

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ**

ΓΙΑΝΝΑΚΟΠΟΥΛΟΥ ΕΛΕΝΗ

**ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ ΤΗΣ ΣΤΑΤΙΚΗΣ ΤΑΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ
ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ ΙΣΧΥΡΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ ΤΟΥ
ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ**

**ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Παπαδημητρίου Ελευθερία

Καθηγήτρια Α.Π.Θ.

Καρακώστας Βασίλειος

Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.

Κυρατζή Αναστασία

Καθηγήτρια Α.Π.Θ

Δημοσίευση Τομέα Γεωφυσικής Αρ. 651

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^Ο ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά.....	1
1.2 Σεισμική ακολουθία Κοζάνης-Γρεβενών.....	2
1.2.1 Σεισμολογικές παρατηρήσεις.....	2
1.2.2 Τεκτονική της περιοχής.....	3
1.3 Μελέτη της χωρικής και χρονικής κατανομής μιας σεισμικής ακολουθίας.....	7
1.4 Η θεωρία των εμποδίων και φραγμάτων.....	9
1.5 Κατανομή ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος.....	12
1.6 Σχετική έρευνα στον ελληνικό χώρο.....	22
1.7 Μεταβολή των στατικών τάσεων.....	24

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^Ο ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΗΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΗΣ ΚΥΡΙΑΣ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ

2.1 Εισαγωγή.....	33
2.2 Δεδομένα παρατήρησης.....	33
2.3 Χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας.....	34
2.4 Προσδιορισμός των διαστάσεων της κύριας διάρρηξης.....	39
2.5 Καθορισμός κατανομής της ολίσθησης.....	46
2.6 Συσχέτιση με άλλα προτεινόμενα μοντέλα.....	54
2.7 Υπολογισμός και σύγκριση της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης με δεδομένα συμβολογραφήματος.....	57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^Ο ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB ΚΑΙ ΠΡΟΚΛΗΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΕ ΓΕΙΤΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

3.1 Εισαγωγή.....	61
3.2 Μεθοδολογία.....	61
3.2 Μεταβολές της στατικής τάσης στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης.....	62

3.3 Φαινόμενος συντελεστής τριβής μ'	65
3.4 Μεταβολή των στατικών τάσεων (Coulomb) σε οριζόντια επιφάνεια.....	70
3.5 Μεταβολή των κάθετων και διατμητικών τάσεων Coulomb στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης.....	76
3.6 Μεταβολές των στατικών τάσεων σε κατακόρυφες τομές κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης.....	80
3.7 Μεταβολή των στατικών τάσεων και πρόκληση σεισμικότητας σε γειτονικά ρήγματα.....	85
3.8 Ομάδα σεισμών που τοποθετείται νοτιοδυτικά της κύριας διάρρηξης.....	89
3.9 Ομάδες σεισμών που τοποθετούνται βόρεια της κύριας διάρρηξης.....	90
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	93
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	97

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η διατριβή αυτή αφορά τη μελέτη των μεταβολών της στατικής τάσης με τη χρήση μοντέλων διάρρηξης ισχυρών σεισμών του Ελληνικού χώρου. Η διατριβή εκπονήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, με κατεύθυνση Γεωφυσική.

Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται πληροφορίες από προηγούμενες μελέτες που αφορούν τη σεισμική ακολουθία Κοζάνης-Γρεβενών, τη μελέτη της χωρικής και χρονικής κατανομής γενικά για μία σεισμική ακολουθία, τη θεωρία των εμποδίων και των φραγμάτων, τη σχετική έρευνα στον ελληνικό χώρο καθώς και για τη μεταβολή των στατικών τάσεων

Στο δεύτερο κεφάλαιο, περιγράφεται ο καθορισμός της κατανομής της ολίσθησης στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, όπως πραγματοποιείται στην παρούσα μελέτη, ο προσδιορισμός των διαστάσεων της κύριας διάρρηξης, ο καθορισμός της ολίσθησης και η συσχέτισή του με άλλα προτεινόμενα μοντέλα.

Στο τρίτο κεφάλαιο υπολογίζεται η μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb που οφείλονται στη γένεση του κύριου σεισμού και μελετάται η πιθανή ενεργοποίηση γειτονικών δομών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής.

Με την ολοκλήρωσή της διατριβής αυτής, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής κα. Παπαδημητρίου Ελευθερία για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγηση και την πολύτιμη βοήθειά της σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Επίσης θα ήθελα να απευθύνω ευχαριστίες και στα άλλα δύο μέλη της τριμελούς επιτροπής. Ευχαριστώ τον κ. Καρακώστα Βασίλη, Επίκουρο Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για τη συνεχή βοήθεια, τη καθοδήγησή του σε επιστημονικά θέματα και για τη διάθεση υπολογιστικών προγραμμάτων καθώς και την κα. Κυρατζή Αναστασία Καθηγήτρια του Τομέα

Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. για την ενθάρρυνσή της, τη διόρθωση του κειμένου και τις χρήσιμες υποδείξεις.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής και τους μεταπτυχιακούς φοιτητές για τη βοήθεια που μου προσέφεραν και την άψογη συνεργασία τους.

Ευχαριστώ, επίσης, τους φίλους μου Μορτζάκη Γεώργιο που ήταν συνέχεια δίπλα μου αυτά τα χρόνια, την Τρεμοπούλου Ελισσάβετ για την πολύτιμη συμπαράσταση και βοήθειά της, τη Γιαννακέα Παναγιώτα που παρόλο που βρίσκεται μακριά η συμπαράστασή της ήταν σημαντική και τα αδέρφια μου Γιάννη και Βάια για την συνεχή ενθάρρυνσή τους.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω ευγνωμοσύνη και ένα μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου για την ηθική, ψυχολογική και οικονομική στήριξη που μου προσέφεραν όλα αυτά τα χρόνια.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά

Σκοπός της διατριβής αυτής είναι ο καθορισμός της κατανομής της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης (13.5.1995, M6.6) και η συσχέτιση της σεισμικότητας της γύρω περιοχής με τη μεταβολή του πεδίου των τάσεων λόγω της γένεσης του σεισμού αυτού. Τη βάση για τη μελέτη αυτή αποτέλεσαν μετασεισμοί που καταγράφηκαν από τοπικό δίκτυο ψηφιακών σειсмоγράφων που εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή αμέσως μετά τη γένεση του κύριου σεισμού (Hatzfeld et al., 1997). Ο σεισμός της Κοζάνης προκάλεσε το ενδιαφέρον πολλών επιστημονικών ομάδων των οποίων τα πεδία μελέτης αφορούν τη γεωδαισία, τη σεισμολογία, την τεκτονική, τη μορφολογία και τη συμβολομετρία για τη λεπτομερή μελέτη της σεισμικής του ακολουθίας.

Από τη μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας βγαίνει το συμπέρασμα ότι η γένεση του κύριου σεισμού προκάλεσε ανακατανομή των τάσεων και τη συγκέντρωση αυτών στα φράγματα του δυτικού τμήματος, όπου εμφανίζεται η μεγαλύτερη συγκέντρωση μετασεισμών. Η μετατόπιση που μετρήθηκε στις επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος είναι πολύ μικρή περίπου 10cm σε σχέση με τη μέση ολίσθηση που υπολογίστηκε σε όλο το ρήγμα (περίπου 40cm). Αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν περιοχές στην επιφάνεια του ρήγματος όπου η ολίσθηση είναι περίπου 1m (Meyer et al., 1996). Η κατάληξη της διάρρηξης σε κάποιο βάθος μπορεί να αποδοθεί στις ιδιότητες του ανώτερου φλοιού, ενώ οι οριζόντιες διαστάσεις του ρήγματος και ο τερματισμός αυτού στο ανατολικό και δυτικό άκρο της μετασεισμικής ζώνης οφείλεται στην επίδραση των ήδη προϋπαρχόντων ρηγμάτων (Meyer et al., 1996).

Πολλές φορές η γένεση ισχυρών μετασεισμών προκαλεί σημαντικές βλάβες στις ήδη καταπονημένες κατασκευές, ίσως και σημαντικότερες από το κύριο σεισμό. Όσο αφορά το κύριο σεισμό του 1995 στη Κοζάνη προκάλεσε πολλές καταστροφές σε πολλά χωριά που βρίσκονταν στην επικεντρική περιοχή καθώς και στις δύο μεγάλες

πόλεις Κοζάνη και Γρεβενά. Ευτυχώς, παρόλο τις μεγάλες καταστροφές λόγω αυτής της ακολουθίας ο αριθμός των τραυματιών ήταν πολύ μικρός. Αυτό συνέβη γιατί οι προσεismoί με μεγέθη 3.8-4.5 οι οποίοι έγιναν πέντε λεπτά πριν τη γένεση του κύριου σεισμού οδήγησαν το κόσμο έξω από τα σπίτια τους.

Με σκοπό λοιπόν τη μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Κοζάνης χρησιμοποιήθηκε η Τεχνική των Τάσεων Coulomb (Coulomb Stress Technique, CST) με την οποία υπολογίζονται οι μεταβολές των στατικών τάσεων λόγω της κύριας διάρρηξης και εξετάζεται η επίδραση των μεταβολών αυτών στη σεισμική δραστηριότητα σε γειτονικά ρήγματα καθώς υπολογίζονται και οι μεταβολές σε πιθανή μελλοντική διάρρηξη στην υπό εξέταση περιοχή (Stein et al., 1997, Toda et al., 1998, Toda and Stein, 2002). Η λεπτομερής εξέταση της χωρικής κατανομής των μετασεισμών με τη μεταβολή των τάσεων Coulomb οδηγεί πολλές έρευνες στην εύρεση θετικής συσχέτισης μεταξύ του αριθμού των μετασεισμών και της υπολογιζόμενης αύξησης των τάσεων.

1.2 Σεισμική ακολουθία Κοζάνης-Γρεβενών

1.2.1 Σεισμολογικές παρατηρήσεις

Ο σεισμός νοτιοδυτικά της Κοζάνης (13 Μαΐου 1995), μεγέθους $M_w = 6.6$ ήταν ένας από τους πιο ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα της προηγούμενης δεκαετίας αφού στη Ζάκυνθο, στις 18 Νοεμβρίου 1997, έγινε σεισμός ίδιου μεγέθους. Η περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών σύμφωνα με ιστορικές πληροφορίες καθώς και από ενόργανες καταγραφές χαρακτηρίζεται ως μια περιοχή με χαμηλή σεισμική δραστηριότητα.

Η γένεση του κύριου σεισμού προκάλεσε πολλές καταστροφές στις δύο μεγάλες πόλεις χωρίς να υπάρξουν απώλειες σε ανθρώπινες ζωές. Αυτό συνέβη γιατί κύριου σεισμού που έγινε στις 11:45 προηγήθηκαν τέσσερις αισθητοί προσεismoί με μεγέθη 3.8, 4.5, 3.8 και 4.5 σε χρονικό διάστημα μισής ώρας περίπου. Η επικεντρική περιοχή βρίσκεται στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης (Mountrakis, 1986) και συγκεκριμένα ο κύριος σεισμός έγινε στο κεντρικό βαθύτερο τμήμα του ρήγματος κάτω από το όρος Βούρινος. Η μετασεισμική δραστηριότητα που ακολούθησε τη γένεση του κύριου σεισμού ήταν πολύ υψηλή σημειώνοντας τρεις πολύ ισχυρούς μετασεισμούς μεγέθους $M \geq 5.0$.

Μετά τον κύριο σεισμό και συγκεκριμένα από την επόμενη ημέρα στην ευρύτερη περιοχή εγκαταστάθηκε ένα πυκνό, τοπικό σεισμολογικό δίκτυο από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης, το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου της Αθήνας, το Εργαστήριο Φυσικής του Εσωτερικού της Γης της Grenoble και του Εθνικού Ινστιτούτου Γεωφυσικής της Ρώμης (Hatzfeld et al., 1997). Το δίκτυο λειτούργησε συνεχώς για χρονικό διάστημα ενός μήνα περίπου, παρέχοντας τη δυνατότητα προσδιορισμού με υψηλή ακρίβεια των εστιακών παραμέτρων του κύριου σεισμού καθώς και των μετασεισμών του.

1.2.2 Τεκτονική της περιοχής

Η περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών γεωγραφικά τοποθετείται στο δυτικότερο όριο των εσωτερικών Ελληνίδων. Οι περισσότερες γεωλογικές δομές που διαμορφώνουν τις Ελληνίδες οροσειρές εκτείνονται ΒΔ-ΝΑ κατά μήκος των Δυναρίδων, ξεκινώντας από τη Γιουγκοσλαβία και φτάνοντας μέχρι και το νοτιότερο τμήμα της Πελοποννήσου. Αυτές οι γεωλογικές δομές δέχτηκαν την επίδραση της εφελκυστικής τεκτονικής κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου και του Άνω-Μειόκαινου με αποτέλεσμα κατά μήκος των Ελληνίδων να σχηματιστούν δύο παράλληλες λεκάνες, της Κοζάνης και των Γρεβενών αντίστοιχα οι οποίες αντιστοιχούν σε δύο μεγάλα σύγκλινα που χωρίζονται από την οφιολιθική μάζα του Βούρινου (Meyer et al., 1996).

Οι δομές μετατόπισης 1000m έως 2000m κατά μήκος του ρήγματος των Σερβίων και του ρήγματος στην Παλιουριά αποτελούν ξεκάθαρη μορφολογική απόδειξη της νέας Τεταρτογενούς διάρρηξης κλίσης. Παρόλο που δεν υπήρχε μεγάλος αριθμός τεκτονικών κάμψεων και ρωγμών στις πιο πολλές περιοχές (Pavlides et al., 1995) βρέθηκε σαφής τεκτονική διάρρηξη κατά μήκος προϋπάρχοντος, δευτερογενούς κανονικού ρήγματος (τοπογραφικό ανάγλυφο $\leq 50\text{m}$) μέσα στα ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας (Σχ.1.1) η οποία περιοριζόταν σε ευδιάκριτες συνεχείς ζώνες. Η παράταξη του ρήγματος είναι $B70^{\circ}A$ με κλίση 70° προς τα ΒΔ (Σχ.1.1).

Η διάρρηξη βόρεια και ΒΔ του Παλαιοχωρίου αποτελείται από ανοικτές ρωγμές με κλίση προς τα ΒΔ και κανονική ολίσθηση 2-4cm (Σχ.1.1). Ανατολικά του ρήγματος του Παλαιοχωρίου ο μεγάλος αριθμός των μικρών κάμψεων πάνω σε μικρότερα τεμάχια ρηγμάτων δείχνουν ότι αυτά τα τεμάχια διαρρήχθηκαν κατά τη

διάρκεια του κύριου σεισμού. Η επιφανειακή διάρρηξη βρίσκεται 15km νότια του επικέντρου και του κύριου σμήνους σεισμών (Hatzfeld et al., 1997). Βόρεια και ΒΑ του κύριου ρήγματος υπάρχουν δύο μικρότερα συζυγή ρήγματα της ίδιας παράταξης και γωνίας κλίσης. Το μεγαλύτερο από αυτά μήκους 4km τέμνει κάθετα τα οφιολιθικά στρώματα ΒΑ του Παλαιοχωρίου (Σχ.1.1). Δεν υπάρχουν αποδεικτικά στοιχεία επιφανειακής διάρρηξης δυτικά του ρήγματος του Παλαιοχωρίου παρά την ύπαρξη σημαντικής μετασεισμικής δραστηριότητας.

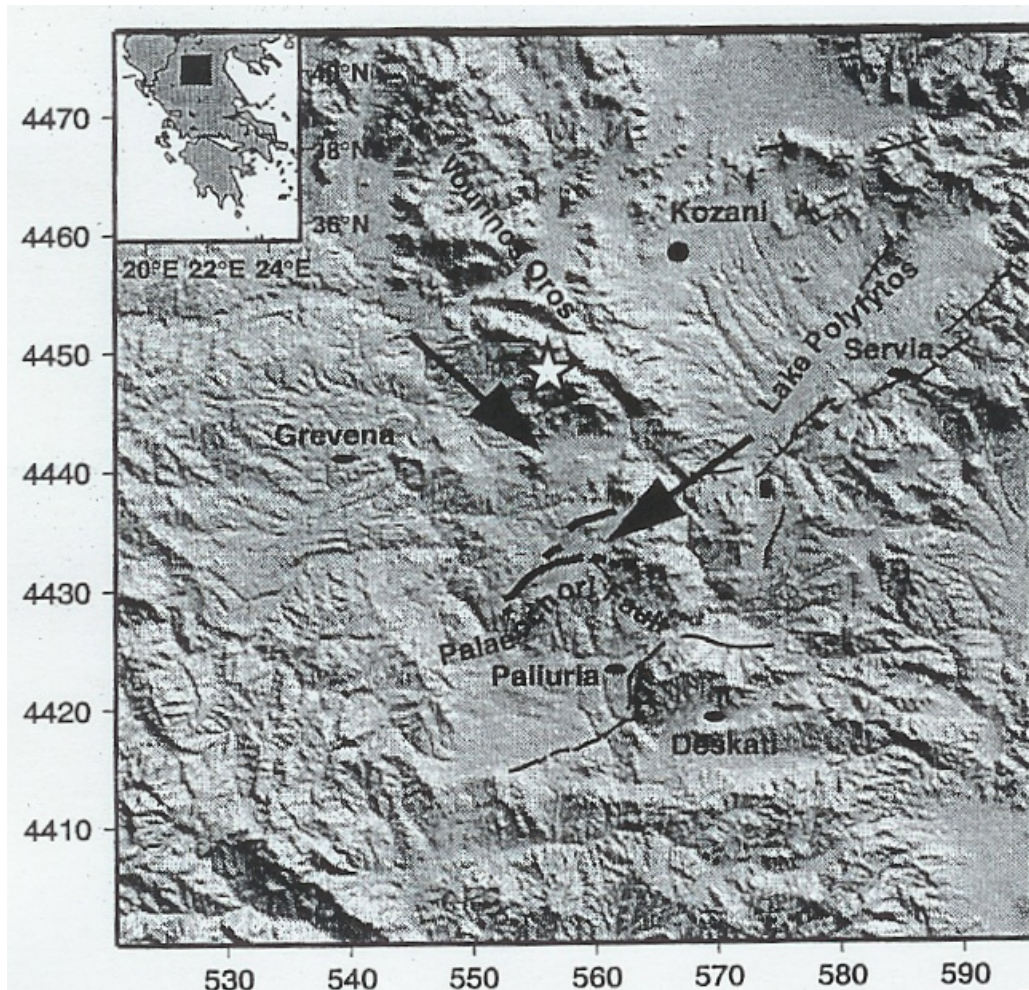
Παρατηρήσεις επιφανειακών διαρρήξεων που προκλήθηκαν μετά τον κύριο σεισμό δεν δείχνουν κίνηση μεγαλύτερη από λίγα εκατοστά με αποτέλεσμα να μην είναι τόσο εύκολη η διάκριση μεταξύ καθαρά τεκτονικών διαρρήξεων και ολισθήσεων λόγω βαρύτητας (Hatzfeld et al., 1995, Pavlides et al., 1995, Meyer et al., 1996). Η μεγαλύτερη απόδειξη για τεκτονικές επιφανειακές διαρρήξεις παρατηρήθηκαν νότια της οφιολιθικής μάζας του Βούρινου, μεταξύ των χωριών Παλαιοχώρι και Νίσιο.

Αυτές οι επιφανειακές διαρρήξεις των λίγων εκατοστών κανονικής ολίσθησης τοποθετούνται στο ρήγμα του Παλαιοχωρίου. Δομές που φτάνουν πολλές δεκάδες εκατοστών με διεύθυνση Α-Δ παρατηρούνται επίσης βόρεια του κύριου ρήγματος μεταξύ Χρωμίου και Γρεβενών (Pavlides et al., 1995). Αυτές οι διαρρήξεις είναι αντιθετικές του κύριου ρήγματος, αλλά η τεκτονική τους προέλευση δεν είναι σαφής και μπορεί να προκλήθηκαν λόγω βαρύτητας. Το συνολικό μήκος της επιφανειακής διάρρηξης είναι το λιγότερο 8km (πιθανώς και 12km) κατά μήκος ενός ΒΔ κλίσης συστήματος κανονικών ρηγμάτων γνωστού και ως ρήγμα του Παλαιοχωρίου. Η επιφανειακή διάρρηξη βρίσκεται 15km νότια του επικέντρου του κύριου σεισμού και νότια της κύριας συγκέντρωσης μετασεισμών (Σχ.1.1) (Meyer et al., 1996).

Το ρήγμα του Παλαιοχωρίου αποτελεί τμήμα ενός συστήματος ρηγμάτων παρόμοιας παράταξης και γωνίας κλίσης με τα ρήγματα Παλιουριάς και Σερβίων σχηματίζοντας ένα δεξιόστροφο συζυγές σύστημα που αποτελείται από μικρότερα τεμάχη παράταξης Β-Ν προς Β40° Α (Meyer et al., 1996).

Το ρήγμα των Σερβίων αποτελείται από τρία κύρια τεμάχη με συνολικό μήκος 35km περίπου. Η κανονική ολίσθηση που πραγματοποιήθηκε στο ρήγμα των Σερβίων προκάλεσε προς τα νοτιοανατολικά κλίση και μετατόπιση στα ιζήματα νότια της

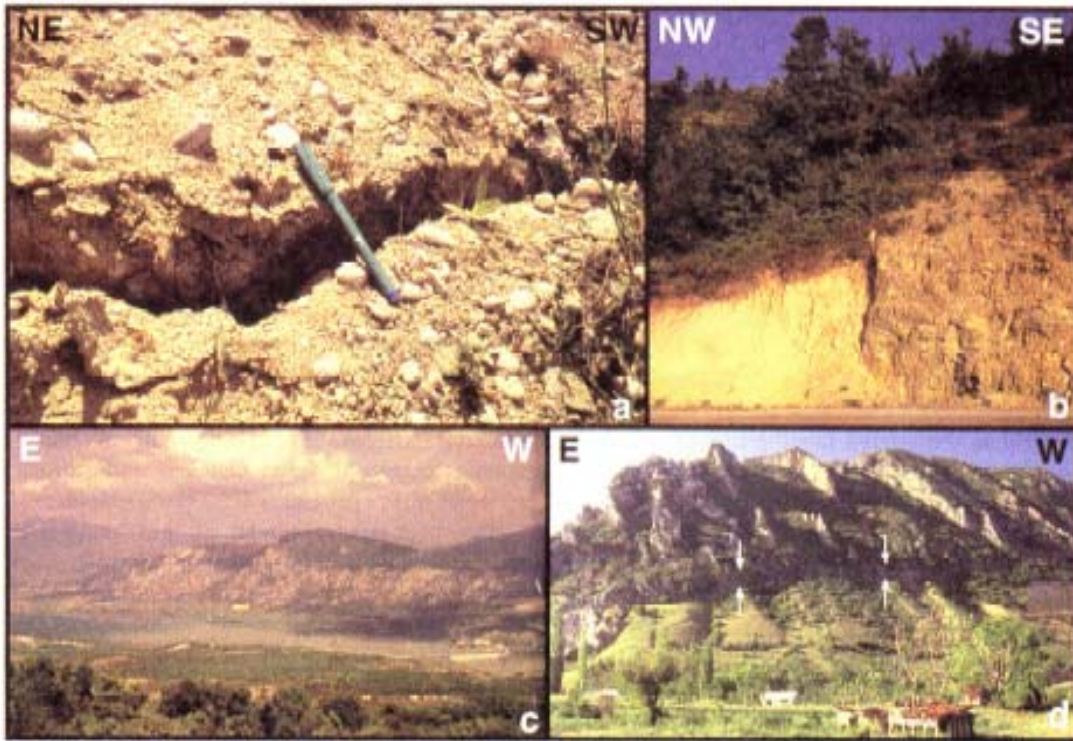
Κοζάνης που ήδη είχαν υποστεί τον εφελκυσμό, διαμορφώνοντας έτσι τη ρηξιγενή λεκάνη η οποία μορφολογικά έχει ελλειπτικό σχήμα.



Σχήμα 1.1. Χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής της Κοζάνης και απεικόνιση του κύριου σεισμού (αστέρι) και των σημαντικότερων ρηγμάτων της συγκεκριμένης περιοχής (Meyer et al., 1996).

Το ρήγμα των Σερβίων κατά τη διάρκεια του Ολοκαίνου παρουσιάζει μέσο ρυθμό ολίσθησης 1-2mm/yr κάνοντάς το ικανό να προκαλεί σεισμό μεγέθους $M=7$ κάθε 1000-2000 χρόνια (διάρρηξη μήκους 35km, πλάτους 15km, με ολίσθηση 2m σε κάθε σεισμό). Παρόλο που η μορφολογία κατά μήκος του ρήγματος της Παλιουριάς

είναι λιγότερο ξεκάθαρη, πιθανώς λόγω διαφορετικής λιθολογίας, ο ρυθμός ολίσθησής του και το σεισμικό δυναμικό μπορεί μεταξύ τους να είναι συγκρίσιμα.



Σχήμα 1.2. Ρήγμα Παλαιοχωρίου: α) Λεπτομέρειες της διάρρηξης του 1995 κάθετα στις αποσαθρωμένους βράχους με 2cm οριζόντιο εφελκυσμό. β) Κάθετη τομή του ρήγματος του Παλαιοχωρίου με Τεταρτογενή υλικά πλήρωσης (αριστερά). Οι σεισμικές συζυγείς ρωγμές είναι εμφανείς στο καθρέφτη του ρήγματος. Ρήγμα των Σερβίων: γ) Το δυτικότερο άκρο του ρήγματος και η λεκάνη της λίμνης του Πολύφυτου. δ) Απότομα ανοίγματα σε ύψος 10-20 στη βάση του ασβεστολίθου (Hatzfeld et al., 1996).

Η σεισμική διάρρηξη του 1995 κατά μήκος του ρήγματος του Παλαιοχωρίου αποκαλύπτει επαναδραστηριοποίηση σε τμήματα ενός μεγαλύτερου συστήματος ρηγμάτων με αλληλοσυνδεδεμένα τεμάχια σε διάφορα εύρη κλιμάκων. Όλο αυτό το σύστημα παρουσιάζει πρόσφατη εξέλιξη (Πλειο-Τεταρτογενές) κάθετα στις δομές των Ελληνίδων.

1.3 Μελέτη της χωρικής και χρονικής κατανομής μιας σεισμικής ακολουθίας

Η θέση γένεσης των μετασεισμών που σχετίζονται με τη χωρική κατανομή της κύριας ολίσθησης μιας σεισμικής ακολουθίας απασχόλησε πολλές ερευνητικές ομάδες, όπου μετά από μια πληθώρα εργαστηριακών ερευνών γενικά διαπιστώθηκε μικρός αριθμός μετασεισμών και κυρίως μικρού μεγέθους σε περιοχές του ρήγματος όπου έχουμε υψηλές τιμές ολίσθησης. Εξάιρεση αποτελεί ο σεισμός του 1996 στο Biak της Ινδονησίας ο οποίος ήταν σεισμός σε ζώνη κατάδυσης (Das and Henry, 2003).

Σε όλες τις περιπτώσεις, οι μετασεισμοί συμβαίνουν σε ευνοϊκά προσανατολισμένα επίπεδα εξασθένησης τάσεων, σε περιοχές δηλαδή όπου έχουμε αύξηση των μετασεισμικών τάσεων. Συνήθως οι μετασεισμοί συγκεντρώνονται στα άκρα των ρηγμάτων. Σμήνος αυτών έχουν επίσης βρεθεί σε άκρο μη διαρρηγμένου φράγματος, καθώς και σε περιοχές γρήγορης μεταβολής των τιμών ολίσθησης μέσα στην κύρια διάρρηξη.

Ο Richter (1955) ήταν αυτός ο οποίος μπόρεσε να ορίσει την περιοχή διάρρηξης μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού στηριζόμενος στη μελέτη των μετασεισμών του σεισμού στο Kern της Καλιφόρνιας (Ms 7.6-7.7, 1952) για τον οποίο φορητοί σειсмоγράφοι τοποθετήθηκαν στην περιοχή μέσα σε λίγες ώρες από τον κύριο σεισμό.

Από τη μελέτη διαφόρων σεισμικών ακολουθιών διακρίνονται τρεις περιοχές όπου γίνονται οι μετασεισμοί. Αρχικά συγκεντρώνονται στα άκρα του ρήγματος όπου συνήθως εκεί είναι το πιο πυκνό σμήνος μετασεισμών καθώς πολύ συχνά συμπεριλαμβάνουν τους μεγαλύτερους μετασεισμούς. Μετά συμβαίνουν σε όλη την ευρύτερη περιοχή του ρήγματος. Τέλος, μετασεισμοί γίνονται και σε περιοχές εκτός του πεδίου της κύριας διάρρηξης. Αυτοί οι σεισμοί είναι συνήθως οι μικρότεροι σε αριθμό και μέγεθος από τους υπόλοιπους της σεισμικής ακολουθίας. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός της Managua (Nicaragua) το 1972 με μέγεθος $M_w = 6.3$ όπου είναι εμφανείς και οι τρεις τύποι μετασεισμών (Das and Henry, 2003).

Σύμφωνα με τους μηχανισμούς γένεσης και τα μοντέλα διάρρηξης έχει βγει το συμπέρασμα ότι οι μετασεισμοί γίνονται σε περιοχές όπου οι τάσεις έχουν αυξηθεί

λόγω της γένεσης του κύριου σεισμού. Η αρχική και μεγαλύτερη αύξηση των τάσεων εμφανίζεται συνήθως στα άκρα της κύριας διάρρηξης. Το επόμενο επίπεδο αύξησης των τάσεων, όπως προκύπτει από δυναμικά μοντέλα διάρρηξης με διαφορετικές τιμές πτώσης τάσης πάνω στο ρήγμα, δείχνει πολλές πολυπλοκότητες στην κατανομή της τάσης στην περιοχή της κύριας διάρρηξης (Mikumo and Miyatake, 1979, Madariaga, 1979, Das and Kostrov, 1988, Cochard and Madariaga, 1994, 1996) και στην αυξανόμενη τάση στις περιοχές χωρίς ολίσθηση ή σε εκείνες τις περιοχές του ρήγματος όπου παρουσιάζουν μικρή ολίσθηση. Παρόμοια αύξηση των τάσεων παρατηρείται πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης και συγκεκριμένα στις περιοχές όπου οι μεγάλες τιμές ολίσθησης μεταβαίνουν σε μικρότερες.

Δορυφορικές εικόνες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να επανακαθορισθεί το πεδίο μετάθεσης με χωρική κάλυψη και ακρίβεια που συμπληρώνουν καλά τους μακρινού πεδίου υπολογισμούς όπως προκύπτουν από σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα ή από έρευνες στις περιοχές διάρρηξης. Η συμβολομετρία μπορεί να επιτρέψει περισσότερους ποιοτικούς υπολογισμούς σχέσεων μεταξύ των επιφανειακών διαρρήξεων καθώς και των διαρρήξεων βάθους και να βοηθήσει στην αποκάλυψη της μη ελαστικής παραμόρφωσης κοντά στο ρήγμα (Meyer et al., 1996).

Επίσης υπάρχουν ορισμένες εκτός ρήγματος περιοχές όπου παρατηρείται μικρή αύξηση τάσεων. Εκτός από τα άκρα του ρήγματος η αύξηση των τάσεων λόγω της γένεσης του κύριου σεισμού είναι γενικά μικρή και δεν μπορεί συνήθως να προκαλέσει τη γένεση ενός καινούργιου σεισμού σε πετρώματα που δεν έχουν διαρρηχθεί ξανά. Έτσι, εκτός από αυτές τις περιοχές, οι μετασεισμοί μπορούν να συμβούν σε ευνοϊκά, ήδη υπάρχοντα, αδύναμα ρήγματα και έτσι οι ήδη αυξανόμενες τάσεις σε διαφορετικές διευθύνσεις δεν μπορούν να οδηγήσουν στη γένεση μετασεισμών.

Η πρώτη ολοκληρωμένη μελέτη των μετασεισμών πραγματοποιήθηκε από τον Omori το 1894 για το σεισμό του Mino-Owari της Ιαπωνίας. Αυτό το οποίο διαπίστωσε ήταν ότι περισσότεροι από 3000 μετασεισμοί καταγράφηκαν σε μια περίοδο 26 μηνών. Αυτή του η διαπίστωση τον οδήγησε στο να ορίσει το γνωστό νόμο Omori ο οποίος δείχνει ότι η συχνότητα των μετασεισμών μειώνεται σε συνάρτηση με

το χρόνο μετά τη γένεση του κύριου σεισμού. Αν ως N ορίζεται ο αριθμός των μετασεισμών και t ο χρόνος μετά τη γένεση του κύριου σεισμού τότε ισχύει:

$$N = \frac{c_1}{t + c_2} \quad (1.1)$$

όπου, c_1 και c_2 είναι σταθερές.

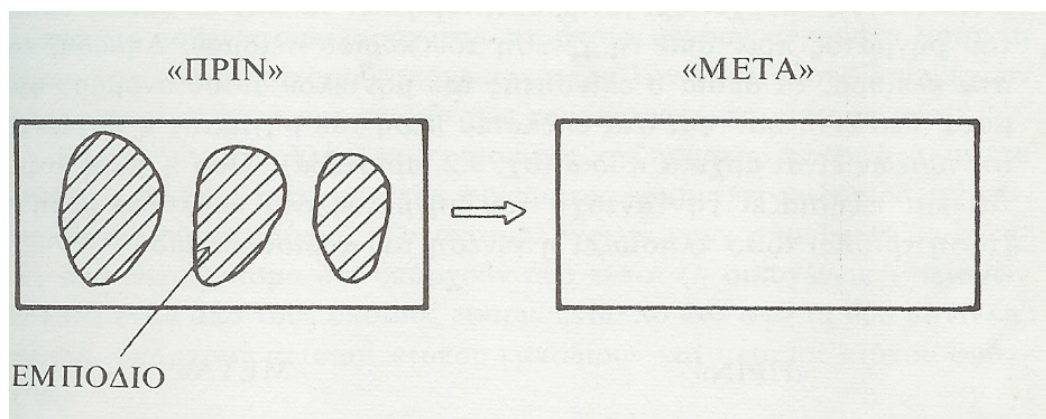
1.4 Η θεωρία των εμποδίων και φραγμάτων

Η διαδικασία γένεσης ενός σεισμού συμπεριλαμβάνει τρεις φάσεις. Τη φάση της πρόδρομης ημι-στατικής ολίσθησης, τη φάση που σχετίζεται με την αργή ημι-δυναμική διάρρηξη, και τέλος τη φάση της γρήγορης δυναμικής διάρρηξης η οποία έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της ισχυρής κίνησης, όπως περιγράφεται από το μοντέλο της σεισμικής πυρηνοποίησης (Dieterich, 1992, Ohnaka and Shen, 1999, Ohnaka, 2000). Το μοντέλο πυρηνοποίησης καθορίστηκε αρχικά με βάση την εξασθένηση ολίσθησης των πετρωμάτων όπως αυτά παρατηρήθηκαν σε εργαστηριακά πειράματα (Okubo and Dieterich, 1984, Ohnaka and Kuwahara, 1990). Αν εξαιρεθούν τα αποτελέσματα αυτών των εργαστηριακών, πειραματικών ερευνών, η γενικότερη γνώση για τη διαδικασία της διάρρηξης βασίζεται στην αντιστροφή των σεισμικών καταγραφών και στις γεωλογικές παρατηρήσεις της ευρύτερης περιοχής γύρω από τα ρήγματα.

Ως γνωστό, οι επιφάνειες διάρρηξης χαρακτηρίζονται από μη κανονική διάδοση της διάρρηξης και μη ομοιόμορφη κατανομή της ταχύτητας διάρρηξης, της πτώσης τάσης και της σεισμικής ολίσθησης (Aki, 1979, Spudich and Frazer, 1984). Αυτές οι παρατηρήσεις δείχνουν μια μη ομοιόμορφη κατανομή της αντοχής στη ζώνη διάρρηξης. Έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα για να ερμηνευθούν διάφορες σεισμολογικές παρατηρήσεις (φάσματα σεισμών, κλπ.) αλλά τα επικρατέστερα από αυτά είναι το «μοντέλο του εμποδίου» (Kanamori and Stewart, 1978), το οποίο ερμηνεύει με ικανοποιητικό τρόπο τη γένεση των μετασεισμών και το «μοντέλο φράγματος» (Aki, 1979, 1984). Τόσο το ένα όσο και το άλλο μοντέλο βασίζονται στην υπόθεση ότι ορισμένα τμήματα του ρήγματος (κάμψεις του ρήγματος, φυσικές

εξογκώσεις, τμήματα μεγάλης τραχύτητας, κλπ.) τα οποία ονομάζονται κλείθρα παρουσιάζουν ισχυρή αντίσταση στη θραύση τους, ενώ στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος η διάρρηξη γίνεται σχετικά εύκολα. Η βασική διαφορά μεταξύ των δύο μοντέλων οφείλεται στο ρόλο που παίζουν τα ισχυρότερα από τα κλείθρα αυτά κατά τη διαδικασία της διάρρηξης στο σεισμογόνο ρήγμα.

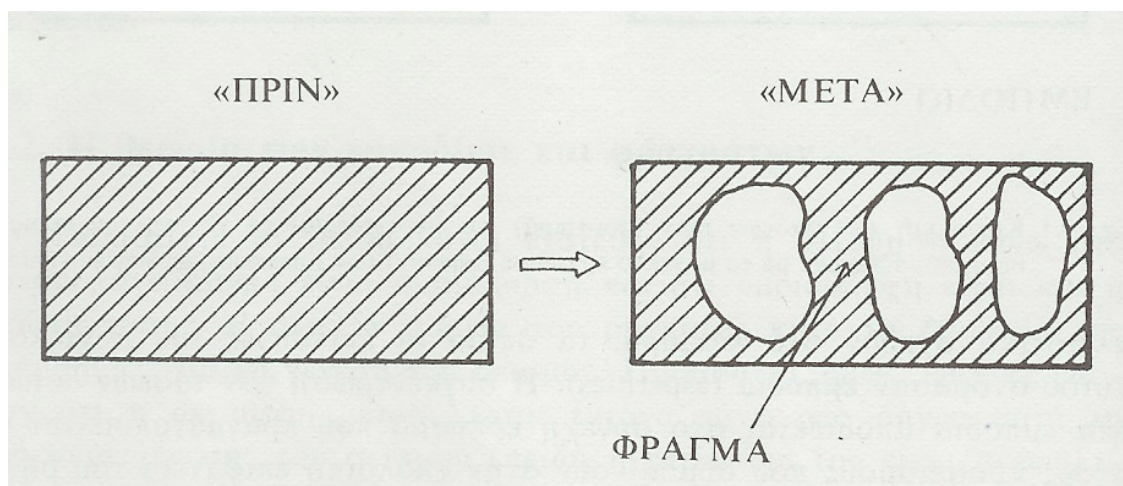
Σύμφωνα με το μοντέλο εμποδίου το οποίο πρότειναν οι Kanamori και Stewart (1978), υπάρχει ανομοιογενής κατανομή τάσεων στο επίπεδο του ρήγματος πριν τη γένεση του κύριου σεισμού (Σχ.1.3 αριστερά), γιατί οι τάσεις αυτές είναι συγκεντρωμένες αποκλειστικά στα κλείθρα τα οποία ονομάστηκαν εμπόδια. Η συγκέντρωση των τάσεων στα εμπόδια αποδίδεται στο συνεχή ερπυσμό που πραγματοποιείται ή στους προσεισμούς που συμβαίνουν στην υπόλοιπη επιφάνεια του ρήγματος όπου η συγκέντρωση των τάσεων είναι ασήμαντη. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό πραγματοποιείται ολίσθηση πρώτα στα εμπόδια και στη συνέχεια στα υπόλοιπα τμήματα του ρήγματος. Δηλαδή, στην αρχή η πτώση τάσης είναι μεγάλη, γιατί οφείλεται στη θραύση των εμποδίων, ενώ στη συνέχεια η πτώση τάσης είναι μικρή, γιατί οφείλεται σε ολίσθηση στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος όπου δεν υπήρχαν συγκεντρωμένες ισχυρές τάσεις. Η γένεση του κύριου σεισμού έχει ως συνέπεια την εξομάλυνση των τάσεων στο επίπεδο του ρήγματος.



Σχήμα 1.3. Κατανομή των τάσεων πριν (αριστερά) και μετά (δεξιά) τη γένεση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με μοντέλο του εμποδίου των Kanamori και Stewart (1978).

Σύμφωνα με το μοντέλο του φράγματος, το οποίο πρότεινε ο Aki (1979), υπάρχει ομογενής κατανομή των τάσεων σε όλο το επίπεδο του ρήγματος πριν τη γένεση του κύριου σεισμού. Δηλαδή, στα φράγματα η συγκέντρωση των τάσεων είναι αρχικά η ίδια (Σχ.1.4, αριστερά). Κατά τη γένεση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, πραγματοποιείται αρχικά διάρρηξη στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος όπου η αντίσταση θραύσης είναι μικρή και διαδίδεται στη συνέχεια η διάρρηξη αυτή σε όλο το επίπεδο του ρήγματος σπάζοντας ορισμένα από τα ασθενέστερα φράγματα αλλά αφήνοντας πίσω της άθραυστα τα ισχυρότερα από τα φράγματα. Συνέπεια της διαδικασίας γένεσης του κύριου σεισμού είναι η ανακατανομή των τάσεων.

Το εμπόδιο χαρακτηρίζεται από υψηλή τιμή τάσεων, μικρή ολίσθηση ερπυσμού, και μεγάλη σεισμική ολίσθηση. Θεωρητικές μελέτες έχουν δείξει ότι μεγάλους πλάτους σεισμικά κύματα εκπέμπονται από ζώνες όπου η ταχύτητα διάρρηξης και η πτώση τάσης μεταβάλλονται απότομα (Campillo, 1983). Επομένως, τα φράγματα ή τα εμπόδια παίζουν σημαντικό ρόλο στη γένεση ισχυρών σεισμικών κυμάτων. Επιπλέον,



Σχήμα 1.4. Κατανομή των τάσεων πριν (αριστερά) και μετά (δεξιά) τη γένεση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με μοντέλο του φράγματος (barrier) του Aki (1979).

πολλοί μετασεισμοί, κυρίως οι μεγαλύτεροι, φαίνεται να γίνονται κοντά σε μη σπασμένα εμπόδια πάνω στο ρήγμα (Carlos and Hartzell, 1988). Έτσι, η λεπτομερής

δομή της επιφάνειας του ρήγματος καθώς και οι γεωμετρικές και μηχανικές ετερογένειές του πιθανώς είναι ο πιο σημαντικός παράγοντας που πρέπει να ληφθεί υπόψη στην πρόγνωση της ισχυρής κίνησης ή στον καθορισμό της μετασεισμικής ακολουθίας. Επίσης, λεπτομερή μελέτη χρειάζονται και τα στατιστικά χαρακτηριστικά για τον τρόπο κατανομής της αντοχής πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος.

1.5 Κατανομή ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος

Πολλοί ερευνητές έχουν θεωρήσει ότι τα συστήματα ρηγμάτων και η κατανομή των σεισμών έχουν αυτοόμοιες ιδιότητες (Kagan and Knopoff, 1980, Hirata, 1989, Hirabayashi et al., 1992, Robertson et al., 1995). Παρόλα αυτά, πρόσφατες έρευνες για τη διαδικασία διάρρηξης, τα επίκεντρα των σεισμών καθώς και για άλλα γεωφυσικά φαινόμενα έδειξαν ότι αυτά τα συστήματα ρηγμάτων δεν είναι ούτε γεωμετρικά απλά ούτε κλασματικά σε όλες τις κλίμακες παρατήρησης, ενώ, είναι κατά κάποιο τρόπο “band-limited” (Kusunose et al., 1991, Lei et al., 1993, Lei and Kusunose, 1999, Kato and Lei, 2001) ή “ιεραρχικά” (Ouillon et al., 1996). Ορισμένες από αυτές τις κλίμακες μπορούν να χωριστούν σε πολλές διακριτές ζώνες όπου κυριαρχούν διαφορετικοί νόμοι δύναμης (Lei et al., 1993, Lei and Kusunose, 1999). Συγκεκριμένα, διαφορετικοί μηχανισμοί διάρρηξης ισχύουν σε διαφορετικές κλίμακες. Χαρακτηριστικές κλίμακες για διάφορες ερευνητικές προσπάθειες αποτελούν τα αρχικά μεγέθη κόκκου ενός δείγματος πετρώματος (Lei et al., 1993), το πάχος του σεισμογενούς στρώματος (Lei and Kusunose, 1999) και το μέγεθος των τεκτονικών τεμαχίων (Lei et al., 1993).

Σε πραγματική επιφάνεια ρήγματος, το τυπικό μέγεθος των εμποδίων μπορεί να θεωρηθεί ως χαρακτηριστική κλίμακα μεγέθους για το σύστημα αυτό. Ο όρος “ιεραρχική δομή” είναι πιθανώς πιο δόκιμος από τον “κλασματικό” ή “αυτο-οργανωμένη κρισιμότητα” για την περιγραφή του τρόπου ρηγμάτωσης και της γένεσης των σεισμών. Παρουσιάζοντας αυτές τις έρευνες οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η εξέλιξη σεισμικής πηγής από ημι-στατική διάρρηξη που μετατρέπεται σε αργή δυναμική διάρρηξη και κατόπιν σε γρήγορη δυναμική διάρρηξη πρέπει να είναι ομοίως “ιεραρχική”, αφού η διαδικασία ξεκινά έχοντας μικρές διαστάσεις και καταλήγει να επηρεάζει μια ευρύτερη περιοχή μεγαλύτερων

διαστάσεων. Δεχόμενοι την ιδέα ότι η διάρρηξη είναι ιεραρχική, επιπλέον θεωρούμε ότι οι κανόνες που ισχύουν σε μικρή κλίμακα είναι εφαρμόσιμοι και σε μεγαλύτερες κλίμακες. Για να εδραιωθεί βέβαια αυτή η υπόθεση θα πρέπει να μελετηθεί η συμπεριφορά της ρηγμάτωσης σε διάφορες κλίμακες.

Ουσιαστικά αυτό που ενδιαφέρει είναι το τι ακριβώς συμβαίνει κατά τη διάρκεια της πυρηνοποίησης, πώς ακριβώς συμπεριφέρονται τα εμπόδια και εάν οι μικροσκοπικές διαρρήξεις παρουσιάζουν ομοιότητες με τις διαρρήξεις μεγάλων διαστάσεων. Οι ερευνητές στη προσπάθειά τους να λύσουν τα δύο πρώτα προβλήματα χρησιμοποίησαν λεπτομερή ΑΕ (acoustic emission) δεδομένα επικέντρου ενώ για το τρίτο χρησιμοποίησαν ΑΕ κυματομορφές (Lei et al., 1993).

Η ιεραρχική φύση της ρηγμάτωσης παρουσιάζεται ως εξής: Αρχικά η ημι-στατική πυρηνοποίηση προηγείται της δυναμικής διάρρηξης του ρήγματος. Το δυναμικό σπάσιμο ενός εμποδίου δείχνει τρεις διακριτές φάσεις διαφορετικής συμπεριφοράς μικροδιαρρήξεων με τη γένεση των προσερισμών του κύριου σεισμού και των μετασεισμών αντίστοιχα. Κατά τη διάρκεια των προσερισμών το εμπόδιο ως σύνολο συμπεριφέρεται ημι-στατικά γιατί η διάσταση των μικροδιαρρήξεων είναι μικρότερη από το συνολικό μέγεθος των εμποδίων (10-30mm). Οι κύριοι σεισμοί έχουν διάσταση πηγής συγκρίσιμη με αυτή των φραγμάτων και συνεπώς σχετίζονται με τη δυναμική διάρρηξη των εμποδίων. Οι μετασεισμοί αντίστοιχα τείνουν να λειάνουν την ανώμαλη επιφάνεια που δημιουργήθηκε λόγω της γένεσης των κύριων σεισμών.

Η διάρρηξη ενός εμποδίου είναι σχεδόν όμοια στους περισσότερους σεισμούς, παρουσιάζοντας ένα μικρό αριθμό προσερισμών, κάποιους ισχυρούς σεισμούς και αφθονία μετασεισμών. Όλα τα εργαστηριακά πειράματα αποδεικνύουν ότι πίσω από την ημι-στατική ανάπτυξη της ρηγμάτωσης μιας συγκεκριμένης κλίμακας είναι η δυναμική θραύση των εμποδίων μικρότερης κλίμακας. Με βάση αυτή την παρατήρηση οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η διεργασία της ρηγμάτωσης έχει ιεραρχική δομή και ότι, αντιστρόφως, η διάρρηξη δυναμικής φύσεως σε μικρότερες κλίμακες μπορεί να ερμηνεύσει την ημι-στατική διεργασία πυρηνοποίησης σε μεγαλύτερες κλίμακες. Αυτό συμφωνεί με τη πρόταση των Ouillon et al. (1996) που

βασίστηκαν στην ανάλυση μοντέλων ρηγμάτων σε διάφορες κλίμακες από 1cm μέχρι 100km.

Καλά καθορισμένα μικροσεισμικά δεδομένα μπορεί να χρησιμοποιηθούν για να χαρτογραφηθεί ο τρόπος κατανομής των εμποδίων στις ενεργές ζώνες ρηγμάτων και να μετρηθούν διεργασίες ημιστατικής πυρηνοποίησης των ισχυρών σεισμών. Πρόσφατες έρευνες μικρών σεισμών υποστηρίζουν αυτή την απόψη (Wiemer and Wyss, 1997, Sylvander, 1999, Wyss et al., 2000).

Η μελέτη της λεπτομερούς δομής του ρήγματος και κυρίως η κατανομή των εμποδίων ή των φραγμάτων είναι πολύ σημαντική για την πρόγνωση μελλοντικών σεισμών. Επιπλέον, ο έλεγχος της πυρηνοποίησης αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για επιτυχή πρόγνωση σεισμών.

Πολλές έρευνες έδειξαν ότι η σχέση μεταξύ συχνότητας-μεγέθους καθώς και η χωροχρονική κατανομή της παραμόρφωσης παρουσιάζουν ομοιότητες μεταξύ (1) των μικροδιαρρήξεων σε φορτισμένα δείγματα πετρωμάτων, σε κλίμακα εκατοστών, (2) της μικροσεισμικής δραστηριότητας σε ορυχεία, σε κλίμακα μέτρων, (3) των σεισμών, σε κλίμακα χιλιομέτρων. Για παράδειγμα, σεισμοί που προκαλούνται λόγω τριβής σε τεχνητές επιφάνειες διάρρηξης των λίγων δεκάδων εκατοστών (εργαστηριακά πειράματα) παρουσιάζουν την ίδια συμπεριφορά με εκείνα των σεισμικών διαρρήξεων, και για αυτό τα μοντέλα πυρηνοποίησης που βασίζονται στους νόμους τριβής όπως προκύπτουν σε εργαστηριακές έρευνες αναμένονται να αποδειχθούν χρήσιμα στην ερμηνεία του τρόπου διάρρηξης (Ohnaka, 2000).

Ενώ, αμέσως μετά τον κύριο σεισμό στη γύρω περιοχή παρατηρείται πτώση τάσης, οι μετασεισμοί εκτός της κυρίας διάρρηξης μπορούν εύκολα να διακριθούν από εκείνους τους μετασεισμούς που έχουν άμεση σχέση με την κύρια διάρρηξη του ρήγματος. Συγκεκριμένα αυτή η πολύ χρήσιμη πληροφορία μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης. Εάν η κατανομή της αντοχής στην επιφάνεια του ρήγματος και η σχετιζόμενη σεισμική συμπεριφορά είναι εντελώς ανεξάρτητα, ή επικρατούν φαινόμενα αυτοοργανωμένης κρισιμότητας (SOC), δεν υπάρχει τρόπος να διακριθούν οι ισχυροί σεισμοί από τους σεισμούς μικρότερου μεγέθους και έτσι είναι αδύνατο να οριστεί καθοριστικό μοντέλο για την πρόγνωση σεισμών.

Ένα άλλο πρόβλημα που απασχολεί πολλές επιστημονικές ομάδες είναι η μη επίπεδη δομή του ρήγματος (συμπεριλαμβάνει μικρότερα ρήγματα). Αφού οι σεισμοί γενικά συμβαίνουν σε ήδη υπάρχοντα ρήγματα, θα πρέπει να υπάρχουν πολλές πιθανές αιτίες επαναδραστικοποίησης των ρηγμάτων λόγω της γένεσης ενός μελλοντικού σεισμού. Για αυτό το λόγο χρειάζεται να μελετηθεί ο τρόπος ανάπτυξης και διάδοσης της διάρρηξης μέσα σε ένα μη επίπεδο σύστημα ρηγμάτων.

Βάση του προηγούμενου προβληματισμού αντικείμενο μελέτης αποτέλεσε ο σεισμός του Landers (1992) του οποίου ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αποτελεί η διάδοση της διάρρηξης σε πολλά ρήγματα. Στην προσπάθεια μελέτης του σεισμού αυτού προτάθηκε ένα ρεαλιστικό, μη επίπεδο μοντέλο ρήγματος το οποίο συμπεριλαμβάνει ρήγματα που ενεργοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της διάρρηξης του 1992 και ρήγματα που δεν ενεργοποιήθηκαν με σκοπό το καθορισμό της διάδοσης της δυναμικής διάρρηξης πάνω στο σύστημα των ρηγμάτων (Aochi and Fukuyama, 2000a, b).

Όσον αφορά τη μελέτη κατανομής της ολίσθησης πάνω στην κύρια επιφάνεια διάρρηξης για το σεισμό του Hector Mine οι παρατηρούμενες επιφανειακές μεταθέσεις μπορούν να περιγραφούν με τη βοήθεια συνάρτησης, g , η οποία καθορίζεται από τις παραμέτρους του μοντέλου του ρήγματος, m :

$$d = g(m) + \varepsilon \quad (1.2)$$

όπου ε είναι τα σφάλματα παρατήρησης. Η συνάρτηση g περιγράφει πως η ολίσθηση προκαλεί μετάθεση στην επιφάνεια της Γης (Okada, 1992). Οι επιφανειακές μεταθέσεις είναι μη γραμμικές συναρτήσεις της κλίσης του ρήγματος, ενώ οι συνιστώσες της ολίσθησης είναι γραμμικές.

Για να οριστεί με ακρίβεια η κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος χωρίστηκαν τα τεμάχια του ρήγματος σε μικρότερες επιφάνειες (Sigurjón et al., 2002). Αυτό το πρόβλημα είναι γραμμικό και μπορεί η σχέση (1.2) να γραφεί με μορφή πίνακα ως:

$$d = G \cdot m \quad (1.3)$$

όπου d το διάνυσμα των δεδομένων (είναι ο πίνακας που περιέχει την ταχύτητα σε κάθε σταθμό του δικτύου σχετικά με το σταθμό αναφοράς), m το διάνυσμα των παραμέτρων του μοντέλου και G είναι ο πίνακας ο οποίος περιέχει τις παραμέτρους του ρήγματος συμπεριλαμβανομένου του βάθους, του πλάτους, του μήκους και της γεωγραφικής θέσης της διάρρηξης. Τα δεδομένα απαιτούν εξομάλυνση και σύμφωνα με την εξίσωση

$$d' = G' \cdot m \quad (1.4)$$

προκύπτει το σύστημα για το οποίο ενδιαφερόμαστε, όπου $d' = Wd$ και $G' = WG$ με W είναι ο πίνακας βάρους που προκύπτει από την ανάλυση Cholesky. Για να αποφευχθούν οι αποκλίσεις στις τιμές της ολίσθησης πάνω στο ρήγμα πραγματοποιείται εξομάλυνση της λύσης ελαχιστοποιώντας τη δυσδιάστατη δεύτερη παράγωγο (Laplacian) της ολίσθησης. Η εξομάλυνση πραγματοποιείται με τη βοήθεια του παρακάτω ζεύγους εξισώσεων

$$\begin{bmatrix} d' \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G' \\ \kappa^2 D \end{bmatrix} m \quad (1.5)$$

όπου D είναι δευτέρου βαθμού τελεστής και η παράμετρος κ^2 ορίζει το βάρος της εξομάλυνσης που πραγματοποιείται.

$$\rho = \frac{\sum |p_i|}{2N} \quad (1.6)$$

όπου $\rho = Dm$ και N είναι ο αριθμός των τμημάτων του ρήγματος. Οι μονάδες μέτρησης της παραμέτρου ρ είναι cm/km δείχνοντας τη μέση βαθμίδα ολίσθησης.

Η μέθοδος στηρίζεται στην αντιστροφή των πινάκων της σχέσης (1.3). Το καλύτερο μοντέλο βρέθηκε με αντιστροφή του πίνακα G και λύνοντας ως προς m . Οι τιμές του πίνακα m μπορούν να επηρεαστούν μεταβάλλοντας τις παραμέτρους της

γεωμετρίας του ρήγματος, συμπεριλαμβανομένου του μήκους του ρήγματος και του βάθους στο οποίο εκτείνεται. Η κατανομή της ολίσθησης επίσης επηρεάζεται από την ανάγκη μας για εξομάλυνση της ολίσθησης μέχρι την τιμή μηδέν σε ορισμένα άκρα της επιφάνειας του ρήγματος. Έτσι πραγματοποιήθηκε η επέκταση του ρήγματος 20km σε κάθε μία από τις πλευρές εκατέρωθεν της διάρρηξης σύμφωνα με την κατανομή των μετασεισμών. Έγινε προσπάθεια να οριστούν εκείνες οι παράμετροι για τις οποίες η ευαισθησία της εξομάλυνσης γίνεται ελάχιστη. Μετά ελέγχοντας τις επιδράσεις των διαφορετικών παραμέτρων επιλέγεται ως πιο κατάλληλο μοντέλο εκείνο που ταιριάζει καλύτερα με τα δεδομένα.

Πολλές ερευνητικές ομάδες έχοντας ως σκοπό να καθορίσουν το μοντέλο του μηχανισμού γένεσης ενός ισχυρού σεισμού, τις διαστάσεις του ρήγματος, τον τρόπο εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας και τον τρόπο κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος χρησιμοποίησαν ένα πλήρες σύνολο δεδομένων ισχυρών εδαφικών κινήσεων του κοντινού πεδίου, καθώς και παρατηρήσεις του Παγκόσμιου Συστήματος Θέσης (Global Positioning System), αφού ο μεγάλος αριθμός των δεδομένων της ισχυρής κίνησης μπορεί να βοηθήσει στην καλύτερη κατανόηση των ιδιοτήτων της πηγής των πολύ ισχυρών σεισμών. Έτσι, έχοντας ως βάση τις καλές καταγραφές της ισχυρής κίνησης εφαρμόστηκαν διάφορα μοντέλα σε πολύ ισχυρούς σεισμούς με σκοπό να κατανοηθούν όσο το δυνατό καλύτερα οι ιδιότητες αυτές.

Χαρακτηριστικά, στο σεισμό του Chi-Chi (Taiwan, 21 Σεπτεμβρίου, 1999, M7.6) ο κύριος σεισμός, καθώς και οι ισχυροί μετασεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από 6 καταγράφηκαν από ένα πυκνό δίκτυο καταγραφής της ισχυρής εδαφικής κίνησης το οποίο εγκαταστάθηκε από το Central Weather Bureau της Ταϊβάν (CWB). Ο μεγάλος αριθμός των δεδομένων της ισχυρής κίνησης, για αυτή τη σεισμική ακολουθία, έδωσε τη δυνατότητα να κατανοηθεί η εδαφική παραμόρφωση του κοντινού πεδίου, οι εδαφικές κινήσεις που προκαλούνται από ισχυρούς ανάστροφους σεισμούς και να δημιουργηθεί ένα μοντέλο κινηματικών και δυναμικών ιδιοτήτων της πηγής. Αρχικά, χρησιμοποιήθηκαν απλά μοντέλα ρηγμάτων για να μπορέσει να δοθεί ερμηνεία στις παρατηρήσεις ισχυρής εδαφικής κίνησης του κοντινού πεδίου (Aki, 1968), ενώ αργότερα στη βελτίωση αυτών των μοντέλων προστέθηκαν ως παράμετροι

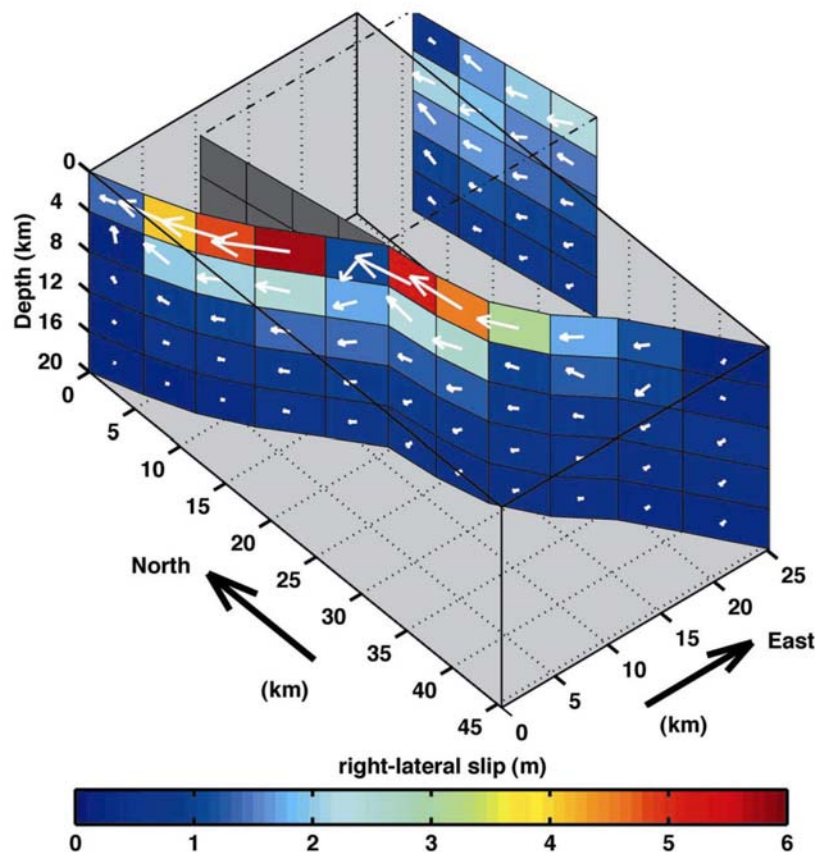
οι χωρικές και χρονικές διεργασίες της πηγής (Archuleta, 1982, Hartzell and Heaton, 1983, Beroza and Spudich, 1988, Wald and Heaton, 1994, Zeng and Anderson, 1996, Dreger and Kaverina, 2000, Ji et al., 2001). Βέβαια, χρησιμοποιώντας το πλεονέκτημα των τελευταίων γεωδαιτικών παρατηρήσεων πολλά από αυτά τα μοντέλα (Wald and Heaton, 1994, Ji et al., 2001) χρησιμοποίησαν γεωδαιτικές παρατηρήσεις, δεδομένα της ισχυρής κίνησης, καθώς και καταγραφές σε μακρινούς σεισμολογικούς σταθμούς. Βάση τρισδιάστατου μοντέλου ρήγματος που χρησιμοποιεί τα δεδομένα των κυματομορφών της ισχυρής κίνησης σε συνδυασμό τις παρατηρήσεις της εδαφικής παραμόρφωσης, δημιουργείται ξανά το ερώτημα για το ποιες είναι οι διεργασίες της πηγής στο σεισμό του Chi-Chi (Zeng and Chen, 2001).

Βέβαια πολλές ερευνητικές ομάδες έχοντας ως σκοπό να καθορίσουν το μοντέλο του μηχανισμού γένεσης ενός ισχυρού σεισμού, τις διαστάσεις του ρήγματος, τον τρόπο εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας και τον τρόπο κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος, χρησιμοποίησαν ένα πλήρες σύνολο δεδομένων ισχυρών εδαφικών κινήσεων του κοντινού πεδίου, καθώς και παρατηρήσεις Παγκόσμιου Συστήματος Θέσης (Global Positioning System), αφού ο μεγάλος αριθμός των δεδομένων της ισχυρής κίνησης μπορεί να βοηθήσει στην καλύτερη κατανόηση των διεργασιών της πηγής των πολύ ισχυρών σεισμών. Έτσι, έχοντας ως βάση τις καλές καταγραφές της ισχυρής κίνησης εφαρμόστηκαν διάφορα μοντέλα σε πολύ ισχυρούς σεισμούς με σκοπό να κατανοηθεί όσο το δυνατόν καλύτερα ο τρόπος διεργασίας της πηγής.

Χαρακτηριστικά ο οριζόντιας μετατόπισης σεισμός του Landers (1992), μεγέθους M_w 7.3 είναι ένας από τους πιο καλά καταγεγραμμένους σεισμούς. Πραγματοποιήθηκε η χαρτογράφηση της ολίσθησης στην επιφάνεια του ρήγματος όπως προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων μετάθεσης. Το ρήγμα θεωρείται ότι βρίσκεται σε ελαστικό ημιχώρο και υιοθετήθηκε απλοποιημένη γεωμετρία αυτού που βασίζεται στο χάρτη του ρήγματος όπως προκύπτει από δορυφορικά δεδομένα. Το μήκος του ρήγματος χωρίζεται σε 11 μικρότερα τμήματα των 5km ενώ το πλάτος του σε 5 τμήματα των 4m σε κατακόρυφη διάσταση (Σχ.1.5).

Η αντιστροφή των δεδομένων ελαχιστοποιεί τη δευτεροβάθμια διαφορά μεταξύ των παρατηρούμενων τιμών μετάθεσης και των τιμών του μοντέλου και στις δύο

κλίμακες και στις διευθύνσεις μεταβολής της αζιμουθιακής συνιστώσας και δίνει λύση για τις συνιστώσες οριζόντιας μετατόπισης και κλίσης του διανύσματος ολίσθησης σε κάθε ένα από τα μικρότερα ρήγματα. Η σύγκριση μεταξύ των προβλεπόμενων και των παρατηρούμενων τιμών της μετάθεσης κατά μήκος των τομών κάθετα στη παράταξη του ρήγματος δείχνει τα πολύ καλά αποτελέσματα που μπορούμε να πάρουμε με την αντιστροφή των δεδομένων.



Σχήμα 1.5. Ολίσθηση στην επιφάνεια του ρήγματος όπως προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων μετάθεσης. Η χρωματική κλίμακα δείχνει το μέγεθος της δεξιόστροφης ολίσθησης (Peltzer et al, 2001).

Ο σεισμός του Landers ήταν ο πρώτος σεισμός ο οποίος μελετήθηκε με συνθετικές, δορυφορικές εικόνες συμβολομετρίας (InSAR) (Massonnet et al., 1993). Έρευνες αποδεικνύουν τη χρησιμότητα των δορυφορικών δεδομένων για τη μελέτη των παραμορφώσεων του φλοιού. Οι δορυφορικές παρατηρήσεις της περιοχής

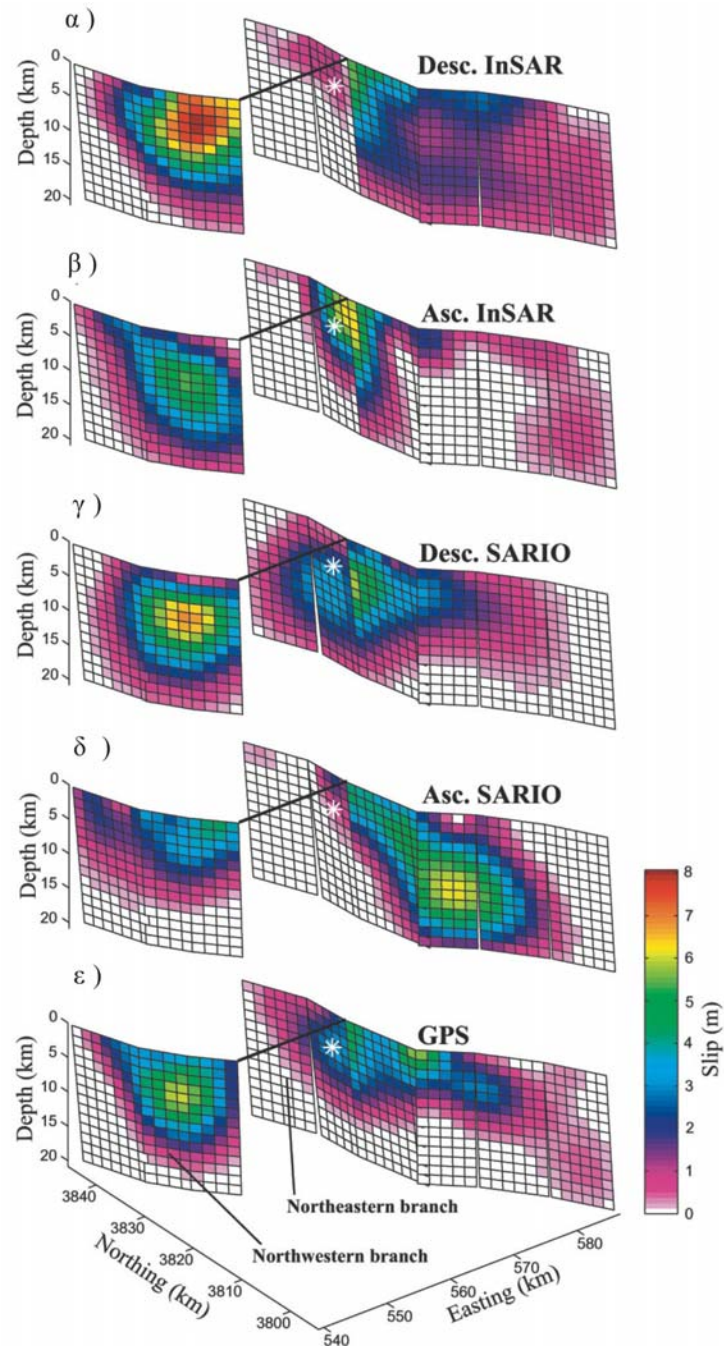
μπορούν επίσης να δώσουν πληροφορίες για τις προσεισμικές διεργασίες κοντά στις ζώνες των ρηγμάτων (Peltzer et al., 1996, 1999). Και οι InSAR καθώς και οι GPS μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των μεταβολών της ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος του Landers (Σχ. 1.6) (Hernandez et al., 1999).

Όσο αφορά το σεισμό του Hector Mine (1999, M7.1) έγινε στην απομακρυσμένη και αραιοκατοικημένη περιοχή της ερήμου Mojave νότια της Καλιφόρνιας 7 χρόνια μετά το σεισμό του Landers μεγέθους 7.3, σε δεξιόστροφο, οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης. Η λύση από το Harvard για αυτό το σεισμό δίνει σεισμική ροπή ίση με $5.98 \cdot 10^{19} Nm$, γωνία ολίσθησης ίση με 174° και γωνία κλίσης 80° προς τα ΒΑ. Το μοντέλο του ρήγματος όπως προκύπτει από τηλεσεισμικά δεδομένα δείχνει ότι η διάρρηξη ήταν δικατευθυντική με σεισμική ροπή ίση με $6.0 \cdot 10^{19} Nm$ (Ji, 2000). Σύμφωνα με την αντιστροφή των δεδομένων της ισχυρής κίνησης για τη κατανομή της ολίσθησης ορίζεται η γωνία κλίσης 77° , η γωνία ολίσθησης 180° και η σεισμική ροπή ίση με $6.7 \cdot 10^{19} Nm$ (Kaverina et al., 2002).

Για τον υπολογισμό της χωρικής μεταβολής της ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος του Hector Mine απαιτείται αντιστροφή του μοντέλου ολίσθησης με βάση τους υπολογισμούς της μετάθεσης στην επιφάνεια αυτού. Χρησιμοποιούνται αναλυτικές λύσεις που συσχετίζουν τις επιφανειακές μεταθέσεις κάθετα πολλών μικρών μετατοπίσεων μέσα σε ομογενές ημιχώρο (Okada, 1992) για να δοθεί λύση όσον αφορά την ολίσθηση χρησιμοποιώντας τα γεωδαιτικά δεδομένα. Οι χαρτογραφημένες επιφανειακές μεταθέσεις της διάρρηξης του ρήγματος του Hector Mine δείχνουν ότι η ολίσθηση στην επιφάνεια μεταβάλλεται από 0m μέχρι 5m και ότι το ρήγμα δεν είναι ευθύγραμμο (Scientists of the USGS et al., 2000).

Με τη βοήθεια του υπολογισμού της μεταβολής της ολίσθησης κατά μήκος του ρήγματος του Hector Mine και τον καθορισμό του επιφανειακού ίχνους του ρήγματος προσεγγίστηκε με εννέα ευθεία τεμάχη και υπολογίστηκε ότι όλα αυτά τα τεμάχη κλίνουν 83° προς τα ΒΑ. Η μέγιστη τιμή της ολίσθησης παράταξης και της ολίσθησης κλίσης βρέθηκε 6.0m και 1.6m αντίστοιχα σε βάθος 6km στο ΒΔ κλάδο του ρήγματος ακριβώς ΒΔ του επικέντρου του κύριου σεισμού. Η ροπή στο ΒΑ κλάδο όπως προκύπτει από γεωδαιτικά δεδομένα είναι μόνο το 9% της συνολικής ροπής, ενώ στο

ΒΔ είναι 44%. Η συνολική ροπή με βάση τα γεωδαιτικά δεδομένα είναι $5.93 \cdot 10^{19} Nm$ ($M_w = 7.1$) όμοια με αυτή που προκύπτει στηριζόμενοι σε σεισμολογικά δεδομένα.



Σχήμα 1.6. Κατανομή της ολίσθησης του ρήγματος Landers για 5 διαφορετικά πακέτα δεδομένων (Hernandez et al., 1999).

$5.93 \cdot 10^{19} \text{ Nm}$ ($M_w = 7.1$) όμοια με αυτή που προκύπτει στηριζόμενοι σε σεισμολογικά δεδομένα.

Σε πολλούς σεισμούς η κατανομή της ολίσθησης υπολογίστηκε με βάση την κανονική αντιστροφή των σειсмоγραμμάτων. Για το σεισμό του 1979 στο Imperial Valley της Καλιφόρνιας οι περισσότεροι μετασεισμοί έγιναν σε μεγάλο τέμαχος του ρήγματος βορειοδυτικά της περιοχής με τη μεγάλη έκλυση σεισμικής ροπής κατά τη γένεση του κύριου σεισμού (Das and Aki, 1977). Οι μετασεισμοί στο Morgan Hill (1984, M6.1) και στο Palm Springs της Καλιφόρνιας (1986, M6.0) έγιναν στα άκρα περιοχών με μεγάλες τιμές ολίσθησης και έκλυσης σεισμικής ροπής ενώ ο αριθμός των σεισμών εκεί ήταν πολύ μικρός. Επομένως οι μετασεισμοί του κύριου σεισμού ολίσθησης κλίσης Borah Peak (1983) στο Idaho που έγιναν μέσα σε μικρό εύρος βαθών δείχνουν ότι αυτή η περιοχή παρουσιάζει μεγάλες τιμές ολίσθησης. Βασιζόμενοι σε αυτό οι Mendosa και Hartzell (1988a, 1988b, 1989) οδηγήθηκαν στο συμπέρασμα ότι οι περισσότεροι μετασεισμοί γίνονται στα άκρα των περιοχών με μεγάλες τιμές ολίσθησης ή σε περιοχές μικρών τιμών ολίσθησης. Το συμπέρασμα αυτό ερμηνεύεται αφού σχετίζεται με την υπόθεση ότι οι μετασεισμοί γίνονται σε περιοχές υψηλών τιμών τάσεων μετά τον κύριο σεισμό. Οι Hartzell et al. (1991) μελέτησαν το σεισμό ολίσθησης κλίσης της Loma Prieta μεγέθους M_w 6.0 στη Καλιφόρνια και βρήκαν ότι οι περισσότεροι μετασεισμοί χαρτογραφούνται στο εσωτερικό της περιοχής της κυρίας ολίσθησης (Wald et al., 1994).

1.6 Σχετική έρευνα στον ελληνικό χώρο

Η απουσία εγκατάστασης σταθμών ευρέος φάσματος στον ευρύτερο ελληνικό χώρο είχε ως αποτέλεσμα οι πρώτες εργασίες που εμφανίστηκαν στη διεθνή βιβλιογραφία και αφορούν μελέτες της διαδικασίας ολίσθησης σεισμών του ελληνικού χώρου να βασιστούν αποκλειστικά σε γεωδαιτικά και τηλεσεισμικά δεδομένα. Οι εργασίες αυτές αφορούν του σεισμούς της Κοζάνης (13/5/95, M6.6) και του Αιγίου (15/6/95, M6.2) (Meyer et al., 1996, 1998a, b, Clarke et al., 1997, 1998, Bernard et al., 1997).

Η διαδικασία διάρρηξης του σεισμού του Αιγίου ερευνήθηκε από τους Bernard et al. (1997) οι οποίοι συνδύασαν, έμμεσα ή άμεσα, τα διαθέσιμα σεισμολογικά,

γεωδαιτικά δεδομένα καθώς επίσης και τεκτονικές παρατηρήσεις. Για τον προσδιορισμό του βέλτιστου μοντέλου του ρήγματος, οι ερευνητές αυτοί πραγματοποίησαν αντιστροφή των δεδομένων GPS και InSAR χρησιμοποιώντας κατάλληλο κώδικα των Briole et al. (1986).

Για το σεισμό της Κοζάνης η μελέτη της διαδικασίας διάρρηξης στηρίχτηκε σε δεδομένα διαφορικής συμβολομετρίας και σε τεκτονικά και σε γεωμορφολογικά δεδομένα (Meyer et al., 1996). Πραγματοποιήθηκαν αλληπάλληλες προσπάθειες εύρεσης του βέλτιστου μοντέλου αποτελούμενου από παραλληλεπίπεδα τα οποία τέμνουν την επιφάνεια. Το τμήμα της συνολικά διαρρηγμένης επιφάνειας υπολογίστηκε ότι απελευθέρωσε περίπου 80% της συνολικής σεισμικής ροπής, ενώ το υπόλοιπο 20% αποδόθηκε σε τρία μικρότερα επίπεδα, δυτικής-βορειοδυτικής παράταξης, που αντιστοιχούν στο ανατολικό άκρο του μοντέλου.

Σε μεταγενέστερη εργασία οι Clarke et al. (1997) διερεύνησαν το σεισμικό πεδίο μετάθεσης του σεισμού της Κοζάνης. Στη εργασία τους γίνεται αντιστροφή των υπολογιζόμενων οριζόντιων μετατοπίσεων προκειμένου να υπολογιστούν οι εστιακές παράμετροι. Κατά την αντιστροφή γίνεται η υπόθεση ότι η επιφανειακή παραμόρφωση είναι ισοδύναμη με αυτή που προκαλεί ομοιογενής κατανομή ολίσθησης σε επιφάνεια εξάρμωσης η οποία βρίσκεται σε ελαστικό ημιχώρο (Okada, 1985). Έτσι, μπόρεσαν και υπολόγισαν τις παραμέτρους του μηχανισμού γένεσης του σεισμού οι οποίες έρχονται σε συμφωνία με το μηχανισμό γένεσης όπως προτείνεται από τη λύση του Harvard.

Στις μέχρι σήμερα δημοσιευμένες εργασίες που αφορούν στο σεισμό της Αθήνας, τα αυξημένα επίπεδα της ισχυρής σεισμικής κίνησης προς τα ανατολικά του σειсмоγόνου ρήγματος αποδίδονται σε διάφορους παράγοντες. Μεταξύ των παραγόντων αυτών οι τοπικές εδαφικές συνθήκες και η επιφανειακή τοπογραφία φαίνεται ότι έπαιξαν καθοριστικό ρόλο σε αρκετές περιπτώσεις (Anastasiadis et al., 1999, Marinos et al., 1999, Boukovalas and Kourretzis, 2001, Gazetas, 2001, Baumont et al., 1999, Kontoes et al., 2000, Gazetas, 2002). Ωστόσο, καθοριστική φαίνεται ότι ήταν και η συμβολή της σεισμικής πηγής καθώς όλες οι εργασίες προσομοίωσης των ισχυρών σεισμικών κινήσεων συγκλίνουν στην έγερση φαινομένων

κατευθυντικότητα της διάρρηξης προς την πλειόσειστη περιοχή (Tselentis and Zahradnik, 2000, Zahradnik and Tselentis, 2002, Roumelioti et al., 2003).

Επίσης δημοσιεύτηκαν εργασίες για το σεισμό της Σκύρου στις 26 Ιουλίου 2001 (Roumelioti et al., 2004), της Λευκάδας στις 14 Αυγούστου 2003 (Benetatos et al., 2005) και του Βαρθολομίου στις 2 Δεκεμβρίου 2002 (Roumelioti et al., 2004).

1.7 Μεταβολή των στατικών τάσεων

Για περισσότερους από δύο αιώνες, αρκετοί επιστήμονες είχαν κατανοήσει τη βασική ιδέα της διάρρηξης με βάση το κριτήριο Coulomb στην προσπάθειά τους να μπορέσουν να δώσουν κάποια εξήγηση στη θραύση των πετρωμάτων (Jaeger and Cook, 1969). Παρόλο που η υπόθεση αυτή είναι απλή, η ύπαρξη ορισμένων περιορισμών στην εφαρμογή της οδήγησε τις τελευταίες δεκαετίες σύγχρονους επιστήμονες να προτείνουν καινούργιες ιδέες σχετικά με τη διάρρηξη, οι περισσότερες όμως των οποίων αποτελούν εμπειρικές σχέσεις βασισμένες σε εργαστηριακά πειράματα (Scholz, 1990).

Μπορεί η εφαρμογή της τριβής ολίσθησης και της στατικής τριβής (rate- and state friction) στην πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού (Dieterich and Kilgore, 1996) να φαίνεται ότι είναι ένα θέμα θεωρητικό, όμως στην πραγματικότητα έρευνες πάνω σε αυτό το αντικείμενο μπορεί να οδηγήσουν σε μια νέα πορεία για τη μετέπειτα εξέλιξη της σεισμολογίας.

Η κατάσταση των τάσεων και η μεταβολή τους με το χρόνο αποτελούν δύο από τις πιο βασικές παραμέτρους καθορισμού του τρόπου διάρρηξης. Ως γνωστό ένας σεισμός γίνεται όταν οι τάσεις ξεπεράσουν την αντοχή του ρήγματος. Οι σεισμοί σε μια ακολουθία δεν είναι μεταξύ τους ανεξάρτητοι (Scholz, 1990). Ο καθένας επηρεάζεται από την τεκτονική φόρτιση και τη μεταβολή των τάσεων λόγω της γένεσης προηγούμενων σεισμών, κυρίως από ισχυρούς σεισμούς ή άλλους σεισμούς που έγιναν σε πολύ κοντινή περιοχή.

Για να δοθεί καλύτερη ερμηνεία στη συμπεριφορά των πετρωμάτων και εκτός εργαστηρίου, προστέθηκε στις εμπειρικές σχέσεις η πολυπλοκότητα καθώς και ένας αυξανόμενος αριθμός παραμέτρων για τη στατική τριβή και την τριβή ολίσθησης (Ruina, 1983). Ορισμένοι ερευνητές (Stein et al., 1997, Toda et al., 1998)

προσπάθησαν να εφαρμόσουν αυτές τις εξισώσεις σε πραγματικά προβλήματα όπως για παράδειγμα στο πώς μπορεί να επηρεαστεί η πιθανότητα γένεσης ενός σεισμού στο ρήγμα της Ανατόλιας ή στην περιοχή κοντά στο Kobe της Ιαπωνίας λόγω της γένεσης προηγούμενων ισχυρών σεισμών.

Οι σεισμοί μπορούν να χαρακτηρισθούν ως μεταθέσεις μέσα σε ένα ελαστικό ημιχώρο και οι μεταβολές της στατικής τάσης λόγω της γένεσης ενός ισχυρού σεισμού μπορούν να οριστούν με βάση τη θεωρία της ελαστικότητας (Okada, 1992). Σε αυτό στηρίζεται η μέθοδος υπολογισμού του τρόπου πρόκλησης σεισμών λόγω μεταβολών της στατικής τάσης.

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

$$\tau - \mu\sigma \geq C \quad (1.7)$$

όπου τ είναι η διατμητική τάση (θετική στη διεύθυνση της γωνίας ολίσθησης), μ είναι ο συντελεστής τριβής, σ είναι η κάθετη τάση (θετική στη συμπίεση), και C είναι η συνοχή. Η διάρρηξη πραγματοποιείται όταν ο συνδυασμός επίδρασης των κάθετων και διατμητικών τάσεων ξεπερνούν την αντοχή.

Η τεχνική των τάσεων Coulomb [Coulomb Stress Technique] (CST) στην οποία υπολογίζει τις μεταβολές της κατάστασης των τάσεων στην επιφάνεια του ρήγματος εξαιτίας της αλληλεπίδρασης των γειτονικών ρηγμάτων και τις τελικές μεταβολές της διάρρηξης (Stein et al., 1997, Toda et al., 1998, Toda and Stein, 2002). Αυτή η τεχνική αρχικά ορίστηκε για να ερμηνεύσει την κατανομή των μετασεισμών και κυρίως τη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού του Landers (M=7.3) (Stein et al., 1992; King et al., 1994). Ο υπολογισμός της πιθανής χωρικής κατανομής των μετασεισμών σε πραγματικό χρόνο που ακολουθούν ένα ισχυρό σεισμό μπορεί να αποτελεί ένα σημαντικό κοινωνικό όφελος και πιθανώς αυτό να αποτελέσει το επιστημονικό πεδίο δράσης για την τεχνική των τάσεων Coulomb (CST).

Εάν αυτή η τεχνική χρησιμοποιείται ως πρακτικό εργαλείο για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας ενός ισχυρού σεισμού πρέπει αμέσως μετά το σεισμό να πραγματοποιηθεί μια ακολουθία υπολογισμών, μετρήσεων και κρίσεων.

Υπολογισμοί της κατανομής της ολίσθησης ενός ισχυρού σεισμού μπορούν να ληφθούν μέσα σε λίγες ώρες και να χρησιμοποιηθούν γρήγορα για τον υπολογισμό του τανυστή τάσης (SPT) της περιοχής.

Ο τανυστής (SPT) με το πέρασμα του χρόνου, δεδομένου ότι μετά τη γένεση του κύριου σεισμού συγκεντρώνονται ολοένα και περισσότερα, καλά δεδομένα, θα μπορεί να δίνει συνεχώς μια καλύτερη εικόνα για το μετασεισμικό κίνδυνο. Συνήθως, ο τανυστής (SPT) συνδυάζεται με το μόνιμο τανυστή τάσης και η συνολική τιμή των τάσεων χρησιμοποιείται στον καθορισμό των ευνοϊκών προσανατολισμένων επιπέδων (OOPs) σε κάθε σημείο που μας ενδιαφέρει (King et al., 1994). Το πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι ότι κάνει πιθανή τη δημιουργία χαρτών σεισμικής επικινδυνότητας για την περιοχή γύρω από ισχυρούς σεισμούς εάν υπάρχει απουσία γνώσης της τοπικής γεωλογικής δομής.

Επίσης, μπορούμε να υπολογίσουμε τη μεταβολή τάσεων στη γειτνίαση της διάρρηξης. Η μεταβολή των τάσεων Coulomb (ΔCFS) ορίζεται ως (Scholz, 1990)

$$\Delta CFS = \Delta \tau_s - \mu' \Delta \sigma \quad (1.8)$$

όπου, $\Delta \tau_s$ είναι η μεταβολή της διατμητικής τάσης στη διεύθυνση της ολίσθησης, μ' , ο φαινόμενος συντελεστής τριβής σε μεταβολές της πίεσης πόρων (Simpson and Reasenberg, 1994, Harris, 1998), και $\Delta \sigma$ είναι η μεταβολή που υφίστανται οι κάθετες τάσεις.

Επίσης, σε μια συγκεκριμένη διεύθυνση μπορεί να οριστεί η χρονική εξάρτηση της σχέσης (1.12) ως εξής:

$$\Delta \sigma_f(t) = \Delta \tau(t) - \mu(\Delta \sigma_n(t) - \Delta P(t)) \quad (1.9)$$

όπου σ_n είναι η κάθετη τάση στην επιφάνεια του ρήγματος (θετική στη συμπίεση), P είναι η πίεση πόρων (θετική στη συμπίεση), και μ είναι ο συντελεστής τριβής (Harris, 1998). Θεωρώντας ένα ισότροπο, ομογενές υλικό μπορεί να υπολογιστεί η μεταβολή της πίεσης πόρων

$$\Delta P(t) = B \frac{1}{3} (\Delta \sigma_{11}(t) + \Delta \sigma_{22}(t) + \Delta \sigma_{33}(t)) \quad (1.10)$$

όπου B είναι ο συντελεστής Skempton's (Harris, 1998).

Θετική μεταβολή των τάσεων Coulomb δείχνει ότι το επίπεδο παρατήρησης έχει μετακινηθεί πιο κοντά στη διάρρηξη, ενώ αρνητική μεταβολή των τάσεων Coulomb φανερώνει ότι το επίπεδο απομακρύνθηκε από τη διάρρηξη. Υπολογισμοί των στατικών τάσεων (Das and Scholz, 1981, Stein and Lisowski, 1983, Reasenberg and Simpson, 1992, Stein et al., 1992, 1994, Gross and Kisslinger, 1994, etc.) δείχνει ότι ένας μικρός αριθμός μετασεισμών λαμβάνει χώρα στις περιοχές όπου έχουμε θετική μεταβολή των τάσεων Coulomb. Επίσης ενδιαμέσου μεγέθους καθώς και ισχυροί σεισμοί συμβαίνουν σε περιοχές θετικής μεταβολής των τάσεων Coulomb (Hudnut et al., 1989, Harris and Simpson, 1992, Jaume and Sykes, 1992, Stein et al., 1992, 1994, Du and Aydin, 1993, Simpson and Reasenberg, 1994, King et al., 1994, Harris et al., 1995, Harris and Simpson, 1996, Deng and Sykes, 1996, etc.).

Οι μεταβολές των τάσεων που σχετίζονται με τις πραγματικές μεταθέσεις και τις ακριβείς σεισμικές μεταθέσεις μπορούν να υπολογιστούν χρησιμοποιώντας το μοντέλο μετάθεσης για επίπεδο ρήγμα σε μια επιφάνεια Σ που βρίσκεται μέσα σε ομογενές ελαστικό ημιχώρο. Ο Steketee (1958) έδειξε ότι το πεδίο μετάθεσης u_k (k συνιστώσα της μετάθεσης u) σε ομογενές ελαστικό ημιχώρο για ομοιόμορφη μετάθεση U διαμέσου της επιφάνειας Σ μπορεί να οριστεί από την εξίσωση:

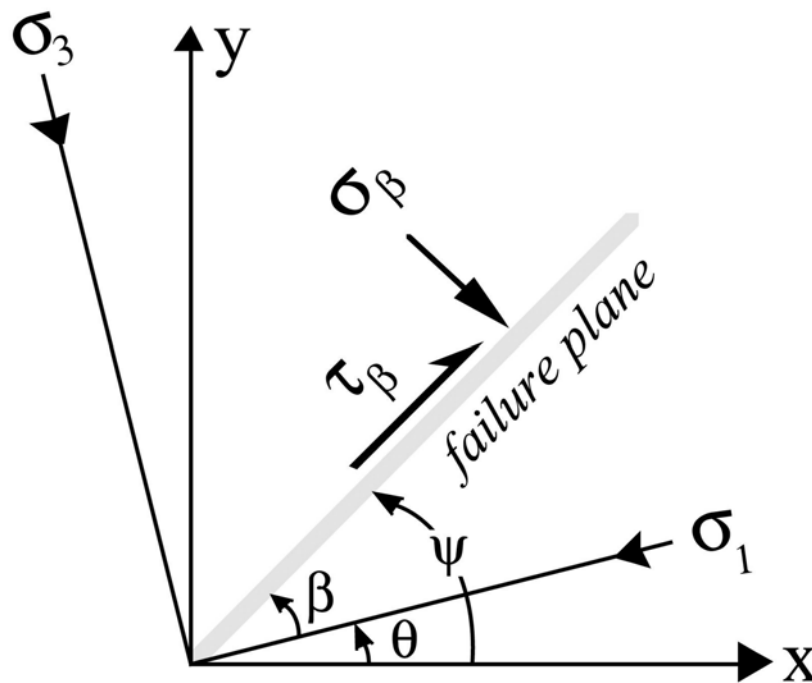
$$u_k = \frac{U_i}{8\pi\mu} \iint_{\Sigma} w_{ij}^k v_j d\Sigma \quad (1.11)$$

όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας, v_j είναι τα κατευθύνοντα συνημίτονα, U_i είναι η i συνιστώσα του U , w_{ij} είναι τα έξι σύνολα της συνάρτησης Green.

Η ελαστική τάση σ_{ij} υπολογίζεται από τη παραμόρφωση ϵ_{ij} χρησιμοποιώντας το νόμο του Hooke για ισότροπο μέσο

$$s_{ij} = \frac{2\mu\nu}{1-2\nu} \delta_{ij} e_{kk} + 2\mu e_{ij} \quad (1.12)$$

όπου μ είναι το μέτρο δυσκαμψίας, ν είναι ο λόγος Poisson, δ_{ij} συνάρτηση Kronecker.



Σχήμα 1.7 Σύστημα αξόνων για τους υπολογισμούς των τάσεων σε ευνοϊκά επίπεδα διάρρηξης. Οι συμπιεστικές και οι δεξιόστροφες διατμητικές τάσεις στο επίπεδο διάρρηξης ορίζονται θετικές, (King et al., 1994).

Η εξάρτηση του ρυθμού σεισμικότητας από τη μεταβολή των τάσεων περιγράφεται καλά από την παρακάτω σχέση (Dieterich, 1996):

$$R = \frac{r}{\gamma \dot{S}_r} \quad (1.13)$$

$$d\gamma = \frac{1}{A\sigma} [dt - \gamma dS] \quad (1.14)$$

όπου, γ , μεταβλητή, t , ο χρόνος, S , τροποποιημένη μορφή της σχέσης μεταβολής των τάσεων Coulomb, A , παράμετρος (0.005-0.015) και $\dot{S}_r$, ρυθμός συγκέντρωσης τάσης.

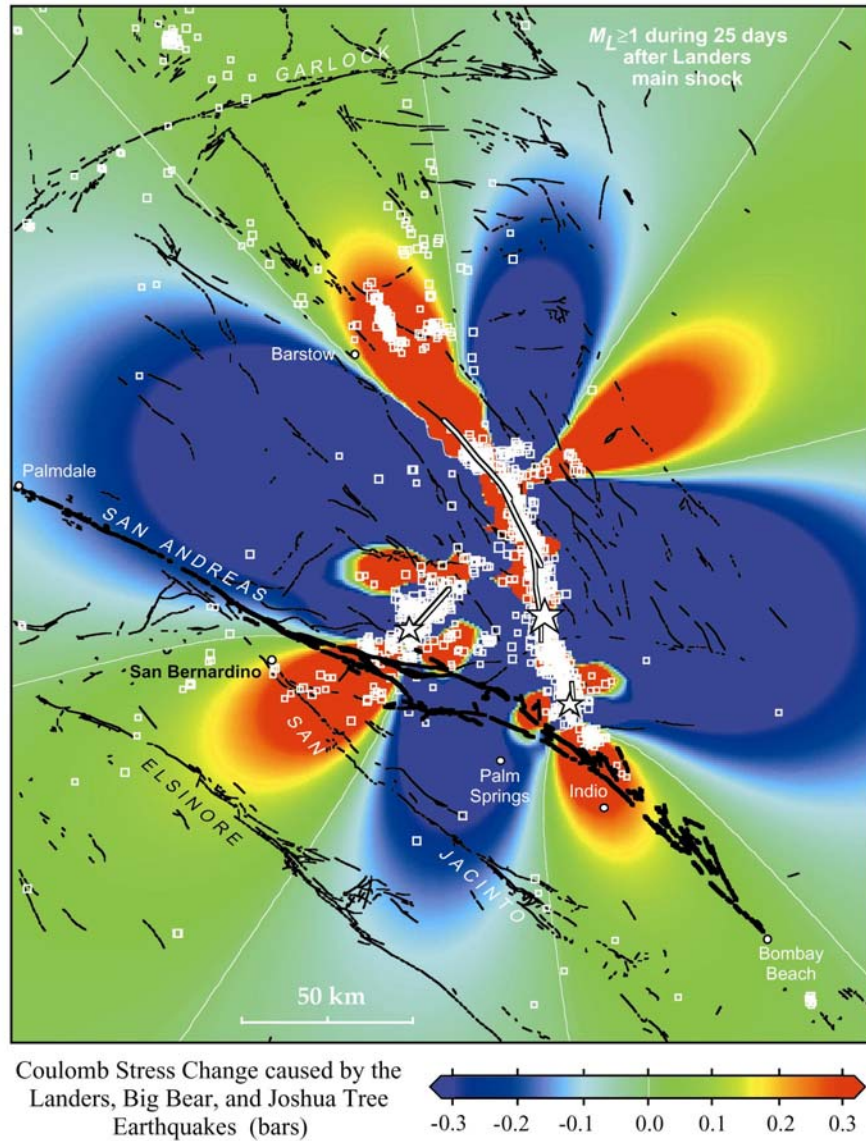
Οι αθροιστικές μεταβολές της τάσης θεωρείται ότι προκύπτουν από τις δύο ακόλουθες πηγές: την τεκτονική φόρτιση η οποία προκαλείται λόγω των κινήσεων των τεκτονικών πλακών και των σεισμικών μεταθέσεων στο ρήγμα που σχετίζονται με τη γένεση σεισμών. Αθροιστική σεισμική τάση μεταξύ ισχυρών και ακόμη πιο ισχυρών σεισμών καθορίστηκε με την εισαγωγή των *‘εικονικά αρνητικών μεταθέσεων’* κατά μήκος κύριων ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή της Καλιφόρνιας. Σύμφωνα με τους Deng and Sykes (1997) η τάση αυξάνεται κατά μήκος των ρηγμάτων κατά τη διάρκεια των χρονικών διαστημάτων μεταξύ των σεισμών. Παρόμοιες προσεγγίσεις πραγματοποιήθηκαν από τους Savage and Burford (1993), Savage (1983), and Matsuura et al. (1986). Οι τάσεις πάνω και κοντά στο ρήγμα μεταβάλλονται με το χρόνο, αλλά καμία αθροιστική τάση δε σχετίζεται με τη κίνηση. Έτσι όλη η σεισμική αθροιστική τάση σχετίζεται με τη παραμόρφωση που προκαλείται από τη χρονικά εξαρτώμενη πραγματική μετάθεση στα κύρια ρήγματα που εκτείνονται από την ελεύθερη επιφάνεια μέχρι το βάθος του σεισμογόνου στρώματος.

Αυτό το οποίο προκάλεσε το ενδιαφέρον, είναι το χρονικό διάστημα των επτά ετών ανάμεσα στον κύριο σεισμό του Landers ($M=7.3$, 1992) και το μετασεισμό του Hector Mine ($M=7.1$, 1999) αντί κάποιων λεπτών ή δευτερολέπτων (Harris and Day, 1993, Belardinelly et al., 1999, Harris and Day, 1999, Henry et al., 2000, Power et al., 2001). Μία επεξήγηση σε αυτή τη καθυστέρηση είναι ότι η σημαντική δόνηση κατά το πέρασμα των σεισμικών κυμάτων μεγάλου πλάτους μετέβαλε τις ιδιότητες τριβής στη περιοχή των γύρω ρηγμάτων. Αυτές οι αλλαγές μπορεί να οφείλονται στις μεταβολές των κάθετων τάσεων ή στη διάρκεια διακύμανσης/συχνότητας των δυναμικών τάσεων (Voisin, 2001).

Ο σεισμός του Big Bear ήταν ο μεγαλύτερος σεισμός μετά τη γένεση του σεισμού του Landers και αρκετά ισχυρός για να προκαλέσει ανακατανομή στις τάσεις στο ΝΔ τμήμα της διάρρηξης του Landers. Επομένως η κατανομή των μελλοντικών σεισμών δε μπορεί να μελετηθεί χωρίς να δοθεί έμφαση σε αυτό το συμβάν. Έτσι πραγματοποιήθηκε μεταβολή των τάσεων που προκλήθηκαν λόγω της γένεσης των σεισμών Joshua Tree, Landers και Big Bear (Σχ.1.8). Οι σεισμοί με μέγεθος $M > 1$ έγιναν σε μια περιοχή όπου η τάση παρουσιάζει αύξηση $> 0.1 \text{ bar}$. Ο μεγαλύτερος σεισμός κοντά στο ρήγμα του San Andreas, Yucaipa (1992, $M 4.7$) έγινε εκεί όπου οι τάσεις αυξήθηκαν 5 bars . Μετασεισμοί του Landers έγιναν σε μια απόσταση 1250 km βόρεια του κύριου σεισμού, κατά μεγάλο βαθμό σε γεωθερμικές περιοχές (Hill et al., 1993). Για το σεισμό του Big Bear η τιμή της σεισμικής ροπής με βάση σεισμολογικά (Hauksson et al., 1993) και γεωλογικά δεδομένα (Murray et al., 1993, Massonnet et al., 1993) ορίστηκε $5.5 \times 10^{25} \text{ dyne} \cdot \text{cm}$.

Είναι γεγονός ότι από πρόσφατες έρευνες (Deng & Sykes 1997a,b, Stein et al., 1997, Nalbant et al., 1998, Hubert-Ferrari et al., 2000, Nalbant et al., 2002) προκύπτει ότι στη προσπάθεια να δοθεί κάποια εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας μιας περιοχής είναι πάρα πολύ σημαντικό να είναι γνωστή η προηγούμενη σεισμική δραστηριότητα των ισχυρών σεισμών, το πεδίο των τάσεων πριν τη γένεση του κύριου σεισμού (Σχ.1.8) καθώς και η τεκτονική δράση για όσο πιο μεγάλο χρονικό διάστημα στο παρελθόν γίνεται

Εάν δε ληφθεί υπόψη η προηγούμενη ιστορία μεταβολής των τάσεων για μια περιοχή δε μπορεί να προκύψει σωστό συμπέρασμα έχοντας δεδομένα μόνο από ένα σεισμό. Έτσι οι Nalbant et al. (1998) στην έρευνά τους χρησιμοποίησαν τις πληροφορίες που προκύπτουν από 29 ισχυρούς σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο από 6.0 που συνέβησαν στη ΒΔ και Β περιοχή του Αιγαίου πριν το σεισμό του Izmit και κατάφεραν να οδηγηθούν σε καλά συμπεράσματα για το πεδίο των τάσεων.



Σχήμα 1.8 Πεδίο των τάσεων *Coulomb* σε βάθος 6.25km λόγω γένεσης των σεισμών *Joshua Tree*, *Landers* και *Big Bear* (King et al., 1994).

Με βάση όλα τα παραπάνω έγινε προσπάθεια καθορισμού της ολίσθησης στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, συσχέτισης του μοντέλου ολίσθησης με άλλα προτεινόμενα μοντέλα για τον ίδιο σεισμό καθώς και υπολογισμού των τάσεων *Coulomb* σε διάφορα βάθη, σε κάθετες τομές και στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Τα βήματα αυτής μας της προσπάθειας περιγράφονται σε επόμενα κεφάλαια.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2⁰**ΚΑΘΟΡΙΣΜΟΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ ΤΗΣ ΟΛΙΣΘΗΣΗΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΗΣ
ΚΥΡΙΑΣ ΔΙΑΡΡΗΞΗΣ****2.1 Εισαγωγή**

Στηριζόμενοι στις εστιακές παραμέτρους των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας του σεισμού της Κοζάνης (Hatzfeld et al., 1997) έγινε προσπάθεια μελέτης της κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Επειδή, κατά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού η περιοχή με το μεγαλύτερο ποσό έκλυσης σεισμικής ροπής, δηλαδή η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, αποτελεί αιτία καταστροφών έγινε προσπάθεια διαχωρισμού των μετασεισμών που έγιναν πάνω σε αυτή. Με βάση αυτό το σύνολο δεδομένων καθορίστηκαν οι διαστάσεις της κύριας διάρρηξης και οι τιμές της ολίσθησης πάνω σε αυτή. Στηριζόμενοι στη θεωρία του Aki (1996), σύμφωνα με την οποία αναμένεται μεγάλος αριθμός μετασεισμών σε περιοχές μικρής τιμής έκλυσης της σεισμικής ροπής μετά τη γένεση ισχυρού σεισμού, και χρησιμοποιώντας τις τιμές της ολίσθησης που ο υπολογισμός τους βασίζεται στο πλήθος των σεισμών, καθορίστηκε το μοντέλο ολίσθησης του ρήγματος της Κοζάνης. Κατόπιν, συγκρίνεται με το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης των Meyer et al. (1996), του οποίου ο καθορισμός στηρίχτηκε σε δορυφορικά δεδομένα.

2.2 Δεδομένα παρατήρησης

Κατά την προσπάθεια υπολογισμού της κατανομής της ολίσθησης πάνω στην κύρια διάρρηξη στηριχθήκαμε στη μελέτη της σεισμικής ακολουθίας της Κοζάνης (1995) με κύριο σεισμό μεγέθους 6.6 και χρησιμοποιήσαμε δεδομένα που αφορούν καταγραφές του τοπικού δικτύου. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν τις χωρικές συντεταγμένες των σεισμών της ακολουθίας, τους μηχανισμούς γένεσης του κύριου σεισμού και των μετασεισμών. Από το τοπικό, φορητό δίκτυο το οποίο εγκαταστάθηκε στην περιοχή αμέσως μετά τη γένεση του κύριου σεισμού, υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για το χρονικό διάστημα 19-25 Μαΐου 1995 (Hatzfeld et al.,

1997), δηλαδή για χρονικό διάστημα 7 ημερών που αρχίζει 6 ημέρες μετά τον κύριο σεισμό.

Ένα τρισδιάστατο μοντέλο δομής του φλοιού (Papazachos et al., 1995) που ορίστηκε για την περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών χρησιμοποιήθηκε για τον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων 665 σεισμών με μέγεθος $M \geq 2.3$ που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. Τα μέσα σφάλματα στο καθορισμό των εστιακών παραμέτρων αυτής της μετασεισμικής ακολουθίας είναι $RMS=0.14 \pm 0.03$ (σφάλμα στο χρόνο γένεσης), $ERH=1.2 \pm 0.02$ (σφάλμα στο επίκεντρο) και $ERZ=0.15 \pm 0.03$ (σφάλμα στο βάθος). Οι διαφορές των επικέντρων και των εστιών των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο με εκείνες τις καταγραφές του μόνιμου δικτύου είναι μικρότερες από 5km.

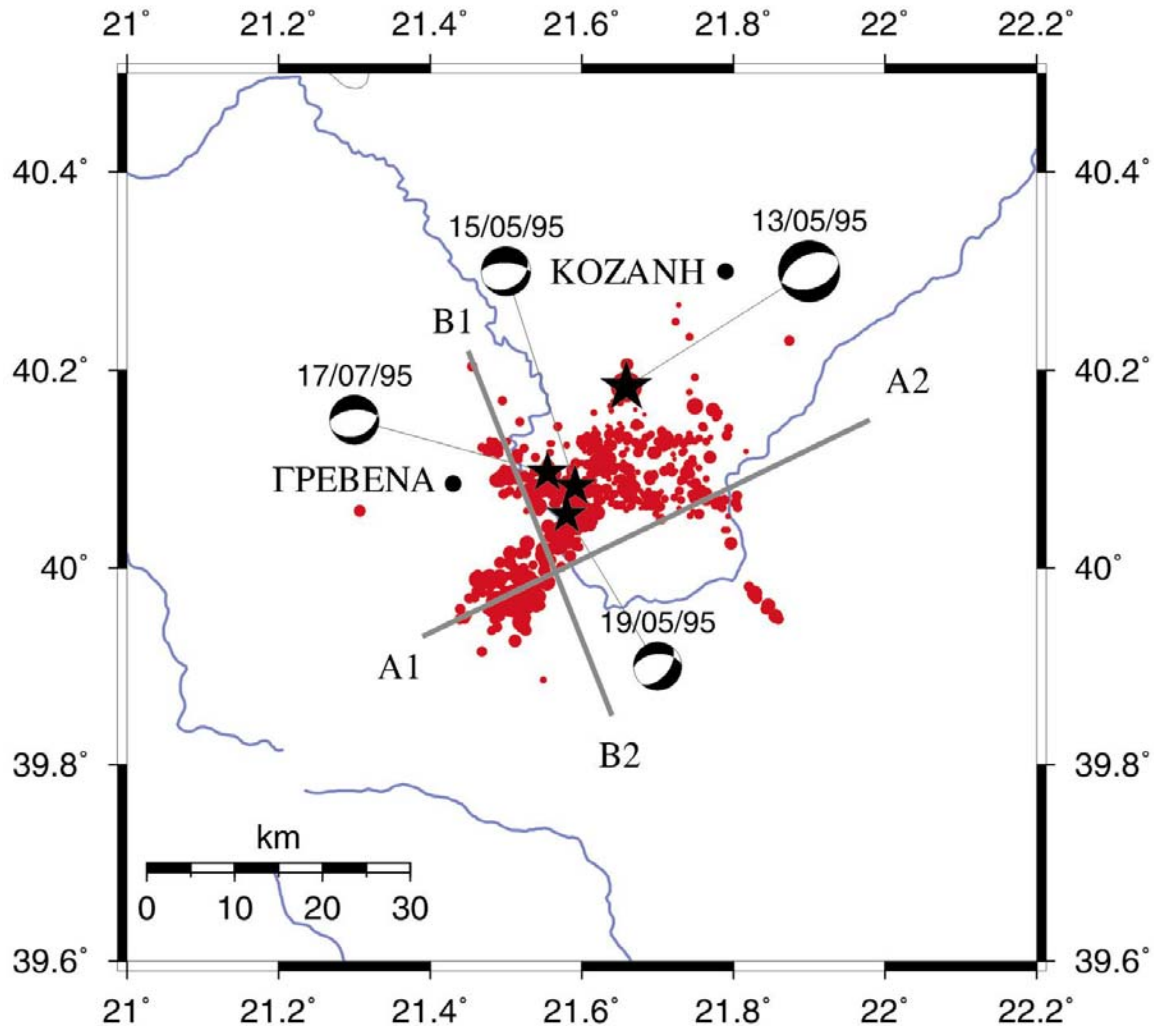
Τα μεγέθη των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν ισοδυναμούν με μεγέθη σεισμικής ροπής επειδή, αν και έχουν υπολογιστεί με τη χρήση τοπικών δεδομένων (πλάτη, διάρκειες), έχουν διορθωθεί κατάλληλα (Papazachos et al., 1995) ώστε να υπολογίζονται μεγέθη ισοδύναμα με μεγέθη σεισμικής ροπής.

2.3 Χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας

Η χωρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού Κοζάνης-Γρεβενών φαίνεται στο σχήμα 2.1. Στο σχήμα αυτό απεικονίζονται η ευρύτερη περιοχή, τα επίκεντρα του κύριου σεισμού και των τριών μεγαλύτερων μετασεισμών (αστερίσκοι), οι μηχανισμοί γένεσης αυτών, καθώς και τα επίκεντρα των μετασεισμών όλης της σεισμικής ακολουθίας που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. Οι μετασεισμοί της ακολουθίας παριστάνονται με κόκκινους κύκλους των οποίων το μέγεθος είναι ανάλογο του μεγέθους τους. Στο ίδιο σχήμα έχουν χαρτογραφηθεί και οι θέσεις των δύο τομών, η μία παράλληλα, A1A2, και η άλλη κάθετα, B1B2, στην παράταξη του ρήγματος με διευθύνσεις ΔΝΔ-ΑΒΑ και ΝΝΑ-ΒΒΔ αντίστοιχα.

Παρατηρώντας το σχήμα 2.1 διαπιστώνουμε ότι ο πρώτος μεγάλος μετασεισμός έγινε δύο ημέρες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού (15/05/95). Ο επόμενος μεγάλος μετασεισμός έγινε στις 19/05/95 και βρίσκεται λίγο νοτιότερα από τον αμέσως προηγούμενο. Αυτός ο σεισμός φαίνεται ότι πρέπει να προκάλεσε τη

γένεση των σεισμών που χαρτογραφούνται νοτιοδυτικά της κύριας διάρρηξης. Πιο συγκεκριμένα,



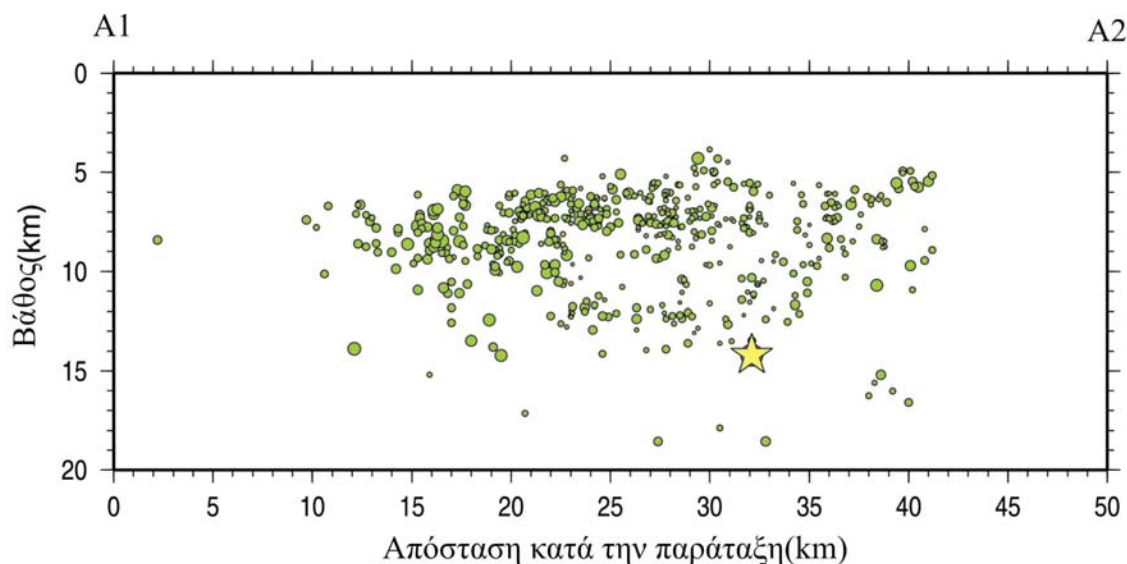
Σχήμα 2.1. Χαρτογράφηση του κύριου σεισμού (13/05/95) και των ισχυρότερων μετασεισμών (αστερίσκοι) με τους αντίστοιχους μηχανισμούς γένεσης. Χαρτογράφηση όλης της μετασεισμικής ακολουθίας από τα δεδομένα του τοπικού δικτύου. Απεικόνιση των τομών παράλληλα (A1A2) και κάθετα (B1B2) στην παράταξη της διάρρηξης.

πρέπει να προκάλεσε αυτούς που βρίσκονται σε μια περιοχή με γεωγραφικές συντεταγμένες $39.88^{\circ} - 40.02^{\circ}$ γεωγραφικό πλάτος και $21.4^{\circ} - 21.61^{\circ}$ γεωγραφικό

μήκος. Ο τρίτος ισχυρός μετασεισμός έγινε δύο μήνες αργότερα, στις 17/07/95, και βρίσκεται βορειότερα από τους άλλους δύο. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με την ομάδα μετασεισμών που βρίσκεται βορειοδυτικά της διεύθυνσης της κύριας συγκέντρωσης των επικέντρων. Η κύρια διεύθυνση της μετασεισμικής ακολουθίας τοποθετείται στην ίδια περιοχή με τις υψηλότερες τιμές των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων (Papazachos et al., 1995).

Με την κατασκευή της παράλληλης τομής A1A2 (Σχ.2.2) στην οποία φαίνεται η κατανομή των εστιών των μετασεισμών πάνω στο επίπεδο του ρήγματος είναι ξεκάθαρο ότι η σεισμική δραστηριότητα ξεκινάει από το βάθος των 5km περίπου και καταλήγει μέχρι το βάθος των 19km, ενώ το μήκος αυτής είναι περίπου 33km (Σχ.2.2). Η εστία του σεισμού βρίσκεται στο κατώτερο τμήμα αυτής της σεισμικής ζώνης, με εστιακό βάθος 14km. Παρατηρώντας αυτό το σχήμα διαπιστώνουμε ότι μέχρι το βάθος των 10 km η πυκνότητα των σεισμών είναι αρκετά μεγαλύτερη από ότι σε μεγαλύτερα βάθη. Συγκεκριμένα, δυτικά της ζώνης που ξεκινάει από τα 5km και καταλήγει στα 10km βάθος το πλήθος των σεισμών είναι μεγαλύτερο από ότι στο ανατολικό τμήμα της που βρίσκεται πιο κοντά στον κύριο σεισμό. Πολύ μικρό αριθμό σεισμών έχουμε σε βάθη μεγαλύτερα (σχεδόν ασεισμικό τμήμα) από 10km και ανατολικά του κύριου σεισμού.

Έχοντας ως σκοπό τη μελέτη του τρόπου διάδοσης της διάρρηξης στηριχτήκαμε στη τομή A1A2 του σχήματος 2.2 και στο μοντέλο εμποδίου που πρότειναν οι Kanamori και Stewart (1978) σύμφωνα με το οποίο αρχικά σπάνε πρώτα τα εμπόδια και στη συνέχεια πραγματοποιείται ολίσθηση στα υπόλοιπα μέρη του ρήγματος. Δηλαδή, στην αρχή η πτώση τάσης είναι μεγάλη, λόγω θραύσης των εμποδίων, ενώ στη συνέχεια η πτώση τάσης είναι μικρή, και οφείλεται σε ολίσθηση στο υπόλοιπο μέρος του ρήγματος όπου δεν υπήρχαν συγκεντρωμένες ισχυρές τάσεις.



Σχήμα 2.2. Τομή παράλληλα στην παράταξη της κύριας διάρρηξης όπου απεικονίζονται ο κύριος σεισμός (κίτρινο αστέρι) και οι σεισμοί (κύκλοι) όλης της μετασεισμικής ακολουθίας όπως καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο κατά το χρονικό διάστημα 19-25 Μαΐου 1995. Το μέγεθος των κύκλων είναι ανάλογο του μεγέθους των μετασεισμών.

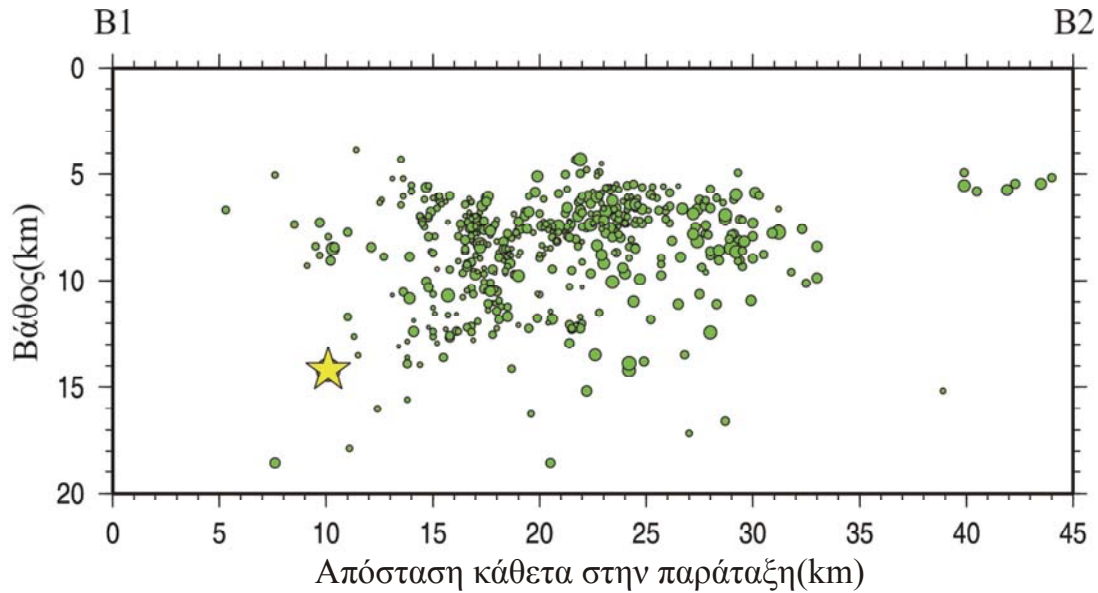
Εάν ισχυριστούμε ότι ένα ρήγμα έχει διαφορετική συμπεριφορά στη γένεση σεισμών σύμφωνα με συγκεκριμένα μοντέλα, για την κατανομή της αντοχής μπορούμε να θεωρήσουμε τα τρία παρακάτω σενάρια.

- 1) το ρήγμα που περιλαμβάνει ένα κύριο εμπόδιο με ομοιόμορφη κατανομή της αντοχής μπορεί να διαρρηχθεί κατά τυχαίο τρόπο. Η διάρκεια πυρηνοποίησης σε ομοιόμορφο ρήγμα είναι πολύ σύντομη και μπορεί να μη παράγει ξεκάθαρα πρόδρομα φαινόμενα.
- 2) Ρήγμα που περιέχει εμπόδια τα οποία διαφέρουν στην αντοχή και στο μέγεθος μπορεί να προκαλέσει αλληλεπιδράσεις ανάμεσα στα φράγματα. Πρόδρομα φαινόμενα που σχετίζονται με την πυρηνοποίηση ισχυρών σεισμών μπορεί να παρατηρούνται σε διάφορες κλίμακες που αντιστοιχούν στη διάρρηξη μεγάλων εμποδίων. Εάν υπάρχει μεγάλος αριθμός φραγμάτων μπορεί να πραγματοποιηθούν πολλοί ισχυροί μετασεισμοί.
- 3) Ρήγμα που περιέχει κλασματική ή ακτινική κατανομή του μεγέθους και της αντοχής θα παρουσιάζει συμπεριφορά αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας στη

γένεση σεισμών. Σε αυτή τη περίπτωση δεν υπάρχει τρόπος διάκρισης των ισχυρών σεισμών από τους σεισμούς μικρού μεγέθους και η πρόγνωση σεισμών βασίζεται μόνο σε στατιστικά δεδομένα.

Και στις τρεις περιπτώσεις η μελέτη της λεπτομερούς δομής του ρήγματος και κυρίως η κατανομή των εμποδίων ή των φραγμάτων είναι πολύ σημαντική για την πρόγνωση της γένεσης μελλοντικών σεισμών και της ισχυρής κίνησης. Επιπλέον, ο έλεγχος της πυρηνοποίησης αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για επιτυχή πρόγνωση σεισμών. Το εμπόδιο δηλαδή χαρακτηρίζεται από υψηλή τιμή τάσεων, μικρή ολίσθηση ερπυσμού, και μεγάλη συνσεισμική ολίσθηση. Επιπλέον, πολλοί μετασεισμοί φαίνεται να συμβαίνουν κοντά σε μη σπασμένα εμπόδια πάνω στο ρήγμα (Carlos and Hartzell, 1988). Με βάση τα παραπάνω η περιοχή με την ισχυρότερη μετασεισμική δραστηριότητα του σχήματος 2.2 θεωρείται ότι είναι ένα μη σπασμένο εμπόδιο, ενώ η σεισμική περιοχή που βρίσκεται σε βάθη μεγαλύτερα από 10km και ανατολικά της εστίας του κύριου σεισμού θεωρείται ένα σπασμένο εμπόδιο. Έτσι, λεπτομερής εξέταση της δομής της επιφάνειας του ρήγματος, καθώς και των γεωμετρικών και μηχανικών ετερογένειών του πιθανώς είναι ο πιο σημαντικός παράγοντας που πρέπει να ληφθεί υπόψη στην πρόγνωση της ισχυρής κίνησης ή στον καθορισμό της χωρικής κατανομής των μελών μιας μετασεισμικής ακολουθίας.

Επίσης, από την κατασκευή της τομής B1B2 που είναι κάθετη στη παράταξη της κύριας διάρρηξης διεύθυνσης B63⁰A (Σχ.2.3) φαίνεται χαρακτηριστικά ότι η κύρια συγκέντρωση των επικέντρων κλίνει προς τα ΒΔ με γωνία κλίσης περίπου 45⁰. Ο κύριος σεισμός βρίσκεται στο κατώτερο άκρο αυτής της συγκέντρωσης των μετασεισμών. Επίσης είναι εμφανές ότι η πυκνότητα των σεισμών που τοποθετούνται μέσα σε περιοχή ακτίνας 6km γύρω από την εστία του κύριου σεισμού είναι πολύ μικρή.



Σχήμα 2.3. Τομή κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης όπου απεικονίζονται ο κύριος σεισμός (κίτρινο αστέρι) και οι μετασεισμοί όπως καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο. Το μέγεθος των κύκλων είναι ανάλογο του μεγέθους των μετασεισμών.

2.4 Προσδιορισμός των διαστάσεων της κύριας διάρρηξης

Κατά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού όπως του σεισμού της Κοζάνης, είναι σημαντικό να προσδιοριστεί η περιοχή με τη μεγαλύτερη τιμή έκλυσης της σεισμικής ροπής. Ο προσδιορισμός αυτός συμβάλλει στην πληρέστερη γνώση των ιδιοτήτων της κύριας διάρρηξης, το οποίο αποτελεί σημαντικό στόχο της σεισμολογικής έρευνας. Γνωρίζοντας ότι μπορεί να πραγματοποιηθεί σωστότερη επίλυση ενός προβλήματος όταν η γνώση του αιτίου πρόκλησης αυτού είναι λεπτομερής και ακριβής, ένας από τους στόχους της παρούσας εργασίας αποτελεί ο ακριβής καθορισμός των παραμέτρων της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης.

Από τη χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών που έγιναν πάνω στην κύρια διάρρηξη μπορούμε να ορίσουμε τις παραμέτρους της επιφάνειας όπου σημειώνεται η μεγαλύτερη τιμή έκλυσης της σεισμικής ροπής. Άρα, συγκεκριμένα για το ρήγμα της Κοζάνης μπορούν να οριστούν οι διαστάσεις της κύριας διάρρηξης αφού πρώτα απομονωθούν από το συνολικό δείγμα οι μετασεισμοί εκείνοι που ανήκουν σε γειτονικές δομές.

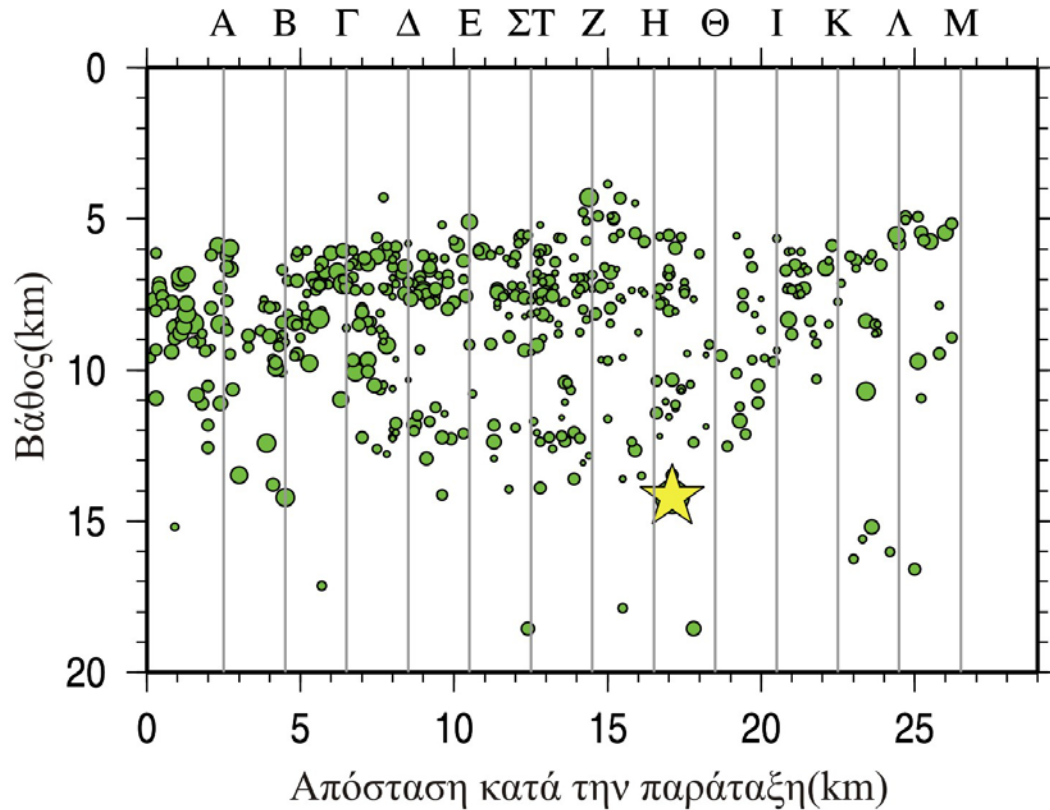
Επίλυση σε αυτό το πρόβλημα δίνουν οι πολλαπλές τομές κάθετες στην παράταξη του ρήγματος. Με τη βοήθεια της κατακόρυφης τομής παράλληλα στη διεύθυνση του ρήγματος πραγματοποιούμε 13 κάθετες τομές πλάτους 3km με αλληλοεπικάλυψη 1km, σαρώνοντας έτσι μια περιοχή μήκους 27km (Σχ.2.4). Οι τομές αυτές όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.4 ξεκινούν από τα ΝΝΔ και καταλήγουν προς τα ΒΒΑ. Η πρώτη τομή Α χαραχτηκε λίγο πριν την αρχή της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης, αφού από την κατανομή των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας μπορούμε προσεγγιστικά να γνωρίζουμε την περιοχή της κύριας διάρρηξης.

Πιο συγκεκριμένα στο σχήμα 2.5 απεικονίζονται οι 13 τομές κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης του ρήγματος της Κοζάνης. Η ακριβής θέση της κάθε τομής πάνω στο σχήμα 2.4 ορίζεται με τη βοήθεια των γραμμών της ελληνικής αλφαβήτου. Σε κάθε τομή (Σχ.2.5) χαρτογραφούνται εκείνοι οι σεισμοί που τοποθετούνται μέσα σε μια ζώνη πάχους 3km (1.5 km εκατέρωθεν της ακριβούς θέσης της κάθε τομής πάνω το σχήμα 2.4). Στο ίδιο σχήμα κάτω δεξιά ορίζονται οι συγκεκριμένες αποστάσεις της κάθε μίας τομής πάνω στη τομή του σχήματος 2.4. Παρατηρώντας αυτές τις τομές διαπιστώνεται ότι από τη κατανομή των εστιών μπορεί να οριστεί η ζώνη της κύριας διάρρηξης ή οποία κάθε φορά προσομοιάζεται με μία μαύρη έλλειψη. Η κάθε μαύρη έλλειψη σε κάθε τομή έχει διαφορετικές διαστάσεις.

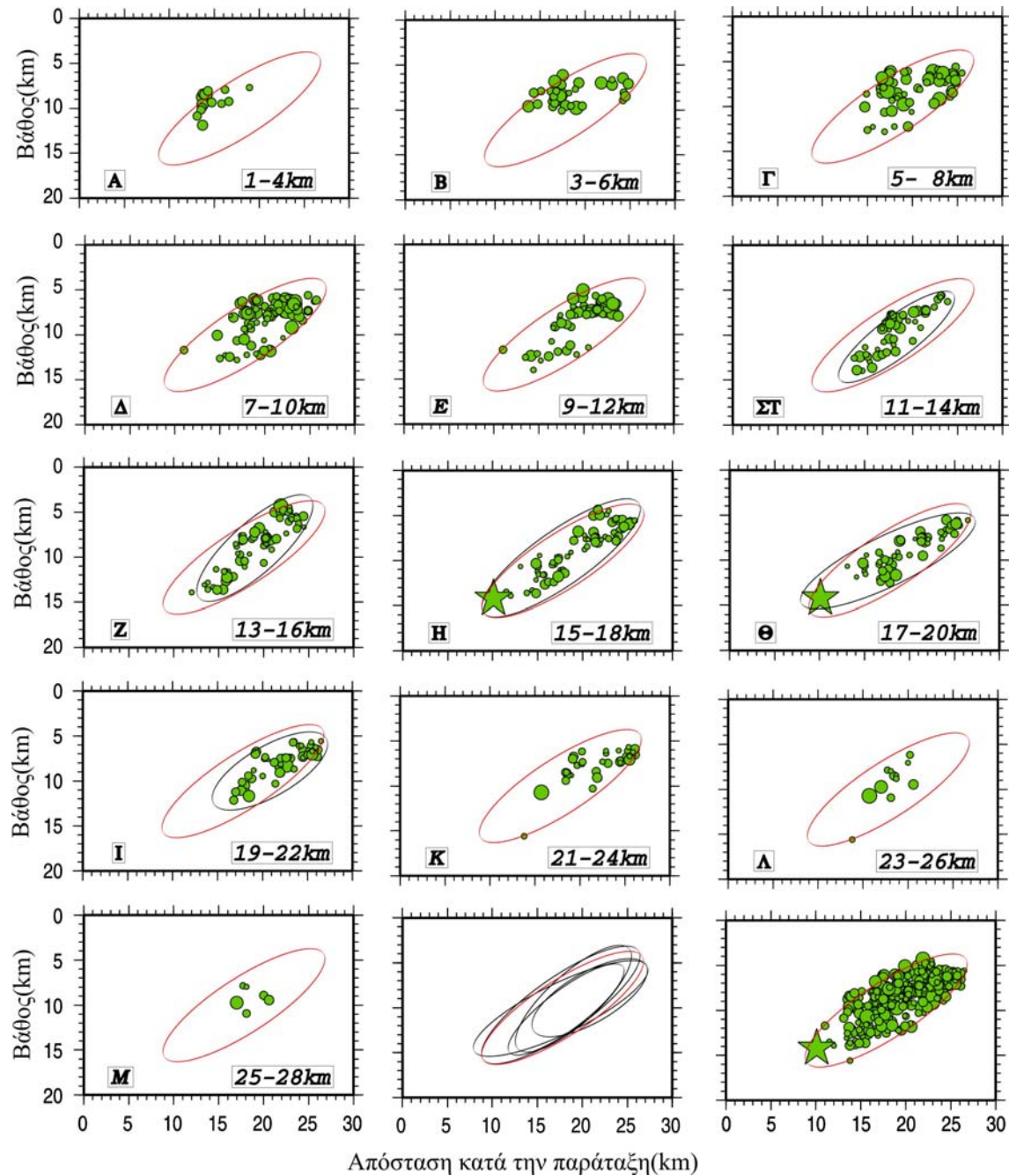
Μετά τη χαρτογράφηση όλων των μαύρων ελλείψεων έγινε προσπάθεια προσέγγισης όλων αυτών με τη βοήθεια χάραξης της μέσης έλλειψης (κόκκινη) που τελικά αυτή αποτελεί τη ζώνη της κύριας διάρρηξης (Σχ.2.5). Επόμενο βήμα αυτής της διαδικασίας ήταν να θεωρήσουμε ότι οι σεισμοί που τοποθετούνται εντός της μέσης έλλειψης είναι οι σεισμοί της κύριας διάρρηξης. Οι υπόλοιποι σεισμοί που δεν βρίσκονται στο εσωτερικό της έλλειψης αυτής θεωρείται ότι δεν ανήκουν στην κύρια διάρρηξη αλλά στα γειτονικά ρήγματα οπότε και αφαιρούνται από το δείγμα σεισμών όλης της ακολουθίας.

Αφού με αυτή τη διαδικασία διαχωρίσαμε τους σεισμούς που ανήκουν στην κύρια διάρρηξη τους χαρτογραφήσαμε για να δούμε τη χωρική τους κατανομή (Σχ.2.6). Στο σχήμα 2.6 βλέπουμε ότι με κόκκινο χρώμα χαρτογραφούνται οι μετασεισμοί εκείνοι που ανήκουν μόνο πάνω στη κύρια διάρρηξη. Από τη διάταξη που έχουν θα μπορούσαμε να πούμε ότι τοποθετούνται μέσα σε ένα

παράλληλόγραμμο. Οπότε τέτοιο σχήμα θα θεωρήσουμε ότι έχει και η κύρια επιφάνεια διάρρηξης όπως και σε προηγούμενες έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί (Peltzer, 2001), το ρήγμα θεωρείται ότι έχει απλοποιημένη γεωμετρία

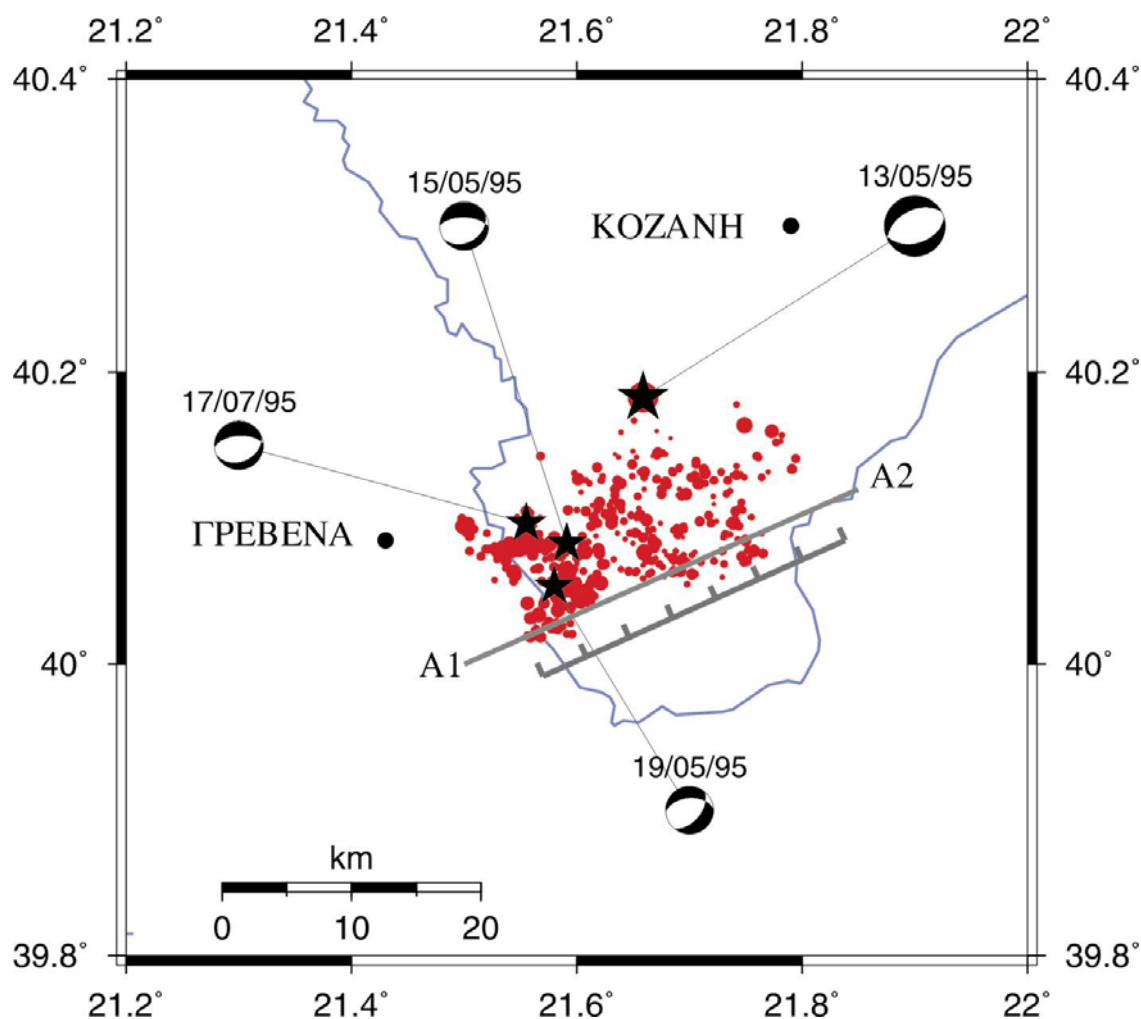


Σχήμα 2.4. Τομή παράλληλα στη παράταξη του ρήγματος με χάραξη των κάθετων τομών ανά 3km πλάτος με αλληλοεπικάλυψη 1km. Απεικόνιση των εστιών των μετασεισμών με κύκλους οι ακτίνες των οποίων είναι ανάλογες του μεγέθους των μετασεισμών. Με κίτρινο αστέρι παριστάνεται ο κύριος σεισμός.



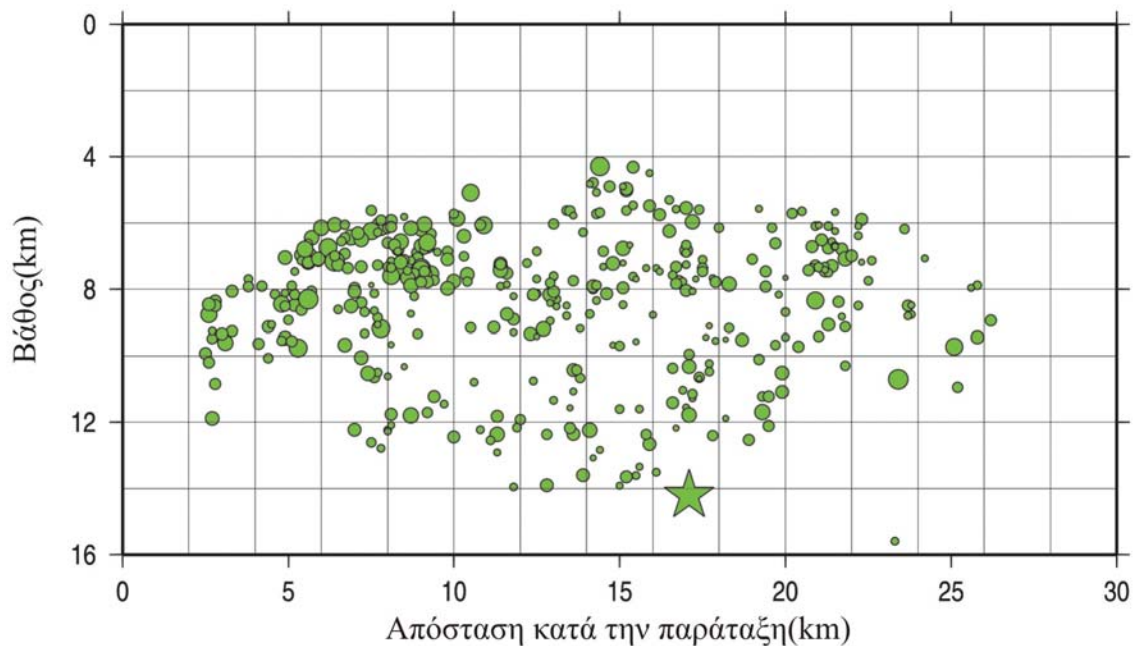
Σχήμα 2.5. Τομές κάθετες στην παράταξη της κύριας διάρρηξης πλάτους 3km με αλληλοεπικάλυψη 1km. Κάτω δεξιά σε κάθε τομή αναγράφεται η απόσταση (σε km) της παράλληλης τομής και κάτω αριστερά η θέση κάθε κάθετης τομής στην παράλληλη τομή (Σχ. 2.4). Η μέση έλλειψη παριστάνει τη κύρια επιφάνεια διάρρηξης (κόκκινο χρώμα).

Με την προηγούμενη διαδικασία διαχωρίστηκαν οι μετασεισμοί της κύριας διάρρηξης από εκείνους που ανήκουν σε γειτονικές δομές. Για το λόγο ότι ενδιαφερόμαστε μόνο για τους μετασεισμούς που εκδηλώθηκαν στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης πραγματοποιείται χαρτογράφησή τους (Σχ.2.6) και χάραξη της τομής (A1A2) παράλληλα στην παράταξη του ρήγματος (Σχ. 2.7).

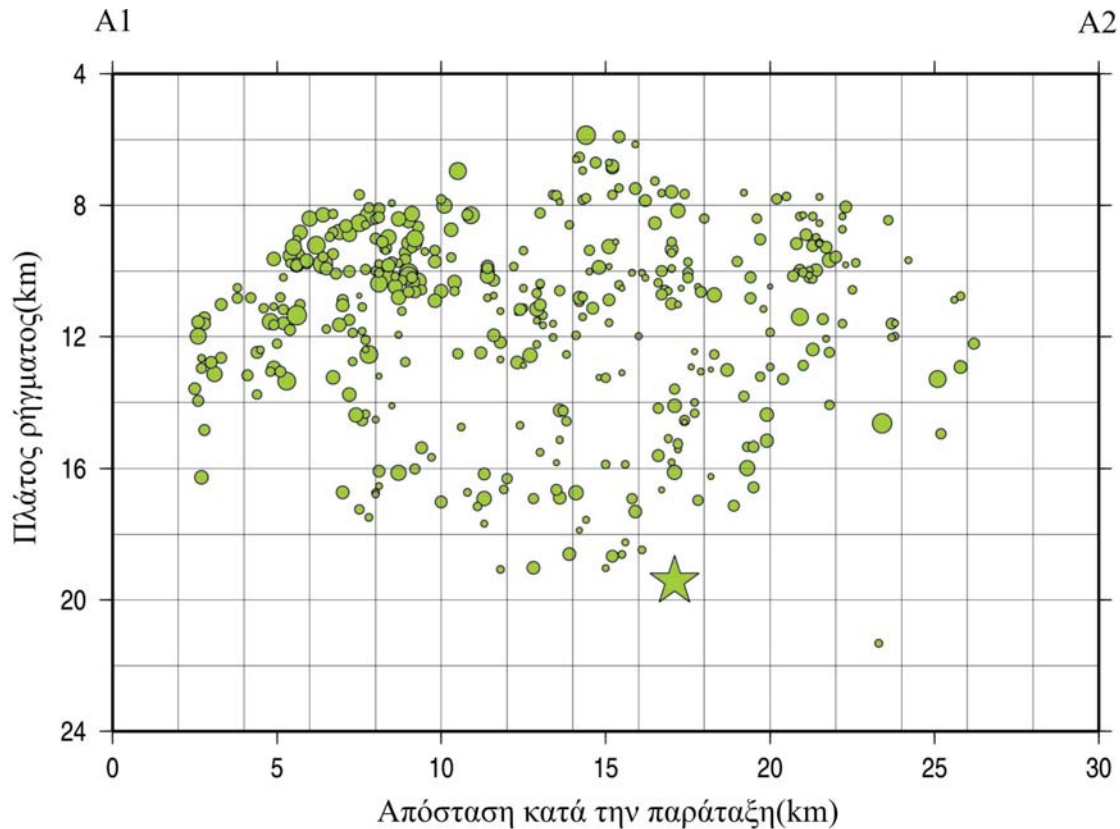


Σχήμα 2.6. Χωρική κατανομή των μετασεισμών της κύριας διάρρηξης. Τα επίκεντρα, ο κύριος σεισμός και οι ισχυρότεροι ($M \geq 5.0$) μετασεισμοί παριστάνονται με αστερίσκο και οι μηχανισμοί γένεσής τους παριστάνονται ως ισεμβαδικές προβολές του κάτω ημισφαιρίου. Η γραμμή (A1A2) χαρτογραφεί τομή παράλληλα στη παράταξη του ρήγματος.

Όμως, για να μπορούμε να ορίσουμε τις διαστάσεις του επιπέδου της κύριας διάρρηξης από την κατανομή των εστιών θα πρέπει να πραγματοποιηθεί χαρτογράφηση των εστιών των μετασεισμών πάνω στο επίπεδο του ρήγματος (Σχ.2.8). Παρατηρώντας το σχήμα 2.8 βλέπουμε ότι η κατανομή των εστιών των σεισμών της κύριας διάρρηξης ξεκινά από τα 6km κατά τη διεύθυνση κλίσης του ρήγματος και καταλήγει στα 20 km. Αντίστοιχα από την οριζόντια κατανομή των εστιών προκύπτει ότι το μήκος της κύριας διάρρηξης είναι περίπου 26km. Παρατηρούμε ότι η συγκέντρωση των εστιών είναι μεγαλύτερη σε μικρότερα εστιακά βάθη. Επίσης, η συγκέντρωση των εστιών αυξάνεται όσο απομακρυνόμαστε από την εστία του κύριου τόσο κατά την κλίση όσο και κατά την παράταξη.



Σχήμα 2.7. Κατανομή των εστιών των μετασεισμών μόνο της κύριας διάρρηξης σε κατακόρυφη τομή παράλληλα στην παράταξη του ρήγματος. Απεικόνιση των εστιών των μετασεισμών με κύκλους οι ακτίνες των οποίων είναι ανάλογες του μεγάλους των μετασεισμών. Με αστερίσκο παριστάνεται ο κύριος σεισμός.



Σχήμα 2.8. Κατανομή των εστιών των μετασεισμών της κύριας διάρρηξης πάνω στο επίπεδο του ρήγματος. Απεικόνιση των εστιών των μετασεισμών με κύκλους οι ακτίνες των οποίων είναι ανάλογες του μεγέθους των μετασεισμών. Ο κύριος σεισμός παριστάνεται με αστερίσκο.

Σύμφωνα με τους Parazachos et al. (1995) οι οποίοι στηρίχτηκαν στα δεδομένα του μόνιμου δικτύου, η γένεση του κύριου σεισμού προκάλεσε ανακατανομή των τάσεων και τη συγκέντρωση αυτών στα φράγματα του δυτικού τμήματος του ρήγματος, όπου παρατηρείται η μεγαλύτερη συγκέντρωση μετασεισμών. Η μετατόπιση που υπολογίστηκε στις επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος είναι πολύ μικρή (10cm) σε σχέση με την ολίσθηση που υπολογίστηκε για όλο το ρήγμα (40cm). Αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν περιοχές στην επιφάνεια του ρήγματος όπου η ολίσθηση είναι περίπου 1m (Meyer et al., 1996). Η κατακόρυφη κατανομή των μετασεισμών φανερώνει ότι μεγάλη ολίσθηση εμφανίστηκε στα βάθη 4-14km, όπου έγιναν οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί ($M \geq 5.0$) και η πληθώρα των μετασεισμών της ακολουθίας.

Αυτό το γεγονός δείχνει ότι το ρήγμα μπορεί να χαρακτηριστεί ως ένα «τυφλό κανονικό ρήγμα» με την έννοια ότι η διάρρηξη ξεκίνησε στο βάθος της εστίας του κύριου σεισμού, προχώρησε προς τα πάνω και προς τις δύο κατευθύνσεις και σταμάτησε σε βάθος 4km. Οι μετασεισμοί των πρώτων ημερών ενώ είναι αντιπροσωπευτικοί του τρόπου που έγινε η διάρρηξη δεν είναι πάντα διαθέσιμοι αφού η εγκατάσταση του δικτύου πραγματοποιείται λίγες μέρες αργότερα

2.5 Καθορισμός της κατανομής της ολίσθησης

Κατά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού ένα από τα αντικείμενα μελέτης αποτελεί η κατανομή της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Σε ένα ρήγμα αυτό το οποίο είναι εύκολο να υπολογιστεί είναι η μέση τιμή της μετάθεσης $\bar{u}$. Είναι κατανοητό ότι όσο πιο λεπτομερής είναι η μελέτη ενός ρήγματος τα αποτελέσματα στα οποία θα οδηγηθούμε θα αντιπροσωπεύουν καλύτερα την πραγματικότητα. Με βάση αυτό και με τη βοήθεια προηγούμενων μελετών σύμφωνα με τις οποίες ορίστηκαν μοντέλα των κινηματικών και δυναμικών διεργασιών της πηγής έγινε προσπάθεια προσέγγισης του προβλήματος με ένα διαφορετικό τρόπο ο οποίος αναλύεται στη συνέχεια.

Χαρακτηριστικά είναι τα μοντέλα ολίσθησης και ταχυτήτων για τους σεισμούς του Chi-Chi (21 Σεπτεμβρίου 1999) του Duzce, 1999, του Landers, 1992 και του Hector Mine, 1999. Οι σεισμοί που αναφέρθηκαν παραπάνω τοποθετούνται σε περιοχές όπου παρατηρείται αύξηση των τάσεων. Ένας μικρός αριθμός σεισμών γίνεται στις περιοχές με τις μεγαλύτερες τιμές ολίσθησης, δηλαδή σε περιοχές με μεγάλες τιμές πτώσης τάσης γνωστές ως φράγματα. Ο ισχυρός σεισμός στο Biak το 1996 αποτελεί τη μόνη εξαίρεση στον οποίο παρατηρούνται μετασεισμοί σε περιοχή μεγάλης ολίσθησης. Αυτή η γενική εικόνα μπορεί να ερμηνευτεί ως εξής: Ένας μικρός αριθμός μετασεισμών γίνεται σε περιοχές μεγάλης ολίσθησης με συνέπεια να δημιουργείται η εικόνα ότι τα φράγματα γενικά σπάζουν ολοκληρωτικά.

Ο σεισμός του 1985 στο Μεξικό έχει σχετικά λίγους μετασεισμούς στις περιοχές μεγάλης ολίσθησης, αλλά το γεγονός ότι έχει επίσης ορισμένους σεισμούς στην κεντρική μικρού βάθους περιοχή όπου οι τιμές της ολίσθησης είναι πολύ μικρές, μπορεί να ερμηνευτεί σύμφωνα με τη γένεση του σεισμού Playa Azul του 1981 σε

αυτή την περιοχή χαμηλής ολίσθησης. Έτσι η προηγούμενη παρατήρηση ότι μικρός αριθμός μετασεισμών συμβαίνει σε περιοχές μεγάλης ολίσθησης μπορεί να διαμορφωθεί λέγοντας ότι λίγοι σεισμοί συμβαίνουν σε περιοχές με μεγάλη τιμή της μέσης ολίσθησης. Αυτή η γενική σχέση βασίζεται σε μοντέλα επιπέδου ρήγματος χωρίς να λαμβάνουμε υπόψη τομές κάθετα στην παράταξη των ρηγμάτων.

Ενώ γενικά σε περιοχές μεγάλης ολίσθησης γίνονται λιγότεροι μετασεισμοί, το αντίστροφο δε συμβαίνει πάντα. Δηλαδή, δε βλέπουμε πάντα περισσότερους μετασεισμούς σε περιοχές χαμηλής ολίσθησης. Αυτό μπορεί να κατανοηθεί ως εξής: Εάν θα ήταν δυνατό να διακρίνουμε περιοχές του ρήγματος όπου η ολίσθηση είναι μικρή και πολύ ισχυρές περιοχές όπου δεν έχουμε καθόλου ολίσθηση θα μπορούσαμε να ισχυριστούμε ότι στις πρώτες περιοχές έχουμε λίγους σεισμούς, ενώ στις τελευταίες δεν έχουμε καθόλου (Das and Henry, 2003). Έτσι, μικρά μη σπασμένα εμπόδια μπορούν να έχουν συγκεντρώσεις μετασεισμών, αλλά μεγάλα μη σπασμένα φράγματα έχουν γενικά μετασεισμούς μόνο στα άκρα τους.

Για τους περισσότερους σεισμούς παρατηρούνται μετασεισμοί και στα δύο άκρα του ρήγματος, αλλά για ορισμένους παρατηρούνται μόνο στο ένα άκρο ενώ για κάποιους άλλους σε κανένα από τα δύο. Χαρακτηριστικό παράδειγμα του τελευταίου αποτελεί ο σεισμός του Macquarie Ridge (1989, M8.0) αν και ο μεγαλύτερος μετασεισμός του τοποθετείται στο νοτιότερο άκρο όπου το όριο της πλάκας αλλάζει διεύθυνση (Das and Henry, 2003). Έτσι και αλλιώς το πλήθος μετασεισμών στα άκρα των ρηγμάτων μπορεί να εξαρτώνται από τη θέση του μετώπου της διάρρηξης.

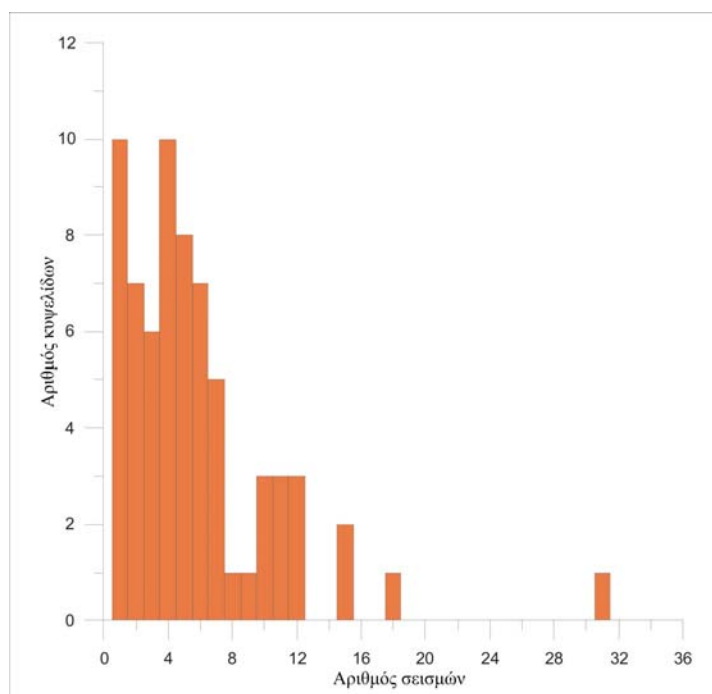
Για ορισμένους σεισμούς οι συγκεντρώσεις μετασεισμών τοποθετούνται και στις περιοχές μετάβασης μεταξύ περιοχών μεγάλης και μικρής ολίσθησης. Με τη μελέτη σεισμών βγαίνει γενικά το συμπέρασμα ότι οι μετασεισμοί γίνονται σε περιοχές μικρής τιμής της ολίσθησης ή στα άκρα ζωνών μεγάλης ολίσθησης. Αυτό φαίνεται καθαρά στο προτεινόμενο μοντέλο κατανομής της ολίσθησης του σχήματος 2.11 στο οποίο το πλήθος των σεισμών είναι αυξημένο στις περιοχές με μικρές τιμές της ολίσθησης (μπλε).

Ο Aki (1979) πρότεινε ότι θα έπρεπε να περιμέναμε αρκετούς μετασεισμούς σε περιοχές με μικρή ολίσθηση. Μπορεί όμως σε ακραίες περιπτώσεις οι συγκεντρώσεις των μετασεισμών να τοποθετούνται σε μη σπασμένα φράγματα. Όσον αφορά το

σεισμό του Parkfield (1966) ο Aki (1979) έδειξε ότι η μεγαλύτερη συγκέντρωση σεισμών βρίσκεται σε απόσταση 3km (3km step over) από το ρήγμα και συγκεκριμένα στο νοτιότερο άκρο του ρήγματος ερμηνεύοντας αυτό το άλμα των 3km με μη σπασμένο φράγμα. Η έλλειψη μετασεισμών στο εσωτερικό του φράγματος δείχνει ότι οι συγκεντρώσεις τάσεων τοποθετούνται στα άκρα του φράγματος όπως αναμένεται και το εσωτερικό του φράγματος είναι πολύ ισχυρό για να περιέχει μετασεισμούς. Το πόσο ισχυρό είναι ένα φράγμα μπορούμε να το καταλάβουμε αφού η αιτία διακοπής της διάρρηξης στο σεισμό της Ανταρκτικής (1998, M8.1) ήταν ένα φράγμα.

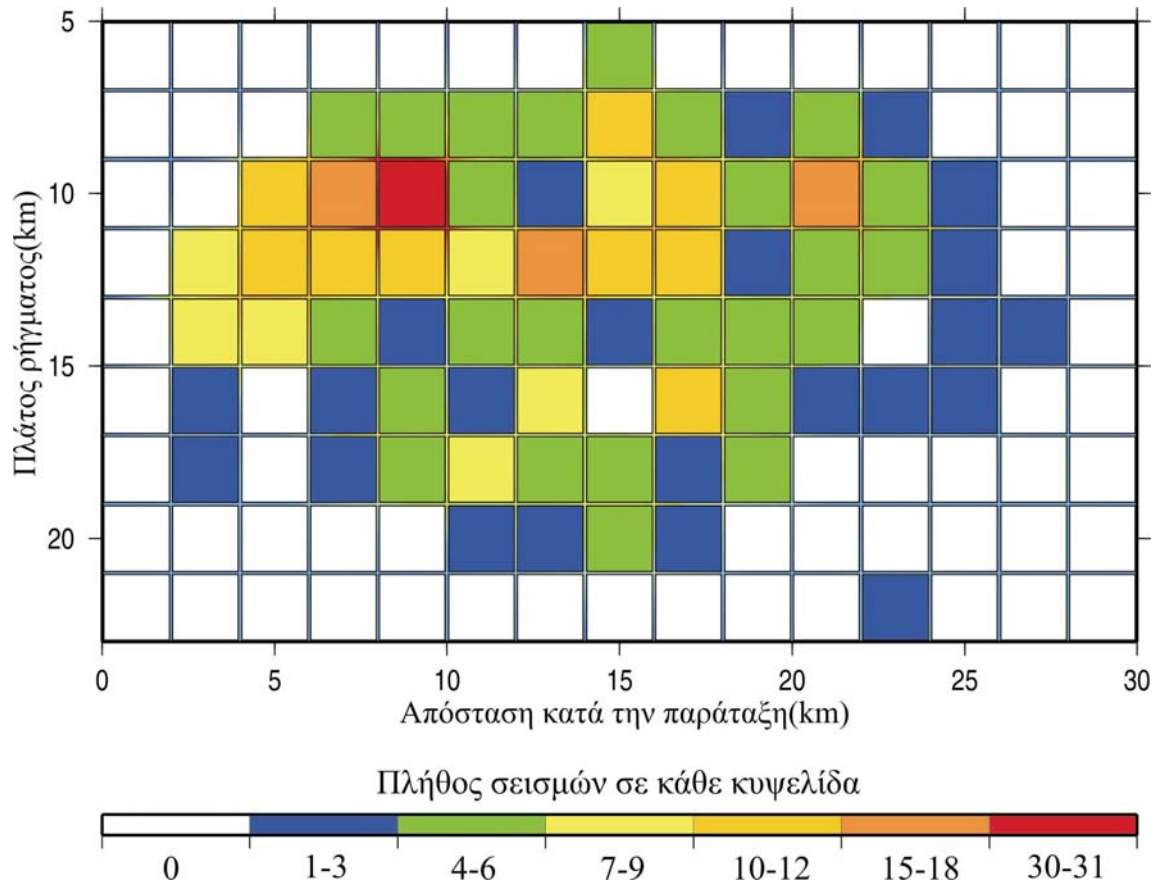
Με βάση αυτά τα παραδείγματα σεισμών όσον αφορά τον τρόπο κατανομής των μετασεισμών τους πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης και την κατανομή της ολίσθησης πάνω σε αυτή έγινε προσπάθεια καθορισμού της κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Αρχικά η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης χωρίστηκε σε κυψελίδες εμβαδού $(2 \times 2)km^2$ και υπολογίστηκε το πλήθος των σεισμών σε κάθε μία από αυτές με τη βοήθεια προγράμματος H/Y.

Το ιστόγραμμα του σχήματος 2.9 δείχνει τον αριθμό των κυψελίδων για το αντίστοιχο πλήθος σεισμών. Από το ιστόγραμμα αυτό μπορούμε να έχουμε μια άμεση αντίληψη για το πλήθος των εστιών των μετασεισμών της κύριας διάρρηξης σε κάθε μία από τις κυψελίδες αυτές. Χαρακτηριστικά δίνεται το παράδειγμα ότι σε δέκα κυψελίδες το πλήθος των σεισμών σε κάθε μία από αυτές ξεχωριστά είναι ένας. Ακόμα αυτό το οποίο μπορούμε να παρατηρήσουμε είναι ότι το μέγιστο πλήθος των μετασεισμών πάνω στην κύρια επιφάνεια διάρρηξης είναι 31 και το συναντάμε σε μία μόνο κυψελίδα. Οπότε γρήγορα μπορούμε και αποκτάμε μια εικόνα για την κατανομή της πυκνότητας των μετασεισμών πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, τις μέγιστες καθώς και τις ελάχιστες τιμές αυτής.



Σχήμα 2.9. Ιστόγραμμα του πλήθους των κυψελίδων που διαιρέθηκε η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης με το πλήθος των μετασεισμών που περιέχεται σε κάθε μία από αυτό.

Στο σχήμα 2.10 απεικονίζονται κυψελίδες διαφορετικού χρώματος, ανάλογα με τον αριθμό των μετασεισμών που αντιστοιχεί σε κάθε μία από αυτές. Η αντιστοιχία χρωμάτων και πλήθους σεισμών φαίνεται στη χρωματική κλίμακα στο κάτω μέρος του σχήματος. Παρέχεται έτσι μια γρήγορη εποπτική εικόνα για το πού ακριβώς τοποθετείται η μεγαλύτερη και η μικρότερη πυκνότητα μετασεισμών πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης.



Σχήμα 2.10. Απεικόνιση με ίδιο χρώμα των περιοχών της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης που περιέχουν συγκεκριμένο αριθμό σεισμών.

Στηριζόμενοι στο σχήμα 2.10 και με βάση το γεγονός ότι οι μετασεισμοί γίνονται σε περιοχές υψηλών τάσεων που οφείλονται στη γένεση του κύριου σεισμού έγινε προσπάθεια καθορισμού του καταλληλότερου μοντέλου κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Ουσιαστικά η επιλογή του καταλληλότερου μοντέλου στηρίζεται στο γεγονός ότι ο αριθμός των σεισμών πρέπει να είναι αντιστρόφως ανάλογος της τιμής έκλυσης της σεισμικής ροπής. Ονομάζουμε σεισμική ροπή, M_o , την ποσότητα η οποία ορίζεται από τη σχέση:

$$M_o = \mu L w u \quad (2.1)$$

όπου L το μήκος της κύριας διάρρηξης, w το πλάτος της κύριας διάρρηξης, $\bar{u}$ η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος και $\mu = 3,3 \cdot 10^{11} \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$ το μέτρο δυσκαμψίας του υλικού στην εστία του σεισμού. Με βάση τη σχέση αυτή και με μήκος διάρρηξης $L=26\text{km}$, πλάτος $w=14\text{km}$ και με τιμή της σεισμικής ροπής ίση με $M_0 = 7,64 \cdot 10^{25} \text{ dyn} \cdot \text{cm}$ (Harvard) υπολογίζεται μια μέση τιμή ολίσθησης ίση με 70cm . Λίγοι σεισμοί γίνονται στις περιοχές με μεγάλη έκλυση σεισμικής ροπής. Η κεντρική ιδέα στη προσπάθειά μας είναι ότι η συνολική σεισμική ροπή ισούται με το άθροισμα των σεισμικών ροπών στις κυψελίδες στις οποίες χωρίστηκε η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Δηλαδή ισχύει η σχέση:

$$M_0 = \sum_{i=1}^n M_i \quad (2.2)$$

όπου n το πλήθος των κυψελίδων στις οποίες χωρίστηκε η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης και M_i η σεισμική ροπή που υπολογίζεται σε κάθε μία από αυτές.

Η σχέση (2.2) μπορεί να τροποποιηθεί και να οδηγηθούμε σε μια άλλη της μορφής η οποία είναι και πιο εύχρηστη στο συγκεκριμένο πρόβλημα που προσπαθούμε να επιλύσουμε.

$$M_0 = \sum_{i=1}^n M_i = \sum \mu S u_i = \mu S \sum_{i=1}^n u_i \quad (2.3)$$

Το πρόβλημα σε αυτό το σημείο είναι το γεγονός ότι σε κάθε κυψελίδα ως πληροφορία έχουμε μόνο το πλήθος των σεισμών που έγιναν εκεί. Επιθυμούμε να οριστεί η σχέση μεταξύ του πλήθους των σεισμών σε κάθε κυψελίδα και της τιμής της μετάθεσης. Αυτός ο προβληματισμός μας οδήγησε στη σχέση (2.4) θεωρώντας ότι το πλήθος μετασεισμών σε μια περιοχή είναι αντιστρόφως ανάλογο της μετάθεσης.

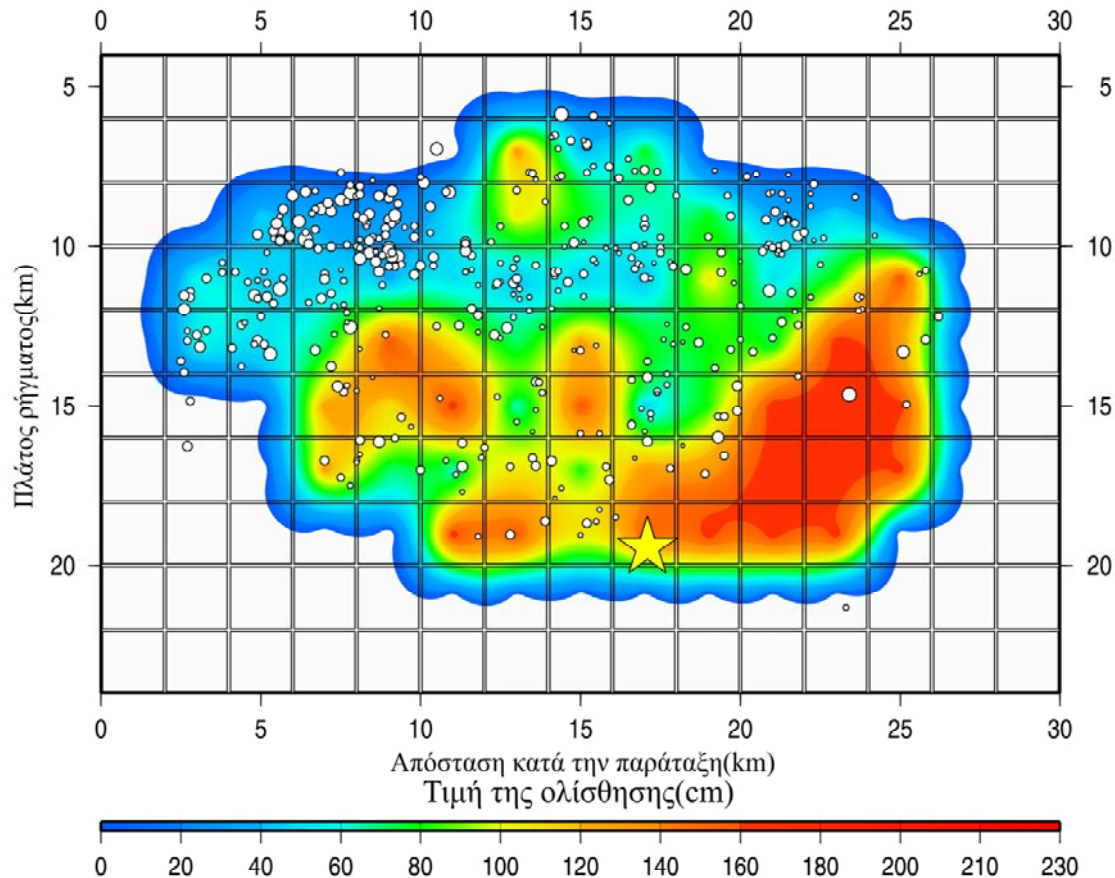
$$\frac{N_1}{\frac{1}{u_i}} = \frac{N_2}{\frac{1}{u_2}} = \frac{N_3}{\frac{1}{u_3}} = \dots = \frac{N_i}{\frac{1}{u_i}} = \frac{\bar{N}}{\frac{1}{\bar{u}}} \Rightarrow \frac{N_i}{\frac{1}{u_i}} = \frac{\bar{N}}{\frac{1}{\bar{u}}} \Rightarrow N_i \cdot u_i = \bar{N} \cdot \bar{u} \quad (2.4)$$

όπου $\bar{N}$ είναι ο μέσος αριθμός των μετασεισμών στην επιφάνεια του ρήγματος, $\bar{u}$ η μέση μετάθεση στην επιφάνεια του ρήγματος, N_i ο αριθμός των μετασεισμών και u_i η μετάθεση σε κάθε κυψελίδα. Και επομένως το γινόμενο $\bar{N} \cdot \bar{u}$ θα είναι σταθερό αφού αντιστοιχεί στις υπολογισμένες τιμές της κύριας διάρρηξης. Τώρα από τα αποτελέσματα του αμέσως προηγούμενου γινομένου και της σχέσης (2.3) μπορούμε να υπολογίσουμε τις αντίστοιχες τιμές των μεταθέσεων u_i μέσα σε κάθε κυψελίδα ξεχωριστά.

Αφού υπολογίστηκαν οι τιμές των μεταθέσεων με βάση το πλήθος των σεισμών σε κάθε κυψελίδα χαρτογραφήθηκαν πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης όπως φαίνεται στο σχήμα 2.11. Οι τιμές της ολίσθησης που έχουν υπολογιστεί είναι σε cm. Συνήθως, για τους περισσότερους ισχυρούς σεισμούς παρατηρούνται μετασεισμοί και στα δύο άκρα του ρήγματος. Σε αντίθεση με αυτό, συγκεκριμένα στο ρήγμα της Κοζάνης παρατηρείται ο κύριος σεισμός όπως και προαναφέρθηκε να βρίσκεται στο ένα άκρο του ρήγματος και η διάρρηξη να διαδίδεται προς το άλλο άκρο του ρήγματος. Η μετασεισμική ακολουθία καταλήγει σε μια περιοχή όπου η πυκνότητα των σεισμών είναι αρκετά μεγαλύτερη από την πυκνότητα κοντά στην περιοχή του κύριου σεισμού.

Αυτό το οποίο πρέπει να προσέξουμε στο συγκεκριμένο σχήμα είναι ότι στις περιοχές με τις υψηλότερες τιμές ολίσθησης η σεισμικότητα είναι σχεδόν ανύπαρκτη. Η περιοχή με τη μεγαλύτερη σε έκταση και με τις υψηλότερες τιμές της ολίσθησης είναι αυτή που τοποθετείται δεξιά του κύριου σεισμού και εκτείνεται από τα 10km μέχρι τα 20km του πλάτους του ρήγματος, κοντά στην εστία του κύριου σεισμού. Αριστερά του κύριου σεισμού βλέπουμε άλλες τέσσερις μικρότερες σε επιφάνεια περιοχές οι οποίες έχουν σημειώσει σημαντική ολίσθηση. Η μία από αυτές τοποθετείται από τα 6km μέχρι τα 10km του πλάτους του ρήγματος. Αντίστοιχα, οι άλλες τρεις περιοχές σχετικά μεγάλης ολίσθησης βρίσκονται στη ζώνη που εκτείνεται

από τα 12km μέχρι τα 20km αυτού. Αυτό που παρατηρείται είναι ότι σε αυτές τις τέσσερις περιοχές σε σχέση με εκείνη την περιοχή δεξιά του κύριου σεισμού η σεισμικότητα είναι ελάχιστα μεγαλύτερη. Αυτό έρχεται σε συμφωνία με την πρόταση



Σχήμα 2.11. Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης και της σεισμικότητας πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης για το ρήγμα της Κοζάνης. Οι τιμές της ολίσθησης (σε cm) είναι σύμφωνα με την χρωματική κλίμακα στο κάτω μέρος του σχήματος.

του Aki (1979) σύμφωνα με την οποία πρέπει να περιμένουμε αρκετούς μετασεισμούς σε περιοχές με μικρή ολίσθηση δηλαδή εκεί όπου η έκλυση της σεισμικής ροπής είναι μικρή.

Αντίθετα, στις περιοχές που σημείωσαν μικρή ολίσθηση η σεισμικότητα είναι αρκετά υψηλή. Τη μικρότερη ολίσθηση τη συναντάμε στο αντίθετο άκρο της κύριας

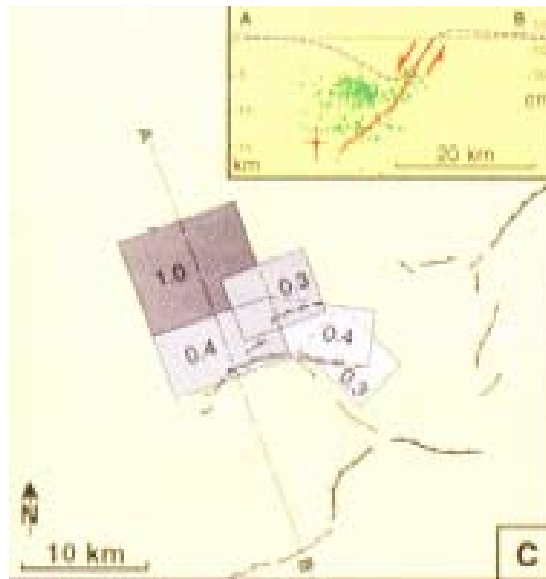
διάρρηξης και σε μικρότερα πλάτη αυτής. Αποτελεί το τμήμα εκείνο το οποίο δέχτηκε τη μικρότερη επιρροή κατά τη γένεση του ισχυρού σεισμού και το οποίο μελλοντικά θα είναι αυτό το οποίο έχει τη μεγαλύτερη πιθανότητα να «σπάσει». Δηλαδή είναι ένα μη σπασμένο εμπόδιο.

2.6 Συσχέτιση με άλλα προτεινόμενα μοντέλα

Σε παγκόσμια κλίμακα η εγκατάσταση σταθμών ευρέος φάσματος πρόσφερε ένα μεγάλο αριθμό σεισμολογικών δεδομένων με αποτέλεσμα να πραγματοποιηθούν πολλές μελέτες της χωρικής και χρονικής κατανομής της ολίσθησης και να καθοριστούν κατάλληλα μοντέλα. Βέβαια, οι πρώτες δημοσιευμένες εργασίες που αφορούν μελέτες της διαδικασίας ολίσθησης σεισμών του ελληνικού χώρου βασίστηκαν αποκλειστικά σε τηλεσεισμικά και γεωδαιτικά δεδομένα (Meyer et al., 1996, 1998a, b, Clarke et al., 1997, 1998, Bernard et al., 1997).

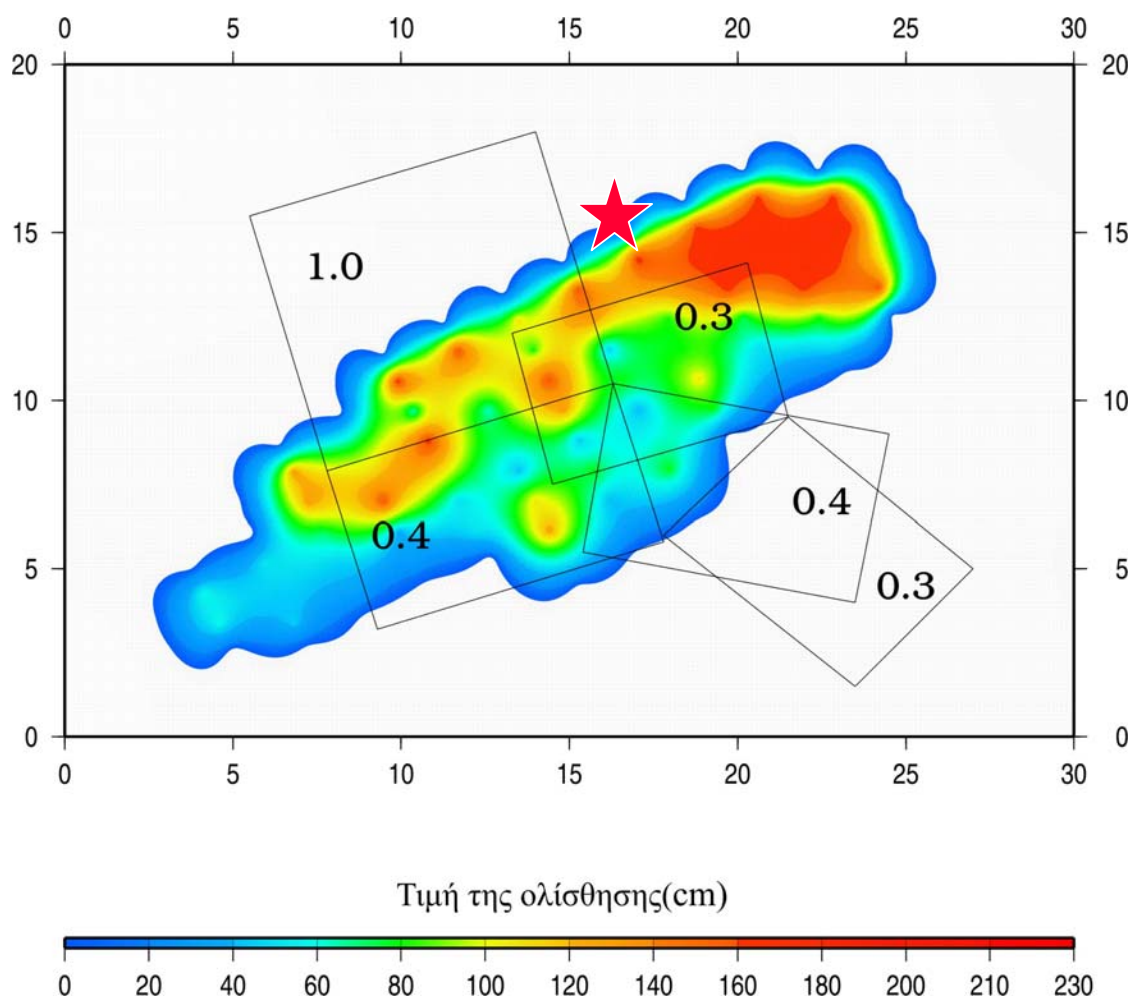
Στην παρούσα εργασία, αφού καθορίστηκε το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης με βάση τα δεδομένα των Hatzfeld et al. (1997) έγινε προσπάθεια συσχέτισης αυτού με το αντίστοιχο μοντέλο των Meyer et al. (1996). Για να προσομοιωθεί το πεδίο της εδαφικής παραμόρφωσης έγινε χρήση της μετατόπισης μέσα σε έναν ελαστικό ημιχώρο (Okada, 1985). Επίσης έγινε προσπάθεια το προτεινόμενο μοντέλο να πλησιάζει όσο το δυνατόν περισσότερο την πραγματικότητα. Σύμφωνα με τον Meyer και τους συνεργάτες του (1996) διαπιστώθηκε ότι το δυτικό μισό της περιοχής που καθιζάνει απαιτεί το ρήγμα του Παλαιοχωρίου να έχει μεγαλύτερη κλίση κοντά στην επιφάνεια από ότι στο βάθος. Έτσι από την επιφάνεια μέχρι τα 9km βάθος χρησιμοποιήθηκε κλίση 60° ενώ από τα 9km ως 15km κλίση που χρησιμοποιήθηκε είναι 40° . Στο βάθος θεωρήθηκε μια μέση ολίσθηση ίση με 1m η οποία μειώθηκε στα ανώτερα στρώματα και απέκτησε τη τιμή των 5cm. Για το νοτιότερο τμήμα που είναι παράλληλα στη δομή του Βούρινου, χρησιμοποιήθηκε μέση κλίση 60° και μέση ολίσθηση 30cm η οποία δεν έφτασε στην επιφάνεια αλλά συνέβη σε ζώνη 2km έως 10km βάθος. Στο σχήμα που ακολουθεί (Σχ.2.12) τα μαύρα παραλληλόγραμμα απεικονίζουν τις περιοχές της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης στις οποίες ορίζονται διαφορετικές τιμές της ολίσθησης από τους Meyer et al. (1996).

Το μοντέλο αυτό είναι συμβατό με τη θέση της εστίας του κύριου σεισμού καθώς και με τη κατανομή των μετασεισμών. Ο τρόπος καθορισμού έλαβε υπόψη την έκλυση της σεισμικής ροπής, M_0 , από το Harvard. Περίπου το 80% από την ολική σεισμική ροπή ελευθερώθηκε με ολίσθηση στο ρήγμα του Παλαιοχωρίου.



Σχήμα 2.12. Απεικόνιση των περιοχών της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης (παράλληλόγραμμα) με διαφορετικές τιμές της ολίσθησης (m) (Meyer et al., 1996).

Στο επόμενο σχήμα 2.13 βλέπουμε το προτεινόμενο μοντέλο κατανομής της ολίσθησης της παρούσας εργασίας με βάση τα δεδομένα από τους Hatzfeld et al. (1997) πάνω στην επιφάνεια της Γης. Σύμφωνα με τους Meyer et al. (1996) η μεγαλύτερη τιμή της ολίσθησης ισούται με 1m και τοποθετείται ανατολικά της εστίας του κύριου σεισμού. Στο σχήμα 2.13 η περιοχή αυτή παριστάνεται με το παράλληλόγραμμα μεγαλύτερου εμβαδού. Βάση του προτεινόμενου μοντέλου κατανομής της ολίσθησης η περιοχή με τη μεγαλύτερη τιμή έκλυσης της σεισμικής ροπής (κόκκινη περιοχή με τιμές της μετάθεσης περίπου 210cm) δε ταυτίζεται με τη περιοχή ολίσθησης 1m των Meyer et al. (1996), αφού αυτή τοποθετείται ανατολικά του κύριου σεισμού (έντονα κόκκινη περιοχή).



Σχήμα 2.13. Μοντέλο κατανομής της ολίσθησης με βάση τα δεδομένα από τους Hatzfeld et al. (1997). Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι περιοχές με μεγάλη τιμή έκλυσης της σεισμικής ροπής ενώ με μπλε οι περιοχές μικρής τιμής ολίσθησης. Με μαύρα παραλληλόγραμμα απεικονίζονται οι περιοχές διαφορετικών τιμών της ολίσθησης όπως ορίστηκαν σύμφωνα με το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης των Meyer et al. (1996).

Επίσης σύμφωνα με το μοντέλο της παρούσας εργασίας δεν μπορεί να παρουσιάζονται τιμές ολίσθησης και εκεί όπου σύμφωνα με το μοντέλο του Meyer και των συνεργατών του τα παραλληλόγραμμα παρουσιάζουν στροφή και ορίζονται τιμές ολίσθησης 30cm και 40cm. Αυτό συμβαίνει γιατί το πρώτο μοντέλο θεωρεί τη κύρια

επιφάνεια διάρρηξης ένα επίπεδο το οποίο δεν παρουσιάζει κάποια στροφή. Σχετικά καλή συσχέτιση μπορεί να παρατηρηθεί ανάμεσα στα δύο μοντέλα σε εκείνες τις περιοχές που έχουν διεύθυνση Ν.ΝΔ.-Β.ΒΑ. και ενδιάμεσες τιμές ολίσθησης ίσες με 30cm και 40cm. Επομένως αυτό που συμπεραίνουμε για τα δύο αυτά μοντέλα κατανομής της ολίσθησης είναι ότι δεν μπορούν να συσχετιστούν απόλυτα.

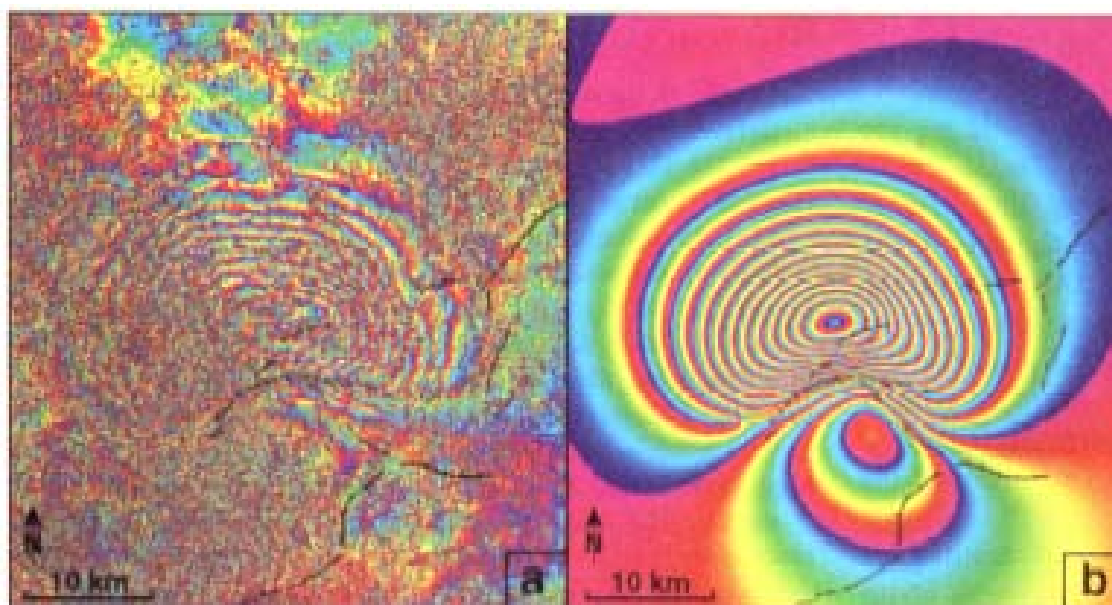
2.7 Υπολογισμός και σύγκριση της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης με δεδομένα συμβολογραφήματος

Για να προσδιοριστεί και να περιγραφεί η επιφανειακή κατανομή των μετατοπίσεων, τα αποτελέσματα επεξεργασίας των δορυφορικών εικόνων radar συνθετικής αντένας, που λήφθηκαν σε διαφορετικές χρονικές στιγμές από τον ευρωπαϊκό δορυφόρο ERS-1 (Meyer et al., 1996). Για την επεξεργασία αυτών των δορυφορικών εικόνων χρησιμοποιήθηκε η τεχνική του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DEM). Οι δορυφορικές εικόνες λαμβάνονται υπόψη μόνο κατά ζεύγη και με μια διαδικασία διαφορισμού δημιουργούνται εικόνες συμβολής με αποτέλεσμα την εμφάνιση ζωνών που αντιστοιχούν σε καμπύλες ίσης μεταβολής της απόστασης δορυφόρου από το έδαφος (Massonnet et al, 1993, Massonnet and Raubaute, 1993).

Για το σεισμό Κοζάνης-Γρεβενών χρησιμοποιήθηκαν 10 ζεύγη τέτοιων εικόνων τα οποία είχαν τα μικρότερα τοπογραφικά σφάλματα. Από αυτά τα 10 ζευγάρια εικόνων χρησιμοποιήθηκαν τα 5 για τη παραγωγή ισάριθμων συμβολογραμμάτων με καλή συσχέτιση μεταξύ τους, ενώ τα άλλα 5 χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο των σφαλμάτων λόγω διάδοσης μέσα στην ατμόσφαιρα.

Το συμβολόγραμμα του σχήματος 2.14 προέρχεται από την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων (ERS-1 SAR) της 16/11/1993 και της 05/10/1995 αντίστοιχα και περιέχει την παραμόρφωση λόγω της γένεσης του κύριου σεισμού. Η παραμόρφωση παρουσιάζεται με τη μορφή δεκατριών ομόκεντρων κύκλων και απεικονίζει τη παραμόρφωση κατά την ευθεία δορυφόρος-έδαφος. Η μετατόπιση κάθε ομόκεντρης ζώνης αντιστοιχεί σε 28mm. Οπότε η μέγιστη υψομετρική μετάπτωση είναι συνολικά 35cm, αφού έχουμε 13ζώνες (13ζώνες $\times$ 28mm). Επίσης παρουσιάζεται μια ζώνη ανύψωσης της τάξεως των 5cm περίπου και εντοπίζεται 5km

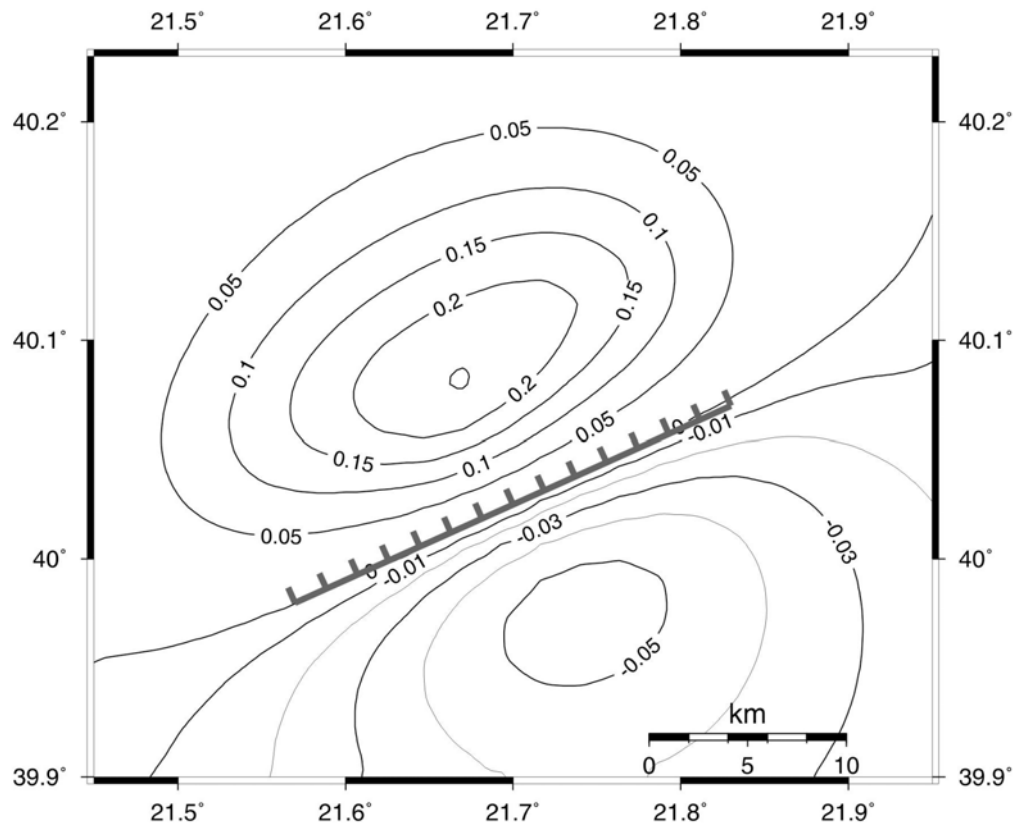
νότια του Παλαιοχωρίου. Κατά μήκος της διεύθυνσης B-N παρουσιάζεται μια ασυμμετρία στη μέση απόσταση μεταξύ των κροσσών, η δε μέγιστη μετατόπιση βρίσκεται στο νότιο άκρο της περιοχής που βυθίζεται, όπου μεγάλο μέρος συμπίπτει με το ρήγμα του Παλαιοχωρίου. Παρ' όλα αυτά ένα σημαντικό τμήμα της περιοχής καταβύθισης παρακάμπτεται στα ΝΑ τη διάρρηξη του Παλαιοχωρίου και διευθύνεται προς το ρήγμα του Παλαιοχωρίου. Στη περιοχή αυτή μια ομάδα ομόκεντρων κροσσών παρατηρούνται 3km ΝΑ του Παλαιοχωρίου, που υποδηλώνει την ύπαρξη τοπικής πλευρικής διάρρηξης.



Σχήμα 2.14. (α) Συμβολόγραμμα που περιγράφει το επιφανειακό πεδίο μετατοπίσεων στο χρονικό διάστημα 16/11/1993 και 05/10/1995. Το ύψος αβεβαιότητας είναι 126m και το σφάλμα 2mm. Κάθε κροσσός αντιστοιχεί σε 28mm κατακόρυφη μετατόπιση, (β) συνθετικό στατικό πεδίο μετάθεσης (Meyer et al, 1996).

Με σκοπό να πραγματοποιηθεί σύγκριση της μεταβολής της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης (Σχ.2.14α) όπως αυτή προκύπτει από το αντίστοιχο συμβολόγραμμα (Σχ.2.14β), (Meyer et al., 1996) με τη μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας της μετατόπισης η οποία προκύπτει από το προτεινόμενο μοντέλο ολίσθησης (Σχ.2.15). ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: Οι υπολογισμοί έγιναν για οριζόντιο επίπεδο που αντιστοιχεί στην επιφάνεια της Γης και στηρίχτηκαν στα

δεδομένα του μοντέλου ολίσθησης της παρούσας εργασίας. Η κατακόρυφη συνιστώσα της μετάθεσης αποκτά θετικές τιμές κάτω από την οριζόντια επιφάνεια. Επομένως παρατηρώντας το σχήμα 2.15 διαπιστώνουμε ότι το νότιο μέρος του ρήγματος όπου έχουμε αρνητικές τιμές σημαίνει ότι ανέβηκε υψομετρικά ενώ το βορειότερο τέμαχος του ρήγματος κατέβηκε. Επίσης μετρώντας τους κροσσούς από εξωτερικά προς τα εσωτερικά υπολογίζεται συνολική κατακόρυφη συνιστώσα μετάθεσης ίση με 33cm περίπου. Το σχήμα αυτό έρχεται σε μεγάλη συμφωνία με το στατικό πεδίο μετάθεσης (Σχ. 2.14β) των Meyer et al., 1996.



Σχήμα 2.15. Χαρτογράφηση της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης σε οριζόντιο επίπεδο που αντιστοιχεί στην επιφάνεια της Γής σύμφωνα με το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3⁰

ΜΕΤΑΒΟΛΗ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB ΚΑΙ ΠΡΟΚΛΗΣΗ ΣΕΙΣΜΩΝ ΣΕ ΓΕΙΤΟΝΙΚΑ ΡΗΓΜΑΤΑ

3.1 Εισαγωγή

Σκοπός αυτού του κεφαλαίου είναι η καλύτερη προσέγγιση και γνώση του τρόπου κατανομής των μεταβολών της στατικής τάσης (Coulomb) λόγω γένεσης του κύριου σεισμού, η συσχέτιση του πεδίου των τάσεων με την κατανομή της σεισμικότητας καθώς και η μελέτη πρόκλησης σεισμών σε γειτονικά ρήγματα. Για λεπτομερέστερη μελέτη επίδρασης του σεισμού της Κοζάνης στο πεδίο των τάσεων της περιοχής υπολογίζονται οι μεταβολές αυτών σε οριζόντιες επιφάνειες διαφόρων βαθών, πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης και σε τομές κάθετες στην παράταξη του ρήγματος. Επίσης, δίνεται η δυνατότητα συσχέτισης των μεταβολών αυτών με τη σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής του σεισμογόνου ρήγματος.

3.2 Μεθοδολογία

Χρησιμοποιήσαμε τη μέθοδο των Deng και Sykes (1997a) σύμφωνα με την οποία η τάση είναι ένας τανυστής που μεταβάλλεται στο χρόνο και στο χώρο και διαδίδεται ελαστικά μέσα σε ομογενή ελαστικό ημιχώρο. Σύμφωνα με αυτή τη μέθοδο, οι αθροιστικές μεταβολές των τάσεων θεωρείται ότι οφείλονται σε δύο πηγές. Αυτές είναι η τεκτονική φόρτιση λόγω κίνησης των πλακών και οι μεταθέσεις που σχετίζονται με ισχυρούς σεισμούς. Η μεταβολή των τάσεων στο χρονικό διάστημα μεταξύ ισχυρών σεισμών καθορίζεται με την εισαγωγή των «virtual negative displacement» κατά μήκος κύριων ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης χρησιμοποιώντας την καλύτερη διαθέσιμη πληροφορία των μακροπρόθεσμων ρυθμών ολίσθησης. Ως εκ τούτου η τάση που παράγεται τεκτονικά συσσωρεύεται στην περιοχή των ρηγμάτων στο χρονικό διάστημα που παρεμβάλλεται μεταξύ των σεισμών. Όλη η υπολογιζόμενη συσσώρευση των τάσεων σχετίζεται με τη παραμόρφωση λόγω της χρονικά εξαρτώμενης μετάθεσης στα κύρια ρήγματα που εκτείνονται από την επιφάνεια της Γης μέχρι το βάθος του σεισμογενούς ρήγματος, δηλαδή, εκεί όπου σταματά η ελαστική συμπεριφορά και η γένεση των σεισμών. Η

τάση ελευθερώνεται ολοκληρωτικά ή ένα μεγάλο τμήμα αυτής κατά τη διάρκεια ενός μεγάλου ή πολύ μεγάλου σεισμού στις περιοχές των τεμαχών του ρήγματος όπου θεωρείται ότι έχουν “θετικές” τιμές.

Βασική υπόθεση για το πεδίο των τάσεων αποτελεί η άποψη ότι η μεταβολή των στατικών τάσεων κατά τη διάρκεια ενός ισχυρού σεισμού ανακτάται ολοκληρωτικά κατά τη περίοδο της συσσώρευσης της ανηγμένης παραμόρφωσης. Η ολική μεταβολή της τάσης κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού κύκλου είναι ίση με μηδέν. Αυτή η υπόθεση είναι ισότιμη με το χρονικά αναμενόμενο μοντέλο γένεσης σεισμού (Shimazaki and Nakata, 1980). Η φυσική βάση από την οποία ξεκινάμε να μελετάμε την εξέλιξη του μοντέλου των τάσεων είναι η στιγμή πριν τη διάρρηξη κατά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού, όταν η τιμή της τάσης έχει φτάσει στο συγκεκριμένο επίπεδο.

Οι μεταβολές των τάσεων που σχετίζονται με ισχυρούς σεισμούς υπολογίζονται με την τοποθέτηση των μεταθέσεων στο τέμαχος του ρήγματος που έχει σπάσει μέσα στον ελαστικό ημιχώρο και την πρόσθεση των μεταβολών των συνιστωσών του τανυστή τάσης ως προς το χρόνο.

3.2 Μεταβολές της στατικής τάσης στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης

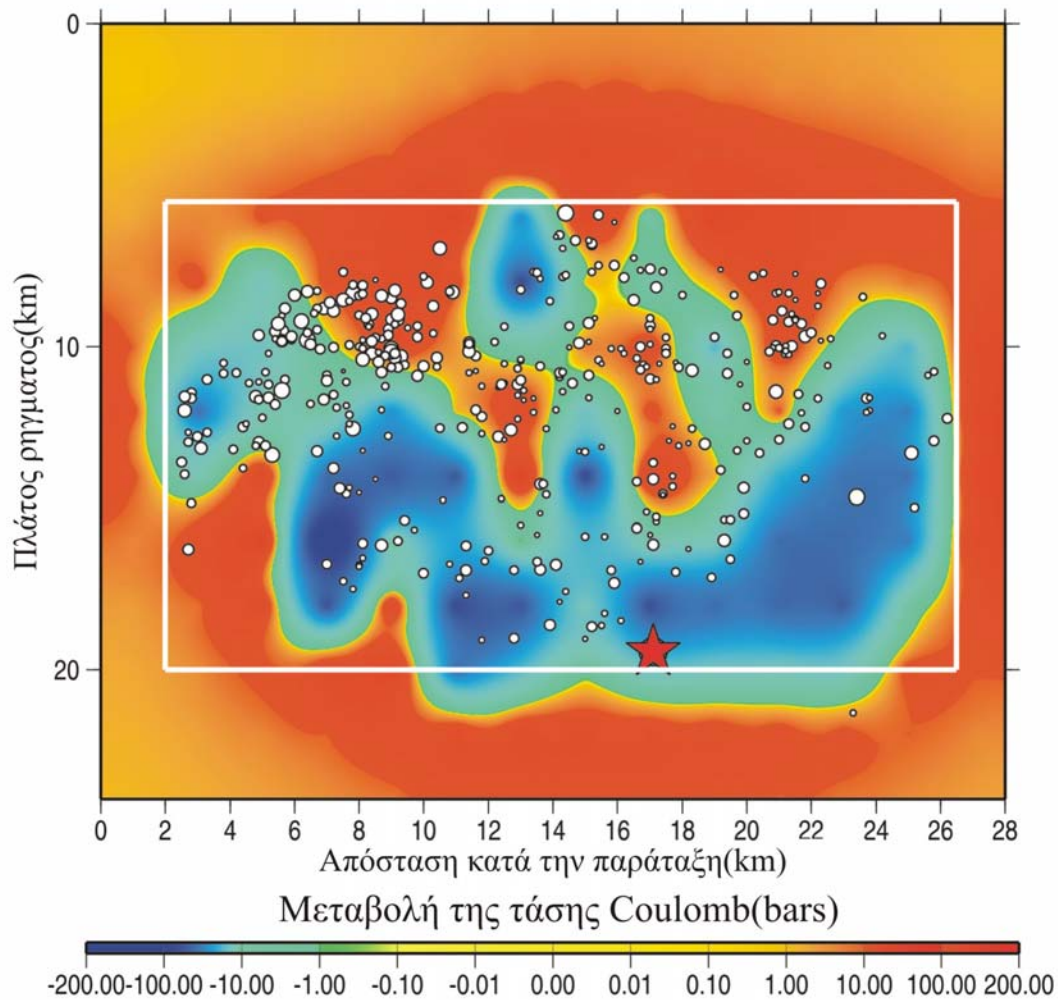
Στην παρούσα εργασία μας ενδιαφέρει να αντιληφθούμε πώς μεταβάλλονται οι τάσεις Coulomb πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης ώστε να συσχετίσουμε τις μεταβολές τους με την χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών. Για το λόγο αυτό έγινε ο υπολογισμός μεταβολών των τάσεων πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1. Στο ίδιο σχήμα επίσης με άσπρους κύκλους παριστάνονται οι εστίες των μετασεισμών που ανήκουν στην κύρια διάρρηξη. Το μέγεθος των κύκλων είναι ανάλογο του μεγέθους των μετασεισμών αυτών.

Με άσπρη γραμμή παριστάνεται η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης αφού θεωρούμε απλοποιημένη γεωμετρία για το ρήγμα (παραλληλόγραμμο). Αντίθετα μια πολύπλοκη γεωμετρία του ρήγματος που έχει μεγάλη επιρροή στις τιμές της ολίσθησης του κοντινού πεδίου οδηγεί τις παρατηρήσεις σε πιο πολύπλοκα μοντέλα παραμόρφωσης όπως αυτά που παράγονται από τη μη γραμμική ελαστικότητα, κάτι το οποίο δεν επιθυμούμε. Λίγες μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί για τη διαδικασία

διάρρηξης κατά μήκος ενός πολύπλοκου, μη επίπεδου ρήγματος, ενώ έχει επισημανθεί η σημασία της μη επίπεδης δομής ενός ρήγματος (Segall and Pollard, 1980; King and Nabelek, 1985; Sibson, 1986). Οι Harris et al., 1991, Harris and Day, 1993, 1999, Kase and Kuge, 1998, and Magistrale and Day, 1999 ασχολήθηκαν με εικονικά παράλληλα ή κάθετα οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα σε δύο ή τρεις διαστάσεις (2-D or 3-D) χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (FDMs), αλλά αυτές οι προσεγγίσεις έχουν αυστηρό περιορισμό στη γεωμετρία του ρήγματος σύμφωνα με τα χωρικά πλέγματα.

Με τη βοήθεια του ίδιου σχήματος μπορούμε να συσχετίσουμε τη μεταβολή των τάσεων με την αντίστοιχη σεισμικότητα. Δηλαδή, στη γειτνίαση του κύριου σεισμού και κυρίως δεξιά αυτού μια σχετικά μεγάλης έκτασης περιοχή με αρνητικές τιμές της μεταβολής των στατικών τάσεων (μπλε περιοχή), της μεγαλύτερης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, η σεισμικότητα είναι σχεδόν μηδαμινή. Εκεί σημειώνονται οι μεγαλύτερες αρνητικές τιμές φόρτισης των τάσεων. Δηλαδή, η γένεση του κύριου ισχυρού σεισμού της Κοζάνης προκάλεσε τη μεγαλύτερη ολίσθηση σε αυτό το τμήμα του ρήγματος και επομένως τη μεγαλύτερη εκτόνωση των τάσεων. Δηλαδή, ήταν ένα ισχυρό τμήμα του ρήγματος το οποίο έσπασε και προκάλεσε τη μεγαλύτερη έκλυση της σεισμικής ροπής. Αντίστοιχα, αριστερά του κύριου σεισμού υπάρχουν τέσσερα μικρότερα σε έκταση τμήματα στα οποία και εδώ πραγματοποιήθηκε αποφόρτιση των τάσεων (σκούρο μπλέ). Όμως, επειδή αυτά τα τμήματα του ρήγματος προφανώς δεν ήταν το ίδιο ισχυρά με εκείνο που βρίσκεται δεξιά του κύριου σεισμού η έκλυση της ροπής είναι μικρότερη και η σεισμικότητα αποκτά σχετικά πολύ μικρές τιμές χωρίς όμως να είναι ανύπαρκτη.

Στα επιφανειακότερα τμήματα του ρήγματος παρατηρούνται τρεις σχεδόν ζωνώδεις περιοχές θετικών τιμών των μεταβολών των τάσεων Coulomb (κόκκινες), όπου η σεισμικότητα είναι αρκετά σημαντική. Τα τμήματα αυτά είναι μη σπασμένα εμπόδια τα οποία κάτω από ευνοϊκές συνθήκες του πεδίου των τάσεων θα σπάσουν και θα δώσουν ισχυρούς μελλοντικούς σεισμούς (Kanamori & Stewart, 1978).



Σχήμα 3.1. Μεταβολή των τάσεων Coulomb (bars) που προκλήθηκε λόγω της γένεσης του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης, (1995) πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Απεικόνιση των περιοχών υψηλών τιμών τάσεων (κόκκινες) καθώς και των περιοχών χαμηλών τιμών των τάσεων (μπλε). Χαρτογράφηση των epicέντρων των μετασεισμών μόνο της κύριας διάρρηξης και απεικόνιση του κύριου σεισμού (κόκκινο αστέρι). Με άσπρη γραμμή παριστάνεται η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης έτσι όπως ορίζεται από την κατανομή των μετασεισμών. Η τιμή του συντελεστή τριβής μ' ισούται με 0.4.

3.3 Φαινόμενος συντελεστής τριβής μ'

Οι πρώτες σύγχρονες απόψεις για την τριβή διατυπώθηκαν από τους Bowden και Tabor (1950, 1964) και αποτέλεσαν τη θεωρία της πρόσφυσης της τριβής. Αυτοί θεώρησαν ότι κάθε επιφάνεια, A , ενός υλικού σώματος, έχοντας ιδιαίτερα τοπογραφικά χαρακτηριστικά, εφάπτεται μόνο σε μερικά σημεία (κλείθρα) με την επιφάνεια ενός άλλου σώματος με το οποίο έρχεται σε επαφή. Το άθροισμα των επιφανειών όλων των κλείθρων αποτελούν την πραγματική επιφάνεια επαφής, A_r , η οποία είναι υπεύθυνη για την τριβή και αποτελεί μικρό μέρος της A . Τα κλείθρα αρχίζουν να υποχωρούν μόλις το κάθετο φορτίο στην επιφάνεια A_r γίνει μεγαλύτερο από ορισμένη τιμή, N , που δίνεται από τη σχέση:

$$N = pA_r \quad (3.1)$$

όπου p είναι ο συντελεστής σκληρότητα διεύσδυσης του υλικού

Σύμφωνα με τους δύο ερευνητές για να αρχίσει η ολίσθηση πρέπει τα σημεία επαφής των δύο επιφανειών να υποβληθούν σε διατμητική τάση και έτσι η δύναμη τριβής F είναι το άθροισμα της αντοχής σε διάτμηση όλων των σημείων που εφάπτονται.

$$F = sA_r \quad (3.2)$$

όπου s η διατμητική αντοχή του υλικού και A_r είναι η επιφάνεια επαφής. Ο συντελεστής τριβής δίνεται από τη σχέση (3.9).

$$\mu = \frac{F}{N} = \frac{s}{p} \quad (3.3)$$

όπου s η διατμητική αντοχή και N είναι το κάθετο φορτίο. Δηλαδή ο συντελεστής τριβής είναι ίσος με το λόγο δύο διαφορετικών παραμέτρων της αντοχής ενός υλικού, ενώ στην περίπτωση που δύο διαφορετικά υλικά έρχονται σε επαφή, είναι ίσος με το λόγο των παραμέτρων αυτών του υλικού με τη μικρότερη αντοχή. Βάση των

προηγούμενων μπορεί να θεωρηθεί ότι ο συντελεστής μ αναμένεται να είναι ανεξάρτητος του υλικού, της θερμοκρασίας και της ταχύτητας ολίσθησης.

Επειδή οι υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων στηρίζονται σε διαφορετικές τιμές του φαινόμενου συντελεστή τριβής θα πρέπει να διευκρινιστεί ότι η διαφορά μεταξύ του συντελεστή τριβής και του φαινόμενου συντελεστή τριβής είναι ότι στον δεύτερο σαν πρόσθετη παράμετρος συμπεριλαμβάνεται και η πίεση των πόρων.

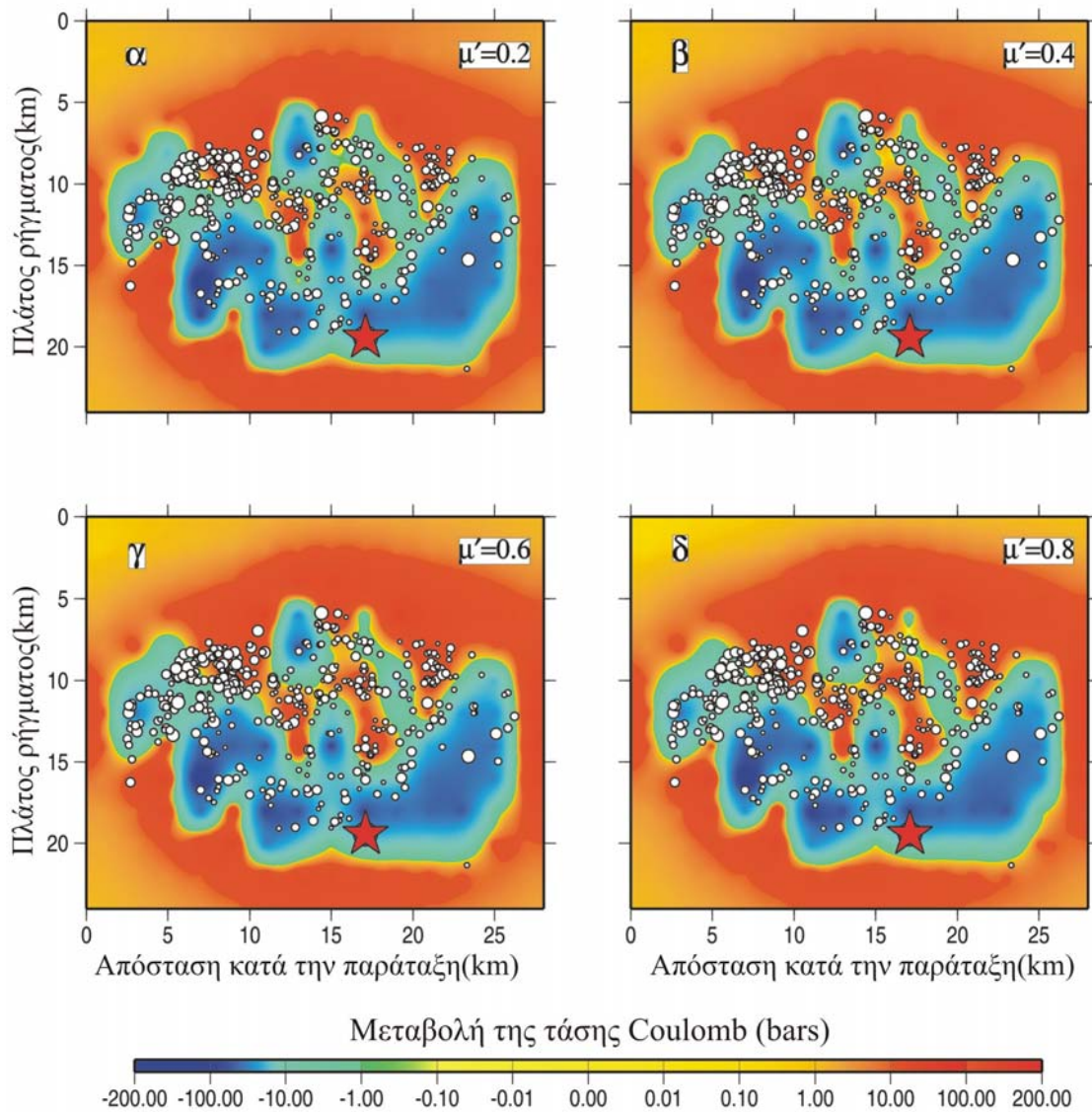
Στο σχήμα 3.1 οι υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων έγιναν με τιμή του φαινόμενου ίση με 0.4. Έχοντας όμως σκοπό να μελετηθεί ο βαθμός επιρροής του φαινόμενου συντελεστή τριβής στο πεδίο των τάσεων και να καθοριστεί η τιμή του συντελεστή με την οποία σημειώνεται η καλύτερη συσχέτιση της σεισμικότητας με την κατανομή των τάσεων έγινε υπολογισμός αυτών για τιμές του συντελεστή $\mu'=0.2$, $\mu'=0.4$, $\mu'=0.6$ και $\mu'=0.8$ (Σχ.3.2). Παρατηρώντας το σχήμα αυτό διαπιστώνεται μικρή μεταβολή του εμβαδού των τμημάτων του ρήγματος θετικής ή αρνητικής φόρτισης των τάσεων. Πιο συγκεκριμένα, όσο αυξάνεται η τιμή του συντελεστή αυξάνονται και οι περιοχές θετικής φόρτισης των τάσεων (κόκκινες). Δηλαδή, το εμβαδό της κόκκινης περιοχής που εκτείνεται από τα 5km μέχρι τα 12km πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης διαπιστώνουμε ότι αυξάνεται καθώς αυξάνεται και η τιμή του συντελεστή μ' .

Τίθεται το ερώτημα ποια τιμή του συντελεστή μ' οδηγεί σε καλύτερη συσχέτιση των τάσεων με τη σεισμικότητα. Γενικότερα, μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού αναμένεται μεγάλος φαινόμενος συντελεστής τριβής αφού από πειράματα που έχουν γίνει σε σκληρά πετρώματα βγήκε το συμπέρασμα ότι μεγάλες τιμές του συντελεστή οδηγούν σε αύξηση της πίεσης των πόρων (Cocco and Rice, 2002, Beeler et al., 2000). Δηλαδή, καλύτερη προσέγγιση με την πραγματικότητα μπορούμε να έχουμε με μεγάλες τιμές του συντελεστή αφού μετά τη γένεση του σεισμού η πίεση των πόρων στα πετρώματα αυξάνει σημαντικά.

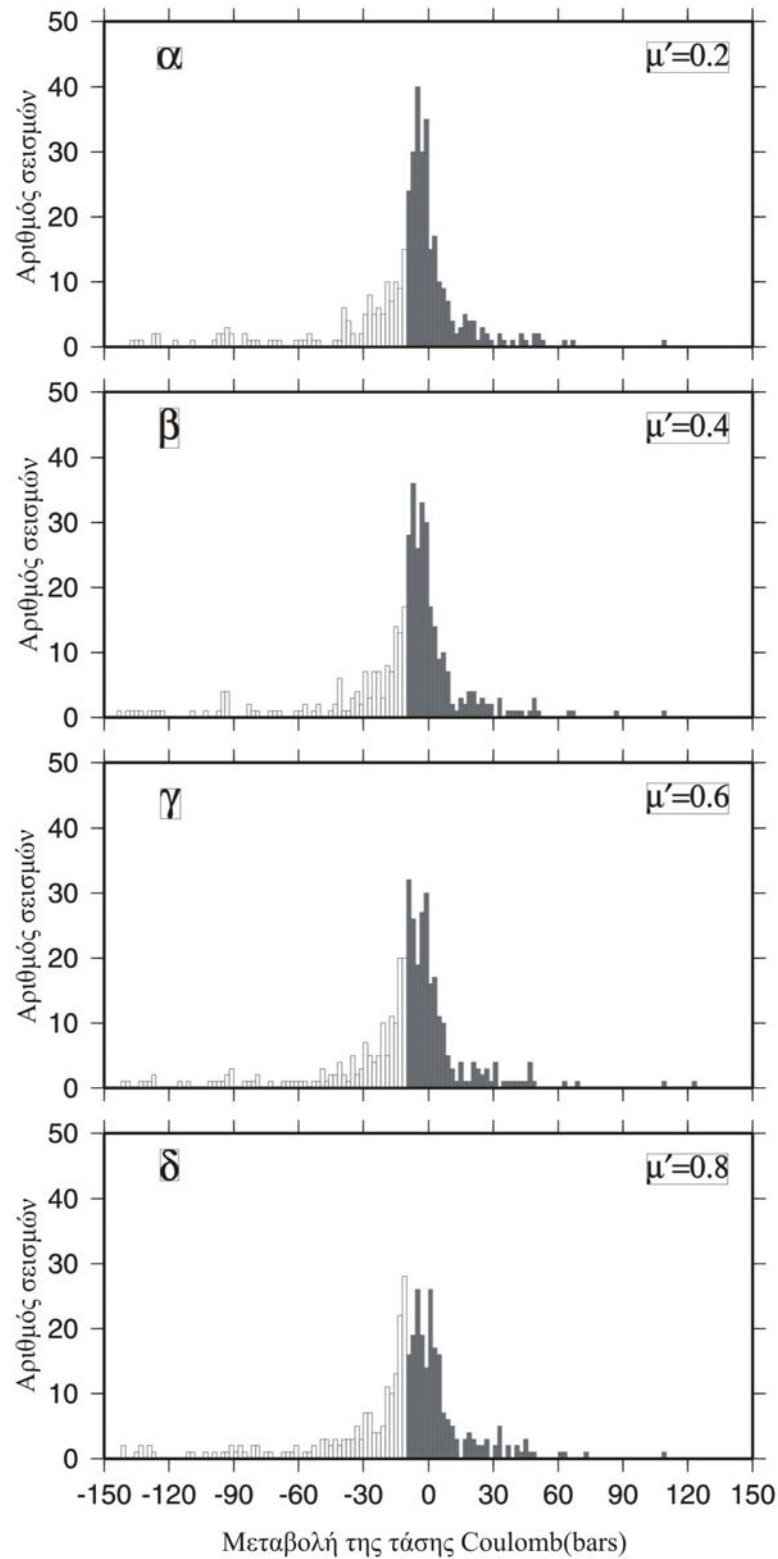
Με τον υπολογισμό των μεταβολών των στατικών τάσεων στη θέση της εστίας κάθε σεισμού, και την κατασκευή των αντίστοιχων ιστογραμμάτων (Σχ.3.3) μπορούμε να έχουμε μια ποσοτική εκτίμηση της κατανομής των εστιών σε περιοχές θετικών και αρνητικών τιμών των τάσεων Coulomb.

Με τη βοήθεια του σχήματος 3.1 ορίστηκε κρίσιμη τιμή της μεταβολής των τάσεων ίση με -10 αφού αυτή η τιμή αποτελεί το κατώτερο όριο έναρξης της γένεσης των μετασεισμών αυτών. Στηριζόμενοι στο προτεινόμενο μοντέλο κατανομής της ολίσθησης και στον κατάλογο των μετασεισμών που ανήκουν μόνο στη κύρια διάρρηξη καθώς και με τη βοήθεια ειδικών λογισμικών (Dis3dop, Cstress2) κατασκευάστηκαν ιστογράμματα (Σχ.3.3), αντίστοιχα για κάθε μία διαφορετική τιμή του φαινομένου συντελεστή τριβής. Με μαύρο χρώμα απεικονίζεται το πλήθος των σεισμών στα οποία έχουμε μεταβολή των τάσεων Coulomb μεγαλύτερη από -10 , ενώ με άσπρο χρώμα απεικονίζεται ο αριθμός σεισμών της ακολουθίας στους οποίους παρατηρήθηκε μεταβολή των τάσεων μικρότερη από -10 .

Με τη βοήθεια του σχήματος 3.2 καθώς και με τα αντίστοιχα ιστογράμματα για κάθε μία τιμή του φαινομένου συντελεστή τριβής οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι καλύτερα αποτελέσματα μπορούμε να έχουμε στηριζόμενοι σε μεγάλες τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής και πιο συγκεκριμένα για $\mu' = 0.8$.



Σχήμα 3.2. Μεταβολή των τάσεων *Coulomb* (bars) που προκλήθηκε λόγω της γένεσης του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης (1995) πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Απεικόνιση των περιοχών υψηλών τιμών τάσεων (κόκκινες) καθώς και των περιοχών χαμηλών τιμών των τάσεων (μπλε). Χαρτογράφηση των epicέντρων των μετασεισμών μόνο της κύριας διάρρηξης και απεικόνιση του κύριου σεισμού (κόκκινο αστέρι). Χρήση διαφορετικών τιμών του συντελεστή τριβής μ' α) $\mu'=0.2$, β) $\mu'=0.4$, γ) $\mu'=0.6$, δ) $\mu'=0.8$ (πάνω δεξιά).



Σχήμα 3.3. Απεικόνιση των ιστογραμμάτων των συνολικών τάσεων *Coulomb* για τις διάφορες τιμές του μ' α) $\mu'=0.2$, β) $\mu'=0.4$, γ) $\mu'=0.6$, δ) $\mu'=0.8$.

3.4 Μεταβολή των στατικών τάσεων (Coulomb) σε οριζόντια επιφάνεια

Η μέθοδος για τον υπολογισμό του μεγέθους των επιδράσεων πρόκλησης σεισμών, λόγω μεταβολών της στατικής τάσης στηρίζεται στην υπόθεση ότι οι σεισμοί μπορούν να χαρακτηριστούν ως εξαρμώσεις μέσα σε ένα ελαστικό ημιχώρο και ότι η επόμενη μεταβολή της στατικής τάσης λόγω της γένεσης ενός ισχυρού σεισμού μπορεί να οριστεί με βάση τη θεωρία της ελαστικότητας (Okada, 1992).

Σύμφωνα με το κριτήριο της διάρρηξης Coulomb, η διάρρηξη σε μία επιφάνεια πραγματοποιείται όταν

$$\tau - \mu\sigma \geq C \quad (3.4)$$

όπου τ είναι η διατμητική τάση (θετική στη διεύθυνση της γωνίας ολίσθησης), μ είναι ο συντελεστής τριβής, σ είναι η κάθετη τάση (θετική στη συμπίεση), και C είναι η συνοχή.

Η διάρρηξη πραγματοποιείται όταν ο συνδυασμός επίδρασης των κάθετων και των διατμητικών τάσεων ξεπερνούν τη συνοχή. Το πόσο πλησιάζει η διάρρηξη καθορίζεται από την τιμή μεταβολής των τάσεων (ΔCFF), (Harris, 1998). Επίσης, μπορούμε να υπολογίσουμε τη μεταβολή τάσεων στη γειτονική περιοχή της διάρρηξης. Η μεταβολή των τάσεων Coulomb (ΔCFS) μπορεί να οριστεί ως εξής (Reasenber and Simpson, 1992)

$$\Delta CFS = \Delta \tau_s - \mu' \Delta \sigma \quad (3.5)$$

όπου $\Delta \tau_s$ είναι η μεταβολή της διατμητικής τάσης στη διεύθυνση της ολίσθησης, μ' , ο φαινόμενος συντελεστής τριβής (Simpson and Reasenber, 1994, Harris, 1998), και $\Delta \sigma$ είναι η μεταβολή που υφίστανται οι κάθετες τάσεις.

Η χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών δεν παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές κατά τη διάρκεια της ακολουθίας, εκτός από τις περιπτώσεις που παρατηρείται κάποια μετανάστευση (πχ. Borah Peak). Γενικά θεωρείται ότι η γένεση μετασεισμών είναι διαδικασία ανακούφισης των συγκεντρώσεων της τάσης που έχουν

προκληθεί από τον κύριο σεισμό. Για να εξηγηθεί η καθυστέρηση της γένεσης των μετασεισμών καθώς επίσης και η ελάττωση της συχνότητας γένεσής τους, πρέπει να θεωρηθεί ότι η αντοχή του υλικού είναι χρονικά εξαρτημένη. Εάν ληφθεί υπόψη η παρατήρηση ότι η αντοχή των πετρωμάτων αυξάνεται με το ρυθμό παραμόρφωσης, τότε φαίνεται ότι η δυναμική φόρτιση που παράγεται κατά την κύρια διάρρηξη θα προκαλέσει σε μερικά τμήματα του ρήγματος τοπική φόρτιση και τάσεις πολύ μεγαλύτερες από την αντοχή που αυτά έχουν σε περιόδους ησυχίας. Αυτά τα τμήματα θα υποχωρήσουν (μετασεισμοί) λόγω στατικής κόπωσης αργότερα σε χρόνο που καθορίζεται από το επίπεδο των τάσεων που έχουν προκληθεί. Μια άλλη εξήγηση που έχει προταθεί για τη γένεση των μετασεισμών βασίζεται στη μεταβολή της πίεσης των πόρων.

Κατά τη διάρκεια μεταβολής των τάσεων Coulomb η επίδραση των κάθετων τάσεων έχουν σαν αποτέλεσμα να εισάγουν τη μεταβολή της πίεσης πόρων. Αυτή η μεταβολή της πίεσης πόρων μπορεί ξαφνικά να ελαττωθεί με τέτοιο ρυθμό ο οποίος καθορίζεται από τη κατάσταση διάχυσης του συστήματος. Έτσι η φόρτιση και η αποφόρτιση των ρηγμάτων αυξάνονται με το πέρασμα του χρόνου. Με άλλα λόγια η παράμετρος μ' αυξάνεται και στις δύο περιπτώσεις με το πέρασμα του χρόνου. Δηλαδή, στη περίπτωση του η πιθανότητα πρόκλησης ενός σεισμού μειώνεται με το χρόνο το αντίθετο συμβαίνει στην αντίθετη περίπτωση. Γενικά ο χρόνος αποφόρτισης είναι πιο γρήγορος από το νόμο του Omori για μικρές χρονικές διάρκειες (<200 ημέρες) και πιο αργή από τον ίδιο νόμο του Omori για μεγάλες χρονικές περιόδους. Η γρήγορη εξασθένηση σε μικρούς χρόνους καθορίζεται ουσιαστικά από εκείνους τους σεισμούς για τους οποίους η μεταβολή των συνολικών τάσεων (ΔCFF) είναι αρχικά σύμφωνη με τη μεταβολή των διατμητικών τάσεων ($\Delta \tau$). Αντίθετα η αργή εξασθένηση σε μεγάλους χρόνους καθορίζεται από τους σεισμούς εκείνους που η μεταβολή των κάθετων τάσεων ($\Delta \sigma_n$) αποτελεί τον κύριο συντελεστή. Στην περίπτωση αποφόρτισης ενός ρήγματος η πιθανότητα πρόκλησης σεισμών αυξάνεται με το χρόνο.

Διάφορα δείγματα μεταβολών στατικών τάσεων στα οποία χρησιμοποιήθηκε η υπόθεση της διάρρηξης Coulomb (Jaeger and Cook, 1969) φαίνεται ότι σχετίζονται καλά με τη χωρική κατανομή των μετασεισμών μετά τη γένεση κάποιου ισχυρού κύριου σεισμού. Το πλήθος των μετασεισμών είναι μεγαλύτερο σε περιοχές με θετικές

μεταβολές τάσεων από ότι σε περιοχές με αρνητικές μεταβολές τάσεων. Η ίδια εικόνα παρατηρείται για το ρυθμό γένεσης σεισμών ο οποίος αυξάνεται σε περιοχές υψηλών τιμών στατικών τάσεων ενώ το αντίθετο παρατηρείται σε περιοχές χαμηλών τιμών στατικών τάσεων (Reasenbergs and Simpson, 1992, 1997, Toda et al., 1998).

Στηριζόμενοι σε αυτά έγινε προσπάθεια ερμηνείας των υπολογιζόμενων συνολικών τάσεων Coulomb στην περιοχή της Κοζάνης. Με σκοπό να μελετηθεί με ακρίβεια ο τρόπος μεταβολής του πεδίου των τάσεων έγιναν υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων πάνω σε οριζόντια επίπεδα σε διαφορετικά βάθη (Σχ.3.4). Ο υπολογισμός των μεταβολών των τάσεων βασίστηκε στο προτεινόμενο μοντέλο ολίσθησης. Συγκεκριμένα στο σχήμα 3.4α.α έχουν χαρτογραφηθεί οι υπολογιζόμενες μεταβολές των τάσεων στο βάθος των 4.5km. Αυτό που παρατηρούμε είναι ότι από τη χαρτογράφηση του ρήγματος της Κοζάνης με διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ τα άκρα του τοποθετούνται μέσα σε περιοχές υψηλών τιμών μεταβολών των τάσεων. Επίσης, μια μικρή περιοχή στο εσωτερικό του ρήγματος βρίσκεται μέσα στο φορτισμένο πεδίο των τάσεων. Από τη χαρτογράφηση των epicέντρων των μετασεισμών που έγιναν σε βάθη από τα 3.5km έως τα 5.5km διαπιστώνουμε ότι τοποθετούνται σε εκείνη τη περιοχή στην οποία πραγματοποιήθηκε φόρτιση των τάσεων μετά τη γένεση του ισχυρού σεισμού.

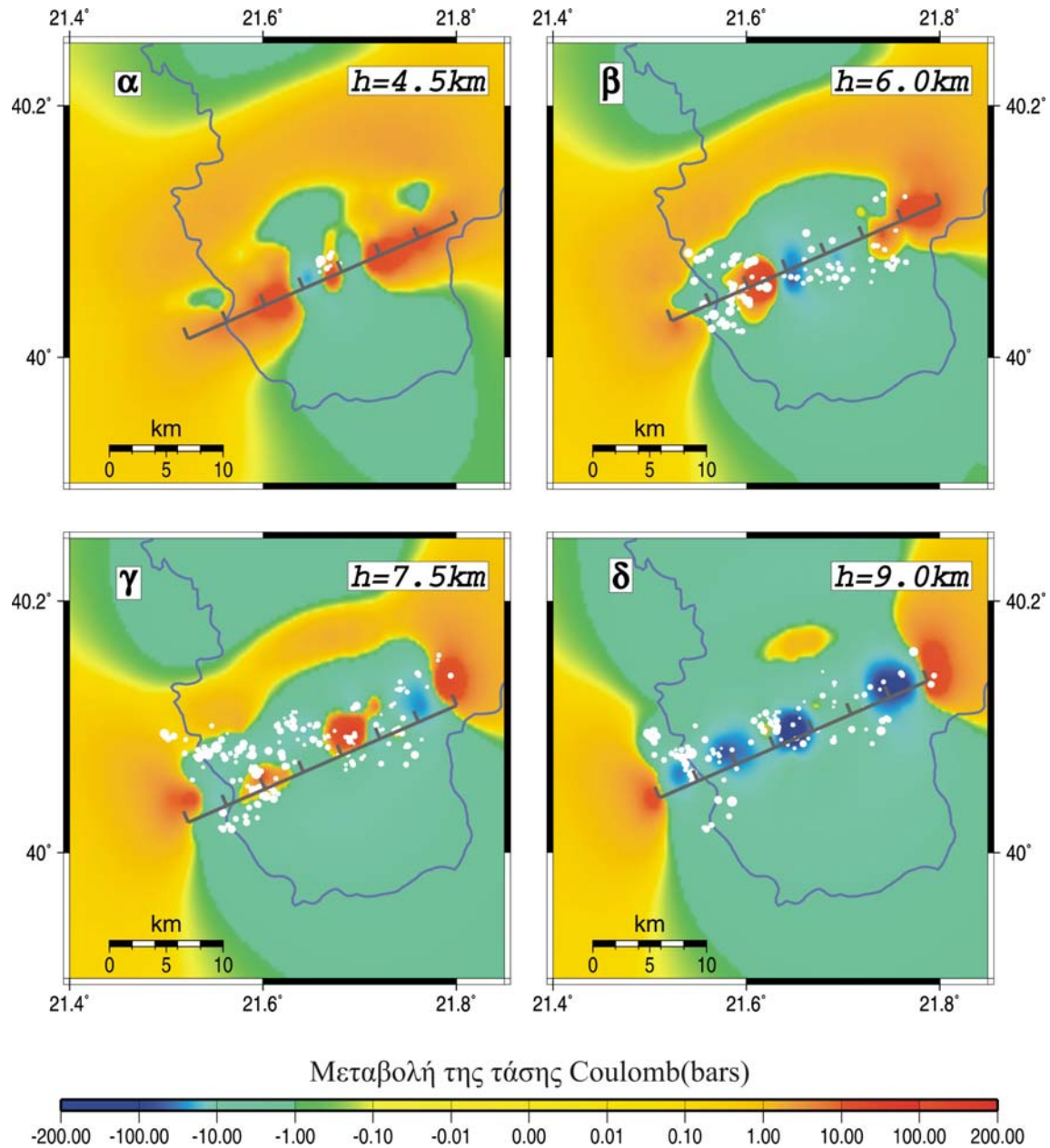
Στα επόμενα σχήματα 3.4α.β και 3.2α.γ παρατηρούμε κάτι ανάλογο. Συγκεκριμένα, στο σχήμα 3.4α.β απεικονίζονται οι μεταβολές των συνολικών τάσεων σε βάθος 6km. Επίσης, χαρτογραφούνται τα epicέντρα των μετασεισμών εκείνων που έγιναν σε μια ζώνη εύρους βαθών από τα 5 km μέχρι τα 7 km. Στα άκρα του ρήγματος που βρίσκονται στις περιοχές όπου έχουμε αύξηση των τάσεων (κόκκινες περιοχές) η σεισμικότητα φαίνεται αυξημένη. Το ίδιο συμβαίνει και με το τμήμα του ρήγματος που βρίσκεται στα νοτιοδυτικά όπου η αύξηση των τάσεων είναι θετική.

Μια άλλη πληροφορία που αντλούμε από αυτό το σχήμα είναι ότι και στις περιοχές όπου η γένεση του ισχυρού σεισμού είχε ως αποτέλεσμα την εκτόνωση των τάσεων (μπλε περιοχές) σημειώνεται κάποιος αριθμός μετασεισμών. Είναι φυσικό ότι το ρήγμα της Κοζάνης όπως και κάθε ρήγμα μπορεί στα διάφορα μοντέλα να θεωρείται ότι είναι επίπεδο, έτσι ώστε να μπορούμε να έχουμε ευκολότερη και λιγότερο πολύπλοκη επεξεργασία των δεδομένων, όμως στην πραγματικότητα η κύρια

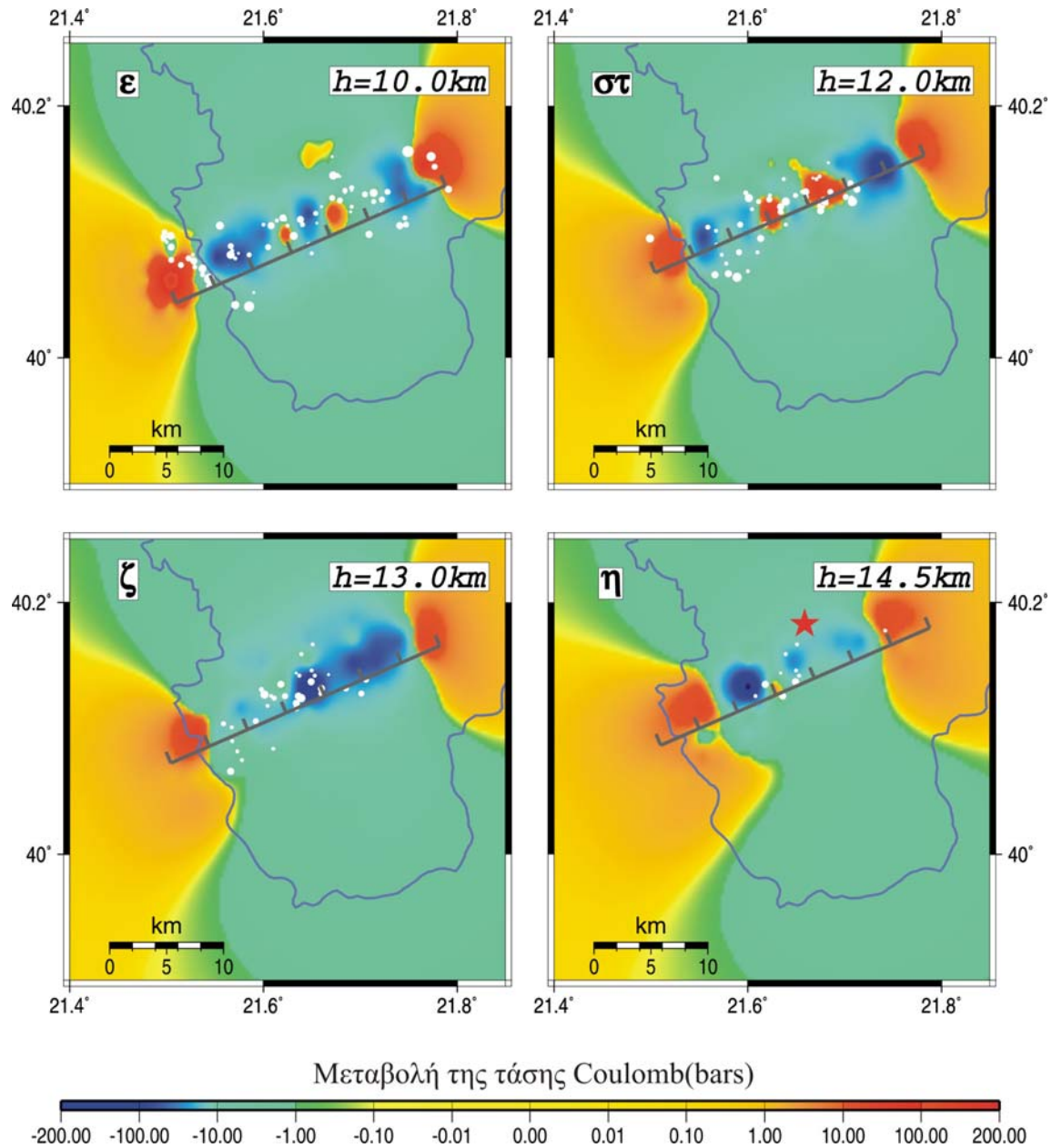
διάρρηξη αποτελεί μια ευρεία ζώνη. Οι μετασεισμοί που ορίζουμε ότι ανήκουν πάνω στη κύρια διάρρηξη ουσιαστικά κατανέμονται μέσα σε μια ζώνη παράλληλη με την κύρια διάρρηξη πάχους ορισμένων χιλιομέτρων. Για αυτό το λόγο δε μπορεί να μην τοποθετούνται καθόλου μετασεισμοί στις περιοχές πτώσης των τάσεων.

Συγκρίνοντας τώρα τα δύο σχήματα 3.4α.β και 3.4α.γ αυτό που διαπιστώνεται είναι ότι η περιοχή αύξησης των τάσεων που βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο του ρήγματος σε μεγαλύτερο βάθος (7.5km) αποκτά μικρότερες διαστάσεις ενώ βορειοανατολικά αυτής είναι εμφανής και άλλη μία περιοχή φόρτισης των τάσεων.

Καθώς το βάθος υπολογισμού των συνολικών τάσεων αυξάνει και κυρίως μετά 12km, σχεδόν σε όλο το μήκος του ρήγματος σημειώνεται πτώση των τάσεων ενώ φόρτιση παρατηρείται μόνο στα δύο άκρα αυτού. Αυτό είναι λογικό αφού σε μεγαλύτερα βάθη, πλησιάζοντας το κύριο σεισμό η περιοχή αποφορτίστηκε σημειώνοντας εκεί τη μεγαλύτερη τιμή της ολίσθησης.



Σχήμα 3.4α. Μεταβολή των συνολικών τάσεων *Coulomb* (bars) που προκλήθηκε λόγω της γένεσης του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης το 1995 σε διαφορετικά βάθη με μικρότερη τιμή τα 4.5km (πάνω δεξιά). Απεικόνιση των περιοχών υψηλών τιμών τάσεων (κόκκινες) καθώς και των περιοχών χαμηλών τιμών των τάσεων (μπλε). Χαρτογράφηση των epicέντρων των μετασεισμών που βρίσκονται σε βάθη εύρους $\pm 1\text{ km}$ από το αντίστοιχο βάθος υπολογισμού των τάσεων *Coulomb*.



Σχήμα 3.4β. Μεταβολή των συνολικών τάσεων Coulomb (bars) που προκλήθηκε λόγω της γένεσης του ισχυρού σεισμού της Κοζάνης το 1995 σε διαφορετικά βάθη με μικρότερη τιμή τα 10km (πάνω δεξιά). Απεικόνιση των περιοχών υψηλών τιμών τάσεων (κόκκινες) καθώς και των περιοχών χαμηλών τιμών των τάσεων (μπλε). Χαρτογράφηση των epicέντρων των μετασεισμών που βρίσκονται σε βάθη εύρους $\pm 1\text{km}$ από το αντίστοιχο βάθος υπολογισμού των τάσεων Coulomb και του κύριου σεισμού (κόκκινο αστέρι).

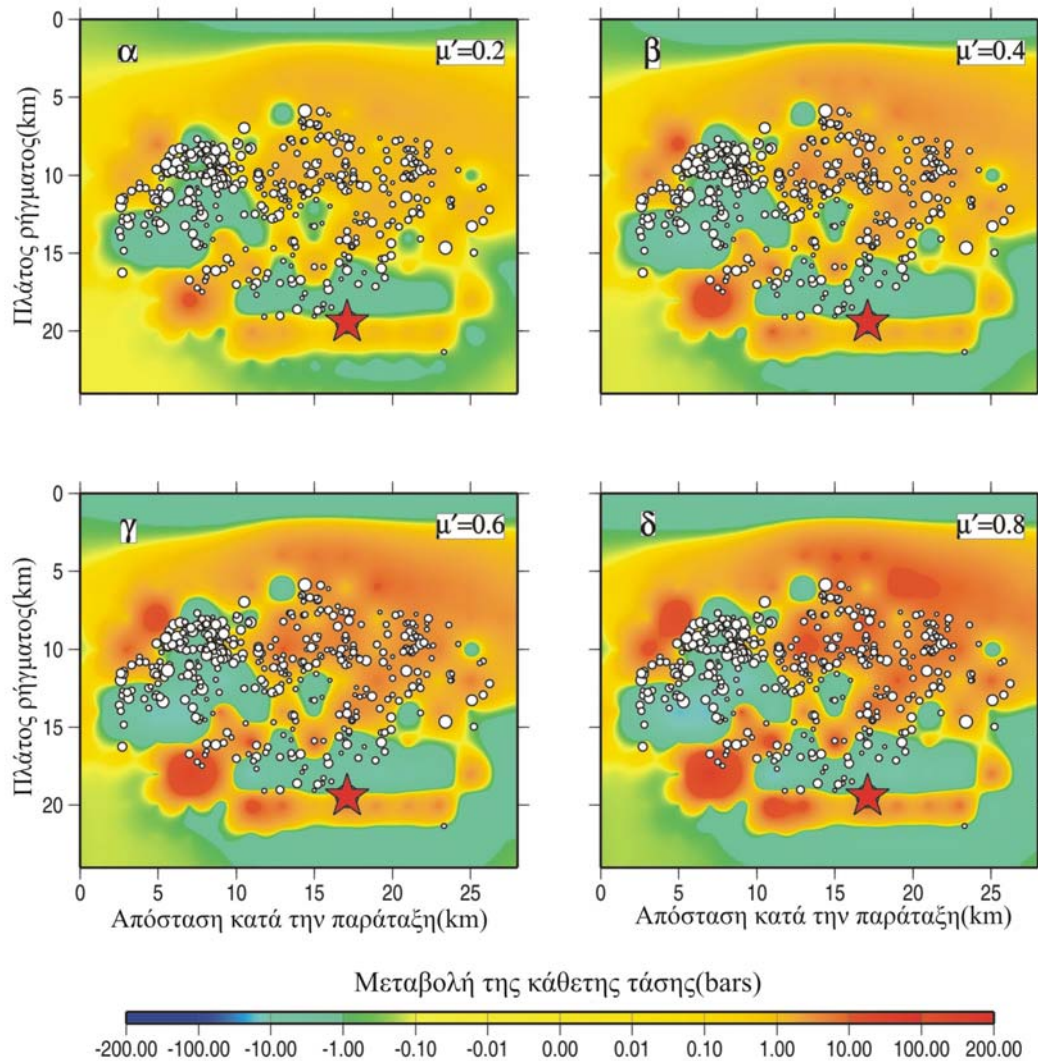
3.5 Μεταβολή των κάθετων και διατμητικών τάσεων Coulomb στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης

Με σκοπό να μελετηθεί ο βαθμός συμβολής των κάθετων και των διατμητικών τάσεων στη μεταβολή του πεδίου των συνολικών τάσεων υπολογίστηκαν ξεχωριστά οι μεταβολές αυτών. Συγκεκριμένα, στο σχήμα 3.5 απεικονίζονται οι μεταβολές των κάθετων τάσεων Coulomb πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης για διαφορετικές τιμές του συντελεστή μ' ($\mu'=0.2$, $\mu'=0.4$, $\mu'=0.6$ και $\mu'=0.8$). Αυτό που ουσιαστικά παρατηρείται είναι ότι στις μεγαλύτερες τιμές του συντελεστή σημειώνονται οι μεγαλύτερες τιμές μεταβολών των κάθετων τάσεων (κόκκινες περιοχές). Συγκεκριμένα, παρατηρώντας το τμήμα της κύριας διάρρηξης που βρίσκεται αριστερά του κύριου σεισμού και εκτείνεται από τα 15km μέχρι τα 20km του πλάτους του ρήγματος και από τα 5km έως τα 10km του μήκους της παράταξης της κύριας διάρρηξης διαπιστώνουμε ότι όταν η τιμή του συντελεστή είναι 0.2 οι τιμές των μεταβολών των κάθετων τάσεων εκεί κυμαίνονται μεταξύ 1bar και 5bars. Γενικότερα, και στην υπόλοιπη επιφάνεια της διάρρηξης όπως φαίνεται καθαρά και από το συγκεκριμένο σχήμα οι τιμές των θετικών μεταβολών των τάσεων δεν ξεπερνούν τα 5bars (πορτοκαλί περιοχές). Αντίστοιχα και στις περιοχές αρνητικών μεταβολών οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ -10bars και -2bars.

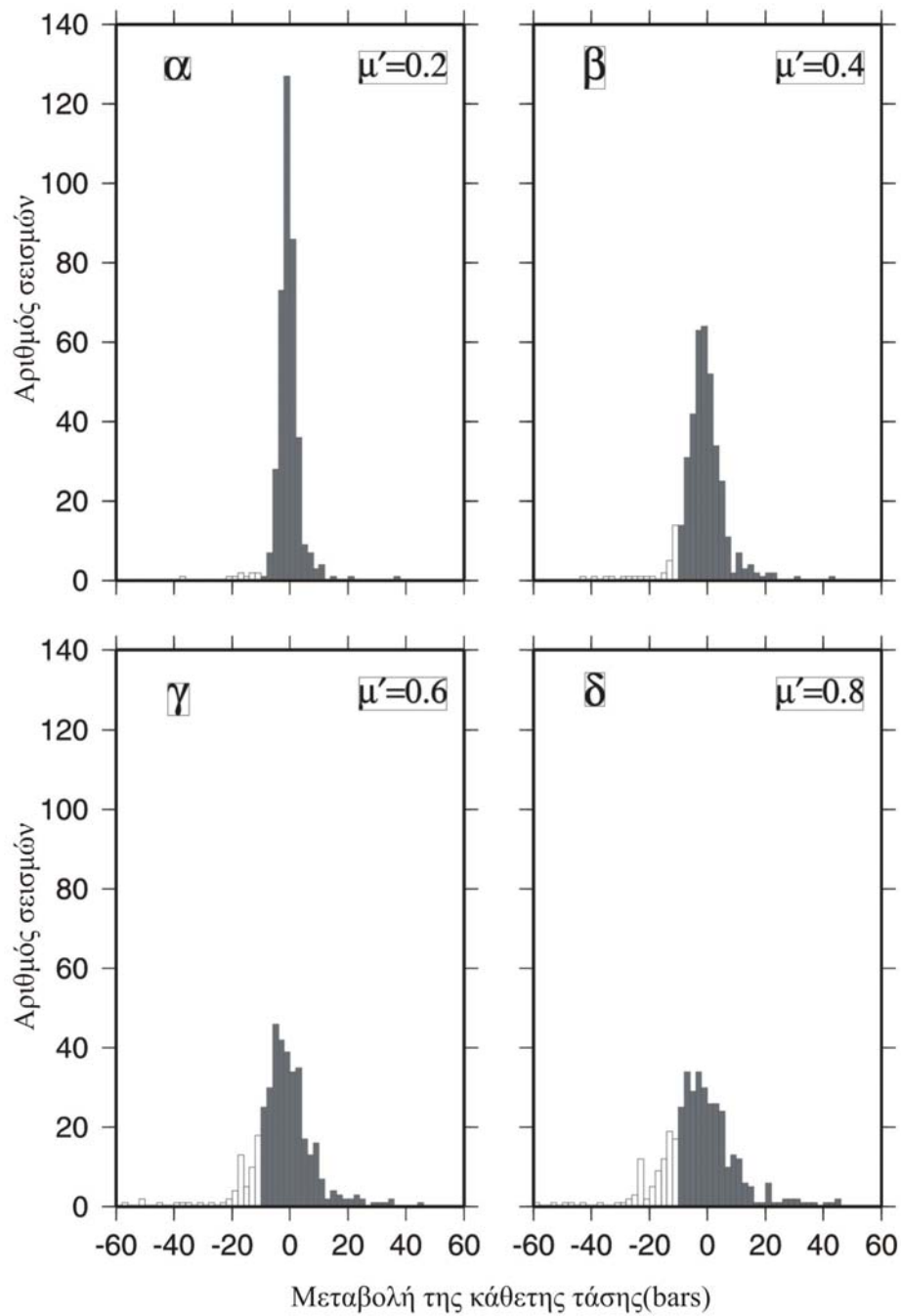
Όσο βέβαια η τιμή του συντελεστή αυξάνεται αυξάνονται αντίστοιχα και οι ακραίες τιμές των θετικών και αρνητικών τιμών των μεταβολών των κάθετων τάσεων. Δηλαδή, όταν οι τιμές του συντελεστή είναι 0.8 παρατηρούμε ότι οι περιοχές θετικών μεταβολών απεικονίζονται με πιο έντονο κόκκινο χρώμα που σημαίνει ότι εκεί οι τιμές των μεταβολών είναι περίπου 50bars και αντίστοιχα στα τμήματα αρνητικών μεταβολών των τάσεων το μπλε χρώμα είναι πιο έντονο που σημαίνει ότι σημειώθηκε μεγαλύτερη αρνητική αύξηση των τάσεων.

Στο σχήμα 3.6 που ακολουθεί απεικονίζονται τα ιστογράμματα των κάθετων τάσεων Coulomb για τις διάφορες τιμές του συντελεστή μ' α) $\mu'=0.2$, β) $\mu'=0.4$, γ) $\mu'=0.6$, δ) $\mu'=0.8$. Στο μαύρο χρώμα αντιστοιχούν οι θετικές τιμές των μεταβολών των τάσεων ενώ στο άσπρο αντιστοιχούν οι αρνητικές τιμές μεταβολών των κάθετων τάσεων Coulomb αφού ορίστηκε κρίσιμη τιμή της μεταβολής των τάσεων η τιμή -10.

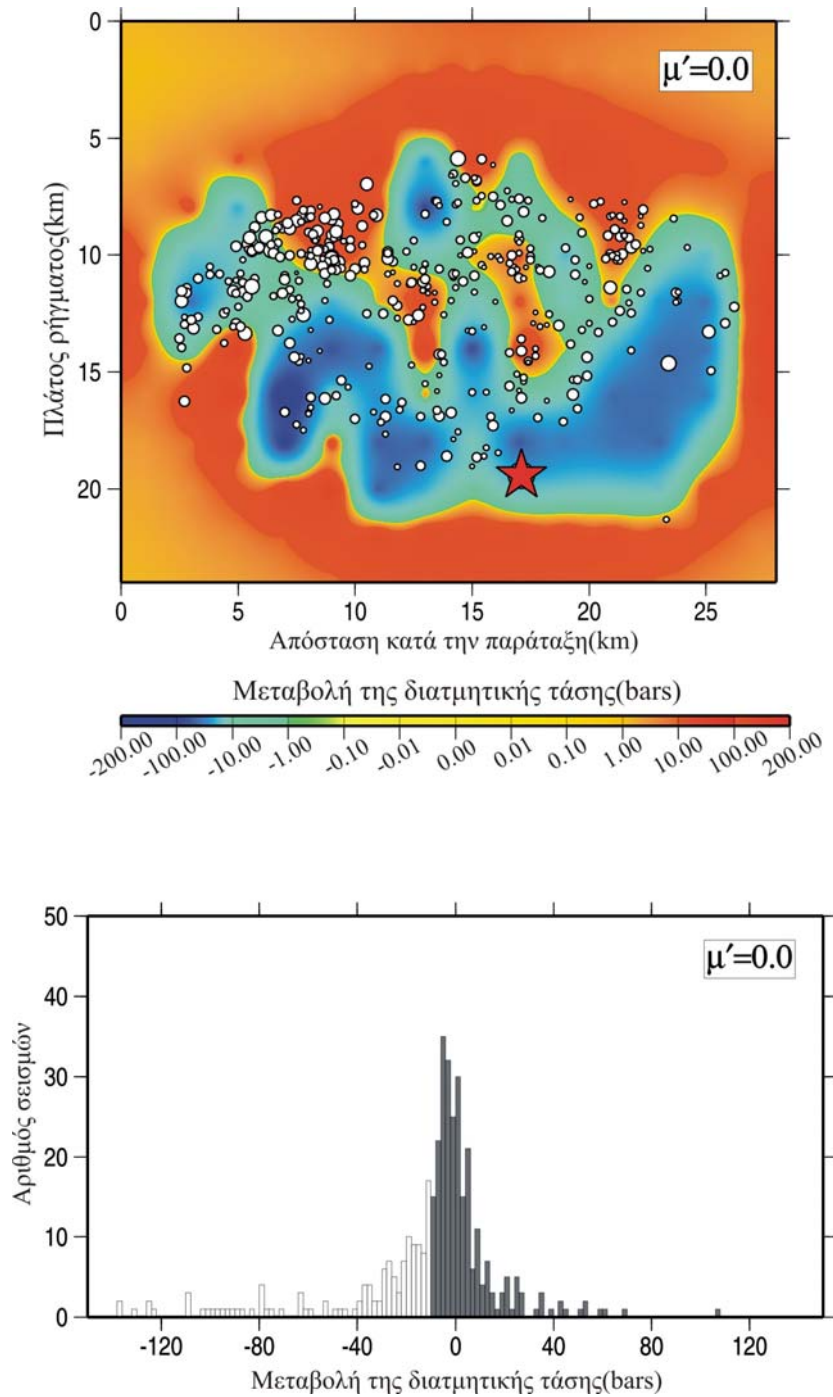
Αντίστοιχα για τον υπολογισμό των διατμητικών τάσεων ο φαινόμενος συντελεστής τριβής ισούται με μηδέν. Και αυτό γιατί μηδενίζοντας το συντελεστή μηδενίζεται όλος ο δεύτερος όρος της σχέσης υπολογισμού των μεταβολών των τάσεων Coulomb και επομένως η μεταβολή των τάσεων ΔCFS ισούται με τη μεταβολή μόνο των διατμητικών $\Delta \tau_s$.



Σχήμα 3.5. Κατανομή των μεταβολών των κάθετων τάσεων Coulomb στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης για διάφορες τιμές του μ' α) $\mu'=0.2$, β) $\mu'=0.4$, γ) $\mu'=0.6$, δ) $\mu'=0.8$ και χαρτογράφηση των μετασεισμών. Απεικόνιση των περιοχών υψηλών τιμών τάσεων (κόκκινες) καθώς και των περιοχών χαμηλών τιμών των τάσεων (μπλε). Με κόκκινο αστέρι συμβολίζεται ο κύριος σεισμός.



Σχήμα 3.6. Απεικόνιση των ιστογραμμάτων των κάθετων τάσεων *Coulomb* για τις διάφορες τιμές του συντελεστή μ' α) $\mu'=0.2$, β) $\mu'=0.4$, γ) $\mu'=0.6$, δ) $\mu'=0.8$.



Σχήμα 3.7. Κατανομή των μεταβολών των διατμητικών τάσεων *Coulomb* στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης του σεισμού της Κοζάνης και του αντίστοιχου ιστογράμματος. Απεικόνιση των περιοχών θετικών μεταβολών των τάσεων (κόκκινες περιοχές) και των περιοχών αρνητικών μεταβολών των τάσεων (μπλε). Ιστόγραμμα της διατμητικής τάσης *Coulomb*.

Εάν συγκρίνουμε τις μεταβολές των συνολικών τάσεων με τις κάθετες και διατμητικές τάσεις Coulomb (Σχ.3.4α, Σχ.3.4β, Σχ.3.5, Σχ.3.7) διαπιστώνουμε ότι οι μεταβολές των συνολικών τάσεων παρουσιάζουν μεγάλη ομοιότητα με εκείνες των διατμητικών. Από αυτό μπορούμε να οδηγηθούμε στο συμπέρασμα ότι οι διατμητικές τάσεις έχουν τη μεγαλύτερη συμβολή στη μεταβολή του πεδίου των τάσεων της ευρύτερης περιοχής.

Αφού υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες μεταβολές των τάσεων ακολούθησε υπολογισμός των ποσοστών των σεισμών που έγιναν σε περιοχές όπου η μεταβολή των τάσεων ήταν μεγαλύτερη από -10 bars. Στον πίνακα 3.1 αναγράφονται οι τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής μ' και τα αντίστοιχα ποσοστά.

Πίνακας 3.1. Αναγράφονται οι τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής μ' και τα αντίστοιχα ποσοστά των σεισμών που έχουν γίνει σε περιοχές με $\Delta CFF > -10$ bars.

Συνολικές τάσεις				
μ'	0.2	0.4	0.6	0.8
%	66.75	63.95	59.89	53.80
Κάθετες τάσεις				
μ'	0.2	0.4	0.6	0.8
%	97.96	8.121	84.01	76.39

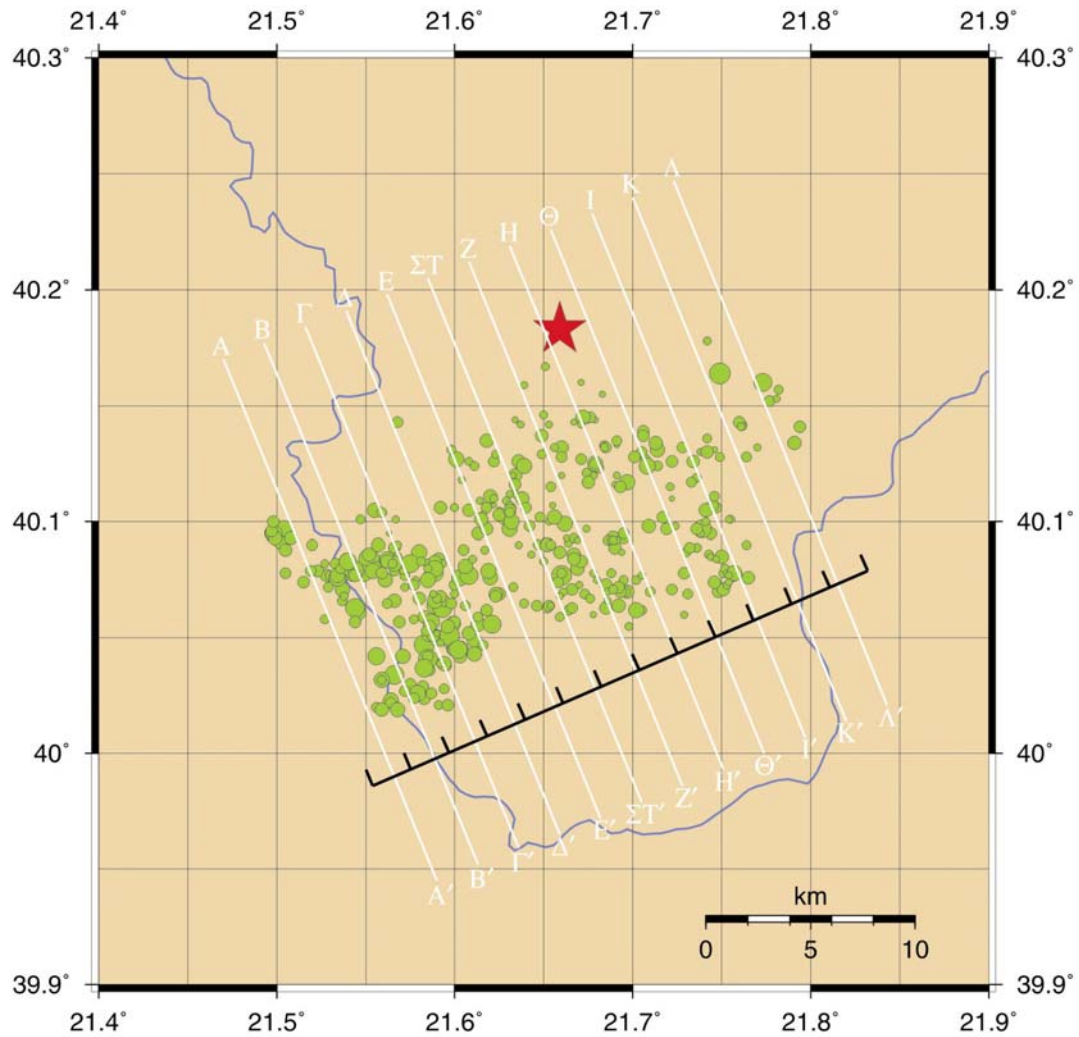
3.6 Μεταβολές των τάσεων Coulomb σε κατακόρυφες τομές κάθετα στην παράταξη της κύριας διάρρηξης

Για να κατανοηθεί καλύτερα ο τρόπος μεταβολής του πεδίου των τάσεων στη περιοχή γένεσης του κύριου σεισμού της Κοζάνης, υπολογίστηκαν οι μεταβολές αυτών σε κατακόρυφες τομές, κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης.

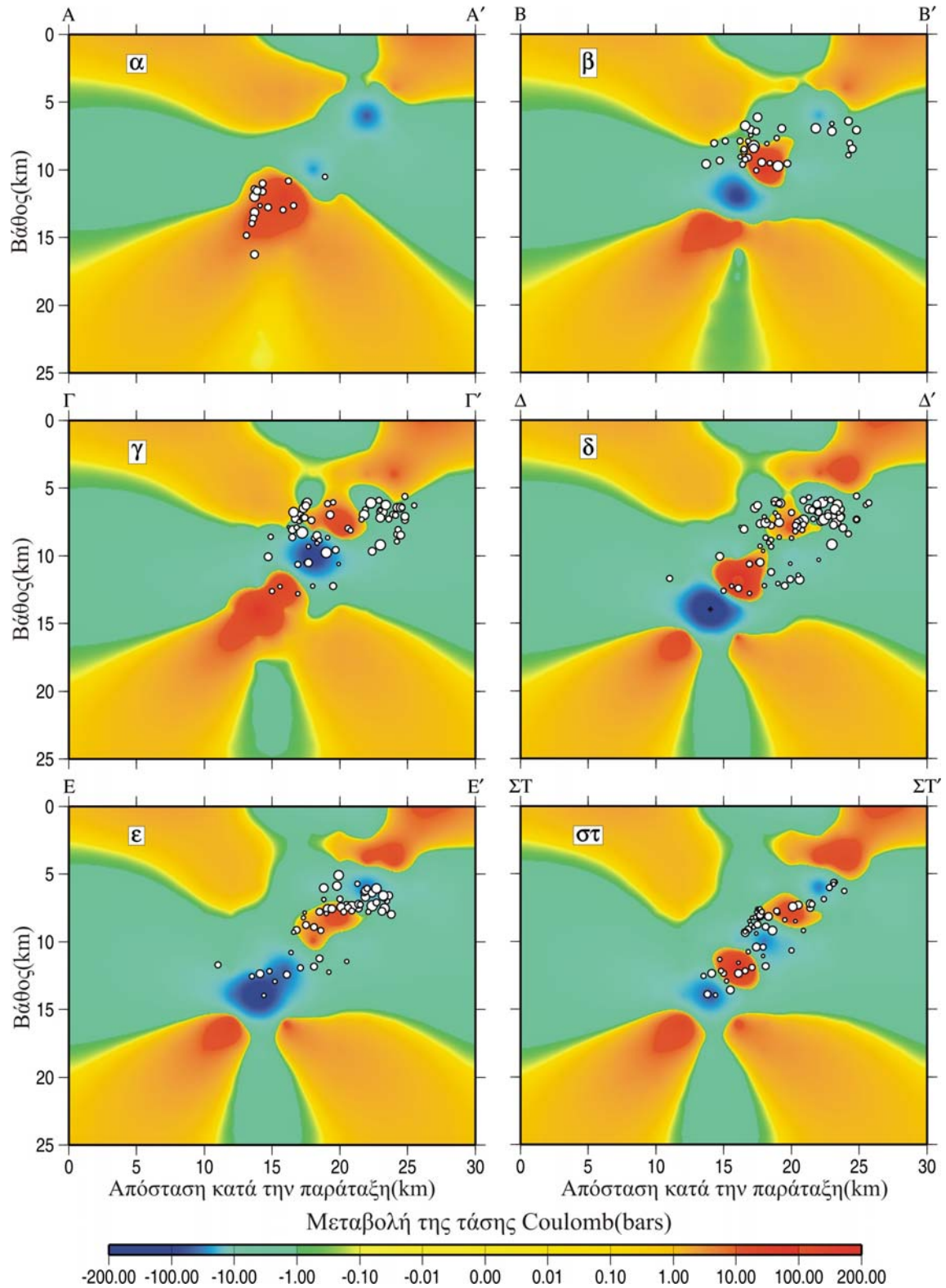
Στο σχήμα 3.8 χαρτογραφούνται τα επίκεντρα εκείνων των μετασεισμών που ανήκουν στο επίπεδο της κύριας διάρρηξης. Από το συγκεκριμένο χάρτη διαπιστώνουμε ότι το νοτιοδυτικό άκρο αυτής της σεισμικής ζώνης το πλήθος των σεισμών είναι αυξημένο σε σχέση με το βορειοανατολικό άκρο της. Επίσης, ο τρόπος

χαρτογράφησης αυτών των επικέντρων (μέγεθος κύκλων ανάλογο του μεγέθους των σεισμών) μας βοηθά να διαπιστώσουμε ότι στο νοτιοδυτικό άκρο της κύριας διάρρηξης σημειώνονται αρκετοί σεισμοί μεγάλου μεγέθους. Οι άσπρες γραμμές παριστάνουν τις κατακόρυφες τομές πάνω στις οποίες υπολογίζονται οι μεταβολές των στατικών τάσεων. Η απόσταση της κάθε τομής από την αμέσως προηγούμενη είναι 2km, δηλαδή αρκετά κοντά η μία με την άλλη ώστε να αποκτήσουμε μια αρκετά καλή εικόνα του τρόπου μεταβολής των τάσεων μετά τη γένεση του κύριου σεισμού.

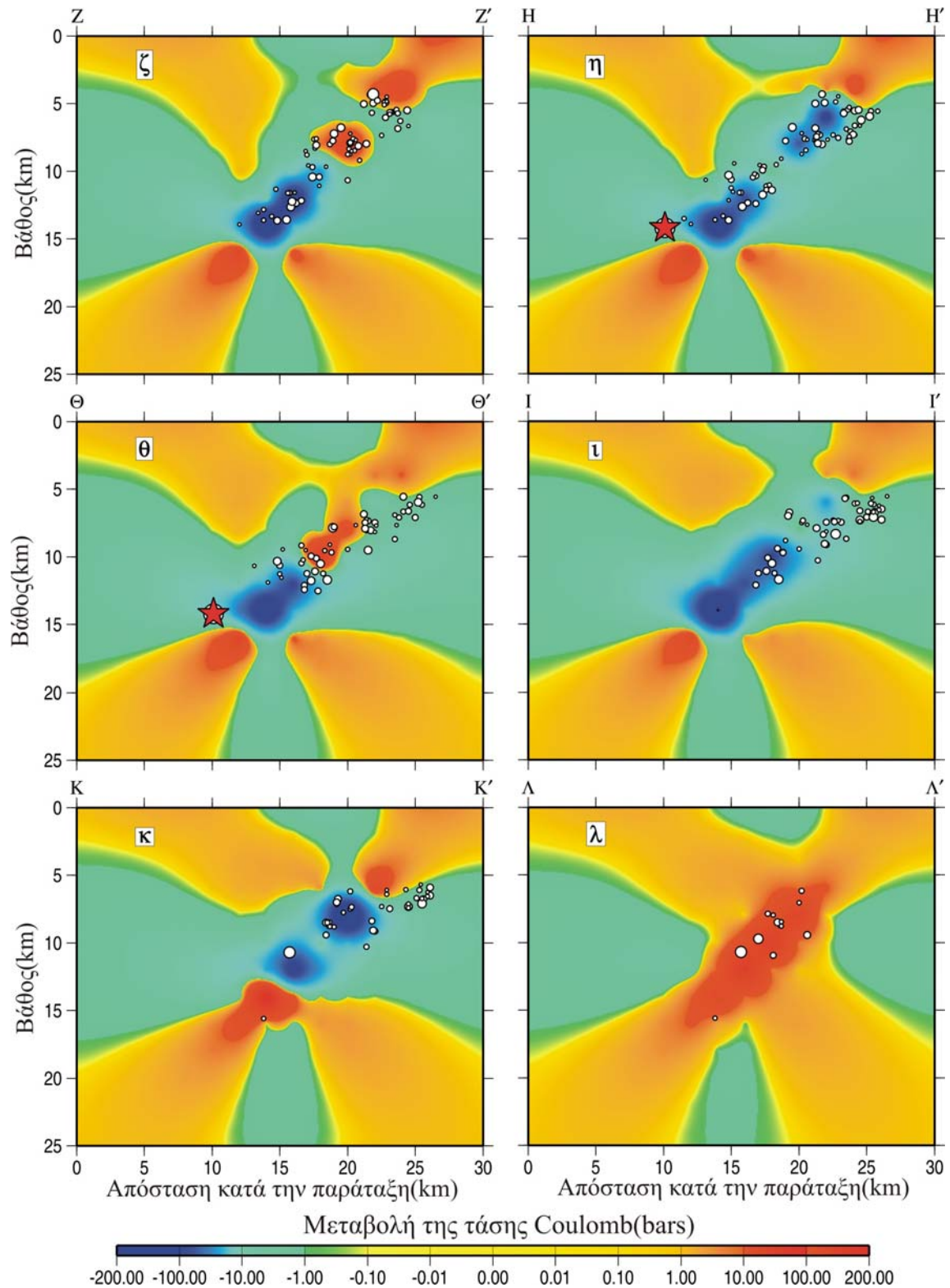
Στο σχήμα 3.9α και 3.9β απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb στις ήδη καθορισμένες τομές. Επίσης, χαρτογραφούνται οι μετασεισμοί εκείνοι που βρίσκονται σε απόσταση μέχρι 1km από την αντίστοιχη τομή. Η τιμή του φαινομένου συντελεστή τριβής μ' για αυτούς τους υπολογισμούς έχει ληφθεί ίση με 0.4. Στις περισσότερες τομές, στις περιοχές θετικών μεταβολών των τάσεων (κόκκινες) το πλήθος των σεισμών είναι σχετικά μεγάλο. Όμως, παρατηρείται και ένας αριθμός σεισμών να τοποθετείται στις περιοχές όπου πραγματοποιήθηκε πτώση των τάσεων (μπλε) (Das and Scholz, 1981). Ο κύριος σεισμός επειδή προκάλεσε τη μεγαλύτερη ολίσθηση στην πολύ κοντινή του περιοχή τοποθετείται μέσα στην περιοχή με τις μεγαλύτερες πτώσης της τάσης όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.13α.η και 3.13α.θ (Scholz, 1990).



Σχήμα 3.8. Χαρτογράφηση των μετασεισμών που ανήκουν μόνο πάνω στη κύρια διάρρηξη και των τομών κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης.



Σχήμα 3.9α. Μεταβολή των συνολικών τάσεων στις τομές του σχήματος 3.9 (κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης).



Σχήμα 3.9β. Μεταβολή των συνολικών τάσεων στις τομές του σχήματος 3.9 (κάθετα στη παράταξη της κύριας διάρρηξης).

3.7 Μεταβολή των στατικών τάσεων και πρόκληση σεισμικότητας σε γειτονικά ρήγματα

Ένα άλλο ζήτημα το οποίο γενικά απασχολεί μετά τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού είναι η πρόκληση σεισμών σε γειτονικά ρήγματα. Γενικά η γένεση κύριου σεισμού έχει ως αποτέλεσμα να μεταβάλει το πεδίο των τάσεων στη γύρω περιοχή με αποτέλεσμα να ενεργοποιηθούν γειτονικές δομές (Scholz, 1990). Με βάση αυτό έγινε προσπάθεια μελέτης του βαθμού συμβολής της γένεσης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (1995) στην πρόκληση της σεισμικότητας στα γειτονικά ρήγματα.

Το πεδίο των τάσεων και η μεταβολή αυτού με το χρόνο αποτελούν δύο από τις πιο βασικές παραμέτρους καθορισμού του τρόπου διάρρηξης. Οι σεισμοί σε μια ακολουθία δεν είναι μεταξύ τους ανεξάρτητοι, αλλά επηρεάζονται από την τεκτονική φόρτιση και τη μεταβολή των τάσεων λόγω γένεσης προηγούμενων ισχυρών σεισμών (Scholz, 1990). Για παράδειγμα, οι μεταβολές των τάσεων μετά τη γένεση του σεισμού της Loma Prieta (1989) σχετίζονται με τους ρυθμούς γένεσης μικρότερων σεισμών στα ρήγματα της κεντρικής Καλιφόρνιας (Reasenbergs and Simpson, 1992, Simpson and Reasenbergs, 1994). Ομοίως, μέσου μεγέθους μέχρι και ισχυροί σεισμοί που συνέβησαν στη κεντρική και βόρεια Καλιφόρνια πιστεύεται ότι έγιναν μετά την επανάκτηση υψηλών τιμών των τάσεων οι οποίες είχαν μειωθεί λόγω γένεσης προηγούμενων ισχυρών σεισμών.

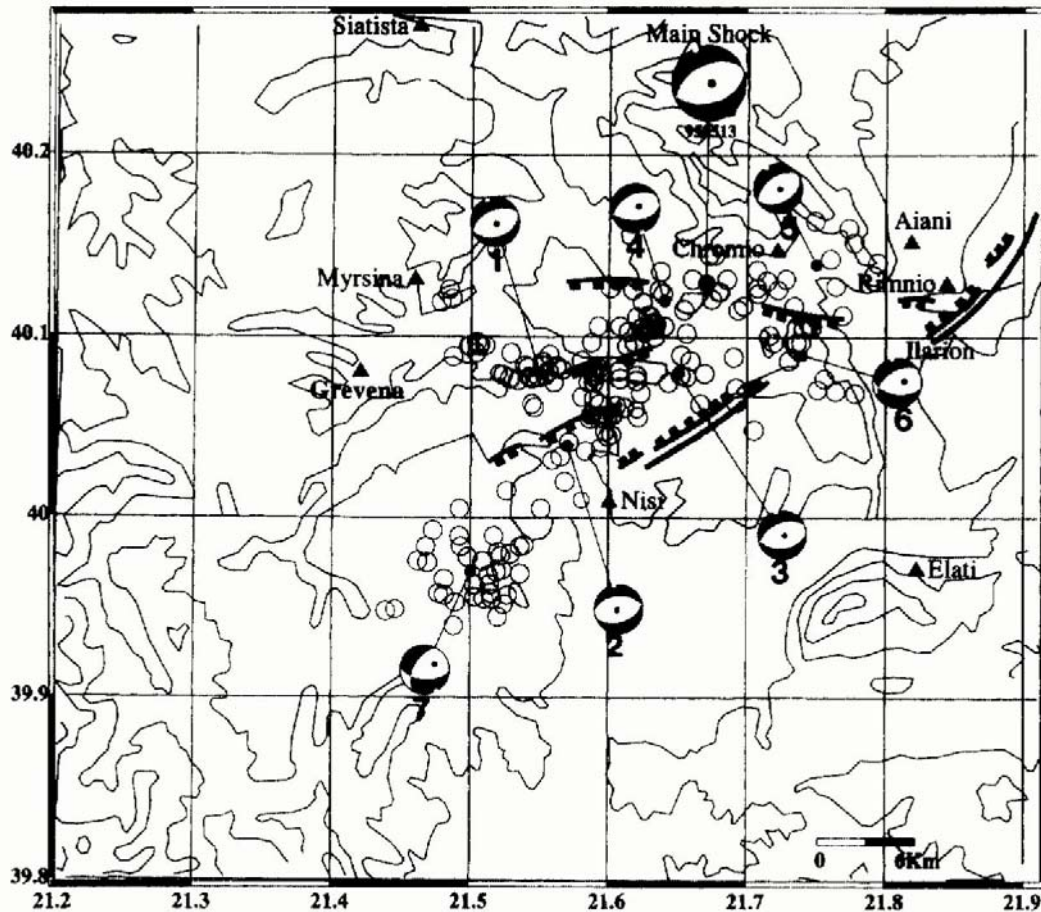
Όσο αφορά το σεισμό του Landers (1992) οι μεταβολές των τάσεων Coulomb που προκλήθηκαν από 4 σεισμούς ($M > 5$) σε μια ακτίνα των 50km από το επίκεντρο του σεισμού, είχαν ως αποτέλεσμα τη γένεση αυτού. Οι σεισμοί στο Galway Lake, (1975, $M_{5.2}$), Homestead Valley (1979, $M_{5.2}$), North Palm Springs (1986, $M_{6.0}$) και Joshua Tree (1992, $M_{6.1}$) σταδιακά αύξησαν τις τάσεις περίπου 1bar. Επίσης όλοι μαζί είχαν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μίας στενής ζώνης αύξησης των τάσεων Coulomb, περίπου 0.7-1.0bars, εκεί όπου μελλοντικά έγινε ο σεισμός του Landers. Οι 4 σεισμοί ενδιαμέσου μεγέθους μπορεί από μόνοι τους να αποτέλεσαν ένα μεγάλο κομμάτι της διεργασίας γένεσης ενός μελλοντικού σεισμού μέσα σε ένα σεισμικό κύκλο (Nur et al., 1993). Η αύξηση του συντελεστή τριβής μ' από 0.4 έως 0.8 προφανώς ενέτεινε τη γένεση του σεισμού και κατόπιν έριξαν τη τριβή στη τιμή μηδέν. Μετά τη γένεση του κύριου σεισμού θεωρείται ότι η αύξηση της τιμής του

φαινόμενου συντελεστή τριβής οδηγεί σε πιο σωστά αποτελέσματα υπολογισμού των τάσεων, αφού από μελέτες σε σκληρά πετρώματα βγήκε το συμπέρασμα ότι υψηλές τιμές του συντελεστή οδηγούν σε μείωση της πίεσης των πόρων.

Η συνεχής μελέτη των σεισμών έχει ως αποτέλεσμα την ολοένα και περισσότερο αύξηση των πληροφοριών για τον τρόπο γένεσής τους, στην επίδρασή τους στη μεταβολή του πεδίου των τάσεων στη γύρω περιοχή, τον καθορισμό καινούργιων σχέσεων και μοντέλων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα γένεσης σεισμού λόγω μεταβολής του πεδίου των τάσεων είναι ο σεισμός του Hector Mine (1999) που συνέβη λόγω του ισχυρού σεισμού του Landers (1992).

Βεβαίως, έχουν εκφρασθεί και διαφορετικές απόψεις για το αν τα μοντέλα στατικών τάσεων όπως και τα μοντέλα ιξώδους εκτόνωσης, είναι ικανά να ορίσουν με σαφήνεια την αύξηση της πιθανότητας γένεσης του σεισμού στο Hector Mine το 1999 με μέγεθος $M=7.1$ (Pollitz, 2000, Freed and Lin, 2001, Harris and Simpson, 2002). Έγινε προσπάθεια από τη Kilb (2003) να βρεθεί εάν οι ισχυρές μεταβολές των δυναμικών τάσεων που διήρκησαν μόνο λίγα λεπτά και προκλήθηκαν κατά το πέρασμα των κυμάτων από το σεισμό του Landers μπορούσαν να προκαλέσουν επτά χρόνια αργότερα το σεισμό στο Hector Mine.

Με βάση όλα αυτά και έχοντας σκοπό να διερευνήσουμε τον τρόπο μεταβολής του πεδίου των τάσεων στην περιοχή Κοζάνη-Γρεβενά στηριχτήκαμε στον προσδιορισμό γειτονικών δομών που ενεργοποιήθηκαν με τη γένεση του κύριου ισχυρού σεισμού. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα επίκεντρα των μετασεισμών της συγκεκριμένης ακολουθίας που δεν ανήκουν στην κύρια διάρρηξη (Σχ.3.11), καθώς και τους αντίστοιχους μηχανισμούς γένεσης (Πιν.3.2).



Σχήμα 3.10. Χαρτογράφηση του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού της ακολουθίας (1995) και των μηχανισμών γένεσης αντιπροσωπευτικών επιπέδων ρηγμάτων για τα 7 ομάδες σεισμών με βάση το πίνακα 3.2 (Parazachos et al., 1998). Τα νεοτεκτονικά ρήγματα (παχιές γραμμές) καθώς και οι επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος (οδοντωτές γραμμές) είναι από την εργασία των Pavlides et al. (1995).

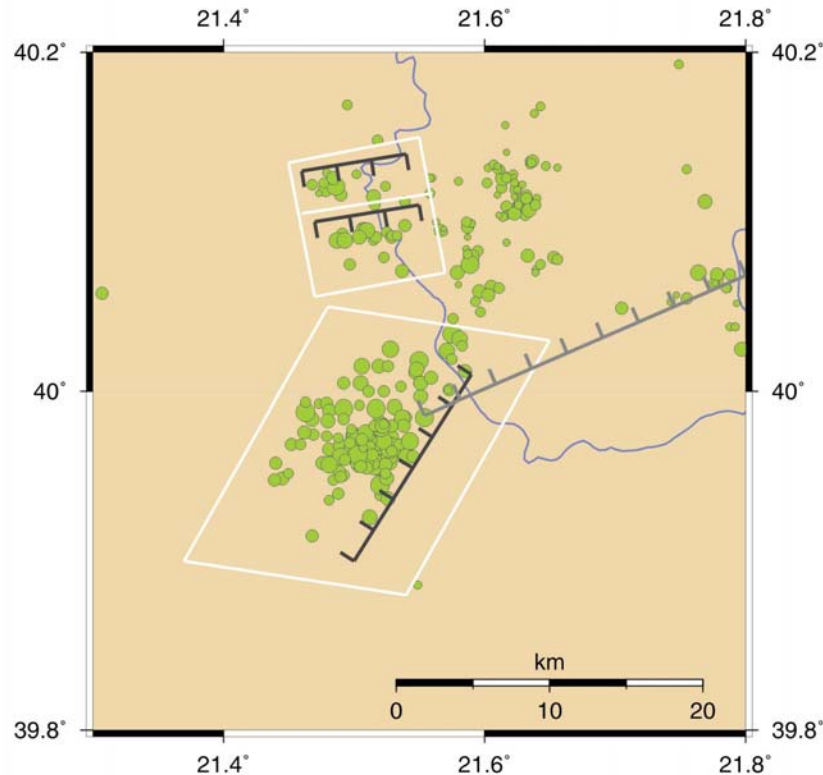
Υστερα από προσεκτική επεξεργασία των δεδομένων (Hatzfeld et al 1996) με το πρόγραμμα Rake (Louvari and Kiratzi, 1996) και με βάση τη χωρική μεταβολή των μετασεισμών διαπιστώθηκε ότι όλοι οι μηχανισμοί γένεσης αυτών των σεισμών έχουν ισχυρή κανονική συνιστώσα διάρρηξης και ότι υπάρχει ένας σημαντικός αριθμός σεισμών με σημαντική συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (Parazachos et al., 1998). Αυτή η χωρική μεταβολή μπορεί να οφείλεται στις αβεβαιότητες στο τρόπο

καθορισμού του μηχανισμού γένεσης. Για να αξιολογηθούν αυτές οι πιθανότητες καθορίστηκαν επτά συγκεντρώσεις μετασεισμών μετά από προσεκτική παρατήρηση όλων των μηχανισμών γένεσης και προσδιορίστηκε ο μέσος μηχανισμός γένεσης για κάθε μία από αυτές τις συγκεντρώσεις. Στο σχήμα 3.10 παρουσιάζονται οι μέσοι μηχανισμοί γένεσης για κάθε μία από τις επτά συγκεντρώσεις σεισμών καθώς και ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού και οι επιφανειακές εκδηλώσεις του ρήγματος. Οι παράμετροι των αντιπροσωπευτικών μηχανισμών γένεσης για κάθε περιοχή δίνονται στον πίνακα 3.2. Οι πληροφορίες που δίνονται σε αυτό το πίνακα δείχνουν ότι οι μηχανισμοί γένεσης στο κεντρικό τμήμα της διάρρηξης είναι παρόμοιοι. Για αυτό το λόγο, προσδιορίστηκε ένας αντιπροσωπευτικός μηχανισμός γένεσης ($243^{\circ} / 47^{\circ} / -97^{\circ}$) για όλους τους μηχανισμούς αυτών των περιοχών.

Βασιζόμενοι στο σχήμα 3.10 καθώς και στη κατανομή των μετασεισμών που δεν ανήκουν στη κύρια διάρρηξη ορίστηκαν οι συγκεκριμένες ομάδες σεισμών του σχήματος 3.11. Στόχος αυτής της διαδικασίας είναι να μελετηθεί εάν η γένεση του κύριου σεισμού της Κοζάνης ενεργοποίησε αυτές τις δομές. Δηλαδή, έγινε προσπάθεια να βρεθεί εάν ο ισχυρός σεισμός μετέβαλε το πεδίο των τάσεων έτσι ώστε να προκάλεσε τη γένεση αυτών των σεισμών στα γειτονικά ρήγματα. Έτσι υπολογίστηκαν οι μεταβολές των τάσεων σε κάθε μία από αυτές τις δομές. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών αναφέρονται σε παραγράφους που ακολουθούν.

Πίνακας 3.2. Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης των 7 αντιπροσωπευτικών ομάδων σεισμών (Parazachos et al., 1998) για το σεισμό της Κοζάνης (1995).

No	Κύριο επίπεδο ρήγματος			Βοηθητικό επίπεδο ρήγματος		
	παράταξη	γωνία κλίσης	γωνία ολίσθησης	παράταξη	γωνία κλίσης	γωνία ολίσθησης
1	247	52	-92	71	38	-87
2	265	46	-80	71	44	-100
3	247	49	-100	82	42	-79
4	242	44	-107	85	48	-74
5	235	49	-95	63	41	-84
6	235	50	-122	99	50	-58
7	210	56	-138	94	56	-42



Σχήμα 3.11. Χαρτογράφηση των ομάδων σεισμών που δεν ανήκουν στην κύρια διάρρηξη και μελετάται εάν η γένεσή τους προκλήθηκε από τον κύριο σεισμό

3.8 Ομάδα σεισμών που τοποθετείται νοτιοδυτικά της κύριας διάρρηξης

Πιο συγκεκριμένα για την ομάδα σεισμών που βρίσκεται νοτιοδυτικά του ρήγματος (μεγάλο πλάγιο παραλληλόγραμμο) του σχήματος 3.11 ο μηχανισμός γένεσης σύμφωνα με τον πίνακα 3.2 είναι $210^{\circ} / 56^{\circ} / -138^{\circ}$ αντίστοιχα παράταξη/γωνία κλίσης/γωνία ολίσθησης.

Έχοντας ως σκοπό να μελετήσουμε το τρόπο μεταβολής του πεδίου των τάσεων στηριχτήκαμε στο μηχανισμό γένεσης αυτής της ομάδας σεισμών η χωρική κατανομή της οποίας δείχνει την ύπαρξη ενός σχετικά μεγάλου ρήγματος γειτονικά της κύριας διάρρηξης και υπολογίσαμε τις μεταβολές των συνολικών τάσεων σε βάθος 7km (Σχ.3.12) αφού από κάθετη τομή στην παράταξη αυτής της ομάδας σεισμών διαπιστώνεται ότι οι εστίες αυτών δε ξεπερνούν τα 7km (Papadimitriou et al., 2001). Από τη μορφή του πεδίου των τάσεων και τη θέση αυτής της δομής σε περιοχές θετικών μεταβολών των τάσεων συμπεραίνεται ότι η γένεση του ισχυρού σεισμού είχε ως αποτέλεσμα να μεταβάλει το πεδίο των τάσεων έτσι ώστε να ενεργοποιήσει αυτή

την ομάδα μετασεισμών. Επίσης, πραγματοποιήθηκαν υπολογισμοί των στατικών τάσεων (Das and Scholz, 1981, Stein and Lisowski, 1983, Reasenberg and Simpson, 1992; Stein et al., 1992, 1994; Gross and Kisslinger, 1994, etc.) οι οποίοι δείχνουν ότι μετασεισμοί γίνονται στις περιοχές θετικής μεταβολής των τάσεων Coulomb. Άρα, αυτό το οποίο συμπεραίνεται είναι ότι η γένεση του ισχυρού σεισμού μετάβαλε το πεδίο των τάσεων έτσι ώστε προκάλεσε τη δραστηριοποίηση αυτού του γειτονικού ρήγματος και επομένως την αύξηση της σεισμικότητας εκεί.

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο η τιμή του φαινομένου συντελεστή τριβής παίζει σημαντικό ρόλο στους υπολογισμούς μεταβολής των συνολικών τάσεων Coulomb. Επομένως, με σκοπό να δούμε το τρόπο μεταβολής του πεδίου των τάσεων για τις διάφορες τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής χαρτογραφήσαμε τις μεταβολές αυτών για τιμές του συντελεστή $\mu'=0.4$, $\mu'=0.6$ και $\mu'=0.8$ (Σχ.3.12).

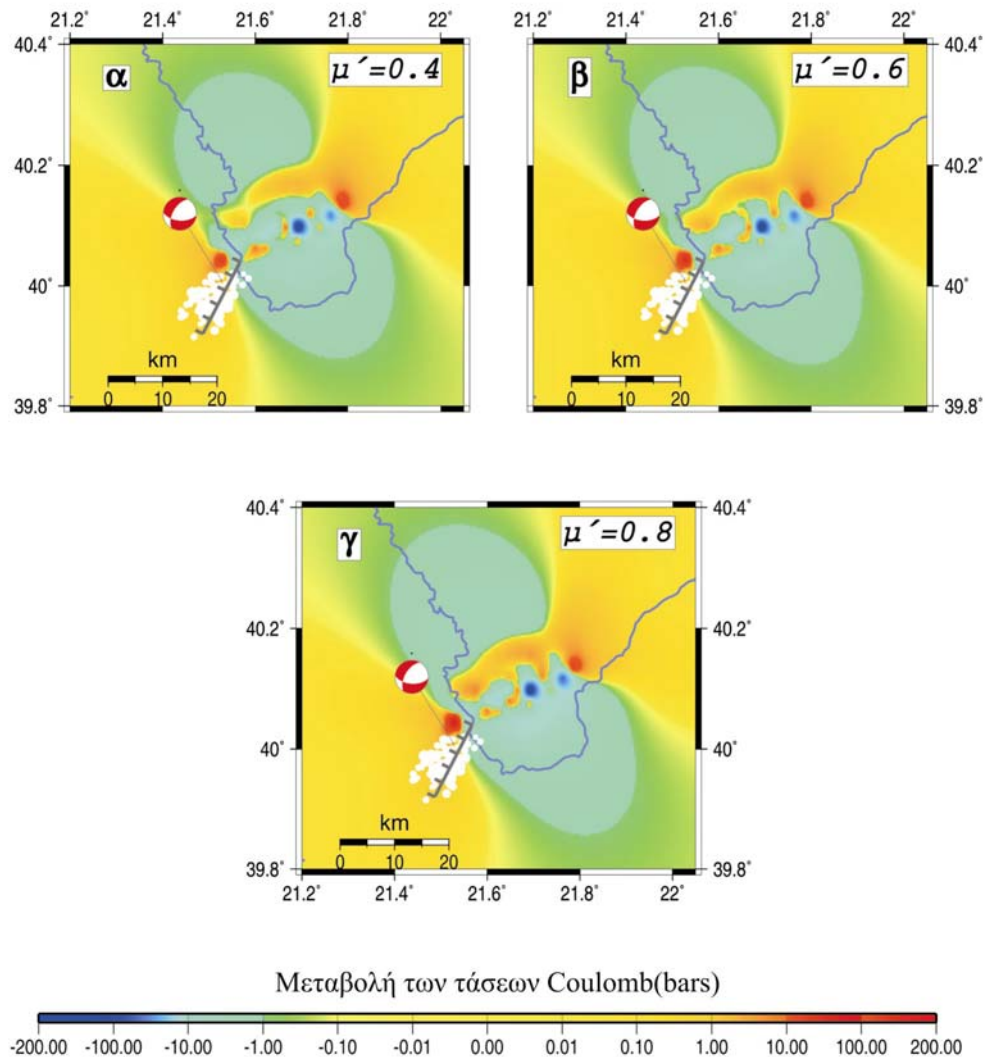
3.9 Ομάδες σεισμών που τοποθετούνται βόρεια της κύριας διάρρηξης

Κάτι αντίστοιχο πραγματοποιείται και με τις άλλες δύο μικρότερες ομάδες σεισμών που βρίσκονται βόρεια του νοτιοδυτικού άκρου της κύριας διάρρηξης. Ο τρόπος μεταβολής του πεδίου των τάσεων για αυτές τις ομάδες φαίνεται αντίστοιχα στο σχήμα 3.14. Και σε αυτές τις περιπτώσεις οι τιμές του συντελεστή τριβής είναι 0.4, 0.6, 0.8 και τα βάθη 7km και 13km.

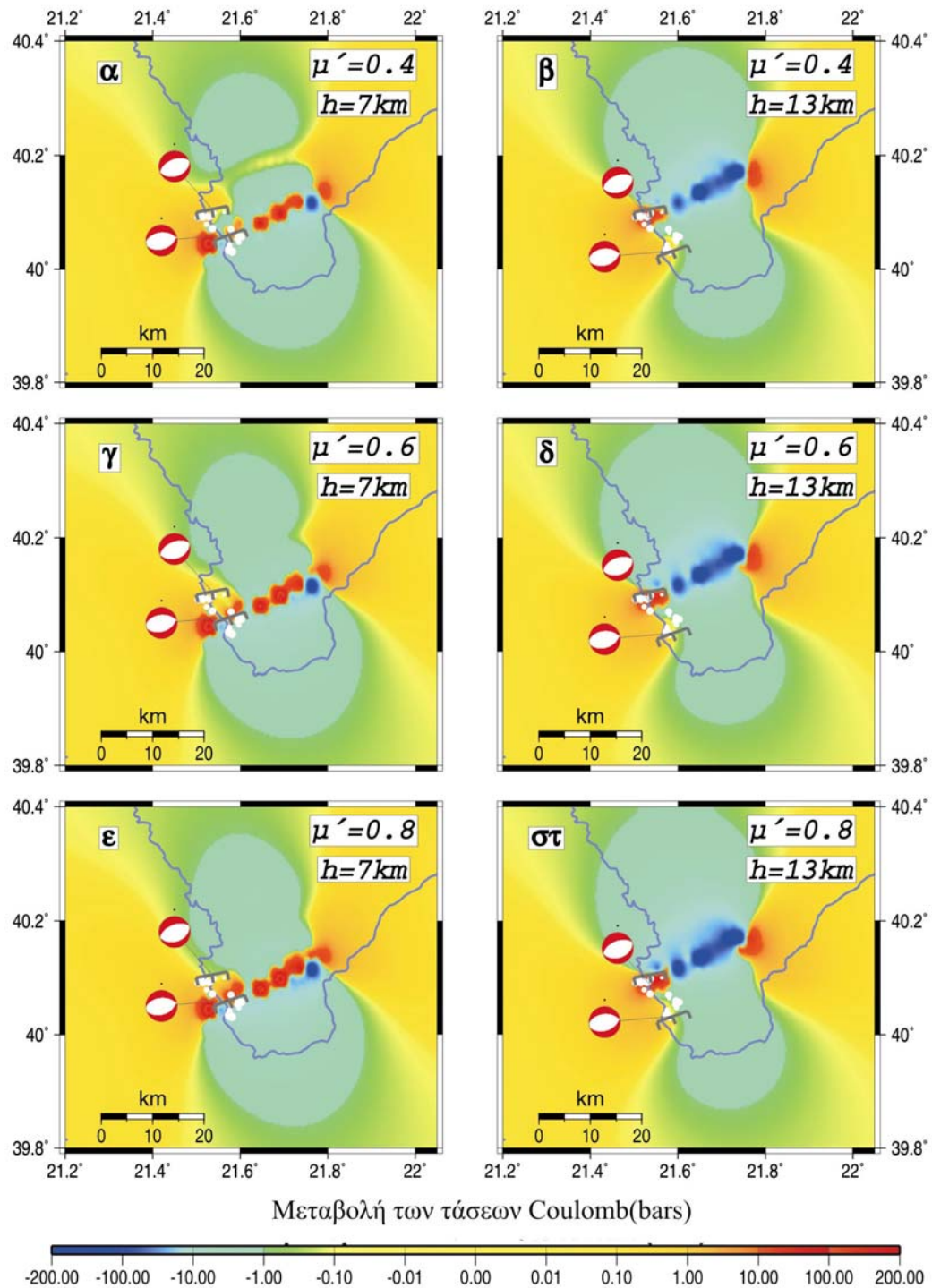
Συγκεκριμένα από το σχήμα 3.14 διαπιστώνουμε ότι ο υπολογισμός των μεταβολών των τάσεων στα 13km βάθος μπορεί να οδηγήσει με μεγαλύτερη ασφάλεια στο συμπέρασμα ότι η γένεση του κύριου σεισμού είχε ως αποτέλεσμα την πρόκληση αυτών των γειτονικών δομών αφού για το συγκεκριμένο βάθος όλοι σχεδόν οι μετασεισμοί τοποθετούνται μέσα στις κόκκινες περιοχές όπου η μεταβολή των τάσεων είναι θετική. Οι μεταβολές των τάσεων για τις διάφορες τιμές του συντελεστή βλέπουμε ότι δεν επηρεάζουν σημαντικά τους υπολογισμούς αυτούς αφού το πεδίο των τάσεων δε μεταβάλλεται ουσιαστικά.

Επομένως, ακολουθώντας αυτή τη διαδικασία υπολογισμού των κάθετων, διατμητικών και συνολικών τάσεων που αναλύεται στο παρόν κεφάλαιο μπορέσαμε και αποκτήσαμε μία πιο ολοκληρωμένη και σωστή εικόνα του πεδίου των τάσεων

λόγω γένεσης του κύριου σεισμού της Κοζάνης (1995). Επίσης οδηγηθήκαμε στο συμπέρασμα ότι η γένεση αυτού είχε ως αποτέλεσμα την ενεργοποίηση γειτονικών δομών.



Σχήμα 3.12. Χαρτογράφηση των μεταβολών των συνολικών τάσεων στην ομάδα σεισμών που απεικονίζεται στο σχήμα.



Σχήμα 3.14. Χαρτογράφηση των μεταβολών των συνολικών τάσεων στην ομάδα σεισμών που απεικονίζεται στο σχήμα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4⁰

ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ο ισχυροί σεισμοί της Κοζάνης-Γρεβενών ($M_w = 6.6$, 13 Μαΐου 1995), και της Ζακύνθου ($M_w = 6.6$, 18 Νοεμβρίου 1997) αποτελούν τους ισχυρότερους σεισμούς της προηγούμενης δεκαετίας. Η περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών σύμφωνα με ιστορικές πληροφορίες καθώς και από ενόργανες καταγραφές χαρακτηρίζεται ως μια περιοχή με χαμηλή σεισμική δραστηριότητα σε σχέση με τον υπόλοιπο Ελληνικό χώρο.

Η γένεση του κύριου σεισμού προκάλεσε πολλές καταστροφές στην ευρύτερη επικεντρική περιοχή χωρίς να υπάρξουν απώλειες σε ανθρώπινες ζωές. Αυτό συνέβη επειδή του κύριου σεισμού που έγινε στις 11:45 προηγήθηκαν τέσσερις αισθητοί προσεισμοί με μεγέθη 3.8, 4.5, 3.8 και 4.5, αντίστοιχα, σε χρονικό διάστημα μισής ώρας περίπου. Η επικεντρική περιοχή βρίσκεται στο δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης (Mountrakis, 1986) και συγκεκριμένα στο κεντρικό βαθύτερο τμήμα του ρήγματος Παλαιοχωρίου κάτω από το όρος Βούρινος. Η μετασεισμική δραστηριότητα που ακολούθησε τη γένεση του κύριου σεισμού ήταν πολύ υψηλή και διήρκεσε για μεγάλο χρονικό διάστημα με τρεις πολύ ισχυρούς μετασεισμούς μεγέθους $M \geq 5.0$.

Από το τοπικό φορητό δίκτυο το οποίο εγκαταστάθηκε στην περιοχή αμέσως μετά τη γένεση του κύριου σεισμού, υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για το χρονικό διάστημα 19-25 Μαΐου 1995 (Hatzfeld et al., 1997). Τα μέσα σφάλματα στον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων αυτής της μετασεισμικής ακολουθίας είναι $RMS=0.14 \pm 0.03$ (σφάλμα στο χρόνο γένεσης), $ERH=1.2 \pm 0.02$ (σφάλμα στον προσδιορισμό των επίκεντρων) και $ERZ=0.15 \pm 0.03$ (σφάλμα υπολογισμού εστίας). Από τους Papazachos et al. (1995) χρησιμοποιήθηκε η χωρική κατανομή των μετασεισμών, οι αξιόπιστες λύσεις των μηχανισμών γένεσης του κύριου σεισμού και των μηχανισμών γένεσης των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας με στόχο τον καθορισμό με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη ακρίβεια του προσανατολισμού, των διαστάσεων και της ολίσθησης του ρήγματος που προκάλεσε τον κύριο σεισμό.

Υπολογίστηκε ότι το ρήγμα έχει μήκος $L=30\text{km}$, πλάτος $w=10\text{km}$, διεύθυνση ABA ($B65^\circ A$), κλίση BBΔ-NNA.

Επειδή, σκοπός της παρούσας εργασίας είναι ο καθορισμός του μοντέλου κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης πραγματοποιήθηκε διαχωρισμός των επικέντρων των μετασεισμών εκείνων που ανήκουν στην κύρια διάρρηξη από εκείνα γειτονικών δομών. Βασιζόμενοι σε αυτά τα δεδομένα εξήχθησαν τα παρακάτω συμπεράσματα:

- Για τη μελέτη της χωρικής κατανομής της μετασεισμικής ακολουθίας του 1995 πραγματοποιήθηκαν τομές παράλληλα και κάθετα στην παράταξη της κύριας διάρρηξης καθώς και πάνω στην επιφάνεια αυτής. Η χωρική κατανομή των επικέντρων έχει διεύθυνση ΔΝΔ-ΑΒΑ, αρχίζει από τα 6km του πλάτους του ρήγματος περίπου και καταλήγει μέχρι τα 19km, ενώ το μήκος της είναι περίπου 26km. Η εστία του κύριου σεισμού τοποθετείται στο κατώτερο τμήμα της επιφάνειας της κύριας διάρρηξης και συγκεκριμένα στα 19km του πλάτους αυτής.
- Από τη χωρική κατανομή των μετασεισμών διαπιστώνουμε ότι μέχρι τα 10km του πλάτους της κύριας διάρρηξης η πυκνότητα των σεισμών είναι αρκετά μεγαλύτερη από ότι σε μεγαλύτερα εστιακά βάθη (ισχυρά σεισμική περιοχή). Δυτικά του κύριου σεισμού το πλήθος των μετασεισμών σεισμών είναι ακόμη μεγαλύτερο σε σχέση με το ανατολικό τμήμα που είναι σχεδόν ασεισμικό.
- Με βάση το γεγονός ότι οι μετασεισμοί σε περιοχές υψηλών τάσεων που οφείλονται στη γένεση του κύριου σεισμού είναι λίγοι σε πλήθος, έγινε προσπάθεια καθορισμού του καταλληλότερου μοντέλου κατανομής της ολίσθησης πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης. Αρχικά η επιφάνεια της κύριας διάρρηξης χωρίστηκε σε κυψελίδες εμβαδού $(2 \times 2)\text{km}^2$ και υπολογίστηκε το πλήθος των σεισμών σε κάθε μία από αυτές με τη βοήθεια προγράμματος H/Y.
- Η επιλογή του καταλληλότερου μοντέλου στηρίζεται στο γεγονός ότι ο αριθμός των μετασεισμών είναι αντιστρόφως ανάλογος της τιμής έκλυσης της σεισμικής ροπής. Με βάση τη σχέση που συνδέει τη σεισμική ροπή με τη σεισμική ολίσθηση και θεωρώντας ότι το πλήθος των μετασεισμών σε μια

περιοχή είναι αντιστρόφως ανάλογο της μετάθεσης ισχύει η σχέση που ακολουθεί.

$$\frac{N_1}{\frac{1}{u_i}} = \frac{N_2}{\frac{1}{u_2}} = \frac{N_3}{\frac{1}{u_3}} = \dots = \frac{N_i}{\frac{1}{u_i}} = \frac{\bar{N}}{\frac{1}{\bar{u}}} \Rightarrow \frac{N_i}{\frac{1}{u_i}} = \frac{\bar{N}}{\frac{1}{\bar{u}}} \Rightarrow N_i \cdot u_i = \bar{N} \cdot \bar{u}$$

Με τον τρόπο αυτό υπολογίστηκαν οι τιμές των μεταθέσεων u_i σε κάθε κυψελίδα στις οποίες χωρίστηκε η επιφάνεια τους ρήγματος.

- Μετά τον καθορισμό του μοντέλου κατανομής της ολίσθησης παρατηρούμε ότι στις περιοχές μεγάλης ολίσθησης η σεισμικότητα είναι μικρή ενώ στις περιοχές μικρών τιμών ολίσθησης το πλήθος των μετασεισμών είναι σημαντικό. Αυτό έρχεται σε συμφωνία με την πρόταση του Aki (1979) βάση της οποίας πρέπει να περιμένουμε αρκετούς μετασεισμούς σε περιοχές με μικρή ολίσθηση δηλαδή, εκεί όπου η έκλυση της σεισμικής ροπής είναι μικρή.
- Με βάση το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης που προτείνεται στην παρούσα εργασία υπολογίστηκε η μεταβολή της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης σε οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της Γης. Μετά πραγματοποιήθηκε σύγκριση αυτής με το αντίστοιχο συμβολόγραμμα της μετάθεσης των Meyer et al. (1996). Αυτό το οποίο διαπιστώθηκε είναι ότι οι μεταβολές της κατακόρυφης συνιστώσας της μετάθεσης της παρούσας εργασίας είναι σε μεγάλη συμφωνία με το στατικό πεδίο μετάθεσης των Meyer et al. (1996).
- Επίσης, με βάση το μοντέλο κατανομής της ολίσθησης υπολογίστηκαν οι μεταβολές των στατικών τάσεων (Coulomb) και συσχετίστηκαν με την χωρική κατανομή των εστιών των μετασεισμών της κύριας διάρρηξης. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκε υπολογισμός των μεταβολών των στατικών τάσεων σε διάφορα βάθη, πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης, καθώς και σε τομές κάθετα στη παράταξη αυτής. Συμπερασματικά βρέθηκε ότι ο αυξανόμενος αριθμός μετασεισμών συνδέεται με περιοχές θετικών μεταβολών των τάσεων.

- Από τη κατανομή των τιμών συχνοτήτων των κάθετων, διατμητικών και συνολικών τάσεων (Coulomb) για τις διάφορες τιμές του φαινόμενου συντελεστή μ' (0.2, 0.4, 0.6 και 0.8) μελετήθηκε η σχέση μεταξύ των υπολογιζόμενων τάσεων και της αντίστοιχης σεισμικότητας. Επίσης, ορίστηκε κρίσιμη τιμή της μεταβολής των τάσεων ίση με -10bars αφού αυτή η τιμή αποτελεί το κατώτερο όριο έναρξης της γένεσης των μετασεισμών πάνω στην επιφάνεια της κύριας διάρρηξης.
- Σχετίζεται άμεσα με τη σεισμική επικινδυνότητα, σε μια περιοχή που εκδηλώνεται σεισμική έξαρση, η ενεργοποίηση γειτονικών δομών όπου εκδηλώνονται ισχυροί σεισμοί. Πολλές φορές επειδή οι μεγάλοι μετασεισμοί προκαλούν μεγαλύτερες βλάβες από τον κύριο σεισμό, ο προσδιορισμός ενεργοποίησης γειτονικών ρηγμάτων συμβάλλει σημαντικά στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας. Συσχετίζοντας την κατανομή των στατικών τάσεων με τις γειτονικές ενεργές δομές διαπιστώθηκε ότι η γένεση του κύριου σεισμού της Κοζάνης (1995) μετέβαλε το πεδίο των τάσεων της ευρύτερης περιοχής με τέτοιο τρόπο ώστε ευνόησε τη γένεση σεισμών σε συγκεκριμένα γειτονικά ρήγματα.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K., Characterization of barriers on an earthquake fault. *J. Geophys. Res.* 84, 6140-6148, 1979.
- Aki, K., Asperities, barriers, characteristic earthquake and strong motion prediction. *J. Geophys. Res.* 89, 5867-5872, 1984.
- Anastasiadis, An., M. Demosthenous, Ch. Karakostas, N. Klimis, B. Lekidis, B. Margaris, Ch. Papaioannou, C. Papazachos, and N. Theodoulidis, The Athens (Greece) earthquake of September 7, 1999.
- Anderson, J. G., J. N. Brune, J. N. Louie, Y. Zeng, M. Savage, G. Yu, Q. Chen, and D. dePolo, Seismicity in the western Great Basin apparently triggered by the Landers, California, earthquake, 28 June 1992, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 863-891, 1994a.
- Anderson, J. G., J. N. Brune, J. Price, R. Quaas, S. K. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. Onate, R. Vasquez, and J. M. Velasco, The Guerrero accelerograph network, *Geofis. Int.* 33, 341-371, 1994b.
- Aochi, H., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Spontaneous rupture propagation on a non-planar fault in 3D elastic medium, *Pure Appl. Geophys.* 157, 2003-2027, 2000a.
- Aochi, H., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Selectivity of spontaneous rupture propagation on a branched fault, *Geophys. Res. Lett.* 27, 3635-3638, 2000b.
- Archuleta, R., Analysis of the near-source static and dynamic measurements from the 1979 Imperial Valley earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1927-1956, 1982.
- Belardinelli, M. E., M. Cocco, O. Coutant, and F. Cotton, Redistribution of dynamic stress during coseismic ruptures: Evidence for fault interaction and earthquake triggering, *J. Geophys. Res.* 104, 14,925-14,945, 1999.
- Benetatos Ch., D. Dreger and A. Kiratzi, "Complex and segmented rupture of the 14 August 2003 (Mw 6.2) Lefkada (Ionian Islands) earthquake." *Poster at the EGU General Assembly*, 24-29 April 2005, Vienna, Austria, 2005.

- Beroza, G. C., and P. Spudich, Linearized inversion for fault rupture behavior: application to the 1984 Morgan Hill, California, earthquake, *J. Geophys. Res.* 93, 6275-6296, 1988.
- Bouchon, M., A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 959-971, 1981.
- Bouckovalas, G.D., and G. P. Kouretzis, Stiff soil amplification effects in the 7 September 1999 Athens (Greece) earthquake, *Soil Dyn. Earthq. Engin.* 21, 671-687, 2001.
- Campillo, M., and R. J. Arculeta, A rupture model for the 28 June 1992 Landers, California, earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 20, 647-650, 1993.
- Carlos, M., and S. H. Hartzell, Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 1438-1449, 1988.
- Cocco, M., and J. R. Rice, Pore pressure and poroelasticity effects in Coulomb stress analysis of earthquake interactions, *J. Geophys. Res.* 107, doi: 10.1029/2000JB000138, 2002.
- Cochard, A., and R. Madariaga, Dynamic faulting under rate-dependent friction, *Pure Appl. Geophys. Res.* 142, 419-445, 1994.
- Cochard, A., and R. Madariaga Complexity of seismicity due to highly rate-dependent friction, *J. Geophys. Res.* 101, 25,321-25,336, 1996.
- Das, S., and C. H. Scholz, Off-fault aftershock clusters caused by shear stress increase? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 71, 1669-1675, 1981a.
- Das, S., and C. H. Scholz, Theory of time-dependent rupture in the Earth, *J. Geophys. Res.* 86, 6039-6051, 1981b.
- Das, S., and C. Kostrov, An investigation of the complexity of the earthquake source time function using dynamic faulting models, *J. Geophys. Res.* 93, 8035-8050, 1988.
- Das, S., and C. Henry, Spatial Relation between main earthquakes slip and its aftershock distribution, *Rev. of Geophys.* 41, 3/1013, 2003.
- Delouis, B., D. Giardini, P. Lundgren, and J. Salichon, Joint inversion of InSAR, teleseismic and strong motion data for the spatial and temporal distribution of

- earthquake slip: application to the 1999 Izmit mainshock, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 278-299, 2002.
- Deng, J., and L. R. Sykes, Triggering of 1812 Santa Barbara earthquake by a great San Andreas shock: Implications of rupture seismic hazards in southern California, *Geophys. Res. Lett.* 23, 1155-1158, 1996.
- Deng, J., and L. R. Sykes, Evolution of the stress field in southern California and triggering of moderate-size earthquakes: A 200 year perspective, *J. Geophys. Res.* 102, 9859-9886, 1997a.
- Deng, J., and L. R. Sykes, Stress evolution in southern California and triggering of moderate-, small-, and micro-size earthquakes, *J. Geophys. Res.* 102, 24411-24435, 1997b.
- Dietrich, J. H., Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength. *Tectonophysics*. 211, 115-134, 1992.
- Dietrich, J. H., and B. Kilgore, Implications of fault constitutive properties for earthquake prediction, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 93, 3787-3794, 1996.
- Dreger, D. S., and A. Kaverina, Seismic remote sensing for the earthquake source process and near-source strong shaking: a case study of the October 16, 1999 Hector Mine earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 27, 1941-1944, 2000.
- Freed, A. M., and J. Lin, Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the viscoelastic stress transfer, *Nature*, 411, 180-183, 2001.
- Gazetas, G., The 1999 Parnitha (Athens) earthquake: Soil effects on distribution of damage, Lessons learned from recent strong earthquakes (edt. Atilla Ansal), *International Society of Soil Mechanics and Geotechnical engineering*. 5-18, 2001.
- Gazetas, G., P. Kallou and P. N. Psarropoulos, Topography and soil effects in the Ms 5.9 Parnitha (Athens) earthquake: The case of Adames, *Natural Hazards*. 27, 133-169, 2002.
- Harris, R. A., and R. W. Simpson, Changes in static stress on southern California faults after the 1992 Landers earthquake, *Nature*, 360, 251-254, 1992.

- Harris, R. A., and R. W. Simpson, In the shadow of 1857: An evaluation of the static stress changes generated by the M8 Ft. Tejon, California, earthquake, *Eos Trans. AGU*, 74(43), Fall Meet. Suppl. 427, 1993.
- Harris, R. A., and S. M. Day, Dynamics of fault interaction: Parallel strike-slip faults, *J. Geophys. Res.* 98, 4461-4472, 1993.
- Harris, R. A., and R. W. Simpson, 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, 1996.
- Harris, R. A., Introduction to special section: stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res.* 103, 24,347-24,358, 1998.
- Harris, R. A., and S. M. Day. Dynamic 3d simulations of earthquakes on en echelon faults, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2089-2092, 1999.
- Harris, R. A., and R. W. Simpson, The 1999 Mw7.1 Hector Mine, California earthquake – A test of the stress shadow hypothesis?, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1497-1512, 2002.
- Hartzell, S. H., and T. H. Heaton, Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 73, no. 6, 1553-1583, 1983.
- Hatzfeld, D., J. Nord, A. Paul, R. Guiguet, P. Briole, J. C. Ruegg, R. Cattin, B. Meyer, A. Hubert, P. Bernard, K. Makropoulos, V. Karakostas, Ch. Papaioannou, D. Papanastasiou, and G. Veis, The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, Ms=6.6. Preliminary results of a field multidisciplinary survey, *Seism. Res. Lett.* 66, 61-70, 1995.
- Hatzfeld, D., M. Ziazia, V. Karakostas, S. Selvaggi, C. Berge, R. Guiguet, A. Paul, Ph. Voidomatis, D. Diagourtas, I. Kassaras, K. Makropoulos, R. Azzara, M. Di Bona, S. Bacchechi, P. Bernard, and Ch Papaioannou, The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of 13th May 1995, revisited from a detailed seismological study. *Bull Seism. Soc. Am.* 87,463-473, 1997.

- Hauksson, E., L. M. Jones, K. Hutton, and D. Eberhart-Phillips, The Landers earthquake sequence: Seismological observations, *J. Geophys Res.* 98, 19,835-19,858, 1993.
- Hearn, E.H., R. Burgmann, and R.E. Reilinger, Dynamics of Izmit earthquake postseismic deformation and loading of the Duzce earthquakes hypocenter, *Bull. Seism. Soc. Am.* 92, 172-193, 2002.
- Hernandez, B., F. Cotton, and M. Campillo. Contribution of radar interferometry to a two-step inversion of the kinematic process of the 1992 Landers earthquake, *J Geophys Res.* 104, 13,083-13,099, 1999.
- Henry, C., S. Das, and J. H. Woodhouse, The great March 25, 1998, Antarctic plate earthquake: Moment tensor and rupture history, *J. Geophys. Res.* 105, 16,097-16,118, 2000.
- Hill, D., et al., Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California earthquake, *Science.* 260, 1617-1623, 1993.
- Hirabayashi, T., K. Ito, T. Yoshii, Multifractal analysis of earthquakes. *Pure Appl. Geophys.* 138, 592-610, 1992.
- Hirata, T., Fractal dimension of fault system in Japan: fracture structure in rock fracture geometry at various scales. *Pure Appl. Geophys.* 131, 157-170, 1989.
- Hubert-Ferrari, A., A. Barka, E. Jacques, S. S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tapponnier, and G. C. P. King, Seismic hazard in the Marmara Sea region following the 17 August 1999 Izmit earthquake, *Nature.* 404, 269-273, 2000.
- Jaume, S. C., and L. R. Sykes, Evolution of moderate seismicity in the San Francisco Bay region, 1850 to 1993: Seismicity changes related to the occurrence of large and great earthquakes, *J Geophys. Res.* 101, 765-789, 1996.
- Jaume, S. C., and L. R. Sykes, Change in the state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992, *Science.* 258, 1325-1328, 1992.
- Ji, C., Slip history of 1999 Hector Mine, California earthquake (abstract), *Seism. Res. Lett.* 71, 224, 2000.

- Ji, C., D. J. Wald, and D. V. Helmberger, Source description of the 1999 Hector Mine, California earthquake. Part I. Wavelet domain inversion theory and resolution analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 2001.
- Jónsson S., H. Zebker, P. Segall, and F. Amelung, Fault slip distribution of the Mw7.1 Hector Mine, California, Earthquake, Estimated from Satellite Radar and GPS Measurements, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1377-1389, 2002.
- Kagan, Y.Y., and L. Knopoff, Spatial distribution of earthquakes: the two point correlation function. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 303-320, 1980.
- Kanamori, H., and G.S. Stewart, Seismological asperity earthquake of February 4, *Geophys. Res.* 83, 3427-3434, 1978.
- Kase, Y., and K. Kuge, Numerical simulation of spontaneous rupture processes on two non-coplanar faults: The effect of geometry on fault interaction, *Geophys. J. Int.* 135, 911-922, 1998.
- Kato, N., and X.-L. Lei, Interaction of parallel strike-slip faults and a characteristic distance in the spatial distribution of active faults, *Geophys. J. Int.* 144, 157-164, 2001.
- Kaverina, A., D. Dreger, and E. Price. The combined inversion of seismic and geothetic data for the source process of the 16 October 1999 Mw7.1 Hector Mine, California, earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1266-1280, 2002.
- King, G., and J. Nabelek, Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture, *Science*. 228, 984-987, 1985.
- King, G. C. P., R. S. Stein, and J. Lin, Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 84, 935-953, 1994.
- Kontoes, C., P. Elias, O. Sykioti, P. Briole, D. Remy, M. Sachpazi, G. Veis, and I. Kotsis, Displacement field and fault model for the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from ERS2 satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.* 27, 3989-3992, 2000.
- Kusunose, K., X. L. Lei, O. Nishizawa, T. Satoh, Effect of grain size on fractal structure of acoustic emission hypocenter distribution in granitic rock. *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 194-199, 1991.

- Lee W.H.K and J.C. Lahr Hypo71, A computer programme for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U.S. Geol. Surv., *Open Field Rep.* 75-311, 1975.
- Lei, X., and K. Kusunose, The fractal structures and characteristic scale of earthquakes, active faults, rivers and topographic relief of Japan. *Geophys.J.Int.* 139, 754-762, 1999.
- Lei, X., O. Nishizawa, K. Kusunose, Band-limited heterogeneous fractal structure of earthquakes and acoustic emission events. *Geophys. J. Inter.* 115, 79-84, 1993.
- Madariaga, R., On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *J.Geophys.Res.* 84,2243-2249, 1979.
- Marinos, P., G. Bouckovalas, G. Tsiambaos, G. Protonotarios, N. Sabatakakis, and collaborators, Damage distribution in the western part of Athens after the 7-9-99 earthquake, *Newsletter of the European Center on Prevention and Forecasting of Earthquakes.* 3, 37-39, 1999.
- Massonnet, D., M. Rossi, C. Carmona, F. Adragna, G. Peltzer, K. Feigl, and T. Rabaute . The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature.* 364, 138-142, 1993.
- Mendoza, C., and S. H. Hartzell, Aftershock patterns and main shock faulting, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1438-1449, 1988a.
- Mendoza, C., and S. H. Hartzell, Inversion for slip distribution using teleseismic P waveforms: North Palm Springs, Borah Peak, and Michoacan earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1092-1111, 1988b.
- Mendoza, C., and S. H. Hartzell, Slip distribution of the 19 September 1985 Michoacan, Mexico, earthquake: Near-source and teleseismic constraints, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 79, 655-669, 1989.
- Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. Chabalier, C.J. Delacourt, C. Ruegg, J. Achache, B. Brioleand, D. Papanastasiou. The Grevena (northern Greece) earthquake: Fault model constrained with tectonic observations and SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.* 23, 2677-2680, 1996.

- Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. de Chabaliér, C. Delacourt, J. C. Ruegg, J. Achache, and D. Papanastassiou. Results from combining tectonic observations and SAR interferometry for the 1995 Grevena earthquake: a summary, *J. Geodynamics*. 26, No 2 – 4, 255 – 259, 1998a.
- Meyer, B., R. Armijo, D. Massonnet, J. B. de Chabaliér, C. Delacourt, J. C. Ruegg, J. Achache, and D. Papanastassiou. Comment on “Geodetic investigation of the 13 May Kozani-Grevena (Greece) earthquake by Clarke et al., *Geophys. Res. Lett.* 25, No 1, 129 – 130. 1998b.
- Mikumo, T., and T. Miyatake, Earthquake sequences on frictional fault model with a non-uniform strength and relaxation times, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 59, 497-522, 1979.
- Miller, S.A., A. Nur, and D.L. Olgaard, Earthquakes as a coupled shear stress-High pore pressure dynamical system, *Geophys. Res. Lett.* 23, 197-200, 1996.
- Mountrakis, D., The Pelagonian zone in Greece: a polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of east Mediterranean. *J. of Geology*. 94, 335-347, 1986.
- Murray, M. H., Savage J. C., Lisowski, M., and Gross, W. K. Coseismic displacements: 1992 Landers, California, earthquake, *Geophys. Res. Lett.* 20, 623-626, 1993.
- Nalbant, S. S., A. Hubert, and G. C. P. King, Stress coupling between earthquakes in northwest Turkey and the north Aegean Sea, *Journal Geophys Res*, 103, 24,469-24,486, 1998.
- Nalbant, S. S., J. McCloskey, S. Steacy, and A. Barka, Stress accumulation and increased seismic risk in Eastern Turkey, *Earth Planet. Sci. Lett.* 195, 291-298, 2002.
- Nur, A., H. Ron, and O. Scotti, Kinematics and mechanics of tectonic block rotations, in Slow Deformation and Transmission of Stress in the Earth, *Geophys. Monogr. Ser. vol.49, edited by S. C. Cohen and Vanicek*, pp. 31-46, AGU, Washington, D.C., 1989.

- Ohnaka, M., Y. Kuwahara, Characteristic features of local breakdown near a crack-tip in the transition zone from nucleation to unstable rupture during stick-slip shear failure. *Tectonophysics*. 175,197-220,1990.
- Ohnaka, M., and L.-F. Shen, Scaling of the shear rupture process from nucleation to dynamic propagation: implication of geometric irregularity of the rupture surfaces. *J. Geophys. Res.* 104, 817-844, 1999.
- Ohnaka, M., A physical scaling relation between the size of an earthquake and its nucleation zone size. *Pure Appl. Geophys.* 157, 2259-2282, 2000.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 82, 1018-1040, 1992.
- Okubo, P.G., and J.H. Dieterich, Effect of physical fault properties on frictional instabilities on simulated faults. *J. Geophys. Res.* 89,5817-5827, 1984.
- Ouillon, G., Sornette, D., Castaing, C., Hierarchical scaling of faulting. *J. Geophys. Res.* 101, 5477-5487, 1996.
- Papadimitriou, E.E., V.G. Karakostas, A.B. Baba, Possible triggering of strong earthquakes in a seismic sequence due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks. *Bull. Soc. Greece*. XXXIV/4, 1539-1546, 2001.
- Papazachos, B.C. and C.B. Papazachos, Οι σεισμοί της Ελλάδας (*The earthquakes of Greece*), 356 p., Εκδόσεις Ζήτη (Ziti Publications), Thessaloniki, 2002.
- Parsons, T., and D. S. Dreger Static-stress impact of the 1992 Landers earthquake sequence on nucleation and slip at the site of the 1999 M=7.1 Hector Mine earthquake, southern California, *Geophys. Res. Lett.* 27, 1949-1952, 2000.
- Pavlidis, S. et al., The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani Grevena) earthquake; preliminary results, *Terra Nova*. 7, 544-549,1995.
- Peltzer, G., P. Rosen, F. Rogez, and K. Hudnut. Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science* 273, 1202-1204, 1996.
- Peltzer, G., F. Crampè, and G. King. Evidence of nonlinear elasticity of the crust from the Mw7.6 Manyi (Tibet) earthquake, *Science*. 286, 272-276, 1999.

- Peltzer, G., F. Crampè, P. Rosen, The Mw 7.1, Hector Mine, California earthquake: surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data, *Earth Plane. Sci. Lett.* 333, 545-555, 2001.
- Pinar, A., Honkura, Y. and K. Kuge, Seismic activity triggered by the 1999 Izmit earthquake and its implications for the assessment of future seismic risk, *Geophys. J. Int.* 146, F1-F7, 2001.
- Pollitz, F. F., and I.S. Sacks, Consequences of stress changes following the 1891 Nobi earthquake, Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 85, 796-807, 1995.
- Pollitz, F., Stress triggering of the 1995 Hector Mine earthquake by transient deformation following the 1992 Landers earthquake, *Eos Trans. AGU*, 81, *Fall Meet. Suppl.* F860, 2000.
- Power, J. A., S. C. Moran, S. R. McNutt, S. D. Stihler, and J. J. Sanchez, Seismic response of the Katmai Volcanoes to the 6 December 1999 magnitude 7.0 Karluk Lake earthquake, Alaska, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 57-63, 2001.
- Rice, J. R., Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault, in *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks: A festschrift in honor of W.F. Brace*, edited by Evans, B. and Wong, T-F., pp. 475-503, *Academic, San Diego, Calif.*, 1992.
- Roberston, M.C., C.G. Sammis, M. Sahimi, A.J. Martin, Fractal analysis of three-dimensional spatial distributions of earthquakes with a percolation interpretation. *J. Geophys. Res.* 100, 609-620, 1995.
- Roumelioti, Z., D. Dreger, A. Kiratzi, and N. Theodoulidis . Slip distribution of the September 7, 1999 Athens earthquake inferred from an empirical Green's function study, *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 775 – 782, 2003.
- Roumelioti, Z., A. Kiratzi, and D. Dreger The source process of the 26 July, 2001 Skyros Island (Greece) earthquake, *Geophysical Journal International*, 156, doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02124.x, 541 – 548, 2004.
- Roumelioti, Z., Ch. Benetatos, A. Kiratzi, G. Stavrakakis and N. Melis A study of the 2 December 2002 (M5.5) Vartholomio (western Peloponnese, Greece) earthquake and of its largest aftershocks, *Tectonophysics*. 387, 65 – 79, 2004.

- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.*, 88, 10359-10370, 1983.
- Scientists of the U.S. Geological Survey, Southern California Earthquake Center, and California Division of Mines and Geology Preliminary report on the 10/16/1999 M7.1 Hector Mine, California earthquake, *Seism. Res. Lett.* 71,11-23, 2000.
- Scholz, C. H., The Mechanics of Earthquakes and Faulting, 439pp., *Cambridge Univ. Press, New York*, 1990.
- Segall, P., and D. D. Pollard, Mechanics of discontinuous faults, *J. Geophys. Res.*, 85, 4337-4350, 1980.
- Simpson, R. W., and P. A. Reasenber, 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, 1994.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seismol. Res. Lett.* 70, 59-80, 1999.
- Spudich, P., L.N. Frazer, Use a ray theory to calculate high frequency radiation from earthquake sources having variable rupture velocity and stress drop. *Bull. Seism. Soc. Am.* 74, 2061-2082, 1984.
- Stein, R. S., and M. Lisowski, The 1979 Homestead Valley earthquake sequence, California: Control of aftershocks and postseismic deformation, *J. Geophys. Res.* 88, 6477-6490, 1983.
- Stein, R. S., G. C. P. King, and J. Lin, Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 Magnitude=7.4 Landers earthquake, *Science*. 258, 1328-1332, 1992.
- Stein, R.S., G.C.P. King, and J. Lin, Stress triggering of the 1994 M=6.7 Northridge, California, earthquake by its predecessors, *Science*. 265, 1432-1435, 1994.
- Stein, R. S., A. A. Barka, and J. H. Dieterich, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.* 128, 594-604, 1997.

- Sylvander, M., Identifying an asperity through 3-D mapping of the frequency-magnitude distribution, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2600-2657, 1999.
- Toda, S., and R. S. Stein, Response of the San Andreas Fault to the 1983 Coalinga-Nunez Earthquakes: An Application of Interaction-based Probabilities for Parkfield, *J. Geophys. Res.*, doi: 10.1029/2001JB000172, 2002.
- Toda, S., R. S. Stein, P. A. Reasenber, and A. Yoshida, Stress transferred by the 1995 Mw=6.9 Kobe, Japan shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities, *J. Geophys. Res.* 124, 439-451, 1998.
- Tselentis, G.A. and J. Zahradnik, The Athens earthquake of 7 September 1999, *Bull. Seim. Soc. Am.* 90, 1143-1160, 2000.
- Voisin, C., Dynamic triggering of earthquakes: The linear slip-dependent friction case, *Geophys. Res. Lett.* 28, 3357-3360, 2001.
- Voisin, C., M. Campillo, I. R. Ionescu, F. Cotton, and O. Scotti, Dinamic versus static stress triggering and friction parameters: Inferences from the November 23, 1980, Irpinia earthquake, *J. Geophys. Res.* 105, 21,647-21,659, 2000.
- Wald, D. J., and T. H. Heaton, Spatial and temporal distribution of slip for the 1992 Landers, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 668-691, 1994.
- Wiemer, S., Wyss, M., Mapping the frequency magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times? *J. Geophys. Res.* 102, 15,115-15,128, 1997.
- Wessel, P. and W.H.F. Smith, New version of the Generic Mapping Tools released. *EOS, Trans. Am.Geophys. U.* 76, 329, 1995.
- Wyss, M., and S. Wiemer, Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake, *Science*, 290,1334-1338,2000.
- Yagi, Y. and Kikuchi, M., Source rupture process of the Kocaeli, Turkey, earthquake of August 17, 1999, obtained by joint inversion of near-field and teleseismic data, *Geophys. Res. Lett.* 28, 1079-1082, 2000.
- Yuehua, Z., and C. Chau-Huei, Fault Rupture Process of the 20 September 1999 Chi-Chi, Taiwan, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 91, 5, pp. 1088-1098, 2001.

- Zahradnik, J., and G. A. Tselentis, Modeling strong-motion accelerograms by PEXT method, application to the Athens 1999 earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* Submitted, 2002.
- Zebker, H. A., P. A. Rosen, R. M. Goldstein, A. Gabriel, and C. L. Werner. On the derivation of coseismic displacement fields using differential radar interferometry: the Landers earthquake, *J. Geophys. Res.* 99, 19,617-19,634, 1994.
- Zeng Y., and J. G. Anderson, A composite source modelling of the 1994 Northridge earthquake using Genetic Algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 71-93, 1996.

