

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΜΕΣΣΗΝΗ ANNA

ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΑΣΕΩΝ ΜΕΤΑΞΥ
ΑΝΑΣΤΡΟΦΩΝ ΚΑΙ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ
ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΟΝ
ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2006

Δημοσίευση του Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ. με κωδικό αριθμό 659

ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Α.Π.Θ. (Επιβλέπουσα διατριβής)

Καρακώστας Βασίλειος, Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.

Μπασκούτας Ιωάννης, Κύριος Ερευνητής, Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό
Αστεροσκοπείο Αθηνών.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμικότητα και συγκεκριμένα το 2% της σεισμικότητας παγκοσμίως εκδηλώνεται στη χώρα μας. Το σημαντικότερο μορφοτεκτονικό χαρακτηριστικό στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου είναι το Ελληνικό Τόξο. Ιστορικά στοιχεία υποδεικνύουν ότι πολλοί ισχυροί σεισμοί γίνονται κατά μήκος αυτού με κορυφαίο το σεισμό του 365 μ.Χ μεγέθους M 8.3. Είναι φανερό ότι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε μία τέτοια περιοχή έχει σημαντική επιστημονική και κοινωνική συμβολή.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχος της εργασίας είναι η ερμηνεία της γένεσης ισχυρών σεισμών από το 1959 έως σήμερα στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου και ο προσδιορισμός των περιοχών που αναμένεται να φιλοξενήσουν τις εστίες ισχυρών σεισμών στο μέλλον, με βάση τη μεταφορά τάσεων μεταξύ ρηγμάτων.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται πληροφορίες που αφορούν τον τρόπο δημιουργίας και εξέλιξης του Ελληνικού Τόξου, τις σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, την κινηματική των πλακών. Επιπλέον δίνονται πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και τη γεωμετρία και κινηματική των ρηγμάτων στην περιοχή. Τέλος γίνεται μία αναφορά σε προηγούμενες σχετικές μελέτες που χρησιμοποιούν την τεχνική της μεταβολής του πεδίου τάσεων *Coulomb*.

Στο δεύτερο κεφάλαιο αναπτύσσεται η μεθοδολογία που ακολουθείται και οι θεωρητικές αρχές που τη διέπουν. Παρουσιάζονται τα δεδομένα και τα μοντέλα διάρρηξης των σεισμών που εξετάζονται. Γίνεται η εφαρμογή της μεθοδολογίας και παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των μεταβολών της στατικής τάσης *Coulomb* που οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση των ισχυρών σεισμών. Η κατανομή αυτή συσχετίζεται με τη θέση των επόμενων σεισμών για όλους τους τύπους διάρρηξης (ανάστροφους και οριζόντιας μετατόπισης).

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το εξελικτικό μοντέλο τάσεων που αναπτύχθηκε στην παρούσα εργασία για το χρονικό διάστημα μελέτης 1959-2005. Παρουσιάζονται κάποια στοιχεία για τη γεωμετρία των σημαντικότερων ρηγμάτων της περιοχής στα οποία θεωρείται ότι λαμβάνει χώρα η τεκτονική φόρτιση και καθορίζονται

οι μακράς διάρκειας ρυθμοί ολίσθησης σε αυτά. Για το σκοπό αυτό λαμβάνεται υπόψη ο συντελεστής σεισμικής σύζευξης. Υπολογίζεται το πεδίο των τάσεων ακριβώς πριν από κάθε ισχυρό σεισμό λαμβάνοντας υπόψη τη σεισμική ολίσθηση και την τεκτονική φόρτιση στο χρονικό διάστημα μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής και αναλύονται τα συμπεράσματα.

Οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ σε όλους αυτούς που με βοήθησαν και μου συμπαραστάθηκαν κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας εργασίας.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερος την επιβλέπουσα της διατριβής Καθηγήτρια κ. Παπαδημητρίου Ελευθερία για την αδιάκοπη παρακολούθηση της πορείας μου την καθοδήγησή και βοήθεια που μου παρείχε στο επιστημονικό μέρος της δουλειάς. Επιπλέον θα ήθελα να την ευχαριστήσω για την ηθική και οικονομική υποστήριξη της καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω και στα άλλα δύο μέλη της Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής. Στον Επίκουρο Καθηγητή κ. Καρακώστα Βασίλειο για τις χρήσιμες υποδείξεις και συμβουλές του καθώς και για την οικονομική υποστήριξη που μου παρείχε. Στον Κύριο Ερευνητή του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Δρ. Ιωάννη Μπασκούτα για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου και τη συμβολή του στην ολοκλήρωση της διατριβής.

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

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω το Στυλιανό Κουτράκη για την ηθική υποστήριξη, τη συμπαράσταση και τη βοήθεια του σε θέματα λογισμικού, τον Αλέξανδρο Σαββαΐδη που μου διέθεσε τις ισόσειστες καμπύλες σε ηλεκτρονική μορφή και τη δασκάλα μου Μαρία Γεωργιάδου για την υποστήριξη και την υπομονή της.

Τέλος δε θα μπορούσα να μην εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου και ένα μεγάλο ευχαριστώ στη μητέρα μου Βασιλική Τουραιζίδου, που είναι πάντα δίπλα μου και με στηρίζει με την αγάπη της, και στον πατέρα μου Δημήτριο Μεσσήνη για την αγάπη και την ηθική και οικονομική υποστήριξη που μου προσέφεραν όλα αυτά τα χρόνια. Τους ευχαριστώ αυτούς και την αδελφή μου Χρύσα Μεσσήνη γιατί βρίσκονται πάντα κοντά μου.

Η εργασία αυτή υποστηρίχθηκε οικονομικά από το ερευνητικό πρόγραμμα «Πυθαγόρας» που χρηματοδοτήθηκε από το ΕΠΕΑΕΚ.

Μεσσήνη Άννα

Μάρτιος 2006

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	I
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	III
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ^ο	I
1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1 ΓΕΝΙΚΑ	1
1.2 ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	2
1.3 ΤΑ ΚΥΡΙΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	8
1.4 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΗ ΣΧΕΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ^ο	17
2 ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΑΣΕΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΟΛΙΣΘΗΣΗ	17
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	17
2.2 ΚΡΙΤΗΡΙΟ COULOMB ΓΙΑ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΟΛΙΣΘΗΣΗ	17
2.3 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	18
2.4 ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΤΡΙΒΗΣ	22
2.5 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ	25
2.6 ΜΟΝΤΕΛΑ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ	33
2.6.1 Υπολογισμός του μήκους διάρρηξης, L	34
2.6.2 Υπολογισμός του πλάτους διάρρηξης, w	34
2.6.3 Υπολογισμός της σεισμικής ολίσθησης, u	38
2.7 ΔCFF ΚΑΤΑ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΟΛΙΣΘΗΣΗ	38
2.7.1 Περιοχή Ιόνιων Νήσων (Δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου)	41
Ζάκυνθος (15/11/59) 37.80°N, 20.50°E, M=6,8	41
Κεφαλονιά (10/04/62) 37.80°N, 20.50°E, M=6,3	43
Κεφαλονιά (17/09/72) 38.30°N, 20.30°E, M=6,3	44
Ζάκυνθος (11/05/76) 37.40°N, 20.40°E, M=6,5	46
Κεφαλονιά (17/01/83) 38.10°N, 20.20°E, M=7,0	47
Ζάκυνθος (18/11/97) 37.57°N, 20.57°E, M=6,6	50
2.7.2 Νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου	52
Ηράκλειο (14/05/59) 35.00°N, 24.72°E, M=6,3	52
Χανιά (4/05/72) 35.10°N, 23.60°E, M=6,5	53
Χανιά (17/09/77) 34.90°N, 23.00°E, M=6,3	55
Μεσσηνία (13/10/97) 36.45°N, 22.16°E, M=6,4	56
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ^ο	59
3 ΕΞΕΛΙΚΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΑΣΕΩΝ	59
3.1 ΓΕΝΙΚΑ	59
3.2 ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΤΩΝ ΜΕΓΑΛΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ	59
3.3 ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΜΑΚΡΑΣ ΔΙΑΡΚΕΙΑΣ ΡΥΘΜΩΝ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ	66
3.3.1 Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς	66
3.3.2 Δυτικό και Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο	67
3.4 ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΣΥΖΕΥΞΗΣ	69
3.5 ΕΞΕΛΙΚΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΣΕΩΝ	71
3.5.1 Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς και Δυτικό Ελληνικό Τόξο	72
3.5.2 Νοτιοδυτικό τμήμα του τόξου	76
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ^ο	79
4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	79
4.1 ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ	79
4.2 ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΤΑΣΗΣ ΠΟΥ ΣΧΕΤΙΖΟΝΤΑΙ ΜΕ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΟΛΙΣΘΗΣΗ	80
4.3 ΕΞΕΛΙΚΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΑΣΕΩΝ	81
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	83

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

1 Εισαγωγή

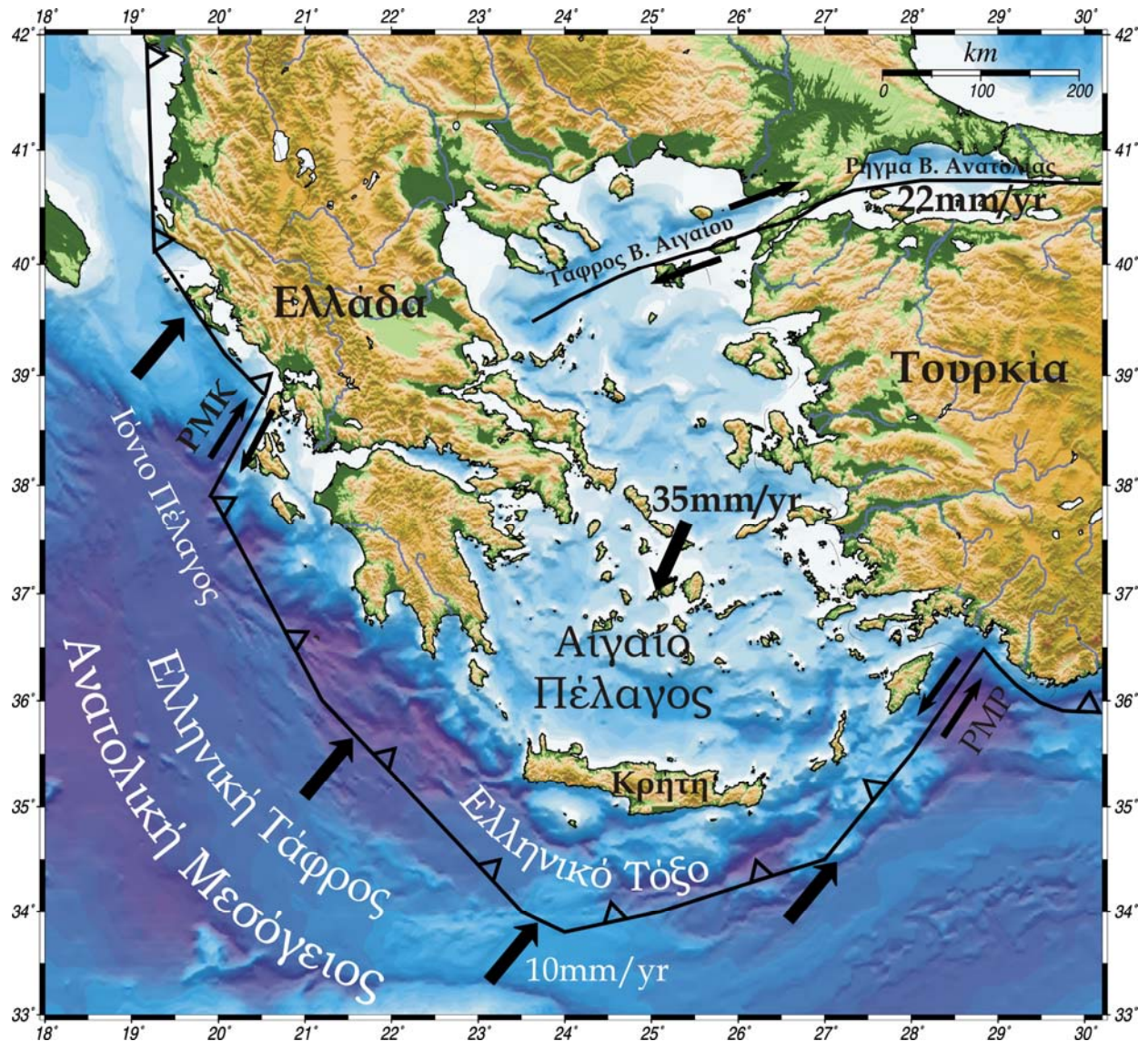
1.1 Γενικά

Οι σεισμοί εκδηλώνονται, κυρίως, στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών. Αυτά αποτελούν τα δύο παγκόσμια συστήματα ζωνών διάρρηξης της Γης που είναι το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης και το σύστημα των μέσο-ωκεάνιων ραχών. Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης περιλαμβάνει την Περιειρηνική Ζώνη και τη Ζώνη Άλπεων-Ιμαλαΐων. Ο ελληνικός χώρος περιλαμβάνεται στην δευτέρα ζώνη με αποτέλεσμα να παρουσιάζει υψηλή σεισμικότητα. Ειδικότερα, το 60% της σεισμικής ενέργειας που εκλύεται στον Ευρωπαϊκό χώρο και το 2% παγκοσμίως εκδηλώνεται στην Ελλάδα με σεισμούς με μεγέθη έως $M_w=8.3$ (Papazachos, 1990).

Οι σεισμοί αυτοί εκδηλώνονται σε πολλές περιπτώσεις σε κατοικημένες περιοχές και έχουν τόσο υλικές επιπτώσεις, με καταστροφές των κατασκευών και του φυσικού περιβάλλοντος, όσο και ανθρώπινες απώλειες. Είναι φανερό ότι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές με έντονη σεισμικότητα, όπως η χώρα μας είναι μείζονος σημασίας.

Είναι πλέον αποδεκτό από την επιστημονική κοινότητα, ότι οι σεισμοί δεν είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους (Scholz, 1990) αλλά η γένεση ενός σεισμού μπορεί να καθυστερήσει ή να επιταχύνει τη γένεση ενός μεταγενέστερου σεισμού. Στην παρούσα εργασία μελετάται το φαινόμενο της επίδρασης των μεταβολών των στατικών τάσεων οι οποίες οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση ισχυρών σεισμών στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου, στη γένεση μεταγενέστερων ισχυρών σεισμών. Επιπλέον επιχειρείται μια εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή μέσω της μελέτης της εξέλιξης του πεδίου τάσεων και της πιθανής αλληλεπίδρασης των ρηγμάτων μέσω του πεδίου των τάσεών τους.

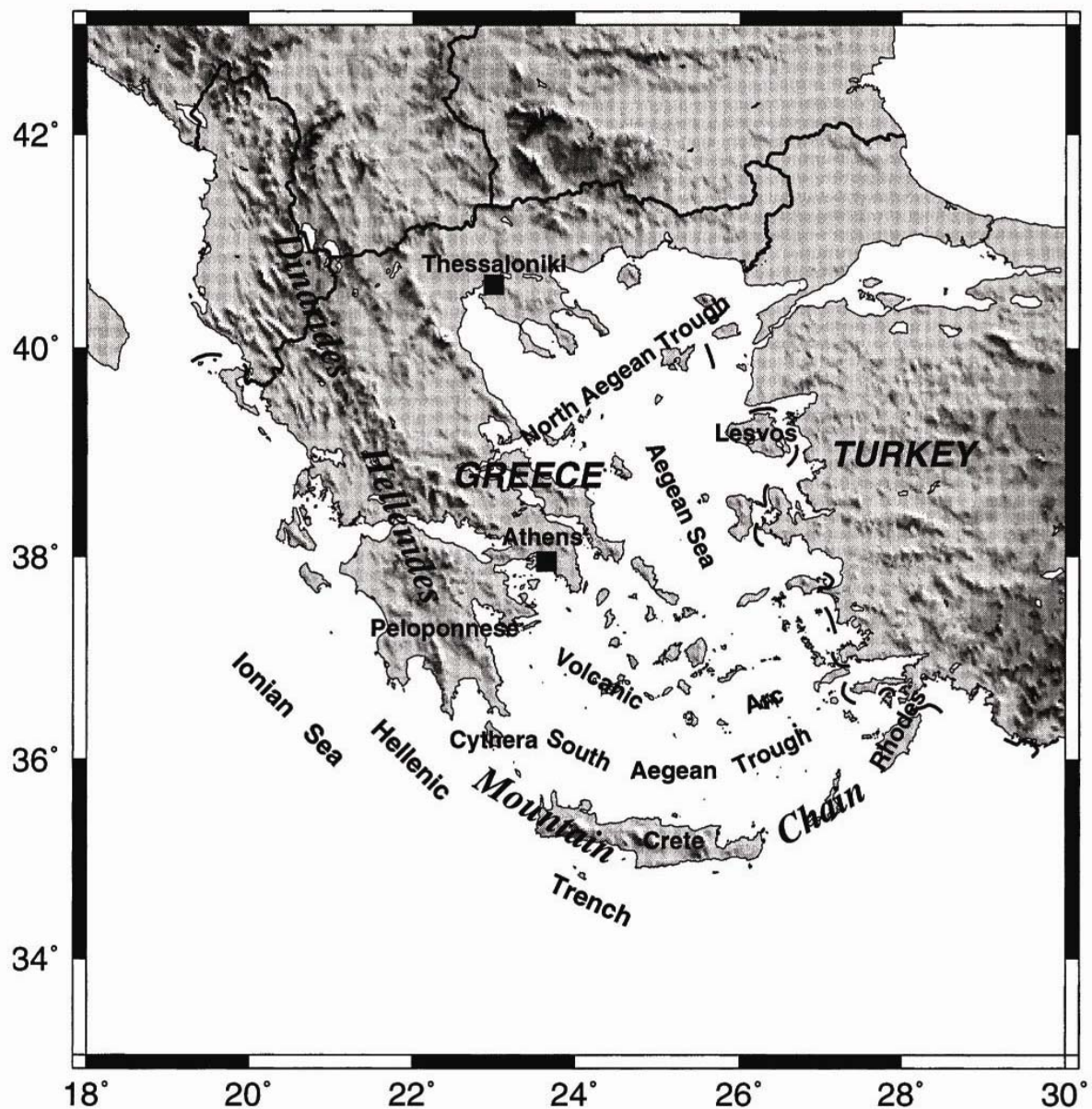
1.2 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου



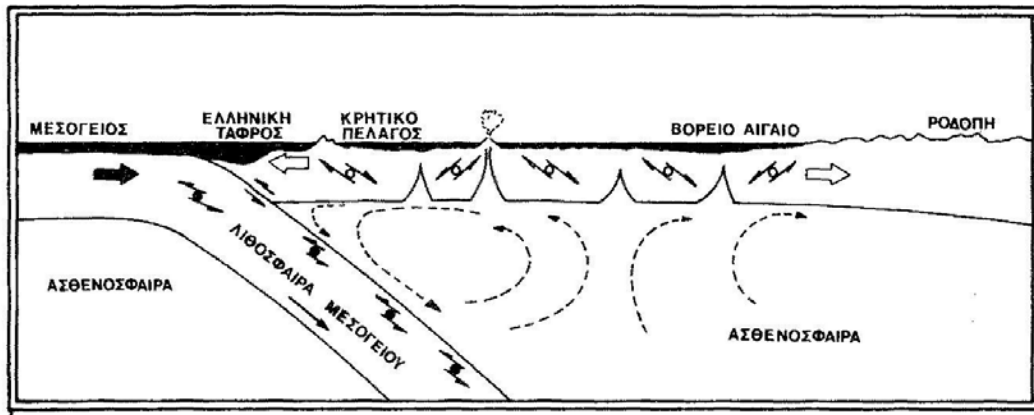
Σχήμα 1.1: Χάρτης του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών. Οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν τα μεγάλα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και το μέτωπο κατάδδυσης ενώ τα βέλη αντιπροσωπεύουν τη διεύθυνση και φορά της κίνησης των πλακών σε σχέση με την «ακίνητη» Ευρασία. Οι ταχύτητες κίνησης αναγράφονται δίπλα στα βέλη (PMK: Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς; PMP: Ρήγμα Μετασχηματισμού Ρόδου).

Η εκδήλωση σεισμών είναι αποτέλεσμα της έντονης ενεργού τεκτονικής παραμόρφωσης που χαρακτηρίζει την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Η παραμόρφωση αυτή είναι αποτέλεσμα της αριστερόστροφης περιστροφής της μικροπλάκας της Αδριατικής (McKenzie, 1972; Ritsema, 1974; Anderson & Jackson, 1987), της προς δυσμάς κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (McKenzie, 1970, 1972),

της γρήγορης επέκτασης της λιθοσφαιρικής μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα ΝΔ (Parazachos et al., 2001) και της προς βορρά κίνησης της Αφρικής που έχει ως αποτέλεσμα την κατάδυση της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου (Parazachos & Comninakis, 1970; LePichon & Angelier, 1979) (Σχήμα 1.1). Οι γεωδυναμικές αυτές κινήσεις συνθέτουν το κυρίαρχο μορφοτεκτονικό χαρακτηριστικό του Ελληνικού χώρου που είναι το Ελληνικό Τόξο και η σεισμική ζώνη Benioff που σχετίζεται με αυτό.



Σχήμα 1.2: Τοπογραφικά χαρακτηριστικά τεκτονικής προέλευσης στην περιοχή του Αιγαίου (Parazachos & Parazachou, 1997).

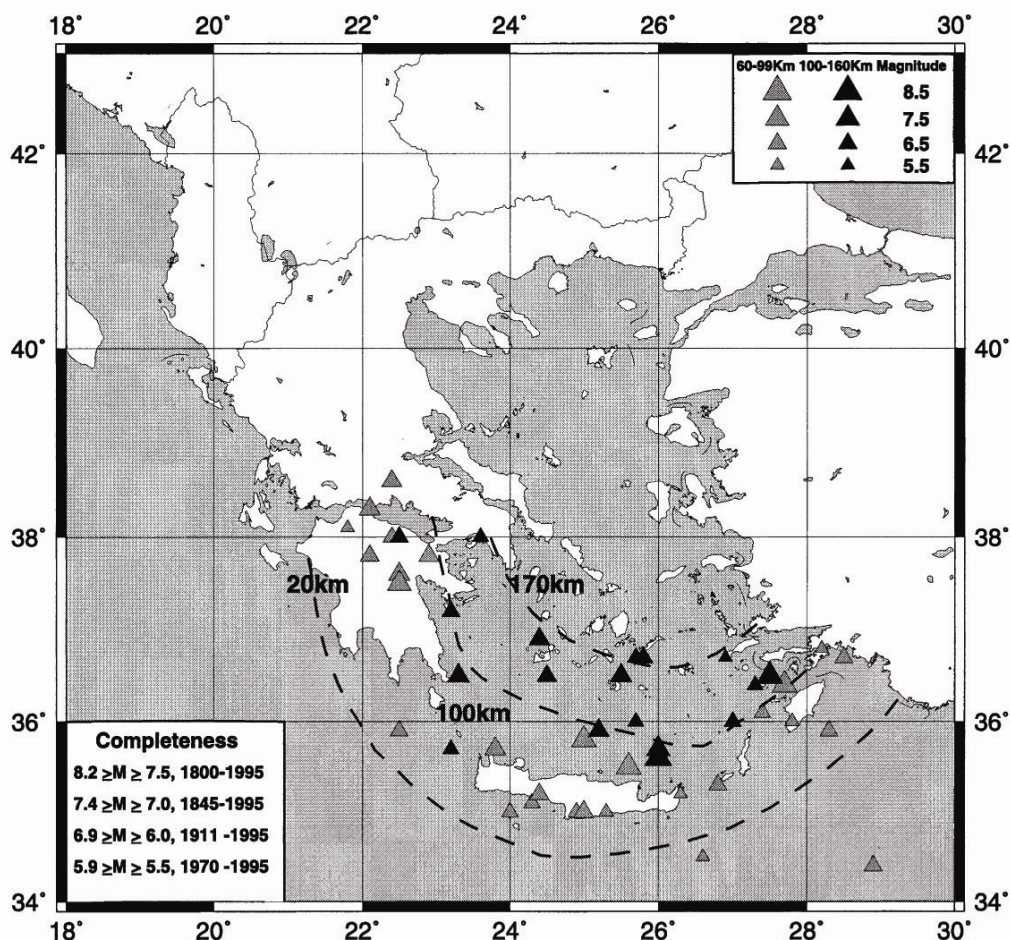


Σχήμα 1.3: Γεωδυναμικό μοντέλο του τρόπου γένεσης των σεισμών και άλλων γεωφυσικών ιδιοτήτων του χώρου του Αιγαίου και των γύρω περιοχών (Parazachos and Comninakis, 1978).

Το Ελληνικό Τόξο εκτείνεται από την περιοχή των Ιόνιων νήσων μέχρι την περιοχή της νήσου Ρόδου και είναι τμήμα του μετώπου σύγκλισης μεταξύ των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας και της Ανατολικής Μεσογείου. Το Τόξο αυτό συνεχίζεται ανατολικότερα μέχρι την Κύπρο με παρόμοιες γεωδυναμικές ιδιότητες. Η σύγκρουση είναι υπεύθυνη για την ανάπτυξη πολύπλοκων γεωλογικών δομών στο όριο των λιθοσφαιρικών πλακών. Το Ελληνικό Τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο (σχήμα 1.2) το οποίο είναι παράλληλο προς το ιζηματογενές και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 200 Km από αυτό (Parazachos and Comninakis, 1978).

Το ιζηματογενές τόξο περιλαμβάνει τις Ελληνίδες Οροσειρές, τα Ιόνια Νησιά, την Κρήτη και τη Ρόδο και αποτελείται από Παλαιοζωικά μέχρι Τριτογενή πετρώματα, ενώ το ηφαιστειακό τόξο περιλαμβάνει διάφορα ηφαιστειακά νησιά, ανδρειακά ενεργά ηφαίστεια (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος) και θειονίες. Μεταξύ του ιζηματογενούς και ηφαιστειακού τόξου βρίσκεται η λεκάνη του Κρητικού Πελάγους (λεκάνη Ν. Αιγαίου) με βάθη μέχρι 2 Km. Στο εξωτερικό τμήμα του τόξου βρίσκεται η Ελληνική τάφρος η οποία αποτελείται από μια σειρά λεκανών με βάθος έως 5Km που είναι το μεγαλύτερο βάθος πυθμένα της Μεσογείου. Είναι παράλληλη στο Ελληνικό Τόξο και περιλαμβάνει άλλες μικρότερες τάφρους όπως αυτές του Πλινίου και του Στράβωνα, ΝΑ της Κρήτης, και την τάφρο του Ιονίου Πελάγους.

Η διαπίστωση της ύπαρξης της σεισμικής ζώνης Benioff έγινε για πρώτη φορά από τους Parazachos and Comninakis (1970, 1971) με βάση τη χωρική κατανομή εστιών των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$). Στο σχήμα (1.3) παρουσιάζεται ένα γεωδυναμικό μοντέλο για την ερμηνεία του τρόπου γένεσης των σεισμών και των άλλων γεωφυσικών ιδιοτήτων του χώρου του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών όπως προτάθηκε από τους Parazachos and Comninakis (1978). Ακριβέστερα δεδομένα όπως καλύτερα προσδιορισμένες εστιακές παράμετροι (Parazachos and Parazachou, 1997; Parazachos et al., 2000), μηχανισμοί γένεσης σεισμών με βάση μεθόδους αντιστροφής σεισμικών κυμάτων (Taymaz et al., 1990; Benetatos et al., 2004), καθώς και σύγχρονες μέθοδοι τομογραφίας (Parazachos and Nolet, 1997) και μεγάλης κλίμακας πειράματα με σύγχρονες σεισμικές μεθόδους



Σχήμα 1.4: Στο χάρτη παρουσιάζονται οι ισοβαθείς των 20, 100 και 170 km για τους σεισμούς που συνέβησαν πάνω στη ζώνη Wadati - Benioff της καταδύομενης λιθόσφαιρας καθώς και τα επίκεντρα ισχυρών σεισμών ενδιαμέσου βάθους των δύο τελευταίων αιώνων (Parazachos et al., 2000).

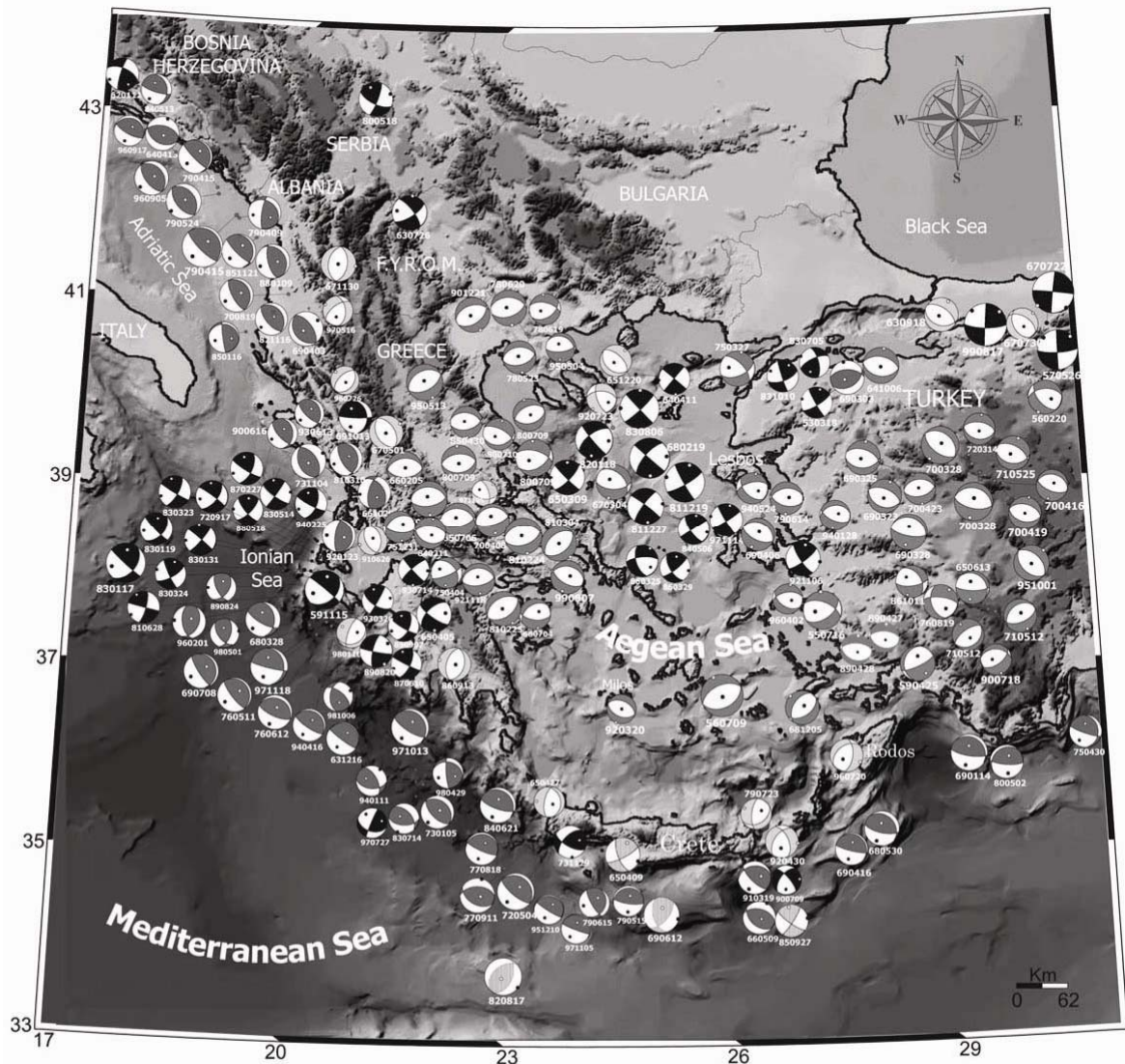
(Bohnhoff et al., 2001) έδειξαν ότι η ζώνη Benioff στο νότιο Αιγαίο αποτελείται από ένα επιφανειακό τμήμα ($h \leq 100\text{km}$) και ένα βαθύτερο ($100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) με διαφορετικές κλίσεις. Οι Papazachos et al. (2000), προσδιορίζοντας τη γεωμετρία της ζώνης Benioff, έδειξαν ότι το επιφανειακό της τμήμα ($20\text{km} \leq h \leq 100\text{km}$) έχει κλίση 30° και το βαθύτερο τμήμα ($100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) έχει κλίση 45° . Η πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου καταδύεται κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, όπου υπάρχει ζεύξη των δύο πλακών κατά μήκος μίας αμφιθεατρικής επιφάνειας που διαχωρίζει τις δύο πλάκες. Σε βάθη μεγαλύτερα των 100km η ωκεάνια πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου βυθίζεται ελεύθερα στο μανδύα κάτω από το ηφαιστειακό τόξο (σχήμα 1.4).

Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών παρέχουν καλύτερη κατανόηση της ενεργού τεκτονικής μιας περιοχής, καθώς δίνουν πληροφορίες για τον προσανατολισμό του επιπέδου του ρήγματος (αζιμούθιο, κλίση), την διεύθυνση της ολίσθησης πάνω στο ρήγμα (γωνία ολίσθησης) και τη διεύθυνση των κυρίων συνιστωσών τάσης (διεύθυνση και κλίση της μέγιστης συμπίεσης και του μέγιστου εφελκυσμού). Στην Ελλάδα οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού των μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών έγιναν κατά τα τέλη του 1950 (Hondgson & Cock, 1956; Παπαζάχος, 1961).

Από τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης διαπιστώθηκε (σχήμα 1.5) ότι το βορειοδυτικό τμήμα του τόξου οριοθετείται από το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Scordilis et al., 1985; Papazachos et al., 1994) όπου παρατηρείται η μεγαλύτερη ταχύτητα ολίσθησης σε όλο το Αιγαίο. Το ρήγμα αυτό είναι δεξιόστροφο οριζόντιας μετατόπισης με μικρή ανάστροφη συνιστώσα και διαχωρίζει την ζώνη ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ των εξωτερικών Ελληνίδων και της μικροπλάκας της Αδριατικής στο βορρά από τη ζώνη κατάδυσης στο νότο. Η περιοχή αποτελεί την πιο ενεργή ζώνη επιφανειακής σεισμικότητας στον ευρύτερο Ελληνικό χώρο, αλλά και ολόκληρης της Μεσογείου.

Η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου είναι σε κατάσταση ΒΔ-ΝΑ συμπίεσης. Κατά μήκος του τόξου υπάρχει μια ζώνη ανάστροφων διαρρήξεων μικρής κλίσης με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση του άξονα μέγιστης συμπίεσης. Η ζώνη αυτή οριοθετείται πλευρικά από το δεξιόστροφο ρήγμα της Κεφαλονιάς στα

δυτικά και το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Ρόδου στα ανατολικά. Οι Govers & Wortel (2005) ονομάζουν αυτά τα ρήγματα Επεκτάσεις Άκρου Κατάδυσης-Μετασχηματισμού (STEP: Subduction-Transform Edge Propagators), και θεωρούν ότι τέτοιου είδους ρήγματα σχηματίζονται στα άκρα των καταδυόμενων πλακών και αποτελούν μια γεωμετρική συνέπεια που επιτρέπει την συνέχιση της κατάδυσης.

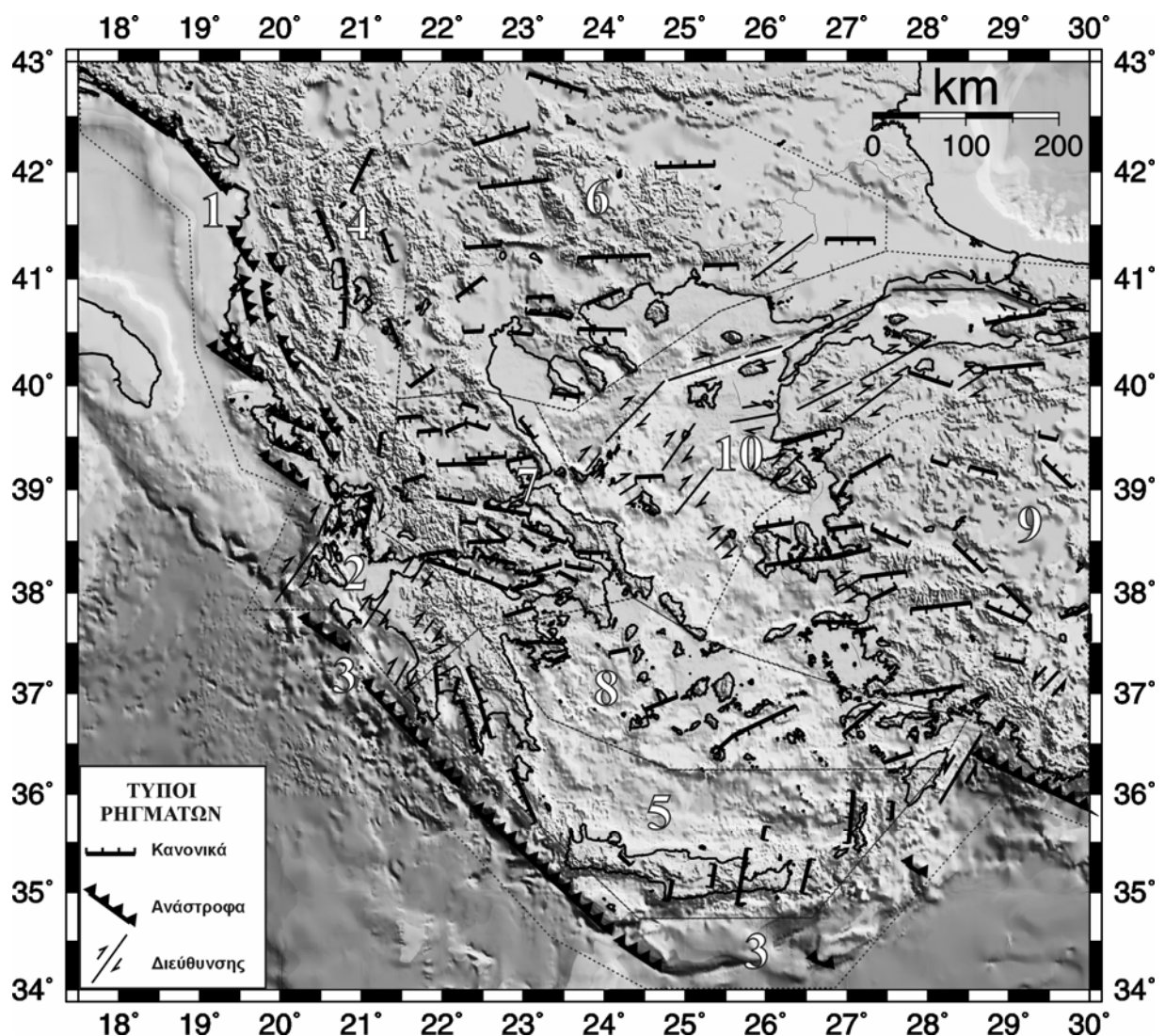


Σχήμα 1.5: Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών της περιόδου 1953-1999. Τα έγχρωμα τεταρτημόρια αντιστοιχούν σε συμπίεσεις και τα λευκά σε αραιώσεις (Kiritzi & Louvari, 2003).

Στα ΒΑ η μικροπλάκα της Ανατολίας κινείται προς τα δυτικά κατά μήκος του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και η δεξιόστροφη κίνηση συνεχίζεται στην Τάφρο του Βόρειου Αιγαίου. Η κυρίαρχη παραμόρφωση στο χώρο του Αιγαίου είναι εφελκυσμός της μικροπλάκας του Αιγαίου κατά τη

διεύθυνση B-N με κανονικά ρήγματα (McKenzie, 1972). Αυτός ο εφελκυσμός μπορεί να ερμηνευτεί ως βαρυτική επέκταση ή βαρυτική κατάρρευση της επεκτεινόμενης περιοχής που οφείλεται σε οπισθοκύλιση της καταδυόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα απομένοντα τμήματα του ωκεάνιου φλοιού κάτω από το νότιο Αιγαίο Πέλαγος (Le Pichon & Angelier, 1981; Dewey, 1988).

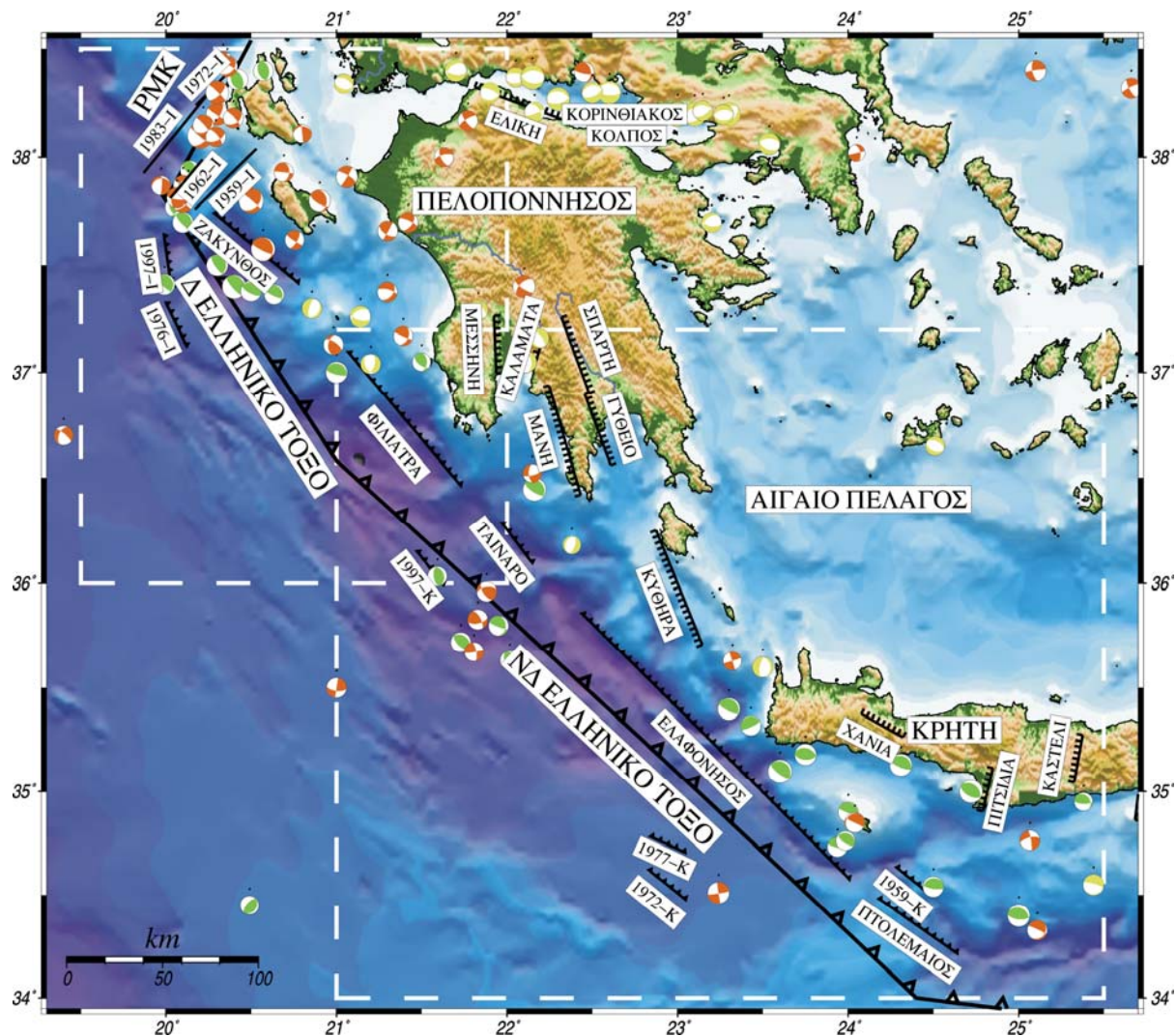
1.3 Τα κύρια ρήγματα επιφανειακών σεισμών στην περιοχή μελέτης



Σχήμα 1.6: Τα κύρια ρήγματα των επιφανειακών σεισμών το ευρύτερο ελληνικό χώρο (Παπαζάχος και συνεργάτες, 2001).

Οι Παπαζάχος και συνεργάτες (2001) χρησιμοποιώντας σεισμολογικά και γεωλογικά στοιχεία καθόρισαν τις ιδιότητες των ρηγμάτων τα οποία

συνδέονται με τη γένεση γνωστών ισχυρών ($M \geq 6.0$) επιφανειακών ($h \leq 40\text{km}$) σεισμών οι οποίοι έγιναν στον Ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές από το 480 π.Χ. μέχρι σήμερα. Στην ίδια εργασία διαχωρίστηκαν τα ρήγματα σε ομάδες ανάλογα με τον τύπο διάρρηξης και τις τεκτονικές συνθήκες της περιοχής που βρίσκονται (σχήμα 1.6).



Σχήμα 1.7: Τα ρήγματα της περιοχής μελέτης και τα μεγάλα ρήγματα που αντιπροσωπεύουν τη ζώνη κατάδυσης. Τα ονόματα τους δίνονται πάνω από το κάθε ρήγμα. Οι πράσινοι μηχανισμοί γένεσης αντιστοιχούν σε ανάστροφους σεισμούς, οι κίτρινοι σε κανονικούς και οι κόκκινοι σε σεισμούς οριζόντιας μετατόπισης. Οι διακεκομμένες λευκές γραμμές ορίζουν τις δυο υποπεριοχές της περιοχής μελέτης όπου υπολογίζεται το πεδίο τάσεων στην παρούσα εργασία.

Η περιοχή μελέτης (σχήμα 1.7) εκτείνεται από το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς ως την τάφρο του Πτολεμαίου, νότια και νοτιοδυτικά της Κρήτης. Στην περιοχή των Ιόνιων Νήσων, γύρω από το ρήγμα της Κεφαλονιάς κυριαρχούν τα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κλίση ΝΑ. Το ρήγμα μετασχηματισμού της

Κεφαλονιάς και η σεισμική δραστηριότητα που εκδηλώνεται σε αυτό, έχει μελετηθεί από πολλούς ερευνητές (Scordilis et al.; 1985; Papazachos et al., 1994; Louvari et al., 1999; Papadimitriou & Sykes, 2001 και αναφορές εντός). Το ρήγμα της Ζακύνθου που βρίσκεται ΝΑ του ρήγματος της Κεφαλονιάς, είναι ένα ανάστροφο ρήγμα με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης ($\zeta=310^\circ$, $\delta=18^\circ$, $\lambda=118^\circ$, Papazachos et al., 2001).

Πίνακας 1.1 Ιδιότητες των ρηγμάτων που συνδέονται με τη γένεση ισχυρών ($M \geq 6,3$) στην περιοχή μελέτης

No	Όνομα Ρήγματος	Επίκεντρο	ζ	δ	λ	Μήκος	Αναφ.	
		φ (°N)	λ (°E)	deg	deg	deg	km	
Ζώνη Ρηγμάτων Οριζόντιας Μετατόπισης Κεφαλονιάς								
1	Κεφαλονιά	38.20	20.20	40	45	168	90	1
2	Ζάκυνθος	37.58	20.53	310	18	118	55	2
Ζώνη Ανάστροφων Ρηγμάτων								
3	Φιλιατρά	36.78	21.40	320	32	106	90	2
4	Ταίναρο	36.19	22.05	315	32	106	26	2
5	Ελαφώνησος	35.22	23.23	315	17	99	200	2
6	Πτολεμαίος	34.35	24.41	305	29	105	50	2
Ιζηματογενές Τόξο (Εφελκυσμός Α-Δ)								
7	Μεσσήνη	37.13	21.93	358	47	-98	30	2
8	Καλαμάτα	37.08	22.18	197	50	-80	16	2
9	Μάνη	36.68	22.34	164	44	-79	60	2
10	Σπάρτη	37.08	22.40	340	47	-98	42	2
11	Γύθειο	36.73	22.53	346	47	-98	40	2
12	Κύθηρα	35.98	23.01	158	50	-80	65	2
13	Χανιά	35.32	24.25	313	47	-98	18	2
14	Καστέλι	35.16	25.35	190	47	-98	26	2
15	Πιτσιδία	35.01	24.82	193	44	-79	24	2
Κεντρική Ελλάδα (Εφελκυσμός Β-Ν)								
16	Ελίκη	38.25	22.07	290	30	-79	48	2
Ιόνιο Πέλαγος								
16	1959-I	37.90	20.35	46	37	187	44	3
17	1962-I	37.90	20.12	40	57	172	26	3
18	1972-I	38.32	20.28	45	68	186	19	3
19	1976-I	37.22	20.06	335	25	106	24	3
20	1983-I	38.13	20.08	39	45	175	59	3
21	1997-I	37.52	20.01	352	25	144	39	3
ΝΔ Ελληνικό Τόξο								
22	1959-K	34.58	24.37	309	35	99	19	3
23	1972-K	34.55	22.94	309	25	89	27	3
24	1977-K	34.74	22.94	295	40	95	19	3
25	1997-K	36.07	21.55	322	25	108	21	3

1.Τροποποιημένο από Papadimitriou, (2002) από Papazachos et al (2001),

2.Papazachos et al (2001),3.Παρούσα εργασία

Κατά μήκος του τόξου βρίσκονται τα ρήγματα της Ελληνικής τάφρου που οφείλονται στις συμπιεστικές δυνάμεις που ασκούνται κατά τη σύγκλιση των δύο πλακών στη ζώνη κατάδυσης. Στο δυτικό τμήμα του τόξου που εξετάζεται στην παρούσα εργασία, τα ανάστροφα αυτά ρήγματα έχουν μικρή κλίση και αναπτύσσονται παράλληλα στην ακτογραμμή. Ειδικότερα, τα ρήγματα αυτά έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κλίνουν προς τα ΒΑ.

Κανονικές διαρρήξεις παρατηρούνται στην περιοχή πίσω από το τόξο και σχετίζονται με την επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου κατά τη διεύθυνση Β-Ν (McKenzie, 1970, 1972, 1978). Τα κανονικά ρήγματα κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών σχετίζονται με εφελκυσμό Α-Δ (Parazachos et al., 1984; Kiratzi et al., 1987) που συνδέεται με την ορογενετική διαδικασία. Στην περιοχή μελέτης τα ρήγματα που σχετίζονται με εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν βρίσκονται στον Κορινθιακό κόλπο και ρήγματα που σχετίζονται με τον εφελκυσμό διεύθυνσης Α-Δ βρίσκονται στην νότια Πελοπόννησο και στην Κρήτη. Πληροφορίες (ονομασία, συντεταγμένες κέντρου, παράταξη, κλίση, γωνία ολίσθησης, μήκος) για τις ιδιότητες των ρηγμάτων που παρουσιάζονται στο σχήμα 1.7 δίνονται στον πίνακα 1.1.

Εκτός από τα ρήγματα που προτείνουν οι Parazachos et al. (2001), στον πίνακα 1.1 δίνονται και τα ρήγματα που προτείνονται στην παρούσα εργασία. Τα ρήγματα αυτά προσδιορίστηκαν με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και την υποθαλάσσια τοπογραφία. Η ονομασία τους σχετίζεται με τη χρονολογία γένεσης των ισχυρών σεισμών που συνδέονται με αυτά τα ρήγματα.

1.4 Προηγούμενη σχετική έρευνα

Η Ελληνική ζώνη κατάδυσης χαρακτηρίζεται από έντονη σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος του τόξου. Τα διαθέσιμα ιστορικά στοιχεία αποδεικνύουν την εκδήλωση ισχυρών σεισμών ($M \geq 7.5$) στο ΝΑ τμήμα του τόξου κοντά στην Κρήτη, όπως οι σεισμοί του 62 μ.Χ., 251, 1494 και ο ενδιαμέσου βάθους σεισμός του 1810 με μέγεθος $M 7.5$, ο σεισμός του 1856 με μέγεθος $M 7.7$, και ο ισχυρότατος σεισμός του 365 μ.Χ. μεγέθους $M 8.3$. Το ίδιο συμβαίνει και στο ΒΔ τμήμα του τόξου γύρω από την Κεφαλονιά με

την εκδήλωση πολυάριθμων ιστορικών ισχυρών σεισμών, όπως ο σεισμός το 1444 μεγέθους $M 7.0$, οι σεισμοί το 1469 και 1636 με μέγεθος $M 7.2$, οι σεισμοί του 1633 και 1658 με μέγεθος $M 7.0$, ο σεισμός του 1743 με μέγεθος $M 7.1$, σεισμός του 1767 με μέγεθος $M 7.2$, ο σεισμός του 1867 με μέγεθος $M 7.4$, ο σεισμός του 1886 με μέγεθος $M 7.3$ και ο σεισμός του 1953 μεγέθους $M 7.2$ (Papazachos & Papazachou, 2003).

Η γένεση κάθε σεισμού είναι αποτέλεσμα τόσο της τεκτονικής φόρτισης από τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών όσο και της σεισμικής ολίσθησης σε ρήγματα κατά τη γένεση προγενέστερων γειτονικών σεισμών. Ο Scholz (1990) προτείνει ότι οι διαδοχικοί σεισμοί δεν είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους. Κατά την τελευταία δεκαετία έχουν δημοσιευτεί πλήθος εργασιών όπου μελετάται το φαινόμενο της αλληλεπίδρασης μεταξύ διαδοχικών σεισμών από μεταβολές της στατικής ή δυναμικής τάσης που σχετίζονται με τη σεισμική ολίσθηση (Harris, 1998; Stein, 1999; King & Cocco, 2001; Steacy et al., 2005). Ενδεικτικά αναφέρονται ορισμένες πρόσφατες έρευνες σχετικά με το φαινόμενο της αλληλεπίδρασης τάσεων.

Κλασικό παράδειγμα πρόκλησης κύριου σεισμού από θετικές μεταβολές του πεδίου τάσεων είναι ο σεισμός ($M_w=7.4$) του 1999 στο Izmit, της Τουρκίας που συνδέεται με ένα τμήμα του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Οι Stein et al. (1997) αναγνώρισαν ότι το τμήμα αυτό ήταν σε περιοχή θετικών μεταβολών της στατικής τάσης (Coulomb) εξαιτίας της τεκτονικής φόρτισης και της γένεσης προγενέστερων ισχυρών ($M>6.7$) σεισμών κατά μήκος του Ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Επιπλέον οι Nalbant et al. (1998), υπολόγισαν θετικές τιμές του πεδίου τάσεων στη ΒΔ Τουρκία από γένεση ισχυρών ($M>6.0$) σεισμών στην περιοχή. Η μεταβολή του πεδίου τάσεων που σχετίζεται με τη γένεση του σεισμού του Izmit οδήγησε σε φόρτιση της περιοχής τόσο δυτικά (Hubert-Ferrari et al., 2000), κοντά στη Κωνσταντινούπολη, όσο και ανατολικά του επικέντρου (Barka, 1999; Utkucu et al., 2003). Ο σεισμός του Duzce, $M_w=7.1$ τρεις μήνες αργότερα από το σεισμό του Izmit στην περιοχή θετικών τιμών του πεδίου τάσεων στα ανατολικά επαλήθευσε τις υποθέσεις, ενώ η σεισμική επικινδυνότητα θεωρείται υψηλή για την περιοχή της Κωνσταντινούπολης (Parsons, 2004).

Αλληλεπίδραση τάσεων μεταξύ ισχυρών σεισμών έχει παρατηρηθεί και σε άλλες περιοχές διεθνώς. Οι Doser & Robinson (2002) βρήκαν ότι τουλάχιστον έξι από επτά σεισμούς οριζόντιας μετατόπισης σε μία περιοχή διαστάσεων 150×150km στη Νέα Ζηλανδία έγιναν από ολίσθηση σε ρήγματα που βρίσκονταν σε περιοχές θετικών τιμών του πεδίου τάσεων. Οι Nalbant et al. (2002) μελετώντας την εξέλιξη του πεδίου τάσεων στο Ρήγμα της Ανατολικής Ανατολίας έδειξαν ότι εννέα από τους δέκα σεισμούς ($M > 6.7$) έγιναν σε περιοχές με θετικές μεταβολές της συνάρτησης κατάρευσης Coulomb. Οι Papadimitriou et al. (2004a) υπολόγισαν την εξέλιξη του πεδίου τάσεων στην περιοχή του Sichuan της Κίνας από το 1893 και βρήκαν ότι όλοι οι ισχυροί σεισμοί ($M \geq 6.5$) και η πλειοψηφία των μικρότερων σεισμών εκδηλώθηκαν σε περιοχές με θετικές τιμές του πεδίου τάσεων.

Το φαινόμενο της αλληλεπίδρασης ισχυρών σεισμών έχει παρατηρηθεί σε σεισμούς που συνδέονται με κανονικά ρήγματα (Troise et al, 1999; Cocco et al., 2000; Payne et al., 2004; Nostro et al., 2005) καθώς επίσης και μεταξύ κανονικών διαρρήξεων και σεισμών σε ζώνες κατάδυσης (Gardi et al., 2000; Mikumo et al., 2002; Robinson, 2003). Επιπλέον, έχει προταθεί ότι οι ανάστροφες διαρρήξεις είναι δυνατόν να αλληλεπιδρούν με διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης (Lin & Stein, 2004).

Πολλοί ερευνητές επικεντρώνουν τις μελέτες τους σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, όπως το ρήγμα του Άγιου Ανδρέα, και οι ζώνες ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας και της Ανατολικής Καλιφόρνιας, καθώς η μορφή του πεδίου τάσεων δεν μεταβάλλεται σημαντικά με το βάθος για αυτού του τύπου τη διάρρηξη. Η πλειοψηφία των ανάστροφων διαρρήξεων, από την άλλη μεριά, εκδηλώνεται σε θαλάσσιες περιοχές κατά μήκος των ζωνών κατάδυσης, όπου η κάλυψη από σεισμικά και γεωδαιτικά δίκτυα είναι περιορισμένη. Παρά το γεγονός ότι υπάρχει δυσκολία στη μελέτη των σεισμών αυτών, προηγούμενες έρευνες σε ζώνες κατάδυσης (Dmowska et al., 1998; Taylor et al., 1996, 1998; Lin & Stein, 2004; Brink & Lin, 2004) ανέδειξαν τη σημασία της αλληλεπίδρασης τάσεων σε τέτοια τεκτονικά περιβάλλοντα. Επιπλέον, η τάση συγκεντρώνεται στην επιφάνεια σύζευξης των δυο λιθοσφαιρικών πλακών εξαιτίας της σχετικής κίνησης αυτών και

απελευθερώνεται σε πεπερασμένες περιοχές της επιφάνειας κατά τη γένεση σεισμών (e.g., Wang et al., 2003).

Στην Ελλάδα, οι Papadimitriou & Sykes (2001) μελέτησαν την εξέλιξη του πεδίου τάσεων κατά τον 20^ο αιώνα στην περιοχή του βόρειου Αιγαίου και βρήκαν ότι όλοι οι ισχυροί σεισμοί ($M \geq 7.0$) καθώς και οι περισσότεροι μικρότεροι σεισμοί εκδηλώθηκαν σε περιοχές με θετικές τιμές του πεδίου τάσεων. Μελετώντας το πεδίο των τάσεων στο κεντρικό Ιόνιο από το 1867, η Papadimitriou (2002) βρήκε ότι δεκατρείς από τους δεκατέσσερις ισχυρούς σεισμούς ($M \geq 6.3$) έγιναν σε περιοχές θετικών μεταβολών των τάσεων. Αντίστοιχη μελέτη στην περιοχή της Θεσσαλίας (Papadimitriou & Karakostas, 2003) έδειξε ότι όλοι οι ισχυροί σεισμοί ($M_w \geq 6.2$) του 20^{ου} αιώνα εκδηλώθηκαν σε περιοχές με θετικές τιμές του πεδίου τάσεων. Επιπλέον, οι μεταβολές της στατικής τάσης Coulomb που προκλήθηκαν από τους σεισμούς του 2001 στη Σκύρο (M 6.4) και του 2003 στη Λευκάδα (M 6.2) σχετίζονται με τη γένεση μετασεισμών πέρα από την περιοχή του ρήγματος (Karakostas et al., 2003, 2004).

Οι Tranos et al. (2003) έδειξαν ότι η γένεση του σεισμού της Θεσσαλονίκης (M 6.5) το 1978 επιταχύνθηκε από έναν προσεισμό που έγινε ένα μήνα πριν. Το δυτικό τμήμα του συστήματος ρηγμάτων που ολίσθησαν κατά τη γένεση του κύριου σεισμού είναι σε περιοχή θετικών μεταβολών των τιμών της στατικής τάσης (Coulomb) και η σεισμική επικινδυνότητα για την πόλη της Θεσσαλονίκης θεωρείται υψηλή. Η κατανομή των τάσεων συσχετίζεται καλά με την παρατηρούμενη χωρική και χρονική κατανομή της σεισμικότητας στο ΝΑ Αιγαίο σύμφωνα με τους Papadimitriou et al. (2004b) που υπολόγισαν την εξέλιξη του πεδίου τάσεων από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα στην περιοχή.

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η μελέτη του πεδίου τάσεων στην περιοχή κατά μήκος του δυτικού και νοτιοδυτικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου. Η μέθοδος των τάσεων Coulomb δεν έχει εφαρμοστεί στην περιοχή αυτή μέχρι σήμερα. Επιπλέον το φαινόμενο της αλληλεπίδρασης τάσεων μεταξύ ρηγμάτων διαφορετικού τύπου δεν έχει μελετηθεί καθόλου στον ελληνικό χώρο και δεν έχει μελετηθεί εκτεταμένα σε διεθνές επίπεδο (Lin & Stein, 2004). Για το λόγο αυτό, στην παρούσα εργασία εξετάζεται τόσο η

μεταβολή των τάσεων Coulomb που σχετίζεται με τη σεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση ισχυρών σεισμών στην περιοχή όσο και η χωρική και χρονική εξέλιξη του πεδίου τάσεων που οφείλεται στους ισχυρούς σεισμούς και την τεκτονική φόρτιση. Στα πλαίσια αυτά γίνεται μια προσπάθεια να εξηγηθεί η παρατηρούμενη σεισμικότητα με βάση τη μορφή του πεδίου τάσεων και να εκτιμηθεί η σεισμική επικινδυνότητα στην περιοχή.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

2 Μεταβολή του πεδίου τάσεων κατά τη σεισμική ολίσθηση

2.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζεται η μεταβολή του πεδίου τάσεων που οφείλεται στη σεισμική ολίσθηση των ισχυρών σεισμών που έγιναν στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου μετά το 1959. Παρουσιάζεται συνοπτικά η βασική θεωρητική αρχή (κριτήριο Coulomb) στην οποία βασίζεται η ανάλυση αυτή καθώς και η μεθοδολογία που εφαρμόζεται στην παρούσα εργασία. Δίνονται πληροφορίες για όλες τις δημοσιευμένες λύσεις των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών σεισμών και γίνεται συζήτηση για τη λύση που τελικά υιοθετείται. Για κάθε σεισμό του δείγματος προσδιορίζεται το μοντέλο διάρρηξης και υπολογίζονται οι μεταβολές της στατικής τάσης μετά από τη γένεση κάθε σεισμού. Σε κάθε περίπτωση εξετάζεται αν οι μεταβολές αυτές προβλέπουν τη θέση των επόμενων σεισμών, δηλαδή αν υπάρχει αλληλεπίδραση τάσεων μεταξύ διαρρήξεων ίδιου και διαφορετικού τύπου.

2.2 Κριτήριο Coulomb για τη σεισμική ολίσθηση

Οι σεισμοί μπορούν να χαρακτηριστούν ως εξαρμώσεις μέσα σε ένα ελαστικό ημικώρο και οι μεταβολές της στατικής τάσης λόγω της γένεσης ενός σεισμού είναι δυνατόν να ορισθούν με βάση τη θεωρία της ελαστικότητας (Okada, 1992). Πάνω στην οποία βασίζεται η μέθοδος της πρόκλησης σεισμών λόγω μεταβολής της στατικής τάσης.

Σύμφωνα με το κριτήριο του Coulomb, η διάρρηξη σε μια επιφάνεια πραγματοποιείται όταν

$$\tau - \mu\sigma \geq C \quad (1)$$

όπου τ είναι η διατμητική τάση, μ είναι ο συντελεστής τριβής, σ είναι η κάθετη τάση και C , η συνοχή του υλικού. Η διάρρηξη πραγματοποιείται όταν ο συνδυασμός επίδρασης των κάθετων και των διατμητικών τάσεων ξεπεράσει την αντοχή του υλικού.

Με την εφαρμογή της τεχνικής τάσεων Coulomb, υπολογίζονται οι μεταβολές της στατικής τάσης οι οποίες οφείλονται στην ολίσθηση των ισχυρών σεισμών σε μια περιοχή και εξετάζεται η αλληλεπίδραση των γειτονικών ρηγμάτων (Stein et al., 1997; Toda et al., 1998; Toda & Stein, 2002).

2.3 Μεθοδολογία

Στην παρούσα εργασία εφαρμόζεται η μεθοδολογία των Deng & Sykes (1997) σύμφωνα με την οποία οι συνολικές μεταβολές της στατικής τάσης οφείλονται σε τεκτονική φόρτιση από τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών και σε μεταθέσεις στα ρήγματα κατά τη γένεση των σεισμών. Η τάση θεωρείται τανυστής που μεταβάλλεται χωρικά και χρονικά και διαδίδεται ελαστικά σε ομογενή ημικόσμο. Για τον ποσοτικό προσδιορισμό της τεκτονικής φόρτισης σε μια περιοχή απαιτείται ο καθορισμός της γεωμετρίας των σημαντικότερων ρηγμάτων της περιοχής και ο καθορισμός των μακράς διάρκειας ρυθμών ολίσθησης σε αυτά. Για τον προσδιορισμό του συνολικού ρυθμού ολίσθησης χρησιμοποιούνται όλα τα διαθέσιμα γεωδαιτικά στοιχεία (Global Positioning System-GPS δεδομένα, Satellite Laser Ranging-SLR δεδομένα). Μόνο ένα τμήμα του γεωδαιτικά προσδιορισμένου ρυθμού ολίσθησης σε ένα ρήγμα εκδηλώνεται σεισμικά. Το σεισμικό τμήμα του ρυθμού ολίσθησης σε δεδομένη περιοχή υπολογίζεται με βάση το συντελεστή σεισμικής σύζευξης ή με υπολογισμό του ρυθμού έκλυσης της σεισμικής ενέργειας.

Οι τάσεις που υπολογίζονται με τον τρόπο αυτό σχετίζονται με την παραμόρφωση που οφείλεται στην χρονικά εξαρτώμενη μετάθεση σε μεγάλα ρήγματα τα οποία εκτείνονται από την ελεύθερη επιφάνεια μέχρι το κάτω όριο του σεισμογόνου στρώματος, δηλαδή μέχρι το βάθος εκείνο όπου το υλικό παύει να συμπεριφέρεται ελαστικά. Για τον ελληνικό χώρο το βάθος αυτό στο φλοιό είναι περίπου 15km, ενώ στη ζώνη κατάδυσης όπου γίνονται

σεισμοί πάνω στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα παρατηρούνται εστιακά βάθη ως 40km (Kiratzi & Langston, 1989).

Η τάση που συσσωρεύεται μεταξύ σεισμών στα ρήγματα από τεκτονική φόρτιση, εισάγεται με «τεχνητές αρνητικές εξαρμώσεις» στα σημαντικά ρήγματα της περιοχής μελέτης. Στα σχήματα 2.1Α και 2.1Β φαίνεται το μοντέλο τεκτονικής φόρτισης των Deng & Sykes (1997) σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και σε ανάστροφα ρήγματα αντίστοιχα.

Η συσσώρευση της τάσης κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ δύο σεισμών σε ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (2.1Α) ισοδυναμεί με το αποτέλεσμα της συσσώρευσης τάσης στο σεισμογόνο στρώμα ($0 \leq z \leq h$) και της σχετικής σταθερής σχετικής κίνησης μεταξύ των δυο τεμαχών στον ομογενή ημικόρο σε μεγαλύτερα βάθη ($z \geq h$). Η διαδικασία αυτή μπορεί να διαχωριστεί σε δυο κινήσεις, σε μια άκαμπτη μετατόπιση (Rigid Motion) των δυο τεμαχών σε όλο τον ημικόρο ($0 \leq z \leq \infty$) και σε μια «εικονική αρνητική εξάρμωση» (Virtual Negative Dislocation) στο σεισμογόνο στρώμα ($0 \leq z \leq h$).

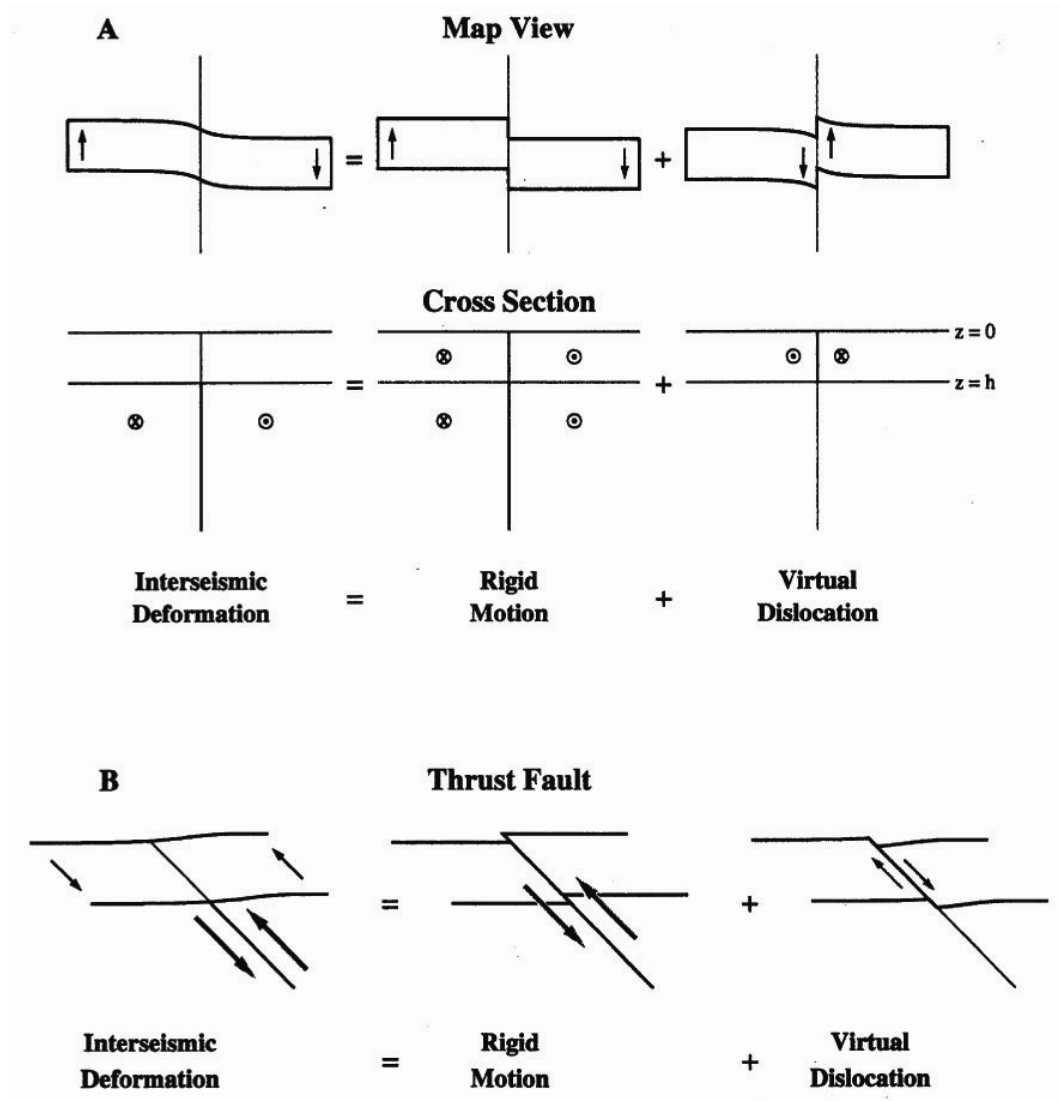
Κατά την προσομοίωση της συσσώρευσης των τάσεων σε ανάστροφα ρήγματα (2.1Β) το πάνω τμήμα του ρήγματος (σεισμογόνο στρώμα) θεωρείται ακίνητο («κλειδωμένο») ενώ σε μεγαλύτερα βάθη τα δύο τεμάχη ολισθαίνουν συνεχώς ασεισμικά. Η διαδικασία διαχωρίζεται σε δύο κινήσεις, στην άκαμπτη μετατόπιση ολόκληρου του πάνω τεμάχους ($0 \leq z \leq \infty$) σε σχέση με το κάτω και την εικονική κανονική (εφελκυστική) μετάθεση στο σεισμογόνο στρώμα ($0 \leq z \leq h$).

Η συνολική τάση που συσσωρεύεται ή μέρος της, απελευθερώνεται κατά τη γένεση του επόμενου σεισμού στο ρήγμα. Οι εξαρμώσεις που θεωρούνται σε τμήματα του ρήγματος για τους υπολογισμούς είναι πραγματικές και θεωρούνται θετικές. Οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται τόσο με τις εικονικές αρνητικές εξαρμώσεις όσο και με τις σεισμικές μεταθέσεις υπολογίζονται θεωρώντας ένα μοντέλο μετάθεσης ρήγματος που αποτελεί επίπεδη επιφάνεια, Σ , σε ημιάπειρο ελαστικό μέσο, δηλαδή σε ομογενή ημικόρο με μηδενική τριβή στην επιφάνεια της Γης.

Ο Steketee (1958) έδειξε ότι το πεδίο μετάθεσης u_k ($k^{\text{η}}$ συνιστώσα του u) σε ημιάπειρο ελαστικό μέσο για τυχαία ομογενή μετάθεση, U , σε επιφάνεια, Σ , ορίζεται από τη σχέση (2)

$$u_k = \frac{U_i}{8\pi\mu} \iint_{\Sigma} w_{ij}^k v_j d\Sigma \quad (2)$$

όπου μ είναι συντελεστής διάτμησης, v_j είναι τα κατευθύνοντα συνημίτονα, U_i είναι η $i^{\text{η}}$ συνιστώσα της U , και w_{ij}^k είναι τα έξι σύνολα των συναρτήσεων Green.



Σχήμα 2.1: (Α) Παραμόρφωση στο διάστημα μεταξύ σεισμών (Interseismic Deformation) στην επιφάνεια της γης γύρω από ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Το ρήγμα παριστάνεται με λεπτή γραμμή στις κατόψεις (map views). Η παραμόρφωση αυτή προσομοιάζεται “κλειδώνοντας” το πάνω μέρος του ρήγματος ($0 \leq z \leq h$) και αφήνοντας το κάτω μέρος ($h \leq z \leq \infty$) να ολισθαίνει ασεισμικά. Το πάνω και κάτω μέρος του ρήγματος ορίζονται από τη χόντρη γραμμή στην τομή (Cross Section). Καθώς οι μεταβολές της τάσης δε σχετίζονται με την άκαμπτη κίνηση (Rigid Motion), οι μεταβολές της τάσης προσομοιάζονται με την εικονική αριστερόστροφη μετάθεση (Virtual Dislocation). Ο περικυκλωμένος σταυρός στις τομές υποδεικνύει κίνηση προς το χάρτι ενώ η περικυκλωμένη τελεία υποδηλώνει κίνηση προς τον αναγνώστη. (Β) Παραμόρφωση στο διάστημα μεταξύ σεισμών (Interseismic Deformation) που σχετίζεται με ανάστροφη διάρρηξη μετατόπισης. Η παραμόρφωση αυτή προσομοιάζεται όπως στο σχήμα 2.1^Α. Η παραμόρφωση μπορεί να αναλυθεί στην άκαμπτη κίνηση του πάνω τεμάχους που φαίνεται στο κέντρο και στην εικονική κανονική διάρρηξη στα δεξιά (Deng & Sykes, 1997).

Οι μεταθέσεις και τα πεδία παραμόρφωσης που σχετίζονται με άπειρες παραλληλόγραμμες πηγές υπολογίζονται με ολοκλήρωση της σχέσης (1) (Okada, 1992; G. Converse, U. S. Geological Survey, unpublished report, 1973). Η ελαστική τάση, s_{ij} , υπολογίζεται από την ελαστική ανηγμένη παραμόρφωση, e_{ij} , με βάση το νόμο του Hooke για ισότροπο μέσο (σχέση 3)

$$s_{ij} = \frac{2\mu\nu}{1-2\nu} \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (3)$$

όπου ν είναι ο λόγος Poisson, και δ_{ij} είναι η συνάρτηση δέλτα του Kronecker.

Οι σεισμοί γίνονται όταν η τάση υπερβεί την αντοχή του ρήγματος. Ποσοτικοποίηση της επίδρασης της μεταβολής της τάσης στη γένεση ενός σεισμού γίνεται με χρήση της συνάρτησης κατάρρευσης του Coulomb (ΔCFF- Coulomb Failure Function) (τροποποιημένη από Scholz, 1990; Harris, 1998 και αναφορές). Όταν υπάρχουν υγρά στους πόρους του μέσου η ΔCFF δίνεται από τη σχέση (4), όπου ΔP είναι η μεταβολή της πίεσης των πόρων και μ είναι ο συντελεστής τριβής. Η σχέση (5) χρησιμοποιείται πιο συχνά και η παράμετρος μ' είναι ο φαινόμενος συντελεστής τριβής. Και στις δύο περιπτώσεις η τιμή της συνάρτησης εξαρτάται τόσο από τις μεταβολές της διατμητικής τάσης, $\Delta\tau$, όσο και από μεταβολές της κάθετης τάσης, $\Delta\sigma$.

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu(\Delta\sigma + \Delta P) \quad (4)$$

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu'\Delta\sigma \quad (5)$$

Αξίζει να αναφερθεί ότι η διαφορά του συντελεστή τριβής, μ , στη σχέση (4) και του φαινομένου συντελεστή τριβής, μ' , της σχέσης (5) είναι ότι ο δεύτερος συμπεριλαμβάνει τον παράγοντα της πίεσης των πόρων.

Ο λόγος Poisson έχει τιμή 33GPa για τους σεισμούς που γίνονται στο επιφανειακό σεισμογόνο στρώμα του φλοιού (crustal earthquakes). Οι Bird & Kagan (2004) χρησιμοποιούν την τιμή 49GPa στις ζώνες κατάδυσης σε μια προσπάθεια να ενσωματώσουν την επίδραση της παρουσίας των πετρωμάτων του φλοιού και του μανδύα στον εστιακό χώρο. Η τιμή αυτή χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία για τους σεισμούς που έγιναν στη ζώνη κατάδυσης.

Οι μεταβολές των διατμητικών τάσεων, $\Delta\tau$, και των κάθετων τάσεων, $\Delta\sigma$, υπολογίζονται από τον τανυστή τάσης που περιγράφεται στη σχέση (2)

για ένα επίπεδο ρήγματος στο σημείο παρατήρησης. Οι τιμές των μεταβολών των διατμητικών τάσεων είναι θετικές κατά τη διεύθυνση ολίσθησης του ρήγματος και οι μεταβολές στις κάθετες τάσεις είναι θετικές όταν αυξάνει ο εφελκυσμός κάθετα στο ρήγμα. Όταν η συμπίεση κάθετα στο ρήγμα μειώνεται, ελαττώνεται και η τριβή στην επιφάνεια του ρήγματος. Θετικές τιμές των $\Delta\tau$ και $\Delta\sigma$ ευνοούν την ολίσθηση στο ρήγμα. Το αντίθετο συμβαίνει για αρνητικές τιμές των $\Delta\tau$ και $\Delta\sigma$. Θετικές τιμές της ΔCFF για ορισμένο ρήγμα υποδεικνύουν ευνοϊκές συνθήκες για ολίσθηση στο ρήγμα αυτό. Αυτό σημαίνει ότι η πιθανότητα γένεσης σεισμού στο συγκεκριμένο ρήγμα αυξάνεται. Μεταβολή στην ΔCFF της τάξης των 0,1 bar και μεγαλύτερη προκαλεί αλλαγή στη σεισμικότητα σε ρήγματα που βρίσκονται σε απόσταση ως 100km (Simpson & Reasenber, 1994).

Η χρήση των μεταβολών της τάσης Coulomb πλεονεκτεί έναντι της χρήσης απόλυτων τιμών της τάσης, καθώς οι απόλυτες τιμές δεν είναι γνωστές. Αντίθετα οι μεταβολές της τάσης Coulomb υπολογίζονται ικανοποιητικά με χρήση στοιχείων σχετικών με τη γεωμετρία και τη διεύθυνση της ολίσθησης μιας σεισμικής διάρρηξης. Επιπλέον, οι λεπτομέρειες της γεωμετρίας και της ολίσθησης γίνονται αμελητέες όσο μεγαλώνει η απόσταση από τη διάρρηξη (Aki and Richards, 1980; King and Cocco, 2001).

2.4 Συντελεστής τριβής

Η παρατήρηση ότι οι σεισμοί γίνονται από ολίσθηση σε προϋπάρχουσες δομές και όχι με τη δημιουργία νέων ρηγμάτων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι οι σεισμοί είναι ένα φαινόμενο τριβής και όχι θραύσης. Πρώτοι οι Brace & Byerlee (1966) υπέδειξαν ότι οι σεισμοί είναι αποτέλεσμα αστάθειας τριβής από απότομη ολίσθηση (stick-slip). Ο συντελεστής τριβής ορίζεται από τη σχέση (6) όπου ϕ είναι η εσωτερική γωνία τριβής ενώ στη σχέση (7) που συνδέει τους δύο συντελεστές, β' , είναι ο συντελεστής του Skempton (1954) που εξαρτάται από το είδος του εδάφους και τον όγκο των πόρων. Η τιμή του κυμαίνεται από 0 για ξηρό έδαφος μέχρι 1 για πλήρως κορεσμένο έδαφος.

$$\mu = \tan \phi \quad (6)$$

$$\mu' = \mu(1 - \beta') \quad (7)$$

Η ύπαρξη των υγρών (κυρίως νερού) στους πόρους των υλικών επηρεάζει την τριβή με δύο τρόπους. Η πρώτη επίδραση είναι καθαρά φυσική και αφορά την πίεση των υγρών στους πόρους. Η δεύτερη επίδραση αφορά τις χημικές και μηχανικές διεργασίες που προκαλεί η παρουσία του νερού στα υλικά και έχουν ως αποτέλεσμα την εξασθένησή τους.

Αν θεωρηθούν δύο επιφάνειες που βρίσκονται σε επαφή λόγω άσκησης της κάθετης τάσης, σ_n , και αν p είναι η πίεση του υγρού στους πόρους τότε ισχύει η σχέση (7) που αποτελεί το νόμο της ενεργού τάσης. Στη σχέση αυτή σ_n είναι η κάθετη τάση, A είναι η συνολική επιφάνεια και A_r είναι η πραγματική επιφάνεια επαφής.

$$\overline{\sigma}_n = \sigma_n - (1 - A_r/A)p \quad (7)$$

Ο Byerlee (1967) διατύπωσε τη σχέση (8) μετρώντας την τριβή υπό την παρουσία νερού σε διάφορες πιέσεις μεταξύ επιφανειών πετρωμάτων γάββρου. Στη σχέση αυτή ο πρώτος όρος εκφράζει την εγγενή ελάττωση της τριβής λόγω της ύπαρξης του νερού και ο δεύτερος όρος εκφράζει το νόμο της ενεργού τάσης. Επιπλέον οι Dieterich και Conrad (1984) σε πειράματα τριβής στο εργαστήριο σε συνθήκες ατμών και ξηρού αργού διαπίστωσαν ότι ο συντελεστής τριβής, μ , αυξήθηκε από 0,55-0,65 σε συνθήκες κανονικής υγρασίας σε 0,85-1,0 σε συνθήκες ξηρού αργού.

$$\tau = 10 + 0,6(\sigma_n - p) \quad (8)$$

Διάφοροι ερευνητές έχουν αναδείξει τη σημασία των υγρών στους πόρους του υλικού και των μεταβολών στη πίεση των πόρων, ΔP , κατά τη γένεση σεισμών (Nur & Booker, 1972; Rice, 1992; Miller et al., 1996). Η απόκριση ενός ποροελαστικού μέσου σε μια απότομη μεταβολή της τάσης εξαρτάται από τη χωρική και χρονική μεταβολή της πίεσης στους πόρους. Αυτές οι απότομες μεταβολές της πίεσης των πόρων που επηρεάζουν την ανακατανομή του πεδίου τάσεων κατά τη σεισμική ολίσθηση (σχέση 5), αντιστοιχούν στην απόκριση του μη αποξηραμένου μέσου.

Η τιμή του μ μεταβάλλεται χρονικά μετά από έναν ισχυρό σεισμό όταν υπάρχουν υγρά στους πόρους του μέσου (Deng & Sykes, 1997). Η ανακατανομή της πίεσης στους πόρους μπορεί να είναι σημαντική για μερικούς μήνες ή χρόνια μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού. Η χρονική περίοδος κατά την οποία η πίεση των υγρών επηρεάζει την αντοχή ενός ρήγματος μετά από ένα σεισμό εξαρτάται από το ρυθμό εξισορρόπησης των υγρών που διαχέονται από άλλα σημεία του ρήγματος ή από γειτονικές περιοχές. Δηλαδή η τιμή του συντελεστή τριβής αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου και ο ρυθμός αύξησης εξαρτάται από την κατάσταση διάχυσης του συστήματος.

Οι Beeler et al. (2000) και οι Cocco & Rice (2003), σύγκριναν δύο εναλλακτικά μοντέλα πίεσης πόρων σε μια προσπάθεια να συμπεριλάβουν στους υπολογισμούς του πεδίου τάσεων τις μεταβολές της πίεσης σε υγρό περιβάλλον. Τα μοντέλα αυτά είναι: το μοντέλο της σταθερής τιμής του φαινόμενου συντελεστή τριβής, που χρησιμοποιείται από τους περισσότερους ερευνητές και ένα πιο γενικό ισोटροπικό, ποροελαστικό μοντέλο όπου οι διακυμάνσεις της πίεσης των πόρων είναι ανάλογες της μέσης μεταβολής της τάσης. Τα μοντέλα αυτά έχουν χρησιμοποιηθεί για να εξηγήσουν τη χωρική κατανομή των μετασεισμών (Nostro et al., 2005).

Είναι φανερό από τα παραπάνω ότι ο παράγοντας της μεταβολής της πίεσης των πόρων του υλικού είναι σημαντικός όταν μελετάται η κατανομή των μετασεισμών και αφορά την περιοχή γύρω από το ρήγμα. Σε περιπτώσεις στις οποίες εξετάζονται οι μεταβολές του πεδίου τάσεων, σε χρονική κλίμακα δεκαετιών και σε μεγάλες αποστάσεις από το ρήγμα η χρήση μιας σταθερής τιμής του φαινόμενου συντελεστή τριβής, μ' , είναι ικανοποιητική για τους υπολογισμούς.

Οι υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην παρούσα εργασία γίνονται με βάση τη σχέση (4). Διάφορες τιμές έχουν προταθεί για το φαινόμενο συντελεστή τριβής, μ' . Οι Deng & Sykes (1997) υπολόγισαν το πεδίο τάσεων χρησιμοποιώντας δύο τιμές του φαινόμενου συντελεστή τριβής, $\mu' = 0.2$ και $\mu' = 0.6$. Σε κάθε περίπτωση έδειξαν ότι τα αποτελέσματά τους δε διέφεραν σημαντικά.

Οι Nalbant et al. (1997) επέλεξαν τιμή του μ' ίση με 0,4 ακολουθώντας τον King (1994) που προτείνει ότι η κατανομή των τάσεων Coulomb έχει μικρή ευαισθησία στις μεταβολές της τιμής του φαινομένου συντελεστή τριβής. Οι Karakostas et al. (2003) μελετώντας την μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της Σκύρου (26 Ιουλίου 2001, M_w 6.4) υπολόγισαν τις τιμές της ΔCFF για διάφορες τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής ($0,2 \leq \mu' \leq 0,9$) και έδειξαν ότι τα αποτελέσματα δεν επηρεάζονται. Οι Lin & Stein (2004) προτείνουν τη χρήση τιμής του $\mu' = 0,4$ για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με μεγάλο ρυθμό ολίσθησης, όπως το ρήγμα του Άγιου Ανδρέα, και για ρήγματα σε ζώνες κατάδυσης. Για ανάστροφα ρήγματα σε ηπειρωτικές περιοχές προτείνουν μεγαλύτερη τιμή (0,6). Σύμφωνα με τα παραπάνω, στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε τιμή της παραμέτρου ίση με 0.4 σε όλους τους υπολογισμούς.

2.5 Δεδομένα παρατήρησης

Στην παρούσα μελέτη υπολογίζονται οι μεταβολές της στατικής τάσης που οφείλονται στην ολίσθηση ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.3$) που έγιναν στο δυτικό και νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου από το 1959 έως σήμερα. Η επιλογή της έναρξης των υπολογισμών καθώς και το ελάχιστο μέγεθος σεισμών βασίστηκε στα εξής: Παρά το γεγονός ότι σεισμοί τέτοιου μεγέθους έχουν γίνει και προγενέστερα, δεν υπάρχουν αξιόπιστα στοιχεία για το μηχανισμό γένεσής τους. Αξιόπιστοι μηχανισμοί γένεσης, δηλαδή μηχανισμοί που προέκυψαν από αντιστροφή κυμάτων χώρου (waveform modeling), υπάρχουν για την περιοχή για σεισμούς με $M \geq 6.3$ μετά το 1959. Οι μηχανισμοί γένεσης που υπάρχουν για προγενέστερους σεισμούς βασίζονται σε χωρικές κατανομές σεισμών και μακροσεισμικά στοιχεία. Αυτός είναι ο κύριος λόγος που επιλέχθηκε το 1959 ως ο χρόνος έναρξης των υπολογισμών. Όλοι οι μηχανισμοί των σεισμών του δείγματος δεδομένων εκτός από το σεισμό που έγινε στην κεντρική νότια Κρήτη στις 14 Μαΐου 1959 (M 6.3), έχουν προκύψει από αντιστροφή κυμάτων χώρου.

Πίνακας 2.1 Διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης των ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.3$) σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην περιοχή μελέτης από το 1959.**14 Μαΐου 1959**

Αναφορά	ζ	δ	λ	M_0 (dyn cm)	H(km)	M^*	M_w
Papazachos et al, 1997a	309	35	99			6.3	

15 Νοεμβρίου 1959

Αναφορά	ζ	δ	λ	M_0 (dyn cm)	H(km)	M^*	M_w
McKenzie, 1972	66 130	16 83			0		
Anderson, 1987	310 66	83 16			0		
Papadimitriou, 1993	46	37	187	17.18e25	12	6.8	6.8
Papazachos et al., 1998	46	37	-173				
Baker et al., 1997	134 313	7 83	-90 -90	16.3e25	13		6.7
Karakostas, 1988	46	37	-173		10		

10 Απριλίου 1962

Αναφορά	ζ	δ	λ	M_0 (dyn cm)	H(km)	M^*	M_w
Papazachos et al., 1997a	332	22	120		8		
Παπαζάχος και συν, 2001	40	57	172		8	6.3	

4 Μαΐου 1972

Αναφορά	ζ	δ	λ	M_0 (dyn cm)	H(km)	M^*	M_w
McKenzie, 1978	106	86 4			46		
Kiratzis et al., 1989	309	18	89	2.62e25	40	6.5	6.2
Taymaz et al., 1990	112	74	98	2.58e25	41		6.2

Papazachos et al., 1997a 308 18 90

17 Σεπτεμβρίου 1972

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
McKenzie, 1978	150	76 14			33		
Anderson, 1987	306 42	80 65	-26 -168		33		
Karakostas, 1988	46	66	-174		8		
Papadimitriou, 1993	45	68	186	2.16e25	8	6.3	6.2
Papazachos et al., 1997a	46	66	-174				
Baker et al., 1997	39 306	61 84	-173 -29	0.2722e25	8		5.6

11 Μαΐου 1976

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
Anderson, 1987	172 352	80 10	90 90		33		
Karakostas, 1988	327	12	90		16		
Papadimitriou, 1993	335	14	106	3.57e25	16	6.5	6.3
Baker et al., 1997	323 143	13 77	90 90	0.5682e25	12		5.8
Harvard-CMT	339 139	14 77	110 85	5.37e25	15		6.4

11 Σεπτεμβρίου 1977

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
Taymaz et al., 1990	276	47	89	0.84e25	19		5.9
Papazachos et al., 1991	320 140	30 60	90 90		19		
Papadimitriou, 1993	295	40	95	0.53e25	16	6.3	5.7

Papazachow et al., 1997a	320	30	90			
Harvard-CMT	74 243	28 62	100 85	0.612e25	37	5.8

17 Ιανουαρίου 1983

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
Skordilis et al., 1958	40 140	45 82	168 46		9		
Anderson, 1987	135 315	83 7	90 90		14		
Papadimitriou, 1993	39	45	175	20.8e25	11	7.0	6.8
Papazachos et al. 1997a	40	45	168				
Baker et al., 1997	48 145	56 80	167 35	1.882e25	11		6.1
Harvard-CMT	34 151	14 84	153 78	23.5e25	10		6.8

13 Οκτωβρίου 1997

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
Λούβαρη, 2000	123 322	72 19	84 108	3.19e25	32	6.4	6.3
Harvard-CMT	298 119	20 70	89 90	4.95e25	39.5		6.4

18 Νοεμβρίου 1997

Αναφορά	ζ	δ	λ	M ₀ (dyn cm)	H(km)	M*	M _w
Λούβαρη, 2000	352 117	17 80	144 76	5.077e25	39	6.6	6.4
Kiratzis & Louvari, 2003	354 104	20 83	159 71	6.456e25	32		6.5
Harvard-CMT	8 113	31 81	162 60	9.01e25	23		6.6

Πίνακας 2.2 Μηχανισμοί γένεσης σεισμών μεγέθους $M \geq 4.5$ που εκδηλώθηκαν στην περιοχή μελέτης από το 1959. Η παράταξη, κλίση και γωνία ολίσθησης που δίνεται σε κάθε περίπτωση αντιστοιχεί στο κύριο επίπεδο.

Χρόνος Γένεσης			Επίκεντρο		Βάθος		Μηχανισμός Γένεσης(Deg)			Αναφ.
Ετος	Ημε/νία	Ώρα	φ	λ	h	M	ζ	δ	λ	
			(°N)	(°E)	km					
1959	Μάιος 14	06:36:56	35.00	24.72	39	6.3	309	35	99	1
1959	Νοέμ. 15	17:08:40	37.80	20.50	12	6.8	46	37	-173	2
1962	Απρ. 10	21:37:07	37.80	20.10	8	6.3	40	57	172	1
1963	Δεκ. 16	13:47:53	37.00	21.00	7	5.9	296	16	101	2
1965	Απρ. 09	23:57:02	35.13	24.31	39	6.1	301	18	98	3
1965	Απρ. 27	14:09:06	35.60	23.50	5	5.7	191	65	-79	4
1968	Μάρτ. 28	07:39:59	37.80	20.90	6	5.9	354	34	137	5
1969	Ιούν. 12	15:13:31	34.40	25.00	19	6.1	294	29	105	6
1969	Ιούλ. 08	08:09:13	37.50	20.30	12	5.9	353	18	116	2
1972	Μάιος 04	21:39:57	35.10	23.60	40	6.5	309	25	89	7*
1972	Σεπ. 17	14:07:15	38.30	20.30	8	6.3	45	68	186	2
1973	Ιαν. 05	05:49:18	35.72	21.73	42	5.6	306	30	82	8
1973	Νοεμ. 29	10:57:44	35.18	23.75	22	6.0	283	38	97	2
1976	Μάιος 11	16:59:45	37.40	20.40	16	6.5	335	25	106	2*
1976	Ιούν. 12	00:59:18	37.38	20.50	8	5.8	297	20	90	5
1977	Αύγ. 18	09:27:41	35.32	23.43	13	5.6	270	12	114	9
1977	Σεπ. 11	23:19:19	34.90	23.00	16	6.3	295	40	95	2
1979	Μάιος 15	06:59:23	34.54	24.50	35	5.7	253	17	65	2
1981	Ιούν. 24	18:41:29	37.87	20.10	20	5.2	27	60	171	10
1981	Ιούν. 28	17:20:24	37.81	20.06	18	5.4	201	51	-160	11
1982	Ιούν. 22	03:04:33	37.04	21.20	30	5.5	16	57	-62	10
1983	Ιαν.. 17	12:41:30	38.10	20.20	11	7.0	39	45	175	2
1983	Ιαν. 31	15:27:03	38.18	20.39	4	5.4	59	42	-164	11
1983	Φεβ. 21	00:13:08	37.86	20.13	24	5.2	75	42	-134	10
1983	Μάρτ. 19	21:41:39	34.68	25.33	65	5.6	358	39	131	11
1983	Μάρτ. 23	23:15:05	38.20	20.30	7	6.2	31	69	174	2
1983	Μάρτ.24	04:17:36	38.09	20.29	7	5.4	65	56	-156	11
1983	Μάιος 14	23:13:47	38.44	20.33	6	5.4	119	82	8	11
1984	Φεβ. 11	08:02:51	38.30	21.90	2	5.6	77	28	-121	2
1984	Ιούν. 21	10:43:46	35.40	23.30	40	6.2	322	16	114	2

Χρόνος Γένεσης			Επίκεντρο		Βάθος	Μηχανισμός Γένεσης(Deg)				Αναφ.
Έτος	Ημε/νία	Ώρα	φ	λ	h	M	ζ	δ	λ	
			(°N)	(°E)	km					
1985	Απρ. 21	08:49:42	35.63	22.01	25	5.2	149	50	78	10
1985	Σεπ. 07	10:20:50	37.37	21.30	5	5.4	40	44	-147	11
1986	Ιούν 08	04:55:16	36.02	21.47	29	5.1	109	34	86	11
1986	Σεπ. 13	17:24:34	37.05	22.11	5	6.0	204	45	-77	5
1987	Φεβ. 27	23:34:54	38.42	20.36	4	5.7	46	37	-155	11
1987	Μάιος 29	18:40:32	37.45	21.53	49	5.2	51	59	-175	10
1987	Ιούν 10	14:50:11	37.17	21.39	20	5.3	24	44	180	11
1988	Μάιος 18	05:17:40	38.36	20.42	5	5.8	163	38	95	11
1989	Μάρτ. 17	05:42:54	34.55	25.44	17	5.7	77	10	-118	11
1989	Ιούν. 07	19:45:59	38.00	21.63	5	5.2	154	64	-26	11
1989	Αύγ. 20	18:32:30	37.26	21.14	16	5.8	237	37	-130	11
1989	Αύγ. 24	02:13:14	37.94	20.14	18	5.2	356	38	131	11
1991	Ιούν. 26	11:43:44	38.34	21.04	4	5.3	105	45	-100	11
1992	Ιαν. 23	04:24:16	38.40	20.57	15	5.6	351	42	97	11
1993	Μάρτ. 05	06:55:08	37.05	21.50	20	5.1	128	59	57	10
1993	Μάρτ. 18	15:47:06	38.28	22.14	49	5.8	333	30	125	11
1993	Ιούλ. 14	12:31:48	38.17	21.77	2	5.6	238	73	-163	11
1994	Απρ. 16	23:09:34	37.36	20.63	10	5.5	340	18	134	11
1995	Δεκ. 07	18:00:53	34.73	23.94	15	5.6	319	6	123	11
1995	Δεκ. 10	03:27:50	34.76	23.98	17	5.3	289	22	75	11
1996	Φεβ. 01	17:57:59	37.77	20.05	20	5.3	28	56	126	11
1997	Οκτ. 13	13:39:39	36.44	22.16	32	6.4	322	19	108	12
1997	Νοέμ. 05	12:22:53	34.90	24.00	22	5.5	309	6	108	12
1997	Νοέμ. 18	13:07:41	37.57	20.57	23	6.6	352	17	144	12
1998	Μάιος 01	04:00:19	37.62	20.75	10	5.3	31	69	172	11
1998	Οκτ. 06	12:27:42	37.13	20.98	0	5.4	188	46	146	11
1999	Απρ. 17	08:17:58	36.03	21.59	27	5.3	172	59	95	10
1999	Ιούν 11	07:50:16	37.70	21.27	59	5.2	304	82	-177	11
2000	Φεβ. 22	11:55:31	34.95	25.38	20	5.0	92	71	68	10
2000	Μάιος 24	10:01:44	35.80	21.95	18	5.5	111	80	63	10
2002	Ιούλ 28	17:16:37	37.93	20.69	22	5.3	7	42	-178	11
2002	Δεκ. 02	04:59:01	37.70	21.42	15	5.6	36	56	-160	11

Χρόνος Γένεσης			Επίκεντρο		Βάθος	Μηχανισμός Γένεσης(Deg)				Αναφ.
Έτος	Ημέρ/νία	Ώρα	φ	λ	h	M	ζ	δ	λ	
			(°N)	(°E)	km					
2002	Δεκ. 09	09:35:06	37.87	19.97	15	5.2	255	28	-20	11
2003	Νοέμ. 16	07:22:51	38.11	20.80	15	5.1	266	24	3	11
2004	Φεβ. 09	03:48:16	36.18	22.38	20	4.9	203	30	-86	11
2004	Μάρτ.01	00:36:01	37.16	22.19	12	5.2	144	22	-88	11
2004	Μάρτ. 28	14:54:48	35.57	22.99	55	4.7	310	31	97	11
2004	Νοέμ. 04	06:22:40	35.71	23.03	85	5.2	186	48	58	11
2005	Ιαν. 30	01:05:27	37.70	20.10	16	5.7	344	16	117	11
2005	Ιαν. 31	01:05:35	37.41	19.99	16	5.7	344	16	117	11
2005	Οκτ. 18	15:26:02	37.77	21.01	24	6.0	2	25	113	11

1.Papazachos & Papazachou (1997), 2.Papadimitriou (1993), 3.Papazachos et al (1997a), 4.Lyon Caen et al. (1988), 5.Anderson & Jackson (1987),6.McKenzie (1972), 5.Kiratzí & Langston (1989), 8.McKenzie (1978), 9.Taymaz et al. (1990), 10.Benetatos et al. (2004), 11.CMT Harvard solutions, 12.Louvari (2000),
*Τροποποιημένο

Το μέγεθος που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία είναι αυτό που δίνεται από τον κατάλογο σεισμών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ (Papazachos et al., 2004a). Αξίζει να αναφερθεί ότι οι μεταβολές στη ΔCFS είναι πολύ μικρές για μικρότερους σεισμούς, καθώς έχουν μικρότερη ολίσθηση, και αυτό αποτελεί ένα επιπλέον κριτήριο για την επιλογή του ελάχιστου μεγέθους.

Αξιόπιστες λύσεις των μηχανισμών γένεσης είναι απαραίτητοι για τον προσδιορισμό των μοντέλων διάρρηξης των σεισμών του δείγματος. Για το λόγο αυτό συλλέχθηκαν όλοι οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης όπως προσδιορίστηκαν από διάφορους ερευνητές καθώς και αυτοί που προτείνονται από το Πανεπιστήμιο του Harvard. Σε κάθε περίπτωση επιλέχθηκε ο πιο αξιόπιστος από αυτούς, σε συνάρτηση με επιπλέον πληροφορίες όπως χωρική κατανομή μετασεισμών, μορφολογία, τεκτονικό περιβάλλον. Πληροφορίες για τους μηχανισμούς αυτούς δίνονται στον πίνακα 2.1, όπου με κόκκινο χρώμα δίνονται τα στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του μοντέλου διάρρηξης του κάθε σεισμού. Επιπλέον στο πίνακα 2.2 δίνονται πληροφορίες για τους μηχανισμούς γένεσης όλων των

σεισμών μεγέθους $M \geq 4.5$ που έγιναν στην περιοχή τη χρονική περίοδο που εξετάζεται (1959-2005).

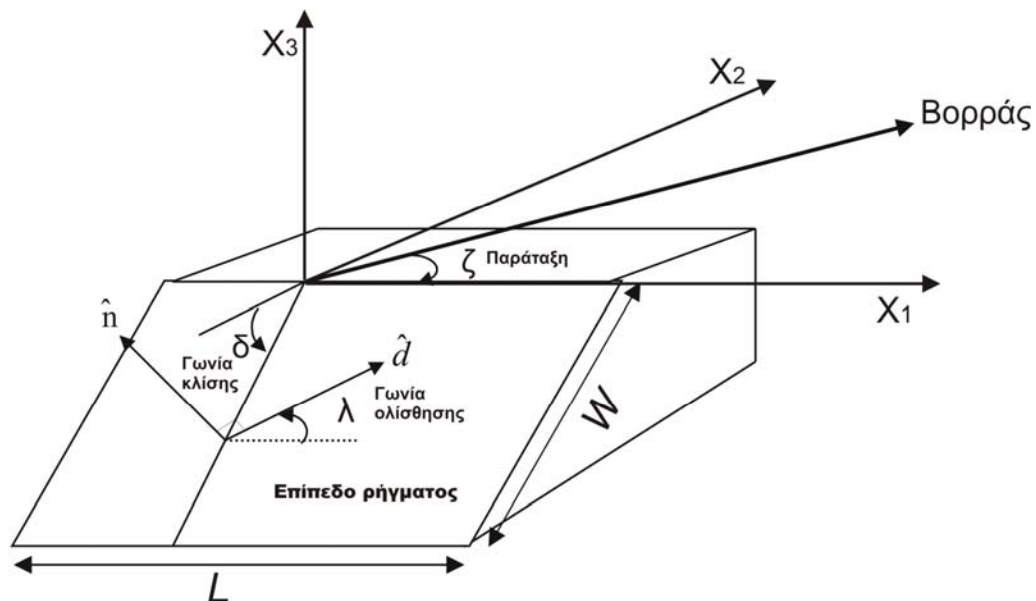
Το επίπεδο του ρήγματος σε κάθε περίπτωση προσδιορίστηκε λαμβάνοντας υπόψη το τεκτονικό περιβάλλον (διεύθυνση του μειώπου κατάδυσης, διεύθυνση κλίσης της καταδυόμενης πλάκας, παράταξη γνωστών γειτονικών ρηγμάτων) και την τοπογραφία. Οι σεισμοί με μηχανισμό οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στην περιοχή της ζώνης διάρρηξης της Κεφαλονιάς είναι επιφανειακοί με εστιακά βάθη που φτάνουν μέχρι τα 12km. Οι σεισμοί που συνδέονται με ανάστροφα ρήγματα έχουν μεγαλύτερα εστιακά βάθη που φτάνουν μέχρι τα 40km.

Στις περισσότερες περιπτώσεις το εστιακό βάθος που χρησιμοποιείται δίνεται από το μηχανισμό γένεσης που επιλέγεται. Ο πρώτος σεισμός του δείγματος που έγινε νότια της Κρήτης της 14 Μαΐου 1959 (M 6.3) αποτελεί ειδική περίπτωση καθώς ο μηχανισμός του δεν έχει προσδιοριστεί με αντιστροφή των κυμάτων χώρου αλλά με βάση τη χωρική κατανομή των σεισμών στην περιοχή (Papazachos et al., 1999). Κατά συνέπεια δεν έχει υπολογιστεί το εστιακό βάθος αυτού του σεισμού. Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίστηκε με επιλογή του βάθους από μεταγενέστερο σεισμό, στις 4 Απριλίου του 1965 (M 6.1) που έχει παρόμοιο μηχανισμό γένεσης και επίκεντρο γειτονικό στο επίκεντρο του σεισμού του 1959. Ο σεισμός αυτός επιλέχθηκε αφενός επειδή έχει παρόμοιο μηχανισμό και έγινε πολύ κοντά στο σεισμό που εξετάζεται, αφετέρου επειδή το εστιακό του βάθος είναι μεγάλο (39km) και παρόμοιο με το εστιακό βάθος (40km) του σεισμού που έγινε το Σεπτέμβριο του 1972 (M 6.3). Γενικά αναμένεται τα εστιακά βάθη των σεισμών στην περιοχή αυτή να αυξάνουν προς το εσωτερικό του τόξου καθώς θεωρούμε ότι οι σεισμοί αυτοί γίνονται πάνω στην καταδυόμενη πλάκα.

Για τον σεισμό του Νοεμβρίου του 1997 (M 6.6), επιλέχθηκε το εστιακό βάθος που δίνεται από το Harvard. Η επιλογή αυτή έγινε με βάση και την κατανομή των εστιών σεισμών, και συγκεκριμένα, παρατηρείται μία συγκέντρωση των σεισμών στο στρώμα μέχρι 20km. Συνεπώς επιλέχθηκε εστιακό βάθος 23km για το σεισμό αυτό ενώ η Λούβαρη (2000) προτείνει 39km.

Για τα ανάστροφα ρήγματα με μικρή κλίση ($\theta \leq 19^\circ$) υιοθετείται μία μέση τιμή $\theta = 25^\circ$, η οποία είναι η αντιπροσωπευτική μέση κλίση για σεισμούς σε ζώνες κατάδυσης (Bird & Kagan, 2004). Συγκεκριμένα για τους σεισμούς του Μαΐου του 1972 ($M 6.5$), του Σεπτεμβρίου του 1972 ($M 6.3$), του Μαΐου του 1976 ($M 6.5$), του Οκτωβρίου του 1997 ($M 6.4$) και του Νοεμβρίου του 1997 ($M 6.6$).

2.6 Μοντέλα διάρρηξης



Σχήμα 2.2: Γεωμετρία της ζώνης διάρρηξης που προσομοιάζεται με ορθογώνια επιφάνεια για τους υπολογισμούς. Το διάνυσμα $\hat{n}$, χωρίζει το επάνω τεμάχιο του ρήγματος από κάτω. Το διάνυσμα ολίσθησης $\hat{d}$, προγράφει την κίνηση του επάνω τεμαχίου του ρήγματος σε σχέση με το κάτω. Διακρίνονται η παράταξη, ζ , η κλίση, δ , και η γωνία ολίσθησης, λ . Με τα βέλη διπλής κατεύθυνσης ορίζονται το μήκος της διάρρηξης, L , και το πλάτος της διάρρηξης, W .

Οι ζώνες διάρρηξης των σεισμών του δείγματος δεδομένων προσομοιάζονται με ορθογώνιες επιφάνειες. Για την εφαρμογή του μοντέλου απαραίτητος είναι ο προσδιορισμός τριών παραμέτρων που είναι το μήκος του ρήγματος, L , το πλάτος του ρήγματος, w , και η μέση μετάθεση, u πάνω στο ρήγμα (σχήμα 2.2). Δηλαδή, είναι απαραίτητο να υπολογιστούν οι διαστάσεις της ζώνης διάρρηξης και η τιμή της σεισμικής ολίσθησης. Η κατανομή της ολίσθησης δεν είναι ομογενής πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, όμως όταν υπολογίζονται οι κατανομές της τάσης μακρινού πεδίου δεν είναι απαραίτητα τα λεπτομερή μοντέλα ολίσθησης (King and Cocco,

2001). Άρα, η χρήση της μέσης τιμής της σεισμικής ολίσθησης σε όλη τη ζώνη διάρρηξης είναι ικανοποιητική για τους υπολογισμούς των μεταβολών της τάσης Coulomb.

2.6.1 Υπολογισμός του μήκους διάρρηξης, L

Οι σεισμοί του δείγματος δεδομένων έχουν γίνει σε θαλάσσιο χώρο με αποτέλεσμα να μην υπάρχουν πληροφορίες για το μήκος των ρηγμάτων και τη μετάθεση κατά τη γένεσή τους, με βάση παρατηρήσεις υπαίθρου και τεκτονική ανάλυση. Οι Papazachos et al. (2004b) προσδιόρισαν εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν το μέγεθος ροπής με τις διαστάσεις της ζώνης διάρρηξης και τη μετάθεση χρησιμοποιώντας παγκόσμια δεδομένα. Το μήκος του ρήγματος, L , και το πλάτος του ρήγματος, w , καθορίστηκαν με βάση τη χωρική κατανομή μετασεισμών. Οι εμπειρικές σχέσεις που υπολογίστηκαν είναι διαφορετικές για κάθε σεισμοτεκτονικό περιβάλλον. Έτσι προσδιορίστηκαν σχέσεις για τα ρήγματα κλίσης σε ηπειρωτικές περιοχές, για τα ανάστροφα ρήγματα σε ζώνες κατάδυσης και για τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.

Για τον υπολογισμό του μήκους, L , χρησιμοποιήθηκε η σχέση (9) για τα ανάστροφα ρήγματα κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου και η σχέση (10) για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή της Κεφαλονιάς.

$$\log L = 0.55M - 2.19 \quad (9)$$

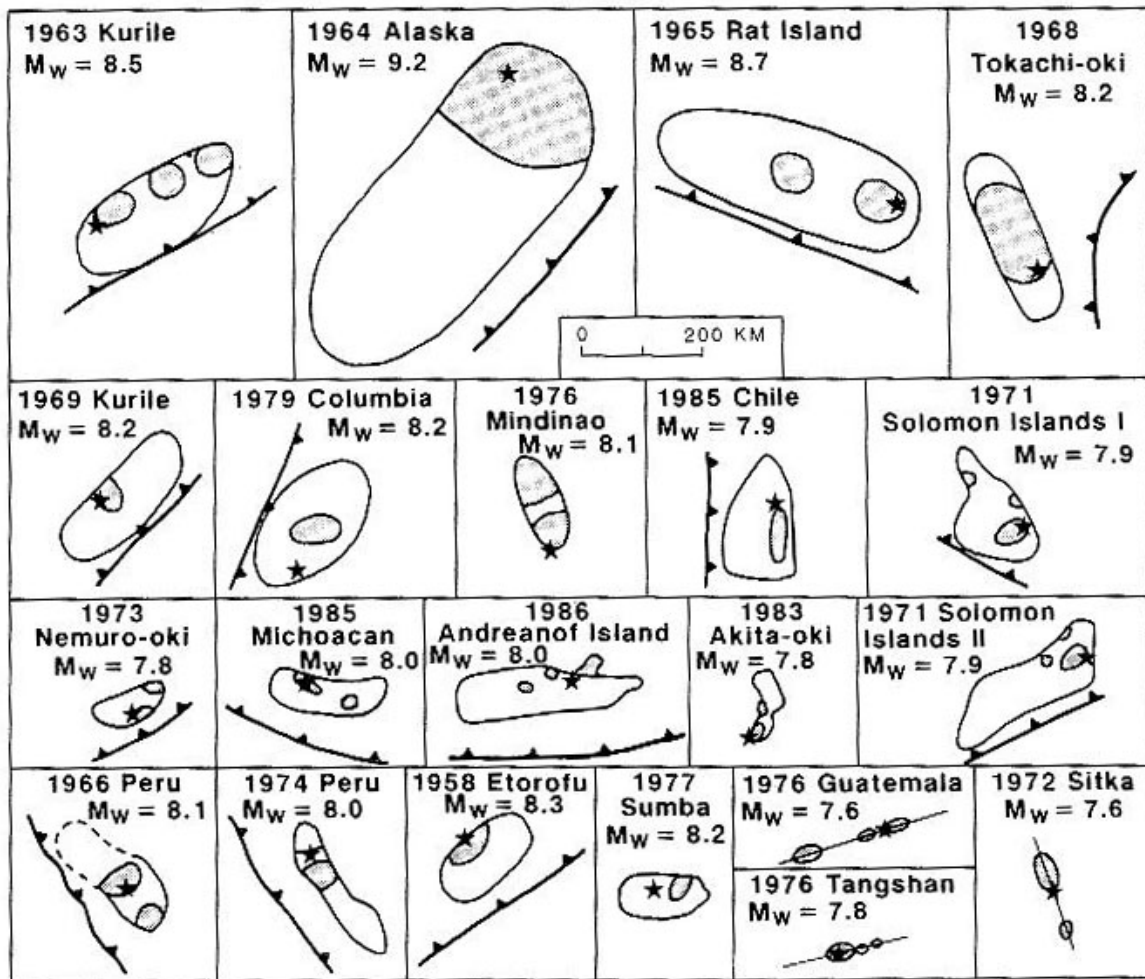
$$\log L = 0.59M - 2.30 \quad (10)$$

2.6.2 Υπολογισμός του πλάτους διάρρηξης, w

Το πλάτος, w , του ρήγματος υπολογίστηκε με τη σχέση (11) για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (Papazachos et al., 2004). Το πάχος του σεισμογόνου στρώματος στην περιοχή (~15km) λαμβάνεται υπόψη σε κάθε περίπτωση και ιδιαίτερα για τους πολύ ισχυρούς σεισμούς ($M \geq 7.0$). Σε αυτούς θεωρείται ότι η διάρρηξη εκτείνεται σε όλο το σεισμογόνο στρώμα. Η σχέση (11) έδινε σε πολλές περιπτώσεις μεγαλύτερη τιμή του πλάτους, w , από το μήκος, L , της διάρρηξης όταν αυτό υπολογιζόταν για ανάστροφες διαρρήξεις στη ζώνη κατάδυσης με μέγεθος $M \leq 7.0$. Για το λόγο αυτό κρίθηκε απαραίτητο να τεθεί ένας περιορισμός.

$$\log w = 0.23M - 0.49$$

(11)

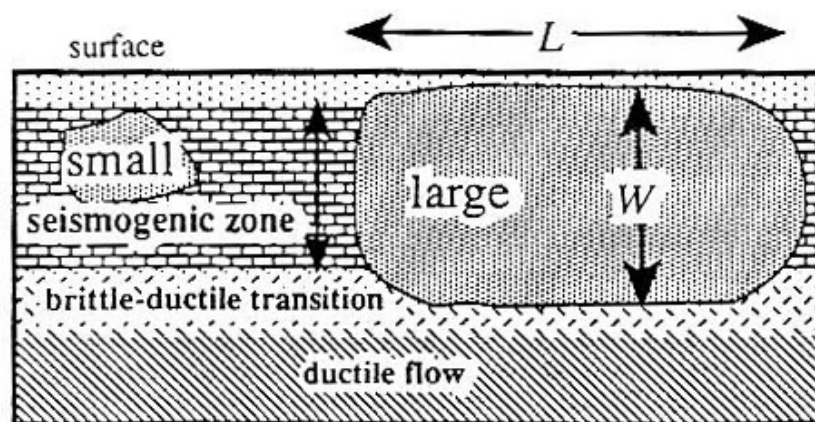


Σχήμα 2.3: Ζώνες διάρρηξης και περιοχές έκλυσης σεισμικής ροπής για μερικούς από τους μεγάλους σεισμούς που έχουν γίνει παγκοσμίως. Σε κάθε περίπτωση η ζώνη διάρρηξης ορίζεται από την κλειστή καμπύλη και η περιοχή μέγιστης έκλυσης σεισμικής ροπής είναι γκρι. Οι περισσότερες περιπτώσεις αφορούν σεισμούς σε ζώνες κατάδυσης και η τάφρος παρουσιάζεται με τη μαύρη γραμμή με τα τρίγωνα. Όλα τα σχήματα είναι στην ίδια κλίμακα και ο βορράς είναι προς τα πάνω (Courtesy of W. Thatcher unpublished work, 1989).

Οι ανάστροφες διαρρήξεις στη ζώνη κατάδυσης δε φτάνουν μέχρι την επιφάνεια στην τάφρο και το κατώτερο όριό τους κυμαίνεται στα 40 με 45km (Scholz, 1998) Στο Ελληνικό Τόξο η επιφανειακή σεισμική δραστηριότητα κατανέμεται έως τα 35 με 50km (Papazachos et al., 2000; Laigle, 2004; Papadimitriou & Karakostas, 2005). Γενικά σε ζώνες κατάδυσης με μικρό συντελεστή σεισμικής σύζευξης, όπως το Ελληνικό Τόξο, οι σεισμοί έχουν μικρές ζώνες διάρρηξης. Επιπλέον οι ζώνες υψηλής απελευθέρωσης

σεισμικής ροπής περιορίζονται σε μικρές απομονωμένες περιοχές της διεπιφάνειας κατάδυσης (σχήμα 2.3, Scholz, 1990).

Ο Scholz (1982) διαχωρίζει τους μικρούς από τους μεγάλους σεισμούς θεωρώντας ότι η επιφάνεια διάρρηξης των δεύτερων εκτείνεται σε όλο το θραυστικό (brittle) τμήμα του φλοιού και μπορεί να παρασταθεί ως ορθογώνια διάρρηξη με το πάνω άκρο της στη ελεύθερη επιφάνεια (σχήμα 2.4) Οι μικροί σεισμοί από την άλλη πλευρά, μπορούν να παρασταθούν ως κυκλικές πηγές μέσα σε ελαστικό μέσο. Από τα παραπάνω είναι φανερό ότι έπρεπε να τεθεί ένας περιορισμός σχετικά με το πλάτος της ζώνης διάρρηξης για τους σεισμούς που γίνονται κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου.



Σχήμα 2.4: Ζώνες διάρρηξης σεισμών δυο ειδών: μικρών σεισμών (small) των οποίων οι σεισμογόνοι χώροι αναπτύσσονται απεριόριστα προς όλες τις κατευθύνσεις και μεγάλων σεισμών (large) που περιορίζονται από το σεισμογόνο στρώμα (seismogenic zone). L , είναι το μήκος διάρρηξης κατά τη διεύθυνση παράταξης του ρήγματος και W , είναι το πλάτος της διάρρηξης (Pacheco et al., 1992).

Η δυνατότητα μιας ανάστροφης διάρρηξης να επιταχύνει το χρόνο γένεσης άλλων σεισμών με επίκεντρα κατά τη διεύθυνση της παράταξής της εξαρτάται από το λόγο μήκος/πλάτος του ρήγματος (L/W) (Lin and Stein, 2004). Οι μεγάλες ($M > 7.0$) ανάστροφες διαρρήξεις αυξάνουν μόνο το μήκος τους, κατά τη διεύθυνση της παράταξής, τους, καθώς το πλάτος τους περιορίζεται από το σεισμογόνο στρώμα άρα ισχύει $L/W > 1$. Οι σεισμοί που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα που καλύπτει η παρούσα εργασία σε ανάστροφα ρήγματα θεωρούνται μικροί σεισμοί με μεγέθη $6.3 \leq M \leq 6.6$. Λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω, τέθηκε ο περιορισμός $L/W \geq 1$

Πίνακας 2.3: Μοντέλα διάρρηξης των ισχυρών ($M \geq 6.3$) σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης τη χρονική περίοδο 1959-2005

Ημερομηνία	Ώρα	ϕ (B)	λ (A)	Βάθος (km)	L (km)	W (km)	M*	Mo (dyn cm)	u (cm)	SS (m)	DS (m)	Μηχανισμός Γένεσης			Αναφ
												ζ	δ	λ	
1959 Μάιος 14	06:36:56	35.00	24.72	39	19	12	6.3	-	17.8	-0.028	-0.176	309	35	99	1
1959 Νοέμ..15	17:08:43	37.80	20.50	12	44	20	6.8	$17.18 \cdot 10^{25}$	100.0	-0.992	0.122	46	37	187	2
1962 Απρίλ. 10	21:37:07	37.80	20.10	8	26	9	6.3	-	49.0	-0.485	-0.068	40	57	172	3
1972 Μάιος 4	21:39:57	35.10	23.60	40	27	26	6.5	$2.62 \cdot 10^{25}$	24.0	-0.419	-0.240	309	25	89	4
1972 Σεπτ. 17	14:07:15	38.30	20.30	8	19	12	6.3	$2.16 \cdot 10^{25}$	49.0	-0.487	0.051	45	68	186	2
1976 Μάιος 11	16:59:45	37.40	20.40	16	24	24	6.5	$3.57 \cdot 10^{25}$	24.0	-0.066	-0.231	335	25	106	2
1977 Σεπτ. 11	23:19:19	34.90	23.00	16	19	12	6.3	$0.53 \cdot 10^{25}$	17.8	-0.015	-0.177	295	40	95	2
1983 Ιαν. 17	12:41:30	38.10	20.20	11	59	36	7.0	$20.8 \cdot 10^{25}$	148.0	-1.474	-0.130	39	45	175	2
1997 Οκτ. 13	13:39:39	36.45	22.16	32	21	21	6.4	$3.19 \cdot 10^{25}$	19.9	-0.061	-0.189	322	25	108	5
1997 Νοέμ. 18	13:07:41	37.57	20.57	23	27	26	6.6	$5.077 \cdot 10^{25}$	27.8	-0.225	-0.163	352	25	144	5

1.Papazachos et al. (1997a), 2.Papadimitriou (1993), 3.Παπαζάχος& Παπαζάχου (2002), 4.Kiratzí & Langston (1989), 5.Λούβαρη (2000),

2.6.3 Υπολογισμός της σεισμικής ολίσθησης, u

Η ολίσθηση υπολογίστηκε χρησιμοποιώντας τις εμπειρικές σχέσεις των Papazachos et al. (2004b). Για ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης χρησιμοποιήθηκε η σχέση (12), ενώ για τα ανάστοφα κατά μήκος του τόξου χρησιμοποιήθηκε η σχέση (13).

$$\log u = 0.68M - 2.59 \quad (12)$$

$$\log u = 0.64M - 2.56 \quad (13)$$

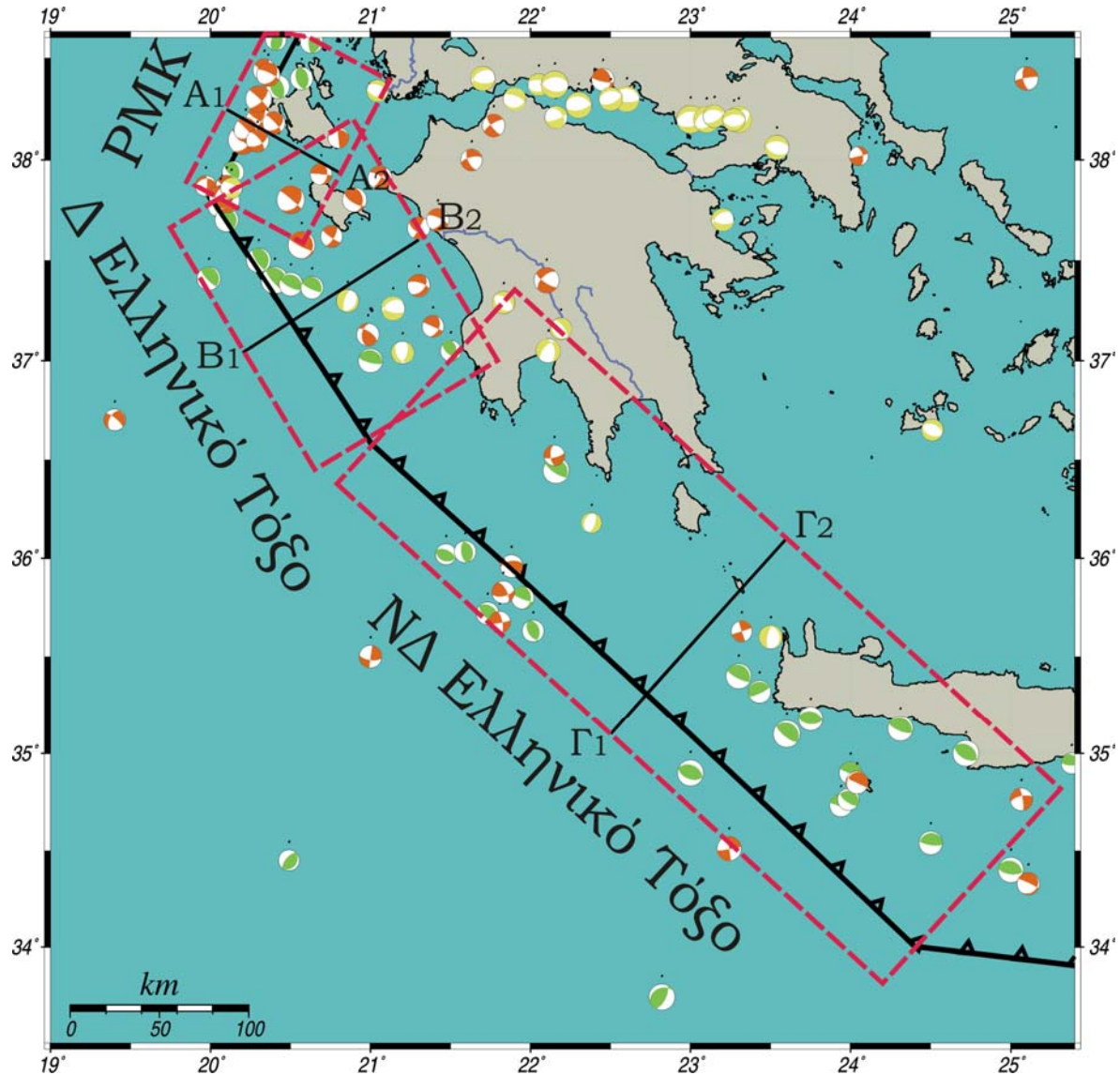
Πληροφορίες για τους παραπάνω υπολογισμούς δίνονται στον πίνακα 2.1.

2.7 ΔCFF κατά τη σεισμική ολίσθηση

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η τάση είναι τανυστής ο οποίος μεταβάλλεται στο χώρο. Δηλαδή η γεωμετρία και το είδος της ολίσθησης καθορίζουν τη χωρική κατανομή των μεταβολών του πεδίου τάσης οι οποίες οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση. Για το λόγο αυτό, η κατανομή των μεταβολών του πεδίου τάσεων είναι διαφορετική όταν ως ρήγμα παρατήρησης (δέκτης) θεωρείται κάθε φορά ρήγμα διαφορετικού τύπου διάρρηξης. Ένα ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης μπορεί να βρίσκεται σε περιοχές θετικών τιμών μεταβολών των στατικών τάσεων, όταν οι μεταβολές αυτές υπολογίζονται για τις διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης με ΒΑ παράταξη στην περιοχή της Κεφαλονιάς, ενώ μπορεί να βρίσκεται σε περιοχές αρνητικών τιμών μεταβολών αυτών όταν το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για τα ανάστροφα ρήγματα. του Ελληνικού Τόξου.

Σε κάθε σχήμα που φαίνονται οι μεταβολές των τιμών της στατικής τάσης Coulomb, χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με τύπο διάρρηξης ίδιο με το ρήγμα για το οποίο υπολογίζεται το πεδίο τάσης «ρήγμα δέκτης» (receiver or target fault). Σε κάθε σχήμα φαίνονται οι μηχανισμοί γένεσης που είναι των σεισμών που έγιναν στο ενδιαμέσο χρονικό διάστημα μεταξύ δυο διαδοχικών ισχυρών σεισμών, με τον ίδιο τύπο διάρρηξης. Όλα τα ρήγματα ίδιου τύπου με το ρήγμα που φιλοξένησε τον κύριο σεισμό (ρήγμα πηγή) σε κάθε περίπτωση φαίνονται με μαύρο χρώμα. Τα ρήγματα διαφορετικού τύπου διάρρηξης φαίνονται με άσπρο χρώμα ενώ

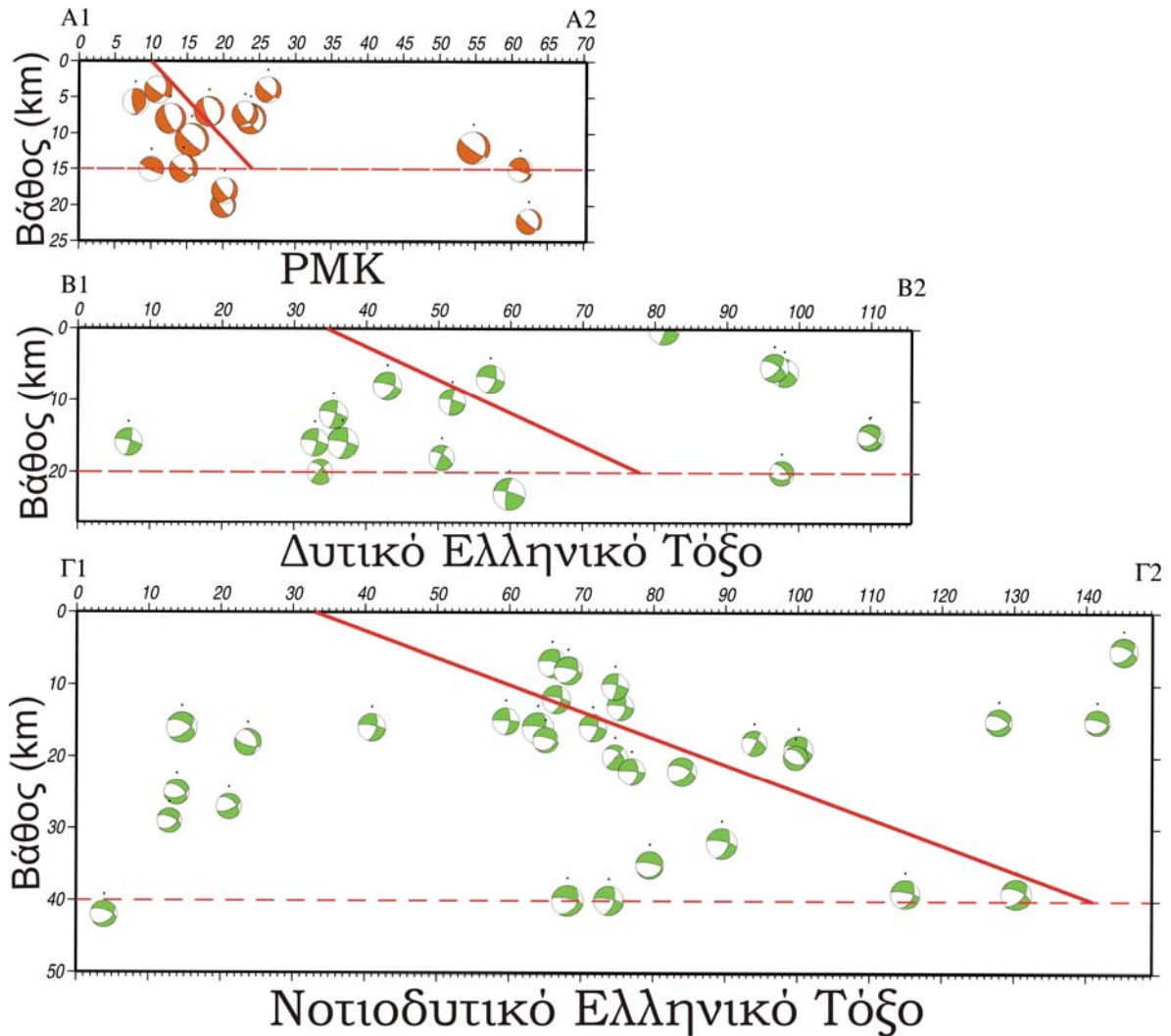
το ρήγμα πηγή με κόκκινο. Η περιοχή μελέτης χωρίζεται σε δύο υποπεριοχές για λόγους παρουσίασης. Οι υποπεριοχές αυτές ορίζονται από τα δύο διακεκομμένα λευκά ορθογώνια στο σχήμα 1.7.



Σχήμα 2.5: Θέσεις των τομών. Τομή A_1A_2 : κάθετα στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (PMK), τομή B_1B_2 κάθετα στο δυτικό Ελληνικό Τόσο και τομή $\Gamma_1\Gamma_2$ κάθετα στο νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόσο. Οι τομές παρουσιάζονται με μαύρες γραμμές και τα δεδομένα που χαρτογραφούνται σε αυτές περικλείονται στα κόκκινα παραλληλόγραμμα. Το μέτωπο κατάδυσης δίνεται με τη μαύρη χοντρή γραμμή με τα τρίγωνα. Οι κόκκινοι μηχανισμοί γένεσης αντιστοιχούν σε διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης και οι πράσινοι σε ανάστροφες διαρρήξεις

Όταν το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφο τύπο διάρρηξης η χωρική κατανομή των μεταβολών των τιμών της τάσης εξαρτάται από τη μεταβολή του βάθους λόγω της μικρής γωνίας κλίσης (Lin & Stein, 2004). Άρα η γεωμετρία του ρήγματος πηγής και το βάθος υπολογισμού των τιμών

της ΔCFF πάνω στα ρήγματα δέκτες είναι πολύ σημαντική. Στην παρούσα εργασία οι μεταβολές της τάσης Coulomb υπολογίζονται με βάση τη γεωμετρία του ρήγματος που ολίσθησε στον κύριο σεισμό στο κατάλληλο βάθος, που είναι μερικά χιλιόμετρα πάνω από το κατώτερο όριο του σειсмоγόνου στρώματος. Για την περιοχή γύρω από την Κεφαλονιά το όριο αυτό είναι τα 15km (Jackson & McKenzie, 1988; Papadimitriou 2002).



Σχήμα 2.6: Κατακόρυφες τομές. Τομή Α₁Α₂ : κάθετα στο ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (PMK), τομή Β₁Β₂ κάθετα στο δυτικό Ελληνικό Τόξο και τομή Γ₁Γ₂ κάθετα στο νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο. Οι κόκκινες γραμμές ορίζουν την καταδύμενη πλάκα και οι διακεκομμένες κόκκινες γραμμές το κάτω όριο του σεισμογόνου στρώματος. Οι μηχανισμοί γένεσης χαρτογραφούνται όπως στο σχήμα 2.5.

Σύμφωνα με τους King et al. (1994) η σεισμική ολίσθηση γίνεται μέγιστη στο μέσο βάθος του σεισμογόνου στρώματος. Για το λόγο αυτό υπολογίστηκε το μέσο βάθος με βάση την κατανομή των ενδιάμεσων και ισχυρών σεισμών της περιοχής, σε τρεις τομές, μία κάθετα στο ρήγμα της

Κεφαλονιάς και δύο κάθετα στο μέτωπο κατάδυσης (σχήμα 2.5). Από την κατανομή των σεισμών στις τομές του σχήματος 2.6 ορίζεται και το κατώτερο όριο του σεισμογόνου στρώματος.

Οι υπολογισμοί του πεδίου τάσεων για ανάστροφο και οριζόντιας μετατόπισης τύπου διάρρηξης γίνονται στα 10km (Baker et al., 1997) στο ΒΔ και Δ τμήμα του Ελληνικού Τόξου όπου τα εστιακά βάθη κυμαίνονται από 3 έως 20km όπως φαίνεται στο σχήμα 2.6. Στο ΝΔ τμήμα του Ελληνικού Τόξου τα εστιακά βάθη των σεισμών με ανάστροφο μηχανισμό γένεσης κυμαίνονται από 5 έως 40km και το πεδίο τάσεων υπολογίζεται σε βάθος 20km για ανάστροφες διαρρήξεις. Οι εστίες των σεισμών με κανονικό μηχανισμό γένεσης κατανέμονται από 3 έως 15km και το πεδίο τάσεων στην περιοχή αυτή υπολογίζεται σε βάθος 8km για κανονικές διαρρήξεις

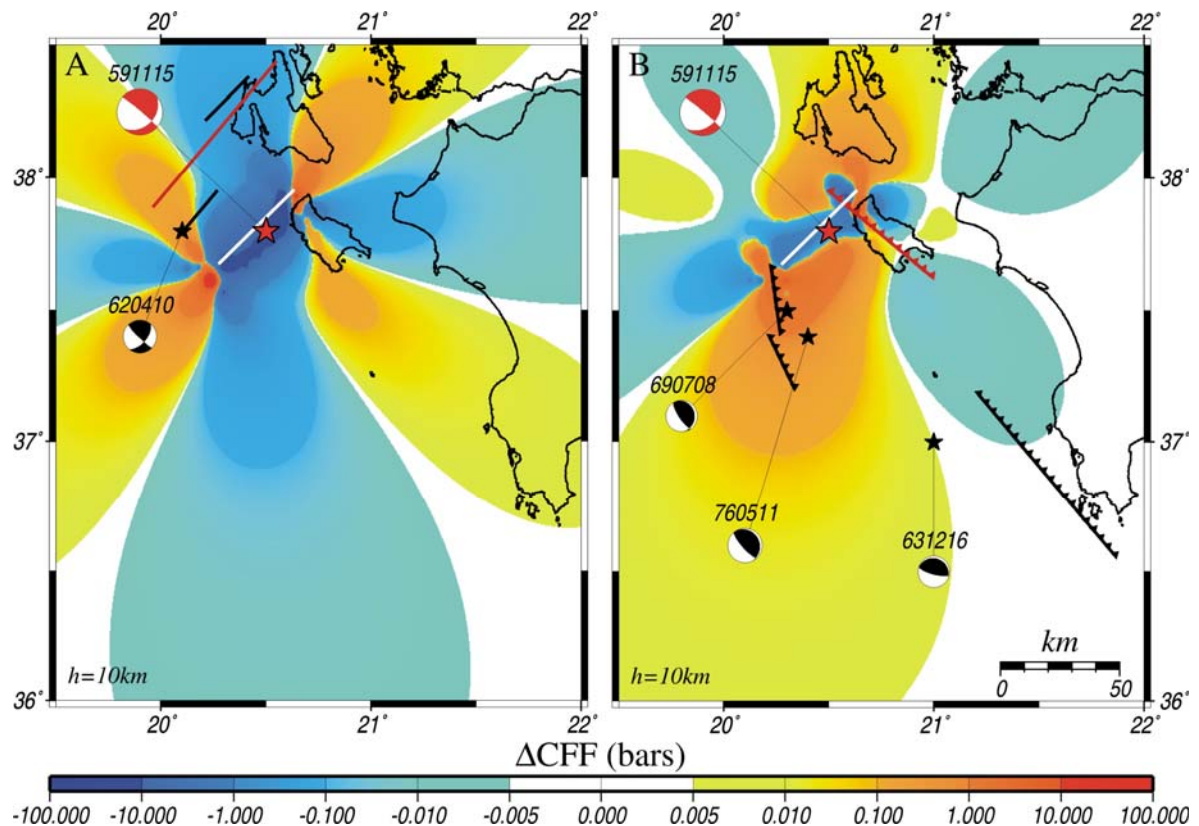
2.7.1 Περιοχή Ιόνιων Νήσων (Δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου)

Ζάκυνθος (15/11/59) 37,80°N, 20.50°E, M=6,8

Ο σεισμός που έγινε την 15 Νοεμβρίου 1959 και συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 46°, κλίση: 37° και γωνία ολίσθησης: 187° (Papadimitriou., 1993). Το εστιακό βάθος του σεισμού είναι 12km. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε μερικές βλάβες στη Ζάκυνθο και λίγες στην Ηλεία και την Ακαρνανία. Παρατηρήθηκε καθίζηση του εδάφους κατά μήκος του παραλιακού δρόμου της Ζακύνθου και μικρές ρωγμές στην αποβάθρα της πόλης. Προηγήθηκε δόνηση την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό (M 4.0) και ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε την 1 Δεκεμβρίου (M 5.8) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002).

Στο σχήμα 2.7 φαίνεται η μεταβολή της τάσης Coulomb που συνδέεται με το σεισμό οριζόντιας μετατόπισης του 1959 (M 6.8), όπως υπολογίστηκε για σεισμούς του ίδιου τύπου (σχήμα 2.7Α) και για ανάστροφες διαρρήξεις (σχήμα 2.7Β) Στο σχήμα 2.7Α σχηματίζεται μια «σκιερή» ζώνη με διεύθυνση Β-Ν όπου παρατηρείται απουσία σεισμών μέχρι το 1962 όταν έγινε ο επόμενος σεισμός ίδιου τύπου με τον σεισμό του 1959. Το επίκεντρο του σεισμού του 1962, καθώς και τμήμα του ρήγματος που ολίσθησε κατά τη γένεσή του βρίσκονται σε περιοχή με θετικές τιμές του πεδίου τάσεων. Ο

χρόνος γένεσης αυτού του σεισμού πιθανώς επιταχύνθηκε από το σεισμό του 1959.

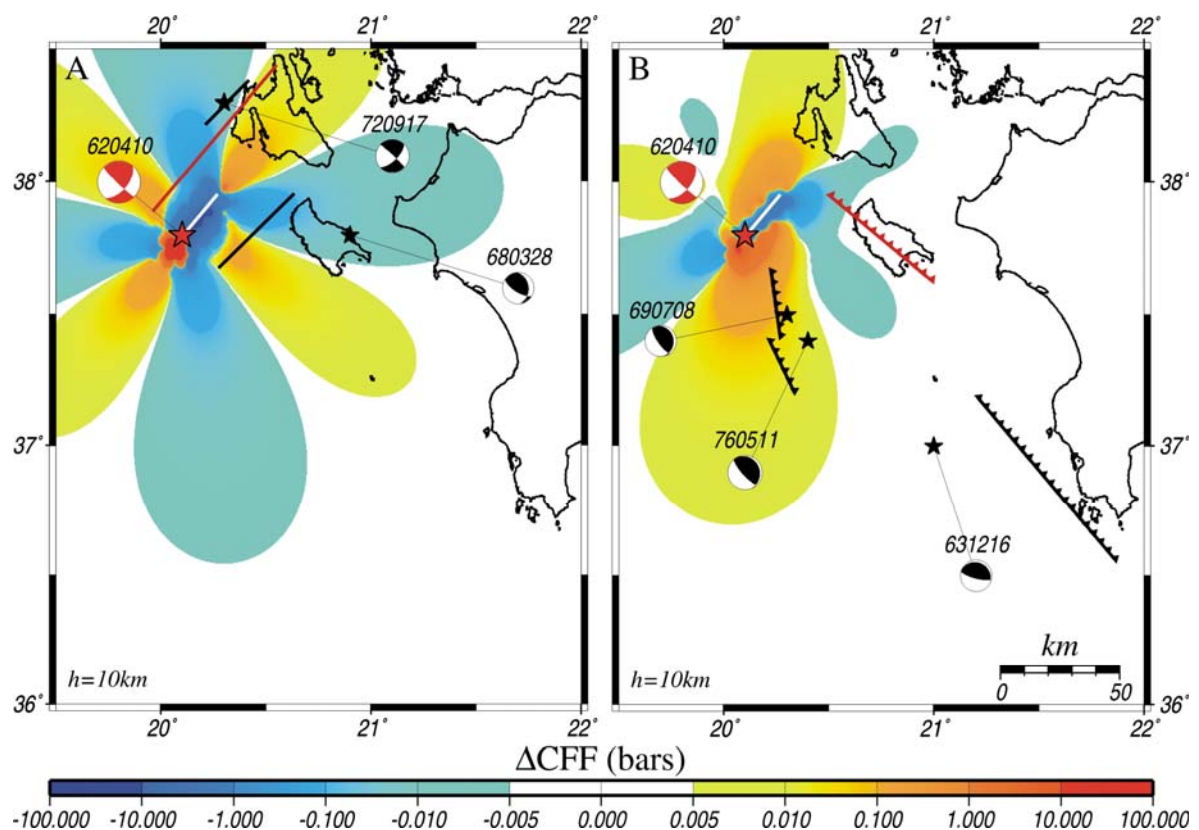


Σχήμα 2.7: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 14 Μαΐου του 1959 (M 6.8). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Οι μεταβολές της τάσης παρουσιάζονται με χρωματική κλίμακα στο κάτω μέρος του σχήματος σε bar. Χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1959-1962 ως ισοεμβαδικές προβολές του κάτω ημισφαιρίου. Τα λευκά τεταρτημόρια αντιστοιχούν σε αραιώσεις και τα έγχρωμα σε συμπιέσεις. Η ημερομηνία γένεσης (Χρόνος/Μήνας/Ημέρα) δίνονται στο πάνω μέρος κάθε σφαίρας. Το ρήγμα που ολίσθησε στον κύριο σεισμό δίνεται με λευκό χρώμα και το ρήγμα «δέκτης» φαίνεται με κόκκινο χρώμα. Τα ρήγματα με παρόμοιο τύπο διάρρηξης με το «δέκτη» φαίνονται με μαύρο χρώμα. Τα αστέρια είναι επίκεντρα σεισμών και ενώνονται με τον αντίστοιχο μηχανισμό γένεσης με λεπτή μαύρη γραμμή. Το κόκκινο αστέρι και ο κόκκινος μηχανισμός γένεσης είναι του κύριου σεισμού. **(Β)** Όμοια με το (Α) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1959-1976

Όταν το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφο τύπο διάρρηξης (σχήμα 2.7B) τότε σχηματίζεται μία ζώνη με θετικές τιμές της ΔCFF με διεύθυνση B-N. Ο επόμενος ισχυρός σεισμός (Μάιος 1976) καθώς και οι μεταγενέστεροι ενδιαμέσου μεγέθους σεισμοί βρίσκονται σε αυτή τη ζώνη και πιθανόν έχει επιταχυνθεί ο χρόνος γένεσής τους λόγω των μεταβολών της στατικής τάσης που οφείλονται στη γένεση του σεισμού του 1959.

Κεφαλονιά (10/04/62) 37.80°N, 20.50°E, M=6,3

Ο σεισμός της 10 Απριλίου 1962 συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 40°, κλίση: 57° και γωνία ολίσθησης: 172° (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002) και έχει εστιακό βάθος 8km. Ο μηχανισμός που χρησιμοποιήθηκε για το σεισμό αυτό είναι οριζόντιας μετατόπισης αν και είναι διαθέσιμος και ένας ανάστροφος μηχανισμός γένεσης (Papazachos et al. 1997a). Ο σεισμός αυτός έγινε έντονα αισθητός στη Ζάκυνθο, στην Ηλεία και στη Μεσσηνία. Έγινε επίσης αισθητός σε πολλά άλλα μέρη της Ελλάδας ως την Άρτα και ακολουθήθηκε από μεγάλο αριθμό μετασεισμών. Έχουν δημοσιευτεί ισόσειστες καμπύλες για το σεισμό αυτό (Papazachos et al, 1997b) οι οποίες δείχνουν παράταξη του ρήγματος αντίστοιχη με την παράταξη του ανάστροφου μηχανισμού γένεσης. Για το λόγο αυτό δε παρουσιάζονται εδώ.

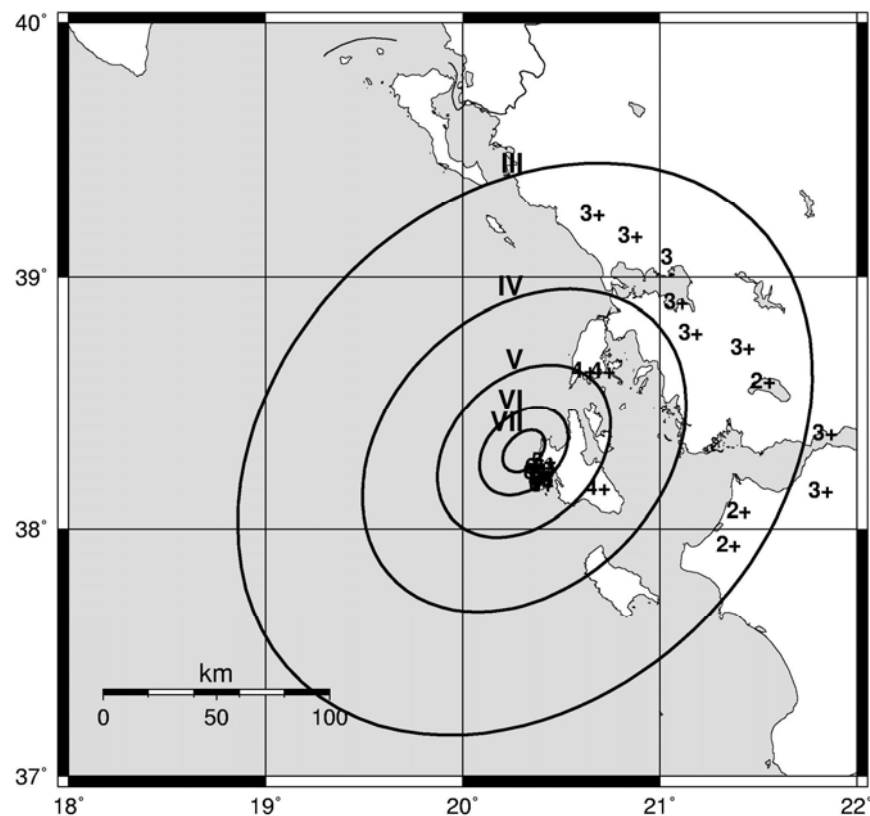


Σχήμα 2.8: (A) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό της 10 Απριλίου 1962 (M 6.3). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Χαρτογραφούνται οι σεισμοί με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1962-1972. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 (B) Όμοια με το (A) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1962-1976

Στο σχήμα 2.8 φαίνονται οι μεταβολές των τάσεων που σχετίζονται με το σεισμό αυτό. Διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης καθυστερούν στις σκιερές ζώνες που δημιουργήθηκαν με διεύθυνση Β-Ν και Α-Δ όπως φαίνεται στο σχήμα 2.8Α. Δύο μεταγενέστεροι σεισμοί ίδιου τύπου διάρρηξης (Μάρτιος 1968 και Σεπτέμβριος 1972) βρίσκονται σε αυτές τις περιοχές. Ο ένας από αυτούς (Σεπτέμβριος 1972 M 6.3) είναι ο επόμενος ισχυρός σεισμός του δείγματος.

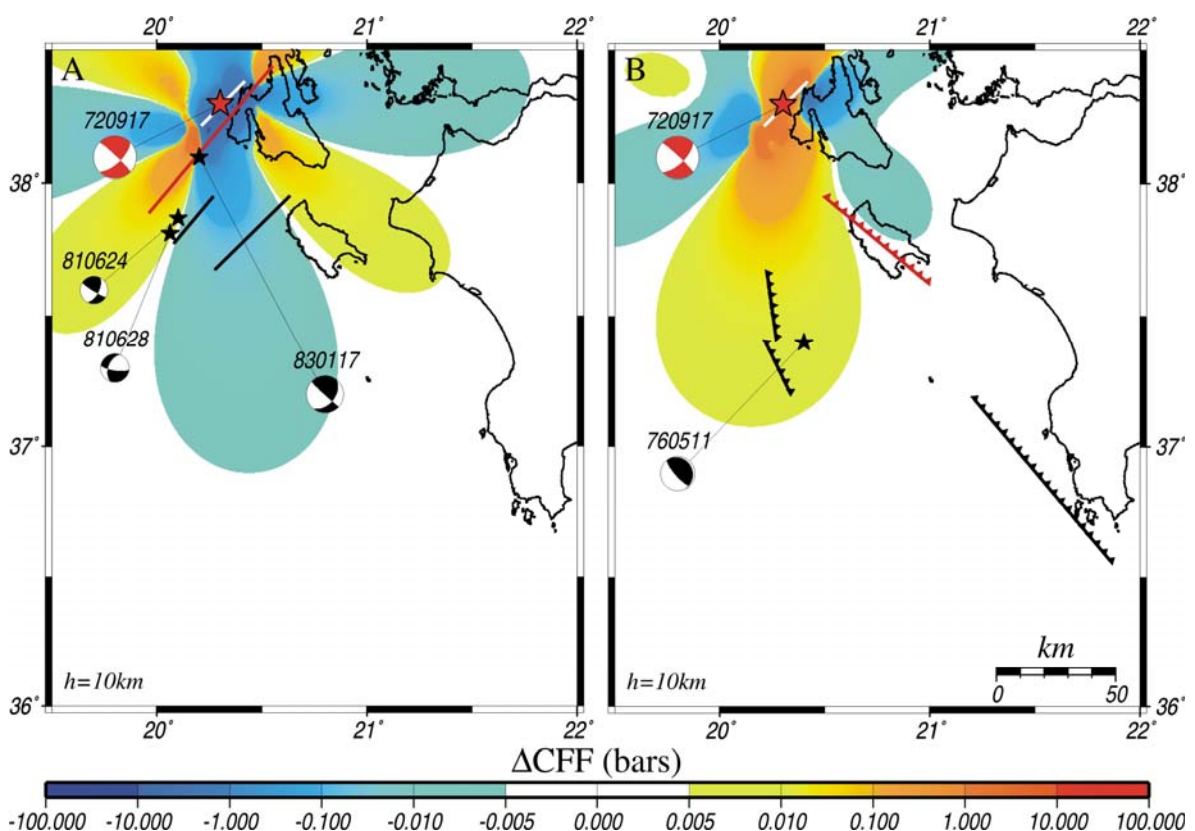
Η κατανομή τάσεων Coulomb σε αυτή την περίπτωση επέτυχε να προβλέψει τη θέση των ανάστροφων ρηγμάτων τα οποία ενεργοποιήθηκαν κατά το επόμενο χρονικό διάστημα, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.8Β. Όλοι οι μεταγενέστεροι σεισμοί μέχρι τον επόμενο σεισμό αυτού του είδους διάρρηξης (Μάιος 1976 M 6.5) βρίσκονται σε περιοχές με θετικές μεταβολές της τάσης. Ο σεισμός του Δεκεμβρίου του 1963 (M 5.9) βρίσκεται σε απόσταση 119km περίπου από το επίκεντρο του σεισμού του 1962 σε περιοχή με μηδενικές μεταβολές της ΔCFF και δεν επηρεάζεται από αυτόν.

Κεφαλονιά (17/09/72) 38.30°N, 20.30°E, $M=6,3$



Σχήμα 2.9: Χαρτογράφηση των μακροσεισμικών εντάσεων κα ισόσειστες καμπύλες (III, IV, V, VI, VII) του σεισμού που έγινε 17 Σεπτεμβρίου 1972 M 6.3 (Papazachos et al., 1997a).

Ο σεισμός της 17 Σεπτεμβρίου 1972 συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 45° , κλίση: 68° και γωνία ολίσθησης: 176° (Paradimitriou, 1993) και έχει εστιακό βάθος 8km. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε βλάβες στο δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς όπως φαίνεται στις ισόσειστες καμπύλες που παρουσιάζονται στο σχήμα 2.9. Έπαθαν μη επισκευάσιμες βλάβες 108 παλιά σπίτια και ρηγματώθηκαν 57 κτίρια και δύο γέφυρες. Τραυματίστηκε ένα άτομο. Προηγήθηκαν δονήσεις, η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε στις 14 Αυγούστου (M 4.4) και ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμών ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 30 Οκτωβρίου (M 5.4) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002).

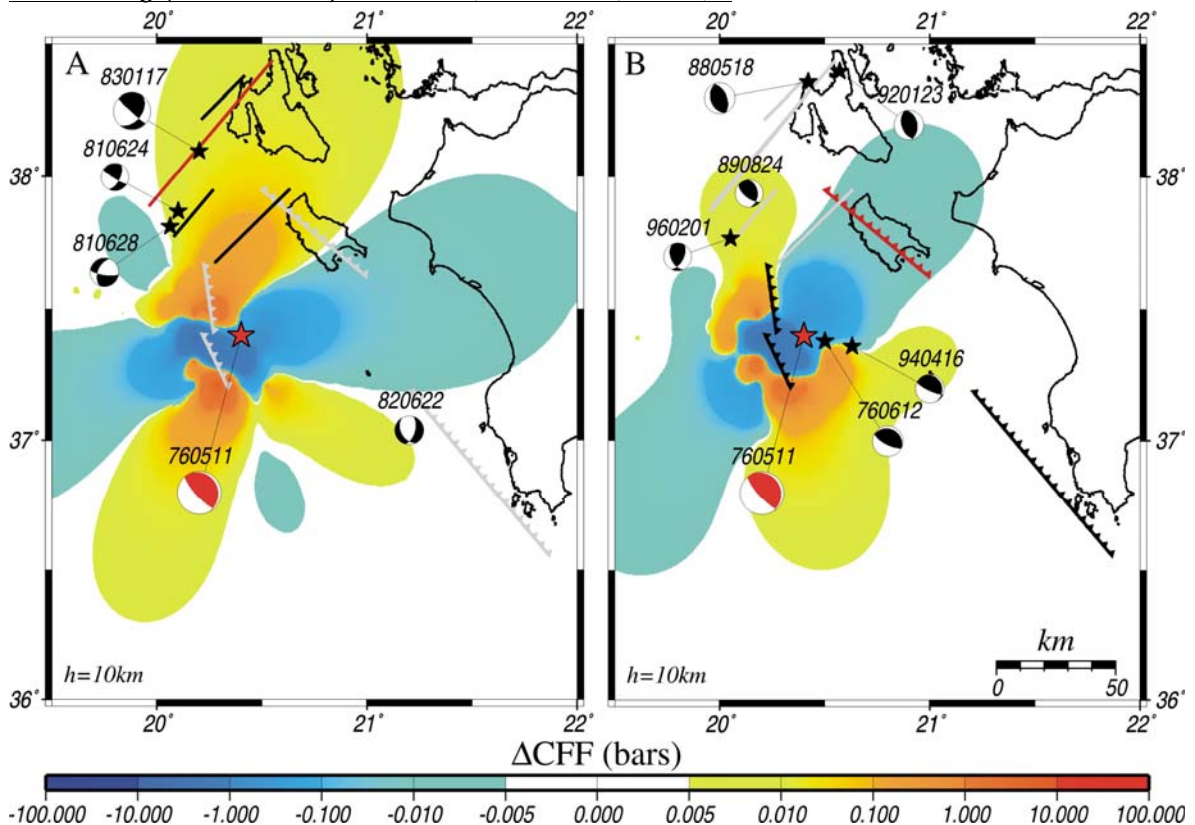


Σχήμα 2.10: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 17 Σεπτεμβρίου του 1972 (M 6.3). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Χαρτογραφούνται οι σεισμοί με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1972-1983. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 **(Β)** Όμοια με το (Α) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1972-1976

Στο σχήμα 2.10 παρουσιάζεται η μεταβολή της τάσης Coulomb που συνδέεται με το σεισμό του 1972. Ο σεισμός αυτός έγινε στο ΒΔ τμήμα της περιοχής μελέτης και δημιούργησε μια ζώνη θετικών τάσεων με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που περικλείει το ΝΔ τμήμα του ρήγματος της Κεφαλονιάς (σχήμα

2.10Α) Το τμήμα αυτό του ρήγματος ολίσθησε το 1983 σε ένα σεισμό μεγέθους M 7.0 που είναι ο ισχυρότερος σεισμός που έχει γίνει στο χρονικό διάστημα των 46 ετών που εξετάζεται στην παρούσα μελέτη. Επίσης, φαίνεται να ευνοείται η ενεργοποίηση των ανάστροφων ρηγμάτων που βρίσκονται στη ζώνη θετικών τιμών της ΔCFF με διεύθυνση Β-Ν (σχήμα 2.10Β). Η γένεση του επόμενου ισχυρού σεισμού (Μάιος 1976) πιθανόν να επιταχύνθηκε από το σεισμό του 1972.

Ζάκυνθος (11/05/76) 37.40°N, 20.40°E, $M=6,5$



Σχήμα 2.11: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 11 Μαΐου του 1976 (M 6.5). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Χαρτογραφούνται οι σεισμοί με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1976-1983. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 **(Β)** Όμοια με το (Α) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1976-1997

Το επίκεντρο του σεισμού που έγινε στις 11 Μαΐου του 1976, βρίσκεται ανοικτά των νοτιοδυτικών ακτών της Ζακύνθου. Έγινε έντονα αισθητός στη Ζάκυνθο, Ηλεία, Αχαΐα και Αιτλοακαρνανία. Επίσης έγινε αισθητός σε πολλά άλλα μέρη της Ελλάδας αλλά και στην Κάτω Ιταλία. Προηγήθηκαν δονήσεις η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε στις 7 Φεβρουαρίου (M 4.4) και

ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 12 Ιουνίου (M 5.8) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002). Ο σεισμός αυτός συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 335° , κλίση: 25° και γωνία ολίσθησης: 106° (Papadimitriou, 1993) και έχει εστιακό βάθος 16km.

Ο σεισμός αυτός δημιούργησε μία ζώνη θετικών μεταβολών των τιμών της τάσης με διεύθυνση B-N που ευνοεί την ενεργοποίηση ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης (σχήμα 2.11A). Το ρήγμα της Κεφαλονιάς περιλαμβάνεται στη ζώνη αυτή μαζί με το επίκεντρο του μεγάλου (M 7.0) σεισμού του 1983 και των ενδιαμέσου μεγέθους σεισμών του 1981.

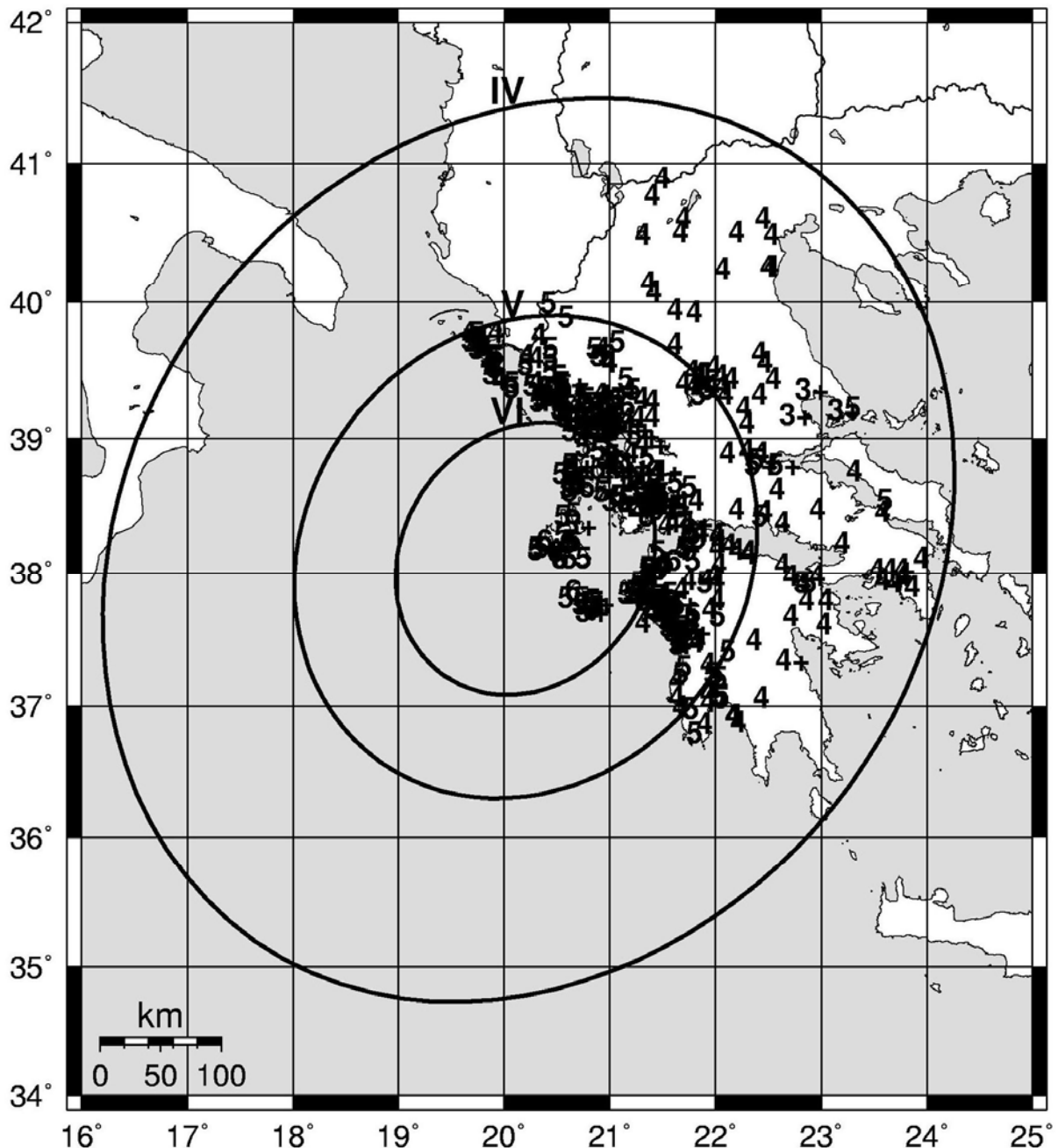
Όταν το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφο τύπο διάρρηξης (σχήμα 2.11B), τότε όλα τα επίκεντρα των σεισμών ίδιου τύπου διάρρηξης μέχρι το 1997 βρίσκονται σε περιοχές με θετικές τιμές μεταβολών των τιμών της στατικής της τάσης. Οι σεισμοί του Μαΐου 1988 και του Ιανουαρίου 1992 που έγιναν στη βόρεια Κεφαλονιά είναι σε απόσταση 103km και 112km αντίστοιχα από την εστία του σεισμού του 1976 και δεν επηρεάζονται από τις μεταβολές αυτές.

Κεφαλονιά (17/01/83) $38.10^\circ N$, $20.20^\circ E$, $M=7,0$

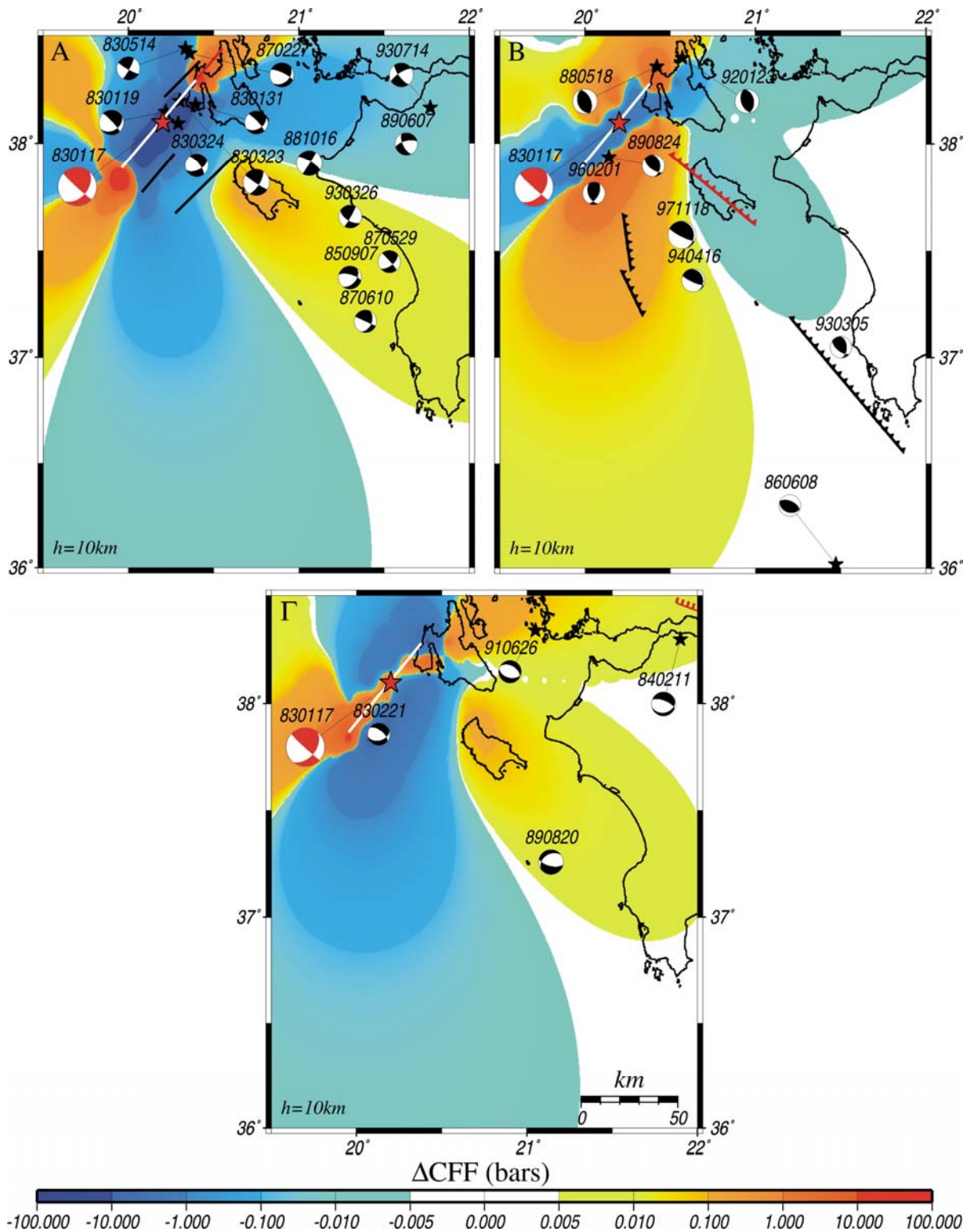
Το επίκεντρο του σεισμού της 17 Ιανουαρίου 1983 βρίσκεται στο θαλάσσιο χώρο νοτιοδυτικά της Κεφαλονιάς. Παρά το μέγεθός του, ο σεισμός αυτός προκάλεσε μικρές βλάβες στην Κεφαλονιά Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002). Οι μακροσεισμικές εντάσεις και ισόσειστες καμπύλες αυτού του σεισμού παρουσιάζονται στο σχήμα 2.12. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 39° , κλίση: 45° και γωνία ολίσθησης: 175° και έχει εστιακό βάθος 11km (Papadimitriou, 1993).

Πρόκειται για τον ισχυρότερο σεισμό που έγινε στην περιοχή μελέτης τη χρονική περίοδο που εξετάζεται. Θεωρούμε ότι κατά τη γένεσή του ολίσθησε ένα τμήμα του ρήγματος της Κεφαλονιάς μήκους 60km. Στο σχήμα 2.13A οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται με το σεισμό αυτό υπολογίζονται για τύπο διάρρηξης οριζόντιας μετατόπισης μαζί με τους μεταγενέστερους σεισμούς ίδιου τύπου. Οι πιο πολλοί ενδιάμεσου μεγέθους σεισμοί βρίσκονται στο λοβό θετικών μεταβολών των τάσεων στα NA. Οι σεισμοί που συγκεντρώνονται κοντά στην εστία του κύριου σεισμού, και

έγιναν στο χρονικό διάστημα Ιανουάριος-Μάρτιος 1983, είναι οι ισχυρότεροι σεισμοί της μετασεισμικής του ακολουθίας πα'νω στο ρήγμα της κύριας διάρρηξης και για το λόγο αυτό βρίσκονται σε «σκιερή» ζώνη. Οι θέσεις των μετασεισμών δεν είναι δυνατόν να προβλεφθούν όταν χρησιμοποιείται μοντέλο ομοιογενούς κατανομής της ολίσθησης για τον υπολογισμό του πεδίου των τάσεων.



Σχήμα 2.12: Χαρτογράφηση των μακροσεισμικών εντάσεων κα ισόσειστες καμπύλες (IV, V, VI) του σεισμού που έγινε 17 Ιανουαρίου 1983 M 6.3 (Parazachos et al., 1997a).

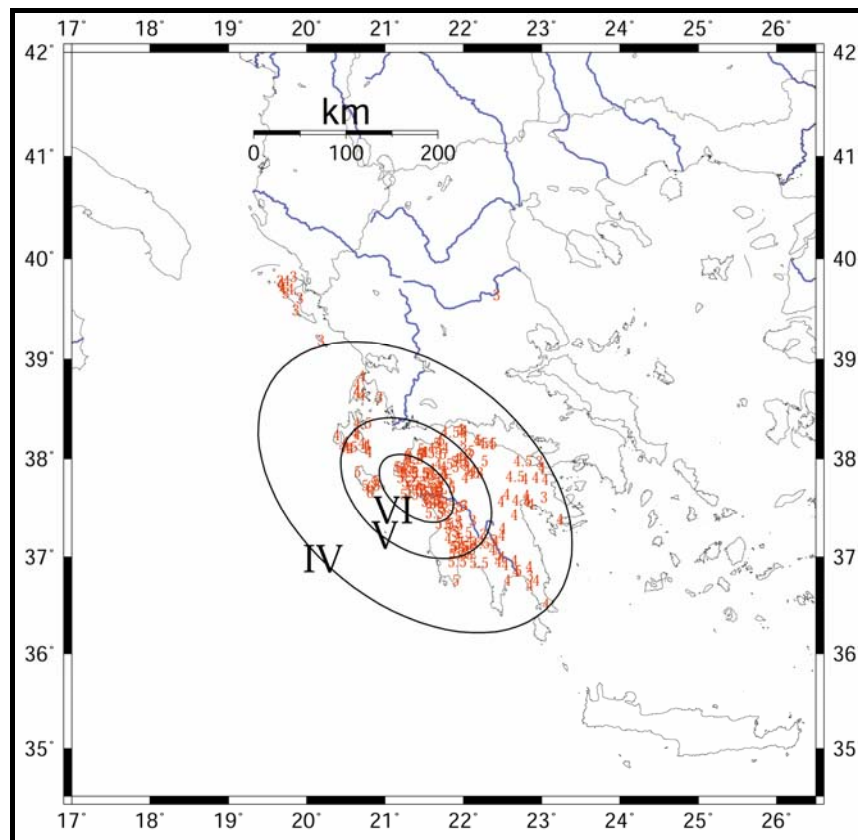


Σχήμα 2.13: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το μεγάλο σεισμό στις 17 Ιανουαρίου του 1983 (M 7.0). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Χαρτογραφούνται σεισμοί με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1983-1997. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 (Β) Όμοια με το (Α) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1983-1997 (Γ) Όμοια με το (Α) για κανονικό τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης των σεισμών που έγιναν το διάστημα 1983-1997.

Στο σχήμα 213B υπολογίζονται οι τιμές της ΔCFF για ανάστροφες διαρρήξεις. Ο επόμενος τέτοιος ισχυρός σεισμός (Νοέμβριος 1997, M 6.6) και οι μικρότεροι που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1976-1997 φαίνεται να ευνοούνται από τις μεταβολές των τιμών της στατικής τάσης που οφείλονται στη γένεση του σεισμού του 1976, καθώς τα επίκεντρα τους βρίσκονται στη ζώνη θετικών τάσεων διεύθυνσης B-N.

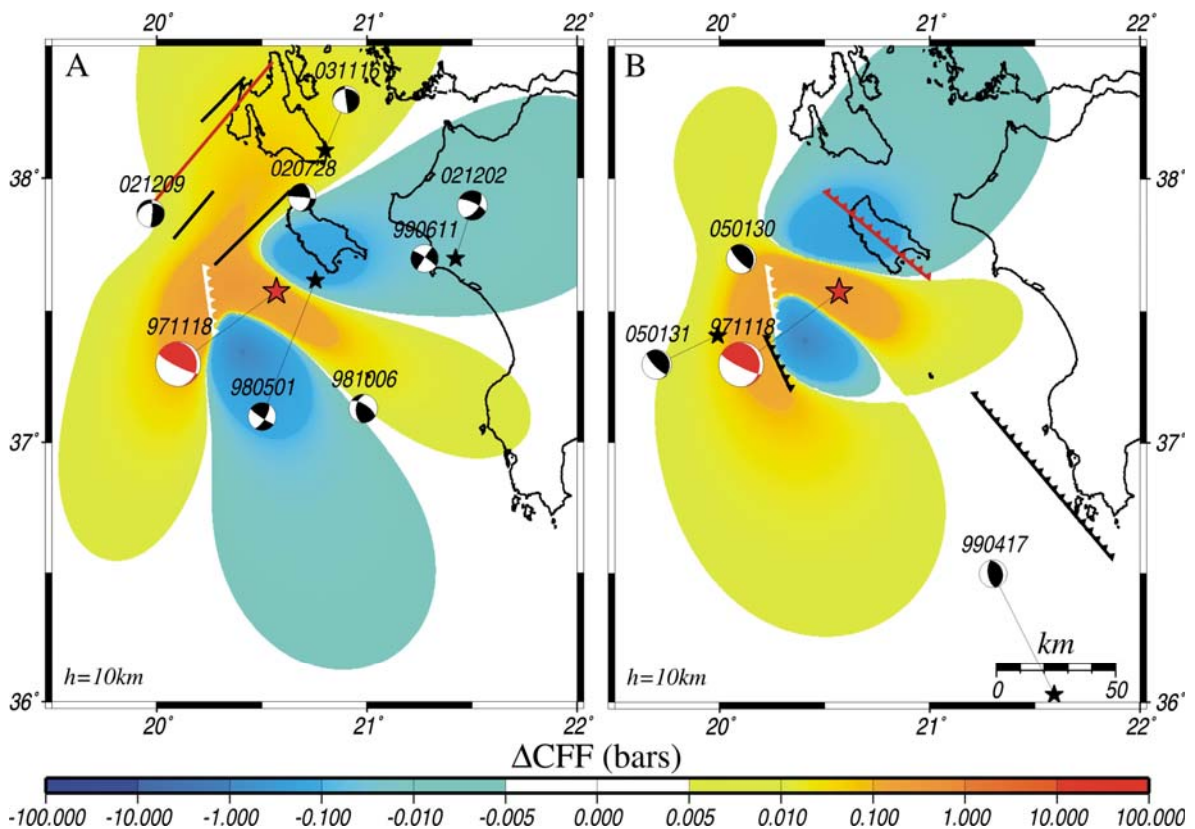
Επειδή ο σεισμός αυτός είναι μεγάλος και οι μεταβολές των τιμών των τάσεων κατά τη γένεσή του επιδρούν σε μεγαλύτερες αποστάσεις έγινε μία προσπάθεια να εξεταστεί η επίδραση αυτού του σεισμού σε εφελκυστικές διαρρήξεις. Για το λόγο αυτό υπολογίστηκε το πεδίο τάσεων για ρήγματα αυτού του τύπου με παράταξη A-Δ (σχήμα 2.13Γ). Ο τύπος διάρρηξης αυτός είναι τυπικός για την περιοχή του Κορινθιακού Κόλπου. Ευνοείται η γένεση τέτοιων σεισμών στα ανατολικά, ενώ ένας σεισμός βρίσκεται στη σκιερή ζώνη με διεύθυνση B-N (Φεβρουάριος 1984, M 5.2).

Ζάκυνθος (18/11/97) 37.57°N, 20.57°E, $M=6,6$



Σχήμα 2.14: Χαρτογράφηση των μακροσεισμικών εντάσεων και ισόσειστες καμπύλες (IV, V, VI) του σεισμού που έγινε στις 18 Νοεμβρίου 1997 M 6.6 (Μεσσίνη & Γκαρλαούνη, 2003)

Ο σεισμός της 18 Νοεμβρίου του 1997 προκάλεσε βλάβες στο νοτιοδυτικό τμήμα της Πελοποννήσου. Έγινε πολύ έντονα αισθητός στην Ηλεία, στη Ζάκυνθο και τη Λακωνία. Οι μακροσεισμικές εντάσεις και ισόσειστες καμπύλες αυτού του σεισμού φαίνονται στο σχήμα 2.14. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κεφαλονιά, στη Λευκάδα, στο Ναύπλιο αλλά και στη Λάρισα. Προηγήθηκαν προσεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 27 Οκτωβρίου (M 4.0) και ακολούθησαν μετασεισμοί (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2002).



Σχήμα 2.15: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 18 Νοεμβρίου του 1997 (M 6.6). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 10km. Χαρτογραφούνται σεισμοί με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν στο διάστημα 1997-2005. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 (Β) Όμοια με το (Α) αλλά για ανάστροφο τύπο διάρρηξης και μηχανισμούς γένεσης σεισμών που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1997-2005

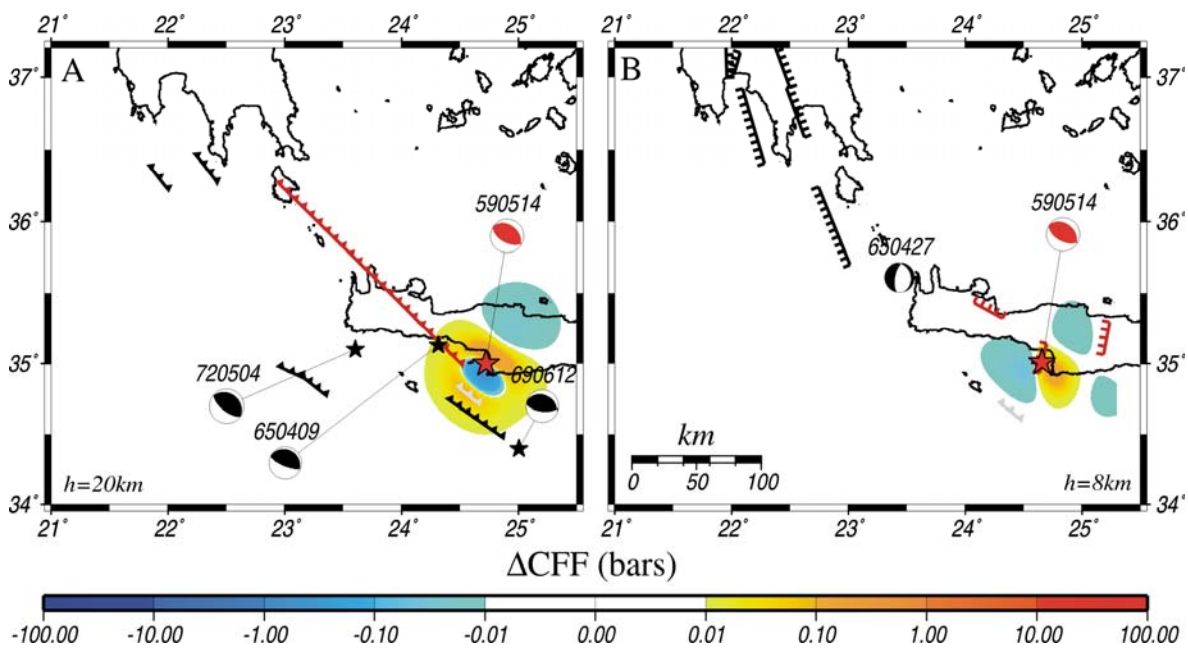
Ο σεισμός αυτός συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 352° , κλίση: 25° και γωνία ολίσθησης: 144° (Λούβαρη, 2000) και έχει εστιακό βάθος 23km. Είναι ο τελευταίος ισχυρός σεισμός που έγινε στο νοτιοδυτικό τμήμα του τόξου μέχρι το 2005 και αποτελεί τον ισχυρότερο σεισμό σε ανάστροφο ρήγμα κατά τη χρονική περίοδο της παρούσας μελέτης. Το πεδίο

των τάσεων υπολογίστηκε για τύπο διάρρηξης οριζόντιας μετατόπισης στο σχήμα 2.15Α. Η γένεση τεσσάρων από τους επτά ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς ιδίου τύπου επιταχύνθηκε από τον κύριο σεισμό. Η διάρρηξη αυτού του τύπου δεν ευνοείται στα ανατολικά και στα νότια

Όταν οι τάσεις υπολογίζονται για ανάστροφο τύπο διάρρηξης (σχήμα 2.15Β) όλοι οι μεταγενέστεροι σεισμοί ιδίου τύπου βρίσκονται σε περιοχές με θετικές τιμές της ΔCFF . Ο σεισμός που συνέβη τον Απρίλιο του 1999 στο νότιο τμήμα της περιοχής είναι πολύ μακριά για να επηρεασθεί από τις μεταβολές της τάσης.

2.7.2 Νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου

Ηράκλειο (14/05/59) 35.00°N, 24.72°E, M=6,3



Σχήμα 2.16: (Α) Μεταβολές της στατικής της τάσης (Coulomb) κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 14 Μαΐου του 1959 (M 6.3). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφη διάρρηξη σε βάθος 20km. Χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης ανάστροφων διαρρήξεων που έγιναν στο διάστημα 1959-1972. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 (Β) Όμοια με το (Α) αλλά για κανονική διάρρηξη στην Νήσο Κρήτη σε βάθος 8km.

Ο σεισμός που έγινε στις 14 Μαΐου του 1959 συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 309°, κλίση: 35° και γωνία ολίσθησης: 99° και έχει εστιακό βάθος 39km. Ήταν καταστρεπτικός στην κεντρική νότια Κρήτη και ιδιαίτερα στο νοτιοδυτικό τμήμα της πεδιάδας της Μεσσαράς. Εμφανίστηκαν εδαφικές

ρωγμές κοντά στην ακτή των Ματάλων και κοντά στο χωριό Πιτσιδία. Έγιναν κατολισθήσεις βράχων στα Μάταλα, Πιτσιδία, Πομπία, Καμιλάριο και Ακουμιά. Παρατηρήθηκε αύξηση της παροχής πηγών και άνοδος της στάθμης πηγαδιών στο Αντισκάριο και Λίσταρο (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002).

Συνολικά στο νομό Ηρακλείου κατέρρευσαν 17 σπίτια, 290 οικοδομές καταστράφηκαν, έπαθαν σοβαρές βλάβες 902 και ελαφρές 2767. Στο νομό Ρεθύμνης καταστράφηκαν μερικώς ή ολικώς 139 οικήματα, σοβαρές βλάβες έπαθαν 169 και ελαφρές βλάβες 85. Τραυματίστηκαν 8 άτομα. Μικρότερες βλάβες προκλήθηκαν στο νομό Χανίων ενώ ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στο Λασιθί. Προηγήθηκαν σεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε εννέα λεπτά πριν από τον κύριο σεισμό (M 4.9) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος των οποίων έγινε στις 16 Μαΐου (M 4.4) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002)

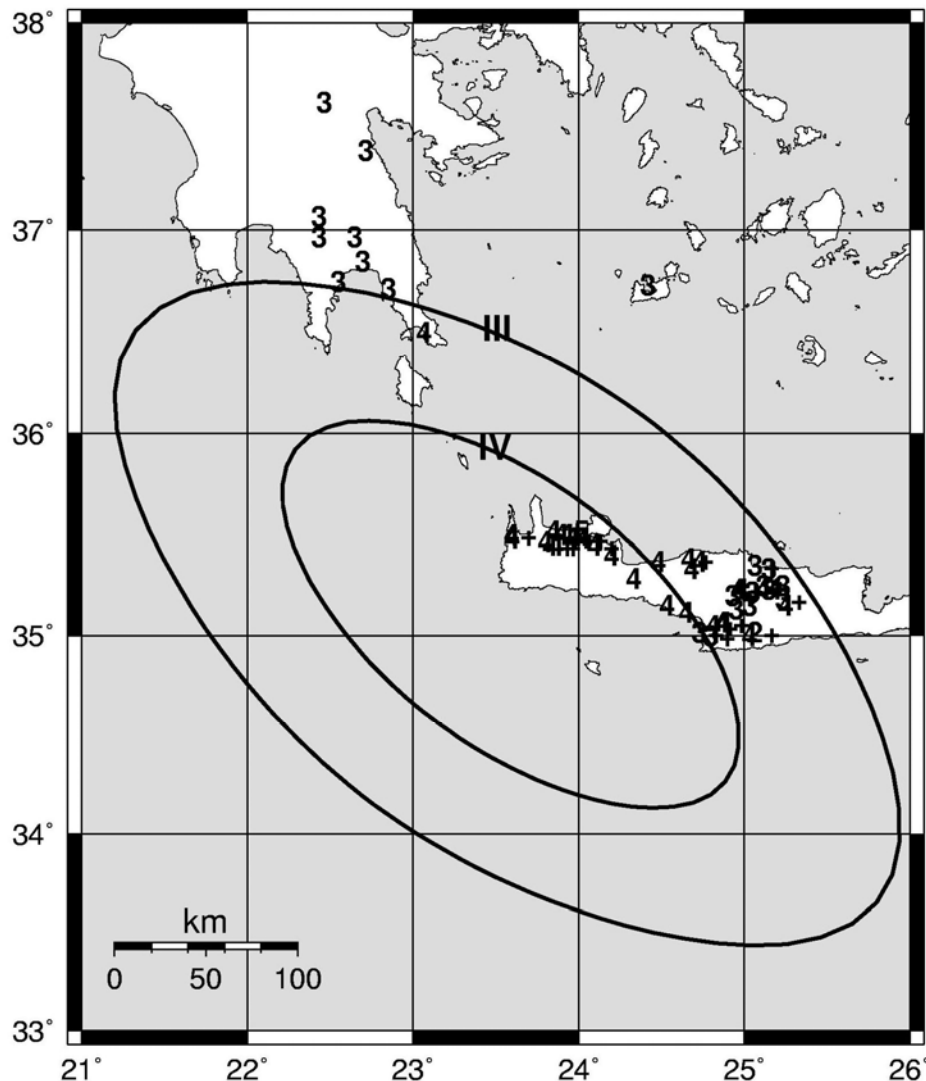
Ο σεισμός αυτός έγινε στα νότια του κεντρικού τμήματος της Κρήτης. Οι μεταβολές του πεδίου τάσεων που σχετίζονται με αυτόν, υπολογίσθηκαν για τις ανάστροφες διαρρήξεις και φαίνονται στο σχήμα 2.16Α. Η κατανομή των θετικών μεταβολών τον τιμών της στατικής τάσης προβλέπει επιτυχώς τη θέση ενός από τους τρεις μεταγενέστερους γειτονικούς σεισμούς (Απρίλιος 1965, M 6.1). Κανονικές διαρρήξεις ευνοούνται σε μια μικρή ζώνη γύρω από το επίκεντρο του κύριου σεισμού που περιλαμβάνει το ρήγμα Πιτσιδία (σχήμα 2.16Β). Ο σεισμός του Απριλίου του 1965 (M 5.7) επειδή έγινε πολύ μακριά από το επίκεντρο του σεισμού του 1959 και δεν επηρεάστηκε από αυτόν.

Χανιά (4/05/72) $35.10^{\circ}N$, $23.60^{\circ}E$, $M=6,5$

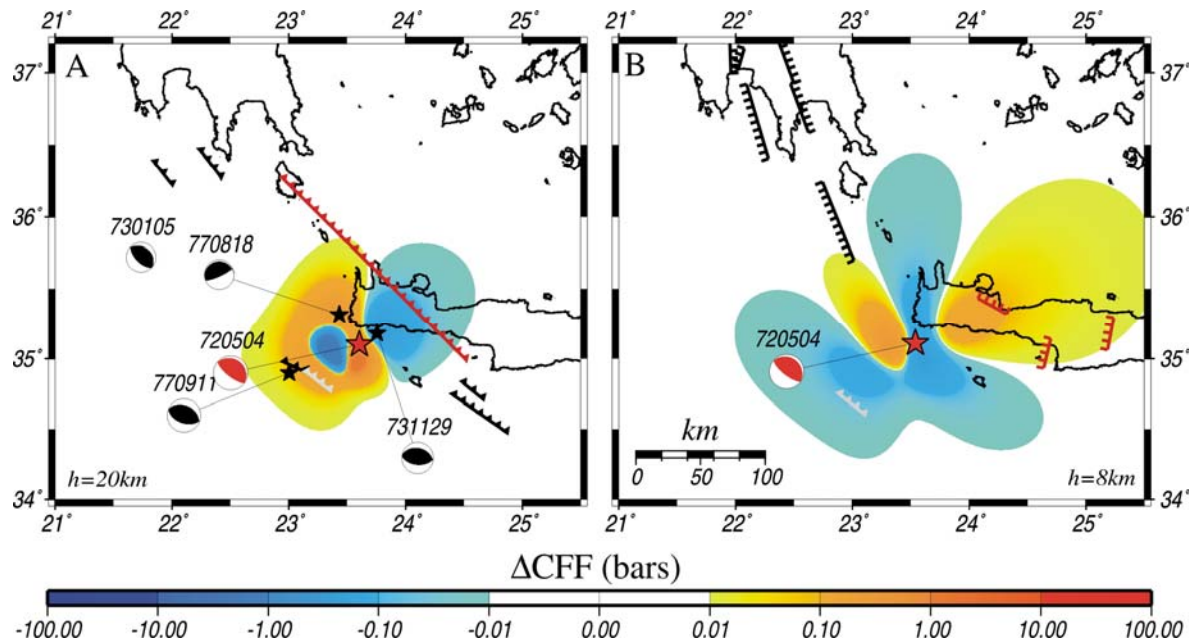
Ο σεισμός της 4 Μαΐου 1972 έγινε έντονα αισθητός στα Χανιά, Ρέθυμνο και Ηράκλειο (σχήμα 2.18). Επίσης, έγινε αισθητός στη Μήλο, Λακωνία και Αρκαδία. Προηγήθηκε σεισμός στις 30 Απριλίου (M 4.3) και ακολούθησε σεισμός στις 5 Μαΐου (M 4.3) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002). Οι ισόσειστες καμπύλες και οι μακροσεισμικές εντάσεις του σεισμού αυτού παρουσιάζονται στο σχήμα 2.17

Ο σεισμός αυτός είναι ο ισχυρότερος σεισμός του δείγματος σε αυτό το τμήμα της περιοχής μελέτης, συνδέεται με διάρρηξη που έχει

παράταξη: 309° , κλίση: 25° και γωνία ολίσθησης: 89° και έχει το μεγαλύτερο εστιακό βάθος (40 km) (Kiritzi & Langston, 1989). Οι μεταβολές του πεδίου τάσεων υπολογίσθηκαν για ανάστροφες και κανονικές διαρρήξεις (σχήματα 2.18A και 2.18B). Επιταχύνθηκε η γένεση των δύο από τους τέσσερις μεταγενέστερους σεισμούς με ανάστροφο μηχανισμό γένεσης γύρω από το επίκεντρό του, εκ των οποίων ο ένας είναι ο επόμενος ισχυρός σεισμός στην περιοχή (Σεπτέμβριος 1977, M 6.3). Ο σεισμός που έγινε το Νοέμβριο του 1973 βρίσκεται στη σκιερή ζώνη που δημιουργήθηκε στα ανατολικά και ο σεισμός του Ιανουαρίου 1973 είναι πολύ μακριά. Κανένα κανονικό ρήγμα δεν ολίσθησε σε σεισμό τη χρονική περίοδο 1972-1977, παρά το γεγονός ότι όλα αυτά τα ρήγματα πάνω στην Κρήτη βρίσκονται σε περιοχή με θετικές τάσεις.

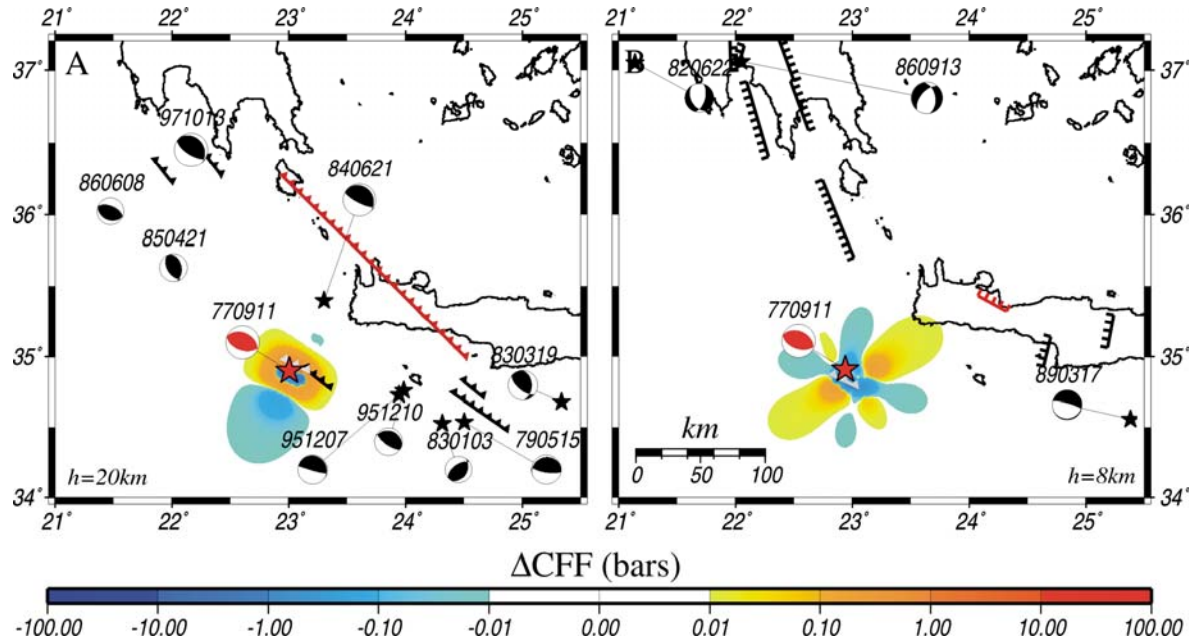


Σχήμα 2.17: Χαρτογράφηση των μακροσεισμικών εντάσεων και ισόσειστες καμπύλες (III, IV,) του σεισμού που έγινε 4 Μαΐου 1972 M 6.5 (Parazachos et al., 1997b)



Σχήμα 2.18: (A) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) που σχετίζονται με τη σεισμική ολίσθηση του σεισμού την 4 Μαΐου του 1972 (M 6.5). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφη διάρρηξη σε βάθος 20km. Χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης ανάστροφων διαρρήξεων που έγιναν στο διάστημα 1972-1977. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 **(B)** Όμοια με το (A) αλλά για κανονική διάρρηξη στην Νήσο Κρήτη σε βάθος 8km.

Χανιά (17/09/77) 34.90°N, 23.00°E, M=6,3



Σχήμα 2.19: (A) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) που σχετίζονται με τη σεισμική ολίσθηση του σεισμού την 11 Σεπτεμβρίου του 1977 (M 6.3). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφη διάρρηξη σε βάθος 20km. Χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης ανάστροφων διαρρήξεων που έγιναν στο διάστημα 1977-1997. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 **(B)** Όμοια με το (A) αλλά για κανονική διάρρηξη στην Νήσο Κρήτη σε βάθος 8km

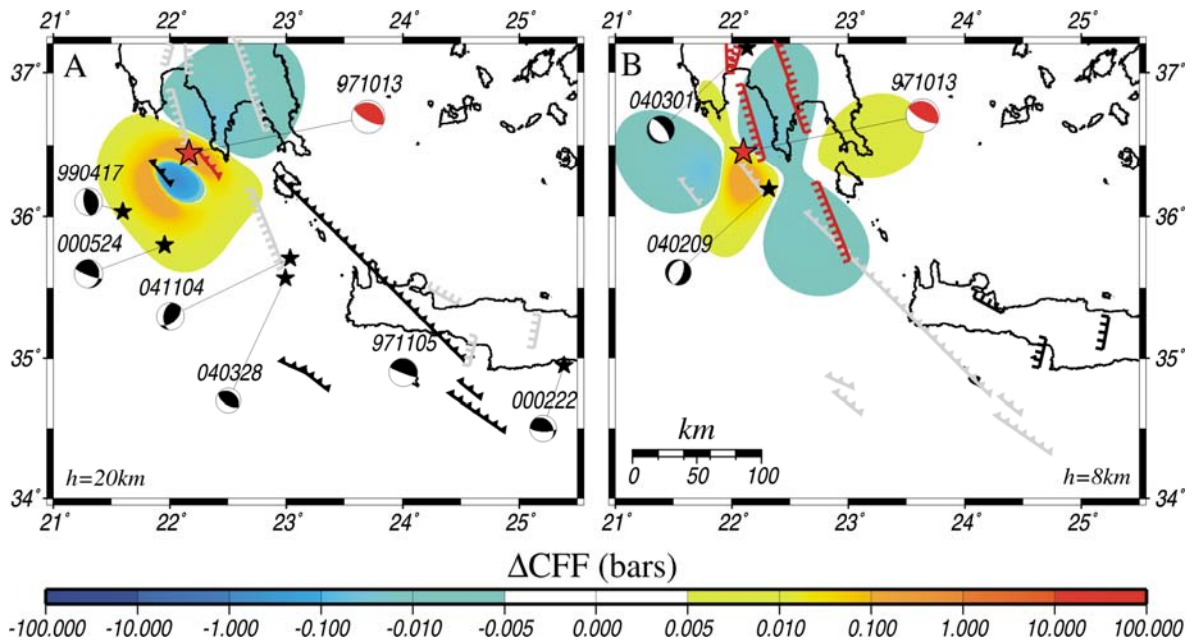
Το επίκεντρο του σεισμού που έγινε την 17 Σεπτεμβρίου 1977, βρίσκεται στα ανοιχτά των νοτιοδυτικών ακτών της Κρήτης. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 295° , κλίση: 40° και γωνία ολίσθησης: 95° και έχει εστιακό βάθος 16km. Έγινε αισθητός σε διάφορα μέρη του νησιού μέχρι το Λασιθί. Προηγήθηκαν σεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 18 Αυγούστου (M 5.6) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος των οποίων έγινε στις 22 Οκτωβρίου (M 5.2) (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2002)

Η μεταβολές του πεδίου τάσεων που σχετίζονται με τη γένεση του σεισμού αυτού, υπολογίζονται για ανάστροφο τύπο διάρρηξης στο σχήμα 2.20Α και για κανονικό στο σχήμα 2.20Β. Η γένεση του σεισμού αυτού δεν επηρέασε κανέναν από τους μεταγενέστερους ισχυρούς ή ενδιάμεσου μεγέθους σεισμούς. Παρ'όλα αυτά εξετάσθηκε καθώς ικανοποιεί τα κριτήρια επιλογής του δείγματος σεισμών.

Μεσσηνία (13/10/97) $36.45^\circ N$, $22.16^\circ E$, $M=6,4$

Ο σεισμός που έγινε στις 10 Οκτωβρίου του 1997 προκάλεσε μικρές βλάβες στην Κορώνη. Έγινε πολύ έντονα αισθητός σε διάφορα μέρη της Μεσσηνίας αλλά και μέχρι την Καρδίτσα, Κάρυστο, Κέα και Νάξο. Προηγήθηκαν σεισμοί, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 21 Αυγούστου (M 4.0) και ακολούθησαν μετασεισμοί, ο μεγαλύτερος των οποίων έγινε στις 3 Νοεμβρίου (M 4.8) (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2001). Ο σεισμός αυτός συνδέεται με διάρρηξη που έχει παράταξη: 322° , κλίση: 25° και γωνία ολίσθησης: 108° και έχει εστιακό βάθος 32km.

Η γένεση των σεισμών σε ανάστροφα ρήγματα που έγιναν κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού επιταχύνθηκε εξαιτίας του, ενώ οι υπόλοιποι έγιναν πολύ μακριά προκειμένου να συμβεί το ίδιο (σχήμα 2.20). Όλα τα κανονικά ρήγματα με παράταξη Β-Ν περιλαμβάνονται στη σκιερή ζώνη ίδιας διεύθυνσης που σχετίζεται με τη γένεση του κύριου σεισμού. Ο ισχυρός σεισμός του 1997 φαίνεται να επηρέασε μόνο τον έναν από τους δύο μεταγενέστερους κανονικούς σεισμούς (Φεβρουάριος 2004, M 4.9) αυτόν που έγινε σε περιοχή με θετικές τάσεις.



Σχήμα 2.21: (Α) Μεταβολές της στατικής τάσης (Coulomb) κατά που σχετίζονται με τη σεισμική ολίσθηση του σεισμού την 10 Οκτωβρίου του 1997 (M 6.4). Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται για ανάστροφη διάρρηξη σε βάθος 20km. Χαρτογραφούνται οι σεισμοί με ανάστροφο μηχανισμό γένεσης που έγιναν στο διάστημα 1959-1972. Όλα τα στοιχεία του σχήματος παρουσιάζονται όπως στο σχήμα 2.7 **(Β)** Όμοια με το (Α) αλλά για κανονική διάρρηξη κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών στη νότια Πελοπόννησο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

3 Εξελικτικό μοντέλο του πεδίου τάσεων

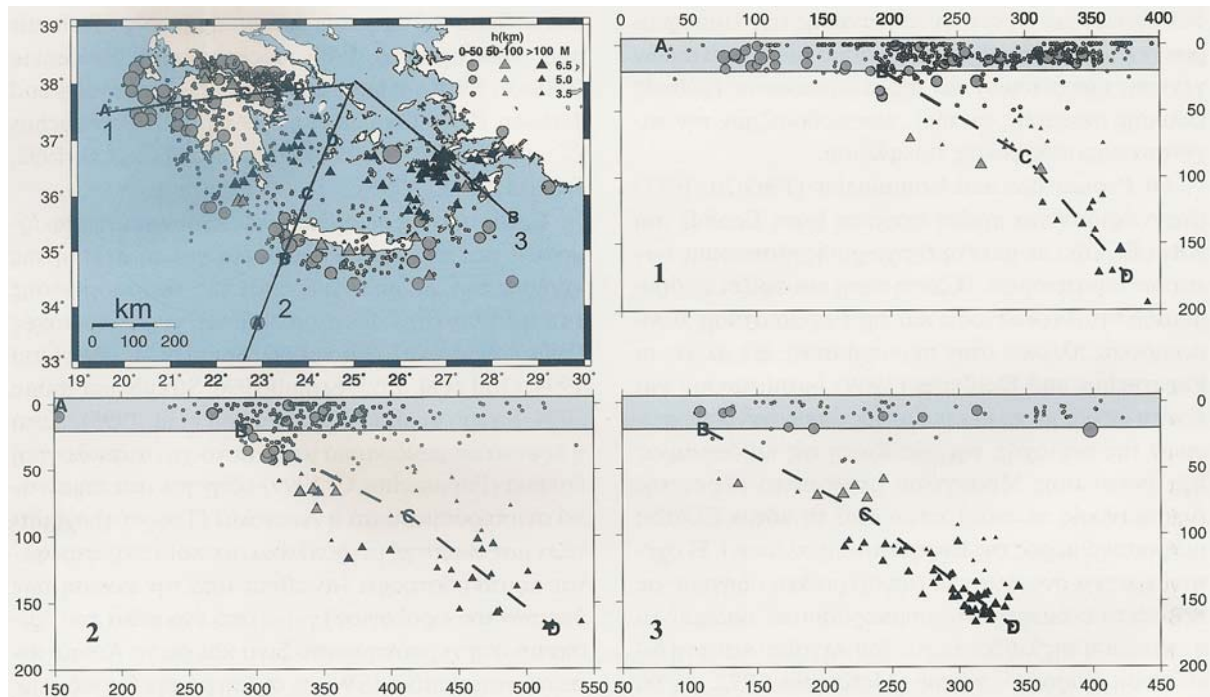
3.1 Γενικά

Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζεται η εξέλιξη του πεδίου τάσεων στην περιοχή μελέτης. Η μεταβολή του πεδίου τάσεων, όπως προαναφέρθηκε, οφείλεται τόσο στη σεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση των ισχυρών σεισμών όσο και στην τεκτονική φόρτιση από τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών. Στο προηγούμενο κεφάλαιο εξετάστηκε η επίδραση των μεταβολών της τάσης λόγω της σεισμικής ολίσθησης, στο χρόνο γένεσης των επόμενων σεισμών του δείγματος δεδομένων. Καθώς ο χρόνος γένεσης ενός σεισμού επηρεάζεται, εκτός από τη γένεση προηγούμενων σεισμών, και από τη συσσώρευση τάσης λόγω των αργών τεκτονικών κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών, επιχειρείται η μελέτη της χρονικής και χωρικής μεταβολής του πεδίου τάσεων που οφείλεται και στους δυο παράγοντες που προαναφέρθηκαν.

Συνεπώς, το εξελικτικό μοντέλο του πεδίου τάσεων είναι το άθροισμα των μεταβολών των τάσεων από σεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση των ισχυρών ($M \geq 6.3$) σεισμών που έγιναν μετά το 1959 στην περιοχή μελέτης, και της τεκτονικής φόρτισης μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών στα κυριότερα ρήγματα της περιοχής που είναι αυτά που συγκεντρώνουν τη μέγιστη παραμόρφωση (Deng & Sykes, 1997). Στην περιοχή μελέτης είναι το μέτωπο κατάδυσης και το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (PMK). Για το λόγω προσδιορίζεται η γεωμετρία των κύριων ρηγμάτων και γίνεται εκτίμηση του μακράς διάρκειας ο ρυθμού ολίσθησης σε αυτά με βάση αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών.

3.2 Γεωμετρία των μεγάλων ρηγμάτων

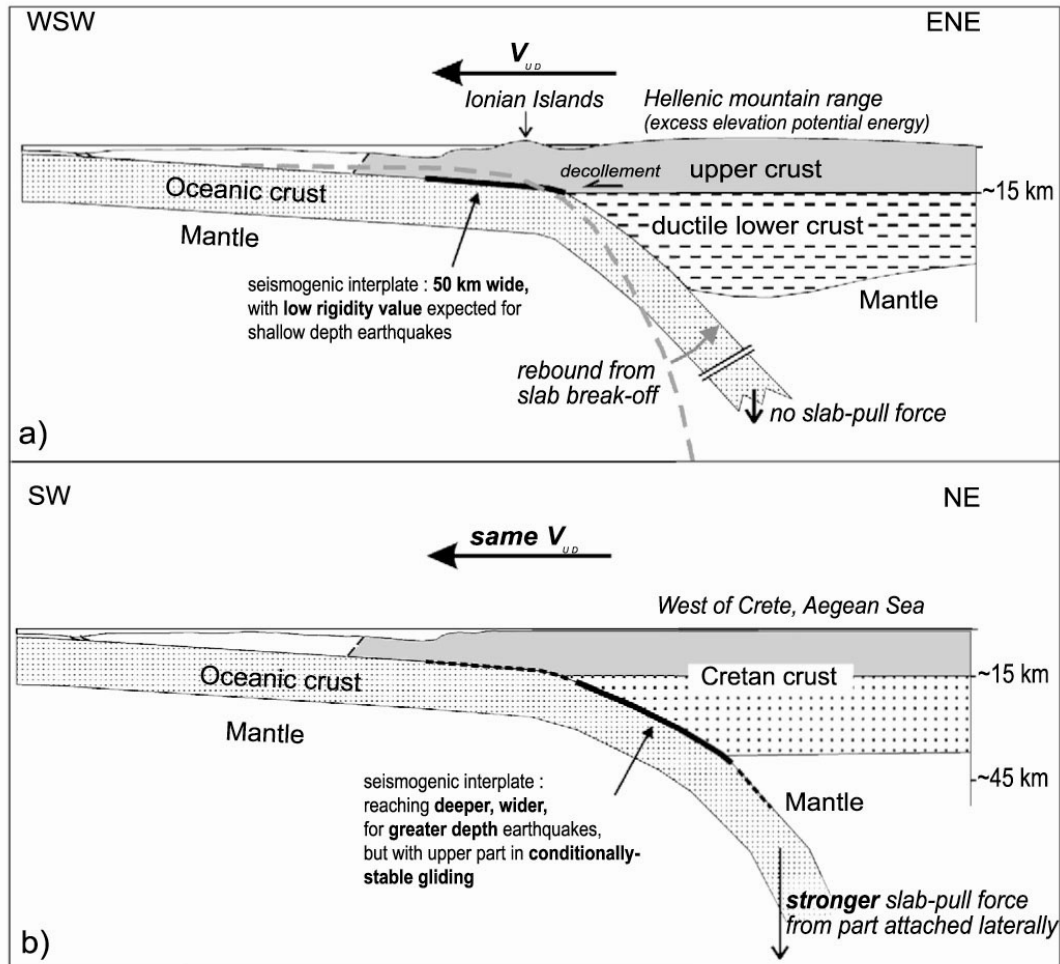
Τα κύρια ρήγματα της περιοχής στα οποία θεωρείται ότι πραγματοποιείται η τεκτονική φόρτιση, φαίνονται στα σχήματα 1.7 και 2.5. Αυτά είναι το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (PMK), το δυτικό τμήμα του τόξου και το νοτιοδυτικό τμήμα του τόξου. Όλες οι ανάστροφες διαρρήξεις θεωρείται ότι έγιναν πάνω στην διεπιφάνεια κατάδυσης. Βάσει αυτής της παραδοχής, συνδυάζεται η κατανομή των σεισμών (σχήμα 2.6) με τη μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα για να καθοριστεί η θέση και η γεωμετρία των ρηγμάτων που αντιπροσωπεύουν το μέτωπο κατάδυσης. Επιπλέον, λαμβάνονται υπόψη πληροφορίες για τη γεωμετρία του Ελληνικού Τόξου από πρόσφατες δημοσιεύσεις.



Σχήμα 3.1: Η ζώνη Benioff πάνω σε κατακόρυφες τομές στο δυτικό (1), στο κεντρικό (2) και στο ανατολικό (3) μέρος του Ελληνικού Τόξου (Parazachos et al., 2000).

Ειδικότερα, οι Parazachos et al. (2000) χρησιμοποίησαν αξιόπιστα δεδομένα 961 επιφανειακών σεισμών και σεισμών ενδιαμέσου βάθους που έγιναν το χρονικό διάστημα 1956-1995 και 77 μηχανισμούς γένεσης επιφανειακών σεισμών, για να προσδιορίσουν τα όρια των πλάκων στο Ελληνικό Τόξο (σχήμα 3.1). Σύμφωνα με τους ερευνητές αυτούς, το κατώτερο όριο του σεισμογόνου στρώματος στο φλοιό του Αιγαίου, με βάση τη χωρική

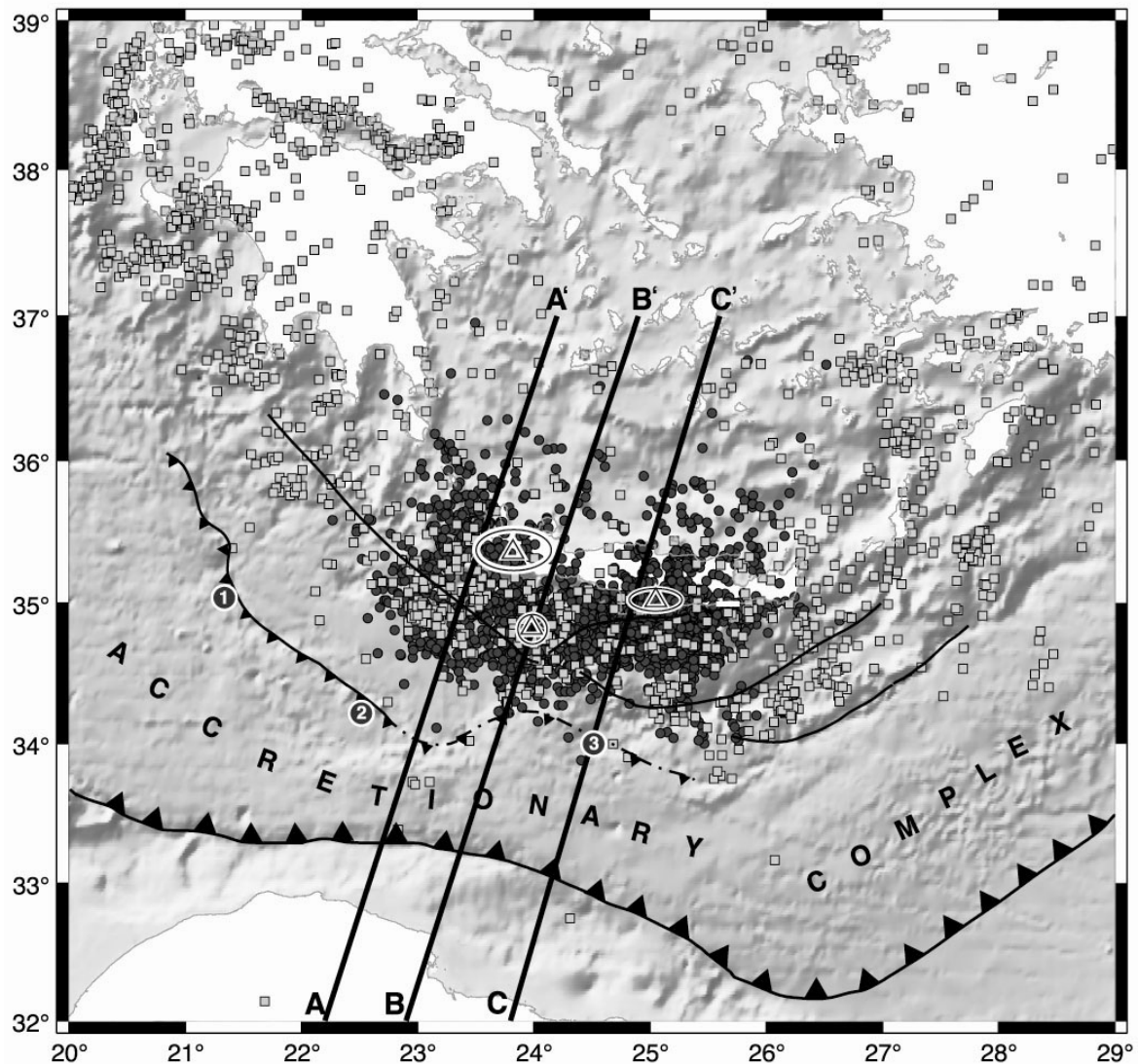
κατανομή των επιφανειακών σεισμών, είναι τα 20km και η ζώνη Benioff κλίνει προς την οπισθότοξη περιοχή μέχρι το ηφαιστειακό τόξο όπου βρίσκεται σε βάθος 150km. Η ζώνη αυτή αποτελείται από δύο τμήματα, το πρώτο ($20\text{km} \leq h \leq 100\text{km}$) με κλίση 30° και το δεύτερο ($100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) με κλίση 45° .



Σχήμα 3.2: Σκαριφήματα κατακόρυφων τομών στις περιοχές του Ιονίου και της δυτικής Κρήτης. (Α) Στην περιοχή του Ιονίου θεωρείται ότι υπάρχει πλήρης σεισμική σύζευξη στη διεπιφάνεια κατάδυσης (έντονη μαύρη γραμμή) και δεν υπάρχει δύναμη έλξης από το καταδύμενο τμήμα της πλάκας (slab-pull force) καθώς αυτό θεωρείται ότι έχει αποκολληθεί (Scholz & Campos, 1995). Το σεισμογόνο στρώμα φτάνει τα 15km με βάση την παρατηρούμενη σεισμικότητα. Η μικρή κλίση της καταδύμενης πλάκας αποδίδεται στον πλαστικό (ductile) κάτω φλοιό. (Β) Οι ανάστροφες διαρρήξεις στη δυτική Κρήτη έχουν εστιακά βάθη μέχρι 40km. Υπάρχει μερική σεισμική σύζευξη στην περιοχή και αυτό αποδίδεται στην μεγάλη δύναμη έλξης του καταδύμενου τμήματος της πλάκας. Η διεπιφάνεια κατάδυσης (μαύρη γραμμή) έχει μεγαλύτερη κλίση (Laigle et al., 2004).

Οι Laigle et al. (2002, 2004) χρησιμοποίησαν τεχνικές σεισμικής ανάκλασης και τομογραφίας σε μια προσπάθεια να μελετήσουν τη δομή της ζώνης κατάδυσης στην περιοχή του Ιονίου Πελάγους και στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου (σχήμα 3.2). Προτείνουν ότι το κατώτερο όριο του

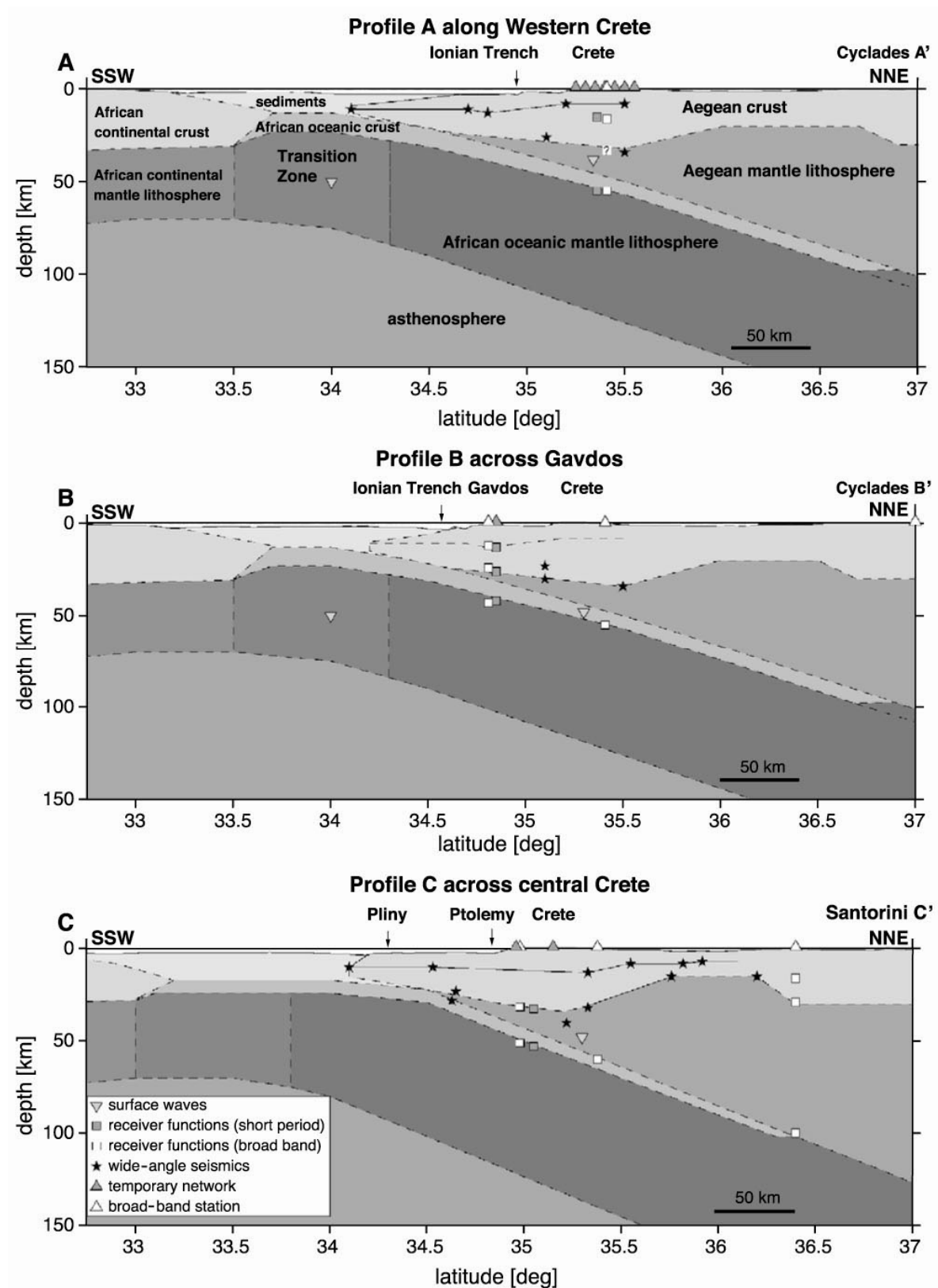
σεισμογόνου στρώματος στο Ιόνιο είναι τα 15km ενώ στο δυτικό τμήμα του τόξου καταγράφονται σεισμοί με εστιακά βάθη που φτάνουν τα 40km. Το πλάτος της σεισμικά ενεργής διεπιφάνειας κατάδυσης είναι μεγαλύτερο δυτικά της Κρήτης σε σχέση με το Ιόνιο. Επιπλέον η κλίση της επιφάνειας αυτής στο Ιόνιο είναι μικρότερη απ' ό,τι στη δυτική Κρήτη. Αυτό αποδίδεται στην πλαστικότητα του κατώτερου φλοιού κάτω από το Ελληνικό Ορογενές.



Σχήμα 3.3: Επίκεντρα (κύκλοι) των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την εγκατάσταση φορητού δικτύου σεισμογράφων (τρίγωνα και ελλείψεις) και επαναπροσδιορισμένα επίκεντρα σεισμών (τετράγωνα) από τον κατάλογο του ISC (International Seismological Center). Οι θέσεις των τομών A, B και C του σχήματος 3.4 δίνονται με τις παράλληλες μαύρες ευθείες. Οι τάφροι παριστάνονται με ευθείες γραμμές και το μέτωπο κατάδυσης με γραμμές με τρίγωνα. Τα σημεία με αριθμούς ορίζουν το νότιο όριο του φλοιού του Αιγαίου όπως προσδιορίζεται από σεισμικές μελέτες (Lallemant et al., 1994; Brönnner et al., 2001; Bohnhoff et al., 2001). (Meier et al., 2004)

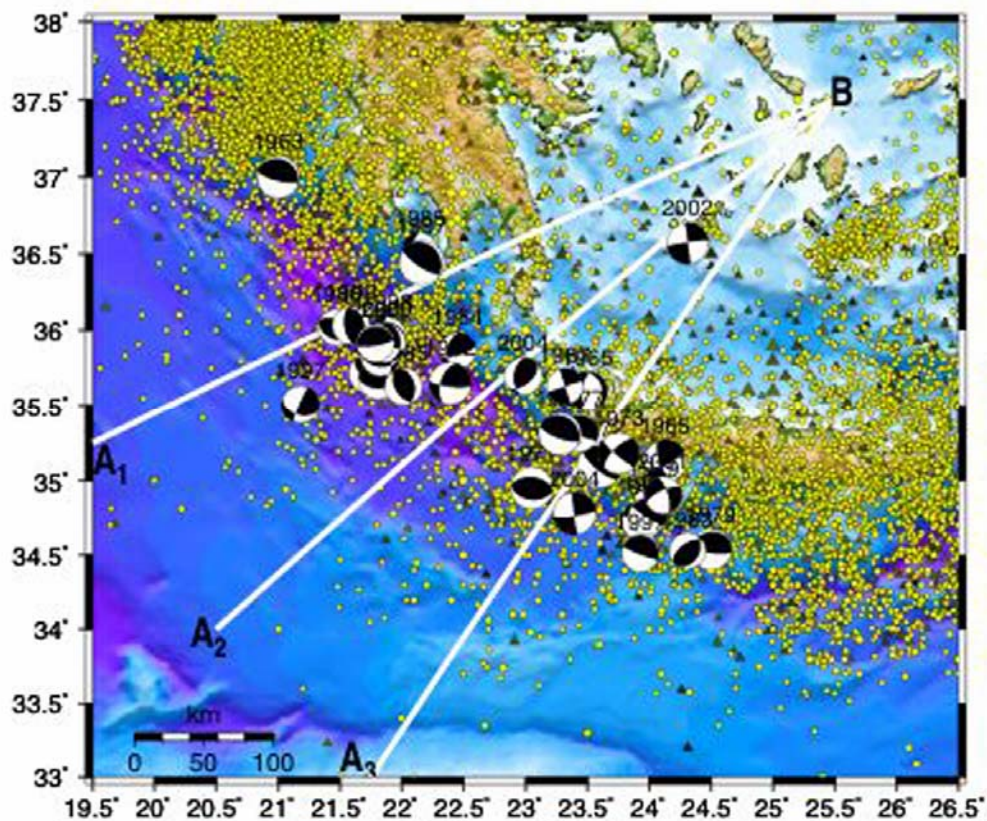
Οι Meier et al. (2004) μελετώντας τη σεισμικότητα όπως καταγράφηκε από φορητό δίκτυο σεισμογράφων στην περιοχή της δυτικής και κεντρικής

Κρήτης (σχήμα 3.3), βρήκαν ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου δυτικά της Κρήτης είναι λιγότερο ενεργή σεισμικά σε σχέση με το Ιόνιο και το σειсмоγόνο στρώμα κάτω από την Κρήτη και βόρεια του νησιού περιορίζεται



Σχήμα 3.4: Η δομή του νότιου Ελληνικού Τόξου σε κατακόρυφες τομές (σχήμα 3.3) στη δυτική Κρήτη (Α), τη Γαύδο (Β) και την κεντρική Κρήτη (C).

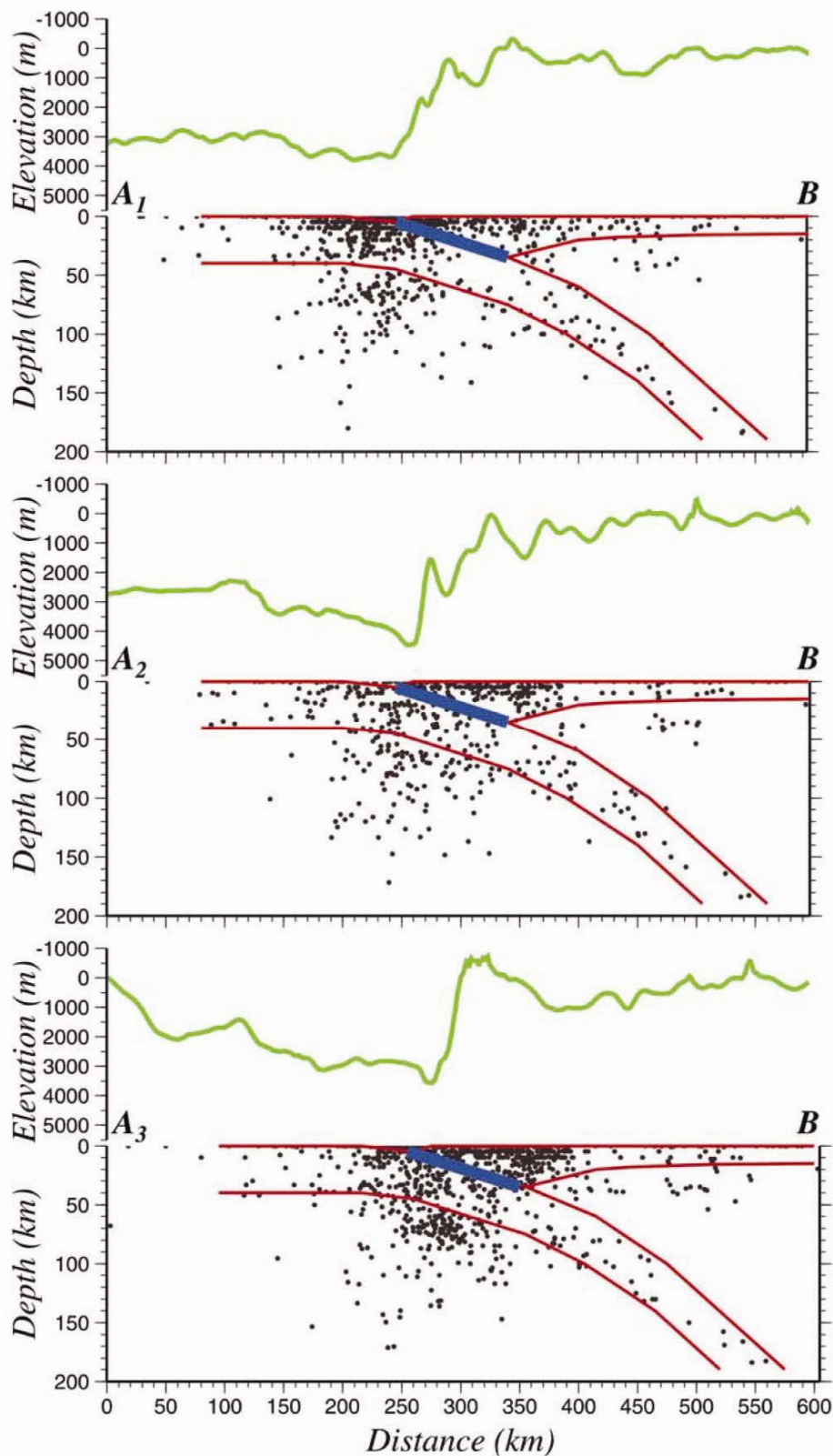
σε βάθος 20km από την επιφάνεια. Στην τομή A του σχήματος 3.4 το πλάτος του σεισμογόνου στρώματος είναι 75km και το σεισμικά ενεργό τμήμα εκτείνεται από 20km ως 40km. Στην τομή B παρατηρούνται σεισμοί μέχρι τα 40km και στην τομή C η πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου καταδύεται με μεγαλύτερη κλίση κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Η περιοχή κάτω από το νησί φαίνεται ότι είναι ανενεργή σεισμικά. Τα όρια της ανενεργής αυτής ζώνης συμπίπτουν με την ακτογραμμή της Κρήτης.



Σχήμα 3.5: Μηχανισμοί γένεσης και σεισμικότητα κατά μήκος του νοτιοδυτικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου. Οι τομές του σχήματος 3.6 γίνονται κατά μήκος των γραμμών A₁B, A₂B και A₃B (Papadimitriou & Karakostas, submitted).

Οι Papadimitriou & Karakostas (2005), μελέτησαν τη γεωμετρία του ρήγματος (ρήγμα Ελαφονήσου πίνακας 1.1) που ολίσθησε στο μεγάλο σεισμό (M 8.3) του 365 μ.Χ. κοντά στην Κρήτη, χρησιμοποιώντας πληροφορίες από τη σεισμικότητα της περιοχής, τη χωρική κατανομή των μηχανισμών γένεσης σεισμών που έγιναν κατά την ενόργανη περίοδο, τοπογραφικές τομές (σχήμα 3.5) και μετρήσεις υψομετρικών μεταβολών στην Κρήτη. Το ρήγμα του

οποίου η θέση ορίζεται από την υποθαλάσσια τοπογραφία (σχήμα 3.6), έχει κλίση 20° και το κατώτερο όριο του τοποθετήθηκε στα 40km με βάση τα δεδομένα της πλέον πρόσφατης σεισμικότητας στην περιοχή.



Σχήμα 3.6: Κατακόρυφες τομές μορφολογίας και κατανομής σεισμικότητας ($M_w \geq 4.0$) κατά μήκος των γραμμών που δίνονται στο σχήμα 3.5 (Paradimitriou & Karakostas, submitted).

Στην παρούσα εργασία λαμβάνοντας υπόψη τα παραπάνω καθώς και της τομές του σχήματος 2.6 καθορίστηκε το μέγιστο βάθος του σεισμογόνου στρώματος στα 15km γύρω από την Κεφαλονιά (Hatzfeld et al., 1995), στα 20km για το Δυτικό Ελληνικό Τόξο και στα 40km για το Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο.

Για το ρήγμα της Κεφαλονιάς υιοθετείται η γεωμετρία που προτάθηκε από την Papadimitriou (2002). Η κλίση της καταδυόμενης πλάκας στην περιοχή του δυτικού Ελληνικού Τόξου θεωρείται 25° καθώς οι περισσότεροι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών στην περιοχή έχουν κλίσεις που κυμαίνονται από 17° σε 25° . Η κλίση της καταδυόμενης πλάκας στην περιοχή του Νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου είναι 20° ακολουθώντας τους Papadimitriou & Karakostas (2005, submitted). Οι διαρρήξεις κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου θεωρούνται ανάστροφες ($\lambda=90^\circ$). Πληροφορίες για τη γεωμετρία και την κινηματική των μεγάλων ρηγμάτων δίνονται στον πίνακα 3.1.

3.3 Καθορισμός των μακράς διάρκειας ρυθμών ολίσθησης

Οι κινήσεις των πλακών στην περιοχή του Αιγαίου έχουν εξετασθεί εκτενώς στο παρελθόν. Έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα σχετικά με τον αριθμό των πλακών που συμμετέχουν στη δημιουργία του Ελληνικού Τόξου τον προσανατολισμό και το μέγεθος των σχετικών κινήσεων αυτών. Έχουν χρησιμοποιηθεί από τους ερευνητές σεισμολογικά (μηχανισμοί γένεσης, ρυθμοί έκλυσης σεισμικής ροπής) και γεωδαιτικά (Global Positioning System-GPS, Satellite Laser Ranging-SLR) δεδομένα για να προσδιοριστούν η διεύθυνση και η ταχύτητα των κινήσεων αυτών.

3.3.1 Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς

Οι Kahle et al. (1995) υπολόγισαν τη μετάθεση της ΝΑ Ελλάδας σε σχέση με τη Matera (Ιταλία) χρησιμοποιώντας δεδομένα GPS. Από τις μετρήσεις τους προέκυψε ότι η κίνηση στο ρήγμα της Κεφαλονιάς είναι δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης και με ταχύτητα 25mm/yr. Ο Jackson (1994), βασισμένος σε προηγούμενες μελέτες και στο γεγονός ότι ο ρυθμός

επέκτασης του Αιγαίου είναι μεγαλύτερος από το ρυθμό σύγκλισης κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, προτείνει ρυθμό σύγκλισης 50mm/yr. Οι Le Pichon et al. (1995) συνδύασαν SLR και GPS δεδομένα, προκειμένου να εξετάσουν την κίνηση των μικροπλάκων της Ανατολίας και του Αιγαίου. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι η δεξιόστροφη κίνηση στο PMK είναι της τάξης των 25mm/yr.

Οι Papazachos & Kiratzi (1996), υπολόγισαν την ταχύτητα παραμόρφωσης του φλοιού σε σεισμικές ζώνες του Αιγαίου χρησιμοποιώντας δεδομένα σεισμικότητας και μηχανισμούς γένεσης. Οι ερευνητές αυτοί εκτιμούν δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης στο ρήγμα της Κεφαλονιάς στα 30mm/yr. Λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω παρατηρήσεις, το ασεισμικό ποσοστό της κίνησης και ακολουθώντας την Papadimitriou (2002), χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία ρυθμός ολίσθησης 25mm/yr στο ρήγμα της Κεφαλονιάς.

3.3.2 Δυτικό και Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο

Ο McKenzie (1972, 1977) προτείνει μετά από μελέτη των μηχανισμών γένεσης των σεισμών της περιοχής, ότι το Αιγαίο και η Τουρκία αποτελούν δύο ξεχωριστές μικροπλάκες που κινούνται γρήγορα προς τα νοτιοδυτικά και δυτικά αντίστοιχα. Επιπλέον υπολόγισε προσεγγιστικά την ταχύτητα του Αιγαίου σε 37mm/yr κατασκευάζοντας τρίγωνα ταχυτήτων. Οι Kahle et al. (1995) υπολόγισαν ότι η ΝΔ Ελλάδα κινείται προς τα ΝΔ με μέση ταχύτητα 30mm/yr. Η ταχύτητα αυξάνεται από τα κεντρικά Ιόνια Νησιά προς το ΝΔ άκρο της Πελοποννήσου και φτάνει τα 40mm/yr.

Οι Le Pichon et al. (1995) υπολόγισαν ότι το νότιο Αιγαίο κινείται προς τα ΝΔ σε σχέση με την Ευρασία με ταχύτητα 30mm/yr. Η μέγιστη ταχύτητα του Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία παρατηρείται στη ΝΔ Πελοπόννησο και φτάνει τα 35mm/yr και το Αιγαίο κινείται με ταχύτητα 38mm/yr σε σχέση με την Αφρική. Οι Papazachos & Kiratzi (1996) υπολόγισαν 13mm/yr συμπίεση του φλοιού στο εξωτερικό τμήμα του τόξου χρησιμοποιώντας σεισμολογικά δεδομένα. Οι Davies et al. (1997) μελέτησαν την παραμόρφωση του Αιγαίου χρησιμοποιώντας μετρήσεις GPS και παρατήρησαν ότι η ταχύτητα κίνησης προς την τάφρο αυξάνεται προς το

δυτικό Ελληνικό Τόξο από 30mm/yr στο ΒΑ Αιγαίο σε 50mm/yr στη ΝΔ Πελοπόννησο.

Οι Reilinger et al. (1997) πρότειναν ότι η περιοχή Ανατολίας-Αιγαίου μπορεί να θεωρηθεί ως μία ενιαία πλάκα που παραμορφώνεται εσωτερικά, βασιζόμενοι σε μετρήσεις GPS κατά την περίοδο 1988-1994 και διαθέσιμα δεδομένα SLR. Τα δεδομένα αυτά χρησιμοποιήθηκαν από τους Lundgren et al. (1998) που εφάρμοσαν το μοντέλο των πεπερασμένων στοιχείων σε μια προσπάθεια να υπολογίσουν την κίνηση στις μεγάλες ζώνες ρηγμάτων της περιοχής. Υπολόγισαν ότι η ταχύτητα σύγκλισης των πλακών του Αιγαίου και της Αφρικής είναι 33 με 36 mm/yr στο νότιο τμήμα του τόξου και 35mm/yr στο δυτικό Ελληνικό Τόξο. Ο Papazachos (1999) χρησιμοποιώντας σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα για να εξετάσει τις κινήσεις των πλακών στην Ανατολική Μεσόγειο προτείνει πως η ταχύτητα προς την τάφρο είναι 30 με 35mm/yr.

Οι Cocard et al. (1999) παρουσίασαν μετρήσεις GPS που έγιναν στο χρονικό διάστημα 1993-1998 κατά μήκος του δυτικού Ελληνικού Τόξου. Υπολόγισαν ότι μέσα σε αυτά τα 5 χρόνια η ΝΔ Ελλάδα κινήθηκε με μέση ταχύτητα 30mm/yr. Η μέγιστη ταχύτητα παρατηρήθηκε στο ΝΔ τμήμα της Πελοποννήσου και είναι της τάξης των 40mm/yr. Η ταχύτητα αυτή μειώνεται σε 35mm/yr στην Κρήτη. Οι McClusky et al. (2000) παρουσίασαν μετρήσεις GPS κατά την περίοδο 1988-1997 και υπολόγισαν ότι το κεντρικό και νότιο Αιγαίο κινείται προς τα ΝΔ με ταχύτητα 30 ± 1 mm/yr σε σχέση με την Ευρασία και η ΒΑ Αφρική κινείται με ταχύτητα 6 ± 2 mm/yr προς το Βορρά. Σε μεταγενέστερη δημοσίευση (McCluskey et al., 2003) οι ίδιοι ερευνητές παρουσίασαν τις πιο σύγχρονες μετρήσεις GPS που έγιναν τη χρονική περίοδο 1992-2000. Χρησιμοποίησαν τις μετρήσεις αυτές για να προσδιορίσουν ανύσματα Euler για τις σχετικές κινήσεις των πλακών της Αφρικής, Ευρασίας και Αραβίας. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι μέγιστη ταχύτητα σχετικής κίνησης στα όρια αυτών των πλακών παρατηρείται κατά μήκος της Ελληνικής Τάφρου και είναι 35 ± 1 mm/yr σε σχέση με την Ευρασία. Η Αφρική κινείται προς το Βορρά με ταχύτητα 5.4 ± 1 mm/yr σε σχέση με την Ευρασία. Τέλος οι Kreemer & Chamot-Rooke (2004) υπολόγισαν το συνεχές πεδίο ταχύτητας και ρυθμού παραμόρφωσης

χρησιμοποιώντας δημοσιευμένες μετρήσεις GPS και πρότειναν ότι η μικροπλάκα του Αιγαίου κινείται απρόσκοπτα με ταχύτητα 33-34mm/yr προς τα ΝΔ σε ένα σύστημα αναφοράς Ευρασίας-Αφρικής.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις, στην παρούσα εργασία θεωρείται ότι η πλάκα του Αιγαίου κινείται προς τα ΝΔ με ταχύτητα 35mm/yr ενώ η πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου κινείται προς το Βορρά με ταχύτητα 10mm/yr με σημείο αναφοράς την Ευρασία. Συνεπώς η ταχύτητα σύγκλισης των δύο πλακών στο Ελληνικό Τόξο είναι 45mm/yr.

3.4 Συντελεστής σεισμικής σύζευξης

Είναι πλέον αποδεκτό ότι μόνο ένα ποσοστό του ρυθμού σύγκλισης δύο πλακών είναι σεισμικό. Σε κάποια τμήματα των ορίων λιθοσφαιρικών πλακών παρατηρείται έλλειμμα έκλυσης σεισμικής ροπής σε σχέση με την αναμενόμενη με βάση τις τεκτονικές κινήσεις. Η παρατήρηση αυτή ποσοτικοποιείται με χρήση του συντελεστή σεισμικής σύζευξης. Ο συντελεστής αυτός ορίζεται ως ο λόγος του ρυθμού ολίσθησης που προσδιορίζεται από τη γένεση μεγάλων σεισμών προς τον ολικό ρυθμό ολίσθησης (σεισμικό και ασεισμικό) που προσδιορίζεται από παγκόσμια τεκτονικά μοντέλα (Pacheco et al., 1993). Σε αντίθεση με το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς όπου υπάρχει πλήρης σεισμική σύζευξη (Papazachos & Kiratzi, 1996; Laigle et al, 2002), η συνεισφορά της σεισμικότητας στη σύγκλιση των πλακών της Ανατολικής Μεσογείου και του Αιγαίου είναι μικρή, γεγονός που υποδηλώνει ότι η σύγκλιση αυτή γίνεται κυρίως ασεισμικά κατά μήκος του τόξου (Jackson & McKenzie, 1988; Jackson et al., 1994).

Ειδικότερα, οι Laigle et al. (2002, 2004) προτείνουν ότι υπάρχει πλήρης σεισμική σύζευξη στο Ιόνιο Πέλαγος (περιοχή Κεφαλονιάς) και στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου κατά μήκος της διεπιφάνειας κατάδυσης. Η άποψη αυτή ενισχύεται από την παρατηρούμενη σεισμικότητα και την τιμή της ταχύτητας της πάνω πλάκας προς την τάφρο σύμφωνα με το μοντέλο των Scholz & Campos (1995). Από την άλλη πλευρά, στο νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου παρατηρείται μεγάλη ταχύτητα σύγκλισης και έλλειψη

σεισμών. Έχουν προταθεί διάφορες θεωρίες για να εξηγηθεί η ασυμφωνία που παρατηρείται μεταξύ του ρυθμού παραμόρφωσης που υπολογίζεται γεωδαιτικά και του ρυθμού που προκύπτει από τη σεισμικότητα

Οι Laigle et al. (2004) την αποδίδουν στη μεγάλη δύναμη έλξης της καταδυόμενης πλάκας (slab pull force) που προκαλεί μείωση της συμπιεστικής κάθετης τάσης και φέρει τμήματα της διεπιφάνειας κατάδυσης σε κατάσταση ασεισμικής ολίσθησης. Η μεγάλη δύναμη προκύπτει από το μεγάλο μήκος του καταδυόμενου τμήματος όπως εκτιμάται από την σεισμική τομογραφία. Επιπλέον, ένα τμήμα της καταδυόμενης πλάκας που έχει αποκολληθεί βορειότερα, παραμένει σε επαφή κάτω από την Κρήτη και αυξάνει το βάρος της.

Μια άλλη άποψη είναι ότι κατά την περίοδο που διεξάγονται οι γεωδαιτικές μετρήσεις οι ταχύτητες των σχετικών κινήσεων στο Ελληνικό Τόξο είναι υψηλότερες από τη μέση τιμή του ρυθμού παραμόρφωσης που είναι υπεύθυνος για την παρατηρούμενη σεισμικότητα (Mantovani et al., 2000). Οι Jackson & Mckenzie (1988) πρότειναν ως πιθανή εξήγηση την ύπαρξη εβαποριτών μέσα ή στη βάση της στήλης ιζημάτων που καταδύονται μαζί με τη λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου. Τα ιζήματα αυτά σε συνδυασμό με το μικρό πάχος του στρώματος της καταδυόμενης λιθόσφαιρας που είναι αρκετά κρύο ώστε να γίνει σεισμική ολίσθηση σε αυτό μπορούν να προκαλέσουν ασεισμική συμπεριφορά σε μια περιοχή που σε άλλες περιπτώσεις θα είχε τη δυνατότητα να δώσει μεγάλους σεισμούς.

Το δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου φαίνεται πως έχει μεγαλύτερο συντελεστή σεισμικής σύζευξης σε σχέση με το νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Οι πρώτοι ερευνητές που αναγνώρισαν την ασεισμική φύση του νότιου τμήματος του Ελληνικού Τόξου ήταν οι Galanopoulos (1967) και Ergin (1966). Οι Jackson & McKenzie (1988) προτείνουν ότι μόλις το 10% της παραμόρφωσης του επιφανειακού τμήματος του φλοιού εκδηλώνεται σεισμικά στο νοτιοδυτικό τόξο. Οι Παπαζάχος & Παπαζάχου (2002) θεωρούν ότι το 30% του συνολικού ρυθμού σύγκλισης των 45mm/yr είναι σεισμικό, με αποτέλεσμα η σεισμική ολίσθηση να είναι 13.5mm/yr. Οι Papazachos & Kiratzi (1996) υπολόγισαν με βάση την απελευθέρωση σεισμικής ενέργειας τη μέση ταχύτητα παραμόρφωσης και βρήκαν ότι είναι 12mm/yr στο Δυτικό

Ελληνικό Τόξο. Οι Papadimitriou & Karakostas (2005, submitted) προτείνουν ότι το 10% της συνολικής παραμόρφωσης εκδηλώνεται σεισμικά στο Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο.

Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές στην παρούσα εργασία θεωρείται ότι η σεισμική ολίσθηση είναι 13mm/yr στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου 4.5mm/yr στο νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Για το ρήγμα της Κεφαλονιάς θεωρείται ότι όλη η παραμόρφωση εκδηλώνεται σεισμικά και κατά συνέπεια χρησιμοποιείται ρυθμός ολίσθησης 25mm/yr. Τα στοιχεία αυτά δίνονται στην προτελευταία στήλη του πίνακα 3.1.

Πίνακας 3.1. Πληροφορίες για τα κύρια ρήγματα που εισάγονται στους υπολογισμούς προκειμένου να προσομοιωθεί το η συσσώρευση τάσης λόγω τεκτονικών κινήσεων.

No	Όνομα ρήγματος	Κέντρο		ζ deg	δ deg	λ deg	Μήκος km	Ρυθμός ολίσθη- σης mm yr ⁻¹	Αναφ.
		φ (°N)	λ (°E)						
1.	Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς (PMK)	38.18	20.24	40	45	168	90	25	1
2.	Δυτικό Ελληνικό Τόξο	37.20	20.49	325	25	90	167	13	2
3.	Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο	35.29	22.7	312	20	90	410	4.5	2

1. Papadimitriou (2002), 2. Παρούσα εργασία

3.5 Εξελικτικό μοντέλο τάσεων

Στο παρόν κεφάλαιο μελετάται η ιστορία της μεταβολής των τάσεων από το 1959 έως σήμερα με σκοπό να εξεταστεί αν μπορεί να εξηγηθεί η παρατηρούμενη χωρική και χρονική κατανομή των ισχυρών σεισμών στην περιοχή μελέτης. Οι μεταβολές του πεδίου τάσεων θεωρούνται μηδενικές πριν από αυτό το χρονικό όριο. Σύμφωνα με το εξελικτικό μοντέλο τάσεων που παρουσιάζεται εδώ, θαδειχθεί ότι όλοι οι ισχυροί σεισμοί έγιναν διαδοχικά σε περιοχές με θετικές τιμές της ΔCFF και όχι σε σκιερές ζώνες. Στα σχήματα που ακολουθούν απεικονίζεται το πεδίο των τάσεων ακριβώς πριν από τη γένεση κάθε ισχυρού σεισμού του δείγματος.

Οι μεταβολές της τάσης υπολογίζονται με βάση τη γεωμετρία του ρήγματος δέκτη που είναι το ρήγμα που ολίσθησε στον επόμενο ισχυρό σεισμό του δείγματος. Επιπλέον, οι υπολογισμοί γίνονται στο κατάλληλο βάθος, το οποίο επιλέγεται να είναι μερικά χιλιόμετρα πάνω από το κατώτερο όριο του σειсмоγόνου στρώματος (15km) για τις διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης. Το κατάλληλο βάθος για τις αναστροφές διαρρήξεις στην διεπιφάνεια κατάδυσης είναι το μέσο βάθος της ζώνης διάρρηξης.

Το πεδίο στατικών τάσεων είναι σε κάθε στάδιο το άθροισμα του προϋπάρχοντος πεδίου τάσεων που οφείλεται στην τεκτονική φόρτιση στα τρία σημαντικά ρήγματα (PMK, Δυτικό Ελληνικό Τόξο και Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο) και των μεταβολών της τάσης από σεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση των προηγούμενων ισχυρών σεισμών. Κάθε σχήμα δείχνει το πεδίο των τάσεων ακριβώς πριν τη γένεση του επόμενου σεισμού που περιλαμβάνεται στο εξελικτικό μοντέλο τάσεων όπως αυτό υπολογίζεται για τη γεωμετρία της διάρρηξης αυτού.

Σε κάθε σχήμα η ΔCFF υπολογίζεται για συγκεκριμένο μηχανισμό γένεσης, που είναι ο μηχανισμός του επόμενου σεισμού. Σε κάθε περίπτωση χαρτογραφούνται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών ίδιου τύπου διάρρηξης με τη διάρρηξη για την οποία γίνονται οι υπολογισμοί (ρήγμα δέκτης) με $M \geq 4.5$. Οι περισσότεροι από τους σεισμούς ενδιαμέσου μεγέθους ίδιου τύπου διάρρηξης με το ρήγμα δέκτη έγιναν σε περιοχές θετικών τάσεων. Έτσι εξετάζεται αν οι μεταβολές του πεδίου τάσεων είχαν επίδραση στο χρόνο γένεσης του δεύτερου. Η περιοχή μελέτης διαχωρίζεται σε δύο υποπεριοχές όπως προαναφέρθηκε για λόγους παρουσίασης.

3.5.1 Ρήγμα Μετασχηματισμού Κεφαλονιάς και Δυτικό Ελληνικό Τόξο

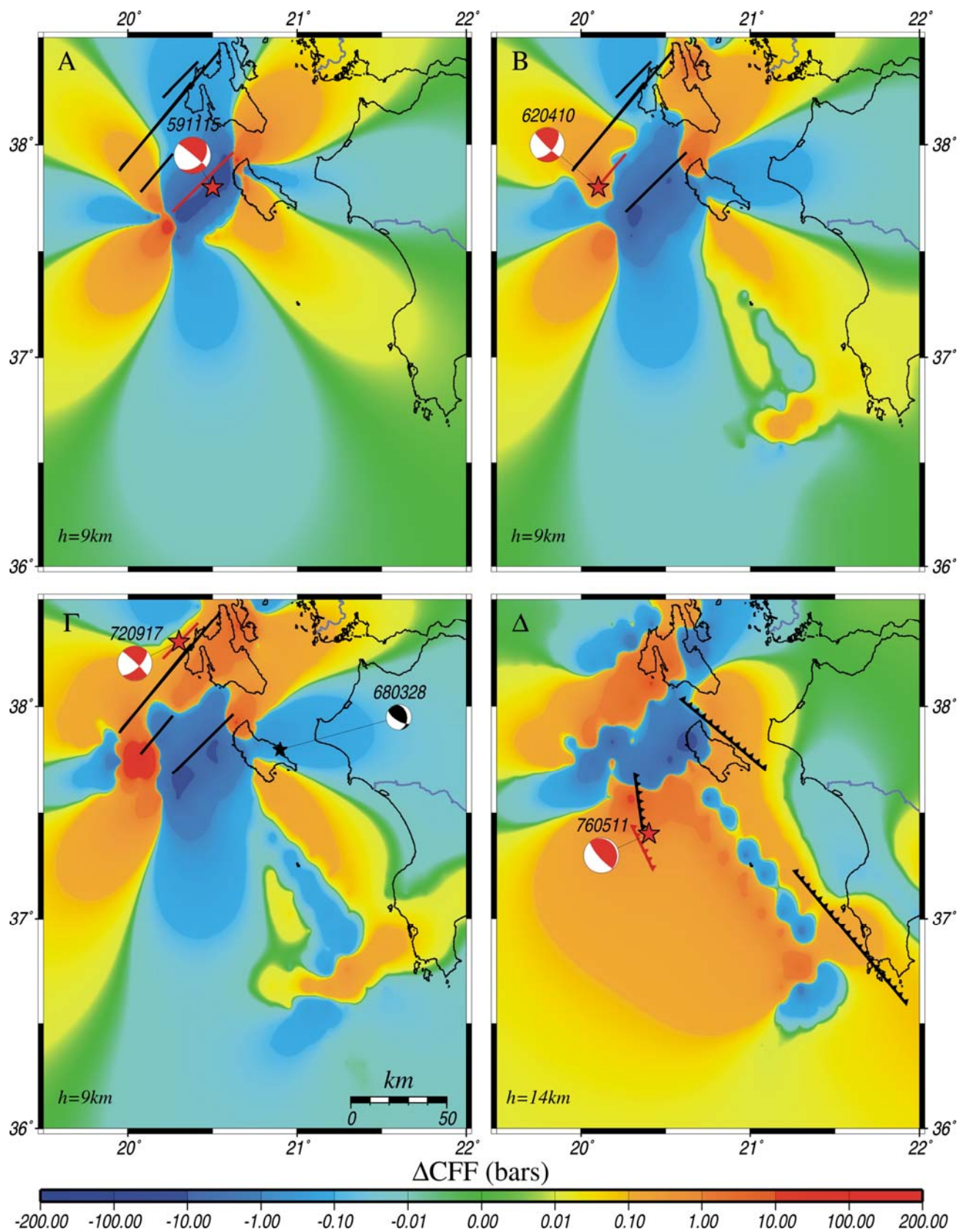
Οι μεταβολές της τάσης κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό του Νοεμβρίου 1959 υπολογίζονται σύμφωνα με τη γεωμετρία της διάρρηξης του στο σχήμα 3.7A σε βάθος 9km. Η συσσώρευση τάσης ξεκινάει μετά από αυτόν το σεισμό. Στο σχήμα 3.7B φαίνεται η εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι ακριβώς πριν τη γένεση του σεισμού του Απριλίου του 1962. Το πεδίο των τάσεων έχει υπολογιστεί σύμφωνα με τη γεωμετρία του ρήγματος που ολίσθησε στο σεισμό αυτό. Στο σχήμα αυτό η μορφή του πεδίου τάσεων

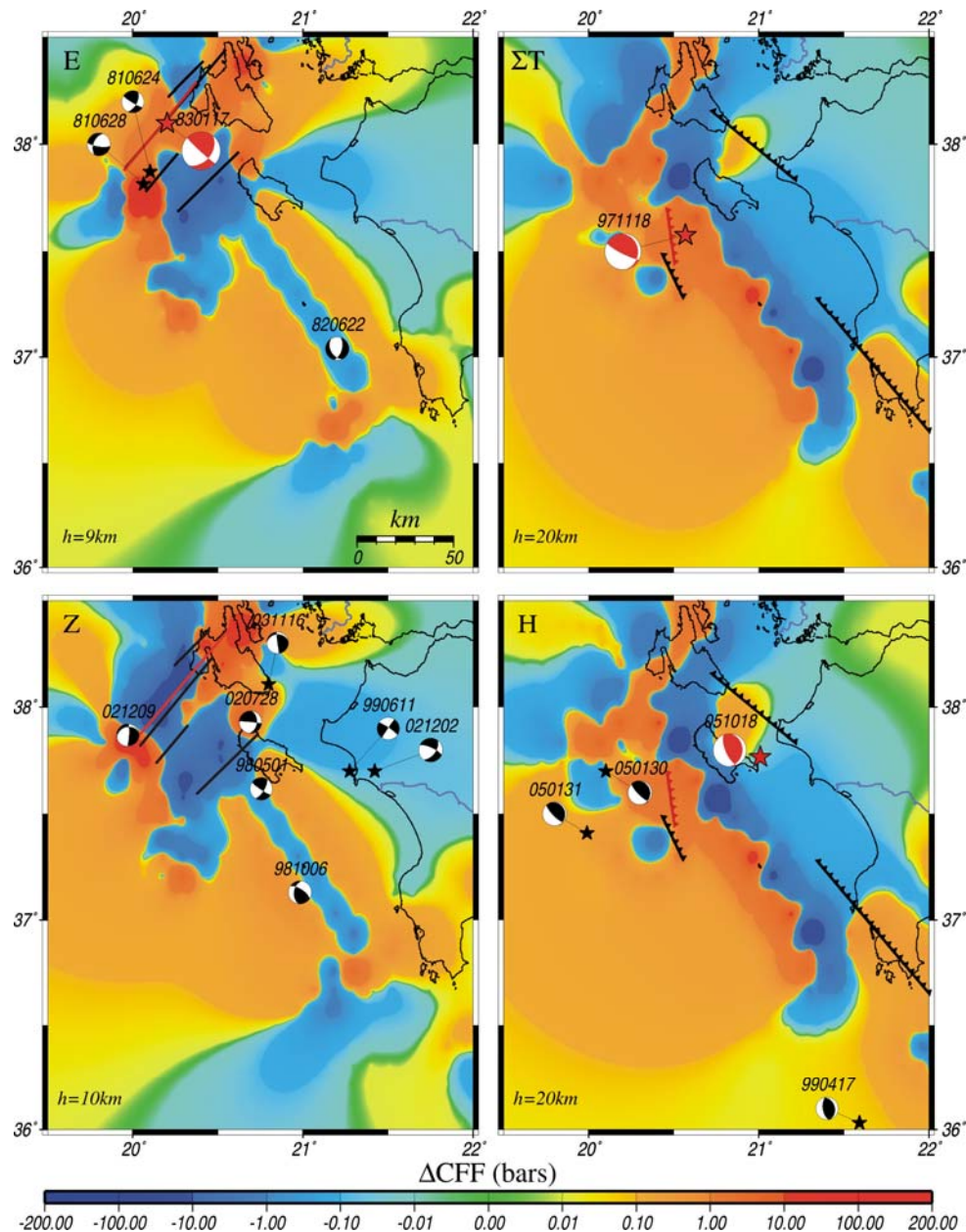
έχει αλλάξει ελαφρώς σε σχέση με το σχήμα 3.7Α καθώς οι λοβοί θετικών τάσεων στα ΒΑ, ΝΑ και ΒΔ επεκτείνονται. Η θέση του επόμενου σεισμού του δείγματος (Μάιος 1972) καθώς τόσο το επίκεντρο όσο και η ζώνη διάρρηξης αυτού βρίσκονται σε περιοχή θετικών μεταβολών της στατικής τάσης (ΒΔ θετικός λοβός).

Μέχρι το 1972 σχηματίσθηκε στο βόρειο τμήμα της περιοχής μία «φωτεινή» ζώνη από τη συνένωση των ΒΑ και ΒΔ θετικών λοβών (σχήμα 3.7Γ). Αξίζει να σημειωθεί ότι η θέση του επικέντρου του σεισμού του 1972 προβλέπεται από το εξελικτικό μοντέλο καθώς βρίσκεται σε περιοχή θετικών τάσεων. Το ίδιο δε συμβαίνει όταν υπολογίζονται οι μεταβολές της τάσης κατά τη σεισμική ολίσθηση (σχήμα 2.8Α) όπου φαίνεται ότι η γένεση του σεισμού εμποδίζεται. Το εξελικτικό μοντέλο δε προέβλεψε τη θέση του επικέντρου ενός ενδιαμέσου μεγέθους σεισμού (Μάρτιος 1962, M 5.9) που έγινε στη Ζάκυνθο. Το επίκεντρο του σεισμού αυτού βρίσκεται στη «σκιερή» ζώνη που εκτείνεται στα ανατολικά της περιοχής.

Στο σχήμα 3.7Δ φαίνεται η εξέλιξη του πεδίου τάσεων πριν τη γένεση του σεισμού του Μαΐου 1976 που υπολογίζεται για τη γεωμετρία της διάρρηξης αυτού. Επειδή αυτή είναι η πρώτη ανάστροφη διάρρηξη στην περιοχή για τη χρονική περίοδο που εξετάζεται, και έχει μεγαλύτερο εστιακό βάθος σε σχέση με τις προηγούμενες διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης οι τάσεις υπολογίζονται σε βάθος 14km. Το επίκεντρο του σεισμού αυτού βρίσκεται στην εκτεταμένη περιοχή θετικών τάσεων που έχει δημιουργηθεί στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης

Το εξελικτικό μοντέλο τάσεων προβλέπει τη θέση του επικέντρου του μεγάλου σεισμού (M 7.0) του Ιανουαρίου του 1983 (σχήμα 3.7Ε) καθώς και τη θέση των επικέντρων δύο μικρότερων σεισμών (M 5.2, M 5.4) που έγιναν νοτιότερα τον Ιούνιο του 1981. Μόνο ένας σεισμός (Ιούνιος 1982, M 5.5) έγινε στη στενή ζώνη αρνητικών τάσεων στο κέντρο της περιοχής. Μία εκτεταμένη ζώνη θετικών τάσεων δημιουργήθηκε πριν τη γένεση του σεισμού του Νοεμβρίου του 1997 στο ΝΔ τμήμα της περιοχής (σχήμα 3.7ΣΤ). Το επίκεντρο και το ρήγμα που ολίσθησε στο σεισμό αυτό βρίσκονται μέσα σε αυτή τη ζώνη. Στο ίδιο σχήμα αρχίζει να σχηματίζεται μία μικρή ζώνη θετικών τάσεων ΒΔ της Ζακύνθου





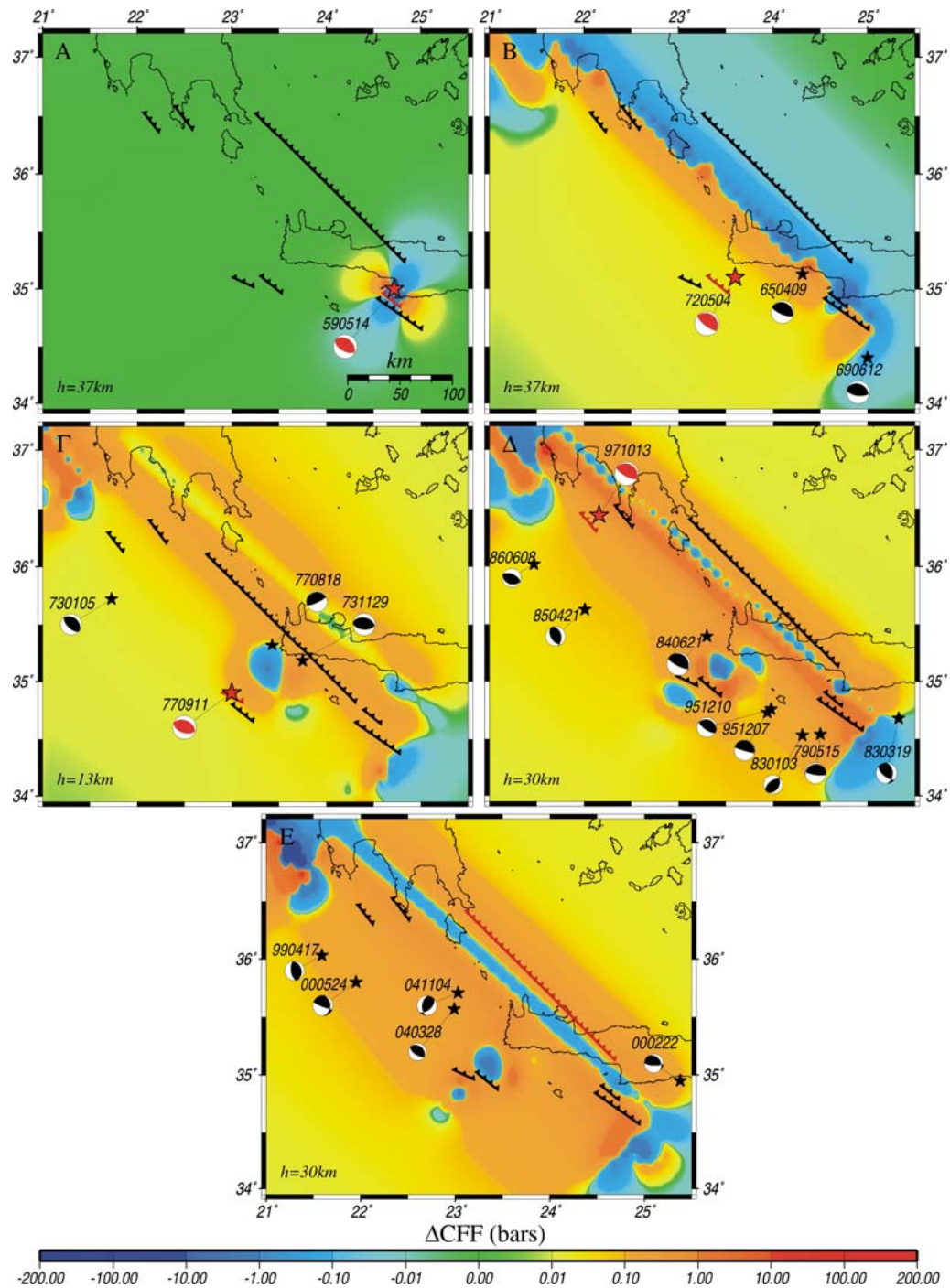
Σχήμα 3.7: Εξελικτικό πεδίο τάσεων στην περιοχή του Ιονίου από το 1959. Η τάση (Coulomb) υπολογίζεται για διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης σε βάθος 9km και για ανάστροφες διαρρήξεις στο μέσο βάθος του ρήγματος. Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού του δείγματος. Η τιμή της ΔCFF θεωρείται μηδενική πριν το 1959. Οι τάσεις, τα ρήγματα και οι μηχανισμοί γένεσης χαρτογραφούνται όπως στο σχήμα 2.7. Τα αστέρια είναι επίκεντρα σεισμών και ενώνονται με τον αντίστοιχο μηχανισμό γένεσης με λεπτή μαύρη γραμμή. **(Α)** Μεταβολές της Τάσης κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό του 1959 **(Β)** Εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι τη στιγμή πριν τη γένεση του σεισμού του 1962. **(Γ)** Η ΔCFF πριν τη γένεση του σεισμού του 1972 και μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με διάρρηξη οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν το διάστημα 1962-1972. **(Δ)** Εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι το σεισμό του 1976. **(Ε)** Το πεδίο τάσεων πριν το σεισμό του 1983 και μηχανισμοί γένεσης σεισμών ίδιου τύπου διάρρηξης με τον κύριο που έγιναν το διάστημα 1976-1983. **(ΣΤ)** Η ΔCFF πριν το σεισμό του 1997. **(Ζ)** Το πεδίο τάσεων το 2005 υπολογισμένο σύμφωνα με τη γεωμετρία των ρηγμάτων διεύθυνσης της περιοχής και μηχανισμοί σεισμών ίδιου τύπου διάρρηξης που έγιναν από το 1997 μέχρι το 2005. **(Ζ)** Το πεδίο τάσεων το 2005 υπολογισμένο σύμφωνα με το μηχανισμό του πιο πρόσφατου σεισμού στην περιοχή (Οκτώβριος 2005 M 6.0) και μηχανισμοί σεισμών ανάστροφης διάρρηξης που έγιναν από το 1997 μέχρι το 2005.

Μετά το σεισμό του 1997 δεν έγινε κανένας ισχυρός σεισμός ($M \geq 6.3$) στην περιοχή μελέτης μέχρι το 2005. Το πεδίο τάσεων όπως εξελίχθηκε μέχρι το 2005 υπολογίζεται σύμφωνα με τη γεωμετρία του ρήγματος της Κεφαλονιάς στο σχήμα 3.7Z και σύμφωνα με τη γεωμετρία του ρήγματος της Ζακύνθου στο σχήμα 3.7H. Το μοντέλο προβλέπει τη θέση των περισσότερων σεισμών με μηχανισμό γένεσης οριζόντιας μετατόπισης που έγιναν μέχρι το 2005. Το εξελικτικό μοντέλο προβλέπει τη θέση όλων των σεισμών με ανάστροφο τύπο διάρρηξης που έγιναν μετά το 1997. Τα επίκεντρα των σεισμών αυτών βρίσκονται στην εκτεταμένη περιοχή θετικών τάσεων στο ΝΔ τμήμα της περιοχής μελέτης. Το μοντέλο προβλέπει οριακά τη θέση του τελευταίου σεισμού του Οκτωβρίου του 2005 καθώς το επίκεντρό του βρίσκεται στα όρια της μικρής ζώνης θετικών τάσεων που προαναφέρθηκε. Η ζώνη αυτή περιτοίχίζεται από τη σκιερή ζώνη που καλύπτει το ΒΑ τμήμα της περιοχής και βρίσκεται στα βορειοδυτικά της Ζακύνθου.

3.5.2 Νοτιοδυτικό τμήμα του τόξου

Στο σχήμα 3.8 απεικονίζεται το πεδίο τάσεων ακριβώς πριν τη γένεση των ισχυρών σεισμών που έγιναν κατά το χρονικό διάστημα που καλύπτει η παρούσα μελέτη στο νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται με το σεισμό του 1959 υπολογίζονται σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης αυτού στο σχήμα 3.8A. Αυτή είναι η αρχή των υπολογισμών του εξελικτικού μοντέλου τάσεων για την περιοχή. Πριν το σεισμό αυτό οι τιμές της ΔCFF θεωρείται μηδενική. Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται σε βάθος 37km, λίγο πιο πάνω από το εστιακό βάθος του σεισμού (39km).

Η ΔCFF ακριβώς πριν τη γένεση του σεισμού του Μαΐου του 1972 υπολογίζεται σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσής του στο σχήμα 3.8B. Μία εκτεταμένη «φωτεινή» περιοχή, που δημιουργήθηκε από την τεκτονική φόρτιση στο νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Τόσο το επίκεντρο του σεισμού του 1972 όσο και το επίκεντρο ενός μικρότερου σεισμού που έγινε νωρίτερα (Απρίλιος 1965 M 6.1) βρίσκονται μέσα σε αυτήν την περιοχή. Η θέση ενός σεισμού μεγέθους M 6.1 (Ιούλιος 1969) που έγινε στα ΝΑ της περιοχής δεν προβλέπεται από το εξελικτικό μοντέλο τάσεων.



Σχήμα 3.8: Εξελικτικό πεδίο τάσεων στην περιοχή της ΝΔ Κρήτης από το 1959. Η στατική τάση (Coulomb) υπολογίζεται για ανάστροφες διαρρήξεις στο μέσο βάθος της ζώνης διάρρηξης. Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του επόμενου ισχυρού σεισμού του δείγματος. Η τιμή της ΔCFF θεωρείται μηδενική πριν το 1959. Οι τάσεις, τα ρήγματα, τα επίκεντρα και οι μηχανισμοί γένεσης χαρτογραφούνται όπως στο σχήμα 2.7 **(Α)** Μεταβολές της Τάσης κατά τη σεισμική ολίσθηση που σχετίζονται με το σεισμό στις 20 του 1959 **(Β)** Εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι πριν τη γένεση του σεισμού του 1972 και ανάστροφοι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών που έγιναν το διάστημα 1959-1972. **(Γ)** Η ΔCFF πριν τη γένεση του σεισμού του 1977 και μηχανισμοί γένεσης των σεισμών με ανάστροφη διάρρηξη που έγιναν το διάστημα 1972-1977. **(Δ)** Εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι το σεισμό του 1997 και μηχανισμοί γένεσης σεισμών ίδιου τύπου διάρρηξης με τον κύριο που έγιναν το διάστημα 1977-1997. **(Ε)** Το πεδίο τάσεων το 2005 υπολογισμένο σύμφωνα με τη γεωμετρία του μετώπου κατάδυσης και μηχανισμοί σεισμών ανάστροφης διάρρηξης που έγιναν από το 1997 μέχρι το 2005

Η εξέλιξη του πεδίου τάσεων μέχρι τον Ιανουάριο του 1977, που έγινε ο επόμενος ισχυρός σεισμός δίνεται στο σχήμα 3.8Γ. Η ΔCFF υπολογίζεται σύμφωνα με τη γεωμετρία του επιπέδου διάρρηξης του σεισμού αυτού σε βάθος 13km. Ολόκληρη η περιοχή μελέτης είναι μια «φωτεινή» ζώνη και όλοι οι σεισμοί που έγιναν την χρονική περίοδο 1972–1977 βρίσκονται μέσα στη ζώνη αυτή.

Στο σχήμα 3.8Δ το εξελικτικό πεδίο τάσεων υπολογίζεται σύμφωνα με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού του Οκτωβρίου του 1997 σε βάθος 30km. Το βάθος αυτό επιλέχθηκε καθώς όλοι οι σεισμοί που έγιναν μέχρι το 1997 έχουν παρόμοια εστιακά βάθη. Η θέση των σεισμών ανάστροφης διάρρηξης που έγιναν την περίοδο 1977–1997 προβλέπονται από το εξελικτικό μοντέλο τάσεων. Στο σχήμα 3.8Ε φαίνεται το πεδίο τάσεων μετά από 46 χρόνια (1959–2005) που είναι το αποτέλεσμα της τεκτονικής φόρτισης και των μεταβολών της τάσης που σχετίζονται με τους ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή στο χρονικό διάστημα αυτό. Το πεδίο τάσεων υπολογίζεται σύμφωνα με τη γεωμετρία του ενεργού ορίου (Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο) σε βάθος 30km όπως πριν. Η εικόνα παραμένει η ίδια μόνο που οι μεταβολές της ΔCFF είναι εντονότερες. Όλοι οι σεισμοί με ανάστροφη διάρρηξη βρίσκονται σε περιοχές θετικών τάσεων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

4 Συμπεράσματα

4.1 Ανασκόπηση

Σκοπός της εργασίας αυτής ήταν η εξέταση του φαινομένου της αλληλεπίδρασης τάσεων μεταξύ διαδοχικών ισχυρών σεισμών στην περιοχή μελέτης. Κάτω από αυτό το πρίσμα, μελετήθηκε η μεταβολή του πεδίου τάσεων που σχετίζεται με τη γένεση ισχυρών σεισμών ($M \geq 6.3$) στο δυτικό και νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο από το 1959 έως σήμερα. Βασικό κριτήριο επιλογής των σεισμών που μελετήθηκαν αποτέλεσε η διαθεσιμότητα και η αξιοπιστία πληροφοριών σχετικά με αυτούς. Η περιοχή μελέτης εκτείνεται από το κεντρικό Ιόνιο Πέλαγος μέχρι την Τάφρο του Πτολεμαίου νότια της Κρήτης. Η περιοχή έχει χωριστεί σε δύο τμήματα για λόγους παρουσίασης. Η μελέτη δε μπορούσε να επεκταθεί στο υπόλοιπο Ελληνικό Τόξο λόγω έλλειψης δεδομένων. Ειδικότερα, δεν έγινε κανένας σεισμός που να πληρεί τα κριτήρια επιλογής του δείγματος σεισμών την χρονική περίοδο που μελετάται. Στην περιοχή κυριαρχούν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, στο Ιόνιο, και ανάστροφα, κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Συνεπώς εξετάσθηκε η αλληλεπίδραση τάσεων μεταξύ ρηγμάτων αυτών των τύπων διάρρηξης.

Επιπλέον, υπολογίσθηκε η εξέλιξη του πεδίου τάσεων στην περιοχή μελέτης για τη χρονική περίοδο 1959–2005, προκειμένου να εξεταστεί αν η ιστορία των μεταβολών των στατικών τάσεων στην περιοχή μπορεί να εξηγήσει τη χωρική και χρονική κατανομή της παρατηρούμενης σεισμικότητας. Εξετάσθηκε η επίδραση της μεταβολής των τάσεων τόσο στους ισχυρούς σεισμούς ($M \geq 6.3$) όσο και στους ενδιαμέσου μεγέθους σεισμούς ($M \geq 4.7$), για τους οποίους ήταν διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης, που έγιναν στα μεταξύ τους χρονικά διαστήματα.

Η τεκτονική φόρτιση προσομοιάσθηκε εισάγοντας «αρνητικές εικονικές μεταθέσεις» σε τρία μεγάλα ρήγματα που αντιπροσωπεύουν το Ρήγμα Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (PMK) και το δυτικό (Δυτικό Ελληνικό Τόξο) και νοτιοδυτικό (Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο) τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Το σεισμικό μέρος του ρυθμού ολίσθησης στα ρήγματα αυτά, που προέκυψαν από δημοσιευμένες γεωδαιτικές μετρήσεις, θεωρήθηκε 25mm/yr στο ρήγμα της Κεφαλονιάς, 13mm/yr στο Δυτικό Ελληνικό Τόξο και 4.5mm/yr στο Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο. Η κίνηση θεωρήθηκε κυρίως ασεισμική (10% σεισμική) στο Νοτιοδυτικό Ελληνικό Τόξο και 35% σεισμική στο Δυτικό Ελληνικό Τόξο. Στο ρήγμα της Κεφαλονιάς θεωρήθηκε ότι υπάρχει πλήρης σεισμική σύζευξη.

4.2 Μεταβολές της τάσης που σχετίζονται με τη σεισμική ολίσθηση

Όταν εξετάζονται οι μεταβολές της τάσης που σχετίζονται μόνο με τη σεισμική ολίσθηση κατά τη γένεση ισχυρών σεισμών φαίνεται πως υπάρχει αλληλεπίδραση τάσεων στην περιοχή του Κεντρικού Ιονίου, μεταξύ των διαρρήξεων οριζόντιας μετατόπισης και των ανάστροφων διαρρήξεων. Με εξαίρεση τον ισχυρό σεισμό του Σεπτεμβρίου 1972, ο χρόνος γένεσης όλων των σεισμών που εξετάζονται έχει πιθανώς επιταχυνθεί από ένα προηγούμενο σεισμό. Το φαινόμενο της αλληλεπίδρασης τάσεων είναι πιο έντονο στην περιοχή αυτή λόγω των μεγαλύτερων μεγεθών των σεισμών που συμβαίνουν εκεί.

Στην περιοχή της Κρήτης (νοτιοδυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου) η αλληλεπίδραση τάσεων μεταξύ ανάστροφων διαρρήξεων κοντά στη Νήσο Κρήτη είναι ικανοποιητική. Κανένας από τους σεισμούς που έγιναν την περίοδο που μελετήθηκε δε βρίσκεται σε περιοχή αρνητικών τάσεων και ο χρόνος γένεσης του σεισμού του Σεπτεμβρίου του 1977 έχει πιθανώς επιταχυνθεί από τη γένεση του σεισμού του Μαΐου του 1972.

Η κανονική διάρρηξη στην οπισθότοξη περιοχή ευνοείται από τους σεισμούς του Μαΐου του 1959 και του 1972. Αντίθετα δεν ευνοείται από το σεισμό του Οκτωβρίου του 1997 κατά μήκος της Ελληνικής Οροσειράς στη

νότια Πελοπόννησο. Τέλος ο σεισμός του Σεπτεμβρίου του 1977 δεν είχε καμία επίδραση στις κανονικές διαρρήξεις της περιοχής.

4.3 Εξελικτικό μοντέλο τάσεων

Όταν εξετάζεται η εξέλιξη του πεδίου τάσεων στην περιοχή φαίνεται ότι το εξελικτικό μοντέλο τάσεων Coulomb μπορεί να εξηγήσει την χωρο-χρονική κατανομή της παρατηρούμενης σεισμικότητας. Η τεκτονική φόρτιση στην περιοχή της Κεφαλονιάς και κατά μήκος του Δυτικού και Νοτιοδυτικού Ελληνικού Τόξου επιδρά στη συμπεριφορά των ανάστροφων διαρρήξεων και των διαρρήξεων οριζόντιας μετατόπισης που κυριαρχούν στην περιοχή μελέτης. Το μοντέλο προβλέπει τη θέση όλων των ισχυρών σεισμών και των περισσότερων σεισμών ενδιαμέσου μεγέθους που έγιναν στο διάστημα 1959-2005. Ειδικότερα, τα επίκεντρα της πλειοψηφίας των σεισμών βρίσκονται σε περιοχές με θετικές τιμές της ΔCFF στο Κεντρικό Ιόνιο (γύρω από το ΡΜΚ και το Δυτικό Ελληνικό Τόξο). Στην περιοχή δυτικά και νοτιοδυτικά της Κρήτης όλοι οι σεισμοί εκτός από το σεισμό του Ιουνίου 1969 (M 6.1), έγιναν σε περιοχές με θετικές μεταβολές των τιμών της στατικής τάσης.

Η αδυναμία του μοντέλου να προβλέψει τις θέσεις όπου έγιναν κάποιοι από τους σεισμούς μπορεί να αποδοθεί σε διάφορους παράγοντες. Υπάρχουν πάντα σφάλματα στον προσδιορισμό τόσο του επικέντρου όσο και του εστιακού βάθους κάθε σεισμού. Επιπλέον, το τεκτονικό περιβάλλον είναι ιδιαίτερο με την έννοια ότι σε ζώνες κατάδυσης οι ανάστροφες διαρρήξεις έχουν μικρή κλίση και οι ζώνες διάρρηξης τους δεν περιορίζονται από το σεισμογόνο στρώμα αλλά αποτελούν ένα μικρό κομμάτι της διεπιφάνειας κατάδυσης.

Συνεπώς ο προσδιορισμός του μοντέλου διάρρηξης κάθε ανάστροφης διάρρηξης έγινε με προσέγγιση και ήταν απαραίτητο να τεθούν περιορισμοί σε σχέση με τις διαστάσεις της επιφάνειας διάρρηξης και την κλίση της. Για το λόγο αυτό τέθηκε ο περιορισμός ότι ο λόγος του μήκους προς το πλάτος της ζώνης διάρρηξης είναι περίπου ίσος ή μεγαλύτερος από τη μονάδα ($L/w \geq 1$) για τους μικρούς σεισμούς ($M < 7.0$), με βάση το διαχωρισμό των μεγάλων και μικρών σεισμών σύμφωνα με τον Scholz (1982).

Η μορφή του πεδίου τάσεων έχει μεγάλη ευαισθησία στη μεταβολή του βάθους όταν η κλίση της πηγής είναι μικρή ($\delta \leq 25^\circ$). Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μία μέση τιμή της κλίσης 25° για τις διαρρήξεις που είχαν κλίση μικρότερη από αυτήν την τιμή. Το εξελικτικό μοντέλο τάσεων φαίνεται πως είναι πιο αποτελεσματικό σε σχέση με τη θεώρηση των μεταβολών της τάσης κατά τη σεισμική ολίσθηση. Είναι φανερό ότι ένα τέτοιο μοντέλο όπως αυτό που παρουσιάζεται εδώ πάντα θα επιδέχεται βελτίωση, παρόλα αυτά φαίνεται να εξηγεί ικανοποιητικά την παρατηρούμενη σεισμικότητα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. and Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. San Francisco: W. H. Freeman.
- Anderson, H., and Jackson, J., (1987), Active tectonics of the Adriatic Region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **91**, 937-983.
- Baker, C., Hatzfeld, D., and Lyon-Caen, H., Papadimitriou, E., and Rigo, A., (1997), Earthquake mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece: implications for the oceanic subduction-continental collision transition, *Geophys. J. Int.*, **131**, 559-594.
- Barka, A., (1999), The 17 August 1999 Izmit earthquake, *Science*, **285**, 1858-1859.
- Beeler, N. M., Simpson, R. W., Hickman, S. H., and Lockner, D. A., (2000), Pore fluid pressure, apparent friction, and Coulomb failure, *J. Geophys. Res.*, **105**, 25,533-25,542.
- Benetatos, C., Kiratzi, A., Papazachos, C., and Karakaisis, G., (2004), Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc, *J Geodyn.*, **37**, 253-296.
- Bird, P., and Kagan, Y. Y., (2004), Plate-Tectonic Analysis of Shallow Seismicity: Apparent Boundary Width, Beta, Corner Magnitude, Coupled Lithosphere Thickness, and Coupling in Seven Tectonic Settings, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 2380-2399.
- Brace, W. F., and Byerlee, J. D., (1966), Stick slip as a mechanism for earthquakes, *Science*, **153**, 990-992.
- Byerlee, J. D., (1967), Frictional characteristics of granite under high confining pressure, *J Geophys. Res.*, **72**, 3639-3648.
- Brink, U., and Lin, J., (2004), Stress interaction between subduction earthquakes and forearc strike-slip faults: Modeling and application

- to the northern Caribbean plate boundary, *J. Geophys. Res.*, **109**, B12310, doi:10.1029/2004JB003031.
- Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., and Stavrakakis, G., (2001), Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data, *Tectonophysics*, **343**, 239-262.
- Brönnner, M., Helms, S., Makris, J., and Planert, L., (2001), Weitwinkel-seismische Messungen zur Erfassung der Krustenstruktur entlang des östlichen Mediterranean Rückens. ICDP/KTB-Koloqium, Ruhr-Universität Bochum.
- Cocard, M., Kahle, H. G., Peter, Y., Geiger, A., Veis, G., Felekis, S., Paradissis, D., and Billiris, H., (1999), New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: recent results inferred from GPS measurements (1993-1998) across the Hellenic Arc, Greece, *Earth Planet Sci. Lett.*, **172**, 39-47.
- Cocco, M., Nostro, C., and Ekstrom, G., (2000), Static stress changes and fault interaction during the 1997 Umbria-Marche earthquake sequence, *J. Seismol.*, **4(4)**, 501-516.
- Cocco, M., and Rice, J. R., (2002), Pore pressure and poroelastic effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions, *J Geophys. Res.*, **108(B2)**, 2069, doi:10.1029/2002BJ002319, 2003).
- Davies, R., England, P., Parsons, B., Billiris, H., Paradissis, D., and Veis, G., (1997), Geodetic strain of Greece in the interval 1982-1992, *J. Geophys. Res.*, **102**, 24,571-24,588.
- Deng, J. and Sykes, L. R. (1997). Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200-year perspective. *J. Geophys. Res.*, **102**, 9859-9886.
- Dieterich, J., and Conrad, G., (1984), Effect of humidity on time- and velocity- dependent rocks, *J. Geophys. Res.*, **89**, 4196-4202.

- Doser, D. I., and Robinson, R., (2002), Modeling stress changes induced by earthquakes in the southern Marlborough region, south Island, New Zealand, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**, 3229-3238.
- Denwey, J. F., (1988), Extensional collapse of Orogens, *Tectonics*, **7**, 1123-1139
- Dmowska, R., Rice, J., Lovinson, L. and Josell, D., (1988), Stress transfer and seismic phenomena in coupled subduction zones during the earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, **93**, 7869-7884.
- Ergin, K., (1966), On the epicenter map of Turkey and surrounding area, *Turk. Jeol. Kur. Bult.*, **10**, 122
- Erikson, L., 1986. User's manual for DIS3D: A three-dimensional dislocation program with applications to faulting in the Earth, *Masters Thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.*, pp.167.
- Galanopoulos, A. G., (1967), The seismotectonic regime in Greece, *Ann. Geof.*, **20**, 109.
- Gardi, A., Cocco, M., Negredo, M. A., Sabadini, R., and Singh, K. S., (2000), Dynamic modeling of the subduction zone of central Mexico, *Geophys. J. Int.*, **143**, 809-820.
- Govers, R., and Wortel, M. J. R., (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **236**, 505-523.
- Haris, R. A., (1998), Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24,347-24,358.
- Harris, R. A. and Simpson, R. W., (1993), In the shadow of 1857: An evaluation of the static stress changes generated by the great M8 Ft. Tejon, California earthquake, *EOS Trans. AGU*, **74**(43), *Fall Meet. Suppl.*, **147**.
- Harris, R. A. and Simpson, R. W., (1996), In the shadow of 1857 – the effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 229-232.

- Hatzfeld, D. I., Kassaras, D., Panagiotopoulos, D., Amorese, K., Makropoulos, G., Karakaisis, G., and Coutant, O., (1995), Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece, *Tectonics*, **14**, 773-785.
- Hodgson and Cock, (1956), Direction of faulting in Greek earthquakes of August 9-13 1953, *Publ. Dom. Obs.*, **18**, 149-167.
- Hubert-Ferrari, A., Barka, A., Jacques, E., Nalbat, S.S., Meyer, B., Armijo, R., Tapponnier, P., and King, C. P. G., (2000), Seismic hazard in the Sea of Marmara following the 17 August 1999 earthquake, *Nature*, **404**, 269-272.
- Jackson, J., (1994), Active tectonics of the Aegean Region, *Anna. Re. Earth Planet. Sci.*, **22**, 239-271.
- Jackson, J., Haines, J., and Holt, W., (1994), A comparison of SLR and seismicity in the Aegeanregion, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2849-2852.
- Jackson, J., and McKenzie, D., (1988), The relationship between plate motions and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Midle East, *Geoph. J.*, **93**, 45-73.
- Kahle, H-G., Müller, M. V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H., and Paradissis, D., (1995), *Tectonophysics*, **249**, 41-52.
- Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., Karakaisis, G. F., Papazachos, C. B., Scordilis, E. M., Vargemezis, G., and Aidona, E., (2003), The 2001 Skyros, northern Aegean, Greece, Earthquake sequence : Off-fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering, *Geophys. Res. Lett.*, **30(1)**, 1012, doi:10.1029/2002GL015814.
- Karakostas, V. G., Papadimitriou, E. E., and Papazachos, C. B., (2004), Properties of the Lefkada, Ionian Islands, Greece, earthquake seismic sequence and seismicity triggering, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**, 1976-1981.
- King, G. C. P. (1994). Static stress changes and triggering of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 935-953.

- King, G. C. P., and Cocco, M., (2001), Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences, *Adv. Geophys.*, **44**, 1-38.
- Kiratzi, A., (2002), Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, **151**, 360-376.
- Kiratzi, A. A., Papadimitriou, E. E., and Papazachos, B. C., (1987), A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece, *Annales Geophysicae*, 5, 161-166.
- Kiratzi, A., and Langston, C., (1989), Estimation of earthquake source parameters of the May 4, 1972 event of the Hellenic arc by the inversion of waveform data, *Physics Earth Planet. Inter.*, **57**, 225-232.
- Kiratzi, A., and Louvari, E., (2003), Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modeling: a new database, *J. Geodyn.*, **36**, 251-274.
- Kreemer, C., and Chamot-Rooke, N., (2004), Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge, *Geophys. J. Int.*, **157**, 1377-1392.
- Laigle, M., Hirn, A., Sachpazi, M., and Clement, C., (2002), Seismic coupling and structure of the Hellenic subduction zone in the Ionian Islands region, *Earth Planet Sci. Lett.*, **200**, 243-253.
- Laigle, M., Sachpazi, M., and Hirn, A., (2004), Variation of seismic coupling with slab detachment and upper plate structure along the western Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, in press.
- Lallemant, S., Truffert, C., Jolivet, L., Henry, P., Chamot-Rooke, N., and de Voogd, B., (1994), Spatial transition from compression to extension in the Western Mediterranean Ridge accretionary complex, *Tectonophysics*, **234**, 33-52.
- Le Pichon, X., and Angelier, J., (1979), The Hellenic Arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, **60**, 1-42.

- Le Pichon, X., and Angelier, J., (1981), The Aegean Sea, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **30**, 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., and Veis, G., (1995), Geodetic determination of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,675-12,690.
- Lin, J., and Stein, R. S., (2004), Stress triggering in thrust and subduction earthquakes, and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike slip faults, *J. Geophys. Res.*, **109**, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- Λούβαρη, Ε., 2000. Λεπτομερής σεισμοτεκτονική ανάλυση του Αιγαίου και γειτονικών περιοχών με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των μικρών σεισμών. Διδακτορική διατριβή, **ΑΠΘ**, σελ. 373.
- Louvari, E., Kiratzi, A. A., and Papazachos, C. B., (1999), The Cefalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, **308**, 223-236.
- Lundgren, P., Guiardini, D., and Russo, R. M., (1998) A geodynamic framework for eastern Mediterranean kinematics, *Geoph. Res. Lett.*, **25**, 4007-4010.
- Lyon Caen, H., Arnijo, R., Drakopoulos, J., Baskoutas, I., Delibassis, J., Gaulon, R., Kouskouna, V., Latoussakis, J., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., Papanastassiou, D., and Pedotti, G., The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) Earthquake: Detailed Study of a Normal Fault, Evidences for East- West Extension in the Hellenic Arc, *J. Geophys. Res.*, **93**, 14,697-15,000.
- Mantovani, E., Viti, M., Albarelo, D., Tamburelli, C., Babbucci, D., and Cenni, N., (2000), Role of kinematically induced horizontal forces in Mediterranean tectonics: insights from numerical modeling, *J. Geodyn.*, **30**, 287-320.
- McClusky S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M.,

- Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Tosksöz, N. M., and Veis, G., (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5719.
- McClusky S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., and Tealeb, A., (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, **155**, 126-138.
- McKenzie, D. P., (1970), The plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, **226**, 271-299.
- McKenzie, D. P., (1972), Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **30**, 109-185.
- McKenzie, D. P., (1978), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **55**, 217-254.
- Meier, T., Rische, M., Endrun, B., Vafidis, A and Harjes, H-P., (2004), Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks, *Tectonophysics*, in press.
- Μεσσήνη, Α., και Γκαρλαούνη, Χ., (2003), Μέλετη ιδιοτήτων πρόσφατων σεισμικών εξάρσεων στον ελληνικό χώρο, Διπλωματική Εργασία, ΑΠΘ, σελ.103.
- Mikumo, T., Yagi, Y., Singh, S. K., and Santoyo, M. A., (2002), Coseismic and postseismic changes in a subducting plate: Possible stress interactions between large interpolate thrust and intraplate normal faulting earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **107(B1)**, 2023, doi:10.1029/2001JB000446.
- Miller, S. A., Nur, A., and Olgaard, D., L., (1996), Earthquakes as a coupled shear stress-high pore pressure dynamical system, *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 197-200.
- Nalbant, S. S., Hubert, A., and King, G. C. P., (1998), Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the North Aegean Sea, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24,469-24,486.

- Nalbant, S. S., McCloskey, J., Steacy, S., and Barka, A.A., (2002), Stress accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **195**, 291-298.
- Nostro, C., Chiaraluce, L., Cocco, M., Baumont, D., and Scotti, O., (2005), Coulomb stress changes caused by repeated normal faulting earthquakes during the 1997 Umbria-Marche (central Italy) seismic sequence, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2004JB003386, in press.
- Nur, A., and Booker, J. R., (1972), Aftershocks caused by pore fluid flow?, *Science*, **175**, 885-887.
- Nyst, M., and Thatcher, W., (2004), New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean, *J. Geophys. Res.*, **109**, B11406, doi:10.1029/2003JB002830.
- Okada, Y., (1992), Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- Pacheco, J. F., Sholz, C. H., and Sykes, L. R., (1992), Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes, *Lett. Nature*, **355**, 71-73.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R., and Sholz, C. H., (1993), Nature of Seismic Coupling Along Simple Plate Boundaries of the Subduction Type, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14,133-14,159.
- Papadimitriou, E. E., (1993), Focal mechanism along the convex side of the Hellenic arc, *Bull. Geof. Teor. Appl.*, **35**, 401-426.
- Papadimitriou, E. E., (2002), Mode of Strong Recurrence in the Central Ionian Islands (Greece): Possible Triggering due to Coulomb Stress Changes Generated by the Occurrence of Previous Strong Shocks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 3293-3308.
- Papadimitriou, E. E., and Sykes, L. R., (2001), Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece), *Geophys. J. Int.*, **146**, 747-759

- Papadimitriou, E. E., and Karakostas, V. G., (2003), Episodic occurrence of strong ($M_w \geq 6.2$) earthquakes in Thessalia are (central Greece), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **215**, 395-409.
- Papadimitriou, E., Wen, X., Karakostas, V. G., and Jin, X., (2004a), Earthquake Triggering along the Xianshuihe Fault Zone of Western Sichuan, China, *Pure appl. geophys*, **161**, 1683-1707.
- Papadimitriou, E. E., Sourlas, G., and Karakostas, V. G., (2004b), Seismicity variations in southern Aegean, Greece, before and after the large (M_w 7.7) 1956 Amorgos earthquake due to evolving stress, *Pure appl. Geophys.*, in press.
- Papadimitriou, E. E., and Karakostas, V. G., (2005) Faulting geometry and seismic coupling of the southwest part of the Hellenic subduction zone, *Abstract in 33th IASPEI General Assembly*, Sandiago, Chile, 2-8 October, and submitted.
- Παπαζάχος, Β. Κ., 1961, Συμβολή στην έρευνα επί του μηχανισμού γένεσης των σεισμών της Ελλάδας, Διδακτορική Διατριβή, *Πανεπιστήμιο Αθηνών*, σελ. 75.
- Papazachos, B. C., 1990. Seismicity of the Aegean and the surrounding area. *Tectonophysics*, **178**, 287-308.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., (1970), Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean ridge, *Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid 1969*, **16**, 74-75.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., (1971), Geophysical and tectonic features of the Aegean arc, *J. Geophys. Res.*, **76**, 8517-8533.
- Papazachos, B. C and Comninakis, P. E., (1978), Geotectonic significance of the deep seismic zones in the Aegean Area, "Second Intern. Scient. Conf. Thera and the Aegean World, Santorini, Aug. 1978", 121-129.
- Papazachos, B. C, Kiratzi, A., Hatzidimitriou, P., and Rocca, A., (1984), Seismic faults of the Aegean area, *Tectonophysics*, **106**, 71-85.
- Papazachos, B. C., Karakaisis, G. F., and Hatzidimitriou, P. M., (1994), Further information on the Cefalonia transform fault in the Ionian

- Sea, *Proc. XXIV Gen. Ass. Europ. Sesim. Comm.*, Athens, 19-24 September 1994, 377-384.
- Papazachos, B. C., and Papazachou, C., (1997), The earthquakes of Greece, *Ziti Publ.*, p286.
- Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A., and Papazachos, C. B., (1997a), The stress field in the Aegean area as deduced from fault plane solutions of shallow earthquakes, *IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-28 August 1997*.
- Papazachos, B. C., Papaioanou, Ch. A., Papazachos, C. B., and Savvaidis, A. S., (1997b), Atlas of Iseismal maps for strong shallow earthquakes in Greece and surrounding area (426BC-1995), *Ziti Publications*, p190.
- Papazachos, B. C., Papdimitriou, E. E., Kiratzi, A. A., Papazachos, C. B., and Louvari, E. K., (1998), Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implications, *Boll. Geof. Teor, Appl.*, **39**, 199-218.
- Papazachos, B. C., Papaioannou, C. A., Papazachos, C. B., Savaidis, A. S., (1999), Rupture zones in the Aegeian Region, *Tectonophysics*, **308**, 205-221.
- Papazachos, B. C., Karakostas, V. G., Papazachos C. B., and Scordilis E. M., (2000), The geometry of the Wadati-Benioff zone and the lithospheric kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, **319**, 275-300.
- Papazachos, B. C., Mountrakis, D. M., Papazachos, C. B., Tranos, M. D., Karakaisis, G. F., and Savvaidis, A. S., (2001), The faults that coused the known strong earthquakes in Greece and surrounding areas during 5th century B.C. up to present, *2nd Conf. Earthq. Engin. And Engin. Seism.*, 28-30 September 2001, *Thessaloniki*, **1**, 17-26.
- Παπαζάχος, Β. Κ., και Παπαζάχου, Κ., (2002), Οι σεισμοί της Ελλάδας, *Εκδόσεις Ziti*, σελ.317.
- Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Karakaisis, G. F., Karakostas, B. G., Papaioanou, Ch. A., Papazachos, C. B., and Scordilis, E. M., (2004a), A catalog of earthquakes in Greece and surrounding area

- for the period 550 BC-2004, *Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki*, **1**, 338p.
- Papazachos, B. C., Scordilis, E. M., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., and Karakaisis, G. F. (2004b). Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXVI.
- Papazachos, C. B. and Nolet, G. P., (1997), P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8349-8367.
- Papazachos, C. B., (1999), Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction, *Geoph. Res Lett.*, **26**, 2653-2656.
- Papazachos, C. B., and Kiratzi, A. A., (1996), A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, **253**, 129-153.
- Papazachos, C. B., Karakostas, V. G., Papazachos, B. C., and Skordilis, M. E., (2000), The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, **319**, 275-300.
- Parsons, T., (2004), Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. Geophys. Res.*, **109**, B05304, doi:10.1029/2003JB002667.
- Payne, S. J., Zollweg, J. E., and Rodgers, D. W., (2004), Stress triggering of conjugate normal faulting: Late aftershocks of the 1983 M_s Borah Peak, Idaho, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am*, **94**, 828-844.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., and Tosksöz, M. N., (1997), Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999.
- Rice, J. R., (1992), Fault stress states, pore pressure distributions and the weakness of the San Andreas fault, *Fault Mechanics and Transport Properties of Rock: A Festschrift in Honor of W.F. Brace*, Edited by B. Evans and T.-f. Wong, Academic, San Diego, California, 475-503.

- Robinson, R., (2003), Fault interactions and subduction tectonics: A re-examination of the Weber, New Zealand, earthquake sequence of 1990, *Geophys. J. Int.*, **154**, 745-753.
- Scholz, C. H., (1982), Scaling laws for large earthquakes: Consequences for physical models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1-14.
- Scholz, C. H., (1990), The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge University press*, Cambridge, pp. 439.
- Scholz, C. H., (1998), Earthquakes and friction laws, *Nature*, **391**, 37-42.
- Scholz, C. H., and Campos, C., (1995), On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *J Geophys. Res.*, **100**, 22103-22115.
- Scordilis E. M., Karakaisis, G. F., Karakostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., and Papazachos, B. C., (1985), Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: The Cefalonia Island Earthquake Sequence of 1983, *Pure Appl. Geophys.*, **123**, 388-397.
- Simpson, R. W. and Reasenber, P. A. (1994). Earthquake-induced static stress changes on central California faults. In *The Loma Prieta, California Earthquake of October 17, 1989 – Tectonic processes and models*, edited by R. W. Simpson, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1550-F**, F55-F89.
- Skempton, A. W., (1954), The pore-pressure coefficients A and B, *Geotechnique*, **4**, 143-147
- Steacy, S., Gomborg, J. and Cocco, M., (2005), Introduction to special section: Stress transfer, earthquake triggering, and time-dependent seismic hazard, *J. Geophys. Res.*, **110**, 1-12.
- Stein, R. S., (1999), The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**, 605-609.
- Stein, R. S., King, G. C. P., and Lin, J., (1994), Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors, *Science*, **256**, 1432-1435.

- Stein, R. S., Barka, A. A., and Dieterich, J. H., (1997), Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, **128**, 594-604.
- Steketee, J. A. (1958). On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Can. J. Phys.*, **36**, 192-205.
- Taylor, M. A., Zheng, G., Rice, J. R., Steuart, W. D., and Dmowska, R., (1996) Cyclic stressing and seismicity at strongly coupled subduction zones, *J. Geophys. Res.*, **101**, 8363-8381.
- Taylor, M. A., Dmowska, R., and Rice, J. R., (1998), Upper plate stressing and seismicity in the subduction earthquake cycle, *J. Geophys. Res.*, **103**, 24,523-24,542.
- Taymaz, T., Jackson, J., and Westaway, R., (1990), Earthquake mechanics in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, **102**, 695-793.
- Taymaz, T., Jackson, J., and McKenzie, D., (1991) Active tectonics of the north and central Aegean, *Geophys. J. Int.*, **106**, 433-490.
- Toda, S., Stein, R. S., Reasenberg, P. A., and Yoshida, A., (1998), Stress transferred by the 1995 $M_w=6.9$ Kobe, Japan shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.*, **103**, 439-451.
- Toda, S., and Stein, R. S., (2002), Response of the San Andreas Fault to the 1983 Coalinga-Nunez Earthquakes: An Application of Interaction-based Probabilities for Parkfield, *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JB000172.
- Tranos, M. D., Papadimitriou, E. E., and Kiliass, A. A., (2003), Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): the western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic Hazard assessment, *J. Struct. Geol.*, **25**, 2109-2123.
- Troise, C., Pingue, F., Petrazzuoli, S. M., and De Natale, G., (1999), The effect of static Coulomb stress changes on the earthquake interaction in south-central Apennines (Italy), *Phys. Chem. Earth, Part A*, **24(2)**, 105-110.
- Utkucu, M., Nalbant, S.S., McCloskey, J., Steacy, S., and Alptekin, O., (2003), Slip distribution and stress changes associated with the

- November 12, 1999, Düzce (Turkey) earthquake ($M_w=7.1$), *Geophys. J. Int.*, **153**, 229-241.
- Wang, K. R., Wells, S., Mazzotti, R. D., Hyndman and Sagiya., T., (2003), A revised dislocation model of interseismic deformation of the Cascadia subduction zone, *J. Geophys. Res.*, **108(B1)**, 2026, doi:10.1029/2001JB001227.
- Wells, D. L, and Coppersmith, K. J., (1994), New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
- Wessel, P., and Smith, W. H. F. 1998. New, improved version of the Generic Mapping Tools Released. *EOS Trans. AGU* 79, 579.