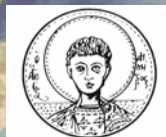

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΤΟΥ
ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Εκπόνηση: ***BENTOYΖΗ ΧΡΥΣΑΝΘΗ***

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΟΥ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΤΟΥ
ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Εκπόνηση: ***BENTOYΖΗ ΧΡΥΣΑΝΘΗ***

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

Καρακώστας Βασίλης

Επίκουρος Καθηγητής Α. Π. Θ.

Παπαδημητρίου Ελευθερία

Καθηγήτρια Α. Π. Θ.

Παπαζάχος Κωνσταντίνος

Επίκουρος Καθηγητής Α. Π. Θ.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	3
1.1 Γενικά.....	3
1.2 Τεκτονικό Πλαίσιο.....	4
1.3 Ιστορική σεισμικότητα της περιοχής.....	14
1.4 Μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών.....	20
2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	23
2.1 Γενικά.....	23
2.2 Συλλογή δεδομένων.....	23
2.3 Υπολογισμός εστιακών παραμέτρων.....	24
2.3.1 Μοντέλο δομής του φλοιού της Γης στο Αιγαίο	24
2.3.2 Υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων	26
2.4 Νέος καθορισμός των εστιακών παραμέτρων	53
2.4.1 Γενικά.....	53
2.4.2 Παράμετροι των εντολών που χρησιμοποιήθηκαν	57
2.5 Αποτελέσματα επεξεργασίας.....	68
3. ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ 1964-2002	73
3.1 Γενικά.....	73
3.2 Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών.....	73
3.3 Κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών	76
3.4 Συσχέτιση με τους μηχανισμούς γένεσης.....	81
3.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	83
4. ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ.....	91
4.1 Γενικά.....	91

4.2 Η σεισμική ακολουθία του 1981.....	94
4.2.1 Γενικά.....	94
4.2.2 Χωρική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας.....	95
4.2.3 Μελέτη των μεταβολών των τάσεων Coulomb.....	98
4.3 Η σεισμική ακολουθία του 1986.....	102
4.4 Η σεισμική ακολουθία του 1997.....	103
4.5 Η σεισμική ακολουθία του 2001.....	105
4.5.1 Επεξεργασία των δεδομένων με το Hyro71.....	105
4.5.2 Επεξεργασία των δεδομένων με το Hyroinvrese.....	106
4.5.3 Επεξεργασία των δεδομένων με το HyroDD.....	107
4.5.4 Μελέτη των μεταβολών των τάσεων Coulomb.....	111
 5. ΣΥΝΟΨΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ.....	 115
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	 119
 ABSTRACT.....	 127
 ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	 129

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Ο χώρος του Αιγαίου είναι μια από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές της Ελλάδος. Η πολυπλοκότητα του γεωδυναμικού καθεστώτος στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου καθιστά αυτό το χώρο ένα φυσικό «γεωδυναμικό εργαστήριο». Είναι φανερό λοιπόν πως η μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της περιοχής αυτής είναι μεγάλης σημασίας.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης αποτελεί μια προσπάθεια διερεύνησης των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων του χώρου του ανατολικού Αιγαίου με βάση τον ακριβή προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών οι οποίοι έγιναν στο χώρο αυτό.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής μελέτης, παρουσιάζονται πληροφορίες που αφορούν τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της εξεταζόμενης περιοχής και τη διαμόρφωση αυτής σύμφωνα με διάφορες απόψεις από μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί. Αναφέρονται στοιχεία για τους ισχυρότερους ιστορικούς σεισμούς της περιοχής, καθώς και σύντομες περιγραφές των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων τους. Επίσης δίνονται πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης των μεγαλύτερων σεισμών της περιοχής.

Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύονται ο τρόπος συλλογής των δεδομένων, ο τρόπος επαναπροσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, η διαδικασία που ακολουθήθηκε για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων με το πρόγραμμα HYPOINVERSE για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρέχονται τα συμπεράσματα τα οποία προέκυψαν από την προηγούμενη διαδικασία και σύμφωνα με αυτά παρέχονται πληροφορίες για τη χωρική κατανομή της σεισμικότητας στην εξεταζόμενη περιοχή.

Στο τέταρτο κεφάλαιο μελετώνται σεισμικές εξάρσεις που εκδηλώθηκαν στην περιοχή. Για τη μελέτη της αλληλεπίδρασης των σεισμών χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της μεταβολής των στατικών τάσεων (Coulomb).

Στο πέμπτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα της διατριβής.

Με την ολοκλήρωση της διατριβής αυτής θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Επίκουρο Καθηγητή Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας

Α. Π. Θ. κ. Καρακώστα Βασίλη χωρίς τη βοήθειά του οποίου η εργασία αυτή δε θα είχε πραγματοποιηθεί. Τον ευχαριστώ για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγηση και τις ουσιαστικές παρατηρήσεις και συμβουλές σε όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής αυτής. Επίσης τον ευχαριστώ για τη σχολαστική διόρθωση του κειμένου και τις ουσιαστικές παρατηρήσεις.

Επίσης ευχαριστώ την Καθηγήτρια Σεισμολογίας κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α. Π. Θ. για τη συνεχή βοήθεια και καθοδήγηση της σε επιστημονικά θέματα, τη συνεχή παρότρυνσή της, τις χρήσιμες συμβουλές της κατά τη διάρκεια της διατριβής αυτής καθώς και για την προσεκτική ανάγνωση και διόρθωση του κειμένου.

Στο τρίτο μέλος της επιτροπής κ. Παπαζάχο Κωνσταντίνο, Επίκουρο Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας Α. Π. Θ. θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου για την προσεκτική ανάγνωση και διόρθωση του κειμένου και τις χρήσιμες υποδείξεις του καθώς και για την ψυχολογική συμπαράσταση από το πρώτο έτος του Μεταπτυχιακού.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τους μεταπτυχιακούς φοιτητές για τη βοήθεια που μου προσέφεραν, ο καθένας με τον τρόπο του καθώς και όλο τον Τομέα Γεωφυσικής σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ευχαριστώ επίσης τις φίλες μου Κυριακίδου Αλεξάνδρα και Κεμεντζετζίδου Δέσποινα για τις πολύτιμες συμβουλές που μου παρείχαν, τη συμπαράσταση, το κουράγιο, την υπομονή και την ψυχολογική υποστήριξη που μου έδειξαν τα χρόνια αυτά.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ για τη βοήθεια που μου προσέφερε για τη διόρθωση του κειμένου και τις συμβουλές του αλλά και για την υποστήριξη του όλα αυτά τα χρόνια, θα ήθελα να εκφράσω στον αδερφό μου Βεντούζη Γιάννη.

Τέλος εκφράζω την απεριόριστη ευγνωμοσύνη και ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου για την ηθική, οικονομική και ψυχολογική υποστήριξη που μου παρείχαν, καθώς και για τη στήριξη και το κουράγιο που μου έδιναν όλα αυτά τα χρόνια.

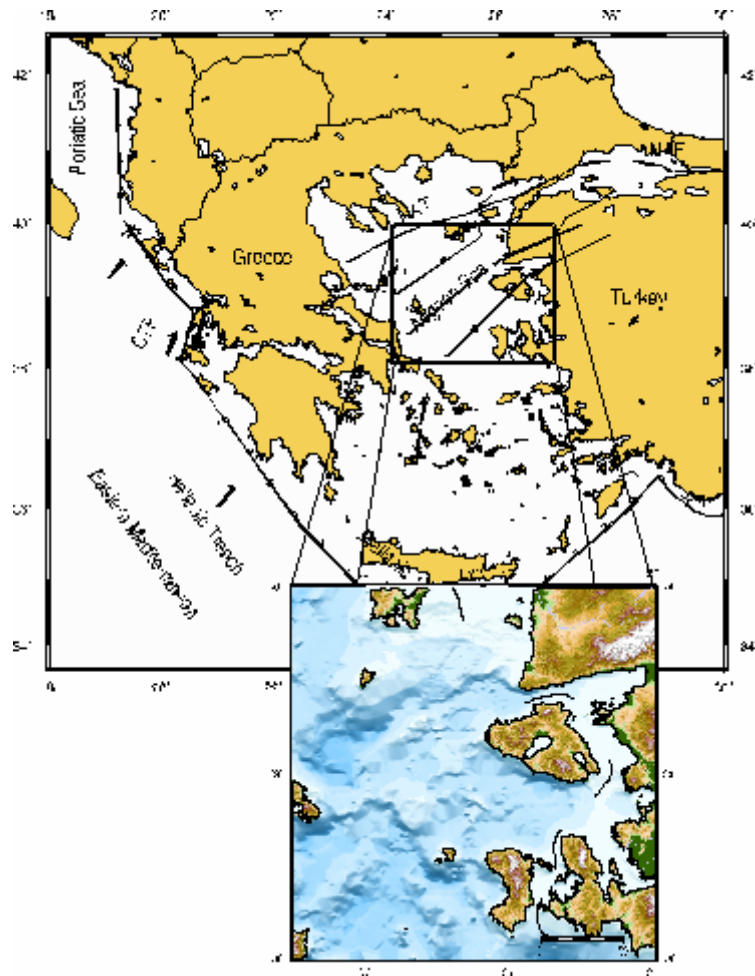
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

Σκοπός της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της περιοχής του Ανατολικού Αιγαίου. Για το σκοπό αυτό γίνεται χρήση όλων των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων της περιοχής, με βάση τα οποία γίνεται προσπάθεια καθορισμού των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Επίσης η σεισμική δραστηριότητα συσχετίζεται με ενεργές δομές οι οποίες έχουν προταθεί για την περιοχή.

Είναι καλά γνωστό ότι οι σεισμοτεκτονικές μελέτες απαιτούν σημαντική ακρίβεια των σεισμολογικών δεδομένων, τόσο σε ότι αφορά τις γεωγραφικές τους συντεταγμένες και το εστιακό τους βάθος, όσο και το μηχανισμού γένεσης αυτών, ώστε να είναι δυνατή η συσχέτισή τους με τεκτονικά χαρακτηριστικά του χώρου μελέτης. Στην εξεταζόμενη περιοχή, ο μικρός αριθμός σεισμολογικών σταθμών δεν επιτρέπει τον ακριβή προσδιορισμό της σεισμικής δραστηριότητας στις αναλύσεις «ρουτίνας» που γίνονται από τα αρμόδια σεισμολογικά ινστιτούτα. Η ακρίβεια όμως αυτή μπορεί να βελτιωθεί με την παραπέρα επεξεργασία των δεδομένων και με τη χρήση ακριβέστερων και με μεγαλύτερη λεπτομέρεια στοιχείων για το μοντέλο του φλοιού της Γης, τη χρήση νεότερων περισσότερο αξιόπιστων τεχνικών επεξεργασίας αλλά και την αξιοποίηση άλλων στοιχείων, όπως οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που προέρχονται από την καταγραφή σε τοπικά δίκτυα και έχουν υπολογιστεί με μεγάλη ακρίβεια.

Στη διατριβή αυτή χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα γνωστών ισχυρών ($M \geq 6.0$) σεισμών της περιοχής, και έγινε επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών από το 1964 μέχρι το 2002, χρονικό διάστημα για το οποίο υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα. Ο νέος προσδιορισμός έγινε με τη χρήση των προγραμμάτων HYPOINVERSE (Klein, 2002) και HYPODD (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Λαμβάνοντας υπόψη και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των κύριων ενεργών δομών της περιοχής που στο συγκεκριμένο χώρο είναι αρκετά πολύπλοκες εξαιτίας της μετάβασης από τη ζώνη του ρήγματος της



Σχήμα 1.1 Κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου. Η περιοχή μελέτης σημειώνεται με το τετράγωνο

βόρειας Ανατόλιας, όπου κυριαρχούν οι οριζόντιες διεύθυνσης δεξιόστροφες διαρρήξεις, στο χώρο του Αιγαίου, που χαρακτηρίζεται από εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν και αντίστοιχες κανονικές διαρρήξεις σε Α-Δ διεύθυνσης ρήγματα (σχήμα 1.1).

1.2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

Ο χώρος του Ανατολικού Αιγαίου αποτελεί τμήμα μιας ευρύτερης περιοχής, της οποίας τα χαρακτηριστικά διαμορφώνονται από τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου μέχρι και την περιοχή της Αραβίας. Το τεκτονικό πλαίσιο της ανατολικής Μεσογείου κυριαρχείται από τη σύγκρουση της Αραβικής και Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με αυτή της Ευρασίας (McKenzie, 1970; Jackson and McKenzie, 1984, 1988). Μοντέλα της τεκτονικής των πλακών (DeMets et al., 1990; Jestin et al., 1994) που βασίζονται σε μελέτες της επέκτασης του ωκεάνιου φλοιού, σε συστήματα ρηγμάτων και σε διανύσματα σεισμικής

ολίσθησης, υποδεικνύουν ότι η Αραβική λιθοσφαιρική πλάκα κινείται σε μια βόρεια-βορειοδυτική διεύθυνση σε σχέση με την Ευρασία με ένα ρυθμό της τάξης των 18-25mm/yr. Αυτά τα μοντέλα επίσης υποδεικνύουν ότι η Αφρικανική πλάκα κινείται σε μια βόρεια διεύθυνση σε σχέση με την Ευρασία με ρυθμό 10mm/yr. Η διαφορά αυτή στην κίνηση των πλακών μεταξύ της Αραβίας και της Αφρικής, έχει ως αποτέλεσμα την αριστερόστροφη κίνηση κατά μήκος του ρήγματος μετασχηματισμού της Νεκράς Θάλασσας. Αυτή η προς βορρά κίνηση καταλήγει σε ηπειρωτική σύγκρουση κατά μήκος της ανάστροφης ζώνης του Ζάγκρος, σε υψηλή σεισμικότητα και σε υψηλό ανάγλυφο στην ανατολική Τουρκία και στον Καύκασο, και στην προς τα δυτικά εξώθηση της πλάκας της Ανατόλιας (McKenzie, 1970). Το άκρο της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου που αποτελεί την προς βορρά προέκταση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας καταδύεται κατά μήκος του ελληνικού τόξου, κάτω από το Αιγαίο, με μεγαλύτερο ρυθμό από τη σχετική προς την Ευρασία κίνηση της πλάκας απαιτώντας έτσι την προς τα νότια κίνηση της πλάκας του Αιγαίου (Sonder and England, 1989; Royden, 1993). Κατάδυση της Αφρικανικής πλάκας γίνεται επίσης και κατά μήκος του τόξου της Κύπρου παρόλο που η κατάδυση σε αυτήν την περιοχή είναι λιγότερο καλά προσδιορισμένη από ότι κατά μήκος του ελληνικού τόξου.

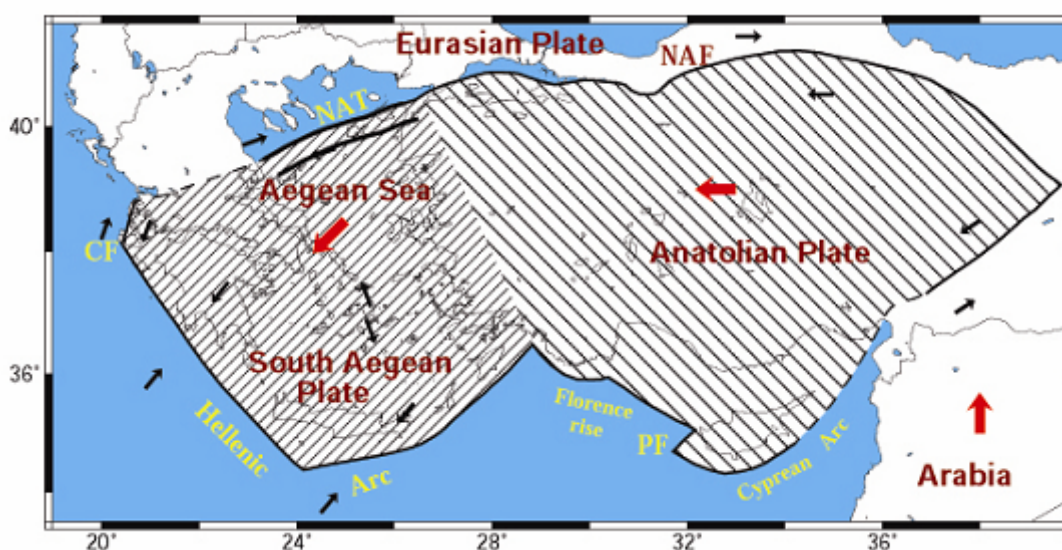
Η Τουρκία λοιπόν κινείται προς τα δυτικά (McKenzie, 1972; Taymaz, 1991) κατά μήκος του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας, οδηγούμενη από τη βόρεια-βορειοδυτική κίνηση της Αραβίας. Η δεξιόστροφη αυτή κίνηση του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας (NAF), συνεχίζεται κατά μήκος της τάφρου του βορείου Αιγαίου (NAT), όπως επίσης και σε άλλους παράλληλους νοτιότερους κλάδους. Η έλλειψη σεισμών στο εσωτερικό της πλάκας της Ανατόλιας οφείλεται στο χαμηλό επίπεδο εσωτερικής παραμόρφωσης στην περιοχή αυτή.

Διάφοροι ερευνητές (McKenzie, 1972; Jackson, 1994), έχουν προτείνει ότι το Αιγαίο και η Τουρκία αποτελούν δύο διαφορετικές μικροπλάκες με την Τουρκία να κινείται προς τα δυτικά, σε σχέση με την Ευρώπη, με μία μέση ταχύτητα ~37mm/yr, η οποία εξομαλύνεται από μία επιπλέον παραμόρφωση διεύθυνσης B-N της τάξεως των 11mm/yr το χρόνο στο Αιγαίο, καταλήγοντας σε μια συνολική κίνηση προς τα νοτιοδυτικά της τάξεως των ~41mm/yr.

Ένα επιπλέον πεδίο εφελκυσμού διεύθυνσης B-N υπάρχει στο χώρο του Αιγαίου το οποίο αυξάνει σημαντικά τις ταχύτητες παραμόρφωσης και αλλάζει τον προσανατολισμό τους σε μια BBA-NNΔ διεύθυνση σε πολύ καλή συμφωνία με πρόσφατα μοντέλα τάσεων της περιοχής (Meijer and Wortel, 1997). Το Αιγαίο είναι

ένα από τα καλύτερα παραδείγματα ηπειρωτικής εφελκυστικής τεκτονικής όπου η ηπειρωτική λιθόσφαιρα έχει επιμηκυνθεί μετά από λέπτυνση του φλοιού λόγω ορογενετικής συρρίκνωσης. Έτσι η περιοχή βρίσκεται υπό εφελκυσμό διεύθυνσης B-N με ρυθμό επιμήκυνσης 30-40mm/yr. Είναι μια από τις πιο γρήγορα επεκτεινόμενες περιοχές, με αποτέλεσμα να έχει υψηλή σεισμικότητα και η τοπογραφία να ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από κανονικά ρήγματα (Oral et al., 1995).

Ένα διαφορετικό μοντέλο έχει προταθεί για την περιοχή (LePichon et al., 1995; Oral et al., 1995; Reilinger et al., 1997) με τη χρησιμοποίηση κυρίως ερευνών με γεωδαιτικά δεδομένα (GPS) για την Τουρκία σε συνδυασμό με δορυφορικά στοιχεία (SLR) για την Ελλάδα. Οι ερευνητές αυτοί προτείνουν την ύπαρξη μιας ενιαίας πλάκας Ανατόλιας-Αιγαίου, η οποία εκτελεί μια ενιαία περιστροφή ενός άκαμπτου σώματος γύρω από έναν πόλο ο οποίος βρίσκεται στη χερσόνησο του Σινά. Οι Oral et al. (1995) είχαν παρατηρήσει μια μικρή αύξηση ταχύτητας στην Τουρκία σε σχέση με το Αιγαίο αλλά ισχυρίζονται πως κάθε μείωση ταχύτητας (μετά την αφαίρεση της συνιστώσας περιστροφής), είναι αρκετά μικρή έτσι ώστε να μπορεί να θεωρηθεί ότι η πλάκα Ανατόλιας-Αιγαίου περιστρέφεται ενιαία. Οι Reilinger et al. (1997) βρίσκουν παρόμοια αποτελέσματα με τους παραπάνω ερευνητές, αλλά επισημαίνουν ότι αυτή η επιπλέον εσωτερική παραμόρφωση στο Αιγαίο είναι αρκετά μεγάλη (~14mm/yr). Ο Papazachos (1999), χρησιμοποιώντας σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα, έδειξε ότι η κίνηση της πλάκας του Αιγαίου είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτή που θα περίμενε κανείς για μια κοινή περιστροφή Ανατόλιας-Αιγαίου. Το μέγεθος και η διεύθυνση της παραμόρφωσης του Αιγαίου είναι τέτοια έτσι ώστε να μη μπορεί να θεωρηθεί σαν μια απλή εφαρμογή μικρής επιπρόσθετης παραμόρφωσης σε μια ενιαία περιστροφή Ανατόλιας-Αιγαίου. Οι έρευνες αυτές υποδεικνύουν ότι παρόλο που η κίνηση της πλάκας της Ανατόλιας περιγράφεται ικανοποιητικά από την περιστροφή άκαμπτου σώματος, το μοντέλο αυτό δεν είναι κατάλληλο για την περιοχή του Αιγαίου. Η περιστροφή της Ανατόλιας μεταφέρεται στην περιοχή του Αιγαίου σαν απλή μετάθεση όπως υποδεικνύει το υποπαράλληλο πεδίο παραμόρφωσης σε αυτό (σχήμα 1.2). Η αλλαγή από την περιστροφή της πλάκας της Ανατόλιας στη μετάθεση του Αιγαίου εκδηλώνεται κατά μήκος των κεντρικών και νότιων παραλίων της Τουρκίας και στα γειτονικά ελληνικά νησιά. Η Ανατόλια λοιπόν εκτελεί περιστροφή άκαμπτου σώματος με μια μέση ταχύτητα ~22mm/yr ενώ το Αιγαίο κινείται σχεδόν ομοιόμορφα σε μια NNΔ διεύθυνση (~200°-220°) με μια μέση ταχύτητα της τάξης των ~30mm/yr η οποία αυξάνεται από

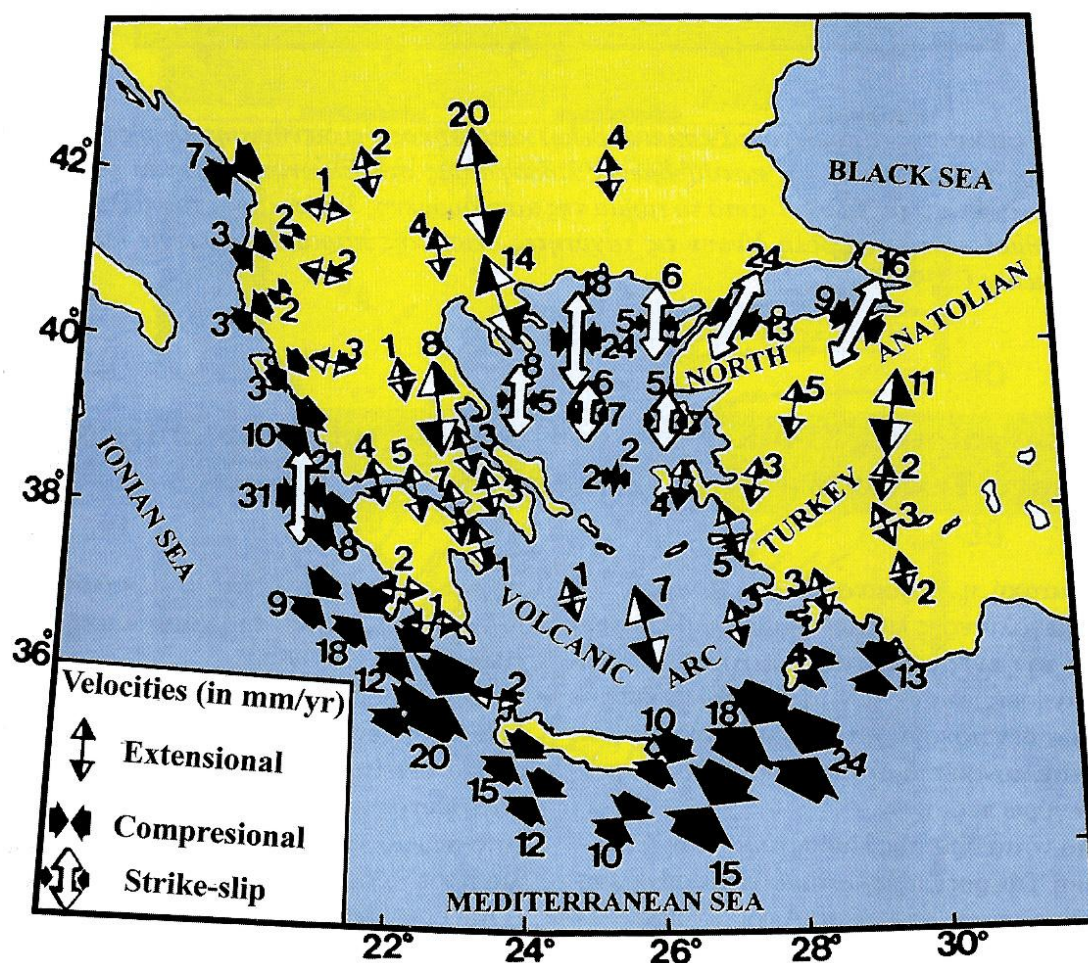


Σχήμα 1.2 Κύριες σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του ευρύτερου χώρου της ανατολικής Μεσογείου (σύμφωνα με Papazachos, 1999 and McClysky et al., 2000)

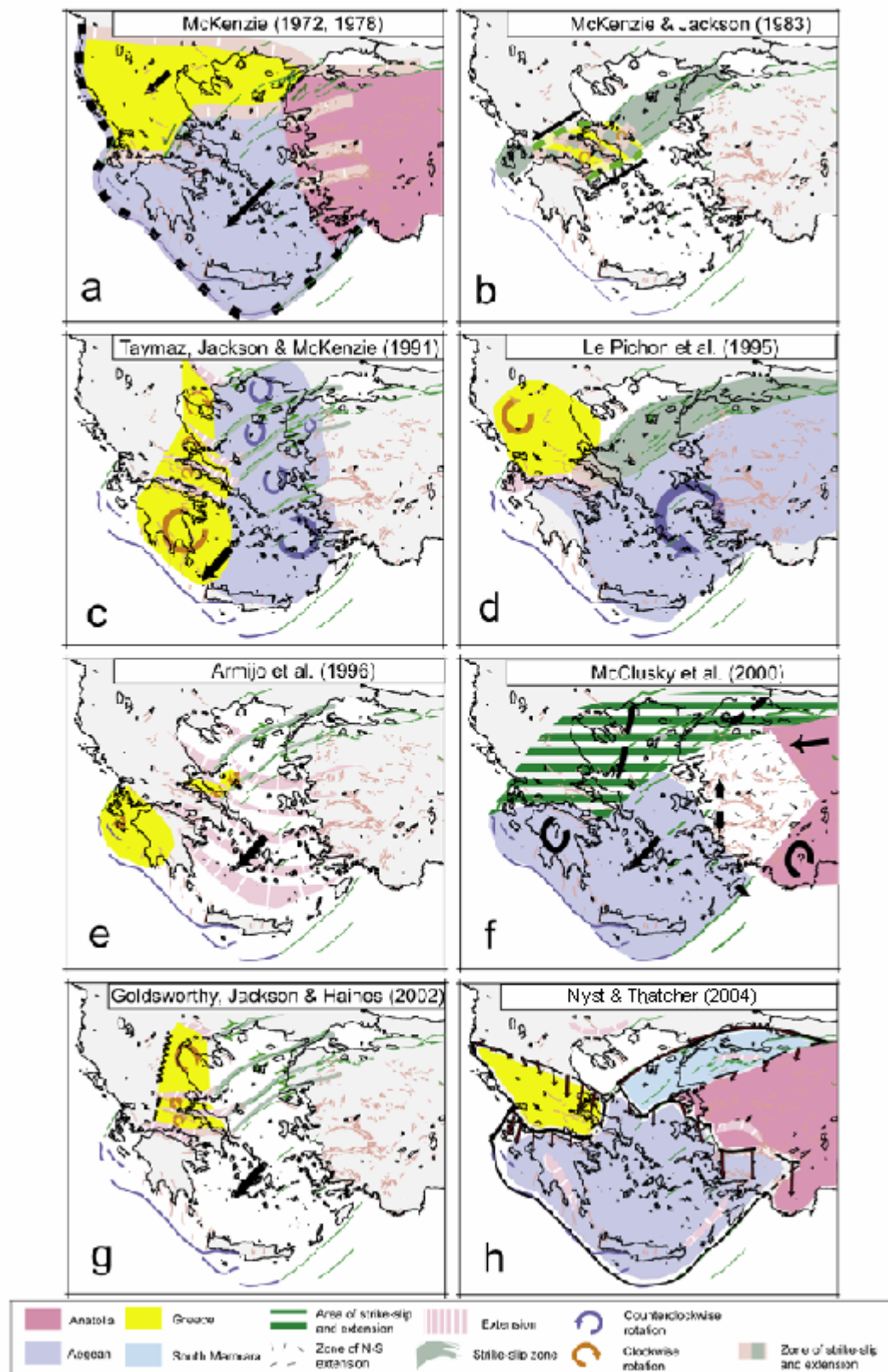
25mm/yr στο κεντρικό και νότιο τμήμα των δυτικών ακτών της Τουρκίας σε 30-25mm/yr στο νοτιοδυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου. Στο σχήμα 1.3 παρουσιάζονται οι ταχύτητες σεισμικές παραμόρφωσης (mm/yr) της Ελλάδας και των γύρω περιοχών.

Σε μια πρόσφατη έρευνα από τους Nyst και Thatcher (2004) προτείνεται ένα ποσοτικό μοντέλο για την εξήγηση των κύριων χαρακτηριστικών της παραμόρφωσης που επικρατεί στο Αιγαίο, το οποίο αποτελείται από τέσσερις μικροπλάκες. Η ανάλυση αυτή επίσης εισηγείται την ύπαρξη μεμονωμένων ζωνών παραμόρφωσης μέσα στις υποτιθέμενες άκαμπτες μικροπλάκες, καθώς επίσης και ένδειξη μιας χαμηλού ρυθμού εσωτερικής καταπόνησης στην πλάκα της Ανατόλιας. Παρόλο ότι αυτές οι ζώνες είναι φαινομενικά απομονωμένες, αρκετές από αυτές μπορεί να δηλώνουν τα όρια μικρότερων μικροπλακών. Επίσης η εκτεταμένη κατανομή ενεργών ρηγμάτων και σεισμικότητας υποδεικνύει ότι υπάρχουν επιπλέον παραμορφώσεις, μικρής κλίμακας στις υποτιθέμενες άκαμπτες μικροπλάκες οι οποίες προκαλούν μικρότερης κλίμακας παραμόρφωση στη μικροπλάκα της Ανατόλιας.

Στο σχήμα 1.4 παριστάνονται τα μοντέλα παραμόρφωσης που έχουν προταθεί από οκτώ λεπτομερείς μελέτες οι οποίες έχουν προάγει σημαντικά την κατανόηση της τεκτονικής του Αιγαίου τα τελευταία τριάντα χρόνια. Στο τελευταίο τμήμα του σχήματος (h) παρατίθεται το μοντέλο που έχει προταθεί για την περιοχή από τους Nyst και Thatcher (2004).



Σχήμα 1.3 Ταχύτητες σεισμικής παραμόρφωσης (mm/yr) για 63 σεισμογόνες πηγές της Ελλάδας και των γύρω περιοχών. Συγκλίνοντα βέλη παριστάνουν τις ταχύτητες οριζόντιας μετατόπισης του φλοιού και αποκλίνοντα βέλη τις ταχύτητες οριζόντιας επέκτασης του φλοιού (Papazachos, C. and Kiratzi, A., 1996)



Σχήμα 1.4 Μοντέλα κινηματικής για την τεκτονική του Αιγαίου από διάφορες μελέτες της περιοχής από (Nyst and Thatcher, 2004)

Στο σχήμα 1.4a παριστάνεται το μοντέλο που έχει προταθεί από τον McKenzie (1972, 1978) ο οποίος ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τις αρχές της τεκτονικής των λιθοσφαιρικών πλακών, τη σεισμικότητα, τους μηχανισμούς γένεσης και την κατανομή των ενεργών ρηγμάτων για τον καθορισμό των μεγαλύτερων τεκτονικών δομών του Αιγαίου.

Το μοντέλο αυτό περιλαμβάνει τρία άκαμπτα σώματα και περιλαμβάνει επίσης αρκετές ζώνες ενδοπλακικής παραμόρφωσης στη δυτική Ανατόλια. Στη συνέχεια παριστάνεται το μοντέλο που έχει προταθεί από τους McKenzie and Jackson (1983), (σχήμα 1.4b). Οι ερευνητές αυτοί ήταν οι πρώτοι οι οποίοι πρότειναν τη δεξιόστροφη περιστροφή τεμαχών του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα για την ερμηνεία της απουσίας ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και την κυριαρχία στο χώρο αυτό των κανονικών ρηγμάτων. Αιτιολόγησαν ότι ο προσανατολισμός των διανυσμάτων ολίσθησης των σεισμών διεύθυνσης B-N, εναρμονίζεται με την προς τα NNE κίνηση με τη δεξιόστροφη κίνηση των τεμαχών του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα σε σχέση με την Ευρασία. Οι Taymaz et al. (1991) (σχήμα 1.4c), διαπίστωσαν την υπεροχή των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στο βόρειο Αιγαίο και τον εφελκυσμό στην κεντρική Ελλάδα, και πρότειναν ένα ποσοτικό μοντέλο το οποίο αποτελείται από εννέα μικροπλάκες για την ερμηνεία αυτών των χαρακτηριστικών. Αργότερα οι LePichon et al. (1995) (σχήμα 1.4d) με τη χρησιμοποίηση σε αρχικό στάδιο γεωδαιτικών μετρήσεων, παρατήρησαν τη δεξιόστροφη περιστροφή της κεντρικής Ελλάδας και τον εφελκυσμό στον Κορινθιακό κόλπο. Πρότειναν ένα μοντέλο δύο τεμαχών για την παραμόρφωση στο Αιγαίο με τη δεξιόστροφη περιστροφή της κεντρικής Ελλάδας, την αριστερόστροφη περιστροφή της περιοχής του νοτίου Αιγαίου, και της Ανατόλιας, εφελκυσμό στον Κορινθιακό κόλπο και μια ευρεία ζώνη με οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα στην περιοχή του βορείου Αιγαίου. Οι Armijo et al. (1996) (σχήμα 1.4e) πρότειναν ένα μοντέλο το οποίο δίνει έμφαση στον εφελκυσμό στην κεντρική Ελλάδα και στις συνέπειες του τερματισμού των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του βορείου Αιγαίου. Πρότειναν λοιπόν ότι ο εφελκυσμός εμφανίζεται στο βόρειο Αιγαίο και στην κεντρική Ελλάδα και στις άκρες των βορείων και νοτίων κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας. Οι McClusky et al. (2000) (σχήμα 1.4f) εφαρμόζοντας προσεκτική ανάλυση σε γεωδαιτικά δεδομένα από τη δυτική Ελλάδα, το νότιο Αιγαίο και τη δυτική Τουρκία, χρησιμοποίησαν τα αποτελέσματα για τον καθορισμό των άκαμπτων τεμαχών στην κεντρική Ανατόλια και στο νότιο Αιγαίο.

Συγκεκριμένα ήταν οι πρώτοι οι οποίοι εντόπισαν τη μικροπλάκα του νοτίου Αιγαίου στα νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Οι Goldsworthy et al. (2002) (σχήμα 1.4g) χρησιμοποίησαν τεκτονικά και γεωμορφολογικά δεδομένα στα οποία ενσωμάτωσαν γεωδαιτικά καθώς και σεισμολογικά και γεωλογικά δεδομένα. Υποστήριξαν ένα μοντέλο για την κεντρική και βόρεια Ελλάδα το οποίο περιλαμβάνει τρία τεμάχια τα οποία περιστρέφονται δεξιόστροφα με εμφάνιση εφελκυσμού ανάμεσά τους. Επίσης παρατήρησαν την εμφάνιση εφελκυσμού στον Κορινθιακό κόλπο ο οποίος μειώνεται προς τα ανατολικά, ενώ ο εφελκυσμός στον Ευβοϊκό κόλπο, στις κοιλάδες της Θεσσαλίας και στη Μακεδονία μειώνεται προς τα δυτικά. Τέλος οι Nyst and Thatcher (2004) (σχήμα 1.3h) προτείνουν ένα μοντέλο το οποίο αποτελείται από τέσσερις μικροπλάκες για την ερμηνεία των κινηματικών χαρακτηριστικών στο Αιγαίο. Τα αποτελέσματά τους καθορίζουν μια μη διαμορφωμένη μικροπλάκα στην κεντρική Ελλάδα η οποία περιστρέφεται δεξιόστροφα και ένα τέμαχος να περιστρέφεται αριστερόστροφα στην περιοχή του νότιου Μαρμαρά. Το μοντέλο αυτό προβλέπει εφελκυστική κυρίως σχετική κίνηση στην περιοχή του βορείου κεντρικού Αιγαίου.

Τα αίτια και η αρχή της επέκτασης του φλοιού του Αιγαίου υπήρξαν αντικείμενο πολλών συζητήσεων και οι προτάσεις που γίνονται διακρίνονται σε τέσσερις διαφορετικές κατευθύνσεις.

1) Το μοντέλο της «τεκτονικής διαφυγής». Η προς τα δυτικά εκβολή του μπλοκ της Ανατόλιας κατά μήκος των συνοριακών του δομών με την έναρξη της δεξιόστροφης κίνησης κατά μήκος του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας μέχρι το Άνω Σερραβάλιο (12Ma) (Sengor, 1985; Dewey and Sengor, 1979; Gorur et al., 1995).

2) Το μοντέλο «κατάρρευσης του ορογενούς». Ο εφελκυσμός, από αναφορές σε εφελκυστικά ιζήματα με βιοστρατιγραφικές και ισοτοπικές ημερομηνίες, προκλήθηκε από την εξάπλωση και τη λέπτυνση ενός φλοιού μεγάλου πάχους μετά την τελευταία σύγκρουση του Παλαιοκαίνου πέρα από τη Νεοτουθή κατά τη διάρκεια του Άνω Ολιγοκαίνου-Άνω Μειόκαινου (Seitoglou et al., 1991; Seitoglou and Scott, 1992).

3) Μοντέλο της «εξάπλωσης της οπισθότοξης περιοχής». Σύμφωνα με αυτό το μοντέλο ο οπισθότοξος εφελκυσμός προκαλείται από τη νοτιο-νοτιοδυτική μετανάστευση του συστήματος της τάφρου του Αιγαίου. Παρόλα αυτά δεν υπάρχει μια γενική άποψη για το χρόνο έναρξης της οπισθοκύλισης της κατάδυσης και οι προτάσεις κυμαίνονται μεταξύ 60Ma και 5Ma (McKenzie, 1978; Meulenkamp, et al.,

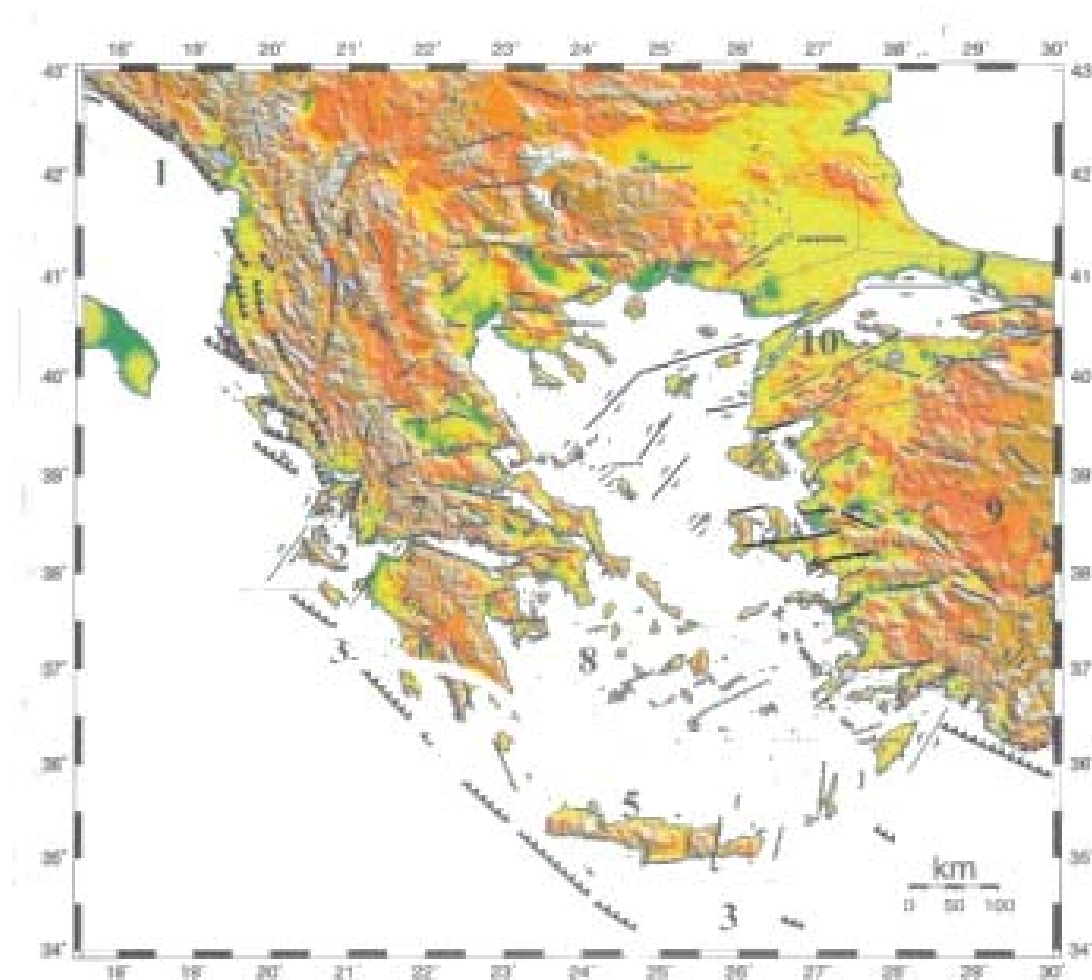
1988; Le Pichon, Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1981; Kissel and, Laj, 1988). Πιο πρόσφατα οι Okay και Satir (2000) κατέγραψαν ενδείξεις στο όρος Όντι (Ανατολική Τουρκία) ότι ο εφελκυσμός άρχισε πριν 20Ma ως αποτέλεσμα της οπισθότοξης εξάπλωσης. Παρομοίως, πρόσφατα γεωλογικά δεδομένα (δομικές και ισοτοπικές ενδείξεις από μεταμόρφωση και μαγματισμό που σχετίζονται με τον εφελκυσμό) από το Αιγαίο επιβεβαιώνουν το ρόλο της μετανάστευσης προς τα νότια (roll-back διαδικασία) του τόξου του Αιγαίου ως την αιτία της Μειοκαινικής φάσης του ηπειρωτικού εφελκυσμού (Avigad et al., 1997; Jolivet et al., 1998) υποστηρίζοντας έτσι τον ισχυρισμό των Okay και Satir (2000) ότι ο Μειοκαινικός εφελκυσμός ήταν αρχικά συνδεδεμένος με την οπισθότοξη εξάπλωση λόγω της roll-back διαδικασίας της ζώνης κατάδυσης Αιγαίου-Κύπρου. Επιπλέον σε μια πιο πρόσφατη μελέτη ο England (2003) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η τεκτονική στο Αιγαίο και τη δυτική Τουρκία δεν κυριαρχείται από άκαμπτες πλάκες, αλλά από τους μηχανισμούς ενός συνεχούς μέσου το οποίο αποκρίνεται στις διαφοροποιήσεις της ενέργειας του βαρυτικού δυναμικού.

4) Μοντέλο «επεισοδιακής» επέκτασης του φλοιού. Είναι μοντέλο δύο σταδίων και περιλαμβάνει ένα πρώτο Μειοκαινικό-Κάτω Πλειοκαινικό στάδιο (κατάρρευση του ορογενούς) και ένα δεύτερο Πλειοκαινικό-Τεταρτογενές στάδιο όπου πραγματοποιείται η προς τα δυτικά διαφυγή του τεμάχους της Ανατόλιας (Kocyigit et al., 1999a). Το μοντέλο αυτό είναι το αποτέλεσμα δύο ή περισσότερων από τους παραπάνω μηχανισμούς όπου η σύγχρονη Πλειοκαινική-Τεταρτογενής φάση εφελκυσμού προηγήθηκε μιας παλιότερης φάσης κατά τη διάρκεια της κατάρρευσης του ορογενούς στο Κάτω-Μέσο Μειόκαινο. Αυτές οι δύο φάσεις διαχωρίζονται από ένα διάλλειμα συρρίκνωσης του φλοιού διεύθυνσης B-N κατά τη διάρκεια του Σερραβαλίου- Κάτω Πλειοκαίνου. Η μετέπειτα φάση σχετίζεται με την προς τα δυτικά διαφυγή του τεμάχους της Ανατόλιας (Bozkurt, 2000, 2001 a, b, 2003; Yilmaz et al, 2000, Cihan et al., 2003) μαζί με την αρχή του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας (~5 Ma) (Barka and Kadinsky-Cade, 1998; Westaway, 1994a).

Οι παραπάνω πληροφορίες οι οποίες αποτυπώνονται με σύγχρονες μεθόδους μπορούν να βελτιώσουν τη γνώση μας για τον τρόπο και τα αίτια γένεσης των ισχυρών σεισμών που έχουν προηγηθεί στην περιοχή είτε γιατί υπάρχουν περιορισμένες καταγραφές είτε γιατί υπάρχουν μόνο ιστορικές πληροφορίες. Πολύτιμη βοήθεια στις περιπτώσεις αυτές προσφέρουν οι καταγραφές τοπικών δικτύων. Στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου τοπικό δίκτυο φορητών

σειсмоγράφων είχε εγκατασταθεί το 2002 (Karakostas et al., 2004) από το οποίο προέκυψαν συμπεράσματα τόσο για τα ρήγματα της περιοχής όσο και για τη δομή του φλοιού της Γης. Έτσι σύμφωνα με τα δεδομένα του τοπικού αυτού δικτύου στην περιοχή εμφανίζονται ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης εξαιτίας της εισόδου στο χώρο του Αιγαίου του ρήματος της βόρειας Ανατόλιας, αλλά και κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ λόγω του εφελκυσμού διεύθυνσης Β-Ν που επικρατεί στην περιοχή.

Όσον αφορά τα κύρια ρήγματα στην περιοχή του ανατολικού Αιγαίου επικρατούν δύο ζώνες ρηγμάτων. Η ημικτατική ζώνη του βορείου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά η οποία περιλαμβάνει μεγάλα κανονικά δεξιόστροφα ρήγματα και άλλα μικρότερα κανονικά ρήγματα. Έχει βορειοανατολική-νοτιοδυτική διεύθυνση. Αρχίζει αυτή η ζώνη από το δυτικό τμήμα του ρήματος της βόρειας Ανατόλιας και συνεχίζει στο βόρειο Αιγαίο μέχρι τις ανατολικές ακτές της δυτικής Ελλάδας όπου διακόπτεται και αρχίζει η εμφάνιση των κανονικών ρηγμάτων



Σχήμα 1.5 Τα κύρια ρήγματα των επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου οι οποίοι έγιναν κατά τους ιστορικούς χρόνους (480π.Χ.-2001) στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος και συργάτες, 2001)

διεύθυνσης βορρά-νότου. Από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών σεισμών που έχουν εκδηλωθεί στην περιοχή προκύπτει η τυπική λύση $\zeta=238^\circ$, $\delta=88^\circ$, $\lambda=-174^\circ$, άξονας P $\xi=104^\circ$, $\theta=6^\circ$, άξονας T $\xi=14^\circ$, $\theta=3^\circ$. η ζώνη αυτή είναι μια ευρεία ζώνη που χωρίζει τη μικροπλάκα του Αιγαίου από την Ευρασιατική πλάκα και οφείλεται στην προς τα δυτικά κίνηση της Ανατόλιας και στη γρήγορη προς τα νοτιοδυτικά κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου.

Επίσης υπάρχει μια ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ανατολής-δύσης στο Αιγαίο η οποία οφείλεται στην επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου και των γύρω περιοχών κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου και η οποία είχε προταθεί για πρώτη φορά από τον McKenzie (1970). Αυτή η ζώνη περιλαμβάνει τη νότια Βουλγαρία, τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου, τη νοτιοδυτική Τουρκία και την κεντρική δυτική Τουρκία. Από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης προκύπτει ότι η τυπική λύση είναι $\zeta=269^\circ$, $\delta=43^\circ$, $\lambda=-89^\circ$, $\zeta=88^\circ$, $\delta=47^\circ$, $\lambda=-91^\circ$, άξονας T $\xi=179^\circ$, $\theta=2^\circ$. Δηλαδή η τάση εφελκυσμού που δρα κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου οδηγεί σε διάρρηξη κανονικών ρηγμάτων τα οποία έχουν διεύθυνση ανατολής-δύσης και κλίνουν προς το βορρά ή προς το νότο. Το εφελκυστικό αυτό πεδίο οφείλεται στην ταχύτερη κίνηση προς το νότο του μπροστινού (νότιου) τμήματος της μικροπλάκας του Αιγαίου σε σχέση προς το πίσω (βόρειο) τμήμα αυτής της μικροπλάκας.

1.3 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Πληροφορίες για τους ιστορικούς ισχυρούς σεισμούς της περιοχής υπάρχουν από το 1000 μ. Χ. (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα οι σεισμοί αυτοί οφείλονται σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης από την είσοδο των κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας αλλά και σε κανονικά ρήγματα Α-Δ λόγω του Β-Ν εφελκυσμού που επικρατεί στην περιοχή. Είναι επίσης αξιοσημείωτο ότι στην περιοχή αυτή έχει γίνει ο πλέον πολύνεκρος σεισμός στον ελληνικό χώρο τον Απρίλιο του 1881 μεγέθους $M=6.5$ που έπληξε κατά κύριο λόγο το νησί της Χίου με 3.550 νεκρούς.

Στον πίνακα 1.1 δίνονται πληροφορίες για τους ισχυρότερους σεισμούς ($M \geq 6.0$) οι οποίοι εκδηλώθηκαν στο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου από το 1000 μ. Χ. έως σήμερα. Αναλυτικές περιγραφές για τους σεισμούς με $M \geq 6.0$ δίνονται παρακάτω όπως αυτές παρατίθενται στο βιβλίο Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003).

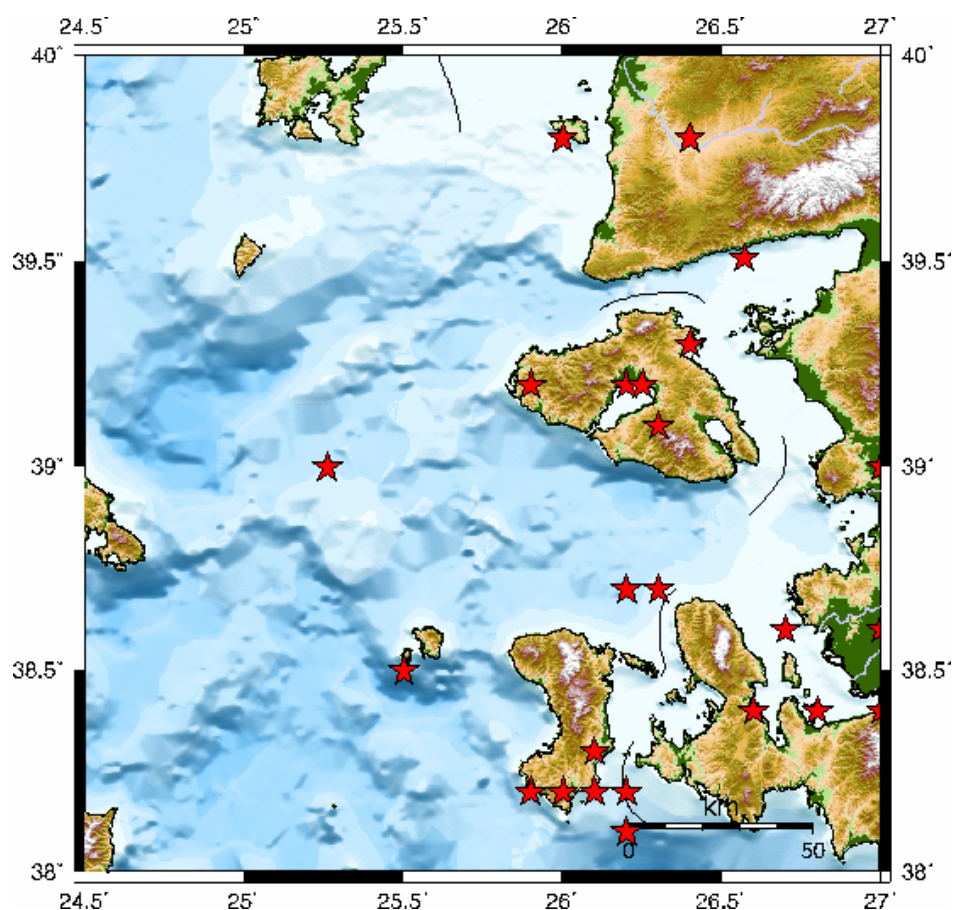
Στο χάρτη του σχήματος 1.6 έχει γίνει χαρτογράφηση των επικέντρων των σεισμών αυτών.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.1 ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΜΕ $M \geq 6.0$ ΟΙ ΟΠΟΙΟ ΕΓΙΝΑΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΑΠΟ ΤΟ 1000 Μ. Χ. ΩΣ ΣΗΜΕΡΑ (ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ ΚΑΙ ΠΑΠΑΖΑΧΟΥ, 2003)

Έτος	Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο $\phi^{\circ}_N \lambda^{\circ}_E$	M
1040	Φεβρ. 2		38.400 27.300	6.8
1383	Αυγ. 6		39.300 26.400	6.8
1389	Μαρτ. 20		38.700 26.200	6.7
1546			38.200 25.900	6.2
1636	Φεβρ. 27		39.200 26.200	6.3
1654	Μαΐος 20		38.500 27.100	6.4
1664	Ιουν. 2		38.500 27.300	6.2
1672	Φεβρ. 14		39.800 26.000	7.0
1674	Ιανουάρ. 23		38.700 26.300	6.2
1680	Φεβρ. 14		38.400 27.200	6.2
1688	Ιούλ. 10		38.380 27.170	6.8
1688	Σεπτ. 10		39.900 27.500	6.6
1723	Σεπτέμβριος		38.400 27.000	6.4
1739	Απρίλ. 4		38.600 27.000	6.8
1751	Ιούν. 18		37.700 27.100	6.4
1772	Νοέμβ. 24		38.600 26.700	6.4
1778	Ιούλ. 3		38.400 26.800	6.4
1845	Οκτώβ. 11		39.100 26.300	6.7
1856	Νοέμβ. 13		38.200 26.100	6.3
1863	Αύγουστ. 16		38.300 26.100	6.2
1865	Νοέμβ. 11		38.200 26.200	6.1
1866	Φεβρ. 2		38.200 26.000	6.4
1867	Μάρτ. 7		39.200 26.250	7.0
1881	Απρίλ. 3	11:40	38.200 26.200	6.5
1883	Οκτώβ. 15	15:30	38.400 26.600	6.8
1889	Οκτώβ. 25	22:56	39.200 25.900	6.8
1890	Μάιος 26		38.500 25.500	6.2

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.1 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

Έτος	Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο φ°_N λ°_E	M
1941	Ιούλ. 13	15:39:28	38.100 26.200	6.0
1944	Οκτώβ. 6	02:34:41	39.510 26.570	6.9
1949	Ιούλ. 23	15:03	38.580 26.230	6.7
1981	Δεκέμ. 19	14:10:51	39.000 25.260	7.2
1981	Δεκέμ. 27	17:39	38.813 24.494	6.5



Σχήμα 1.6 Χωρική κατανομή των γνωστών ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.0$) που έγιναν στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου από το 1000 μ. Χ. έως σήμερα.

1040, $M=6.8$, Σμύρνη: Ο Κεδρηγός αναφέρει ότι ο σεισμός ήταν πολύ φοβερός. Μερικές τοποθεσίες και πόλεις βλάφτηκαν και πολλοί άνθρωποι σκοτώθηκαν.

1383, M=6.8, Μυτιλήνη: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν μικρότεροι που δεν προκάλεσαν αξιόλογες ζημιές. Ο κύριος σεισμός κατέστρεψε τη Μυτιλήνη και σκότωσε τους περισσότερους κατοίκους της πόλης. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για μεγάλο διάστημα και ολοκλήρωσαν την καταστροφή.

1389, M=6.7, Χίος: Ο σεισμός κατέστρεψε το μεγαλύτερο κάστρο της Χίου και δύο γυναίκες σκοτώθηκαν. Το θαλάσσιο κύμα που συνόδευσε αυτό το σεισμό έφτασε μέχρι το μέσον της εμπορικής πλατείας και ανάγκασε τους κατοίκους να φύγουν.

1654, M=6.4, Σμύρνη: Όπως προκύπτει από περιγραφή αυτόπτη μάρτυρα ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Σμύρνη, πολλά σπίτια κατέρρευσαν, προκαλώντας μερικούς θανάτους. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν κάθε μέρα μέχρι τις 25 Ιουνίου.

1664, M=6.2, Σμύρνη: Ο σεισμός προκάλεσε πανικό και κατέστρεψε μερικά σπίτια στην περιοχή της Σμύρνης και της Μενεμένης. Οι κάτοικοι έμειναν έξω από τα σπίτια τους για κάμποσο καιρό.

1672, M=7.0, Τένεδος: Ο σεισμός κατέστρεψε σχεδόν όλα τα σπίτια, την εκκλησία και το Βενετικό οχυρό στο νησί της Τενέδου. Έγινε αισθητός μέχρι την Κω και τη Σαντορίνη.

1674, M=6.2, Χίος: Σύμφωνα με διήγηση του περιηγητή της εποχής Johan Micheal Wasleben, ένας φοβερός σεισμός έγινε τρεις ώρες μετά το μεσονύχτι, στη Χίο. Ράγισε πολλά σπίτια και παλάτια και έγινε αισθητός στη Σμύρνη και σε όλη την Ανατολή. Ακολούθησαν άλλες μικρότερες δονήσεις.

1723, M=6.4, Σμύρνη: Σύμφωνα με περιγραφή επισκέπτη της Σμύρνης η οποία έγινε δύο μήνες μετά το σεισμό, η δόνηση ανέτρεψε 60 περίπου σπίτια και σκότωσε πολλούς ανθρώπους.

1739, M=6.8, Τουρκία: Όλα τα σπίτια στη Σμύρνη ρηγματώθηκαν και ο συνολικός αριθμός των νεκρών στη Σμύρνη έφτασε τους 80. Μέρος του Δέλτα του ποταμού Gediz (Αγριά) κατολίσθησε κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας και παρέμεινε βυθισμένο μετά το σεισμό. Πολλά σπίτια καταστράφηκαν στη Χίο και σημαντικός αριθμός ανθρώπων έχασε τη ζωή του. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν μέχρι το Σεπτέμβριο.

1772, M=6.4, Τουρκία: Ο σεισμός και το θαλάσσιο κύμα που ακολούθησε τη δόνηση κατέστρεψε εντελώς πέντε πύλες και το τζαμί μέσα στο κάστρο στις Φώκιες. Κατέρρευσαν λίγα σπίτια στη Λέσβο. Η δόνηση έγινε αισθητή στη Χίο όπου δεν προκλήθηκαν βλάβες.

1778, M=6.4, Σμύρνη: Προηγήθηκε ισχυρός σεισμός στις 16 Ιουνίου. Ο κύριος σεισμός έγινε στις 2:30 και κράτησε περίπου 15 δευτερόλεπτα. Μετέτρεψε την πόλη της Σμύρνης σε σωρό ερειπίων. Σε αρκετά μέρη το έδαφος άνοιξε. Οι συνολικές απώλειες σε ζωές από αυτούς τους σεισμούς ήταν περισσότερες από 200 άτομα. Προηγήθηκαν προσεισμοί από τους οποίους ο μεγαλύτερος έγινε στις 16 Ιουνίου. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για μερικούς μήνες προκαλώντας πρόσθετες βλάβες.

1845, M=6.7, Λέσβος: Κατά τη διάρκεια της μέρας και της νύχτας που ακολούθησε, οι δονήσεις επαναλαμβάνονταν σχεδόν κάθε μισή ώρα. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για περίπου ένα χρόνο. Τη νύχτα από τις 14 προς 15 Οκτωβρίου πελώριοι βράχοι κατρακύλησαν από το βουνό κοντά στο χωριό Βρυσά και 60 σπίτια κατέρρευσαν και μια γυναίκα σκοτώθηκε. Οι μεταλλικές πηγές, που για μερικές εβδομάδες είχαν στερέψει, μετά το σεισμό έβγαλαν πολύ νερό που είχε μια έντονη μυρωδιά θειαφίου. Στη Σάμο κατέρρευσαν τείχη. Η πιο δυνατή δόνηση έγινε αισθητή στη Χίο στο Καραμπουρνού και στην Κωνσταντινούπολη.

1856, M=6.3, Χίος: Από την 1 Οκτωβρίου 1852 μέχρι την 1 Οκτωβρίου 1856, σημειώθηκαν στη Χίο 53 συνολικά δονήσεις ισχυρές ή ελαφρές. Σείστηκε ολόκληρη η πόλη, πολλά σπίτια έπεσαν και σχεδόν όλα ρηγματώθηκαν. Η θάλασσα ανέβηκε με ορμή στην ξηρά και χάθηκαν μερικοί άνθρωποι.

1863, M=6.2, Χίος: Ο σεισμός ήταν καταστρεπτικός στη Χίο και τις γειτονικές περιοχές. Έμειναν άστεγοι 30.000 άνθρωποι. Εμφανίστηκαν δύο θερμές πηγές.

1865, M=6.1, Χίος: Ο σεισμός κατέστρεψε πολλά σπίτια και άλλα κτίρια στη Χίο. Οι δονήσεις κράτησαν μέχρι το τέλος Νοεμβρίου αλλά με λιγότερη ένταση.

1866, M=6.4, Χίος: Από το σεισμό προκλήθηκαν καταστροφές στα σπίτια της Χίου και έγινε αισθητός μέχρι τη Ρόδο. ακολούθησαν πολυάριθμοι μετασεισμοί μέχρι τις 20 Μαρτίου.

1867, M=7.0, Λέσβος : Εικοσιπέντε σεισμικές δονήσεις έγιναν το βράδυ από την 23 προς την 24 Φεβρουαρίου που συνοδεύονταν από υποχθόνιους θορύβους και κατέστρεψαν την πρωτεύουσα και πολλά χωριά της Λέσβου. Διαρρήξεις του εδάφους παρατηρήθηκαν σε διάφορα μέρη αλλά η σημαντικότερη ήταν αυτή που άρχιζε από τον κόλπο της Καλλονής μέχρι την Αγία Παρασκευή κατά μήκος ενός μικρού ποταμού. Παρατηρήθηκαν επίσης φαινόμενα ρευστοποίησης και κατολισθήσεις του εδάφους. Λέγεται ότι του σεισμού προηγήθηκαν πρόδρομα φαινόμενα. Οι ισχυρές δονήσεις ήταν τρεις, από τις οποίες η πρώτη ασθενέστερη. Ο σεισμός αυτός

εξακολουθεί ακόμα και σήμερα να θεωρείται χρονολογική αφετηρία για τους κατοίκους της Λέσβου. Οι μετασεισμοί κράτησαν μέχρι το Μάρτιο του 1868 και ορισμένες από αυτές έγιναν αισθητές στη Χίο και στη Σμύρνη.

1881, M=6.5, Χίος: Μικρές δονήσεις έγιναν στη Χίο το 1879 και το 1880, τόσες που μερικές φορές έφθαναν τις 10 την ημέρα και γινόταν αισθητές στη Σμύρνη και τη Μυτιλήνη. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ισχυρός προσεισμός. Ο κύριος σεισμός κατέστρεψε τα $\frac{3}{4}$ του νησιού, σκότωσε στη Χίο 3.550 ανθρώπους και τραυματίστηκαν 7.000. Στο βόρειο τμήμα του νησιού δε σκοτώθηκε κανένας. Η μεγάλη καταστροφή αποδίδεται κυρίως στους στενούς δρόμους και στο γεγονός, ότι η κύρια δόνηση ακολούθησε αμέσως την πρώτη. Έγιναν πολλές εκατοντάδες μετασεισμοί μέχρι το 1884. Οι 30 ως 40 από αυτούς ήταν καταστρεπτικοί, όπως εκείνος στις 11 Απριλίου 1881. Προκλήθηκε θαλασσοταραχή (tsunami), γιατί βρέθηκαν σημάδια νωπής άμμου σε τοίχο παραθαλάσσιου κήπου.

1883, M=6.8, Δ. Τουρκία: Ένας καταστρεπτικός σεισμός έγινε μεταξύ Urla και Tsesme, όπου 3.600 σπίτια κατέρρευσαν και περισσότεροι από 120 άνθρωποι σκοτώθηκαν. Ρωγμές παρατηρήθηκαν στη χερσόνησο Tsesme. Μερικά σπίτια επίσης κατέρρευσαν στη Σμύρνη και στο Αϊβαλί. Ισχυροί μετασεισμοί έγιναν στις 22 Οκτωβρίου και 1 Νοεμβρίου που ήταν και ο μεγαλύτερος.

1889, M=6.8, Λέσβος: Ο σεισμός κατέστρεψε το δυτικό τμήμα της Λέσβου. Καταστράφηκαν πολλά αγροτικά σπίτια από κατάρρευση βράχων, συνολικά 1800, 36 άνθρωποι σκοτώθηκαν και 27 τραυματίστηκαν. Έγινε έντονα αισθητός στη Σμύρνη, Χίο και Ελλήσποντο και ελαφρά στη Ραιδεστό, Μούγγλα, Κωνσταντινούπολη και Ρόδο.

1890, M=6.2, Ψαρά: Ένα σπίτι κατέρρευσε και άλλα ρηγματώθηκαν στα Ψαρά. Ρωγμές παρατηρήθηκαν στο έδαφος. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε Χίο και Ρόδο.

1941, M=6.0, Χίος: Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στη Χίο. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε στις 19 Ιουλίου.

1941, M=6.9, ΒΔ Τουρκία: Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές βλάβες. Παρατηρήθηκαν παραμορφώσεις του εδάφους στις βόρειες ακτές του κόλπου και στην κοιλάδα Touzla Tsagi. Ο σεισμός κατέστρεψε το βόρειο τμήμα του νησιού της Χίου, τις Οινούσσες και τις απέναντι, στη χερσόνησο της Ερυθραίας, περιοχές μέχρι τη Φώκαια. Καταστράφηκαν 49 οικισμοί στη Χίο και 33 οικισμοί στην Ερυθραία. Στο νησί της Χίου κατέρρευσαν 534 σπίτια, 2526 βλάφτηκαν σοβαρά και 2985

ελαφρά. Στα Καρδάμυλα μόνο το 7% των σπιτιών γλίτωσε την καταστροφή, σκοτώθηκαν 3 άνθρωποι και 50 τραυματίστηκαν. Στην πρωτεύουσα της Χίου από τα 6065 σπίτια, 99 γκρεμίστηκαν εντελώς, 495 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 396 ελαφρές. Ρηγματώθηκε η προκυμαία και σε πολλά μέρη το έδαφος έπαθε καθίζηση. Παρατηρήθηκαν ρωγμές στο έδαφος και κατάρρευση βράχων στο βόρειο τμήμα της Χίου. Η περιοχή των βλαβών επεκτάθηκε και προς τα δυτικά μέχρι τα Ψαρά όπου ρηγματώθηκαν πολλά σπίτια. Ανατολικά οι βλάβες έφτασαν μέχρι την παλαιά Φώκαια.

Από τα παραπάνω στοιχεία που αφορούν την ιστορική σεισμικότητα της περιοχής του Ανατολικού Αιγαίου προκύπτει ότι η περιοχή τα τελευταία 1000 χρόνια σύμφωνα με μαρτυρίες και καταγραφές επλήγη από ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος πάνω από 6.0. Αυτό αποτελεί ένδειξη της έντονης σεισμικότητας της περιοχής και προκαλεί το ερευνητικό ενδιαφέρον για μελέτη αυτής.

1.4 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών ($M \geq 5.1$) σεισμών οι οποίοι έγιναν στην περιοχή του ανατολικού Αιγαίου κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες δίνονται στον Πίνακα 1.2. Αξιοπίστα δεδομένα για τους μηχανισμούς γένεσης είναι διαθέσιμα μόνο για τους ισχυρότερους σεισμούς οι οποίοι έγιναν κατά το χρονικό αυτό διάστημα (Papazachos et al., 1998). Οι μηχανισμοί γένεσης συμφωνούν με τη δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης η οποία επικρατεί στο βόρειο Αιγαίο, ενώ υπάρχουν μηχανισμοί γένεσης οι οποίοι δείχνουν ότι μέρος της συνολικής κίνησης εκφράζεται με κανονικές διαρρήξεις (Σχήμα 1.7).

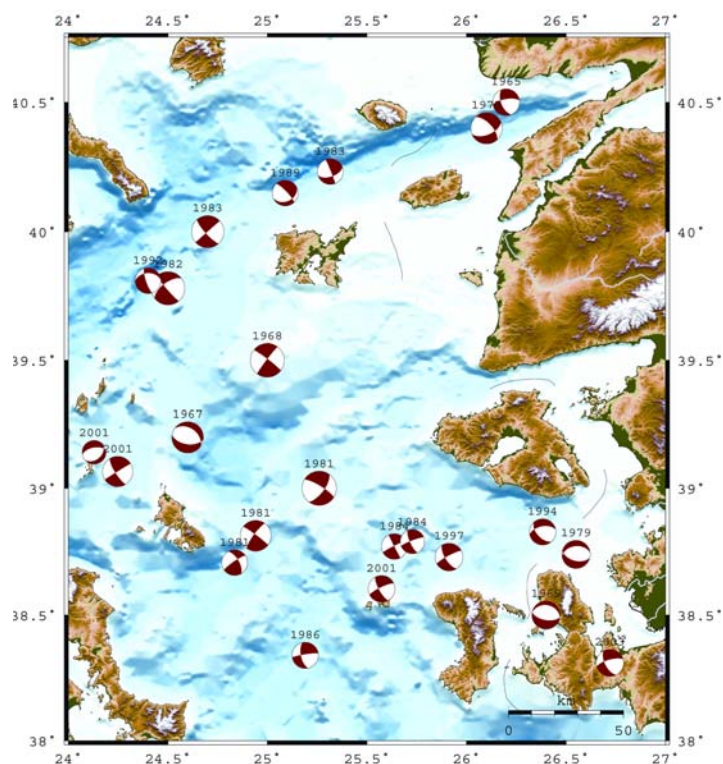
ΠΙΝΑΚΑΣ 1.2 ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΥΣ ΓΕΝΕΣΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ($M \geq 5.1$) ΣΕΙΣΜΩΝ ΟΙ ΟΠΟΙΟΙ ΕΓΙΝΑΝ ΣΤΟ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟ ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΤΑ ΤΙΣ ΤΕΛΕΥΤΑΙΕΣ ΤΕΣΣΕΡΙΣ ΔΕΚΑΕΤΙΕΣ

Ημερ/νία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγρ. Πλάτος ($\phi^\circ N$)	Γεωγρ. Μήκος ($\lambda^\circ E$)	M	Μηχανισμός γένεσης			Ref.
					ζ	θ	λ	
1967/03/04	17:58:09.00	39.2	24.6	6.6	98	54	-107	1
1968/02/19	22:45:42.00	39.5	25.0	7.1	217	86	175	1
1969/04/06	03:49:34.00	38.5	26.4	5.9	280	30	-90	1
1979/06/14	11:44:45.80	38.74	26.55	5.9	262	41	-108	1

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

Ημερ/νία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγρ. Πλάτος (φο N)	Γεωγρ. Μήκος (λο E)	Μηχανισμός γένεσης				Ref.
				M	ζ	θ	λ	
1981/12/19	14:10:51.00	39.00	25.26	7.2	37	67	-166	2
1981/12/27	17:39:14.54	38.813	24.941	6.5	216	79	175	3
1981/12/29	08:00:45.18	38.707	24.836	5.4	330	63	10	4
1984/05/06	09:12:02.30	38.771	25.638	5.4	243	86	-179	4
1984/06/17	07:48:02.54	38.790	25.729	5.1	249	82	-163	4
1986/03/25	01:41:35.67	38.340	25.190	5.5	261	84	-153	4
1992/11/06	19:08:10.00	38.19	27.05	6.2	238	85	-167	1
1994/01/28	15:45:25.94	38.666	27.468	5.4	287	45	-90	1
1996/04/02	07:59:26.07	37.844	26.874	5.4	262	41	-127	1
1997/11/14	21:38:51.73	38.729	25.913	5.8	242	80	-156	4
2001/06/10	13:11:05.74	38.603	25.574	5.6	151	74	-12	4
2003/04/10	00:40:23.4	38.31	26.72	5.7	254	71	-149	4

1: Papazachos et al., 1998 2: Kiratzi et al. (1991) 3: Taymaz et al. (1991) 4: Harvard solution



Σχήμα 1.7 Μηχανισμοί γένεσης των σεισμών ($M \geq 5.1$) που έγιναν στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες.

Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

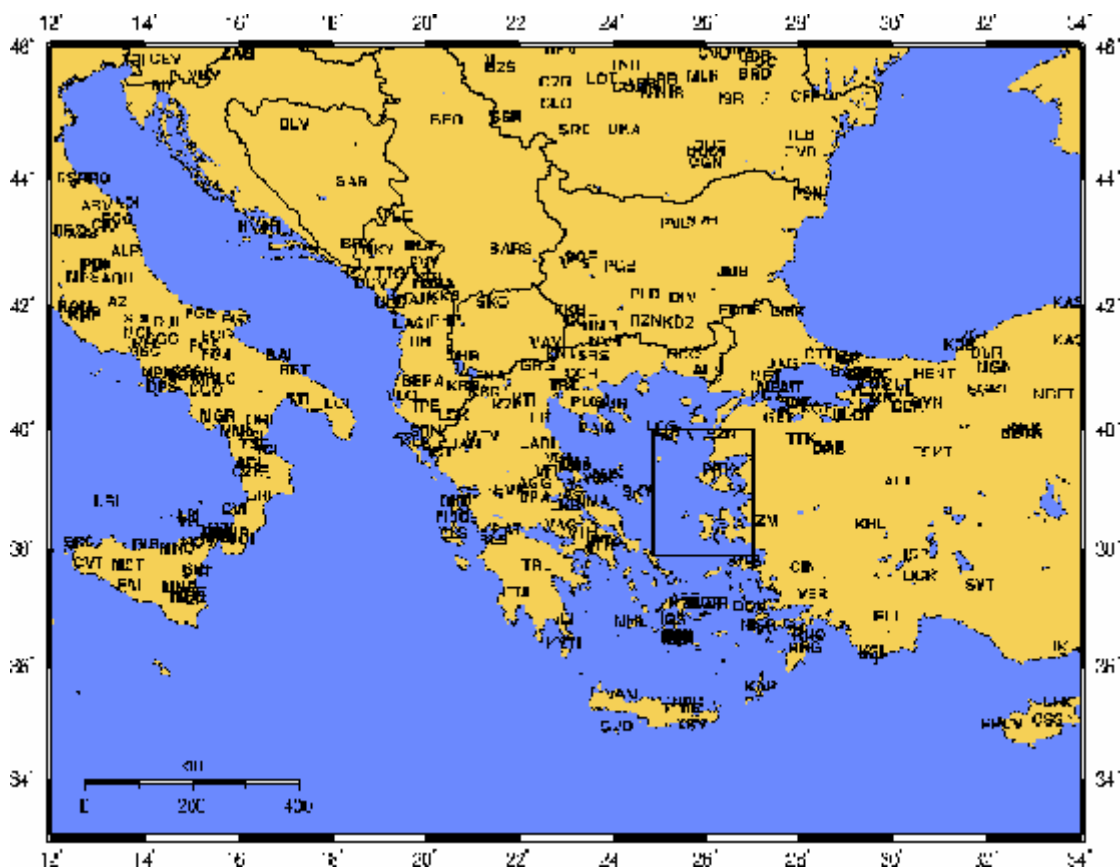
2. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η διαδικασία που ακολουθήθηκε για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών της περιοχής του ανατολικού Αιγαίου. Για το λόγο αυτό, γίνεται περιγραφή της συλλογής των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και της επεξεργασίας η οποία περιλαμβάνει τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών με τη χρήση του προγράμματος HYPO 71, υπολογισμό χρονικών διορθώσεων στο χρόνο άφιξης των σεισμικών κυμάτων σε κάθε σεισμολογικό σταθμό, επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων με τη χρησιμοποίηση των χρονικών διορθώσεων ως εισαγωγή στο πρόγραμμα HYPOINVERSE και ανάλυση της επεξεργασίας με βάση το πρόγραμμα αυτό.

2.2 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για τον ακριβέστερο υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου, πρέπει να υπάρχει ικανοποιητικός αριθμός καταγραφών των σεισμών από σεισμολογικούς σταθμούς (φάσεις). Οι καταγραφές αυτές αφορούν το χρόνο άφιξης των κυμάτων χώρου (επιμήκων και εγκαρσίων) οι οποίοι αποτελούν τα δεδομένα εισόδου. Οι φάσεις αυτές είναι διαθέσιμες από το 1964 από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismological Center) (2001) σε ψηφιακή μορφή, από όπου και επιλέχθηκαν από όλους του διαθέσιμους σταθμούς για το χρονικό διάστημα 1964-2002. Είναι γνωστό ότι οι πλησιέστεροι σεισμολογικοί σταθμοί είναι αυτοί που παίζουν σημαντικότερο ρόλο στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών διότι υπάρχει μεγαλύτερη ακρίβεια στον υπολογισμό του χρόνου άφιξης και έτσι μπορούν να εξαχθούν ακριβέστερα συμπεράσματα και κυρίως γιατί βοηθούν ιδιαίτερα στον αξιόπιστο προσδιορισμό των εστιακών βαθών των σεισμών. Στο σχήμα 2.1 φαίνεται το σύνολο των σταθμών οι καταγραφές των οποίων έχουν χρησιμοποιηθεί. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί η πυκνότητα των σταθμών στην περιοχή μελέτης δεν είναι



Σχήμα 2.1 Γεωγραφική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών των οποίων οι καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών της εξεταζόμενης περιοχής.

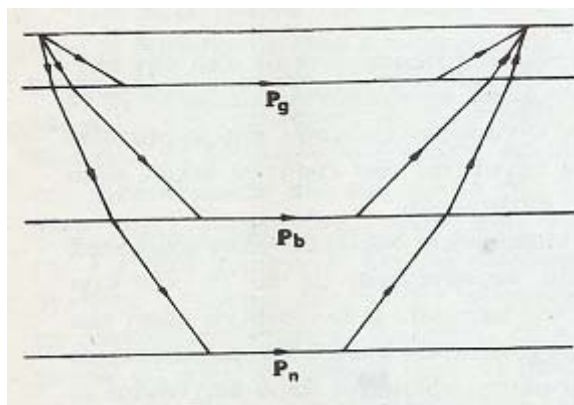
ιδιαίτερα ικανοποιητική. Παρόλα αυτά, η χρήση όσο το δυνατόν μεγαλύτερου αριθμού καταγραφών των σεισμών της περιοχής αυτής από μεγάλο αριθμό σεισμολογικών σταθμών, ακόμη και των αρκετά απομακρυσμένων συμβάλλει στη βελτιστοποίηση των προσδιορισμών.

2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

2.3.1 Μοντέλο δομής του φλοιού της Γης στο Αιγαίο

Για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, πρέπει να είναι γνωστή η δομή του εσωτερικού της Γης, δηλαδή η μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος.

Τα επιμήκη και τα εγκάρσια σεισμικά κύματα του φλοιού συμβολίζονται ανάλογα με το στρώμα μέσα στο οποίο βρίσκεται ο κατώτερος κλάδος της σεισμικής ακτίνας τους. Τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα που διαδίδονται μέσα στο ιζηματογενές στρώμα παριστάνονται με τα σύμβολα P_s και S_s , τα κύματα που έχουν



Σχήμα 2.2 Διάδοση των επιμήκων κυμάτων διάθλασης μέσα στο φλοιό.

τον κατώτερο κλάδο της ακτίνας τους μέσα στο γρανιτικό ή βασαλτικό στρώμα παριστάνονται με τα σύμβολα P_g , S_g και P_b , S_b , αντίστοιχα, ενώ τα σεισμικά κύματα των οποίων ο κατώτερος κλάδος της σεισμικής ακτίνας διαδίδεται κατά μήκος της επιφάνειας Mohorovic με την ταχύτητα του μανδύα παριστάνονται με τα σύμβολα P_n , S_n (σχήμα 2.2).

Το μοντέλο του φλοιού της Γης που έχει χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων στην παρούσα διατριβή είναι αυτό που έχει προταθεί από τον Παναγιωτόπουλο (1984). Το μοντέλο αυτό αποτελείται από 2 στρώματα, το γρανιτικό και το βασαλτικό που βρίσκονται πάνω από ημιχώρο. Η τιμή της ταχύτητας διάδοσης των επιμήκων κυμάτων στα οριζόντια στρώματα και στον ημιχώρο καθώς και τα αντίστοιχα πάχη δίνονται στον Πίνακα 2.1. Στο μοντέλο αυτό απουσιάζει το ιζηματογενές στρώμα αφού αυτό είναι αρκετά λεπτό, της τάξης των 4 km ή μικρότερο (Panagiotopoulos and Papazachos, 1985) και έτσι ο συνολικός χρόνος διαδρομής μιας σεισμικής ακτίνας δεν επηρεάζεται από το χρόνο διαδρομής σε αυτό αλλά καθορίζεται από την ταχύτητα της στα κατώτερα στρώματα.

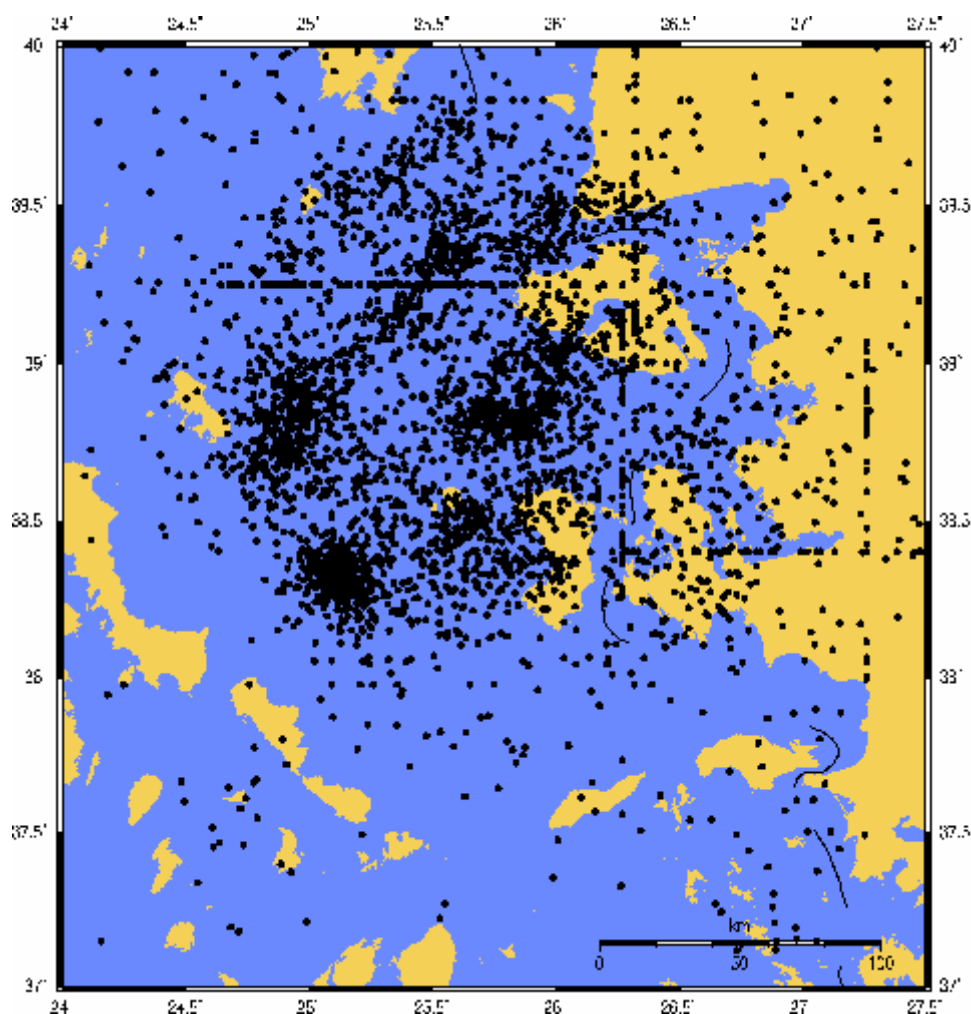
ΠΙΝΑΚΑΣ 2.1 ΤΙΜΕΣ ΤΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΜΗΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΤΑ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΑ ΠΑΧΗ ΤΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ (ΠΑΝΑΓΙΩΤΟΠΟΥΛΟΣ, 1984)

<i>Ταχύτητα P-κυμάτων (km/sec)</i>	<i>Βάθος (km)</i>
6.00	19.0
6.60	12.0
7.90	∞

2.3.2 Υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων

Ως χρονικό υπόλοιπο ορίζεται η διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής από τον πραγματικό χρόνο διαδρομής του σεισμικού κύματος από την εστία σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Έτσι για τον ακριβέστερο καθορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της περιοχής μελέτης, υπολογίστηκαν χρονικές διορθώσεις στο χρόνο άφιξης των σεισμικών κυμάτων στους σεισμολογικούς σταθμούς, με σκοπό να ληφθούν υπόψη οι οριζόντιες διαφοροποιήσεις του μοντέλου. Με τον τρόπο αυτό, έμμεσα το μονοδιάστατο μοντέλο, δηλαδή η μεταβολή της ταχύτητας των κυμάτων μόνο με το βάθος γίνεται «τριών» διαστάσεων, εφόσον λαμβάνονται υπόψη οι οριζόντιες μεταβολές της δομής.

Όσο μικρότερες είναι οι τιμές των χρονικών υπολοίπων τόσο το θεωρητικό μοντέλο πλησιάζει την πραγματική δομή του φλοιού. Τα χρονικά υπόλοιπα έχουν τόσο θετικές όσο και αρνητικές τιμές. Η φυσική σημασία των τιμών αυτών είναι ότι

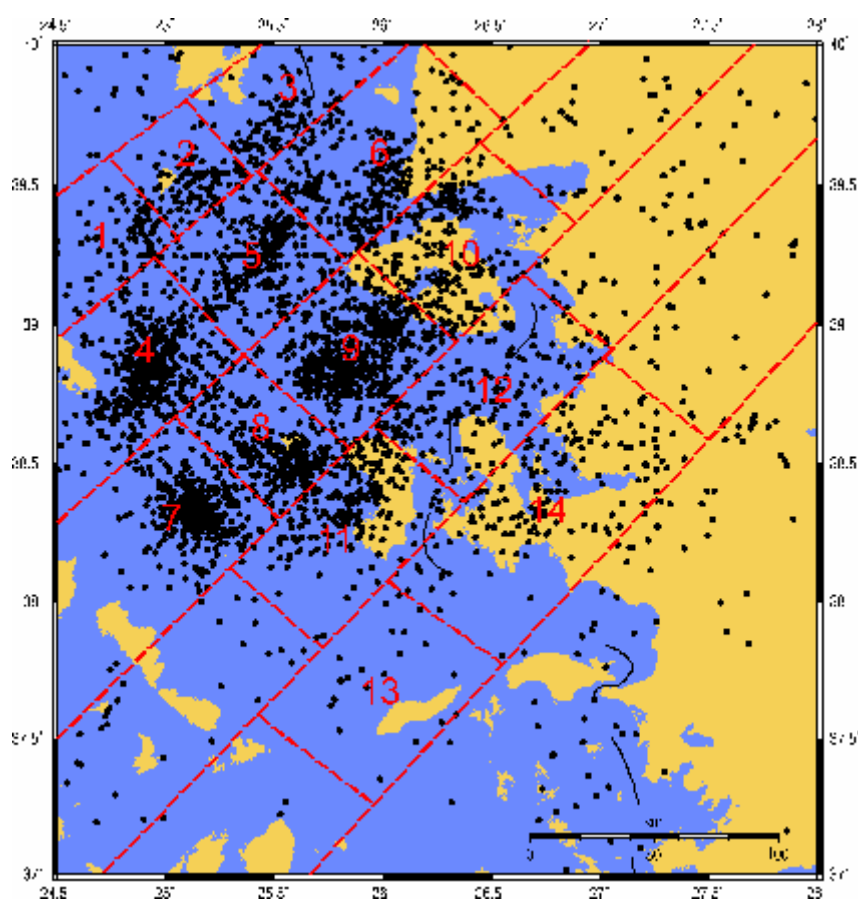


Σχήμα 2.3 Χάρτης των επικέντρων των σεισμών όπως υπολογίστηκαν μετά από μια αρχική επεξεργασία με το πρόγραμμα Hypo71

τα σεισμικά κύματα διαδίδονται γρηγορότερα από ότι προβλέπει το μοντέλο (αρνητικές τιμές), ενώ θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων προκύπτουν όταν τα σεισμικά κύματα διαδίδονται πιο αργά από ότι προβλέπει το μοντέλο.

Αρχικά πραγματοποιήθηκε μια πρώτη επεξεργασία των δεδομένων (φάσεων) που λήφθηκαν από το ISC με το πρόγραμμα HYPO71 (Lee and Lahr, 1975), όπως αυτό έχει τροποποιηθεί και χρησιμοποιείται στον Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Ο υπολογισμός των εστιακών συντεταγμένων με το πρόγραμμα αυτό γίνεται μετά από ένα αριθμό διαδοχικών προσεγγίσεων ξεκινώντας από ένα αρχικό σημείο το οποίο είναι συνήθως ο σεισμολογικός σταθμός με το μικρότερο χρόνο άφιξης, δηλαδή ο πλησιέστερος στο επίκεντρο. Η κατανομή των epicέντρων η οποία προέκυψε με την παραπάνω επεξεργασία φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 2.3.

Το HYPO71 για τον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών χρησιμοποιεί τη μέθοδο Geiger (Geiger, 1912). Η μέθοδος αυτή λειτουργεί ως εξής :



Σχήμα 2.4 Χάρτης των epicέντρων των σεισμών μετά από περαιτέρω επεξεργασία και οι επιμέρους υποπεριοχές που χωρίστηκαν με βάση τη σεισμικότητα για τον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων σε κάθε μια από αυτές

Έστω ότι οι συντεταγμένες του i^{th} σταθμού είναι (x_i, y_i, z_i) , και ο θεωρητικός χρόνος άφιξης είναι τ_i . Έστω ότι t_i είναι ο χρόνος άφιξης που υπολογίζεται βάση μιας δοκιμαστικής λύσης (π.χ. ένας υποτιθέμενος χρόνος γένεσης (t), και μια εστία (x, y, z)). Αν το χρονικό υπόλοιπο

$$R_i \equiv \tau_i - t_i \quad (2.1)$$

είναι μικρό, τότε το ανάπτυγμα Taylor του χρονικού υπολοίπου θα είναι

$$R_i = dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i \quad (2.2)$$

Αφού ο χρόνος διαδρομής και οι παράγωγοι μπορούν να υπολογιστούν από το μοντέλο του φλοιού, μπορεί να υπολογιστεί το διάνυσμα προσαρμοστικότητας (dt, dx, dy, dz) μέσω ελαχίστων τετραγώνων αξιώνοντας ότι το σφάλμα e_i θα είναι τέτοιο ώστε :

$$\sum e_i^2 = \text{a minimum} \quad (2.3)$$

όπου το Σ δηλώνει το άθροισμα όλων των σταθμών. Αυτό επιτυγχάνεται λύνοντας τις παρακάτω εξισώσεις θέτοντας τη (2.3) εξίσωση στη (2.2).

$$ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz = \sum R_i \quad (2.4)$$

$$\sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz = \sum a_i R_i \quad (2.5)$$

$$\sum b_i dt + \sum a_i b_i dx + \sum b_i^2 dy + \sum b_i c_i dz = \sum b_i R_i \quad (2.6)$$

$$\sum c_i dt + \sum a_i c_i dx + \sum b_i c_i dy + \sum c_i^2 dz = \sum c_i R_i \quad (2.7)$$

όπου

$$a_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial x}; b_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial y}; c_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial z} \quad (2.8)$$

Τότε ο βελτιωμένος χρόνος γένεσης και η βελτιωμένη εστία γίνονται:

$$t + dt \text{ και } (x + dx, y + dy, z + dz) \quad (2.9)$$

Έτσι η 2.9 μπορεί να θεωρηθεί η επόμενη δοκιμαστική λύση, και η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρι να σταματήσει όταν συναντήσει κάποια κριτήρια διακοπής.

Στην περίπτωση S-P διαστήματος δεδομένων οι t_i και t_i γίνονται τα θεωρητικά και τα υπολογισμένα διαστήματα S-P αντίστοιχα. Για το λόγο ότι δεν υπάρχει εξάρτηση του χρόνου γένεσης η εξίσωση (2.2) γίνεται:

$$R_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i \quad (2.10)$$

και οι κανονικές εξισώσεις 2.4, 2.5, 2.6, 2.7 μεταβάλλονται ανάλογα.

Αφού οι κανονικές εξισώσεις 2.4, 2.5, 2.6 και 2.7 είναι ένα σύνολο τεσσάρων ταυτόχρονων γραμμικών εξισώσεων με τέσσερις αγνώστους : dt, dx, dy, dz , μπορούν να λυθούν με τη συνηθισμένη μέθοδο της αντιστροφής πινάκων. Στην πράξη παρόλα αυτά ο πίνακας αυτός είναι μη υποτιθέμενος και έτσι παρουσιάζονται υπολογιστικές δυσκολίες. Στο HYPO71 προτείνεται μια νέα μέθοδος υπολογισμού του διανύσματος προσαρμογής. Αντί της παραδοσιακής μεθόδου υπολογισμού (η οποία είναι ισοδύναμη με μια πολλαπλή εμπειρική σχέση μεταβλητών), χρησιμοποιείται μια σταδιακή εμπειρική σχέση μεταβλητών. Η εξίσωση 2.2 ορίζει το χρονικό υπόλοιπο R_i ως μια συνάρτηση των dt, dx, dy και dz . Αρχικά εκτελείται μια στατιστική ανάλυση για να φανεί ποια ανεξάρτητη μεταβλητή θα πρέπει να συμπεριληφθεί στην εμπειρική σχέση μεταβλητών. Στη συνέχεια οι κανονικές εξισώσεις σχηματίζονται μόνο για αυτές τις ενδεικτικές τιμές. Στη συνέχεια το διάνυσμα προσαρμογής καθορίζεται με τη λύση ενός πίνακα ο οποίος δεν είναι ποτέ με υποτιθέμενος. Έπειτα, η σύγκλιση σε μια τελική λύση της εστίας είναι επίσης πιο γρήγορη.

Ο υπολογισμός όμως χρονικών διορθώσεων δεν μπορεί να γίνει ταυτόχρονα για σεισμούς που καλύπτουν μεγάλη περιοχή, διότι τα σεισμικά κύματα που φτάνουν

σε ένα σεισμολογικό σταθμό από απομακρυσμένους μεταξύ τους σεισμούς δεν είναι του ίδιου τύπου (π.χ. P_g , P_n κλπ.) και επίσης ο δρόμος διάδοσης είναι διαφορετικός.

Για το λόγο αυτό η επιλογή των σεισμών για τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων των σταθμών πρέπει να είναι τέτοια ώστε να μην παρατηρούνται τα φαινόμενα που αναφέρθηκαν παραπάνω. Η επιλογή των σεισμών όμως για τη διαδικασία αυτή πρέπει να είναι ιδιαίτερα προσεκτική έτσι ώστε να υπάρχει ικανοποιητικός αριθμός δεδομένων για να είναι αξιόπιστος ο υπολογισμός των χρονικών διορθώσεων των σταθμών. Μετά από διαδοχικές χαρτογραφήσεις λοιπόν των επικέντρων των σεισμών καθορίστηκαν επιμέρους περιοχές του χώρου μελέτης με βάση την πυκνότητα αυτών σε κάθε μία από τις οποίες θεωρείται ότι η σεισμική ακτίνα εκτελεί την ίδια διαδρομή. Οι υποπεριοχές αυτές έτσι όπως καθορίστηκαν απεικονίζονται στο σχήμα 2.4.

Στη συνέχεια ξεκίνησε η διαδικασία υπολογισμού των χρονικών διορθώσεων των σταθμών σε κάθε μια από τις επιμέρους υποπεριοχές. Για το σκοπό αυτό αρχικά αφαιρέθηκαν οι σεισμοί οι οποίοι είχαν μεγάλα σφάλματα, καθώς επίσης και οι πολύ απομακρυσμένοι σταθμοί (μακρύτερα από 1000 km) από την περιοχή μελέτης. Υπολογίστηκε ο χρόνος ο οποίος απαιτείται για να διατρέξει το σεισμικό κύμα τη διαδρομή από την εστία του σεισμού μέχρι το σεισμολογικό σταθμό (χρόνος διαδρομής) για κάθε σεισμό και για κάθε σεισμολογικό σταθμό, λαμβάνοντας υπόψη τη δομή του φλοιού. Στη συνέχεια υπολογίστηκαν τα μέσα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σεισμολογικό σταθμό και χρησιμοποιήθηκαν στον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών.

Για τη διαδικασία αυτή επιλέχθηκαν οι σεισμοί με τα μικρότερα σφάλματα με την εφαρμογή κριτηρίων κατάλληλων για κάθε υποπεριοχή. Με την εφαρμογή των κριτηρίων επιτυγχάνεται η μη εισαγωγή μεγάλων σφαλμάτων στον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων. Από τον αρχικό κατάλογο των σεισμών αφαιρέθηκαν αρχικά αυτοί οι οποίοι είχαν μεγάλα σφάλματα στο χρόνο γένεσης, στο επίκεντρο και στον υπολογισμό του βάθους. Έτσι για όλες τις υποπεριοχές επιλέχθηκαν οι σεισμοί που μετά από μια αρχική επεξεργασία είχαν περισσότερες από τέσσερις φάσεις και η μέγιστη απόσταση του κοντινότερου σταθμού ήταν μικρότερη από 300 km. Ακολούθησε μια επαναλαμβανόμενη διαδικασία υπολογισμού χρονικών υπολοίπων και νέου προσδιορισμού εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Δηλαδή μετά τον υπολογισμό των χρονικών διορθώσεων ακολουθούσε προσδιορισμός των εστιακών

συντεταγμένων των σεισμών. Με τα νέα αυτά στοιχεία του σεισμού γινόταν νέος υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων.

Η διαδικασία αυτή, επαναλαμβανόταν μέχρι οι τελευταίες διορθώσεις των χρονικών υπολοίπων σε κάθε σεισμολογικό σταθμό να είναι μικρότερες από 0.1 sec. Μετά τις σταδιακές αυτές προσεγγίσεις ουσιαστικά δεν υπήρχαν περαιτέρω μεταβολές στα υπολογισμένα επίκεντρα και εστιακά βάθη και ως εκ τούτου στις χρονικές διορθώσεις στο χρόνο άφιξης των σεισμικών κυμάτων σε κάθε σεισμολογικό σταθμό. Στον πίνακα 2.2 δίνονται οι τιμές των χρονικών υπολοίπων όπως υπολογίστηκαν με την παραπάνω διαδικασία.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 ΟΙ ΜΕΣΕΣ ΤΙΜΕΣ ΤΩΝ ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΙΠΩΝ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΣΤΑΘΜΟ ΕΤΣΙ ΟΠΩΣ ΕΧΟΥΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΕΙ ΓΙΑ ΚΑΘΕ ΥΠΟΠΕΡΙΟΧΗ ΞΕΧΩΡΙΣΤΑ

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ACI					-0.26									
AGG	0.22	-0.55	0.84	-0.11	-0.21	0.63	0.80	1.22	0.34	0.41	0.60	0.12		
ALN	0.20	-0.05	-0.77	-0.30	-0.94	0.15	-0.42	-0.82	0.28	0.12	-0.97	0.43		1.04
ALT	1.53	-0.38	-0.17	0.43	0.44	0.25	-0.07	-0.81	-0.08	0.07	-0.03	0.23	-0.60	0.04
AOS	-1.93	0.53	1.53	0.47	-0.65	0.37	1.27	1.31	0.64	0.45	0.98	1.02		
APE	-0.43	-0.30	-1.29	-1.01	-0.52	0.27	-0.47	-1.05	-1.11	-0.36	-0.15	-0.70	-0.80	-1.77
AMOR								0.62			1.02			
AQU				-1.90	-1.70		2.11							
ARG	0.55	-1.32	0.17	-0.01	0.19	0.09	0.34	-0.71	-0.34	0.33	0.51	-0.15	1.26	0.07
ATH	-1.27	-0.73	-0.23	-0.84	-0.37	0.08	0.30	0.83	0.59	0.62	0.95	1.33	0.22	-0.37
BAC	2.14	2.52	2.12											
BADT								-0.02						
BAI							-0.74					-1.72		
BBTK					-0.52				0.52					
BCI				1.10	1.55		2.94		0.34			-0.29		
BCK	1.54		0.77	1.01	0.77	-0.12	0.90	0.17	0.15	0.2	1.21	0.33		0.09
BEO							2.37					0.46		
BERA				3.57			3.30		3.25					
BIR				0.14	0.72									
BKT			0.61	0.80	-0.15	-0.39	-1.54	0.36	0.29	-0.38		0.51		
BLY					0.55									

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
BMR					1.33									
BNT	-0.46	-0.45	-0.03	-0.22	-0.91	-0.48	-0.68	-1.24	-0.35	-0.62	-1.40	-0.45	-1.47	-1.45
BRD									1.49					
BRT				0.01	0.77	0.14	0.21		-0.21			-0.72		
BUC			1.28		-0.76		2.40			-2.40				0.35
BUCI					-0.35		-0.61							
BZS				0.24	-2.14	-1.75	-2.66		-1.60			-1.29		
CEA									0.62					
CFR			-0.22	-1.79	-1.49	-0.32	-0.34		-1.79		-1.00	-0.70		
CGN				0.61	-0.97		0.57		0.78					
CJR					-1.13				-0.17					
CIN	-0.36	-0.52	0.34	0.36	0.10	-0.62	-0.18	-0.95	-0.44	-0.73	0.12	-0.15	0.75	-0.56
CLI		0.75		-0.45	-1.09		-0.75		-0.55					
CLO				-1.61	-1.60		-2.13		-1.57					
CMP	-1.23	0.18	-0.14	0.59	-0.01	1.03	-1.66	-0.77	-0.23	0.40	-0.77	-0.79		-0.90
COZ				-0.89	-0.87		-1.36		-1.03					
CSI				-0.23	-0.54		0.08	-0.59	0.37			-0.26		
CSS												-0.85		
CTT	-0.62	-0.67	0.36	-0.48	-0.86	0.06	0.17	-0.93	-0.18	-0.37	-0.46	-0.17		-0.43
CVD				-0.02	-0.24									
CVO				0.70	0.19		0.60		0.80					
CZI				-0.02	0.56		0.85		-0.96			-1.12		
DEV	-1.34	-0.39		-0.26	-0.61	1.03	-0.36	-0.43	-0.17	-0.79	-0.85	0.33		-1.26
DIM		-0.77	-0.11	0.08	-0.08	-0.07	-0.60	-0.74	-0.11	-0.13	-0.90	-0.46		
DMK	-1.28	-1.11	0.21	-1.27	-1.16	-0.66	-1.66	-1.20	-0.81	-1.05	-1.36	-0.76		-0.86
DPS												-0.99		
DRA				-1.13	-0.55	-1.18	0.32	-1.28						
DRB	0.24	0.18	-1.63		-0.43	-0.66		-0.97	0.50	0.21	-0.38	0.60		-0.21
DST	0.33	-0.19	-0.58	0.27	-0.11	-0.18	0.19	-0.80	-0.18		-0.55	-0.05	0.40	-0.85
DUI				0.60	-1.20	-1.64	1.25					-0.01		
EDC	-0.15	0.50	0.31	0.03	-0.44	-0.30	-0.63	-0.61	-0.18	-0.33	-0.77	-0.28	0.72	-0.69

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ELL			1.84	2.40	2.49	1.03		1.92	1.17	0.96	2.33	0.92		0.70
EVR	-0.68	0.94		0.22	0.54	0.24	1.58	1.73	0.89	0.84	1.32	0.49	2.28	
EYL		0.20	0.38		-0.38	-0.08			0.28	0.09		0.24		
EZN	-0.42	-0.81	-1.18	-1.15	-0.93	-1.01	-1.12	-1.04	-0.74	-1.28	-1.17	-0.94	-0.23	-0.64
FNA	-0.23		0.83	-0.18	0.87	0.70	0.47	1.21	0.57	0.39		0.06		
FOC			-0.86							0.71				
FOG				0.79	-0.60									
FRZ														1.31
GBZT					-0.51	-0.37			0.32					
GET		-0.86		-1.71	-0.02	0.19		-0.66	-0.24	0.26		0.09		
GIB				-1.10	-0.11		-0.83							
GLP		-0.19			-0.52	0.19		0.71	0.10	-0.19	0.62	-0.39		-0.33
GPA	-0.07	-0.77	0.29		-0.04	0.23	0.40	-0.82	0.12	0.15	-0.51	0.40		
GRG	0.04	0.46	0.96	0.54	0.57	0.70	0.84	1.00	0.62	0.27	0.81	0.32		0.29
GYN		1.29				-0.41								
GRI									-0.58	-1.85				
GZR		-0.32	-1.74	-0.60	-1.35	-0.96	-1.16	-0.84	-1.84	-1.21		-1.95		
HENT						-0.45			0.21					
HLW							-1.62							
HNM									-0.29					
HRT	-0.27	-0.31	0.39	-0.03	-0.56	-0.36	-0.15	-1.13	-0.02	0.15	-0.02	-0.15	-0.27	-0.27
HVAR					-0.86	-0.75						-2.04		
IAS	2.63	0.05	-1.69	0.16				-1.60	-0.27	-0.30		-0.67		
IGT	-0.50			1.83	-0.16	0.96		2.14	0.71	-0.13		0.86		
ISK	0.05	0.25	0.21	-0.17	-0.72	0.17	0.39	-0.89	-0.37	-0.78	-0.13	-0.31		-1.23
ISP					0.71			-0.48	0.17			0.34		
ISR				-0.01	0.02	2.36	0.09		0.60		-0.29			
IST	0.47	0.85	0.69	0.45	-0.23	0.68	-0.72	0.36	-1.31	-0.65	0.60	0.59		-0.34
ITM	1.00	1.33	2.00	0.38	1.39	1.36	1.21	1.09	1.21	1.49	0.75	0.92	-0.46	0.11
ITU					0.47				1.91			0.04		
IZI		-0.85	0.49	-0.04	-0.73			-1.21	-0.20	0.05	-0.37	-0.04		

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
IZM	0.80	-0.71	-0.43	0.09	-0.07	-0.46	-0.40	-1.07	-0.36	-0.40	0.07	-0.17	0.33	-1.41
JAN	0.11	0.73	1.54	3.99	1.51	1.82	4.08	3.04	3.80	0.82	-0.11	3.47		0.57
JER														-1.66
JMB	-0.50	-0.50	-0.33	-0.53	-0.80	0.02	-0.67	-0.36	-0.15	0.23	0.91	-0.19	-0.50	-0.5
JOS					-2.62									
KAP				-0.71	-0.45	-0.81	-0.49	-1.32	-0.68		-1.32	-1.02		
KAS	-0.77	0.51	-0.02	-2.55	0.30	0.47			-2.21	-2.58	-1.73	-3.63		
KBN				2.01	1.40		1.83	2.46	1.72			1.64		
KCT	1.08	-0.52	0.32	-0.03	-0.32	-0.23	0.31	-1.06	-0.19	-0.38	-0.91	-0.21		-0.08
KDZ	-0.10	-1.46	-0.74	-0.88	-0.87	-0.28	-0.92	-1.09	-0.58	-0.50	-1.04	-0.49	0.14	0.14
KEK					1.76	1.28	1.78	1.62				1.81		
KGT	-0.20	-0.42	-0.43	-0.26	-1.05	-0.28	-0.11	-1.17	-0.27	-0.89	-1.69	-0.43	-1.08	-0.70
KHL	0.80	0.49	1.18	-0.52	0.57	0.29	0.53	-0.03	0.09	0.60	-0.05	0.14		-0.62
KIS	1.64				-2.23	-1.56			-2.02			-0.81		-2.55
KKB	-0.14	-0.93	0.60	-0.28		0.14	-0.12	-0.07	-0.09	0.03	-0.50	-0.02	-0.51	-0.51
KKS	1.15			1.85	1.45	0.51	2.76	1.76	1.72			1.07		1.28
KNT	-0.10	0.58	0.64	0.24	0.49	0.45	0.87	0.86	0.43	0.26	0.25	0.15		-0.03
KMA														0.95
KSL						1.24			0.36			0.95		
KVT				-0.73	-1.26									
KYTH							-0.06	-0.71	-0.02		0.92	-0.56		
KZN	-0.48	0.28	0.22	0.85	0.34	0.27	1.00	1.67	0.74	-0.97	1.80	0.37	0.07	0.69
LACI												1.55		
LCI				0.40	1.18	0.04	0.43	0.89	0.44			-0.16		
LIA			0.287	0.287	0.17		0.287	-1.19	0.287	0.287		0.287		0.287
LIT	-0.62	0.01	1.10	-0.06	0.06	0.53	0.47	0.56	0.21	0.09	-0.22	0.17		-0.53
LLI												0.22		
LOS	-2.82	-0.99	0.27	-0.49	-0.01	-0.53	-0.86	-0.42	-0.04	-1.79	-0.81	-0.26	-0.66	0.37
LOT														-1.97
LSK				2.13	1.19		2.05		2.05					
MDB					0.74	0.88	-0.80		0.23					

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
MES	0.37											-0.38		
MFT	-0.64	-0.49	0.52	0.39	-0.72	0.67	-0.20	-0.40	0.01	0.06	-1.06	-0.09		
MGN				-1.14	0.03			-1.82		-0.46		-0.02		1.27
MGR				-0.50	-0.38	-0.60	0.43	1.21	-0.05	-0.13		-0.89		
MHL							2.35	-0.88	-0.60		-0.36			-1.20
MLR	0.36	1.13	0.10	0.19	0.11	0.99	0.07	-0.10	0.26	0.52	-0.55	0.82		-0.14
MMB	-0.57	-0.49	-0.51	-0.77	-0.60	-0.60	-0.46	-1.30	-0.61	-1.16	-1.28	-0.73	-2.25	-2.25
MMN				-0.70	0.74		0.85							
MNO								-0.11						
MNS				-0.21										
MRMT								-0.74	-0.56			0.13		
MSR							0.53							
MTUR					-0.78				-0.36					
NEO	0.84	0.164	0.164	-0.04	0.07	0.164	-0.11	0.38	3.15	-0.30	0.74	1.00	0.164	0.46
NPS	-2.55	0.06	0.61	-0.66	-0.31	-1.27	0.56	-0.32	-1.18		0.04	-1.06	-1.78	-0.29
OHR	1.51	1.15	1.23	1.52	0.79	1.05	2.47	2.58	1.29	0.16		1.23		2.45
OII				-1.95								0.28		
ORI				-0.27	-0.01		0.33		0.23			-0.67		
OUR	-0.81	-0.40	-0.16	-0.20	-0.07	0.07	0.16	0.16	-0.01	-0.30	-0.66	-0.30		-1.81
OVO												-0.23		
PAIG	-0.92	-0.42	0.02	-0.17	-0.13	0.02	0.21	0.83	0.25	-0.24	-0.20	-0.07		-1.19
PAT	-0.63								1.28					
PGB		-0.98	-0.51	-0.37	-0.80	-0.80	-0.36	-1.31	-0.56	-0.46	-0.09	-0.95	-0.09	-0.09
PHP	1.12			1.20	1.02	0.02	1.83		0.94			1.22		
PLD		-0.17	-0.10	1.26	0.51	0.65	0.89	-0.07	0.57	1.11	-0.56	0.43		
PLG	-0.48	0.04	0.39	-0.14	0.24	0.69	0.53	0.49	0.53	-0.07	0.22	0.29	0.74	0.53
PPCY												0.83		
PPE				1.26	0.44	0.27	1.27		0.30			-0.09		
PRK	0.36	-0.42	-0.13	0.16	-0.18	-0.60	-0.30	-0.21	-0.17	-1.02	-0.67	-0.41	-0.43	-0.39
PSN					-1.81	-1.28	-1.74	-2.65	-1.44	-1.52		-1.06		
PTJ					0.12									

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

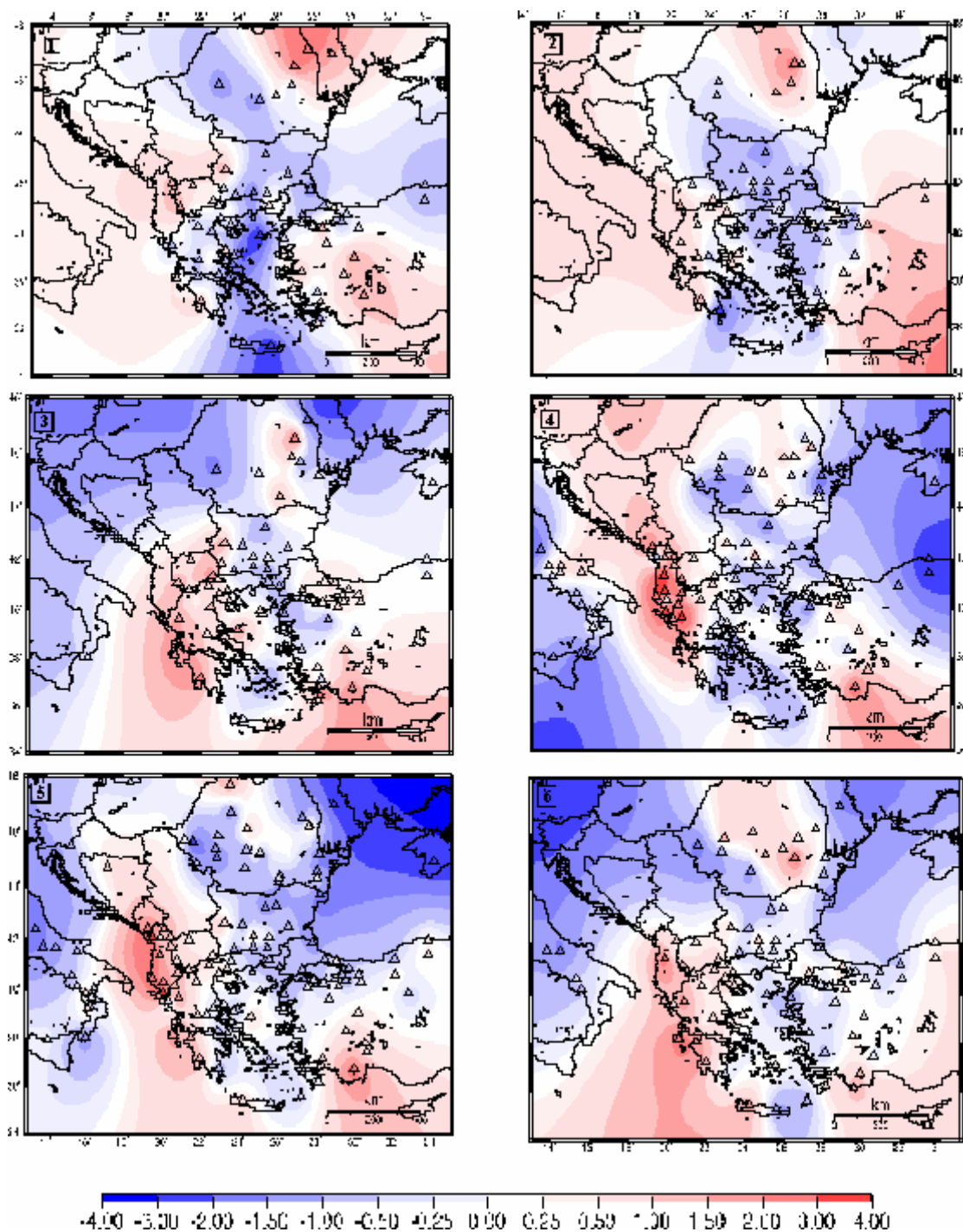
STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
PTL	-1.49	-0.49	0.35	-0.54	0.09	-0.22	0.15	0.48	0.87	0.66	0.31	0.79	0.64	-0.31
PUK				1.01	0.72		2.62	1.73	1.41			1.56		1.60
PVL	-0.84	-1.49	-1.02	-1.59	-1.38	-0.70	-1.83	-1.63	-1.23	-1.52	-2.14	-1.10		-1.02
PZI							-2.15							
RDO	0.34	-0.72	-0.54	-0.77	-0.86	-0.14	-0.64	-0.66	-0.31	-0.25	-1.52	-0.30	0.06	0.49
RDP				-0.10										
RHD	-0.29	-0.55	0.61		-0.14	0.92			0.67	0.33		-0.29		0.33
RHO	-1.08	1.39	2.69						0.02			1.58		1.97
RLS				1.17	1.24	1.93	1.91	0.43	1.93	0.02		1.05		1.66
RMP				-0.76										
ROI				-0.67	-0.49		0.39		-0.94			-1.08		
RZN	-1.627	-0.72	-0.50	-0.55	-0.55	-0.18	-0.13	-0.68	0.07	-0.28	-0.72	-0.21	-1.627	-2.45
SDA				-0.50	3.28		2.81		2.70					2.91
SDI				0.36	-1.54	-1.27	0.21		-1.19			-0.57		
SGG				0.41			1.16		-0.50			-1.15		
SGKT					0.28	-0.08			0.40					
SGO				-0.96	-0.70	-0.45	-0.15	0.39	-0.65	-1.25		-1.20		
SIM		0.06	-0.01	-1.44	-2.67				-2.18	-1.65	0.33	-1.48		0.01
SKO	0.52	-0.15	0.70	0.39	0.36	0.31	0.63	0.90	0.51	-0.14	0.77	0.19		0.05
SKY					0.55				-1.17	-0.95		-0.72		
SMG	0.36	-0.37	0.3	-0.12	-0.03	-0.01	-0.51	-0.29	-0.09	0.28	0.68	-0.26	-0.37	-2.07
SOH	0.11	0.81	0.46	0.15	0.38	0.60	0.69	0.66	0.28	0.23	0.10	0.18		-0.09
SOI			-0.48	-1.86	-1.37				-0.77					
SRN				3.36	3.31		3.56	2.96	3.31					
SRO					-0.48									
SRS	0.06	0.18	0.04	-0.34	-0.10	0.09	0.11	0.16	-0.01	-0.31	0.39	-0.38		-1.09
SSA					-1.12				-1.46					
SSR				-1.18	-0.88		-1.01	-0.55	-1.04	-0.22	-1.97	-1.91		
SYT								1.08						
SZH					-1.05	-0.28		-1.19	-0.46			-0.59		
TDAG									-1.08		-0.35	-2.66		

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
TDS					-0.23		1.27		1.68	-0.69		1.50		
THE	-0.28	0.22	0.88	0.20	0.25	0.67	0.70	0.62	0.30	0.65	-0.35	-0.04		-1.40
TIM				0.43	-0.14									
TIR				3.50	1.95	2.24	4.08	3.67	3.83	2.70		3.22		3.09
TLB				-1.50	-1.44	-0.72	-0.44		-1.08			-0.86		
TNR							-0.62							
TPE				0.55	2.03		2.46		2.63		0.60	2.44		
TTG				2.02	2.04									
TTK		-1.01		0.14			1.13		0.19			0.27		
ULDT						0.71			0.57	0.35		0.33		
UZH		-0.35		-0.52	-0.09					-0.10				
VAG	-0.60			-0.80	-0.62				0.06				-0.43	
VAM	-1.46	-0.15	-0.24	0.73	0.77	1.67	1.00	0.65	0.08	1.43	0.92	0.61	0.21	0.53
VAY	0.38	0.74	1.98	0.28	0.44	0.79	1.07	1.39	0.78	-0.08	0.38	0.55		0.49
VBY					-0.90									
VFI	0.19			-0.18	-0.15				0.22			0.19		
VGL				-0.47	-0.43		-0.98	-1.09	0.12		-0.99			
VLI	-0.46	-2.06	0.05	-1.29	-0.76	-0.41		-0.61	-0.57	-0.98	-0.16	-0.59	0.05	0.22
VLO				2.74	2.48		2.65					1.00		
VLR									-0.67					
VLS	0.53	0.59	1.98	1.32	1.76	2.35	2.58	2.44	1.51	-0.45	2.01	1.34	1.89	1.67
VMA	-1.50	0.94		-1.12	-0.41		-0.55	-0.94	-0.33		-1.34			
VNE	-1.29			-0.73	-0.50		-1.37	-0.54	-0.25		-2.15		-0.09	
VPA				-0.46	0.13				0.26					
VRI	-0.22	1.35	0.79	0.26	0.02	0.31	0.84	-0.58	0.30	-0.35	-1.07	0.86		-2.68
VSI	-0.79			-0.43	0.36		1.00		-0.04		-0.37			
VSK	-0.64			-0.26	-0.49				-0.31					
VTH	-1.19			-1.24	-0.37		-0.66		-0.20		-1.46	-1.25	-0.44	
VTS	1.31		1.28	0.54	0.79	0.58	1.08	0.59	0.69	0.29	-0.08	0.29	-0.11	0.19
XOR	-0.51			0.42	-0.12		3.22	0.86	0.19					
YER	0.59	-0.12	-0.33	0.13	0.51	0.03	0.19	-0.92	-0.03	0.21	0.40	0.11	0.55	-0.52

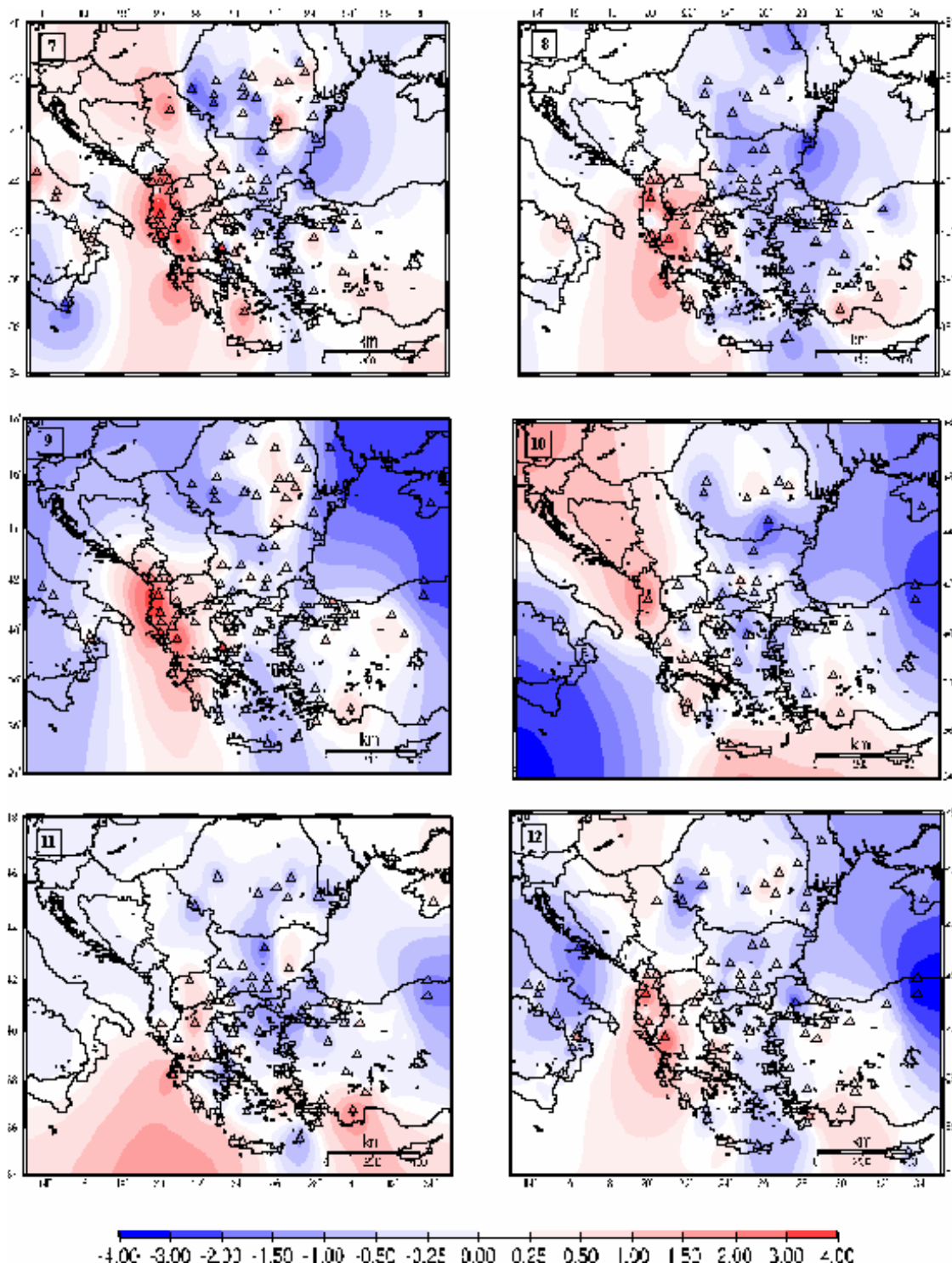
ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
YLV	-0.97	0.17	0.34	-0.23	-0.51	0.23	0.69	-0.84	-0.03	0.13	-0.49	0.04		-0.97

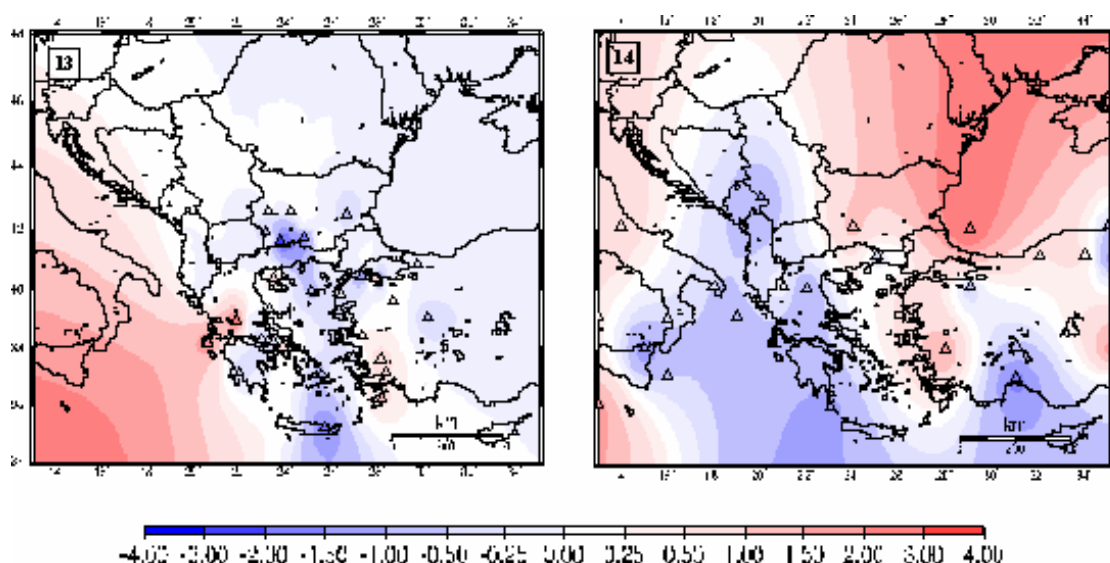


Σχήμα 2.5α Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 1-6

Στο σχήμα 2.5 απεικονίζονται οι χρονικές διορθώσεις που προέκυψαν με την παραπάνω διαδικασία για κάθε σεισμολογικό σταθμό. Τα κόκκινα τμήματα του σχήματος παρουσιάζουν περιοχές με θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων ενώ τα μπλε



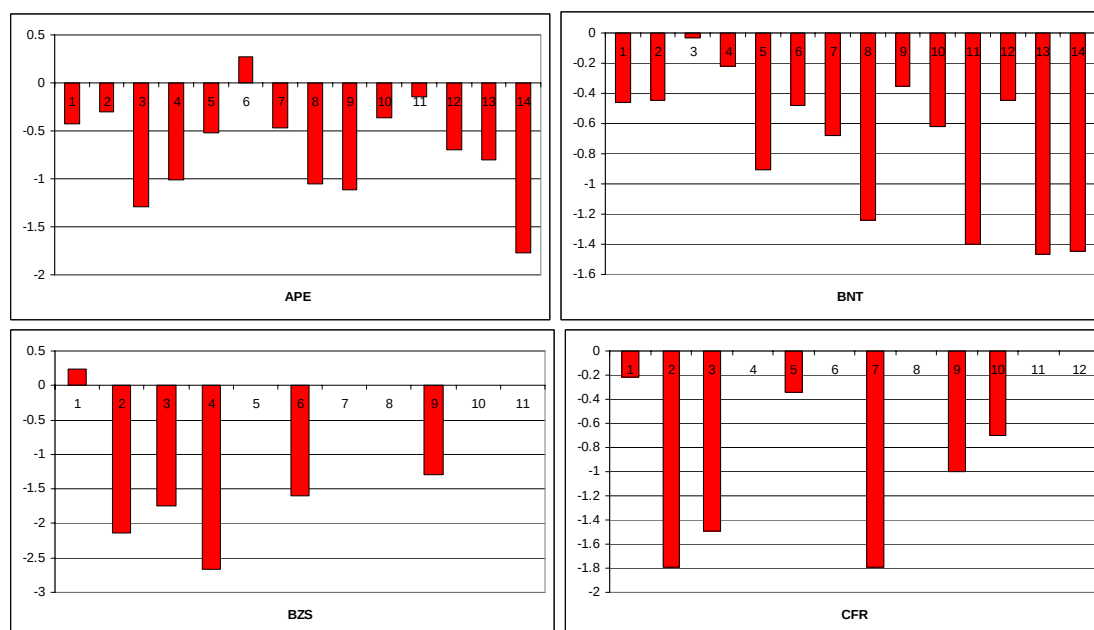
Σχήμα 2.5β Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 7-12



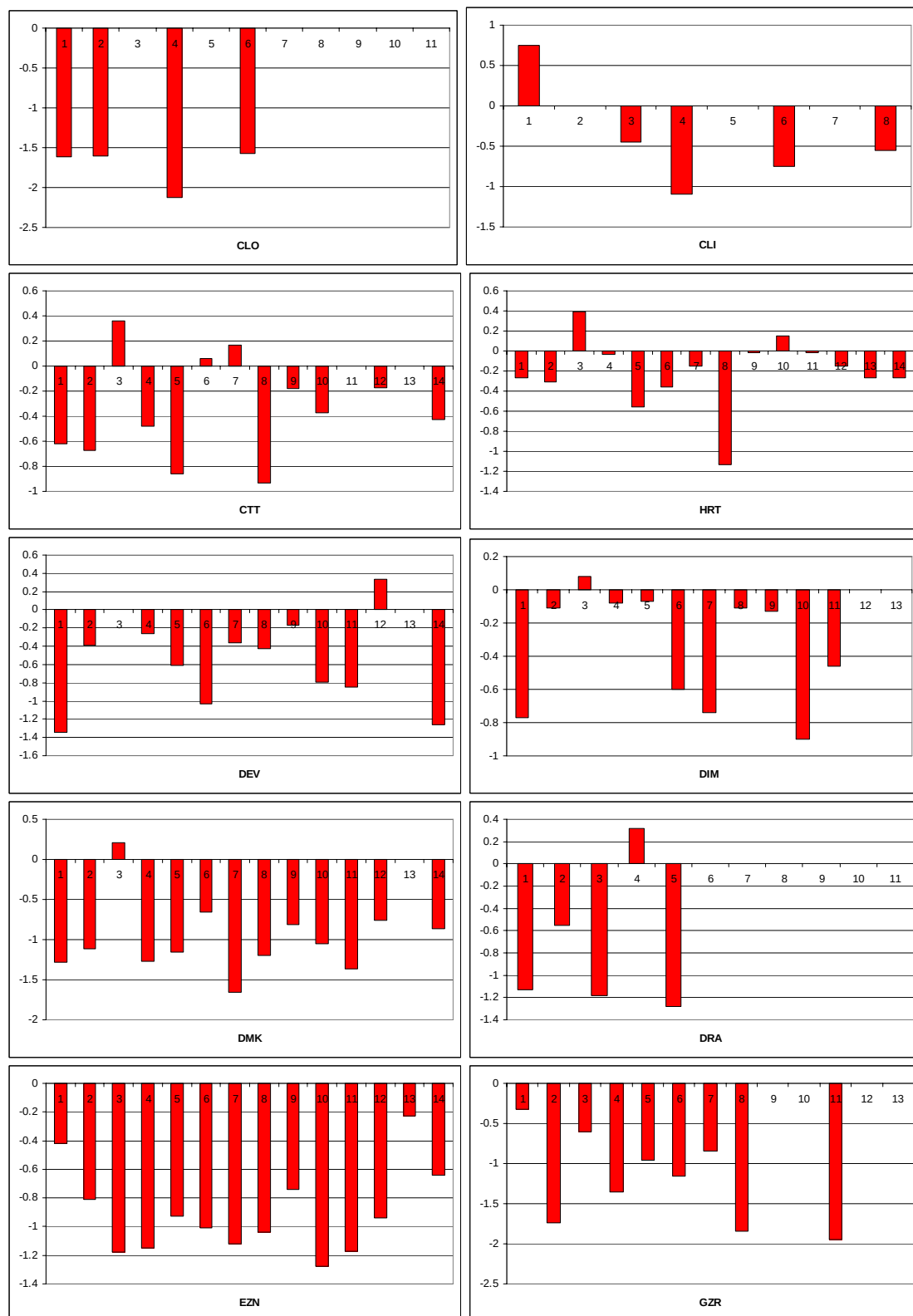
Σχήμα 2.5γ Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 13-14

τιμήματα παρουσιάζουν περιοχές με αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων. Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί ότι τα αποτελέσματα που φαίνονται στους χάρτες είναι αξιόπιστα μόνο για τις περιοχές στις οποίες υπάρχουν σταθμοί, οι θέσεις των οποίων συμβολίζονται με τρίγωνα αντίστοιχου χρώματος με τη τιμή των χρονικών υπολοίπων. Από τα αποτελέσματα των χρονικών διορθώσεων σε όλες τις υποπεριοχές παρατηρούνται θετικές τιμές αυτών στην περιοχή των εξωτερικών Ελληνίδων (οροσειρά της Πίνδου), γεγονός το οποίο οφείλεται στο μεγάλο πάχος του φλοιού σε αυτήν την περιοχή, και επομένως οι αφίξεις των σεισμικών κυμάτων καθυστερούν σε σχέση με αυτό που απαιτεί το μοντέλο που χρησιμοποιείται, ενώ παρατηρούνται αρνητικές τιμές των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή του Αιγαίου λόγω του λεπτότερου φλοιού που υπάρχει στην περιοχή, και επομένως οι χρόνοι άφιξης των σεισμικών κυμάτων είναι μικρότεροι από ότι προβλέπει το μοντέλο. Αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων παρουσιάζονται και στους σεισμολογικούς σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται στις περιοχές της δυτικής Τουρκίας αφού τα σεισμικά κύματα τα οποία φτάνουν σε αυτούς διατρέχουν το λεπτό φλοιό που υπάρχει στην περιοχή του Αιγαίου. Επίσης θετικές τιμές παρατηρούνται για τις περισσότερες περιοχές στη νοτιοανατολική Ρουμανία ενώ στη νότια Ιταλία στις δυτικές περιοχές μελέτης απαντούν θετικές τιμές και όσο απομακρυνόμαστε προς τα ανατολικά οι τιμές γίνονται αρνητικές. Στην περιοχή της Κρήτης παρατηρούνται υψηλότερες τιμές δυτικά οι οποίες γενικά γίνονται μικρότερες και αρνητικές προς τα ανατολικά.

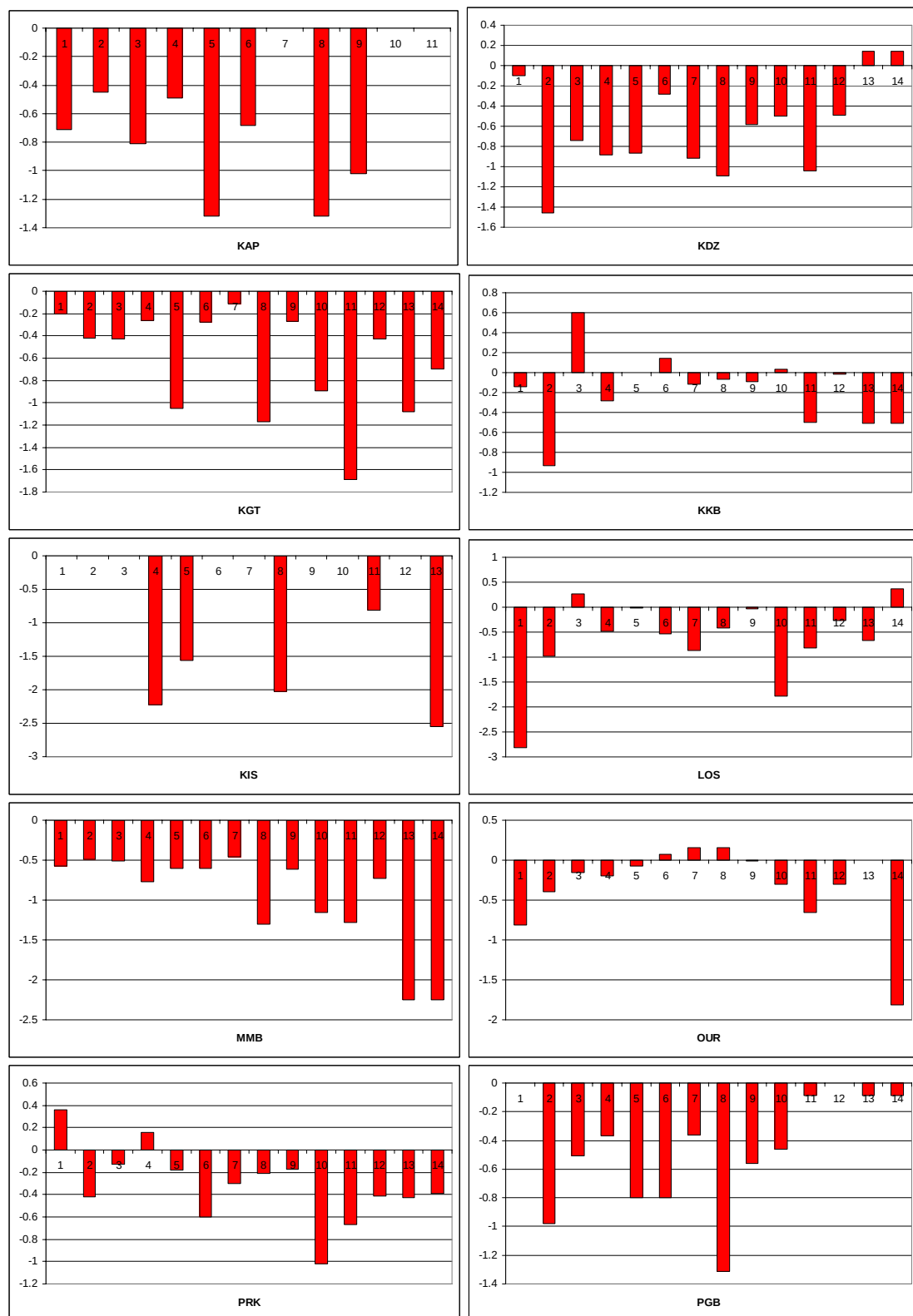
Στη συνέχεια κατασκευάστηκαν τα διαγράμματα κατανομής των τιμών των χρονικών υπολοίπων. Για μια καλύτερη εικόνα των αποτελεσμάτων τα διαγράμματα αυτά χωρίστηκαν ανάλογα με την τιμή της χρονικής διόρθωσης που παρουσίαζε ο κάθε σεισμολογικός σταθμός σε κάθε υποπεριοχή. Κατασκευάστηκαν διαγράμματα στα οποία παρουσιάζονται σεισμολογικοί σταθμοί με αρνητικές μόνο τιμές χρονικών υπολοίπων, διαγράμματα στα οποία παρουσιάζονται σεισμολογικοί σταθμοί με θετικές μόνο τιμές χρονικών υπολοίπων και τέλος διαγράμματα στα οποία παρουσιάζονται σεισμολογικοί σταθμοί με τόσο θετικές όσο και αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων. Οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι παρουσιάζουν αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων φαίνονται στα διαγράμματα τους σχήματος 2.6α έως 2.6ε. Οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι παρουσιάζουν θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων παρουσιάζονται αντίστοιχα στα διαγράμματα του σχήματος 2.7α έως 2.7γ. Τέλος στα διαγράμματα του σχήματος 2.8α έως 2.8γ παρουσιάζονται οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι εμφανίζουν και αρνητικές αλλά και θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων ανάλογα με την περιοχή στην οποία αναφέρονται.



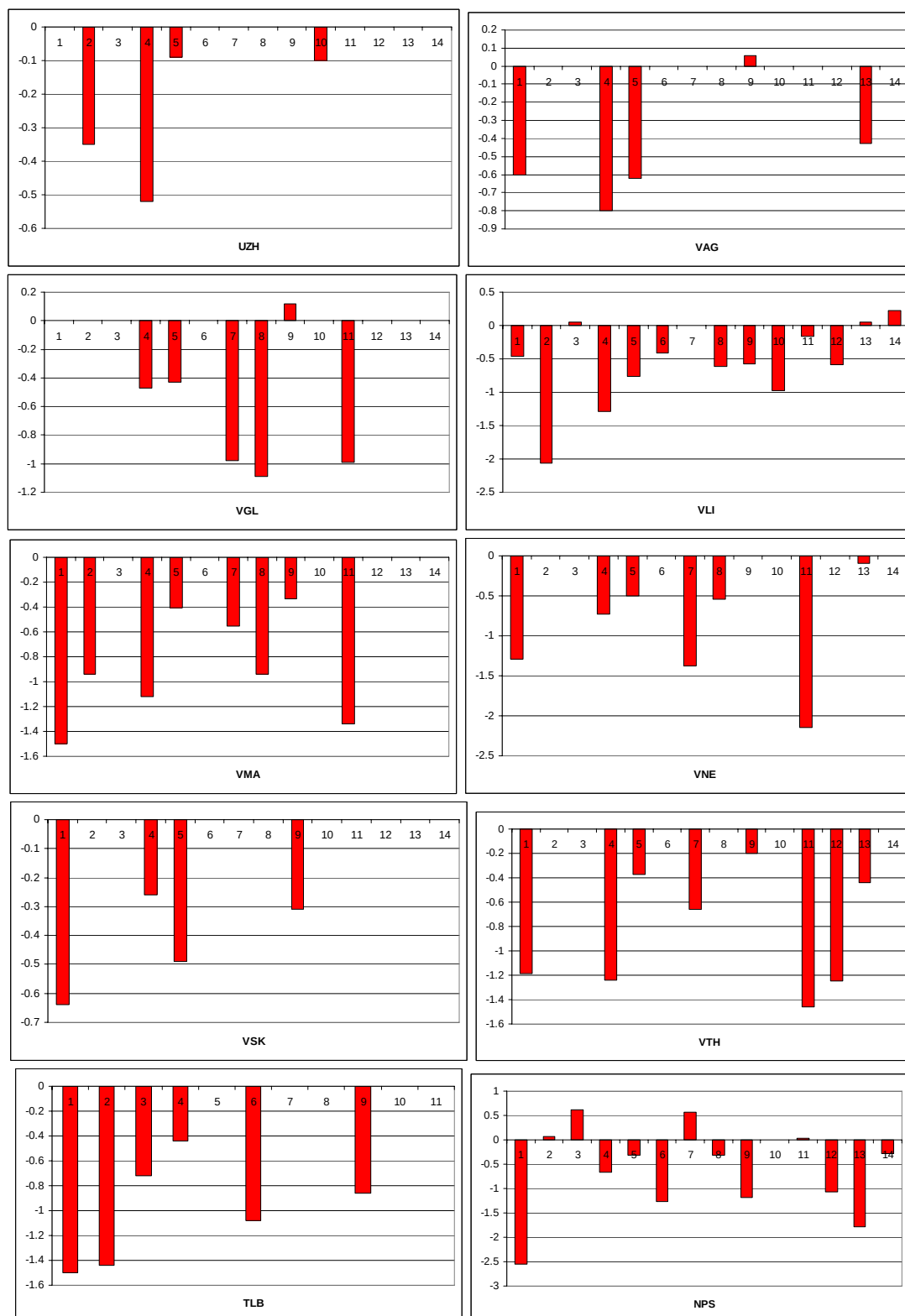
Σχήμα 2.6α Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές



Σχήμα 2.6β Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές



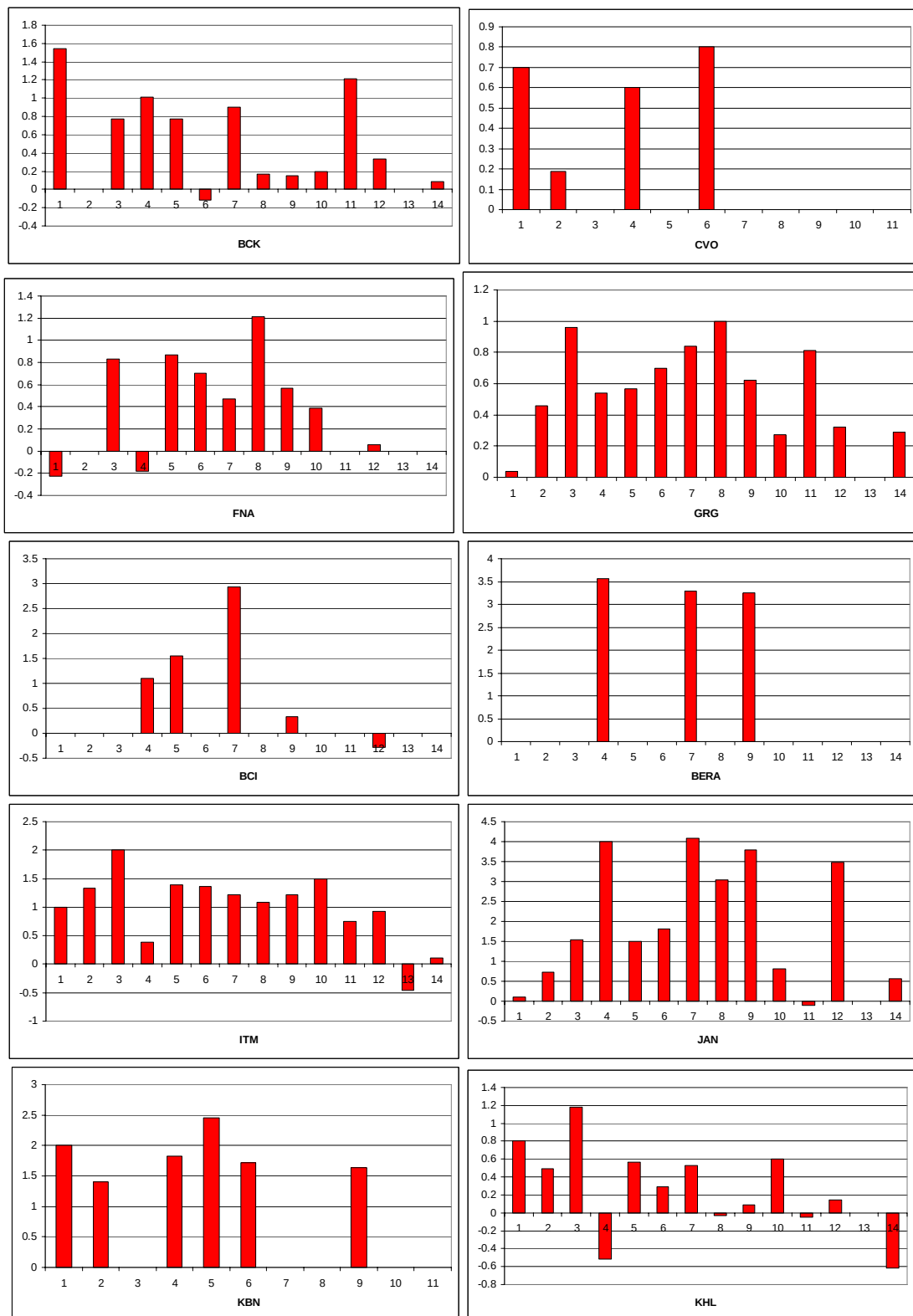
Σχήμα 2.6γ Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές



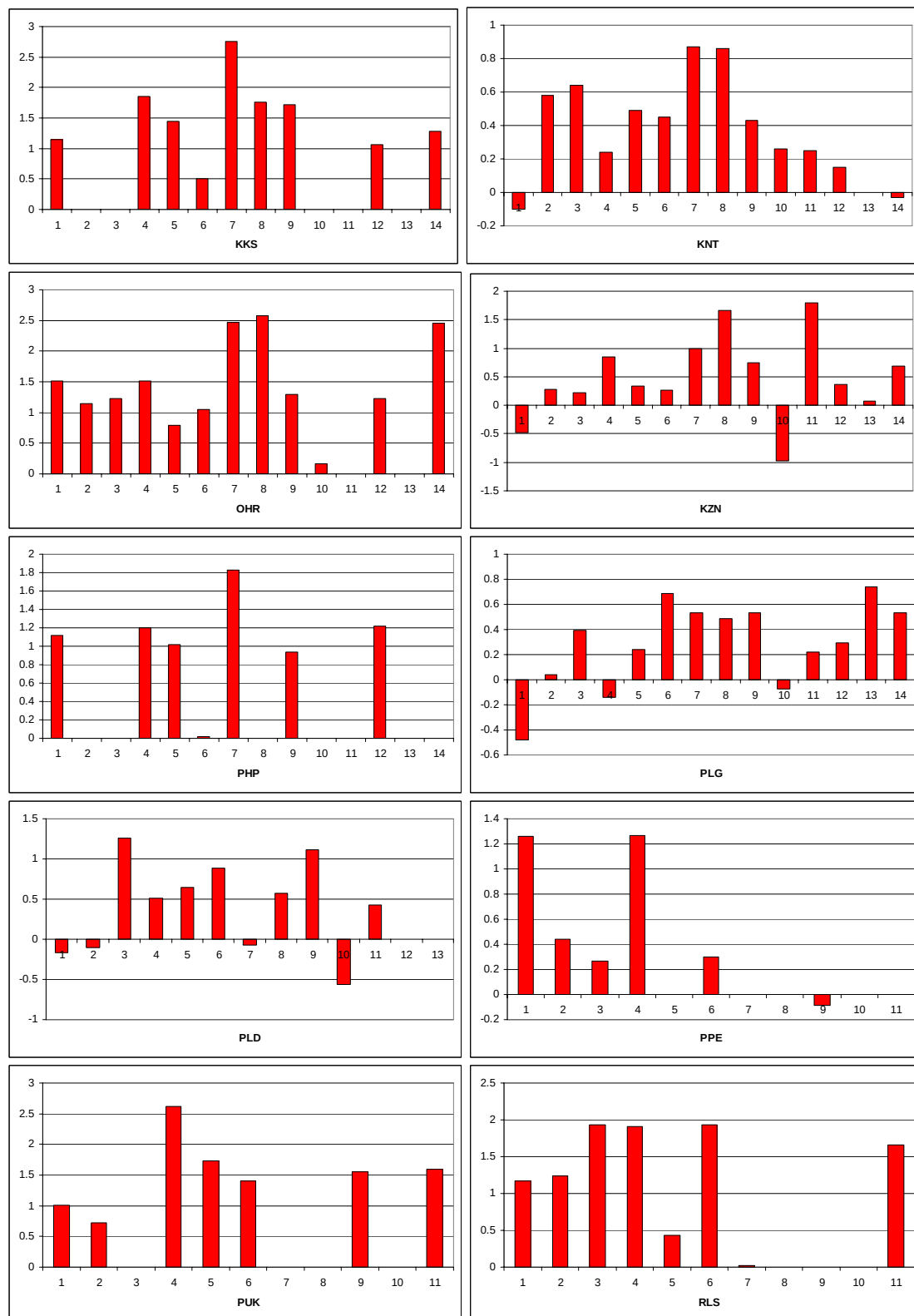
Σχήμα 2.6δ Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές

Όπως παρατηρείται από τα παραπάνω διαγράμματα οι σταθμοί οι οποίοι έχουν αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων βρίσκονται στις περιοχές της δυτικής Ρουμανίας (BZS, CLO) αλλά και κάποιοι από αυτούς είναι τοποθετημένοι στα νοτιοανατολικά της χώρας (CFR, CLI, TLB). Αρνητικές επίσης τιμές χρονικών διορθώσεων παρουσιάζουν και οι σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται στην Τουρκία, και συγκεκριμένα στην περιοχή του Μαρμαρά και στα δυτικότερα παράλια της χώρας στο Αιγαίο (EZN, BNT, IAS, KGT, DMK, DRA). Όλοι οι σταθμοί που υπάρχουν στην περιοχή του Αιγαίου καθώς επίσης και στην περιοχή της Χαλκιδικής, και οι οποίοι είναι οι κοντινότεροι σταθμοί στην περιοχή μελέτης, παρουσιάζουν επίσης αρνητικές τιμές των χρονικών διορθώσεων (APE, LOS, PRK, VSK, KAP, OUR). Ακόμη οι σταθμοί που βρίσκονται στην περιοχή της Βουλγαρίας παρουσιάζουν αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων (DIM, KDZ, KKB, PGB, PVL, RZN). Στην περιοχή της δυτικής Κρήτης παρουσιάζονται αρνητικές τιμές διορθώσεων (NPS). Σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται στην περιοχή της Ιταλίας και συγκεκριμένα στη νότια Ιταλία στην περιοχή της Καλαβρίας έχουν αρνητικές τιμές (CSI, ROI, SDI, SGO, BRT). Αρνητικές τιμές των χρονικών υπολοίπων φαίνονται επίσης σε σταθμούς στην Ουκρανία και στη Μολδαβία (SIM, UZH, KIS) ενώ τέλος το ίδιο φαινόμενο παρατηρείται σε σταθμούς στη Στερεά Ελλάδα και την Πελοπόννησο.

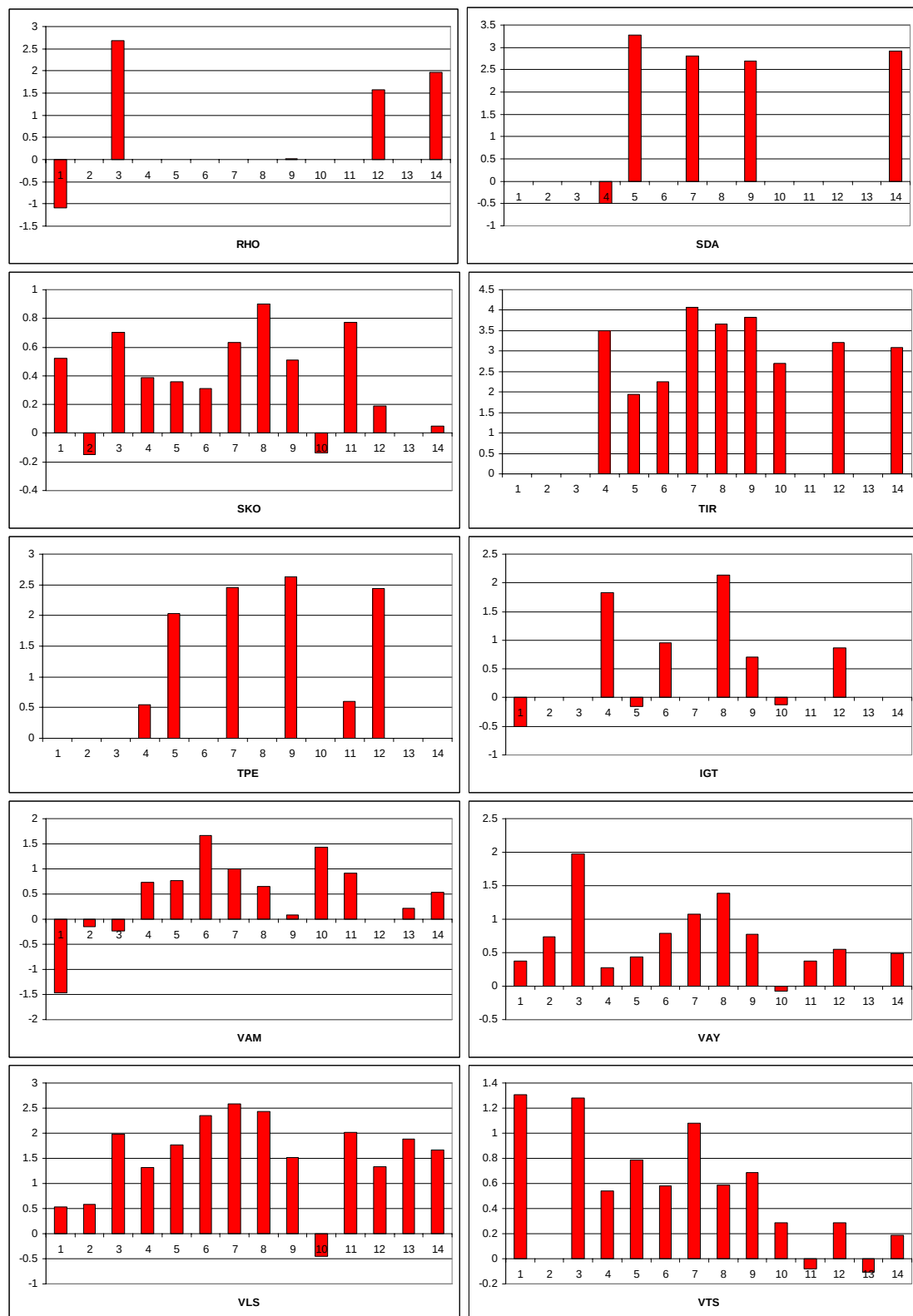
Οι σεισμολογικοί σταθμοί με θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων φαίνονται στο σχήμα 2.7. Από τα διαγράμματα αυτά παρατηρείται ότι σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται στο εσωτερικό της Τουρκίας μακριά από την περιοχή μελέτης παρουσιάζουν θετικές τιμές χρονικών υπολοίπων σε αντίθεση με σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται σε πλησιέστερες αποστάσεις στο Αιγαίο και οι οποίοι έχουν αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων (BCK, GPA, KHL, TTK). Θετικές τιμές χρονικών διορθώσεων παρατηρούνται επίσης στους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται στη δυτική Ελλάδα και συγκεκριμένα στην Ήπειρο, Δυτική Μακεδονία και Ιόνιο (FNA, JAN, KZN, VLS) καθώς επίσης και στην περιοχή της Αλβανίας (KBN, KKS, PHP, PUK, SDA, TIR, TPE). Σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται στα Σκόπια έχουν και αυτοί θετικές τιμές υπολοίπων (OHR, SKO, VAY). Στην περιοχή της δυτικής Κρήτης παρατηρούνται θετικές τιμές χρονικών διορθώσεων σε αντίθεση με την ανατολική Κρήτη που όπως έχει αναφερθεί οι τιμές εκεί είναι αρνητικές.



Σχήμα 2.7α Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με θετικές τιμές

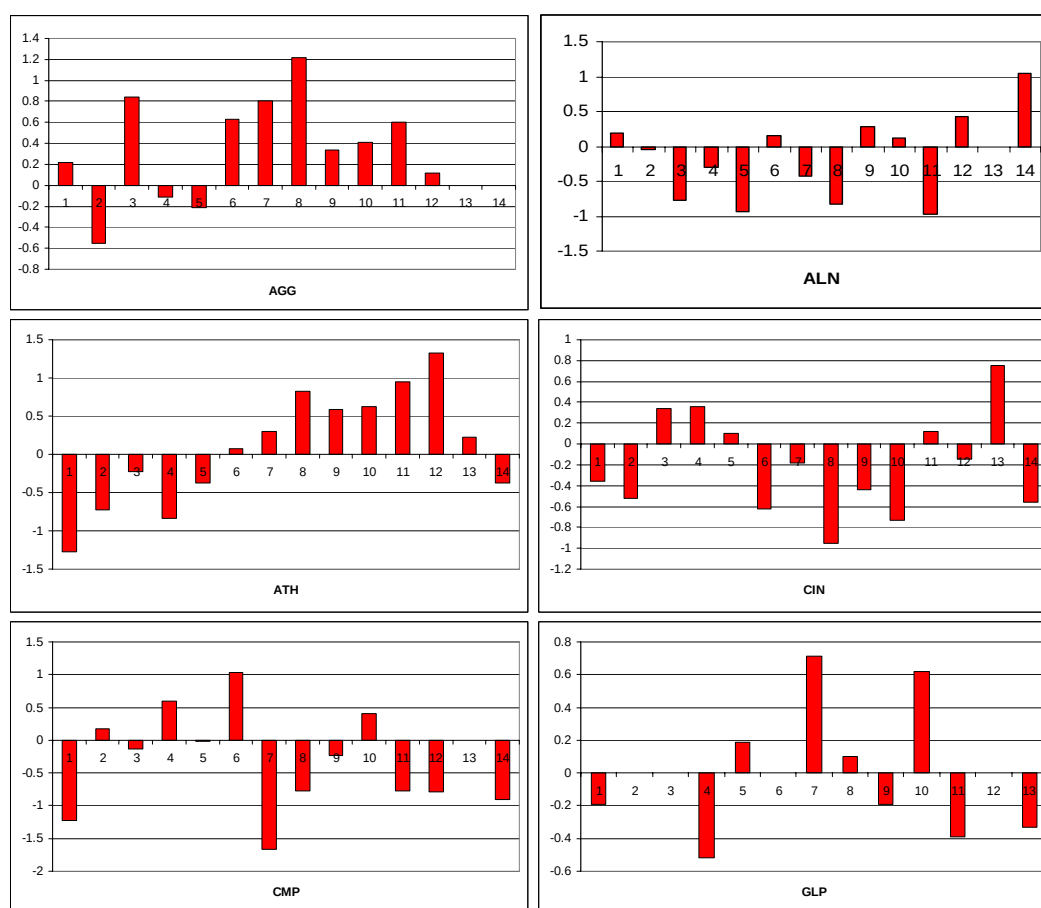


Σχήμα 2.7β Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με θετικές τιμές

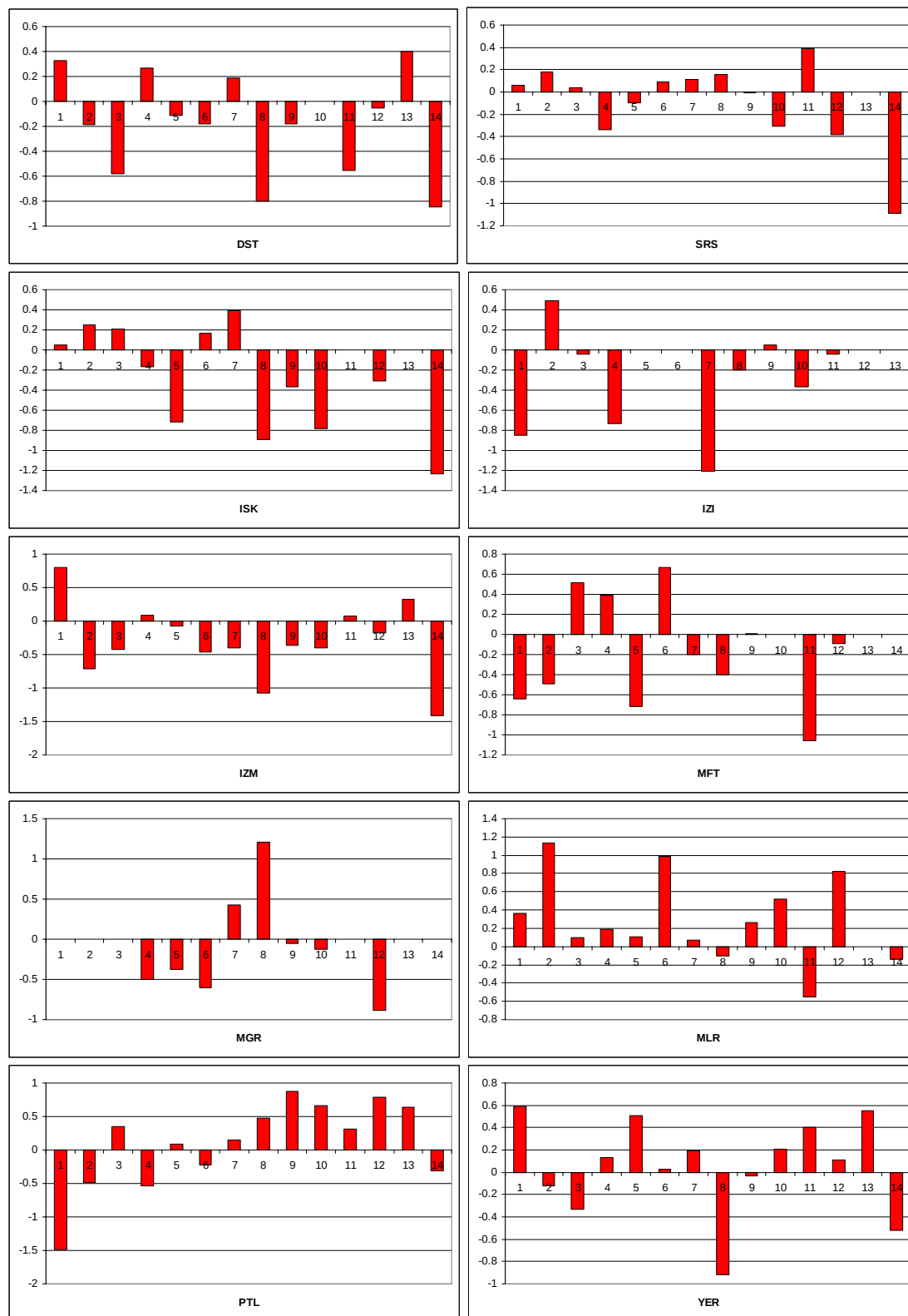


Σχήμα 2.7γ Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με θετικές τιμές

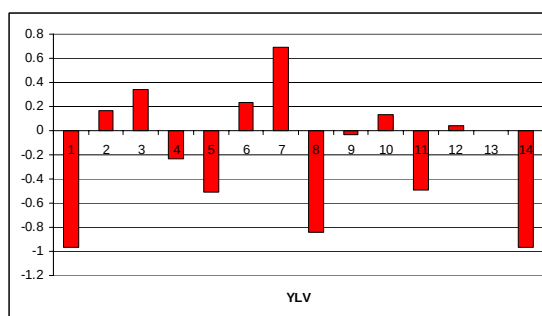
Στο διάγραμμα του σχήματος 2.8 παριστάνονται οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι παρουσιάζουν και θετικές και αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων. Από την κατανομή των σταθμών αυτών ο παρατηρείται ότι αυτοί οι οποίοι βρίσκονται σε ίσες περίπου αποστάσεις από την περιοχή μελέτης όπως AGG, ALN, ATH, PTL, CIN, DST, IZM, MFT και YER. Θετικές και αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων παρουσιάζουν και σταθμοί οι οποίοι βρίσκονται στην περιοχή της Τουρκίας στην περιοχή της θάλασσας του Μαρμαρά αλλά σε μεγαλύτερες αποστάσεις από εκείνους οι οποίοι παρουσίαζαν αρνητικές τιμές χρονικών διορθώσεων. Οι αλλαγές αυτές στις τιμές των χρονικών υπολοίπων είναι πιθανό να οφείλονται οι διαφορετικές τιμές των χρονικών υπολοίπων είναι ότι τα κύματα τα οποία φτάνουν στους σταθμούς αυτούς από απομακρυσμένους μεταξύ τους σεισμούς μπορεί να μην είναι του ίδιου τύπου (π.χ. P_g , P_n κλπ.) καθώς επίσης να διαφέρει και ο δρόμος διάδοσης.



Σχήμα 2.8α Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σταθμών με αρνητικές και θετικές τιμές



Σχήμα 2.8β Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σταθμών με αρνητικές και θετικές τιμές

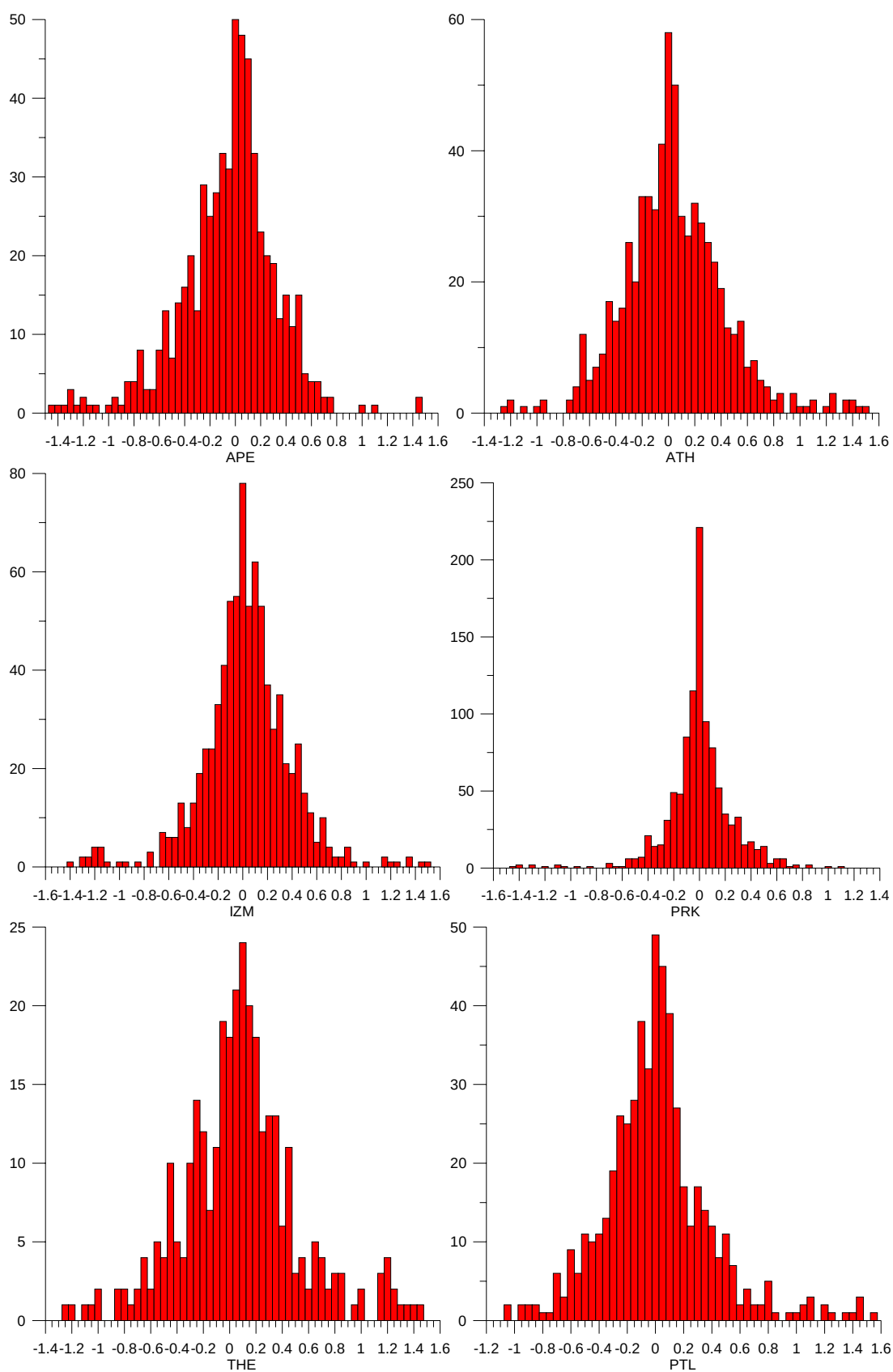


Σχήμα 2.8γ Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σταθμών με αρνητικές και θετικές τιμές

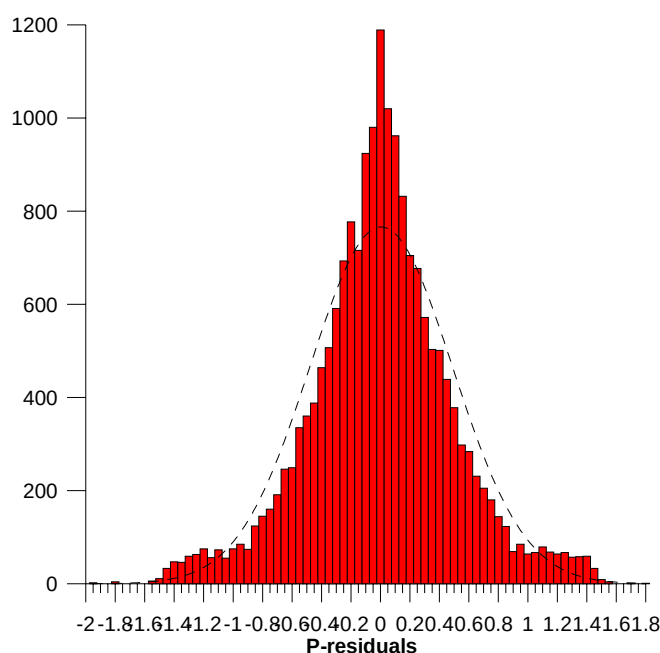
Επίσης κατασκευάστηκαν οι κατανομές των χρονικών υπολοίπων των επιμήκων κυμάτων για κάθε σταθμό ξεχωριστά αφού τα χρονικά υπόλοιπα εξαρτώνται από το σφάλμα στο χρόνο διάδοσης, σφάλμα στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης, καθώς επίσης και από συστηματικά σφάλματα που υπεισέρχονται κατά την καταγραφή του. Οι κατανομές φαίνονται στα ιστογράμματα του σχήματος 2.9 για έξι από τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν. Τα ιστογράμματα όλων των σταθμών που έχουν χρησιμοποιηθεί παρατίθενται στο παράρτημα Α. Τα ιστογράμματα αυτά είναι αντιπροσωπευτικά για την ποιότητα και τις στατιστικές ιδιότητες των δεδομένων του κάθε σταθμού.

Παρατηρείται ότι οι κατανομές στους περισσότερους σταθμούς πλησιάζουν την κανονική κατανομή, όμως υπάρχουν και σταθμοί των οποίων οι κατανομές δεν αντιστοιχούν σε κανονικές. Αυτό οφείλεται ως επί το πλείστον σε λανθασμένη μέτρηση των πρώτων αφίξεων αλλά και σε πιθανό εντοπισμό δευτερεύουσας άφιξης κυμάτων. Οι κατανομές των χρονικών υπολοίπων όλων των σταθμών παρουσιάζονται στο παράρτημα Α.

Στο σχήμα 2.10 παρουσιάζεται το ιστόγραμμα της κατανομής των χρονικών υπολοίπων όλων των σταθμών. Φαίνεται επίσης, με διακεκομμένη γραμμή η εφαρμοζόμενη κανονική κατανομή στην οποία υπακούουν τα δεδομένα. Παρατηρείται ότι τα δεδομένα ακολουθούν κανονική κατανομή.



Σχήμα 2.9 Ιστογράμματα των χρονικών υπολοίπων για τα Ρ κύματα για τους σταθμούς APE, ATH, IZM, PRK, THE και PTL



Σχήμα 2.10 Ιστόγραμμα κατανομής των χρονικών υπολοίπων των P-κυμάτων όλων των σταθμών που έχουν χρησιμοποιηθεί καθώς και η εφαρμοζόμενη κανονική κατανομή που παρουσιάζουν

2.4 ΝΕΟΣ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

2.4.1 Γενικά

Για την καλύτερη μελέτη των σεισμοτεκτονικών ιδιοτήτων της εξεταζόμενης περιοχής απαιτείται όσο το δυνατόν καλύτερος καθορισμός των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Για τον ακριβέστερο αυτό προσδιορισμό χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα HYPOINVERSE (Klein, 2002). Το Hypoinverse είναι ένα πρόγραμμα το οποίο επεξεργάζεται αρχεία τα οποία περιέχουν τα δεδομένα καταγραφής των σεισμών στους σεισμολογικούς σταθμούς (όπως χρόνους άφιξης P και S κυμάτων, πλάτη και διάρκειες) και υπολογίζει τις εστιακές παραμέτρους και το μέγεθος των σεισμών χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο του. Ο λόγος για τον οποίο επιλέχθηκε η χρησιμοποίηση του προγράμματος αυτού είναι ότι έχει τη δυνατότητα χρήσης διαφορετικών μοντέλων ταχυτήτων σε διαφορετικές περιοχές οι οποίες ορίζονται από το χρήστη και αναγνωρίζονται από το πρόγραμμα αυτόματα. Με τον τρόπο αυτό μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι χρονικές διορθώσεις που έχουν υπολογιστεί για τους σταθμούς στις διάφορες υποπεριοχές που έχουν διακριθεί και να

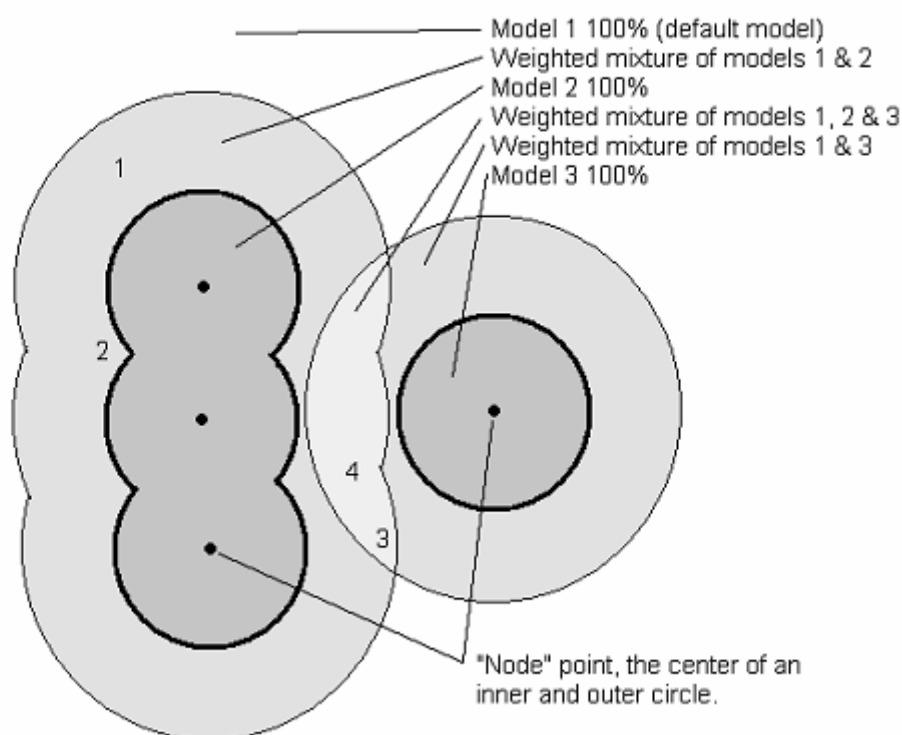
οριστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών, το οποίο δεν ήταν εφικτό με τη χρησιμοποίηση του προγράμματος Hypo71.

Όπως αναφέρθηκε το HypoInverse έχει την ιδιότητα να μπορεί να χρησιμοποιεί διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων, κάθε ένα από τα οποία να ανταποκρίνεται σε σεισμούς που ανήκουν σε διαφορετικές περιοχές. Η μετάβαση στα διαφορετικά μοντέλα γειτονικών περιοχών είναι ομαλή και επιτυγχάνεται ορίζοντας μεταβατικές ζώνες μέσα στις οποίες χρησιμοποιούνται οι μέσες τιμές των χρόνων διαδρομής με κάποιο βάρος το οποίο εξαρτάται από την ακριβή θέση του σημείου και τα χρονικά υπόλοιπα των σεισμολογικών σταθμών από δύο ή τρία διαφορετικά μοντέλα. Στις σεισμικές ακτίνες οι οποίες περνούν από περιοχές που έχουν οριστεί διαφορετικά μοντέλα, εφαρμόζεται ένα απλό αριθμητικό βάρος στους χρόνους διαδρομής. Για παράδειγμα, αν ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής για το μοντέλο με τον αριθμό #1 είναι 1.0sec, για το μοντέλο με τον αριθμό #2 είναι 1.20sec και το βάρος για το μοντέλο #1 είναι 20% (και για το μοντέλο #2 είναι 80%), τότε ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής που χρησιμοποιείται είναι 1.12sec. Επίσης υπολογίζεται ένας μέσος όρος των γωνιών ανάδυσης με την εφαρμογή βάρους, χωρίς όμως να χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων.

Η γεωγραφική κατανομή των μοντέλων τα οποία αναφέρονται σε διαφορετικές περιοχές συνίσταται από ένα κατάλογο «κόμβων» ή σημείων στο χάρτη. Ο κάθε «κόμβος» (node) ορίζει ένα μοντέλο με την ακτίνα ενός κύκλου μέσα στην οποία χρησιμοποιείται αυτό το μοντέλο. Αρκετοί κόμβοι μπορεί να ορίζουν ίδιο μοντέλο και αν συμβαίνει αυτό οι κύκλοι μπορεί συχνά να επικαλύπτονται. Έτσι είναι εφικτό να καθοριστεί μια ακανόνιστου σχήματος περιοχή ως ένωση μερικών κύκλων.

Η μεταβατική ζώνη ορίζεται από ένα κύκλο μεγαλύτερης ακτίνας του πρώτου. Σχηματίζονται, δηλαδή, δύο κύκλοι με το ίδιο κέντρο εκ των οποίων ο ένας είναι εσωτερικός και ο άλλος εξωτερικός. Ο εξωτερικός κύκλος περιγράφει μέχρι ποια απόσταση έχει επιρροή αυτό το μοντέλο. Ο αλγόριθμος που καθορίζει πως χρησιμοποιούνται τα μοντέλα είναι ο εξής: Αν κάποιο επίκεντρο βρίσκεται στον εσωτερικό κύκλο που περιβάλλει οποιοδήποτε «κόμβο» τότε χρησιμοποιείται αποκλειστικά αυτό το μοντέλο. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι εσωτερικοί κύκλοι μπορούν να τέμνονται μεταξύ τους όταν αντιπροσωπεύουν το ίδιο μοντέλο, όμως, αυτό δεν μπορεί να γίνει αν αντιπροσωπεύουν διαφορετικά μοντέλα. Αντίθετα, οι εξωτερικοί κύκλοι μπορούν να τέμνονται μεταξύ τους με τέτοιο τρόπο ώστε κάθε σημείο να ανήκει το πολύ στο εσωτερικό τριών διαφορετικών εξωτερικών κύκλων. Αν

κάποιο επίκεντρο βρίσκεται στην περιοχή αυτή, δηλαδή μεταξύ του εσωτερικού και του εξωτερικού κύκλου, το μοντέλο που έχει οριστεί για την περιοχή του εσωτερικού κύκλου δε χρησιμοποιείται ολοκληρωτικά αλλά μόνο ένα μέρος λαμβάνεται υπόψη με την εφαρμογή κάποιου βάρους. Το βάρος αυτό είναι μια απλή συνημιτονοειδής σταδιακή μείωση μεταξύ του εσωτερικού κύκλου, όπου το βάρος είναι 1.0, και του εξωτερικού κύκλου, όπου το βάρος είναι 0.0. Για κάθε επίκεντρο ενός σεισμού, εξετάζεται κάθε «κόμβος», με τη σειρά που έχουν αυτοί καθορίζεται, για να ελεγχθεί αν το επίκεντρο βρίσκεται στον εξωτερικό κύκλο. Ο έλεγχος σταματά αν βρεθεί ότι το επίκεντρο βρίσκεται στην περιοχή τριών εξωτερικών κύκλων. Εάν το συνολικό βάρος είναι μεγαλύτερο από 1.0 τότε ομαλοποιείται στο 1.0. Εάν όμως το συνολικό βάρος είναι μικρότερο από 1.0 τότε χρησιμοποιείται το μοντέλο που υπάρχει για την περιοχή έξω από τους «κόμβους» (μοντέλο #1) έτσι ώστε το συνολικό βάρος να είναι

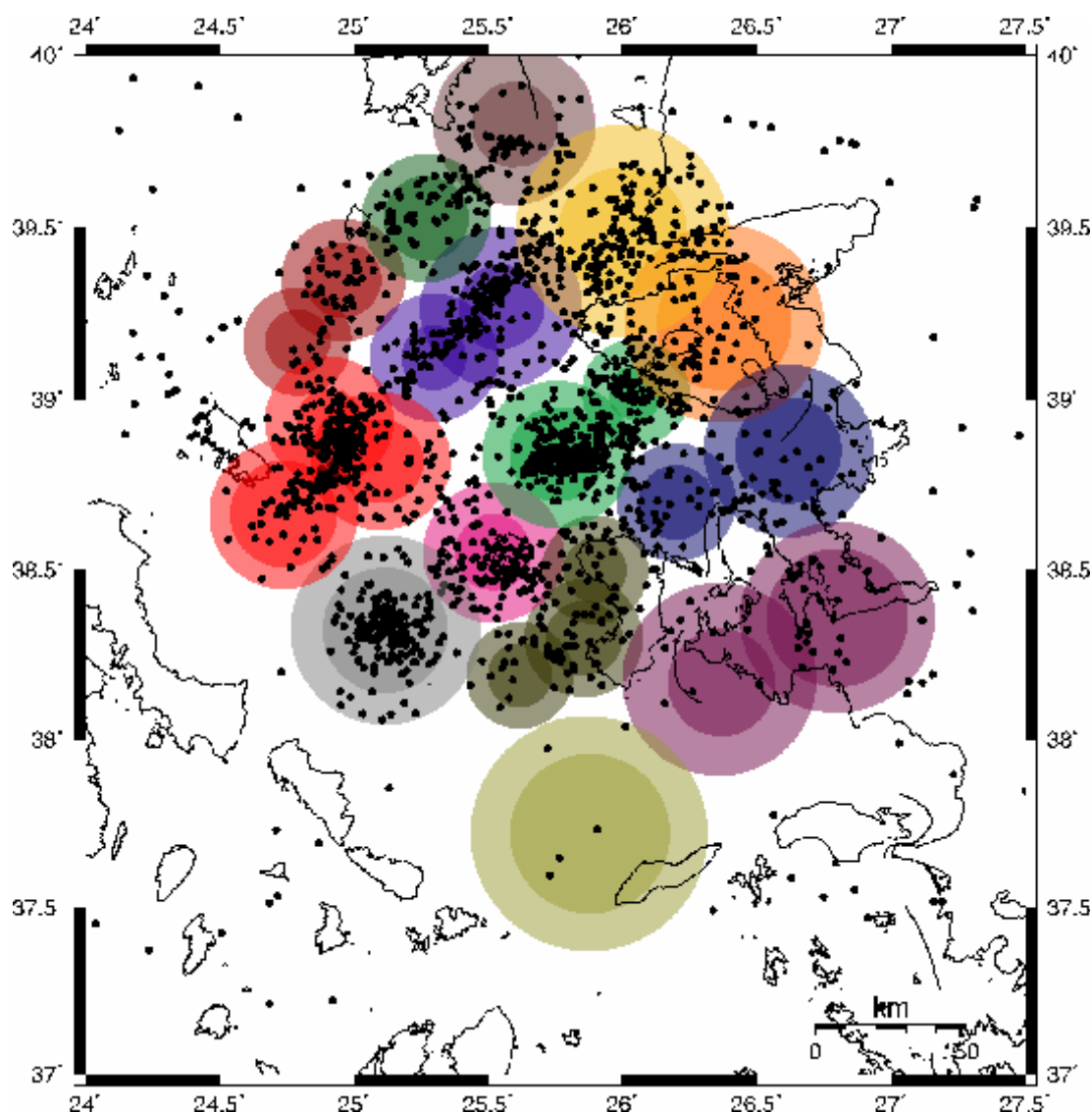


Σχήμα 2.11 Παράδειγμα «κόμβων» οι οποίοι ορίζουν τις περιοχές δύο διαφορετικών μοντέλων και τις περιοχές μετάβασης μεταξύ τους. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με το γκρι σκούρο χρησιμοποιούν αποκλειστικά ένα μοντέλο. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με άσπρο χρώμα χρησιμοποιούν ένα γενικό μοντέλο της ευρύτερης περιοχής. Οι σεισμοί που βρίσκονται στις περιοχές με ανοιχτό γκρι, δηλαδή, στις περιοχές μετάβασης, χρησιμοποιούν το μέσο όρο των μοντέλων με την εφαρμογή του κατάλληλου κάθε φορά βάρους σε καθένα από αυτά.

πάντα 1.0. Στην περίπτωση που το επίκεντρο βρίσκεται έξω από τους κύκλους που ορίζονται με κέντρα τους κόμβους, τότε χρησιμοποιείται αποκλειστικά το μοντέλο #1, δηλαδή ένα μέσο μοντέλο που γενικά ισχύει για ολόκληρη την εξεταζόμενη περιοχή. Ο συνδυασμός των μοντέλων καθορίζεται σε κάθε επανάληψη και το επίκεντρο μπορεί να μετακινηθεί από τη μια περιοχή στη άλλη, δηλαδή, από το ένα μοντέλο στο άλλο.

Το σχήμα 2.11 είναι ένα υποθετικό παράδειγμα δύο μοντέλων (εκτός από το μοντέλο των έξω από τους κύκλους περιοχών) καθορίζοντας 4 «κόμβους». Με την εντολή NOD καθορίζονται τα κέντρα με βάση το γεωγραφικό πλάτος και μήκος των εσωτερικών κύκλων, η ακτίνα αυτού σε km, καθώς και ο αύξων αριθμός του μοντέλου που αντιστοιχεί σε αυτόν τον «κόμβο». Με αυτό τον τρόπο καθορίζονται οι περιοχές στις οποίες κάθε φορά χρησιμοποιείται το αντίστοιχο μοντέλο.

Σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης της διατριβής αυτής, όπως έχει ήδη αναφερθεί, χρησιμοποιήθηκε το ίδιο μοντέλο ταχυτήτων (Παναγιωτόπουλος, 1984) όμως, λήφθηκαν υπόψη οι διορθώσεις στους χρόνους άφιξης των σεισμολογικών σταθμών. Έτσι στη συνέχεια ορίζεται κάθε φορά το μοντέλο που χρησιμοποιείται (το αρχικό μοντέλο σε κάθε περίπτωση) και επίσης δίνεται το αρχείο το οποίο περιλαμβάνει τα χρονικά υπόλοιπα για την αντίστοιχη υποπεριοχή και ο αύξων αριθμός του μοντέλου στο οποίο αντιστοιχούν τα χρονικά υπόλοιπα αυτά. Καθορίστηκαν έτσι 14 υποπεριοχές (σχήμα 2.12) με βάση τις συγκεντρώσεις της σεισμικότητας. Η προσπάθεια που έγινε ήταν να οριστούν οι εσωτερικές περιοχές με τέτοιο τρόπο ώστε να συμπεριλαμβάνουν το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής δραστηριότητας. Η υπόλοιπη σεισμική δραστηριότητα συμπεριλαμβάνεται στους εξωτερικούς κύκλους, και μόνο ελάχιστα επίκεντρα σεισμών βρίσκονται έξω από τους κύκλους. Για τους σεισμούς αυτούς χρησιμοποιείται το μοντέλο ταχυτήτων της ευρύτερης περιοχής χωρίς τις διορθώσεις που έχουν υπολογιστεί στους χρόνους άφιξης.



Σχήμα 2.12 Οι υποπεριοχές έτσι όπως χωρίστηκαν με βάση τη σεισμικότητα της περιοχής για τη χρησιμοποίηση διαφορετικών χρονικών υπολοίπων σε κάθε μια από αυτές. Κάθε χρώμα αντιπροσωπεύει διαφορετική περιοχή με διαφορετικά χρονικά υπόλοιπα.

2.4.2 Παράμετροι των εντολών που χρησιμοποιήθηκαν

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από το πρόγραμμα HypoInverse εξαρτώνται και από τις τιμές αρκετών παραμέτρων στις εντολές που δίνονται από το χρήστη. Με τις εντολές αυτές καθορίζονται τα εισερχόμενα και εξερχόμενα αρχεία, ορίζονται οι κατάλληλες παράμετροι και προσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών ενός αρχείου που περιέχει τα δεδομένα (χρόνους άφιξης κλπ.), χρησιμοποιώντας τις εκάστοτε παραμέτρους. Οι εντολές μπορούν να εκτελεστούν είτε εξωτερικά από το χρήστη είτε να δοθούν από κάποιο αρχείο.

Για την εύρεση των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην εξεταζόμενη περιοχή χρησιμοποιήθηκε το αρχείο με τις εντολές και τις αντίστοιχες παραμέτρους που φαίνονται στον πίνακα 2.3.

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3 ΕΝΤΟΛΕΣ ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΟ HYPOINVERSE.

200	f 2000 0				
crh	1 'model.crh'				
h71	2 2 2				
sta	'hyp.sta'				
del	1 'average.sta'				
mul	t 1				
crh	2 'model.crh'				
nod	38 49.2 -25 -6.0	14.3	8.9	2	
nod	37 56.4 -24 -54.6	10.7	10.7	2	
crh	3 'model.crh'				
del	3 'del2.sta'				
nod	39 7.5 -25 -18.0	10.7	10.7	3	
nod	39 16.2 -25 -33 1	4.3 1	2.5	3	
crh	4 'model.crh'				
del	4 'del3.sta'				
nod	39 29.4 -26 0.0 2	1.4 1	4.3	4	
crh	2 'model.crh'				
nod	38 49.2 -25 -6.0	14.3	8.9	2	
nod	37 56.4 -24 -54.6	10.7	10.7	2	
crh	3 'model.crh'				

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

del	3 'del2.sta'			
nod	39 7.5 -25 -18.0	10.7	10.7	3
nod	39 16.2 -25 -33 1	4.3 1	2.5	3
crh	4 'model.crh'			
del	4 'del3.sta'			
nod	39 29.4 -26 0.0 2	1.4 1	4.3	4
crh	5 'model.crh'			
del	5 'del4.sta'			
nod	39 13.2 -26 -22.8	22.3	10.7	5
crh	6 'model.crh'			
del	6 'del5.sta'			
nod	38 50.4 -25 -45.6	16.1	8.9	6
nod	39 1.2 -26.0 -3.0	8.9	8.9	6
crh	7 'model.crh'			
del	7 'del6.sta'			
nod	38 33 -25 -31.2 1	2.5 1	0.7	7
crh	8 'model.crh'			
del	8 'del7.sta'			
nod	38 19.8 -25 -6.0	17.9	14.24	8
crh	9 'model.crh'			
del	9 'del8.sta'			
nod	38 11.4 -25 -37.2	10.7	7.1	9
nod	38 18.0 -25 -51.6	12.5	7.1	9
nod	38 30.0 -25 -54.0	10.7	10.7	9
crh	10 'model.crh'			
del	10 'del9.sta'			
nod	38 42.0 -26 -12.0	12.5	10.7	10

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

nod	38 51.0 -26 -37.2	17.8	10.7	10
crh	11 'model.crh'			
del	11 'del10.sta'			
nod	38 42.0 -26 -12.0	12.5	10.7	10
nod	38 51.0 -26 -37.2	17.8	10.7	10
crh	12 'model.crh'			
del	12 'del11.sta'			
nod	37 43.2 -25 -52.8	26.8	17.9	12
crh	13 'model.crh'			
del	13 'del12.sta'			
nod	39 10.2 -24 -47.4	10.7	7.1	13
nod	39 21.0 -24 -57.6	12.5	8	13
crh	14 'model.crh'			
del	14 'del13.sta'			
nod	39 31.8 -25 -16.2	14.2	7.1	14
crh	15 'model.crh'			
del	15 'del14.sta'			
nod	39 48.0 -25 -36.0	14.3	12.5	15
sno				
dis	4 200 1. 2.			
rms	4 0.8 1. 2.			
	30 30 1.5 0.9 0.0 12 0.02 0.6 100			
dam	400			
wet	1.0 0.75 0.5 0.1			
pos	1.78			
err	0.5			

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3 (ΣΥΝΕΧΕΙΑ)

lst	2 2 1
prt	'final.prt'
phs	'qloc_inv.pha'
fil	
sum	'final.sum'

Η εντολή 200 καθορίζει τον τύπο (format) των αρχείων που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν, δηλαδή αν χρησιμοποιούνται αρχεία που λαμβάνουν υπόψη τους τον αιώνα και έχουν την ημερομηνία με τέσσερα ψηφία ή όχι. Η εντολή αυτή αφορά αρχεία τα οποία περιέχουν ημερομηνίες. Στην προκειμένη περίπτωση στην εντολή 200 χρησιμοποιήθηκε η παράμετρος f που σημαίνει ότι χρησιμοποιούνται αρχεία με παλιό format, η παράμετρος 2000 η οποία δηλώνει τον αιώνα που είναι το αρχείο των φάσεων και η παράμετρος 0 η οποία δηλώνει τη μονάδα μέτρησης του πλάτους στο αρχείο των φάσεων σε mm.

Η εντολή H71 καθορίζει αν τα input αρχεία είναι σε Hypoinverse ή σε Hypo71 format. Οι παράμετροι στην εντολή αυτή είναι 2 2 2 για να δηλώσει ότι τα χρησιμοποιούμενα αρχεία είναι σε Hypo71 format.

Στη συνέχεια με την εντολή STA δηλώνεται το αρχείο που περιέχει τον κατάλογο των σεισμολογικών σταθμών στο αντίστοιχο format που έχει δηλωθεί προηγουμένως.

Με την εντολή CRH ορίζεται το μοντέλο ταχυτήτων του φλοιού της Γης. Συντάσσεται ως εξής : *CRH 1 'model.crh'*. Ο αριθμός δηλώνει τον αύξοντα αριθμό του μοντέλου και στη συνέχεια ορίζεται το αρχείο το οποίο περιέχει τις πληροφορίες για τις ταχύτητες και τα πάχη των στρωμάτων.

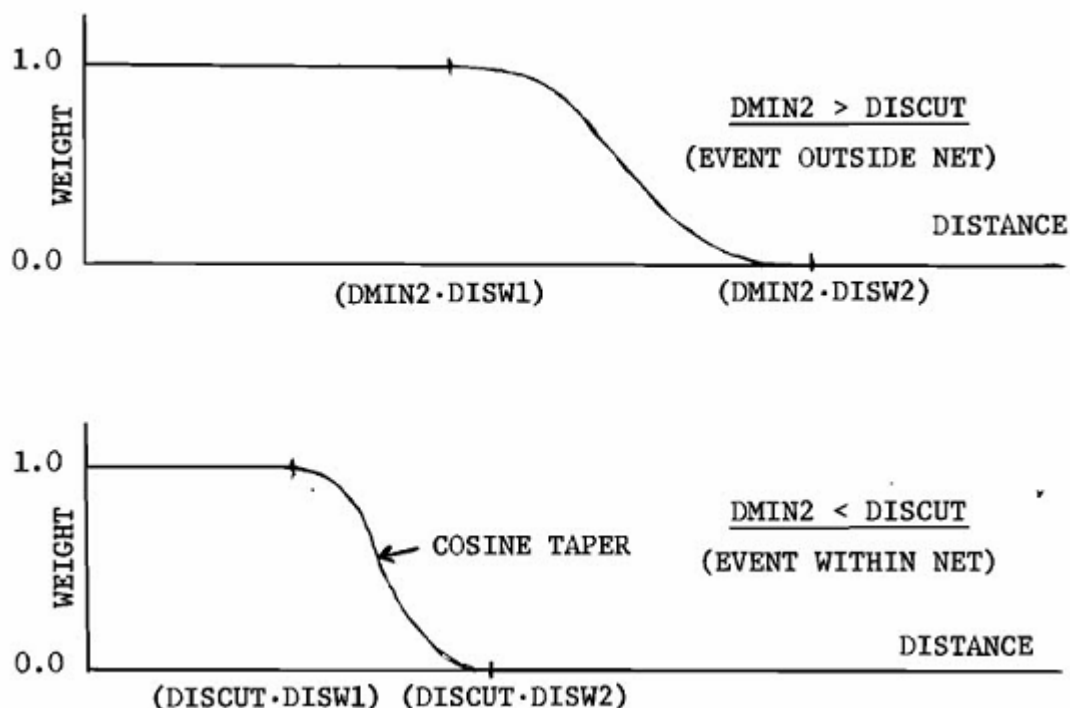
Η εντολή MUL δηλώνει αν θα χρησιμοποιηθούν διαφορετικά μοντέλα για διαφορετικές περιοχές οι οποίες καθορίζονται με την εντολή NOD η οποία έχει περιγραφεί παραπάνω.

Με την εντολή DIS καθορίζεται η εφαρμογή βάρους στους σεισμολογικούς σταθμο κάθε μια και κατά πόσο επηρεάζονται τα αποτελέσματα από αυτές, ακολουθεί στη συνέχεια. Όταν η απόσταση του δεύτερου σεισμολογικού σταθμού από τις αφίξεις ενός σεισμού (DMIN2) είναι μεγαλύτερη από την τιμή DISCUT που ορίζεται από τον χρήστη, η απόσταση στην οποία αρχίζει και τελειώνει η

συνημιτονοειδής συνάρτηση σταδιακής μείωσης, διαβαθμίζεται με το $DMIN2$, δηλαδή με την απόσταση του δεύτερου σταθμού, και έχει το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές κοντά στην τιμή $DMIN2*DISW1$ (το $DISW1$ ορίζεται από τον χρήστη) και χωρίς βάρος (no weight) μετά την τιμή $DMIN2*DISW2$. Από την άλλη μεριά, όταν η απόσταση του δεύτερου σταθμού είναι μικρότερη του $DISCUT$, τότε η απόσταση στην οποία αρχίζει και τελειώνει η συνάρτηση σταδιακής μείωσης είναι σταθερή και έχει μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές κοντά στο $DISCUT*DISW1$ και χωρίς βάρος (no weight) πέραν της τιμής $DISCUT*DISW2$ (σχήμα 2.13).

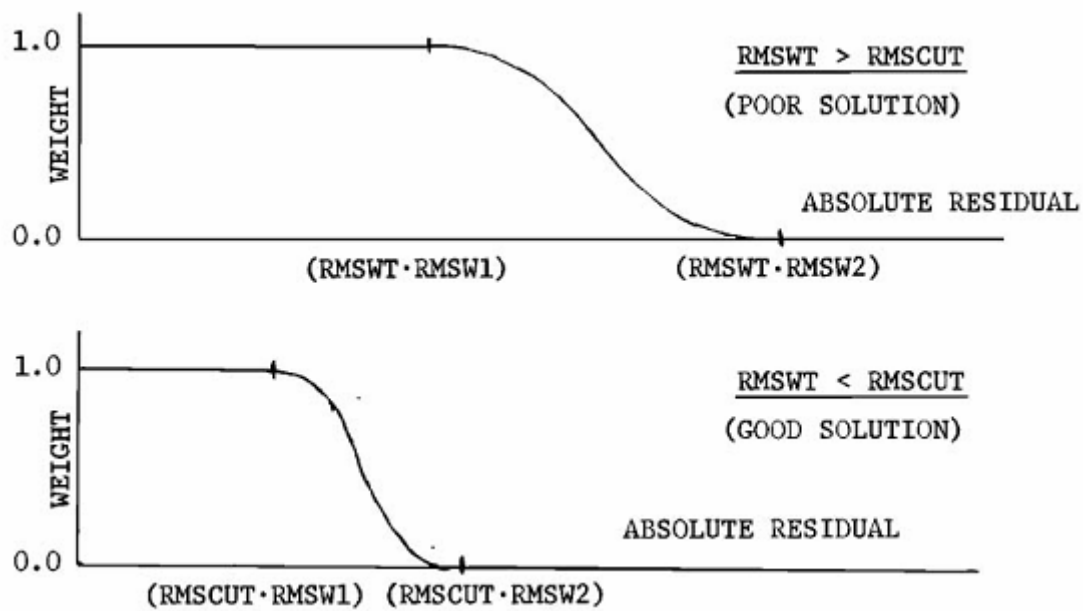
Έτσι λοιπόν οι τιμές που ορίζονται για τις παραμέτρους που αφορούν το βάρος απόστασης εξαρτώνται από τα δεδομένα τα οποία έχει ο χρήστης και από την περιοχή μελέτης και τη θέση αυτής σε σχέση με το δίκτυο. Όσο καλύτερα δεδομένα υπάρχουν τόσο πιο αυστηρά θα είναι τα κριτήρια στις τιμές των παραμέτρων. Στην προκειμένη περίπτωση, με βάση τη θέση της περιοχής μελέτης, την αξιμουθιακή κάλυψή της από σεισμολογικούς σταθμούς και με βάση την ποιότητα των δεδομένων έχουν οριστεί οι παρακάτω τιμές στις παραμέτρους της εντολής.

Για την παράμετρο $DISCUT$ ορίστηκαν τα 200 km, $DISW1$ η τιμή 1.0 και $DISW2$ η τιμή 2.0. Έτσι σύμφωνα με τα παραπάνω όταν ένας σταθμός θα βρίσκεται για παράδειγμα στα 300 km δηλαδή η περίπτωση που $DMIN2 > DISCUT$ εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στα χρονικά υπόλοιπα (residuals) όταν $DISTANCE < DMIN2*DISW1$ δηλαδή όταν η απόσταση είναι μικρότερη από 300 km και καθόλου βάρος (no weight) όταν $DISTANCE > DMIN2*DISW2$ δηλαδή στο συγκεκριμένο παράδειγμα όταν η απόσταση είναι μεγαλύτερη από 600 km. Στις ενδιάμεσες αποστάσεις ακολουθείται μια συνεμιτονοειδής σταδιακή μείωση (cosine tapering). Στην περίπτωση που ο δεύτερος σταθμός είναι σε μικρότερη απόσταση από το $DISCUT$, για παράδειγμα βρίσκεται στα 100 km τότε θα εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στα χρονικά υπόλοιπα όταν $DISTANCE < DISCUT*DISW1$, δηλαδή όταν η απόσταση είναι μικρότερη από 200 km, ενώ δε θα εφαρμόζεται βάρος (no weight) στις τιμές των χρονικών υπολοίπων όταν $DISTANCE > DISCUT*DISW2$, δηλαδή, όταν η απόσταση είναι μεγαλύτερη από 400 km.



Σχήμα 2.13 Οι παράμετροι DISCUT, DISW1 και DISW2 είναι σταθερές που έχουν οριστεί με την εντολή DIS. Η παράμετρος DMIN2 είναι η απόσταση του δεύτερου κοντινότερου σταθμού. Αν η απόσταση DMIN2 είναι μεγαλύτερη από DISCUT, (επάνω τμήμα του σχήματος), τότε η συνάρτηση επεκτείνεται και διαβαθμίζεται με το DMIN2 έτσι ώστε οι περισσότεροι σταθμοί να βρίσκονται στην περιοχή της σταδιακής μείωσης της συνάρτησης με την εφαρμογή βάρους. Αν η παράμετρος DMIN2 είναι μικρότερη από DISCUT (κάτω τμήμα του σχήματος), τότε η συνάρτηση είναι σταθερή. Σε σταθμούς που βρίσκονται σε απόσταση μεγαλύτερη από $DISCUT \cdot DISW2$ δεν εφαρμόζεται βάρος (τροποποιημένο από Klein, 2002)

Όπως η εντολή *DIS* καθορίζει την εφαρμογή βάρους στους σταθμούς σε σχέση με την απόσταση, αντίστοιχα η εντολή *RMS* θέτει τις παραμέτρους για την εφαρμογή βάρους στους σταθμούς με μεγάλα χρονικά υπόλοιπα. Σκοπός είναι η μείωση του βάρους των αφίξεων οι οποίες έχουν μεγάλα χρονικά υπόλοιπα και οι οποίες μπορεί να αντανakλούν μεγάλα σφάλματα στο χρόνο ή στην καμπύλη διαδρομής στα σημεία που το μοντέλο ταχύτητας είναι ανεπαρκές. Η συνάρτηση βάρους των χρονικών υπολοίπων είναι 1.0 για μικρά χρονικά υπόλοιπα, 0.0 για μεγάλες τιμές χρονικών υπολοίπων ενώ ακολουθεί μια συνημιτονοειδή σταδιακή μείωση στις ενδιάμεσες τιμές. Στο Hypoinverse τα σημεία των χρονικών υπολοίπων στα οποία αρχίζει και τελειώνει η συνάρτηση σταδιακής μείωσης (tapering) μπορεί να επεκταθεί και διαβαθμίζεται με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS). Οι παράμετροι που καθορίζουν το βάρος των υπολοίπων (residual weighting) δίνονται με την εντολή RMS και είναι οι εξής : *ITRRES*, δηλαδή σε ποια επανάληψη (iteration) να αρχίσει η εφαρμογή βάρους, *RMSCUT*, *RMSW1* και *RMSW2*. Όταν λοιπόν το μέσο



Σχήμα 2.14 Οι παράμετροι $RMSCUT$, $RMSW1$ και $RMSW2$ είναι σταθερές οι οποίες δίνονται με την εντολή RMS . $RMSWT$ είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο και υπολογίζεται πριν την εφαρμογή κάποιου βάρους. Αν το $RMSWT$ είναι μεγαλύτερο από το $RMSCUT$ (επάνω τμήμα του σχήματος), τότε η συνάρτηση επεκτείνεται και διαβαθμίζεται με το $RMSWT$ έτσι ώστε οι περισσότεροι σταθμοί του δικτύου να λαμβάνουν βάρος στην περιοχή σταδιακής μείωσης (tapering) της συνάρτησης. Αν το $RMSWT$ είναι μικρότερο από το $RMSCUT$ (κάτω τμήμα του σχήματος), τότε η συνάρτηση είναι σταθερή. Οι σταθμοί με υπόλοιπα μεγαλύτερα από την τιμή $RMSCUT \cdot RMSW2$ δε λαμβάνουν βάρος (τροποποιημένο από Klein, 2002)

τετραγωνικό σφάλμα RMS είναι μεγαλύτερο από την τιμή $RMSCUT$ τότε το χρονικό υπόλοιπο (residual) στο οποίο θα αρχίσει και θα τελειώσει η εφαρμογή της συνάρτησης της σταδιακής μείωσης (taper) κλιμακώνεται με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) και τα υπόλοιπα έχουν το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στις τιμές πιο κοντά στην τιμή $RMS \cdot RMSW1$ και καθόλου βάρος (no weight) στις τιμές πέρα από την τιμή $RMS \cdot RMSW2$. όταν όμως το RMS είναι μικρότερο από την τιμή $RMSCUT$ τότε η τιμή του υπολοίπου (residual) στην οποία αρχίζει και τελειώνει η εφαρμογή της συνάρτησης σταδιακής μείωσης, είναι σταθερή και έχουμε την εφαρμογή του μεγαλύτερου βάρους (full weight) στις τιμές κοντά στο $RMSCUT \cdot RMSW1$ και καθόλου βάρος (no weight) σε τιμές μεγαλύτερες από $RMSCUT \cdot RMSW2$ (σχήμα 2.14).

Έτσι οι τιμές που ορίζονται στην εντολή RMS όπως και στην περίπτωση της εφαρμογής βάρους στους σεισμολογικούς σταθμούς ανάλογα με την απόσταση, εξαρτώνται από τα διαθέσιμα κάθε φορά δεδομένα. Με βάση λοιπόν την ποιότητα

των δεδομένων, στην παρούσα διατριβή έχουν οριστεί οι παρακάτω τιμές. Για την παράμετρο *RMSCUT* έχει οριστεί η τιμή 0.8, για την παράμετρο *RMSW1* η τιμή 1.0 και για την *RMSW2* η τιμή 2.0. Σύμφωνα με τα παραπάνω όταν το RMS ενός σεισμού είναι για παράδειγμα 1.5, δηλαδή $RMS > RMSCUT$ τότε θα έχουμε την εφαρμογή του μεγαλύτερου βάρους (full weight) όταν το σφάλμα είναι μικρότερο από $RMS * RMSW1$, δηλαδή μικρότερο από 1.5 και καθόλου βάρος (no weight) όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από $RMS * RMSW2$, δηλαδή όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από 3.0, ενώ ακολουθείται μια συνημιτονοειδής σταδιακή μείωση του βάρους στις ενδιάμεσες τιμές. Στην περίπτωση που το RMS είναι 0.5 τότε εφαρμόζεται το μεγαλύτερο βάρος (full weight) στο χρονικό υπόλοιπο (residual) όταν το σφάλμα έχει τιμές μικρότερες από $RMSCUT * RMSW1$ δηλαδή μικρότερο από 0.8 και καθόλου βάρος (no weight) όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από $RMSCUT * RMSW2$ δηλαδή μεγαλύτερο από 1.6. Κατά συνέπεια, οι περισσότεροι σταθμοί θα έχουν μεγάλο βάρος όταν η τιμή RMS είναι μεγάλη, αλλά καθώς θα συνεχίζονται οι επαναλήψεις και η σύγκλιση και η τιμή RMS μειώνεται, τα βάρη των μεγάλων χρονικών υπολοίπων μειώνονται.

Η τιμή *RMSCUT* αποτρέπει τη δημιουργία ενός εσωτερικού σπειροειδούς μέσα στο οποίο τα μεγάλα χρονικά υπόλοιπα εγκαταλείπονται, πράγμα το οποίο μειώνει το RMS, και το οποίο οδηγεί σε ακόμα μεγαλύτερα χρονικά υπόλοιπα να εξαιρούνται. Υπάρχουν δύο ξεχωριστές τιμές RMS που χρησιμοποιούνται από το πρόγραμμα. Η τιμή *RMSWT*, η οποία υπολογίζεται πριν την εφαρμογή βάρους στα χρονικά υπόλοιπα, με βάση την οποία υπολογίζεται το βάρος αυτών, και η εξερχόμενη μεταβλητή που δηλώνεται ως *RMS* και είναι η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που υπολογίζεται μετά την εφαρμογή βάρους στα χρονικά υπόλοιπα και χρησιμοποιείται για τους ελέγχους σύγκλισης και ως κριτήριο ποιότητας.

Η εφαρμογή βάρους στα χρονικά υπόλοιπα εφαρμόζεται σε κάθε επανάληψη (iteration) ξεκινώντας από την επανάληψη που έχει οριστεί. Αυτό επιτρέπει τους σταθμούς να έχουν μεγάλο βάρος στις πρώτες επαναλήψεις (full weighted) μέχρις ότου η εστία να φτάσει την τελική της θέση, και στη συνέχεια αφού ξεκινήσει η εφαρμογή βάρους στα υπόλοιπα, το βάρος των σταθμών να μπορεί να αυξηθεί ή να μειωθεί όσο προχωράει η διαδικασία σύγκλισης. Αυτό γενικά επιτρέπει περίπου στο 10% των μεγάλων χρονικών υπολοίπων να εφαρμόζεται μικρότερο βάρος αν υπάρχουν λανθασμένες φάσεις.

Στη συνέχεια η εντολή *CON* ορίζει τις παραμέτρους που ρυθμίζουν τις δοκιμές σύγκλισης των επαναλήψεων μέχρι την τελική λύση ενός σεισμού. Η λύση θεωρείται τελική όταν είτε η μετακίνηση της εστίας, είτε η αλλαγή της τιμής RMS πέσει κάτω από τα δοσμένα όρια ή όταν ξεπεραστεί ο αριθμός των επαναλήψεων. Οι παράμετροι που ορίζονται στην εντολή αυτή είναι τρεις : Η παράμετρος *ITRLIM* που δηλώνει το μέγιστο αριθμό επαναλήψεων, η παράμετρος *DQUIT* που δηλώνει πως αν η μετακίνηση της εστίας είναι μικρότερη από την τιμή αυτή σε km τότε σταματούν οι προσεγγίσεις και η *DRQT* που δηλώνει πως αν οι αλλαγές στην τιμή του RMS είναι μικρότερη από την τιμή αυτή τότε επίσης σταματούν οι προσεγγίσεις.

Προχωρώντας, η εντολή *DAM*, θέτει τις παραμέτρους για τις επαναλήψεις και την απόσβεση που επηρεάζουν την προσαρμογή της εστίας. Οι παράμετροι αυτές είναι οι εξής : *DXFIX*. Με την παράμετρο αυτή το βάθος της εστίας παραμένει σταθερό έως ότου η προσαρμογή του επικέντρου είναι μικρότερη από την τιμή αυτή σε km. *DZMAX*. Η μέγιστη επιτρεπόμενη δυνατή προσαρμογή του βάθους σε km χωρίς υποχρεωτική απόσβεση του διανύσματος προσαρμογής. *DZAIR*. Εάν η προσαρμογή του βάθους τοποθετήσει την εστία πάνω από την επιφάνεια, το βάθος, πολλαπλασιάζεται με την τιμή ενός κλάσματος και μετακινείται ανάλογα. *DAMP*. Ο αναγκαστικός παράγοντας απόσβεσης για όλες τις προσαρμογές της εστίας. *EIGTOL*. Η μικρότερη επιτρεπόμενη ιδιοτιμή πριν την προσαρμογή της εστίας στην κατεύθυνση της ιδιοτιμής. *RBACK*, *BACFAC*. Αν το RMS αυξηθεί περισσότερο από την τιμή *RBACK* από τη μια επανάληψη στην επόμενη, να μετακινηθεί η εστία με την τιμή του κλάσματος *BACFAC* προς τα πίσω σε σχέση με την τελευταία λύση και να συνεχιστούν οι επαναλήψεις. *DXMAX*. Η μέγιστη απόσταση προσαρμογής σε km. *D2FAR*. Η μέγιστη απόσταση του δευτέρου κοντινότερου σταθμού σε km πριν σταματήσουν οι επαναλήψεις. Με την παράμετρο αυτή αποτρέπεται να φεύγουν εκτός ελέγχου οι μακρινοί σεισμοί. Η τιμή της παραμέτρου αυτής εξαρτάται από την πυκνότητα του δικτύου της εξεταζόμενης περιοχής και προσαρμόζεται ανάλογα με αυτό. Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο τόσο μικρότερες τιμές παίρνει η παράμετρος αυτή και οι σεισμοί που είναι μακρινοί, εκτός δικτύου, δε φεύγουν εκτός ελέγχου.

Συνεχίζοντας, με την εντολή *WET* παρέχονται οι παράγοντες βάρους για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα για τους κώδικες βάρους 0, 1,2 και 3. Οι κώδικες βάρους από 4-9 πάντα έχουν παράγοντα βάρους 0.

Η εντολή *POS* εκφράζει το λόγο της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Με τη γνώση της μεταβολής της ταχύτητας

διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων το μοντέλο γίνεται πλήρες. Η γνώση όμως της ταχύτητας διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων προϋποθέτει τη γνώση των χρόνων διαδρομής αυτών από την εστία του σεισμού σε κάθε σταθμό. Έτσι υπολογίζεται ο λόγος της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων V_p προς την ταχύτητα των εγκαρσίων V_s .

Για τον υπολογισμό του λόγου αυτού χρησιμοποιούνται οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων t_{pobs} και t_{sobs} , αντίστοιχα, καθώς και οι επικεντρικές αποστάσεις, των σεισμολογικών σταθμών. Με δεδομένα λοιπόν τους χρόνους t_{pobs} και t_{sobs} για κάθε σταθμό υπολογίστηκε ο λόγος t_{sobs}/t_{pobs} . Στη συνέχεια βρέθηκε ο μέσος όρος του λόγου αυτού και ο οποίος ισούται με το λόγο ταχυτήτων V_p/V_s διότι :

$$V_p = \frac{d}{t_{pobs}} \quad (2.1)$$

και

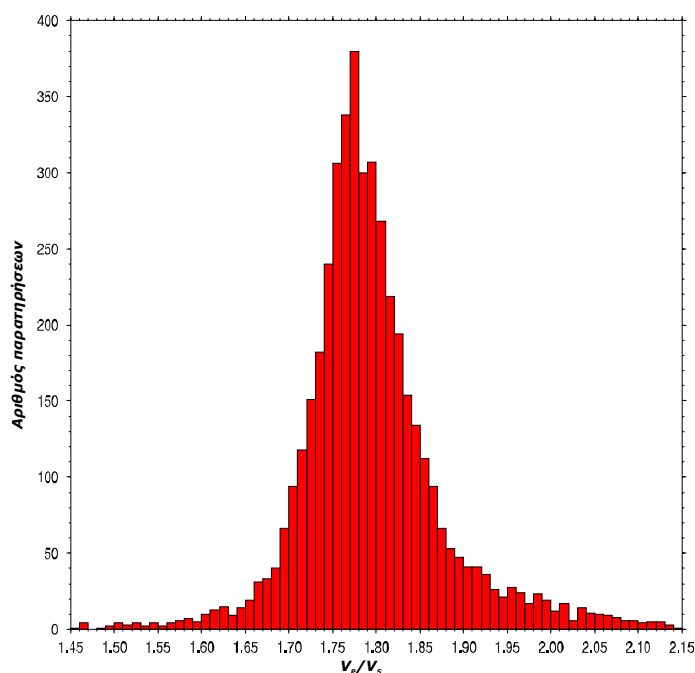
$$V_s = \frac{d}{t_{sobs}} \quad (2.2)$$

Άρα από τις (2.1) και (2.2) προκύπτει ότι

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_{sobs}}{t_{pobs}} \quad (2.3)$$

Στο σχήμα 2.15 φαίνεται το ιστόγραμμα συχνότητας των λόγων ταχυτήτων των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s) καθώς επίσης και ο μέσος όρος του λόγου αυτού που είναι $V_p/V_s=1.78$.

Η εντολή **ERR** θέτει το αναμενόμενο με βάση τα δεδομένα σφάλμα στο χρόνο. Αυτό πρέπει να είναι το συνολικό σφάλμα από όλες τις πηγές περιλαμβάνοντας σφάλματα φάσεων καθώς επίσης και σφάλματα στις χρονικές διορθώσεις. Λαμβάνοντας υπόψη την τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS σε μελέτες σεισμικών ακολουθιών με βάση τις καταγραφές σε σεισμολογικούς σταθμούς του μονίμου σεισμολογικού δικτύου η τιμή αυτή λήφθηκε ίση με 0.5 για την περιοχή μελέτης.

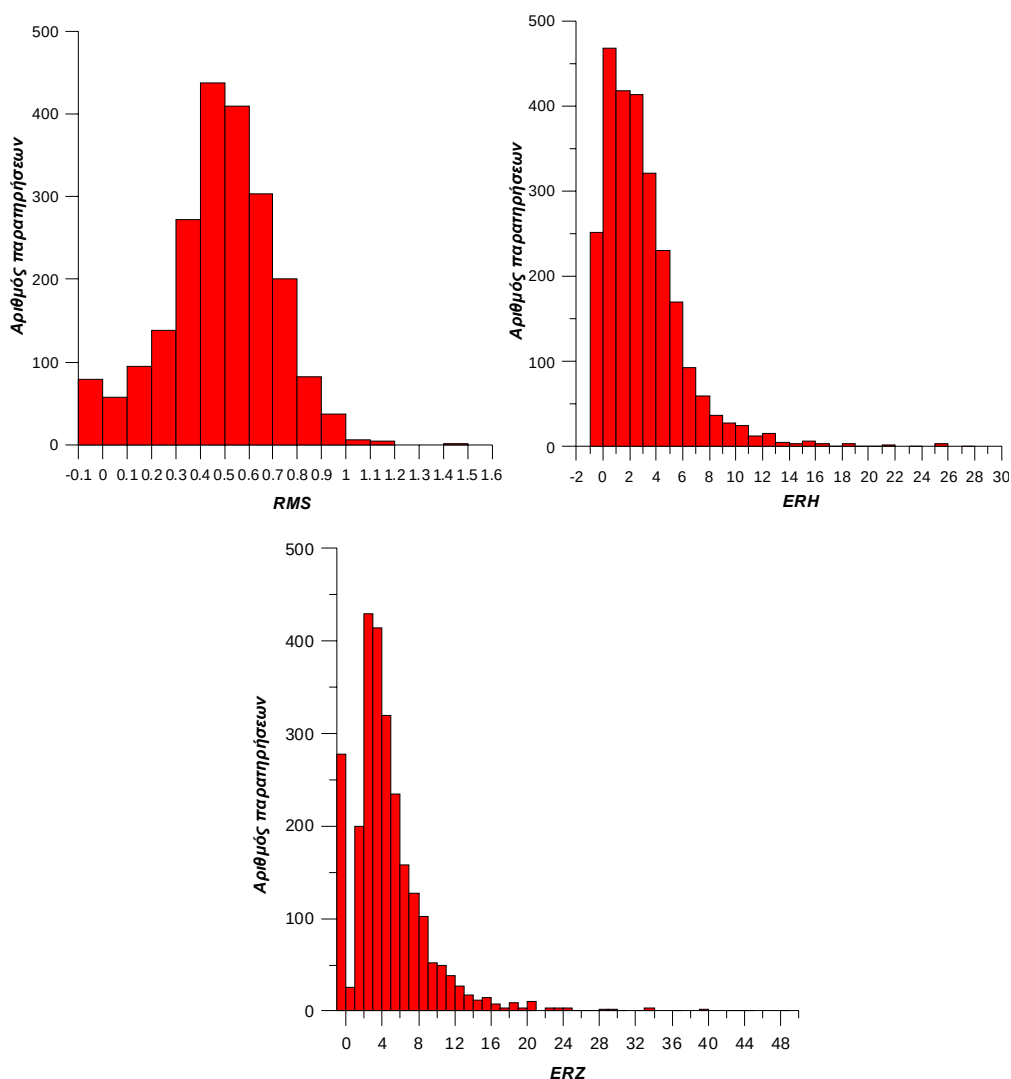


Σχήμα 2.15 Ιστόγραμμα του λόγου ταχυτήτων V_p/V_s . Υπολογίστηκε ο μέσος όρος των λόγων $t_{\text{sobs}}/t_{\text{pobs}}=V_p/V_s$ για κάθε μέτρηση και βρέθηκε ίσος με 1.78

Τελειώνοντας με την εντολή *PHS* δηλώνεται το αρχείο των φάσεων των σεισμών, με την εντολή *PRT* το εξερχόμενο αρχείο που περιέχει τις λύσεις των εστιακών συντεταγμένων και τις αντίστοιχες πληροφορίες για κάθε σταθμό που χρησιμοποιήθηκε για την επίλυση, και με την εντολή *SUM* δηλώνεται το όνομα του καταλόγου των σεισμών που προκύπτουν μετά από την εφαρμογή του προγράμματος.

2.5 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ

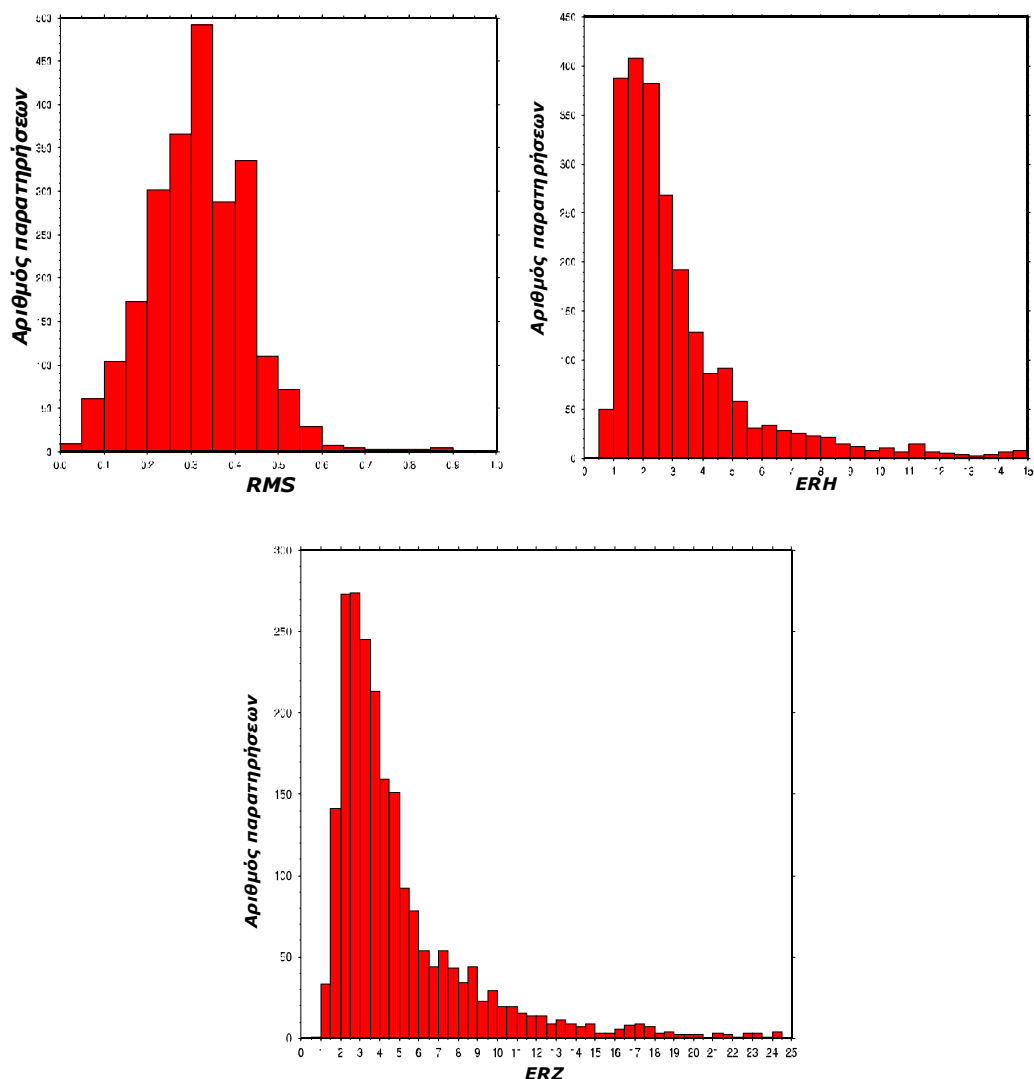
Με τη χρήση των φάσεων όλων των σεισμών το πρόγραμμα *HYPOINVERSE*, και τα μοντέλα στις υποπεριοχές στις οποίες χωρίστηκε ο χώρος μελέτης, έγινε προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών για το χρονικό διάστημα 1964-2002. Από τους 4140 σεισμούς οι οποίοι περιέχονται στον κατάλογο του ISC, έγινε δυνατό να προσδιοριστούν τα στοιχεία 3446 σεισμών. Για τους υπόλοιπους, ο μικρός αριθμός φάσεων και τα μεγάλα σφάλματα στο χρόνο άφιξης δεν επέτρεψαν τον επαναπροσδιορισμό τους.



Σχήμα 2.16 Ιστογράμματα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS, του σφάλματος στο επίκεντρο ERH και στο βάθος ERZ μετά από την επεξεργασία των δεδομένων με το Hypo71

Η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξετάζεται με την κατανομή των τιμών των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης RMS, στο επίκεντρο, ERH και στο βάθος ERZ. Παρά το γεγονός ότι οι τιμές αυτές δεν έχουν φυσική αλλά μόνο μαθηματική σημασία, αυτές είναι ενδεικτικές της ακρίβειας των αποτελεσμάτων τα οποία προέκυψαν με την επεξεργασία των δεδομένων.

Για να γίνει σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ της επεξεργασίας με το πρόγραμμα Hypo71 και με την επεξεργασία με το πρόγραμμα HYPOINVERSE παρουσιάζονται τα ιστογράμματα της κατανομής των σφαλμάτων. Όπως προκύπτει από τις κατανομές του σχήματος 2.16 οι οποίες αφορούν όλους τους σεισμούς οι οποίοι έχουν επεξεργαστεί με το πρόγραμμα Hypo71 το μέσο σφάλμα στους υπολογισμούς του χρόνου είναι 0.7 sec, το μέσο σφάλμα στους υπολογισμούς των epicέντρων είναι 8.4



Σχήμα 2.17 Ιστογράμματα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS, του σφάλματος στο επίκεντρο ERH και στο βάθος ERZ μετά από την επεξεργασία των δεδομένων με το Hypoinverse

km, και το μέσο σφάλμα στους υπολογισμούς των βαθών είναι 31.1 km. Όπως παρατηρείται από τα διαγράμματα οι τιμές του μέσου τετραγωνικού σφάλματος κυμαίνονται από 0.1–1.4sec ενώ παρατηρείται μια συγκέντρωση στο διάστημα 0.8–0.85sec, οι τιμές του σφάλματος στο επίκεντρο κυμαίνονται από 1.0-25km με μεγαλύτερη συγκέντρωση στο διάστημα 2.5-3.0km και οι τιμές του σφάλματος στο βάθος κυμαίνονται από 0.5-30km με μεγαλύτερη συγκέντρωση στο διάστημα 4.0-4.5km.

Στη συνέχεια με τον προσδιορισμό των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με τη διαδικασία που έχει ήδη περιγραφεί και την μετέπειτα επεξεργασία των δεδομένων με το πρόγραμμα Hypoinverse προέκυψαν τα ιστογράμματα συχνότητας των σφαλμάτων στους υπολογισμούς του χρόνου γένεσης

RMS, του επικέντρου ERH και του εστιακού βάθους ERZ που φαίνονται στο σχήμα 2.17. Από τις κατανομές αυτές το μέσο σφάλμα στο χρόνο είναι 0.3sec, στο επίκεντρο 6.7km και στο εστιακό βάθος 12.2km, ενώ παρατηρείται μεγαλύτερη συγκέντρωση του σφάλματος RMS στο διάστημα 0.3–0.35sec, του ERH στο διάστημα 1.5–2.0km και στο ERZ στο διάστημα 2.5–3.0km. Είναι φανερό πως με τη χρησιμοποίηση των χρονικών διορθώσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς και τη χρησιμοποίηση του προγράμματος HypoInverse, με τις κατάλληλες παραμέτρους, τα σφάλματα έχουν μειωθεί και ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων είναι περισσότερο ακριβής, έτσι ώστε να μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη σεισμοτεκτονική μελέτη της περιοχής και τη συσχέτιση με τις ενεργές δομές της περιοχής.

3. ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ 1964-2002

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

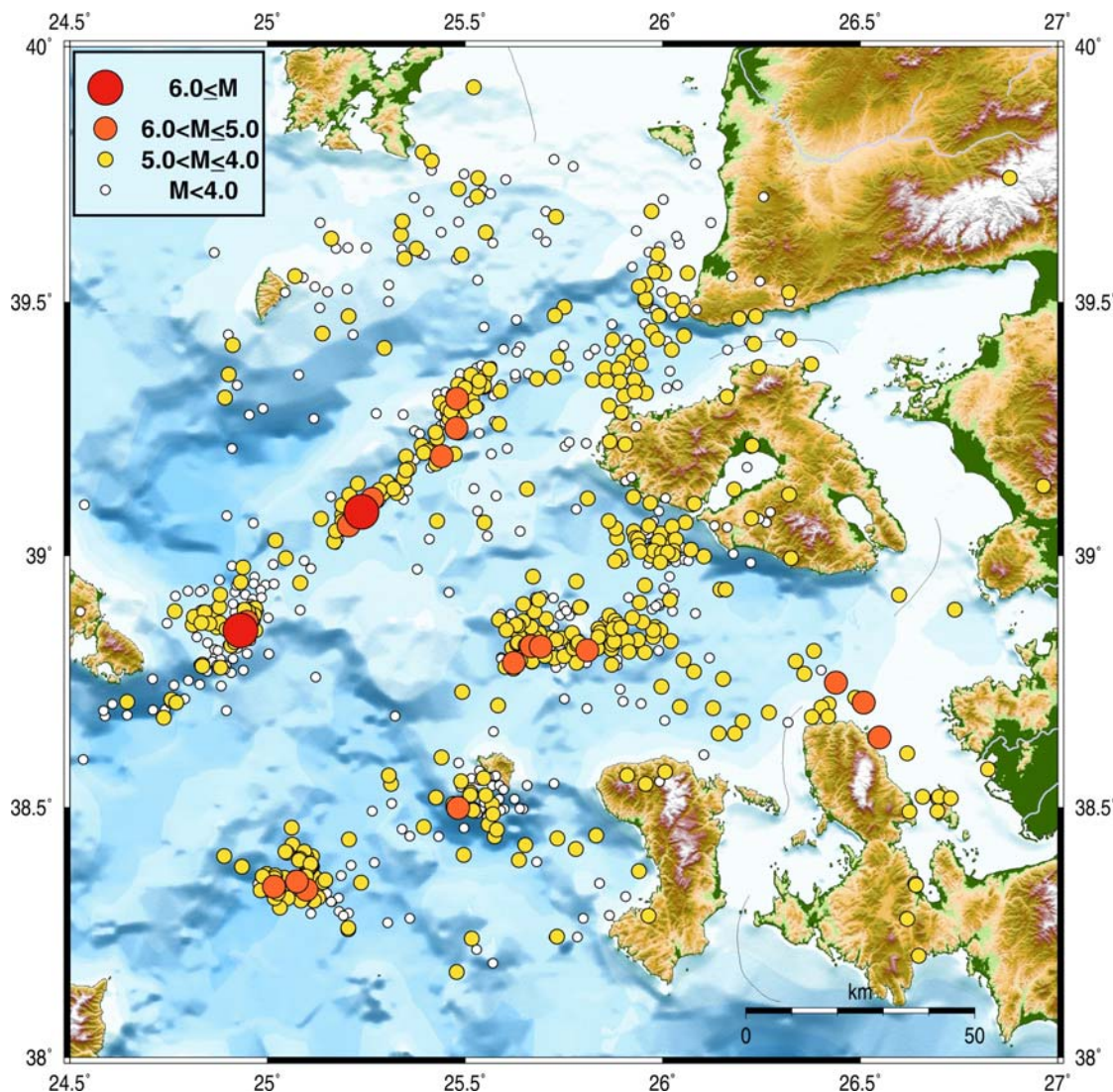
Μετά την επεξεργασία των σεισμών και την εύρεση των όσο το δυνατόν ακριβέστερων εστιακών παραμέτρων, δημιουργήθηκε κατάλογος όλων των σεισμών τοποθετημένων σε χρονολογική σειρά. Στη συνέχεια προστέθηκαν όλες οι διαθέσιμες πληροφορίες για το μέγεθος κάθε σεισμού. Συγκεκριμένα, για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα μεγέθη από τον κατάλογο των Papazachos et al. (2004). Έγινε χαρτογράφηση των epicέντρων των σεισμών αυτών στο χάρτη του σχήματος 3.1. Η χαρτογράφηση των epicέντρων τα οποία πληρούν τα εξής κριτήρια: $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.5$ km και $ERZ \leq 5.0$ km έγινε με τη χρήση κύκλων τεσσάρων διαφορετικών μεγεθών και χρωμάτων. Οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 6.0$ παριστάνονται με μεγάλους κόκκινους κύκλους. Μικρότεροι πορτοκαλί κύκλοι έχουν χρησιμοποιηθεί για τη χαρτογράφηση των σεισμών με μεγέθη $5.0 \leq M \leq 5.9$. Οι σεισμοί με μεγέθη $4.0 \leq M \leq 4.9$ παριστάνονται με μικρότερους κίτρινους κύκλους ενώ ακόμα μικρότεροι άσπροι κύκλοι έχουν χρησιμοποιηθεί για τη χαρτογράφηση σεισμών με μεγέθη $M \leq 3.9$.

3.2 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΠΙΚΕΝΤΡΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Γενικά η σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου είναι έντονη και έχει ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Η διεύθυνση αυτή της σεισμικότητας οφείλεται στους κλάδους του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας οι οποίοι εισέρχονται στο χώρο του Αιγαίου. Υπάρχουν όμως και δομές όπως στην περιοχή του θαλάσσιου χώρου δυτικά της Χίου που έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ οι οποίες πιθανώς δηλώνουν τη μετάβαση μεταξύ των παράλληλων δεξιόστροφων οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτων του Αιγαίου με τα κανονικά ρήγματα Α-Δ διεύθυνσης της ηπειρωτικής Ελλάδας.

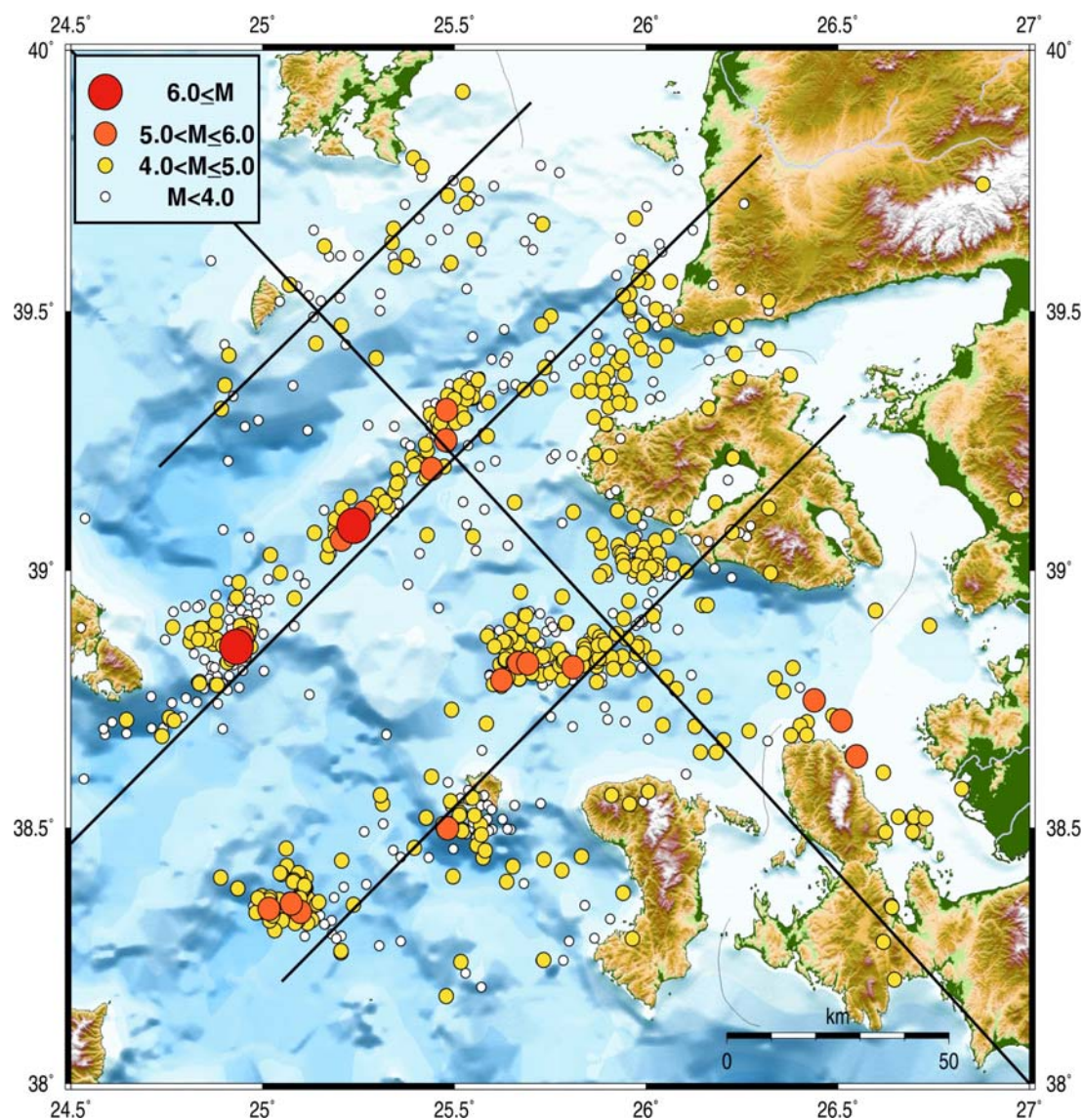
Ξεκινώντας από βόρεια, παρατηρείται μια ζώνη σεισμικότητας διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ νότια της Λήμνου με όχι ιδιαίτερα ισχυρούς σεισμούς. Τα epicέντρα της δραστηριότητας αυτής είναι σε συμφωνία με τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της

περιοχής, σύμφωνα με τα οποία η περιοχή χαρακτηρίζεται από δεξιόστροφα οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης.



Σχήμα 3.1 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών μετά από την επεξεργασία των δεδομένων με το HypoInverse. Στο χάρτη αυτό παρουσιάζονται σεισμοί με περισσότερες από δέκα φάσεις με $RMS \leq 0.5$, $ERH \leq 3.5$ και $ERZ \leq 5.0$

Η έντονη σεισμική δραστηριότητα που παρατηρείται δυτικά της νήσου Λέσβου και φτάνει μέχρι τις ακτές της Σκύρου περιλαμβάνει το μεγαλύτερο σεισμό που έγινε στην περιοχή αυτή με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=6.8$ στις 19 Δεκεμβρίου 1981. Μια εβδομάδα αργότερα, στην ίδια περιοχή έγινε και δεύτερος σεισμός με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=6.4$. Στη δραστηριότητα αυτή διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ περιλαμβάνονται και άλλοι σεισμοί διαφόρων μεγεθών οι οποίοι ακολούθησαν ή προηγήθηκαν των σεισμών αυτών. Και σε αυτή την περίπτωση η

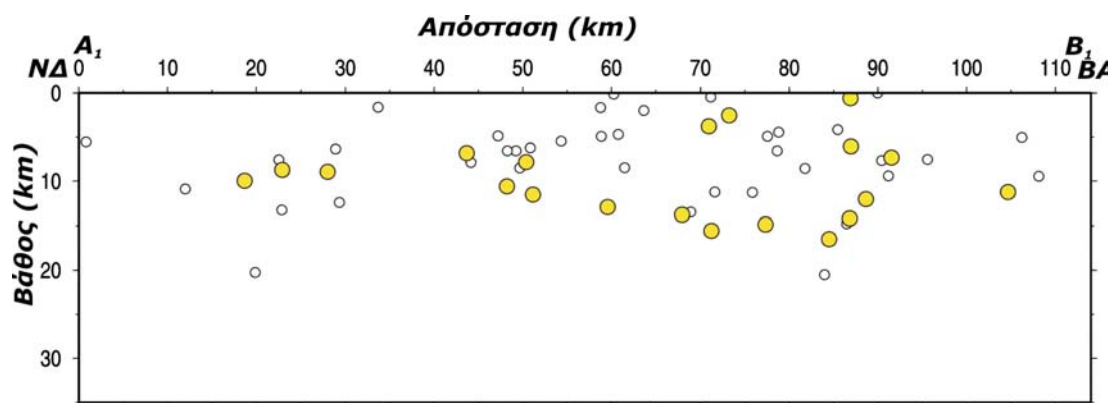


Σχήμα 3.2 Χάρτης των επικέντρων των σεισμών και οι θέσεις των κάθετων τομών που πραγματοποιήθηκαν

σεισμική δραστηριότητα είναι παράλληλη με την παραπάνω συγκέντρωση σεισμών και έχει τα ίδια χαρακτηριστικά.

Στην περιοχή νοτιοδυτικά της Λέσβου υπάρχει έντονη συγκέντρωση σεισμών η οποία φαίνεται να έχει την ίδια μάλλον διεύθυνση με τους δύο προηγούμενους κλάδους, δηλαδή ΒΑ-ΝΔ χωρίς όμως αυτό να είναι εμφανές χωρίς την ανάλυση επιπλέον δεδομένων (μηχανισμοί γένεσης).

Επόμενη συγκέντρωση σεισμών υπάρχει στη περιοχή των Ψαρών δυτικά της Χίου και συγκεκριμένα στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά του νησιού. Για τη δραστηριότητα αυτή όσον αφορά τη διεύθυνσή της δεν μπορούν να βγουν σαφή



Σχήμα 3.3 Η κάθετη τομή A_1-B_1 που φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.2 παριστάνοντας τις καλύτερα υπολογισμένες εστίες των σεισμών σε αυτή την περιοχή

συμπεράσματα από το χάρτη του σχήματος 3.1 και περαιτέρω μελέτη αυτής ακολουθεί στη συνέχεια.

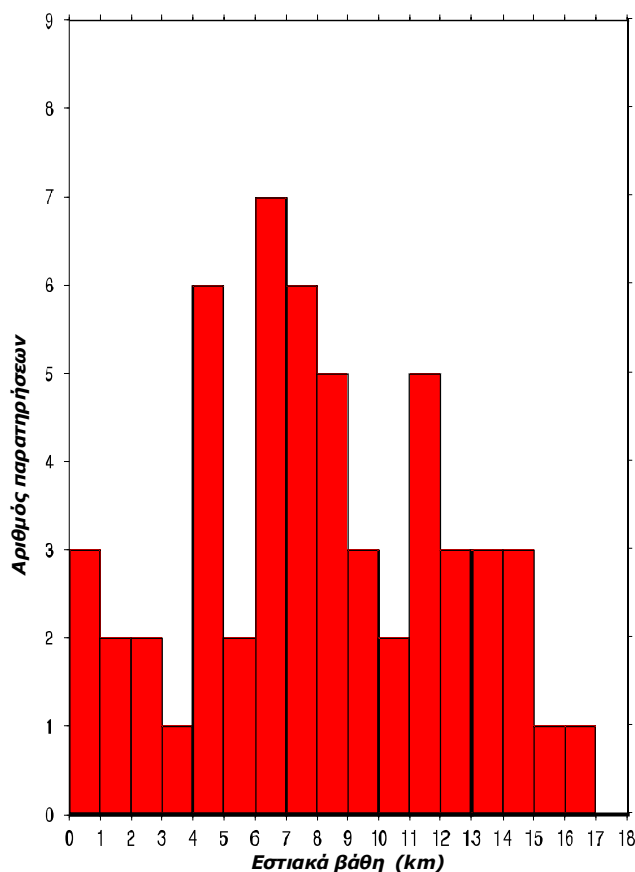
Στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά των Ψαρών υπάρχει επίσης έντονη σεισμική δραστηριότητα η οποία όμως έχει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Τέτοιες δομές όπως έχει ήδη αναφερθεί υπάρχουν και σε άλλες περιοχές του Αιγαίου όπως για παράδειγμα η σεισμική δραστηριότητα μετά το σεισμό της Σκύρου τον Ιούλιο του 2001 (Karakostas et al., 2003), η οποία ακολουθεί αυτήν την διεύθυνση.

Στις υπόλοιπες περιοχές η σεισμική δραστηριότητα είναι διάσπαρτη και περισσότερο περιορισμένη ενώ σε κάποιες άλλες όπως για παράδειγμα στα βόρεια παράλια της δυτικής Τουρκίας απουσιάζει εντελώς.

3.3 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΒΑΘΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Για τη μελέτη της κατανομής των εστιακών βαθών των σεισμών στην περιοχή μελέτης κατασκευάστηκαν τομές όπως φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.2. Σκοπός ήταν να διαπιστωθεί αν υπάρχουν διαφορές στην κατανομή των εστιακών βαθών μεταξύ των περιοχών.

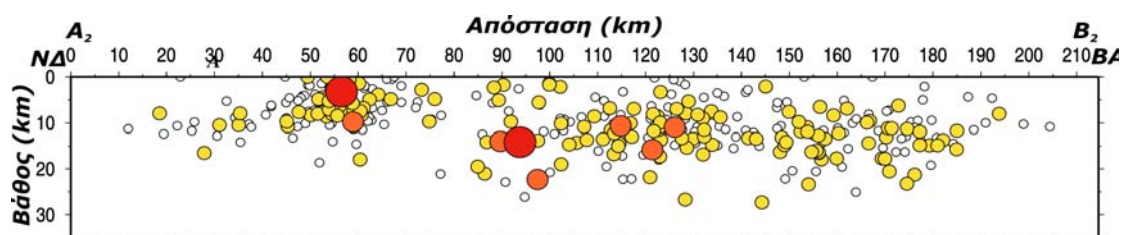
Η πρώτη τομή είναι η A_1-B_1 , η οποία έχει γίνει κάθετα στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης στην περιοχή αυτή και έχει πλάτος 20 km. Στην τομή αυτή παριστάνονται οι ακριβέστερα υπολογισμένες εστίες της περιοχής και περιλαμβάνονται σεισμοί με περισσότερες από δέκα φάσεις, με μέσο τετραγωνικό σφάλμα στο χρόνο γένεσης $RMS \leq 0.5$ sec, με σφάλμα στο επίκεντρο $ERH \leq 3.5$ km και με σφάλμα στον υπολογισμό του βάθους $ERZ \leq 5.0$ km. Από το σχήμα φαίνεται ότι η σεισμική δραστηριότητα φτάνει μέχρι τα βάθη των 20km περίπου. Οι



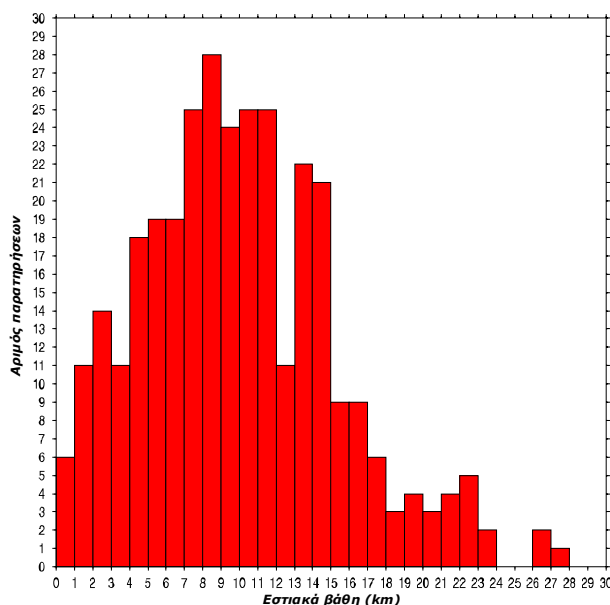
Σχήμα 3.4 Ιστόγραμμα συχνότητας της κατανομής των βαθών για τους σεισμούς που παριστάνονται στην τομή Α₁-Β₁ του σχήματος 3.3

μεγαλύτεροι σε μέγεθος όμως σεισμοί συγκεντρώνονται στα βάθη από 5-15 km το οποίο αποτελεί το σεισμογόνο στρώμα.

Επίσης πραγματοποιήθηκε ιστόγραμμα συχνότητας των εστιακών βαθών της περιοχής αυτής. Η κατανομή αυτή φαίνεται στο σχήμα 3.4. Οι εστίες των σεισμών κατανέμονται από τα πρώτα χιλιόμετρα από την επιφάνεια της Γης μέχρι τα 17km περίπου. Το σεισμογόνο στρώμα που φιλοξενεί τη μεγαλύτερη δραστηριότητα εκτείνεται σε βάθη από 4km έως 15km. Το μέγιστο της κατανομής παρατηρείται σε βάθη 7-8km από την επιφάνεια της Γης.



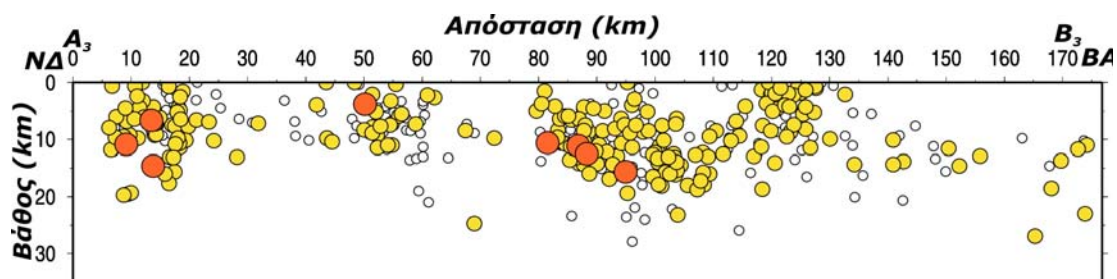
Σχήμα 3.5 Η κάθετη τομή Α₂-Β₂ που φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.3 παριστάνοντας τις καλύτερα υπολογισμένες εστίες της περιοχής αυτής



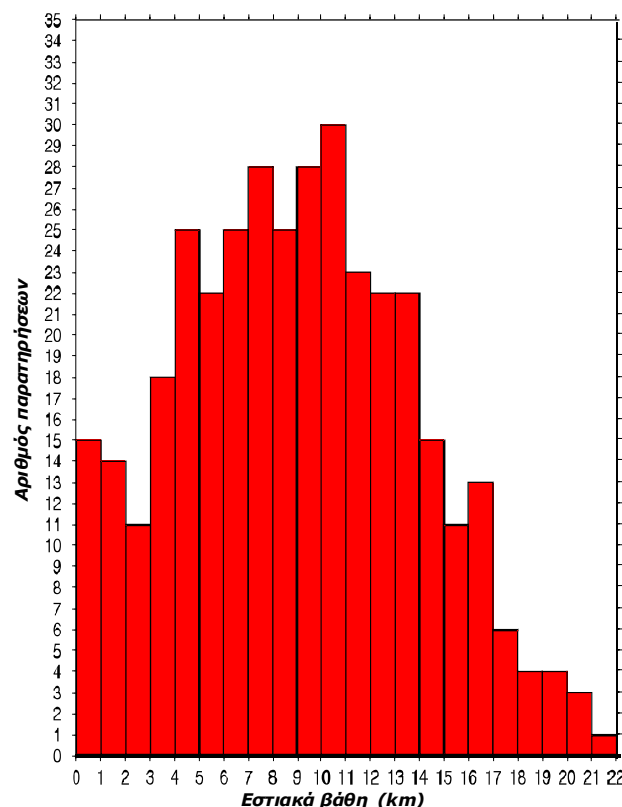
Σχήμα 3.6 Ιστόγραμμα συχνότητας της κατανομής των βαθών για τους σεισμούς που παριστάνονται στην τομή A₂-B₂ του σχήματος 3.5

Η τομή A₂-B₂ έχει γίνει κάθετα στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης στην περιοχή αυτή και έχει πλάτος 30km (σχήμα 3.5). Στην τομή παριστάνονται οι καλύτερα προσδιορισμένες εστίες της περιοχής με σεισμούς με φάσεις περισσότερες από δέκα, $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.5$ km και $ERZ \leq 5.0$ km. Από το σχήμα φαίνονται οι συγκεντρώσεις της σεισμικότητας με εστιακά βάθη να φτάνουν μέχρι τα 20km περίπου.

Κατασκευάστηκε ιστόγραμμα συχνότητας των εστιακών βαθών και η κατανομή αυτών φαίνεται στο σχήμα 3.6. Τα βάθη στην περιοχή αυτή κυμαίνονται από τα πρώτα χιλιόμετρα της επιφάνειας της Γης μέχρι τα 24Km και ελάχιστοι σεισμοί βρίσκονται εκτός αυτών των ορίων. Το μέγιστο της κατανομής παρατηρείται στα 8-9km σε συμφωνία με την κατανομή των εστιακών βαθών της βορειότερης περιοχής. Μετά τα 14-15 km παρατηρείται έντονη μείωση του αριθμού των σεισμών



Σχήμα 3.7 Η κάθετη τομή A₃-B₃ που φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.3 παριστάνοντας τις καλύτερα υπολογισμένες εστίες της περιοχής αυτής

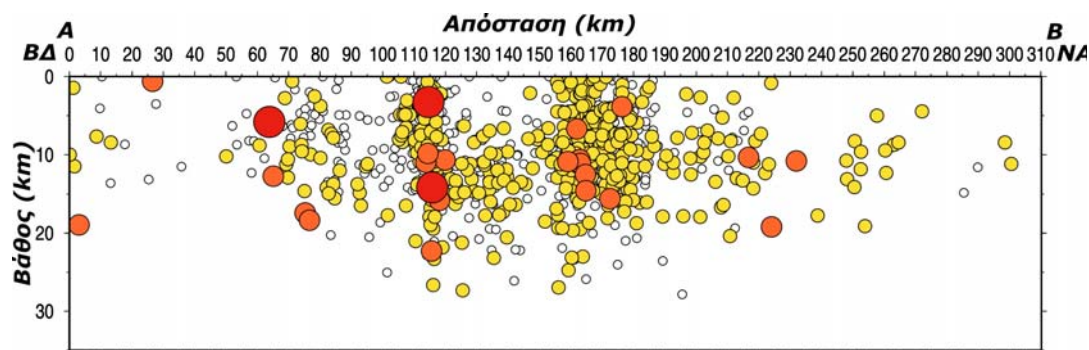


Σχήμα 3.8 Ιστόγραμμα συχνότητας της κατανομής των βαθών για τους σεισμούς που παριστάνονται στην τομή A₃-B₃ του σχήματος 3.5

οι οποίοι έχουν μεγαλύτερα βάθη.

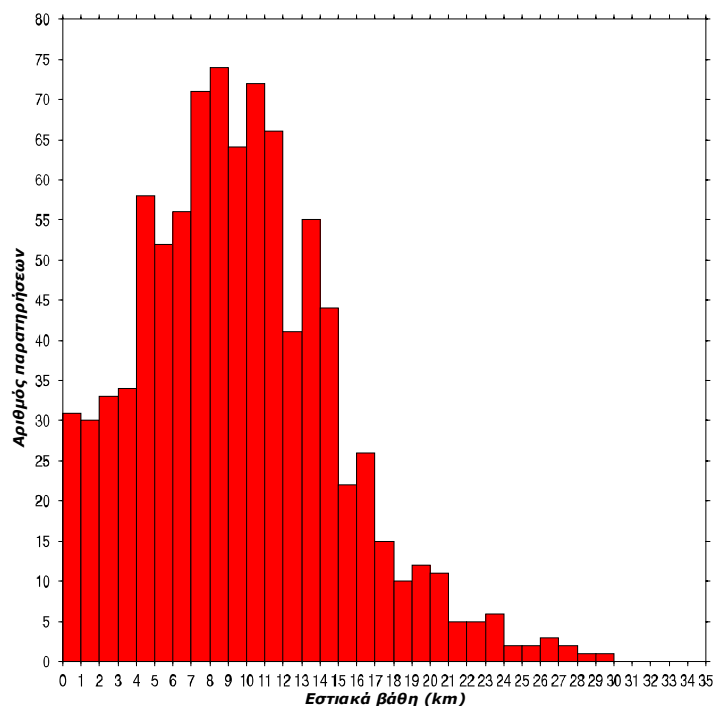
Στη νοτιότερη περιοχή, πραγματοποιήθηκε η τομή A₃-B₃ έχει πλάτος 20km (σχήμα 3.7). Και στην περίπτωση αυτή παριστάνονται οι καλύτερα προσδιορισμένες εστίες με σφάλματα $RMS \leq 0.5\text{sec}$, $ERH \leq 3.5\text{km}$ και $ERZ \leq 5.0\text{km}$. Στην τομή παρατηρούνται οι συγκεντρώσεις της σεισμικότητας με BA-NA κυρίως κλίση ενώ φαίνεται ευκρινώς και η σεισμική δραστηριότητα στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά των Ψαρών η οποία έχει κλίση προς τα ΝΑ. Τα εστιακά βάθη και στην περιοχή αυτή φτάνουν μέχρι τα 20km περίπου.

Ιστόγραμμα συχνότητας των βαθών κατασκευάστηκε και για την περιοχή αυτή και η κατανομή τους φαίνεται στο σχήμα 3.8. Και στην περίπτωση αυτή τα εστιακά βάθη κυμαίνονται από την επιφάνεια της Γης, έως τα 20Km περίπου ενώ ελάχιστοι από αυτούς είναι έξω από αυτά τα όρια. Το σεισμογόνο στρώμα, στο οποίο παρατηρείται η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα, εκτείνεται από την επιφάνεια της Γης μέχρι τα 16km. Το μέγιστο της κατανομής στην περιοχή αυτή βρίσκεται στα 10-11km ενώ έντονη μείωση παρατηρείται μετά τα 14km όπου πολύ λίγοι σεισμοί έχουν τις εστίες τους εκεί.



Σχήμα 3.9 Η κάθετη τομή Α-Β που φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.3 παριστάνοντας τις καλύτερα υπολογισμένες εστίες όλης της περιοχής μελέτης

Τελικά κατασκευάστηκε και η τομή Α-Β, η οποία περιλαμβάνει όλη τη σεισμική δραστηριότητα της περιοχής από τα ΒΔ προς τα ΝΑ (σχήμα 3.9). Στην τομή παριστάνονται οι καλύτερα υπολογισμένες εστίες με σφάλματα $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.5$ km και $ERZ \leq 5.0$ km. Στο σημείο αυτό πρέπει να σημειωθεί ότι ο κατακόρυφος άξονας της τομής δεν είναι στην ίδια κλίμακα με τον οριζόντιο για καλύτερη αναπαράσταση των δομών της περιοχής. Φαίνονται οι συγκεντρώσεις σεισμικότητας και διακρίνονται καθαρά οι τρεις κλάδοι της σεισμικότητας που παρατηρήθηκε στην περιοχή με τα εστιακά βάθη να φτάνουν στο μεγαλύτερο μέρος τους μέχρι τα 20km περίπου.



Σχήμα 3.10 Ιστόγραμμα κατανομής των βαθών των καλύτερα υπολογισμένων σεισμών όλης της περιοχής μελέτης

Για όλη την περιοχή κατασκευάστηκε και ιστόγραμμα κατανομής των εστιακών βαθών των καλύτερα προσδιορισμένων εστιακών συντεταγμένων. Η κατανομή αυτή φαίνεται στο σχήμα 3.10. Τα εστιακά βάθη κυμαίνονται από την επιφάνεια της Γης, με την πλειοψηφία αυτών να φτάνει μέχρι τα 20 km περίπου και ελάχιστοι να βρίσκονται εκτός των ορίων αυτών. Το μέγιστο της κατανομής των εστιακών βαθών όλης της περιοχής μελέτης παρατηρείται στα 8-9 km ενώ το σεισμογόνο στρώμα που φιλοξενεί τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εκτείνεται από τα 4 km μέχρι τα 17 km περίπου. Τέλος παρατηρείται ισχυρή ελάττωση των σεισμών με εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 14 km.

Όλες οι παραπάνω κατανομές δείχνουν ότι το σεισμογόνο στρώμα έχει πάχος περίπου 15 km και εκτείνεται από τα 3 km μέχρι τα 16-17 km περίπου. Σεισμοί οι οποίοι βρίσκονται σε μεγαλύτερα βάθη είναι λίγοι σε αριθμό και είναι πιθανό να οφείλονται σε σφάλματα των μετρήσεων ή και σε μικρού εύρους μεταβολές της δομής.

3.4 ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΜΕ ΤΟΥΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΥΣ ΓΕΝΕΣΗΣ

Στον πίνακα 3.1 παρέχονται οι πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που έχουν γίνει στη περιοχή μελέτης κατά το διάστημα 1964-2002. Αξιόπιστα δεδομένα μηχανισμών γένεσης είναι διαθέσιμα μόνο για τους μεγάλους σεισμούς οι οποίοι έγιναν στην περιοχή τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες (Papazachos et al., 1998).

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΕΧΟΥΝ ΓΙΝΕΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ.

ΔΙΝΟΝΤΑΙ ΤΟ ΑΖΙΜΟΥΘΙΟ (Z), Η ΚΛΙΣΗ (Θ), ΚΑΙ Η ΓΩΝΙΑ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ (Λ)

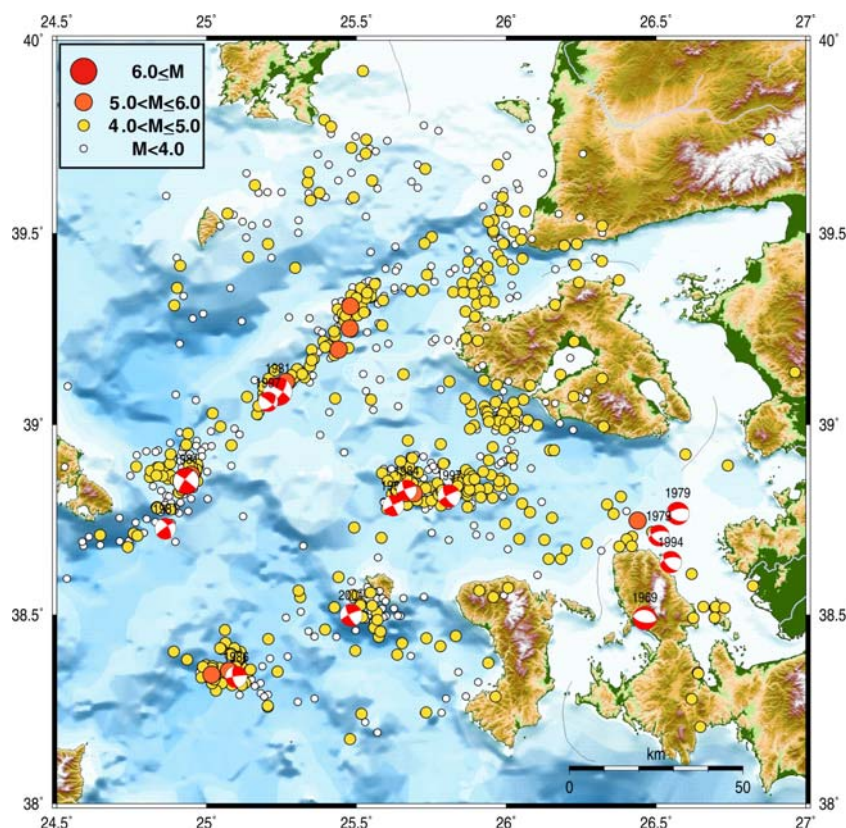
Ημ/νία	Χρόνος γένεσης	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Βάθος	M	Μηχανισμός γένεσης			Αναφ
						ζ	θ	λ	
1968	0219 224542.00	39.55	23.069	6.96	7.1	217	86	175	1
1969	0406 034934.00	38.491	26.462	12.83	5.9	280	30	-90	2
1979	0614 114445.8	38.767	26.572	33.2	5.8	242	61	-108	2
1979	0616 184159.7	38.709	26.509	19.19	5.3	255	58	-124	3

Ημ/νία	Χρόνος γένεσης	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Βάθος	M	Μηχανισμός γένεσης			Αναφ
						ζ	θ	λ	
1981	1219 141051.00	39.087	25.238	14.18	7.2	216	79	175	1
1981	1227 173914.54	38.852	24.931	3.25	6.5	216	79	175	4
1981	1229 080045.18	38.727	24.862	8.4	5.4	235	81	152	3
1984	0506 091202.30	38.788	25.623	10.61	5.4	243	86	-179	3
1984	0617 074802.54	38.829	25.667	11.14	5.1	249	82	-163	3
1986	0325 014136.43	38.336	25.099	14.6	5.5	261	84	-152	3
1994	0524 020539.39	38.639	26.549	10.77	5.5	258	54	-135	3
1997	0716 100612.40	39.06	25.205	14.03	5.0	46	45	-169	5
1997	1114 213851.73	38.813	25.809	15.63	5.8	242	80	-156	3
2001	0610 131105.74	38.499	25.482	6.55	5.6	244	79	-164	3
2001	0726 002139.08	39.034	24.344	5.79	6.4	238	89	-166	3

1: Kiratzi et al. (1991) 2: Papazachos et al. (1998) 3: Harvard solution 4: Taymaz et al. (1991) 5: European Mediterranean RCMT

Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών μπορούν να συμβάλουν σημαντικά στην ερμηνεία των ιδιοτήτων των σεισμικών διαρρήξεων σε συνδυασμό με τη χωρική κατανομή των ακριβέστερα υπολογισμένων σεισμών της περιοχής. Στο σχήμα 3.11 έχει γίνει χαρτογράφηση των επικέντρων των σεισμών οι οποίοι πληρούν τα ακόλουθα κριτήρια : $RMS \leq 0.5\text{sec}$, $ERH \leq 3.5\text{km}$, $ERZ \leq 5.0\text{km}$ και οι οποίοι έχουν περισσότερες από δέκα φάσεις, καθώς επίσης και όλοι οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης στις θέσεις των επικέντρων των σεισμών που έχουν υπολογιστεί.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από το χάρτη του σχήματος 3.11 οι μηχανισμοί στην περιοχή μελέτης υποδεικνύουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αυτό είναι σε συμφωνία με τα σεισμοτεκτονικά στοιχεία που αφορούν την περιοχή σύμφωνα με τα οποία στην περιοχή επικρατούν παράλληλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ως συνέχεια του ρήματος της βόρειας Ανατόλιας, κλάδοι του οποίου εισέρχονται στο Αιγαίο. Προχωρώντας όμως ανατολικότερα στα δυτικά παράλια της Τουρκίας, και συγκεκριμένα στη χερσόνησο της Ερυθραίας οι διαρρήξεις, σύμφωνα με τους μηχανισμούς γένεσης της περιοχής, είναι πλαγιοκανονικές με διεύθυνση Α-Δ και όχι οριζόντιας μετατόπισης. Αυτό οφείλεται στον εντονότερο εφελκυσμό Β-Ν που



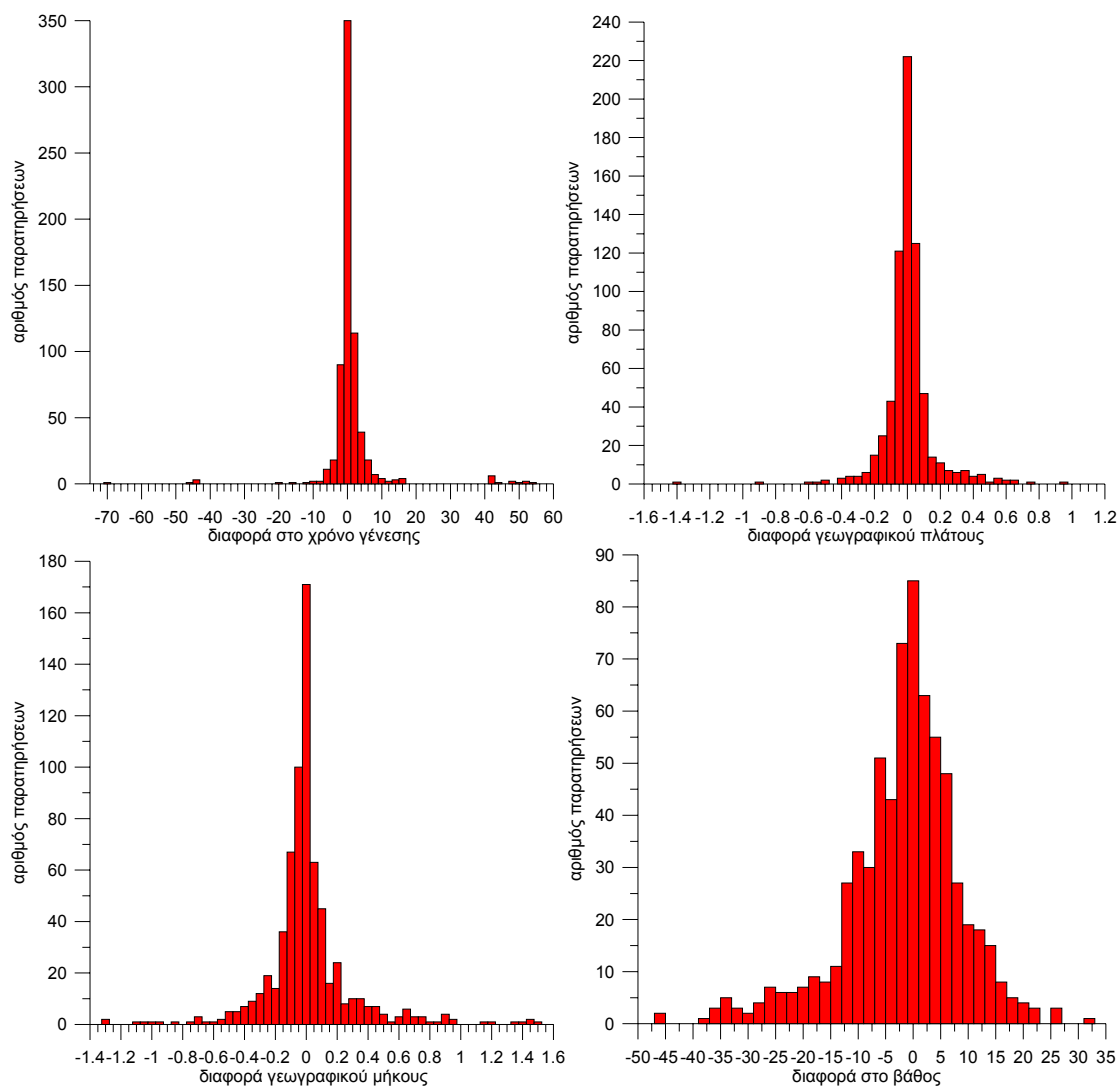
Σχήμα 3.11 Όλοι οι μηχανισμοί που αναφέρονται στον πίνακα 3.1 και η κατανομή της σεισμικότητας της περιοχής μετά την τελική επεξεργασία των δεδομένων.

επικρατεί στην περιοχή και εκδηλώνεται με την εμφάνιση των κανονικών αυτών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ.

3.5 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Για τη μελέτη της αξιοπιστίας της μεθόδου που εφαρμόστηκε έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων της παρούσας εργασίας με τα αποτελέσματα από τους Panagiotopoulos et al., (1985), Μπαράκου και συνεργάτες, (2001) και Karakostas et al., (2004). Επιλέχθηκαν οι κοινοί σεισμοί από τους καταλόγους αυτούς και έγιναν ιστογράμματα των διαφορών των χρόνων γένεσης, των αποστάσεων των επικέντρων και του εστιακού βάθους.

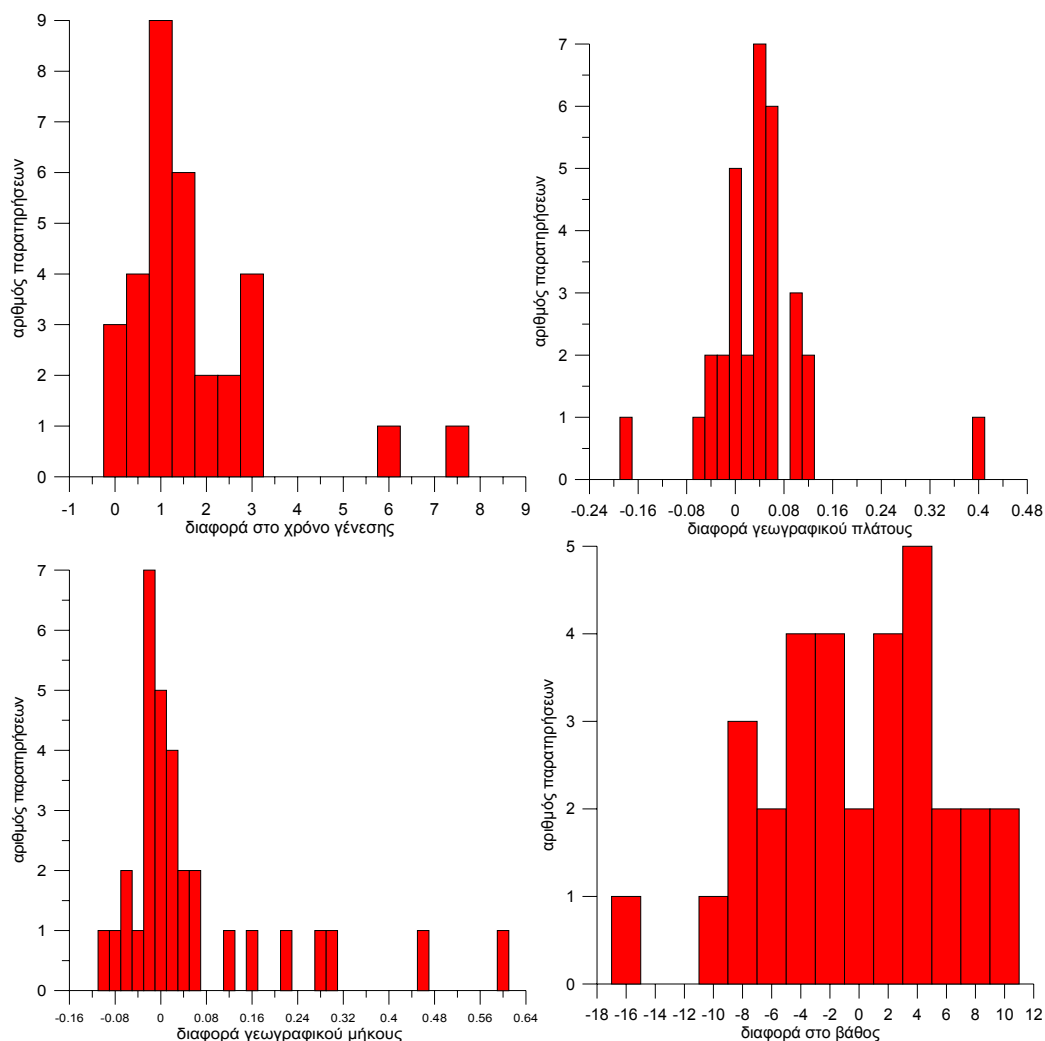
Η σύγκριση της μεθόδου που εφαρμόστηκε στη διατριβή αυτή με τα αποτελέσματα τους Panagiotopoulos et al., (1985) πραγματοποιήθηκε βρίσκοντας τους κοινούς σεισμούς από τον κατάλογο των Papazachos et al., (2004) οι οποίοι έχουν εξαχθεί με τη χρήση των χρονικών διορθώσεων από τους Panagiotopoulos et al., (1985). Για τη σύγκριση χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμοί οι οποίοι έγιναν από το 1990 και έπειτα για εξασφάλιση της χρήσης του μοντέλου που είχε προταθεί από τους



Σχήμα 3.12 Ιστογράμματα των διαφορών στο χρόνο γένεσης, στο γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος και διαφορά στα υποκεντρικά βάθη με τις χρονικές διορθώσεις της παρούσας εργασίας και τις χρονικές διορθώσεις από τους Panagiotopoulos et al., (1985)

παραπάνω ερευνητές. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης φαίνονται στα ιστογράμματα του σχήματος 3.12.

Παρατηρείται ότι στο χρόνο γένεσης δεν υπάρχουν σημαντικές διαφορές και οι περισσότερες παρατηρήσεις συγκεντρώνονται κοντά στο μηδέν. Όσον αφορά τα ιστογράμματα που περιγράφουν τις διαφορές στο γεωγραφικό πλάτος και στο γεωγραφικό μήκος φαίνεται ότι δεν υπάρχουν μεγάλες διαφορές και στην περίπτωση αυτή παρόλα αυτά υπάρχουν κάποιες «ουρές» της κατανομής και στις δύο περιπτώσεις. Στο τρίτο ιστόγραμμα στο οποίο παρουσιάζονται οι διαφορές των εστιακών βαθών των σεισμών παρατηρείται ότι οι διαφορές είναι αρκετά μεγάλες και φτάνουν μέχρι τα 40km περίπου.



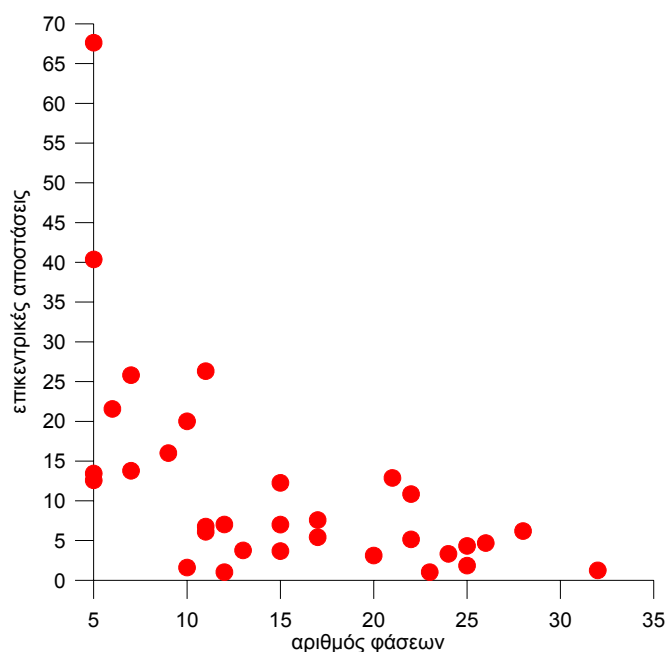
Σχήμα 3.13 Ιστογράμματα των διαφορών στο χρόνο γένεσης, στο γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος και διαφορά στα υποκεντρικά βάθη με τις χρονικές διορθώσεις της παρούσας εργασίας και Μπαράκου και συνεργάτες (2001)

Στη συνέχεια έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων της παρούσας μεθόδου με τα αποτελέσματα από την εργασία της Μπαράκου και συνεργατών (2001). Στα πλαίσια αυτής της εργασίας ήταν ο καθορισμός του πεδίου των τάσεων στην ευρύτερη περιοχή του Βορείου Αιγαίου. Για το σκοπό αυτό είχε εγκατασταθεί ένα τοπικό σεισμολογικό δίκτυο από το Μάιο του 1993 και διήρκεσε για τέσσερα χρόνια. Από τον κατάλογο αυτού του πειράματος εντοπίστηκαν οι κοινοί σεισμοί και πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων για την εξέταση της αξιοπιστίας της μεθόδου που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή αφού οι σεισμοί οι οποίοι περιλαμβάνονται στον κατάλογο του τοπικού δικτύου είναι ακριβείς στις εστιακές

παραμέτρους τους. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης αυτής φαίνονται στα ιστογράμματα του σχήματος 3.13.

Όπως παρατηρείται από τα ιστογράμματα του σχήματος οι διαφορές στο χρόνο γένεσης είναι πολύ μικρές και δεν ξεπερνούν τα 7 δευτερόλεπτα περίπου. Επίσης από τα ιστογράμματα των διαφορών στο γεωγραφικό πλάτος και μήκος φαίνεται ότι και σε αυτή την περίπτωση οι διαφορές είναι ελάχιστες σε σχέση με τις διαφορές που παρατηρήθηκαν στη σύγκριση με τις χρονικές διορθώσεις του Panagiotopoulos et al., (1985). Επίσης οι διαφορές στα βάθη οι οποίες παρατηρούνται στη σύγκριση αυτή δεν ξεπερνούν τα 15km περίπου πράγμα το οποίο ενισχύει την αξιοπιστία της μεθόδου που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή αφού η σύγκρισή τους με σεισμούς από τοπικό δίκτυο παρουσιάζει ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Για περαιτέρω σύγκριση των αποτελεσμάτων των χρονικών διορθώσεων που υπολογίστηκαν πραγματοποιήθηκε σύγκριση του αριθμού των φάσεων των κοινών σεισμών μεταξύ του καταλόγου της παρούσας εργασίας με αυτή της Μπαράκου και συνεργάτες (2001) με τις επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών. Η σύγκρισή αυτή φαίνεται στο σχήμα 3.14.



Σχήμα 3.14 Διάγραμμα του αριθμού των φάσεων των σεισμών και των διαφορών στις επικεντρικές αποστάσεις των σεισμών της παρούσας εργασίας και της εργασίας της Μπαράκου και συνεργατών (2001)

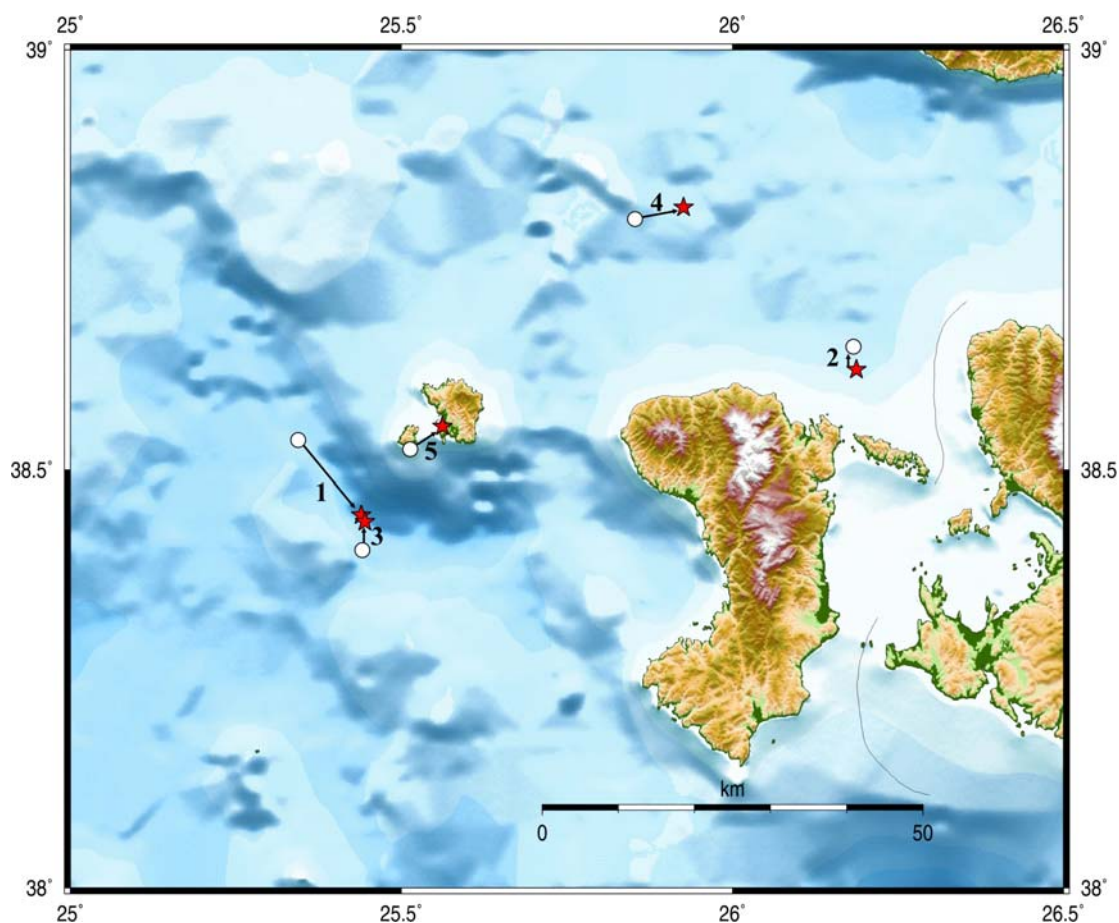
Όπως παρατηρείται από το διάγραμμα του σχήματος 3.14 οι διαφορές στις αποστάσεις των epicέντρων των σεισμών μειώνονται όσο μεγαλώνει ο αριθμός των φάσεων που έχει κάθε σεισμός. Γενικά παρατηρείται ότι σεισμοί οι οποίοι έχουν αριθμό φάσεων πάνω από δέκα παρουσιάζουν πολύ μικρές διαφορές στο epicέντρο πράγμα το οποίο ενισχύει την αξιοπιστία της μεθόδου του υπολογισμού των χρονικών διορθώσεων η οποία εφαρμόστηκε.

Τέλος πραγματοποιήθηκε σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων της παρούσας εργασίας και των αποτελεσμάτων ενός τοπικού πειράματος που έλαβε χώρα το 2002 (Karakostas et al., 2004) και οι υπολογισμένες εστιακές συντεταγμένες είναι ακριβείς. Από τις καταγραφές του τοπικού δικτύου επιλέχθηκαν αυτές οι οποίες είχαν καταγραφεί και από το μόνιμο δίκτυο. Τελικά βρέθηκαν πέντε κοινοί σεισμοί. Στον πίνακα 3.2 παρουσιάζονται οι εστιακές συντεταγμένες των σεισμών αυτών τόσο από το τοπικό δίκτυο όσο και μετά από την επεξεργασία που πραγματοποιήθηκε με τις καταγραφές του μόνιμου δικτύου στη διατριβή αυτή. Επίσης παρουσιάζεται και ο χάρτης με τους κοινούς αυτούς σεισμούς στο σχήμα 3.15. με τους άσπρους κύκλους παριστάνονται τα epicέντρα των σεισμών της παρούσας διατριβής που έχουν καταγραφεί και από το τοπικό δίκτυο ενώ με κόκκινα αστέρια παριστάνονται οι σεισμοί του τοπικού δικτύου.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2 ΕΣΤΙΑΚΕΣ ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΕΧΟΥΝ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΙ ΑΠΟ ΤΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΑΡΟΥΣΑΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΑΠΟ ΤΟ ΤΟΠΙΚΟ ΔΙΚΤΥΟ

<i>Ημ/νία</i>	<i>Χρόνος γένεσης</i>	<i>Γεωγρ. Πλάτος</i>	<i>Γεωγρ. Μήκος</i>	<i>Βάθος</i>	<i>M</i>	<i>Αριθμός φάσεων</i>
2002	0430205802.29	38.535	25.344	13.90	3.8	11
2002	0430205800.92	38.447	25.439	5.6	4.1	11
2002	0508102340.27	38.647	26.183	16.40	4.2	19
2002	0508102340.46	38.620	26.187	9.6	4.3	17
2002	0520182427.01	38.405	25.441	0.00	3.7	6
2002	0520182427.83	38.439	25.445	4.3	4.1	13
2002	0521114526.69	38.779	25.853	6.99	4.1	9
2002	0521114527.16	38.813	25.926	5.6	4.2	14
2002	0704090200.72	38.525	25.513	11.02	4.0	21

<i>Ημ/νία</i>	<i>Χρόνος γένεσης</i>	<i>Γεωγρ. Πλάτος</i>	<i>Γεωγρ. Μήκος</i>	<i>Βάθος</i>	<i>M</i>	<i>Αριθμός φάσεων</i>
2002	0704090201.66	38.556	25.549	10.1	4.2	12



Σχήμα 3.15 Επίκεντρα των σεισμών που έχουν καταγραφεί τόσο από το τοπικό όσο και από το μόνιμο δίκτυο

Όσον αφορά τον πρώτο σεισμό παρατηρείται μια αρκετή διαφορά στο επίκεντρο και στο βάθος. Όταν όμως εκδηλώθηκε αυτός ο σεισμός ο σταθμός που είχε εγκατασταθεί στο νησί των Ψαρών κατά τη διάρκεια του πειράματος δεν είχε τεθεί ακόμα σε λειτουργία με αποτέλεσμα οι εστιακές συντεταγμένες αυτού να μην είναι καλά υπολογισμένες και από το τοπικό δίκτυο. Επίσης ο σεισμός αυτός είναι μικρού μεγέθους πράγμα που σημαίνει το δύσκολο προσδιορισμό του. Για το δεύτερο σεισμό πιθανώς να υπάρχει μια υπερεκτίμηση των βαθών για αυτό και παρατηρείται η διαφορά αυτή στο βάθος, παρόλα αυτά η διαφορά στο επίκεντρο είναι πολύ μικρή παρά το γεγονός ότι είναι μακριά από το δίκτυο που είχε εγκατασταθεί στην περιοχή.

Ο τέταρτος σεισμός δεν παρουσιάζει διαφορές στο βάθος και στο επίκεντρο παρόλο που βρίσκεται σε μια απομακρυσμένη περιοχή τόσο από το τοπικό δίκτυο όσο και από τους σταθμούς του μονίμου δικτύου. Το ίδιο ισχύει και για τον πέμπτο σεισμό του οποίου οι διαφορές που υπάρχουν τόσο στο επίκεντρο όσο και στο βάθος είναι ελάχιστες.

Για περαιτέρω σύγκριση των σεισμών με το τοπικό δίκτυο του 2002 υπολογίστηκαν οι διαφορές των βαθών και των επικέντρων των κοινών σεισμών και υπολογίστηκε ο μέσος όρος αυτών των διαφορών. Οι τιμές παρουσιάζονται στον πίνακα 3.3. Γενικά οι μέσες διαφορές είναι που δείχνουν τη βελτίωση των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών στην παρούσα διατριβή και παρατηρείται πως αυτές είναι μικρές της τάξης των 2.9km στο βάθος και των 6.6km στο επίκεντρο.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.3 ΔΙΑΦΟΡΕΣ ΣΤΟ ΒΑΘΟΣ ΚΑΙ ΣΤΟ ΕΠΙΚΕΝΤΡΟ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΗΣ ΠΑΡΟΥΣΑΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ ΚΑΙ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΠΟΥ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΚΑΝ ΑΠΟ ΤΟ ΤΟΠΙΚΟ ΠΕΙΡΑΜΑ ΤΟ 2001

<i>Διαφορά στο βάθος</i>	<i>Διαφορά στο επίκεντρο</i>
8.3	12.93
6.8	3.04
-4.3	3.82
2.89	8.19
0.92	5.26
<i>M. O. : 2.922</i>	<i>M. O. : 6.64</i>

4. ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΞΑΡΣΕΩΝ

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Με σκοπό τον καλύτερο προσδιορισμό των ενεργών δομών της περιοχής του ανατολικού Αιγαίου μελετήθηκαν οι εξάρσεις της σεισμικότητας που εκδηλώθηκαν στο χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα. Αυτές είναι οι εξής: Η σεισμική ακολουθία του 1981, του 1986, του 1997 και τέλος του 2001. Οι περιπτώσεις αυτές έχουν μελετηθεί ξεχωριστά για το λόγο ότι αποτελούν τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σεισμικότητας και στις περιοχές αυτές έχουν γίνει αρκετά μεγάλου μεγέθους σεισμοί για τους οποίους υπάρχουν περισσότερες πληροφορίες όπως για παράδειγμα μηχανισμοί γένεσης και μπορούν να εξαχθούν περισσότερα συμπεράσματα. Κατανομές των μετασεισμών των ακολουθιών αυτών μελετώνται με σκοπό την εξαγωγή συμπερασμάτων για τις ιδιότητες της διάρρηξης από την οποία προέρχονται. Επίσης στη μελέτη των σεισμικών ακολουθιών συμπεριλαμβάνεται και μελέτη των μεταβολών των τάσεων αφού όπως είναι γνωστό η εκδήλωση σεισμών σε μια περιοχή αλλάζει το καθεστώς των τάσεων που επικρατεί στην περιοχή. Έτσι χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της μεταβολής των τάσεων Coulomb για την εξέταση της διέγερσης ενός σεισμού από κάποιον άλλον εφόσον ο υπολογισμός των μεταβολών των τάσεων μπορεί να βοηθήσει στην κατανόηση της μηχανικής των σεισμών (Deng and Sykes, 1997 a, b; Harris, 1998). Προηγούμενες μελέτες έχουν δείξει ότι υπάρχει θετική συσχέτιση μεταξύ των περιοχών με θετικές μεταβολές της τάσης Coulomb και την εμφάνιση μεταγενέστερων σεισμών. Οι Deng και Sykes (1997 a, b) υπολόγισαν την εξέλιξη των τάσεων λαμβάνοντας υπόψη τη φόρτιση τάσεων για 98 ρήγματα για πολλούς μεγάλους σεισμούς στην περιοχή της Νότιας Καλιφόρνιας, (Η. Π. Α.) και έδειξαν ότι ένα μεγάλο ποσοστό μεγάλου μεγέθους σεισμοί, αλλά και ενδιάμεσου και μικρού μεγέθους, έγιναν σε περιοχές θετικών μεταβολών των στατικών τάσεων. Η τεχνική αυτή ακολουθείται και στην παρούσα διατριβή όπου εξετάζεται η πιθανή διέγερση σεισμών εξαιτίας της προηγούμενης σεισμικής δραστηριότητας στον ίδιο χώρο.

Σύμφωνα με τη μέθοδο η οποία προτάθηκε από τους Deng και Sykes (1997 a, b) και εφαρμόστηκε στη νότια Καλιφόρνια, η τάση θεωρείται τανυστής ο οποίος μεταβάλλεται χρονικά και χωρικά, θεωρώντας τη Γη ως έναν ισότροπο ελαστικό ημιχώρο. Η συσσώρευση των τάσεων μεταξύ σεισμών σχεδιάζεται εισάγοντας τις «εικονικές (virtual) αρνητικές μετατοπίσεις» κατά μήκος των ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης, χρησιμοποιώντας τις διαθέσιμες πληροφορίες για το ρυθμό ολίσθησης που οφείλεται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών. Το μέγεθος της ολίσθησης της εικονικής μετατόπισης αυξάνεται με το χρόνο ανάλογα με το ρυθμό ολίσθησης του ρήγματος. Αυτό είναι ισοδύναμο με το σταθερό ρυθμό ολίσθησης του ρήγματος που εκτείνεται από το κατώτερο όριο του σεισμογόνου στρώματος μέχρι άπειρο βάθος. Ως εκ τούτου, υπάρχει αύξηση των τεκτονικών τάσεων στις γειτονικές περιοχές των ρηγμάτων κατά τη διάρκεια του διαστήματος μεταξύ των σεισμών. Η συσσώρευση των τάσεων σε αυτό το διάστημα σχετίζεται με την παραμόρφωση που προκαλείται από τη χρονικά εξαρτώμενη εικονική ολίσθηση στα ρήγματα η οποία φτάνει μέχρι τα βάθη όπου οι σεισμοί και η ελαστική συμπεριφορά διακόπτονται (~15 km). Η συγκέντρωση των τάσεων απελευθερώνεται εξ' ολοκλήρου ή εν μέρει κατά τη διάρκεια του επόμενου σεισμού, με πραγματικές μετατοπίσεις στα ρήγματα που θεωρούνται θετικές στο μοντέλο. Οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται με μεγάλους σεισμούς υπολογίζονται θέτοντας ακριβείς σύγχρονες με το σεισμό (coseismic) ολισθήσεις στα ρήγματα που έχουν υποστεί διάρρηξη σε έναν ισότροπο ελαστικό ημιχώρο και προσθέτοντας τις μεταβολές στις συνιστώσες του τανυστή της τάσης όπως εκδηλώνονται με το χρόνο. Οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται με τις εικονικές μετατοπίσεις αλλά και με τις πραγματικές μεταθέσεις των σεισμών υπολογίζονται χρησιμοποιώντας ένα μοντέλο εξάρμωσης. Στις μελέτες αλληλεπίδρασης σεισμών με τη χρήση των μεταβολών των τάσεων, θεωρείται ότι οι σεισμοί ακολουθούν το κριτήριο διάρρηξης Coulomb και οι αλλαγές που μπορεί να έχει ένα επίπεδο ρήγματος κοντά στην περιοχή διάρρηξης, μπορούν να καθοριστούν αν είναι γνωστές οι μεταβολές της τάσης (Harris, 1998). Η μεταβολή της τάσης Coulomb CFS μπορεί να οριστεί ως εξής :

$$CFS = |\vec{\tau}| + \mu(\sigma + p) - S \quad (4.1)$$

όπου $|\vec{\tau}|$ είναι το μέγεθος της διατμητικής τάσης σε ένα επίπεδο, σ είναι η κάθετη τάση (θετική για εφελκυσμό) πάνω σε ένα επίπεδο, p είναι η πίεση των πόρων, S είναι η συνοχή των μορίων και μ είναι ο συντελεστής τριβής. Αν υποτεθεί ότι τα μ και S είναι σταθερά με το χρόνο τότε οι μεταβολές της τάσης είναι :

$$\Delta CFS = \Delta|\vec{\tau}| + \mu(\Delta\sigma + \Delta p) \quad (4.2)$$

Ο πρώτος όρος του δεύτερου μέλους προϋποθέτει ισότροπο μέσο για το επίπεδο διάρρηξης. Μια περισσότερο ρεαλιστική υπόθεση μπορεί να απαιτούσε το επίπεδο να επέρχεται σε συνεχή διάρρηξη σε μια σταθερή διεύθυνση ολίσθησης. Σε αυτήν την περίπτωση ο όρος $\Delta\tau$ θα μετατρεπόταν σε $\Delta\tau_{\text{slip}}$ ή $\Delta\tau_{\text{rake}}$ που είναι οι μεταβολές στις διατμητικές τάσεις στη διεύθυνση ολίσθησης. Το πλεονέκτημα χρησιμοποίησης των μεταβολών των τάσεων είναι ότι οι απόλυτες τιμές των τάσεων δεν είναι γνωστές αλλά οι τιμές των μεταβολών αυτών μπορούν να υπολογιστούν ικανοποιητικά από τη γεωμετρία και τη διεύθυνση ολίσθησης της διάρρηξης ενός σεισμού. Αν μια προτιμώμενη διεύθυνση ολίσθησης και ο προσανατολισμός του επιπέδου ενός ρήγματος είναι γνωστά, τότε για ένα ρήγμα το οποίο έχει υποστεί μεταβολή των τάσεων, τότε το $\Delta\tau_{\text{rake}}$ μπορεί να υπολογιστεί απευθείας από τον τανυστή της μεταβολής της τάσης. Αν το επίπεδο του ρήγματος θεωρηθεί ισότροπο τότε ο υπολογισμός $\Delta|\vec{\tau}|$ του επιπέδου του ρήγματος απαιτεί κάποια γνώση του προϋπάρχοντος πεδίου των τάσεων της περιοχής παρόλο που μπορούν να γίνουν περισσότερο απλουστευμένες θεωρήσεις (King et al., 1994).

Με σκοπό την προσέγγιση της επίδρασης της πίεσης των πόρων στη μεταβολή των τάσεων Coulomb, σύμφωνα με τους Simpson και Reasenberg (1992), πρέπει να γίνουν κάποιες υποθέσεις. Μια πιθανή υπόθεση είναι ότι το μέσο είναι ομογενές και ισότροπο. Τότε για τη μη αποστραγγισμένη κατάσταση αμέσως μετά τις μεταβολές της στατικής τάσης αλλά πριν τα ρευστά αρχίσουν και ρέουν ελεύθερα οι Rice και Cleary (1976) και ο Roeloffs (1988) έχουν δείξει ότι :

$$\Delta p = -\beta' \Delta\sigma_{kk} / 3 \quad (4.3)$$

όπου ο συντελεστής β' για τα πετρώματα είναι παρόμοιος με το συντελεστή β' του Skempton (1954) που έχει υπολογιστεί για εδάφη και εξαρτάται από τον όγκο των συντελεστών του υλικού και από το κλάσμα του όγκου που καταλαμβάνει το ρευστό (Rice and Cleary, 1976), σ_{kk} είναι το άθροισμα των διαγώνιων στοιχείων του τανυστή της τάσης. Σύμφωνα με τον Skempton η σταθερά β θεωρητικά παίρνει τιμές από 0 (ξηρό έδαφος), μέχρι 1.0 (εντελώς κορεσμένο έδαφος), ο συντελεστής β' έχει υπολογιστεί ότι παίρνει τιμές από 0.47 (ασβεστόλιθος της Ιντιάνα σε 30 MPa εξωτερική τάση Hurt, 1994) μέχρι ~1.0 με τιμές της τάξης 0.7-1.0 να έχουν συχνά παρατηρηθεί (Berge et al., 1993).

Στην ανάλυση των τάσεων Coulomb (Stein et al., 1992; Harris and Simpson, 1992; King et al., 1994; Harris, 1998 και αναφορές εντός) έχει γίνει η υπόθεση για αληθοφανείς ρεολογίες ζώνης ρηγμάτων ότι η μεταβολή στην πίεση των πόρων γίνεται ανάλογη της κάθετης τάσης:

$$\Delta p = -\hat{B}\Delta\sigma \quad (4.4)$$

Αυτό είναι ακριβές αν στη ζώνη του ρήγματος ισχύει $\Delta\sigma_{11}=\Delta\sigma_{22}=\Delta\sigma_{33}$ έτσι ώστε $\Delta\sigma_{\kappa\kappa}/3=\Delta\sigma$ έτσι η (4.3) μετατρέπεται στην (4.4) (Simpson and Reasenber, 1992; Harris, 1998). Αντικαθιστώντας την (4.4) στην (4.1) τότε :

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma \quad (4.5)$$

όπου $\mu' = \mu(1 - \hat{B})$ είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής. Η εξίσωση (4.5) είναι πολύ διαδεδομένη στη βιβλιογραφία και έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως στον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb (Harris, 1998). Οι τιμές του φαινόμενου συντελεστή τριβής κυμαίνονται μεταξύ 0.0 και 0.75 (η τιμή 0.4 έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλούς υπολογισμούς από τους Stein et al., 1992; King et al., 1994). Αρκετές μελέτες έχουν καταλήξει ότι η κατανομή των μεταβολών των τάσεων Coulomb εξαρτάται λίγο από την υποτιθέμενη μεταβολή του φαινόμενου συντελεστή τριβής (King et al., 1994). Αυτό το συμπέρασμα μπορεί να εξαρτάται από την επιλογή του ποροελαστικού μοντέλου (εξισώσεις (4.3) και (4.4)) στην ανάλυση Coulomb. Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής μ' δεν είναι μια ιδιότητα του υλικού, αλλά εξαρτάται από το λόγο των μεταβολών των τάσεων στο μέσο (Byerlee, 1992; Hill et al., 1993; Beeler et al., 2000).

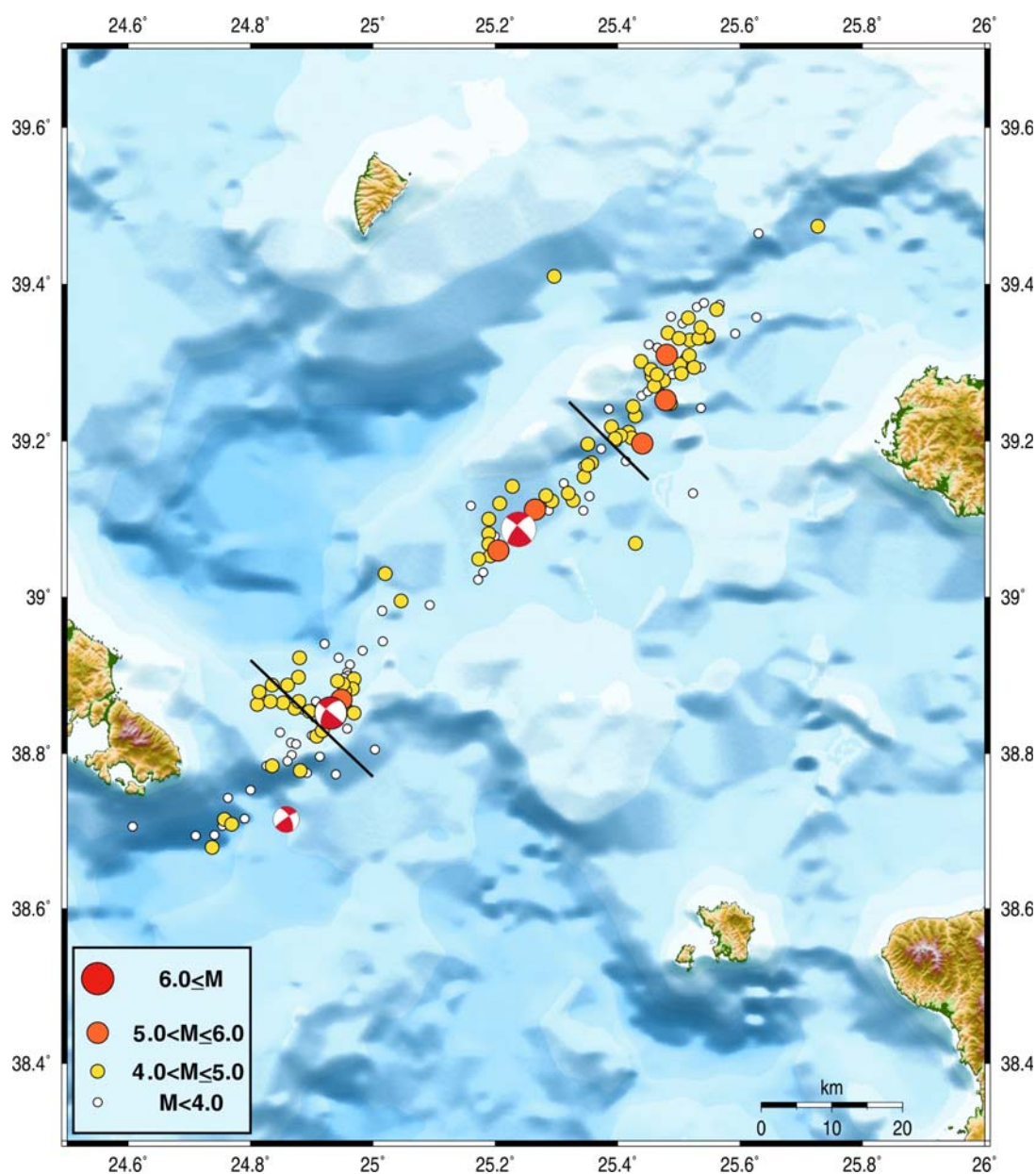
4.2 Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΟΥ 1981

4.2.1 Γενικά

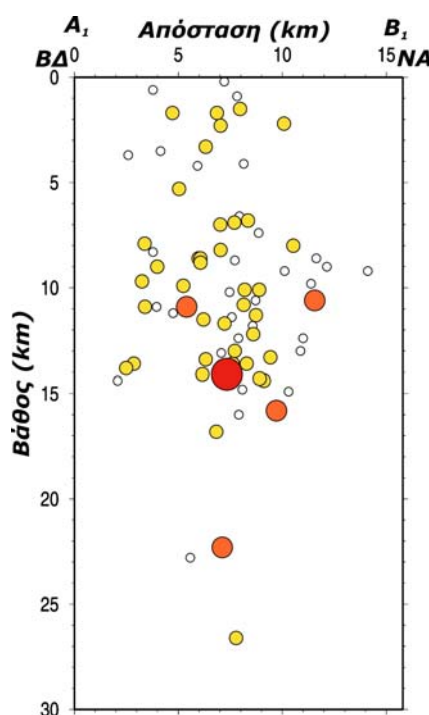
Στις 19 Δεκεμβρίου 1981 έγινε σεισμός με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=6.8$ στη θαλάσσια περιοχή δυτικά της νήσου Λέσβου. Ο σεισμός αυτός ήταν ένας από τους μεγαλύτερους στον ελληνικό χώρο και έγινε αντικείμενο μελέτης από διάφορους ερευνητές (Papazachos et al., 1984; Kiratzi et al., 1991; Papadimitriou and Sykes, 2001). Μια εβδομάδα περίπου αργότερα στις 27 Δεκεμβρίου 1981 σημειώθηκε και δεύτερος σεισμός στην περιοχή μεγέθους σεισμικής ροπής $M_w=6.3$ ενώ και τρίτος μετασεισμός μεγέθους $M_w=5.4$ συνέβη δύο ημέρες μετά στις 29 Δεκεμβρίου 1981.

4.2.2 Χωρική κατανομή της σεισμικής ακολουθίας

Για τη μελέτη αυτής της σεισμικής ακολουθίας κατασκευάστηκε ο χάρτης του σχήματος 4.1. Στο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή από το 1964-2002 μετά την επεξεργασία των δεδομένων με το HypoInverse, με περισσότερες από δεκαπέντε φάσεις, $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.0$ km και $ERZ \leq 4.0$ km. Επίσης παριστάνονται οι



Σχήμα 4.1 Τα επίκεντρα των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών με $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.0$ km και $ERZ \leq 4.0$ km, οι μηχανισμοί γένεσης των τριών μεγαλύτερων σεισμών και οι θέσεις των τομών A_1 - B_1 και A_2 - B_2 .

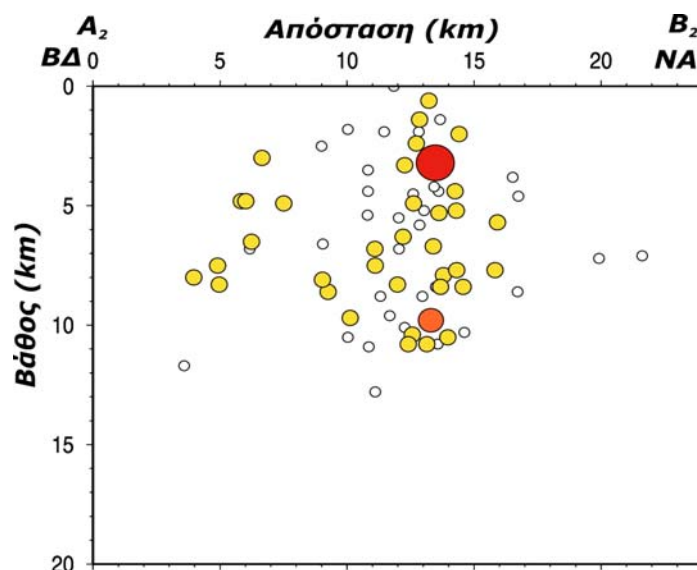


Σχήμα 4.2 Η κάθετη τομή Α₁-Β₁ που φαίνεται στο χάρτη. Η γραμμή παριστάνει την κλίση του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού. Τα εστιακά βάθη φτάνουν μέχρι τα 17 km περίπου

μηχανισμοί γένεσης των τριών μεγαλύτερων σεισμών (Kiritzi et al., 1991; Papazachos et al., 1998). Όπως μπορεί να παρατηρηθεί η κατανομή των επικέντρων έχει ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση η οποία αποτελεί χαρακτηριστικό της περιοχής του ανατολικού Αιγαίου με διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης. Οι γραμμές Α₁-Β₁ και Α₂-Β₂ παριστάνουν τις κάθετες τομές στη σεισμική δραστηριότητα, πλάτους 30 km και 20 km αντίστοιχα, οι οποίες φαίνονται στα σχήματα 4.2 και 4.3 αντίστοιχα.

Στην κάθετη τομή του σχήματος 4.2 φαίνονται οι ακριβέστερα υπολογισμένες εστίες των σεισμών με σφάλματα $RMS \leq 0.4$ sec, $ERH \leq 2.5$ km και $ERZ \leq 4.0$ km. Παρατηρείται ότι ο κύριος σεισμός βρίσκεται στο κατώτερο τμήμα ενώ η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα φτάνει μέχρι τα 17 km περίπου ενώ η κλίση της τομής προς τα ΒΔ είναι σχεδόν κατακόρυφη της τάξης των 80° περίπου η οποία συμφωνεί με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981 (Kiritzi et al., 1991).

Αντίστοιχα, στην κατακόρυφη τομή Α₂-Β₂ του σχήματος 4.3 φαίνονται επίσης οι ακριβέστερα υπολογισμένες εστίες των σεισμών της περιοχής με φάσεις περισσότερες από δέκα, $RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.0$ km και $ERZ \leq 4.0$ km. Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εκτείνεται από τα πρώτα χιλιόμετρα της επιφάνειας της Γης μέχρι τα 12 km περίπου μια μεγάλη κλίση, σχεδόν κατακόρυφη,



Σχήμα 4.3 Η κάθετη τομή A_2-B_2 που φαίνεται στο χάρτη. Η γραμμή παριστάνει την παράταξη του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού. Τα εστιακά βάθη φτάνουν μέχρι τα 13 km

προς τα ΒΔ, η οποία συμφωνεί με την κλίση από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της 27^{ης} Δεκεμβρίου, ενώ παρατηρείται και δεύτερη συγκέντρωση σεισμών στο αριστερό τμήμα του σχήματος που ενδεχομένως οφείλεται στη δραστηριοποίηση κάποιας δευτερεύουσας δομής.

Όπως φαίνεται από την κατανομή των επικέντρων του χάρτη του σχήματος 4.1, το σεισμικό ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου, προσδιορίζεται από ένα επίπεδο ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Στη συνέχεια εμφανίζεται ένα τμήμα στο οποίο δεν υπάρχει σεισμικότητα και στη συνέχεια υπάρχει μια δεύτερη ζώνη, η οποία περιλαμβάνει το σεισμό που έγινε στις 27 Δεκεμβρίου και τους μετασεισμούς του. Συνεχίζοντας εμφανίζεται και μια τρίτη ζώνη η οποία φαίνεται και αυτή να ανήκει σε κάποια διαφορετική δομή από τις άλλες δύο και η οποία περιλαμβάνει το σεισμό της 29^{ης} Δεκεμβρίου. Αυτό σημαίνει πως ο πρώτος σεισμός πιθανώς ενεργοποίησε τη γειτονική δομή με αποτέλεσμα να γίνει ο δεύτερος σεισμός και στη συνέχεια ο δεύτερος σεισμός ενεργοποίησε την τρίτη δομή στην οποία έγινε ο σεισμός της 29^{ης} Δεκεμβρίου, όπως έχει σημειωθεί και σε άλλες περιπτώσεις (Stein et al., 1992; Stein et al., 1994; Harris and Simpson, 1996; Eidogan et al. 1999; Papadimitriou and Sykes, 2001; Karakostas et al. 2003).

Μελέτη του σεισμού αυτού (19 Δεκεμβρίου 1981) είχε γίνει θεωρώντας ενιαία μετασεισμική ζώνη. Όμως τα ακριβέστερα υπολογισμένα επίκεντρα ($RMS \leq 0.5$ sec, $ERH \leq 3.0$ km και $ERZ \leq 4.0$ km) αποκάλυψαν δύο συγκεντρώσεις όπως φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 4.1. Το μέγεθος του σεισμού είχε υπολογιστεί αρχικά 7.2 σε

συμφωνία με τις διαστάσεις του σεισμογόνου χώρου μήκους $L=88$ km (Kiritzi et al., 1985) που αντιστοιχεί σε τέτοιου μεγέθους σεισμό. Επίσης με αντιστροφή υπολογίστηκε η σεισμική ροπή ίση με 2.24×10^{26} dyn·cm η οποία όμως δε συμφωνεί με το μέγεθος που είχε υπολογιστεί για το σεισμό αυτό. Η ροπή που υπολογίστηκε από το Harvard έχει τιμή ίση με 2.28×10^{26} dyn·cm. Με βάση τη ροπή αυτή αλλά και από προηγούμενη μελέτη που αφορά την περιοχή και συγκεκριμένα το σεισμό του 1981 από τους Papadimitriou et al. (2001) παρατηρήθηκε ότι ο σεισμός εκδηλώθηκε σε μικρότερων διαστάσεων ρήγμα. Και στη μελέτη αυτή όμως το μέγεθος του σεισμού θεωρήθηκε ίσο με 7.2. Η τιμή της ροπής όμως που έχει υπολογιστεί από το Harvard αντιστοιχεί σε μέγεθος σεισμού $M_w=6.8$, και επομένως σε μικρότερων διαστάσεων σεισμογόνο χώρο, πράγμα το οποίο συμφωνεί με την κατανομή των epicέντρων με βάση το αποτέλεσμα της παρούσας έρευνας. Επιπλέον με βάση τη σχέση που συνδέει το μήκος ρήγματος με το μέγεθος της σεισμικής ροπής για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Papazachos et al., 2004) υπολογίστηκε ότι το μήκος ρήγματος είναι ίσο με $L=51$ km (σχέση).

$$\log L = 0.59M - 2.30 \quad (4.6)$$

Με βάση τα αποτελέσματα αυτά βγαίνει το συμπέρασμα ότι οι σεισμοί έγιναν σε δύο διαφορετικά γειτονικά ρήγματα.

4.2.3 Μελέτη των μεταβολών των τάσεων Coulomb

Όταν εκδηλώνεται ένας σεισμός αλλάζει το καθεστώς των τάσεων στις γύρω περιοχές. Εάν μια περιοχή βρίσκεται σε θετικές μεταβολές της τάσης, η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού αυξάνεται ανάλογα με το ποσό της τάσης που δέχεται. Το αντίστροφο ισχύει για περιοχές όπου υπάρχει μείωση τάσεων.

Για να εξεταστεί αν ισχύει η υπόθεση ότι ο σεισμός της 19^{ης} Δεκεμβρίου προκάλεσε την ενεργοποίηση της γειτονικής δομής με αποτέλεσμα την γένεση του δεύτερου σεισμού, εφαρμόστηκε η μέθοδος των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην περιοχή αυτή για την αλληλεπίδραση μεταξύ των σεισμικών αυτών ακολουθιών. Έτσι υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης, ΔCFF , που προκλήθηκαν από τον πρώτο σεισμό για ένα δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα σύμφωνα με την κατανομή των epicέντρων και του μηχανισμού γένεσης του σεισμού αυτού. Οι μεταβολές των τάσεων υπολογίστηκαν για έναν ισότροπο ελαστικό ημιχώρο (Erikson

1986; Okada, 1992). Για τον υπολογισμό λοιπόν των μεταβολών των τάσεων Coulomb χρησιμοποιήθηκε η συνάρτηση (4.5).

Ο συντελεστής διάτμησης και ο λόγος Poisson έχουν τιμές 33 GPa και 0.25 αντίστοιχα. Για την τιμή του φαινόμενου συντελεστή τριβής μ' ο οποίος παίρνει τιμές μεταξύ 0.0 και 0.8 πάρθηκε η τιμή 0.6 αφού η εξέταση των μεταβολών των τάσεων στην περιοχή έγινε αμέσως μετά την εκδήλωση του σεισμού και επομένως το έδαφος στην περιοχή ήταν ξηρό οπότε και ο συντελεστής τριβής μ' έχει μεγάλες τιμές σύμφωνα με πειράματα που έχουν γίνει σε πετρώματα με βάση το βαθμό κορεσμού αυτού.

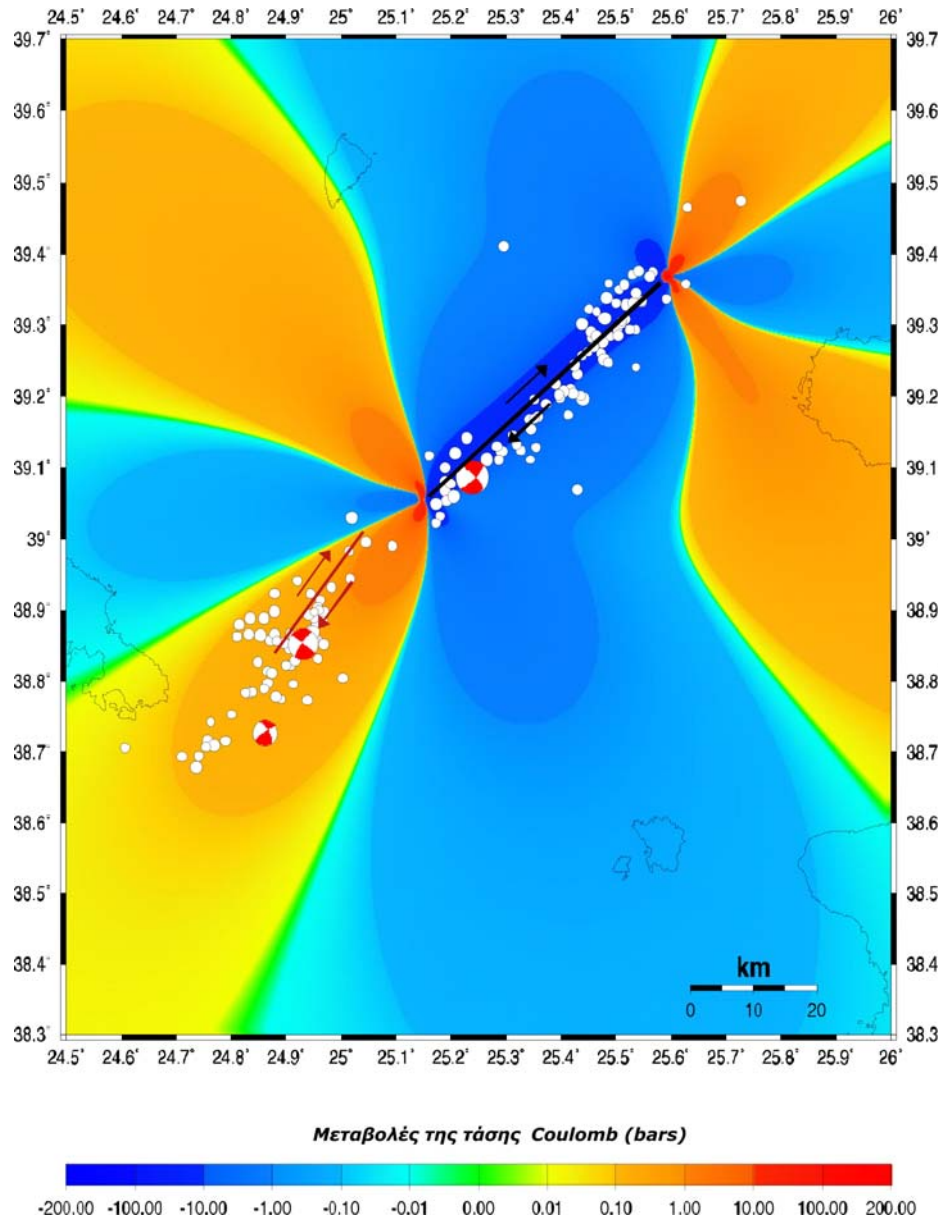
Υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης Coulomb ΔCFF στο βάθος των 6 km για το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981 ως προς το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (παράταξη=216°, κλίση=79°, γωνία ολίσθησης=175°) που αποτελεί το μηχανισμό γένεσης του σεισμού που εκδηλώθηκε μια εβδομάδα περίπου αργότερα από τον πρώτο σεισμό.

Το βάθος των 6 km έχει επιλεγεί διότι το βάθος αυτό είναι αρκετά χιλιόμετρα πάνω από το βάθος των 15 km για το οποίο θεωρείται ότι σταματά ο σειсмоγόνος χώρος. Αυτό είναι σε συμφωνία με τους King et al. (1994b) ο οποίος βρήκε ότι η σεισμική ολίσθηση είναι μέγιστη στα ενδιάμεσα βάθη της σεισμογενούς ζώνης, και έτσι η παραμόρφωση πρέπει να εντοπίζεται στα ρήγματα σε τέτοια βάθη. Η τιμή της ολίσθησης είναι 110 cm και έχει υπολογιστεί με βάση τον τύπο της σεισμικής ροπής M_0 :

$$M_0 = \mu \cdot L \cdot W \cdot u \quad (4.7)$$

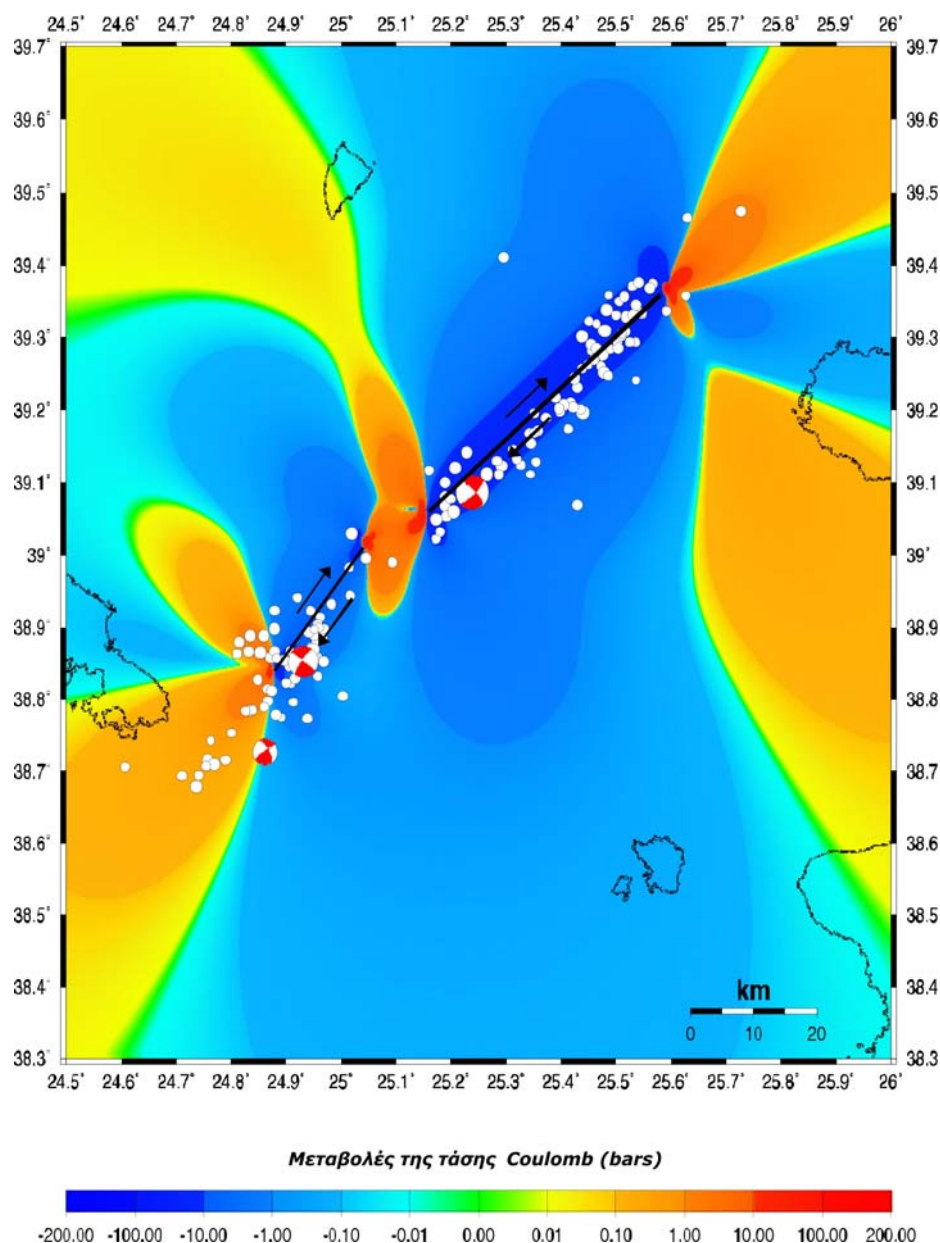
Όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του σεισμού και έχει τιμή $3.3 \cdot 10^{11} \text{ dyn/cm}^2$, L είναι το μήκος του σεισμογόνου ρήγματος ($L = 51 \text{ km}$), W είναι το πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος που θεωρώντας το σεισμογόνο στρώμα από 3 ως 15 km και γνωρίζοντας την κλίση του ρήγματος από το μηχανισμό γένεσης ($\theta = 79^\circ$) είναι $W = 12.3 \text{ km}$.

Τα αποτελέσματα των μεταβολών της τάσης φαίνονται στο σχήμα 4.4. Παρατηρείται ότι η σεισμική ακολουθία που ακολούθησε το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981 βρίσκεται σε θετικές τιμές τάσεων Coulomb (κόκκινες περιοχές). Αυτό αποτελεί σαφή ένδειξη ότι ο σεισμός της 19^{ης} Δεκεμβρίου προκάλεσε τη γένεση του δεύτερου σεισμού ο οποίος εκδηλώθηκε μια εβδομάδα αργότερα.



Σχήμα 4.4 Κατανομή των μεταβολών των τάσεων Coulomb για το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου οι οποίες υπολογίστηκαν σε βάθος 6 km για δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (παράταξη=216°, κλίση=79°, γωνία ολίσθησης=175°) με τιμή του φαινόμενου συντελεστή τριβής $\mu'=0.6$

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης ΔCFF για το σεισμό που εκδηλώθηκε στις 29 Δεκεμβρίου λαμβάνοντας υπόψη και τις μεταβολές των τάσεων που προκλήθηκαν από τον πρώτο σεισμό, για ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (παράταξη=216°, κλίση=79°, γωνία ολίσθησης=175°) μήκους $L=24$ km, ως προς το ρήγμα στο οποίο εκδηλώθηκε ο σεισμός στις 29 Δεκεμβρίου (παράταξη=235°, κλίση=81°, γωνία ολίσθησης=152°), που αντιστοιχεί σε σεισμό με μέγεθος ροπής $M_w=6.3$ σύμφωνα με τη σχέση (4.2) στο βάθος των 6 km επίσης, που όπως



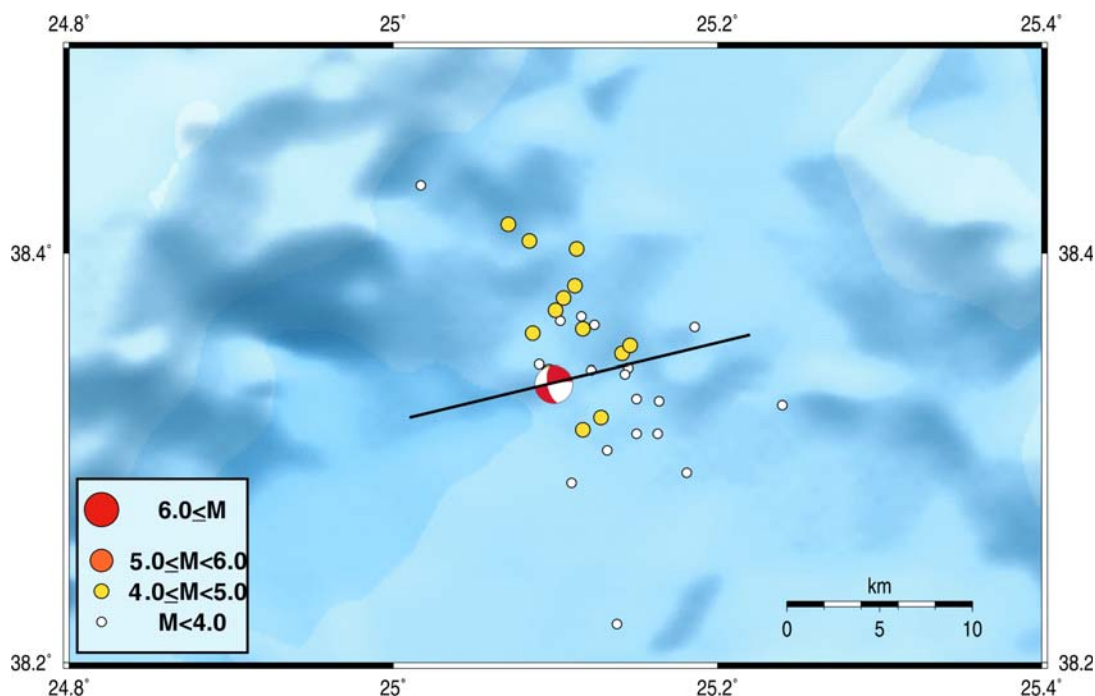
Σχήμα 4.5 Κατανομή των μεταβολών των τάσεων Coulomb για το σεισμό της 27^{ης} Δεκεμβρίου οι οποίες υπολογίστηκαν σε βάθος 6 km για δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (παράταξη=216°, κλίση=79°, γωνία ολίσθησης=15°)) με τιμή του φαινόμενου συντελεστή τριβής $\mu'=0.6$

αναφέρθηκε έχει επιλεγεί διότι στο βάθος αυτό η σεισμική ολίσθηση είναι μέγιστη. Όπως παρατηρείται στο σχήμα 4.5 η μετέπειτα σεισμική δραστηριότητα η οποία περιλαμβάνει το σεισμό της 29^{ης} Δεκεμβρίου βρίσκεται σε θετικές τιμές της στατικής τάσης. Αυτό σημαίνει πως και ο δεύτερος σεισμός της 27^{ης} Δεκεμβρίου πιθανώς προκάλεσε τη γένεση του επόμενου σεισμού.

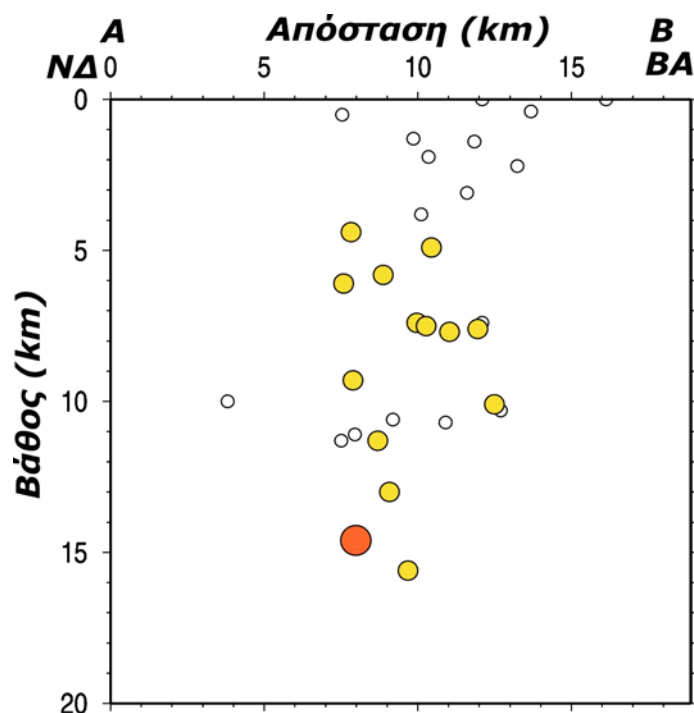
4.3 Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΟΥ 1986

Στο θαλάσσιο χώρο δυτικά της Χίου στις 25 Μαρτίου 1986 εκδηλώθηκε σεισμός με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w=5.5$. Για τη μελέτη αυτής της σεισμικής δραστηριότητας και την εξαγωγή συμπερασμάτων για την περιοχή εξετάστηκε η μετασεισμική δραστηριότητα. Στο χάρτη του σχήματος 4.6 έχει γίνει χαρτογράφηση των epicέντρων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή την περίοδο 25-31 Μαρτίου 1986 και πληρούν τα ακόλουθα κριτήρια: αριθμός φάσεων ≥ 6 , $RMS \leq 1.0$ sec, $ERH \leq 4.0$ km και $ERZ \leq 5.0$ km. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από την κατανομή των epicέντρων στο χάρτη, σχηματίζεται μια ζώνη BBD-NNA διεύθυνσης η οποία βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με το ένα από τα δύο επίπεδα που προσδιορίστηκε από το μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού.

Στο σχήμα 4.7 παρουσιάζεται η κάθετη τομή A-B της οποίας η θέση φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 4.6. Στην τομή έχουν χαρτογραφηθεί οι ακριβέστερα υπολογισμένες εστίες με βάση τα παραπάνω κριτήρια. Η κατανομή των εστιών δείχνει ότι η σεισμική δραστηριότητα φτάνει μέχρι το βάθος των 15 km περίπου ενώ παρατηρείται μια κλίση της σεισμικής ζώνης προς τα ΝΔ. Όπως παρατηρείται από την κατανομή των μεγαλύτερων σεισμών, ($M \geq 4.0$) συγκεντρώνονται σε βάθη 5-15 km, ορίζοντας καλύτερα το πλάτος του σεισμογόνου ρήγματος. Σύμφωνα με τα



Σχήμα 4.6 Χαρτογράφηση των epicέντρων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή την περίοδο 25-31 Μαρτίου 1986 και πληρούν τα ακόλουθα κριτήρια : αριθμός φάσεων >5 , $RMS \leq 1.0$ sec, $ERH \leq 4.0$ km και $ERZ \leq 5.0$ km



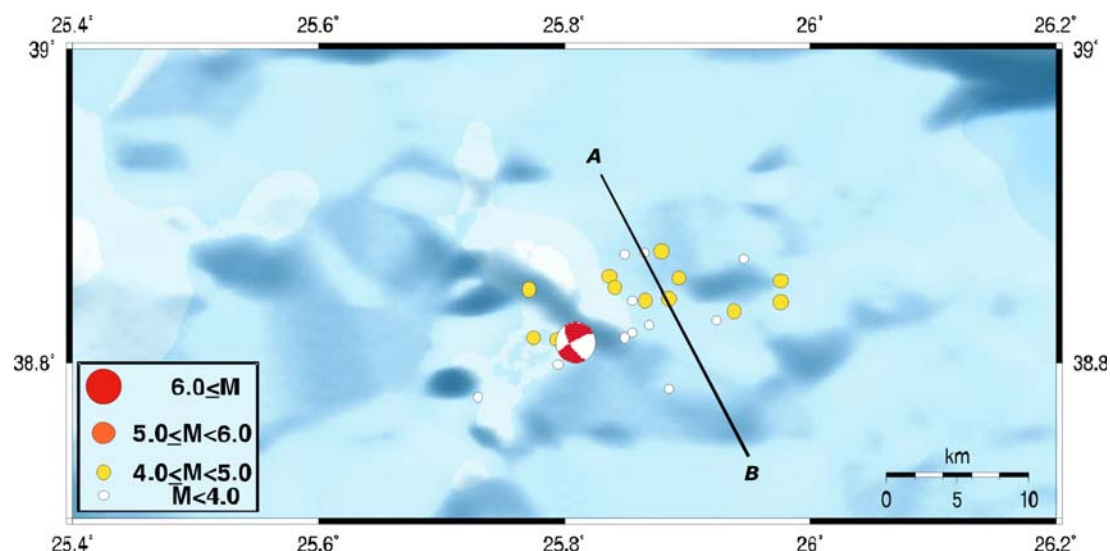
Σχήμα 4.7 Η κάθετη τομή A-B που φαίνεται στο χάρτη. Η γραμμή παριστάνει την κλίση του ρήγματος με βάση το μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού. Τα εστιακά βάθη φτάνουν μέχρι τα 15 km

στοιχεία αυτά προκύπτει το συμπέρασμα ότι η μετασεισμική δραστηριότητα μετά τον κύριο σεισμό ανήκει σε κάποια δομή η οποία χαρακτηρίζεται από αριστερόστροφη διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης με παράταξη του επιπέδου του ρήγματος $\sim 168^\circ$ και κλίση $\sim 63^\circ$ προς τα νοτιοδυτικά σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού.

4.4 Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΟΥ 1997

Στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά της Λέσβου στις 14 Νοεμβρίου 1997 έγινε σεισμός μεγέθους σεισμικής ροπής $M_w=5.8$. Με σκοπό τη λεπτομερέστερη εξέταση των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής πραγματοποιήθηκε μελέτη της σεισμικής αυτής ακολουθίας.

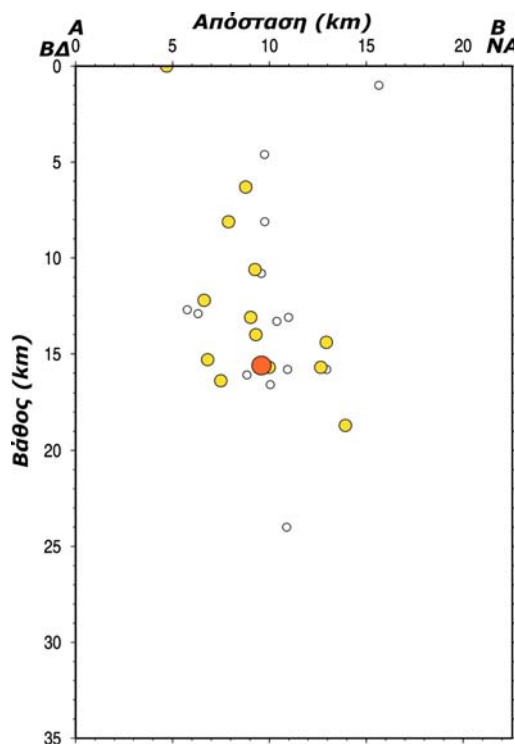
Κατασκευάστηκε χάρτης με τα επίκεντρα των μετασεισμών που έγιναν στην περιοχή την περίοδο 14-29 Νοεμβρίου 1997 οι οποίοι πληρούν τα εξής κριτήρια : αριθμός φάσεων περισσότερων από ≥ 10 , $RMS \leq 1.0$ sec, $ERH \leq 4.0$ km και $ERZ \leq 5.0$ km. Οι μετασεισμοί αυτοί φαίνονται στο χάρτη του σχήματος 4.8. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από τη χωρική κατανομή των επικέντρων για το διάστημα αυτό, τα



Σχήμα 4.8 Χάρτης των επίκεντρων των μετασεισμών που έγιναν στην περιοχή την περίοδο 14-29 Νοεμβρίου 1997 και οι οποίοι πληρούν τα εξής κριτήρια : αριθμός φάσεων > 10 , $RMS \leq 1.0$ sec, $ERH \leq 4.0$ km και $ERZ \leq 5.0$ km

επίκεντρα σχηματίζουν μια ζώνη ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης, η οποία βρίσκεται σε καλή συμφωνία με ένα από τα δύο επίπεδα του μηχανισμού γένεσης.

Κατασκευάστηκε τομή κάθετα στη διεύθυνση της κατανομής των επικέντρων και παράλληλα στη γραμμή Α-Β (σχήμα 4.9). Η διάρρηξη εδώ είναι δεξιόστροφη



Σχήμα 4.9 Η κάθετη τομή Α-Β που φαίνεται στο χάρτη. Η γραμμή παριστάνει την κλίση του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού. Τα εστιακά βάθη φτάνουν μέχρι τα 16 km

οριζόντιας μετατόπισης. Η γραμμή που έχει χαραχθεί στο σχήμα 4.9 παριστάνει την κλίση του επιπέδου του ρήγματος όπως προκύπτει από το μηχανισμό γένεσης. Παρατηρείται ότι οι σεισμοί με τα μεγαλύτερα μεγέθη, $M \geq 4.0$, καθώς και η μεγαλύτερη πλειοψηφία των μικρότερων σε μέγεθος σεισμών είναι κατανεμημένοι στα βάθη περίπου 5-16 km το οποίο αποτελεί το σεισμογόνο στρώμα.

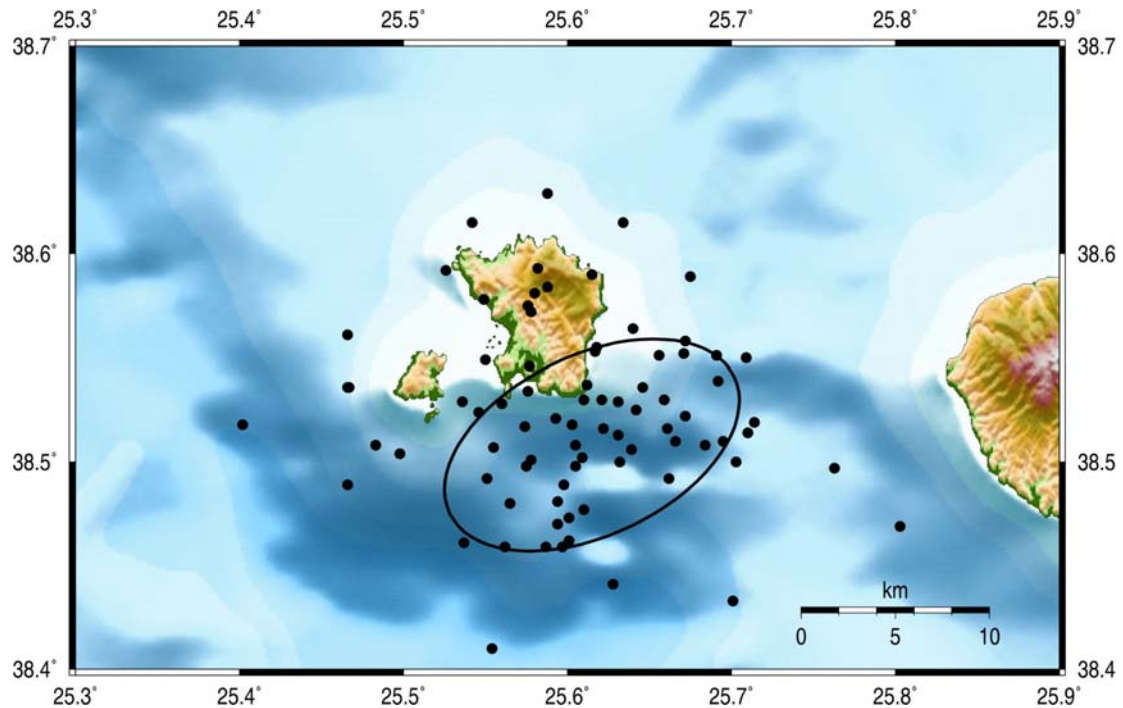
4.5 Η ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΚΟΛΟΥΘΙΑ ΤΟΥ 2001

4.5.1 Επεξεργασία των δεδομένων με το Hypo71

Στις 10 Ιουνίου 2001 εκδηλώθηκε σεισμός μεγέθους $M_w=5.6$ κοντά στην περιοχή των Ψαρών δυτικά της Χίου. Για τη μελέτη αυτής της σεισμικής ακολουθίας χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από ένα τοπικό δίκτυο που είχε εγκατασταθεί στην περιοχή το 2002 (Karakostas et al., 2004). Από τις καταγραφές του τοπικού αυτού δικτύου επιλέχθηκαν οι σεισμοί οι οποίοι είχαν καταγραφεί και από το μόνιμο δίκτυο. Βρέθηκαν οκτώ κοινοί σεισμοί οι οποίοι εκδηλώθηκαν κοντά στο νησί των Ψαρών. Με βάση τις υπολογισμένες με ακρίβεια εστιακές παραμέτρους που είχαν υπολογιστεί από τις καταγραφές του τοπικού δικτύου, υπολογίστηκαν χρονικές διορθώσεις για τους σεισμολογικούς σταθμούς του μόνιμου δικτύου για τις πλευρικές διορθώσεις του μοντέλου του φλοιού της Γης.

Οι εστιακές παράμετροι που υπολογίστηκαν από το τοπικό δίκτυο θεωρήθηκαν ως εκρήξεις και υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής των σεισμολογικών σταθμών του μόνιμου δικτύου. Ο μέσος όρος των διαφορών μεταξύ του πραγματικού χρόνου διαδρομής και του χρόνου διαδρομής ο οποίος υπολογίστηκε θεωρητικά σε σχέση με το μοντέλο ταχυτήτων, θεωρήθηκε ως χρονική διόρθωση στους σεισμολογικούς σταθμούς.

Αρχικά πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των δεδομένων της περιοχής με τη βοήθεια του προγράμματος Hypo71 χρησιμοποιώντας τις χρονικές διορθώσεις που υπολογίστηκαν για του σταθμούς. Τα καλύτερα υπολογισμένα επίκεντρα με $RMS \leq 1.0$, $ERH \leq 6.0$ και $ERZ \leq 6.0$ έχουν χαρτογραφηθεί στο χάρτη του σχήματος 4.10. Τα επίκεντρα είναι κατανεμημένα σε μια περιοχή μεγαλύτερη από αυτή που αναμένεται για ένα σεισμό μεγέθους $M_w=5.6$, εμφανίζοντας διάσπαρτη σεισμικότητα. Παρόλα αυτά μπορεί να παρατηρηθεί μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμικότητας στην περιοχή που καθορίζεται από την έλλειψη του σχήματος 4.10, της οποίας ο μεγάλος άξονας έχει ABA-ΔΝΔ κατεύθυνση, και μήκος 16 km περίπου. Ο προσανατολισμός αυτός του μεγάλου άξονα της έλλειψης είναι σε συμφωνία με την παράταξη του ενός

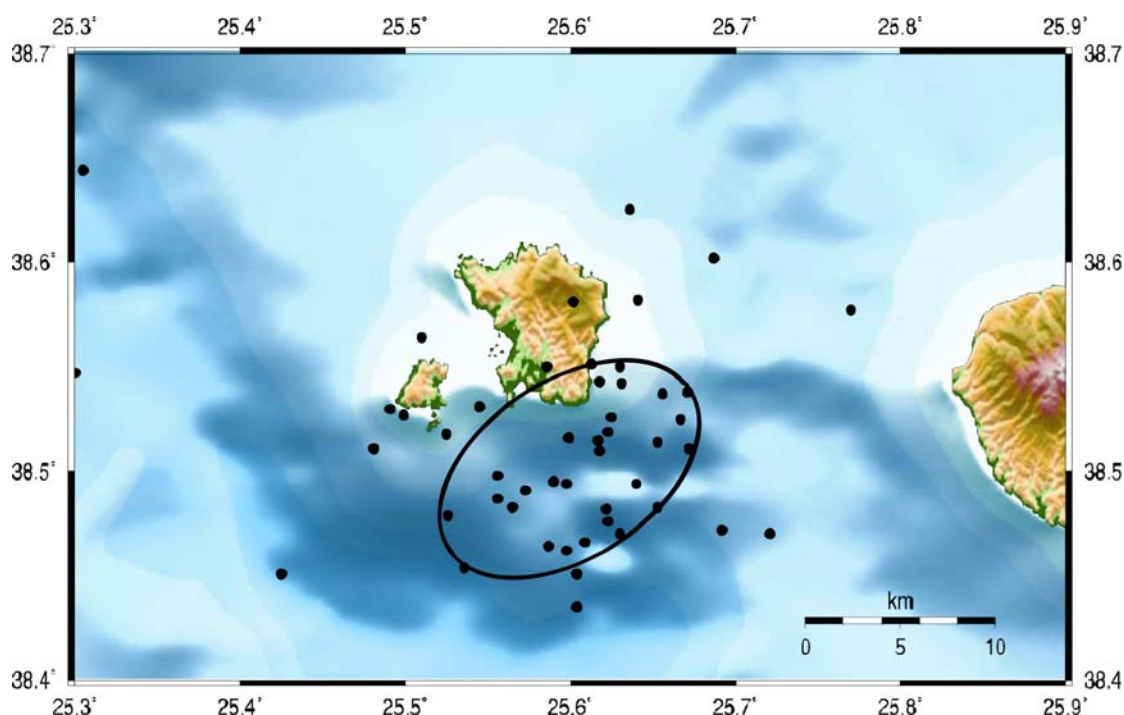


Σχήμα 4.10 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας των Ψαρών του 2001 με την επεξεργασία με το Hypo71. Παρόλο που τα δεδομένα καλύπτουν μια αρκετά μεγάλη περιοχή η πυκνότητα των επικέντρων είναι μεγαλύτερη στην περιοχή της έλλειψης της οποίας ο μεγάλος άξονας συμπίπτει με την παράταξη του μηχανισμού γένεσης

επιπέδου του μηχανισμού γένεσης (Harvard CMT solution 244^ο), αλλά το μήκος της είναι περίπου διπλάσιο από αυτό που αναμένεται για ένα σεισμό μεγέθους $M_w=5.6$ (7.1 km Wells and Copersmith, 1994) ή 10.1 km (Papazachos et al., 2004). Αυτό σημαίνει ότι η επεξεργασία των δεδομένων με τη διαδικασία που ακολουθήθηκε δίνει μια αρχική, προσεγγιστική εικόνα της χωρικής κατανομής των επικέντρων όμως απαιτείται επιπλέον επεξεργασία ώστε να εξαχθούν περισσότερο ακριβή συμπεράσματα για τις ιδιότητες της σεισμικής αυτής ακολουθίας.

4.5.2 Επεξεργασία των δεδομένων με το Hypoinverse

Για περισσότερο ακριβή αποτελέσματα χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων το πρόγραμμα Hypoinverse. Τα αποτελέσματα αυτής της επεξεργασίας τα οποία πληρούν τα ακόλουθα κριτήρια : $RMS \leq 1.0$ sec, $ERH \leq 4.0$ km και $ERZ \leq 5.0$ km φαίνονται στο χάρτη του σχήματος 4.11. Η κατανομή των επικέντρων και στην περίπτωση αυτή είναι διάσπαρτη σε μια περιοχή μεγαλύτερη από την αναμενόμενη για αυτού του μεγέθους σεισμό. Παρόλα αυτά η διεύθυνση της κατανομής είναι ABA-ΔΝΔ σε συμφωνία με την παράταξη του ενός επιπέδου του



Σχήμα 4.11 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας των Ψαρών του 2001 με την επεξεργασία με το Hypoinverse. Η σεισμικότητα και στην περίπτωση αυτή είναι πιο έντονη στην περιοχή της έλλειψης αλλά καλύπτει μια περιοχή μεγαλύτερη από την αναμενόμενη με το μεγαλύτερο άξονα να είναι σε συμφωνία με την παράταξη του ενός επιπέδου του μηχανισμού γένεσης.

ρήγματος ενώ η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμικότητας καθορίζεται από την έλλειψη του σχήματος 4.11, της οποίας ο μεγάλος άξονας έχει μήκος 15 km περίπου.

4.5.3 Επεξεργασία των δεδομένων με το HypoDD

Για τη βελτίωση λοιπόν των εστιακών παραμέτρων των σεισμών και περαιτέρω μελέτη της σεισμικής ακολουθίας ακολούθησε η επεξεργασία των δεδομένων με τη χρησιμοποίηση του προγράμματος HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Η τεχνική των Διπλών Διαφορών είναι μια μέθοδος η οποία εκμεταλλεύεται την υποκεντρική απόσταση μεταξύ δύο σεισμών. Αν η απόσταση μεταξύ των εστιών δύο σεισμών είναι μικρή σε σχέση με την απόσταση του σεισμού από τους σταθμούς, τότε ο δρόμος διαδρομής μεταξύ της περιοχής της πηγής και ενός κοινού σταθμού είναι περίπου ίδιος σε όλο το μήκος του. Ο αλγόριθμος των Διπλών Διαφορών βελτιώνει την ακρίβεια των αποτελεσμάτων αφαιρώντας τις επιδράσεις από δομές που πιθανό να μην έχουν ληφθεί υπόψη στο μοντέλο ταχυτήτων. Για να είναι αποτελεσματικός ο αλγόριθμος απαιτείται όπως ήδη αναφέρθηκε η διαφορά μεταξύ δύο σεισμών να είναι μικρή σε σχέση με την απόσταση των εστιών των σεισμών και ενός σταθμού. Σε αυτή την περίπτωση η διαφορά στο χρόνο διαδρομής

μεταξύ δύο σεισμών σε ένα σταθμό είναι σχεδόν ανεξάρτητη από ετερογένειες που δεν έχουν συμπεριληφθεί στο μοντέλο κατά μήκος των ακτίνων διάδοσης μεταξύ ζεύγους σεισμών σε κάθε σταθμό. Ο αλγόριθμος του HyroDD προσπαθεί να μειώσει τα χρονικά υπόλοιπα στις διαφορές των χρόνων διαδρομής για ένα ζεύγος σεισμών για ένα σταθμό. Η λύση η οποία προκύπτει είναι απαλλαγμένη από συστηματικά λάθη εξαιτίας ανωμαλιών της ταχύτητας, αλλά διατηρεί τυχαία λάθη τα οποία υπάρχουν στις αρχικές λύσεις.

Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιεί η τεχνική των διπλών διαφορών (Waldhauser & Ellsworth, 2000) βασίζεται στη μέθοδο του Geiger όπου το σύστημα το οποίο πρέπει να λυθεί (Aki & Richards, 1980) είναι :

$$G\mathbf{m} = \mathbf{d} \quad (4.8)$$

όπου ο άγνωστος $\mathbf{m}$ είναι η διαταραχή στο αρχικό μοντέλο $\hat{a}$ από το οποίο θα παραχθεί το πραγματικό μοντέλο a^0

$$m_j = a_j^0 - \hat{a}_j \quad (4.9)$$

όπου a_j ($j = 1...4$) είναι οι παράμετροι της πηγής (οι χωρικές συντεταγμένες x, y, z ή ο χρόνος γένεσης τ), $\mathbf{d}$ είναι το διάνυσμα των παρατηρήσεων το οποίο είναι ο απόλυτος χρόνος μείον το θεωρητικό χρόνο διαδρομής (ή συνώνυμα ο απόλυτος χρόνος διαδρομής μείον το θεωρητικό χρόνο διαδρομής).

$$d_i = t_i - T_i(a) \quad (4.10)$$

και τέλος $\mathbf{G}$ είναι ένας πίνακας του οποίου τα στοιχεία δείχνουν την επίδραση της j παραμέτρου της πηγής στην i παρατήρηση

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial a_j}(a) \quad (4.11)$$

το οποίο είναι ίσο με τις χωρικές συντεταγμένες του χρόνου διαδρομής, στην περίπτωση τριών χωρικές παραμέτρων πηγής, ή είναι ίσο με τη μονάδα στην περίπτωση του χρόνου γένεσης. Ο αλγόριθμος του double difference αφαιρεί τις εξισώσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε ζεύγη σεισμών για τους οποίους οι διαφορές στο χρόνο άφιξης είναι γνωστοί. Αυτό οδηγεί σε ένα σύστημα εξισώσεων παρόμοιο με το 4.8 με καινούργιο νόημα στους αγνώστους και στα δεδομένα. Η παράμετρος $\mathbf{m}$ είναι ακόμα η διαταραχή στο αρχικό μοντέλο $\hat{a}$ η οποία θα δημιουργήσει το πραγματικό μοντέλο a^0 αλλά με το j να είναι $j = 1...4N$ όπου N είναι ο αριθμός των σεισμών. Η

παράμετρος $\mathbf{d}$ είναι επίσης το διάνυσμα των παρατηρήσεων, παρόλα αυτά από εδώ και πέρα οι παρατηρήσεις σημαίνουν τις διπλές διαφορές.

$$d_i^{kl} = (t_i^k - T_i^k(a)) - (t_i^l - T_i^l(a)) \quad (4.12)$$

όπου d_i^{kl} είναι η παρατήρηση i η οποία περιλαμβάνει τους σεισμούς k και l και t_i^k , T_i^k είναι ο απόλυτος και ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής αντίστοιχα για το σεισμό k . Ο πίνακας $\mathbf{G}$ διαφοροποιείται και παίρνει την εξής μορφή :

$$G_{ij}^k = \frac{\partial d_i^k}{\partial a_j^k}(a) \quad (4.13)$$

όπου d_i^k είναι η παρατήρηση I η οποία περιλαμβάνει το σεισμό k και a_j^k είναι η παράμετρος j του ίδιου σεισμού k .

Η βασική διαδικασία του HypoDD είναι να αναγνωρίσει σεισμούς οι οποίοι μπορούν να δημιουργήσουν ζεύγος και να αναγνωρίσει το σταθμό ή τους σταθμούς με τους οποίους μπορεί να συνδεθεί κάθε ζεύγος έτσι ώστε να γίνουν διορθώσεις στο χρόνο διαδρομής σε αυτό το σταθμό. Τελικά ένα σύνολο από ζεύγη σεισμών συνδέονται σε ομάδες σεισμών και με την επίλυση των ελαχίστων τετραγώνων για κάθε ομάδα επιτυγχάνονται οι σχετικές λύσεις. Το HypoDD είναι χρήσιμο για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών μικρού μεγέθους, και χρησιμοποιείται συχνά σε περιοχές με λίγους μεγάλους σεισμούς ή σε μετασεισμικές ακολουθίες μετά από ένα μεγάλο σεισμό.

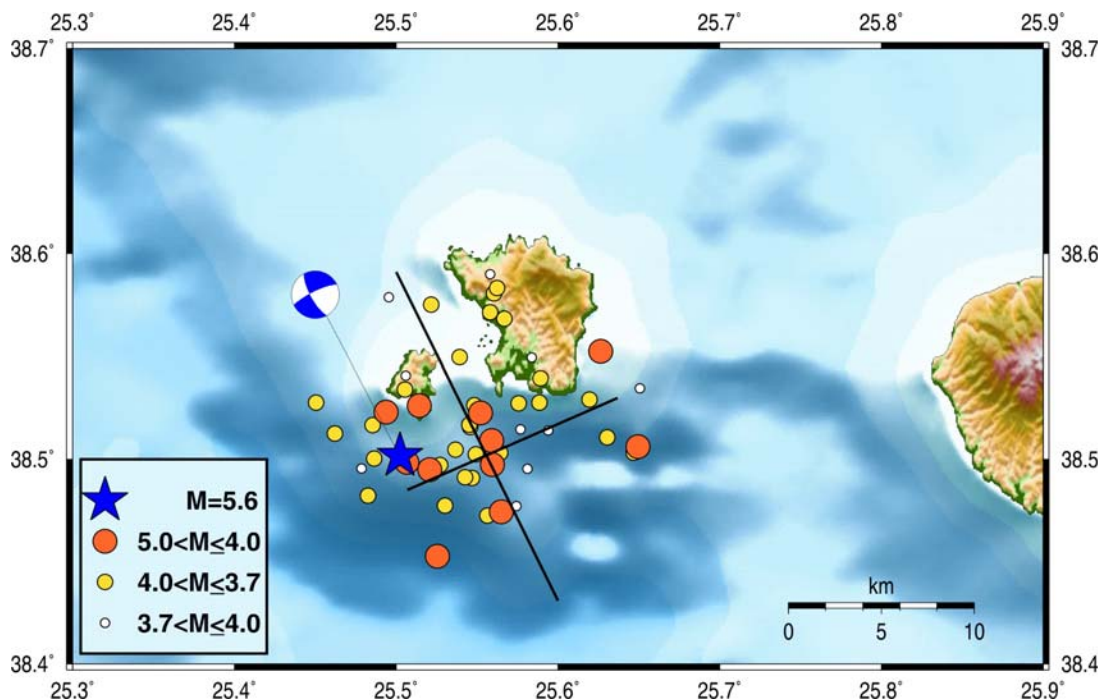
Υπάρχουν τρία κύρια βήματα στη διαδικασία επίλυσης σεισμών χρησιμοποιώντας το HypoDD. Αυτά είναι τα εξής: α) Η διαμόρφωση των ζευγών των σεισμών και οι σύνδεση σε περιοχές, β) Ο σχηματισμός των ομάδων των σεισμών (clusters) και γ) Η επίλυση των διπλών διαφορών (double difference).

Οι διαφορές στους χρόνους διαδρομής υπολογίστηκαν για όλα τα ζεύγη των σεισμών με απόσταση ανάμεσά τους μικρότερη των 10 km, και με τους σταθμούς να βρίσκονται μέχρι τα 400 km από το επίκεντρο. Τα δεδομένα ξαναχωρίστηκαν έτσι ώστε κάθε σεισμός να είναι συνδεδεμένος με δέκα το πολύ γειτονικούς σεισμούς οι οποίοι μπορούν να θεωρηθούν ως ένας «ισχυρός» σύνδεσμος. «Ισχυρός» δεσμός θεωρείται αυτός που περιλαμβάνει τουλάχιστον οκτώ ζεύγη, ένα για κάθε βαθμό ελευθερίας (Waldhauser, 2001).

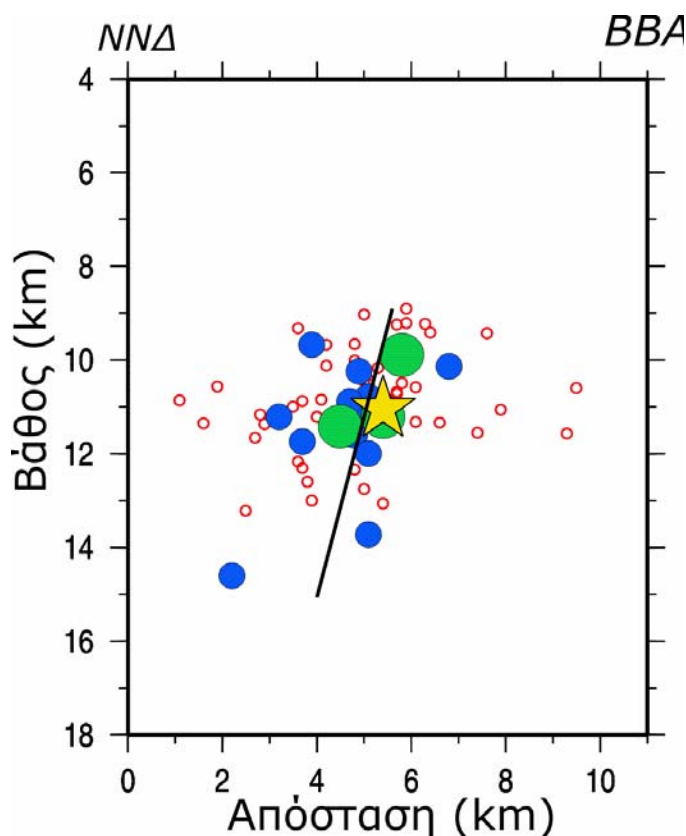
Η επεξεργασία πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των συζυγών βαθμωτών ανάδελτα (LSQR, Paige and Saunders, 1982) με τη χρήση ελαχίστων τετραγώνων. Από τους 189 σεισμούς του αρχικού καταλόγου, 52 καλά συνδεδεμένοι

σεισμοί, οι οποίοι πληρούσαν τις προϋποθέσεις, έγιναν αποδεκτοί. Στο χάρτη του σχήματος 4.12 παρουσιάζονται τα επίκεντρα μετά από την επεξεργασία με το HypoDD. Η χαρτογράφηση των epicenters των σεισμών έχει γίνει με τη χρήση κύκλων τριών διαφορετικών μεγεθών και χρωμάτων. Παρατηρείται πως σχεδόν όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 3.7$ και η πλειοψηφία των σεισμών μικρότερου μεγέθους είναι κατανομημένοι σε μια ΑΒΑ-ΔΝΔ ζώνη μήκους 10 km περίπου, όπως αναμένεται για ένα σεισμό με μέγεθος $M_w=5.6$. Στο σχήμα επίσης απεικονίζεται η παράταξη του επιπέδου ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης όπως έχει προσδιοριστεί από το μηχανισμό γένεσης του Harvard (παράταξη= 244° , κλίση= 79° , γωνία ολίσθησης= -164°).

Κατασκευάστηκε τομή κάθετη στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης η οποία φαίνεται στο σχήμα 4.13. Από την κατανομή των εστιών φαίνεται ότι η σεισμική δραστηριότητα συγκεντρώνεται σε βάθη από 3 km μέχρι 15 km. Παρά το ότι παρατηρείται μία διασπορά των εστιών η κατανομή των σεισμών με $M \geq 3.7$ σχηματίζει μια ζώνη με κλίση προς τα ΒΔ, σε αρκετά καλή συμφωνία με ένα από τα



Σχήμα 4.12 Χάρτης των epicenters των σεισμών της σεισμικής ακολουθίας των Ψαρών με τη χρησιμοποίηση της τεχνικής HypoDD. Τα epicenters είναι κατανομημένα σε μια ζώνη ΒΑ-ΝΔ κατεύθυνσης. Με το κίτρινο άστρο παριστάνεται ο κύριος σεισμός. Διαφορετικά σύμβολα έχουν χρησιμοποιηθεί για διαφορετικά μεγέθη. Επίσης παριστάνεται το επίπεδο του μηχανισμού γένεσης.



Σχήμα 4.13 Η κατακόρυφη τομή A-B που φαίνεται στο χάρτη μετά την επεξεργασία με το HypoDD. Η γραμμή παριστάνει την κλίση του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού. Τα εστιακά βάθη ξεκινούν από τα 3 km και φτάνουν μέχρι τα 15 km. Ο κύριος σεισμός παριστάνεται με το μπλε αστέρι.

επίπεδα του μηχανισμού γένεσης. Η κλίση του μηχανισμού γένεσης (79°) παρουσιάζεται με τη μαύρη γραμμή. Η πλειοψηφία των μικρότερων σεισμών ακολουθεί την ίδια κατανομή με μερικούς από αυτούς να είναι διασκορπισμένοι. Αυτό οφείλεται είτε σε σφάλματα στον υπολογισμό των εστιών ή στην ταυτόχρονη ενεργοποίηση άλλων μικρότερων τεκτονικών δομών. Παρόλο που η ακρίβεια των υπολογισμών δεν είναι σε τέτοιο βαθμό ικανοποιητική ώστε να υποστηρίξει τα αποτελέσματα χωρίς καμιά αμφιβολία αυτό, δεν μπορεί να αναιρέσει την εικόνα που εμφανίζεται μετά τους υπολογισμούς αυτούς.

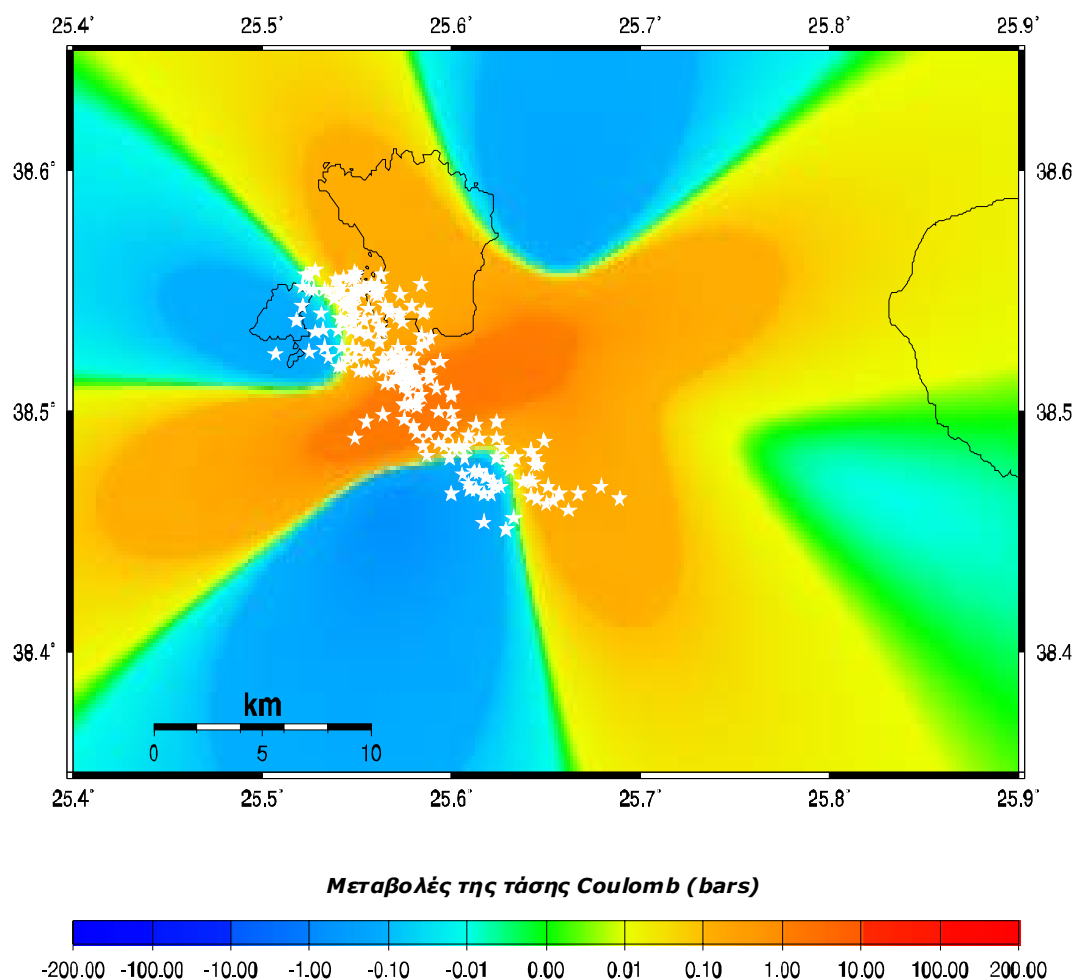
4.5.4 Μελέτη των μεταβολών των τάσεων Coulomb

Με σκοπό τη διερεύνηση της αλληλεπίδρασης των τάσεων στην περιοχή αυτή χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της μεταβολής των στατικών τάσεων. Έτσι εφαρμόστηκε η τεχνική των τάσεων Coulomb για να διερευνηθεί η αλληλεπίδραση των τάσεων

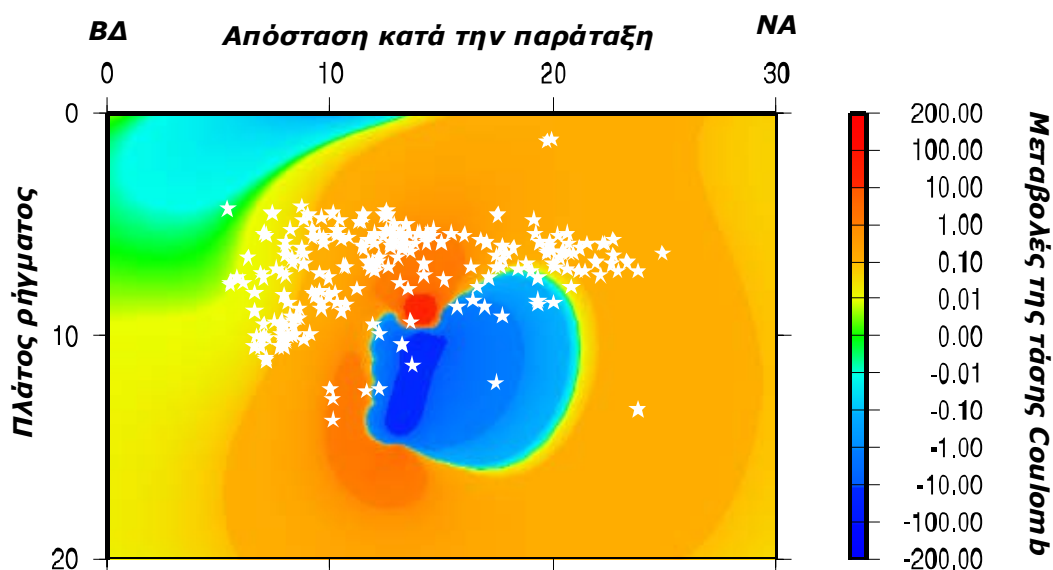
μεταξύ της σεισμικής ακολουθίας του Ιουνίου 2001 και της σεισμικής δραστηριότητας που παρατηρήθηκε στην περιοχή περίπου ένα χρόνο μετά.

Χρησιμοποιήθηκε η σχέση (4.1) θέτοντας την τιμή 0.8 για το φαινόμενο συντελεστή τριβής μ' . Οι τιμές του συντελεστή διάτμησης και του λόγου Poisson θεωρήθηκαν ίσες με 33GPa και 0.25 αντίστοιχα.

Υπολογίστηκαν οι μεταβολές της στατικής τάσης εξαιτίας της διάρρηξης του ρήγματος που περιγράφηκε παραπάνω για ένα επίπεδο ρήγματος το οποίο προσεγγίζει τη δομή της σεισμικής δραστηριότητας που καταγράφηκε ένα χρόνο αργότερα από ένα πυκνό τοπικό δίκτυο ψηφιακών σειсмоγράφων. Σύμφωνα με τα ακριβή δεδομένα (Karakostas et al., 2004) η δραστηριότητα αυτή σχετίζεται με ένα ρήγμα οποίο έχει ΒΔ-ΝΑ κατεύθυνση και κλίνει στα ΝΔ ($\varphi=136^\circ$, $\theta=75^\circ$) σε



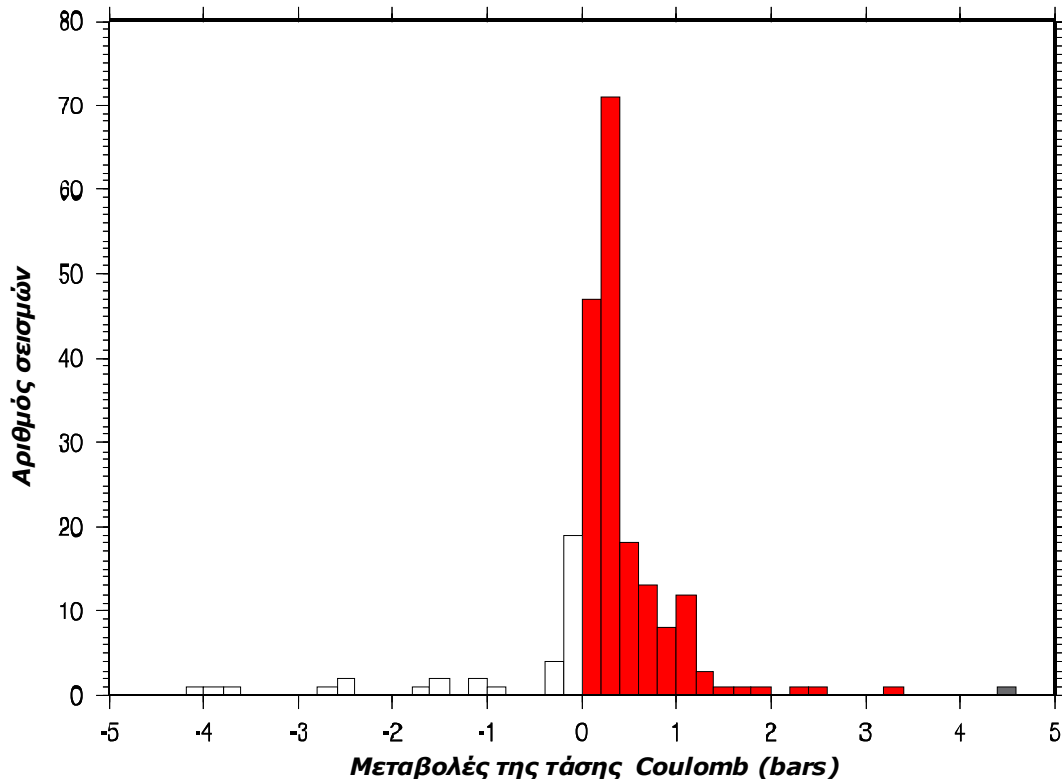
Σχήμα 4.14 Κατανομή των μεταβολών των τάσεων Coulomb για το σεισμό των Ψαρών για ένα επίπεδο κάθετο στην κύρια διάρρηξη (παράταξη= 136° , κλίση= 75° , γωνία κλίσης= -12°) που σχετίζεται με την ακολουθία του 2002 στο βάθος των 7 km με το φαινόμενο συντελεστή τριβής $\mu'=0.8$. Επίσης παρουσιάζονται τα επίκεντρα της σεισμικής ακολουθίας του 2002.



Σχήμα 4.14 Μεταβολές της τάσης Coulomb που υπολογίστηκαν για το επίπεδο που έχει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Επίσης παριστάνεται η κατανομή των επικέντρων κατά μήκος της παράταξης της σεισμικότητας που καταγράφηκε το 2002.

συμφωνία με το βοηθητικό επίπεδο του μηχανισμού γένεσης του Harvard για το σεισμό του 2001 ($\phi=156^\circ$, $\theta=74^\circ$, $\lambda=-12^\circ$). Στο σχήμα 4.14 παρουσιάζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb οι οποίες υπολογίστηκαν στο οριζόντιο επίπεδο στο βάθος των 7 km, εφόσον η κατανομή της σεισμικής ακολουθίας του 2002 εκτείνεται σε βάθη μεταξύ 5 km και 12 km. Η πλειονηφία των επικέντρων της δραστηριότητας του 2002 βρίσκεται σε περιοχές με θετικές τιμές της μεταβολής των τάσεων.

Υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων υπολογίστηκαν επίσης και πάνω στο επίπεδο της σεισμικής ακολουθίας του 2002. Οι μεταβολές αυτές φαίνονται στο σχήμα 4.14 μαζί με την κατανομή των εστιών παράλληλα στην παράταξη της σεισμικής δραστηριότητας του 2002. Είναι αξιοσημείωτο ότι οι εστίες είναι κατανεμημένες σχεδόν αποκλειστικά σε θετικές τιμές της μεταβολής των τάσεων, αποδεικνύοντας πιθανή διέγερση της σεισμικής δραστηριότητας που εκδηλώθηκε στη συζυγή αυτή δομή ένα χρόνο μετά την ακολουθία του 2001. Το βορειοδυτικό άκρο αυτής της δραστηριότητας οριοθετείται από τη μεταβατική ζώνη μεταξύ των θετικών και αρνητικών περιοχών. Το πάχος της σεισμικής ζώνης είναι περίπου 6 km στο ΒΔ άκρο της περιοχής και βρίσκεται σε θετικές τιμές της μεταβολής της τάσης. Στα νοτιοανατολικά σε μια περιοχή η οποία επηρεάζεται από αρνητικές μεταβολές της τάσης το πάχος της σεισμικής ζώνης μειώνεται σε λιγότερο από 3 km και μόνο λίγες εστίες σεισμών βρίσκονται σε περιοχή με αρνητικές τιμές μεταβολών των τάσεων.



Σχήμα 4.16 Ιστόγραμμα συχνότητας των σεισμών που έγιναν το 2002 ως συνάρτηση των μεταβολών της στατικής τάσης που υπολογίστηκε στην εστία του κάθε σεισμού. Περισσότερο από το 83% του αριθμού των σεισμών βρίσκεται σε περιοχές με θετικές τιμές της μεταβολής της τάσης.

Τελικά, μεταβολές της στατικής τάσης υπολογίστηκαν και στη θέση κάθε μιας εστίας των σεισμών της σεισμικής δραστηριότητας του 2002 για μια ποσοτική αξιολόγηση. Στο σχήμα 4.15 φαίνεται το ιστόγραμμα συχνότητας των σεισμών ως συνάρτηση των τιμών ΔCFF . Περίπου 83% των με ακρίβεια υπολογισμένων εστιών των σεισμών έχουν γίνει σε ζώνες αυξημένων τιμών της τάσης, υποδεικνύοντας ότι η σεισμικότητα ενισχύεται σε περιοχές με αυξημένες τιμές της τάσης και αναστέλλεται σε περιοχές με πτώση τάσης.

Το γεγονός ότι η δραστηριότητα του 2002 στην περιοχή των Ψαρών περιορίζεται στην τομή ΒΔ-ΝΑ δομών δείχνει πως η ύπαρξη τέτοιων δομών πιθανόν ορίζει τα σύνορα μεταξύ των ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δεξιόστροφων οριζόντιας μετατόπισης κινήσεων και των Α-Δ κανονικών ρηγμάτων που επικρατούν στην ηπειρωτική Ελλάδα όπως και στην περιοχή δυτικά της Χίου, όπως φάνηκε από τη μελέτη της εκεί ακολουθίας, αλλά και από το αριστερόστροφο ΒΔ-ΝΑ κατεύθυνσης ρήγμα που σχετίζεται με το σεισμό της Σκύρου (Karakostas et al., 2004).

5. ΣΥΝΟΨΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Η γνώση των βασικών παραμέτρων των εστιών των σεισμών για μια περιοχή αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για την περαιτέρω σεισμολογική και σεισμοτεκτονική μελέτη της περιοχής αυτής. Η περιοχή του Αιγαίου είναι μια από τις περιοχές της ζώνης Άλπεων-Ιμαλαΐων με πολύ έντονη παραμόρφωση, και χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα σε σχέση με τις γειτονικές περιοχές. Για τη μελέτη αυτής συγκεντρώθηκαν οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων χώρου (επιμήκων και εγκαρσίων) από όλους του διαθέσιμους σεισμολογικούς σταθμούς με επικεντρικές αποστάσεις $\Delta \leq 10^\circ$ για το χρονικό διάστημα 1964-2002.

Αρχικά για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, πρέπει να είναι γνωστή η δομή του εσωτερικού της Γης, δηλαδή η μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Ένα τέτοιο μοντέλο έχει προταθεί για την περιοχή του Αιγαίου από τον Παναγιωτόπουλο (1984). Για λεπτομερέστερο προσδιορισμό του μοντέλου ταχύτητας του φλοιού υπολογίστηκαν χρονικές διορθώσεις στο χρόνο άφιξης των σεισμικών κυμάτων στους σεισμολογικούς σταθμούς, έτσι ώστε να ληφθούν υπόψη οι οριζόντιες διαφοροποιήσεις αυτού. Με τον τρόπο αυτό, έμμεσα το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιείται δηλαδή, η μεταβολή της ταχύτητας των κυμάτων με το βάθος γίνεται «τριών» διαστάσεων, και έτσι λαμβάνονται υπόψη και οι οριζόντιες μεταβολές της δομής.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε μια πρώτη επεξεργασία των δεδομένων (φάσεων) που λήφθηκαν από το ISC με το πρόγραμμα HYPO71 (Lee and Lahr, 1975), όπως αυτό έχει τροποποιηθεί και χρησιμοποιείται στον Τομέα Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Ο υπολογισμός όμως χρονικών διορθώσεων δεν μπορεί να γίνει ταυτόχρονα για σεισμούς που καλύπτουν μεγάλη περιοχή, διότι τα σεισμικά κύματα που φτάνουν σε ένα σεισμολογικό σταθμό από απομακρυσμένους μεταξύ τους σεισμούς δεν είναι του ίδιου τύπου (π.χ. P_g , P_n κλπ.) και επίσης ο δρόμος διάδοσης είναι διαφορετικός. Για την εξασφάλιση αυτών των προϋποθέσεων θα πρέπει να γίνει διάκριση των σεισμών σε επιμέρους περιοχές ώστε οι αποστάσεις των

διαφορετικών σεισμών από κάθε ένα σταθμό να μη διαφέρουν πολύ μεταξύ τους και ο δρόμος διάδοσης να είναι περίπου ο ίδιος. Για το λόγο αυτό, μετά από διαδοχικές χαρτογραφήσεις των επικέντρων των σεισμών, με βάση την πυκνότητα τους καθορίστηκαν οι επιμέρους περιοχές.

Στη συνέχεια, σε κάθε υποπεριοχή, υπολογίστηκαν τα μέσα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σεισμολογικό σταθμό και αυτά χρησιμοποιήθηκαν ως διορθώσεις στους σταθμούς για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών. Έτσι ακολουθήθηκε διαδικασία υπολογισμού των νέων επικέντρων με βάση τις χρονικές διορθώσεις αλλά και νέων χρονικών διορθώσεων με βάση τα νέα επίκεντρα. Η διαδικασία αυτή ολοκληρωνόταν για κάθε υποπεριοχή όταν η διόρθωση του χρονικού υπολοίπου σε κάθε υποπεριοχή ήταν μικρότερη από 0.1 sec.

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το πρόγραμμα HYPOINVERSE (Klein, 2002) το οποίο παρέχει τη δυνατότητα χρήσης διαφορετικών μοντέλων κάθε ένα από τα οποία αντιστοιχεί σε επίκεντρα που ανήκουν σε διαφορετικές περιοχές. Η μετάβαση στα διαφορετικά μοντέλα γειτονικών περιοχών είναι ομαλή και επιτυγχάνεται ορίζοντας μεταβατικές περιοχές μέσα στις οποίες χρησιμοποιούνται οι μέσοι όροι των χρόνων διαδρομής με κάποιο βάρος. Έτσι με τη χρησιμοποίηση των χρονικών διορθώσεων στους σεισμολογικούς σταθμούς και τη χρησιμοποίηση του προγράμματος HypoInverse, με τις κατάλληλες παραμέτρους, ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων έγινε περισσότερο ακριβής.

Μετά την επεξεργασία των σεισμών και την εύρεση των όσο το δυνατόν ακριβέστερων εστιακών παραμέτρων, δημιουργήθηκε κατάλογος όλων των σεισμών και προστέθηκαν όλες οι διαθέσιμες πληροφορίες για το μέγεθος κάθε σεισμού. Έγινε χαρτογράφηση των επικέντρων και με βάση την κατανομή τους παρατηρήθηκε ότι η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή του Ανατολικού Αιγαίου είναι έντονη και διακρίνονται σε ζώνες ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης. Παρατηρήθηκαν όμως και δομές οι οποίες έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση όπως στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά των Ψαρών

Κατασκευάστηκαν τομές για τη μελέτη της κατανομής των βαθών σε επιμέρους χώρους της περιοχής μελέτης καθώς επίσης και ιστογράμματα συχνότητας της κατανομής αυτών. Όπως προέκυψε οι εστίες των σεισμών φτάνουν μέχρι το βάθος των 20km περίπου από την επιφάνεια της Γης. Το μέγιστο της κατανομής των εστιακών βαθών όλης της περιοχής παρατηρήθηκε στα 8-9 km ενώ το σεισμογόνο στρώμα που φιλοξενεί τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εκτείνεται από τα πρώτα χιλιόμετρα μέχρι τα 17 km περίπου.

Στη συνέχεια έγινε συσχέτιση των αποτελεσμάτων με του μηχανισμούς γένεσης που υπάρχουν για την περιοχή και παρατηρήθηκε ότι υπάρχει συμφωνία μεταξύ της διεύθυνσης και της κλίσης των σεισμικών ζωνών με τη διεύθυνση και την κλίση που έχει προσδιοριστεί από τους μηχανισμούς γένεσης. Στο σύνολο των περιπτώσεων υποδεικνύονται ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Αυτό είναι σε συμφωνία με τα σεισμοτεκτονικά στοιχεία που αφορούν την περιοχή σύμφωνα με τα οποία στην περιοχή επικρατούν παράλληλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ως συνέχεια του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας, κλάδοι του οποίου εισέρχονται στο Αιγαίο. Προχωρώντας όμως ανατολικότερα στα δυτικά παράλια της Τουρκίας, και συγκεκριμένα στη χερσόνησο Τσεσμέ οι διαρρήξεις, σύμφωνα με τους μηχανισμούς γένεσης της περιοχής, είναι πλαγιοκανονικές με διεύθυνση A-Δ και όχι οριζόντιας μετατόπισης. Αυτό οφείλεται στον εντονότερο εφελκυσμό B-N που επικρατεί στην περιοχή και εκδηλώνεται με την εμφάνιση των κανονικών αυτών ρηγμάτων διεύθυνσης A-Δ. Η πρόσφατη σεισμικότητα στους χώρους αυτούς είναι αρκετά περιορισμένη και έτσι δε δόθηκε η δυνατότητα συσχέτισης με τους μηχανισμούς γένεσης.

Ακολούθως, για τον καλύτερο προσδιορισμό των δομών της περιοχής του ανατολικού Αιγαίου μελετήθηκαν οι σεισμικές ακολουθίες του 1981, του 1986, του 1997 και τέλος του 2001.

Στη σεισμική ακολουθία του 1981 η κατανομή των επικέντρων έχει BA-NA διεύθυνση ενώ παρατηρείται ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι έντονη μέχρι το βάθος των 17 km περίπου και φαίνεται μια κλίση της τομής προς τα NA η οποία είναι 80° περίπου και συμφωνεί με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981.

Από τη χωρική κατανομή των επικέντρων προκύπτει ότι ο πρώτος σεισμός ενεργοποίησε τη γειτονική δομή με αποτέλεσμα να γίνει ο δεύτερος σεισμός και στη συνέχεια ο δεύτερος σεισμός ενεργοποίησε την τρίτη δομή. Για να εξεταστεί αν ισχύει η υπόθεση αυτή εφαρμόστηκε η τεχνική των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην περιοχή ώστε να βρεθεί η αλληλεπίδραση μεταξύ αυτών των γειτονικών σεισμικών ακολουθιών. Τα αποτελέσματα των μεταβολών της τάσης έδειξαν ότι η σεισμική ακολουθία που ακολούθησε το σεισμό της 19^{ης} Δεκεμβρίου 1981 βρίσκεται σε θετικές τιμές τάσεων Coulomb, παρέχοντας ένδειξη ότι ο σεισμός που έγινε μια εβδομάδα αργότερα στις 27 Δεκεμβρίου προκλήθηκε από τον πρώτο σεισμό. Επίσης υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης (ΔCFF) για το σεισμό στις 27 Δεκεμβρίου,

και παρατηρήθηκε ότι η μετέπειτα σεισμική δραστηριότητα η οποία περιλαμβάνει το σεισμό της 29^{ης} Δεκεμβρίου βρίσκεται σε θετικές τιμές της στατικής τάσης. Αυτό σημαίνει πως και ο δεύτερος σεισμός της 27^{ης} Δεκεμβρίου προκάλεσε τη γένεση του επόμενου σεισμού.

Για τη μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας του 1986 στο θαλάσσιο χώρο δυτικά της Χίου, εξετάστηκε η σεισμικότητα μετά τον κύριο σεισμό. Παρατηρήθηκε από την κατανομή των επικέντρων, ότι σχηματίζεται μια ζώνη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης η οποία βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία με το ένα από τα δύο επίπεδα που προσδιορίστηκε από το μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού. Έτσι προέκυψε το συμπέρασμα ότι η μετασεισμική δραστηριότητα μετά τον κύριο σεισμό ανήκει σε κάποια δομή αριστερόστροφης διάρρηξης οριζόντιας μετατόπισης.

Στη σεισμική δραστηριότητα του 1997 με βάση τη χωρική κατανομή των επικέντρων των μετασεισμών της περιοχής προέκυψε ότι σχηματίζεται μια ζώνη ΒΑ-ΝΔ κατεύθυνσης, η οποία βρίσκεται σε καλή συμφωνία με ένα από τα δύο επίπεδα του μηχανισμού γένεσης που προσδιορίζει δεξιόστροφη διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης.

Για τη σεισμική ακολουθία του 2001 πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των δεδομένων με τη χρησιμοποίηση του προγράμματος HypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000) και παρατηρήθηκε πως σχεδόν όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 3.7$ και η πλειοψηφία των σεισμών μικρότερου μεγέθους είναι κατανεμημένοι σε μια ΑΒΑ-ΔΝΔ ζώνη. Στη συνέχεια έχοντας ως σκοπό τη διερεύνηση της αλληλεπίδρασης των τάσεων στην περιοχή αυτή υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων Coulomb και προέκυψε πως η δραστηριότητα του 2001 στην περιοχή των Ψαρών περιορίζεται προς τα νοτιοδυτικά από μία ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης δομή αποδεικνύοντας πως η ύπαρξη τέτοιων δομών πιθανόν ορίζει τα όρια μεταξύ των ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δεξιόστροφων οριζόντιας μετατόπισης κινήσεων και των Α-Δ κανονικών ρηγμάτων που επικρατούν στην ηπειρωτική Ελλάδα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Avigad, D., Garfinkel, Z., Jolivet, L., and Azanon, J. M., Back arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, **16**, 924-941, 1997.
2. Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K., Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, **7**, 663-684, 1998.
3. Beeler, N. M., Simpson, R. W., Lockner, D. A. and Hickman, S. H. Pore fluid pressure apparent friction and Coulomb failure. *J. Geophys. Res.*, **105**, 25.533-25.544, 2000.
4. Berge, P. A., Wang, H. F. and Bonner, B. P., Pore pressure buildup coefficient in synthetic and natural sandstones. *J. Rock MEch. Min. Sci. Geomech. Adtsr.*, **30**, 1135-1141, 1993.
5. Bozkurt, E., Timing of extension on the Buyuk Menderes Graben, western Turkey and its tectonic implications. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A., (eds), Tectonic and Magmatism in Turkey and the surroundin area. *Geological Society, London, Special Publications*, **173**, 385-403, 2000.
6. Bozkurt, E., Neotectonics of Turkey-A Synthesis. *Geodynamica Acta*, **14**, 3-30, 2001a.
7. Bozkurt, E., Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 728-744, 2001b.
8. Bozkurt, E., Origin of the NE-trending basins in western Turkey. *Geodynamica Acta*, **16**, 61-81, 2003.
9. Byerlee, J. D., The change in orientation of subsidiary shears near faults containing pore fluid under high pressure. *Tectonophysics*, **211**, 295-303, 1992
10. Cihan, N., Sarac, G. and Gokce, O., Insights into biaxial extensional tectonics: an example from the Sandikli Graben, west Anatolia Turkey. *Geological Journal*, **38**, 47-66, 2003.
11. DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478, 1990.
12. Deng, J. and Sykes, L. R., Evaluation of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: a 200-year perspective. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9859-9886, 1997a.
13. Deng, J. and Sykes, L. R., Stress evolution in southern California and triggering of moderate-, small-, and micro-size earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **102**, 24.411-24.435, 1997b.

14. Dewey, J. F. and Sengor, A. M. C., Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**, 84-92, 1979.
15. England, P., The alignment of Earthquake T-axes with the principal axes of geodetic strain in the Aegean region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **12**, 47-54, 2003.
16. Erikson, L., User's manual for DIS3D: A three-dimensional dislocating program with implications to faulting in the Earth. *Master Thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.*, 167 pp., 1986.
17. Eyidogan, H., Nalbant, S. S., Barka, A. and King, G. C. P., Static stress changes induced by the 1924 Pansiler (M=6.8) and 1983 Horasan-Norman (M=6.8) earthquakes, Northeastern Turkey. *Terra Nova*, **11**, 38-44, 1999.
18. Gorur, N., Sengor, A. M. C., Sakinc, M., Tuysuz, O., Akkok, R., Yigitbas, E., Oktay, F. Y., Barka, A. A., Sarica, N., Ecevitoglu, B., Demirbag, E., Ersoy, S., Algan O., Guneyusu, C., Akyol, A., Rift formation in the Gokova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geolo. Mag.*, **132**, 637-650, 1995.
19. Harris, R. A. and Simpson, R. W., Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, *Nature*, **360**, 251-254, 1992.
20. Harris, R. A. and Simpson, R. W., In the shadow of 1857- The effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California. *Geoph. Res. Lett.*, **23**, 229-232, 1996.
21. Harris, R., Introduction to Special Section: Stress, Triggers, Stress shadows, and implications for Seismic Hazard. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24.347-24.358, 1998.
22. Hill, D. P., Reasenber, D. A., Micheal, A. Arabaz, W. J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J. N., Castro, R., Davis, S., DePolo, D., Ellsworth, D., Gomberg, W L., Harmsen, S., House, L., Jackson, S. M., Johnston, M. J. S., Jones, S., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann, J C., Sanfrod, A., Simspon, R. W., Smith, R. B., Stark, M., Stickney, A., Vidal, A., Walten, S., Wong, V. Zollweg, J., Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers California, earthquake. *Science*, **260**, 1617-1623, 1993.
23. Jackson, J. and McKenzie, D. P., Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **77**, 185-246, 1984.
24. Jackson, J and McKenzie, D. P., The relationship between plate motions and seismic tremors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **93**, 45-73, 1988.

25. Jackson, J. A., Active tectonics of the Aegean region, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, **22**, 139-272, 1994.
26. Jestin, F., Huchon, P. and Gaulier, J. M., The Somalia Plate and the East African rift system: Present-day kinematics. *Geophys. J. Int.*, **116**, 637-654, 1994.
27. Jolivet, L. FAccena, C., Coffe, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storto, F., Faniciello, R., Cadet, J. P., D'Agostino, N. and Parra, T., Midcrustal shear zones in postoregenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 12.123-60, 1998.
28. International Seismological Centre, *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk/> Bull, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.
29. Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., Scordilis, E. M., Vargemezis, G and Aidona, E., The 2001 Skyros earthquakes sequence: off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1012-1016, 2003.
30. Karakostas, V., Papadimitriou, E. and Papazachos, C., Geographical and depth distribution of the microseismic activity around Chios island. *10th G. S. G. Congress*, 15-17 Aprile, 2004, Thessaloniki, Greece, pp. 442-443.
31. King, G. C. P., Stein, R. S. And Lin, J., Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 935-153, 1994a .
32. King, G. C. P., Oppenheimer, D. And Amelung, F., Block Versus Continuum Deformation in the Western United States. *Earth Planet Sci. Lett.*, **128**, 55-64, 1994b.
33. Kiratzi, A., Karakaisis, G., Papadimitriou, E. and Papazachos, B., Seismic-Source Parameter Relations for Earthquakes on Greece. *Pure Appl. Geophys.*, **123**, 27-41, 1985.
34. Kiratzi, A. A., Wagner, G. S., Langston, C. A., Source Parametres of Some Large Earthquakes on Northern Aegean Determined by Body Waveform Inversion. *Pure Appl. Geophys.*, **135**, 517-527, 1991.
35. Kissel, C. and Lai, C., Tertiary geodynamical evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics*, **146**, 183-201, 1988.
36. Klein, F. W., User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a fortran Program to Solve Earthquake Locations and Magnitudes. *U. S. Geol. Surv. Open File Report 02-171* Version 1.0, 2002.
37. Kocyigit, A., Yusufoglu, H. and Bozcurt, E., Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, **156**, 605-616, 1999a.

38. Lee, W. H K., and Lahr, J. C., A computer program for the determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. *U. S. Geol. Surv. Open File Report*, 75-311, 1975.
39. LePichon, X. and Angelier, J. The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42, 1979.
40. LePichon, X. and Angekier, J., The Aegean Sea, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A.*, **300**, 357-372, 1981.
41. LePichon, X. Chamot-Rocke, N, Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G., Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.*, **100**, 12.675-12.690, 1995.
42. McKenzie, D. P., Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **220**, 77-89, 1970.
43. McKenzie, D., Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **30**, 109-185, 1972.
44. McKenzie, D. P., Active tectonics in the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **55**, 217-254, 1978.
45. Meijer, P. Th. And Wortel, M. J. R., Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation, *Tectonics*, **16**, 879-895, 1997.
46. Meulenkamp, J. E., Wortel, W. J. R., VanWamel, W. A., Spakman, W., Hoogerduyn W., Strating, E., On the Hellenic subduction zone and geodynamic evolution of Crete in the late middle Miocene. *Tectonophysics*, **146**, 203-215, 1988.
47. Nyst, M. and Thatcher, W., New constrains on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.*, **109**, 11046-11069, 2004.
48. Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040, 1992.
49. Okay, A. I. and Satir, M., Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine*, **137**, 495-516, 2000.
50. Oral, M. B., Reilinger, R. E., Toksoz, M. N., King, R. W., Barka, A. A. and Kinik, I., Coherent plate motions in the eastern Mediterranean continental collision zone. *Eos. Trans. AGU*, **76**, 9-11, 1995.

51. Paige, C. C. and Saunders, M. A., LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACU Transactions on Mathematical Software*, **812**, 195-209, 1982.
52. Παναγιωτόπουλος, Δ. Γ., Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. *Διδακτορική Διατριβή*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 1-173, 1984.
53. Panagiotopoulos, D. G. and Papazachos, B. C., Travel times of P_n-waves in the Aegean and surrounding area. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **80**, 165-176, 1985.
54. Papadimitriou, E. E., Karakostas, V. G. and Baba, A. B., Possible triggering of strong earthquakes in a seismic sequence due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong earthquakes. *Bull. Geol. Soc. Greece*, **34**, 1539-1546, 2001.
55. Papadimitriou, E. E. and Sykes, L. R., Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece). *Geophys. J. Int.*, **146**, 747-759, 2001.
56. Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533, 1971.
57. Papazachos, B. C., Kiratzi, A. A., Voidomatis, Ph. And Papaioannou, Ch., A study of the December 1981-January 1982 seismic activity in northern Aegean Sea. *Boll. Geof. Theoretica and Appl.*, **26**, 101-113, 1984.
58. Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A. A., Papazachos, C. B., Louvari, E. K., Fault plane solution in the Aegean Sea and surrounding area and their tectonic implications, *Boll. Geof. Theoretica and Appl.*, **39**, 199-218, 1998.
59. Papazachos, C. B., Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2653-2656, 1999.
60. Παπαζαχος, Β. και Παπαζάχου, Κ, Οι σεισμοί της Ελλάδας. *Εκδόσεις Ζήτη*, σελ. 317, 2003.
61. Papazachos, B, Scordilis, E., Pabagitopoulos, D., Papazachos, C. and Karakaisis, G., Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes. *10th G. S. G. Congress*, 15-17 Aprile, 2004, Thessaloniki, Greece, pp.539-540.
62. Reasenber, P. A. and Simpson, R. W., Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, **255**, 1687-1690, 1992.
63. Reilinger, R. E., McKlisky, M. B., Kinik, I., Lenk, O. and Sanli, I., Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999, 1997.

64. Rice, J. R. and Cleary, M. P., Some basic diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents. *Rev. Geophys.*, **14**, 227-241, 1976.
65. Roeloffs, E. A., Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *J. Geophys. Res.*, **93**, 2107-2124, 1988.
66. Royden, L., The tectonic expression of the slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, **12**, 303-324, 1993.
67. Seitoglu, G., Scott, B., Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, **128**, 155-166, 1991.
68. Seitoglu, G., Scott, B., The age of the bBuyuk Menderes Graben (western Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag.*, **129**, 239-242, 1992.
69. Sengor, A. M. C., Gorur, N. and Saroglu, F., Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in strike-slip Deformation, Basin formation and Sedimentation, edited by K. T. Biddle and N. C. Blick, *Spec. Publ., Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 227-264, 1985.
70. Simpson, R. W. and Reasenber, P. A., Earthquakes induced static stress changes on central California faults, in the Tectonic Processes and Models. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1550-f, f55-f89, 1994.
71. Skempton, A. W., The pore-pressure coefficients A and B. *Geotechnique*, **4**, 143-147, 1954.
72. Sonder, L. and England, P., Effects of temperature dependent rheology on large-scale continental extension. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7603-7619, 1989.
73. Stein, R. S., King, G. C. P. and Lin, J., Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude=7.4 Landers earthquake. *Science*, **258**, 1328-1332, 1992.
74. Stein, R. S., King, G. C. P. and Lin, J., Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors. *Science*, **265**, 1432-1435, 1994.
75. Taymaz, T., Jakscon, J. and McKenzie, D., Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490, 1991.
76. Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368, 2000.
77. Waldhauser, F., HypoDD-A program to Compute Double-Difference Hypocenter Locations. *U. S. Geol. Survey Open File Report 01-113 Vesion 1.0*, 2001.

78. Wells, D. L. and Coppersmith, K. J., New empirical Relationships among Magnitude, Rupture width, Rupture area and Surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 974-1002, 1994.
79. Wessel, P. and Smith, W. H. F., New version of the Generic Mapping Tolls released, *EOS, Trans. Am. Geophys. U.*, **76**, 329, 1995.
80. Westaway, R., Present day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, **99**, 12071-12090, 1994a.
81. Yilmaz, Y., Genc, S. C., Gurer, O., Bozcu, M., Yilmaz, K., Karacik, Z., Altunkayanak, S. and Elmoas, A., When did the western Anatolia begin to develop? In: Bozkurt, E., Winchester, J. A. and Piper, J. D. A., (eds), Tectonic and magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society, London, Special Publications*, **173**, 353-384, 2000.

ABSTRACT

In the present study an examination of the seismotectonic features of eastern Aegean is made with the use of the accurately determined focal parameters of the earthquakes occurred.

A description of the seismotectonic properties of the area is reported and information about the tectonic features and the formation of the study area are presented. Evidence of the strongest shocks and their macroseismic results are described from reports from historical times, and information for the focal mechanisms of them.

In order to examine the seismotectonic properties of the study region, accurate focal parameters of the earthquakes occurred in the area are necessary. For this reason earthquake data were collected and with a procedure followed, travel time residuals were calculated for each station used, and relocation of them was done with the use of the HYPOINVERSE computer program.

The results from the relocation of the earthquakes showed the spatial distribution of the seismicity of the area and they were compared with the results of other studies in order to examine the accuracy of them.

Finally some study cases of earthquake sequences were made with the use of the HYPODD location program and the use of the static stress changes, to investigate the interaction between events in the study region.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

