

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ**

ΚΑΡΑΜΑΝΟΣ ΧΡΗΣΤΟΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΝΕΡΓΟΥ
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΤΗΣ ΔΥΤΙΚΗΣ ΑΠΟΛΗΞΗΣ ΤΗΣ
ΤΑΦΡΟΥ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Ο ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα, με το 2% της σεισμικότητας παγκοσμίως να εκδηλώνεται στη χώρα μας. Το βόρειο Αιγαίο είναι μια τεκτονικά ενεργή περιοχή με πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς. Οι μεγάλες μορφολογικές δομές, όπως το ρήγμα της βόρειας Ανατολίας, η τάφος του βορείου Αιγαίου, οι λεκάνες του Σάρου και των Σποράδων σε συνάρτηση με τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατική, Αραβική, Αφρικάνικη) καθώς και μικρότερων (Ανατολίας, Αιγαίου), ελέγχουν και καθορίζουν την σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της περιοχής. Η μελέτη των εστιακών παραμέτρων, με τον όσο το δυνατό καλύτερο προσδιορισμό τους σε συνάρτηση με τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών σεισμών μπορεί να δώσει πληροφορίες για την καλύτερη ερμηνεία της τεκτονικής της περιοχής.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχος είναι ο καλύτερος προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών στην περιοχή του βορείου Αιγαίου και η σεισμοτεκτονική μελέτη αυτής.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής του βορείου Αιγαίου, καθώς και σε μοντέλα που έχουν προταθεί για την δημιουργία και τεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Ακόμα, γίνεται αναφορά στους ισχυρότερους σεισμούς που έπληξαν την περιοχή από το 479π.Χ μέχρι και σήμερα και παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης των ισχυρών σεισμών των τελευταίων δεκαετιών,

Στο δεύτερο κεφάλαιο αναπτύσσεται ο τρόπος συλλογής των δεδομένων καθώς και η μεθοδολογία που ακολουθείται. Γίνεται επεξεργασία των σεισμών από το 1964 μέχρι το 2003 και περιγράφεται η διαδικασία εύρεσης μοντέλων ταχυτήτων για την περιοχή. Επίσης, περιγράφεται η διαδικασία υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν και η τελική επεξεργασία των δεδομένων με τα βάση τα αποτελέσματα που προέκυψαν.

Στο τρίτο κεφάλαιο εξετάζεται η χωρική και χρονική κατανομή της σεισμικότητας, καθώς και οι σεισμικές εξάρσεις που εκδηλώθηκαν στην περιοχή. Γίνονται κατακόρυφες τομές τόσο για την συνολική σεισμικότητα, όσο και για τις περιόδους έξαρσης και προκύπτουν συμπεράσματα για την κατανομή των εστιών και τα βάθη των σεισμών. Εξετάζονται προηγούμενες μελέτες που έχουν γίνει και τα αποτελέσματα συγκρίνονται με αυτά της παρούσας διατριβής.

Στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα και αναλύονται τα συμπεράσματα.

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 βοήθεια του οποίου η εργασία αυτή δε θα είχε πραγματοποιηθεί. Τον ευχαριστώ για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγηση, τις παρατηρήσεις και συμβουλές σε όλη τη διάρκεια

εκπόνησης της διατριβής αυτής. Επίσης τον ευχαριστώ για τη διόρθωση του κειμένου και την οικονομική υποστήριξη που μου παρείχε.

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.

Τέλος θέλω να ευχαριστήσω την κ. Μαρία Σαχπάζη Διευθύντρια Ερευνών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου και την συμβολή της στην ολοκλήρωση της διατριβής.

Ακόμα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου για την ψυχολογική και οικονομική συμπαράστασή τους όλα αυτά τα χρόνια.

Σε όλους τους φίλους και συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές εκφράζω τις ευχαριστίες μου για την συμπαράσταση και βοήθειά τους.

Το πρόγραμμα GMT (Wessel and Smith, 1998) χρησιμοποιήθηκε για να κατασκευαστούν τα σχήματα. Η διατριβή αυτή υποστηρίχθηκε από το ερευνητικό πρόγραμμα μεταξύ Ελλάδας και ΗΠΑ EPAN-M.4.3.6.1 και χρηματοδοτήθηκε από την Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....1

1.1 Τεκτονικό πλαίσιο.....1

1.2 Ιστορική σεισμικότητα περιοχής 8

1.3 Μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών 11

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ΣΥΛΛΟΓΗ – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ....13

2.1 Γενικά 13

2.2 Συλλογή δεδομένων 13

2.3 Προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων 15

2.3.1 Μοντέλο δομής του φλοιού της Γης στην περιοχή
του βορείου Αιγαίου 15

2.4 Νέος καθορισμός των εστιακών παραμέτρων 17

2.5 Πληροφορίες για τον τρόπο λειτουργίας
του προγράμματος HYPOINVERSE 21

2.6 Προσδιορισμός μοντέλου ταχυτήτων 23

2.7 Μοντέλα ταχυτήτων για κάθε μια περιοχή 28

2.8 Υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων των σταθμών 34

2.9 Τελική επεξεργασία δεδομένων 50

2.9.1 Παράμετροι των εντολών που χρησιμοποιήθηκαν 50

2.9.2 Αποτελέσματα τελικής επεξεργασίας 57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ΒΑΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ

ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ60

3.1 Χωρική κατανομή των epicέντρων των σεισμών 60

3.2 Μελέτη σεισμικών εξάρσεων 63

3.3 Η σεισμική ακολουθία του 1980 64

3.4 Η σεισμική ακολουθία του 1983 65

3.5 Σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή της Σκοπέλου 68

3.6 Σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή του κεντρικού βορείου Αιγαίου	71
3.7 Η σεισμική ακολουθία του 2001	72
3.8 Σεισμική δραστηριότητα στον κόλπο της Κασσάνδρας	74
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	80
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	84

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σκοπός της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η σεισμοτεκτονική μελέτη της περιοχής του Β. Αιγαίου, μιας περιοχής με πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς το οποίο καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την προς τα Δυτικά κίνηση του Αιγαίου κατά μήκος της τάφρου του Β. Αιγαίου, η οποία αποτελεί την προέκταση του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας και ειδικότερα του βόρειου κλάδου αυτού. Για το σκοπό αυτό γίνεται νέος προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών με τη χρήση όλων των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων και συσχέτισή τους με ενεργές δομές της περιοχής.

Οι σεισμοτεκτονικές μελέτες απαιτούν σημαντική ακρίβεια στον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που αφορούν τις γεωγραφικές τους συντεταγμένες, το εστιακό βάθος, καθώς και τους μηχανισμούς γένεσης αυτών ώστε να είναι δυνατή η συσχέτιση με τα τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Βασικός στόχος είναι η βελτίωση της ακρίβειας των υπολογισμών με τη χρήση νέων περισσότερο αξιόπιστων τεχνικών επεξεργασίας, ακριβέστερων μοντέλων του φλοιού της Γης, καθώς επίσης και την αξιοποίηση δεδομένων από τοπικά σεισμολογικά δίκτυα τα οποία έχουν μεγαλύτερη πυκνότητα και καλύτερη γεωγραφική κάλυψη για συγκεκριμένες περιοχές από ό,τι τα μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα για τη περιοχή του Β. Αιγαίου που πάρθηκαν από το ISC (International Seismological Centre; <http://www.isc.ac.uk/>), το οποίο συγκεντρώνει και δημοσιεύει τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων στους σεισμολογικούς σταθμούς από διάφορα Ινστιτούτα, για το χρονικό διάστημα 1964 –2003 και επεξεργασία αυτών με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE (Klein, 2002) με σκοπό το νέο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Επιπλέον, προστέθηκαν δεδομένα από σεισμολογικούς σταθμούς που λειτούργησαν για μικρό χρονικό διάστημα στα πλαίσια ερευνητικών προγραμμάτων που έγιναν στην περιοχή. Λαμβάνοντας υπόψη και τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών έγινε προσπάθεια προσδιορισμού των ενεργών δομών της περιοχής που χαρακτηρίζονται πολύπλοκες λόγω της μετάβασης από τη ζώνη του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας, όπου κυριαρχούν οριζόντιας διεύθυνσης δεξιόστροφες διαρρήξεις, στο χώρο του Αιγαίου και της Κεντρικής Ελλάδας που χαρακτηρίζεται από εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν και κανονικές διαρρήξεις σε ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ.

1.1 ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ

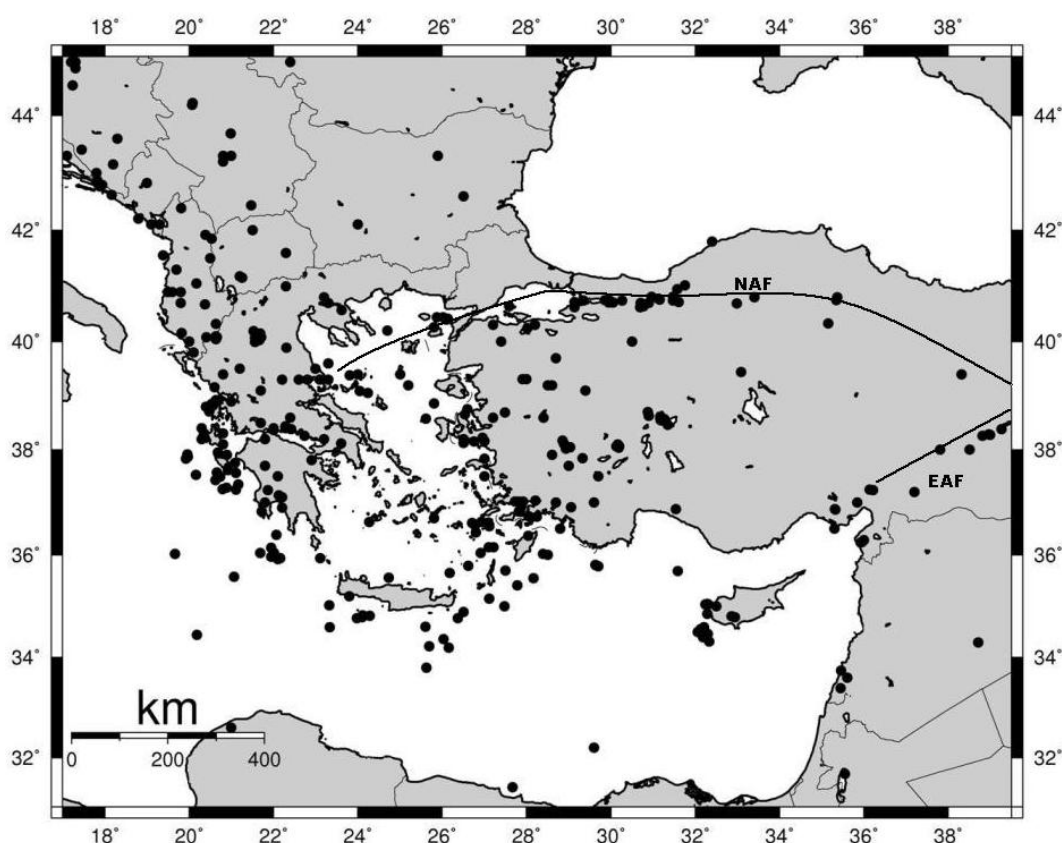
Ο χώρος του Αιγαίου (σχήμα 1.1) αποτελεί τμήμα μιας ευρύτερης περιοχής, της οποίας τα χαρακτηριστικά διαμορφώνονται από τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών στο χώρο της ανατολικής Μεσογείου μέχρι και την περιοχή της Αραβίας. Είναι μια από τις ηπειρωτικές περιοχές με την ταχύτερη παραμόρφωση (Jackson, 1994; Papazachos and Kiratzi, 1996). Η σύγκρουση

μεταξύ των πλακών Αραβίας και Ευρασίας στην περιοχή του Καυκάσου έχει ως αποτέλεσμα η Ανατολία να εξωθείται προς τα δυτικά με ταχύτητα $2.0 - 2.5 \text{ cm yr}^{-1}$ προς την περιοχή του Αιγαίου (McKenzie, 1972; Taymaz, 1991), κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (NAF, North Anatolian Fault). Η δεξιόστροφη αυτή κίνηση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, συνεχίζεται κατά μήκος της τάφρου του Β. Αιγαίου (NAT, North Aegean Trough), όπως επίσης και σε άλλους νοτιότερους παράλληλους κλάδους. Πρόσφατες μελέτες (Faccenna *et al.*, 2006) θεωρούν αιτία του σχηματισμού του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας, την οπισθοκύλιση και την κατάδυση στην περιοχή του Ελληνικού Τόξου. Στο Αιγαίο, εκτός από την προς τα δυτικά κίνηση, προστίθεται και κίνηση κατά τη διεύθυνση Βορράς – Νότος που οφείλεται σε εσωτερική παραμόρφωση. Αποτέλεσμα των κινήσεων αυτών είναι η μικροπλάκα του Αιγαίου να μετακινείται προς τα ΝΔ με ταχύτητα 3.5 cm yr^{-1} και προς την βυθιζόμενη κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, ωκεάνια πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου, η οποία κινείται προς τα βόρεια με ταχύτητα της τάξης του 1 cm yr^{-1} (McKenzie, 1972; Dewey and Sengor, 1989). Το Αιγαίο είναι ένα από τα καλύτερα παραδείγματα ηπειρωτικής εφελκυστικής τεκτονικής όπου η ηπειρωτική λιθόσφαιρα έχει επιμηκυνθεί μετά από λέπτυνση του φλοιού. Είναι μια από τις πιο γρήγορα επεκτεινόμενες περιοχές με υψηλή σεισμικότητα και την τοπογραφία της να ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από κανονικά ρήγματα (Oral *et al.*, 1995). Η προς τα νοτιοδυτικά αυτή γρήγορη κίνηση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου σε σχέση με την Ευρώπη έχει διαπιστωθεί τόσο με γεωδαιτικά, όσο και με σεισμολογικά στοιχεία. Τα στοιχεία αυτά δείχνουν ότι η ταχύτητα της κίνησης αυτής αυξάνει από βορρά προς νότο, δηλαδή η λιθόσφαιρα του Αιγαίου επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση αυτή.



Σχήμα 1.1 Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

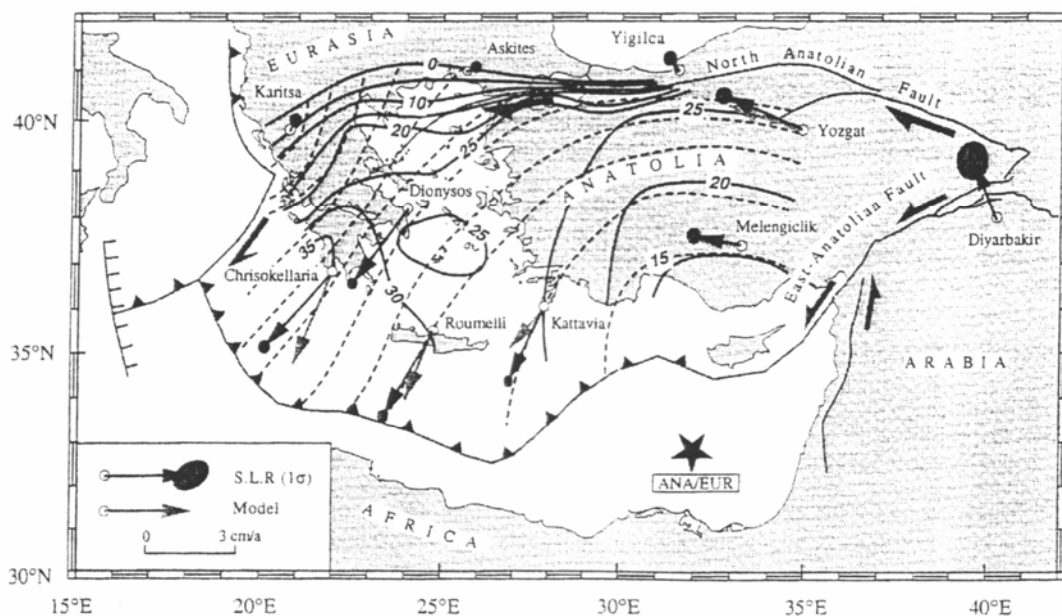
Το σχήμα 1.2 δείχνει χάρτη της ευρύτερης περιοχής, ο οποίος περιλαμβάνει τα επίκεντρα των σεισμών που έχουν γίνει κατά το χρονικό διάστημα 1951 – 2005 και έχουν μεγέθη $M \geq 5.0$ (National Earthquake Information Center – <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>). Όπως φαίνεται, στην περιοχή της ανατολικής Τουρκίας, τα επίκεντρα των σεισμών κατανέμονται κατά μήκος των κύριων τεκτονικών δομών, δηλαδή, κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και της Ανατολικής Ανατολίας. Ένα χαρακτηριστικό στοιχείο είναι η απουσία σεισμών στην Ανατολική Τουρκία, ανάμεσα στις δομές αυτές. Η έλλειψη σεισμών οφείλεται στο χαμηλό επίπεδο εσωτερικής παραμόρφωσης στην περιοχή αυτή. Αντίθετα, στη δυτική Τουρκία και συγκεκριμένα δυτικότερα από τις 32° υπάρχουν σεισμοί οι οποίοι είναι αποτέλεσμα της εσωτερικής παραμόρφωσης με εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν, όπως συμβαίνει και στο χώρο του Αιγαίου.



Σχήμα 1.2 Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών με $M \geq 5.0$ κατά το χρονικό διάστημα 1951 – 2005 (National Earthquake Information Center).

Το εφελκυστικό πεδίο στο Αιγαίο έχει αναγνωρισθεί από παλαιότερες γεωδαιτικές παρατηρήσεις (Mercier *et al.*, 1989), αλλά και νεότερες μελέτες με τη χρήση δεδομένων SLR (Satellite Laser Ranging) και GPS (Global Positioning System). Στο χάρτη του σχήματος 1.3 (Le Pichon *et al.*, 1995)

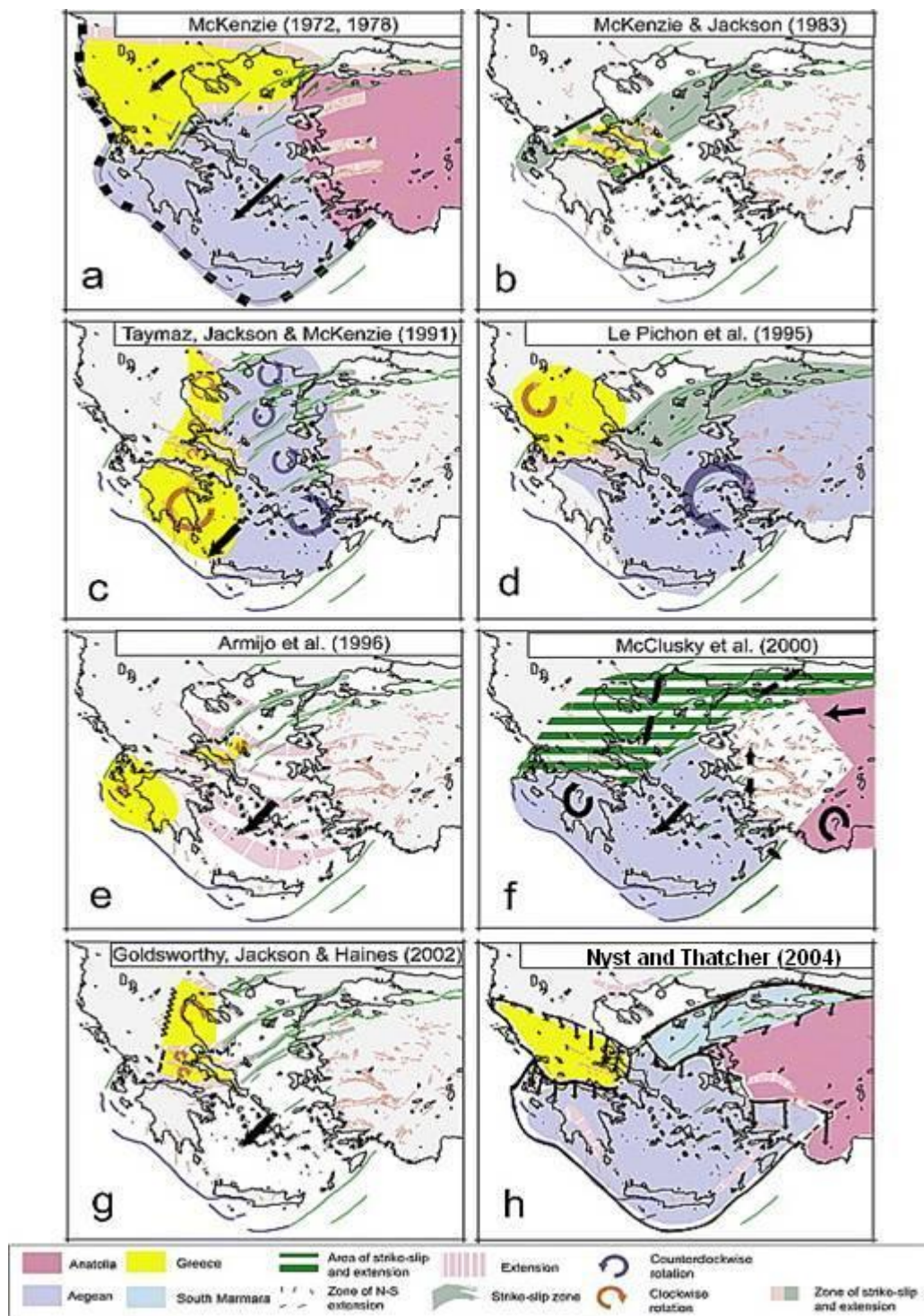
παρατηρείται μία έντονη μεταβολή ταχυτήτων ανάμεσα στη Β. Ελλάδα και στις Β. Σποράδες (από 0 σε 20 mmyr¹).



Σχήμα 1.3 Κατανομή των διανυσμάτων ταχύτητας απομάκρυνσης του Αιγαίου από την Ευρώπη σύμφωνα με τους Le Pichon et al., 1995

Η περιοχή του Β. Αιγαίου παρουσιάζει έντονη παραμόρφωση. Η σεισμικότητα της χαρακτηρίζεται σχετικά υψηλή, με προεξέχουσα την περιοχή της τάφρου του Β. Αιγαίου που χαρακτηρίζεται από την προς τα Δυτικά επέκταση του δεξιόστροφου οριζόντιας μετατόπισης ρήγματος της Β. Ανατολίας, το οποίο στην Δυτική Τουρκία, πριν να εισέλθει στο χώρο του Β. Αιγαίου χωρίζεται σε 3 κλάδους (Taymaz *et al.*, 1991). Ο βορειότερος κλάδος είναι αυτός που χαρακτηρίζεται από την υψηλότερη σεισμικότητα και σχετίζεται με την ύπαρξη των λεκανών του Σάρου και των Β.Σποράδων με μέγιστο βάθος 1400 m και 1500 m αντίστοιχα (Lyberis, 1984). Το βάθος της λεκάνης των Β.Σποράδων είναι το μεγαλύτερο που παρατηρείται στην περιοχή του Αιγαίου, εξαιρουμένου του Κρητικού πελάγους όπου το βάθος είναι της τάξης των 2000m. Έχουν προταθεί διάφορα γεωδυναμικά μοντέλα για να εξηγήσουν την παραμόρφωση και την κινηματική της περιοχής του Αιγαίου. Στο σχήμα 1.4 παρουσιάζονται μοντέλα που έχουν προταθεί από διάφορους ερευνητές, όπως αυτά συνοψίζονται από τους Nyst and Thatcher (2004).

Στο σχήμα 1.4α απεικονίζεται το μοντέλο που έχει προταθεί από τον McKenzie (1972, 1978) , ο οποίος ήταν ο πρώτος που χρησιμοποίησε τις αρχές της τεκτονικής των λιθосφαιρικών πλακών, τη σεισμικότητα, τους μηχανισμούς γένεσης καθώς και την κατανομή των ενεργών ρηγμάτων για τον καθορισμό των μεγάλων τεκτονικών δομών του Αιγαίου. Το μοντέλο αυτό αποτελείται από τρία άκαμπτα σώματα και περιλαμβάνει αρκετές ζώνες ενδοπλακικής παραμόρφωσης στη Δυτική Ανατολία.



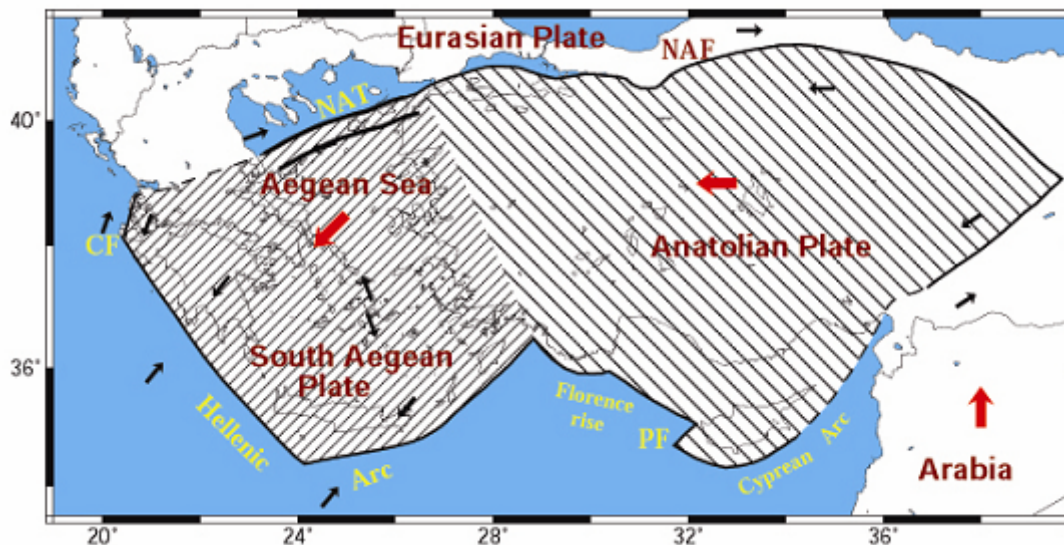
Σχήμα 1.4 Μοντέλα κινηματικής για την τεκτονική του Αιγαίου από διάφορες μελέτες που έχουν γίνει για την περιοχή (a-g) και μοντέλο που προτείνεται από τους Nyst and Thatcher (2004).

Το σχήμα 1.4b δείχνει το μοντέλο που έχει προταθεί από τους McKenzie and Jackson (1983), οι οποίοι ήταν οι πρώτοι που πρότειναν την δεξιόστροφη περιστροφή τεμαχών του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα έτσι

ώστε να εξηγήσουν την απουσία ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή αυτή. Σύμφωνα με αυτή την έρευνα ο B-N προσανατολισμός των διανυσμάτων ολίσθησης στην κεντρική Ελλάδα είναι σε συμφωνία με την NNΔ κίνηση των τεμαχών του φλοιού σε σχέση με την Ευρασία, αν τα κανονικά ρήγματα και τα τεμάχια του φλοιού στην κεντρική Ελλάδα περιστρέφονται δεξιόστροφα σε σχέση με την Ευρασία. Σύμφωνα με μια μεταγενέστερη έρευνα από τους Taymaz *et al.* (1991) (σχήμα 1.4c) διαπιστώθηκε η κυριαρχία των ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Β. Αιγαίου και η ύπαρξη χαρακτηριστικών εφελκυσμού στην κεντρική Ελλάδα. Προτάθηκε ένα μοντέλο που αποτελείται από εννέα μικροπλάκες για την ερμηνεία αυτών των γνωρισμάτων. Αργότερα, οι LePichon *et al.* (1995) (σχήμα 1.4d) με τη χρήση γεωδαιτικών μετρήσεων παρατήρησαν και προσπάθησαν να ποσοτικοποιήσουν τη δεξιόστροφη περιστροφή της κεντρικής Ελλάδας, καθώς και τον προς τα δυτικά αυξανόμενο εφελκυσμό στη περιοχή του Κορινθιακού κόλπου. Πρότειναν ένα μοντέλο δύο τεμαχών για την παραμόρφωση του Αιγαίου με δεξιόστροφη περιστροφή στην κεντρική Ελλάδα, αριστερόστροφη περιστροφή στο Νότιο Αιγαίο και την Ανατολία, εφελκυσμό στον Κορινθιακό κόλπο και μια ευρεία ζώνη με ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Β. Αιγαίου. Οι Armijo *et al.* (1996) (σχήμα 1.4e) πρότειναν ένα μοντέλο που δίνει έμφαση στον εφελκυσμό και στα αποτελέσματα του τερματισμού των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του ΒΔ Αιγαίου καθώς και σε αυτή της κεντρικής Ελλάδας. Σύμφωνα με αυτό, ο εφελκυσμός παρατηρείται στο Β. Αιγαίο και στην κεντρική Ελλάδα κοντά στις άκρες των βόρειων και νότιων κλάδων του ρήγματος της Β. Ανατολίας. Ακόμα, πρότειναν ότι μικρότερος ρυθμός εφελκυσμού λαμβάνει χώρα σε διάφορες τοξοειδείς ζώνες στο κεντρικό Αιγαίο και στη ΝΔ Ανατολία. Οι McClusky *et al.* (2000) (σχήμα 1.4f) αναλύοντας και συνθέτοντας γεωδαιτικά δεδομένα υψηλής ποιότητας από τη Δυτική Ελλάδα, το Ν. Αιγαίο και τη Δυτική Τουρκία χρησιμοποίησαν τα αποτελέσματα για τον καθορισμό των άκαμπτων τεμαχών στην κεντρική Ανατολία και στο Ν. Αιγαίο. Συγκεκριμένα, ήταν οι πρώτοι που αναγνώρισαν την πλάκα του Ν. Αιγαίου και υπολόγισαν την κίνηση της από το Ανατολικό Αιγαίο μέχρι την ΝΔ Πελοπόννησο. Πρότειναν επιπλέον ότι ένα μεγάλο τμήμα του Αιγαίου παραμορφώνεται από εφελκυσμό που είναι διαδεδομένος στην Ελλάδα, καθώς και στις περιοχές μελέτης τους (Β. Αιγαίο και Δυτική Ανατολία). Χρησιμοποιώντας τεκτονικά και γεωμορφολογικά δεδομένα και ενσωματώνοντας σε αυτά σεισμολογικά, γεωδαιτικά και γεωλογικά δεδομένα, οι Goldsworthy *et al.* (2002) (σχήμα 1.4g) υποστηρίζουν ένα μοντέλο για την κεντρική και βόρεια Ελλάδα το οποίο περιλαμβάνει τρία τεμάχια με δεξιόστροφη περιστροφή και εκδήλωση εφελκυσμού μεταξύ τους. Επίσης, επισήμαναν την εκδήλωση εφελκυσμού στον Κορινθιακό Κόλπο ο οποίος μειώνεται προς τα ανατολικά, σε αντίθεση με τον εφελκυσμό στον Ευβοϊκό κόλπο, στις λεκάνες της Θεσσαλίας και στη Μακεδονία ο οποίος μειώνεται προς τα δυτικά. Τέλος, το μοντέλο που προτείνουν οι Nyst and Thatcher (2004) (σχήμα 1.4h) αποτελείται από τέσσερις μικροπλάκες που ερμηνεύουν τα κινηματικά χαρακτηριστικά του Αιγαίου. Τα αποτελέσματά τους καθορίζουν

μια διαμορφωμένη μικροπλάκα στην κεντρική Ελλάδα η οποία περιστρέφεται δεξιόστροφα και ένα τέμαχος με αριστερόστροφη περιστροφή στη περιοχή του Νότιου Μαρμαρά. Το μοντέλο αυτό προβλέπει εφελκυστική κίνηση στη περιοχή του βόρειου κεντρικού Αιγαίου.

Η 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 προτείνεται από τους LePichon et al. (1995), Oral et al. (1995), Reilinger et al. (1997) με βάση γεωδαιτικά δεδομένα (GPS) για την Τουρκία σε συνδυασμό με δορυφορικά στοιχεία (SLR) για την Ελλάδα. 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 ως 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 ως απλή μετάθεση όπως προϋποθέτει το υποπαράλληλο πεδίο παραμόρφωσης σε αυτό. 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 25mm/yr στο κεντρικό και νότιο τμήμα των δυτικών ακτών της Τουρκίας σε 30-35mm/yr στο νοτιοδυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου. Αυτή η σημαντική αύξηση οφείλεται στον έντονο εφελκυσμό με διεύθυνση B-N που εκδηλώνεται στο Αιγαίο και στη Δυτική Τουρκία.



Σχήμα 1.5 Κύριες σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του ευρύτερου χώρου της ανατολικής Μεσογείου (σύμφωνα με Papazachos, 1999 και McClusky et al., 2000).

1.2 ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

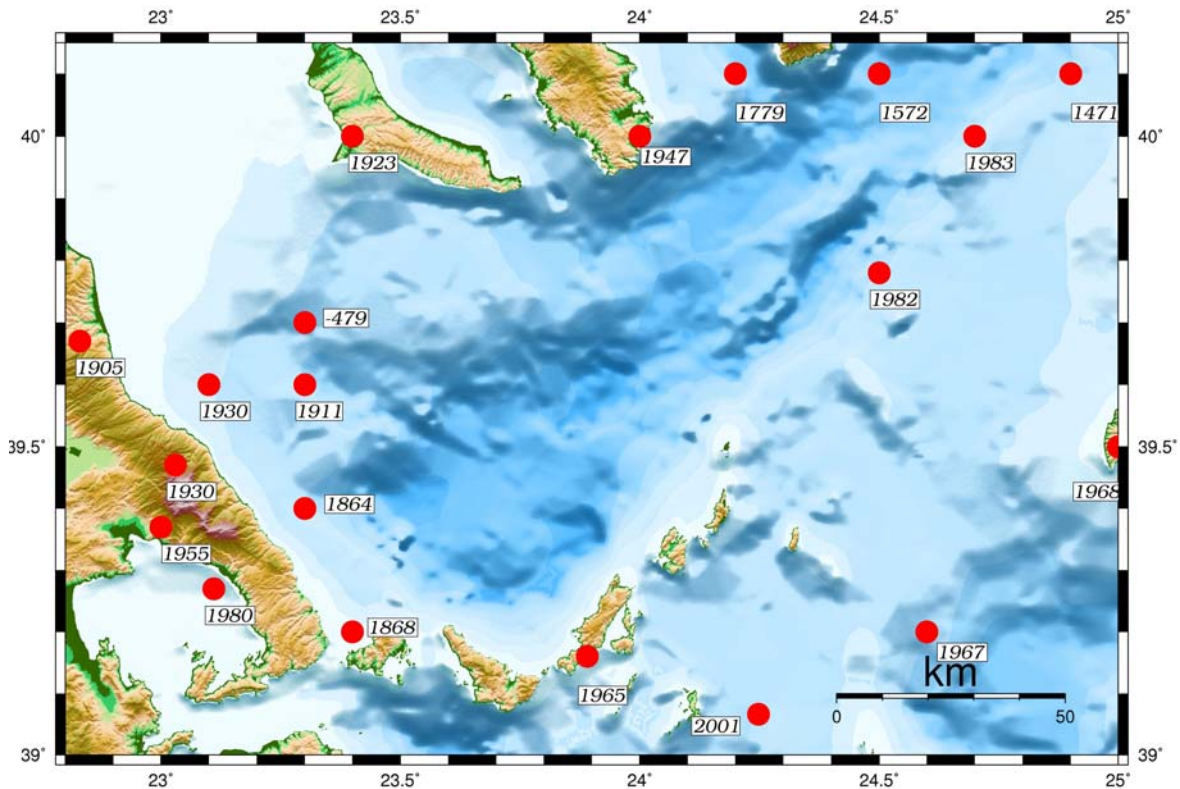
Πληροφορίες για τους ιστορικούς σεισμούς της περιοχής υπάρχουν από το 479 π.Χ. και έχουν δημοσιευθεί από τους Papazachos and Papazachou (2002). Όπως έχει ήδη αναφερθεί, οι σεισμοί αυτοί οφείλονται τόσο σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης από την είσοδο των κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας στο Αιγαίο, όσο και σε κανονικά ρήγματα Α-Δ λόγω του εφελκυσμού με διεύθυνση Β-Ν που επικρατεί στη περιοχή. Στον Πίνακα I δίνονται πληροφορίες για 20 σεισμούς οι οποίοι είναι γνωστό ότι έγιναν στην περιοχή μελέτης από την αρχαιότητα έως σήμερα και οι οποίοι έχουν μέγεθος $M \geq 6.0$. Οι σεισμοί αυτοί χαρτογραφήθηκαν και παρουσιάζονται στο σχήμα 1.6.

Πίνακας I Πληροφορίες για σεισμούς με $M \geq 6.0$ οι οποίοι έγιναν στη περιοχή του Β Αιγαίου από το 479 π.Χ ως σήμερα (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

Έτος	Ημερομηνία	Χρ. Γένεσης	Επίκεντρο		M
			φ°_N	λ°_E	
-479			23.30	39.70	7.0
1471			24.90	40.10	7.0

1572	12 Απριλίου		24.50	40.10	6.4
1779	3 Φεβρουαρίου		24.20	40.10	6.0
1864	21 Οκτωβρίου		23.30	39.40	6.0
1868	3 Οκτωβρίου		23.40	39.20	6.3
1905	20 Ιανουαρίου	023230	22.83	39.67	6.6
1911	22 Οκτωβρίου	223145	23.30	39.60	6.0
1923	5 Δεκεμβρίου	205635	23.40	40.00	6.4
1930	23 Φεβρουαρίου	181912	23.10	39.60	6.0
1930	31 Μαρτίου	123348	23.03	39.47	6.1
1947	4 Ιουνίου	002948	24.00	40.00	6.1
1955	19 Απριλίου	164719	23.00	39.37	6.2
1965	9 Μαρτίου	175754	23.89	39.16	6.1
1967	4 Μαρτίου	175809	24.60	39.20	6.6
1968	19 Φεβρουαρίου	224542	25.00	39.50	7.1
1980	9 Ιουλίου	021157	22.93	39.27	6.5
1982	18 Ιανουαρίου	192725	24.50	39.78	7.0
1983	6 Αυγούστου	154352	24.70	40.00	6.8
2001	26 Ιουλίου	002139	24.248	39.066	6.4

Κατά μήκος της τάφρου του Β. Αιγαίου έχουν γίνει τρεις σεισμοί (1471, 1982, 1983) με μεγέθη $M=7.0$, $M=6.5$ και $M=7.0$ αντίστοιχα, οι οποίοι προκάλεσαν ζημιές στα νησιά της Λέσβου, Θάσου και κυρίως Λήμνου. Τα επίκεντρα αυτών (σχήμα 1.6) φαίνεται να ακολουθούν την προς τα Δυτικά επέκταση του ρήγματος της Β. Ανατολίας στο χώρο του Β. Αιγαίου. Οι σεισμοί αυτοί ακολουθήθηκαν από αρκετά μεγάλο αριθμό μετασεισμών. Η σεισμική δραστηριότητα σε αυτή τη ζώνη φαίνεται να διακόπτεται, φανερώνοντας απουσία ισχυρών σεισμών προς τα ΝΔ, μέχρι την Αλόνησο όπου το 1965 έγινε ένας ισχυρός σεισμός ($M=6.1$) που προκάλεσε βλάβες τόσο στην Αλόνησο, όσο και στην Σκόπελο. Η δόνηση αυτή ακολουθήθηκε από μετασεισμούς, ο μεγαλύτερος από τους οποίους ($M=5.7$) έγινε μόλις δύο λεπτά μετά την κύρια δόνηση. Ανατολικότερα, έχουν γίνει τρεις ισχυροί σεισμοί.



Σχήμα 1.6 Χωρική κατανομή των γνωστών ισχυρών ($M \geq 6.0$) σεισμών που έγιναν στην περιοχή από το 479 π.Χ μέχρι σήμερα.

Το 1967 στο θαλάσσιο χώρο βόρεια της Σκύρου έγινε ένας ισχυρός σεισμός ($M=6.6$), που έγινε αισθητός στη Σκύρο, στον Αγ. Ευστράτιο και τη Λέσβο, με την μεγαλύτερη δόνηση ($M=5.0$) της μετασεισμικής ακολουθίας την ίδια μέρα. Ένας καταστρεπτικός σεισμός ($M=7.1$), ο οποίος μάλιστα ακολουθήθηκε από θαλάσσιο κύμα (tsunami), έγινε το 1968 στο νησί του Αγ. Ευστρατίου. Ο σεισμός αυτός έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη μέχρι τη Σόφια, την Κωνσταντινούπολη και την Κρήτη. Στην περιοχή της Σκύρου έγινε ισχυρός σεισμός ($M=6.4$) και το 2001, ο οποίος ακολουθήθηκε από μετασεισμική δραστηριότητα με μεγαλύτερο σεισμό ($M=5.3$) λίγα λεπτά μετά τον κύριο. Δυτικότερα, σεισμοί έχουν γίνει στην περιοχή του Παγασητικού (1864, 1955, 1980) με μεγέθη $M=6.0$, $M=6.2$ και $M=6.5$ αντίστοιχα, οι οποίοι προκάλεσαν εκτεταμένες βλάβες και καταστροφές στο νομό Μαγνησίας. Αυτοί οι σεισμοί συνδέονται με το ρήγμα της Ν. Αγχιάλου. Στις αρχές 20ου αιώνα εκδηλώθηκαν σεισμοί (1905, 1911, 1930) που συνδέονται με το ρήγμα στο Κεραμίδι στο νομό Μαγνησίας. Οι σεισμοί αυτοί είχαν μεγέθη $M=6.6$ (1905), $M=6.0$ (1911), ενώ το 1930 έγιναν δύο σεισμοί με μεγέθη $M=6.0$ και $M=6.1$. Τέλος, στο βορειότερο τμήμα της περιοχής και συγκεκριμένα κοντά στη Χαλκιδική έχουν γίνει ισχυροί σεισμοί που συνδέονται είτε με το ρήγμα της Βάλτας (1923), είτε με το ρήγμα του Άθω (1572, 1779, 1947).

1.3 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

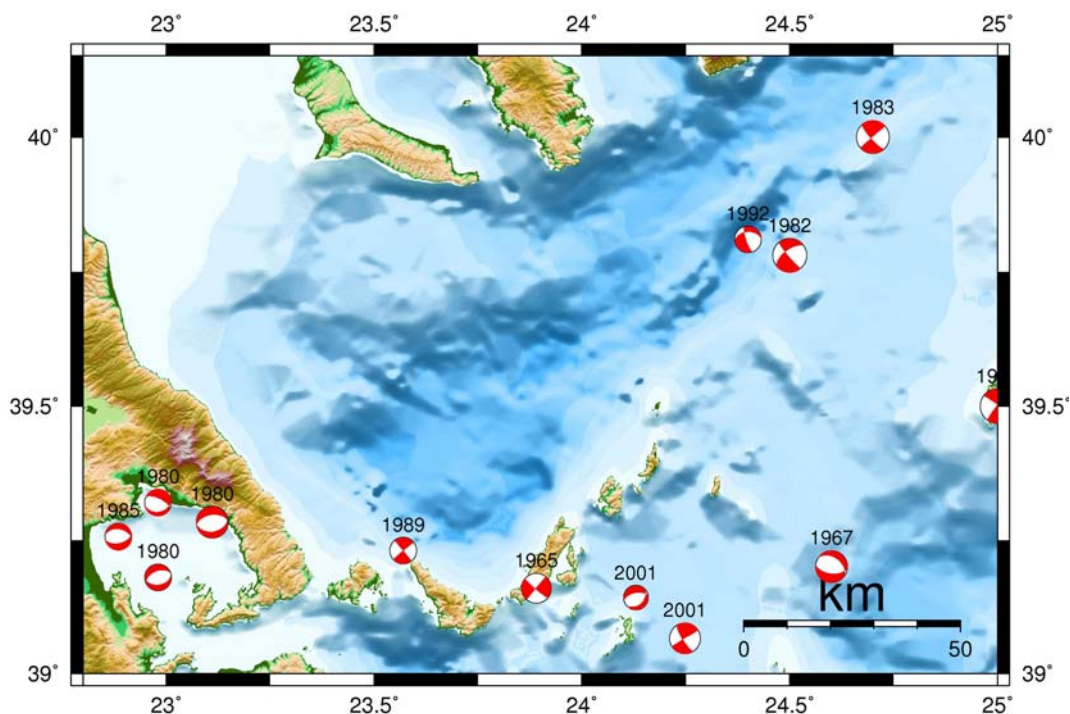
Στον Πίνακα II υπάρχουν πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών ($M \geq 5.1$) οι οποίοι έγιναν στη περιοχή του Β. Αιγαίου από το 1964 μέχρι και το 2003. Αξιοπίστα δεδομένα για τους μηχανισμούς γένεσης είναι διαθέσιμα μόνο για τους ισχυρότερους σεισμούς οι οποίοι έγιναν κατά το χρονικό αυτό διάστημα (Parazachos *et al.*, 1998). Οι μηχανισμοί γένεσης συμφωνούν με τη δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης που επικρατεί στο Β. Αιγαίο, ενώ υπάρχουν μηχανισμοί γένεσης οι οποίοι δείχνουν ότι ένα μέρος της συνολικής κίνησης εκφράζεται με κανονικές διαρρήξεις.

Πίνακας II Πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών ($M \geq 5.1$) οι οποίοι έγιναν στη περιοχή του Β. Αιγαίου κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Γεωγραφικό πλάτος φ°_N	Γεωγραφικό μήκος λ°_E	M	Μηχανισμός γένεσης			Ref
					ζ	θ	λ	
1965/03/09	17:57:54.00	39.16	23.89	6.1	40	90	-6	1
1967/03/04	17:58:09.00	39.20	24.60	6.6	98	54	-107	1
1968/02/19	22:45:42.00	39.50	25.00	7.1	217	86	175	2
1980/07/09	02:10:17.80	39.23	22.98	5.4	82	72	-79	3
1980/07/09	02:11:57.00	39.27	22.83	6.5	81	40	-90	3
1980/07/10	19:39:02.50	39.27	22.98	5.6	79	31	-123	3
1982/01/18	19:27:25.00	39.78	24.50	7.0	233	62	-173	4
1983/08/06	15:43:52.00	40.00	24.70	6.8	228	89	-168	5
1985/04/30	18:14:12.70	39.256	22.885	5.6	77	50	-106	4
1989/03/19	05:36:59.81	39.23	23.57	5.4	230	90	180	5
1992/07/23	20:12:44.88	39.81	24.40	5.4	267	41	-160	5
2001/07/26	00:21:39.08	39.066	24.248	6.4	148	76	-1	5
2001/07/30	15:24:58.55	39.142	24.130	5.4	48	37	-116	5

1.Papazachos et al. (1991), 2.Kiratzzi et al. (1991), 3.Papazachos et al. (1983), 4.Taymaz et al. (1991), 5.Harvard Solutions.

Στο σχήμα 1.7 παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης αυτών των σεισμών. Παρατηρείται ότι στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης και συγκεκριμένα κατά μήκος του ρήγματος της Β. Ανατολίας οι μηχανισμοί γένεσης φανερώνουν την ύπαρξη ρηγμάτων δεξιόστροφης οριζόντιας μετατόπισης. Ο σεισμός του 2001 (Σκύρος) συνδέεται με την ύπαρξη αριστερόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης (Karakostas *et al.*, 2003). Προς τα δυτικά και συγκεκριμένα στην περιοχή του Παγασητικού Κόλπου, οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών φανερώνουν την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ, απόρροια του εφελκυσμού με διεύθυνση Β-Ν που επικρατεί σε αυτή την περιοχή.



Σχήμα 1.7 Μηχανισμοί γένεσης ισχυρών σεισμών ($M \geq 5.1$) οι οποίοι έγιναν στην περιοχή του Β. Αιγαίου από το 1964 έως σήμερα.

2 ΣΥΛΛΟΓΗ – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η διαδικασία επαναπροσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου. Αρχικά έγινε η συλλογή των δεδομένων και ακολούθησε η επεξεργασία τους με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE (Klein, 2002). Για το σκοπό αυτό προσδιορίστηκε μοντέλο ταχυτήτων σε 16 υποπεριοχές του χώρου μελέτης και υπολογίστηκαν τα σχετικά χρονικά υπόλοιπα σε κάθε μια από αυτές. Εκτίμηση της ακρίβειας των αποτελεσμάτων γίνεται με παρουσίαση της κατανομής των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος των σεισμών.

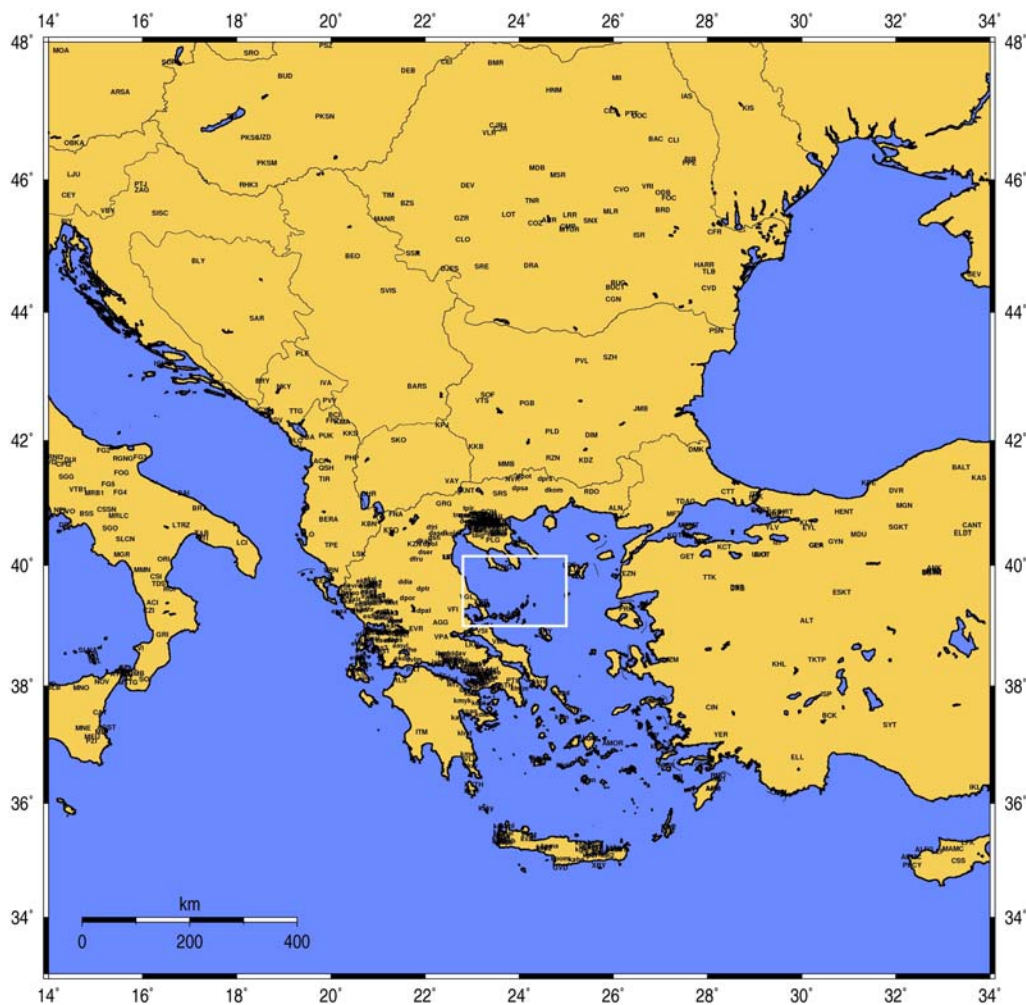
2.2 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή για την περιοχή του Β. Αιγαίου καλύπτουν το χρονικό διάστημα 1964- 2003. Για να γίνει όσο το δυνατόν πιο ακριβής ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, πρέπει να υπάρχει ικανός αριθμός καταγραφών (φάσεων) των επιμήκων (P) και των εγκαρσίων (S) κυμάτων στους σεισμολογικούς σταθμούς της ευρύτερης περιοχής. Ο αριθμός των φάσεων εξαρτάται από την πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου και από το μέγεθος του σεισμού. Γενικά, η ακρίβεια των αποτελεσμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου στην περιοχή γύρω από το επίκεντρο του σεισμού.

Η συλλογή των δεδομένων έγινε κατά κύριο λόγο από το ISC (International Seismological Centre; <http://www.isc.ac.uk/>), το οποίο συγκεντρώνει τις φάσεις των σεισμών που έχουν γίνει από το 1964 και έπειτα, από τα σεισμολογικά Ινστιτούτα για σεισμούς που γίνονται παγκοσμίως. Επειδή υπάρχει μια σχετική καθυστέρηση στην δημοσίευση των δεδομένων του ISC, λόγω του ότι αυτή γίνεται με τον προσδιορισμό των εστιακών τους παραμέτρων, χρησιμοποιήθηκαν από το ISC οι φάσεις των σεισμών από το 1964 μέχρι το 2002. Εκτός από τις φάσεις αυτές, χρησιμοποιήθηκαν και φάσεις των σεισμών του 2003 οι οποίες μας ήταν διαθέσιμες από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και από τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Για κάθε σεισμό του χρονικού διαστήματος 1964 – 2003 λήφθηκαν όλα τα δεδομένα που αφορούν τα επιμήκη (P) και τα εγκάρσια κύματα (S) από όλους τους διαθέσιμους σταθμούς, ώστε να είναι διαθέσιμος ο μεγαλύτερος δυνατός αριθμός φάσεων. Συνολικά λήφθηκαν δεδομένα από 772 σταθμούς, οι θέσεις των οποίων απεικονίζονται στο σχήμα 2.1. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν βρίσκονται τόσο στον

Ελληνικό χώρο, όσο και στον ευρύτερο χώρο της Νοτιοανατολικής Ευρώπης. Σε αυτούς συμπεριλαμβάνονται και αρκετοί σταθμοί που λειτούργησαν για μικρό χρονικό διάστημα, στα πλαίσια κάποιων ερευνητικών προγραμμάτων. Ακόμα, θα πρέπει να αναφερθεί ότι κατά το πρώτο χρονικό διάστημα (μέχρι το 1980) ήταν απαραίτητο να ληφθούν οι φάσεις και από σταθμούς σε μεγάλες αποστάσεις, λόγω του ότι τα υπάρχοντα σεισμολογικά δίκτυα δεν ήταν πυκνά. Με την πάροδο του χρόνου, η πύκνωση των δικτύων επέτρεψε την συλλογή δεδομένων και από σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται σε μικρές αποστάσεις από τα επίκεντρα, κάτι που αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τον όσο το δυνατόν ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων.

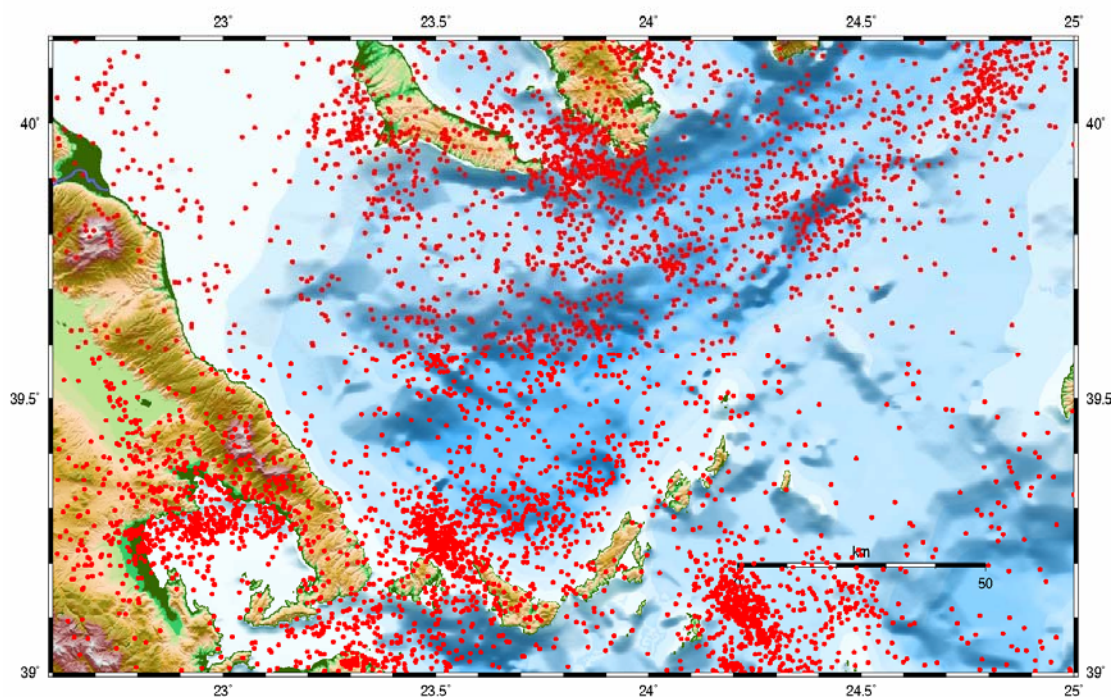


Σχήμα 2.1 Γεωγραφική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών των οποίων οι καταγραφές χρησιμοποιήθηκαν για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών της εξεταζόμενης περιοχής. Η περιοχή μελέτης ορίζεται με το παραλληλόγραμμο.

2.3 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

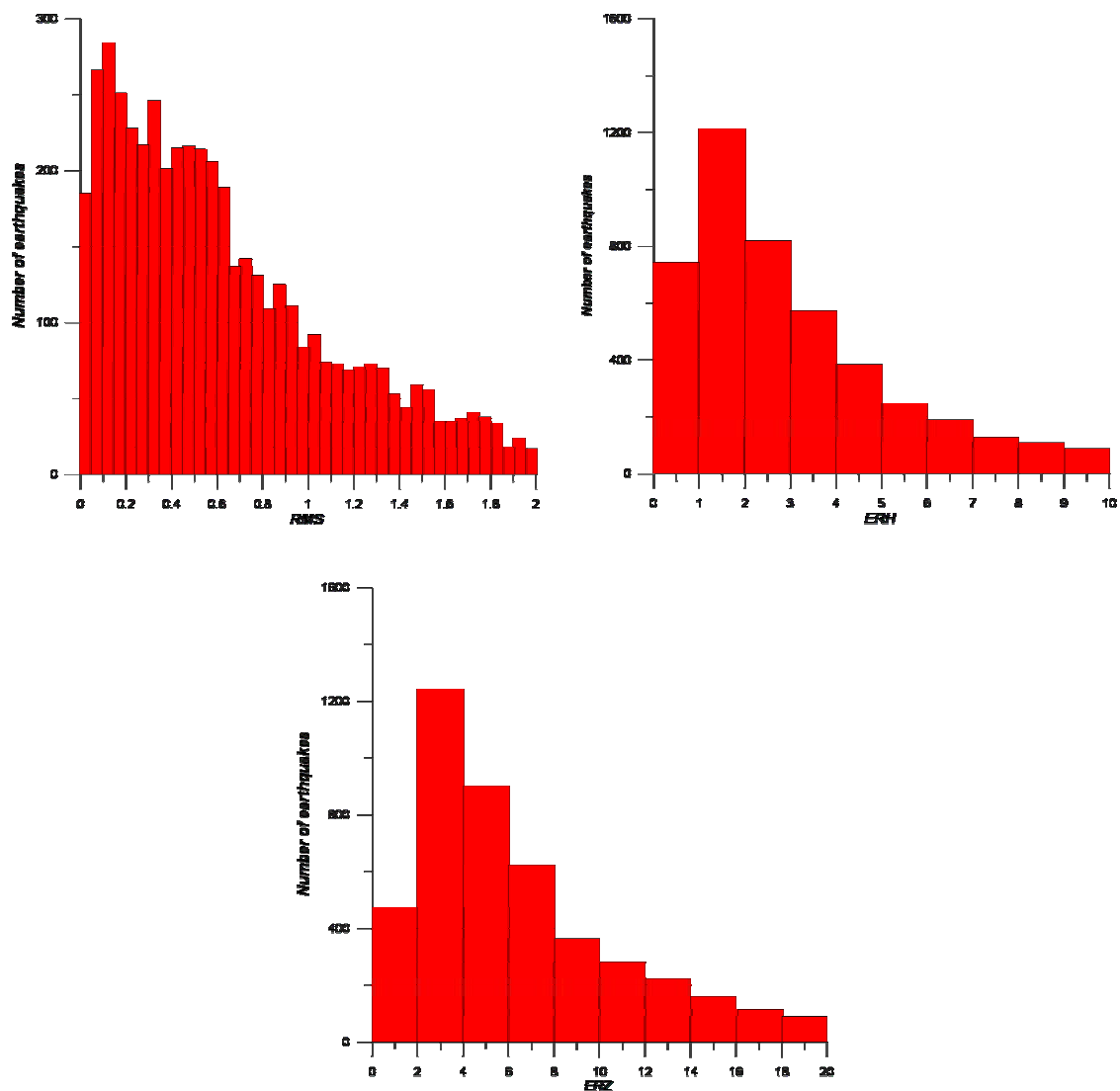
2.3.1 Μοντέλο δομής του φλοιού της Γης στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου

Για να είναι δυνατός ο προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών σε μια περιοχή, είναι απαραίτητη η όσο το δυνατόν καλύτερη γνώση της δομής του φλοιού της Γης, δηλαδή η μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος. Μετά την συλλογή των δεδομένων, έγινε ένας πρώτος υπολογισμός με τη χρήση μοντέλων του φλοιού της Γης, τα οποία έχουν ήδη προταθεί για την περιοχή. Κάποια από αυτά έχουν προκύψει με την ανάλυση δεδομένων τοπικών δικτύων (Hatzfeld et al., 1999) και σεισμικών προφίλ (Σαχπάζη, 2003), ενώ άλλα με την χρήση δεδομένων των μόνιμων σεισμολογικών δικτύων (Παναγιωτόπουλος, 1984). Μοντέλο για την περιοχή έχει προσδιορίσει και η Μπαράκου (2001) με τη χρήση δεδομένων τοπικού σεισμολογικού δικτύου. Κατά την μελέτη σεισμικών ακολουθιών χρησιμοποιήθηκε κατά κύριο λόγο το μοντέλο της ευρύτερης περιοχής που έχει προταθεί από τον Παναγιωτόπουλο (1984), με την χρήση όμως και χρονικών υπολοίπων που χρησιμοποιήθηκαν για να διορθώσουν τους χρόνους άφιξης σε κάθε μια από τις σεισμικές ακολουθίες. Από την αρχική επεξεργασία των δεδομένων της περιοχής του Βόρειου Αιγαίου με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE (Klein, 2002), έγινε εφικτός ο προσδιορισμός εστιακών παραμέτρων για 5021 σεισμούς, τα επίκεντρα των οποίων απεικονίζονται στο χάρτη του σχήματος 2.2. Ο χάρτης αυτός μας δίνει μια γενική εικόνα της σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 2.2 Χωρική κατανομή των σεισμών όπως προέκυψαν από την αρχική επεξεργασία με το πρόγραμμα HYPOINVERSE.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.2 η σεισμικότητα συγκεντρώνεται κατά κύριο λόγο στις περιοχές της Τάφρου του Β. Αιγαίου καθώς και στο θαλάσσιο χώρο των Β. Σποράδων νήσων. Ακόμα, συγκέντρωση σεισμών παρατηρείται στο νότιο τμήμα του κόλπου της Κασσάνδρας, μεταξύ των χερσονήσων της Κασσάνδρας και της Σιθωνίας, καθώς επίσης και στον Παγασητικό κόλπο. Ιστογράμματα των σφαλμάτων στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης (RMS), του επίκεντρου (ERH) και του εστιακού βάθους (ERZ) φαίνονται στο σχήμα 2.3. Αυτά δείχνουν ότι περίπου το 50% των λύσεων των σεισμών έχουν σφάλμα στο χρόνο γένεσης μικρότερο από 0.5 sec, περίπου 70% των λύσεων σφάλμα μικρότερο από 5.0 km στο επίκεντρο και ότι 40% των λύσεων έχουν σφάλμα μικρότερο των 5.0 km στο εστιακό βάθος.



Σχήμα 2.3 Ιστογράμματα των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και στο βάθος (ERZ), μετά την πρώτη επεξεργασία με τη χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE.

2.4 ΝΕΟΣ ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΕΣΤΙΑΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ

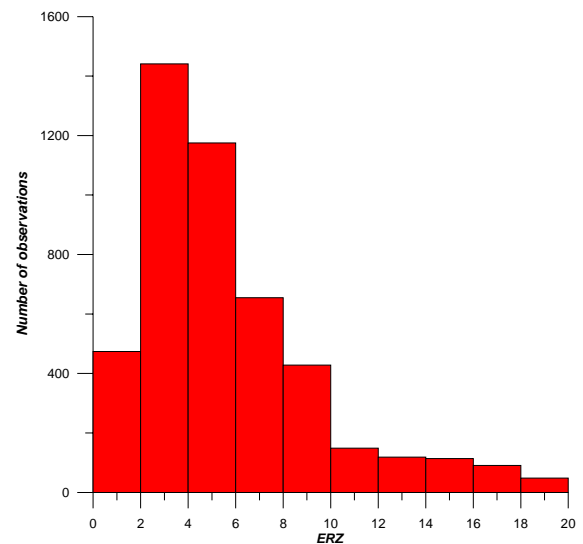
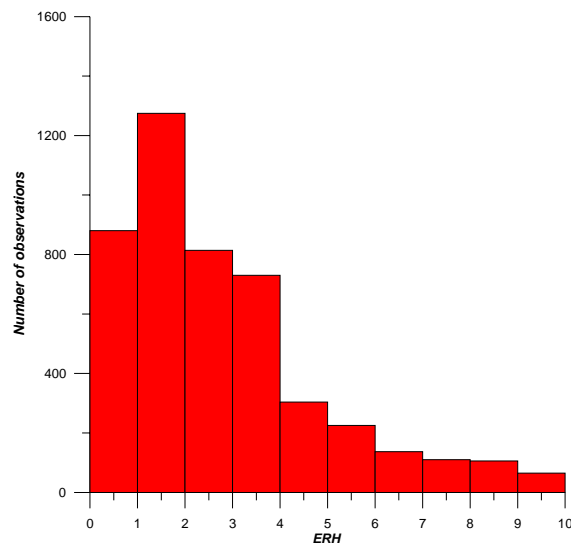
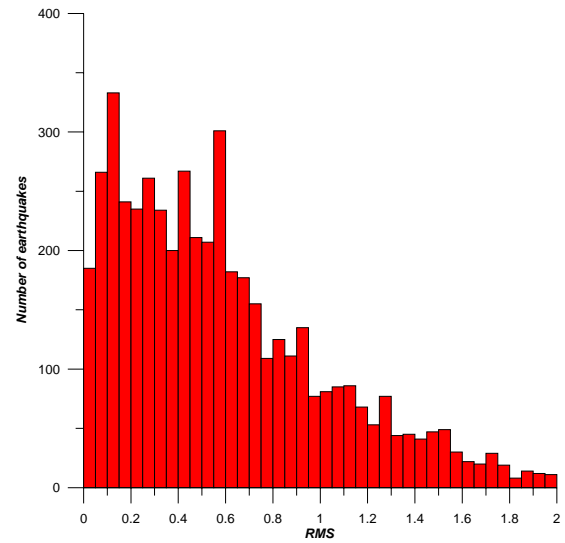
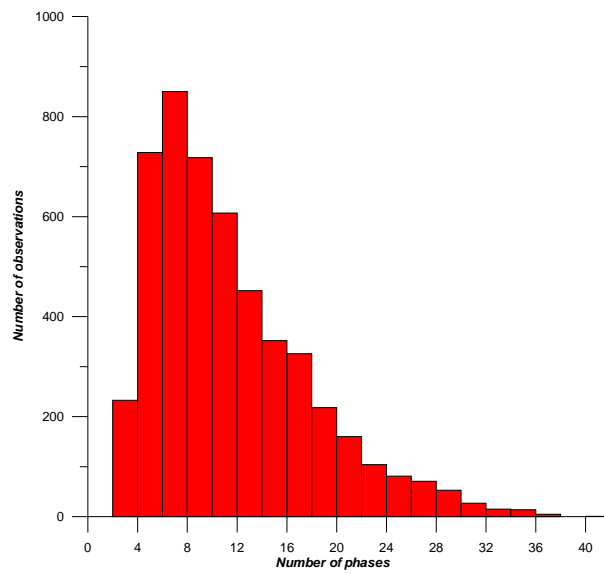
Στη βάση δεδομένων του ISC, δεν είναι σπάνιο το φαινόμενο να υπάρχουν φάσεις σεισμών οι οποίες παρουσιάζουν σημαντική χρονική απόκλιση από την θεωρητικά υπολογιζόμενη για το συγκεκριμένο σεισμολογικό σταθμό. Οι αποκλίσεις αυτές οφείλονται πιθανώς σε σφάλματα ανάγνωσης, κακής αντιγραφής κλπ., τα οποία δύσκολα αντιμετωπίζονται εξαιτίας του μεγάλου όγκου των δεδομένων.

Με βάση την παρατήρηση αυτή, η επεξεργασία των δεδομένων θα πρέπει να ξεκινήσει έχοντας ως πρώτο στόχο την απομάκρυνση των φάσεων αυτών. Όμως, επειδή και οι φάσεις αυτές επηρεάζουν τον προσδιορισμό του επίκεντρου και του χρόνου γένεσης, η εργασία αυτή πρέπει να γίνει σταδιακά. Στην αρχή, προσδιορίζεται το επίκεντρο με τη χρήση όλων των διαθέσιμων δεδομένων και απομακρύνονται οι φάσεις με τα πολύ μεγάλα σφάλματα, ακολουθεί νέος προσδιορισμός και απομακρύνονται οι φάσεις με λίγο μικρότερα σφάλματα. Η εργασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρι τα χρονικά υπόλοιπα όλων των φάσεων να είναι μικρότερα των 2.0 sec. Το όριο αυτό τέθηκε λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή και την πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου και θεωρώντας ότι τέτοια σφάλματα μπορεί να οφείλονται όχι σε λάθος ανάγνωση, αλλά σε αποκλίσεις της πραγματικής δομής του φλοιού της Γης από το μοντέλο το οποίο χρησιμοποιείται.

Κατά το πρώτο στάδιο της διαδικασίας αφαίρεσης των φάσεων με μεγάλα σφάλματα εξαιρέθηκαν οι φάσεις των σταθμών με αποστάσεις μικρότερες των 300 km, έτσι ώστε να διασφαλιστεί ότι στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών συμμετέχουν οι κοντινοί σταθμοί, ανεξαρτήτως της τιμής των χρονικών διορθώσεων. Η επιλογή αυτή έγινε επειδή κατά το πρώτο στάδιο ήταν πιθανό, το επίκεντρο να προσδιορισθεί λαθεμένα, με βάση τους μακρινούς σταθμούς και έτσι να απομακρυνθούν οι σωστές φάσεις των πιο κοντινών σταθμών. Οι φάσεις των κοντινών σταθμών με μεγάλες χρονικές αποκλίσεις, αφαιρέθηκαν μόνο κατά το τελικό στάδιο επεξεργασίας.

Με την εφαρμογή της διαδικασίας που προηγήθηκε προέκυψαν αποτελέσματα τα οποία διέφεραν σημαντικά μεταξύ τους ως προς την ποιότητα της λύσης. Με σκοπό να χρησιμοποιηθούν τα καλύτερα από τα δεδομένα αυτά για τον προσδιορισμό του μοντέλου του φλοιού της Γης έγινε προσπάθεια διάκρισης των καλύτερων λύσεων λαμβάνοντας ως κριτήρια, τον αριθμό των φάσεων, το σφάλμα στο χρόνο γένεσης, το σφάλμα στο επίκεντρο και το σφάλμα στο εστιακό βάθος. Στη συνέχεια έγιναν τα ιστογράμματα των τιμών των παραμέτρων που αναφέρθηκαν (σχήμα 2.4).

Με σκοπό να υπάρχουν τόσο ακριβείς λύσεις, όσο και ικανοποιητικός αριθμός δεδομένων, τέθηκαν κάποιοι περιορισμοί στις τιμές των παραπάνω παραμέτρων (πίνακας I).



Σχήμα 2.4 Ιστογράμματα του αριθμού των φάσεων, των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και στο βάθος (ERZ).

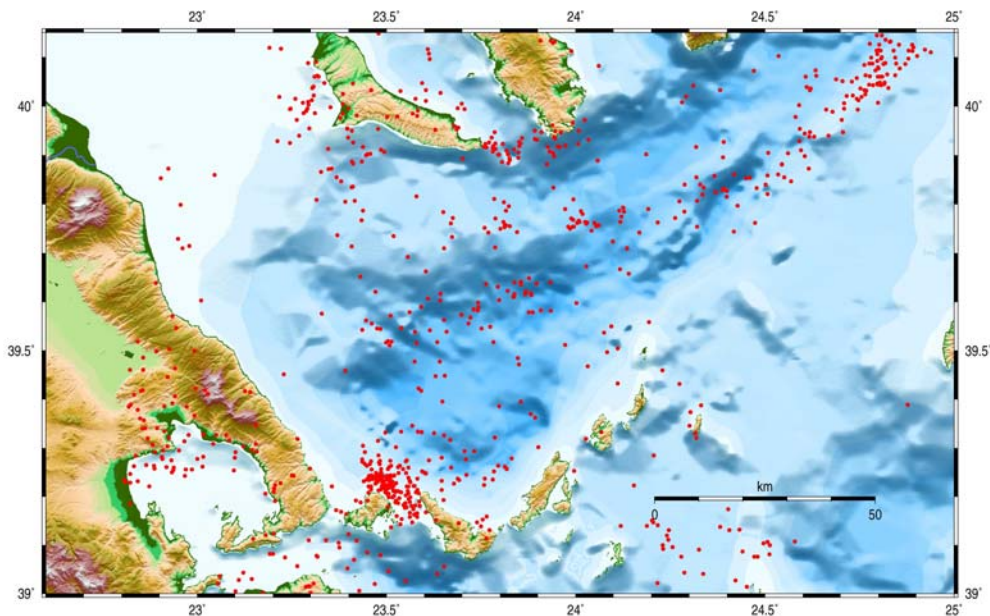
Πίνακας I Οριακές τιμές των παραμέτρων σύμφωνα με τις οποίες έγινε επιλογή του δείγματος των δεδομένων.

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΣ	ΤΙΜΗ
Αριθμός φάσεων	≥ 8
RMS	≤ 0.5 sec
ERH	≤ 5.0 km

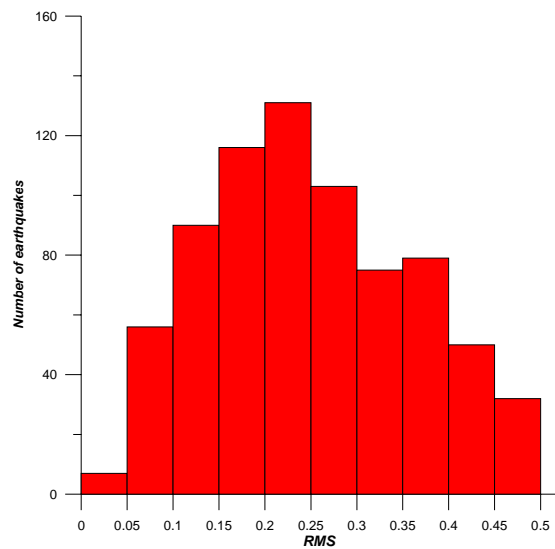
ERZ	≤ 3.0 km
GAP	$\leq 180^\circ$

Εξετάζοντας τη χρονική κατανομή των σεισμών που πληρούν τα παραπάνω κριτήρια παρατηρήθηκε ότι οι σεισμοί που τα πληρούν είναι αυτοί που έχουν γίνει κυρίως από το 1981 και έπειτα, δηλαδή από τότε που άρχισε να λειτουργεί στην αρχική του μορφή το τηλεμετρικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ με 8 σεισμολογικούς σταθμούς στο βορειοελλαδικό χώρο. Το δίκτυο αυτό συνέβαλε στην πυκνωση του δικτύου στην περιοχή και άρα στη δυνατότητα συλλογής δεδομένων από κοντινούς σταθμούς που κατά κανόνα είναι πιο αξιόπιστα. Μετά από την διαδικασία αυτή προέκυψαν 739 σεισμοί για το χρονικό διάστημα 1981 – 2003. Στο σχήμα 2.5 απεικονίζονται τα επίκεντρα αυτών των σεισμών. Ο αριθμός των σεισμών είναι μικρότερος βέβαια από αυτόν του προηγούμενου σχήματος, η χωρική κατανομή όμως των σεισμών είναι παρόμοια. Αυτό είναι ιδιαίτερα χρήσιμο, αφού οι σεισμοί αυτοί μπορούν να δώσουν πληροφορίες για τις περιοχές όπου κατανέμεται το μεγαλύτερο μέρος της συνολικής σεισμικής δραστηριότητας.

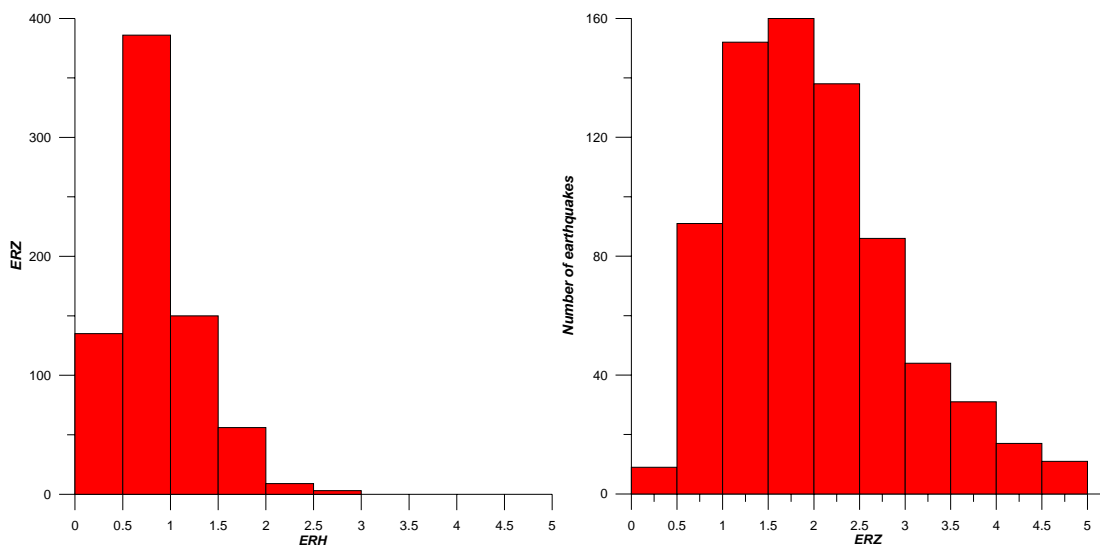
Για τους σεισμούς αυτούς κατασκευάστηκαν ιστογράμματα των σφαλμάτων στον υπολογισμό του χρόνου γένεσης (RMS), του επικέντρου (ERH) και του εστιακού βάρους (ERZ) (σχήμα 2.6α-β). Όπως φαίνεται, η πλειοψηφία των σεισμών έχει $RMS \leq 0.3$ km, $ERH \leq 3.0$ km και $ERZ \leq 3.0$ km. Οι τιμές αυτές κρίνονται ικανοποιητικές (Karakostas *et al.*, 2003) και για το λόγο αυτό οι παραπάνω σεισμοί θεωρήθηκαν αξιόπιστοι για τη διάκριση των υποπεριοχών και την μελέτη κάθε μιας από αυτές.



Σχήμα 2.5 Χωρική κατανομή επικέντρων των σεισμών που πληρούν τα κριτήρια του πίνακα Ι.



Σχήμα 2.6α Ιστογράμμα των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS).

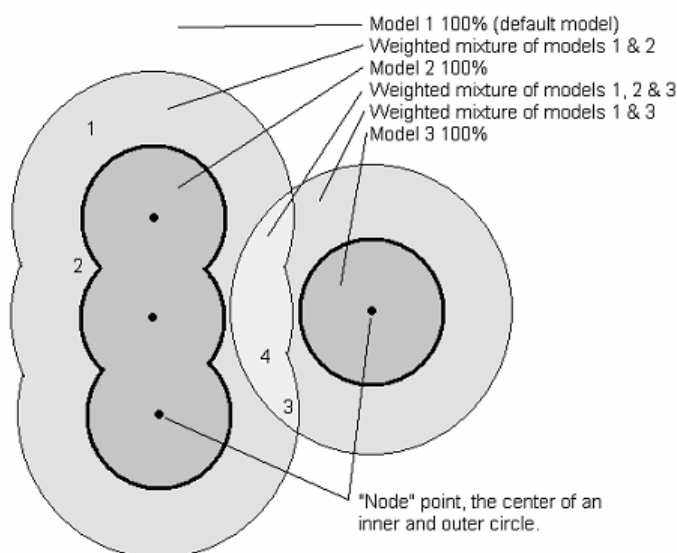


Σχήμα 2.6β Ιστογράμματα στο επίκεντρο (ERH) και στο βάθος (ERZ) για τους 739 σεισμούς που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του μοντέλου του φλοιού της Γης.

2.5 ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΤΡΟΠΟ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ HYPOINVERSE

Βασικές προϋποθέσεις για τον ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων είναι η όσο το δυνατό καλύτερη ποιότητα των πρωτογενών δεδομένων (φάσεων), ένα λεπτομερές μοντέλο του φλοιού της Γης και η επιλογή ενός προγράμματος επεξεργασίας. Το HYPOINVERSE είναι ένα πρόγραμμα H/Y, 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. 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 διέρχονται 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. 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 στο εσωτερικό το πολύ 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 καθοριστεί, για να ελεγχθεί αν το επίκεντρο βρίσκεται στον εξωτερικό κύκλο.

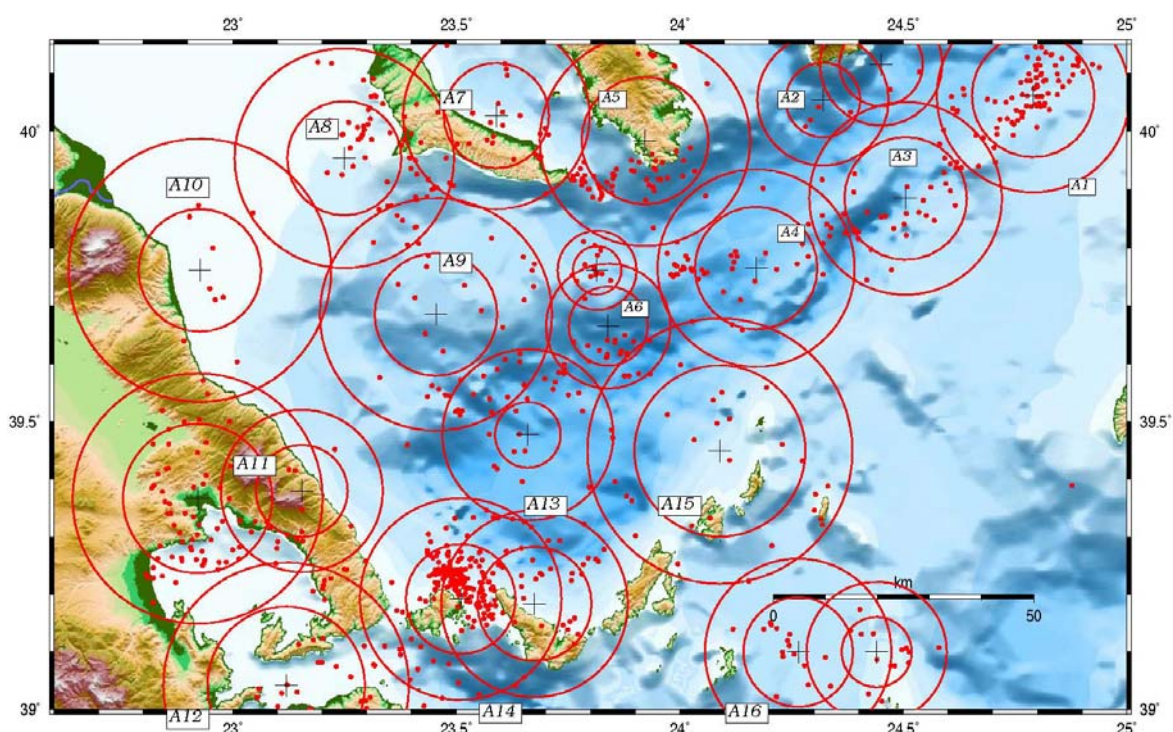


Σχήμα 2.7 Παράδειγμα «κόμβων» οι οποίοι ορίζουν τις περιοχές δύο διαφορετικών μοντέλων και τις περιοχές μετάβασης μεταξύ τους. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με το γκρι σκούρο χρησιμοποιούν αποκλειστικά ένα μοντέλο. Οι σεισμοί που γίνονται στις περιοχές με άσπρο χρώμα χρησιμοποιούν ένα γενικό 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.

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 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 στην άλλη, δηλαδή, από το ένα μοντέλο στο άλλο.

Με βάση την κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας, όπως αυτή προκύπτει από τα καλύτερα υπολογισμένα επίκεντρα, έγινε προσπάθεια διάκρισης του χώρου μελέτης σε επί μέρους περιοχές, ώστε να γίνει η

επεξεργασία των σεισμών σε κάθε μια από αυτές χωριστά. Η διάκριση αυτή είχε ως στόχο να ορίσει όσο το δυνατόν περισσότερες περιοχές ώστε αυτές να είναι μικρές σε διαστάσεις, όμως, να υπάρχει σε κάθε μια από αυτές ικανός αριθμός σεισμών ο οποίος θα εξασφάλιζε την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων. Με τον τρόπο αυτό καθορίστηκαν 16 υποπεριοχές (σχήμα 2.8) με βάση τις συγκεντρώσεις της σεισμικότητας. Έτσι, το μεγαλύτερο ποσοστό της σεισμικής δραστηριότητας εντάχθηκε κατά κύριο λόγο σε εσωτερικούς κύκλους. Η υπόλοιπη σεισμική δραστηριότητα συμπεριλαμβάνεται στους εξωτερικούς κύκλους, με μόνο ελάχιστα επίκεντρα σεισμών να βρίσκονται έξω από τους κύκλους. Για τους σεισμούς αυτούς χρησιμοποιείται το μοντέλο ταχυτήτων της ευρύτερης περιοχής.



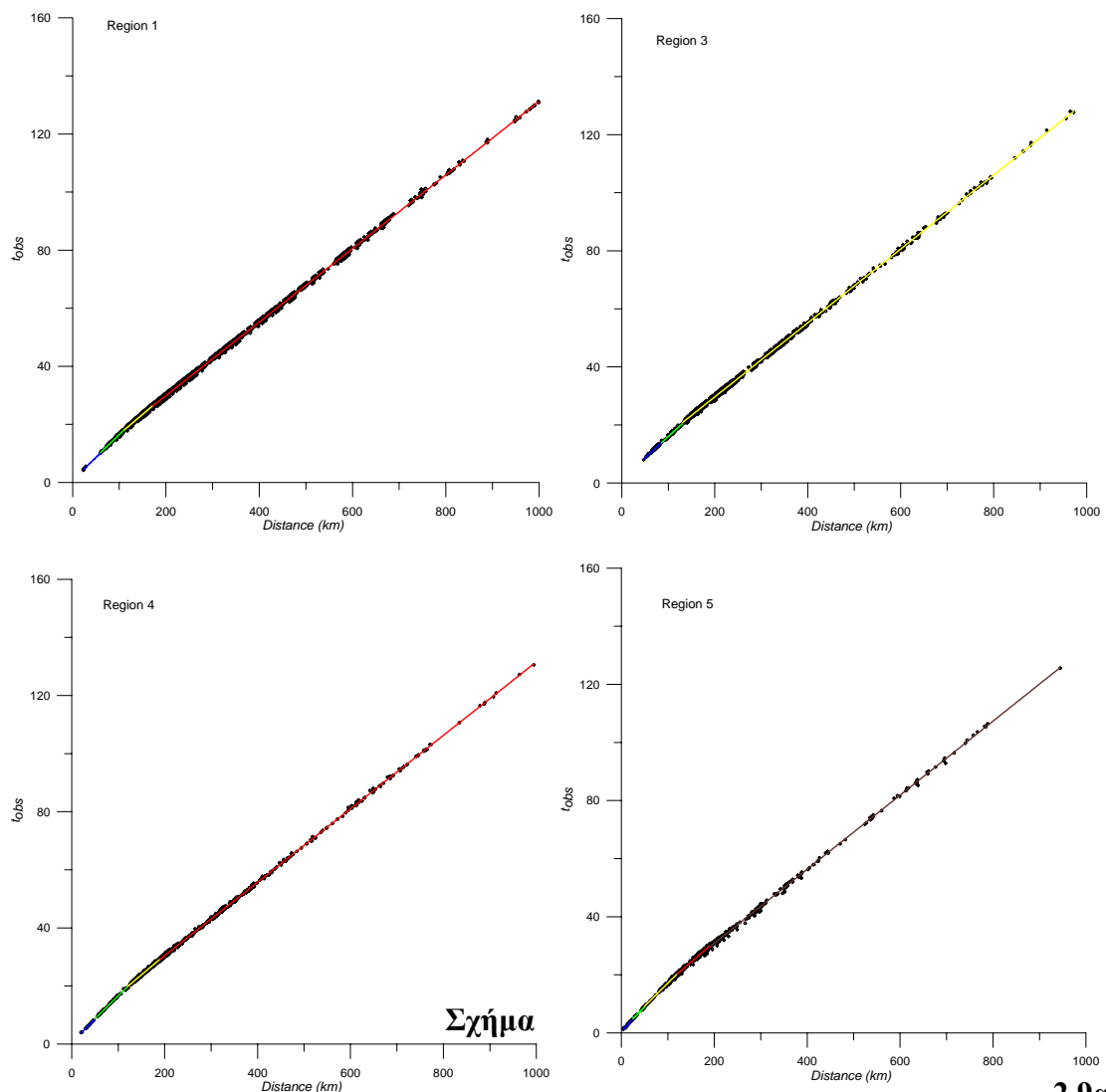
Σχήμα 2.8 Οι 16 περιοχές έτσι όπως χωρίστηκαν με βάση τη χωρική κατανομή της σεισμικότητας.

2.6 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ

Οι φάσεις των 739 σεισμών επιλέχθηκαν από το συνολικό αρχείο φάσεων και διακρίθηκαν σε 16 διαφορετικά αρχεία που αντιστοιχούν σε κάθε μια υποπεριοχή με τη χρήση σχετικού λογισμικού. Στη συνέχεια εφαρμόστηκε

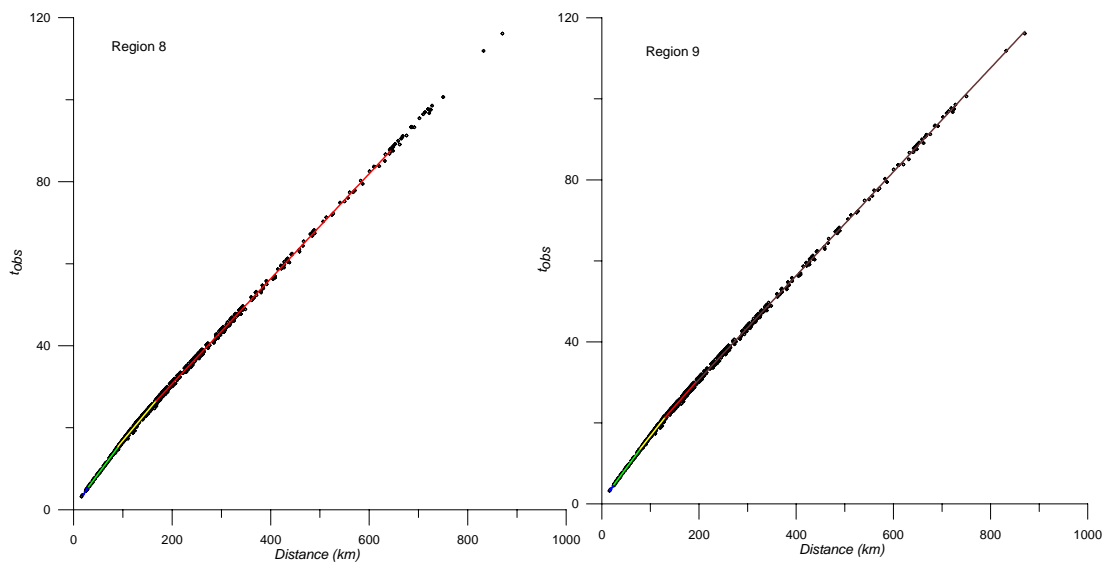
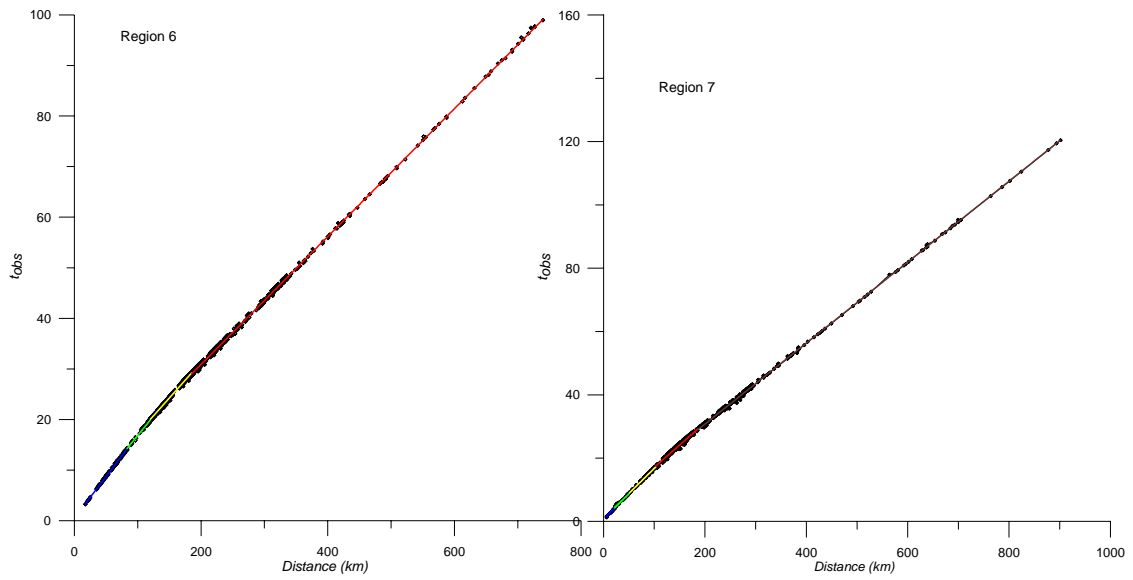
διαδικασία για τον προσδιορισμό μοντέλου ταχυτήτων σε κάθε μια από τις υποπεριοχές μελέτης. Η διαδικασία αυτή στηρίζεται στις καμπύλες χρόνων διαδρομής.

Όπως είναι γνωστό, η αλλαγή στην κλίση των καμπύλων χρόνων διαδρομής φανερώνει την ύπαρξη διαφορετικών στρωμάτων. Η εύρεση της αλλαγής της κλίσης είναι μια διαδικασία που πρέπει να γίνεται με μεγάλη προσοχή, επειδή μικρές μεταβολές της κλίσης προκαλούν σημαντικές αλλαγές στο αποτέλεσμα που προκύπτει. Έτσι, κάθε καμπύλη χρόνων διαδρομής εξετάστηκε με λεπτομέρεια και έγιναν διάφορες δοκιμές ώσπου να εξαχθεί κάποιο αποτέλεσμα. Στο σχήμα 2.9α-δ απεικονίζονται οι καμπύλες χρόνων διαδρομής για κάθε υποπεριοχή μελέτης. Η αλλαγή της κλίσης κάθε ευθείας, φανερώνει αλλαγή της ταχύτητας, δηλαδή μετάβαση από το ένα στρώμα στο επόμενο. Από το σχήμα αυτό απουσιάζουν οι καμπύλες χρόνων διαδρομής για τις περιοχές 2 και 10. Αυτό οφείλεται στο ότι είναι περιοχές με λίγους σεισμούς, άρα δεν ήταν δυνατή η δημιουργία καμπύλων χρόνων διαδρομής.

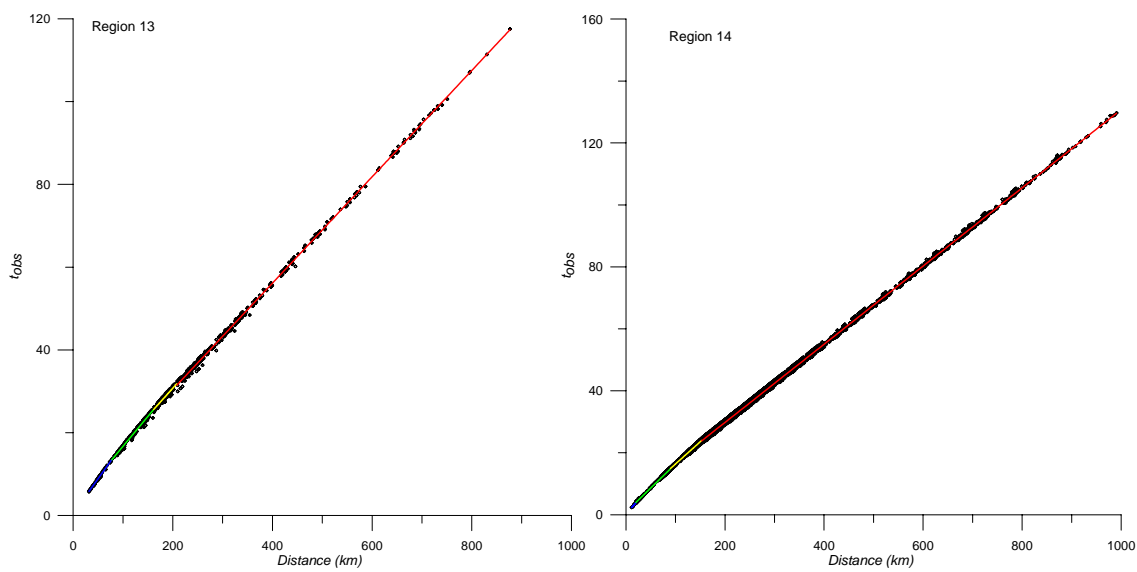
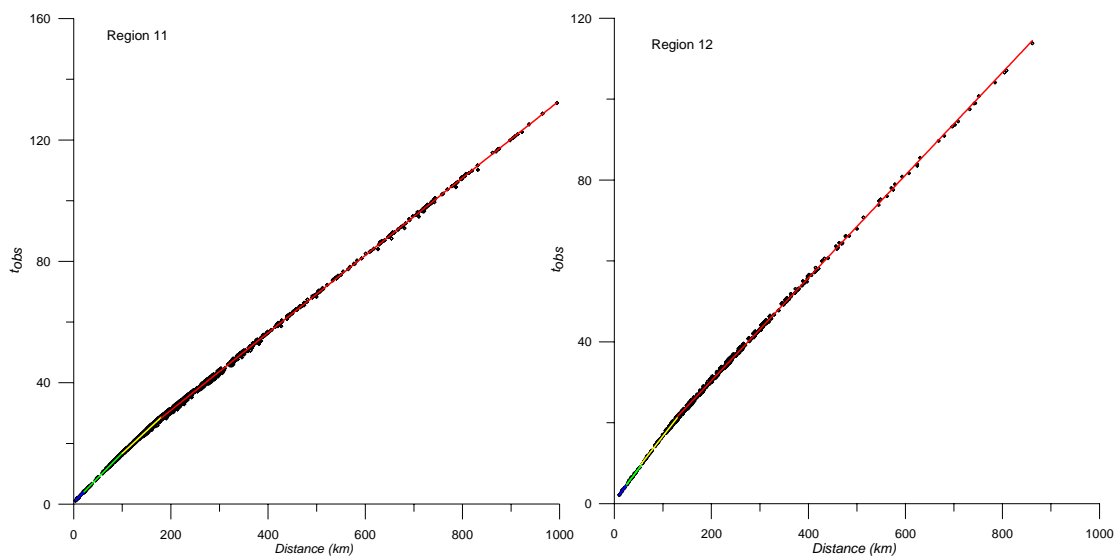


2.9α

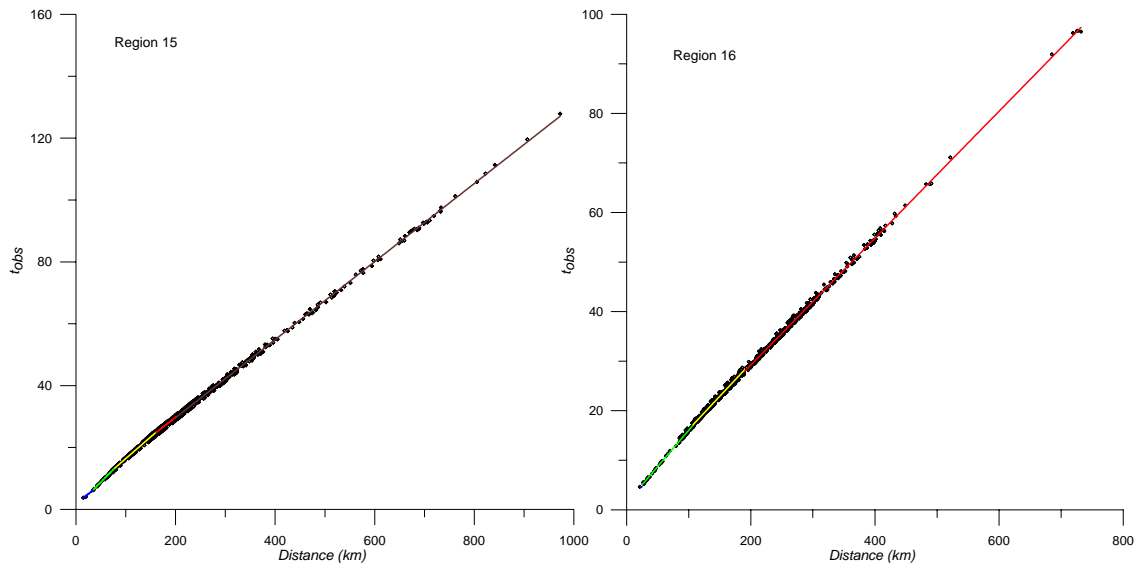
Καμπύλες χρόνων διαδρομής για τις περιοχές 1,3 και 4-5.



Σχήμα 2.9β Καμπύλες χρόνων διαδρομής για τις περιοχές 6-9.



Σχήμα 2.9γ Καμπύλες χρόνων διαδρομής για τις περιοχές 11-14



Σχήμα 2.9δ Καμπύλες χρόνων διαδρομής για τις περιοχές 15-16.

Τα πάχη των στρωμάτων υπολογίστηκαν με χρήση των χρόνων συνάντησης και της σχετικής θεωρίας της σεισμικής διάθλασης. Έστω ότι ο φλοιός αποτελείται από n οριζόντια στρώματα των οποίων τα πάχη από πάνω προς τα κάτω είναι $d_0, d_1, d_2, \dots, d_{n-1}$ και οι αντίστοιχες ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων στα στρώματα αυτά είναι $u_0, u_1, u_2, \dots, u_{n-1}$, ενώ η ταχύτητα των κυμάτων στον άνω μανδύα - αμέσως κάτω από τον φλοιό - είναι u_n , όπου $u_n > u_{n-1}$. Τότε, ο χρόνος διαδρομής του διαθλώμενου κύματος που γεννιέται στην εστία ενός σεισμού η οποία βρίσκεται σε βάθος h μέσα στο πρώτο στρώμα και φθάνει σε ορισμένο σταθμό, αφού διεισδύσει μέχρι και το στρώμα $n-1$, θα είναι ίσος με το χρόνο που θα έκανε το κύμα να φθάσει στο σταθμό αυτό αν διέτρεχε απ' ευθείας την απόσταση επικέντρου - σταθμού με τη μεγαλύτερη ταχύτητα που απέκτησε κατά τη διαδρομή του (η ταχύτητα u_n στο στρώμα n) συν τους χρόνους συνάντησης που αντιστοιχούν στα στρώματα που διέτρεξε κατά την διαδρομή του (Παπαζάχος, 1977). Δηλαδή,

$$t = \frac{\Delta}{u_n} + T_{0,1} + T_{1,2} + \dots + T_{(n-1),n} \quad (2.1)$$

όπου t είναι ο χρόνος διαδρομής, Δ η επικεντρική απόσταση, u_n η ταχύτητα του κύματος στο κατώτερο στρώμα όπου το κύμα διείσδυσε και $T_{0,1} + T_{1,2} + \dots + T_{(n-1),n}$ οι χρόνοι συνάντησης που δίνονται από τις σχέσεις

$$T_{0,1} = \frac{(2d_0 - h)\sqrt{u_n^2 - u_0^2}}{u_n u_0}$$

$$T_{1,2} = \frac{2d_1\sqrt{u_n^2 - u_1^2}}{u_n u_1}$$

.....

..... (2.2)

$$T_{(n-1),n} = \frac{2d_{n-1}\sqrt{u_n^2 - u_{n-1}^2}}{u_n u_{n-1}}$$

Οι σχέσεις αυτές δίνουν τη δυνατότητα να υπολογιστεί το πάχος κάθε στρώματος, εφόσον είναι γνωστές οι ταχύτητες. Οι ταχύτητες είναι γνωστές, αφού είναι οι αντίστροφες τιμές των κλίσεων κάθε ευθείας στις καμπύλες χρόνων διαδρομής. Έτσι, οι σχέσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν σε ένα πρόγραμμα σε γλώσσα FORTRAN και προέκυψαν οι τιμές των παχών κάθε στρώματος για κάθε καμπύλη χρόνων διαδρομής. Συνεπώς, έγινε δυνατός ο υπολογισμός ενός ξεχωριστού μοντέλου ταχυτήτων για κάθε υποπεριοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα αυτών των υπολογισμών παρουσιάζονται στην ενότητα 2.7 που ακολουθεί.

2.7 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ΣΕ ΚΑΘΕ ΥΠΟΠΕΡΙΟΧΗ

Με την εφαρμογή της διαδικασίας που αναφέρθηκε προηγουμένως προσδιορίστηκαν τα μοντέλα ταχυτήτων σε 14 από τις 16 υποπεριοχές μελέτης. Για τις υπόλοιπες δύο, επειδή όπως έχει ήδη αναφερθεί ο αριθμός των σεισμών ήταν πολύ μικρός και δεν μπορούσαν να εξαχθούν αποτελέσματα, λήφθηκαν υπόψη τα μοντέλα γειτονικής τους περιοχής. Συγκεκριμένα για την περιοχή A2 που βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, ακριβώς κάτω από τη χερσόνησο του Άθω, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο της γειτονικής περιοχής A1, ενώ για την περιοχή A10, αυτό της περιοχής A9. Στον πίνακα II παρουσιάζονται τα μοντέλα ταχυτήτων για κάθε μια από τις 16 υποπεριοχές μελέτης.

Πίνακας II Μοντέλα ταχυτήτων για όλες τις υποπεριοχές μελέτης.

A1

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.27	4.43
7.25	17.80
7.89	30.43

A2

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.27	4.43
7.25	17.80
7.89	30.43

A3

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.29	4.39
6.87	12.48
7.85	28.25

A4

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.77	2.06
6.19	6.16
7.86	26.76

A5

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.66	3.50
5.96	5.60
7.78	28.50

A6

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.81	1.73
6.19	6.32
7.81	26.50

A7

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
4.85	0.0
5.89	2.47
6.24	7.16
7.78	26.50

A8

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.98	3.09
6.46	10.70
7.85	28.82

A9

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.12	3.68
6.31	8.82
7.78	26.93

A10

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.12	3.68
6.31	8.82
7.78	26.93

A11

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
4.82	0.0
5.98	2.56
6.60	12.09
7.85	32.14

A12

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
6.11	3.47
7.40	20.70
7.93	34.74

A13

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.68	1.58
6.50	9.10
7.81	28.96

A14

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
4.87	0.0
6.01	2.66
6.73	11.00
7.87	28.30

A15

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.90	2.12
6.90	12.10
7.89	28.50

A16

ΤΑΧΥΤΗΤΑ Ρ-ΚΥΜΑΤΩΝ (KM/SEC)	ΒΑΘΟΣ (KM)
5.0	0.0
5.98	2.46
7.09	16.43
7.86	30.06

Συνολικά, πρόκειται για μοντέλα 3 στρωμάτων, τα οποία βρίσκονται πάνω σε ημιχώρο. Η ταχύτητα στο πάνω στρώμα κυμαίνεται από 4.82 km/sec μέχρι 5.0 km/sec. Το πάχος του πρώτου στρώματος κυμαίνεται από 1.5 km μέχρι 4.5 km/sec. Η μεγαλύτερη ταχύτητα η οποία παρατηρείται στον μανδύα κυμαίνεται από 7.78 km/sec μέχρι 7.93 km/sec, ενώ το βάθος της ασυνέχειας Mohorovicic προσδιορίζεται από τα 26.5 km μέχρι τα 34.5 km.

Τα μοντέλα ταχυτήτων που προέκυψαν και χρησιμοποιήθηκαν στη συνέχεια, περιλαμβάνουν πληροφορίες μόνο για τα επιμήκη κύματα. Η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων λαμβάνεται υπόψη με τον υπολογισμό του λόγου V_p / V_s . Θεωρείται δηλαδή, ότι η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων μεταβάλλεται με το βάθος στο εσωτερικό της Γης κατά τρόπο ανάλογο με τη μεταβολή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων. Ο κλασικός τρόπος υπολογισμού του λόγου αυτού είναι η εφαρμογή της μεθόδου Wadati. Πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι δε χρειάζεται να χρησιμοποιηθεί κάποιος χρόνος γένεσης του σεισμού, αφού στηρίζεται μόνο στους χρόνους άφιξης που μετρώνται. Μειονέκτημά της είναι ο μικρός αριθμός παρατηρήσεων και σφάλματα ιδιαίτερα στα εγκάρσια κύματα. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε ένας άλλος εναλλακτικός τρόπος προσδιορισμού με τη χρήση των χρόνων διαδρομής μεγάλου αριθμού σεισμών. 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 ο οποίος και ισούται με το λόγο ταχυτήτων V_p/V_s διότι :

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

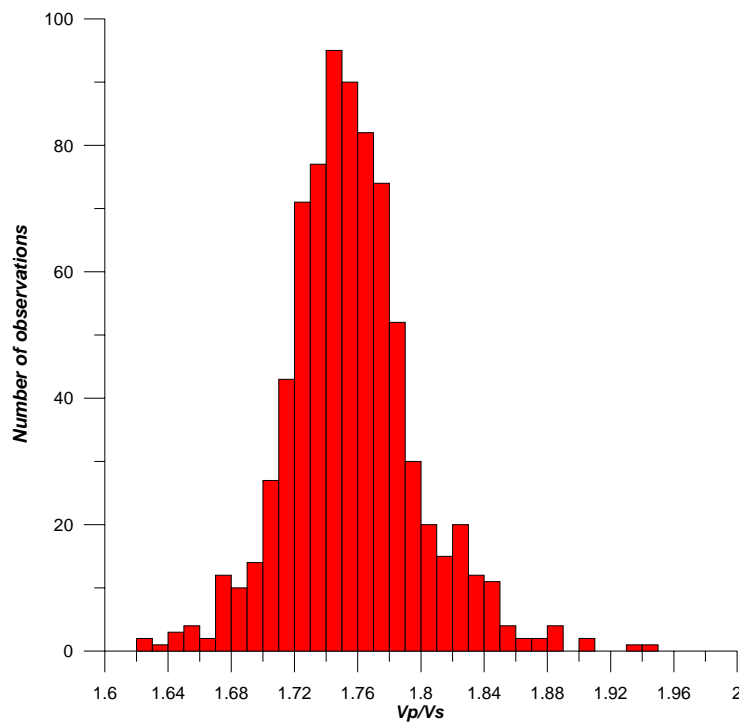
και

$$V_s = \frac{d}{t_{sobs}} \quad (2.4)$$

Άρα από τις (2.3) και (2.4) προκύπτει ότι

$$\frac{V_p}{V_s} = \frac{t_{sobs}}{t_{pobs}} \quad (2.5)$$

Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από όλες τις υποπεριοχές μελέτης και υπολογίστηκε ο μέσος όρος όλων των λόγων που προέκυψαν. Ο μέσος όρος που υπολογίστηκε είναι $V_p/V_s = 1.76$. Στο σχήμα 2.10 απεικονίζεται το ιστόγραμμα συχνότητας των λόγων ταχυτήτων των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων.

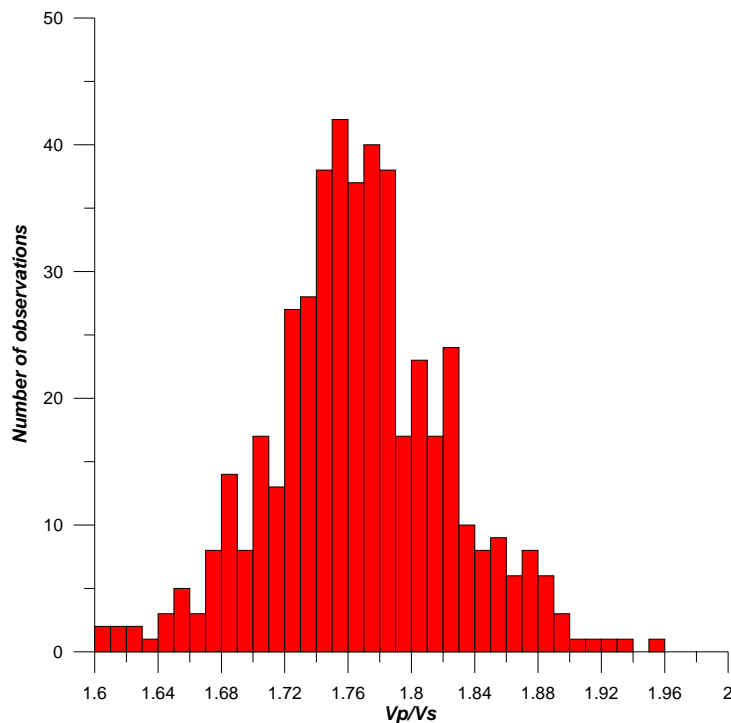


Σχήμα 2.10 Ιστόγραμμα του λόγου των ταχυτήτων V_p/V_s . Υπολογίστηκε ο μέσος όρος των λόγων $t_{sobs} / t_{pobs} = V_p/V_s$ για κάθε μέτρηση και βρέθηκε ίσος με 1.76.

Στη συνέχεια από το αρχείο των επιλεγμένων σεισμών χρησιμοποιήθηκαν 80 σεισμοί με πολλές φάσεις επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων για τον προσδιορισμό του λόγου της ταχύτητας με τη μέθοδο Wadati. Έτσι, υπολογίστηκαν οι διαφορές των χρόνων άφιξης των S και P κυμάτων ($\tau_s - \tau_p$) για 493 σταθμούς καθώς και οι διαφορές των χρόνων άφιξης των επιμήκων κυμάτων από το χρόνο γένεσης του σεισμού ($\tau_p - H$). Με τη χρήση της σχέσης 2.6 υπολογίστηκε ο λόγος και βρέθηκε ίσος με 1.76.

$$\frac{V_p}{V_s} = \left(\frac{\tau_s - \tau_p}{\tau_p - H} \right) + 1 \quad (2.6)$$

Στο σχήμα 2.11 απεικονίζεται το ιστόγραμμα των λόγων των ταχυτήτων που προέκυψαν με τη χρήση της μεθόδου Wadati.



Σχήμα 2.11 Ιστόγραμμα του λόγου των ταχυτήτων V_p/V_s όπως προέκυψε με τη χρήση της μεθόδου Wadati. 1.76. Υπολογίστηκε ο μέσος όρος των λόγων V_p/V_s για κάθε σταθμό και βρέθηκε ίσος με 1.76.

2.8 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΙΠΩΝ ΤΩΝ ΣΤΑΘΜΩΝ

Με τον όρο χρονικό υπόλοιπο ορίζεται η διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από τον πραγματικό χρόνο διαδρομής αυτών, από την εστία του σεισμού σε κάθε σεισμολογικό σταθμό.

Όπως γίνεται εύκολα αντιληπτό, μικρότερες τιμές στα χρονικά υπόλοιπα σημαίνει πως το θεωρητικό μοντέλο "πλησιάζει" την πραγματική δομή του φλοιού. Μετά την επεξεργασία των δεδομένων, με τα μοντέλα που υπολογίστηκαν προηγουμένως, προέκυψαν τόσο θετικές, όσο και αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων. Θετικές τιμές προκύπτουν όταν τα σεισμικά κύματα διαδίδονται πιο αργά απ' ότι υπαγορεύει το μοντέλο, ενώ αρνητικές τιμές προκύπτουν όταν τα σεισμικά κύματα διαδίδονται πιο γρήγορα απ' ότι υπαγορεύει το μοντέλο.

Ο υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων έγινε έτσι ώστε στους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων να λαμβάνεται υπόψη η δομή του φλοιού της Γης. Ο υπολογισμός αυτών έγινε ξεχωριστά για κάθε μια από τις 16 υποπεριοχές. Ο λόγος που προτιμήθηκε αυτή η διαδικασία είναι ότι τα σεισμικά κύματα που φτάνουν σε κάθε σεισμολογικό σταθμό από διαφορετικούς σεισμούς, ακολουθούν διαφορετικό δρόμο διάδοσης. Όταν γίνεται μελέτη περιοχών με μικρές διαστάσεις, τα χρονικά υπόλοιπα μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως διορθώσεις στο χρόνο άφιξης και με τον τρόπο αυτό έμμεσα να ληφθούν υπόψη οι αποκλίσεις του μοντέλου των ταχυτήτων από την πραγματικότητα στο χώρο μεταξύ του επικέντρου του σεισμού και του σεισμολογικού σταθμού. Το HYPOINVERSE είναι ένα πρόγραμμα κατάλληλο για την εφαρμογή διορθώσεων με βάση τις τιμές των χρονικών υπολοίπων, αφού ολόκληρη η περιοχή μελέτης μπορεί με εύκολο τρόπο να διακριθεί σε επιμέρους περιοχές με μικρές διαστάσεις. Σε κάθε μια από αυτές τις περιοχές, μπορούν να ληφθούν διαφορετικά μοντέλα και διαφορετικές διορθώσεις με βάση τα χρονικά υπόλοιπα. Με την εφαρμογή της διαδικασίας αυτής λαμβάνονται υπόψη μεταβολές της ταχύτητας όχι μόνο κατά την κατακόρυφη αλλά και κατά την οριζόντια διεύθυνση.

Οι υπολογισμοί που έγιναν για τον κάθε σεισμολογικό σταθμό παρουσιάζονται στον πίνακα III. Στην πλειοψηφία των σταθμών η κατανομή είναι κανονική, με την τιμή της τυπικής απόκλισης να κυμαίνεται από 0.1 μέχρι 0.7. Οι τιμές αυτές είναι οι μέσοι όροι των χρονικών υπολοίπων για κάθε σεισμολογικό σταθμό, έτσι όπως υπολογίστηκαν από τα αποτελέσματα που προέκυψαν σε κάθε υποπεριοχή μελέτης. Τέθηκε ως ελάχιστος ο αριθμός των τριών παρατηρήσεων ώστε οι τιμές των μέσων όρων να θεωρηθούν σε πρώτο στάδιο αξιόπιστες. Επιπλέον, λήφθηκε υπόψη και η τυπική απόκλιση ενώ δεν λήφθηκαν υπόψη οι τιμές οι οποίες παρουσιάζουν μεγάλη διασπορά στην κατανομή τους. Στον πίνακα III για κάθε σταθμό εκτός από την μέση τιμή των χρονικών υπολοίπων, αναγράφεται και ο αριθμός παρατηρήσεων ώστε να δίνεται μια καλύτερη εικόνα για την αξιοπιστία των υπολογισμών.

Πίνακας III Οι μέσες τιμές των χρονικών υπολοίπων για κάθε σταθμό έτσι όπως έχουν υπολογιστεί για κάθε υποπεριοχή.

STA	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
AGG	-0.23 21	0.21 4	-0.53 9	-0.22 30	-0.08 27	-0.63 36	0.57 13	0.09 42	-0.29 17	0.07 7	-1.07 21	-0.85 19	-0.10 14	-0.44 58	-0.27 20	1.25 22

ALN	-0.87 25	-0.32 3	0.32 9	0.39 25	0.50 11	0.57 11	0.59 7	1.16 10			-0.53 5	-0.53 6	0.79 8	-0.99 28	-0.27 11	1.86 9
ALT	0.42 29		0.46 9		0.35 4								0.26 3	-0.14 16	0.60 3	
AOS	-0.58 4	-0.47 5	-0.26 4	-0.77 24	-0.11 16	-0.54 32	-0.10 8	-0.30 19	-0.68 9	-0.01 4	0.10 10		-0.59 5	-0.74 17	-0.96 13	-1.06 26
APE	-0.07 21		-0.01 12	-0.77 11		-0.73 10					0.08 9	0.12 7	-0.01 12	0.07 22	0.11 13	1.01 19
ATH	0.06 36	0.61 3	0.07 13	-0.36 15	-0.21 7	-0.17 16	-0.07 6	-0.58 5	0.37 19	0.21 3	0.48 50	0.46 27	0.94 19	0.24 203	0.23 24	0.94 29
BCI	0.58 26		0.66 7	1.26 4	1.86 3	0.60 3					-0.13 12		0.44 5	0.74 10		
BCK	0.92 19		0.39 6	0.41 3							1.02 3			0.67 11		
BEO														-0.94 4		
BERA	1.30 3										1.57 3			2.16 4		
BIR	-0.54 7													-0.03 3		
BNT	-0.11 7													-0.71 19		
BRT	0.09 9													0.39 22		
BRY	0.59 4													0.13 11		
BZS	-0.85 8															
CFR	-1.28 9		0.42 3											-0.63 5		
CIN	0.37 34		0.37 8	0.19 4										-0.15 4	1.59 3	
CJR	-0.37 9															
CLI	-0.99 8													-0.99 8		
CMP	-0.70 14										-0.32 3		-0.74 7			
COZ	-0.66 24		-0.74 6													
CTT	-1.01 15		-0.47 5											-1.49 5		
CZI	-0.25 3													1.00 22		
DEV	-0.58 20		0.07 4											-1.08 4		
DIM	-0.65 41		-0.04 14	-0.19 10		-0.41 8	-0.07 5				-0.35 10		0.27 5	-0.65 24		-0.15 3
dkap											0.52 9			0.25 6		
dkas											0.12 4			1.50 6		
DMK	-1.23 33		-0.82 14	-0.38 4		-1.07 4							-0.46 5	-1.18 18	-0.53 3	
dper											-0.45 3			1.20 5		
dpet											0.54 3			1.70 5		
dpol											-0.15 9			0.08 7		
DRA	-0.42 13													-0.84 7		
dser											0.19 9			0.33 6		

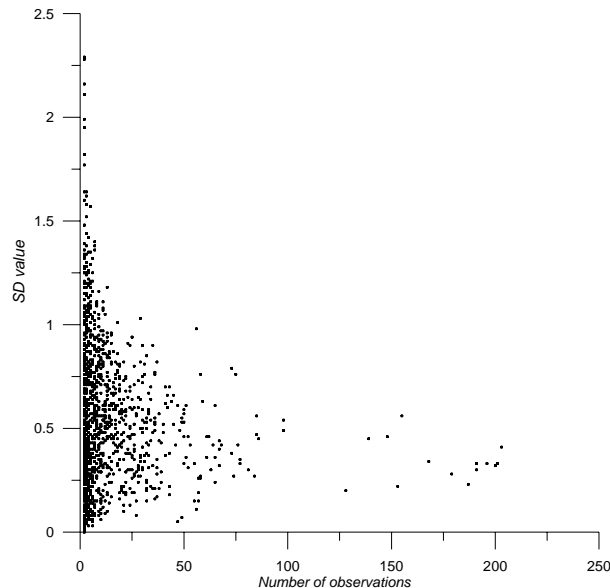
DST	-0.05 43		0.24 14	0.25 7		-0.06 4					0.28 3		0.90 7	0.12 24			
dter											0.51 4			1.83 5			
dtet														1.09 5			
DUI	-0.95 3													0.30 10			
EDC	0.25 35		-0.53 10			-0.11 3					-0.35 6			-0.39 29	1.05 3		
GPA	-0.49 36		-0.58 11								-1.07 4			-0.91 9			
GRG	0.23 73	1.17 5	0.38 33	0.66 34	0.77 46	-0.09 26	1.61 26	0.13 50	-0.19 32	-0.39 8	-0.30 61	-0.15 19	-0.48 20	-0.24 168	0.36 22	0.92 13	
GRI																	
GZR	-1.63 6		-1.37 3											-0.29 5			
HCY	0.54 3													0.47 9			
HRT	-0.34 13													-0.78 9			
ELL	1.84 12		1.28 4											2.26 4			
EVR				0.42 11		0.04 15		1.56 9	1.24 6	0.55 4	0.86 10	0.13 6	0.16 9	0.44 11	0.28 7	1.21 18	
EYL																	
EZN	-0.43 65	-0.21 3	-0.42 25	-0.22 15	1.23 8	-0.30 4	-0.63 5				0.09 8	0.80 4	1.10 7	-0.66 75	0.29 9	0.50 3	
FNA	0.28 10		0.46 4	0.77 16	0.76 11	-0.04 13	1.59 6	0.46 16	0.47 7	-0.10 8	0.39 12	0.42 15	0.05 12	0.39 36	0.35 7	0.93 6	
IGT				0.69 6				1.85 9						0.92 5	1.02 12	0.74 3	1.46 8
ISK	-0.97 17		-0.51 4														
ISR	-0.17 14		-0.15 3		-0.51 3						-1.14 4			-0.52 14			
IST			-1.28 3														
ITM	1.20 27		0.49 13	0.52 11	0.99 5	0.30 6			1.23 10		1.64 37	1.47 12	1.41 8	1.43 98	1.13 8	1.86 14	
IVA	0.37 3													0.97 10			
IZI														-1.17 4			
IZM	0.69 50		0.45 14		0.53 3						0.05 5		1.06 3	0.22 42	1.39 3	1.39 7	
JAN	0.76 15		0.67 9	0.77 3		1.24 3				0.96 3	1.39 26	1.10 5	1.60 4				
JMB	-0.98 16		-0.70 4	-0.11 3		-0.47 3								-0.84 7			
JOS																	
KAS																	
KBN	0.82 17		1.15 8	1.03 7	1.21 5		1.81 4	0.09 3			0.94 23		0.50 6	1.04 21	1.00 4		
KCT	0.33 7													0.32 7			
KDZ	-1.39 48	-0.16 4	-0.97 18	-1.29 13	-1.19 11	-1.40 7	-0.99 9	-1.36 6			-1.17 17	-1.42 5	-0.28 8	-1.50 51	-1.42 10	-0.78 5	
KEK													1.50 3	1.86 4			

KGT	-0.57 6																-1.26 4
KHL	1.02 3																0.64 18
KKB	-0.63 7	0.03 3	-0.35 3	-0.11 14	-0.32 10	-0.73 15	0.53 7	-0.18 8	-0.96 3	-0.89 3	-0.33 10	-0.44 7	-0.42 5	-0.50 85	-1.41 5	-0.43 8	
KKS	1.21 21		1.20 10	1.06 3			2.26 3					0.93 15		0.33 6	1.41 12		
KNT	-0.19 77	0.54 8	0.36 31	0.56 31	0.77 43	0.35 34	1.61 29	0.30 55	-0.03 32	0.13 11	-0.06 65	0.30 24	0.19 30	-0.03 201	0.27 22	0.89 19	
KYTH												0.85 3					
KZN	0.21 50	0.38 3	0.40 19	0.25 21	0.77 12	-0.51 19	1.28 17	0.09 24	0.49 17	-0.31 4	0.27 52	0.50 17	-0.74 20	0.15 155	0.01 9	0.28 5	
LACI	1.69 3															1.90 4	
lali												0.03 3					
lapa												0.08 3					
lava												0.12 3					
lcha												0.38 3					
LCI	-0.36 10		-0.95 3									-0.43 3				0.69 36	
leli												-1.01 3					
lelo												0.13 3					
leri												-0.23 3					
lgra												0.55 3					
LIA				-0.48 3	-0.15 6											0.29 7	
lire												-0.07 3					
LIT	-0.51 68	0.43 6	-0.42 32	0.15 39	0.44 52	-0.51 41	1.17 29	0.04 57	-0.45 39	-0.19 10	-0.45 67	0.02 28	-0.41 32	-0.23 200	-0.38 30	0.41 24	
LKD								2.58 4									
LKR				-1.18 3	-1.05 6									-0.35 3	-0.70 4	0.41 3	
lmak														-0.15 3			
lmav												0.09 3					
LOS	-1.11 4	-0.12 5	0.21 4	-0.29 27	-0.04 24	-0.24 30	-0.17 7	-0.35 14	-0.46 7				-0.81 4	-1.07 14	-0.62 11	0.33 20	
lpar												-0.60 3					
lpet												0.47 3					
lpge												-0.09 3					
lpsi												0.46 3					
lriz												0.07 3					
LSK	0.55 3	0.66		1.38 4	1.31 4							0.46 10				1.40 25	
lsk2												-0.12 3					

Iven											0.86 3					
MFT	-0.88 12															
MGR				0.62 4							-0.27 4			0.56 47		
MII	0.46 5															
MLR	-0.33 51		-0.30 19	0.04 8	0.22 5	-0.07 4	0.61 5				-0.45 22	-0.69 4	-0.65 6	-0.95 45	-1.39 7	-0.52 3
MMB	-0.88 49	-0.64 4	-0.70 19	-0.85 24	-0.39 15	-1.14 13	0.61 17	-0.20 16	-1.18 7	-0.90 3	-0.45 20	-0.69 8	-0.65 9	-0.95 98	-1.39 9	-0.52 7
MMN														1.33 8		
MTUR														-0.78 14		
NEO		-0.08 3		-0.10 4	0.07 13	-0.17 9	-0.45 4	0.10 11			-0.46 12	-0.22 5	-0.48 15	-1.11 153	-0.95 5	0.47 23
NKY	0.74 3													0.66 5		
NPS	0.95 9			-0.42 3							0.89 11			1.35 30	-0.02 4	
NVR					-0.45 5											-0.24 7
OHR	0.56 24		0.65 13	1.06 12	1.54 6	0.38 13	2.05 8	0.56 8			0.54 32	0.94 10	-0.25 10	1.02 65	0.97 3	
ORI	0.14 3										0.91 6			1.71 4		
OUR	-0.62 74	0.16 5	-0.02 21	-0.04 12	0.13 47	0.02 36	0.48 27	-0.07 55	-0.26 32	-0.19 8	0.01 58	-0.03 26	0.24 22	-0.47 128	-0.32 26	0.06 22
PAIG	-0.33 84	-0.11 7	-0.49 34	-0.28 35	-0.12 49	-0.44 37	-0.38 28	-0.28 56	-0.40 32	-0.33 11	0.50 57	-0.01 28	-0.40 21	-0.27 184	-0.73 25	-0.07 25
PGB	-1.84 3			-0.56 3		-0.39 5		-0.89			-0.12 3	-0.02 3	-0.07 3	-0.82 40		0.30 5
PHP	0.44 7		0.13 5	1.08 5		0.10 4	1.64 3	0.13 3			0.12 16	-0.30 3	-0.41 5	-0.06 20		
PLD	0.21 30		0.65 9	0.35 6	1.11 5	0.42 7	1.20 3						0.83 3	0.25 41	-0.69 5	
PLE	0.09 3													0.69 7		
PLG	-0.12 64	-0.08 7	-0.17 29	-0.61 26	-0.64 18	-0.82 18	0.51 19	-0.45 25	-0.20 28	-0.73 5	-0.05 62	-0.17 20		-0.57 196	-0.84 23	0.18 30
PPE	0.12 4															
PRK	0.43 67	0.54 4	0.34 32	0.69 18	-0.08 8	0.84 8	0.17 4	-0.48 3			-0.03 14		0.97 11	0.25 56	0.87 17	1.13 24
PSN	-1.62 10		-1.16 3	-1.14 3										-1.23 4		
PTL	0.35 15		-0.13 8	-0.07 9	-0.37 5	-0.85 13	-0.90 4	-0.86 3	0.57 17		0.77 45	0.44 17	0.39 18	-0.08 139	0.66 12	1.00 6
PUK	0.06 20		0.37 9	0.53 3		0.47 3					0.86 9		-0.17 5	1.21 12		
PVL	-1.46 28		-1.26 10	-1.26 4		-1.35 3	-0.30 5	-1.29 3			-0.50 4		-0.85 4	-1.54 9		
PVY	0.44 3													0.94 12		
RDO	-1.38 11	-0.53 3	0.05 3	-0.87 13	-0.77 12	-0.69 12	-0.13 4	-0.56 10			-0.98 8	-1.13 6	-0.49 10	-0.88 73	-1.35 9	0.09 16
RLS	1.16 3		0.65 5								1.36 33		0.48 4	1.72 21	0.60 3	
ROI														0.84 14		
RZN	-1.24 7	0.20 3	-0.33 3	-0.42 16	-0.17 8	-0.47 13	0.28 7	-0.09 9	-1.32 3	0.02 3	-0.23 12	-0.27 7	0.35 6	-0.52 86	-1.30 8	-0.07 8

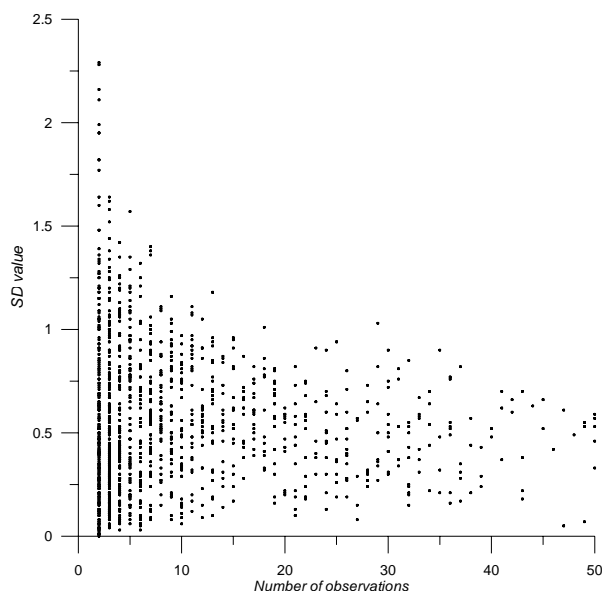
SDA	1.50 5		1.49 3								1.02 4			1.05 3		
SGO	-0.80 11		-0.72 3	-0.20 6							-0.55 4			0.17 18		
SKO	0.13 30		-0.01 17	0.15 17	0.59 7	-0.19 9	1.31 15	-0.26 13	-0.15 13		-0.67 18	0.44 7	-0.45 12	-0.02 58	-0.19 8	0.46 5
SMG														-0.29 11		1.54 10
SOH	-0.28 77	0.57 7	0.37 30	0.24 38	0.15 37	-0.06 40	0.86 25	-0.13 57	-0.08 37	-0.08 10	0.04 63	0.13 23	0.24 28	-0.32 179	-0.25 26	0.48 20
SOI				-0.26 3										-0.32 11		
SRE	-0.43 11															
SRN											2.13 6					
SRS	-0.60 81	0.21 6	-0.31 36	0.18 35	0.46 53	-0.28 32	1.15 26	0.36 50	-0.22 34	-0.27 8	-0.30 61	-0.23 23	-0.22 30	-0.71 191	-0.42 25	0.22 21
SSR	-1.02 21		-1.38 3								-1.01 3			-0.74 4		
SZH				-0.72 4												
TDS														1.22 23		
THE	-0.21 76	0.22 7	-0.13 33	0.22 39	0.39 49	-0.11 38	1.21 29	-0.20 57	-0.36 37	-0.19 11	-0.62 67	-0.33 26	-0.07 31	-0.36 191	-0.14 27	0.56 13
TIR	1.39 10		1.29 5				2.51 3				1.58 6			1.62 7		
TLB	-1.23 16															
TPE	0.90 3										1.51 6			1.24 4		
TTG	0.99 5		1.34 3								0.83 6		0.33 5	0.88 12	0.86 3	
ULC														1.39 8		
VAG	-0.35 17		-0.97 9	-2.02 3			-1.54 3	-1.20 3			9	-0.09 6	0.13 5	-0.51 6		0.52 4
VAM	0.69 7										1.49 4	1.48 5	1.18 4	1.04 33		1.59 4
VAY	0.05 38		0.45 17	0.70 19	1.32 29	0.35 13	1.66 21	0.66 36	-0.14 25	-0.04 7	-0.12 59	0.26 20	0.10 19	0.15 148	0.33 5	0.69 11
VBY														0.61 3		
VFI	-0.45 35		-0.27 13	-1.10 5	-0.06 10		-0.23 9	-0.20 12			-0.59 10	-0.12 6	-0.01 6	-0.68 5		0.75 4
VGL	0.40 15		0.80 11	0.92 3	-0.01 7		-0.12 6	-0.34 11			-0.26 10	0.12 3	-0.14 4	-0.34 6		0.53 4
VLI	-0.20 4			-0.28 7	-0.80 3	-0.76 7			0.54 4		-0.28 9	0.03 13	0.02 7	0.24 31	-0.26 9	0.41 18
VLO											-0.33 3			1.93 5		
VLS	1.18 13			1.72 4		1.00 5	1.41 3				1.90 16	1.18 4		1.60 31	0.80 7	2.19 7
VMA	-0.31 18		-0.58 14		-0.62 18		-1.41 7	-0.78 8			-0.48 10	0.20 6	-0.15 5	-1.18 6		0.26 3
VNE	-0.81 43		-0.67 14	-1.25 5	-0.07 21		-0.35 9	-0.08 11			-0.47 10	0.07 6	-0.17 6	-0.41 6		0.34 4
VPA	-0.07 22		-0.13 7				0.53 6	0.09 5			-0.85 9	0.14 4	0.33 4	0.49 6		1.84 3
VRI	-0.41 28		-0.38 8	0.52 5	0.80 4		-0.06 4	0.85 4		0.30	0.25 12			-0.10 44		

Για την αξιοπιστία των μέσων όρων των τιμών εξετάστηκε η τιμή της τυπικής απόκλισης σε συνάρτηση με τον αριθμό των παρατηρήσεων. Γενικά, παρατηρήθηκε ότι η τιμή της τυπικής απόκλισης μειώνεται όσο αυξάνεται ο αριθμός των παρατηρήσεων από όπου προσδιορίστηκε ο μέσος όρος (σχήματα 2.12α-β)



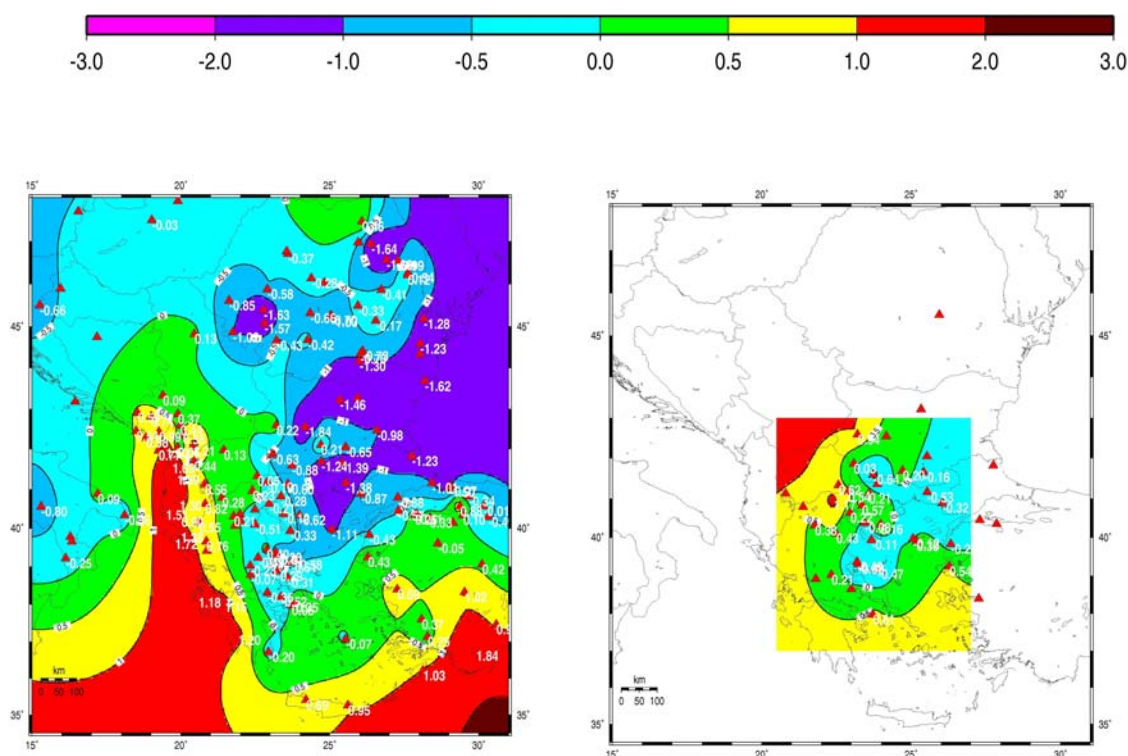
Σχήμα 2.12α Τιμή της τυπικής απόκλισης σε συνάρτηση με τον αριθμό των παρατηρήσεων.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.12α η συντριπτική πλειοψηφία των τιμών προέκυψε με τη χρήση μέχρι 50 παρατηρήσεων.

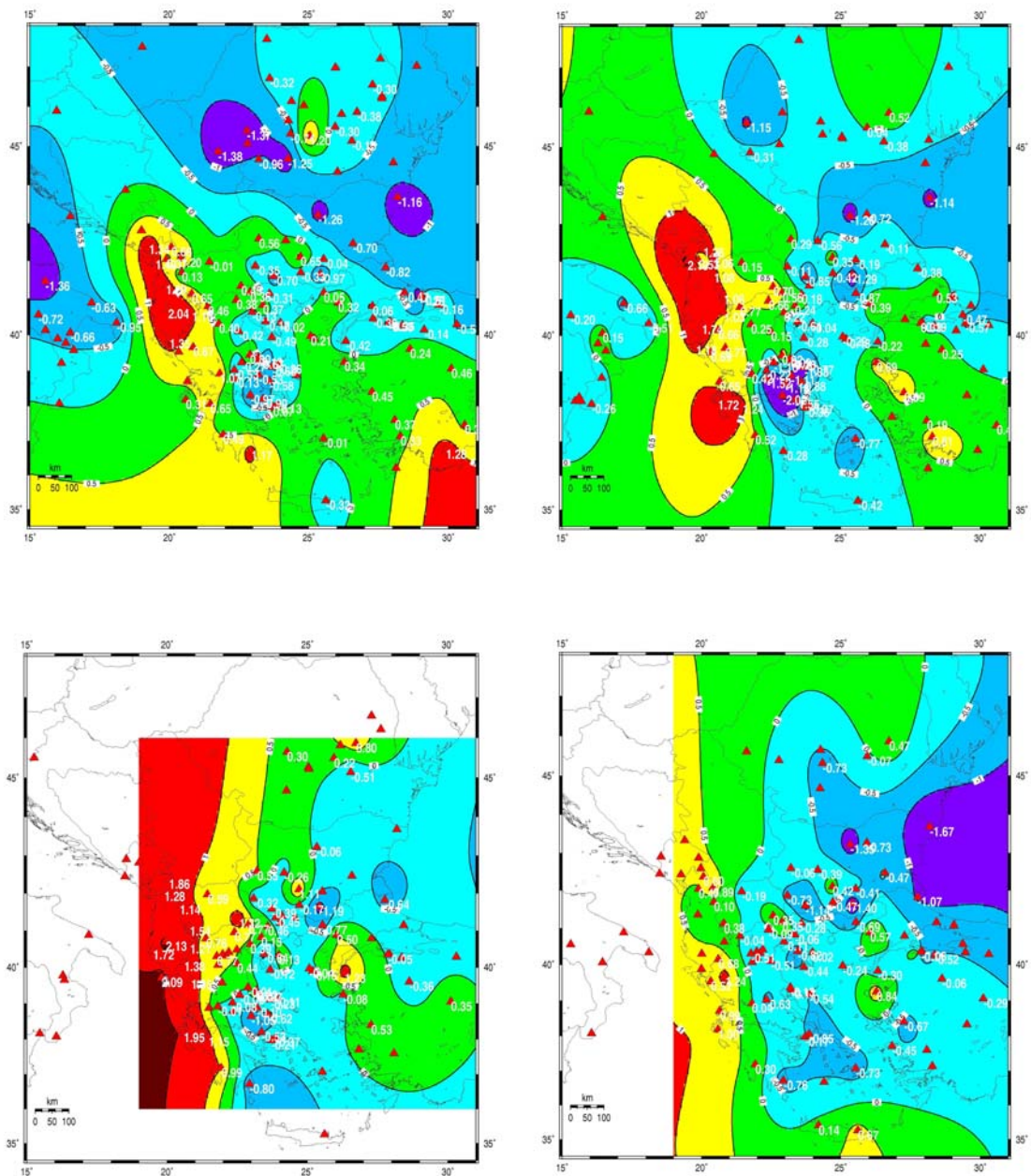
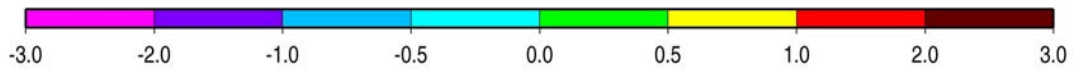


Σχήμα 2.12β Τιμή της τυπικής απόκλισης σε συνάρτηση με τον αριθμό των παρατηρήσεων να κυμαίνεται από 3 ως 50.

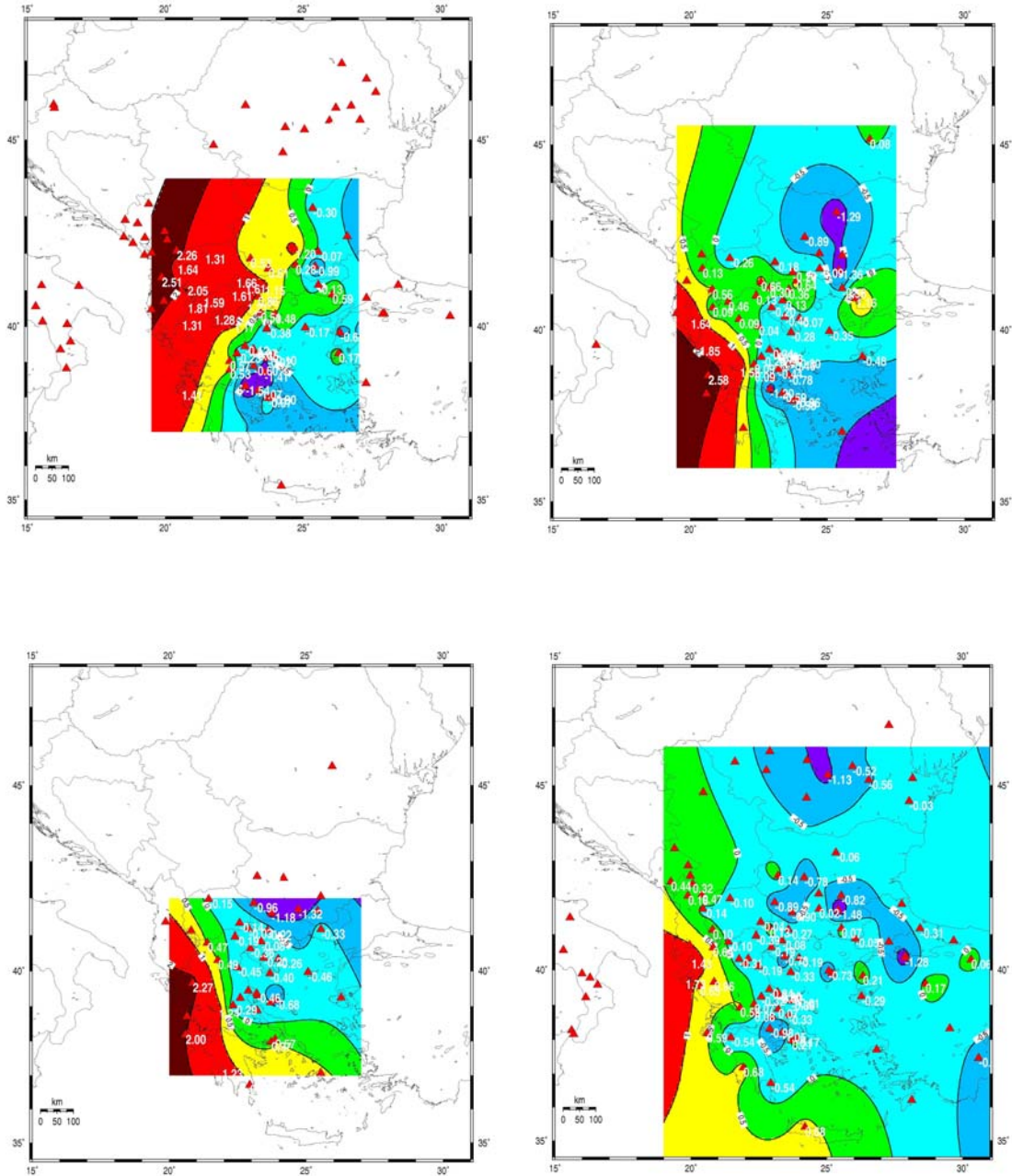
Στους μέσους όρους των τιμών του πίνακα III παρατηρείται ότι υπάρχει διαφοροποίηση των τιμών κάθε σταθμού στις επιμέρους περιοχές. Αυτό οφείλεται στο ότι τα σεισμικά κύματα ενδέχεται να μην είναι του ίδιου τύπου, αλλά διαφορετικά μεταξύ τους (P,Pg,Pn) και στο ότι οι διάφορες περιοχές βρίσκονται σε διαφορετικές αποστάσεις από τον ίδιο σεισμολογικό σταθμό. Επιπλέον, εφόσον για κάθε περιοχή χρησιμοποιήθηκε διαφορετικό μοντέλο ταχυτήτων, οι τιμές των χρονικών υπολοίπων που υπολογίστηκαν εξαρτώνται από αυτό, με αποτέλεσμα οι τιμές για κάθε σταθμό να μην είναι απόλυτα συγκρίσιμες μεταξύ τους. Στη συνέχεια, με βάση τις τιμές των χρονικών υπολοίπων, όπως υπολογίστηκαν με την διαδικασία που αναπτύχθηκε προηγουμένως, κατασκευάστηκαν χάρτες (σχήμα 2.13α-ε) που δείχνουν την κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της Νοτιοανατολικής Ευρώπης.



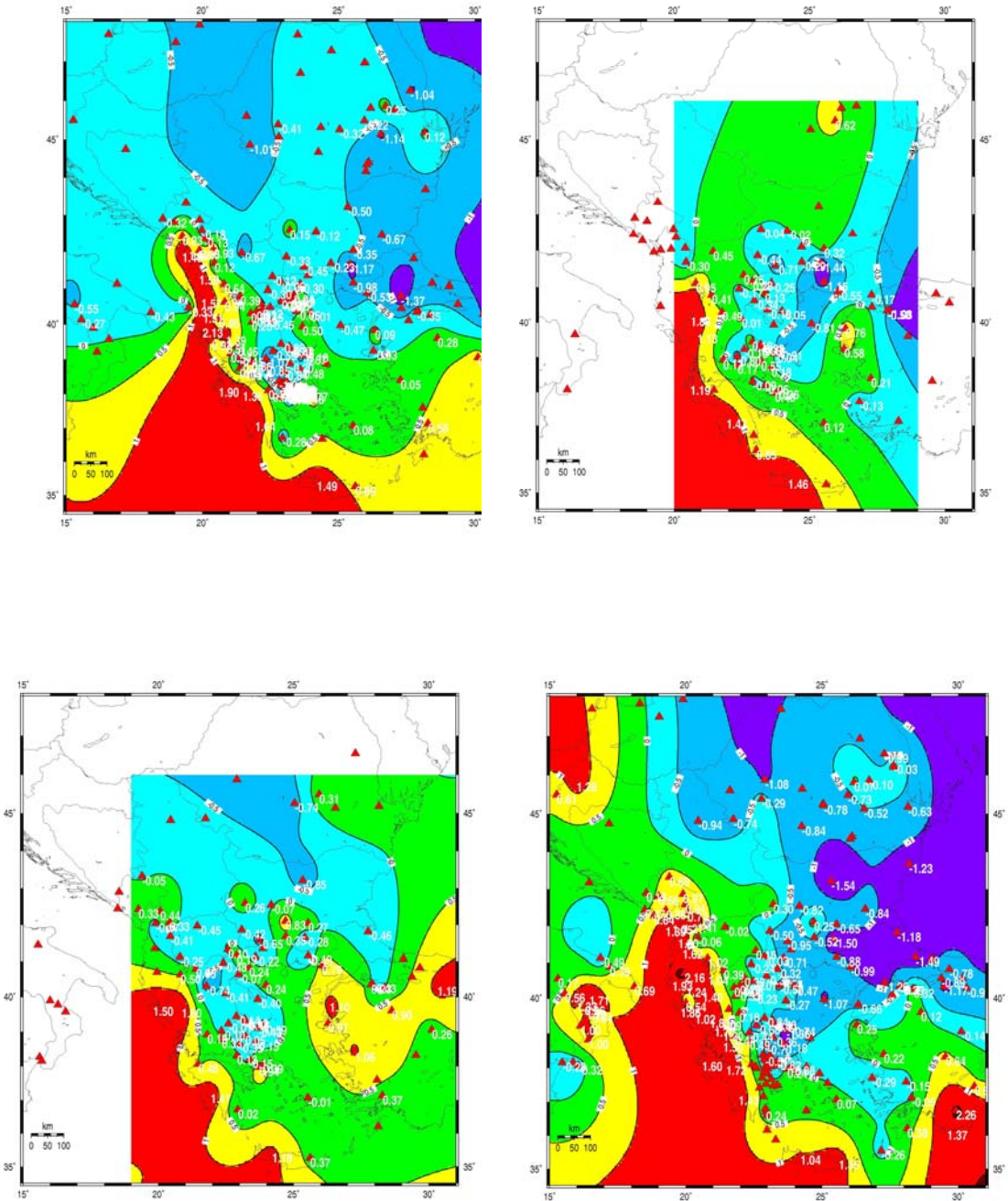
Σχήμα 2.13α Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 1-2.



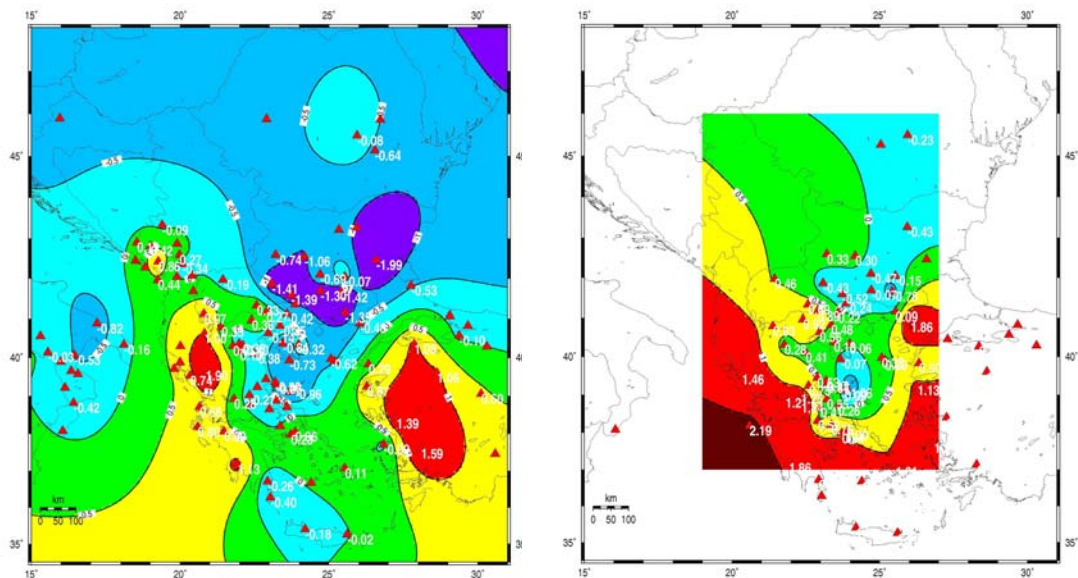
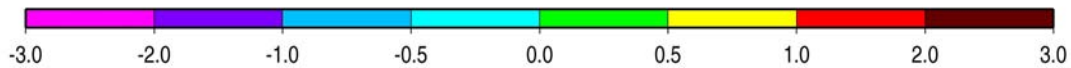
Σχήμα 2.13β Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 3-6.



Σχήμα 2.13γ 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 7-10.



Σχήμα 2.13δ 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 11-14.



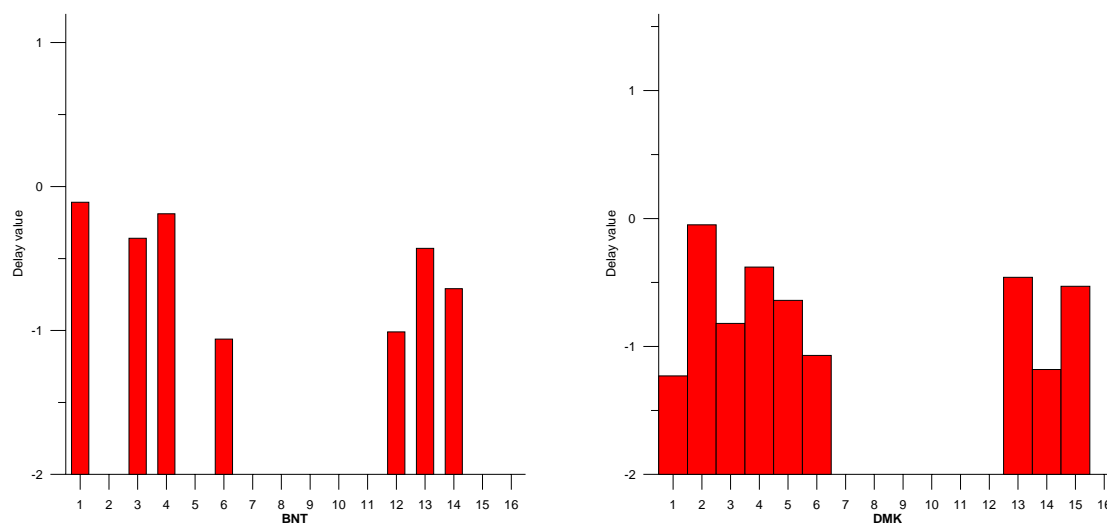
Σχήμα 2.13ε Κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων στην περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης με βάση τις τιμές που υπολογίστηκαν στους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιούνται οι καταγραφές των σεισμών στις υποπεριοχές μελέτης 15-16.

Από την εξέταση όλων των υποπεριοχών, προκύπτει ότι υπάρχουν σαφώς θετικές τιμές στην περιοχή της Δ. Ελλάδας και συγκεκριμένα των Εξωτερικών Ελληνίδων, αποτέλεσμα που δικαιολογείται λόγω του μεγάλου πάχους του φλοιού στην περιοχή αυτή. Επομένως, είναι λογικές οι θετικές τιμές που προκύπτουν, αφού τα σεισμικά κύματα ταξιδεύουν στον παχύτερο φλοιό με μικρότερες ταχύτητες σε βάθη στα οποία το μοντέλο προβλέπει μεγαλύτερες. Άρα, φθάνουν αργότερα από ότι προβλέπει το θεωρητικό μοντέλο. Αρνητικές τιμές, ή ελαφρά θετικές τιμές παρατηρούνται στον χώρο του Αιγαίου, λόγω του μικρότερου πάχους του φλοιού στην περιοχή αυτή. Επομένως, τα σεισμικά κύματα φθάνουν νωρίτερα από ότι προβλέπει το θεωρητικό μοντέλο. Βορειότερα, στην Βαλκανική χερσόνησο παρατηρούνται στις περισσότερες των περιπτώσεων αρνητικές ή ελαφρά θετικές τιμές. Για κάποιες από τις περιοχές, παρατηρούνται στο ΝΑ τμήμα της Ρουμανίας και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή των Καρπαθίων θετικές τιμές ή έστω τιμές μεγαλύτερες από τις τιμές των χρονικών υπολοίπων των γειτονικών περιοχών. Αυτό ενδέχεται να δικαιολογείται από την ύπαρξη παχύτερου φλοιού στα

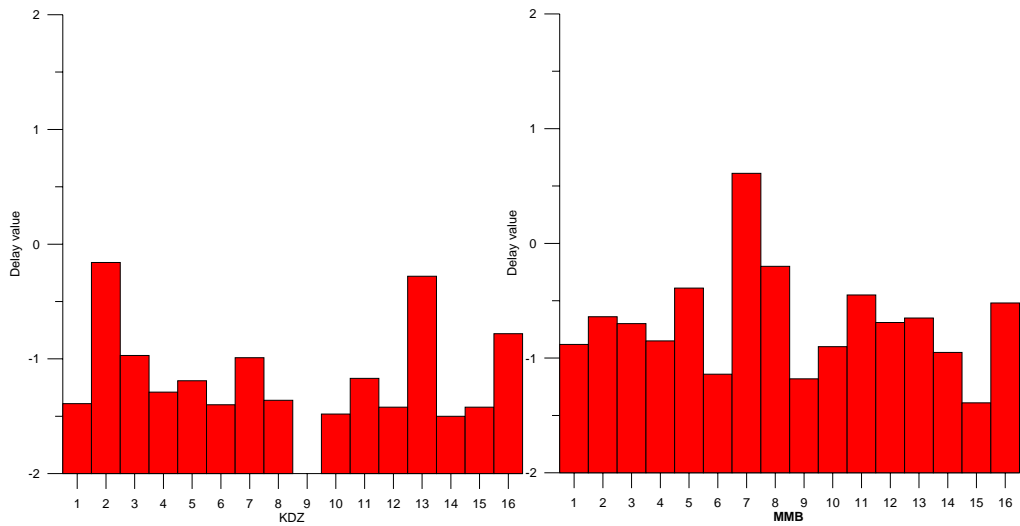
Καρπάθια Όρη. Στο δυτικό άκρο της περιοχής μελέτης και συγκεκριμένα στις ανατολικές ακτές της Ιταλίας παρατηρούνται αρνητικές τιμές. Λόγω του περιορισμένου αριθμού σεισμών που έχουν καταγραφεί σε σεισμολογικούς σταθμούς της περιοχής αυτής δεν υπάρχουν πολλές παρατηρήσεις, όμως αυτές που θεωρήθηκαν αξιόπιστες καταδεικνύουν αρνητικές τιμές. Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης και συγκεκριμένα στα ΒΔ παράλια της Τουρκίας παρατηρούνται αρνητικές ή ελαφρά θετικές τιμές. Η ύπαρξη αυτών των αρνητικών τιμών δικαιολογείται από το γεγονός ότι τα σεισμικά κύματα διατρέχουν στην πορεία τους τον χώρο του Αιγαίου στον οποίο, όπως έχει ήδη αναφερθεί, παρατηρείται μικρότερο πάχος φλοιού. Τέλος, στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου και συγκεκριμένα στην περιοχή της Κρήτης παρατηρούνται τόσο θετικές όσο και αρνητικές τιμές.

Πρέπει να επισημανθεί ότι όσο αφορά την κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων μας ενδιαφέρει όχι μόνο αν διακρίνονται σε θετικές ή αρνητικές, αλλά και κατά πόσο οι τιμές διαφέρουν μεταξύ τους. Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων θα πρέπει να μη παρουσιάζουν σημαντικές αποκλίσεις. Οι μεγάλες αποκλίσεις θα πρέπει να αποδοθούν είτε σε σφάλματα, είτε σε σημαντικές διαφοροποιήσεις των διαφορετικών μοντέλων.

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. Στα σχήματα 2.14α-β απεικονίζονται τα διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων κάποιων σταθμών με αρνητικές τιμές χρονικών υπολοίπων.

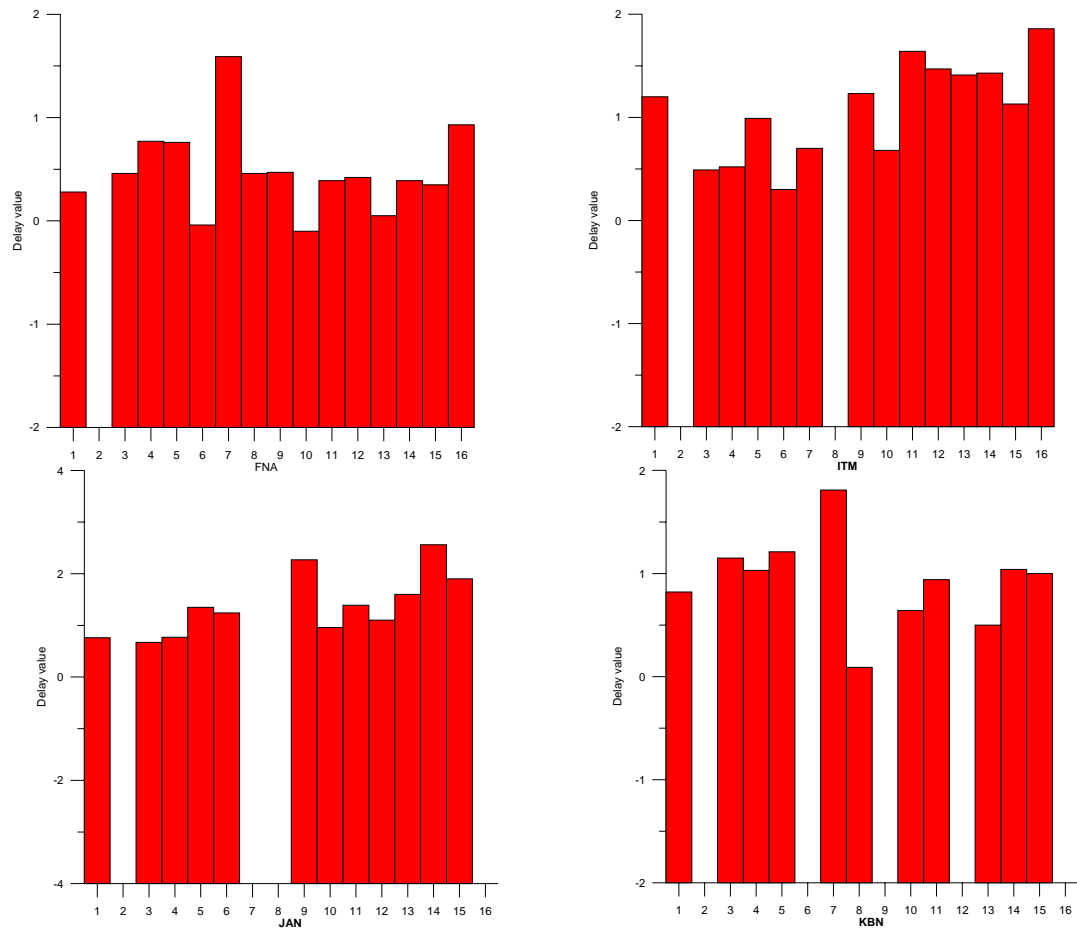


Σχήμα 2.14α Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές



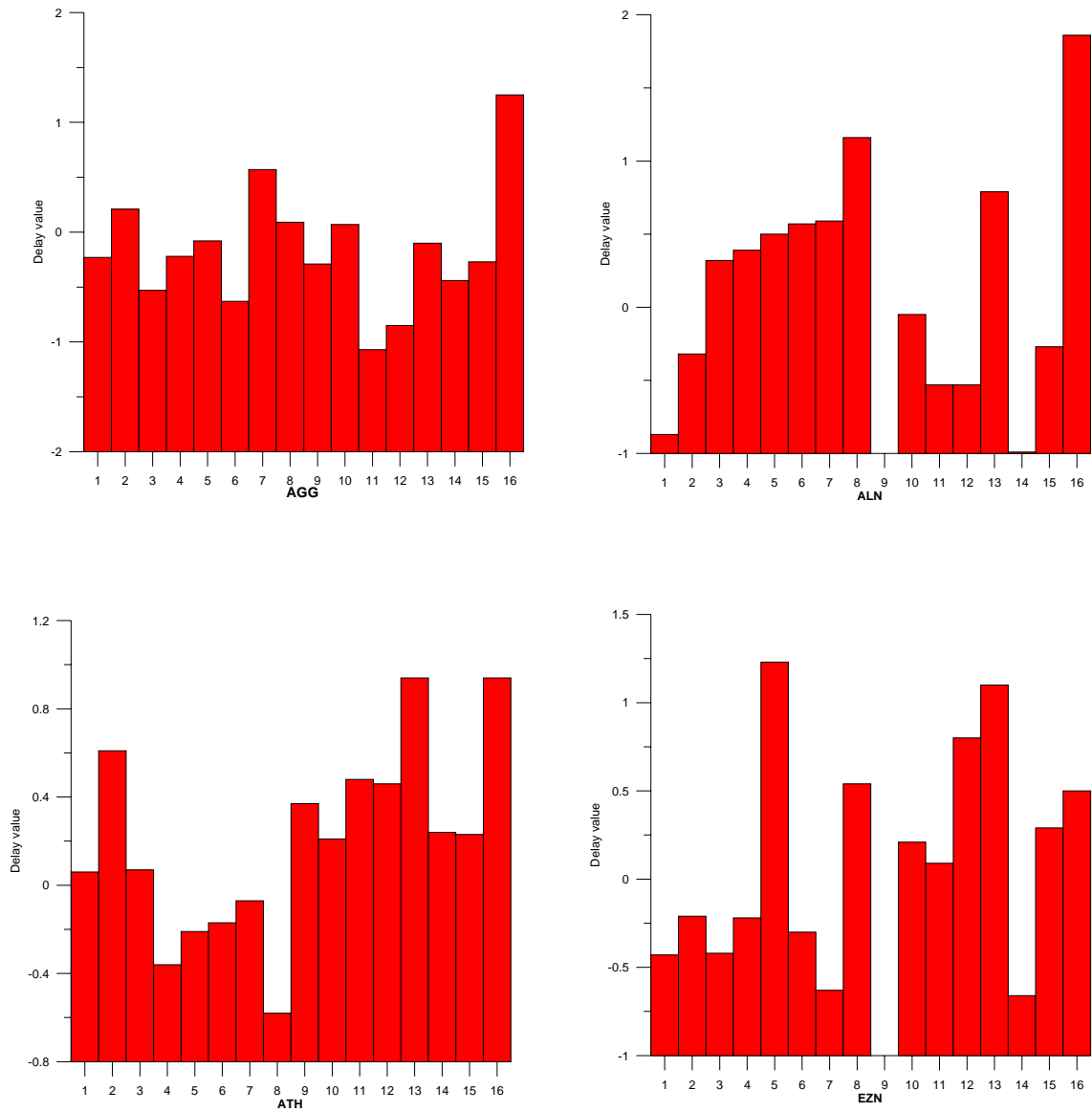
Σχήμα 2.14β Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με αρνητικές τιμές

Στο σχήμα 2.15 απεικονίζονται τα διαγράμματα θετικών τιμών χρονικών υπολοίπων, όπως αυτές παρατηρήθηκαν σε συγκεκριμένους σεισμολογικούς σταθμούς.



Σχήμα 2.15 Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με θετικές τιμές

Στο σχήμα 2.16 απεικονίζονται τα διαγράμματα τόσο θετικών όσο και αρνητικών τιμών χρονικών υπολοίπων, όπως αυτές παρατηρήθηκαν σε συγκεκριμένους σεισμολογικούς σταθμούς.



Σχήμα 2.16 Διαγράμματα των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών με θετικές και αρνητικές τιμές .

2.9 ΤΕΛΙΚΗ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το τελικό στάδιο της επεξεργασίας των δεδομένων μας, προβλέπει τον καθορισμό νέων εστιακών παραμέτρων για το σύνολο των σεισμών της περιοχής του Β. Αιγαίου με τη χρήση των αποτελεσμάτων που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια. Έτσι, χρησιμοποιήθηκαν τα μοντέλα ταχυτήτων που προέκυψαν για κάθε υποπεριοχή μελέτης καθώς και οι τιμές των χρονικών υπολοίπων που υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό. Για τους σεισμούς που δεν ανήκουν σε κάποια από τις 16 υποπεριοχές, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο ταχυτήτων της ευρύτερης περιοχής που έχει προταθεί από τον Παναγιωτόπουλο (1984).

2.9.1 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 IV.

Πίνακας IV Εντολές και παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των δεδομένων με το HYPOINVERSE.

```
crh 1 'gmodel.crh'  
h71 2 2 2  
sta 'used2.sta'  
mul t 1
```

```
crh 1 'modell.crh'  
del 1 'region1.sta'  
nod 39 6.0 -24 -15.9 16.47 9.69 15  
nod 39 6.0 -24 -26.4 12.40 6.20 15
```

```
crh 2 'model2.crh'  
del 2 'region2.sta'
```

nod 40 3.6 -24 -47.4 17.05 10.85 2

crh 3 'model3.crh'

del 3 'region3.sta'

nod 40 3.2 -24 -19.2 11.62 6.59 3

nod 40 6.6 -25 -27 10.85 7.36 3

crh 4 'model4.crh'

del 4 'region4.sta'

nod 39 53.1 -24 30.3 17.05 10.85 4

crh 5 'model5.crh'

del 5 'region5.sta'

nod 39 45.9 -24 -10.2 17.44 10.85 5

crh 6 'model6.crh'

del 6 'region6.sta'

nod 39 59.0 -23 -55.3 18.6 11.24 6

crh 7 'model7.crh'

del 7 'region7.sta'

nod 39 39.9 -23 -50.4 11.04 6.97 7

nod 39 45.6 -23 -48.9 6.97 4.26 7

crh 8 'model8.crh'

del 8 'region8.sta'

nod 40 1.6 -23 -35.4 16.47 9.30 8

crh 9 'model9.crh'

del 9 'region9.sta'

nod 39 57.2 -23 -15.0 19.38 10.07 9

crh 10 'model10.crh'

del 10 'region10.sta'

nod 39 45.6 -22 -55.6 23.25 10.85 10

crh 11 'model11.crh'

del 11 'region11.sta'

nod 39 41.1 -23 -27.3 20.54 10.85 11

crh 12 'model12.crh'

del 12 'region12.sta'

nod 39 22.0 -22 -55.3 14.34 8.14 12

nod 39 11.0 -23 -40.5 22.09 13.18 12

crh 13 'model13.crh'

del 13 'region13.sta'
nod 39 28.6 -23 -39.6 15.11 5.81 13

crh 14 'model14.crh'
del 14 'region14.sta'
nod 39 11.5 -23 -30.6 17.83 9.69 14
nod 39 11.0 -23 -40.5 16.47 10.07 14

crh 15 'model15.crh'
del 15 'region15.sta'
nod 39 26.9 -24 -5.4 23.45 15.11 15

sno
dis 4 200 1. 2.
rms 4 0.8 1. 2.
con 50 0.04 0.001
dam 7 30 0.5 0.9 0.012 0.02 0.6 50 400
wet 1.0 0.75 0.5 0.1
pos 1.76
err 0.5
lst 2 2 1
rep t t
prt 'final.prt'
phs 'final.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 του χρόνου γένεσης 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 εισερχόμενα αρχεία είναι σε μορφή για HypoInverse ή σε Hypo71. Οι παράμετροι στην εντολή αυτή είναι 2 2 2 για να δηλώσει ότι τα χρησιμοποιούμενα αρχεία είναι σε Hypo71.

Στη συνέχεια με την εντολή *STA* δηλώνεται το αρχείο που περιέχει τον κατάλογο των σεισμολογικών σταθμών στην αντίστοιχη μορφή 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

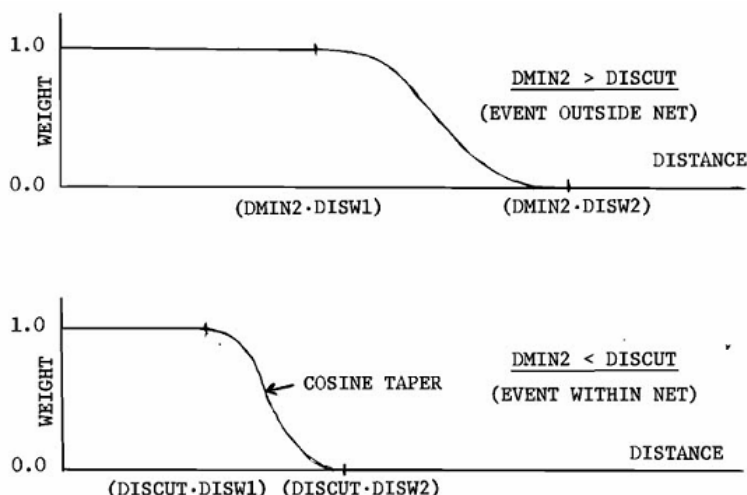
αύξοντα αριθμό του μοντέλου και στη συνέχεια ορίζεται το αρχείο το οποίο περιέχει τις πληροφορίες για τις ταχύτητες και τα πάχη των στρωμάτων.

Η εντολή *MUL* δηλώνει αν θα χρησιμοποιηθούν διαφορετικά μοντέλα για διαφορετικές περιοχές οι οποίες καθορίζονται με την εντολή *NOD*. 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.

Με την εντολή *DIS* καθορίζεται η εφαρμογή βάρους στους σεισμολογικούς σταθμούς, ανάλογα με την απόσταση αυτών από το εκάστοτε επίκεντρο του κάθε σεισμού. 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 συνιμητονοειδής 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 2.17). 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 πιο αξιόπιστα δεδομένα υπάρχουν τόσο πιο αυστηρά θα είναι τα κριτήρια στις τιμές των παραμέτρων. Στην προκειμένη περίπτωση, με βάση τη θέση της περιοχής μελέτης, την αζιμουθιακή 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 συνιμητονοειδής 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

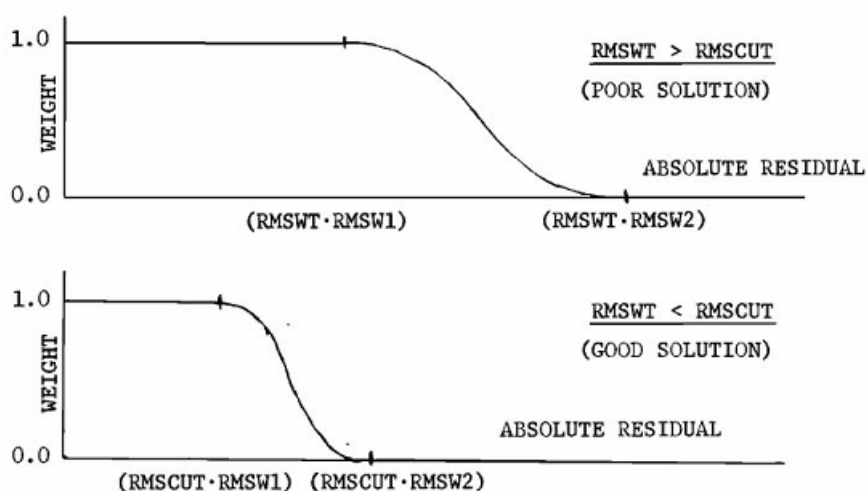
υπολοίπων όταν $DISTANCE > DISCUT * DISW2$, δηλαδή, όταν η απόσταση είναι μεγαλύτερη από 400 km.



Σχ 2.17 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 $DISCUT * DISW2$ 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 συνημιτονοειδής 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 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 *RMSW1* και καθόλου βάρος (no weight) στις τιμές πέρα από την τιμή *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 *RMSCUTW1* και καθόλου βάρος (no weight) σε τιμές μεγαλύτερες από *RMSCUTW2* (σχήμα 2.18).



Σχ 2.18 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 *RMSCUTW2* δε λαμβάνουν βάρος (τροποποιημένο από Klein, 2002).

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 βάρους (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 βάρους (full weight) στο χρονικό υπόλοιπο (residual) όταν το σφάλμα έχει τιμές μικρότερες από $RMSCUT * RMSW1$ δηλαδή μικρότερο από 0.8 και καθόλου βάρους (no weight) όταν το σφάλμα είναι μεγαλύτερο από $RMSCUT * RMSW2$ δηλαδή μεγαλύτερο από 1.6. Κατά συνέπεια, οι περισσότεροι σταθμοί θα έχουν μεγάλο βάρους 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 εγκαταλείπονται τα μεγάλα χρονικά υπόλοιπα, με αποτέλεσμα να μειώνεται το RMS, και το οποίο οδηγεί σε εξαίρεση μεγαλύτερων χρονικών υπολοίπων. 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 βάρους 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 βάρους 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 βάρους 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 βάρους 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 είναι 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: η $DXFIX$. Με την παράμετρο αυτή το βάθος της εστίας παραμένει σταθερό έως ότου η προσαρμογή του επικέντρου είναι μικρότερη από την τιμή αυτή σε km. :η $DZMAX$. Η μέγιστη επιτρεπόμενη

δυνατή προσαρμογή του βάθους σε km χωρίς υποχρεωτική απόσβεση του διανύσματος προσαρμογής.:η *DZAIR*. Εάν η προσαρμογή του βάθους τοποθετήσει την εστία πάνω από την επιφάνεια, το βάθος, πολλαπλασιάζεται με την τιμή ενός κλάσματος και μετακινείται ανάλογα.: η *DAMP*. Ο αναγκαστικός παράγοντας απόσβεσης για όλες τις προσαρμογές της εστίας. η *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 για να συνεχιστούν οι επαναλήψεις.:η *DXMAX*. Η μέγιστη απόσταση προσαρμογής σε km. :η *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. Ο λόγος αυτός, όπως έχει ήδη αναφερθεί, υπολογίστηκε και βρέθηκε ίσος με 1.76.

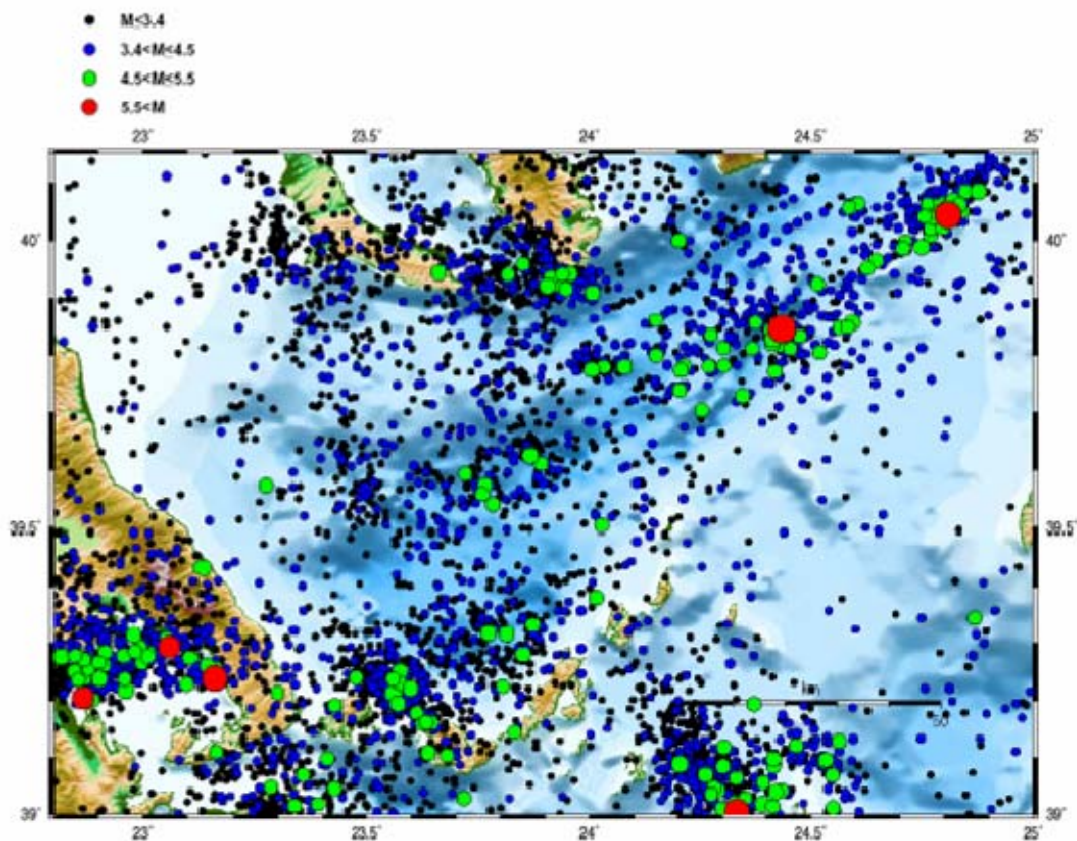
Η εντολή *ERR* θέτει το αναμενόμενο με βάση τα δεδομένα σφάλμα στο χρόνο. Αυτό πρέπει να είναι το συνολικό σφάλμα από όλες τις πηγές περιλαμβάνοντας σφάλματα φάσεων καθώς επίσης και σφάλματα στις χρονικές διορθώσεις. Λαμβάνοντας υπόψη την τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS σε μελέτες σεισμικών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

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.

2.9.2 Αποτελέσματα τελικής επεξεργασίας

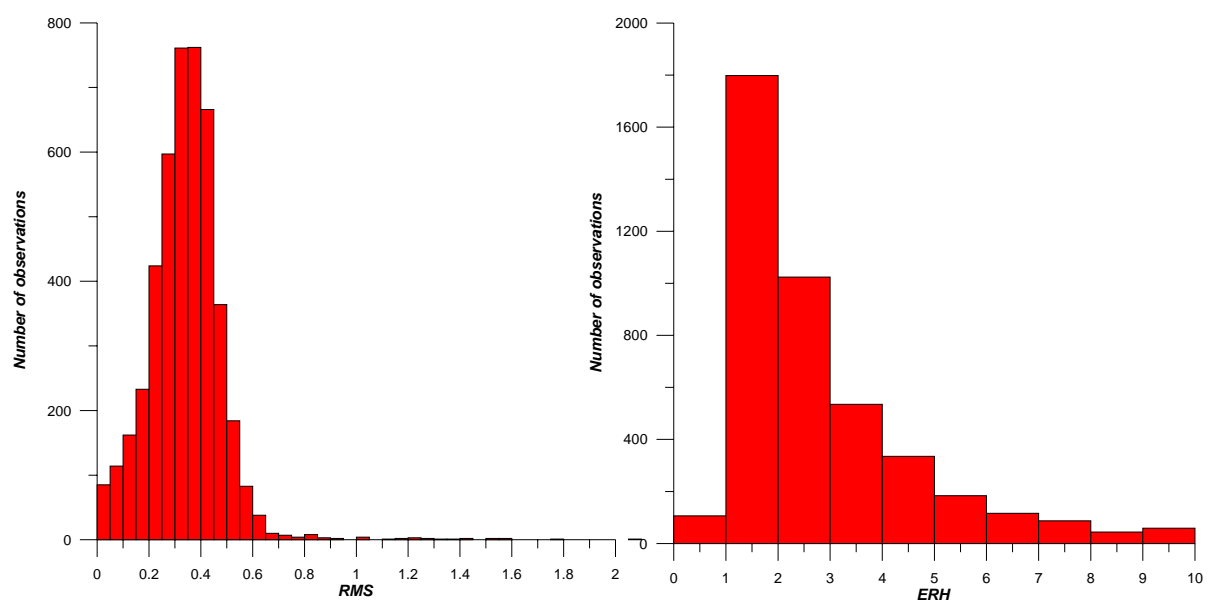
Με τη χρήση όλων των φάσεων όλων των σεισμών της περιοχής, των διαφορετικών μοντέλων που προσδιορίστηκαν για κάθε υποπεριοχή και των τιμών των χρονικών υπολοίπων που προέκυψαν για τους σεισμολογικούς σταθμούς, έγινε προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που

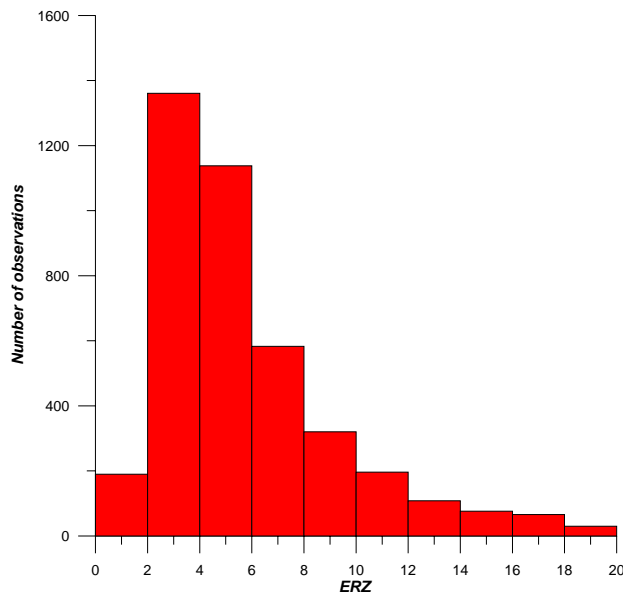
έγιναν κατά το χρονικό διάστημα 1964-2003. Προσδιορίστηκαν 4546 σεισμοί, τα επίκεντρα των οποίων φαίνονται στο σχήμα 2.19.



Σχήμα 2.19 Χωρική κατανομή των σεισμών μετά την τελική επεξεργασία.

Κατασκευάστηκαν τα ιστογράμματα των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και στο βάθος (ERZ) (σχήμα 2.20).





Σχήμα 2.20 Ιστογράμματα των σφαλμάτων στο χρόνο γένεσης (RMS), στο επίκεντρο (ERH) και στο βάθος (ERZ).

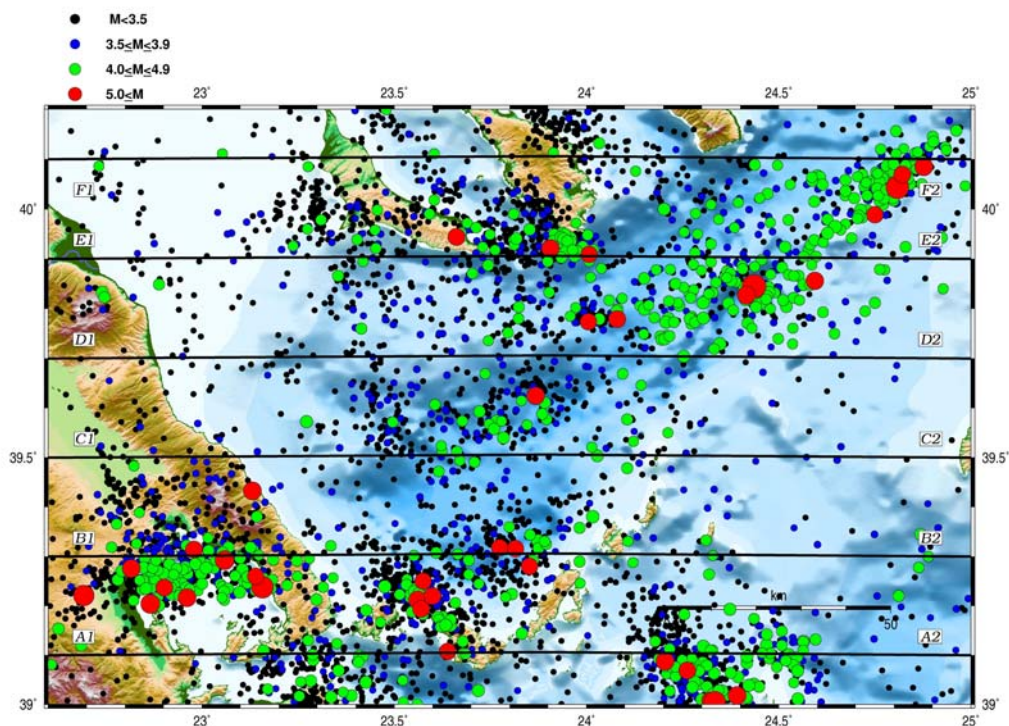
Συγκρίνοντας τα αρχικά αποτελέσματα (σχήμα 2.3) με τα αποτελέσματα που προέκυψαν μετά από όλα τα στάδια επεξεργασίας που περιγράφηκαν στις προηγούμενες ενότητες παρατηρούμε ότι υπάρχει σαφής βελτίωση στα σφάλματα στο χρόνο γένεσης. Στην αρχική επεξεργασία μόλις το 60% των σεισμών είχαν σφάλμα μικρότερο από 0.8 sec, ενώ στα τελικά αποτελέσματα το ποσοστό αυτό είναι σχεδόν 100% με την συντριπτική πλειοψηφία των σεισμών να έχουν σφάλμα μικρότερο από 0.5 sec. Βελτίωση παρατηρείται και στο σφάλμα στο επίκεντρο και στα εστιακά βάθη. Αυτά σαφώς μειώθηκαν σε σύγκριση με τα αρχικά με τη μεγάλη πλειοψηφία των σεισμών να συγκεντρώνονται σε τιμές μικρότερες των 5km για το επίκεντρο και 8km για το βάθος.

Συνολικά, η διαδικασία εύρεσης των μοντέλων των ταχυτήτων για κάθε υποπεριοχή μελέτης σε συνδυασμό με τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων για κάθε μια από αυτές, δείχνει ότι συνέβαλε στον καλύτερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που μελετήθηκαν.

3 ΒΑΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ

3.1 Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών

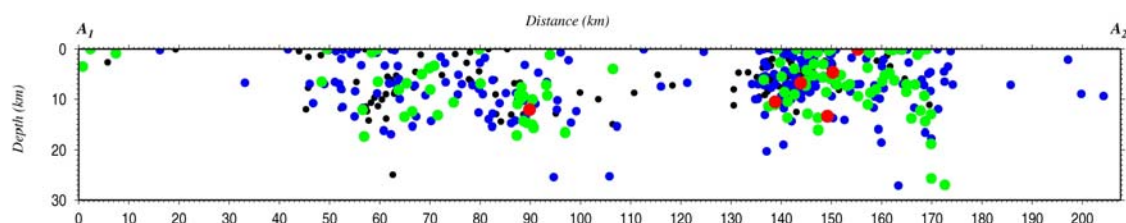
Μετά την επεξεργασία των και την όσο το δυνατόν ακριβέστερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων αυτών δημιουργήθηκε ένας κατάλογος σεισμών σε χρονολογική σειρά. Στον κατάλογο αυτό προστέθηκαν τα μεγέθη των σεισμών, όπως αυτά έχουν υπολογιστεί στον κατάλογο σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Parazachos *et al.*, 2004). Έγινε χαρτογράφηση όλων των επικέντρων των σεισμών, όπως φαίνεται στο χάρτη του σχήματος 3.1 και πραγματοποιήθηκαν 6 τομές οι οποίες καλύπτουν όλη την περιοχή μελέτης (σχήματα 3.2α-ζ), έτσι ώστε να μελετηθεί η κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών. Οι τομές έχουν διεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά και απεικονίζονται όλοι οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 3.5$. Οι σεισμοί μικρότερων μεγεθών χαρτογραφήθηκαν όταν είχαν αριθμό φάσεων $n \geq 7$, σφάλμα στο χρόνο γένεσης $RMS < 0.5 \text{ sec}$, σφάλμα στον προσδιορισμό του επικέντρου $ERH < 5.0 \text{ km}$ και σφάλμα στον προσδιορισμό του εστιακού βάθους $ERZ < 5.0 \text{ km}$. Επίσης, η μεγαλύτερη γωνία που σχηματίζεται από το επίκεντρο και δύο διαδοχικούς αζιμουθιακά σταθμούς (GAP) να είναι μικρότερη από 180° .



Σχήμα 3.1 Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών μετά την τελική επεξεργασία. Οι ευθείες (A1-A2 μέχρι F1-F2) δείχνουν την οριζόντια προβολή κατακόρυφων τομών που πραγματοποιήθηκαν με σκοπό να μελετηθούν οι ενεργές δομές της περιοχής.

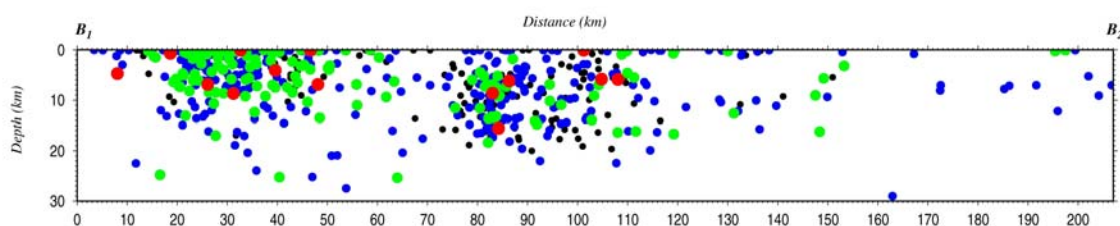
Σε κάθε μια από τις τομές που ακολουθούν, έχουν χαρτογραφηθεί οι εστίες των σεισμών που βρίσκονται σε αποστάσεις 5 ή 10km βόρεια ή νότια από το ίχνος της τομής.

Στην τομή A1-A2 παρατηρείται συγκέντρωση των εστιών σε 2 περιοχές. Η πρώτη βρίσκεται ΝΑ του Παγασητικού Κόλπου, ενώ η δεύτερη στην περιοχή της Σκύρου με τους περισσότερους σεισμούς να ανήκουν στην μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της 26^{ης} Ιουλίου του 2001. Τα βάθη των εστιών φτάνουν μέχρι τα 18 km .



Σχήμα 3.2α Κατακόρυφη τομή που έχει εύρος 10km στο νοτιότερο τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=39.10$).

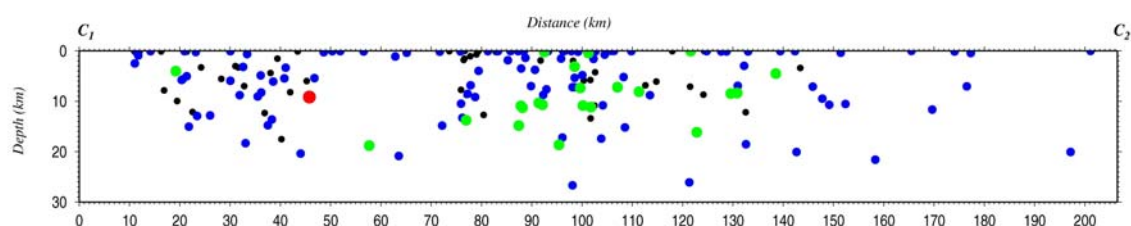
Στην τομή B1-B2 τα βάθη των εστιών φτάνουν μέχρι τα 20 km, με την σεισμική δραστηριότητα να συγκεντρώνεται στο Βόρειο τμήμα του Παγασητικού Κόλπου, όπου έλαβε χώρα η σεισμική ακολουθία του 1980 με τον κύριο σεισμό να έχει μέγεθος ($M_w=6.5$). Τα βάθη σε αυτή την περιοχή είναι σχετικά μικρότερα από ότι στην 2^η περιοχή συγκέντρωσης που παρατηρείται στην περιοχή των Σποράδων, ενώ παρατηρείται ότι στο ανατολικό τμήμα της τομής αυτής η σεισμική δραστηριότητα είναι μάλλον περιορισμένη..



Σχήμα 3.2β Τομή με εύρος 20km στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=39.30$).

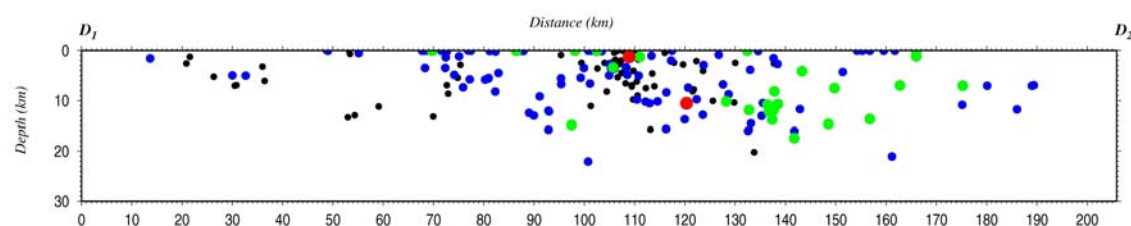
Η επόμενη τομή που πραγματοποιήθηκε είναι η τομή C1-C2 , η οποία καλύπτει τμήμα του Βορείου Αιγαίου. Εδώ η σεισμική δραστηριότητα είναι περιορισμένη με σεισμούς που έχουν μικρότερα μεγέθη σε σχέση με τις περιοχές που καλύπτουν οι προαναφερθείσες τομές. Τα βάθη συγκεντρώνονται μέχρι τα 20 km. Η πλειοψηφία των σεισμών έχουν μεγέθη $M \leq 3.5$ και

ανήκουν στο δυτικό τμήμα της σεισμικότητας, που οφείλεται στην προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (NAF) στο χώρο του Βορείου Αιγαίου



Σχήμα 3.2γ Κατακόρυφη τομή με εύρος 20km στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=39.50$).

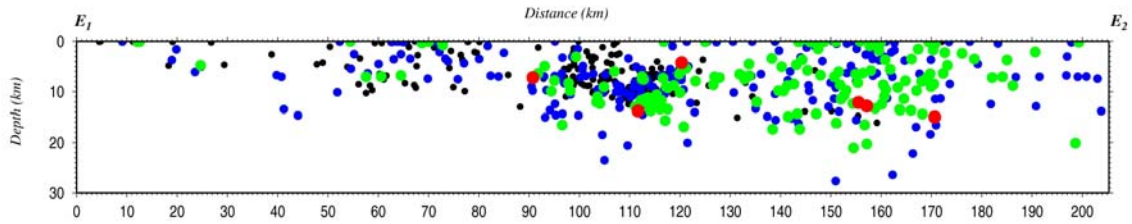
Στην τομή D1-D2 παρατηρείται και πάλι μικρός αριθμός σεισμών, προς τα Ανατολικά όμως υπάρχει μια συγκέντρωση που οφείλεται στη σεισμική δραστηριότητα του 1982. Ακόμα, προς τα Ανατολικά είναι εμφανής μια διαφοροποίηση των βαθών των εστιών, με αυτά να αυξάνονται και να φτάνουν μέχρι και τα 20 km.



Σχήμα 3.2δ Κατακόρυφη τομή με εύρος 20km στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=39.70$).

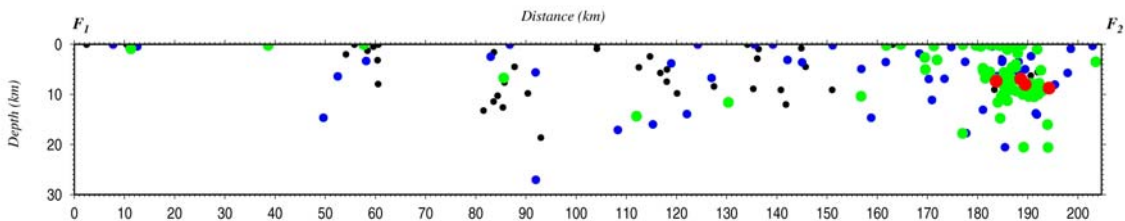
Οι δύο προηγούμενες τομές περιέχουν κατά κύριο λόγο τους σεισμούς, οι οποίοι συνδέονται με το τμήμα της τάφρου όπου φαίνεται να έχει υποστεί εφελκυσμό σε διεύθυνση Α-Δ. Στο χώρο αυτό, δεν έχει γίνει γνωστός κανένας ισχυρός σεισμός, τόσο με βάση τα ενόργανα όσο και με βάση τα ιστορικά στοιχεία (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Ακόμα, θα πρέπει να σημειωθεί ότι τα μεγέθη των σεισμών στις τομές αυτές είναι συνήθως $M \leq 3.5$.

Η επόμενη από τις τομές που πραγματοποιήθηκαν (E1-E2), καταδεικνύει μια συγκέντρωση σεισμών μεταξύ των χερσονήσων Κασσάνδρας και Σιθωνίας, με βάθη που φτάνουν τα 10 km καθώς επίσης και τη συγκέντρωση σεισμών Ανατολικότερα που οφείλεται στη σεισμική δραστηριότητα του 1982. Τα βάθη στο Ανατολικό αυτό τμήμα της τομής είναι μεγαλύτερα και ορίζουν ένα σειсмоγόνο στρώμα περίπου 20 km.



Σχήμα 3.2ε Κατακόρυφη τομή με εύρος 20km στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=39.90$)

Τέλος, η βορειότερη από τις τομές που έγιναν (F1-F2) απεικονίζει στο ανατολικό της τμήμα μια συγκέντρωση σεισμών από 5-15 km βάθος, η οποία αποτελείται από σεισμούς που έλαβαν χώρα κατά την σεισμική ακολουθία του 1983. Το εύρος της τομής είναι 10 km.



Σχήμα 3.2ζ Κατακόρυφη τομή με εύρος 10km στο βορειότερο τμήμα της περιοχής μελέτης ($\varphi^{\circ}_E=22.60-25.00$ και $\lambda^{\circ}_E=40.10$)

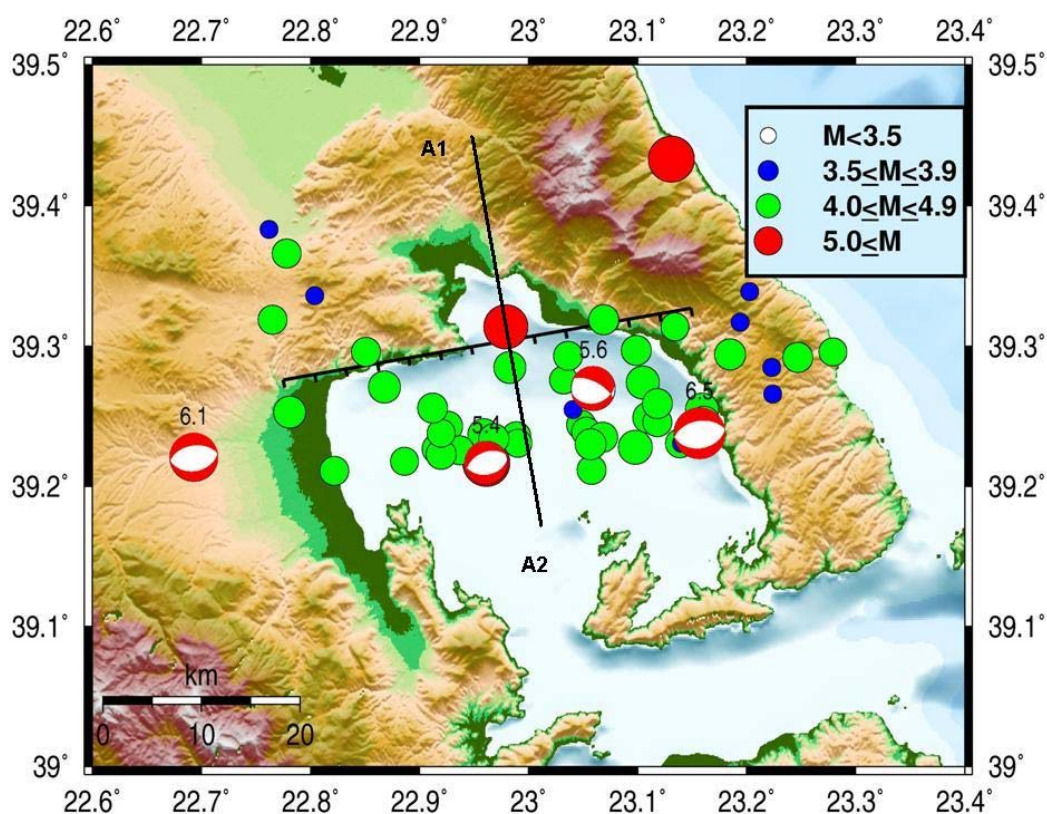
3.2 Μελέτη σεισμικών εξάρσεων

Με σκοπό τον καλύτερο προσδιορισμό των ενεργών δομών της περιοχής του βορείου Αιγαίου μελετήθηκαν οι εξάρσεις της σεισμικότητας που εκδηλώθηκαν στο χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα. Αυτές είναι οι εξής: Η σεισμική ακολουθία του 1980, του 1983 και τέλος του 2001. Επιπλέον, έγινε χρονική και χωρική μελέτη της σεισμικότητας του κόλπου της Κασσάνδρας, όπου παρατηρήθηκε έξαρση της σεισμικότητας σε διάφορα χρονικά διαστήματα, όπως και της περιοχής της Σκοπέλου όπου υπήρξε έντονη σεισμικότητα το 1989. Ακόμα, μελετήθηκε η αυξημένη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή του κεντρικού Β. Αιγαίου το 2000. 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.

3.3 Η σεισμική ακολουθία του 1980

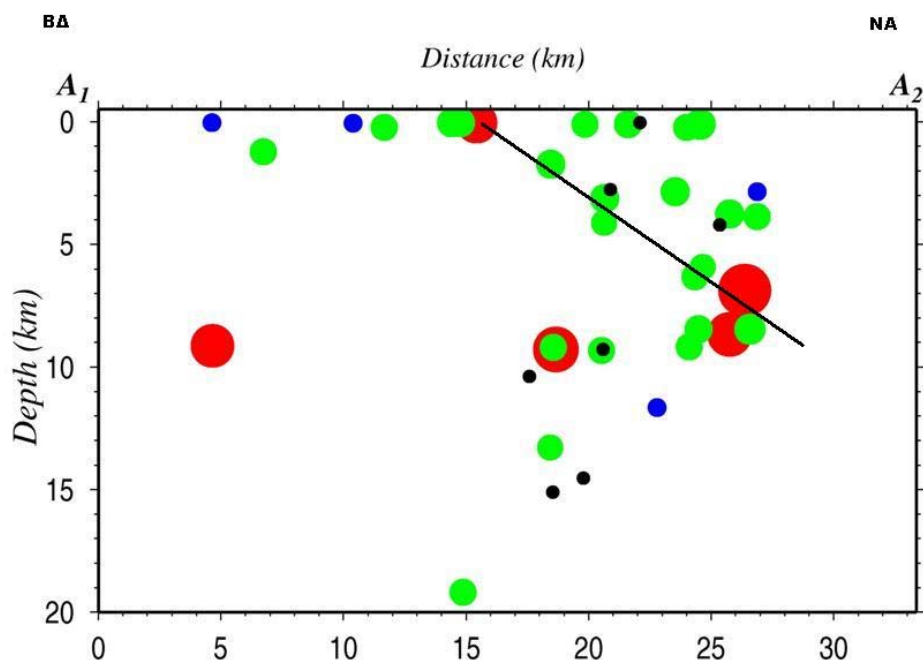
Στις 9 Ιουλίου του 1980 εκδηλώθηκε σεισμός ο οποίος είχε μέγεθος $M=6.5$, στη περιοχή του Παγασητικού Κόλπου και ακολουθήθηκε 24 λεπτά αργότερα, από έναν σεισμό με $M=6.1$ δυτικότερα του epicέντρου του πρώτου. Την επόμενη ημέρα έγινε σεισμός με $M=5.6$ κοντά στο epicέντρο του πρώτου. Πριν την εκδήλωση του κύριου σεισμού υπήρξε αυξημένη σεισμική δραστηριότητα, με τον μεγαλύτερο προσεισμό να έχει μέγεθος $M=5.4$. Σύμφωνα με τους Papazachos *et al* (1983) οι οποίοι μελέτησαν την σεισμική ακολουθία, ο κύριος σεισμός έλαβε χώρα στο κανονικό ρήγμα της Ν. Αγκιάλου, σε μια περιοχή που χαρακτηρίζεται από εφελκυστικό καθεστώς με διεύθυνση του άξονα μέγιστου εφελκυσμού B-N. Στο σχήμα 3.3 φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών της περιοχής για το χρονικό διάστημα από τις 9 Ιουλίου μέχρι και την 28η Ιουλίου, καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των τεσσάρων μεγαλύτερων σεισμών.

Η κατανομή των epicέντρων καταδεικνύει, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3, μια ζώνη σεισμικότητας με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ, η οποία βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την διεύθυνση του ρήγματος της Αγκιάλου.



Σχήμα 3.3 Χωρική κατανομή των σεισμών κατά το χρονικό διάστημα 9-28 Ιουλίου 1980, καθώς και οι μηχανισμοί γένεσης των τεσσάρων ισχυρότερων σεισμών.

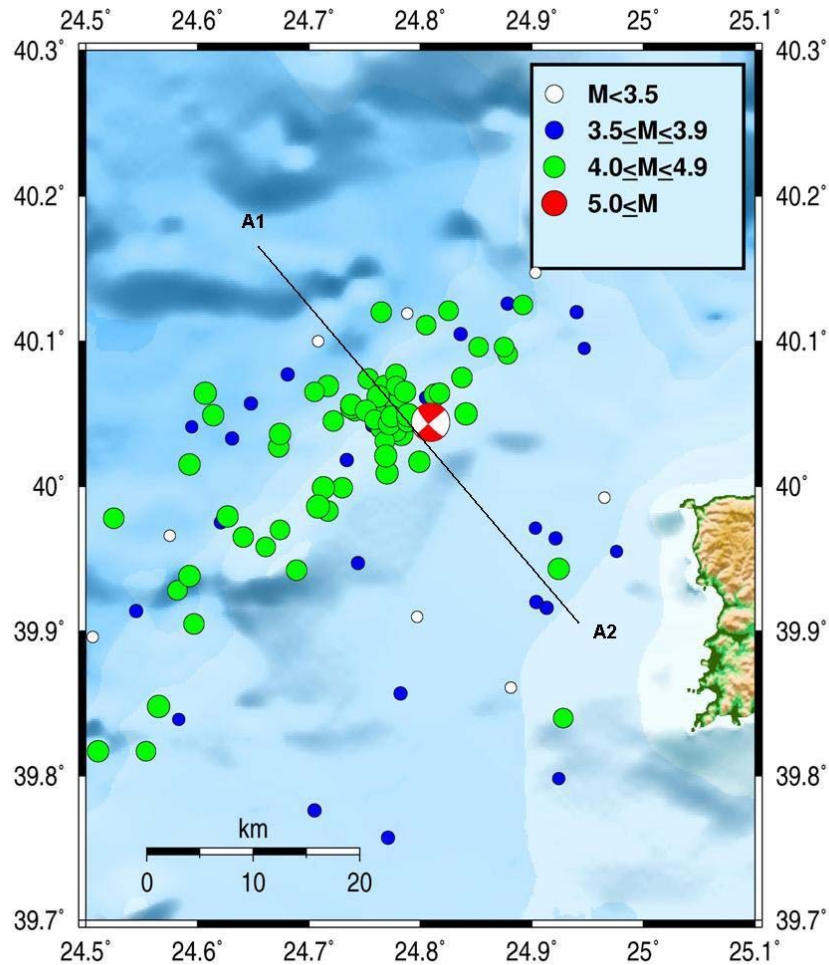
Η κατακόρυφη τομή A1-A2, η οποία είναι κάθετη στη διεύθυνση της σεισμικότητας της περιοχής, φαίνεται στο σχήμα 3.4. Παρά το γεγονός ότι οι εστίες των σεισμών δεν κατανέμονται καλά πάνω σε ένα επίπεδο, η χάραξη του επιπέδου όπως αυτό προκύπτει από το μηχανισμό γένεσης του σεισμού είναι προς τα NNA, με κλίση περίπου 40° , κάτι που φαίνεται να συμφωνεί με την μετασεισμική ζώνη που σχηματίζουν οι μεγαλύτεροι σεισμοί της ακολουθίας.



Σχήμα 3.4 Κατακόρυφη τομή κάθετη στη διεύθυνση σεισμικότητας για τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς κατά το χρονικό διάστημα 9-28 Ιουλίου 1980.

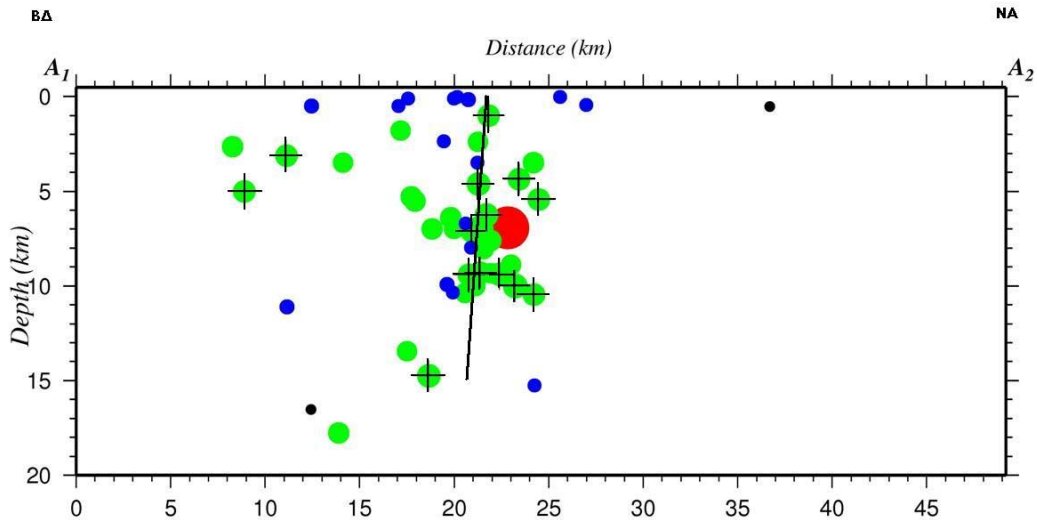
3.4 Η σεισμική ακολουθία του 1983

Στο θαλάσσιο χώρο βορειοδυτικά της Λήμνου στις 6 Αυγούστου 1983 εκδηλώθηκε σεισμός με μέγεθος σεισμικής ροπής $M_w = 6.6$. Η περιοχή του επικέντρου ανήκει σε μια καλά προσδιορισμένη σεισμική ζώνη της περιοχής του Β. Αιγαίου. Στις 18 Ιανουαρίου του 1982, εκδηλώθηκε σεισμός στην ίδια περιοχή, περίπου 40km νοτιοδυτικά του επικέντρου του σεισμού του 1983. Η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών σχηματίζει μια σεισμική ζώνη με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (σχήμα 3.5). Η περιοχή χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης, κάτι το οποίο επιβεβαιώνεται και από τον μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού (σχήμα 3.5). Συγκεκριμένα, ο μηχανισμός γένεσης προϋποθέτει δεξιόστροφη διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης, που οφείλεται στην επέκταση του φλοιού με διεύθυνση Β-Ν. Η μετασεισμική ακολουθία ήταν σχετικά έντονη, παρέχοντας τη δυνατότητα μελέτης της χωρικής κατανομής των μετασεισμών.

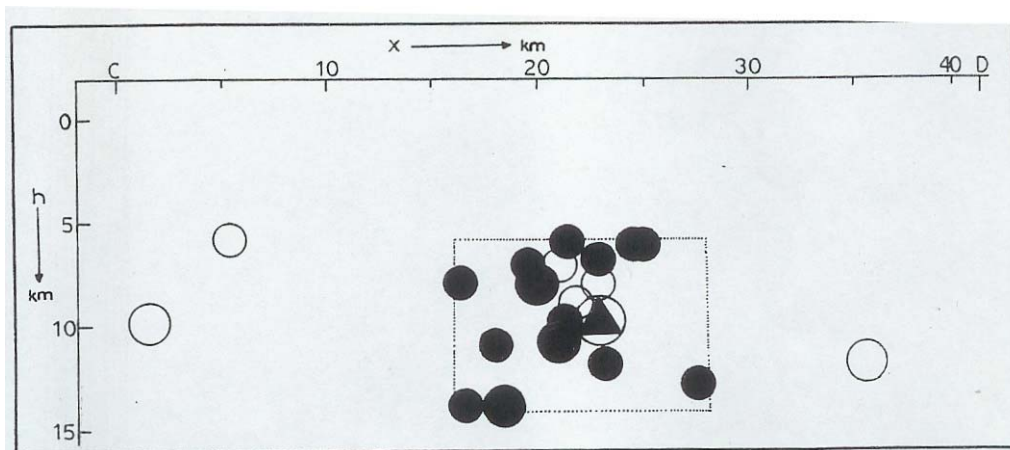


Σχήμα 3.5 Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών κατά το χρονικό διάστημα από τις 6 Αυγούστου μέχρι τις 20 Σεπτεμβρίου 1983.

Το μήκος του ρήγματος υπολογίστηκε ίσο 40 km, συμφωνώντας με το μήκος ρήγματος που υπολογίζεται από σχέσεις αναλογίας (Parazachos *et al.*, 2004) για σεισμούς με μέγεθος 6.6 για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Η σεισμική ζώνη που σχηματίζεται έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Έτσι, πραγματοποιήθηκε μια κάθετη τομή σε αυτή, η οποία περιλαμβάνει τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς (τομή Α1-Α2 στο σχήμα 3.6). Οι σεισμοί που συμβολίζονται με σταυρό έχουν μεγέθη μεγαλύτερα από 4.5, έτσι ώστε να είναι άμεσα συγκρίσιμοι με την τομή που πραγματοποιήθηκε στην μελέτη των Rocca *et al.* (1985) (σχήμα 3.7).



Σχήμα 3.6 Τομή κάθετη στην διεύθυνση της σεισμικής ζώνης. Η κλίση του επιπέδου του ρήγματος φαίνεται να είναι προς τα ΒΔ. Οι εστίες που συμβολίζονται με σταυρό έχουν μεγέθη $M > 4.5$.

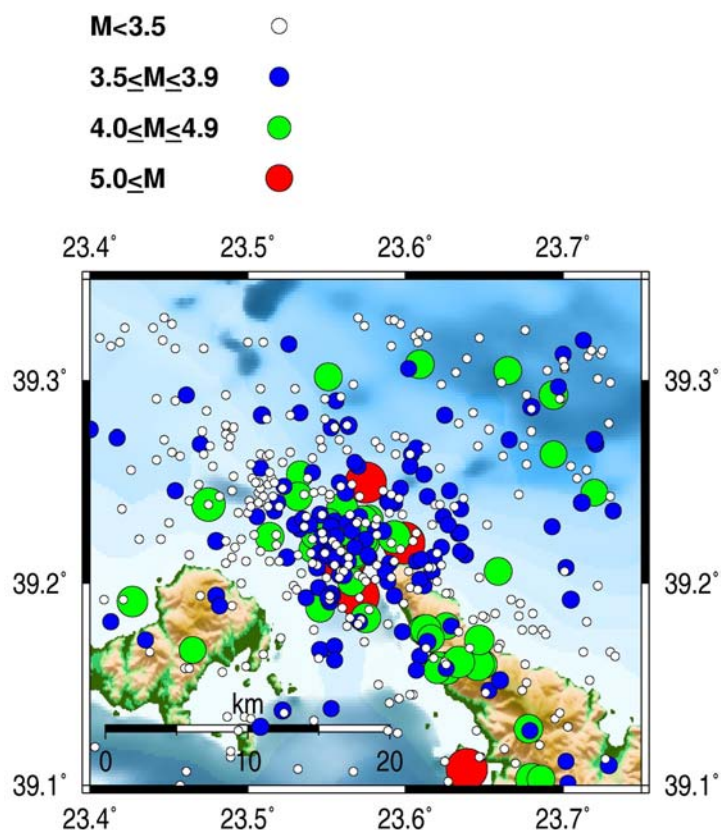


Σχήμα 3.7. Τομή κάθετη στη διεύθυνση του ρήγματος με σεισμούς με μεγέθη ≥ 4.5 (Rocca et al., 1985).

Κάνοντας σύγκριση αυτών των δύο τομών, προκύπτει ότι τα προσδιορισμένα βάθη στην παρούσα διατριβή είναι από 4-12km, με τον κύριο σεισμό να έχει υπολογιστεί στα 7km. Επιπλέον, οι σεισμοί με μεγέθη $M > 4.5$ φαίνονται πολύ πιο συγκεντρωμένοι από ότι στην τομή του σχήματος 3.7 και δείχνουν να ορίζουν καλύτερα το επίπεδο του ρήγματος το οποίο κλίνει προς τα ΒΔ. Η κλίση προς τα ΒΔ είναι σε συμφωνία με την κλίση που δίνεται από τον μηχανισμό γένεσης που δημοσιεύεται από το Harvard .

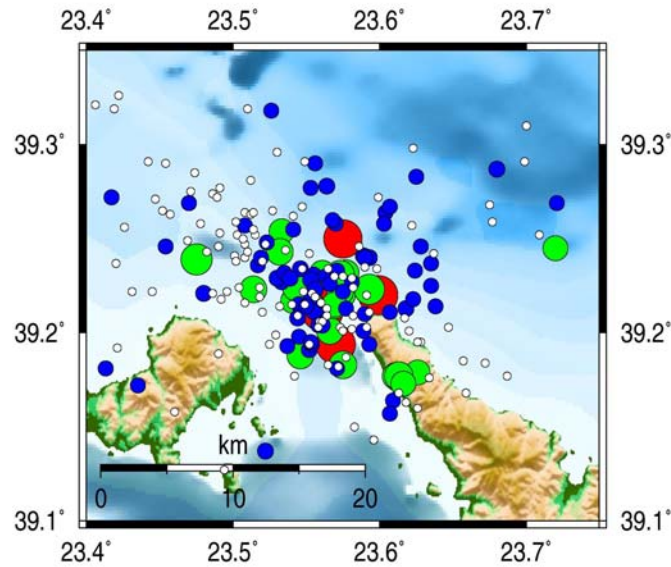
3.5 Σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή της Σκοπέλου

Μετά την εξέταση της χωρικής κατανομής των επικέντρων, παρατηρήθηκε ότι στην περιοχή των Σποράδων και πιο συγκεκριμένα βόρεια της Σκοπέλου υπάρχει σημαντική συγκέντρωση σεισμών (σχήμα 3.8).



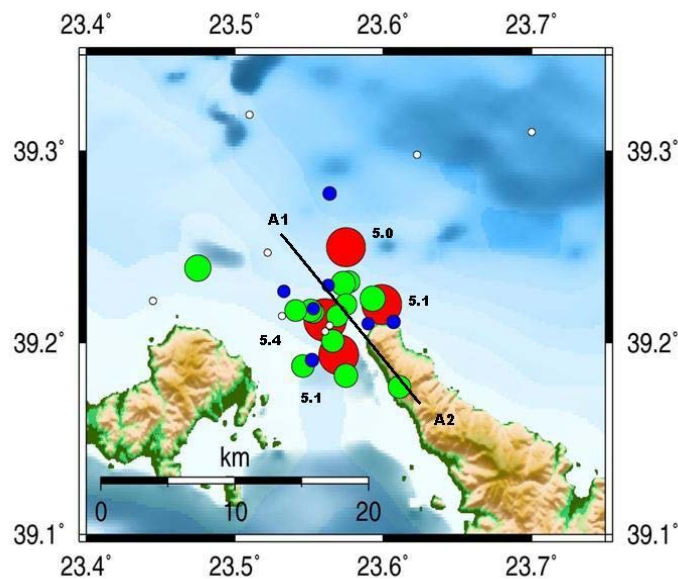
Σχήμα 3.8 Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 1964-2003.

Η εξέταση της χρονικής κατανομής της σεισμικότητας έδειξε ότι η πλειοψηφία των σεισμών έγιναν κατά την χρονική περίοδο από 18 Μαρτίου μέχρι 28 Απριλίου 1989 (σχήμα 3.9). Σε αυτό το χρονικό διάστημα έγιναν εκατοντάδες σεισμοί, με τους τέσσερις μεγαλύτερους να εκδηλώνονται στις 19 Μαρτίου με μεγέθη $M=5.4$, $M=5.1$, $M=5.0$ και $M=5.1$.



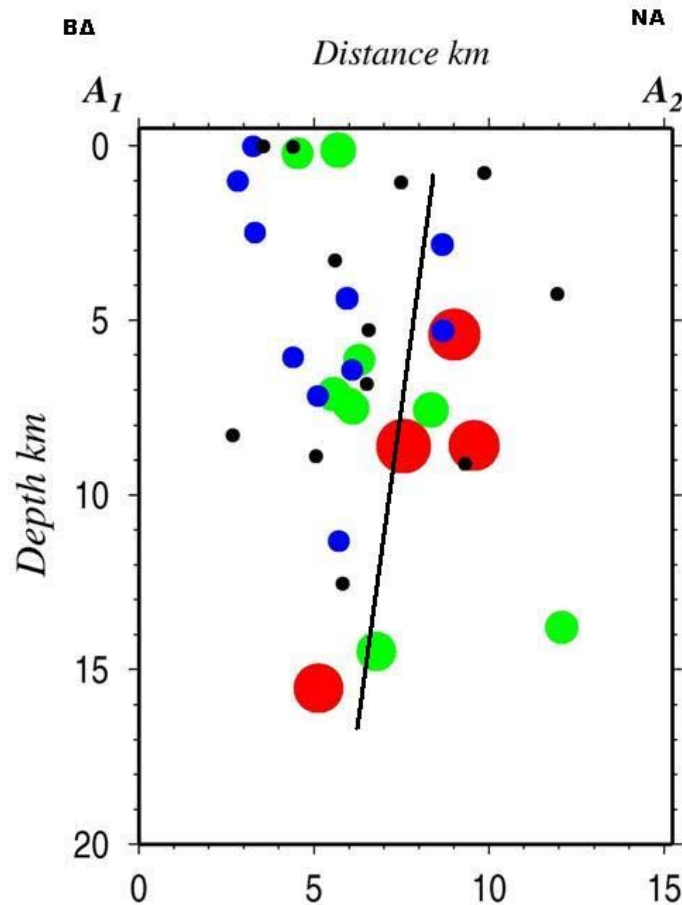
Σχήμα 3.9 Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 18 Μαρτίου – 28 Απριλίου 1989

Η χωρική κατανομή των επικέντρων της 19ης Μαρτίου φανερώνει μια σεισμική ζώνη με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ (σχήμα 3.10). Οι σεισμοί με μέγεθος $M \leq 3.9$ έχουν λύσεις με σφάλματα μικρότερα από 0.4sec, 4km, 3.5 km για το χρόνο, το επίκεντρο και το εστιακό βάθος αντίστοιχα, ενώ ο μηχανισμός γένεσης του ισχυρότερου σεισμού ($M=5.4$) προϋποθέτει παρουσία δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης. Έτσι, κατασκευάστηκε μια τομή (A1-A2), κάθετη στη ζώνη σεισμικότητας, η θέση της οποίας φαίνεται στο σχήμα 3.10.



Σχήμα 3.10 Χωρική κατανομή των επικέντρων στις 19 Μαρτίου 1989. Δίπλα στους ισχυρότερους σεισμούς αναγράφεται το μέγεθός τους.

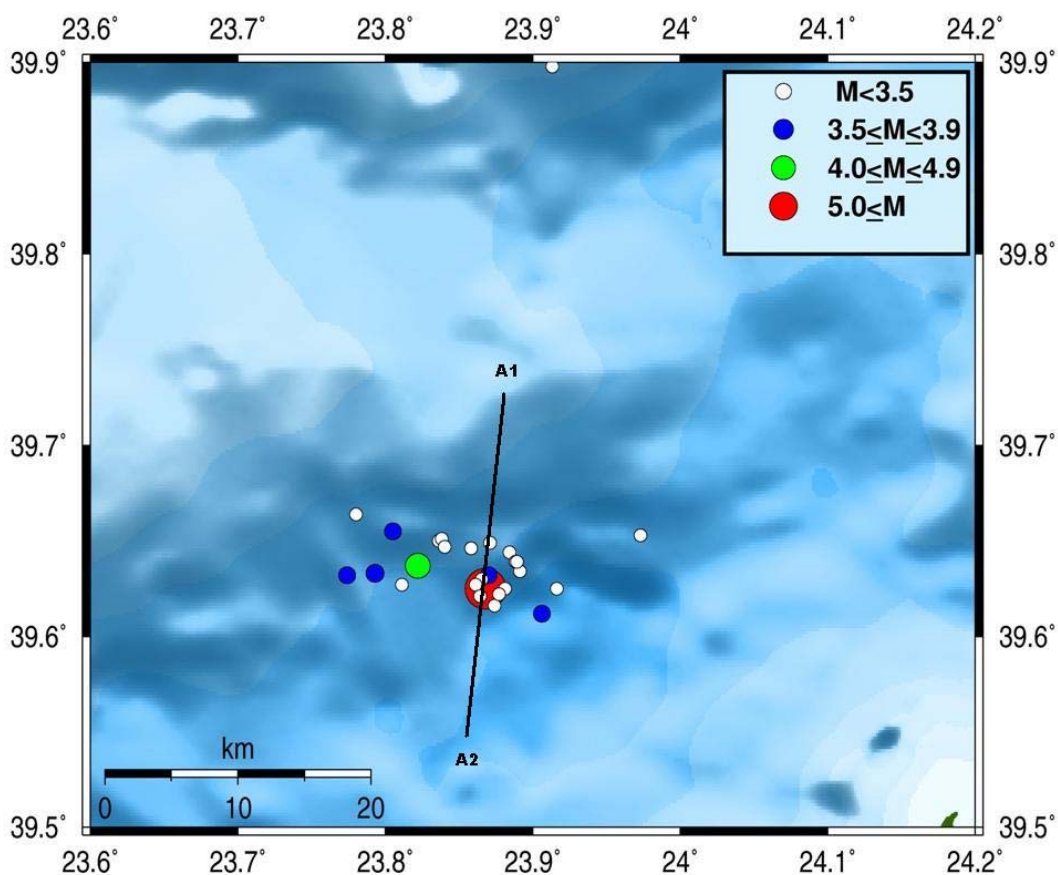
Η κάθετη τομή A1-A2 δείχνει κλίση του επιπέδου περίπου 82° προς τα ΒΔ (σχήμα 3.11), κάτι που έρχεται σε καλή συμφωνία με το μηχανισμό γένεσης που έχει δημοσιευτεί από το Harvard ο οποίος προβλέπει ένα ρήγμα σχεδόν κατακόρυφο.



Σχήμα 3.11 Τομή για τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς της 19ης Μαρτίου. Το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς τα ΒΔ ($\sim 82^\circ$).

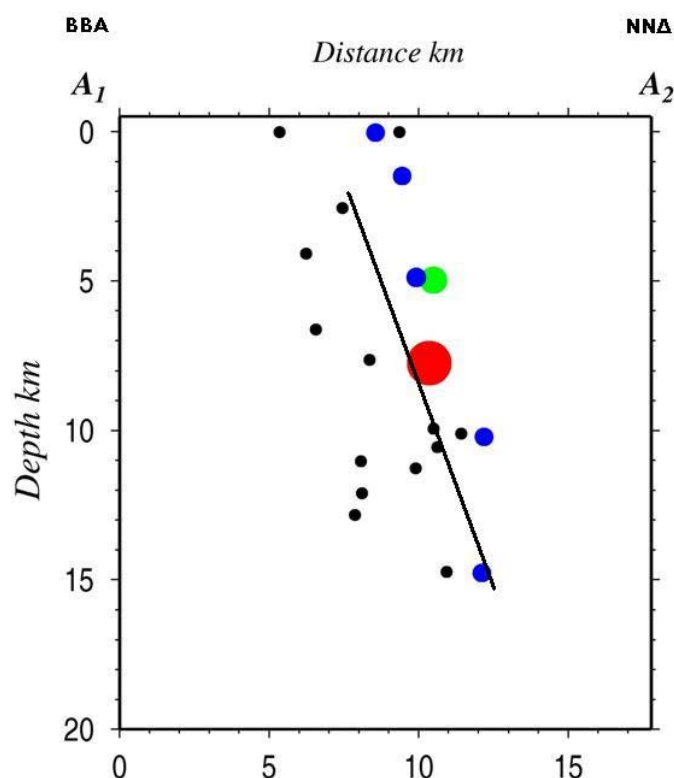
3.6 Σεισμική δραστηριότητα στο κεντρικό τμήμα του Β. Αιγαίου

Στις 22 Αυγούστου του 2000 εκδηλώθηκε σεισμός ($M_w=5.2$) στην θαλάσσια περιοχή περίπου 45km βόρεια της Αλοννήσου. Η μετασεισμική ακολουθία δεν ήταν έντονη, με την μεγάλη πλειοψηφία των σεισμών να έχουν μεγέθη μικρότερα από 3.5. Η χωρική κατανομή των επικέντρων για το χρονικό διάστημα ενός μήνα από την εκδήλωση του κύριου σεισμού, δείχνει μια σεισμική ζώνη με διεύθυνση ANA-BBΔ (σχήμα 3.12).



Σχήμα 3.12 Χωρική κατανομή των επικέντρων κατά το χρονικό διάστημα από τις 22 Αυγούστου μέχρι τις 22 Σεπτεμβρίου 2000.

Με σκοπό την μελέτη με τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς δείχνει ότι το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς τα NND, ενώ το βάθος του κύριου σεισμού προσδιορίζεται στα 8km. Η πλειοψηφία των εστιακών βαθών των σεισμών υπολογίστηκε μεταξύ 5-15km.

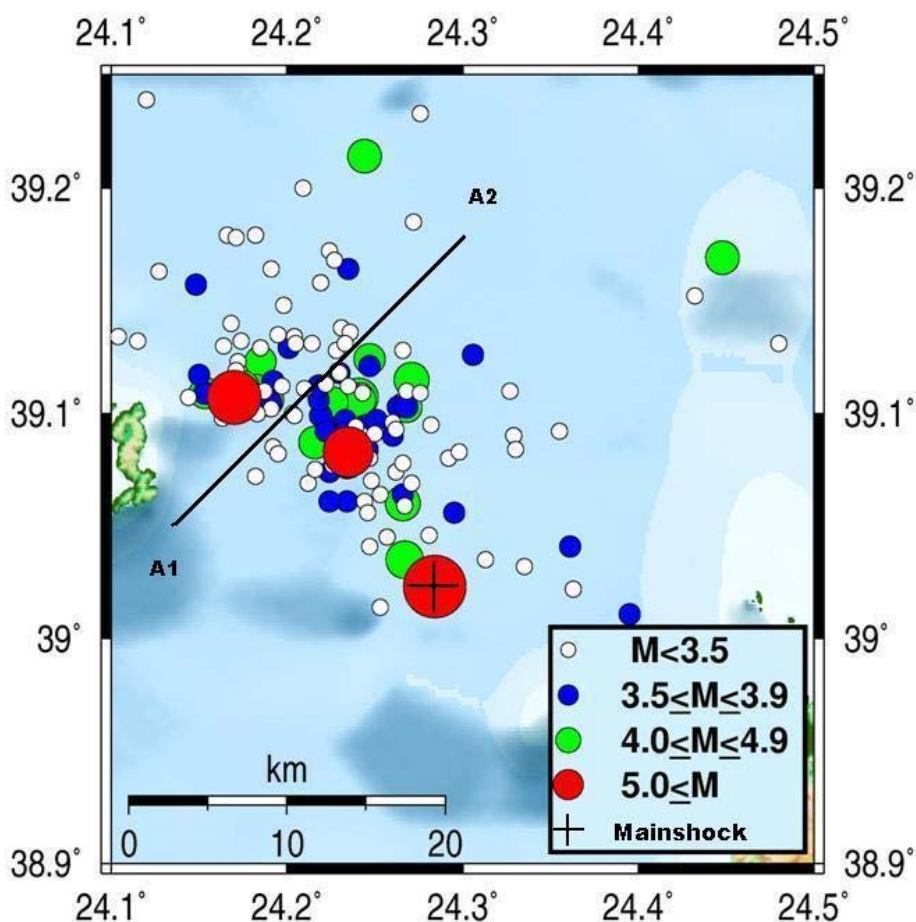


Σχήμα 3.13 Τομή κάθετη στην σεισμική ζώνη με διεύθυνση ANA-BBA. Το επίπεδο του ρήγματος φαίνεται να κλίνει προς τα NNA.

3.7 Η σεισμική ακολουθία του 2001

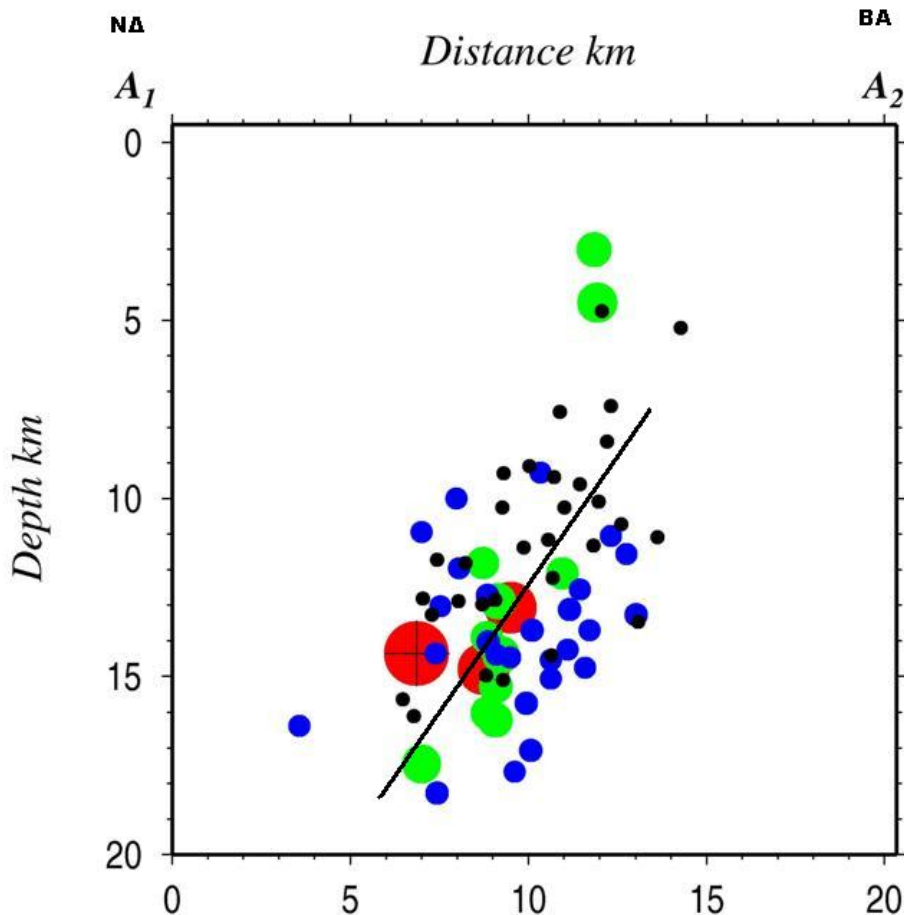
Στις 26 Ιουλίου 2001 εκδηλώθηκε ισχυρός σεισμός ($M_w=6.4$) στο δυτικό άκρο της περιοχής του Β. Αιγαίου, κοντά στο νησί της Σκύρου. Ο σεισμός συνδέεται με αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, το οποίο είναι συζυγές των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που κυριαρχούν στην περιοχή (Karakostas *et. al*, 2003). Το ρήγμα αυτό μπορεί να θεωρηθεί ότι ορίζει το όριο μεταξύ των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης και των κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ που κυριαρχούν στην ενδοχώρα. Η προσεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε λίγες ημέρες πριν την εκδήλωση του κύριου σεισμού, ενώ ισχυρή μετασεισμική ακολουθία εκδηλώθηκε τόσο στο επίπεδο του ρήγματος, όσο και εκτός αυτού. Η σεισμική δραστηριότητα χωρίζεται σε 3 συγκεντρώσεις με διαφορετικό προσανατολισμό (Karakostas *et. al*, 2003). Οι προσδιορισμένοι σεισμοί στην παρούσα διατριβή είναι κατά κύριο λόγο αυτοί που ανήκουν στην βορειότερη συγκέντρωση της σεισμικότητας και συγκεκριμένα στο τμήμα εκείνο όπου η παράταξη της σεισμικής ζώνης είναι περίπου 120° , σε αντίθεση με την συγκέντρωση νοτιότερα όπου η παράταξη είναι περίπου 150° (Karakostas *et. al*, 2003). Στο σχήμα 3.14 φαίνεται η

χωρική κατανομή των επικέντρων κατά το χρονικό διάστημα από τις 22 Ιουλίου μέχρι τις 20 Αυγούστου, καθώς και η κάθετη τομή (A1-A2) στη διεύθυνση αυτής της σεισμικής ζώνης.



Σχήμα 3.14 Χωρική κατανομή των επικέντρων κατά το χρονικό διάστημα από τις 22 Ιουλίου μέχρι τις 20 Αυγούστου 2001.

Στη συνέχεια, κατασκευάστηκε η τομή (A1-A2), η οποία είναι κάθετη στη βορειότερη συγκέντρωση της σεισμικότητας με εύρος 25km εκατέρωθεν της (σχήμα 3.15). Η τομή αυτή έγινε για τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς της ακολουθίας.



Σχήμα 3.15 Τομή κάθετη στη βορειότερη συγκέντρωση σεισμών. Το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς τα ΝΔ (~60°).

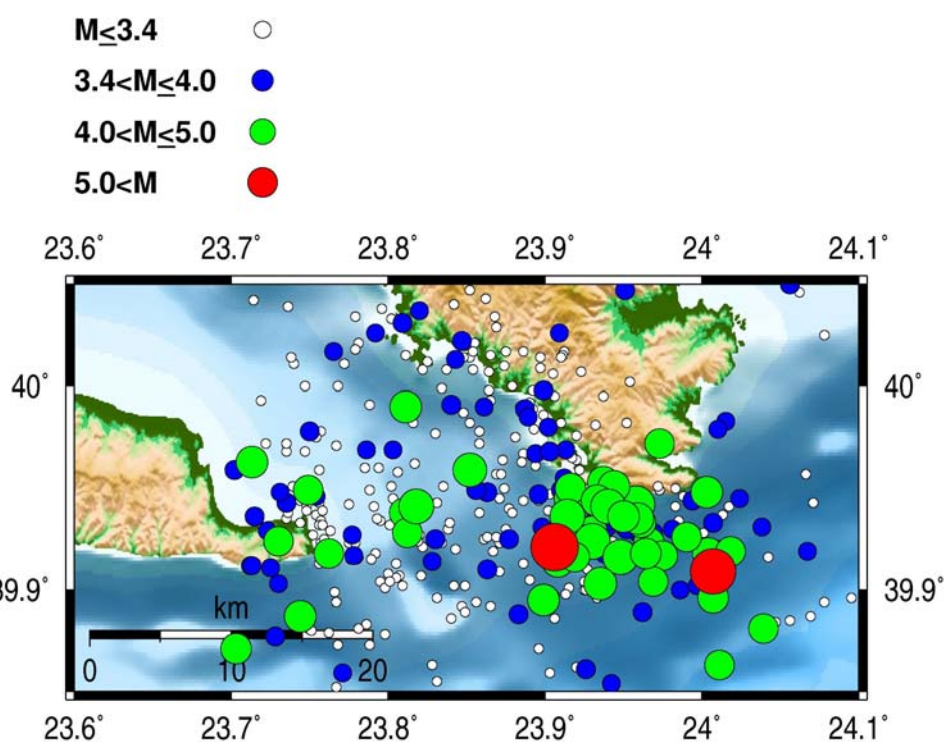
Ο κύριος σεισμός δεν ανήκει στην βορειότερη συγκέντρωση των σεισμών, όμως ενσωματώθηκε στην τομή για εποπτικούς λόγους. Όπως φαίνεται από την τομή, ορίζεται μια σεισμική ζώνη, η οποία κλίνει προς τα ΝΔ (~60°), κάτι που έρχεται σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες που έχουν γίνει για την περιοχή (Karakostas *et. al.*, 2003). Τα βάθη των εστιών υπολογίστηκαν από τα 8 μέχρι τα 18 km, με τον κύριο σεισμό να προσδιορίζεται στα 15km.

Η μετασεισμική ζώνη είναι περισσότερο ‘συγκεντρωμένη’ από ότι σε προηγούμενη έρευνα (Karakostas *et al.*, 2003), όπου χρησιμοποιήθηκαν περίπου τα ίδια δεδομένα, όμως χρησιμοποιήθηκε διαφορετικό πρόγραμμα προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων.

3.8 Σεισμική δραστηριότητα στον κόλπο της Κασσάνδρας

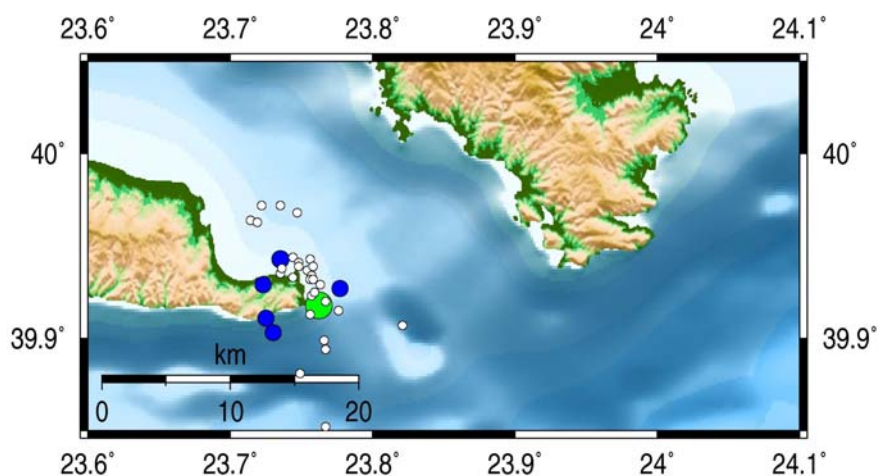
Με την εξέταση της σεισμικότητας της περιοχής (σχήμα 3.16) στο νότιο τμήμα του κόλπου της Κασσάνδρας, διαπιστώθηκε ότι έχουν υπάρξει κάποια

διαστήματα εντονότερης σεισμικότητας. Αυτά φαίνονται στους χάρτες του σχήματος 3.17α-ζ.



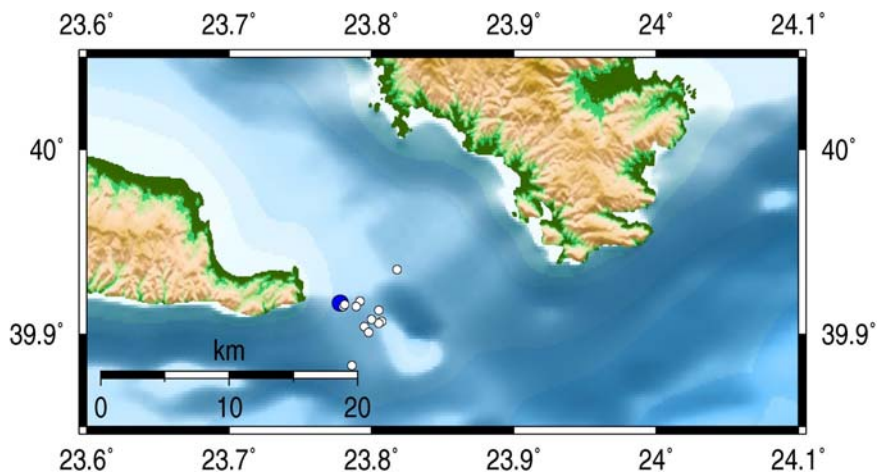
Σχήμα 3.16 Χωρική κατανομή της σεισμικότητας της περιοχής στο νότιο τμήμα του Κόλπου της Κασσάνδρας κατά το χρονικό διάστημα 1964-2003.

Η πρώτη περίοδος είναι για το χρονικό διάστημα 18 Δεκεμβρίου – 24 Δεκεμβρίου του 1983. Σε αυτό υπήρξε ένας σεισμός με μέγεθος $M=4.0$, με αρκετούς άλλους με μικρότερα μεγέθη. Τα επίκεντρα αυτών προσδιορίζονται στο ΝΑ άκρο της χερσονήσου της Κασσάνδρας.



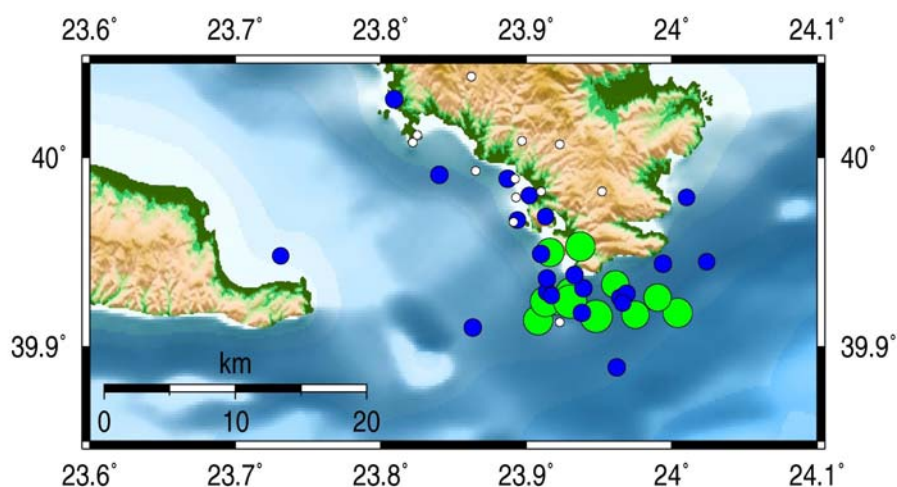
Σχήμα 3.17α Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 18-24 Δεκεμβρίου 1983.

Επόμενη περίοδος αυξημένης σεισμικότητας ήταν από τις 30 Απριλίου – 3 Μαΐου 1984 με αρκετούς μικρούς σεισμούς στο θαλάσσιο χώρο στο ΝΑ άκρο της χερσονήσου της Κασσάνδρας. Ο μεγαλύτερος από αυτούς είχε μέγεθος $M=3.5$.



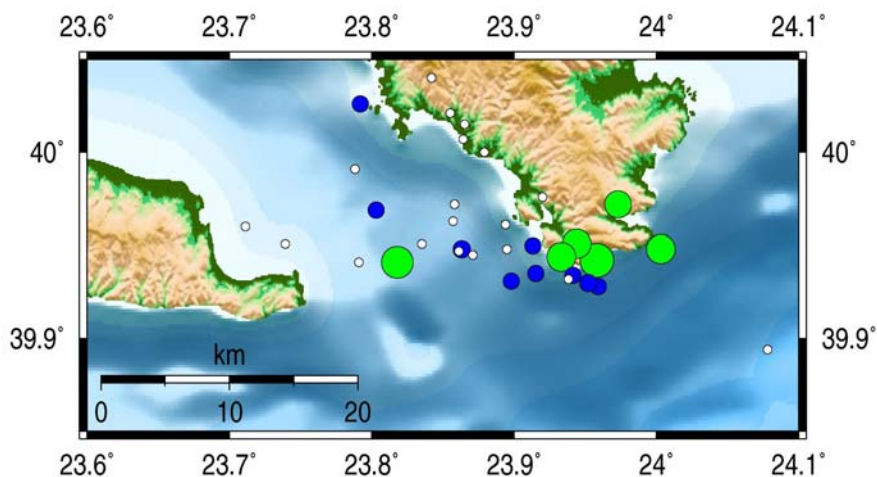
Σχήμα 3.17β Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 30Απριλίου-3 Μαΐου 1984.

Το 1988 και συγκεκριμένα από τις 9 Αυγούστου μέχρι και τις 27 του ίδιου μήνα, υπήρξε περίοδος έντονης σεισμικότητας με τον μεγαλύτερο από αυτούς να έχει μέγεθος $M=4.8$. Σε αυτή την περίπτωση παρατηρείται ότι η σεισμικότητα εντοπίζεται ανατολικότερα από ότι στις προηγούμενες περιόδους, συγκεκριμένα στο νότιο άκρο της χερσονήσου της Σιθωνίας. Ακόμα, η περίοδος αυτή χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη πολλών σεισμών με μεγέθη $M \geq 3.5$ και την απουσία πολλών μικρότερων σεισμών. Τα επίκεντρα των σεισμών καθορίζουν μια σεισμική ζώνη με διεύθυνση Α-Δ.



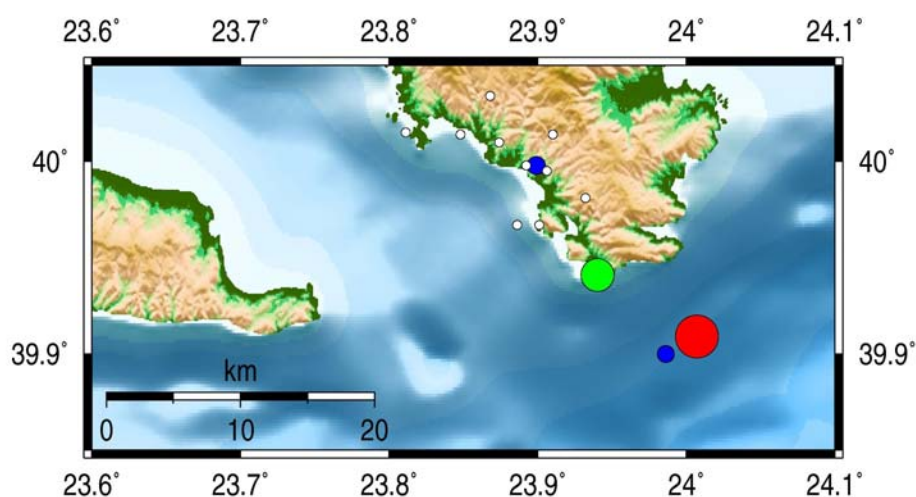
Σχήμα 3.17γ Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 9-27 Αυγούστου 1988.

Έντονη σεισμικότητα παρατηρήθηκε και κατά την χρονική περίοδο 30 Μαρτίου – 9 Απριλίου του 1990. Σε αυτή την περίπτωση, όπως και στην προηγούμενη, η σεισμικότητα εμφανίζεται στο νότιο άκρο της χερσονήσου της Σιθωνίας με τον μεγαλύτερο σεισμό να έχει μέγεθος $M=4.9$ και αρκετούς ακόμα με μεγέθη $M \geq 3.5$. Όπως και πριν, τα επίκεντρα ορίζουν σεισμική ζώνη με διεύθυνση Α-Δ.



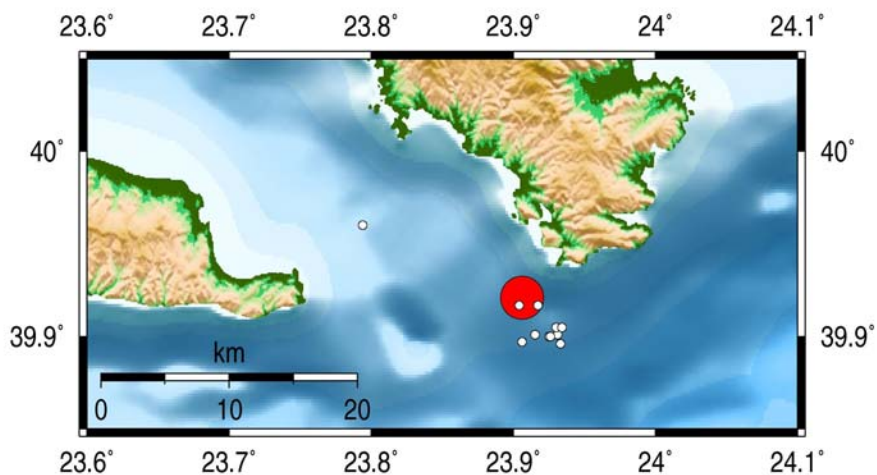
Σχήμα 3.17δ Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 30 Μαρτίου-9 Απριλίου 1990.

Το 1990 και συγκεκριμένα στις 9 Σεπτεμβρίου έγινε σεισμός με μέγεθος $M=5.0$ στο θαλάσσιο χώρο νότια της Σιθωνίας. Χαρακτηριστικό της περιόδου αυτής (3-14 Σεπτεμβρίου 1990) είναι η απουσία πολλών προσεισμών και μετασεισμών. Η κατανομή των επίκεντρων ορίζει μια σεισμική ζώνη με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.



Σχήμα 3.17ε Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 3-14 Σεπτεμβρίου 1990.

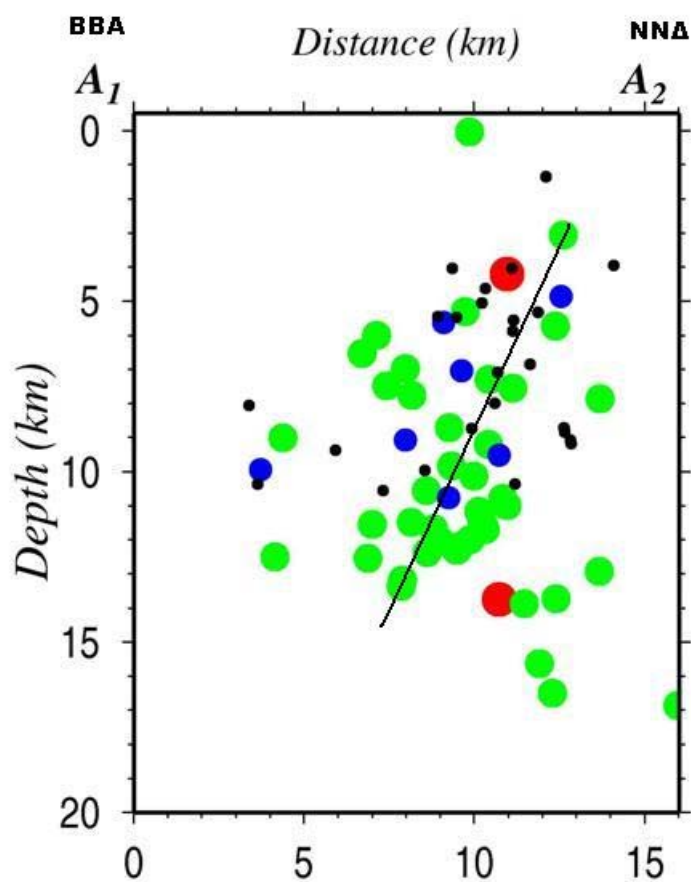
Ο ισχυρότερος σεισμός στην περιοχή έγινε στις 11 Απριλίου του 1998 και είχε μέγεθος $M=5.2$. Χαρακτηριστικό αυτής της σεισμικής δραστηριότητας είναι η ύπαρξη λίγων σεισμών, τόσο πριν τον κύριο σεισμό, όσο και μετά από αυτόν και η πλήρης απουσία σεισμών με μεγέθη $M \geq 3.5$.



Σχήμα 3.17ζ Χωρική κατανομή σεισμικότητας κατά το χρονικό διάστημα 11-28 Απριλίου 1998.

Συνολικά, παρατηρήθηκε ότι στην περιοχή η σεισμικότητα ορίζεται σε μια διεύθυνση Α-Δ με την πλειοψηφία των σεισμών να βρίσκονται στο νότιο τμήμα της χερσονήσου της Σιθωνίας. Ακόμα, χαρακτηριστικό της σεισμικότητας της περιοχής είναι ότι οι δύο ισχυρότεροι σεισμοί της περιοχής δεν είχαν έντονη προσεισμική και μετασεισμική δραστηριότητα με τους σεισμούς αυτούς να έχουν συνήθως μικρά μεγέθη. Αντίθετα, υπήρξαν χρονικές περιόδους όπου έγιναν σεισμοί με μεγέθη $M \leq 5.0$ και οι οποίοι είχαν εντονότερη προσεισμική και μετασεισμική ακολουθία. Μια πιθανή εξήγηση αυτής της παρατήρησης είναι ότι η περιοχή φορτίζεται γρήγορα με αποτέλεσμα να εκδηλώνονται πολλοί σεισμοί μεσαίου μεγέθους, ενώ στις περιπτώσεις ισχυρότερων σεισμών υπάρχει απουσία προσεισμικών και μετασεισμικών γεγονότων.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε μια τομή κάθετη στην σεισμική ζώνη που ορίζουν τα επίκεντρα (Α-Δ διεύθυνση). Η τομή αυτή (σχήμα 3.18) δείχνει ότι το επίπεδο του ρήγματος στο οποίο έγιναν οι σεισμοί σε όλες αυτές τις χρονικές περιόδους κλίνει προς τα ΒΒΑ. Η πλειοψηφία των εστιακών βαθών των σεισμών υπολογίστηκε από 5-15km, ενώ οι δύο μεγαλύτεροι σεισμοί έχουν βάθη 5 km (1990) και 15 km (1998).



Σχήμα 3.18 Τομή κάθετη στη διεύθυνση σεισμικότητας που ορίζουν τα επίκεντρα των σεισμών στο νότιο άκρο της χερσονήσου της Σιθωνίας. Η κλίση του επιπέδου του ρήγματος είναι προς τα BBA.

4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το βόρειο Αιγαίο είναι μια τεκτονικά ενεργή περιοχή με πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς. Οι μεγάλες μορφολογικές δομές, όπως το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, η τάφος του Βορείου Αιγαίου, οι λεκάνες του Σάρου και των Σποράδων σε συνάρτηση με τις κινήσεις των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών (Ευρασιατική, Αραβική, Αφρικάνική) καθώς και μικρότερων (Ανατολίας, Αιγαίου), ελέγχουν και καθορίζουν την σεισμοτεκτονική συμπεριφορά της περιοχής. Η μελέτη των εστιακών παραμέτρων, με τον όσο το δυνατό καλύτερο προσδιορισμό τους σε συνάρτηση με τους μηχανισμούς γένεσης των ισχυρών σεισμών μπορεί να δώσει πληροφορίες για την καλύτερη ερμηνεία της τεκτονικής της περιοχής.

Στη παρούσα διατριβή συλλέχθηκαν τα σεισμολογικά δεδομένα (επιμήκη και εγκάρσια κύματα) για το χρονικό διάστημα 1964-2003. Βασική πηγή συλλογής ήταν το ISC (International Seismological Centre), καθώς και το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο και ο Τομέας Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Αρχικά, η επεξεργασία των δεδομένων με τη χρήση μοντέλων που ήδη έχουν προταθεί για την περιοχή έδωσε μια γενική εικόνα της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής με τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών να παρουσιάζουν σημαντικά σφάλματα.

Έτσι, στη συνέχεια ακολουθήθηκε μια διαδικασία αφαίρεσης των φάσεων που παρουσίαζαν μεγάλες τιμές χρονικών διορθώσεων, έτσι ώστε να βελτιωθούν οι λύσεις των σεισμών. Επιπλέον, τέθηκαν κάποιες οριακές τιμές για τις παραμέτρους και τα σφάλματα και τελικά επιλέχθηκαν 739 σεισμοί οι οποίοι ικανοποιούσαν αυτές τις τιμές και θεωρήθηκαν οι καλύτερα προσδιορισμένοι. Αυτοί, χωρίστηκαν σε 16 μικρότερες περιοχές, έτσι ώστε να επεξεργαστούν με το πρόγραμμα προσδιορισμού HYPOINVERSE, το οποίο έχει την δυνατότητα επεξεργασίας των σεισμών που ανήκουν σε διαφορετικές περιοχές. Ακόμα, το HYPOINVERSE έχει την δυνατότητα να χρησιμοποιεί διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων για κάθε περιοχή. Έτσι, ξεκίνησε η ανεξάρτητη επεξεργασία κάθε περιοχής, κατασκευάζοντας τις καμπύλες χρόνων διαδρομής για κάθε μια από αυτές. Είναι γνωστό ότι η κάθε αλλαγή της κλίσης στις καμπύλες χρόνων διαδρομής φανερώνει αλλαγή στην ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και άρα μετάβαση από το ένα στρώμα στο άλλο. Η διαδικασία αυτή απαιτεί μεγάλη προσοχή, επειδή ακόμα και μικρές μεταβολές της κλίσης προκαλούν σημαντικές αλλαγές στα αποτελέσματα που προκύπτουν.

Έπειτα, αφού βρέθηκαν οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων για κάθε μια περιοχή, κατασκευάστηκε ένα πρόγραμμα σε γλώσσα FORTRAN, το οποίο χρησιμοποιώντας τις σχέσεις της σεισμικής διάθλασης κατέστησε δυνατό τον προσδιορισμό των παχών των στρωμάτων. Με αυτή την διαδικασία προέκυψαν διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων για κάθε μια από τις 16 περιοχές μελέτης. Συνολικά, προέκυψαν μοντέλα 3 ή 4 στρωμάτων πάνω σε ημιχώρο, με τις τιμές των ταχυτήτων και των παχών των στρωμάτων να διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή, αλλά να είναι σε γενικές γραμμές σε συμφωνία με τα προϋπάρχοντα μοντέλα ταχυτήτων για την περιοχή.

Στη συνέχεια έγινε προσπάθεια προσδιορισμού του λόγου των ταχυτήτων $\left(\frac{V_p}{V_s}\right)$. Κλασσική μέθοδος υπολογισμού του λόγου των ταχυτήτων είναι η μέθοδος Wadati. Στη παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε ένας άλλος εναλλακτικός τρόπος προσδιορισμού με τη χρήση των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων για το σύνολο των επιλεγμένων σεισμών. υπολογίστηκε ο μέσος όρος των λόγων που προέκυψαν και βρέθηκε ίσος με 1.76. Για να γίνει έλεγχος αυτή της τιμής εφαρμόστηκε και η μέθοδος Wadati για 80 από τους επιλεγμένους σεισμούς και ο λόγος βρέθηκε και πάλι 1.76.

Για την περαιτέρω επεξεργασία των δεδομένων σε κάθε περιοχή, ακολουθήθηκε διαδικασία υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων των σταθμών για κάθε περιοχή. Ο λόγος που προτιμήθηκε η διαδικασία να γίνει ξεχωριστά σε κάθε περιοχή είναι ότι τα σεισμικά κύματα που φτάνουν σε κάθε σεισμολογικό σταθμό από διαφορετικούς σεισμούς, ακολουθούν διαφορετικό δρόμο διάδοσης. Βασική επιδίωξη ήταν οι τιμές αυτές των χρονικών υπολοίπων να είναι αξιόπιστες. Έτσι, τέθηκε ως ελάχιστος ο αριθμός των 3 παρατηρήσεων και εξετάστηκε η τιμή της τυπικής απόκλισης.

Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων για τον ίδιο σταθμό είναι διαφορετικές μεταξύ τους, λόγω του ότι χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικά μοντέλα ταχυτήτων για κάθε περιοχή, οι διάφορες περιοχές βρίσκονται σε διαφορετικές αποστάσεις από τον ίδιο σεισμολογικό σταθμό ή και ακόμα γιατί τα σεισμικά κύματα ενδέχεται να μην είναι του ίδιου τύπου. Κατασκευάστηκαν χάρτες όπου φαίνεται η κατανομή των τιμών των χρονικών υπολοίπων για την ευρύτερη περιοχή της Νοτιοανατολικής Ευρώπης. Η ποιοτική ερμηνεία αυτών των τιμών έρχεται σε συμφωνία με την γνώση που υπάρχει για την δομή και το πάχος του φλοιού της ευρύτερης περιοχής.

Ακολούθησε η τελική επεξεργασία όλων των δεδομένων, με τη χρήση των μοντέλων των ταχυτήτων της κάθε περιοχής, του λόγου των ταχυτήτων που προσδιορίστηκε και των χρονικών υπολοίπων των σεισμολογικών σταθμών. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν είναι σαφώς βελτιωμένα σε σύγκριση με τα αρχικά αποτελέσματα. Πιο συγκεκριμένα, υπήρξε σαφής μείωση των τιμών των σφαλμάτων στο χρόνο (RMS), με το σύνολο σχεδόν των σεισμών να έχουν τιμές σφαλμάτων μικρότερες από 0.5sec, σε αντίθεση με τα αποτελέσματα της αρχικής επεξεργασίας όπου μόνο το 40% των σεισμών είχαν τέτοιες τιμές. Επίσης, υπήρξε βελτίωση στις τιμές των σφαλμάτων τόσο στο επίκεντρο (ERH) όσο και στον προσδιορισμό του εστιακού βάθους (ERZ).

Τις τελευταίες δεκαετίες υπήρξαν αρκετές περίοδοι σεισμικών εξάρσεων στην περιοχή του Β. Αιγαίου. Η μη επαρκής σεισμολογική κάλυψη της περιοχής μέχρι το 1980 αποτέλεσε εμπόδιο στον ακριβή προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων. Η χωρική κατανομή των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας του 1980 (M=6.5) στη περιοχή του Παγασητικού προσδιορίστηκε με σχετική ακρίβεια, όμως η πραγματοποίηση της τομής κάθετα στην διεύθυνση της σεισμικότητας δεν προσδιόρισε ιδιαίτερα καλά το επίπεδο του ρήγματος, η χάραξη του οποίου όμως, όπως προκύπτει από τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού, έρχεται σε συμφωνία με τη ζώνη που σχηματίζουν οι μεγαλύτεροι σεισμοί της ακολουθίας.

Αντίθετα με το σεισμό του 1980, η πυκνότερη κάλυψη της περιοχής με την λειτουργία του δικτύου του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ βοήθησε στον σαφώς καλύτερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων της σεισμικής ακολουθίας του 1983 ($M=6.6$). Με την εξέταση της μετασεισμικής ακολουθίας, το μήκος του ρήγματος βρέθηκε ίσο με 40km κάτι που έρχεται σε συμφωνία με το αναμενόμενο μήκος ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης με μέγεθος σεισμού $M=6.6$. Το βάθος του κύριου σεισμού υπολογίστηκε στα 8km, ενώ η σχεδόν κατακόρυφη κλίση του επιπέδου του ρήγματος συμφωνεί με τον δημοσιευμένο από το Harvard μηχανισμό γένεσης του σεισμού. Η σύγκριση του επιπέδου του ρήγματος, με την πραγματοποίηση τομής κάθετα στην σεισμική ζώνη που σχηματίζουν τα επίκεντρα, με προηγούμενες εργασίες της συγκεκριμένης σεισμικής ακολουθίας, δείχνει σαφώς βελτιωμένη εικόνα με την διασπορά των σεισμών με μεγέθη $M > 4.5$ να είναι μικρότερη.

Η περιοχή βόρεια της Σκοπέλου δείχνει μια συγκέντρωση σεισμικής δραστηριότητας, που οφείλεται κατά κύριο λόγο στη σεισμική έξαρση του 1989. Σε αυτή την περίπτωση ο καθορισμός της σεισμικής ζώνης που σχηματίζουν τα επίκεντρα των σεισμών είναι αρκετά δύσκολη, αφού η χωρική κατανομή δείχνει διασπορά των επικέντρων προς κάθε διεύθυνση. Εξετάζοντας τη σεισμική δραστηριότητα της 1^{ης} μέρας της εκδήλωσης σεισμών, η οποία περιλαμβάνει και τους 4 σεισμούς με μεγέθη $M > 5.0$ που εκδηλώθηκαν καθ'όλη τη διάρκεια της σεισμικής δραστηριότητας καθώς και αρκετούς άλλους με μεγέθη $M > 4.0$, η διεύθυνση της σεισμικής ζώνης καθορίστηκε ότι είναι ΒΑ-ΝΔ. Η κάθετη τομή που πραγματοποιήθηκε, έδειξε ότι το επίπεδο του ρήγματος που σχηματίζουν οι εστίες κλίνει σχεδόν κατακόρυφα προς τα ΒΔ, συμφωνώντας με το μηχανισμό γένεσης του ισχυρότερου σεισμού ($M=5.4$), όπως αυτός δημοσιεύεται από το Harvard. Η έντονη διασπορά των επικέντρων τις επόμενες μέρες, ίσως να δείχνει την ενεργοποίηση και άλλων γειτονικών δομών με διάφορους προσανατολισμούς, είναι όμως κάτι που χρίζει περαιτέρω έρευνας.

Το κεντρικό τμήμα του Β. Αιγαίου είναι μια περιοχή στην οποία απουσιάζουν ισχυροί σεισμοί. Ο ισχυρότερος από αυτούς έγινε το 2000 ($M=5.2$). Η προσεισμική και μετασεισμική δραστηριότητα δεν υπήρξε ιδιαίτερα έντονη με την πλειοψηφία των σεισμών να έχουν μεγέθη $M < 4.0$. Σε αυτή την περίπτωση τα βάθη των σεισμών είναι από 5-15 km, με το εστιακό βάθος του κύριου σεισμού να έχει υπολογιστεί στα 8km. Η κατανομή των επικέντρων σχηματίζει μια ζώνη με διεύθυνση σχεδόν Α-Δ, κάθετα στην οποία κατασκευάστηκε κατακόρυφη τομή που δείχνει ότι το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς τα ΝΝΔ.

Η μελέτη της σεισμικής ακολουθίας της Σκύρου (2001, $M_w=6.4$) προσδιόρισε το βάθος της εστίας του κύριου σεισμού στα 15 km. Στην ακολουθία αυτή, η προσεισμική και η μετασεισμική δραστηριότητα υπήρξε ιδιαίτερα έντονη. Η χωρική κατανομή της σεισμικότητας, σύμφωνα με προγενέστερες έρευνες (Karakostas et al., 2003), δείχνει ότι οι σεισμοί μπορούν να χωριστούν σε 3 συγκεντρώσεις με διαφορετικές διευθύνσεις. Από αυτές, η βορειότερη συγκέντρωση ανήκει στην περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής. Η κατακόρυφη τομή που έγινε κάθετα σε αυτή την συγκέντρωση

σεισμών φανερώνει ότι το επίπεδο του ρήγματος κλίνει προς τα ΝΔ (~60°), αποτέλεσμα που έρχεται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα προηγούμενης μελέτης για αυτή την σεισμική ακολουθία (Karakostas et al., 2003). Συγκρίνοντας την κατανομή των εστιών μετά την τελική επεξεργασία με αυτά της προαναφερθείσας μελέτης προκύπτει ότι αυτές εμφανίζονται πιο 'συγκεντρωμένες', ορίζοντας καλύτερα το επίπεδο του ρήγματος. Από αυτό συμπεραίνεται ότι η χρήση του προγράμματος HYPOINVERSE έδωσε καλύτερα αποτελέσματα, αφού η εν λόγω μελέτη ήταν βασισμένη στα ίδια δεδομένα, χρησιμοποιώντας όμως διαφορετικό πρόγραμμα προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων.

Τέλος, η χρονική και χωρική κατανομή της σεισμικής δραστηριότητας στο νότιο τμήμα του κόλπου της Κασσάνδρας φανέρωσε κάποιες περιόδους εντονότερης σεισμικότητας, χωρίς όμως την ύπαρξη κάποιου ισχυρού σεισμού. Η κατανομή των επικέντρων έδειξε μια σεισμική ζώνη στο νότιο άκρο της χερσονήσου της Σιθωνίας με διεύθυνση Α-Δ. Χαρακτηριστικό της σεισμικότητας της περιοχής είναι ότι οι δύο ισχυρότεροι σεισμοί της περιοχής δεν είχαν έντονη προσεισμική και μετασεισμική δραστηριότητα με τους σεισμούς αυτούς να έχουν συνήθως μικρά μεγέθη. Αντίθετα, υπήρξαν χρονικές περίοδοι όπου έγιναν σεισμοί με μεγέθη $M \leq 5.0$ και οι οποίοι είχαν εντονότερη προσεισμική και μετασεισμική ακολουθία. Μια πιθανή εξήγηση αυτής της παρατήρησης είναι ότι η περιοχή φορτίζεται γρήγορα με αποτέλεσμα να εκδηλώνονται πολλοί σεισμοί μεσαίου μεγέθους, ενώ στις περιπτώσεις ισχυρότερων σεισμών υπάρχει απουσία προσεισμικών και μετασεισμικών γεγονότων.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Armijo, R., B Meyer, G.King, A. Rigo, and D. Papanastassiou , Quaternary evolution of the Corinth rift and its implications for Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53, 1996.
2. Armijo, R., Meyer, B., Hubert A., and Barka, A.,. Westwards propagation of the North Anatolian fault into the Northern Aegean: Timing and kinematics, *Geology*, 27, p267-270, 1999.
3. Bornovas, J., and Rondogianni-Tsiambaiu, T.,. Geological map of Greece, 1/500000, Inst. Geol. Min. Expl., Athens, 1983.
4. 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, 1989.
5. Faccenna, C., et al., Slab detachment beneath Eastern Anatolia : A possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth and Planetary Science Letters*, 242, p 85-97, 2006.
6. Goldsworthy, M., J. Jackson, and J Haines.,. The continuity of active faults in Greece, *Geophys. J. Int.*, 148, 596-618, 2002.
7. Hatzfeld, D., et al.,. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolia Fault and their implications for continental tectonics, *Geophys. J.Int*, 891-908, 1999.
8. International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk/Bull>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2001.

9. Jackson, J. A., Active tectonics of the Aegean region, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 22, 139-272, 1994.
10. Jolivet, L., A comparison of geodetic and finite strain pattern in the Aegean, geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 187, p 95-104, 2001.
11. Karakostas, V.G., Papadimitriou, E.E., Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scrdilis, E.M., Vargemezis, G., Aidona, E., The 2001 Skyros, North Aegean, earthquake sequence: off fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering. *Geophys. Res. Lett.* 30 (1), doi: 10.1029/2002/GL015814.
12. Kiratzi, A., Wagner, G and Langston, C. Source parameters of some large earthquakes in Northern Aegean determined by body wave inversion, *Pure Appl. Geophys.*, 135, 515-527, 1991.
13. 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.
14. Le Pichon, X., Lyberis, N., and Alvarez, F., Subsidence history of the North Aegean Trough, in Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds, *Geological evolution of the eastern Mediterranean: Geological Society (London) Special Publication*, 17, pp 727-741, 1984
15. 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.

16. McClusky, S., et al., GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105, 5695-5719, 2000.

17. McKenzie, D., Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185, 1972.

18. 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.

19. McKenzie, D. P., and J.A. Jackson., The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 65 , 182-202, 1983.

20. Mercier, J.L., Sorel D., and Vergely P., Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic, *Basin Research*, 2, 49-71, 1989

21. Μπαράκου, Θ., Δελήμπασης, Ν., Βούλγαρης, Ν., Baier, B., Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά βορείου Αιγαίου, *Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, Τομ. XXXIV/4, 1449-1456, 2001.

22. National Earthquake Information Center, *Earthquake Bulletins and Catalogs*, <http://neic.usgs.gov/regional/neic>

23. Noomen, R., et al., Earth rotation and station coordinates computed from SLR and GPS observations: EOP (DUT) 95L02 and SSc (DUT) 95C02. in *Earth Orientation, Reference Frames and Atmospheric Excitation Functions*

Submitted. for the 1994 IERS Annual Rept, pp. L13-L20, ed. Charlot, P., IERS Technical Note, 19, 1995.

24. Nyst, M. and Thatcher, W., New constrains on the active tectonic deformation of the Aegean. *J. Geophys. Res.*, 109, 11046-11069, 2004.

25. 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.

26. Παναγιωτόπουλος, Δ. Γ., Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο νότιο Βαλκανικό χώρο. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 1-173, 1984.

27. Παπαζάχος, Β.Κ.,. Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Θεσσαλονίκη, 273,1977.

28. Papazachos, B.C., et al.,. A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of Central Greece, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75, 155-168, 1983.

29. Papazachos, B.C., Kiratzi, A., Papadimitriou, E. Regional focal mechanisms for earthquakes in the Aegean area. *Pure Appl. Geophys.*, 136, 405-420,1991.

30. Papazachos, C.B., & Kiratzi, A.A.,. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 253, 129-153, 1996.

31. 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.

32. Papazachos, C. B., Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2653-2656, 1999.

33. Παπαζαχος, Β. και Παπαζάχου, Κ, Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, σελ. 317, 2003.

34. 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.

35. Robbins, J.W., Torrence, M.H., Dunn, P.J. & Smith, D.E., Deformation in the Eastern Mediterranean, 1st Turkish Symp. on Deformations, Instabul, 5-9 September, 1994.

36. Σαχπάζη, Μ., Τελική έκθεση προγράμματος ANATOLIA, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, 2003.

36. Taymaz, T., JacsKon, J. and McKenzie, D., Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490, 1991.