

Μηχανισμοί Γένεσης Σεισμών Ενδιαμέσου Βάθους του Ν. Αιγαίου

1.1 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 ενδιαμέσου βάθους κυρίως λόγω της κατάδυσης του εμπρόσθιου τμήματος της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας 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 στο σεισμικό κίνδυνο. Για την καλύτερη εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου 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 γνώση με ακρίβεια 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 ενδιαμέσου 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.

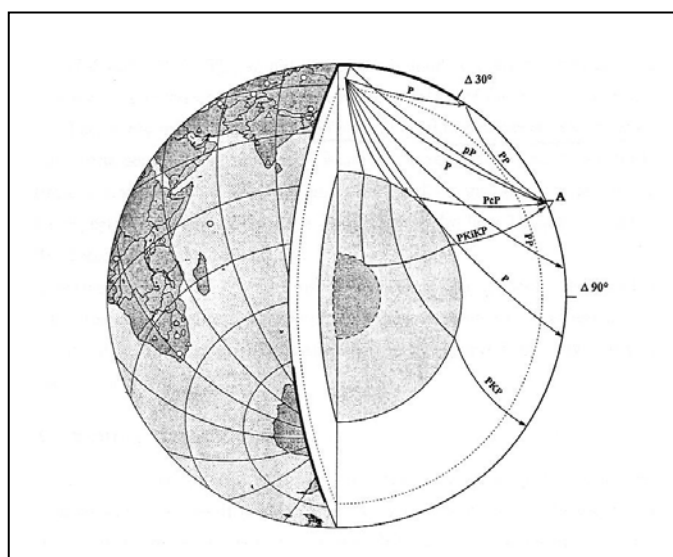
1.2 Αντιστροφή των μακράς περιόδου κυμάτων χώρου

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 (1.1). 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 της αξιοπιστίας των δεδομένων.

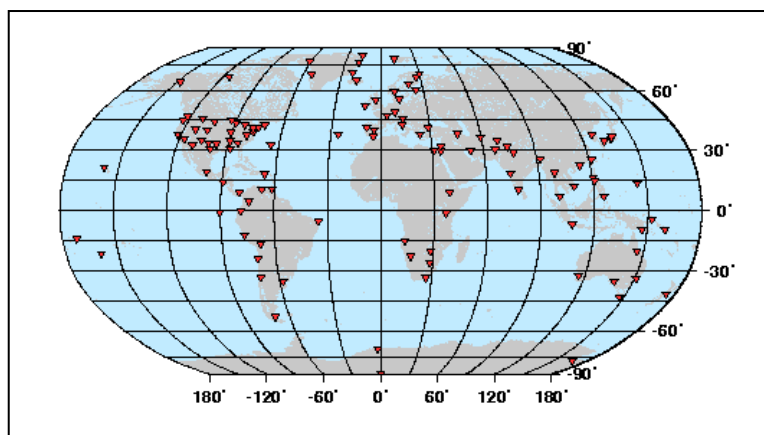
1.2.1 Παγκόσμια δίκτυα σειсмоγράφων

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



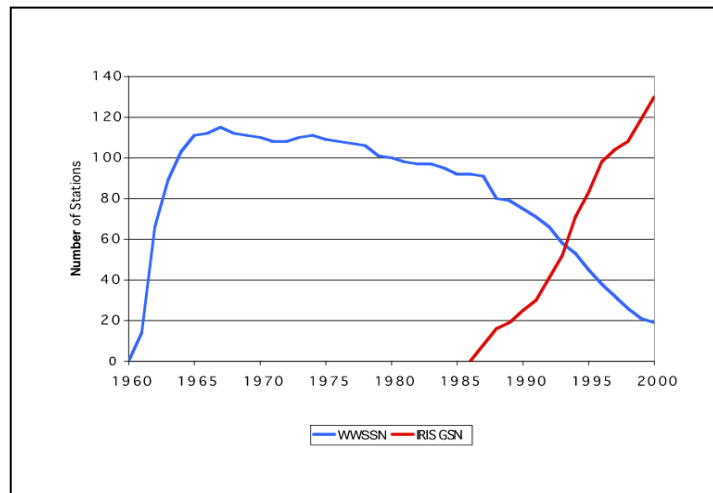
Σχήμα.1.1. Διάδοση σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης

βραχείας περιόδου σεισμόμετρα τύπου Benioff ($T_0 = 1 \text{ sec}$ ή 15 sec) και μακράς περιόδου σεισμόμετρα Sprengnether ($T_0 = 30 \text{ sec}$). 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 συνέβαλλαν τα μέγιστα στη στήριξη της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών που τότε αναπτυσσόταν στην επιστημονική κοινότητα, καθώς επίσης συνέβαλλαν στη μελέτη της πολύπλοκης γεωλογικής δομής σε μεγάλα βάθη κάτω από της ηπείρους και τους ωκεανούς. Στο σχήμα (1.2) παρουσιάζεται μια εικόνα των σταθμών του δικτύου WWSSN κατά τα πρώτα χρόνια λειτουργίας του.



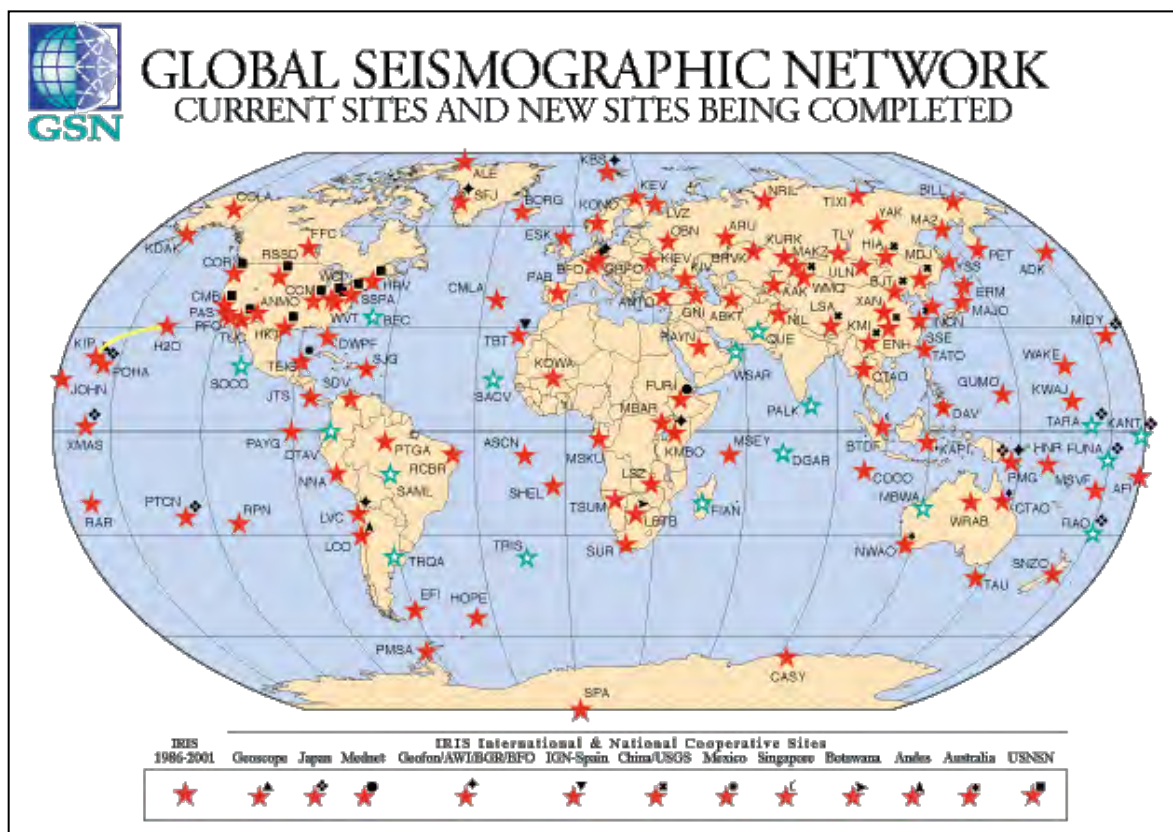
Σχήμα. 1.2. Παγκόσμιος χάρτης όπου φαίνονται οι θέσεις των 119 σταθμών του WWSSN το 1960

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 (1.3) φαίνεται η αντικατάσταση του δικτύου WWSSN από το GSN με τη πάροδο του χρόνου και η μεγάλη αύξηση του αριθμού των νέας γενιάς σειсмоγράφων.



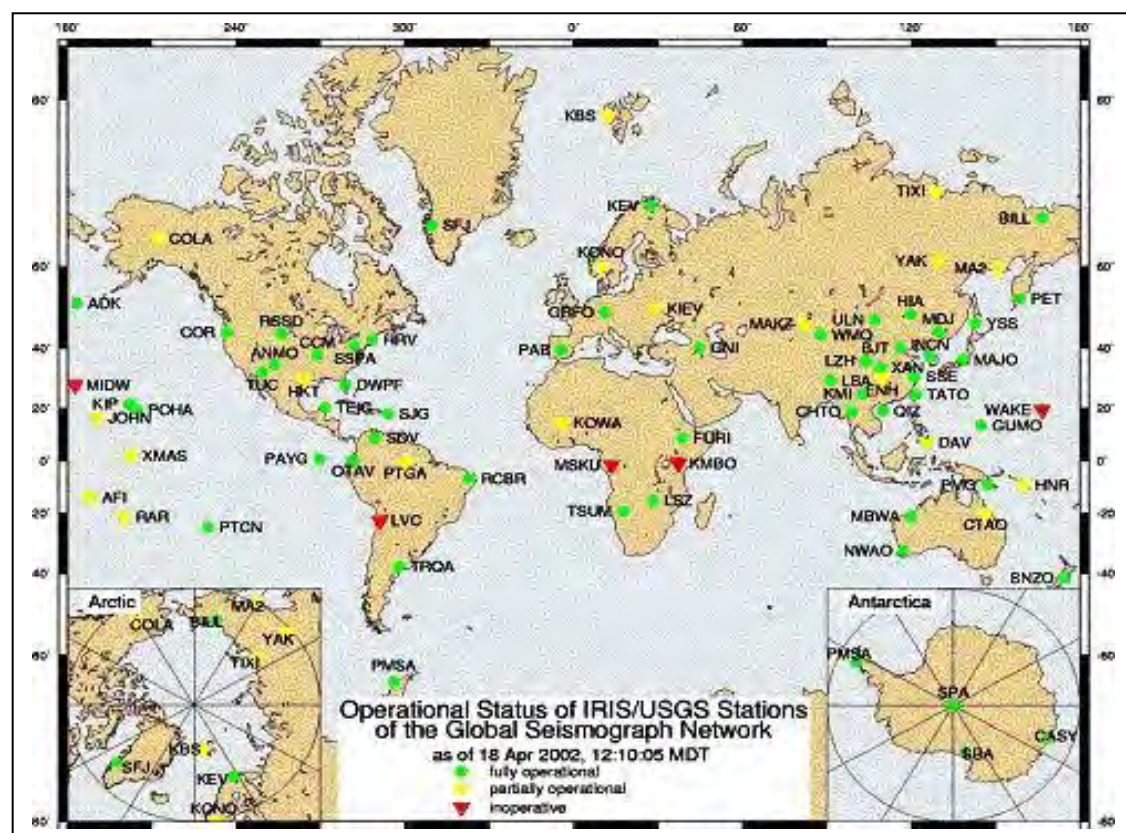
Σχήμα. 1.3. Μεταβολή αριθμού σταθμών των δικτύων WWSSN και GSN (Σχήμα από IRIS Consortium)

Στο σχήμα (1.4) παρουσιάζονται οι γεωγραφικές θέσεις των σταθμών του δικτύου GSN και στο σχήμα (1.5) οι σταθμοί του δικτύου IRIS/USGS όπως αυτό είναι σήμερα.



Σχήμα 1.4. Γεωγραφικές θέσεις σταθμών παγκοσμίον δικτύου 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 και έχουν ικανότητα καταγραφής μεγάλου εύρους συχνοτήτων ($\sim 0.005\text{Hz} - 7\text{ Hz}$) (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 (1.6) 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.

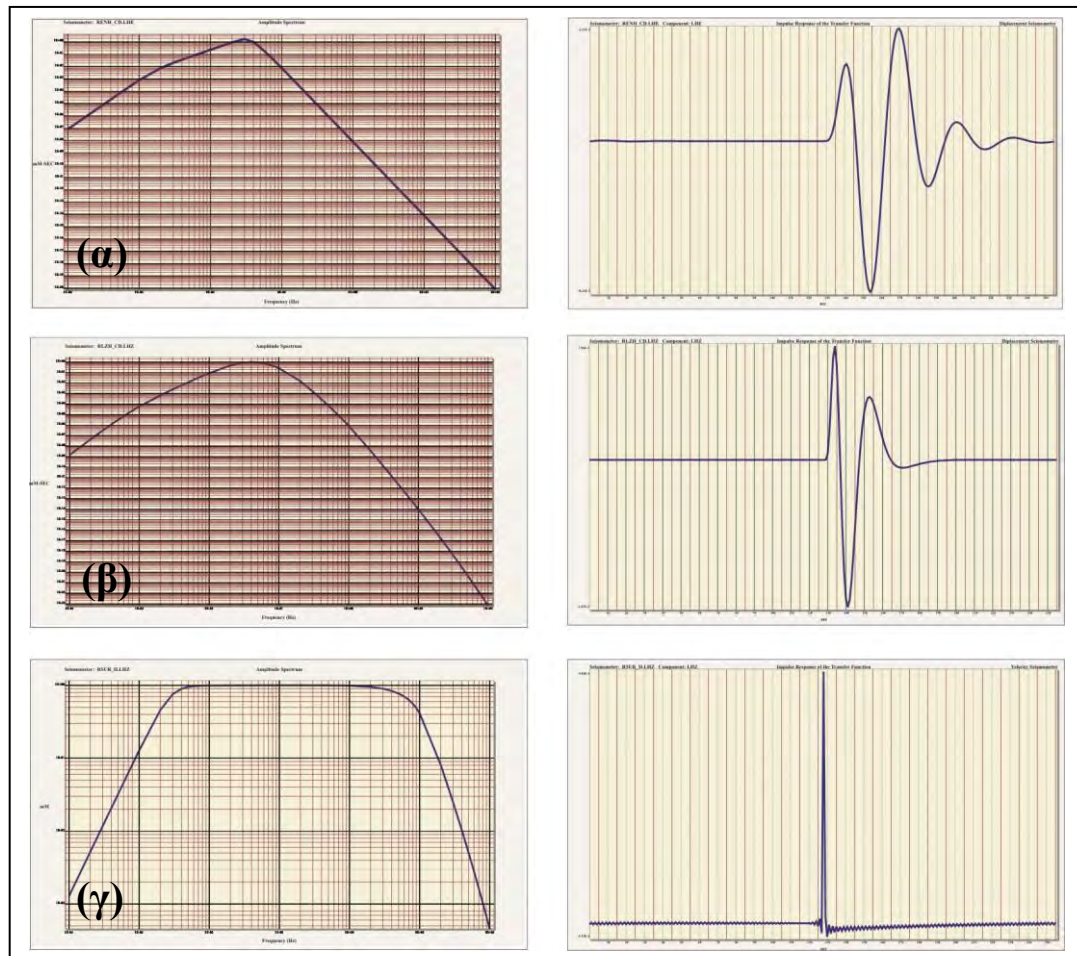


Σχήμα. 1.5 Γεωγραφικές θέσεις σταθμών δικτύου IRIS/USGS

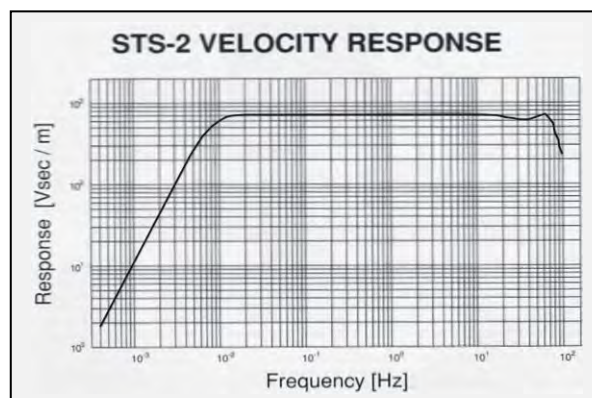
Στο σχήμα (1.7) φαίνεται αντίστοιχα η καμπύλη απόκρισης ενός σύγχρονου σεισμομέτρου τύπου STS-2. Για τον προσδιορισμό των αποκρίσεων σε μοναδιαίο παλμό, χρησιμοποιήθηκε χρονοσειρά 256 σημείων μηδενικού πλάτους, εκτός του σημείου 129, το οποίο έχει πλάτος $2\Delta t$ ($\Delta t=1\text{ sec}$) (Λούβαρη, 2000).

Στο σχήμα (1.8) παρουσιάζεται τμήμα κυματομορφής, που αντιπροσωπεύει μετάθεση, η οποία έχει συνελιχθεί με τρεις τύπους των προαναφερθέντων σεισμομέτρων. Από τα σχήματα φαίνεται η σημαντική επίδραση

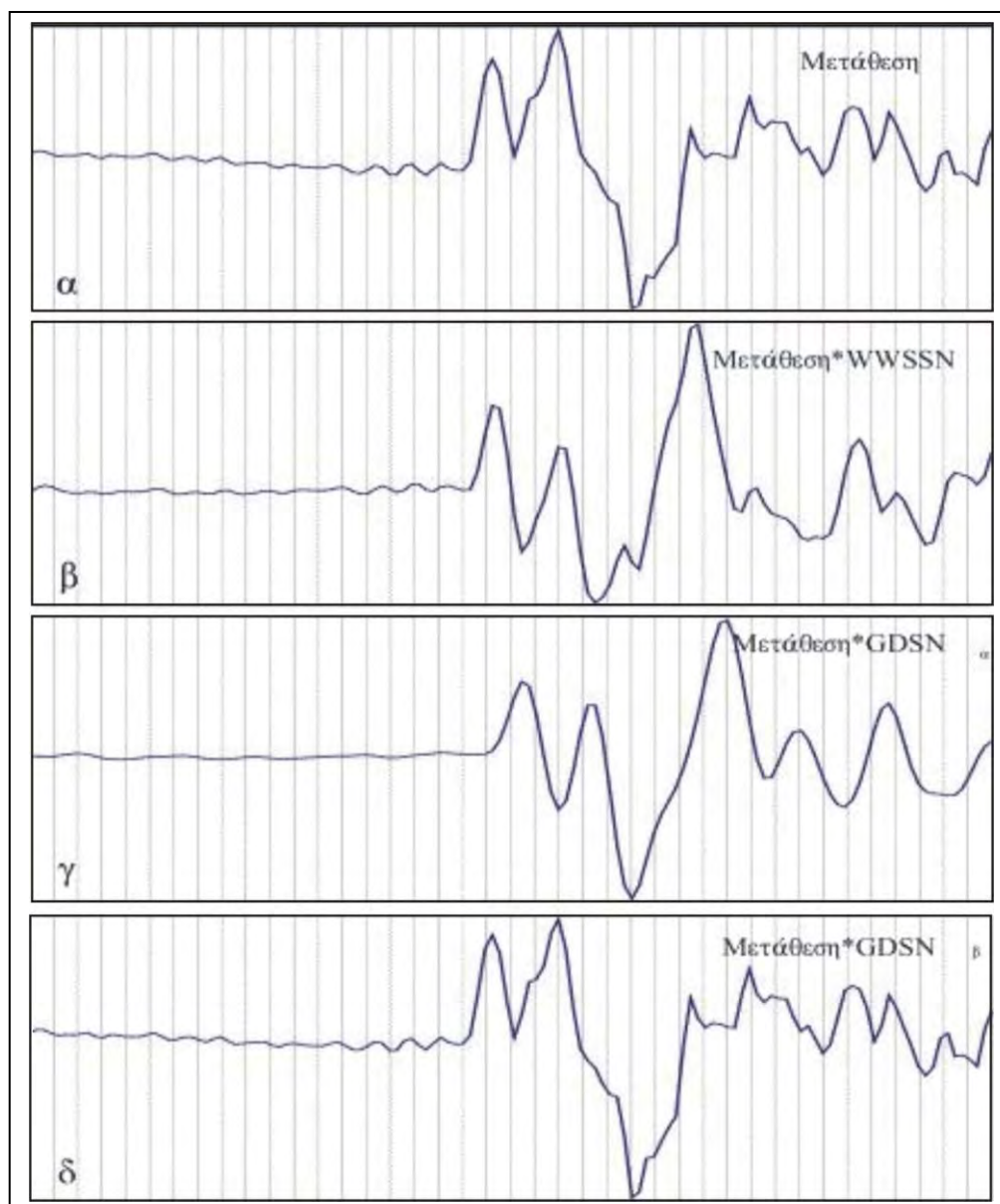
της απόκρισης των σεισμομέτρων του δικτύου WWSSN καθώς και των πρώτων του δικτύου GSN στη μορφή της κυματομορφής, ενώ η επίδραση των Broad-Band σεισμομέτρων είναι μηδαμινή.



Σχήμα. 1.6 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).



Σχήμα. 1.7 Καμπύλη απόκρισης σύγχρονου σεισμομέτρου τύπου Streickeisen STS-2 VBB (very-broad band)



Σχήμα. 1.8 (α) Κυματομορφή η οποία αντιπροσωπεύει μετάθεση αφού έχει γίνει διόρθωση του σεισμομέτρου, (β) συνέλιξη της διορθωμένης κυματομορφής με τοπικό 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)

1.2.2 Συνθετικά σειсмоγράμματα – Λογισμικό

Για τον καθορισμό των παραμέτρων του μηχανισμού γένεσης των σεισμών που μελετήσαμε βασισθήκαμε στη μεθοδολογία των Helmberger (1974), Langston & Helmberger (1975) και Nábělek (1984). Η αντιστροφή έγινε με το λογισμικό *MT5* (Zwick et al., 1994). Το *MT5* αποτελεί βελτιωμένη έκδοση των λογισμικών *SYN3* και *SYN4* (McCaffrey & Abers, 1988; McCaffrey et al., 1991) που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή συνθετικών σεισμογραμμάτων, 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 αζιμούθιο 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.

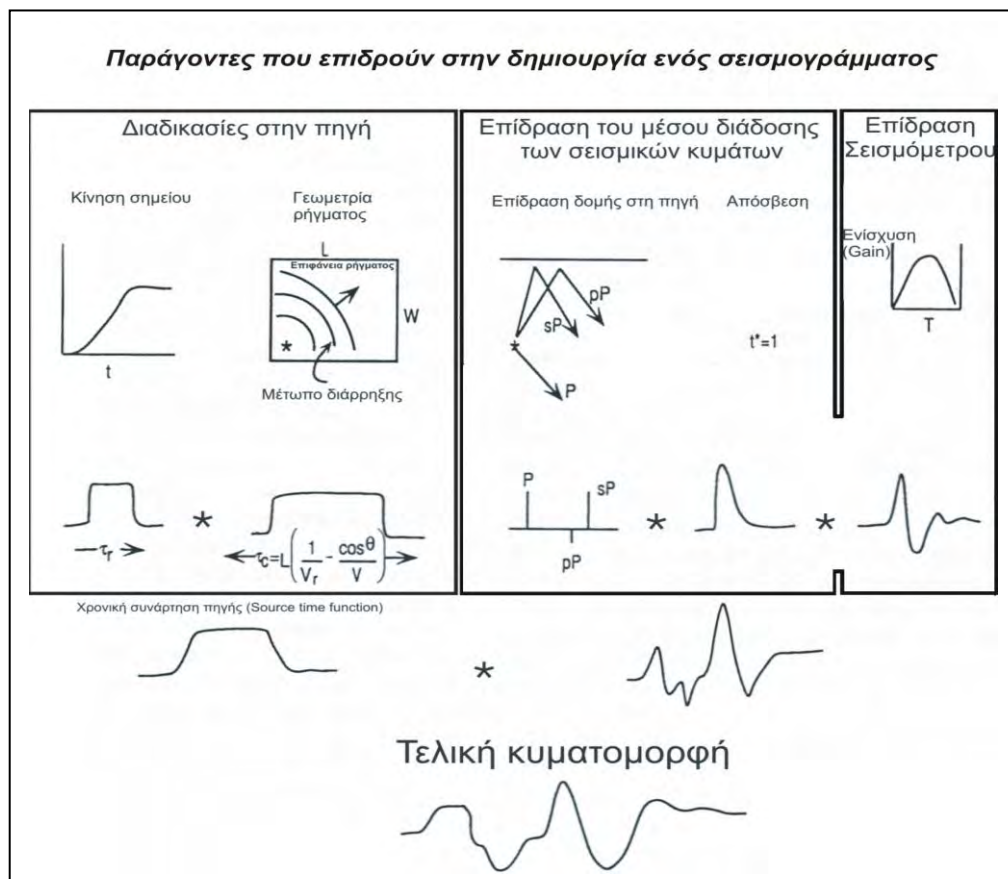
1.2.3 Θεωρία

Οι παράμετροι οι οποίοι λαμβάνονται υπόψη στον υπολογισμό των συνθετικών σειсмоγραμμάτων σε μια θέση, η οποία αντιπροσωπεύει τη θέση ενός σταθμού, φαίνονται στο σχήμα (1.9). 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 σεισμόγραμμα $SS(t)$, το οποίο έχει καταγραφεί σε απόσταση από το επίκεντρο ενός σεισμού αποτελεί τη συνέλιξη:

$$SS(t) = I(t) * G(t) * S(t) \quad (1.1)$$

όπου το σύμβολο $(*)$ αντιπροσωπεύει τη μαθηματική πράξη της συνέλιξης, $I(t)$ 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 1.9. Παράγοντες που συντελούν στη δημιουργία ενός σειсмоγράμματος. Οι παράγοντες αυτοί είναι η γεωμετρία της πηγής, το μέσου 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 σειсмоγράμματος μόνο η συνάρτηση της απόκρισης του σεισμομέτρου $I(t)$ είναι γνωστή (§ 1.2.1). 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 κατακόρυφη στρωμάτωση 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:

$$G(t) = C^R(t) * M(t) * g^S(t) \quad (1.2)$$

όπου το $g^S(t)$ αντιπροσωπεύει την μετάθεση των P ή των SH κυμάτων που αναδύονται από τη βάση του φλοιού σε απόκριση σε μοναδιαίο παλμό. Τα $M(t)$ και $C^R(t)$ αποτελούν την απόκριση στο παραγόμενο κύμα του μανδύα και του φλοιού αντίστοιχα. 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

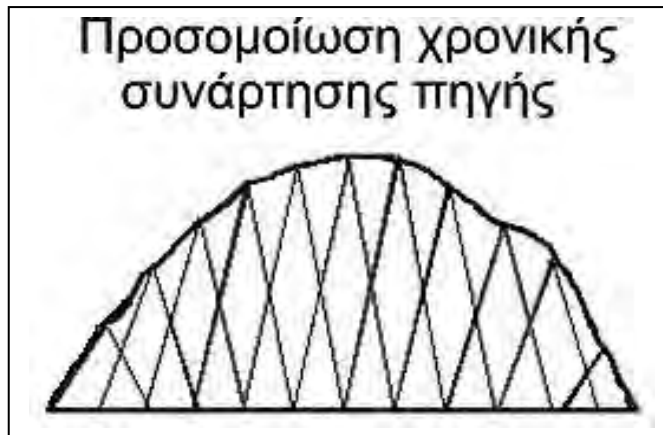
(quality factor) (Futterman, 1962), και η ολοκλήρωση γίνεται κατά μήκος ολόκληρης της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας, r (Aki, 1966; Kanamori and Anderson, 1975). Όταν αναφερόμαστε στα σεισμικά κύματα χώρου, η διαδρομή της σεισμικής ακτίνας βρίσκεται κατά κύριο λόγο μέσα στο μανδύα. Αυτό μας επιτρέπει τη χρήση απλοποιημένης μορφής της συνάρτησης $A(r, t^*)$. Οι συνήθεις τιμές 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 $30^0 < \Delta < 95^0$. 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 (1940).

Το λογισμικό **MT5** «υποθέτει» ότι η ολίσθηση κατά τη διάρκεια του σεισμού είναι συγκεντρωμένη σε ένα σημείο στο χώρο (centroid) αλλά είναι κατανεμημένη 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 1.2) 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 (1.10). 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. 1.10 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 .

1.2.4 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 ευθέως 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):

$$F = \sqrt{\sum_i (o_i - s_i)^2} \quad (1.3)$$

$$F = \sqrt{\sum_i \left[o_i / (\sum_j o_j^2)^{\frac{1}{2}} - s_i / (\sum_j s_j^2)^{\frac{1}{2}} \right]^2} \quad (1.4)$$

όπου o_i και s_i είναι τα πλάτη των παρατηρούμενων και των συνθετικών σειсмоγραμμάτων αντίστοιχα. Ο συντελεστής j εκφράζει εκείνα τα σημεία του σειсмоγράμματος που περιλαμβάνονται στο χρονικό παράθυρο που χρησιμοποιείται στην αντιστροφή. Η συνάρτηση (1.3) χρησιμοποιείται όταν κατά την διάρκεια της αντιστροφής γίνεται ταυτόχρονη αναζήτηση του μέτρου της σεισμικής ροπής (Mo), ενώ η δεύτερη συνάρτηση (1.4) είναι περισσότερο ευαίσθητη στη μορφή του σειсмоγράμματος και όχι στα πλάτη.

Επειδή εφαρμόζεται γραμμική μεθοδολογία επίλυσης σε ένα μη γραμμικό πρόβλημα, η λύση βρίσκεται με διαδοχικές προσεγγίσεις στο καλύτερο μοντέλο. 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:

$$\sum_{n=1}^{N_R} w \frac{\partial s}{\partial \chi_n} \delta\chi_n = w(o - s) \quad (1.5)$$

όπου w είναι το βάρος που δίνεται σε κάθε σειсмоγράμμο (ανάλογα με το αξιμούθιο 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 σειсмоγράμματος.

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:

$$D_{in} = w_i \frac{\partial s_i}{\partial \chi_n} \quad (1.6)$$

$$X_n = \delta \chi_n \quad (1.7)$$

$$R_i = w_i(o_i - s_i) \quad (1.8)$$

όπου ο δείκτης i αντιπροσωπεύει τα σημεία του σειсмоγράφματος, 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 σειсмоγράμματα. Η λύση της εξίσωσης των ελαχίστων τετραγώνων ($DX=R$) δίνεται από τη σχέση:

$$X = (D^T D + \theta^2 I)^{-1} D^T R \quad (1.9)$$

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 (1.6) και (1.8). 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 σειсмоγραμμάτων. Η ελαχιστοποίηση που πραγματοποιείται μεσώ της μεθοδολογίας αυτής ισχύει για μικρές διορθώσεις $\delta \chi_n$ πράγμα που σημαίνει ότι απαιτείται ένα όσο το δυνατόν καλό αρχικό μοντέλο.

1.2.5 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 (Elkstrom, 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.

1.2.6 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 της 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 ελαχίστων 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, 1997; 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.

1.2.7 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 1.1.

Πίνακας 1.1. 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 (1.11).

Σχήμα 1.11. 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.

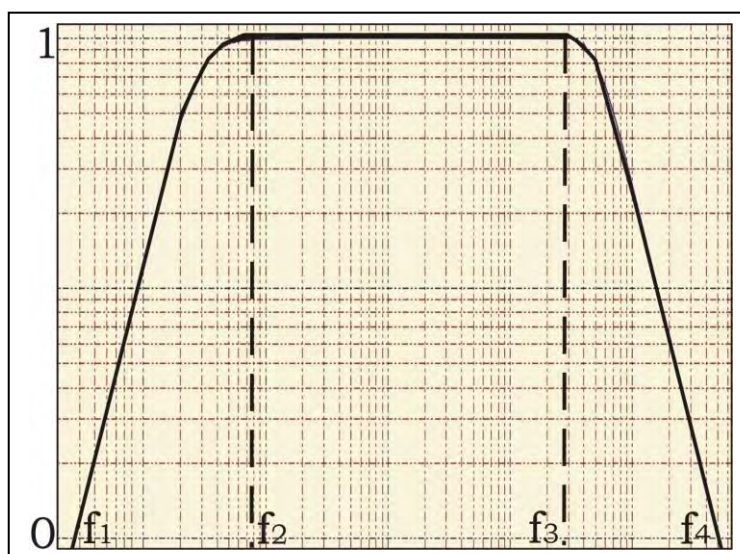
1.2.8 Επεξεργασία κυματομορφών πριν την αντιστροφή

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 (1.12). Το φίλτρο αυτό χρησιμοποιείται για την αποφυγή του φαινομένου Gibbs (Oppenheimer and Schafer, 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 ακτινών (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).

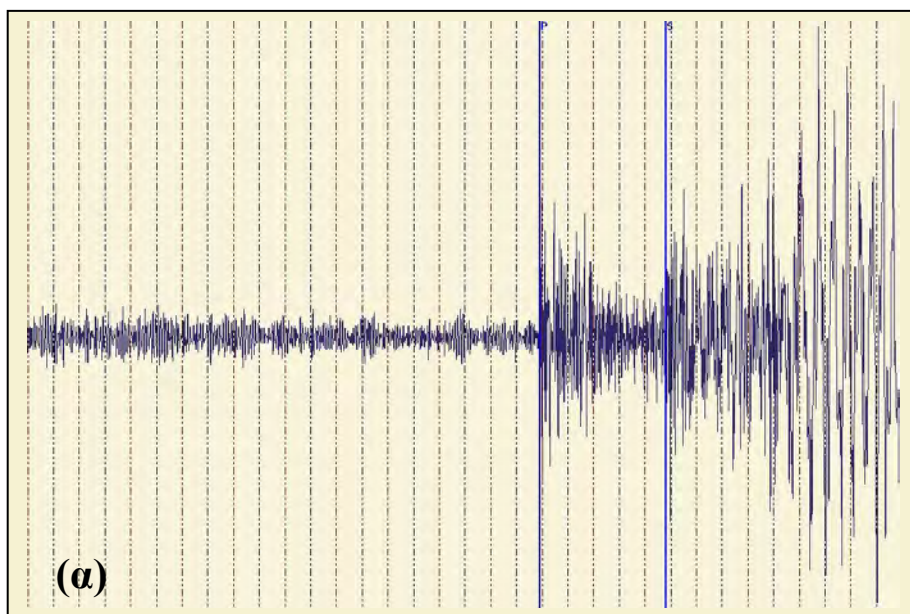


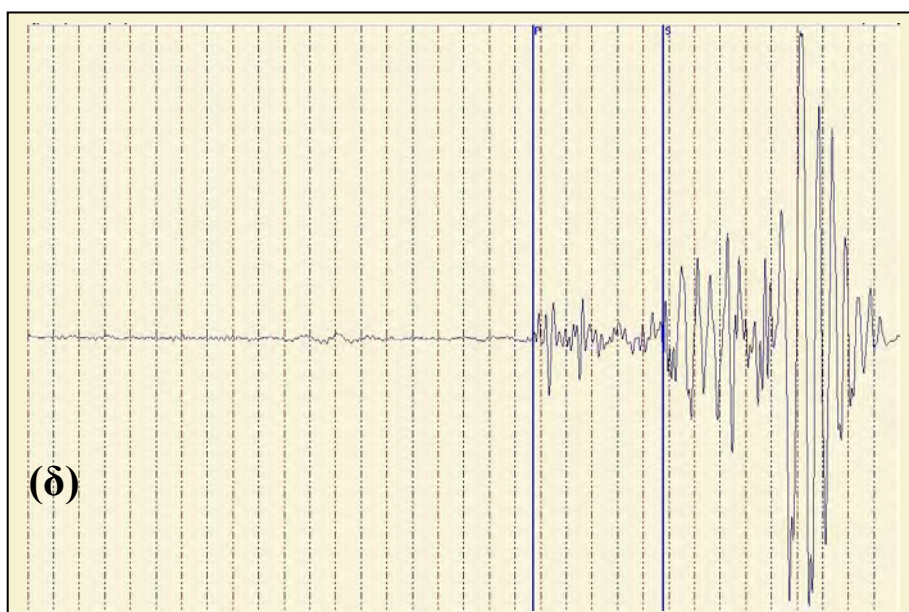
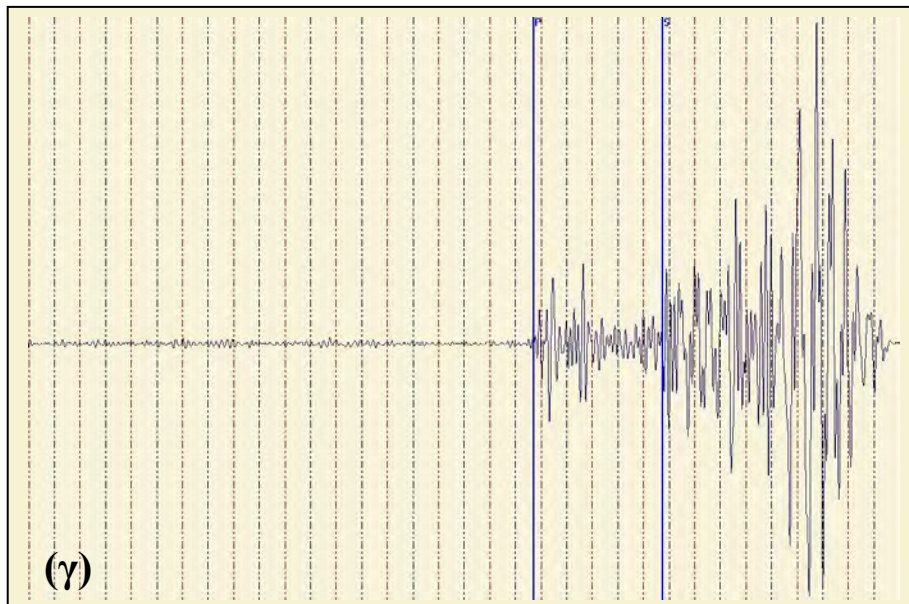
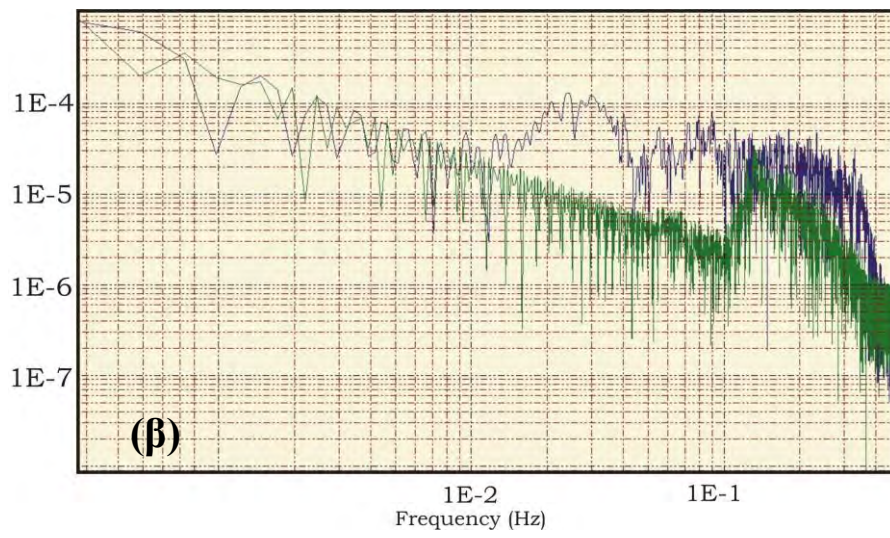
Σχήμα 1.12. Ζωνοπερατό φίλτρο FIR. Το φίλτρο έχει πλάτος ίσο με 1 ανάμεσα στις συχνότητες f_2 και f_3 , ενώ μειώνεται ημιτονοειδώς προς τις συχνότητες f_1 και f_4 .

- Κατόπιν επιλέγεται χρονικό παράθυρο $\sim 100\text{sec}$ 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 $0^\circ < \Delta < 90^\circ$. 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 ευρέως 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.

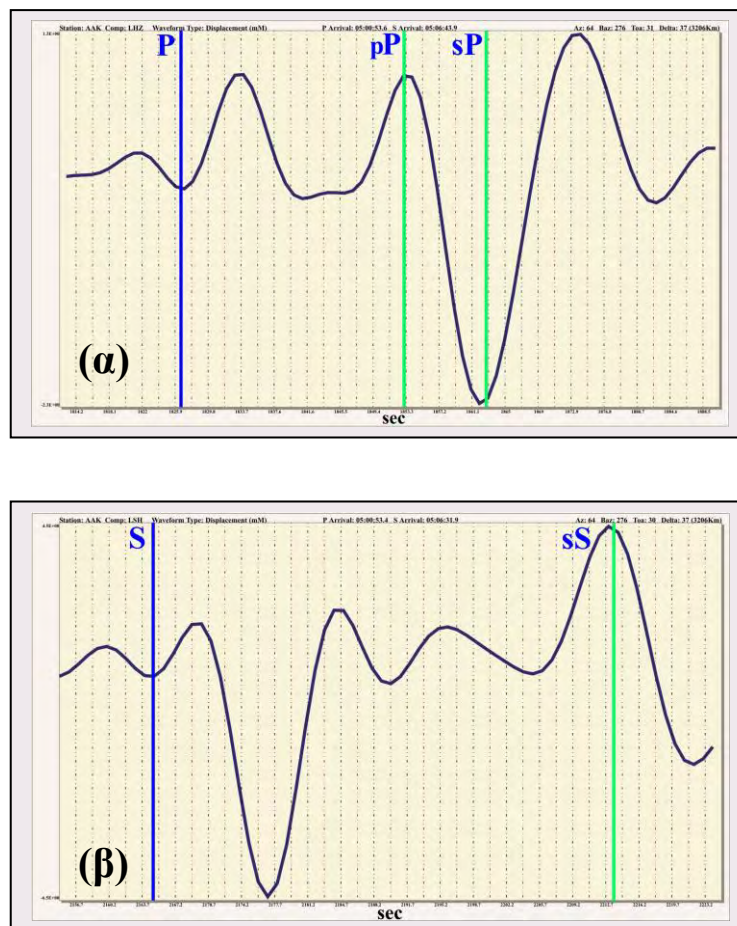
Ένα παράδειγμα εφαρμογής όλων των προαναφερθέντων παρουσιάζεται στο σχήμα (1.13 α-δ)





Σχήμα 1.13. Κυματομορφή μακράς περιόδου από κατακόρυφο σεισμόμετρο του σταθμού AAK ($\Delta=68^\circ$). (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 (1.14) 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 (1.13-β) με σημειωμένη τη άφιξη των sS- κυμάτων.

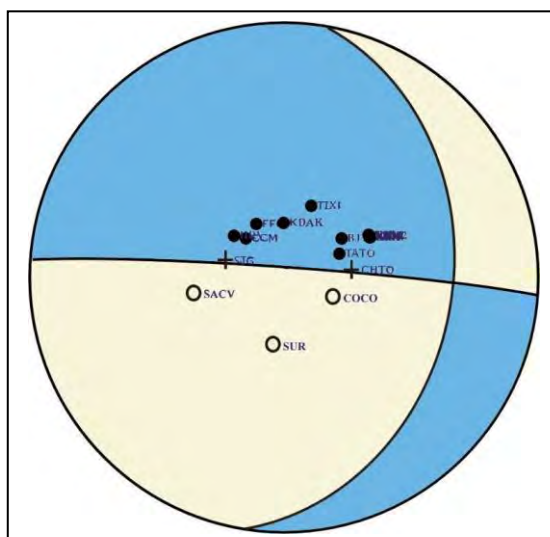


Σχήμα 1.14. Τμήματα κυματομορφής που εισάγονται στην αντιστροφή. (α) P, pP και sP κύματα, (β) S και sS κύματα. Η επιλογή της άφιξης των P- κυμάτων γίνεται έπειτα από εξέταση των καταγραφών των κατακόρυφων συνιστωσών, ενώ των S- κυμάτων από την εξέταση των οριζόντιων συνιστωσών. Οι φάσεις pP, sP και sS 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 ευρέως 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 (1.15) 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 αραίωση (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 1.15. 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.

1.2.9 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους του 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 4, 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 (1.3).

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. Οι σεισμοί των οποίων ο μηχανισμός γένεσης προσδιορίστηκε με τη μέθοδο των πρώτων αποκλίσεων των P- κυμάτων σημειώνονται με αστερίσκο.

Σύμφωνα με τους Vernik and Zoback (1992) οι μηχανισμοί γένεσης χωρίστηκαν σε τρεις κατηγορίες, με βάση τις γωνίες κλίσης των αξόνων μέγιστης σμίκρυνσης (P) και μέγιστης έκτασης (T), όπως φαίνεται στον πίνακα (1.2).

Πίνακας 1.2. Χαρακτηρισμός ρηγμάτων σύμφωνα με την κλίση P και T αξόνων. (Vernik and 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 (1.16) 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 (1.16) ενισχύει πολλές από τις ήδη υπάρχουσες απόψεις σχετικά με την ενεργό παραμόρφωση του χώρου του νοτίου Αιγαίου και την εικόνα της καταδυόμενης 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: 1.3 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: 1.3, 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 ΒΑ-ΝΔ, σχεδόν κάθετα στην παράταξη του Ελληνικού Τόξου. Για μεγαλύτερα εστιακά βάθη η διεύθυνση μεταπίπτει από \sim ΒΔ-ΝΑ (σεισμός 921121) στο ανατολικό τμήμα του τόξου σε \sim Α-Δ στο νότιο τμήμα (σεισμός 940523) και \sim ΒΑ-ΝΔ (σεισμοί 77128, 960426) στο ανατολικό. Παρατηρείται μια γενική

συμφωνία της διεύθυνσης των P- αξόνων με την παράταξη της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

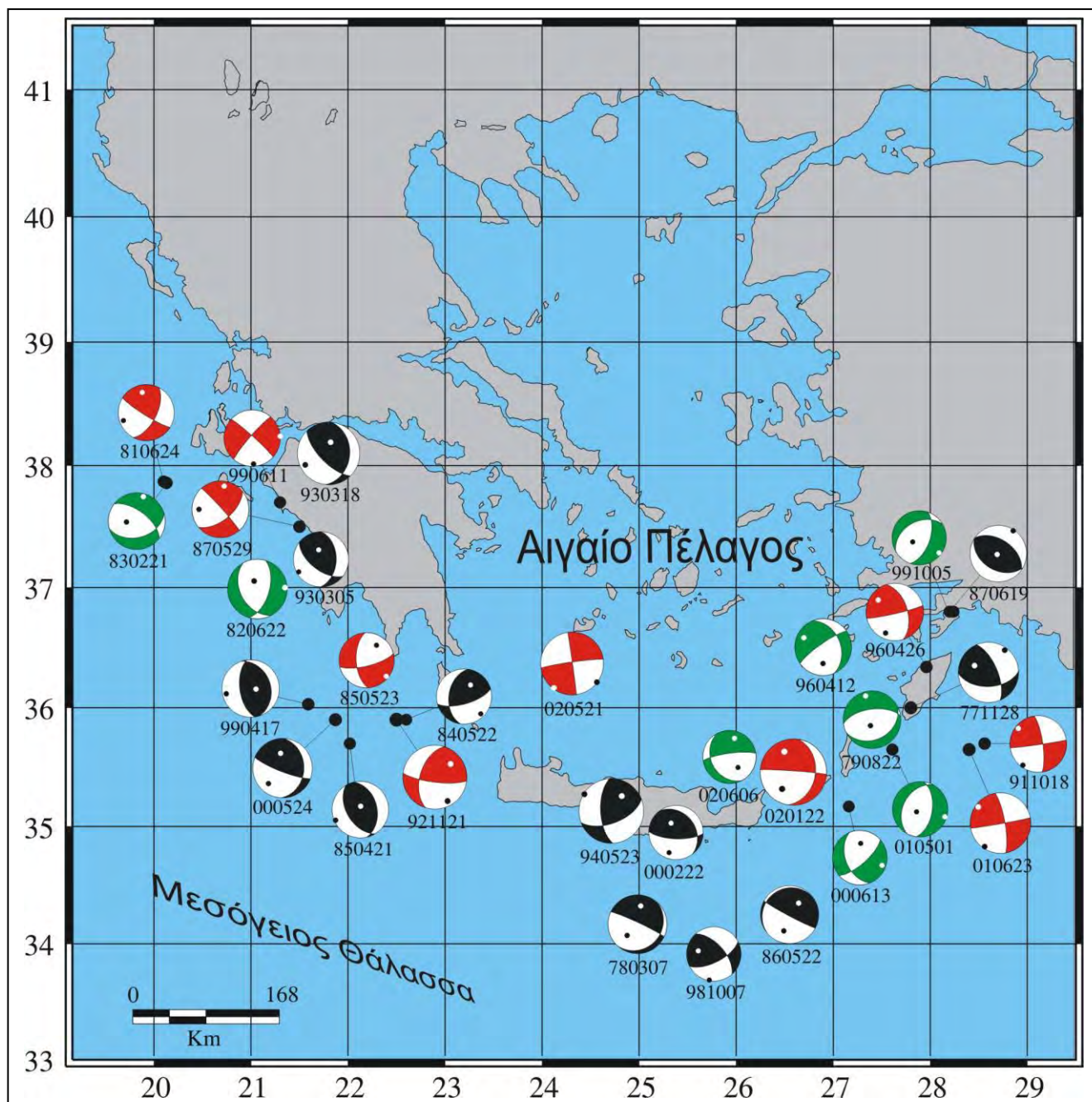
Η ίδια συμπεριφορά των P- αξόνων, για μεγάλα εστιακά βάθη, παρατηρείται και στους σεισμούς με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης (Πίνακας: 1.3, Σεισμοί: 870619, 911018, 990611, 010623, 020122, 020521, 020606) ενώ για μικρότερα βάθη (Πίνακας: 1.3, Σεισμοί: 810624, 850523, 870529) η διεύθυνση των P- αξόνων παραμένει ~NΔ-BA. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι σεισμοί 911018 και 010623 οι οποίοι εντοπίζονται στο ΝΑ 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: 1.3, Σεισμοί: 790822, 820622, 830221, 960412, 991005, 000613, 010501). Οι σεισμοί 820622, 010501 και 991005 δείχνουν ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ~B-N (Papazachos et al., 1984). 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 1.3. Παράμετροι μηχανισμών γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου για το χρονικό διάστημα 1977-2002 ($M_w \geq 4.9$), οι οποίοι υπολογίστηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης 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 Papazachos 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)	Mw	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



Μηχανισμοί γένεσης σεισμών που οφείλονται σε:



Ανάστροφο ρήγμα



Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης



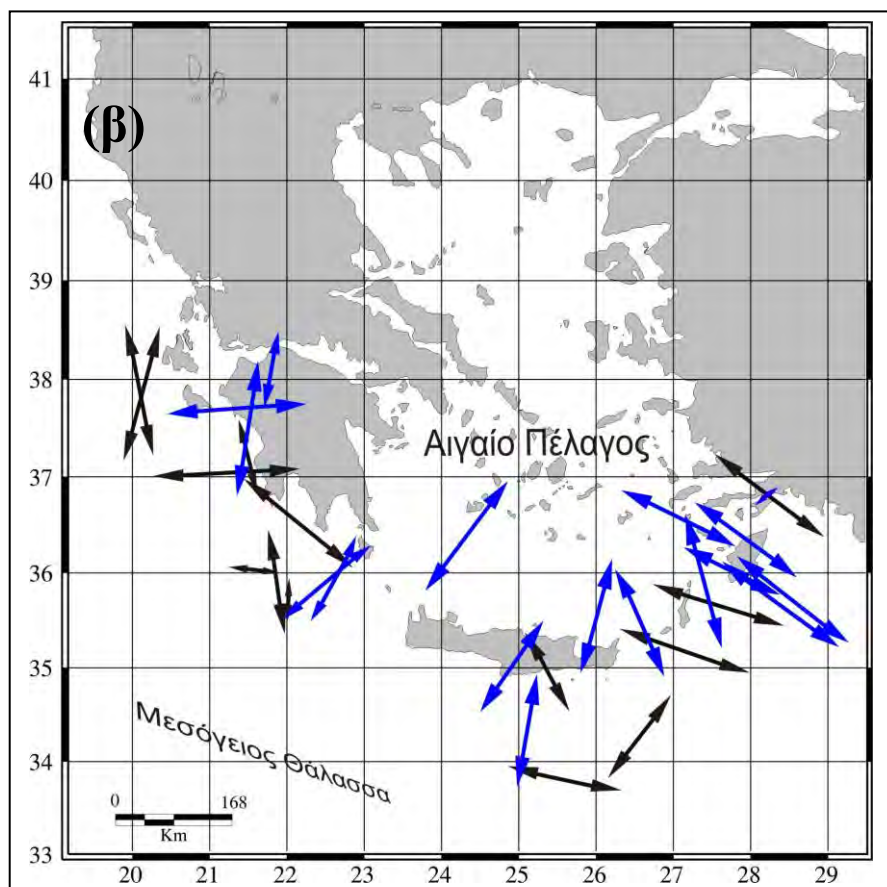
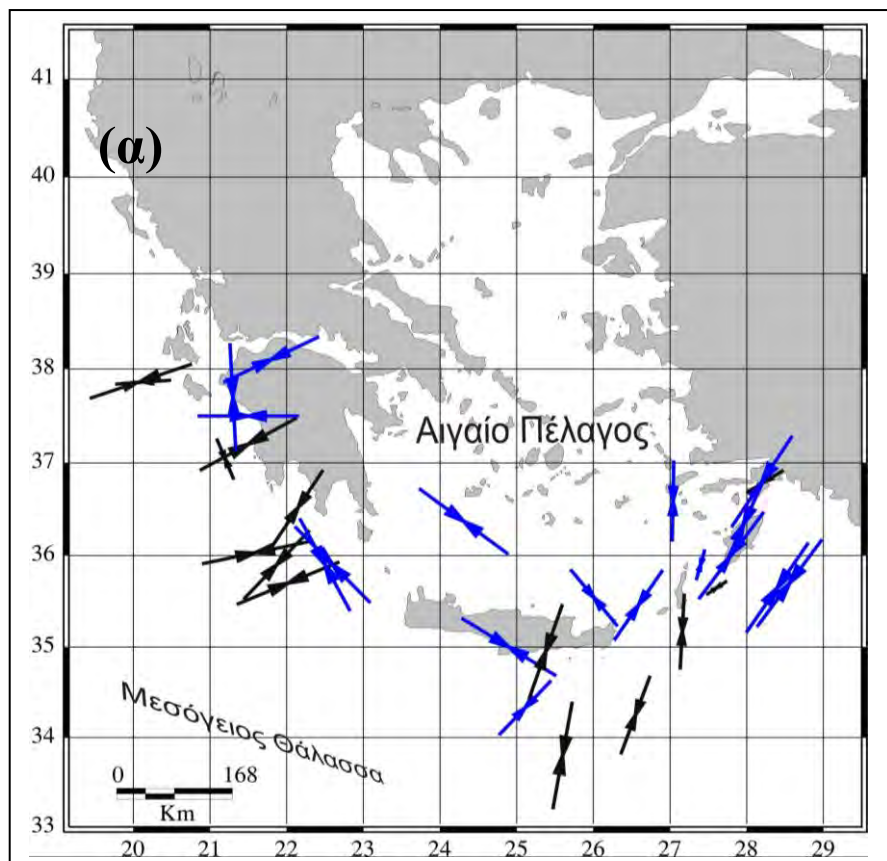
Κανονικό ρήγμα

Σχήμα 1.16. 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 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.

1.2.10 Κινηματική ανάλυση

Στα σχήματα (1.16α) και (1.16β) παρουσιάζονται οι άξονες μέγιστης σμίκρυνσης (P) και μέγιστης έκτασης (T) όπως προέκυψαν από τους μηχανισμούς που αναφέρονται στον πίνακα (1.3). 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.Πελοπόννησο, $h = 52$ Km), ο 870529 (Δ.Πελοπόννησο, $h = 49$ 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, 1976; Παναγιωτόπουλος, 1983; Papazachos, 1993; Papazachos and Nolet, 1996, Bohnhoff et al., 2001). Ο κλάδος της ζώνης Wadati-Benioff που εκτείνεται από τα ~20 Km έως τα ~100 Km, οριοθετεί τη ζώνη «σύνδεσης» 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

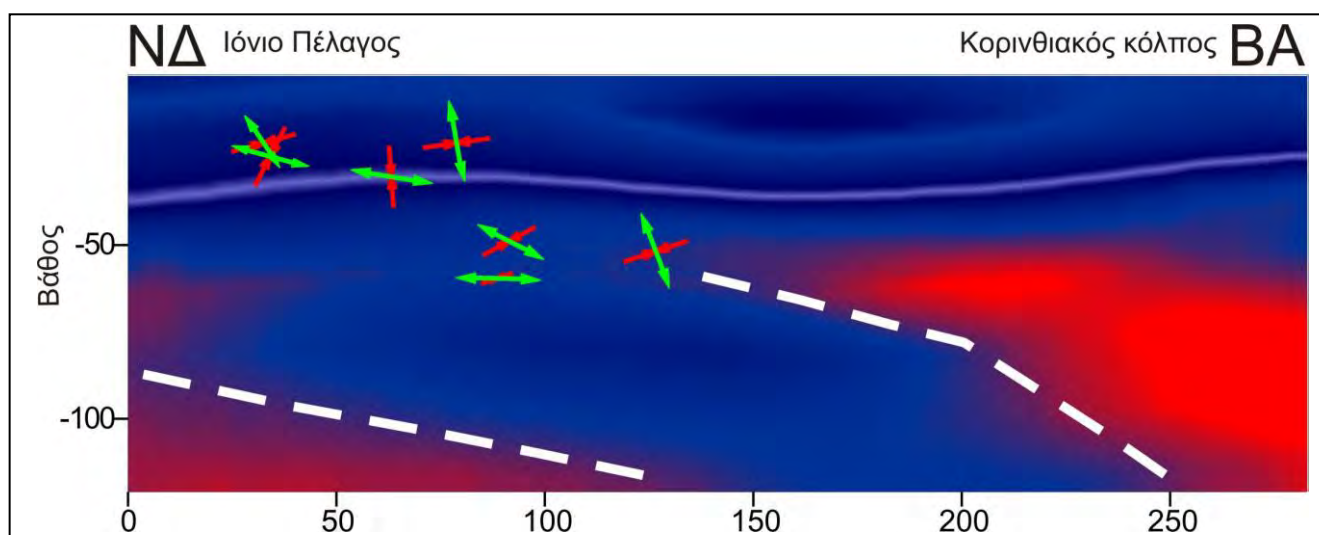
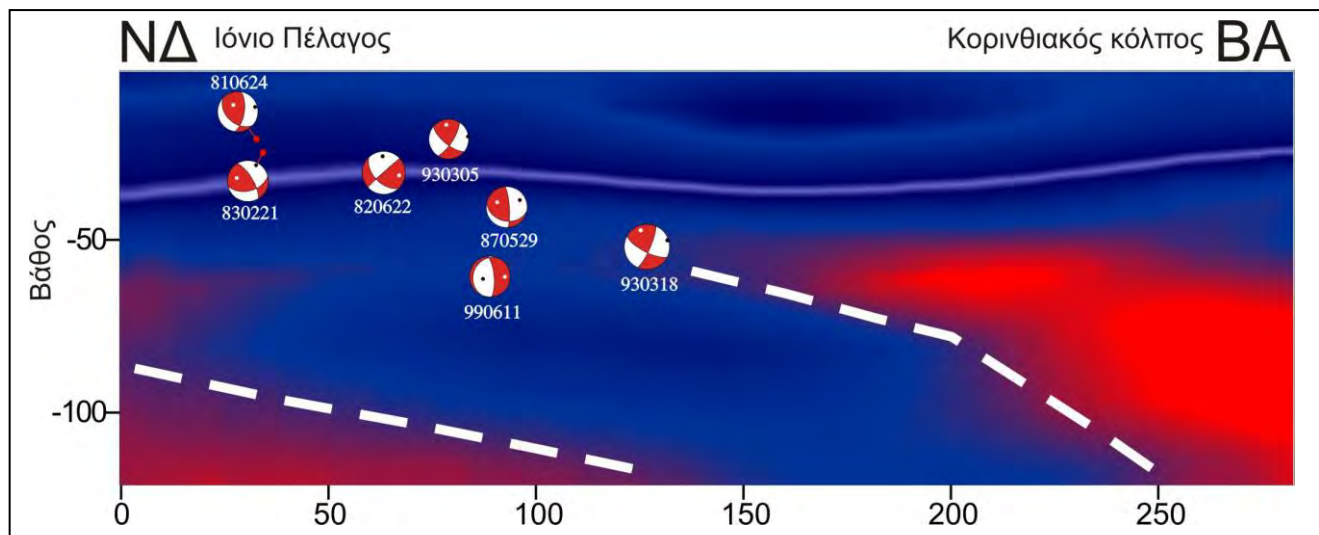


Σχήμα 1.17. α) Άξονες μέγιστης σμίκρυνσης (Ρ) και β) Άξονες μέγιστης έκτασης (Τ) όπως προέκυψαν από τους μηχανισμούς γένεσης που αναφέρονται στον πίνακα 1.2.

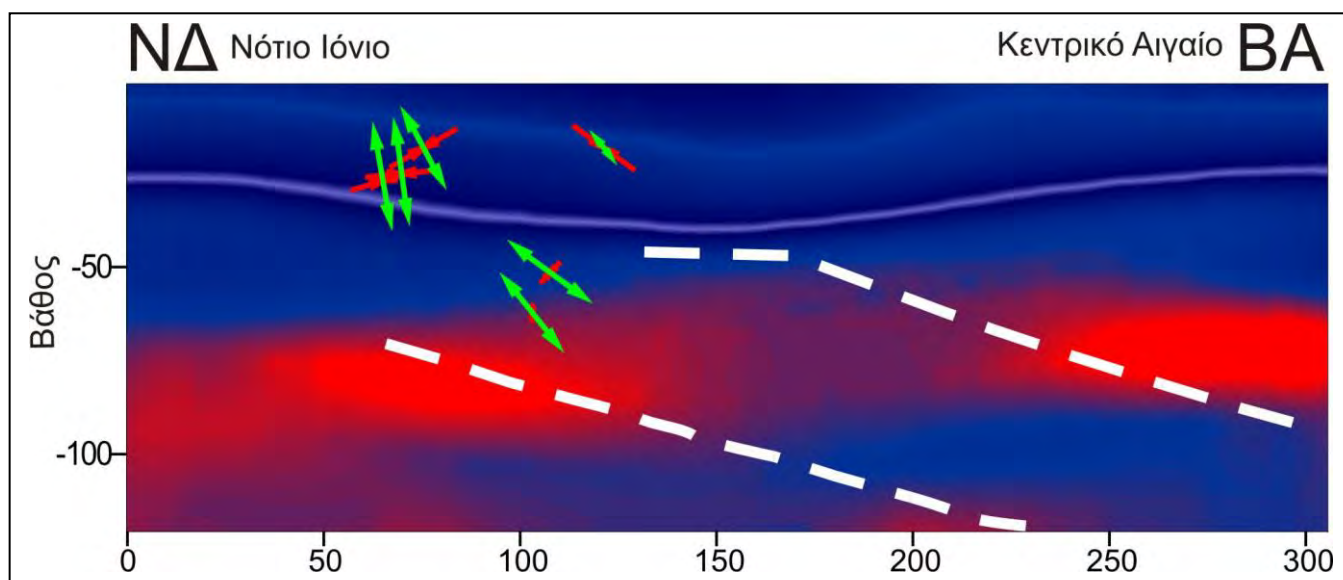
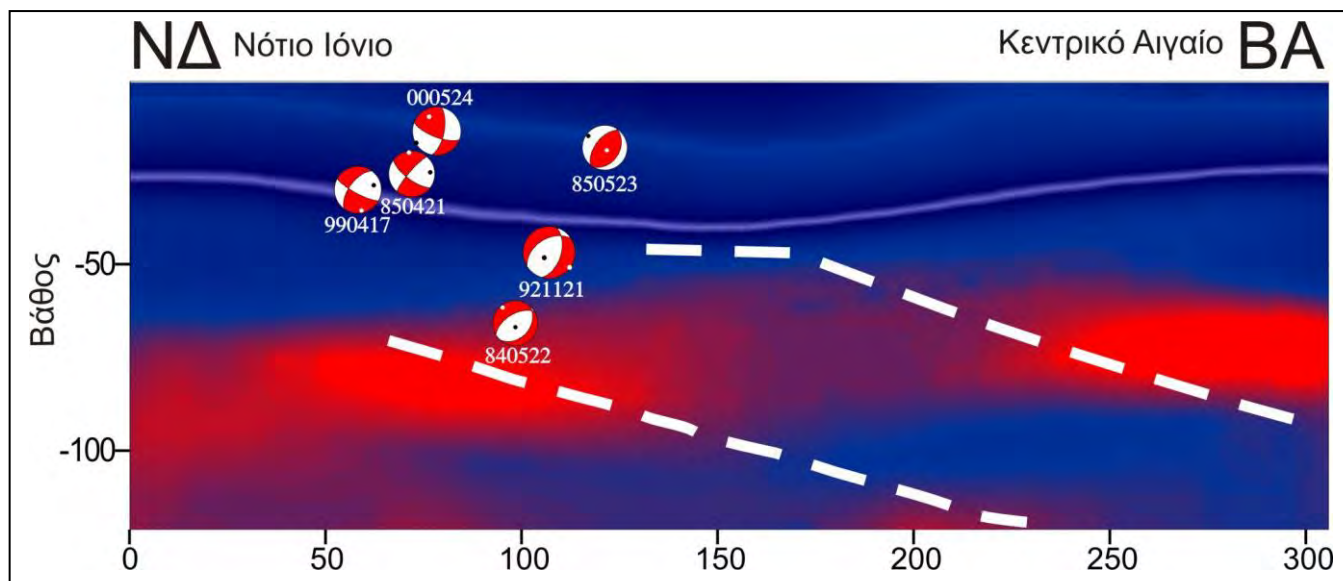
καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα. Στις περιπτώσεις των σεισμών ενδιάμεσου βάθους παρατηρείται σε όλες τις περιπτώσεις ταύτιση της κλίσης τους με αυτή της καταδυόμενης λιθόσφαιρας εκτός από το σεισμό της Μήλου (21/05/2002) όπου ο άξονας T- σχηματίζει γωνία $\sim 45^0$ με αυτόν της πλάκας. Στις περιπτώσεις 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 (1996) ώστε να είναι δυνατή η άμεση αναγνώριση των ορίων του φλοιού και της γεωμετρίας της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας.

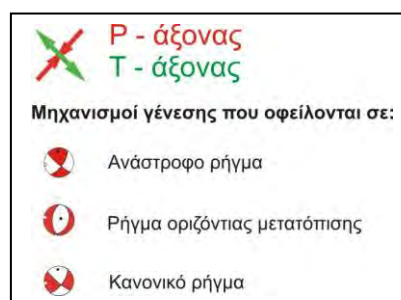
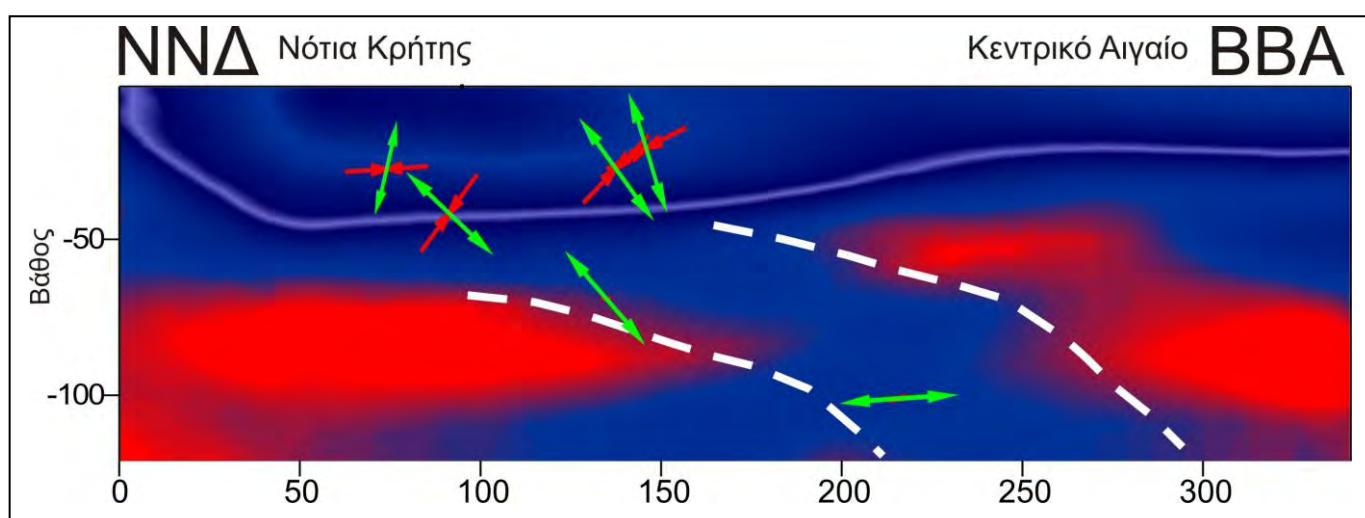
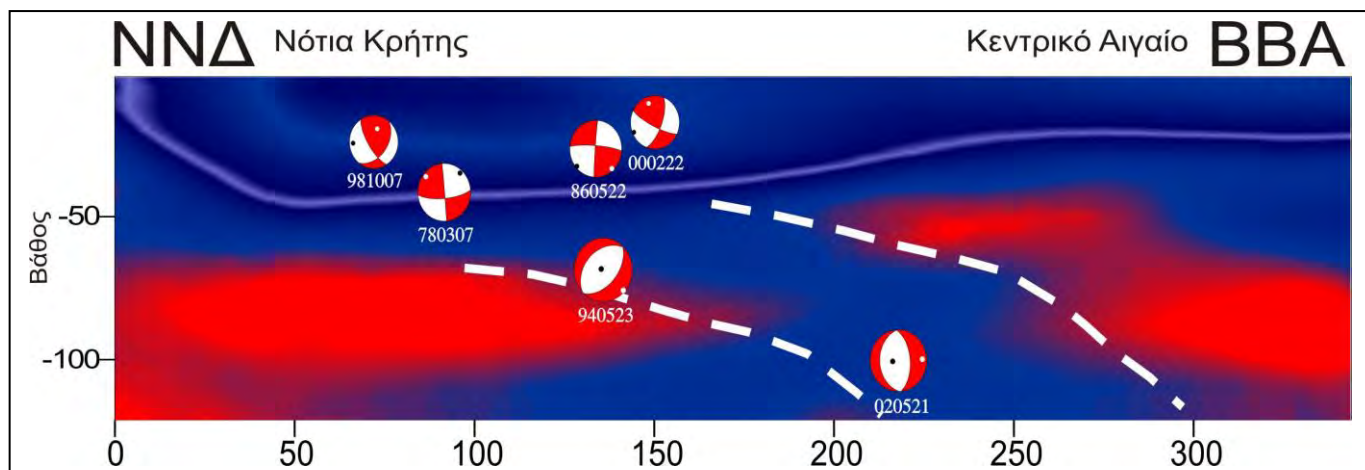
Στο σχήμα (1.18) παρουσιάζεται κατακόρυφη τομή διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ, όπως φαίνεται στον ένθετο χάρτη, από την περιοχή της δυτικής Ελλάδας. Στο ανώτερο τμήμα του σχήματος αναπαριστούνται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με προβολή του εμπρόσθιου τμήματός τους ενώ στο κατώτερο τμήμα παρουσιάζεται η ίδια τομή στην οποία όμως προβάλλονται οι P- και T- άξονες. Με την λεπτή γαλάζια γραμμή αναπαρίσταται το βάθος της ασυνέχειας Mohorovicic, ενώ με τη λευκή διακεκομμένη γραμμή αναπαρίσταται η γεωμετρία της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας. Με μπλε χρώμα αναπαριστούνται 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 χαμηλών πυκνοτήτων (μπλε) μέσα σε περιβάλλον με υψηλότερη πυκνότητα (κόκκινο), αυτό του μανδύα. Παρόμοια τομή ΝΔ-ΒΑ διεύθυνσης είναι και αυτή του σχήματος (1.19) από την περιοχή της ΝΔ Ελλάδας. Στο σχήμα (1.20) παρουσιάζεται μια ΝΝΔ-ΒΒΑ τομή από το νότιο τμήμα του ελληνικού τόξου. Διακρίνεται χαρακτηριστικά το πρίσμα επαύξησης από το πάχος της ασυνέχειας Mohorovicic 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 (1.21) όπου παρουσιάζεται μια ΝΑ-ΒΔ τομή από το ΝΑ Αιγαίο.



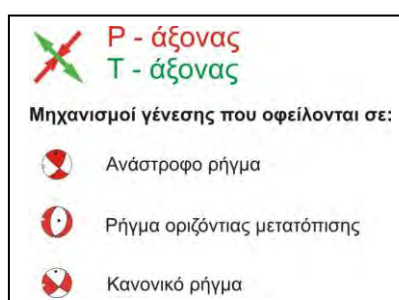
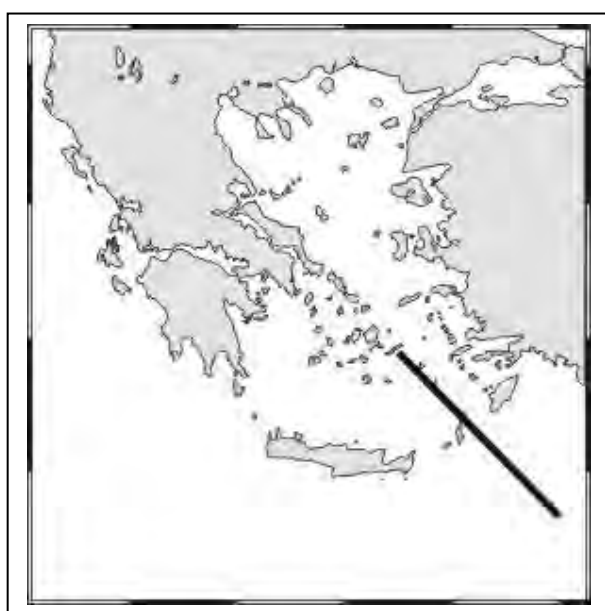
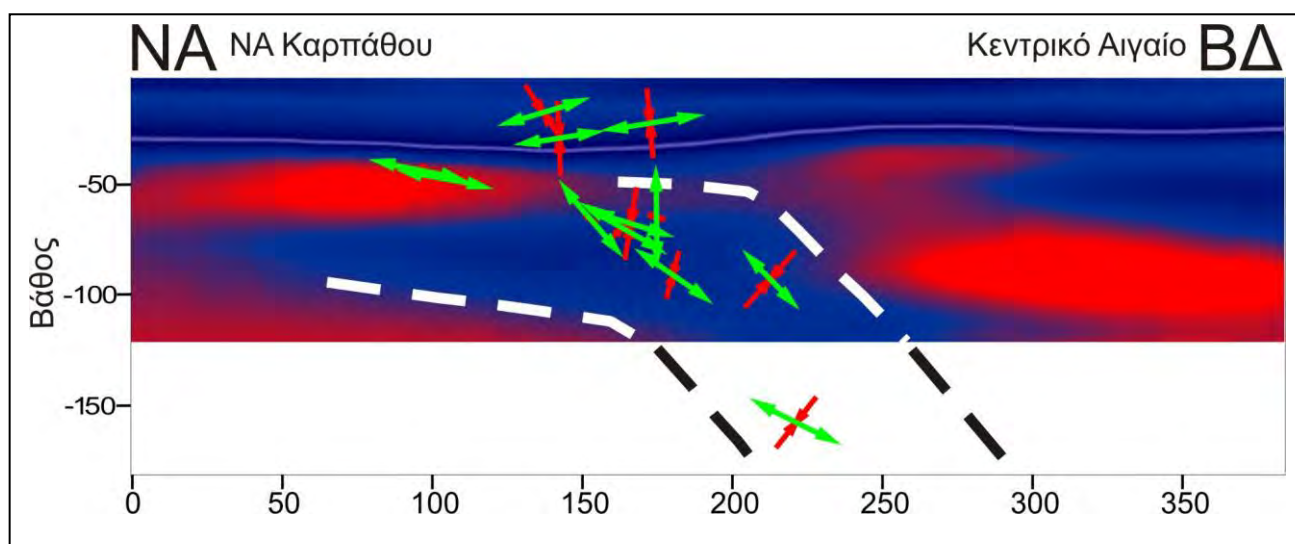
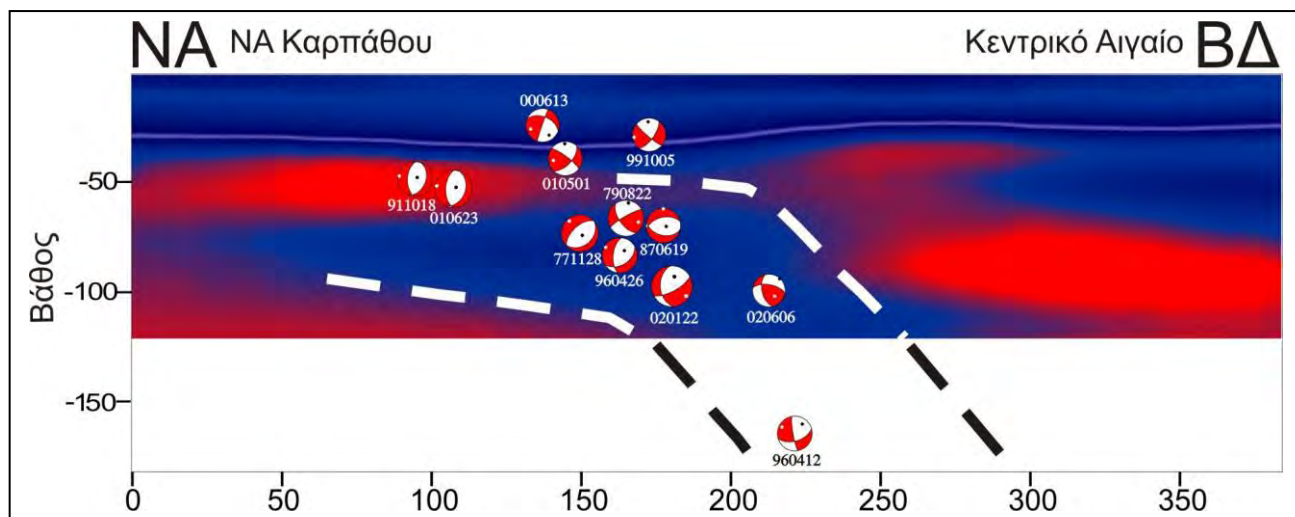
Σχήμα 1.18. Κατακόρυφη τομή ΝΑ-ΒΑ διεύθυνσης στην περιοχή της δυτικής Ελλάδας.



Σχήμα 1.19. Κατακόρυφη τομή NΔ-BA διεύθυνσης στην περιοχή της νοτιοδυτικής Ελλάδας



Σχήμα 1.20. Κατακόρυφη τομή NNΔ-BBA διεύθυνσης στην περιοχή της νότιας Ελλάδας



Σχήμα 1.21. Κατακόρυφη τομή NA-BΔ διεύθυνσης στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ελλάδας.

1.3 Συμπεράσματα

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 μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν στην παρούσα εργασία σε συνδυασμό με μηχανισμούς γένεσης που έχουν ήδη δημοσιευθεί από άλλους ερευνητές δίνουν μια ολοκληρωμένη εικόνα για το πεδίο των τάσεων που επικρατεί στο χώρο του Αιγαίου, τόσο για μικρά όσο και για μεγαλύτερα βάθη. Για το λόγο αυτό συγκεντρώθηκαν από τη βιβλιογραφία οι μηχανισμοί γένεσης άλλων 86 επιφανειακών σεισμών και σεισμών ενδιαμέσου βάθους, για το χρονικό διάστημα 1955-1998 (πίνακας 1.4).

Στο σχήμα 1.21 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 1.4. 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.*

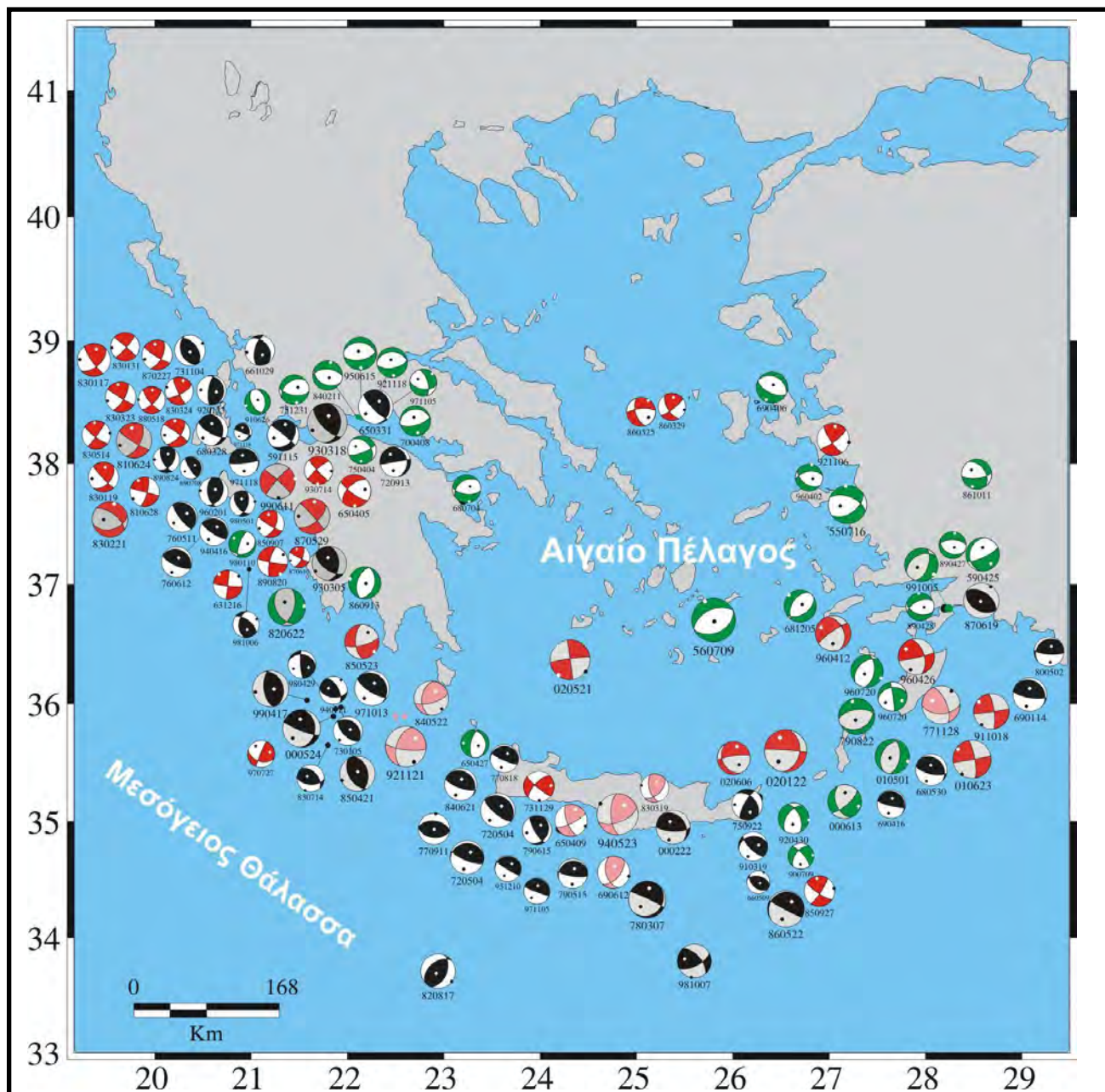
Μηχανισμοί γένεσης σεισμών Ν.Αιγαίου 1955-1998							Επίπεδο 1			Επίπεδο 2			Ρ άξονας		Τ άξονας		
No.	Ημ. Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ Β(ο)	λ Α(ο)	Βάθος (km)	Mw	ξ1 (ο)	δ1 (ο)	λ1 (ο)	ξ2 (ο)	δ2 (ο)	λ2 (ο)	Αξιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Αξιμούθιο (ο)	Κλίση (ο)	Βιβλ..
*1	550716	07:07:00	37.66	27.19	6	6.8	55	51	-133	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	Kiratzl 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)		
1	Baker et al. (1997)	7	Bernard et al. (1997)		



Μηχανισμοί γένεσης σεισμών που οφείλονται σε:



Ανάστροφο ρήγμα



Ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης

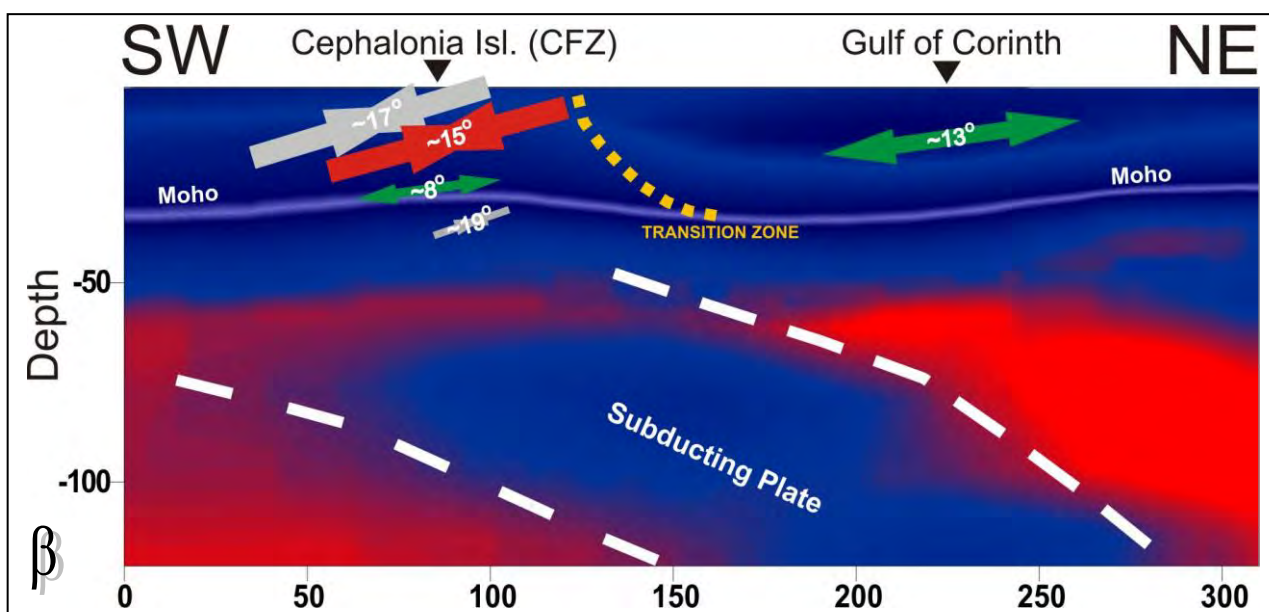
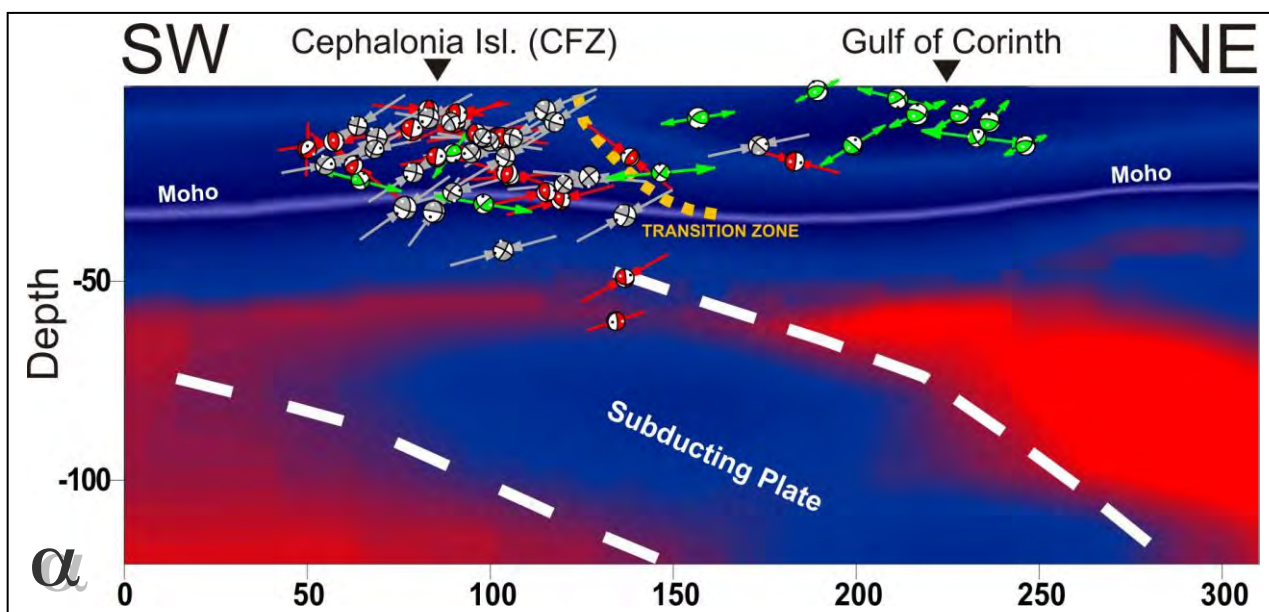


Κανονικό ρήγμα

Σχήμα 1.21. 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 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.

1.3.1 ΝΑ-ΒΑ τομή στο Δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου

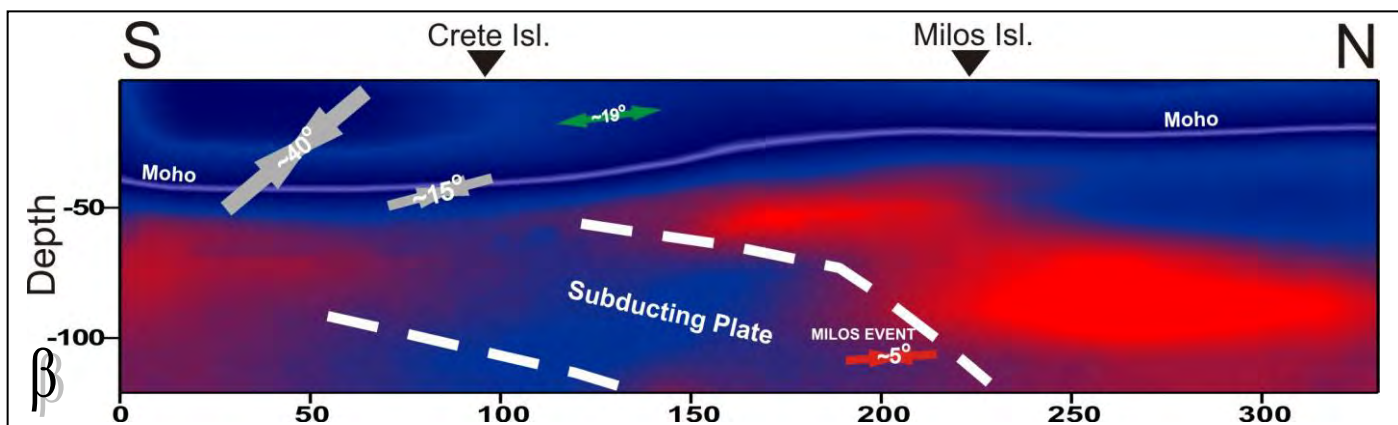
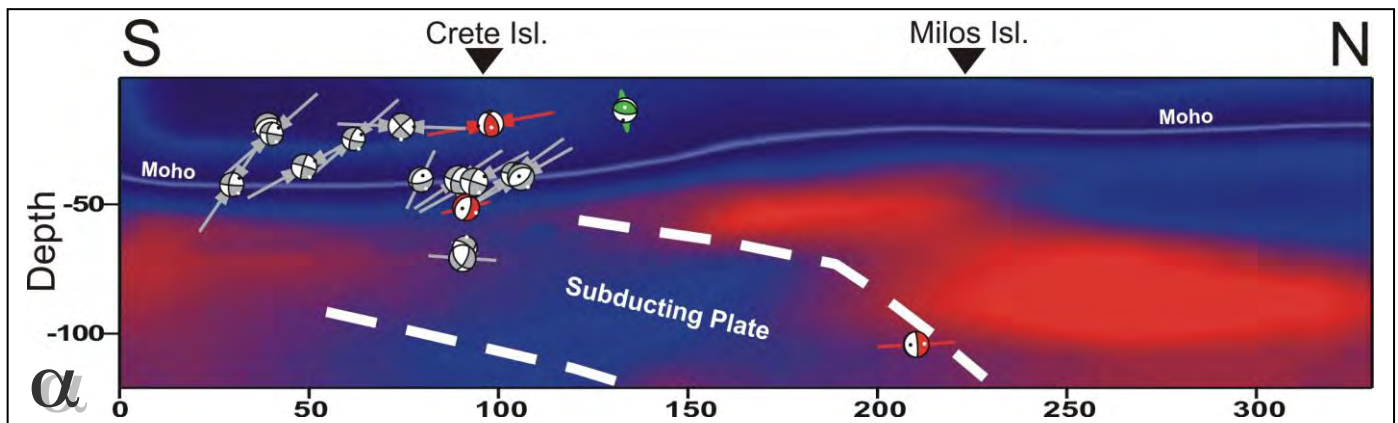
Το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, λόγω της πολύπλοκης γεωλογικής δομής της περιοχής, χαρακτηρίζεται από την παρουσία ανάστροφων, κανονικών και ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης. Ο εφελκυσμός κατά μήκος του ορογενούς, η σύγκρουση μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Απουλίας και του Αιγαίου καθώς και το δεξιόστροφο ρήγμα στην περιοχή της Κεφαλονιάς είναι τα κύρια αίτια της ποικιλίας των μηχανισμών που παρατηρούνται εκεί. Στο σχήμα (1.22α-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 συμπίεστικό 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. Σημαντική 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 Β-Ν εμφανίζονται κατά μήκος του πρίσματος επαύξεσης 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 1.22α-β. ΝΑ-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 σεισμικούς βάρθους

1.3.2 N-B τομή στο Νότιο 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 (1.23). 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 (1.23α). Συνήθως σε μεγάλα βάθη (~100 Km) κυριαρχούν οι εφελκυστικές τάσεις πάνω στην καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα και αναμένεται ο T- άξονας να έχει αντίστοιχη γωνία κλίσης με αυτή της κατάδυσης, το οποίο δεν παρατηρείται στη συγκεκριμένη περίπτωση.

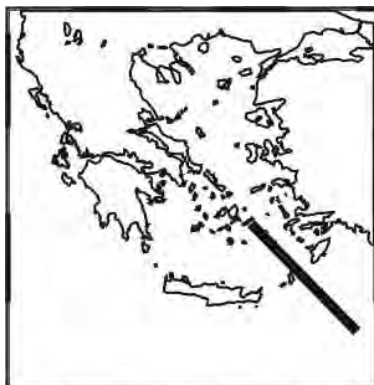
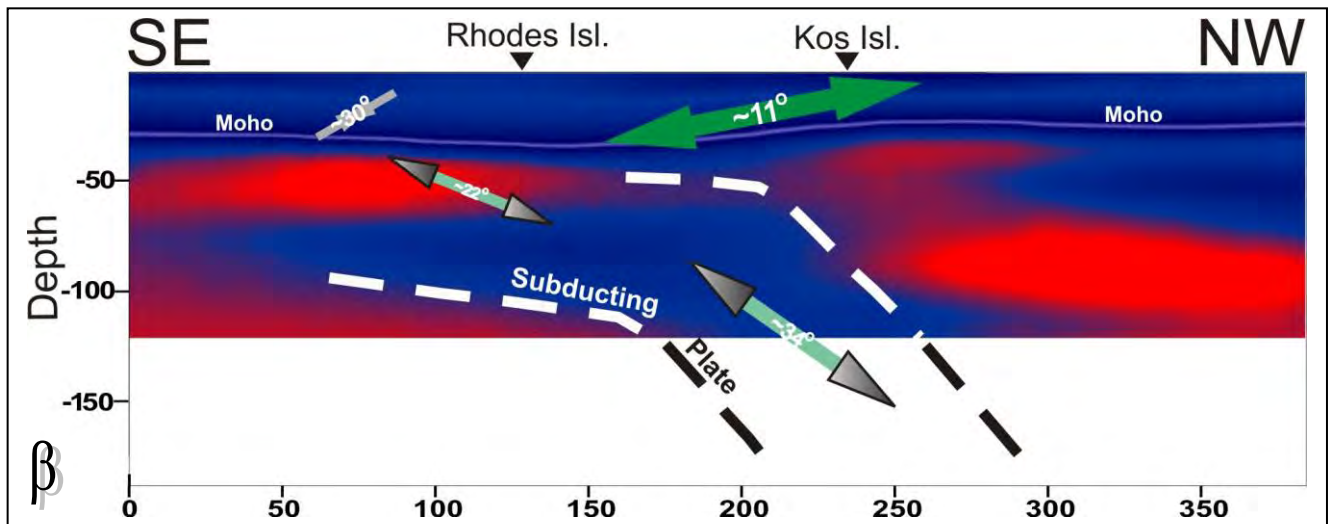
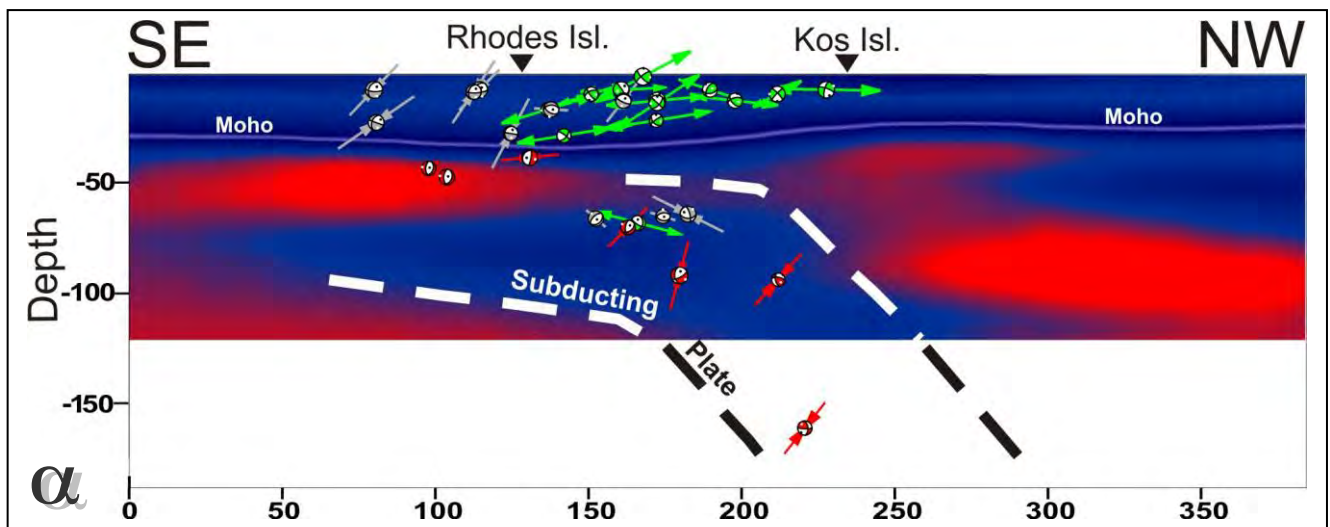


Σχήμα 1.23α-β. N-B (S-N) τομή από το δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. (α) Μηχανισμοί γένεσης και κύριοι άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού, (β) Μέσες κλίσεις αξόνων για επιφανειακούς και σεισμούς βάθους

1.3.3 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 1.24 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 1.24β εμφανίζονται οι T- άξονες των μηχανισμών που οφείλονται σε ανάστροφα και οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα, οι οποίοι έχουν γωνία βύθισης αντίστοιχη με αυτή της καταδύμενης 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 1.24β παρουσιάζονται οι μηχανισμοί των σεισμών που οφείλονται σε ενεργοποίηση κανονικών ρηγμάτων καθώς και οι μέσες γωνίες κλίσης των αξόνων τους.



.. Σχήμα 1.24α-β. ΝΑ-ΒΑ (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

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

*Αναλυτική παρουσίαση των μηχανισμών γένεσης
των σεισμών ενδιαμέσου βάθους*