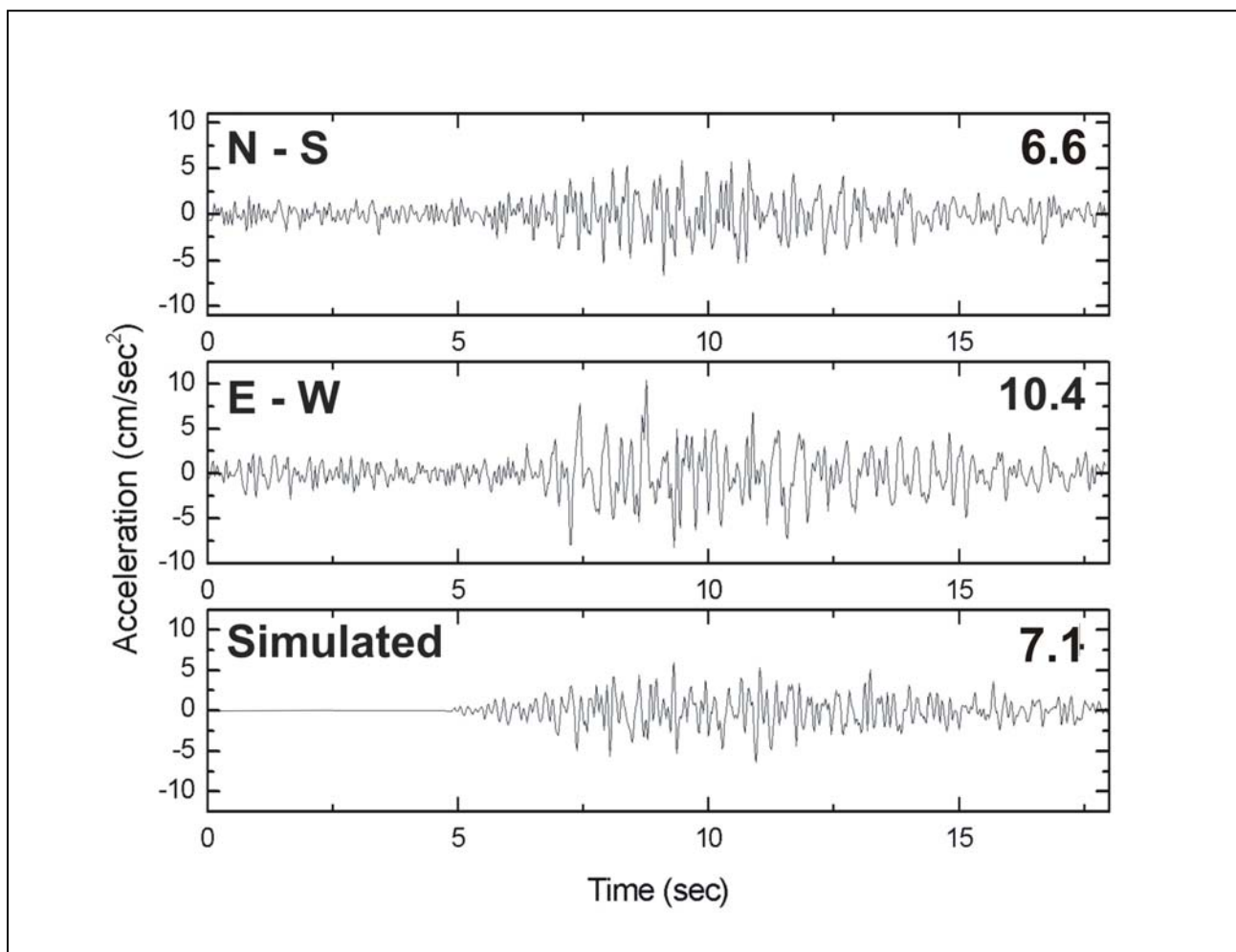
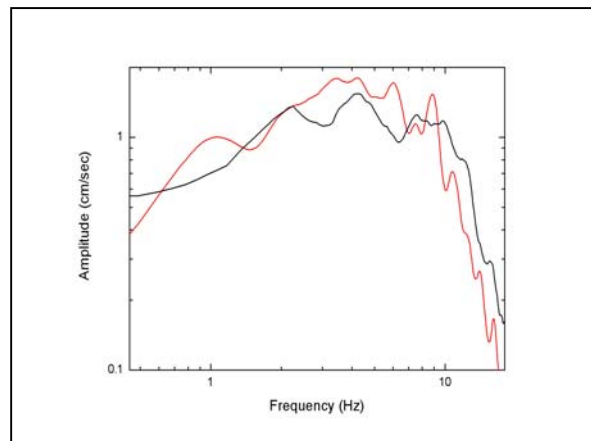
Σχήμα 4.6. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ΑΡΕ. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα *H* παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 1^{ου} ορικού επιπέδου (9/36/184) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 2: 276 / 88 / -54 – Σταθμός ARG

Συνιστώσα A-Δ



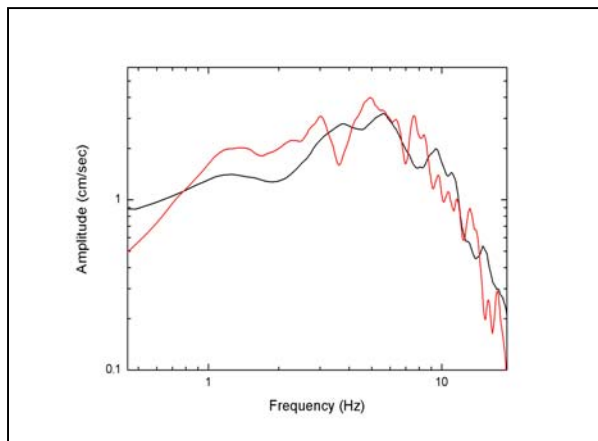
Συνιστώσα B-N



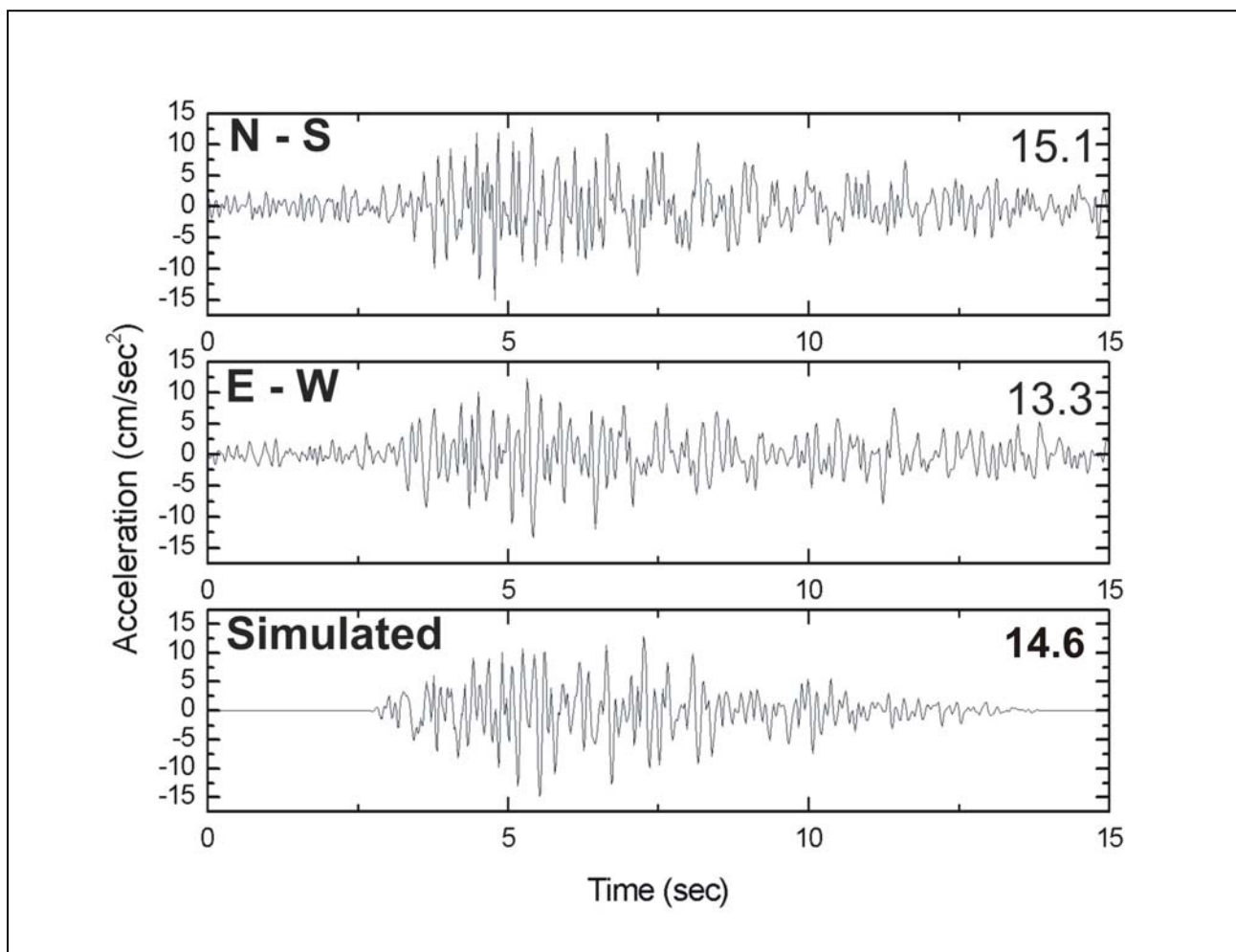
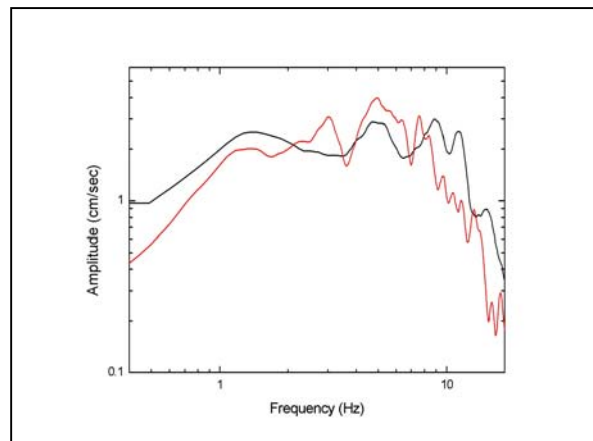
Σχήμα 4.7. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ARG. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα *H* παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2^{ου} ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 2: 276 / 88 / -54 – Σταθμός NPS

Συνιστώσα A-Δ



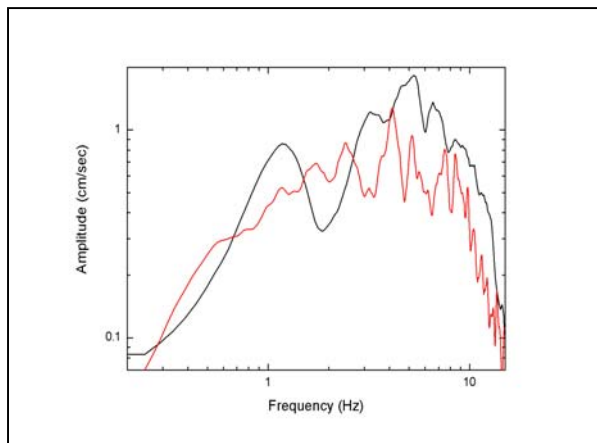
Συνιστώσα B-N



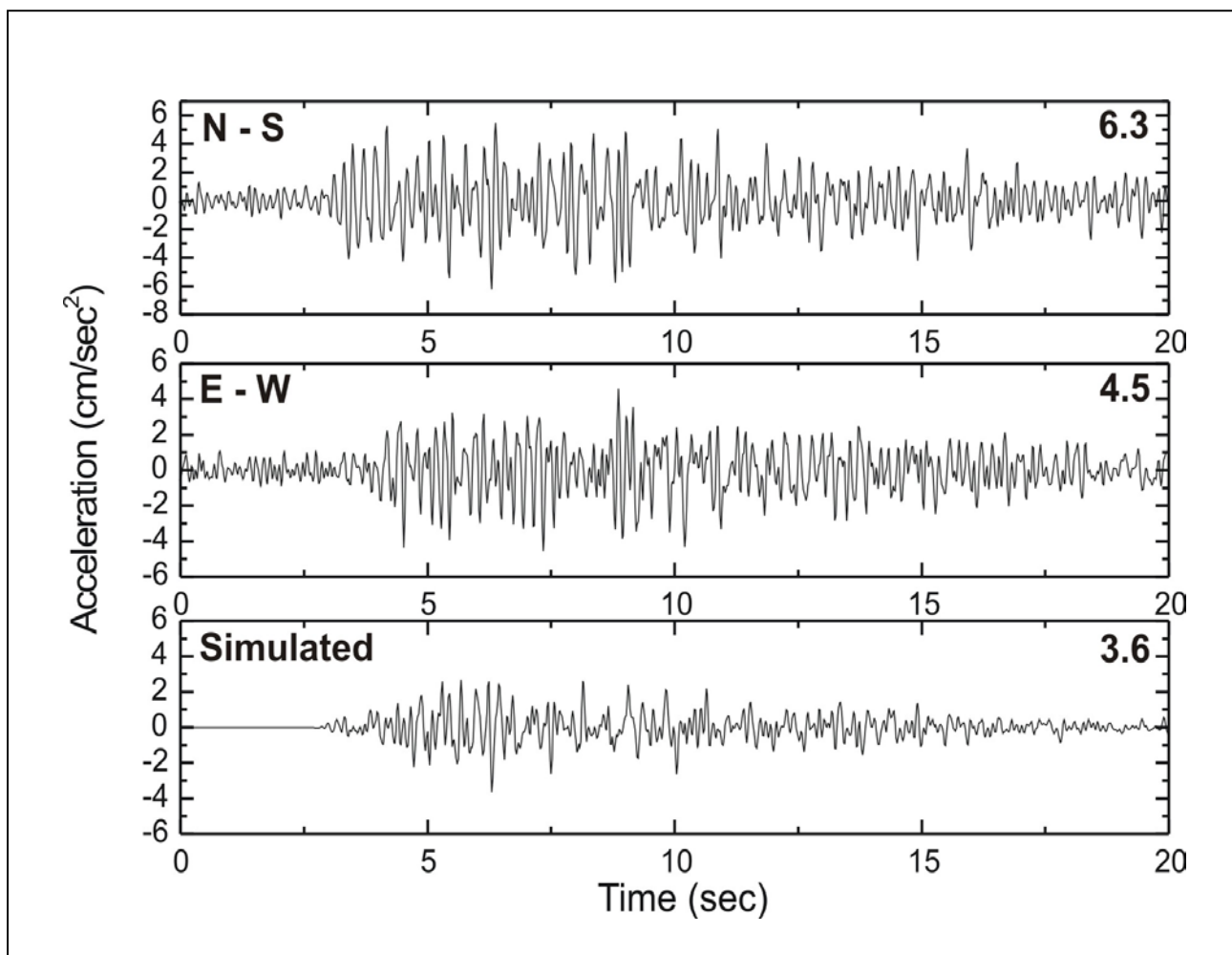
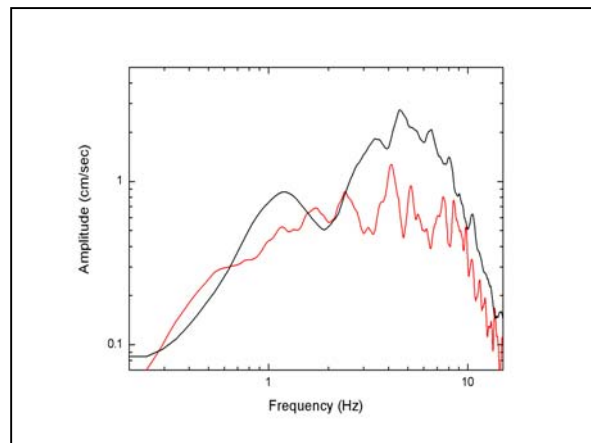
Σχήμα 4.8. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό NPS. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα *H* παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2^{ου} ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 2: 276 / 88 / -54 – Σταθμός VAM

Συνιστώσα A-Δ



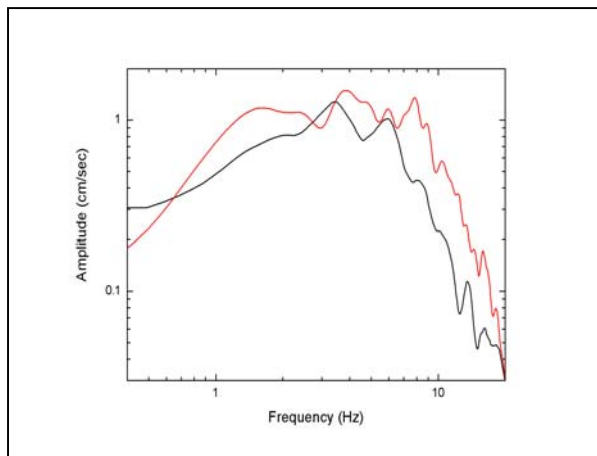
Συνιστώσα B-N



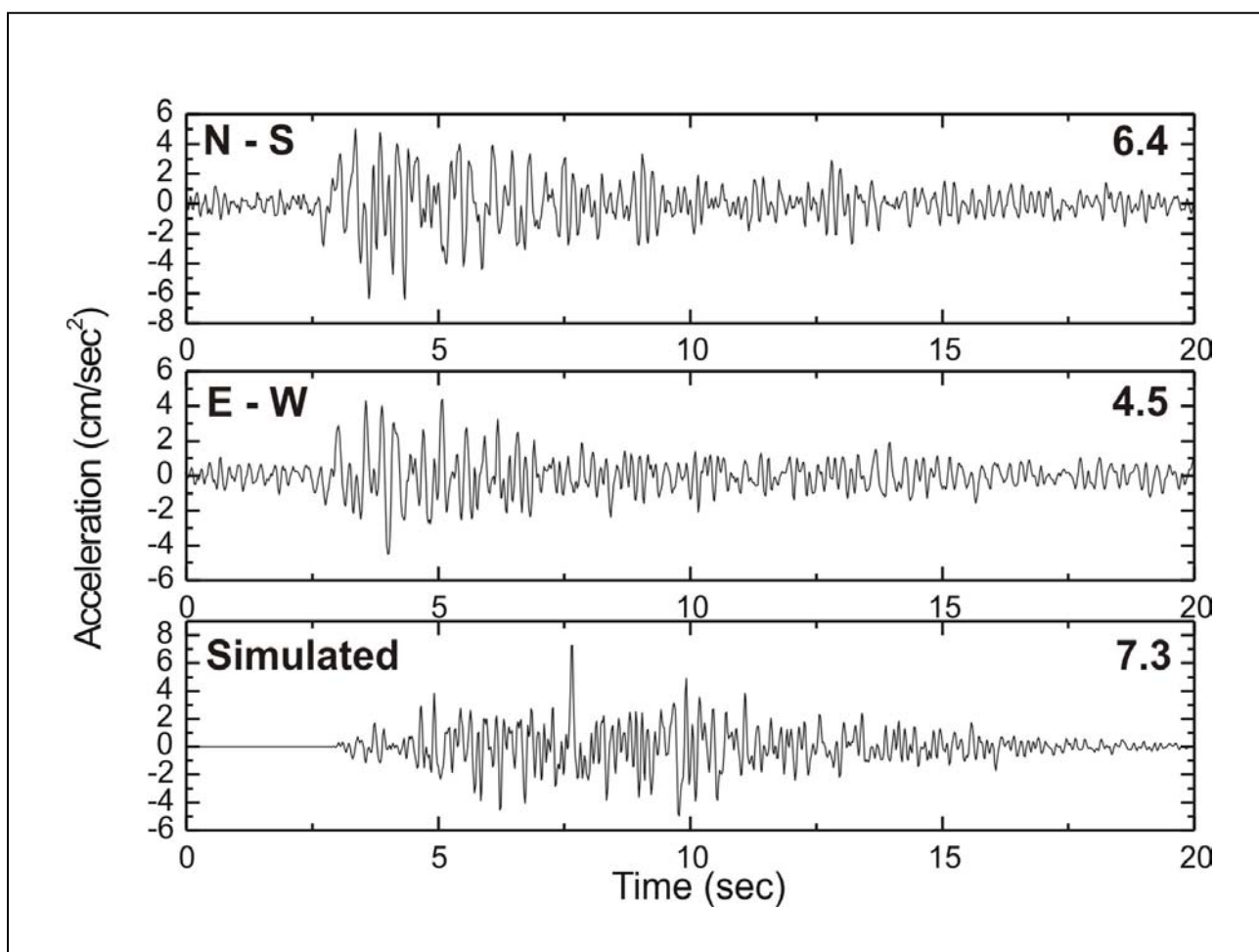
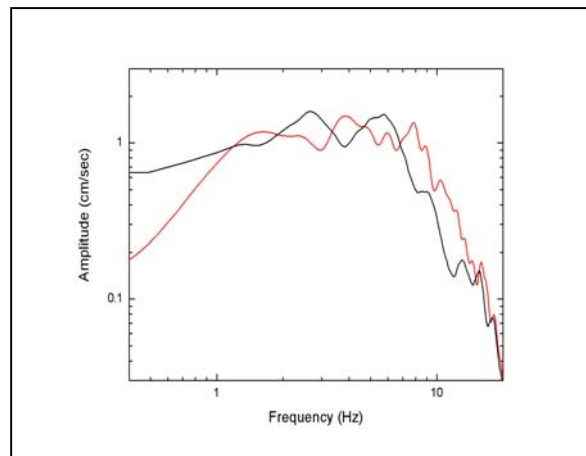
Σχήμα 4.9. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό VAM. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα. Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2^{ου} ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.

ΟΡΙΚΟ ΕΠΙΠΕΔΟ 2: 276 / 88 / -54 – Σταθμός ΑΡΕ

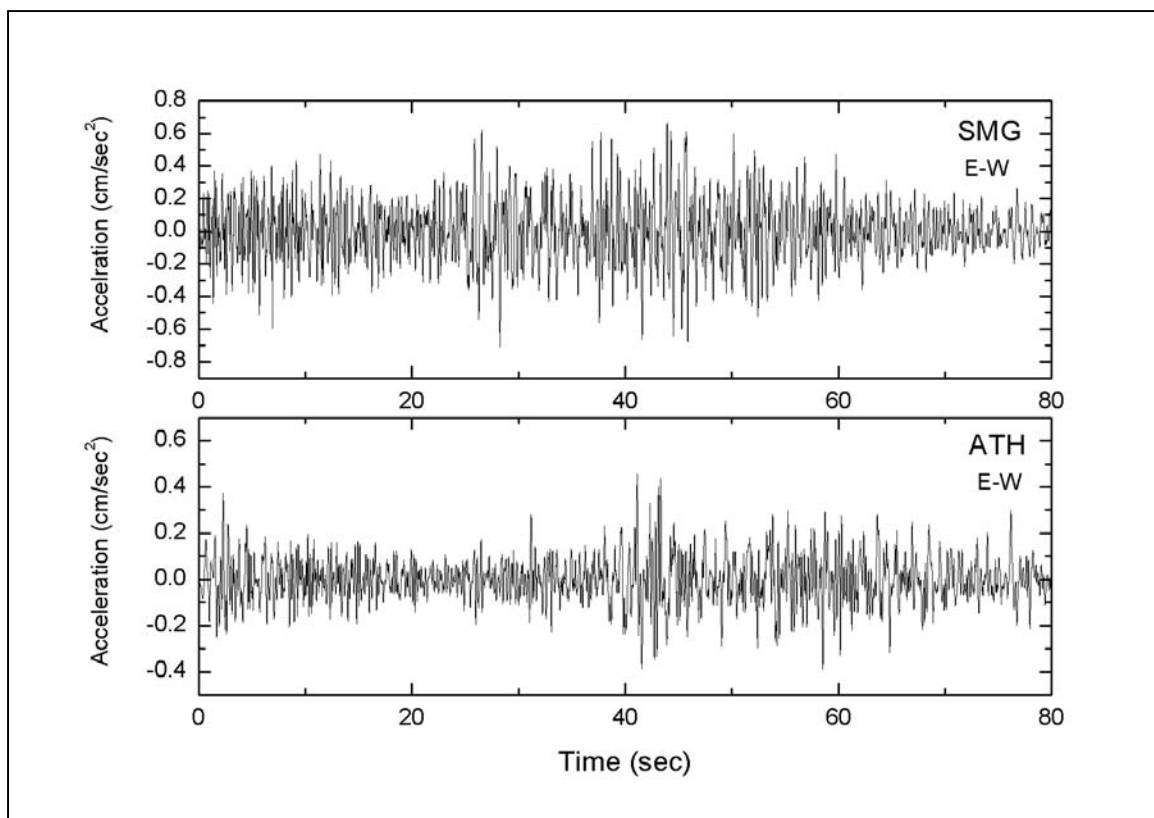
Συνιστώσα Α-Δ



Συνιστώσα Β-Ν



Σχήμα 4.10. Σύγκριση εξομαλυσμένων φασμάτων Fourier και των καταγεγραμμένων οριζόντιων συνιστωσών με τα αντίστοιχα συνθετικά, του σεισμού της Καρπάθου στο σταθμό ΑΡΕ. Με κόκκινο χρώμα αντιπροσωπεύεται το συνθετικό φάσμα Η παραγωγή της συνθετικής καταγραφής πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ως επιπέδου του ρήγματος του 2^{ου} ορικού επιπέδου (276/88/-54) του μηχανισμού γένεσης. Οι αριθμοί που αναγράφονται πάνω από τις καταγραφές αντιπροσωπεύουν τη μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης της αντίστοιχης καταγραφής.



Σχήμα 4.11. Καταγραφές επιτάχυνσης από τα οριζόντια σεισμόμετρα προσανατολισμένα κατά τη διεύθυνση Α-Δ στους σταθμούς SMG και ATH. Οι αρχικές κυματομορφές ήταν καταγραφές ταχύτητας οι οποίες μετατράπηκαν σε επιτάχυνση. Στους σταθμούς αυτούς δεν πραγματοποιήθηκε προσομοίωση της σεισμικής κίνησης λόγω του πολύ μικρού πλάτους των S- κυμάτων.

2.34 cm/sec². Τα κύματα που καταγράφηκαν στο σταθμό ATH διαδόθηκαν μέσα από υλικό του μανδύα με αποτέλεσμα η απόσβεση τους να είναι ισχυρή. Αντίθετα τα κύματα που καταγράφηκαν στο σταθμό VLI διαδόθηκαν κυρίως μέσω της καταδυόμενης λιθόσφαιρας και η απόσβεση ήταν ασθενέστερη.

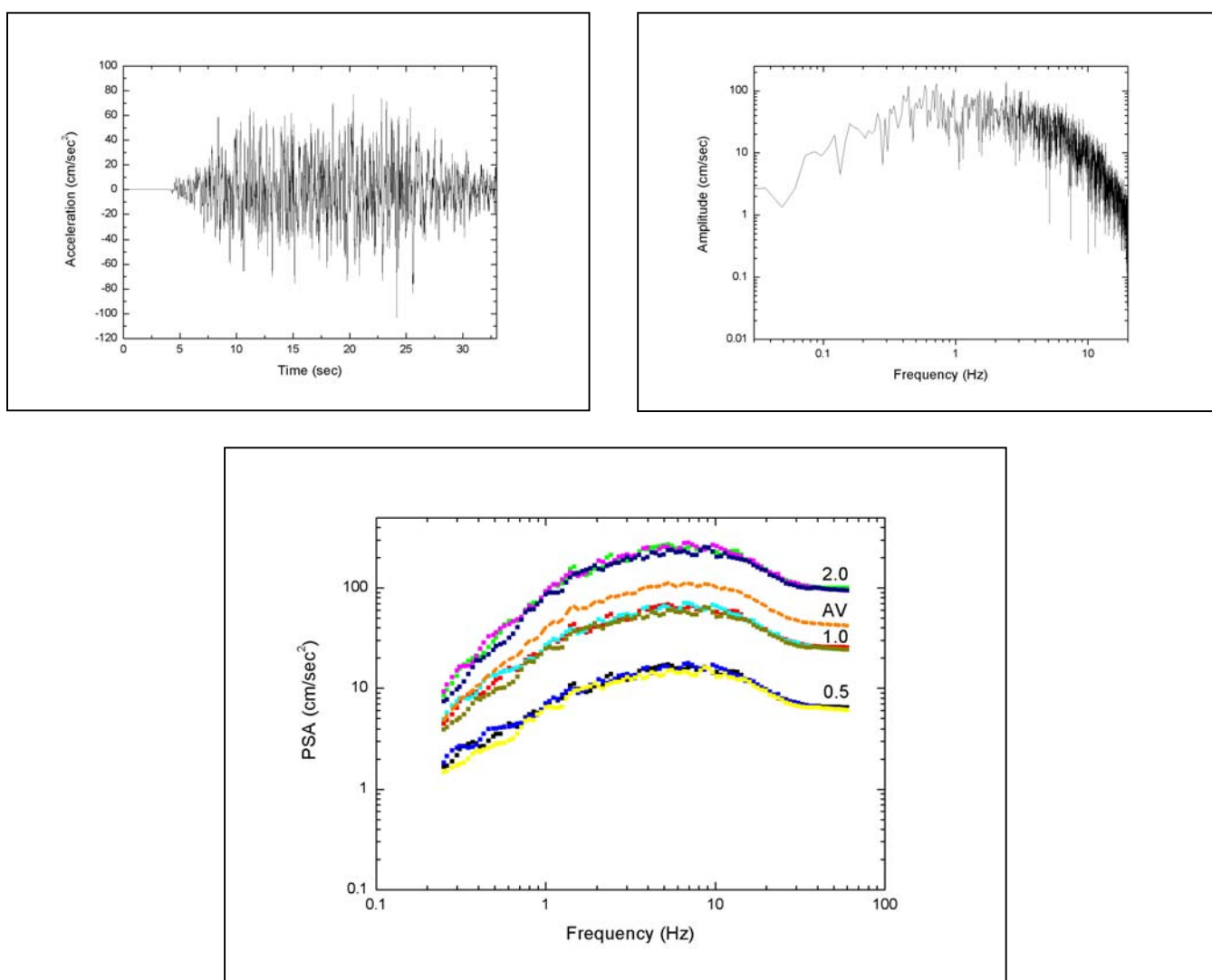
4.2.5 Προσομοίωση ισχυρού μελλοντικού σεισμού (M 7.5) στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της στοχαστικής μεθόδου στη προσομοίωση των εδαφικών κινήσεων του σεισμού ενδιαμέσου βάθους της Καρπάθου μπορούν να κριθούν αρκετά ικανοποιητικά. Για το λόγο αυτό επιχειρήσαμε να προσομοιώσουμε τις σεισμικές κινήσεις ενός ισχυρού μελλοντικού σεισμού M 7.5, αντίστοιχου βάθους με αυτόν της Καρπάθου στην ίδια επικεντρική περιοχή. Αντίστοιχη προσομοίωση σεισμού ενδιαμέσου βάθους με εφαρμογή της ημι-εμπειρικής μεθόδου του Irikura έχει γίνει στο παρελθόν από τον Theodoulidis (1999), για την πόλη του Ηρακλείου.

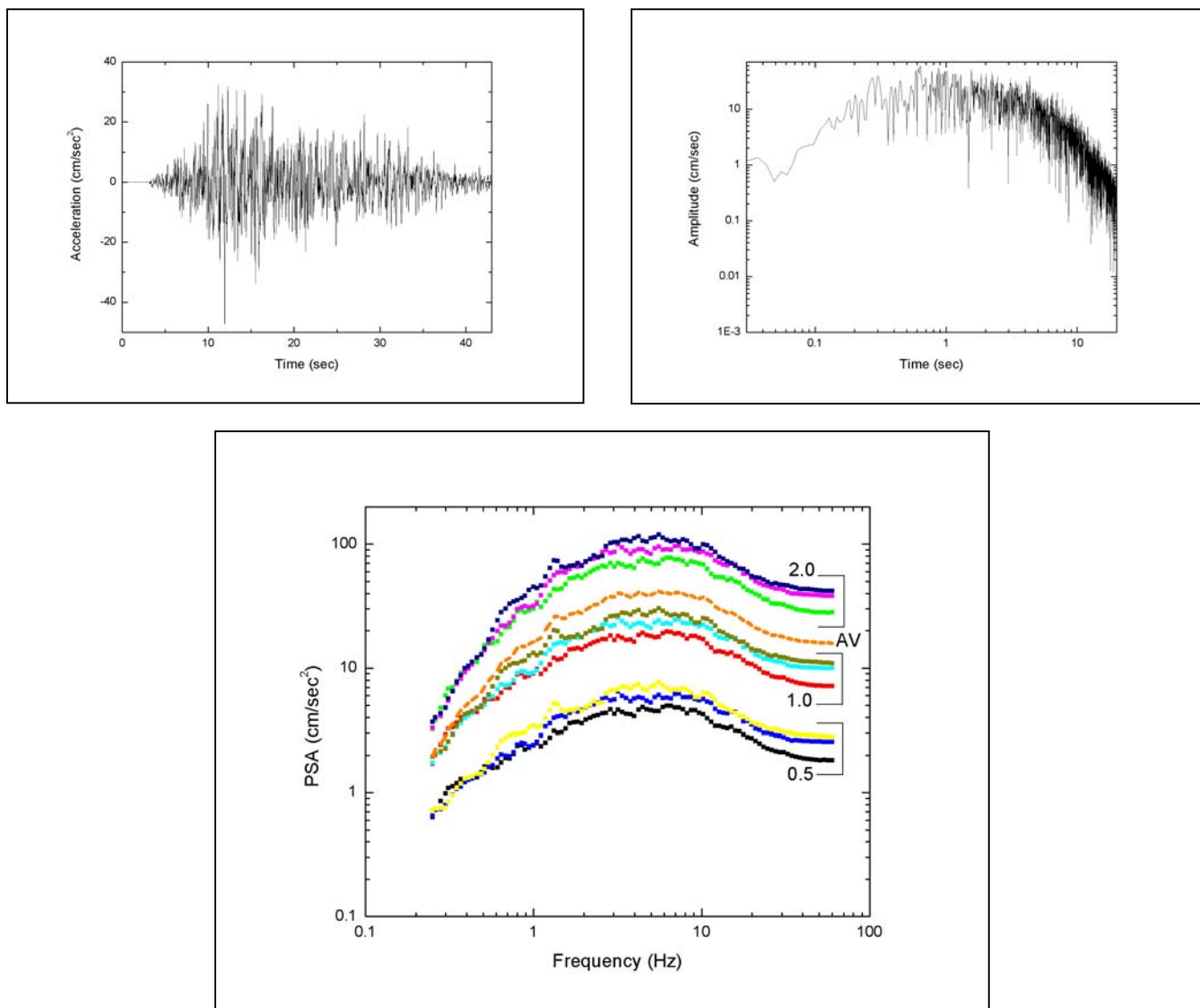
Οι συνθετικές καταγραφές με τα αντίστοιχα φάσματά τους καθώς και τα φάσματα της ψευδο-επιτάχυνσης (PSA) υπολογίστηκαν στις θέσεις των δύο κοντινότερων στο επίκεντρο σταθμών (NPS και ARG). Το ρήγμα που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση ήταν το ορικό επίπεδο παράταξης Α-Δ (276/88/-54) που προέκυψε από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της Καρπάθου. Οι περισσότερες από τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν στην περίπτωση του σεισμού της Καρπάθου (Πίνακας 4.2) παρέμειναν σταθερές (συντεταγμένες επικέντρου, παράμετροι της απόσβεσης των κυμάτων και της γεωμετρικής διασποράς, παράμετροι διάρκειας), αρκετές όμως τροποποιήθηκαν ώστε να είναι αντιπροσωπευτικές των νέων διαστάσεων του ρήγματος και των σκοπών τις προσομοίωσης.

Οι διαστάσεις του ρήγματος υπολογίστηκαν σε 94 Km και 20 Km για το μήκος και το πλάτος αντίστοιχα σύμφωνα με τις σχέσεις (4.14) και (4.15). Το βάθος του σεισμού τοποθετήθηκε στα ~100 Km. Η διακριτοποίηση της επιφάνειας του ρήγματος έγινε κατά τέτοιο τρόπο ώστε να επιτυγχάνεται ρεαλιστική αναπαράσταση των συνθετικών επιταχυνσιογραμμάτων και το μέσο μέγεθος του κάθε τμήματος να είναι ~10 Km, όπως προκύπτει από τη σχέση (4.8). Για το λόγο αυτό το ρήγμα χωρίστηκε σε 9×4 τμήματα. Ως φίλτρο αποκοπής των υψηλών συχνοτήτων επιλέχθηκε η συνάρτηση kappa (Anderson and Hough, 1984) η οποία πήρε την τιμή $\kappa=0.035$ (βράχος) (Margaris and Boore, 1998). Για να θεωρηθούν διαφορετικές τιμές της ταχύτητας ολίσθησης, χρησιμοποιήθηκαν τρεις διαφορετικές τιμές της παραμέτρου s_{fact} (0.5-1.0-2.0). Η παράμετρος αυτή σύμφωνα με τη σχέση (4.6) είναι

ανάλογη της ταχύτητας ολίσθησης. Υψηλές τιμές της παραμέτρου οδηγούν σε “γρήγορα” σεισμικά γεγονότα, ενώ μικρές τιμές σε ασυνήθιστα “αργά” σεισμικά γεγονότα (Beresnev and Atkinson, 1997). Για να εξετασθούν πιθανά φαινόμενα κατευθυντικότητας, η θέση της εστίας μεταβαλλόταν πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος. Συνολικά εξετάστηκαν τρεις διαφορετικές θέσεις της εστίας, δύο στα άκρα και μία στο κέντρο του ρήγματος. Στα σχήματα (4.12-4.13) παρουσιάζονται: Ένα συνθετικό επιταχυνσιόγραμμα με το αντίστοιχο φάσμα, για την περίπτωση της υψηλότερης επιτάχυνσης που υπολογίστηκε, καθώς και τα φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης, στις θέσεις των σταθμών NPS και ARG.



Σχήμα 4.12. Στο πάνω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται η συνθετική καταγραφή (αριστερά) και το αντίστοιχο φάσμα (δεξιά) για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών επιτάχυνσης στο σταθμό NPS. Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν. Οι τιμές πάνω από τις ομάδες των φασμάτων είναι αυτές που δόθηκαν στην παράμετρο s_{fact} και είναι ανάλογες με την ταχύτητα ολίσθησης. Μικρές τιμές της παραμέτρου αντιστοιχούν σε μικρές τιμές της ταχύτητας ολίσθησης (§ 4.2.1, Σχ. 4.6). Με το δείκτη AV σημειώνεται το φάσμα που αποτελεί το μέσο όρο των χαρτογραφηθέντων φασμάτων.



Σχήμα 4.13. Στο πάνω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται η συνθετική καταγραφή (αριστερά) και το Αντίστοιχο φάσμα (δεξιά) για την περίπτωση των υψηλότερων τιμών επιτάχυνσης στο Σταθμό ARG. Στο κάτω μέρος του σχήματος παρουσιάζονται τα φάσματα ψευδο-επιτάχυνσης για όλες τις περιπτώσεις που εξετάστηκαν. Οι τιμές πάνω από τις ομάδες των φασμάτων είναι αυτές που δόθηκαν στην παράμετρο *sfact* και είναι ανάλογες με την ταχύτητα ολίσθησης. Μικρές τιμές της παραμέτρου αντιστοιχούν σε μικρές τιμές της ταχύτητας ολίσθησης (§ 4.2.1, Σχ. 4.6).). Με το δείκτη AV σημειώνεται το φάσμα που αποτελεί το μέσο όρο των χαρτογραφηθέντων φασμάτων.

Η μεγαλύτερη τιμή της επιτάχυνσης που υπολογίστηκε στη θέση του σταθμού NPS ήταν 103.15 cm/sec^2 ενώ στο σταθμό ARG ήταν 47.21 cm/sec^2 (για *sfact*=2.0). Στην περίπτωση του σταθμού NPS παρατηρήθηκε αύξηση των πλατών της συνθετικής καταγραφής με τη μετακίνηση της θέσης της εστίας στην επιφάνεια του ρήγματος ως αποτέλεσμα της κατευθυντικότητας της διάρρηξης. Όταν η εστία βρισκονταν στο ανατολικό άκρο του ρήγματος τα πλάτη έπαιρναν τη μέγιστη τιμή

τους, ενώ παρατηρούνταν σταδιακή μείωση με τη μετακίνηση της εστίας δυτικότερα. Αντίθετα στο σταθμό ARG ο οποίος βρισκόταν σε σχεδόν κάθετη στο ρήγμα θέση, η μέγιστη τιμή της επιτάχυνσης επιτεύχθηκε όταν η εστία τοποθετήθηκε στο κέντρο του ρήγματος. Η επιλογή της τιμής της παραμέτρου *sfact* διαδραμάτισε πολύ σημαντικό ρόλο στην προσομοίωση. Η συγκεκριμένη παράμετρος καθορίζει το πλάτος της καταγραφής στις μεσαίες συχνότητες και παρατηρήθηκε ότι με διπλασιασμό της σχεδόν τετραπλασιάζονταν τα πλάτη των συνθετικών καταγραφών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Φασματική ανάλυση των μακράς περιόδου επιμήκων κυμάτων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του Ν. Αιγαίου

5.1 Εισαγωγή

Τα σεισμικά κύματα παράγονται από μια σεισμική πηγή και καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Όπως αυτά καταγράφονται σε σταθμούς στην επιφάνεια της Γης αντικατοπτρίζουν τόσο τις ιδιότητες των πηγών όσο και του μέσου διάδοσης από την εστία στο σταθμό παρατήρησης. Η ανάλυση και επεξεργασία των κυματομορφών μας επιτρέπει να αναγνωρίσουμε χαρακτηριστικά για τη συμπεριφορά των σεισμικών κυμάτων κατά τη γένεση και τη διάδοση τους.

Η φασματική ανάλυση κυμάτων χώρου μακρινού πεδίου σε συνδυασμό με θεωρητικά μοντέλα που έχουν προταθεί και προσομοιάζουν τη συμπεριφορά και τις ιδιότητες της πηγής κατά τη σεισμική κίνηση, συντελούν στον προσδιορισμό των παραμέτρων της εστίας. Η μέθοδος αυτή έχει εφαρμοστεί από πολλούς ερευνητές και υπάρχουν κλασσικές εργασίες (Brune, 1970, 1971; Hanks and Wyss, 1972; Madariaga, 1976; Boatwright, 1980; Keilis – Borok, 1959; Atkinson, 1993) καθώς και οι εφαρμογές στον Ελληνικό χώρο (Kiratzi and Louvari 1999; Louvari and Kiratzi 2001; Παναγιώτου, 2001; Polatidis. 2001; Roumelioti et al., 2002). Πραγματοποιήσαμε φασματική ανάλυση σε P- κύματα που καταγράφηκαν σε επικεντρικές αποστάσεις $30^0 < \Delta < 90^0$ και καθορίσαμε το μέγεθος της σεισμικής ροπής (M_0), το μήκος του ρήγματος (r), την πτώση τάσης ($\Delta\sigma$) καθώς και τη μέση τιμή της μετάθεσης (u) εννέα σεισμών ενδιαμέσου βάθους.

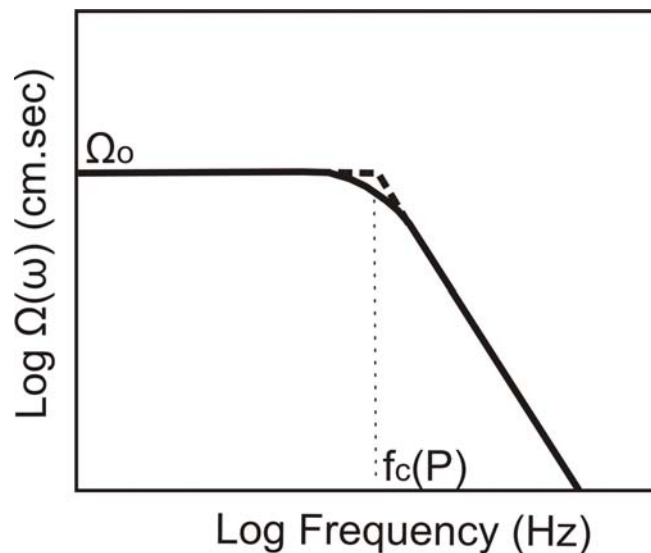
5.2 Θεωρία – Επεξεργασία των δεδομένων

Σύμφωνα με τον Boatwright (1980) το φάσμα πλάτους της μετατόπισης μακρινού πεδίου (για υποκεντρική απόσταση $\gg$ διαστάσεις της πηγής) των κυμάτων χώρου ενός σεισμού είναι δυνατόν να παρασταθεί από τη σχέση:

$$\Omega(f) = \frac{\Omega_0}{\left[1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^{2\gamma}\right]^{0.5}} \quad (5.1)$$

όπου $\Omega(f)$ είναι το πλάτος του φάσματος για συχνότητα f , Ω_0 είναι το πλάτος του φάσματος για $f = f_c$ και γ μια σταθερά με τιμές μεγαλύτερες του 1.5. Το φάσμα μετατόπισης σε μακρινές αποστάσεις, διορθωμένο για την επίδραση του δρόμου διάδοσης έχει τη μορφή του σχήματος (5.1). Η φασματική ανάλυση στηρίζεται σε τρία χαρακτηριστικά του φάσματος πλάτους της μετατόπισης, τα οποία είναι τα εξής:

- Το επίπεδο τμήμα του (χαμηλές συχνότητες), όπου διατηρείται σταθερό το πλάτος (Ω_0), το οποίο είναι ανάλογο του μεγέθους της σεισμική ροπής
- Τη γωνιακή συχνότητα (f_c), που ορίζεται ως το σημείο τομής της ασύμπτωτης των υψηλών και αυτής των χαμηλών συχνοτήτων (Brune 1970, 1971)
- Το κεκλιμένο τμήμα του, για συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής, όπου παρατηρείται μείωση των πλάτων του φάσματος ανάλογα με την ποσότητα f^γ , όπου $\gamma > 1.5$ (Hanks and Wyss, 1972).



Σχήμα 5.1. Ιδεατό φάσμα P- κυμάτων διορθωμένο για την επίδραση του δρόμου διάδοσης. Διακρίνονται το επίπεδο τμήμα του φάσματος για συχνότητες μικρότερες της γωνιακής (f_c) και το κεκλιμένο τμήμα για συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής. Τροποποιημένο σχήμα από Hanks and Wyss (1972).

Το φάσμα παραμένει επίπεδο στις χαμηλές συχνότητες γιατί η πηγή είναι πρακτικά σημειακή για μεγάλα μήκη κύματος, ενώ η ελάττωση των πλατών σε συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής συχνότητας οφείλεται στις πεπερασμένες διαστάσεις της σεισμικής πηγής. Η ασύμπτωτη των υψηλών συχνοτήτων εξαρτάται από την ολίσθηση και τον τρόπο με τον οποίο αυτή διαδίδεται πάνω σε όλη την επιφάνεια του ρήγματος. Η γωνιακή συχνότητα ελέγχεται από την ταχύτητα διάρρηξης κατά μήκος ενός ρήγματος πεπερασμένων διαστάσεων (Brune, 1970; Madariaga, 1976) και είναι αντιστρόφως ανάλογη των διαστάσεων της σεισμικής πηγής.

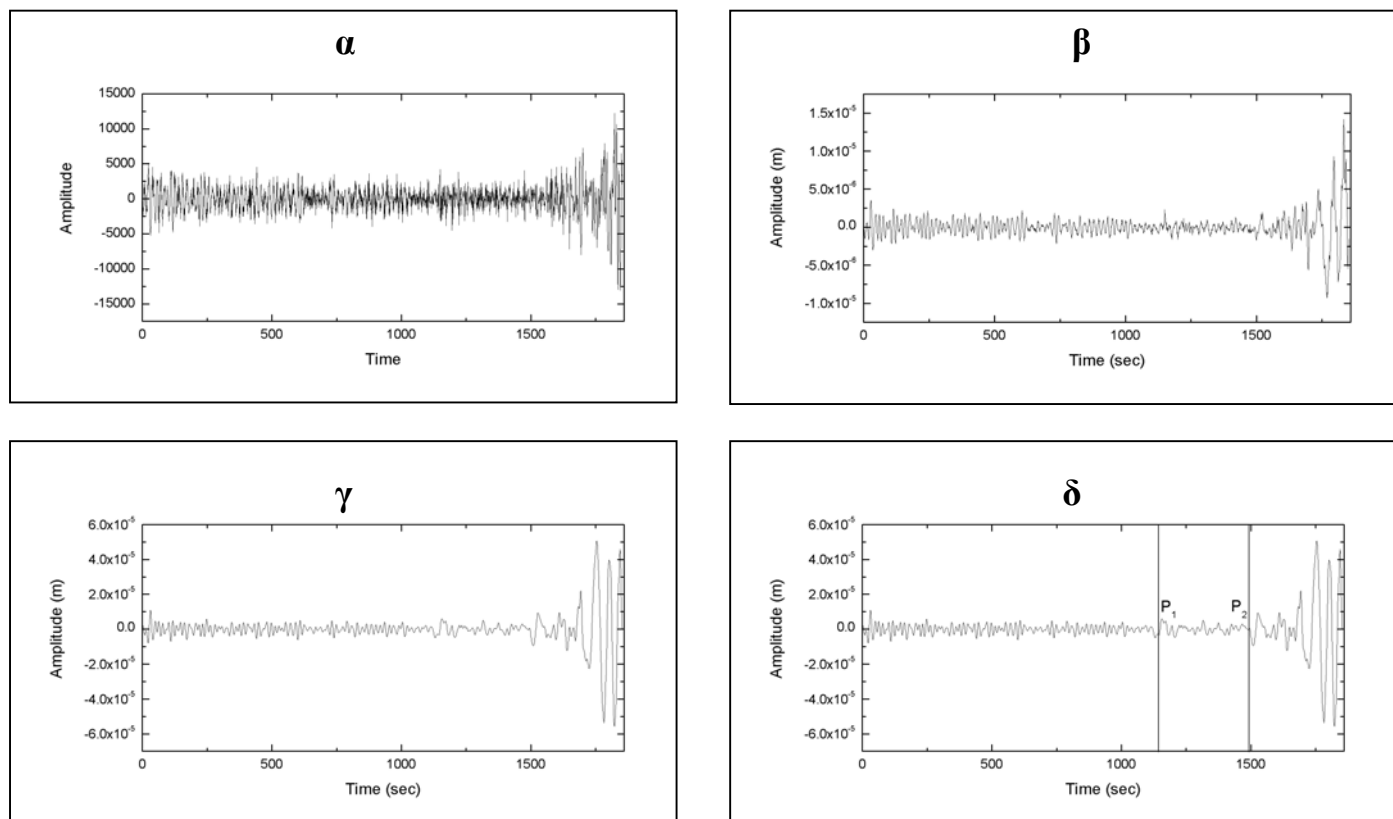
Ο καθορισμός των παραμέτρων (Ω_0 και f_c) συνήθως γίνεται οπτικά με την προσαρμογή ευθειών στο φάσμα πλάτους της μετατόπισης. Οι παράμετροι αυτοί συνδέονται με τις εστιακές παραμέτρους (M_0 , r , $\Delta\sigma$, u) με σχέσεις βάσει του μοντέλου του Brune (1968, 1970, 1971).

5.2.1 Επεξεργασία των δεδομένων

Χρησιμοποιήθηκαν ψηφιακές καταγραφές από το Παγκόσμιο Δίκτυο Ψηφιακών Σεισμογράφων (GSN) και για την επεξεργασία τους χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό **SAC** (Seismic Analysis Code) (Tapley W. and Tull E.). Τα στάδια που ακολουθήθηκαν ήταν τα ακόλουθα και παρουσιάζονται αναλυτικά στο σχήμα (5.2):

- Συλλογή των κυματομορφών που είχαν καταγραφεί από τα κατακόρυφα (Vertical) σεισμόμετρα των σταθμών.
- Έλεγχος των μονάδων στις οποίες ήταν εκφρασμένες οι κυματομορφές (m/sec, $\mu\text{m/sec}$, κ.λ.π).
- Απομάκρυνση της μέσης στάθμης.
- Απομάκρυνση της επίδρασης του οργάνου με χρησιμοποίηση αρχείου στο οποίο περιέχονταν οι πόλοι και τα μηδενικά (poles and zeros) καθώς και η σταθερά του οργάνου.
- Εφαρμογή ζωνοπερατού (Bandpass) φίλτρου (σχήμα 2.12). Η επιλογή του φίλτρου γινόταν με κύρια κριτήρια την καμπύλη απόκρισης του οργάνου και το λόγο σήματος προς θόρυβο. Το εύρος των συχνοτήτων που επιλέγονταν ήταν εντός του επίπεδου τμήματος της καμπύλης απόκρισης του οργάνου και ο λόγος σήματος προς θόρυβο τουλάχιστον 2.

- Επιλογή του παραθύρου των P- κυμάτων, ξεκινώντας από την άφιξη των P- κυμάτων έως λίγο πριν την είσοδο των S- κυμάτων.
- Συνέλιξη της κυματομορφής στα άκρα με συνημιτονοειδή συνάρτηση σε ποσοστό ~10%
- Εφαρμογή ταχέως μετασχηματισμού Fourier (FFT)
- Διόρθωση για την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων.



Σχήμα. 5.2. Στάδια επεξεργασίας της κυματομορφής για τη φασματική ανάλυση. (α) Αρχική κυματομορφή (ταχύτητα), (β) Απομάκρυνση της επίδρασης του οργάνου, (γ) Μετατροπή σε μετάθεση και φιλτράρισμα, (δ) Επιλογή παραθύρου P- κυμάτων.

5.2.2 Υπολογισμός εστιακών παραμέτρων

Η σεισμική ροπή M_0 , με βάση το μοντέλο του Brune, για τα P- κύματα, είναι ανάλογη της ασύμπτωτης χαμηλών συχνοτήτων (Ω_0) και δίνεται από την ακόλουθη σχέση (Keilis-Borok, 1960):

$$M_0(P) = \frac{\Omega_0(P)}{\Re_{\theta\phi}(P)} 4\pi\rho\alpha^3 R \quad (5.2)$$

όπου Ω_0 είναι η τιμή της ασύμπτωτης χαμηλών συχνοτήτων στο φάσμα πλάτους της μετατόπισης, ρ η πυκνότητα (gr/cm^3), α η ταχύτητα των P- κυμάτων (Km/sec), R η υποκεντρική απόσταση (Km) και $\Re_{\theta\phi}(P)$ συντελεστής που σχετίζεται με τον τρόπο ακτινοβολίας των P- κυμάτων από την εστία. Ο συντελεστής αυτός υπολογίστηκε από τη σχέση 5.3 (Aki and Richards, 1980) για κάθε σταθμό και για κάθε σεισμό:

$$\begin{aligned} \Re_{\theta\phi}(P) = & \cos \lambda \sin \delta \sin^2 i_\xi \sin 2(\varphi - \varphi_s) - \cos \lambda \cos \delta \sin 2i_\xi \cos (\varphi - \varphi_s) \\ & + \sin \lambda \sin 2\delta (\cos^2 i_\xi - \sin^2 i_\xi \sin^2 (\varphi - \varphi_s)) \\ & + \sin \lambda \cos 2\delta \sin 2i_\xi \sin (\varphi - \varphi_s) \end{aligned} \quad (5.3)$$

όπου λ η γωνία ολίσθησης, δ η γωνία κλίσης, i_ξ η γωνία αναχώρησης της σεισμικής ακτίνας, φ η παράταξη της ακτίνας αναχώρησης και φ_s η παράταξη του ρήγματος. Στον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι σταθμοί για τους οποίους η τιμή του $\Re_{\theta\phi}(P)$ ήταν μεγαλύτερη του 0.1 για να μην γίνει υπερεκτίμηση των σεισμικών παραμέτρων (Hanks and Wyss, 1972). Στις περιπτώσεις εκείνες όπου ο σεισμός είχε καταγραφεί σε λίγους σταθμούς των οποίων οι τιμές της παραμέτρου $\Re_{\theta\phi}(P)$ ήταν πολύ κοντά ή και μικρότερες του 0.1, χρησιμοποιήθηκε μια μέση τιμή $\Re_{\theta\phi}(P)$ (Fletcher, 1980) για τους υπολογισμούς των παραμέτρων της εστίας.

Οι τιμές της γωνιακής συχνότητας χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των διαστάσεων των σεισμικών πηγών. Σχέσεις που συνδέουν τη γωνιακή συχνότητα (f_c) με την ακτίνα (r) κυκλικού ρήγματος είναι οι:

$$r(P) = \frac{0.37a}{f_{c_p}} \quad \text{Brune model (τροπ. Hanks and Wyss, 1972)} \quad (5.4)$$

$$r(P) = \frac{0.32\beta}{f_{c_p}} \quad \text{Madariaga (1976) model} \quad (5.5)$$

$$r(P) = \frac{0.24a}{f_{c_p}} \quad \text{Sato and Hirasawa (1973) model} \quad (5.6)$$

όπου α η ταχύτητα των P- κυμάτων, β η ταχύτητα των S- κυμάτων και f_{cp} η γωνιακή συχνότητα. Υποθέτουμε ότι η διάμετρος ενός κυκλικού ρήγματος ταυτίζεται με το μήκος του (Hanks and Wyss, 1972).

Για τον υπολογισμό της πτώσης τάσης χρησιμοποιήθηκε η σχέση (Keilis-Borok, 1959; Brune, 1970, 1971):

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r^3} \quad (5.7)$$

ενώ για τον υπολογισμό της μέσης τιμής της μετάθεσης (u) πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος χρησιμοποιήθηκε η σχέση (Aki and Richards, 1980):

$$M_o = \mu \cdot A \cdot u \quad (5.8)$$

όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας και παίρνει την τιμή $3.3 \cdot 10^{10}$ Nt/m² και A η επιφάνεια του ρήγματος.

Ο υπολογισμός των παραμέτρων έγινε για κάθε σταθμό χωριστά και στη συνέχεια με τη σχέση (5.9) του Archuleta (1982) προέκυπτε η μέση τιμή τους.

$$\langle x \rangle = \text{anti log} \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \log x_i \right) \quad (5.9)$$

όπου N είναι ο αριθμός των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν. Χρησιμοποιήθηκε η παραπάνω σχέση γιατί με απλό αριθμητικό υπολογισμό η μέση τιμή έχει την τάση να τείνει προς τις υψηλότερες τιμές.

5.2.3 Αποτελέσματα φασματικής ανάλυσης

Με τη μέθοδο της φασματικής ανάλυσης των P- κυμάτων μελετήθηκαν συνολικά 9 σεισμοί ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι είναι από τους ισχυρότερους του αρχικού δείγματος των 31 σεισμών. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1 όπου αναφέρονται, η μέση τιμή των παραμέτρων Ω_0 και f_c για κάθε έναν από τους σεισμούς καθώς και οι τιμές των παραμέτρων της εστίας (ακτίνα ρήγματος (r), πτώση τάσης ($\Delta\sigma$) και μέσης μετάθεσης (u)), όπως υπολογίστηκαν για διάφορα μοντέλα. Τα φάσματα των σεισμών παρατίθενται στο παράρτημα. Στις γραφικές παραστάσεις που ακολουθούν χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από προηγούμενες

εργασίες για τον ελληνικό χώρο (Chouliaras and Stavrakakis, 1997; Παναγιώτου, 2001; Πάνου, 2001; Polatidis, 2001; Roumelioti et al., 2002; Margaritis and Hatzidimitriou, 2002). Αυτό έγινε γιατί το δικό μας δείγμα καλύπτει μικρό εύρος μεγεθών και περισσότερο μας ενδιαφέρει να δούμε τυχόν αποκλίσεις των σεισμών ενδιαμέσου βάθους από δεδομένα για επιφανειακούς σεισμούς.

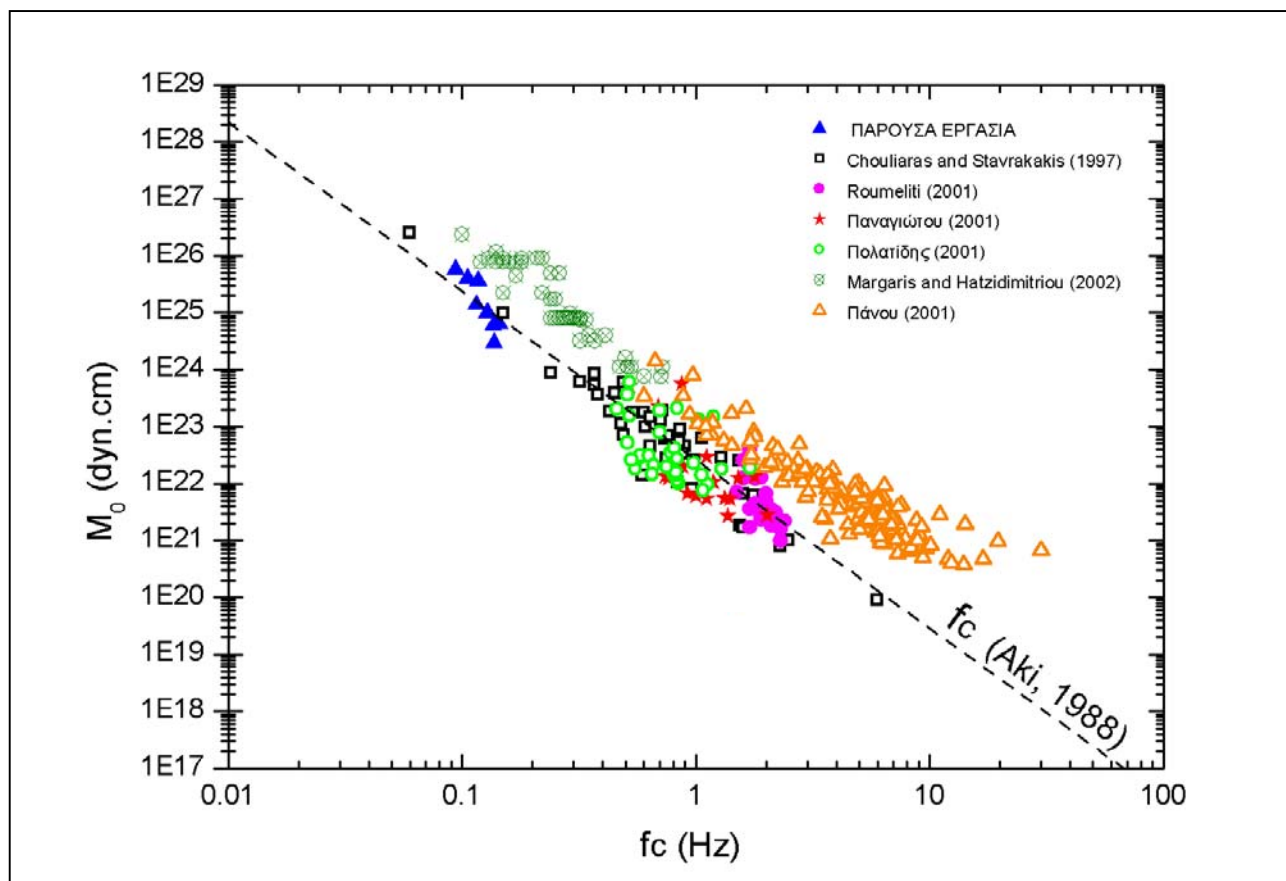
Στο σχήμα (5.3) παρουσιάζεται η μεταβολή της σεισμικής ροπής (M_0) σε συνάρτηση με τη γωνιακή συχνότητα (f_c). Τα δεδομένα για τον ελληνικό χώρο καλύπτουν ένα εύρος από 0.06 Hz έως 30 Hz και για μεγέθη M_w από 7.0 έως 2.6, αντίστοιχα. Παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των παρατηρήσεων βρίσκεται σε συμφωνία με τη σχέση που έχει προτείνει ο Aki (1988) ($\log M_0 = 22.42 - 2.96 \log f_c$) για όλο το εύρος των συχνοτήτων. Σε καλή συμφωνία είναι και οι δικές μας παρατηρήσεις για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους.

Στο σχήμα (5.4) παρουσιάζεται η μεταβολή του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής (M_0) σε συνάρτηση με τη μεταβολή του λογαρίθμου της ακτίνας της σεισμικής πηγής (r). Για τον υπολογισμό της ακτίνας της σεισμικής πηγής (r), ενώ χρησιμοποιήθηκαν και οι τρεις σχέσεις (5.4, 5.5, 5.6) στις γραφικές παραστάσεις παρουσιάζονται μόνο τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη σχέση 5.4 (Brune's model) για λόγους σύγκρισης των τιμών με αυτές των άλλων ερευνητών. Όμως τα αποτελέσματα που εξήχθησαν με τη σχέση (5.5) (Madariaga's model) συγκρίνονται με αυτά των Chouliaras and Stavrakakis (1997) οι οποίοι και χρησιμοποίησαν αυτό το μοντέλο (σχήμα 5.7). Από το σχήμα 5.4 παρατηρούμε ότι τα δικά μας αποτελέσματα ενισχύουν το προηγούμενο δείγμα για σεισμούς μεγάλης σεισμικής ροπής και ότι βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τη γενικότερη γραμμική τάση μεταξύ ροπής και σεισμικής ακτίνας. Η γραμμική σχέση μεταξύ των δυο παραμέτρων είναι:

$$\log M_0 = 21.49(\pm 0.05) + 2.49(\pm 0.1) \log r \quad (5.10)$$

Πίνακας 5.1. Παράμετροι της εστίας εννέα σεισμών ενδιαμέσου βάθους όπως προέκυψαν από τη φασματική ανάλυση των επιμήκων (P-) κυμάτων

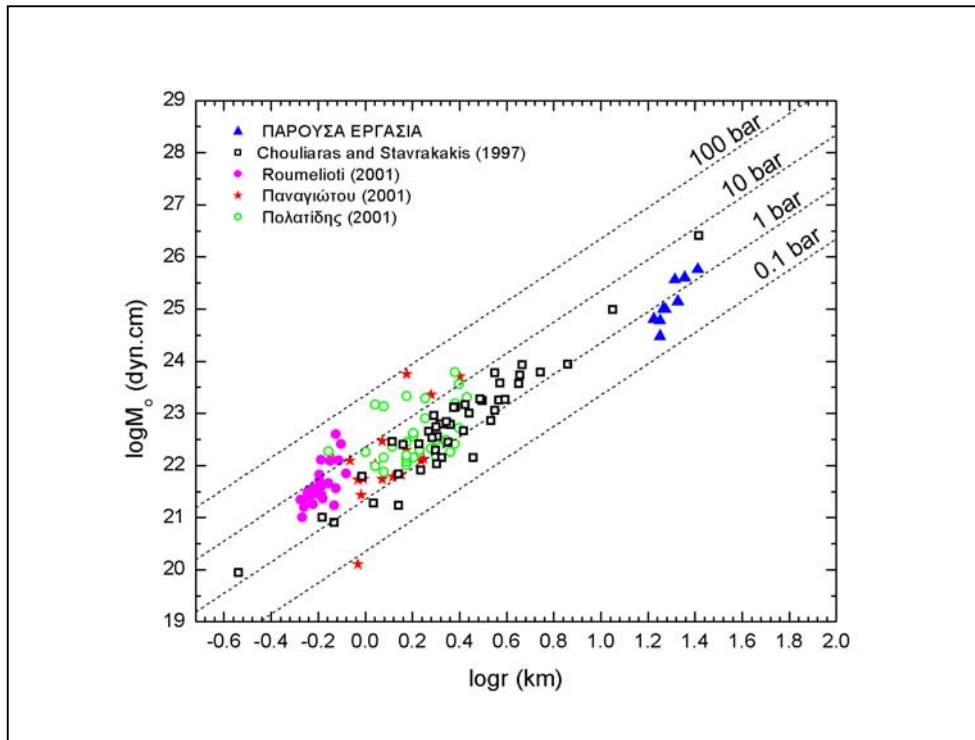
No.	Ημερομηνία Γένεσης	Χρόνος γένεσης	Ω_0 (10^5 m.sec)	f_c (Hz)	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΡΟΠΗ M_0 (10^{18} Nt.m)	ΑΚΤΙΝΑ ΡΗΓΜΑΤΟΣ r (Km)			ΠΤΩΣΗ ΤΑΣΗΣ $\Delta\sigma$ (bar)			ΜΕΣΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ u (cm)		
						BRUNE	MADAR.	SATO	BRUNE	MADAR.	SATO	BRUNE	MADAR.	SATO
1	921121	05:07:21	2.6	0.106	4.0	22.7	11.2	14.7	1.5	12.6	5.5	7.5	31.0	17.8
2	930318	15:47:06	1.8	0.115	1.4	21.2	10.4	13.8	0.6	5.3	2.3	2.9	12.1	7.0
3	940523	06:46:12	6.6	0.094	5.8	25.8	12.7	16.8	1.5	12.3	5.4	8.3	34.3	19.8
4	960426	07:01:28	0.56	0.144	0.64	16.8	8.3	10.9	0.6	4.9	2.2	2.2	9.0	5.2
5	990417	08:17:58	0.42	0.137	0.30	17.8	8.8	11.5	0.2	2.0	0.9	0.9	3.8	2.2
6	000524	05:40:38	1.1	0.128	1.0	18.8	9.3	12.2	0.7	5.7	2.5	2.8	11.7	6.7
7	010623	06:52:45	0.95	0.129	1.0	18.4	9.0	11.9	0.8	6.4	2.8	3.1	12.9	7.4
8	020122	04:53:56	5.0	0.117	3.7	20.6	10.2	13.4	1.8	15.5	6.7	8.4	34.7	19.9
9	020521	20:53:30	1.2	0.136	0.60	17.8	8.8	11.5	0.5	3.9	1.7	1.8	7.6	4.4



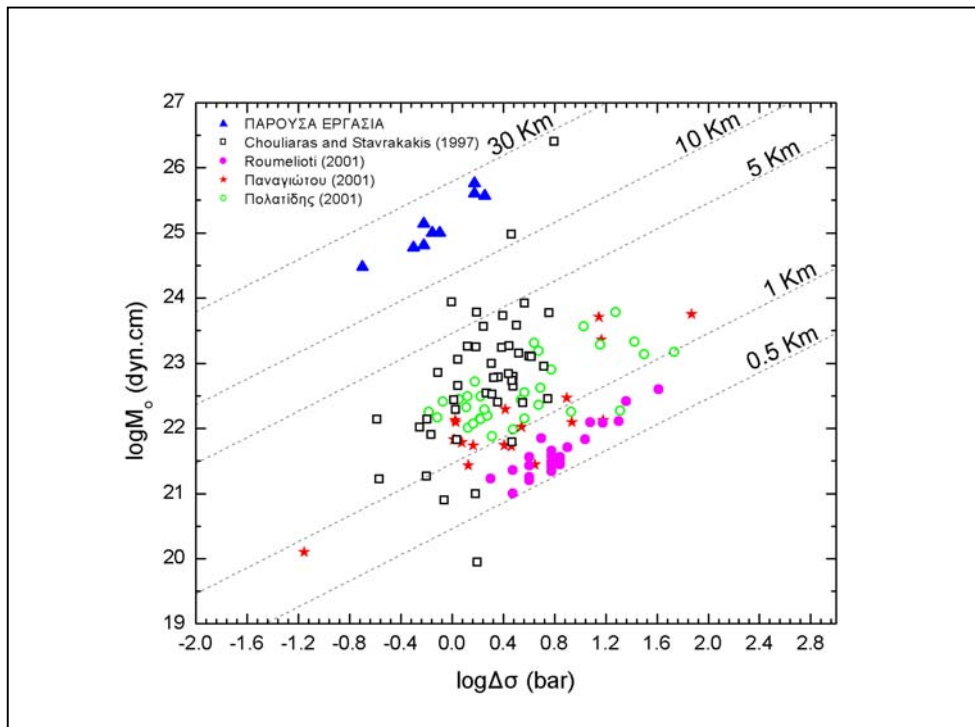
Σχήμα 5.3. Σχέση που συνδέει τη σεισμική ροπή (M_0) με τη γωνιακή συχνότητα (f_c).

Στα σχήματα (5.5) και (5.6) παρουσιάζονται οι μεταβολές του λογαρίθμου της σεισμικής ροπής με το λογάριθμο της πτώσης τάσης και της μέσης μετάθεσης στην επιφάνεια του ρήγματος αντίστοιχα. Οι ευθείες γραμμές στο σχήμα (5.5) αντιστοιχούν σε καμπύλες ίσης τιμής της σεισμικής ακτίνας. Από αυτό το σχήμα φαίνεται ότι οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους που εξετάσαμε έχουν μικρές σχετικά τιμές της πτώσης τάσης σε σχέση με τους σεισμούς επιφανείας ίδιου μεγέθους. Το ίδιο ισχύει και για τη μέση μετατόπιση στην επιφάνεια του ρήγματος σε σχέση με τη σεισμική ροπή. Με άλλα λόγια πρέπει να είμαστε προσεκτικοί στη χρήση των εμπειρικών σχέσεων που ισχύουν για τους σεισμούς επιφανείας καθώς τα πρώτα αποτελέσματα από το περιορισμένο δείγμα μας δείχνουν μια απόκλιση από τη γραμμική σχέση.

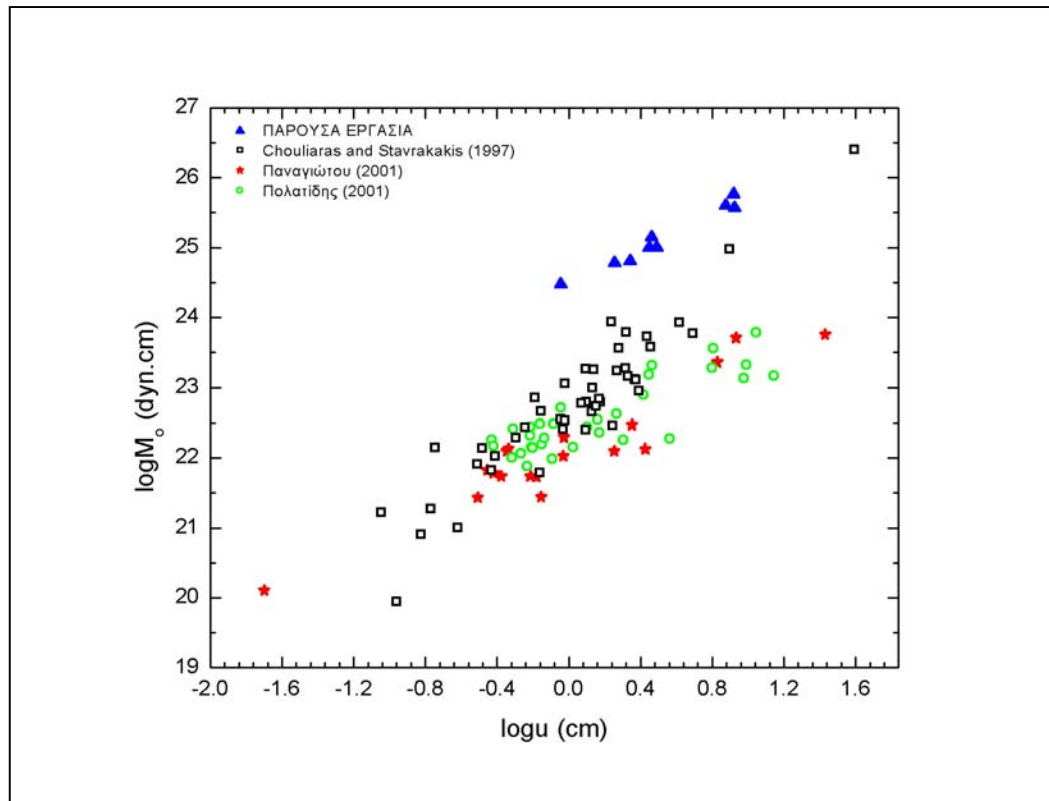
Στο σχήμα (5.7α-γ) συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν χρησιμοποιώντας τη σχέση (5.5) (Madariaga model) με τα αντίστοιχα των Chouliaras and Stavrakakis (1997) οι οποίοι χρησιμοποίησαν το ίδιο μοντέλο στους υπολογισμούς τους.



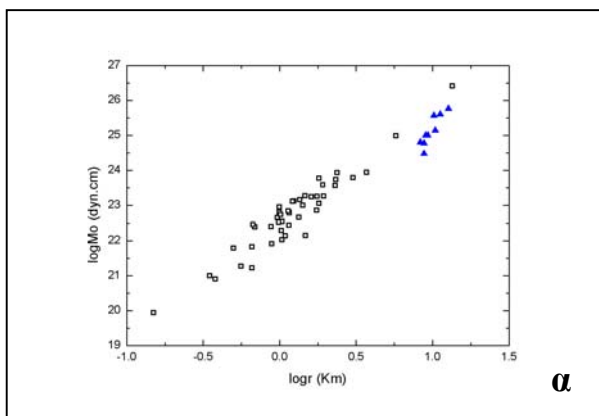
Σχήμα 5.4. Διάγραμμα μεταβολής του λογάριθμου της σεισμικής ροπής ($\log M_0$) με το λογάριθμο της ακτίνας της σεισμικής πηγής (r).



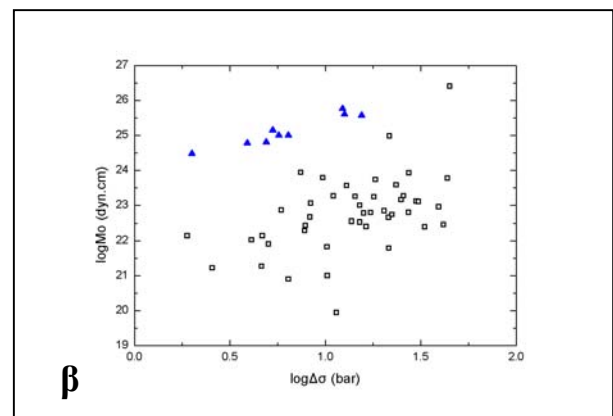
Σχήμα 5.5. Διάγραμμα μεταβολής του λογάριθμου της σεισμικής ροπής ($\log M_0$) με το λογάριθμο της πτώσης τάσης ($\Delta\sigma$).



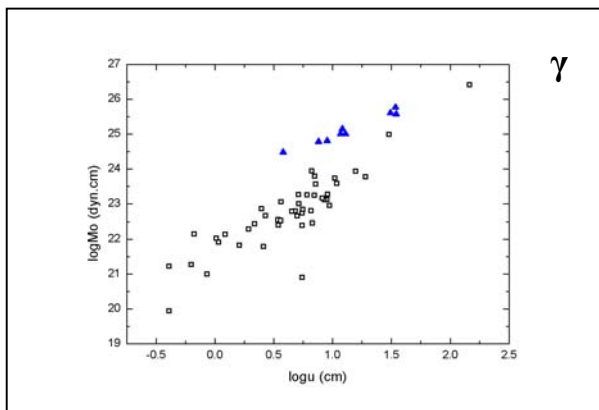
Σχήμα 5.6. Διάγραμμα μεταβολής του λογάριθμου της σεισμικής ροπής ($\log M_0$) με το λογάριθμο της μέσης μετατόπισης στην επιφάνεια του ρήγματος (u).



α



β



γ

Σχήμα 5.7. Σύγκριση των σχέσεων μεταξύ του λογάριθμου της σεισμικής ροπής και των λογαρίθμων: α) της ακτίνας της σεισμική πηγής (r), β) της πτώσης τάσης ($\Delta\sigma$), γ) της μετάθεσης στην επιφάνεια του ρήγματος, όπως υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας το μοντέλο του Madariaga.

Σε γενικές γραμμές τα αποτελέσματα από τη φασματική ανάλυση των σεισμών ενδιαμέσου βάθους βρίσκονται σε καλή συμφωνία με αυτά άλλων ερευνητών που ισχύουν για τους επιφανειακούς σεισμούς. Φυσικά και το δείγμα για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους είναι μικρό ακόμα, αλλά σταδιακά θα εμπλουτίζεται, αλλά παρόλα αυτά συμβάλλαμε στον εμπλουτισμό των ήδη υπαρχόντων δεδομένων. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα καλύτερο ορισμό των σχέσεων ανάμεσα στις παραμέτρους της εστίας που παρουσιάζονται στο 6^ο κεφάλαιο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

Σύνοψη - Συμπεράσματα

6.1 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους

Η μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους οδήγησε στη ποσοτική και ποιοτική αναβάθμιση της γνώσης μας για το σεισμοτεκτονικό καθεστώς του χώρου του Αιγαίου. Υπολογίστηκαν 31 νέοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών, 28 με τη μέθοδο της αντιστροφής μακράς περιόδου κυμάτων από τηλεσεισμικές αποστάσεις και 3 με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P-κυμάτων και όλοι είχαν εστιακά βάθη $h > 18 \text{ Km}$.

Οι νέοι μηχανισμοί γένεσης σε συνδυασμό με 86 ήδη δημοσιευμένους μηχανισμούς γένεσης επιφανειακών και ενδιαμέσου βάθους σεισμών, για το χρονικό διάστημα 1955-1998 (πίνακας 6.1) βελτίωσαν την αντίληψή μας για το πεδίο των τάσεων στο νότιο Αιγαίο.

Στο σχήμα (6.1) παρουσιάζονται τόσο οι επιφανειακοί σεισμοί όσο και οι σεισμοί βάθους για το Ν. Αιγαίο. Παρατηρούμε την ύπαρξη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης κυρίως στην περιοχή της Κεφαλονιάς και κανονικών ρηγμάτων που κυριαρχούν στο εσωτερικό τμήμα του χώρου του Αιγαίου και κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης. Για καλύτερη κατανόηση του πεδίου των τάσεων με το βάθος κατασκευάστηκαν 3 τομές σε διαφορετικά σημεία του Ελληνικού Τόξου, οι οποίες περιλαμβάνουν όλους τους μηχανισμούς γένεσης των επιφανειακών και των σεισμών ενδιαμέσου βάθους της κάθε περιοχής.

Πίνακας 6.1. Παράμετροι μηχανισμών γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου για το χρονικό διάστημα 1955-1998 οι οποίοι υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου και με πρώτες αποκλίσεις των P- κυμάτων. Με αστερίσκο (*) σημειώνονται οι μηχανισμοί οι οποίοι προήλθαν από λύση πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων.

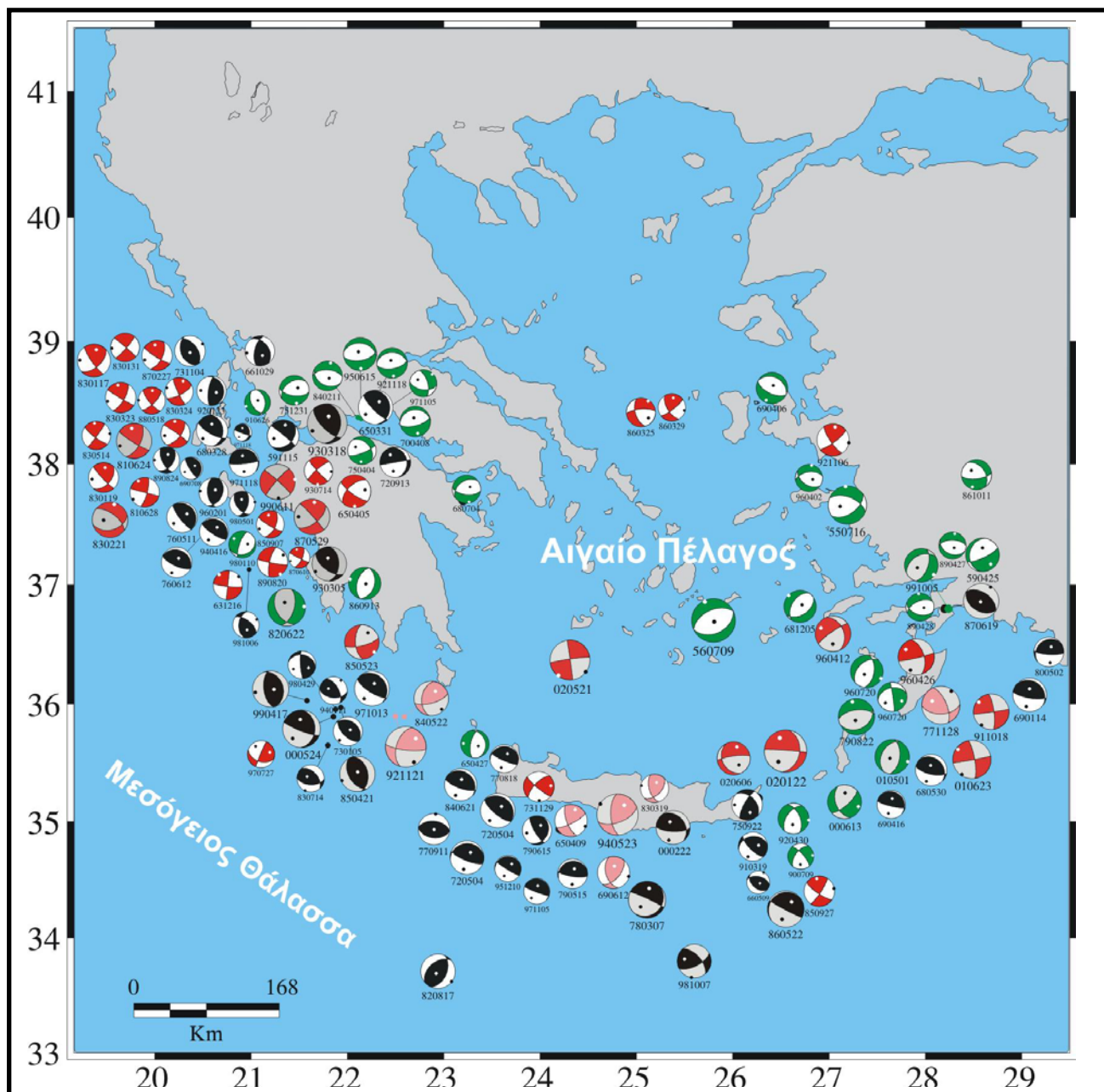
Μηχανισμοί γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου 1955-1998							Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		
No.	Ημ. Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ Β(ο)	λ Α(ο)	Βάθος (km)	Mw	ξ1 (ο)	δ1 (ο)	λ1 (ο)	ξ2 (ο)	δ2 (ο)	λ2 (ο)	Αζιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Αζιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Βιβλ..
*1	550716	07:07:00	37.66	27.19	6	6.8	55	51	-133	291	55	-50	260	58	354	2	11
*2	560709	03:11:00	36.70	25.80	22	7.5	65	40	-90	245	50	-90	155	85	335	5	2
*3	590425	00:26:00	37.00	28.50	1	6.2	65	76	-70	189	24	-144	359	55	139	28	11
4	591115	17:08:40	37.83	20.56	13	6.6	134	7	-90	314	83	-90	224	52	44	38	1
5	631216	13:47:56	37.10	20.90	6	5.6	6	291	7	96	83	0	51	5	321	5	1
6	650331	09:24:26	38.38	22.26	55	6.3	136	76	78	357	18	130	236	30	31	57	3
*7	650405	03:12:00	37.70	22.00	28	6.1	226	58	-161	126	74	-33	82	35	179	10	11
8	650409	23:57:02	35.06	24.31	51	6.0	63	76	157	159	68	15	112	5	20	26	4
9	650427	14:09:00	35.60	23.50	13	5.5	191	65	-79	346	27	-113	122	68	273	19	3
10	660509	14:09:06	34.43	26.44	16	5.6	132	46	110	284	47	70	28	1	120	76	4
11	661029	02:39:25	38.90	21.10	15	5.7	324	40	49	193	61	119	262	11	150	62	1
*12	680328	07:39:00	37.80	20.90	6	5.9	120	71	64	356	32	142	229	22	356	56	15
*13	680530	17:40:00	35.40	27.90	7	5.9	314	25	119	103	68	77	203	22	352	65	11
*14	680704	21:47:00	37.70	23.20	15	5.5	235	40	-125	97	58	-65	56	66	169	10	14
*15	681205	07:52:00	36.60	26.90	7	6.0	57	46	-72	212	47	-108	47	77	314	1	11
*16	690114	23:12:00	36.10	29.20	7	6.2	100	74	82	307	18	116	196	28	358	60	11
*17	690406	03:49:00	38.50	26.40	16	5.9	116	60	-90	296	30	-90	26	75	206	15	11
*18	690416	23:21:00	35.20	27.70	8	5.5	104	80	85	311	11	117	198	35	8	55	11
19	690612	15:13:31	34.43	25.04	19	6.0	163	50	44	41	58	131	104	5	7	56	4
20	690708	08:09:13	37.50	20.31	10	5.4	346	13	108	148	78	86	241	33	53	57	1
21	700408	13:50:28	38.34	22.56	9	5.8	265	23	-81	75	67	-94	338	68	168	22	3
22	710512	06:25:00	37.57	29.70	12	5.9	230	35	-105	68	56	-80	10	76	151	11	10
23	710512	12:57:00	37.60	29.60	12	5.6	235	65	-89	53	25	-92	147	70	324	20	10
24	720504	21:39:00	35.10	23.60	40	6.3	309	18	89	130	72	90	220	27	40	63	8
25	720504	21:39:57	35.15	23.56	41	6.2	112	74	98	265	18	64	196	28	34	60	4

26	720913	04:13:20	37.96	22.38	80	5.8	80	133	65	350	25	180	193	40	327	40	3
27	720917	14:07:16	38.28	20.34	8	5.6	39	61	-173	306	84	-29	259	25	356	16	1
*28	730105	05:49:00	35.80	21.90	42	5.6	136	60	94	308	30	83	223	15	57	75	12
29	731104	15:52:12	38.89	20.44	23	5.8	324	50	81	158	41	101	60	5	183	82	1
30	731129	10:57:44	35.18	23.81	18	5.8	224	67	10	130	81	157	179	10	85	23	4
*31	750404	05:16:00	38.10	22.10	15	5.5	68	75	-127	319	40	-24	299	47	185	21	13
32	750922	00:44:56	35.20	26.26	64	5.8	209	75	131	316	43	23	270	19	159	45	4
*33	751231	09:45:00	38.40	21.70	1	5.7	236	39	-125	98	59	-65	55	66	170	11	13
34	760511	16:59:48	37.56	20.35	13	5.8	323	13	90	143	77	90	233	32	53	58	1
*35	760612	00:59:00	37.50	20.60	8	5.8	115	70	90	295	20	90	205	25	25	65	15
36	770818	09:27:41	35.27	23.52	38	5.5	114	79	96	265	13	62	199	34	32	56	4
37	770911	23:19:19	34.95	23.05	19	5.9	276	47	89	97	43	91	6	2	172	88	4
38	790515	06:59:23	34.58	24.45	35	5.7	253	17	65	99	75	97	183	29	19	60	4
39	790615	11:34:17	34.94	24.21	40	5.6	150	75	70	25	25	142	256	27	34	55	4
40	800502	05:31:10	36.35	29.39	22	5.7	94	75	104	230	20	48	173	29	22	58	6
41	810628	17:20:23	37.81	20.06	14	5.7	15	76	180	105	89	14	239	9	331	11	5
42	820817	22:22:22	33.71	22.94	39	6.3	230	45	109	24	48	72	127	2	223	77	4
43	830117	12:41:31	38.03	20.23	11	6.1	48	56	167	145	79	35	272	15	12	32	1
44	830119	00:02:14	38.20	20.30	9.1	5.7	41	49	171	137	83	41	262	22	8	33	5
45	830131	15:27:01	38.18	20.39	12	5.6	41	82	-177	311	87	-8	266	8	356	4	5
46	830319	21:41:42	35.02	25.32	67	5.5	44	51	139	163	59	47	282	5	18	54	4
47	830323	23:51:07	38.29	20.26	7	5.8	30	70	176	121	86	20	254	11	347	17	1
48	830324	04:17:31	38.09	20.29	18	5.5	62	70	172	155	82	20	287	8	20	20	5
49	830514	23:13:48	38.44	20.33	13	5.5	36	86	167	127	77	4	82	6	351	12	5
50	830714	02:54:20	35.67	21.81	17	5.4	318	48	124	93	52	58	205	2	300	65	6
51	840211	08:02:51	38.37	22.10	3	5.7	116	36	-71	273	56	-103	144	75	13	10	6
52	840621	10:43:41	35.31	23.28	39	6.0	110	72	83	312	19	111	206	27	9	62	4
53	850907	10:20:50	37.50	21.20	29	5.4	24	57	168	121	80	34	248	15	348	31	6
54	850927	16:39:46	34.40	26.55	38	5.8	125	77	9	33	81	167	79	3	349	16	4

55	860325	01:41:35	38.40	25.10	6	5.6	163	59	-22	265	71	-147	127	36	32	8	6
56	860329	18:36:38	38.37	25.17	14	5.4	52	77	152	149	63	15	103	9	8	29	6
57	860913	17:24:31	37.01	22.18	8	6.0	196	51	-90	16	39	-90	106	84	286	6	1
58	861011	09:00:12	37.91	28.53	9	5.7	325	42	-36	83	67	-126	309	53	199	14	6
59	870227	23:34:54	38.42	20.36	13	5.7	26	61	168	122	80	30	251	13	348	28	5
60	870610	14:50:11	37.17	21.39	27	5.4	25	67	176	117	86	23	249	13	343	19	6
61	880518	05:17:42	38.36	20.42	23	5.4	45	70	163	141	74	21	272	3	4	26	5
62	890427	23:06:53	37.10	28.20	7	5.4	271	57	-103	114	35	-71	145	74	10	11	6
63	890428	13:30:20	37.06	28.01	12	5.5	245	54	-118	107	44	-57	97	67	354	5	6
64	890820	18:32:31	37.26	21.14	22	5.8	193	74	-174	101	84	-16	56	16	148	7	6
65	890824	02:13:14	37.94	20.14	16	5.2	36	46	142	154	64	51	271	10	15	53	5
66	900709	11:22:16	34.90	26.60	9	5.2	217	56	-21	319	73	-144	183	37	85	11	6
67	910319	12:09:23	34.80	26.30	12	5.6	261	30	40	135	71	114	207	23	77	57	6
68	910626	11:43:34	38.34	21.04	22	5.2	151	51	-105	354	41	-72	5	77	252	5	6
69	920123	04:24:19	38.40	20.57	9	5.6	345	19	68	188	72	97	272	27	109	62	5
70	920430	11:44:40	35.10	26.60	7	5.8	214	52	-47	337	55	-131	188	57	95	2	6
71	921106	20:06:02	38.02	26.97	6	6.0	146	76	13	53	77	166	100	1	9	19	6
72	921118	21:10:41	38.30	22.45	7	5.8	270	30	-81	80	60	-95	337	74	174	15	9
73	930714	12:31:49.2	38.17	21.77	19	5.5	229	79	-174	138	84	-11	93	12	184	4	6
74	940111	07:22:52	35.83	21.83	14	5.4	331	60	126	96	46	45	36	8	293	58	6
75	940416	23:09:34	37.36	20.63	22	5.6	124	76	90	304	14	90	214	31	34	59	5
76	950615	00:15:49	38.36	22.20	7	6.1	277	33	-76	80	58	-99	324	75	177	13	7
77	951210	03:27:50	34.76	23.99	24	5.2	266	9	54	122	83	95	207	38	38	52	6
78	960201	17:57:59	37.77	20.05	20	5.6	173	55	71	24	39	115	276	8	34	72	5
79	960402	07:59:26	37.84	26.87	9	5.4	261	53	-119	124	46	-57	110	67	11	4	6

80	960720	00:00:40	36.07	27.46	12	6.1	9	53	-114	225	43	-62	221	71	116	5	6
81	960720	source0B	36.07	27.46	13	5.6	352	86	-127	257	37	-6	230	38	112	31	6
82	970727	10:07:53	35.51	21.18	16	5.3	203	86	47	109	43	174	326	28	77	34	6
83	971013	13:39:40	36.45	22.16	33	6.3	123	72	84	322	19	108	218	27	24	63	6
84	971105	12:22:53	34.51	23.93	22	5.2	309	6	108	111	84	88	203	39	19	51	6
85	971105	21:10:28	38.40	22.45	13	5.4	344	63	-45	98	51	-144	305	50	44	7	6
86	971118	13:07:41	37.58	20.57	32	6.2	307	11	132	84	82	83	181	37	345	52	6
87	971118	source0B	37.50	20.50	31	6.4	5	25	163	110	83	66	220	34	355	47	6
88	980110	19:21:57	37.29	20.86	17	5.3	200	73	-109	70	25	-43	85	58	305	26	6
89	980429	03:30:38	35.96	21.88	13	5.4	176	81	117	283	28	19	244	31	114	47	6
90	980501	04:00:14	37.62	20.75	13	5.1	19	53	131	144	53	49	81	0	352	59	6
91	981006	12:27:42	37.13	20.98	9	5.3	308	61	54	184	45	136	63	9	167	58	6

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ					
1	Baker et al. (1997)	7	Bernard et al. (1997)	13	Papazachos (1975)
2	Shirokova (1972)	8	Kiratzki and Langston (1991)	14	Ritsema (1974)
3	Liotier (1989)	9	Hatzfeld et al. (1996a)	15	Anderson and Jackson (1987)
4	Taymaz et al.(1990)	10	Taymaz and Price (1992)		
5	Louvari et al.(1997)	11	McKenzie (1972)		
6	Louvari (2000)	12	McKenzie (1978)		



Μηχανισμοί γένεσης σεισμών που οφείλονται σε:



Ανάστροφο ρήγμα



Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης



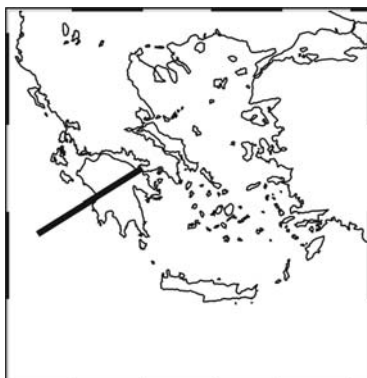
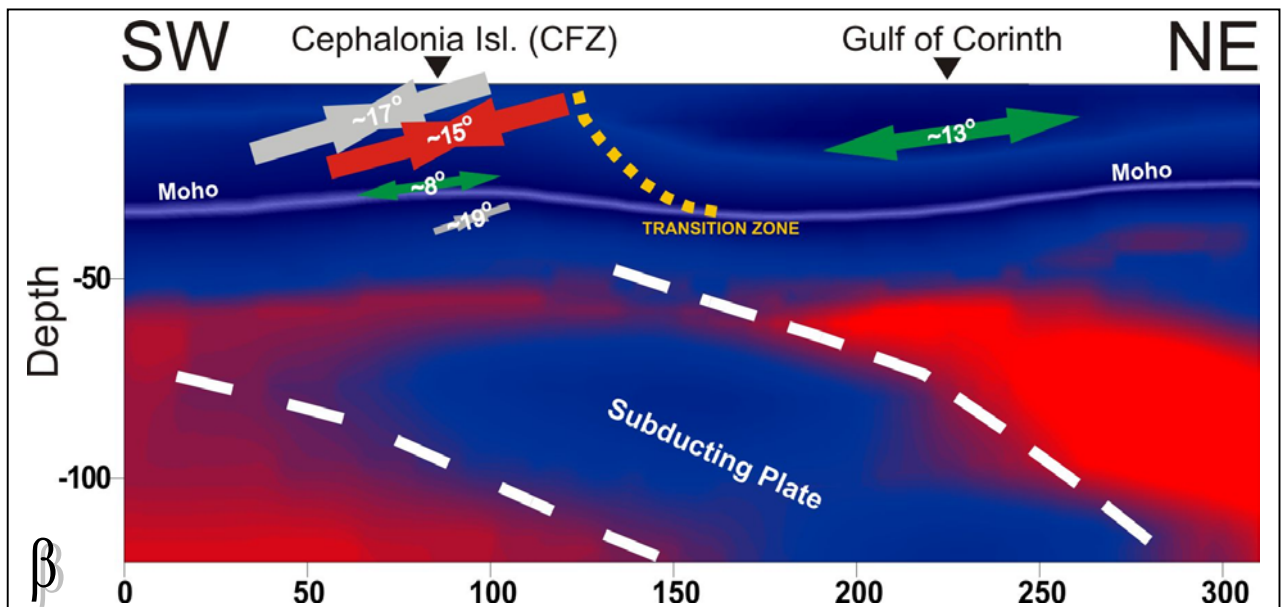
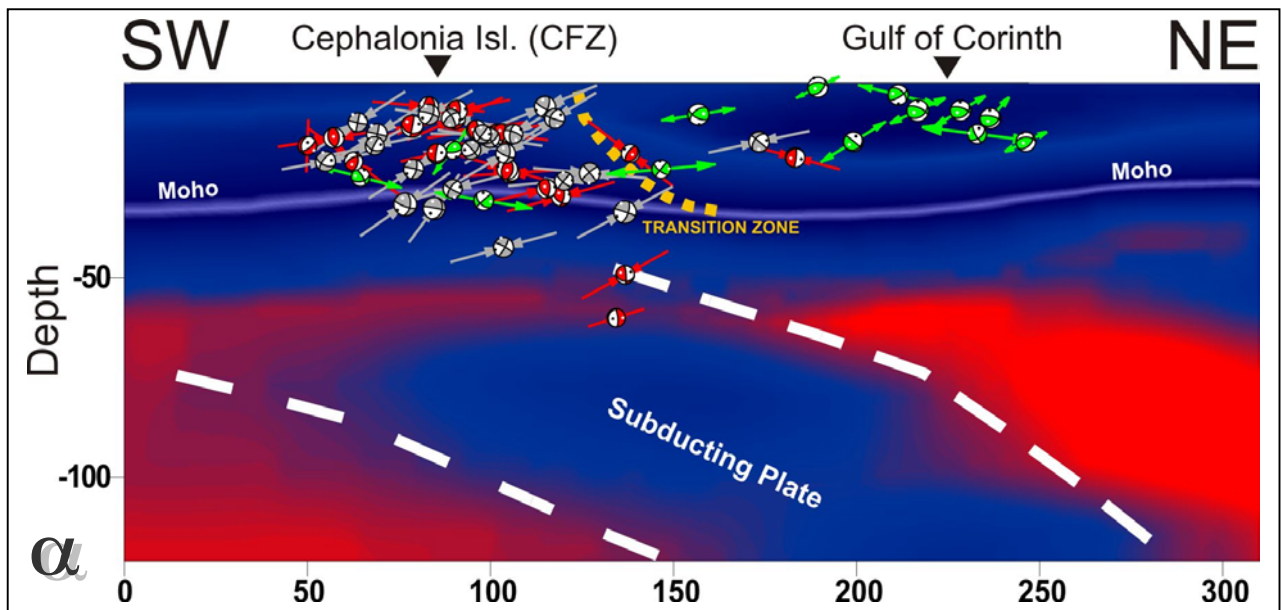
Κανονικό ρήγμα

Σχήμα 6.1. Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών και ενδιάμεσων βάθους σεισμών, του Ν. Αιγαίου για την περίοδο 1955-2002. Για την κατασκευή των μηχανισμών γένεσης χρησιμοποιήθηκε προβολή κάτω ημισφαιρίου. Ο χώρος των αραιώσεων συμβολίζεται με λευκό χρώμα ενώ των συμπίεσεων με μαύρο, κόκκινο ή πράσινο χρώμα. Με μαύρο χρώμα συμβολίζονται οι μηχανισμοί γένεσης με ανάστροφη συνιστώσα, με κόκκινο χρώμα οι μηχανισμοί με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης και με πράσινο οι μηχανισμοί γένεσης με κανονική συνιστώσα.

6.1.1 ΝΔ-ΒΑ τομή στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου

Το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, λόγω της πολύπλοκης γεωλογικής δομής της περιοχής, χαρακτηρίζεται από την παρουσία ανάστροφων, κανονικών και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Ο εφελκυσμός κατά μήκος του ορογενούς, η σύγκρουση μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Απουλίας και του Αιγαίου καθώς και το δεξιόστροφο ρήγμα στην περιοχή της Κεφαλονιάς είναι τα κύρια αίτια της ποικιλίας των μηχανισμών που παρατηρούνται στην περιοχή αυτή. Στο σχήμα (6.2α-β) παρουσιάζεται η τομή για τη συγκεκριμένη περιοχή όπου εμφανίζονται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών καθώς και μέσες τιμές των γωνιών βύθισης P- και T- αξόνων για ομάδες αντίστοιχων μηχανισμών. Παρατηρούμε ότι στο εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου κυριαρχούν τα ανάστροφα ρήγματα και τα οριζόντιας μετατόπισης ενώ στο εσωτερικό τμήμα τα κανονικά. Το συμπιεστικό πεδίο των τάσεων στο χώρο της δυτικής Ελλάδας εκτείνεται σε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με τις υπόλοιπες περιοχές του Ελληνικού τόξου. Αυτό συμβαίνει λόγω της ύπαρξης των Ελληνίδων οροσειρών που διατρέχουν τη δυτική Ελλάδα με αποτέλεσμα το πάχος του φλοιού να είναι σημαντικά αυξημένο φτάνοντας τα ~45 Km και η σύγκρουση μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών να εκτείνεται σε αντίστοιχα βάθη.

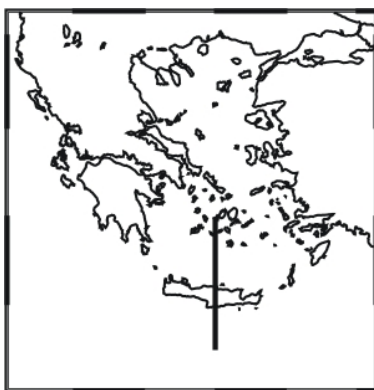
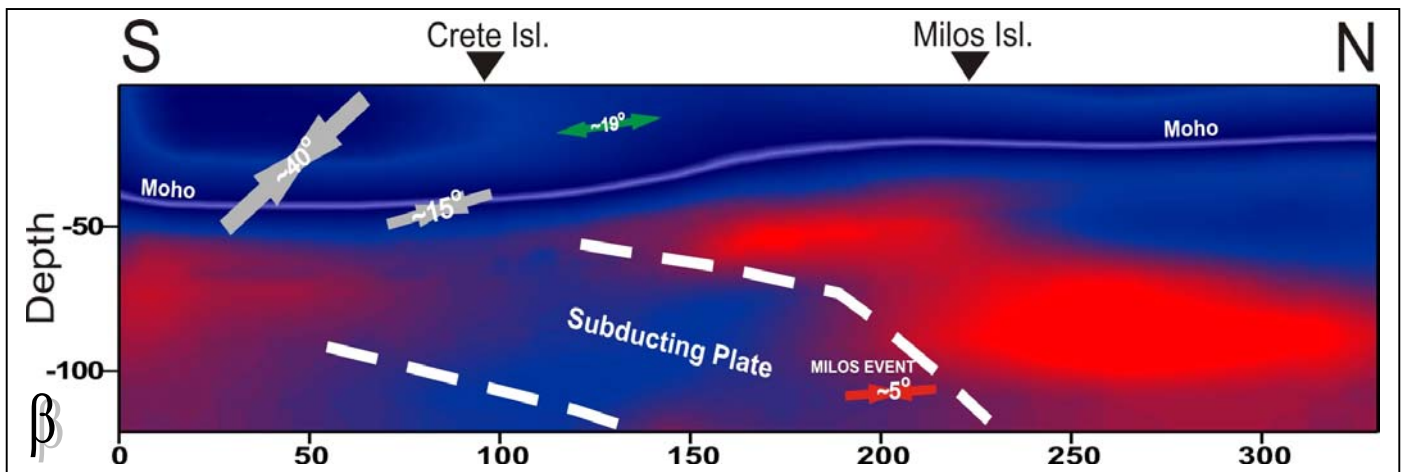
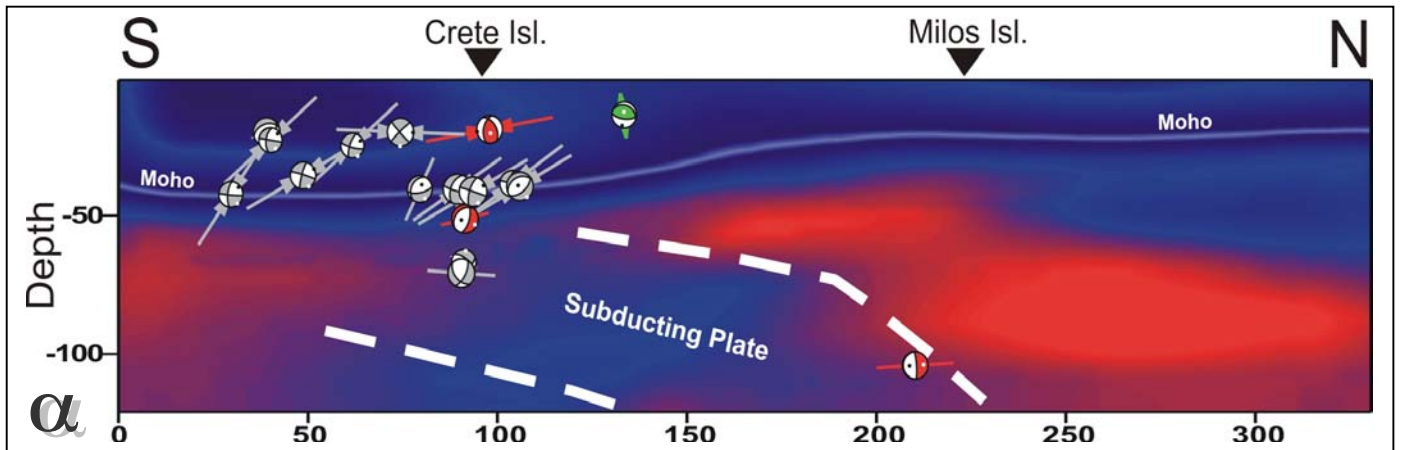
Η σημαντικότερη διαφοροποίηση ανάμεσα στους επιφανειακούς και στους βαθύτερους σεισμούς είναι η αλλαγή στη διεύθυνση του P- άξονα των μηχανισμών. Για τους επιφανειακούς σεισμούς ο P- άξονας είναι σχεδόν κάθετος στην παράταξη του Ελληνικού Τόξου ενώ γίνεται παράλληλος με την παράταξη του Τόξου για μεγαλύτερα βάθη. Τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης είναι συνδεδεμένα με το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Κεφαλονιάς το οποίο κατά το παρελθόν έχει ενεργοποιηθεί πολλές φορές με καταστροφικά αποτελέσματα. Οι μηχανισμοί αυτοί εμφανίζονται κυρίως σε μικρά βάθη (~20Km) αλλά εντοπίζονται και σε σχετικά βαθύτερα στρώματα (~60 Km). Τα κανονικά ρήγματα σχετίζονται με τον εφελκυσμό που παρατηρείται στο χώρο του Κορινθιακού κόλπου και γενικά στο εσωτερικό του Ελληνικού χώρου. Αντίστοιχα ρήγματα διεύθυνσης B-N εμφανίζονται κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης και εκτείνονται από την περιοχή της Αλβανίας έως την περιοχή του ΝΑ Αιγαίου ανάμεσα στα ανάστροφα ρήγματα του εξωτερικού Ελληνικού τόξου και τα κανονικά ρήγματα του Αιγαίου.



Σχήμα 6.2 α-β. ΝΔ-ΒΑ (NW-SE) τομή από το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. (α) Μηχανισμοί γένεσης και κύριοι άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού, (β) Μέσες κλίσεις αξόνων για επιφανειακούς και σεισμούς βάθους

6.1.2 N-B τομή στο κεντρικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου

Η περιοχή του νοτίου Αιγαίο κυριαρχείται από ανάστροφα ρήγματα που εντοπίζονται στο εξωτερικό τμήμα του Τόξου. Τα ρήγματα αυτά διακρίνονται στα μικρής γωνίας κλίσης τα οποία εντοπίζονται σε μικρά εστιακά βάθη και σε αυτά με μεγαλύτερες γωνίας κλίσεις που εντοπίζονται σε σχετικά μεγαλύτερα βάθη (Taymaz et al. 1990), όπως φαίνεται και στο σχήμα (6.3). Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η περίπτωση του σεισμού της Μήλου λόγω της ιδιομορφίας του μηχανισμού γένεσης του. Η αντιστροφή ανέδειξε ένα μηχανισμό ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης σε μια περιοχή όπου δεν έχει αναφερθεί ποτέ στο παρελθόν αντίστοιχος μηχανισμός. Ο P- και ο T- άξονας είναι σχεδόν οριζόντιοι όπως φαίνεται και στην τομή (6.3α). Συνήθως σε μεγάλα βάθη (~100 Km) κυριαρχούν οι εφελκυστικές τάσεις πάνω στην καταδύομενη λιθοσφαιρική πλάκα και αναμένεται ο T- άξονας να έχει αντίστοιχη γωνία κλίσης με αυτή της κατάδυσης, το οποίο δεν παρατηρείται στη συγκεκριμένη περίπτωση.

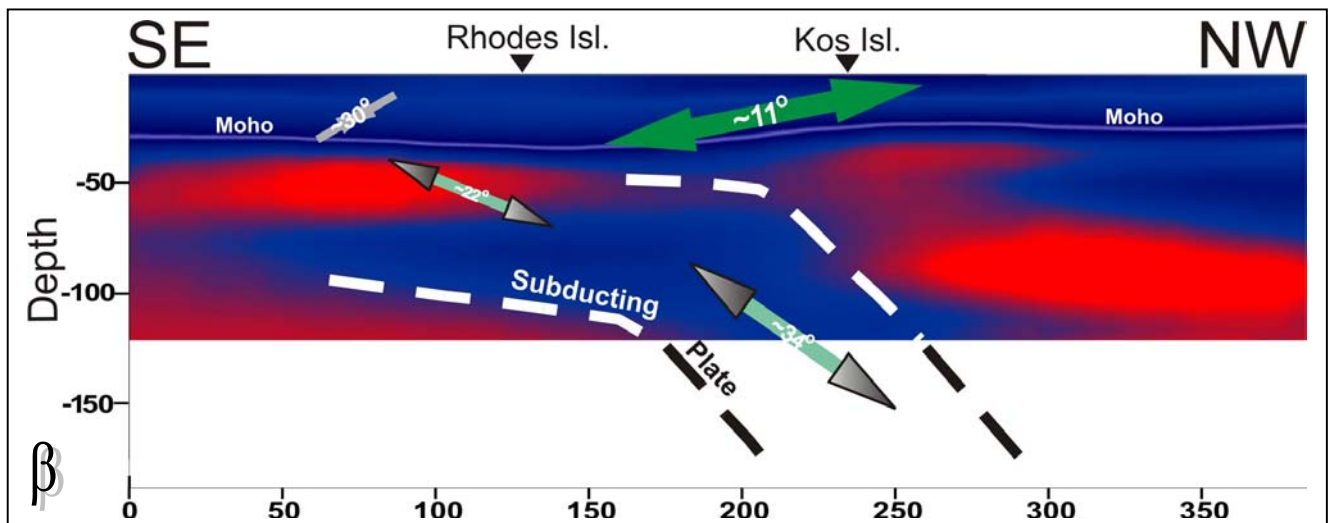
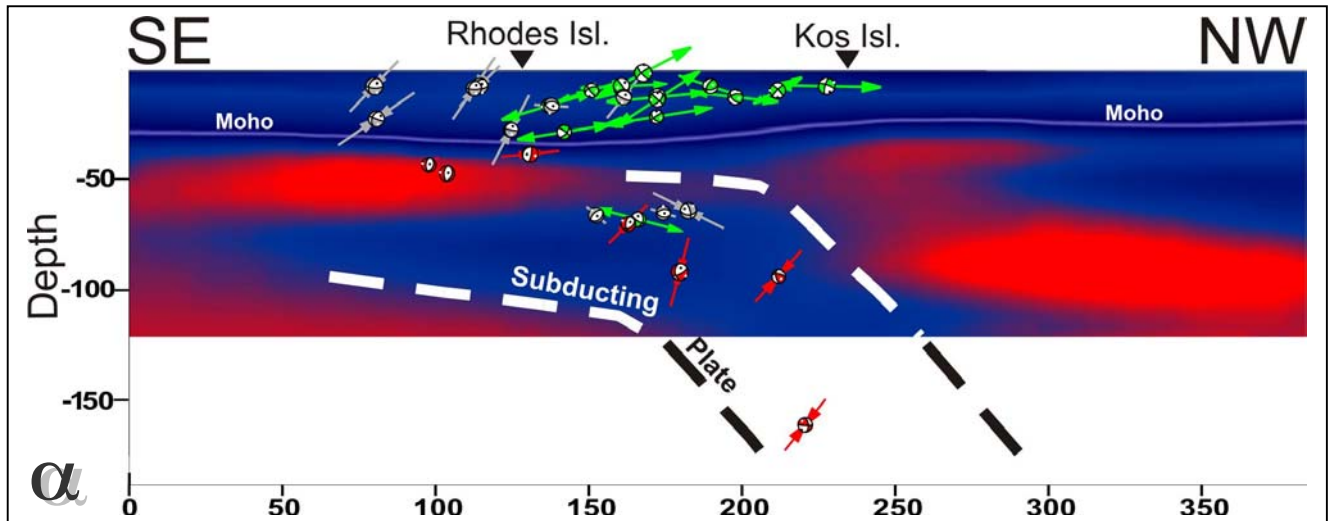


Σχήμα 6.3 α-β. N-B (S-N) τομή από το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. (α) Μηχανισμοί γένεσης και κύριοι άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού, (β) Μέσες κλίσεις αξόνων για επιφανειακούς και σεισμους βάθους

6.1.3 NA-BΔ τομή στο ανατολικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου

Το νοτιοανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου παρουσιάζει ορισμένα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τα οποία αναδεικνύονται έπειτα από τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης της περιοχής. Η γωνία με την οποία καταδύεται το εμπρόσθιο τμήμα της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αφρικής αλλάζει στο βάθος των 70-80 Km και από $\sim 30^\circ$ μεταβαίνει σε $\sim 45^\circ$ (Papazachos et al., 2000). Στο σχήμα 6.4 α φαίνεται η αλλαγή στη γωνία κατάδυσης τόσο από τα τομογραφικά αποτελέσματα της εργασίας των Papazachos and Nolet (1997) όσο και από τα εστιακά βάθη των υπολογισμένων με αντιστροφή σεισμών. Στο σχήμα 6.4β εμφανίζονται οι T- άξονες των μηχανισμών που οφείλονται σε ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, οι οποίοι έχουν γωνία βύθισης αντίστοιχη με αυτή της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας. Επίσης είναι εμφανής η αλλαγή στην κλίση των T- αξόνων που εμφανίζεται περίπου στα 80-100 Km και είναι σε συμφωνία με τις αντίστοιχες γωνίες κλίσεις της λιθοσφαιρικής πλάκας πάνω και κάτω από το όριο των 80 Km.

Στην περιοχή του NA Αιγαίου και σε μικρότερα βάθη κυριαρχούν τα κανονικά ρήγματα τα οποία ανήκουν στη ζώνη των κανονικών ρηγμάτων παράταξης B-N κατά μήκος του πρίσματος επαύξησης και σε αυτά που συναντώνται στο εσωτερικό του χώρου του Αιγαίου. Στο σχήμα 6.4β παρουσιάζονται οι μηχανισμοί των σεισμών που οφείλονται σε ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων καθώς και οι μέσες γωνίες κλίσης των αξόνων τους.



Σχήμα 6.4 α-β. ΝΑ-ΒΔ (SE-N) τομή από το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. (α) Μηχανισμοί γένεσης και κύριοι άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού, (β) Μέσες κλίσεις αξόνων για επιφανειακούς και σεισμούς βάθους

6.2 Αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής με χρήση δεδομένων από κοντινές (regional) αποστάσεις

Εφαρμόσαμε μια σύγχρονη μέθοδο αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής με δεδομένα τοπικών σταθμών σε δύο περιπτώσεις σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Οι σεισμοί που μελετήθηκαν με αυτή τη μέθοδο ήταν της Καρπάθου (22/01/02; **M** 6.1) και της Μήλου (21/05/02; **M** 5.8). Τα αποτελέσματα ήταν αρκετά ικανοποιητικά ακόμα και με τη χρήση ενός μόνο σταθμού.

Η μέθοδος συγκεντρώνει αρκετά πλεονεκτήματα τα οποία την καθιστούν ιδιαίτερα χρήσιμο εργαλείο στη μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών. Είναι αρκετά απλή στην εφαρμογή και μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα με χρήση ακόμη και ενός σταθμού. Χρήση βέβαια περισσότερων του ενός σταθμού βελτιώνει την αξιοπιστία της λύσης. Σε μικρό χρονικό διάστημα από τη γένεση ενός σεισμού (μερικές ώρες) είναι δυνατή η ανάκτηση δεδομένων από σύγχρονα σεισμολογικά δίκτυα που λειτουργούν σήμερα, με αποτέλεσμα τη γρήγορη εξαγωγή των παραμέτρων της εστίας του σεισμού. Η γνώση των ορικών επιπέδων του μηχανισμού γένεσης μέσα σε σύντομο χρονικό διάστημα, σε περιπτώσεις πολύ ισχυρών σεισμών, μπορεί να συντελέσει σε ταχείς αναλύσεις σεισμικής επικινδυνότητας μιας και ο τρόπος εκδήλωσης των μετασεισμών διαφέρει ανάλογα με τον τύπο του ρήγματος (Uhrhammer, 1986) καθώς επίσης σε εκτιμήσεις της κατευθυντικότητας. Ένα ακόμα σημαντικό πλεονέκτημα της μεθόδου, είναι η δυνατότητα υπολογισμού των σεισμικών παραμέτρων σεισμών με μικρά μεγέθη έως και **M** 3.5 (Pasyanos et al., 1996). Επιπλέον τα αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εφαρμογή άλλων μεθόδων όπως για την εύρεση της ολίσθησης πάνω στο σεισμογόνο ρήγμα ή μεθόδων προσομοίωσης της σεισμικής κίνησης, όπου απαιτούνται μικρού μεγέθους σεισμοί με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά ή ακόμα και για την καλύτερη εύρεση της δομής σε μια περιοχή.

6.3 Στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης

Η μέθοδος της στοχαστικής προσομοίωσης των εδαφικών κινήσεων χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στη μελέτη των κινήσεων που προκαλούν οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους του Ελληνικού τόξου σε επιλεγμένες θέσεις στην επιφάνεια της Γης. Ο σεισμός που μελετήθηκε ήταν αυτός της Καρπάθου (22/01/02;

Μ 6.1). Παρ'όλο που ήταν μεσαίου μεγέθους, το μεγάλο εστιακό του βάθος (~91 Km) και η έντονη απόσβεση, λόγω του θερμού υλικού του μανδύα, συντέλεσαν στη μείωση των πλατών των σεισμικών κυμάτων που καταγράφηκαν σε σταθμούς γύρω από το επίκεντρο.

Οι παράμετροι οι οποίοι επιλέχθηκαν για τους σκοπούς της προσομοίωσης οδήγησαν στην δημιουργία αξιόπιστων συνθετικών καταγραφών οι οποίες βρίσκονταν σε καλή συμφωνία με τις πραγματικές τόσο ως προς τα μέγιστα πλάτη όσο και ως προς τη διάρκεια.

Ο έλεγχος των παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν έκανε εφικτή την προσομοίωση ισχυρού μελλοντικού σεισμού στην ίδια περιοχή και την εξαγωγή συνθετικών καταγραφών και φασμάτων για το σεισμό αυτό. Με αυτό τον τρόπο αναδείχθηκε μια σημαντική χρησιμότητα της μεθόδου η οποία μπορεί να μας παρέχει πληροφορίες για τις αναμενόμενες επιταχύνσεις σε περιοχές για τις οποίες δεν υπάρχουν ή είναι ελλιπή τα σεισμολογικά δεδομένα.

6.4 Υπολογισμός των παραμέτρων της εστίας

Οι παράμετροι της εστίας των σεισμών ενδιαμέσου βάθους του ελληνικού χώρου δεν είναι αρκετά γνωστοί λόγω των περιορισμένων εργασιών που έχουν δημοσιευθεί πάνω σε αυτό το θέμα. Μια προσπάθεια μελέτης των παραμέτρων αυτών με χρήση της κλασσικής μεθόδου της φασματικής ανάλυσης έγινε στα πλαίσια της διατριβής.

Ο περιορισμένος αριθμός ισχυρών σεισμών βάθους δεν επέτρεψε μια εκτεταμένη μελέτη πάνω στο θέμα. Το δείγμα όμως που μελετήθηκε, κυρίως λόγω του μεγέθους των σεισμών που το αποτελούσαν, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα άλλων ερευνητών, συντέλεσε στη δημιουργία μιας πιο ολοκληρωμένης εικόνας για τις σχέσεις που συνδέουν τις παραμέτρους της εστίας στον ελληνικό χώρο.

Οι παράμετροι που υπολογίστηκαν βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές των άλλων ερευνητών και επιβεβαιώνουν τις ήδη υπάρχουσες σχέσεις που έχουν προταθεί για τον ελληνικό χώρο.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, 44, 23-88.
- Aki, K. and Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology: Theory and methods, Freeman, San Francisco, Calif., 557 pp.
- Aki, K., 1988. Physical theory of earthquakes, Proc. Summer School of EMSC & IPGS – Strasbourg 1986, *Seismic Hazard in Mediterranean Regions* (Eds : Bonnin J., Cara A., Cistarnas A. and R. Fantechi), 3-33.
- Atkinson, G. M., 1993. Earthquake source spectra in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1778-1798.
- Atkinson, G. M. and Boore, D. M., 1995. Ground – motion relations for eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 17 – 30.
- Ambraseys, N. P., Smit, R., Bernardi, D., Rinaldis, F. Cotton and Berge-Thierry, C., 2000. European Strong-Motion Database, European Council, Environment and Climate Research Programme.
- Anderson, J. and Hough, S., 1984. A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1969 – 1993.
- Anderson, H. and Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 91, 937-983.
- Archuleta, R. J., Cranswick, E., Mueller, Ch. and Spudich, P., 1982. Source parameters of the 1980 Mammoth lakes, California earthquakes sequence. *J. Geophys. Res.*, 87, 4595-4607.
- Baker, C., 1993. The Active Seismicity and Tectonics of Iran, *Ph.D. Thesis*, University of Cambridge, England.
- Baker, C., Hatzfeld, D., Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E. and Rigo, A., 1997. Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and western Greece, *Geophys. J. Int.*, 131, 559-594.
- Bayasgalan A., 1999. Active tectonics of Mongolia, *Ph.D. Thesis*, University of Cambridge, England. pp 175.

- Beresnev, I. A. and Atkinson, G. M., 1997. Modelling Finite-Fault Radiation from the ω^n Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 67 – 84.
- Beresnev, I. A. and Atkinson, G. M., 1998. FINSIM – a FORTRAN Program for Simulating Stochastic Acceleration Time Histories from Finite Faults, *Seism. Res. Let.* 69, 27 – 32.
- Beresnev, I. A. and Atkinson, G. M., 1999. Generic Finite-Fault Model for Ground-Motion Prediction in Eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 89, 608 – 625.
- 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., Larroque, C., Rigo, A., Massonet, D., Papadimitriou, P., Kassara, J., Diagourtas, D., Makropoulos, K., Veis, G., Papazisi, E., Mitsakaki, C., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Papanastasiou, D., Chouliaras, G. and Stavrakakis, G., 1997. A low angle normal fault earthquake: the Ms=6.2, June, 1995 Aigion earthquake (Greece). *J. Seismology*, 1, 131-150.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 239-262.
- Boatwright, J., 1980. A spectral theory for circular seismic sources: simple estimates of dimension, dynamic stress drop and radiated seismic energy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1-27.
- Boatwright, J. and Choy G. (1992). Generic Finite-Fault Radiation from the ω^n Spectrum, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 67-84.
- Boore, D. M. (1983). Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 1865 – 1894.
- Boore, D. M. and Boatwright, J., 1984. Average body – wave radiation coefficients, *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 1615-1621.
- Boore, D. M. and G. M. Atkinson (1987). Stochastic prediction of ground motion and spectral response parameters at hard-rock sites in eastern North America, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 440 – 467.
- Boore, D. M. and Joyner, W. B., 1997. Site amplifications for generic rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 327 – 341.

- Brune, J. N., 1968. Seismic moment, seismicity, and rate of slip along major fault zones. *J. Geophys. Res.*, 10, 3045-3052.
- Brune, J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.* 75, 4997 – 5009.
- Brune, J. N., 1971. Correction, *J. Geophys. Res.* 76, 5002.
- Bullen, K. E. and Bolt, B. A., 1985. An introduction to the theory of seismology (4th Edition). Cambridge University Press, Cambridge.
- Burdick, L.J. and Helmberger, D.V., 1978. The upper mantle P velocity structure of the western United States. *J. Geophys. Res.*, 83, 1699-1712
- Castro, R. R., Rovelli, A., Cocco, M., Di Bona, M. and Pacor F., 2001. Stochastic simulation of strong – motion records from the 26 September 1997 (M_w 6), Umbria – Marche (Central Italy) earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 91, 27 – 39.
- Christensen, D. H. and Ruff, L. J., 1985. Analysis of the trade off between hypocentral depth and source time function, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1637-1656.
- Chouliaras G. and Stavrakakis G. N., 1997. Seismic source parameters from a new dial-up seismological network in Greece., *Pure appl. Geophys.*, 150, 91-111.
- Dreger, D., 2000. Time-Domain Moment Tensor INVerse Code (TDMT_INV) Release 1.0.
- Dreger, D. S. and Kaverina A., 2000. Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: A case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake . *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1941-1944.
- Dziewonski, A.M. and Anderson, D.L., 1981. Preliminary Reference Earth Model (PREM), *Phys. Earth Planet. Int.*, 25, 297-356.
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A. and Woodhouse, J.H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852.
- Dziewonski, A.M. and Woodhouse, J.H., 1983. An experiment in the systematic study of global seismicity: Centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981. *J. Geophys. Res.*, 88, 3247-3271.
- Dziewonski, A.M., Ekström, G. and Salganik, M.P., 1993. Global seismicity of 1992. *EOS Trans. AGU*, 74, 204-205.

- Ekström, G., 1992. A system for automatic earthquake analysis, *EOS Trans. AGU*, 73, 70.
- Fletcher, J. B., 1980. Spectra from high-dynamic digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 735-755.
- Foster, A. N., 1997. The Seismicity and Tectonics of Africa, *Ph.D. Thesis*, University of Cambridge, England.
- Foster, A. N. and Jackson A. N., 1998. Source parameters of large African earthquakes: implications of crustal rheology and regional kinematics. *Geophys. J. Int.*, 134, 422-448.
- Futterman, W.I., 1962. Dispersive body waves. *J. Geophys. Res.*, 67, 5279-5291.
- Hanks, T.C., 1979. b values and $\omega^{-\gamma}$ seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal faults zones and the estimation of high – frequency strong ground motion. *J. Geophys. Res.*, 84 , 2235-2242.
- Hanks, T. C. and Wyss M., 1972. The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.
- Hanks, T. C. and McGuire, R. K., 1981. The character of high frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 2071–2095.
- Hartzell, S. H., 1978. Earthquake aftershocks as Green's functions. *Geophys. Res. Lett.* 5, 1-4.
- Hatzfeld, D., Kementzetzidou, D., Karakostas, V., Ziazia, M., Nothard, S., Diagourtas, D., Deschamps, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, P., Scordillis, M., Smith, R., Voulgaris, N., Kiratzi, A., Makropoulos, K., Bouin, M.P. and 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. Seism. Soc. Am.*, 86, 1987-1991.
- Hatzidimitriou, P. M., 1995. S-wave attenuation in the crust waves of Northern Greece. *Pageoph.*, 140, 1381-1387.
- Helmberger, D.V., 1974. Generalized ray theory for shear dislocation. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 64, 45-64.
- Helmberger, D.V., 1983. Theory and application of synthetic seismograms, in Earthquakes: observations, theory and interpretation. Proceedings of the International School of Physics Enrico Fermi Course LXXXV, Kanamori, H. & Boschi, E. (eds.), North-Holland, Amsterdam, 174-222.

- Hough, S. E. and Dreger D. S., 1995. Source parameters of the 23 April 1992 M 6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green's function analysis of GEOS and TERRAscope data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1576-1590.
- Huang, P. Y., 1985. Focal depths and mechanisms of mid-ocean ridge earthquakes from body waveform modeling. *Ph.D. Thesis*, Massachusetts Institute of Technology.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E., 1958. Seismological tables. British Association Seismological Committee, London.
- Jost, M. L. and Herrmann, R., 1989. A student's guide to and review of moment tensors. *Seism. Res. Lett.*, 60, 37-57.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L., 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Keilis-Borok, V. I., 1959. On the estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions, *Ann. Geofis.* 12, 205-214.
- Keilis-Borok, V. I., 1960. Investigation of the mechanism of earthquakes, *Sov. Res. Geophys.* (English translation), 4, 29.
- Kiratzí, A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 151, 360-376.
- Kiratzí, A. and Langston, C., 1989. Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 57, 225-232.
- Kiratzí, A. and Langston, C., 1991. Moment tensor inversion of the 1983 January 17 Kefallinia event of Ionian islands (Greece). *Geophys. J. Int.*, 105, 529-535.
- Kiratzí, A. A. and Papazachos C. B., 1995. Active deformation of the shallow part of the subducting lithospheric slab in the southern Aegean. *Journal of Geodynamics*, 19, 65-78.
- Kiratzí A. and Louvari E., 2001. Source parameters of the Izmit-Bolu 1999 (Turkey) earthquake sequences from teleseismic data. *Annali di Geofisica*, 44, 33-47.
- Kiratzí, A., Wagner, G. and Langston, C., 1991. Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body waveform modeling. *PAGEOPH*, 135, 515-527.

- Kovachev, S. A., Kuzin I. P., Shoda O. Yu., Soloviev, S. L., 1991. Attenuation of S-waves in the lithosphere of the Sea of Crete according to OBS observations. *Physics of the earth and planetary interiors*, 69, 101-111.
- Lay, T. and Wallace, T., 1995. *Modern Global Seismology*. California, 521 pp.
- Langston, C.A. and Helmberger, D.V., 1975. A procedure for modeling shallow dislocation sources. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 117-130.
- Liotier, Y., 1989. Modelisation des ondes de volume des seismes de l'arc Ageen. *DEA de l'Universite Joseph Fourier, Grenoble, France*.
- Λούβαρη, Ε., 2000. Λεπτομερής σεισμοτεκτονική ανάλυση του Αιγαίου και γειτονικών περιοχών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μικρών σεισμών. Διδακτορική διατριβή, ΑΠΘ, σελ. 373.
- Louvari E. and Kiratzi A., 2001. Source parameters of the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake based on teleseismic data. *Journal of the Balkan Geophysical society*, 4, 51-60.
- Louvari, H. K., Kiratzi, A.A. and B. C. Papazachos, 1997. Further evidence for strike-slip faulting in the Ionian Islands: *The Lefkada fault*. IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-29 August 1997, 111.
- Madariaga, R., 1976. Dynamics of the expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639-666.
- Maggi A., Jackson A., Priestley K., Baker C., 2000. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Thien Shan and northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.*, 143, 629-661.
- Makris, J., 1975. Crustal structure of the Aegean area and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geoph.*, 41, 441-443.
- Margaris, B. N. and Boore, D. M., 1998. Determination of $\Delta\sigma$ and κ_0 from response spectra of large earthquakes in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.* 88, 170-182.
- Margaris, B. N. and Hatzidimitriou P. M., 2002. Source spectral scaling and stress release estimates using strong-motion records in Greece. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 1040-1059.
- McCaffrey, R., and Abers, G., 1988. SYN3: A program for inversion of teleseismic body waveform on microcomputers. *Air Force Geophysics Laboratory Technical Report*, AFGL-TR-88-0099.
- McCaffrey, R., Abers, G. and Zwick, P., 1991. Inversion of Teleseismic Body Waves.

- International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, pp. 166.
- McCaffrey, R. and Nábělek, J., 1984. The geometry of backarc thrusting along the eastern Sunda arc, Indonesia: constraints from earthquake and gravity data. *J. Geophys. Res.*, 89, 6171-6179.
- McCaffrey, R. and Nábělek, J., 1987. Earthquakes, gravity, and the origin of the Bali Basin: an example of nascent continental fold-and-thrust belt. *J. Geophys. Res.*, 92, 441-460.
- McCaffrey, R., 1988. Active tectonics of the eastern Sunda and Band arc. *J. Geophys. Res.*, 93, 15163-15182.
- McGuire, R. K. and Hanks T. C., 1980. RMS accelerations and spectral amplitudes of strong ground motion during the San Fernando, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 1907-1919
- McKenzie, D., 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55, 217-254.
- Molnar, P. and Lyon-Caen, H., 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins, *Geophys. J. Int.*, 99, 123-153.
- Nábělek, J., 1984. Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. *Ph.D. thesis*, Mass. Inst. Of Tech.
- Nábělek, J., 1985. Geometry and mechanism of faulting of the 1980 El Asnam, Algeria, earthquake from inversion of teleseismic body waves and comparison with field observations. *J. Geophys. Res.*, 90, 12713-12728.
- Oppenheim, A. V. and R. W. Schaffer, 1989. Discrete-Time Signal Processing, Prentice Hall, USA, 879 pp.
- Ou, G. B. and Herrmann, R. B., 1990. A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 1397-1417
- Παναγιωτόπουλος, Δ., 1984. Καμπύλες χρόνου διαδρομής και δομή φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, σελ. 173.

- Παναγιώτου, Μ., 2001. Παράμετροι της εστίας, μηχανισμοί γένεσης και αντιστροφή του τανυστή των τάσεων των σεισμών στο βόρειο και κεντρικό Αιγαίο. Διατριβή ειδίκευσης, ΑΠΘ, σελ.130.
- Πάνου, Α., 2001. Φασματική ανάλυση σεισμικών καταγραφών με εφαρμογή στη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών (1995). Διατριβή ειδίκευσης, ΑΠΘ, σελ. 97.
- Papadimitriou, E., 1993. Focal mechanism along the convex side of the Hellenic arc. *Bollettino de Geofisica Teorica ed Applicata*, XXXV, 401-426.
- Papazachos, B. C. 1975. Seismic activity along the Saronikos – Corinth – Patras gulfs. In: *Monthly Bulletin of the Seismological Institute of the National Observatory of Athens*, 1-16, December 1975.
- Papazachos, B. C., 1990. Seismicity of the Aegean and the surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.
- Papazachos, B. C., 1993. Determination of crustal thickness by inversion of travel times with an application in the Aegean area. 2nd congress of the Hellenic Geophysical Union, 5-7 May, Florina.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., 1970. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean ridge. *Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid 1969*, 16, 74-75.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517-8533.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., 1978. Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean Area. “Second Intern. Scient. Conf. Thera and the Aegean World, Santorini, Aug. 1978”, 121-129.
- Papazachos, B. C. and Papazachou, C., 1989. The earthquakes of Greece. Ziti Publications, Thessaloniki, Greece.
- Papazachos, B., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and Rocca, A., 1984b. Seismic faults in the Aegean area. *Tectonophysics*, 106, 71-85.
- Papazachos B. C., Papaioannou, C. A., Papazachos C. B., Savvaidis, A. S., 1999. Rupture zones in the Aegean region. *Tectonophysics*, 308, 205-221.
- Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Papazachos C. B., Scordilis E. M., 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and the lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 319, 275-300.

- Papazachos, C. B. and Kiratzi A., 1996. A detailed study of the active deformation in the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 253, 129-153.
- Papazachos, C. B. and Nolet, G. P., 1997. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *J. Geophys. Res.*, 102, 8349-8367.
- Papazachos, C. B., Karakaisis, G. F., Savvaidis, A. S., Papazachos B. C., 2002. Accelerating Seismic Crustal Deformation in the Southern Aegean Area. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 570-580.
- Pasyanos, M. E., Dreger D. S. and Romanowich B., 1996. Towards Real-time Determination of Regional Moment Tensors. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 1255-1269.
- Polatidis, A., Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P. and B. Margaris, 2002. Attenuation of shear-waves in Central Greece for frequencies from 0.6 to 16 Hz. "Tectonophysics", in review.
- Ritsema, A., 1974. The earthquake mechanics of the Balkan region. *R. Netherl. Meteorol. Inst., De Bilt, Sci. Rep.*, 74-4.
- Roumelioti, Z. and A. Kiratzi (2002). Stochastic simulation of strong motion records from the 15 April 1979 (M 7.1) Montenegro (Yugoslavia) earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 1095 - 1101.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou Ch., 2000. S – wave spectral analysis of the 1995 Kozani-Grevena (NW Greece) aftershock sequence. *Journal of Seismology*, 6, 219-236.
- Roumelioti, Z., Kiratzi, A., Theodoulidis, N. and Papaioannou Ch., 2002. A comparative study of a stochastic and deterministic simulation of strong ground motion applied to the Kozani-Grevena (NW Greece) 1995 sequence, *Annali di Geofisica*, 43, 951-966.
- Saikia, C. K., 1994. Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature; Modeling of L_g waves in eastern North America. *Geophys. Journ. Int.*, 118, 142-158.
- Sato, T. and Hirasawa, T., 1973. Body wave spectra from propagating shear cracks. *J. Physics of the Earth*, 21, 415-431.

- Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Karacostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E. and Papazachos, B. C., 1985. Evidence for transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island earthquake Sequence of 1983. *PAGEOPH*, 123, 388-397.
- Shirokova, E., 1972. Stress pattern and probable motion in the earthquake foci of the Asia-Mediterranean seismic belt. In: *Elastic Strain Field of the Earth and Mechanics of earthquake sources*, L. M. Balakina et al. (eds), Nauka, Moscow.
- Taymaz, T. and Price, S., 1992. The 1971 May 12 Burdur earthquake sequence, SW Turkey: a synthesis of seismological and geological observations. *Geophys. J. Int.*, 108, 589-603.
- Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R., 1990. Earthquake mechanics in the Hellenic Trench near Crete. *Geophys. J. Int.*, 102, 695-731.
- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie, D., 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.
- Theodoulidis, N. P., 1999. Strong motion simulation of large intermediate depth earthquakes in SE Europe. Proceedings of the 12th European Conference on Earthquake Engineering.
- Tibi, R., Estabrook C. H., Bock. G., 1999. The 1996 June Flores Sea and 1994 March Fiji-Tonga earthquakes: source processes and deep earthquake mechanisms. *Geophys. J. Int.*, 138, 625-642.
- Tibi, R., Guenter, B., Estabrook., C. H., 2002. Seismic body wave constraint on mechanisms of intermediate-depth earthquakes. *J. Geophys. Res.* 107, ESE 1-1, ESE 1-23.
- Uhrhammer, R. A., 1986. Characteristics of northern and central California seismicity, *Bull. Seism. Soc. Am.* 57, 21.
- Wagner, G.S. and Langston C.A., 1989. Some pitfalls and trade-offs in source parameter determination using body wave modelling and inversion. *Tectonophysics*, 32, 353-386.
- Wiens, D.A., 1989. Bathymetric effects on body waveforms from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile Trench. *J. Geophys. Res.*, 94, 5953-5986.

- Woodhouse, J.H. and Dziewonski, A.M., 1984. Mapping of the Upper Mantle: Three Dimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 5953-5986.
- Yilmazturk, A. and Burton, P.W., 1999. Earthquake source parameters as inferred from body waveform modeling, southern Turkey. *J. Geodynamics*, 27, 469-499.
- Zoback, M., 1992. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.*, 97, 11703-11728.
- Zwick, P., McCaffrey, R., Abers, G., 1995. Earthquake moment tensor analysis of Teleseismic body waves – MT5 program, International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior (IASPEI) Software Library 4.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους

Στο κεφάλαιο αυτό δίνονται τα στοιχεία 31 μηχανισμών γένεσης που προσδιορίστηκαν στην παρούσα διατριβή ειδικεύσης. Οι 28 πρώτοι μηχανισμοί υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου και οι 3 τελευταίοι με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων.

Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή των θεωρητικών συναρτήσεων Green ήταν ίδιο για όλους τους σεισμούς και παρουσιάζεται στον Πίνακα Α1.

Πίνακας Α1. Μοντέλο δομής που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή ειδικεύσης

Στρώμα νερού	$V_p = 1.5 \text{ Km/sec}$	-	$\rho = 1,03 \text{ gr/cm}^3$
Στρώμα Ι	$V_p = 6.5 \text{ Km/sec}$	$V_s = 3.7 \text{ Km/sec}$	$\rho = 2.8 \text{ gr/cm}^3$
Ημιχώρος	$V_p = 7.8 \text{ Km/sec}$	$V_s = 4.5 \text{ Km/sec}$	$\rho = 3.3 \text{ gr/cm}^3$

Αντίθετα το πάχος του πρώτου στρώματος (πάχος φλοιού) καθώς και το πάχος του στρώματος νερού μεταβαλλόταν ανάλογα με τη θέση του επικέντρου.

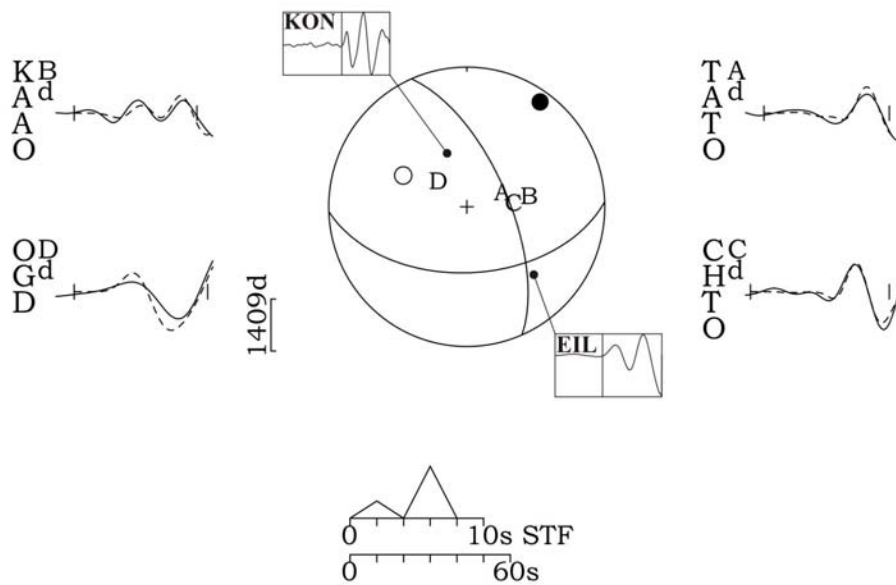
Στη συνέχεια δίνονται πληροφορίες για το μηχανισμό γένεσης του κάθε σεισμού. Στον τίτλο του σχήματος αναγράφονται τα στοιχεία του σεισμού και ακολουθούν τα στοιχεία του μηχανισμού με την ακόλουθη σειρά: Έτος / Μήνας / Ημέρα, Αζιμούθιο (^{0}) / Γωνία κλίσης (^{0}) / Γωνία ολίσθησης (^{0}) / Βάθος (Km) / Σεισμική ροπή (Nt.m).

Ο άξονας μέγιστης σμίκρυνσης (P) συμβολίζεται με μαύρο κύκλο ενώ της μέγιστης έκτασης (T) με κύκλο με διακεκομμένες γραμμές. Τα συνθετικά σειсмоγράμματα συμβολίζονται με διακεκομμένη γραμμή, ενώ τα πραγματικά με συνεχή γραμμή. Οι κάθετες γραμμές στις κυματομορφές ορίζουν το χρονικό παράθυρο που χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή. Οι κωδικοί των σταθμών αναγράφονται στο αριστερό τμήμα και το σύμβολο 'd' δηλώνει ότι οι καταγραφές είναι ψηφιακές. Η χρονική συνάρτηση της πηγής (source time function) φαίνεται στο κέντρο του σχήματος. Οι κατακόρυφες γραμμές δίπλα στην εστιακή σφαίρα αντιπροσωπεύουν την κλίμακα πλάτους των κυματομορφών σε μικρά (μm). Στις περισσότερες από τις λύσεις υπάρχουν ένθετες κυματομορφές στο πάνω μέρος των σχημάτων οι οποίες παρουσιάζουν χρονικό παράθυρο P- κυματομορφών που καταγράφηκαν σε επικεντρικές αποστάσεις $\Delta < 30^0$. Οι πρώτες αποκλίσεις των

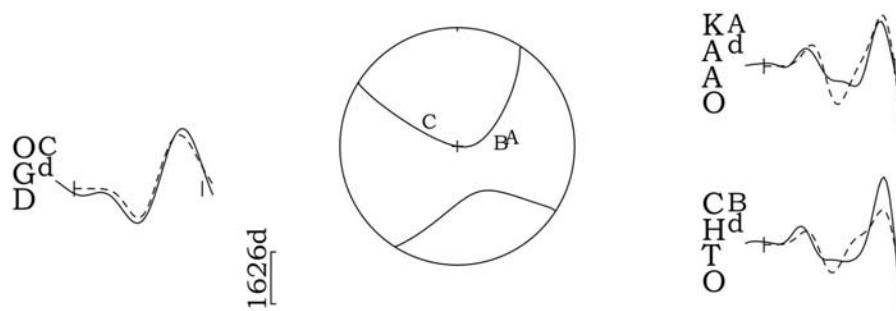
κυματομορφών χρησιμοποιήθηκαν για τον ακριβέστερο προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης.

771128 88/51/32/66/2.645E17

P - waves



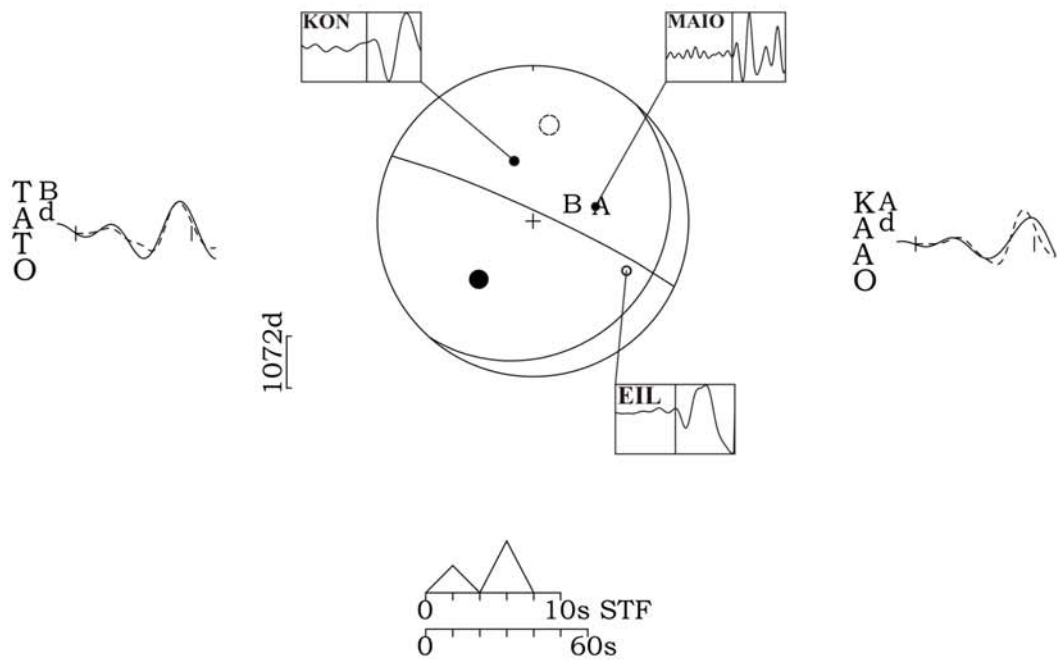
SH - waves



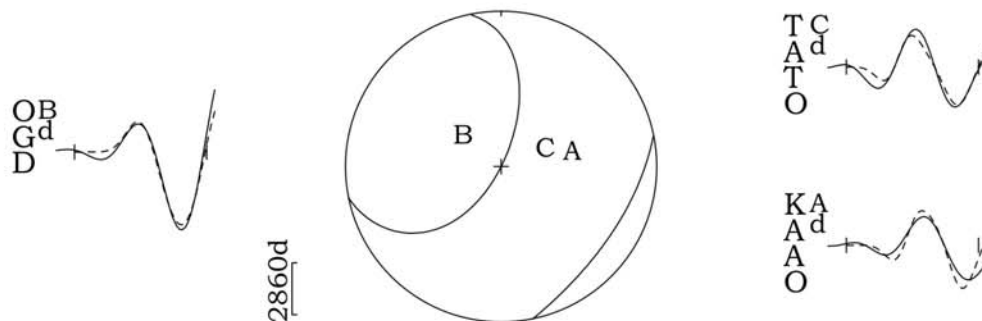
Σχήμα Α1. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.6$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή της νότιας Ρόδου στις 28 Νοεμβρίου 1977.

780307 42/18/198/42/1.75E17

P - waves



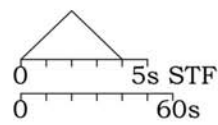
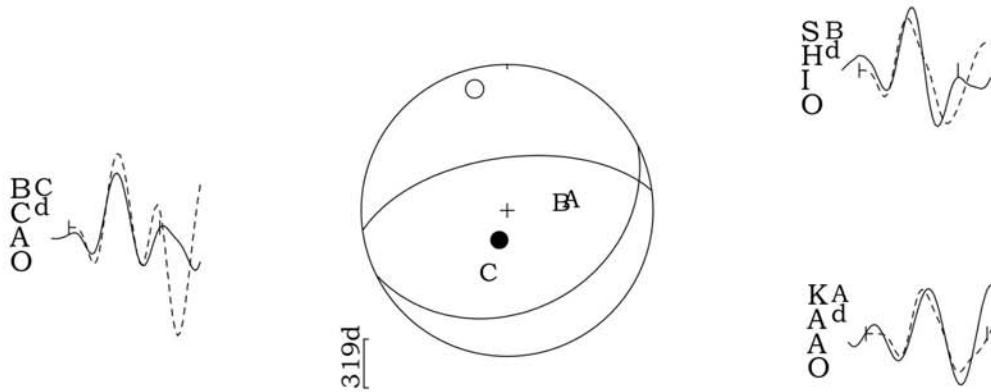
SH - waves



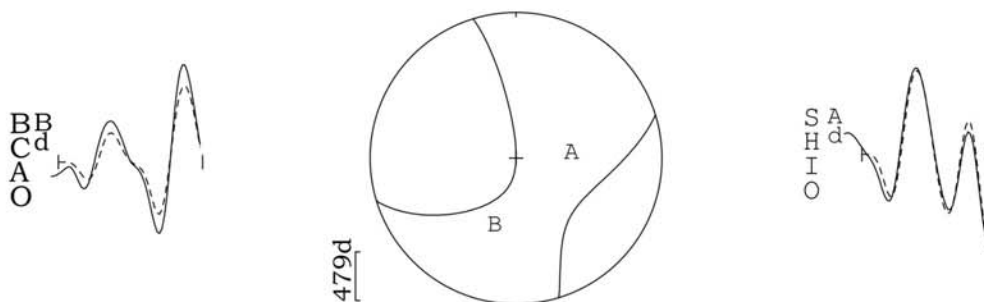
Σχήμα Α2. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.4$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Κρήτης στις 7 Μαρτίου 1978.

790822 64/31/254/70/1.207E17

P - waves



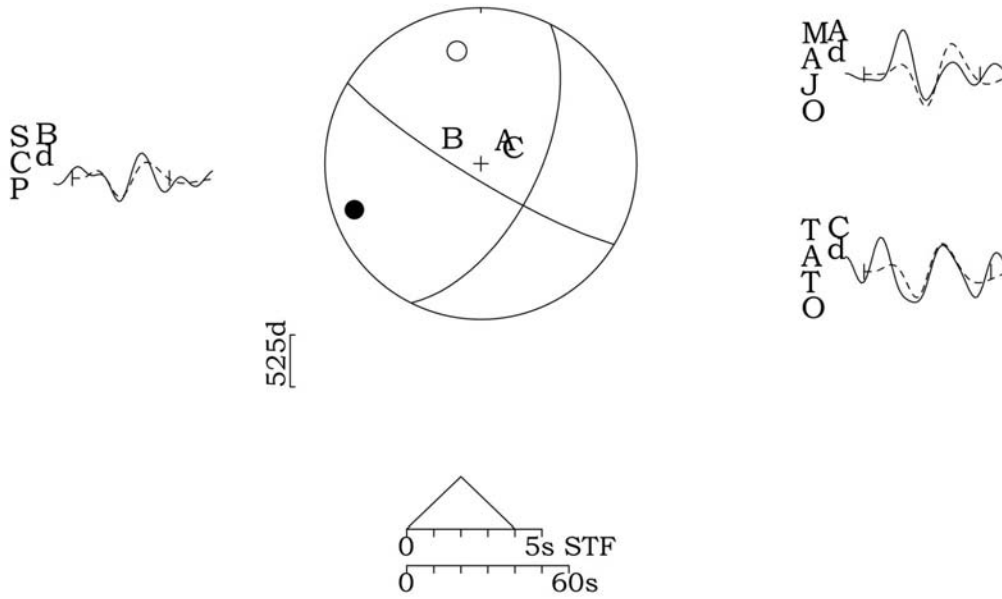
SH - waves



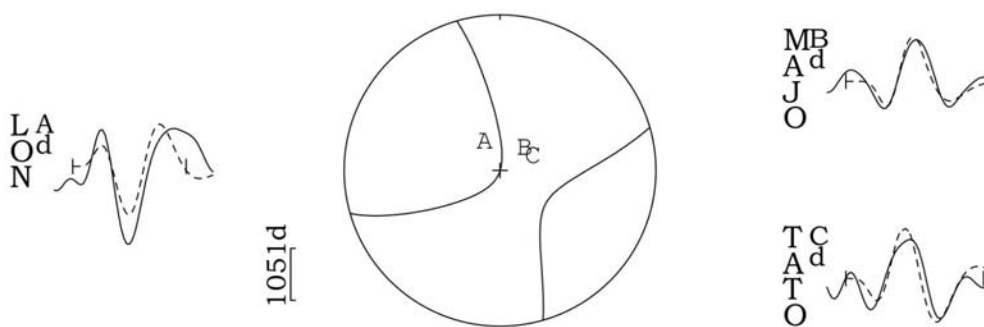
Σχήμα Α3. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.3$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Κρήτης 22 Αυγούστου 1979.

810624 27/60/171/23/7.486E16

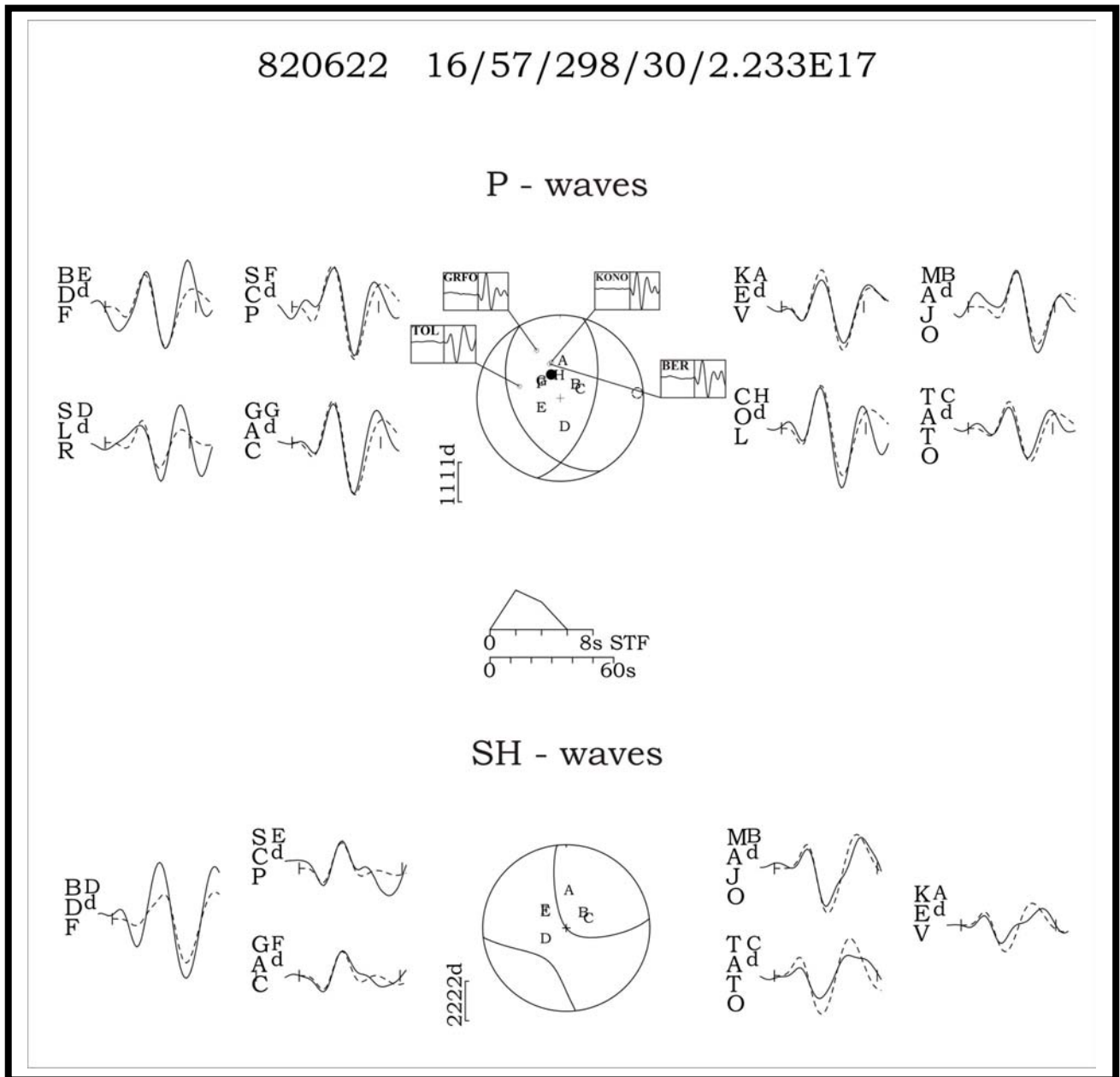
P - waves



SH - waves



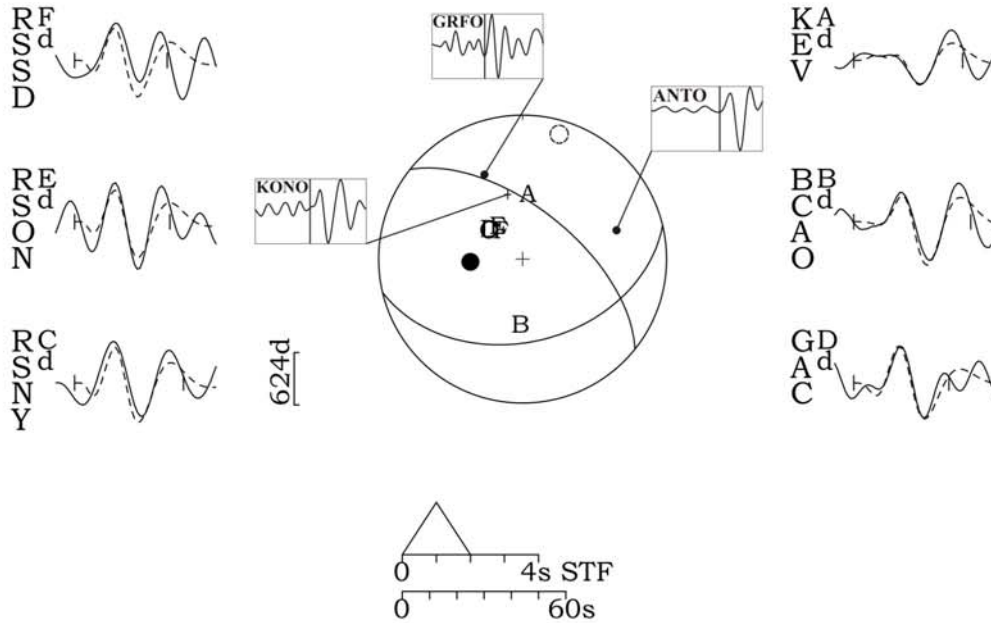
Σχήμα Α4. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς 24 Ιουνίου 1981.



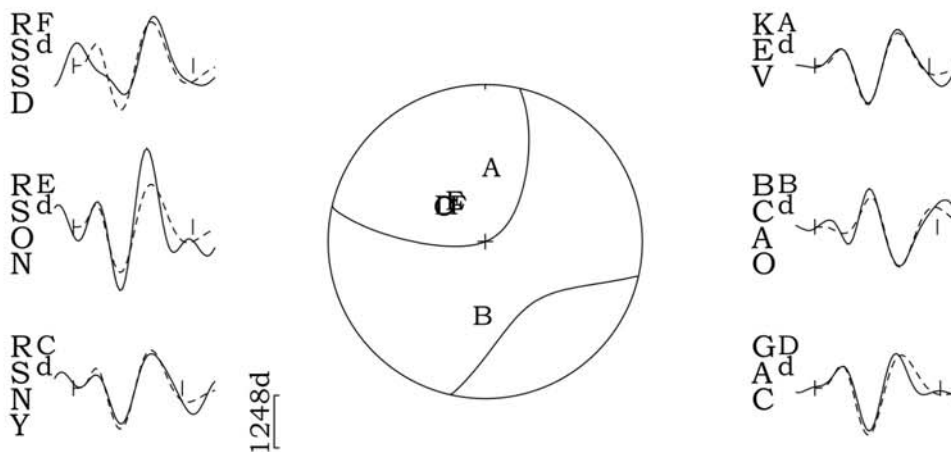
Σχήμα Α5. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.5$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή δυτικά της Πελοποννήσου στις 22 Ιουνίου 1982.

830221 75/42/226/24/9.017E16

P - waves



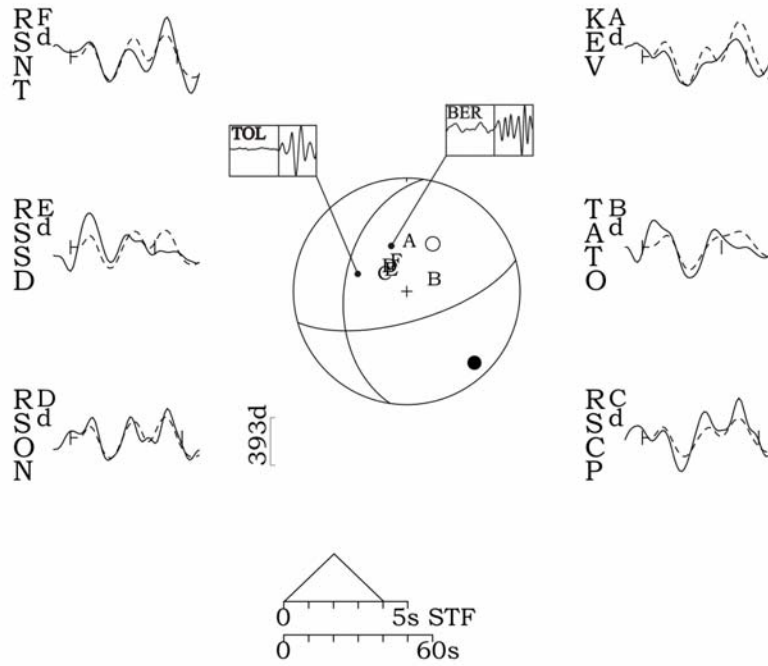
SH - waves



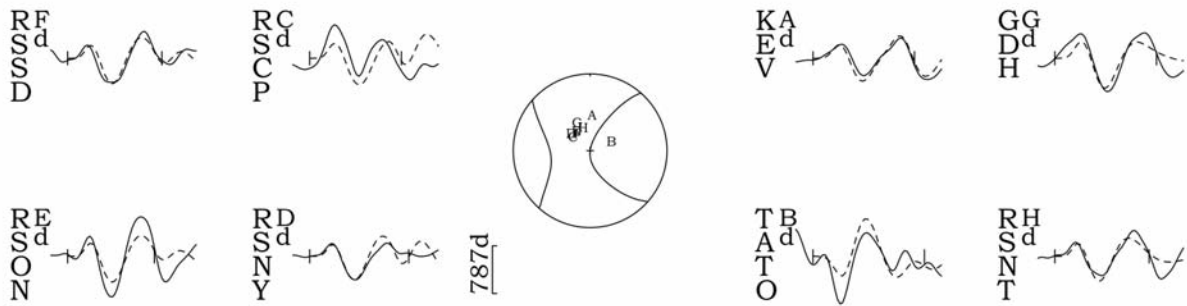
Σχήμα Α6. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς στις 21 Φεβρουαρίου 1983.

840522 188/44/32/63/5.278E16

P - waves



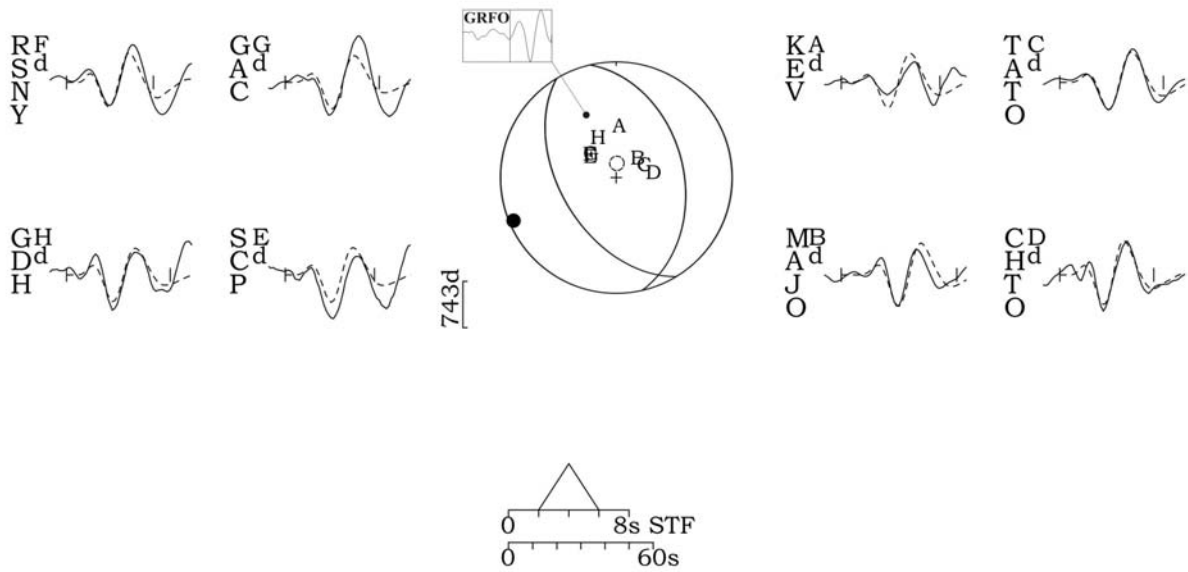
SH - waves



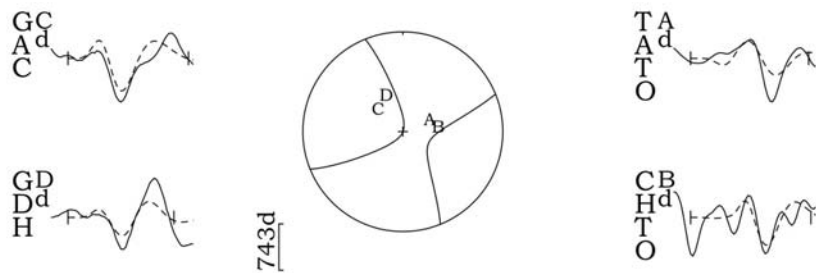
Σχήμα Α7. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοδυτικά των Κυθήρων στις 22 Μαΐου 1984.

850421 149/50/78/25/8.296E16

P - waves



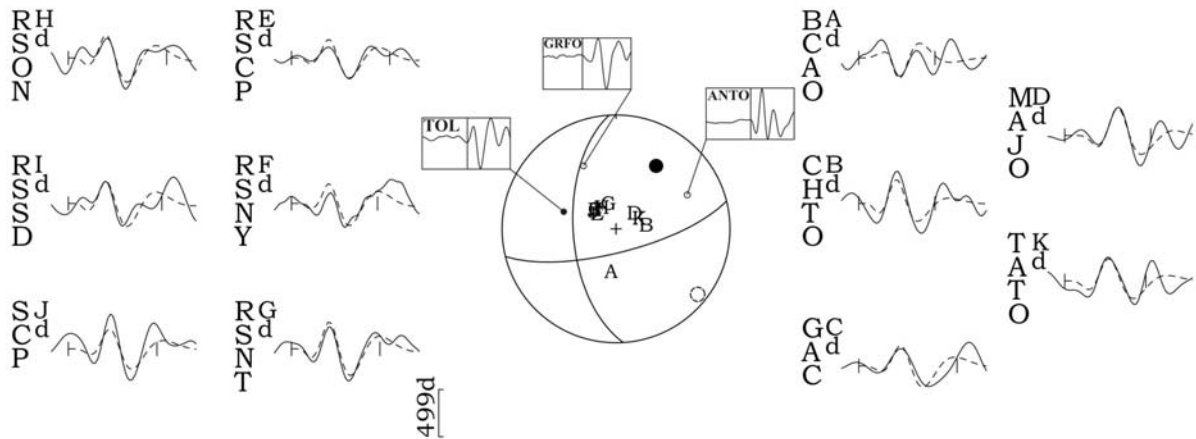
SH - waves



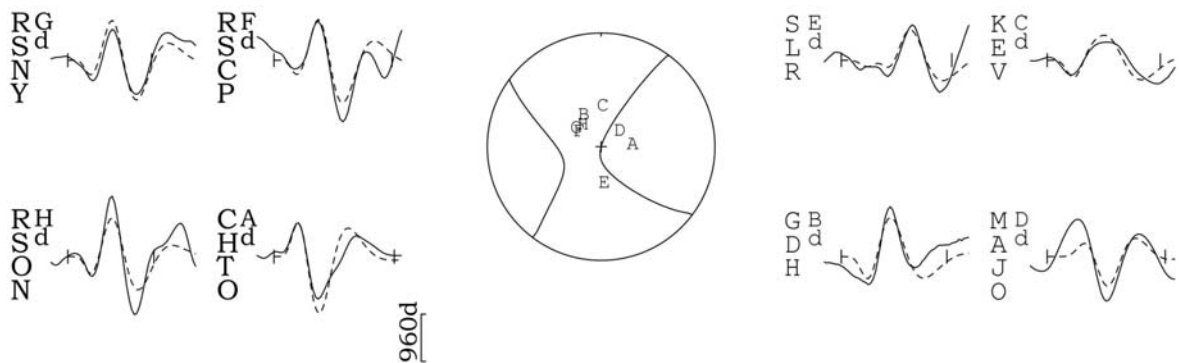
Σχήμα Α8. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου 21 Απριλίου 1984.

850523 76/73/327/18/5.226E16

P - waves



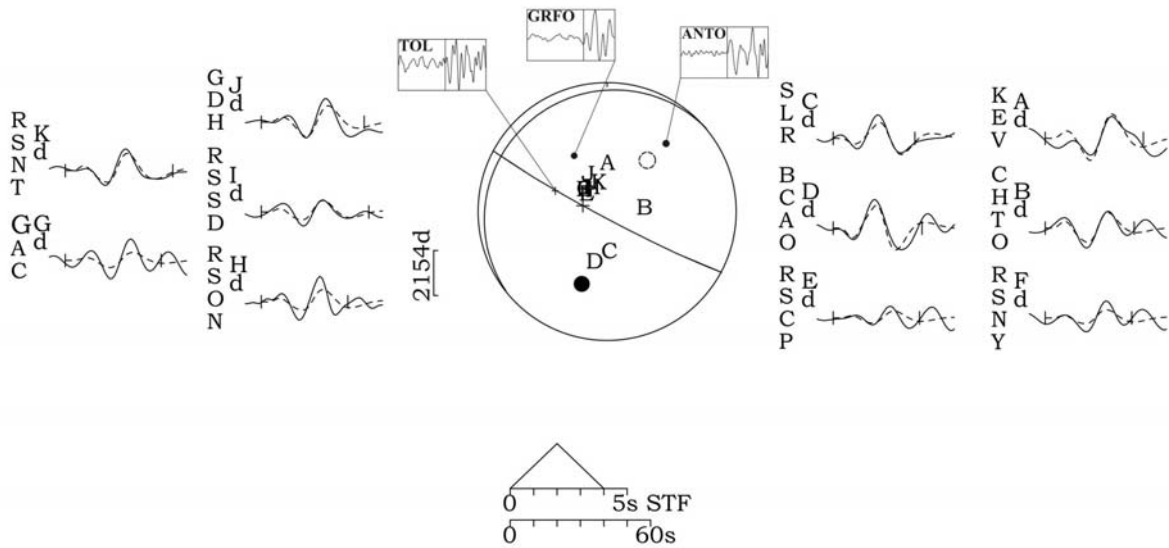
SH - waves



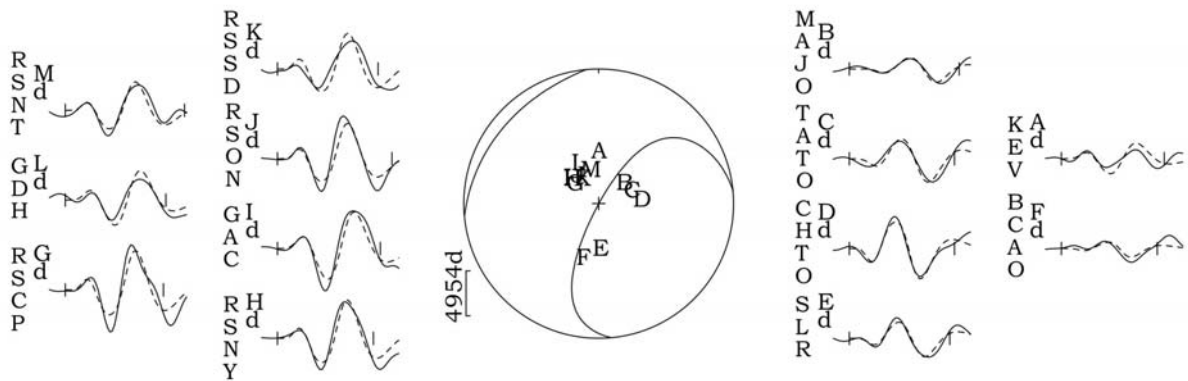
Σχήμα Α9. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου στις 23 Μαΐου 1985.

860522 118/86/99/27/1.283E17

P - waves



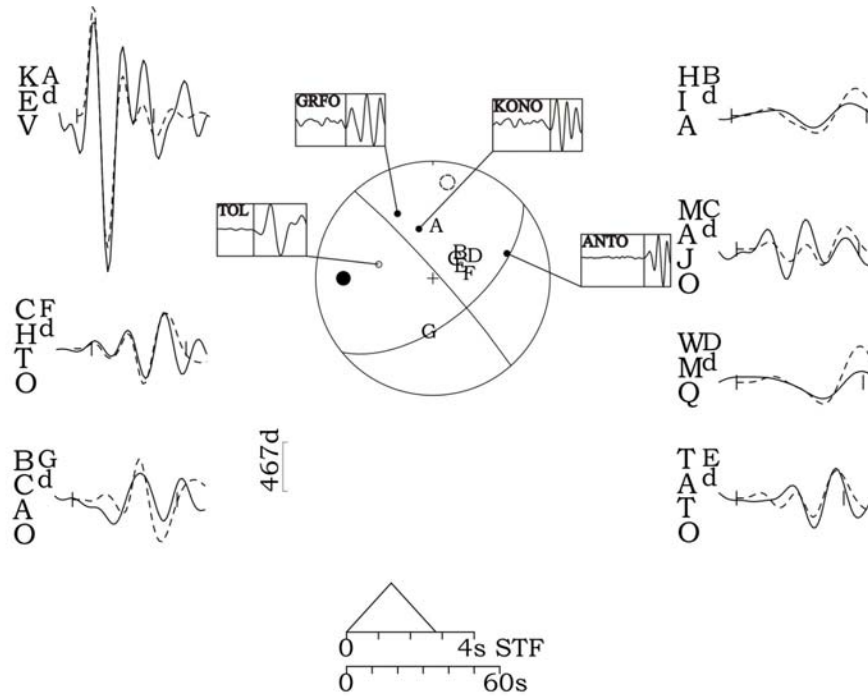
SH - waves



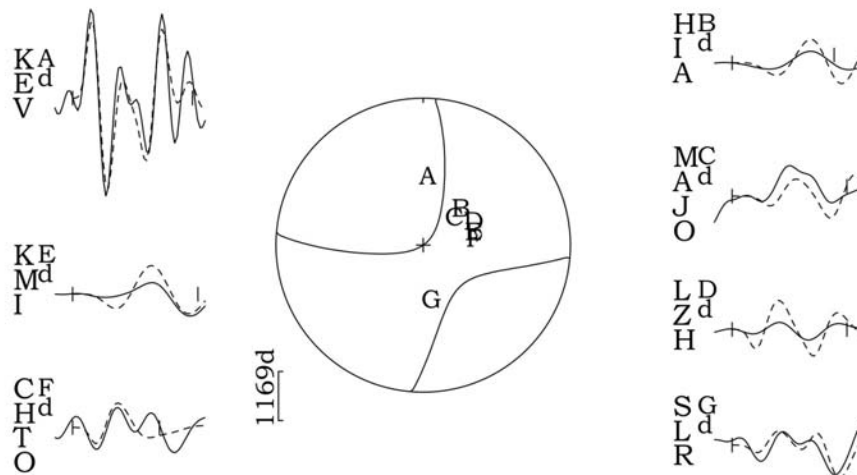
Σχήμα Α10. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.3$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοανατολικά της Κρήτης στις 22 Μαΐου 1986.

870529 51/59/185/49/9.056E16

P - waves



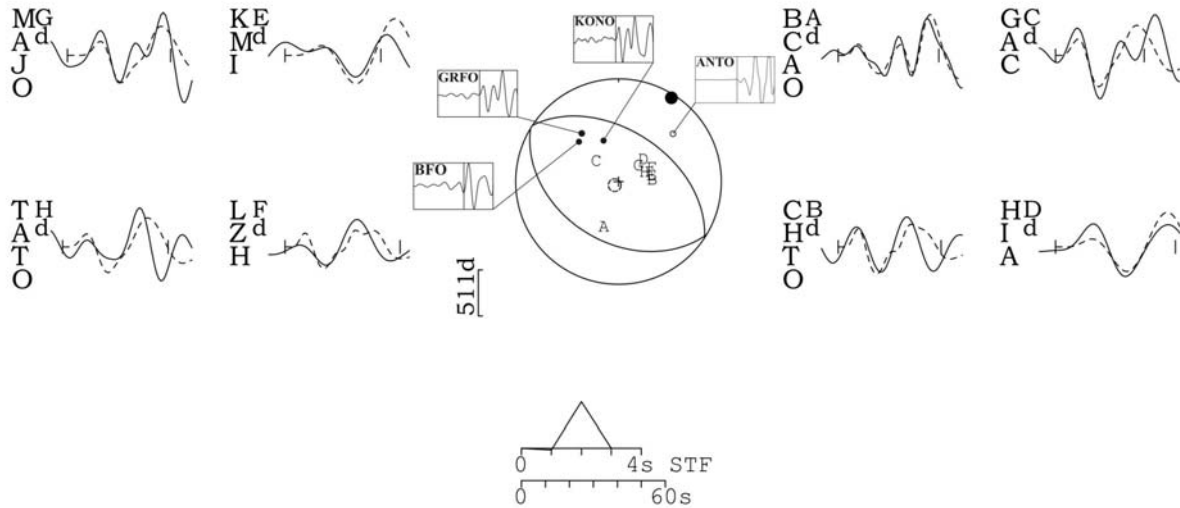
SH - waves



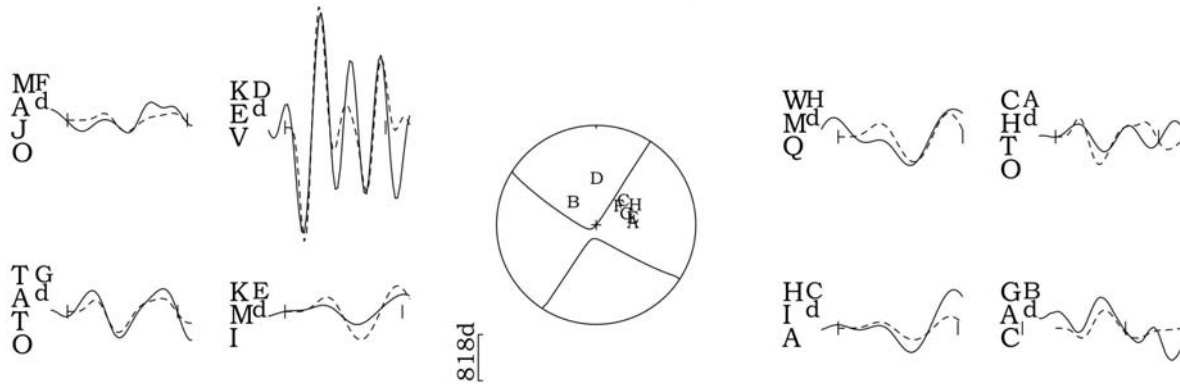
Σχήμα Α11. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.3$, ο οποίος σημειώθηκε στην δυτικά της Πελοποννήσου 29 Μαΐου 1987.

870619 121/41/88/65/8.103E16

P - waves



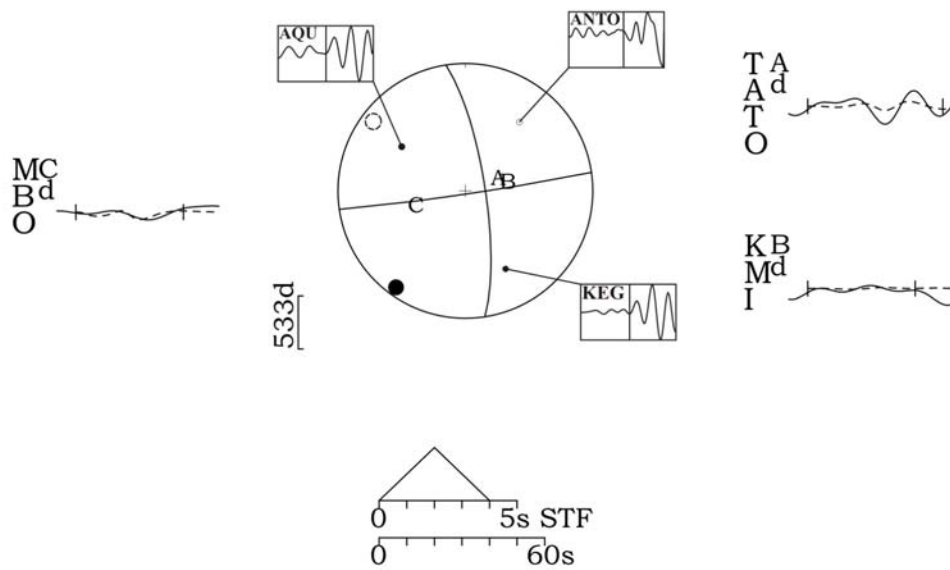
SH - waves



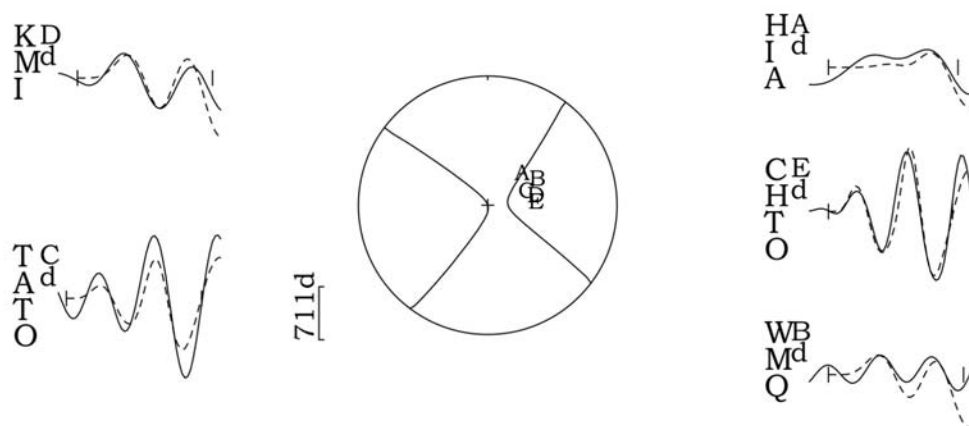
Σχήμα Α12. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή βόρεια της Ρόδου στις 19 Ιουνίου 1987.

911018 82/88/13/43/8.629E16

P - waves



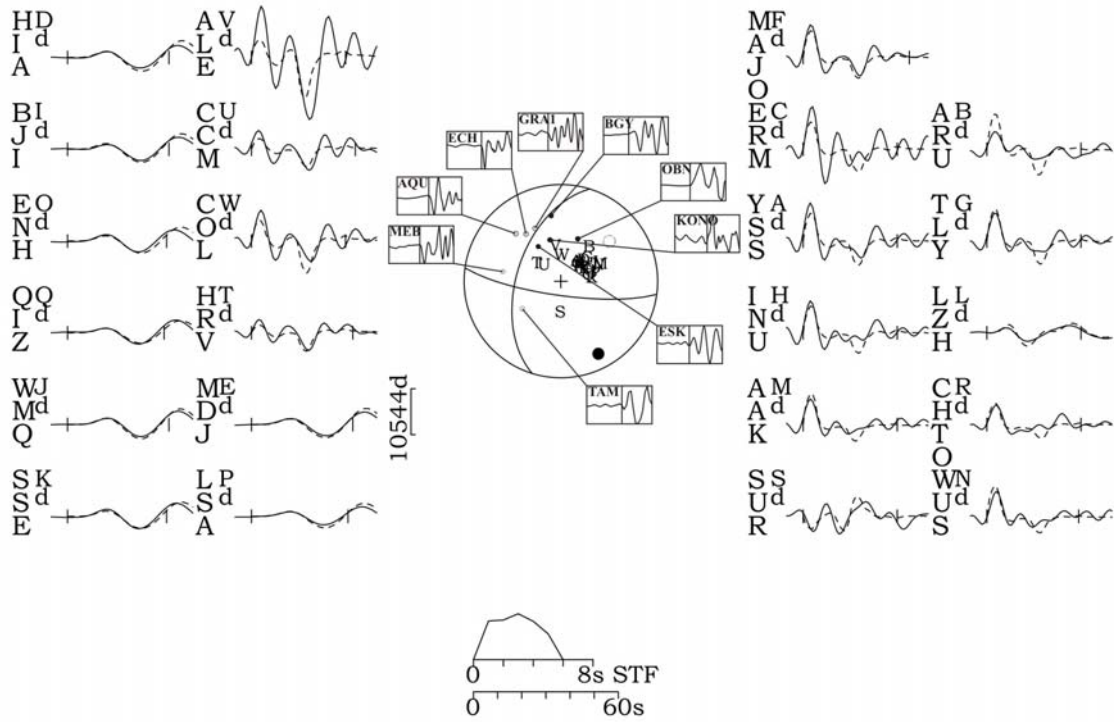
SH - waves



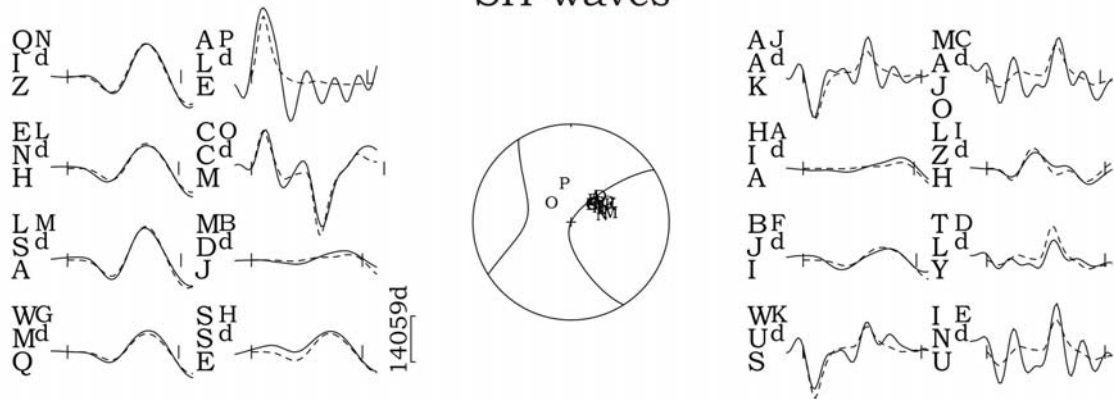
Σχήμα Α13. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοανατολικά της Ρόδου στις 18 Οκτωβρίου 1991.

921121 97/77/141/52/8.405E17

P-waves



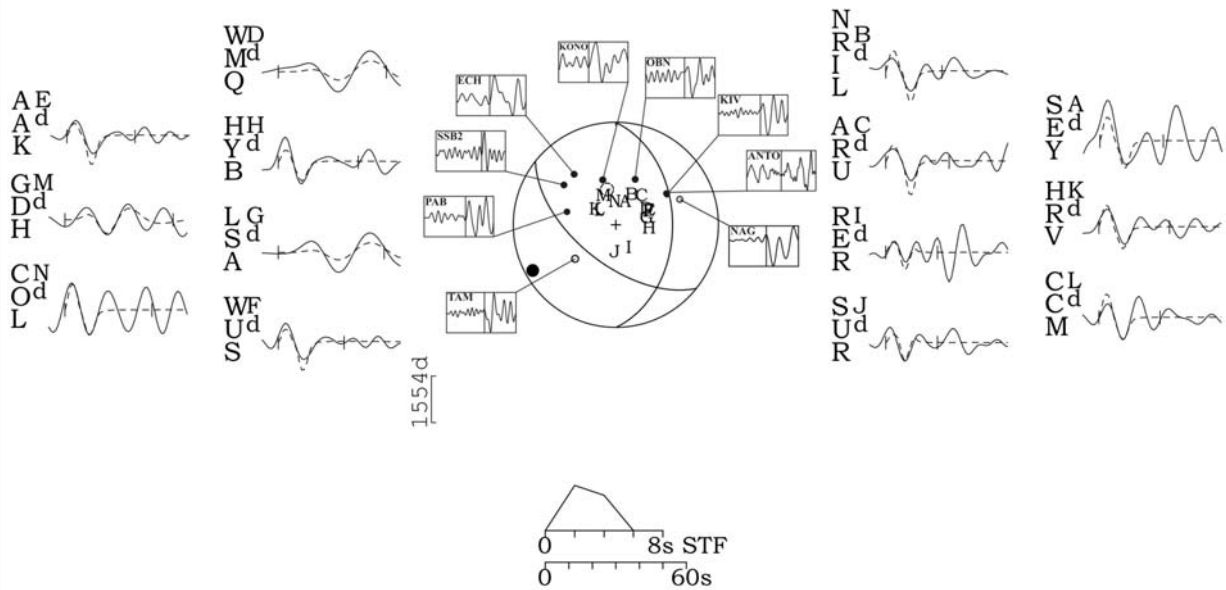
SH-waves



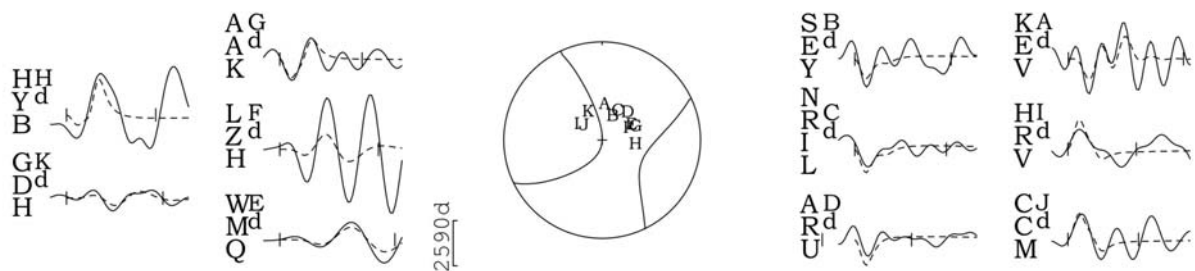
Σχήμα Α14. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.9$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή Νοτιοδυτικά των Κυθήρων στις 21 Νοεμβρίου 1992.

930305 128/59/57/20/5.388E16

P - waves



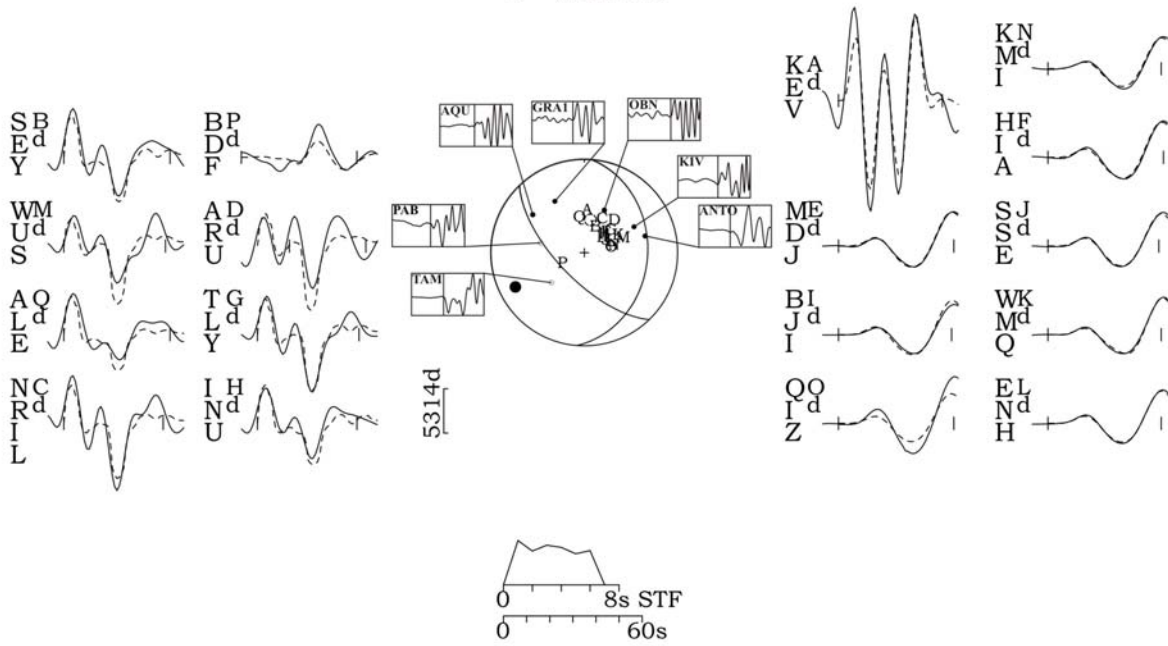
SH - waves



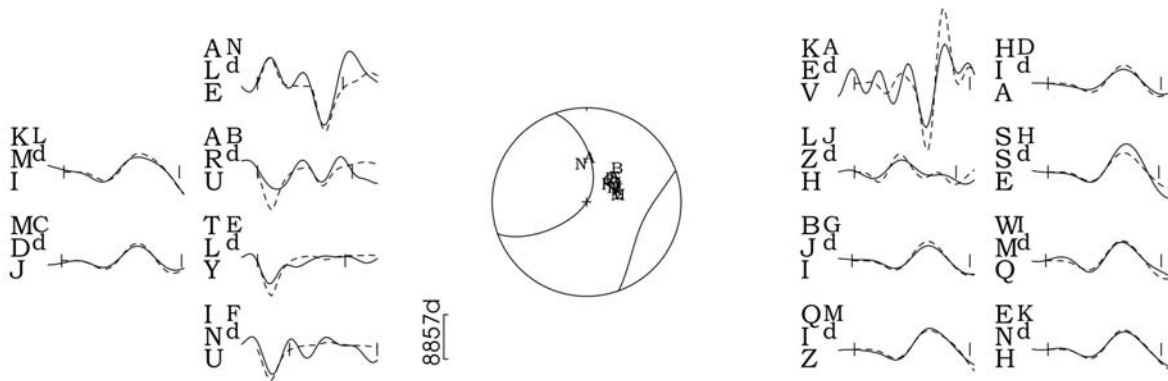
Σχήμα Α15. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή της δυτικής Πελοποννήσου στις 5 Μαρτίου 1993.

930318 136/67/66/52/6.015E17

P-waves



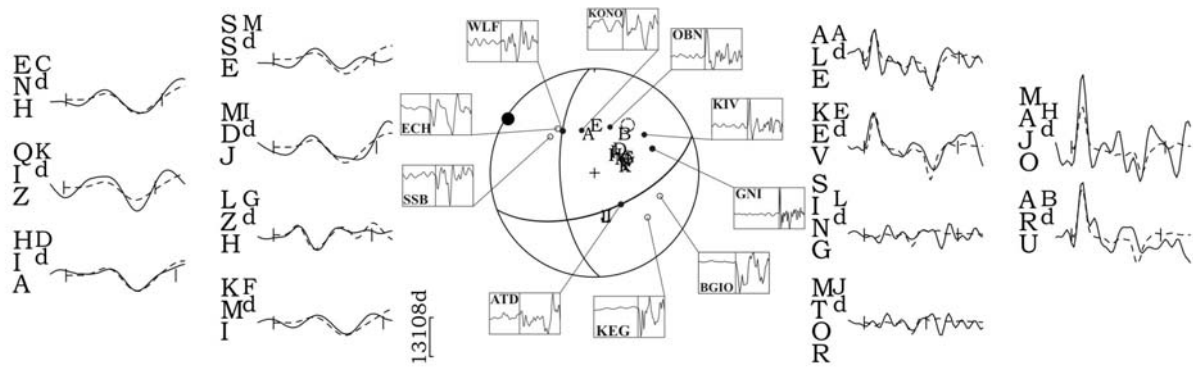
SH-waves



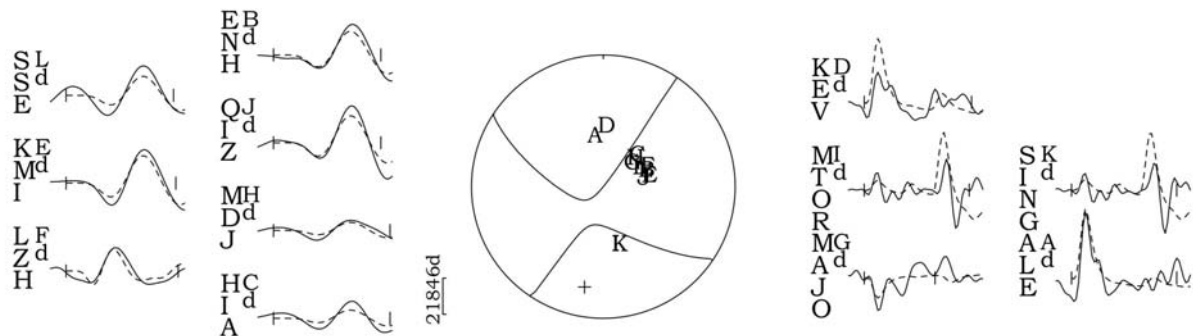
Σχήμα Α16. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.8$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή της βόρεια Πελοποννήσου στις 18 Μαρτίου 1993.

940523 69/59/148/71/1.12E18

P - waves



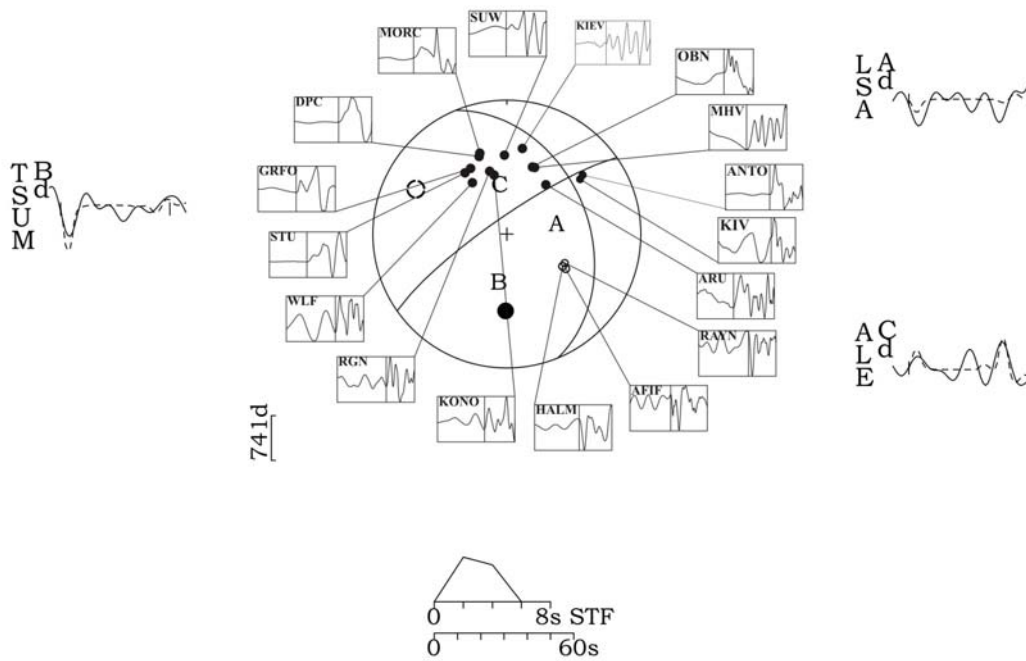
SH- waves



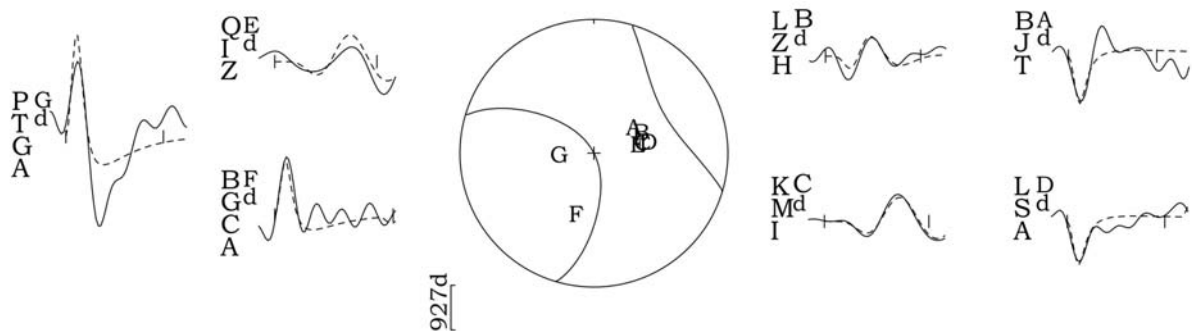
Σχήμα Α17. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=6.0$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης στις 24 Μαΐου 1994.

960412 235/80/308/162 7.121E16

P - waves



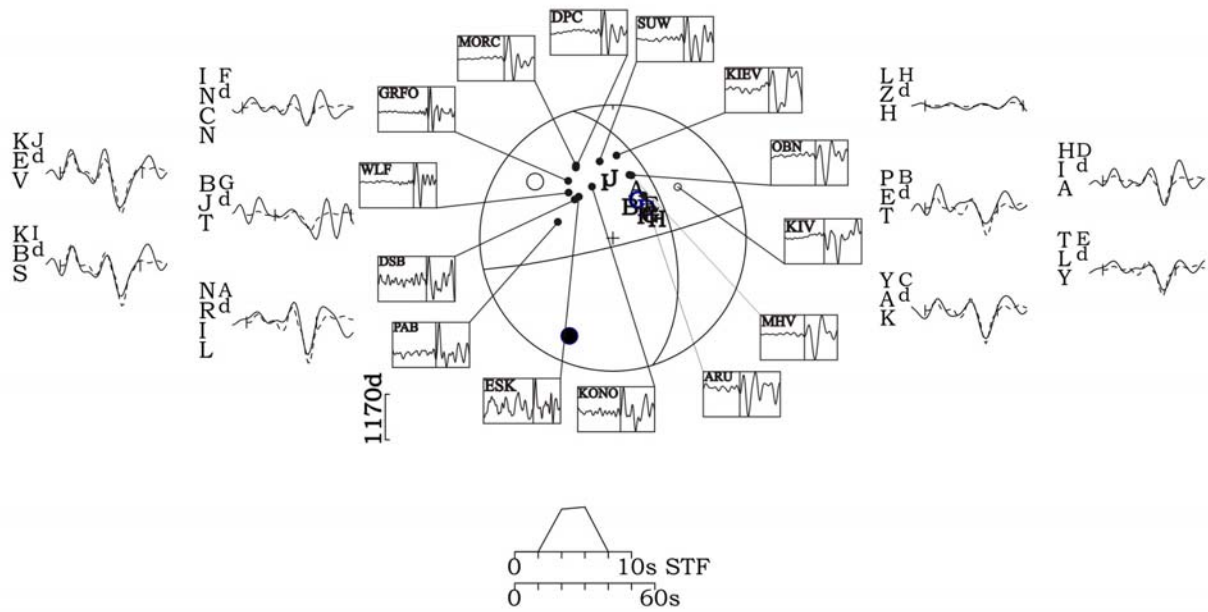
SH - waves



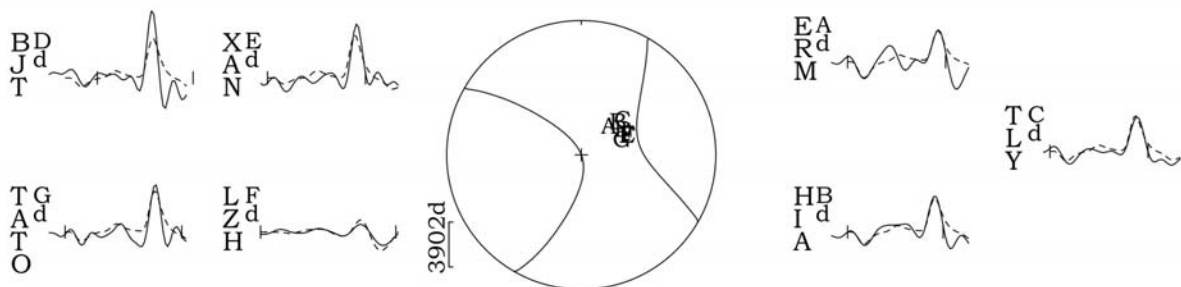
Σχήμα Α18. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της νήσου Κω στις 12 Απριλίου 1996.

960426 343/54/174/70/1.121E17

P - waves

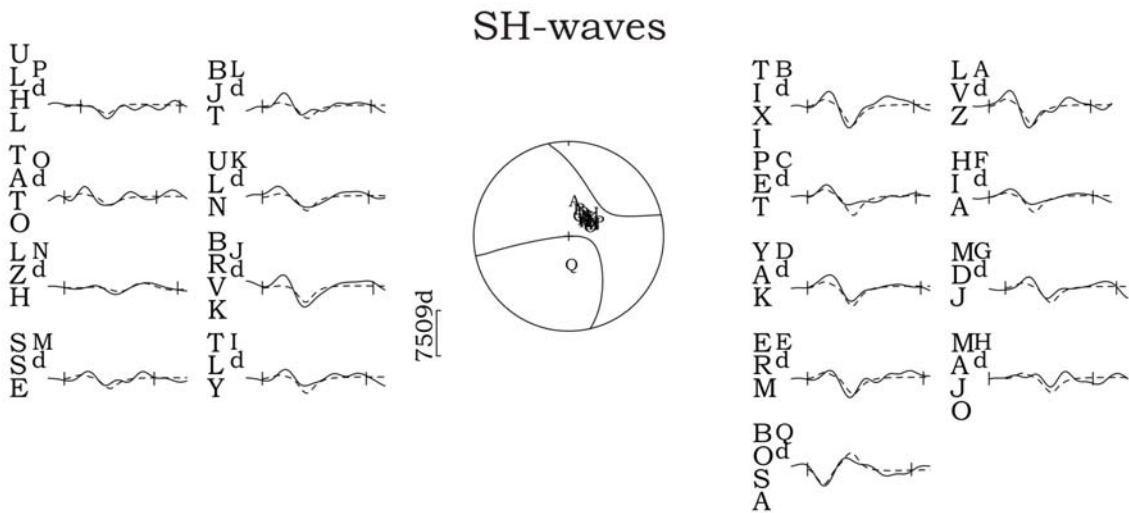
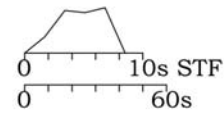
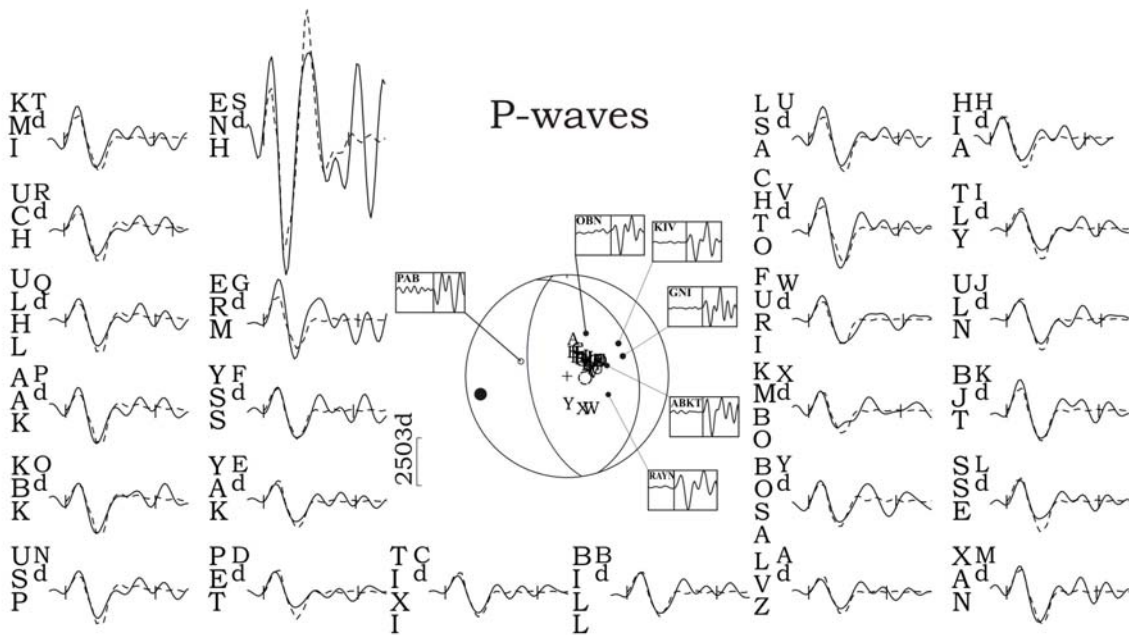


SH - waves



Σχήμα Α19. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.3$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή βόρεια της Ρόδου στις 26 Απριλίου 1996.

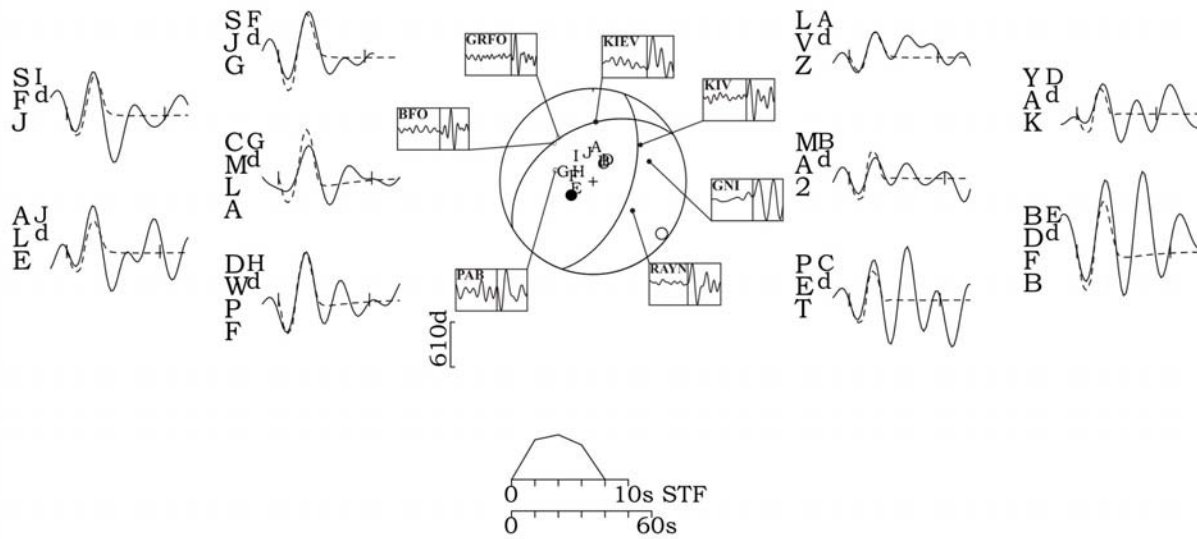
990417 172/59/95/27/1.159E17



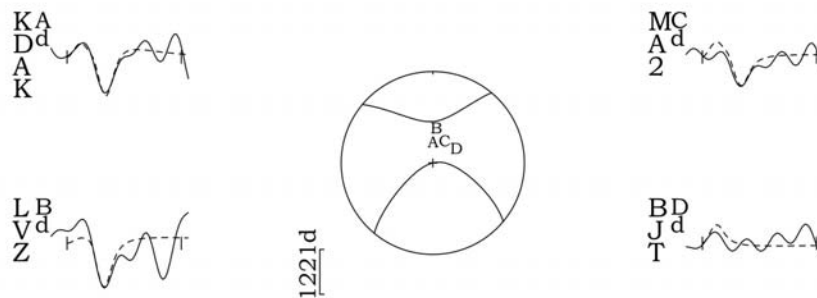
Σχήμα Α20. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.3$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στις 17 Απριλίου 1999.

991005 240/41/303/21/4.104E16

P - waves



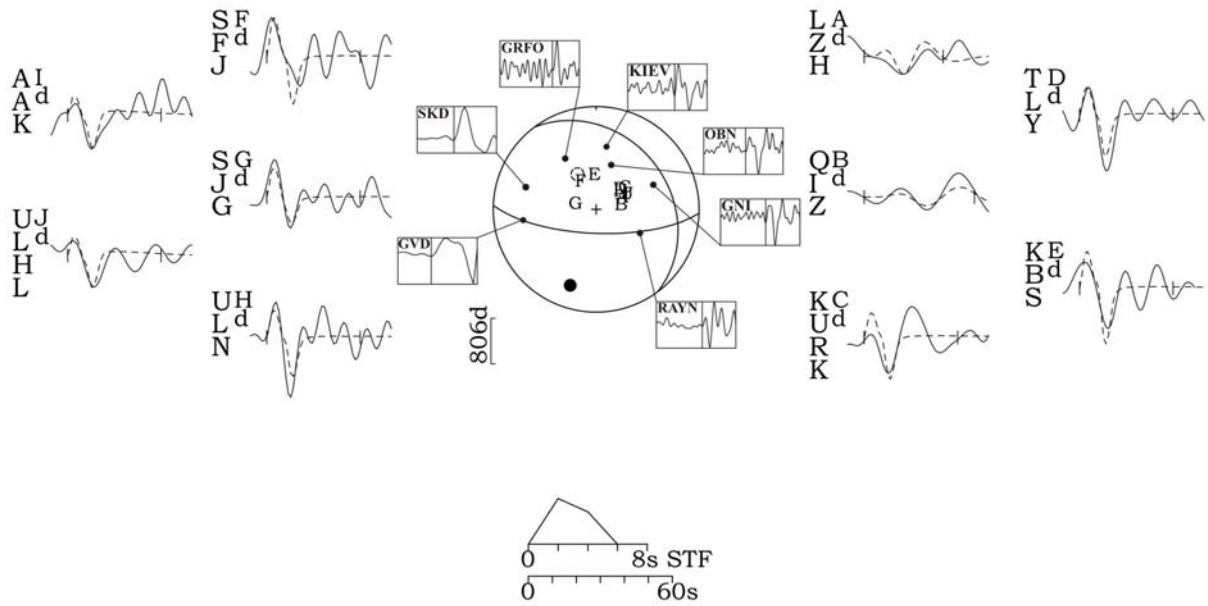
SH - waves



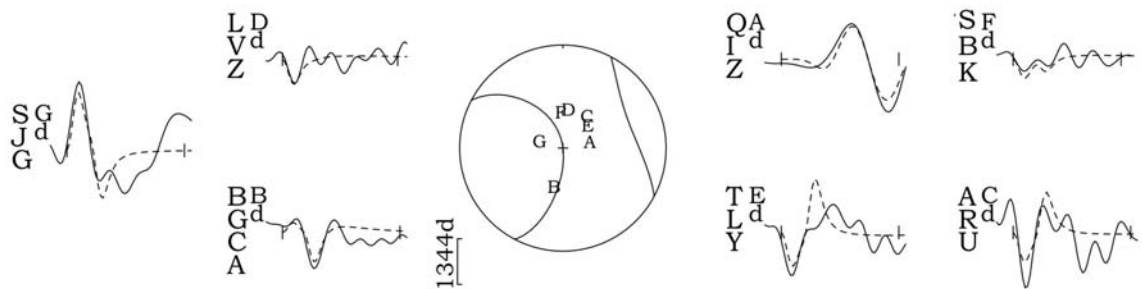
Σχήμα Α21. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.0$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή βόρεια της Ρόδου στις 5 Οκτωβρίου 1999.

000222 92/71/68/20/4.241E16

P - waves



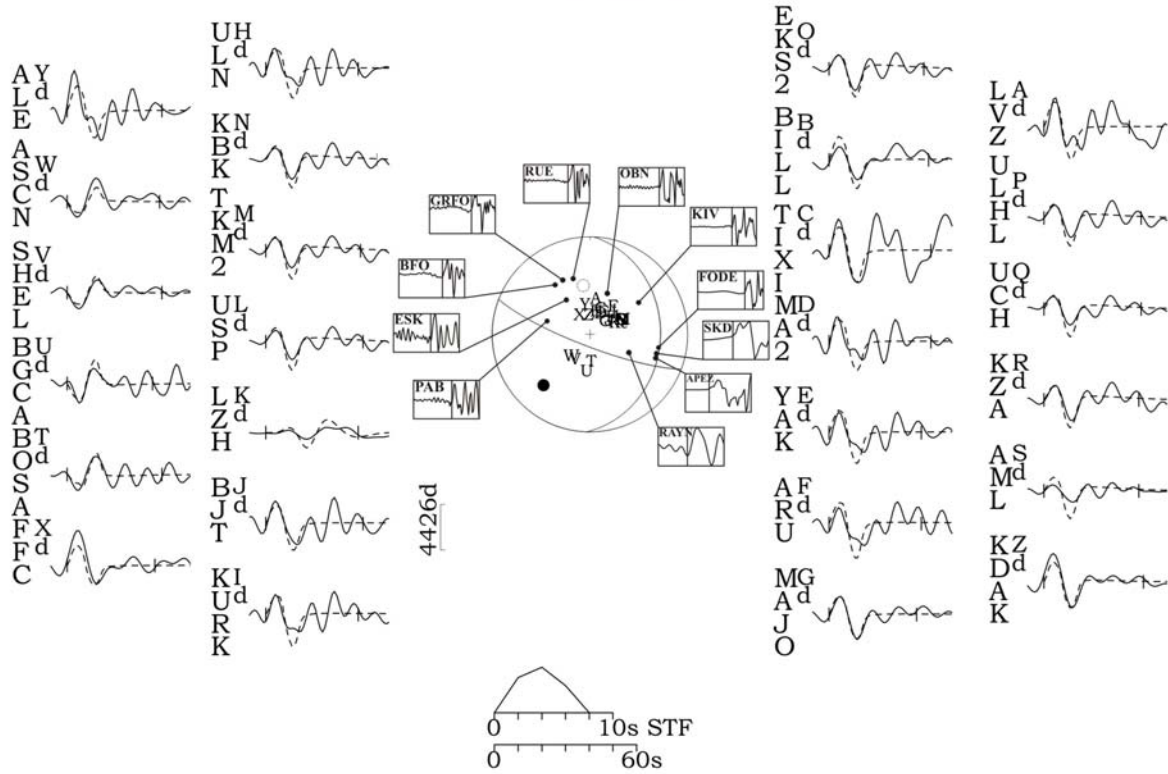
SH - waves



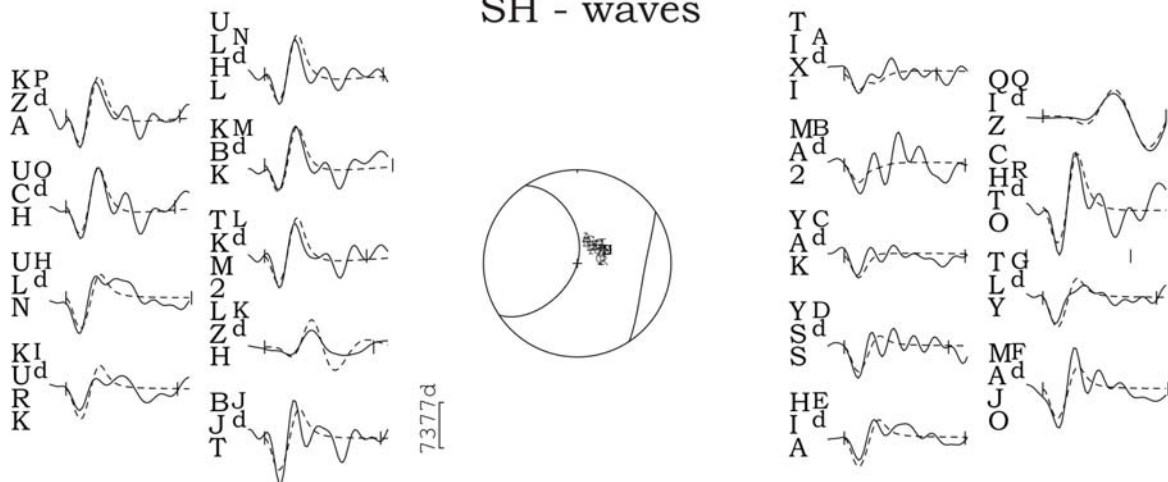
Σχήμα Α22. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.0$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή της νότιας Κρήτης στις 22 Φεβρουάριον 2000.

000524 111/80/63/18/2.097E17

P - waves



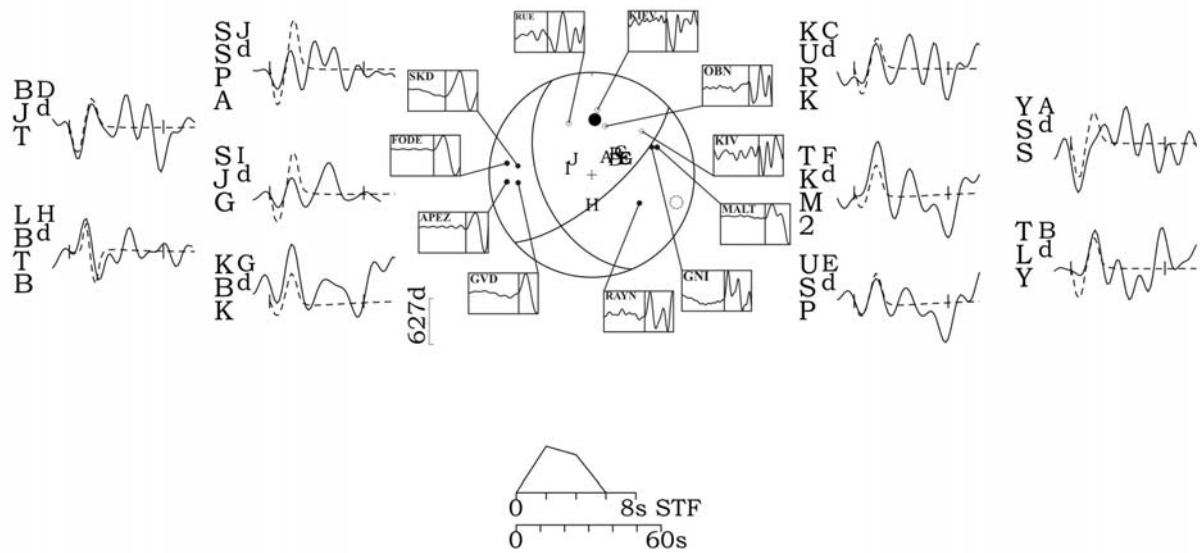
SH - waves



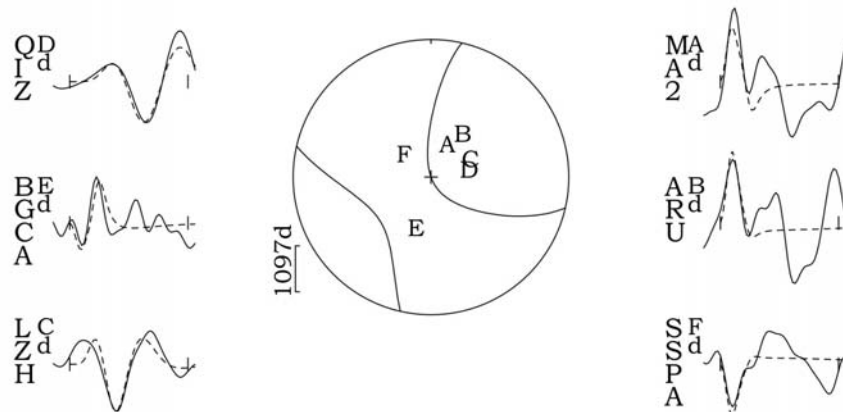
Σχήμα Α23. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.5$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στις 24 Μαΐου 2000.

000613 49/71/314/16/4.448E16

P - waves



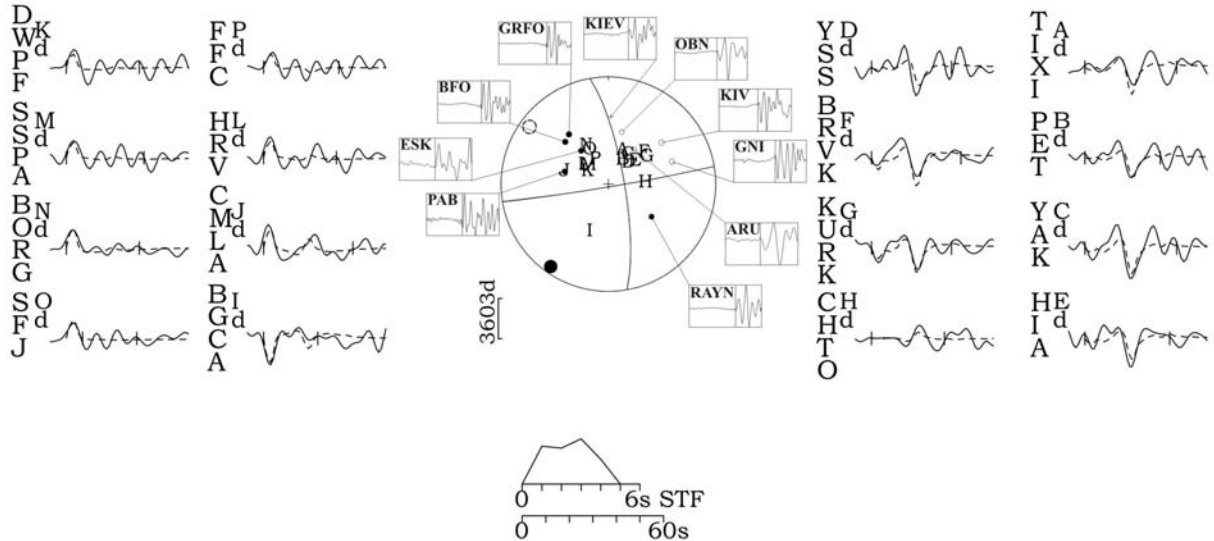
SH - waves



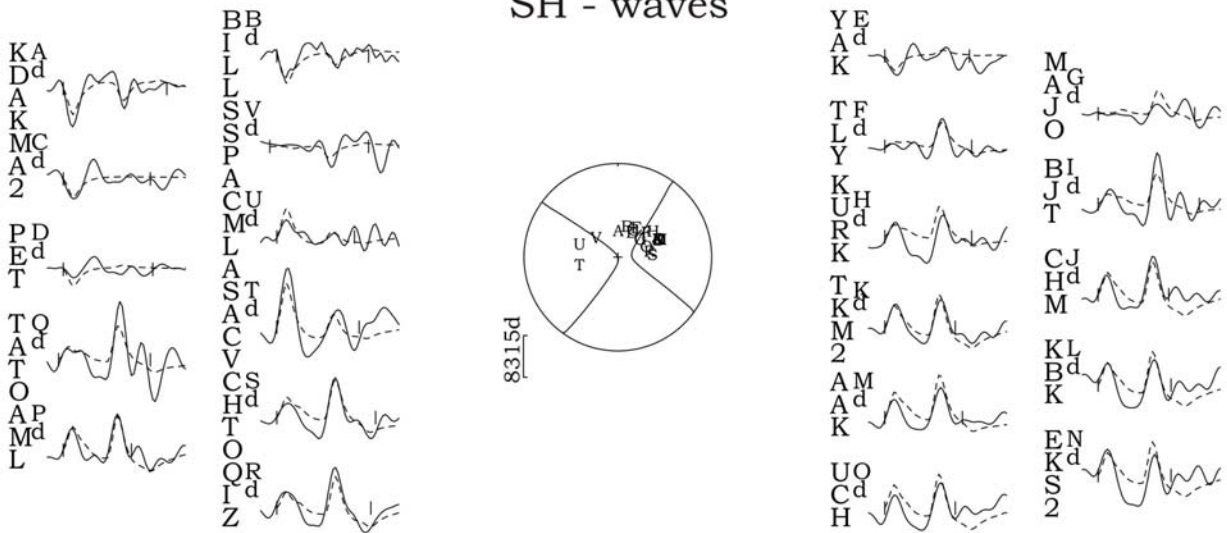
Σχήμα Α24. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.0$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Καρπάθου στις 13 Ιουνίου 2000.

010623 350/78/178/47/3.031E17

P - waves



SH - waves



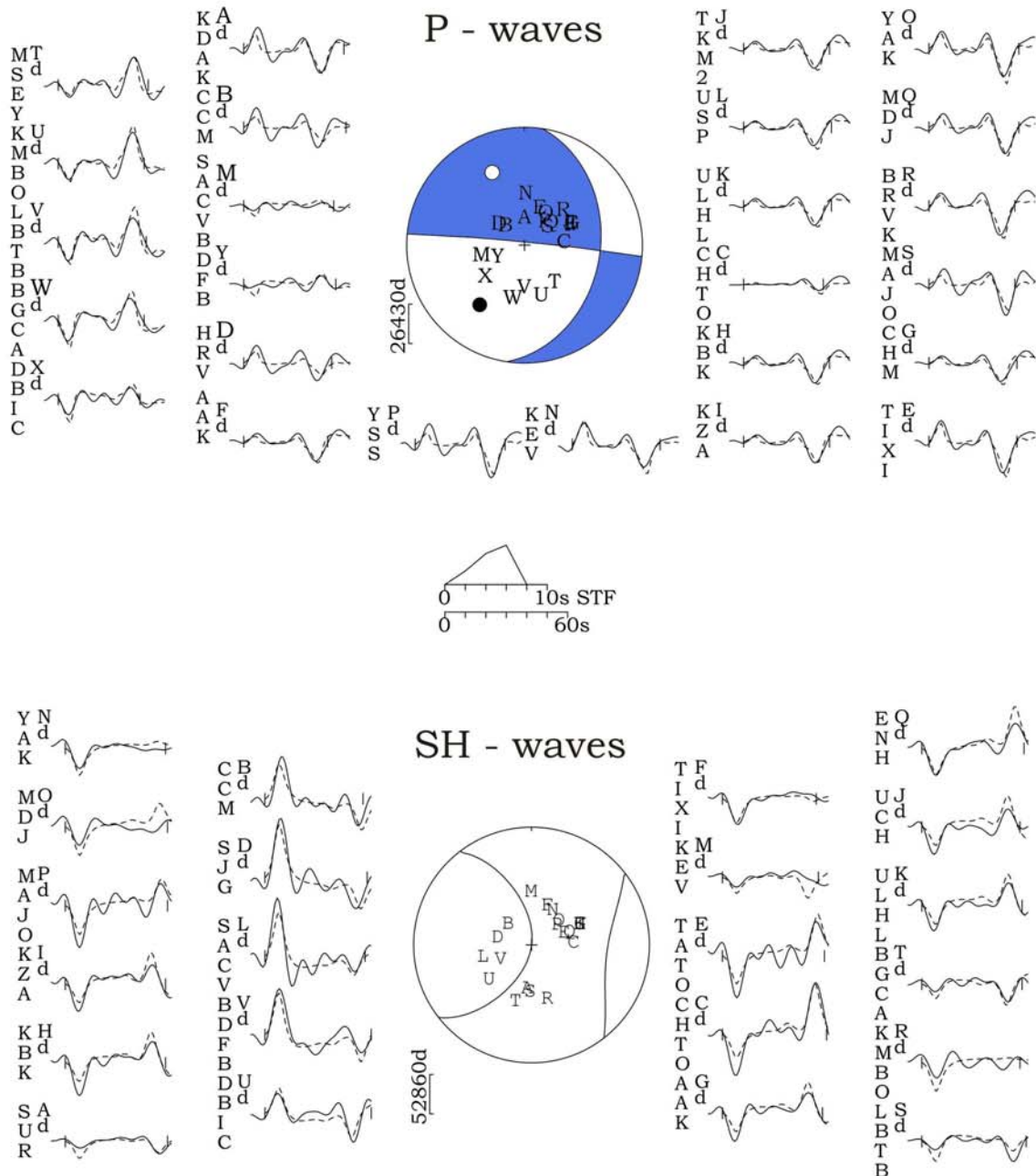
Σχήμα Α25. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.6$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νοτιοανατολικά της Ρόδου στις 23 Ιουνίου 2001.

ΣΕΙΣΜΟΣ ΚΑΡΠΑΘΟΥ

22/01/2002

Παράταξη: 9 Γων. Κλίσης: 36 Γων. Ολίσθησης: 184

Εστιακό Βάθος: 93 Km

Σεισμική Ροπή: 2.052E18 Nt.m **M**= 6.1

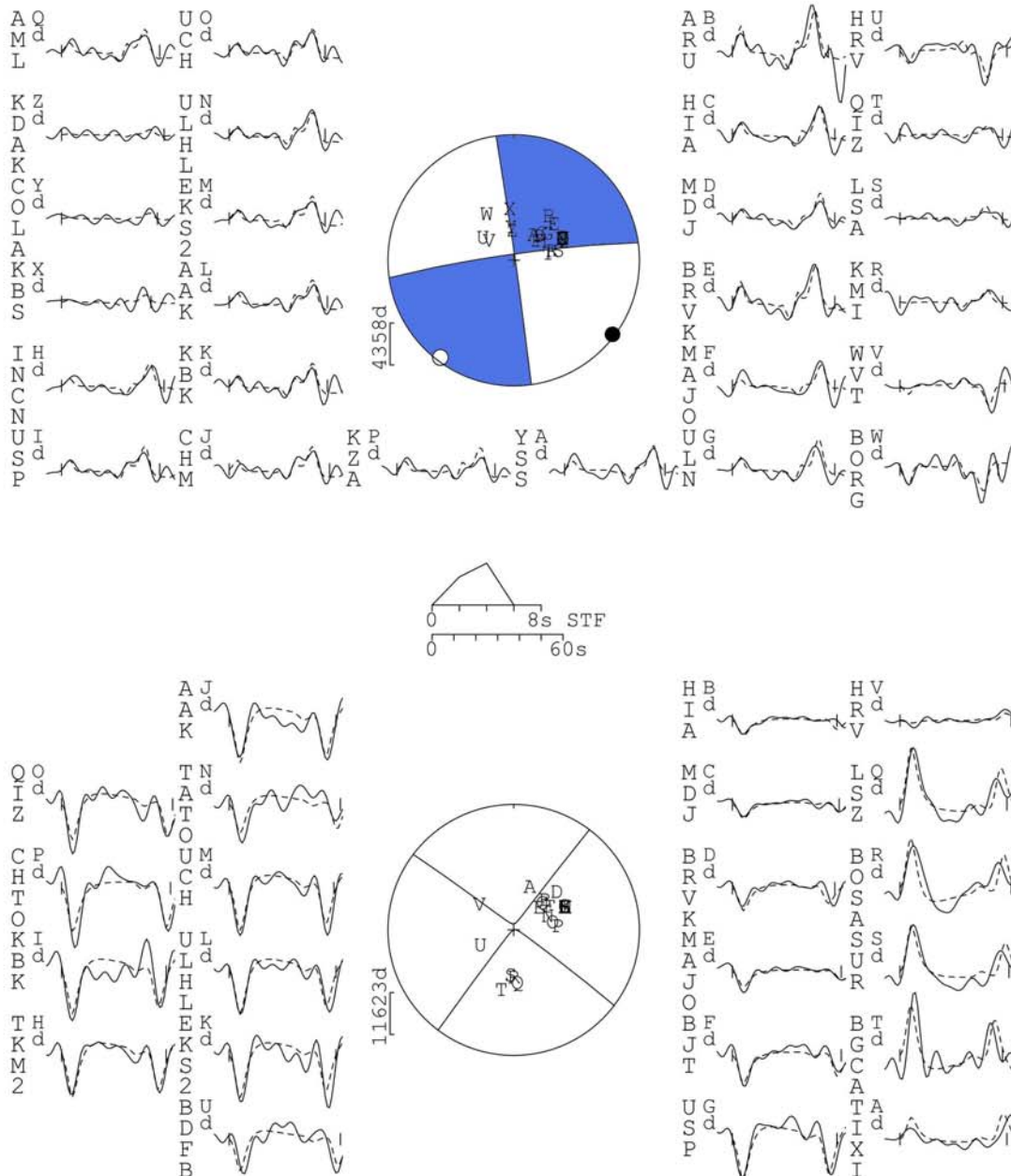
Σχήμα Α26. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=6.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή δυτικά της Καρπάθου στις 22 Ιανουαρίου 2002.

ΣΕΙΣΜΟΣ ΜΗΛΟΥ

22/01/2002

Παράταξη: 352 Γων. Κλίσης: 89 Γων. Ολισθησης: 4

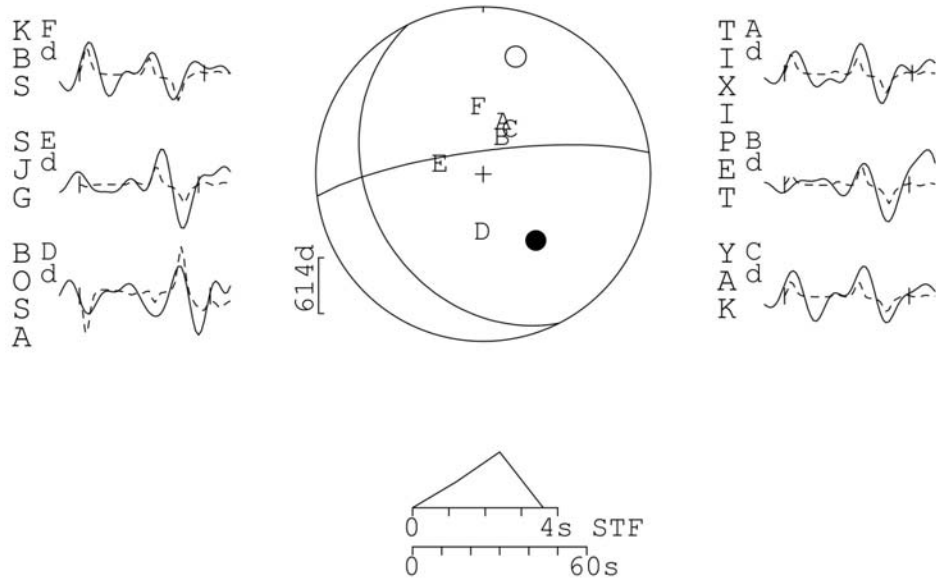
Εστιακό Βάθος: 105 Km

Σεισμική Ροπή: $6.658E17$ Nt.m **M**= 5.8

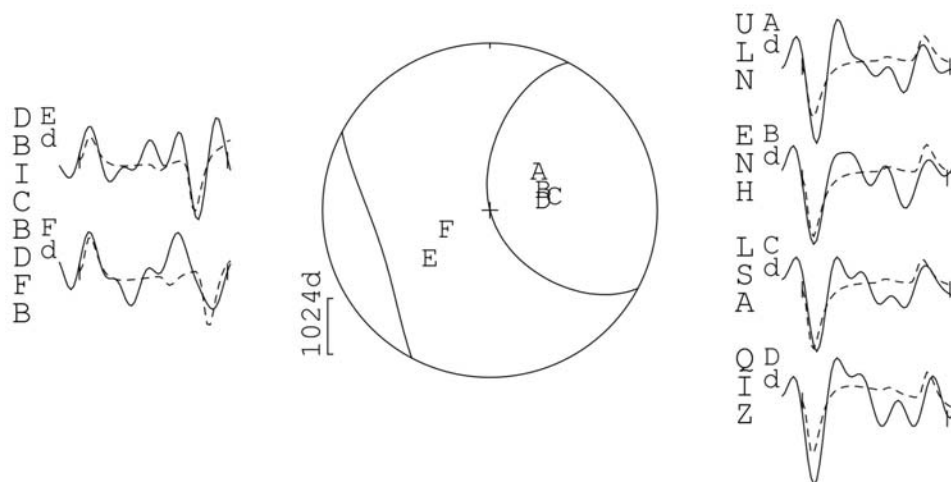
Σχήμα Α27. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.8$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Μήλου στις 21 Μαΐου 2002.

020606 153/31/338/94/2.697E16

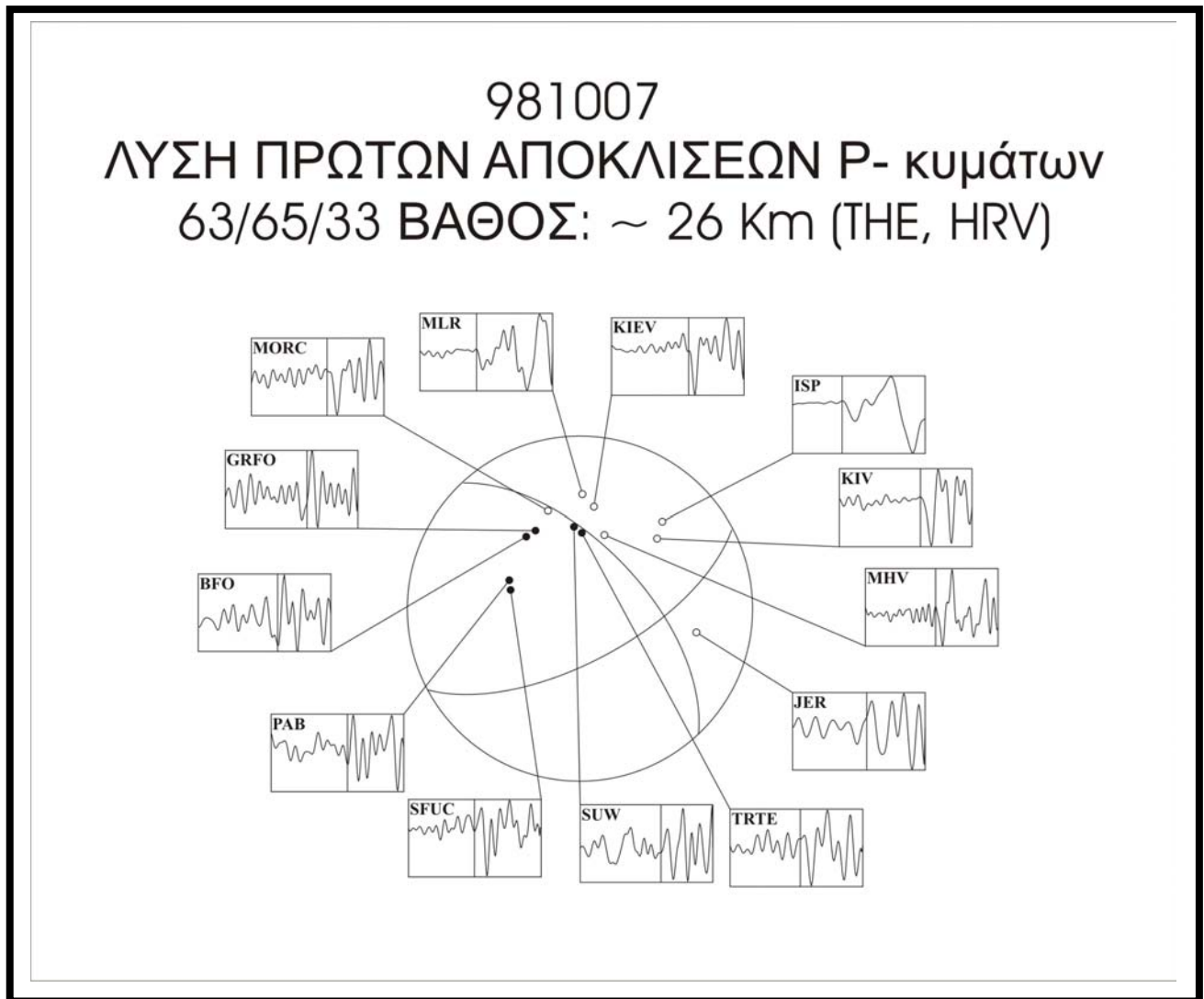
P - waves



SH - waves

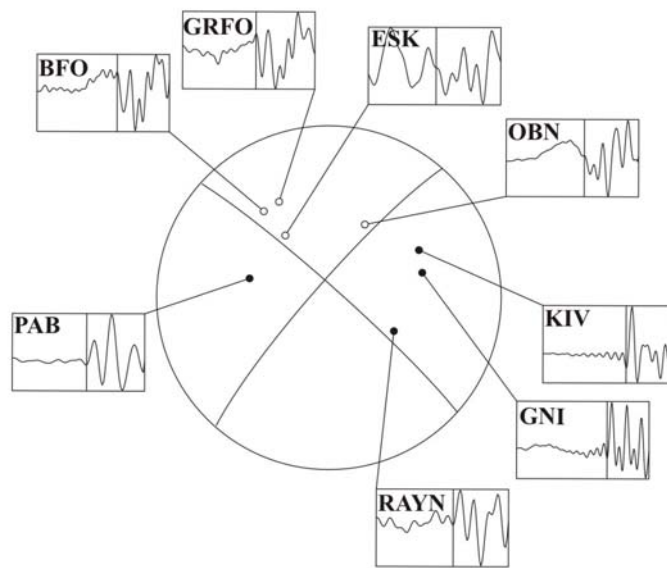


Σχήμα Α28. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=4.9$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή
 Δυτικά της Καρπάθου στις 6 Φεβρουαρίου 2002.



Σχήμα Α29. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.0$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή νότια της Κρήτης στις 7 Οκτωβρίου 1998.

990611
 ΛΥΣΗ ΠΡΩΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ P- κυμάτων
 221/83/355 ΒΑΘΟΣ: ~ 55 Km

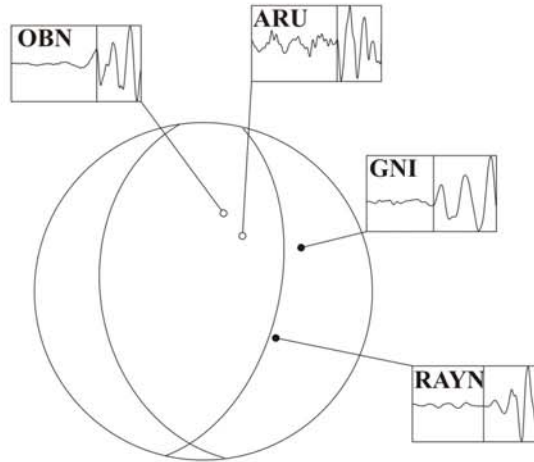


Σχήμα Α30. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.2$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή βορειοδυτικά της Πελοποννήσου στις 11 Ιουνίου 1999.

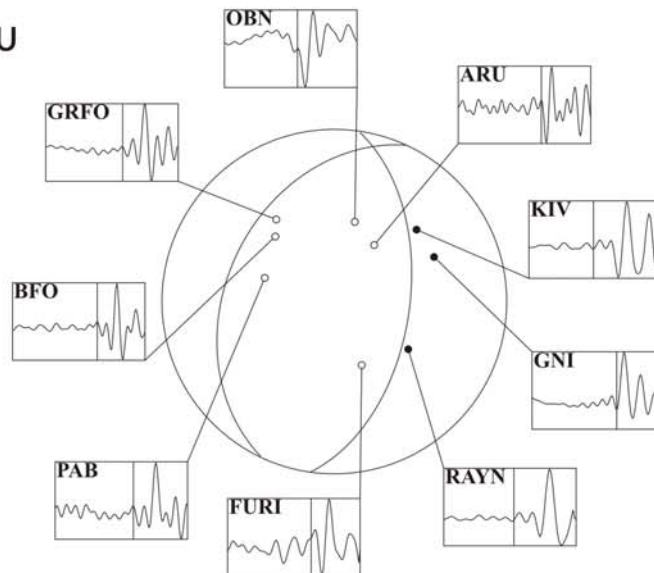
010501

ΛΥΣΗ ΠΡΩΤΩΝ ΑΠΟΚΛΙΣΕΩΝ Ρ- κυμάτων
8/54/78 ΒΑΘΟΣ: ~ 27 Km (ΑΤΗ, ΤΗΕ)

Βραχείας
Περίοδου



Μακράς
Περίοδου



Σχήμα Α31. Μηχανισμός γένεσης σεισμού, μεγέθους $M=5.1$, ο οποίος σημειώθηκε στην περιοχή ανατολικά της Καρπάθου στις 1 Μαΐου 2001.

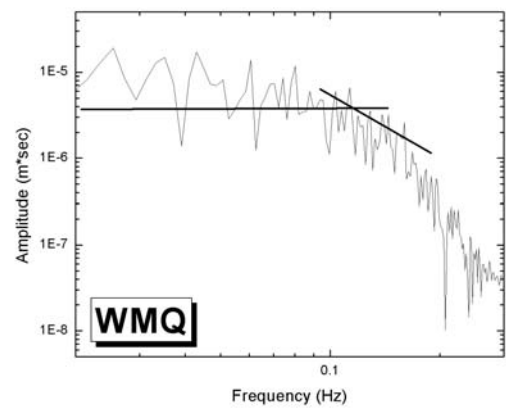
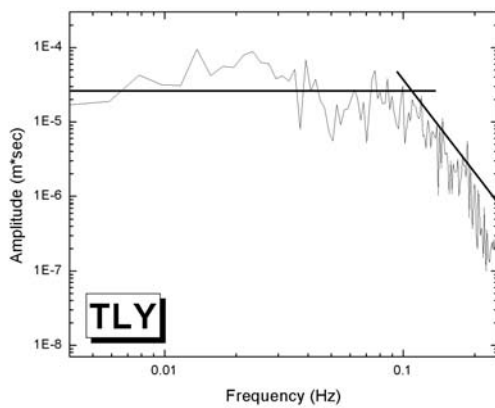
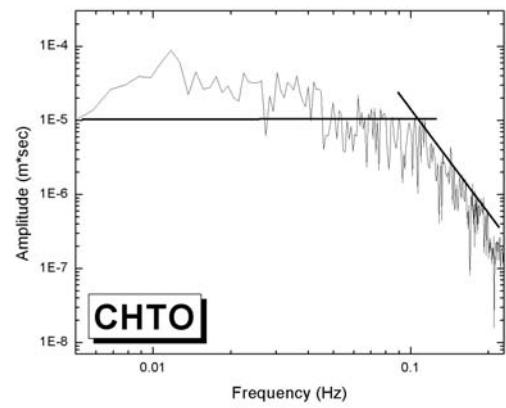
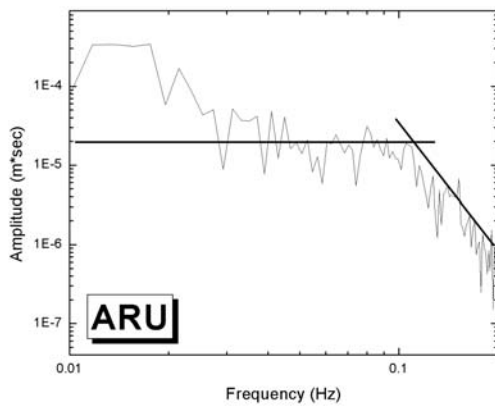
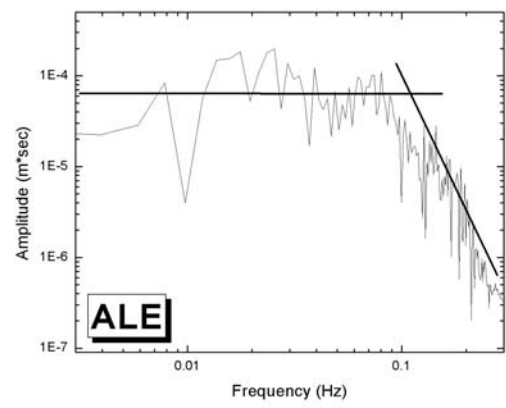
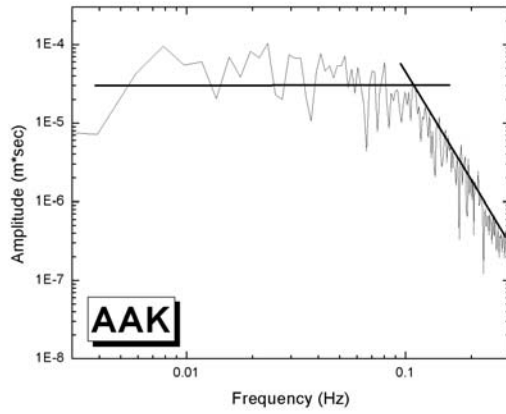
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β

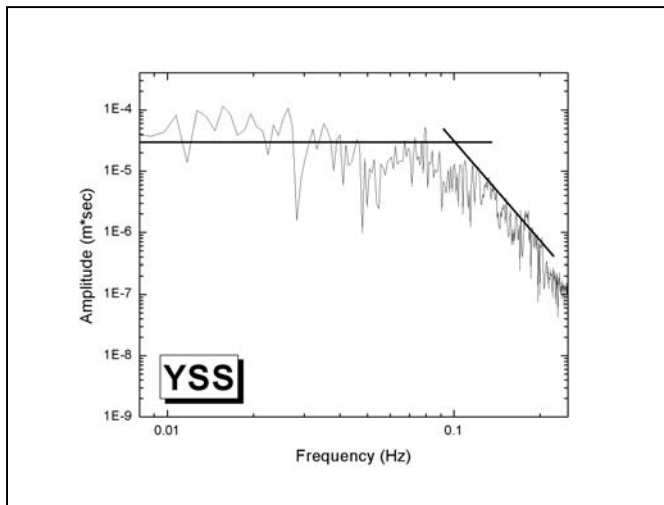
Φάσματα

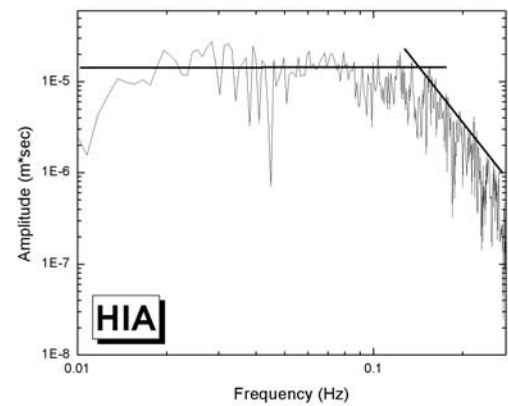
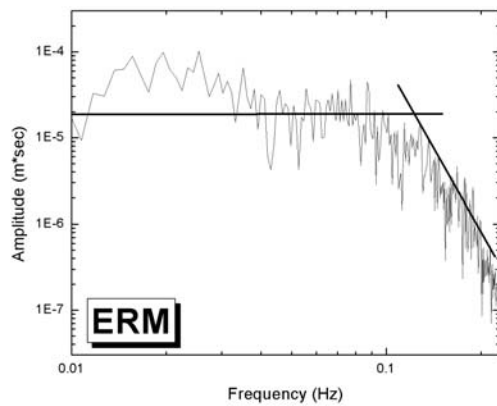
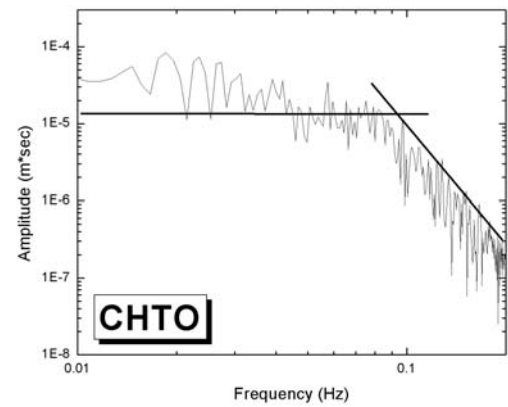
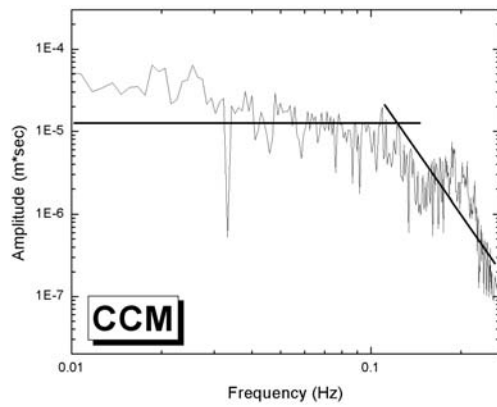
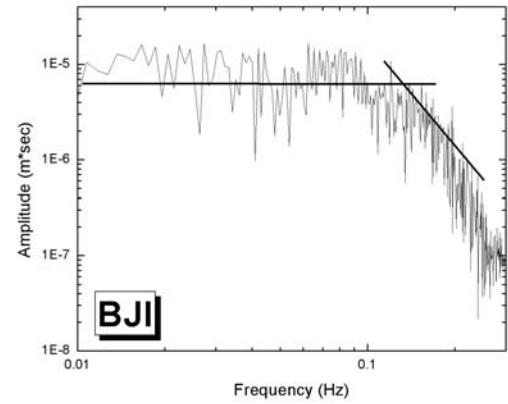
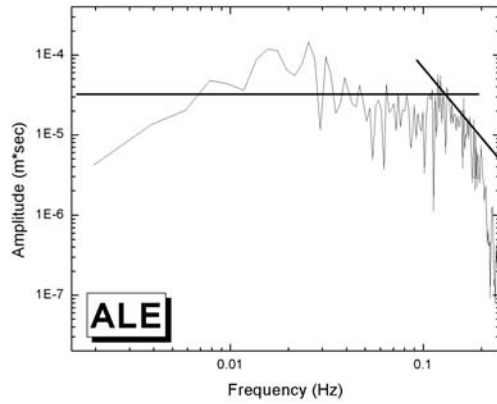
Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα φάσματα πλάτους της μετάθεσης των σεισμών που μελετήθηκαν στο 5^ο κεφάλαιο της διατριβής ειδίκευσης με τη μέθοδο της φασματικής ανάλυσης.

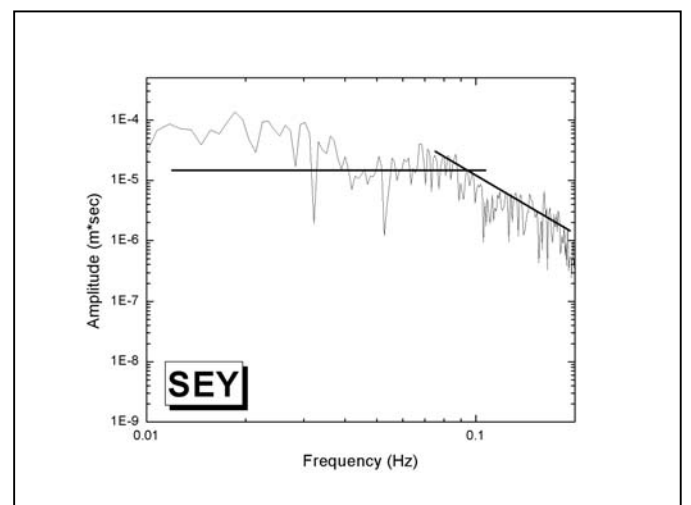
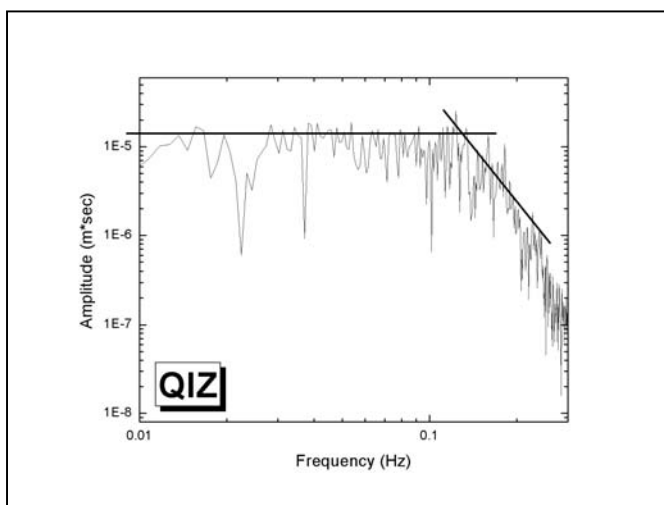
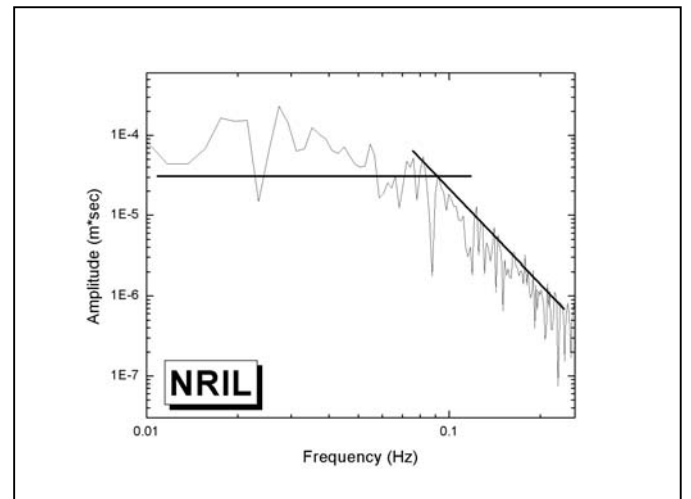
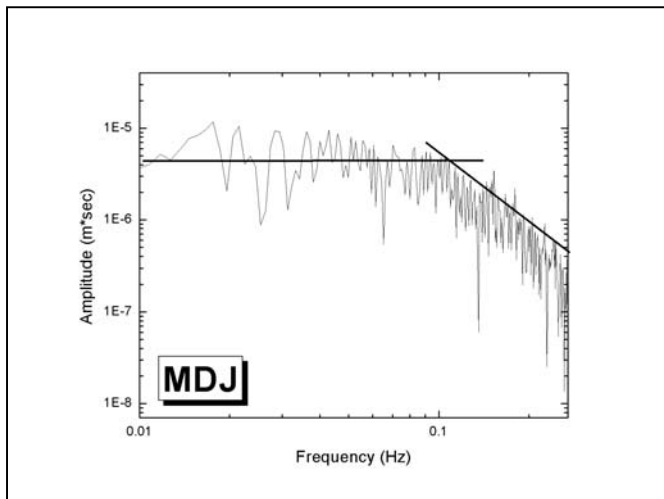
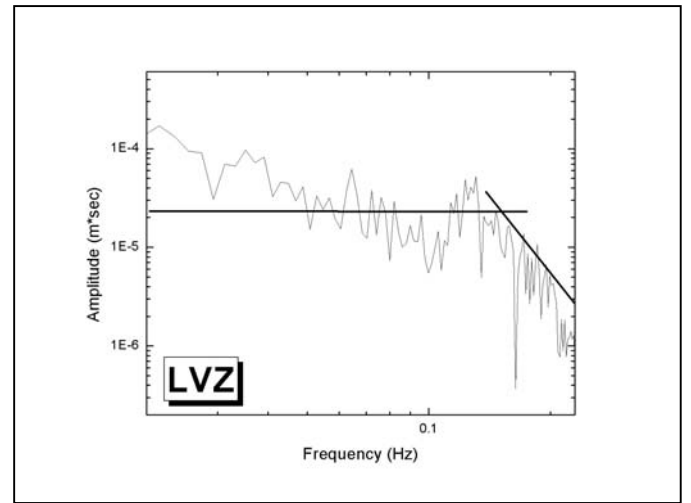
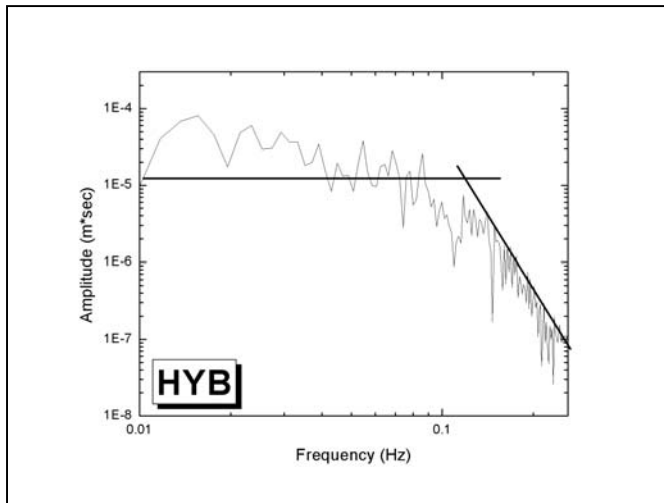
Στο πάνω μέρος της σελίδας αναγράφεται η ημερομηνία γένεσης κάθε σεισμού και ακολουθούν τα φάσματα τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στον υπολογισμό των παραμέτρων της εστίας. Σε κάθε σχήμα είναι σημειωμένες οι ασύμπτωτες των υψηλών και των χαμηλών συχνοτήτων. Η ασύμπτωτη των χαμηλών συχνοτήτων καθορίζει την τιμή Ω_0 ενώ η τομή τους τη γωνιακή συχνότητα f_c .

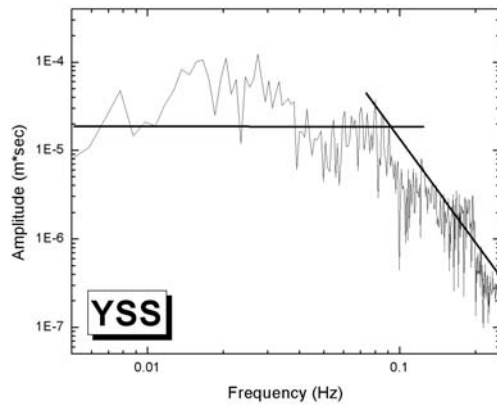
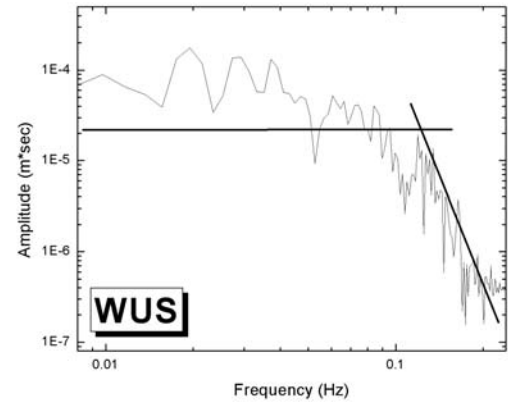
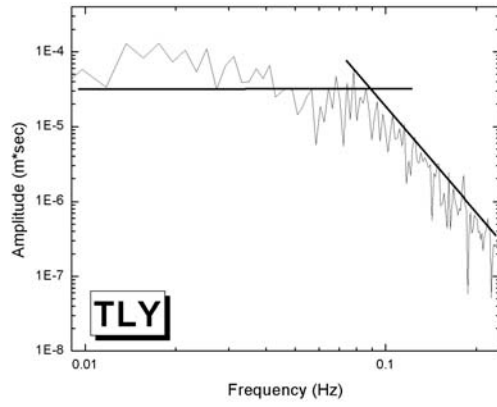
21 Νοεμβρίου 1991



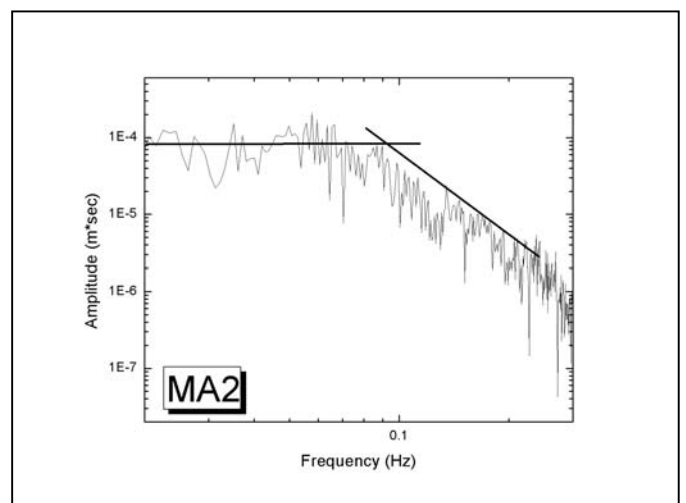
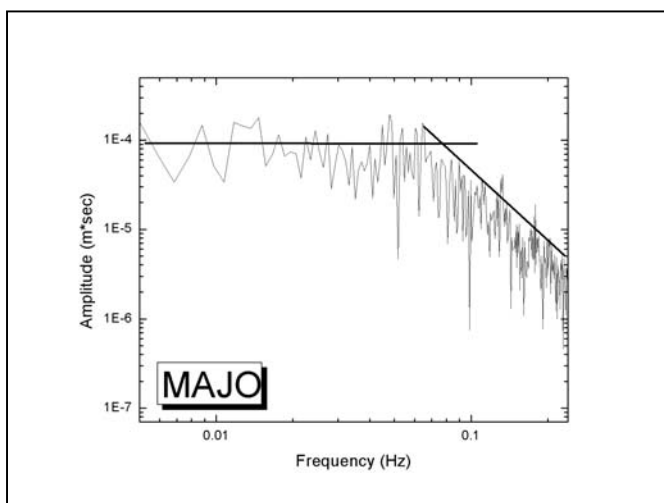
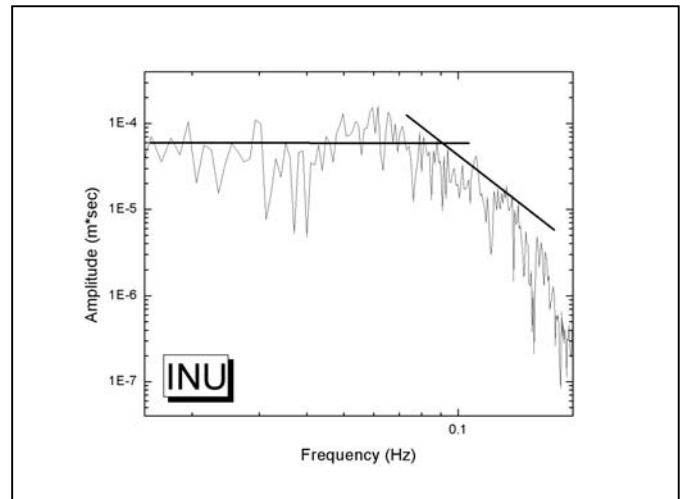
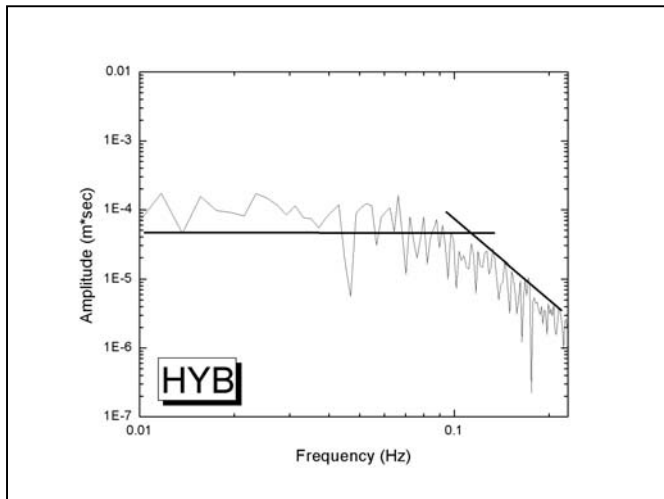
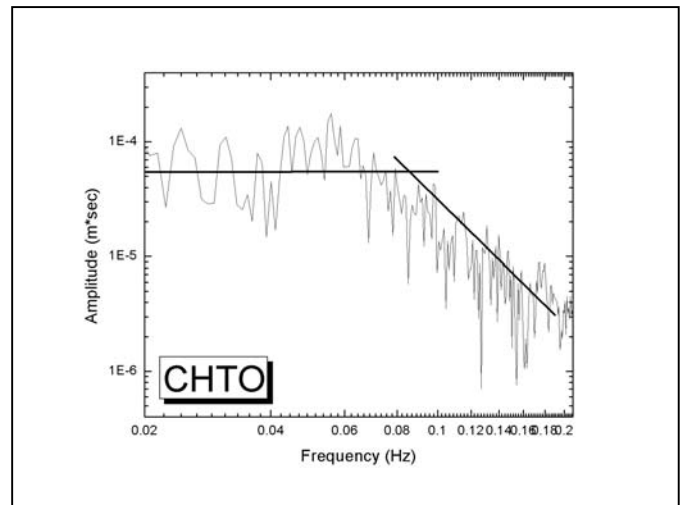
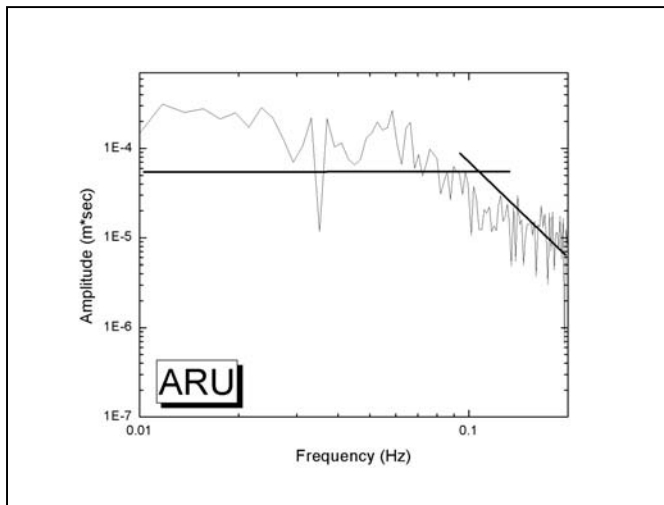


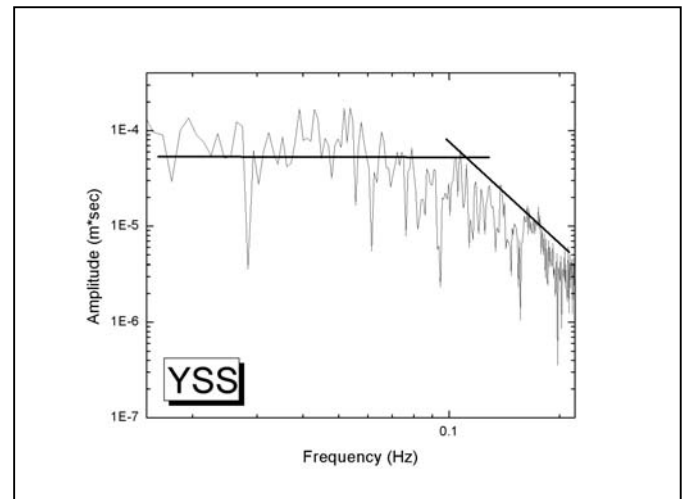
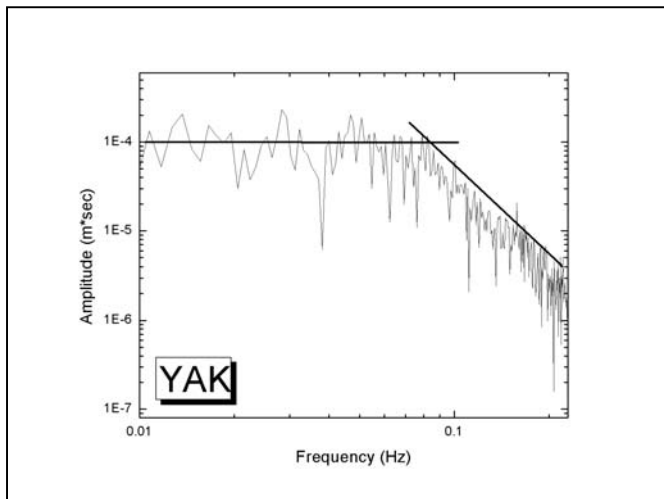
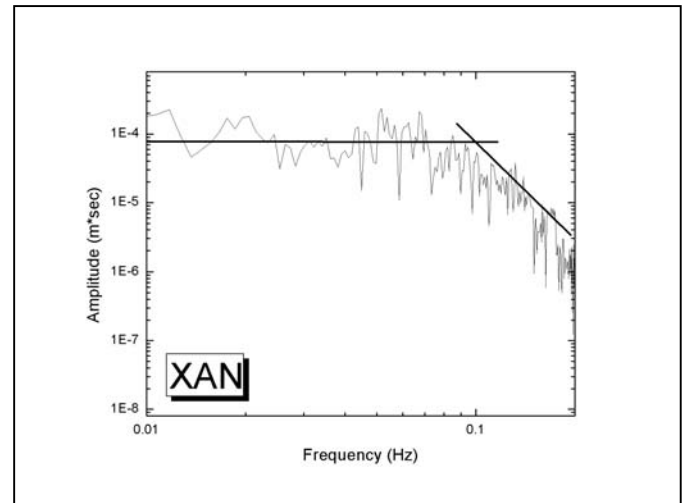
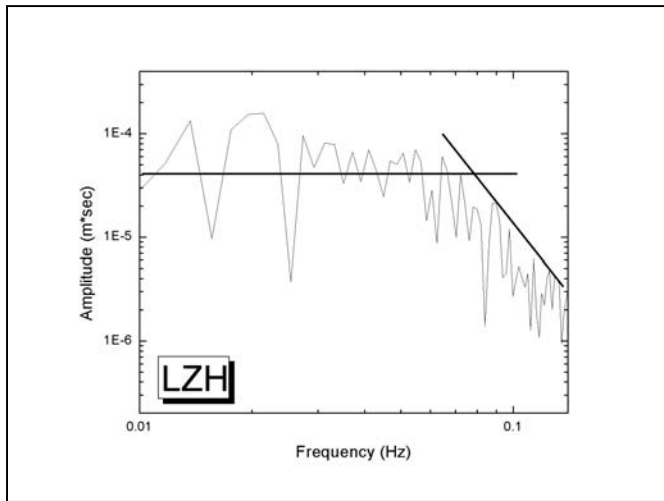
18 Μαρτίου 1993

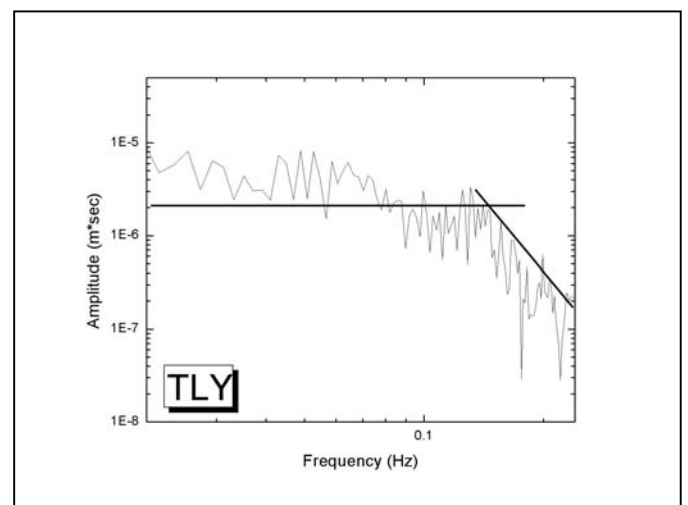
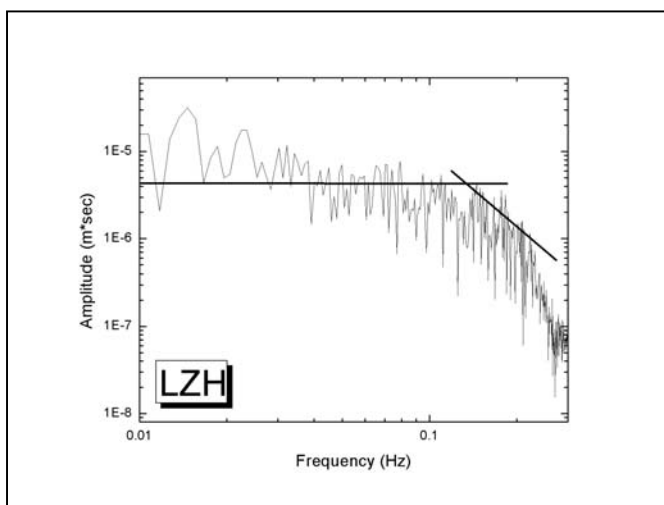
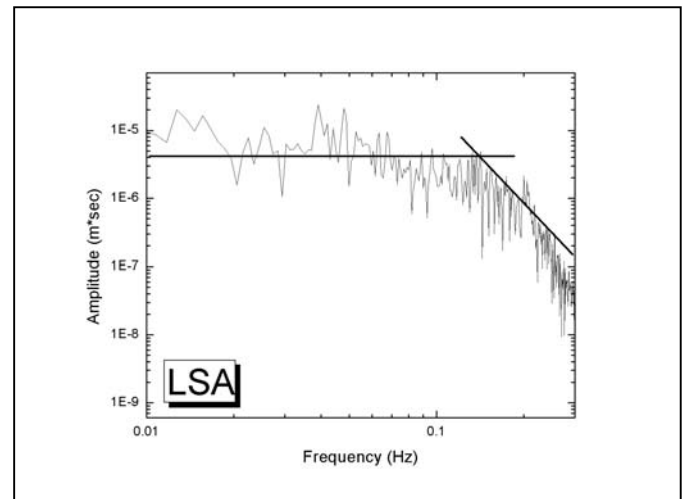
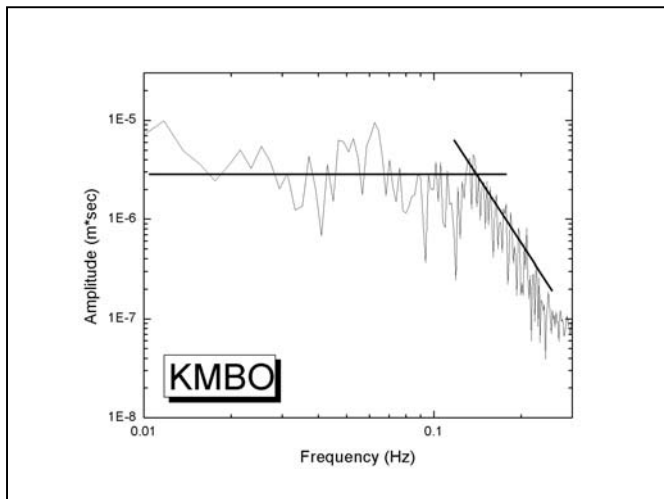
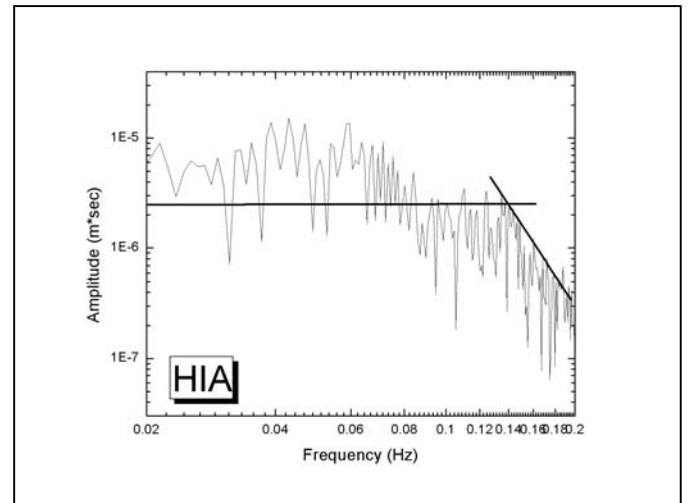
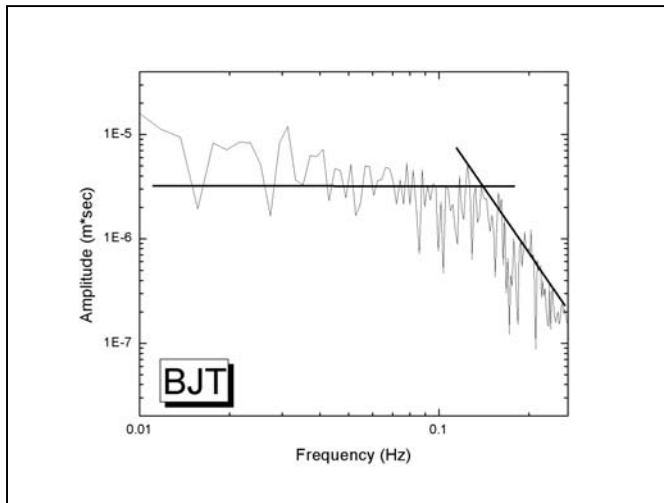


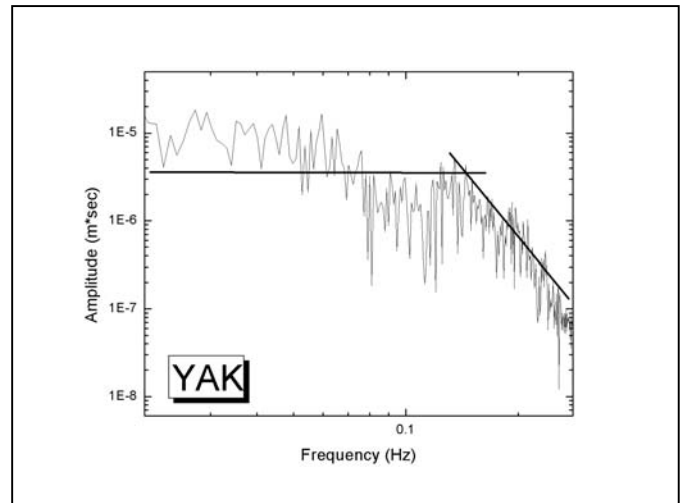
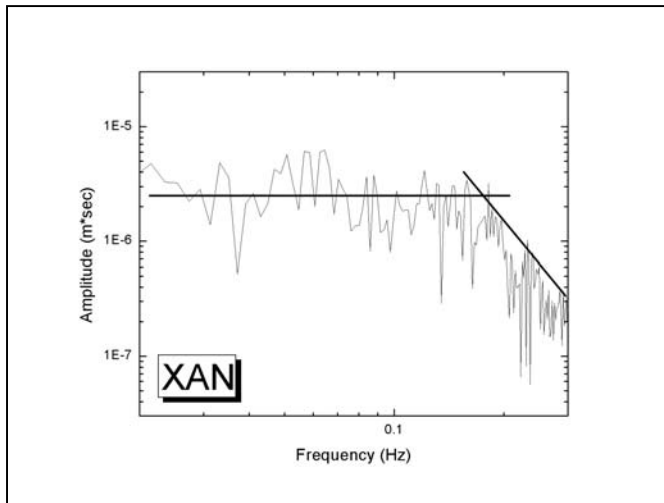


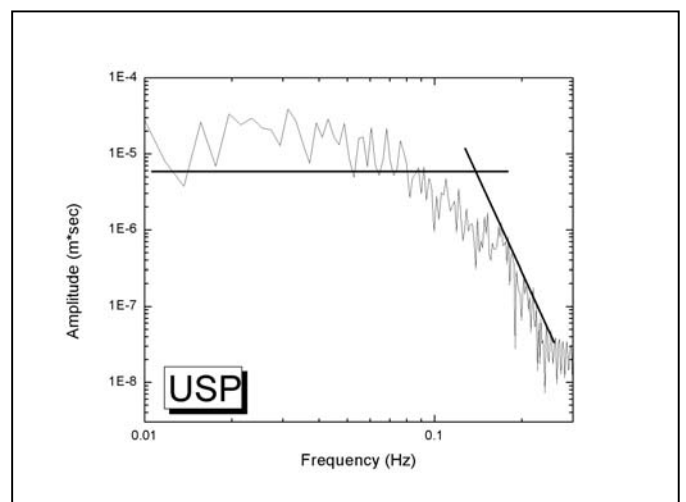
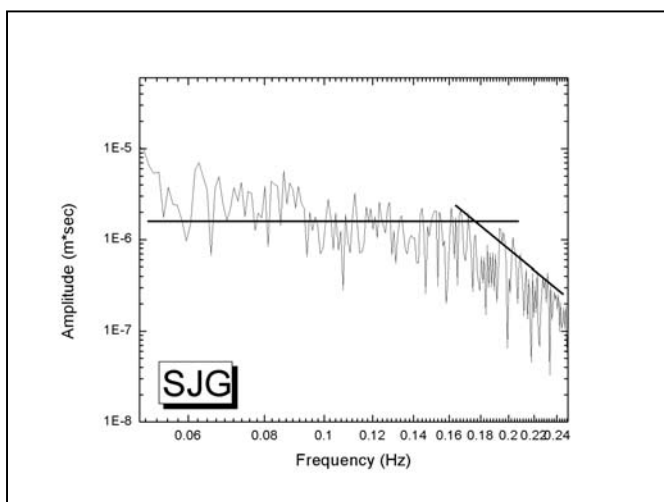
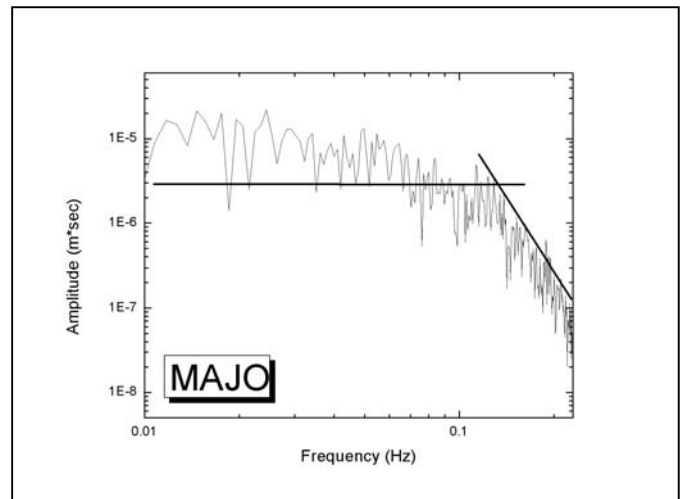
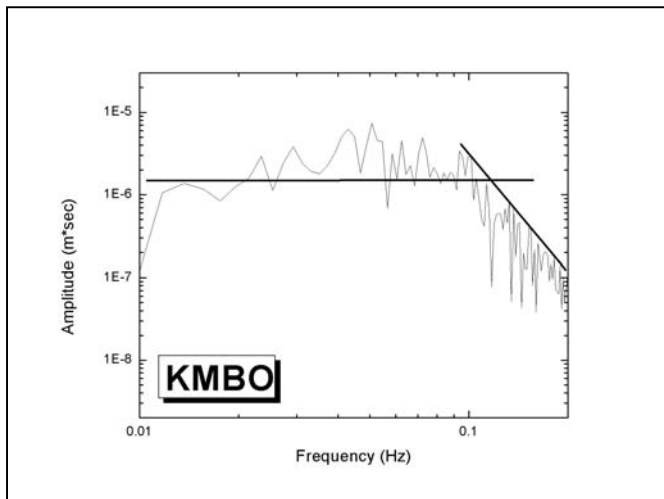
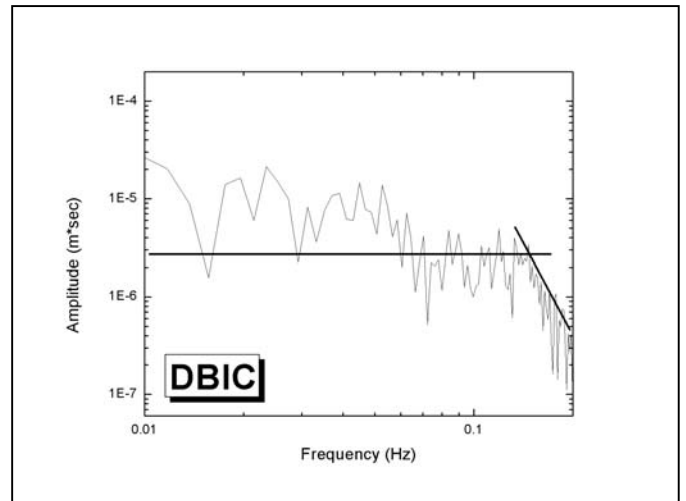
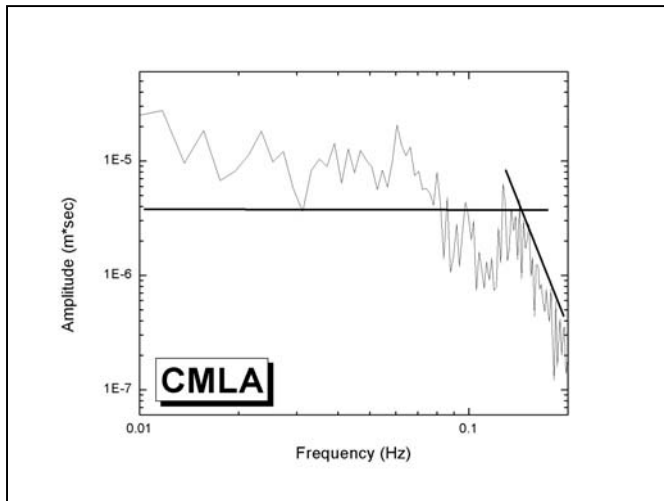
23 Μαΐου 1994



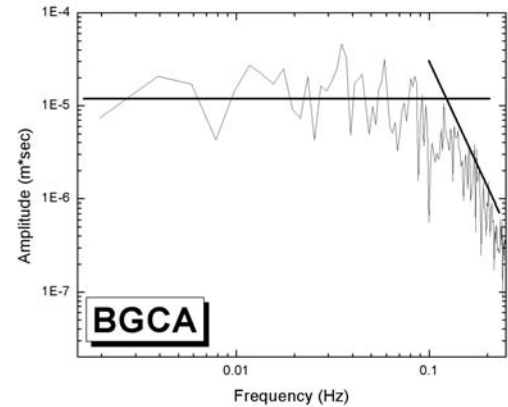
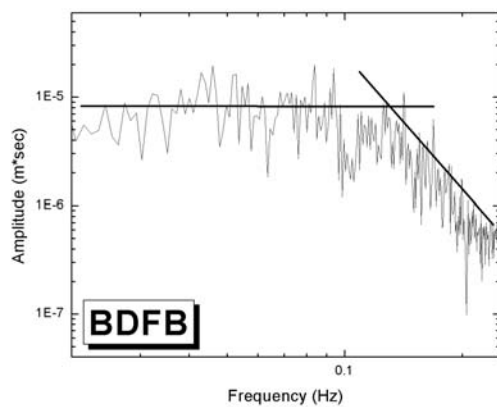
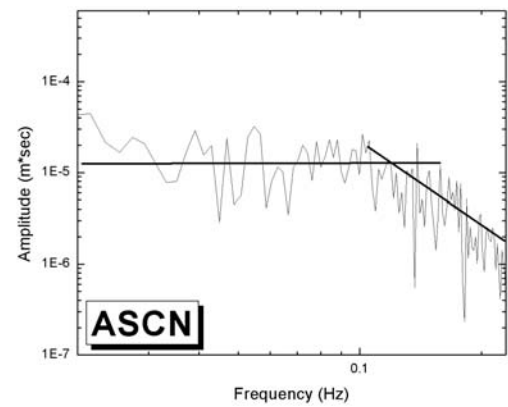
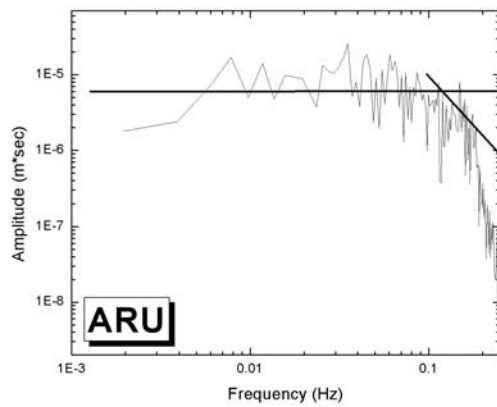
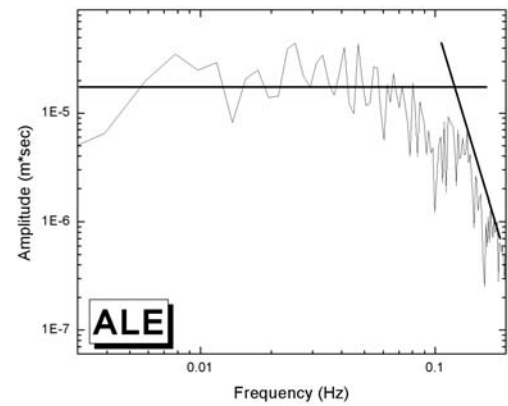
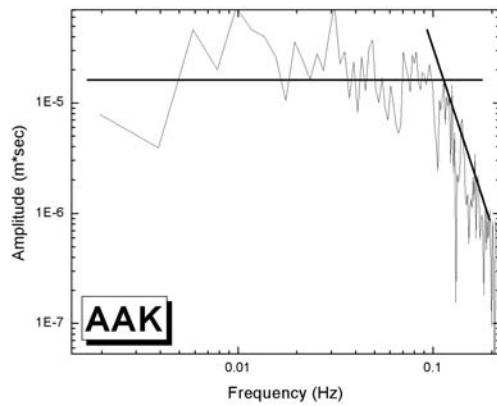


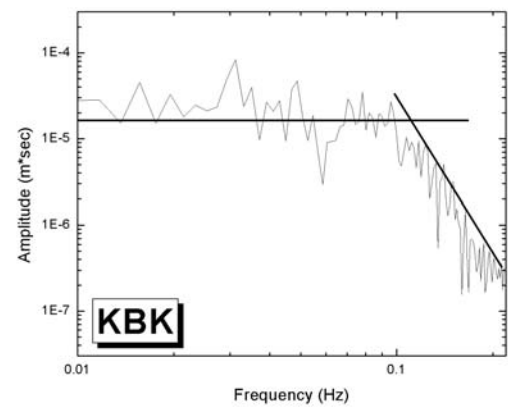
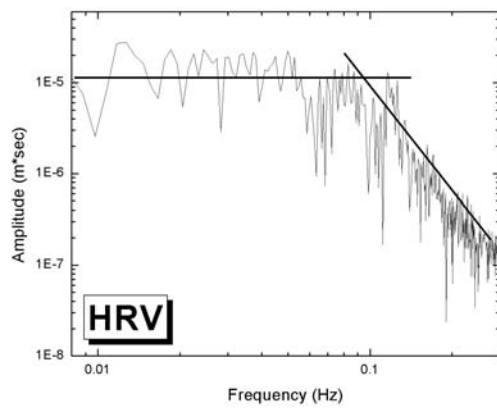
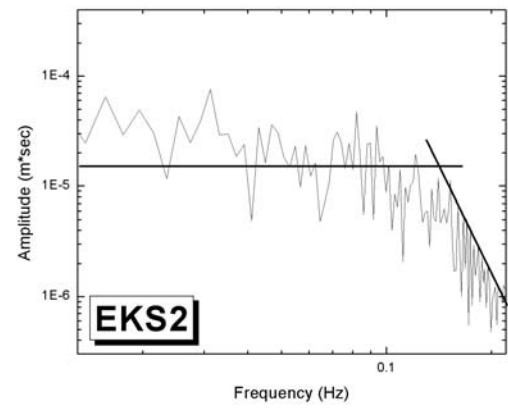
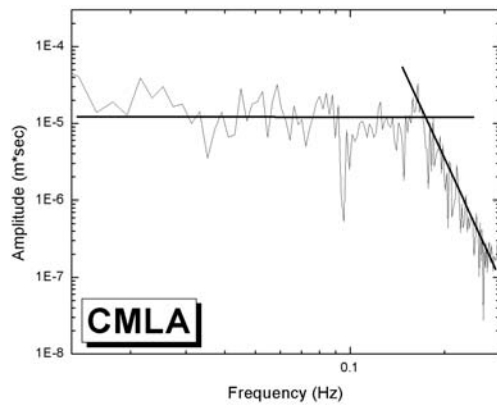
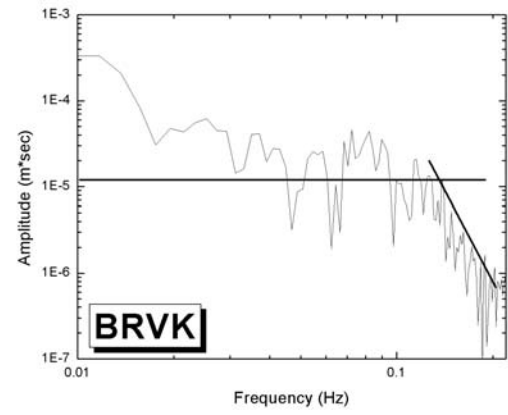
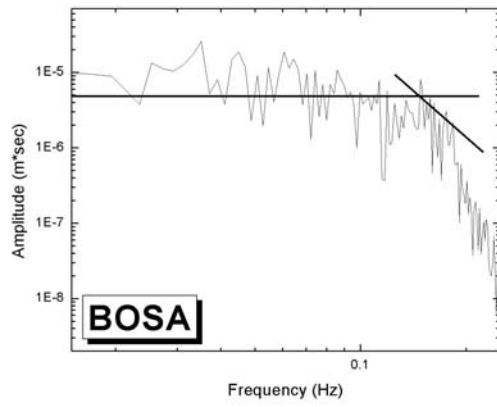
26 Απριλίου 1996

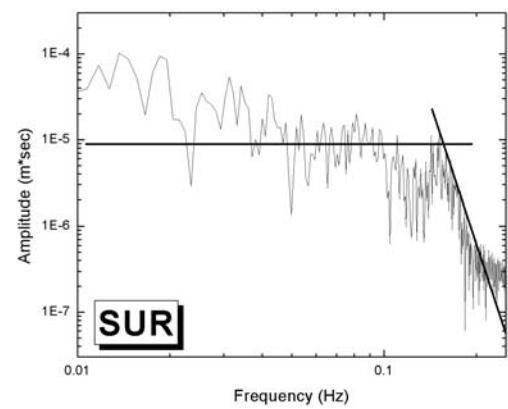
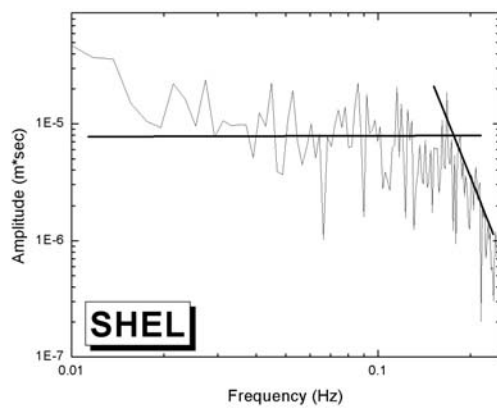
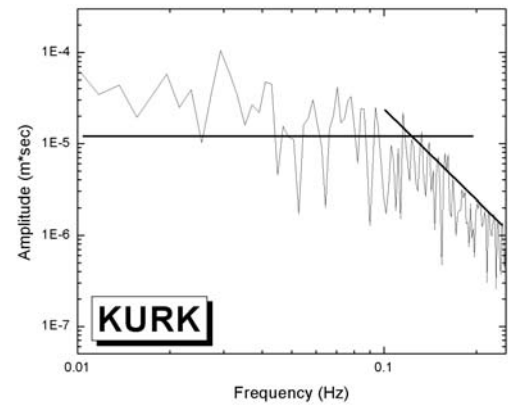
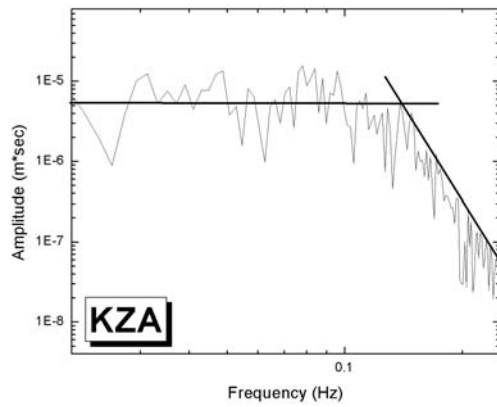
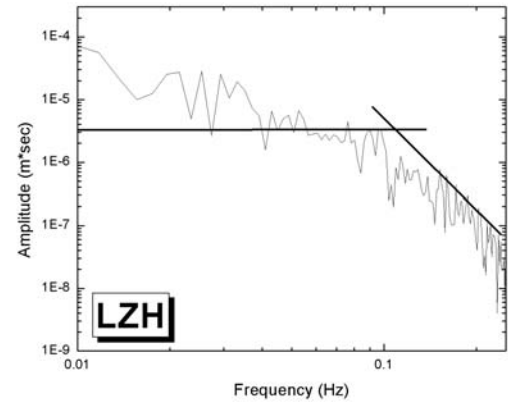
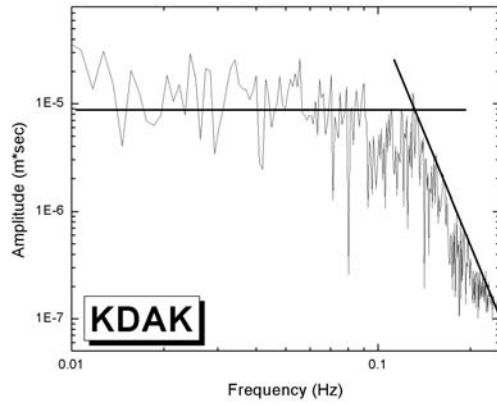


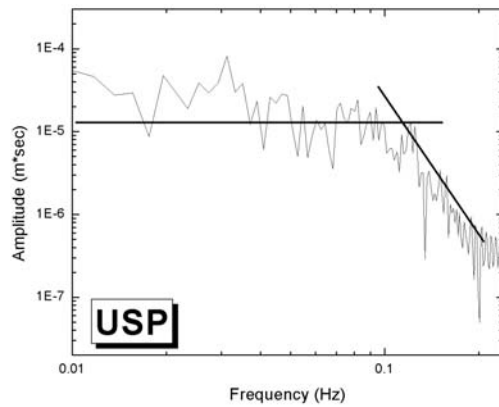
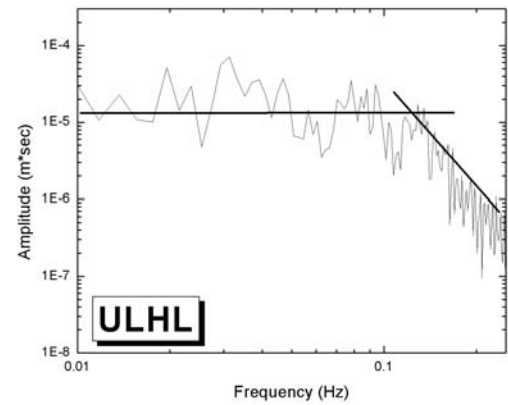
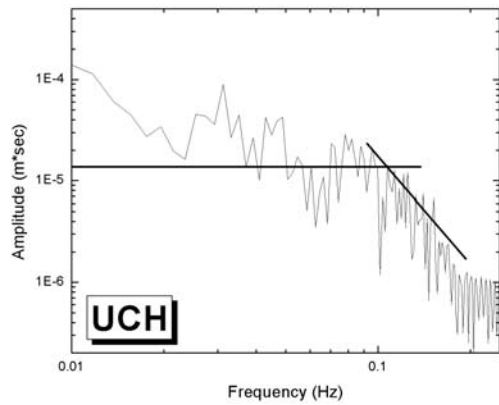
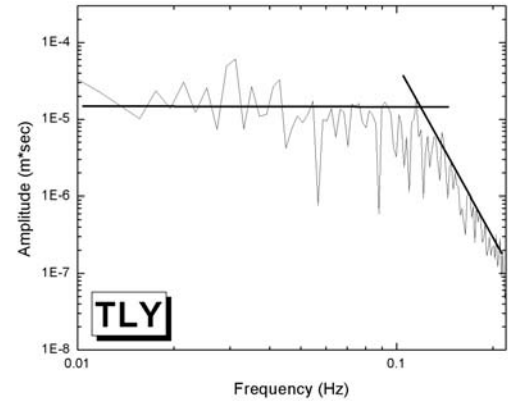
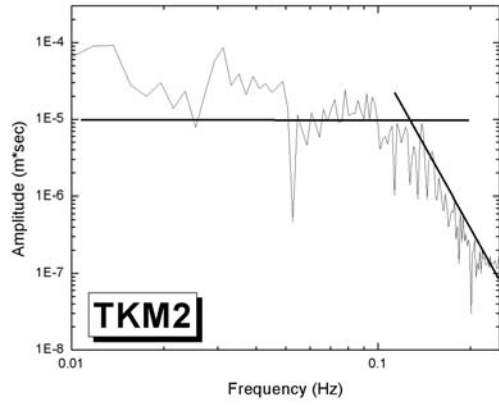
17 Απριλίου 1999

24 Μαΐου 2000

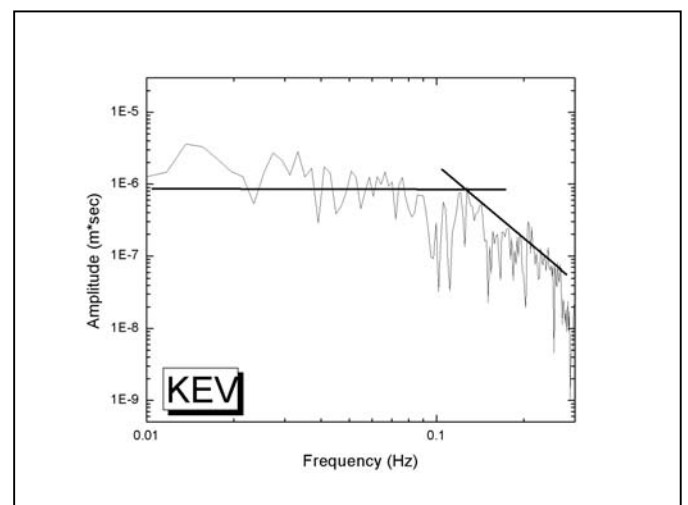
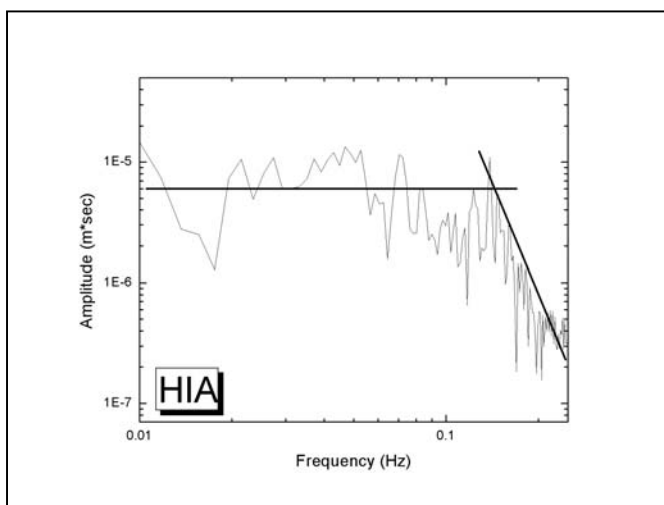
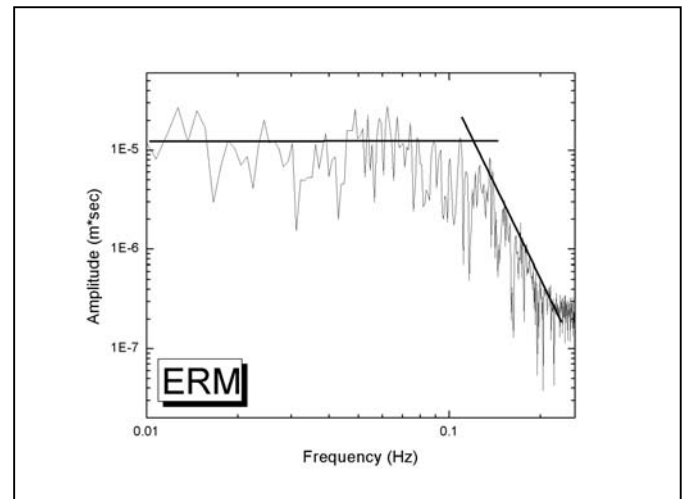
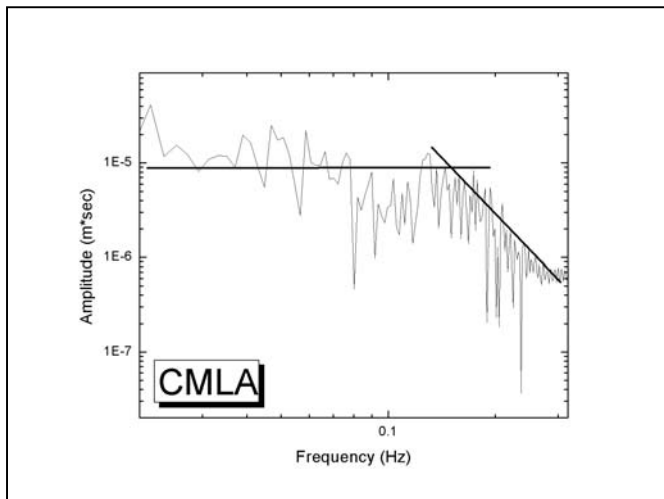
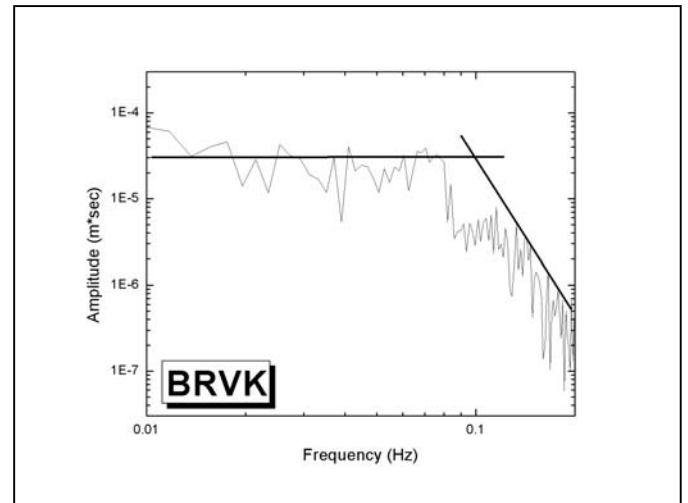
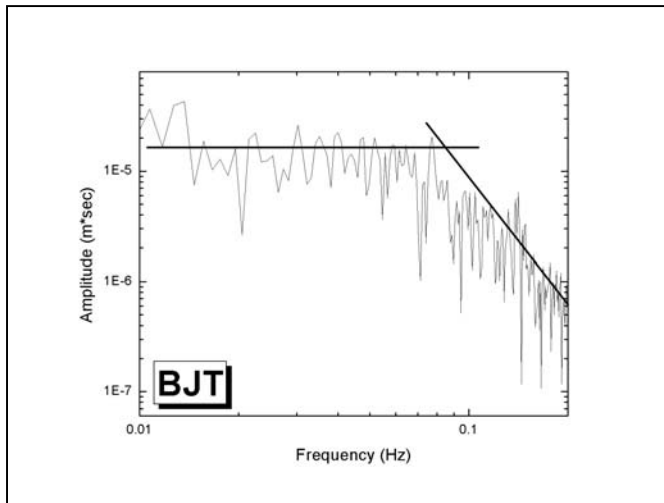


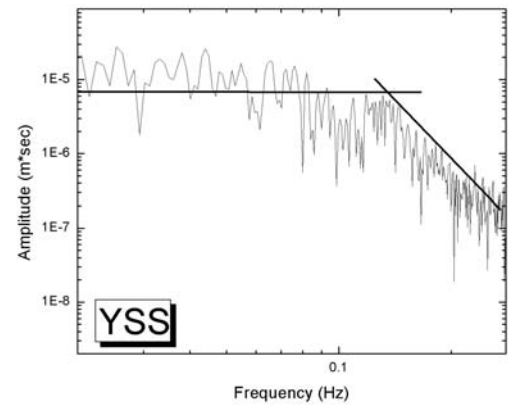
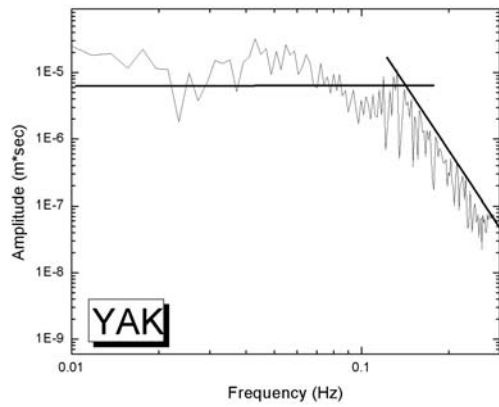
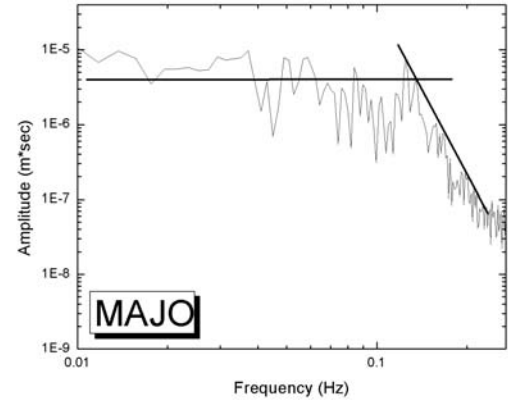
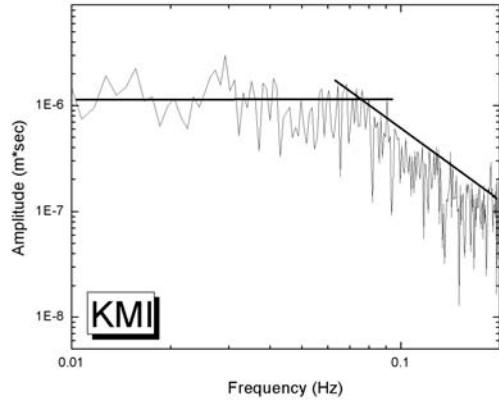




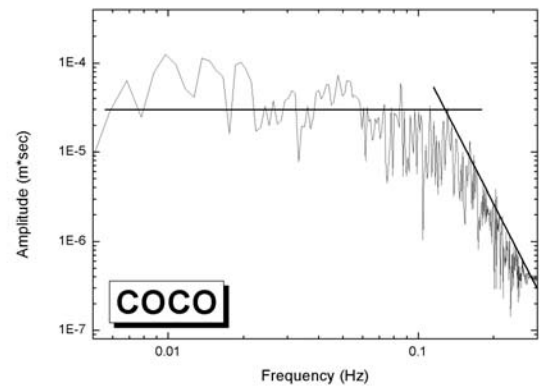
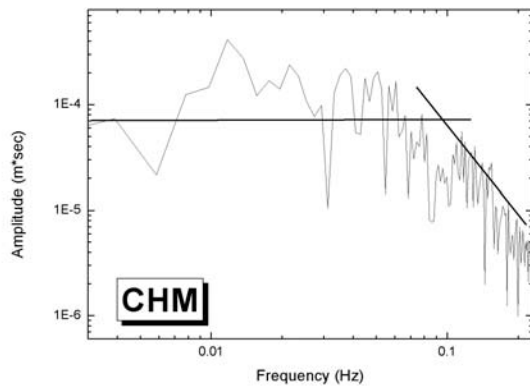
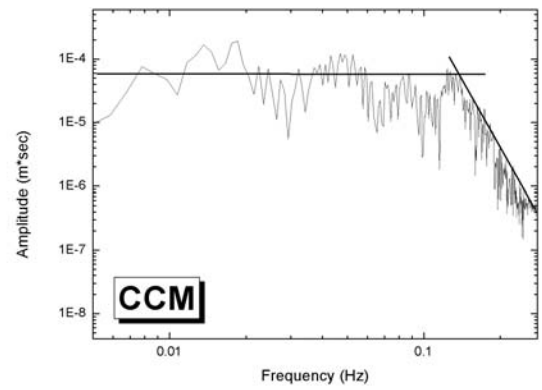
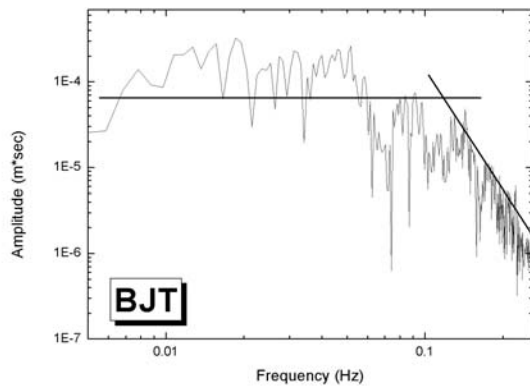
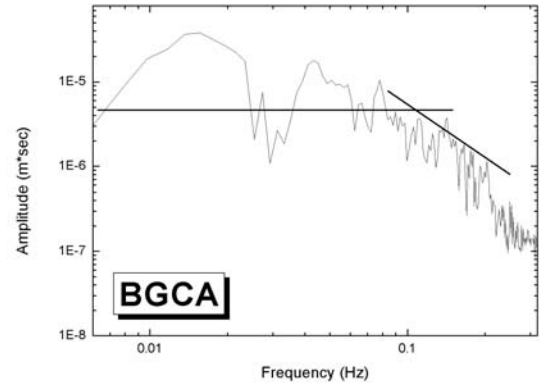
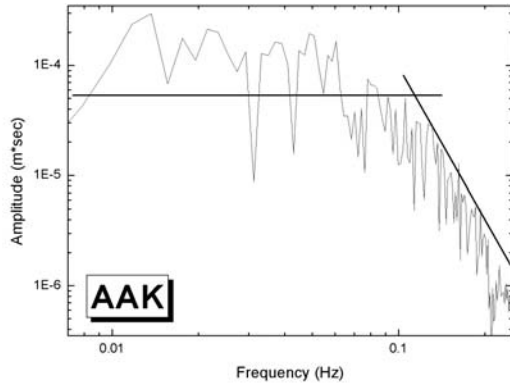


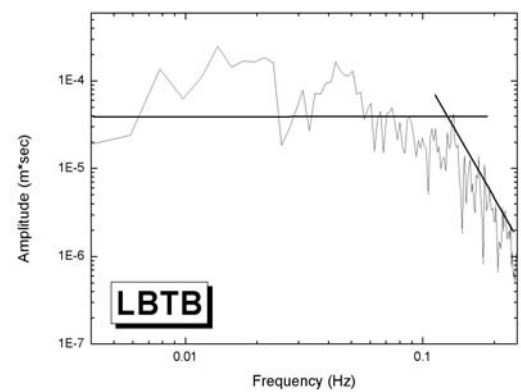
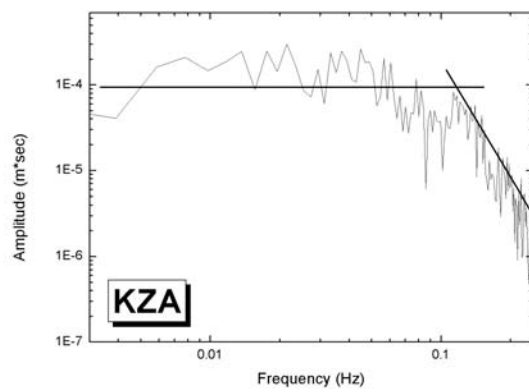
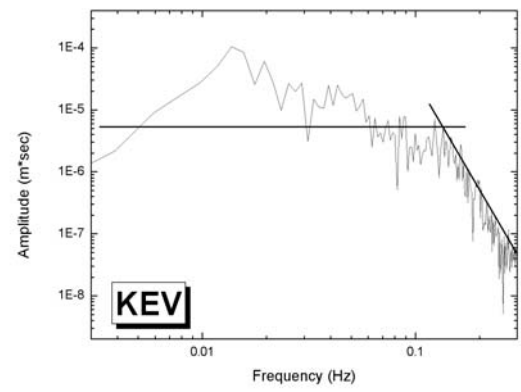
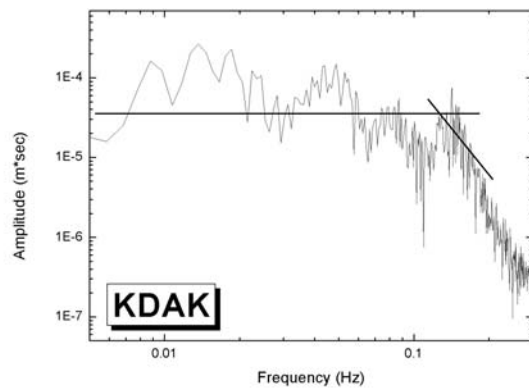
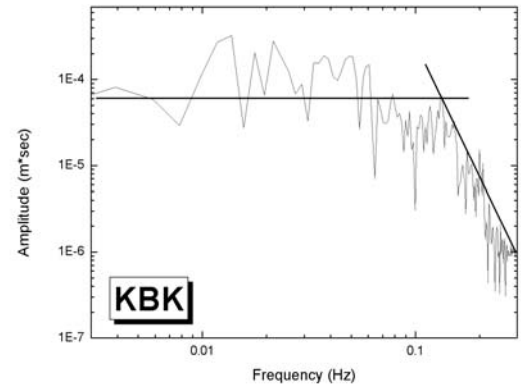
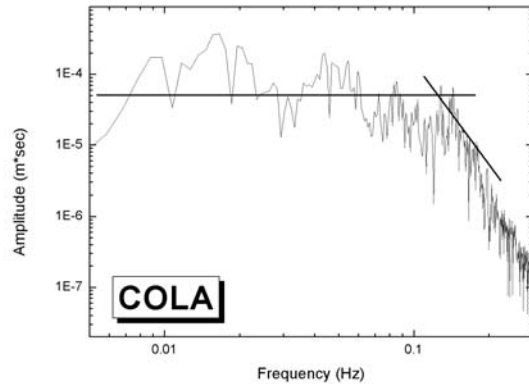
23 Ιουνίου 2001

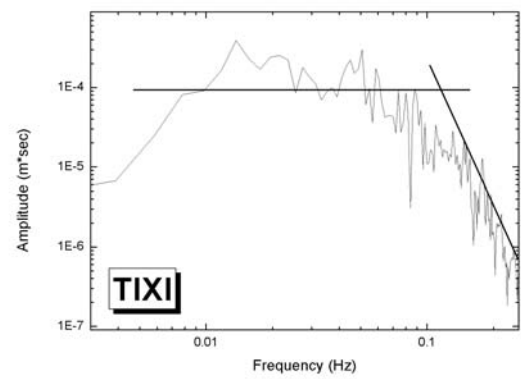
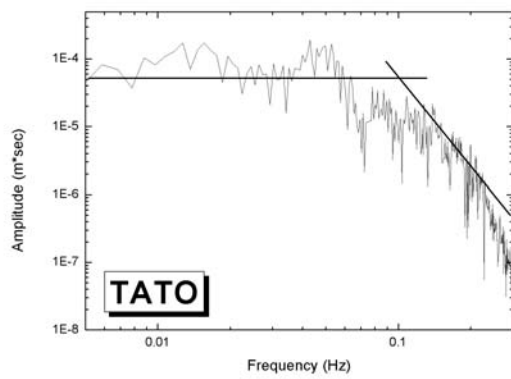
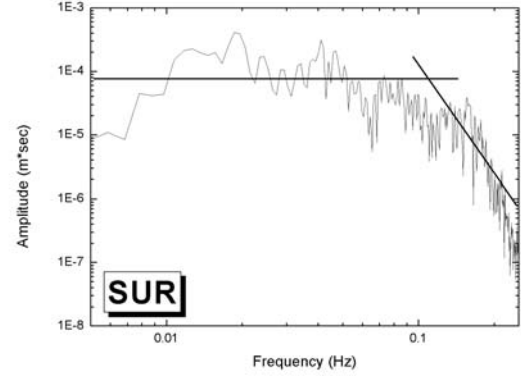
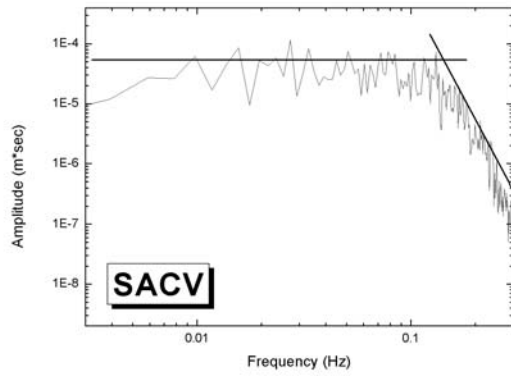
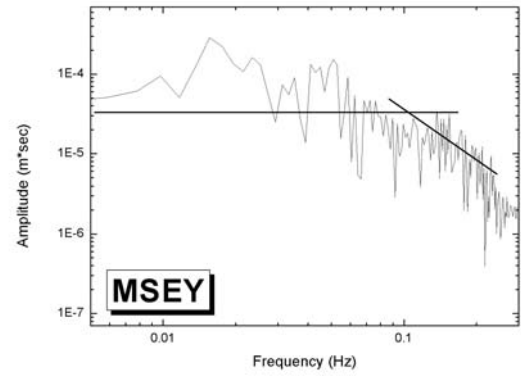
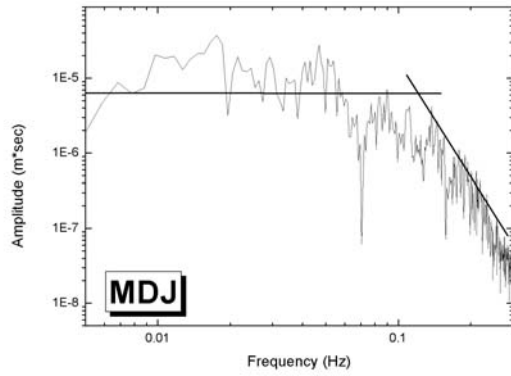


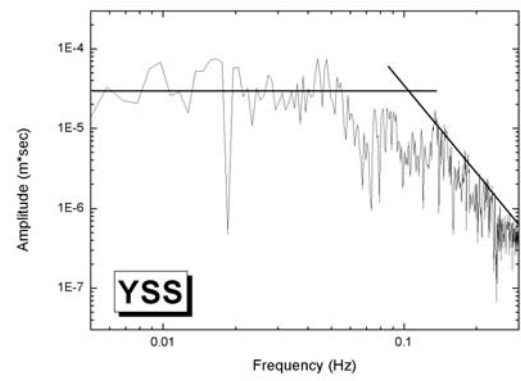
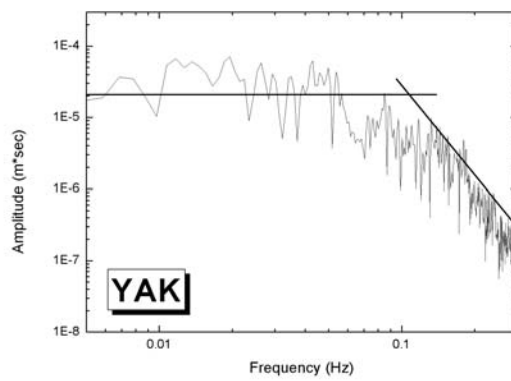
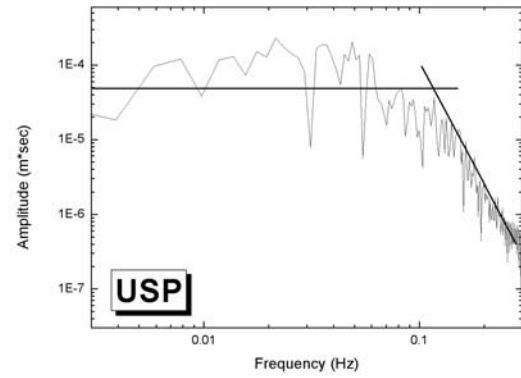
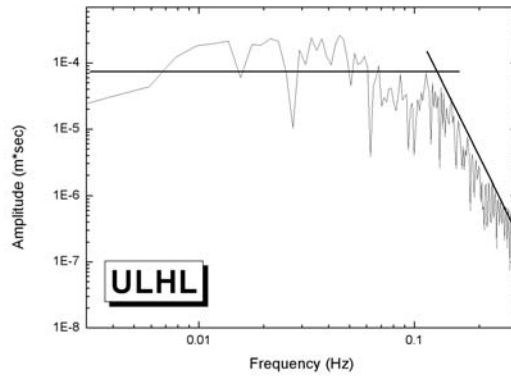
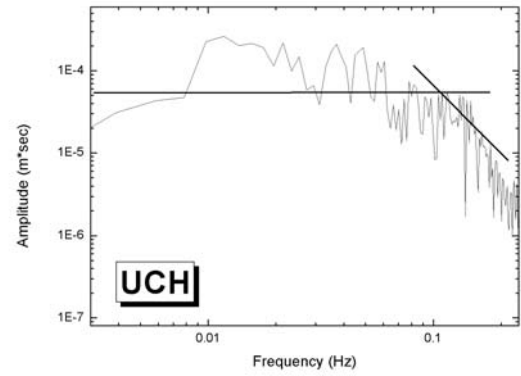
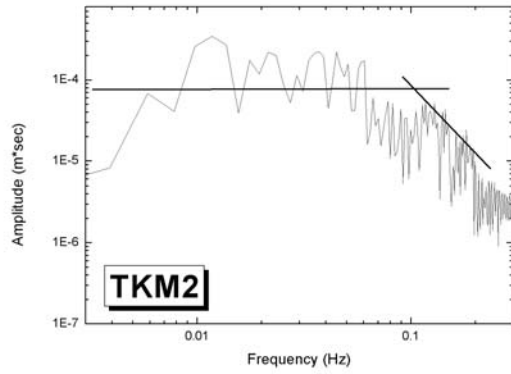


22 Ιανουαρίου 2002









21 Μαΐου 2002

