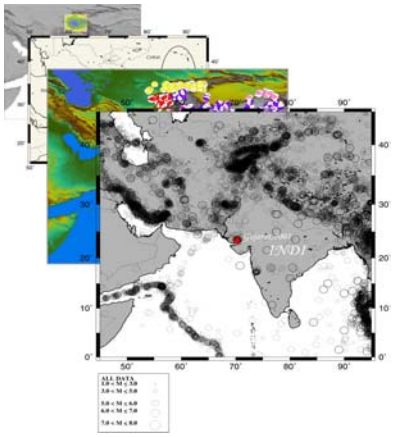
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΑΡΑΓΙΑΝΝΗ ΙΩΑΝΝΑ

ΕΝΔΟΠΛΑΚΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ: Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΙΣΧΥΡΟΥ (Μ 7.7) ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ ΤΗΣ 26^{ης} ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2001



ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κυρατζή Αναστασία	**Καθηγήτρια Α.Π.Θ.**
Παπαζάχος Κωνσταντίνος	**Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.**
Σκορδύλης Εμμανουήλ	**Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.**

ΕΝΔΟΠΛΑΚΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ: Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΙΣΧΥΡΟΥ (Μ 7.6) ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ ΤΗΣ 26^{ης} ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2001

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελίδα

ΠΡΟΛΟΓΟΣ 3

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1
Ο σεισμός του Gujarat στην Ινδία (26 Ιανουαρίου 2001, Mw=7.6)

1.1 Οι ενδοπλακικοί σεισμοί 5

1.2 Ο σεισμός της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 6

1.3 Γεωμορφολογία-Τεκτονική της περιοχής 9

1.4 Προηγούμενοι μεγάλοι σεισμοί 14

1.5 Προσεισμοί- Μετασεισμοί 17

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
Πεδίο τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας

2.1 Η μέθοδος αντιστροφής του τανυστή τάσης 21

2.2 Κατάλογος μηχανισμών γένεσης των σεισμών 25

2.3 Διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου 34

2.3.1 Ανάλυση των επιμέρους πακέτων 34

2.3.2 Εφαρμογή – Αποτελέσματα 37

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3
Σύνθεση καταλόγου σεισμών για την ευρύτερη περιοχή της Ινδίας

3.1 Πηγές δεδομένων 52

3.2 Δεδομένα τελικού καταλόγου σεισμών 53

Σελίδα

3.3 Έλεγχος της πληρότητας του καταλόγου 63

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4
Το μοντέλο της επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής στην περιοχή της Ινδίας

4.1 Υπόθεση κρίσιμου σημείου 68

4.2 Εφαρμογή της μεθόδου – Αποτελέσματα 76

4.3 Εφαρμογή της μεθόδου σε πέντε σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην Ινδία μεταξύ 1990-2000 82

4.3.1 Σεισμοί Hindu Kush …… 83

4.3.2 Ο σεισμός του 1997 στο Πακιστάν 90

4.3.3 Ο σεισμός του 1997 στο Ιράν 95

4.3.4 Ο σεισμός του 1997 στο Θιβέτ 98

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5
Ανακεφαλαίωση – Συμπεράσματα

5.1 Γενικά 102

5.2 Κατανομή του πεδίου τάσεων 102

5.3 Σχέση μεταξύ των κλιμάκων των μεγεθών 105

5.4 Εφαρμογή του μοντέλου Επιταχυνόμενης Έκλυσης Σεισμικής Ροπής στην περιοχή της Ινδίας 106

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 109

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι …….. (CD)
Σεισμικός κατάλογος

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης μελετάται η ευρύτερη περιοχή της Ινδίας, όσον αφορά το πεδίο των τάσεων που επικρατεί, τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του σεισμού της 26.01.2001 Mw=7.6 κοντά στο βορειοδυτικό άκρο της Ινδίας, καθώς και η δυνατότητα εφαρμογής του μοντέλου της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης του φλοιού. Μεγάλο τμήμα της διατριβής ειδίκευσης καλύπτει και η διαδικασία σύνθεσης πλήρους και ομογενούς καταλόγου σεισμών για την ευρύτερη περιοχή καθώς και η εύρεση σχέσεων μετατροπής των διαφόρων κλιμάκων μεγέθους σε μεγέθη της κλίμακας σεισμικής ροπής. Η περιοχή που εξετάσθηκε παρουσιάζει ενδιαφέρον από την άποψη ότι είναι από αυτές όπου συμβαίνουν μεγάλοι ενδο-πλακικοί σεισμοί.

Στο *πρώτο κεφάλαιο* παρουσιάζονται γενικά στοιχεία για τον σεισμό της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 κοντά στην πόλη Gujarat της Ινδίας και γίνεται μία σύντομη περιγραφή της γεωλογίας και της τεκτονικής της ευρύτερης περιοχής καθώς και σύντομη αναφορά στους ιστορικούς σεισμούς της περιοχής. Επίσης αναφέρονται στοιχεία από πρόσφατες έρευνες σχετικά με τους προσεισμούς και μετασεισμούς.

Στο *δεύτερο κεφάλαιο* εφαρμόζουμε τη μέθοδο αντιστροφής του τανυστή των τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας για να προσδιορίσουμε τις διευθύνσεις των αξόνων τάσης όπως αυτές προκύπτουν από μεγάλο δείγμα μηχανισμών γένεσης.

Στο *τρίτο κεφάλαιο* ασχοληθήκαμε με τη δημιουργία ενός νέου καταλόγου σεισμών για την περιοχή της Ινδίας με όσο το δυνατό πληρέστερα δεδομένα και, κυρίως, με κοινή κλίμακα μεγέθους για όλους τους σεισμούς ώστε στη συνέχεια, (κεφάλαιο τέσσερα), να εφαρμόσουμε τη μέθοδο της επιταχυνόμενης σεισμικής παραμόρφωσης του φλοιού για τον σεισμό του 2001 και για πέντε ακόμη μεγάλους σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην Ινδία μετά το 1990. Ο κατάλογος που προέκυψε από τη διαδικασία που περιγράφεται παρουσιάζεται στο παράρτημα Ι (CD).

Στο *πέμπτο κεφάλαιο* γίνεται σύνοψη των αποτελεσμάτων.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω την καθηγήτρια του Τομέα Γεωφυσικής Αναστασία Κυρατζή για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγησή της και τη συνεχή παρακολούθηση σε όλα τα στάδια της διατριβής ειδίκευσης.

Θερμά ευχαριστώ τα άλλα δυο μέλη της Συμβουλευτικής μου Επιτροπής, τον Επίκουρο Καθηγητή Κώστα Παπαζάχο και τον Επίκουρο Καθηγητή Μανώλη

Σκορδύλη για την καθοδήγηση και την πολύτιμη βοήθειά τους. Ιδιαίτερα τους ευχαριστώ γιατί μου διέθεσαν κώδικες Η/Υ και μου παρείχαν πολύτιμες συμβουλές σε θέματα προγραμματισμού.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω σε όλα τα μέλη ΔΕΠ του Τομέα Γεωφυσικής καθώς και στο υπόλοιπο προσωπικό, για την αμέριστη βοήθεια που πάντα παρέχουν στους μεταπτυχιακούς φοιτητές.

Ευχαριστώ όλους τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς φοιτητές για το ευχάριστο κλίμα που δημιουργούν και τη συνεργασία τους. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου και υποψήφιους Διδάκτορες Στέλιο Κουτράκη και Χριστόφορο Μπενετάτο για το χρόνο που αφιέρωσαν στις απορίες μου και για την αμέριστη συμπαράστασή τους καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τη φίλη μου Ε. Σκούφη για την ηθική της συμπαράσταση.

Στην οικογένειά μου για την αμέριστη στήριξη τους σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου, εκφράζω την ευγνωμοσύνη μου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1
Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ GUJARAT ΣΤΗΝ ΙΝΔΙΑ (26 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2001, Mw 7.6)

1.1 ΟΙ ΕΝΔΟΠΛΑΚΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Το μεγαλύτερο ποσοστό των σεισμών που εκδηλώνονται παγκοσμίως κάθε χρόνο εντοπίζονται στα όρια σύγκρουσης των λιθοσφαιρικών πλακών που απαρτίζουν τον γήινο φλοιό. Υπάρχουν όμως και περιπτώσεις σεισμών που εκδηλώνονται μακριά από τα όρια αυτά, στο εσωτερικό των λιθοσφαιρικών πλακών και είναι γνωστοί ως ενδοπλακικοί σεισμοί. Είναι γνωστοί και με τον όρο New Madrid Zone σεισμοί, και πήραν την ονομασία αυτή από μία ακολουθία τριών σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα από Mw 7.0 που εκδηλώθηκαν το χειμώνα του 1811-1812 στις κεντρικές Ηνωμένες Πολιτείες.

Οι ενδοπλακικοί σεισμοί δεν είναι άμεσο αποτέλεσμα της σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών. Εκδηλώνονται σπάνια σε περιοχές που θεωρούνται "σταθερές". Συχνά εντοπίζονται κοντά σε "παλαιά" όρια πλακών. Το εστιακό βάθος τέτοιων σεισμών εντοπίζεται συνήθως στον άνω και σπανιότερα στο μέσο φλοιό ενώ χαρακτηρίζονται από μεγάλα μεγέθη. Παρόλα αυτά, συχνά η επιφανειακή εκδήλωση του αντίστοιχου ρήγματος είναι μικρή ή και ανύπαρκτη (τυφλό ρήγμα).

Δύο μοντέλα έχουν προταθεί για την προπαρασκευαστική διαδικασία τέτοιων σεισμών. Σύμφωνα με το "Μοντέλο Επιφανειακών Τάσεων", η ομοιόμορφη, ευρέως φάσματος επιφανειακή τάση παράγει ενδοπλακικούς σεισμούς σε προϋπάρχοντα ρήγματα μικρής αντοχής στον άνω φλοιό (*Sykes, 1978; Hinze et al., 1988; Johnston and Kanter, 1990; Zoback, 1992*). Αντίθετα το "Μοντέλο Τοπικών Τάσεων" θεωρεί ότι η συγκέντρωση τοπικών τάσεων γύρω από τα ρήγματα αυτά προκαλεί τη γένεση ενδοπλακικών σεισμών (*Cambell, 1978; Liu and Zoback, 1997; Stuart et al., 1997*). Οι μηχανισμοί που προτάθηκαν για τον τρόπο με τον οποίο γίνεται η συγκέντρωση των τοπικών τάσεων μπορούν να κατανεμηθούν σε δύο επιμέρους μοντέλα, το "Μοντέλο Χαμηλής Έντασης" και στο "Μοντέλο Βασικής Οπισθέλκυσης ".

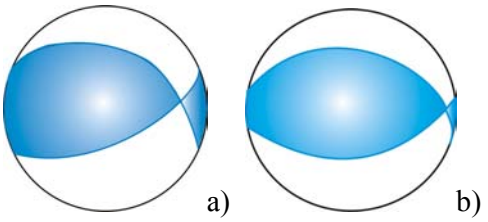
Σύμφωνα με το πρώτο παρουσιάζεται συσσώρευση τάσεων στον άνω φλοιό πάνω από περιοχές όπου ο κάτω φλοιός και ο άνω μανδύας εμφανίζουν χαμηλό ιξώδες. Η συσσώρευση αυτή πιθανότατα οφείλεται στην υψηλή θερμοκρασία ή στη μεγάλη περιεκτικότητα του φλοιού σε νερό (*Goetze and Evans, 1979; Griggs and Blacic, 1965*).

Κατά το δεύτερο μοντέλο η συγκέντρωση τοπικών τάσεων ίσως να προκαλείται από "οπισθέλκυση" της βάσης στο κάτω μέρος του φλοιού ή την λιθόσφαιρα λόγω των ρευμάτων μεταφοράς στον μανδύα ή των σωλήνων μεταφοράς.

1.2 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΗΣ 26ης ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΥ 2001

Ο σεισμός εκδηλώθηκε στις 03:16:42.30 UTC (τοπική ώρα 08:16 π.μ.) την 26η Ιανουαρίου 2001 στην περιοχή Gujarat της Ινδίας. Το επίκεντρο του σεισμού σύμφωνα με το International Seismological Centre (ISC) είχε συντεταγμένες: γεωγραφικό πλάτος 23.377° Β και γεωγραφικό μήκος 70.294° Α.

Το μέγεθος σεισμικής ροπής σύμφωνα με το Πανεπιστήμιο του Harvard ήταν Mw 7.6 ενώ ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού σύμφωνα με την ίδια πηγή παρουσιάζεται στο σχήμα 1.1. Το εστιακό βάθος υπολογίζεται ότι ήταν από 16 Km (ISC), ως 20 Km περίπου (Harvard).



Σχήμα 1.1 Μηχανισμός γένεσης του σεισμού που εκδηλώθηκε την 26η Ιανουαρίου 2001 με επίκεντρο το Gujarat της Ινδίας
a) Λύση CMT Harvard; b) Λύση των Antolik and Dreger (2003).

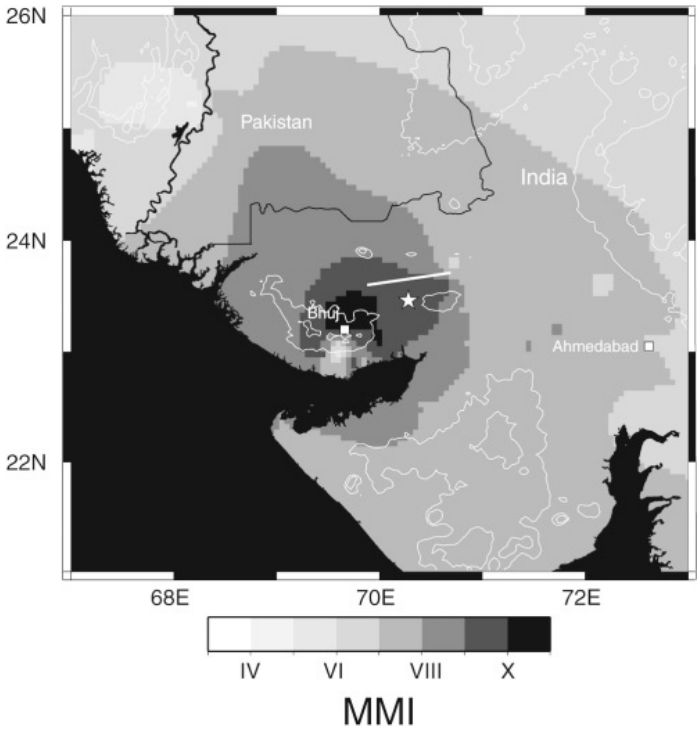
Ο σεισμός προήλθε από ανάστροφο ρήγμα με μικρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης και διεύθυνση Α-Δ. Σύμφωνα με πρόσφατη μελέτη για τον προσδιορισμό του μεγέθους και τον προσανατολισμό του ρήγματος από παρατήρηση των μετασεισμών του, το επίπεδο του ρήγματος έχει κλίση περίπου 50° προς το Νότο (*Negishi, et a.l, 2002)*. Το συμπέρασμα αυτό συμφωνεί με το μηχανισμό γένεσης που υπολόγισαν οι *Antolik and Dreger (2003)* σύμφωνα με το οποίο τα δύο επίπεδα του ρήγματος είναι:

1ο Επίπεδο: Αζιμούθιο=82° Κλίση=51° Ολίσθηση=77°

2ο Επίπεδο: Αζιμούθιο=282° Κλίση=41° Ολίσθηση=106°

Το μεγαλύτερο μέρος της εκλυόμενης ενέργειας προήλθε από μικρή περιοχή γύρω από το υπόκεντρο έκτασης 25 x 15 Km^2. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε επιμήκη

περιοχή που εκτείνεται από βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά (σχήμα 1.2). Στην εργασία των *Antolik and Dreger (2003)* από τη μελέτη τηλεσεισμικών δεδομένων με τη στοχαστική μέθοδο υποδεικνύεται η ύπαρξη μίας ακόμη περιοχής που εμφανίζει υψηλή τιμή εκλυόμενης ενέργειας δυτικά του υποκέντρου και σε βάθος μικρότερο των 10 Km, συμπέρασμα που ερμηνεύει το γεγονός ότι ο σεισμός έγινε αισθητός με μεγαλύτερη ένταση στις περιοχές κοντά στο δυτικό άκρο του ρήγματος αφού η αναπαραγωγή της εδαφικής κίνησης απαιτεί μοντέλο με συνιστώσα κατευθυντικότητας προς τα δυτικά.



Σχήμα 1.2. Γραφική αναπαράσταση της έντασης σε κλίμακα Mercalli με την οποία έγινε αισθητός ο σεισμός του Gujarat γύρω από το επίκεντρο (λευκό αστέρι) σύμφωνα με τους Hough et al (2002). Τα λευκά περιγράμματα οριοθετούν περιοχές ανυψωμένες περισσότερο από 100m ενώ η παχιά λευκή γραμμή αντιπροσωπεύει την τομή του ρήγματος με την επιφάνεια (Antolik and Dreger, 2003*)*.

Οι ίδιοι επιστήμονες υπολόγισαν ότι το μήκος του ρήγματος είναι περίπου 45 Km, τιμή που είναι σε καλή συμφωνία με την έρευνα των *Negishi et al., (2002)*, που συμπεραίνουν ότι η επιφάνεια του ρήγματος είναι περίπου 40 x 40 Km^2. Η επιφάνεια αυτή θεωρείται μικρή για σεισμό τέτοιου μεγέθους με αποτέλεσμα η αντίστοιχη

πτώση τάσης (στατική τάση) να είναι ασυνήθιστα υψηλή ακόμη και για ενδοπλακικούς σεισμούς (από 13 ως 25 MPa).

Η απόσταση του επικέντρου από το όριο σύγκρουσης της Ινδικής με την Ασιατική πλάκα είναι σχετικά μικρή (λίγο περισσότερο από 400 Km), με αποτέλεσμα να υπάρχει διχογνωμία μεταξύ των ερευνητών για το εάν μπορεί πράγματι να θεωρηθεί ότι ο συγκεκριμένος είναι ένας καθαρά ενδοπλακικός σεισμός. Η χαμηλή σεισμικότητα της γύρω περιοχής σε συνδυασμό με το μεγάλο μέγεθος του σεισμού καθώς και με το γεγονός ότι ανάλογα σεισμικά γεγονότα στην περιοχή επαναλαμβάνονται μετά από μεγάλες χρονικές περιόδους (σεισμός ανάλογου μεγέθους σημειώθηκε στην περιοχή το 1819), συνηγορούν υπέρ της κατάταξής του στην κατηγορία των ενδοπλακικών σεισμών.

Ένα επιπλέον στοιχείο που συνηγορεί με την άποψη αυτή είναι το γεγονός ότι αν και ο σεισμός ήταν πολύ ισχυρός και έγινε αισθητός από το Madras ως το Katmandu (*Hough et al*, 2002), δεν υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση του ρήγματος, δηλαδή έχουμε την περίπτωση ενός τυφλού ανάστροφου ρήγματος (*Bendick et al., 2001; Horton et al., 2001; Mueller and Pujol, 2001; Hough et al., 2002; Negishi et al., 2002; Singh et al., 2003*).

Λόγω της ισχυρής εδαφικής κίνησης κατά τη διάρκεια του σεισμού προκλήθηκαν υδρολογικά φαινόμενα και έντονες ρευστοποιήσεις σε εκτεταμένη περιοχή γύρω από το επίκεντρο που επιβεβαιώθηκαν τόσο από υπαίθριες παρατηρήσεις όσο και από δορυφορικές φωτογραφίες (*Tuttle et al., 2001)*. Αναφέρθηκαν περιπτώσεις όπου ποτάμια που είχαν ξεραθεί τα τελευταία εκατό χρόνια ενεργοποιήθηκαν ξανά για σύντομο χρονικό διάστημα, ενώ πολλοί κρατήρες με λάσπη που εμφανίστηκαν στην περιοχή Rann του Kutch είχαν διαστάσεις δεκάδων μέτρων. Στα χωράφια και τους δρόμους της ευρύτερης περιοχής δημιουργήθηκαν ρωγμές εύρους 2-3 m. Το λιμάνι Kandla υπέστη σοβαρότατες ζημίες λόγω των εκτεταμένων ρευστοποιήσεων και των ρωγμών που προκλήθηκαν στο έδαφος, αν και κάποιες κατασκευές, όπως οι δεξαμενές πετρελαίου που υπήρχαν στην περιοχή, άντεξαν την ισχυρή δόνηση.

Ο σεισμός της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 προκάλεσε πολύ μεγάλες ζημιές στην ευρύτερη περιοχή τόσο σε σύγχρονες κατασκευές όσο και σε ιστορικά μνημεία (π.χ. μνημεία του 9^{ου} μ.Χ αιώνα που άντεξαν παλαιότερους ισχυρούς σεισμούς όπως ο σεισμός του 1819 στην ίδια περιοχή με μέγεθος Mw 7.7). Στο Bhuj και το Anjar που

ήταν οι κοντινότερες στο επίκεντρο μεγάλες πόλεις, το 90% των κτιρίων κατέρρευσαν. Το μέγεθος των ζημιών δεν οφείλεται μόνο στο μέγεθος του σεισμού αλλά κυρίως στην κακή ποιότητα των κατασκευών. Αυτός είναι και ο λόγος που σε διάστημα μίας εβδομάδος από το συμβάν μόνο στην πόλη Ahmedabad σημειώθηκαν τριανταεπτά περιπτώσεις εγκληματικών πράξεων κατά μηχανικών, αρχιτεκτόνων και εργολάβων οικοδομών. Σημαντικές ζημιές σημειώθηκαν ακόμη και στο Hyderabad στο νότιο Πακιστάν καθώς και σε πόλεις της Ινδίας σε ανάλογες αποστάσεις από το επίκεντρο (*Hough et al*, 2002).

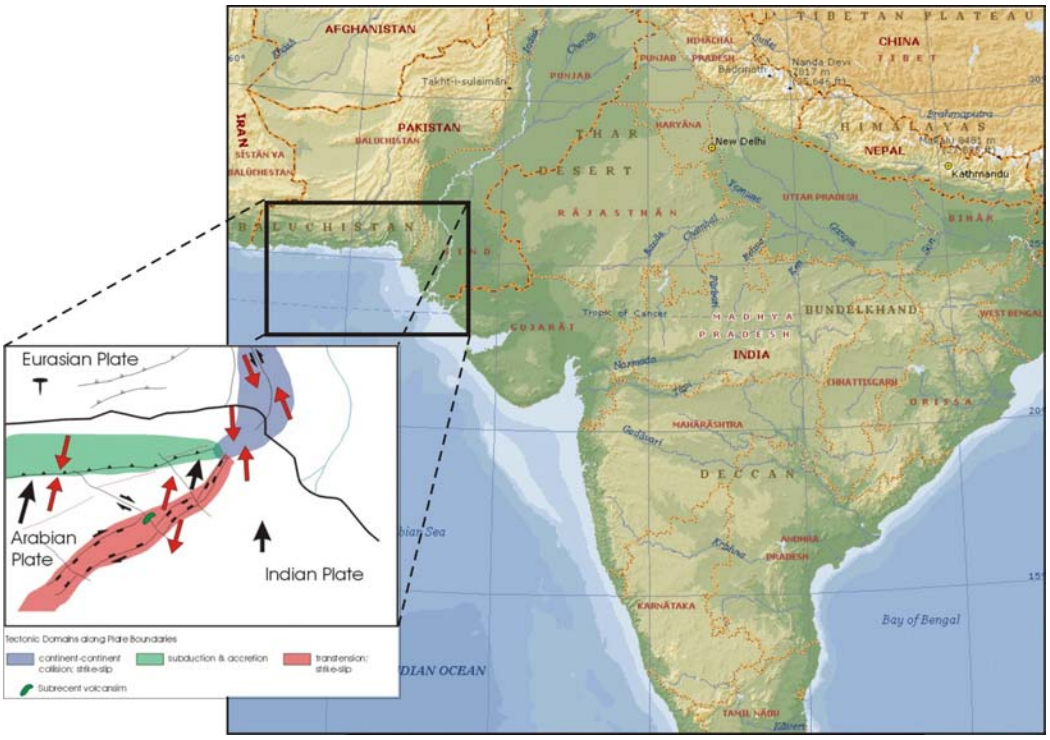
Πριν τον σεισμό του 2001 το Gujarat ήταν μια από τις ταχύτερα αναπτυσσόμενες περιοχές στην Ινδία με πληθυσμό που ξεπερνούσε τα πενήντα εκατομμύρια. Στην περιοχή ήταν εγκατεστημένες περίπου 1,600 μεγάλες βιομηχανίες και σχεδόν 200,000 βιοτεχνίες. Εκτός από τη μεγάλη οικονομική καταστροφή για τη χώρα (οι ζημιές υπολογίστηκε ότι ανήλθαν στο ποσό των 5 δισεκατομμυρίων δολαρίων περίπου), το μεγαλύτερο πλήγμα ήταν οι απώλειες σε ανθρώπινες ζωές. Ο σεισμός άφησε πίσω του περίπου 20,000 νεκρούς και πάνω από 100,000 τραυματίες (*Antolik and Dreger,* 2003).

1.3 ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ - ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Ινδίας παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την σεισμολογία διότι συγκεντρώνει μερικά σημαντικά χαρακτηριστικά. Εκεί εντοπίζεται το δυτικό όριο σύγκρουσης της Ινδίας με την Ευρασία που σηματοδοτείται από μία αντίστοιχη ζώνη με μεγάλη σεισμικότητα στα δυτικά σύνορα της χώρας με το Πακιστάν.

Πολύ κοντά στην ίδια περιοχή εντοπίζεται και ένα τριπλό σημείο σύγκρουσης όπου η Ινδική πλάκα και η Ευρασία συναντώνται με την Αραβική τεκτονική πλάκα. Βόρεια του τριπλού σημείου που τοποθετείται κοντά στην πόλη Karachi του Πακιστάν, η δυτική πλευρά της Ινδικής πλάκας κινείται αριστερόστροφα. Νότια του τριπλού σημείου αντίστοιχα η κίνηση είναι δεξιόστροφη, ενώ στο όριο σύγκλισης της Αραβικής πλάκας με την Ευρασία σχηματίζεται η ζώνη κατάδυσης του Makran. Γραφική αναπαράσταση του τριπλού σημείου και της κίνησης των πλακών, καθώς και των βασικότερων τεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής, παρουσιάζονται στο σχήμα 1.3. Τόσο στο όριο σύγκρουσης ηπειρωτικού με ηπειρωτικό φλοιό (μπλε),

όσο και στη ζώνη αμφι-διατμητικών τάσεων μεταξύ της Αραβικής και της Ινδικής πλάκας (κόκκινο), επικρατούν κυρίως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης.

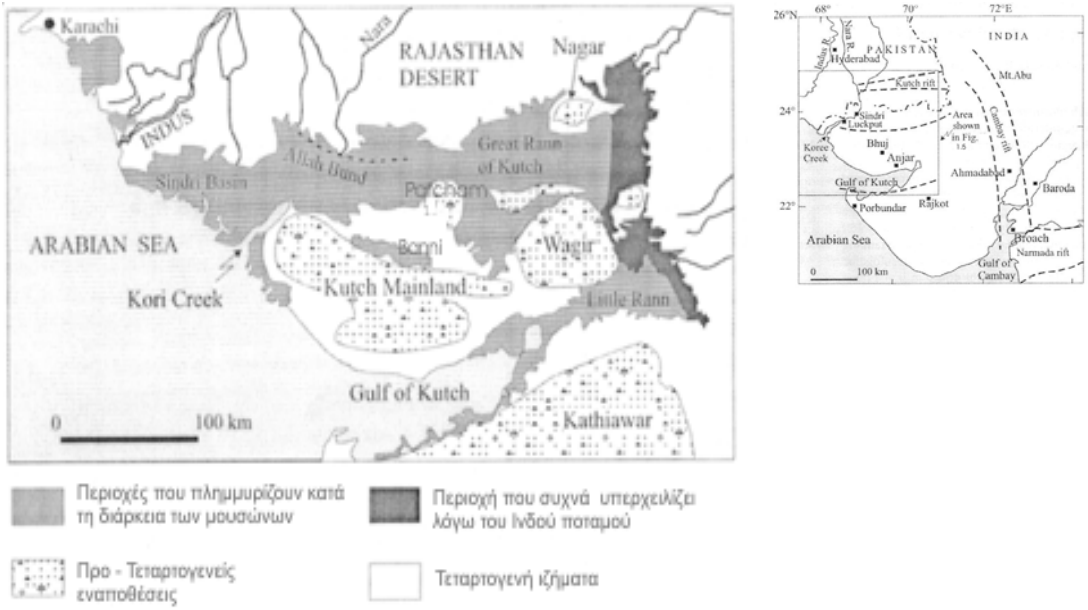


Σχήμα 1.3. Σε μεγέθυνση η γραφική αναπαράσταση του τριπλού σημείου Αραβικής, Ινδικής πλάκας και Ευρασίας. Σημειώνονται η ζώνη κατάδυσης του Makran (πράσινο), η ζώνη σύγκλισης της Ευρασίας με την Ινδία (μπλε), καθώς και η ζώνη διάτμησης μεταξύ της Αραβικής και της Ινδικής πλάκας (κόκκινο). Τα κόκκινα βέλη δείχνουν το θεωρούμενο πεδίο τάσεων στα όρια των πλακών ενώ το μήκος το μαύρων βελών την σχετική ταχύτητα της Αραβικής και της Ινδικής πλάκας ως προς την "σταθερή" Ευρασία. (Πηγές: http://www.bgr.de/b322/index.html?/b322/text/e_makran.htm, Microsoft Encarta Reference Library 2003).

Το επίκεντρο του σεισμού εντοπίζεται βόρεια από τον κόλπο του Kutch λίγο νοτιότερα από την περιοχή που είναι ευρύτερα γνωστή με το όνομα " Rann of Kutch" που σε ελεύθερη μετάφραση σημαίνει "Βάλτος από Αλλούβια" (το όνομα "Kutch" σήμερα γράφεται "Kachchh", στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήσαμε το παλαιότερο όνομα διότι εμφανίζεται συχνότερα στη διεθνή βιβλιογραφία). Αυτές οι μεγάλες ποσότητες αλλουβίων ιζημάτων παρασύρθηκαν και εναποτέθηκαν στην περιοχή με τους αιώνες από τα ποτάμια που εκβάλλουν στην Αραβική θάλασσα. Κατά τη διάρκεια των μουσώνων το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής αυτής

πλημμυρίζει ενώ το καλοκαίρι παραμένει στην επιφάνεια ένα στρώμα κυρίως από αλάτι (*Rajendran and Rajendran, 2001*). Λόγω αυτής της "ιδιορρυθμίας" στην περιοχή, ορισμένα ανυψωμένα τμήματα (π.χ. όπως η περιοχή με την ονομασία Kutch mainland και τα υψίπεδα Wagir, Patcham), κατά τη διάρκεια των μουσώνων μετατρέπονται σε νησιά.

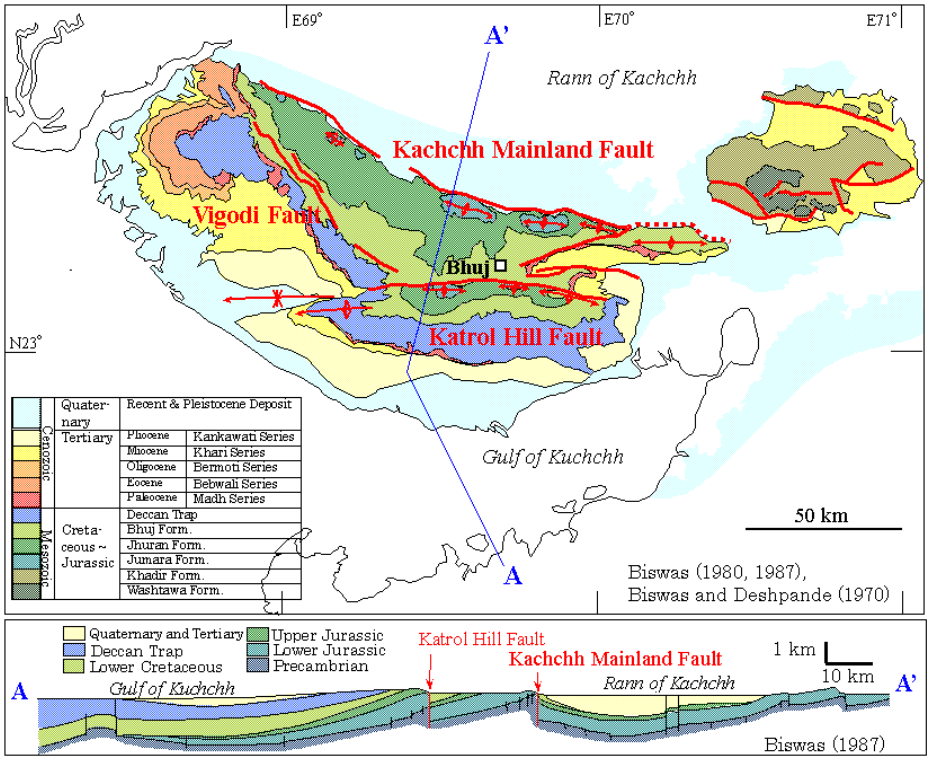
Έχουν αναγνωριστεί από τους *Roy and Merh (1977)* τρία μεγάλα γεωμορφολογικά στοιχεία στην περιοχή, α) Το ελαφρά ανυψωμένο τμήμα της πεδιάδας βόρεια του ρήγματος Allah Bund, β) η τάφρος ανάμεσα στον όρμο του Kori και τη νήσο Patcham, και τέλος γ) η εύφορη πεδιάδα του Banni μεταξύ του βάλτου (Great Rann of Kutch) και της περιοχής Kutch Mainland (σχήμα 1.4).



Σχήμα 1.4. α) Πολιτικός χάρτης όπου σημειώνονται οι μεγαλύτερες πόλεις της περιοχής Kutch (τροποποιημένο από *Biswas, 1987*), β) σε μεγέθυνση, απλοποιημένος γεωλογικός και μορφολογικός χάρτης της περιοχής γύρω από το επίκεντρο του σεισμού (τροποποιημένο από τους *Glennie and Evans, 1976*).

Η περιοχή του Kutch διαμορφώθηκε κατά τη Μεσοζωική περίοδο από τη διάσπαση της Γκοτβάνας (ενιαία νότια ήπειρος) και τη μετατόπιση της Ινδικής πλάκας που προήλθε από τη διάσπαση, προς βορρά. Η περιοχή χαρακτηρίζεται από παχύ στρώμα ιζημάτων. Οι παλαιότερες εναποθέσεις χρονολογούνται από τη Μεσοζωική περίοδο, (από την αρχή του Ιουρασικού ως τα μέσα του Κρητιδικού), και είναι ψαμμίτες

προερχόμενοι από θαλάσσιες εναποθέσεις αλλά και από τα ποτάμια που εκβάλλουν στην περιοχή. Το υπόβαθρο αυτού του στρώματος χρονολογείται από την εποχή του Προκάμβριου ενώ από πάνω εντοπίζεται στρώμα με βασάλτες του ανώτερου Κρητιδικού ως και την περίοδο του Παλεόκαινου. Τα ηφαιστειακά πετρώματα που εναποτέθηκαν στην περιοχή την ίδια περίοδο περίπου σχηματίστηκαν πιθανότατα κατά τη διάρκεια της μετακίνηση της Ινδικής πλάκας από γεωγραφικά πλάτη κοντά στον ισημερινό. Οι νεότερες Τριτογενείς εναποθέσεις ανήκουν στην περίοδο του Ηώκαινου και Πλειόκαινου. Το ανώτερο και νεώτερο στρώμα ιζημάτων (Τεταρτογενείς εναποθέσεις) περιλαμβάνει μεταξύ άλλων αμμοχάλικο, αιολικές εναποθέσεις καθώς και αλλουβιακά ριπίδια από πρόσφατες εναποθέσεις των ποταμών της περιοχής και το βάλτο του Kutch (*Wesnousky et al, 2001*). Αναλυτικός γεωλογικός χάρτης της περιοχής καθώς και μία γεωλογική τομή της περιοχής κοντά στο επίκεντρο του σεισμού παρουσιάζονται στο σχήμα 1.5.



Σχήμα 1.5. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Kutch (εδώ αναγράφεται ως Kachchh) και τομή του εδάφους κοντά στην πόλη Bhuj με διεύθυνση από βορρά προς νότο (A'-A) (Biswas and Deshpande 1970, τροποποιημένο από Biswas 1980, 1987).

Η λεκάνη που σχηματίστηκε στην περιοχή Kutch κατά τη δημιουργία της Ινδικής πλάκας, χαρακτηρίζονταν αρχικά από σειρά κανονικών ρηγμάτων που είναι ακόμη εκτεθειμένα στην περιοχή. Η κίνηση κατά μήκος αυτού του δικτύου ρηγμάτων προκάλεσε τη δημιουργία τεκτονικών λεκανών (horsts) και κεράτων (grabens) (*Biswas, 1987)*. Η περιοχή με τη σημερινή ονομασία Rann of Kutch καταλαμβάνει ένα τέτοιο graben, ενώ επίσης και τα "νησιά" Patcham, Kadir και Bela αντιστοιχούν σε ορισμένα από τα κέρατα που προέκυψαν με τον τρόπο αυτό.

Η μεταβολή του καθεστώτος εφελκυσμού που επικρατούσε στην περιοχή σε συμπίεση με διεύθυνση B-N πριν 40 εκατομμύρια χρόνια λόγω της σύγκρουσης της Ινδικής πλάκας με την Ασία προκάλεσε τη δημιουργία ανάστροφων ρηγμάτων μικρής γωνίας κλίσης (*Rajendran and Rajendran, 2001*). Ο σεισμός του Gujarat εκδηλώθηκε σε ένα από τα ρήγματα αυτά, αν και δεν έχει προσδιοριστεί με ακρίβεια σε ποιο από όλα. Για παράδειγμα, από κάποιους ερευνητές θεωρείται ότι το σεισμογόνο ρήγμα είναι πιθανότατα ένα μεγάλο γνωστό ρήγμα της περιοχής με τη ονομασία Kutch Mainland Fault, ενώ κατά άλλους το ρήγμα που ευθύνεται για το σεισμό είναι το ρήγμα της λεκάνης του Kutch (Kutch rift basin) (*Antolik and Dreger,* 2003).

Υπάρχουν αρκετά χαρτογραφημένα ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή του Gujarat αλλά και ειδικότερα κοντά στο επίκεντρο του σεισμού που εκδηλώθηκε την 26^{η} Ιανουαρίου 2001. Τα μεγαλύτερα και γνωστότερα από αυτά είναι το ρήγμα Allah Bund βόρεια του βάλτου (Great Rann of Kutch), που ευθύνεται και για τον μεγάλο σεισμό που εκδηλώθηκε στη περιοχή το 1819 (σχήμα 1.4.β), το ρήγμα Kutch Mainland που προαναφέραμε, το ρήγμα του λόφου Katrol και το ρήγμα Vigodi (σχήμα 1.5), ενώ είναι γνωστά και μικρότερα ρήγματα όπως για παράδειγμα τα ρήγματα Manfara και Adhoi στο νότιο άκρο της νήσου Wagir. Τα περισσότερα από τα ρήγματα της περιοχής είναι ανάστροφα ενώ παρουσιάζουν γενική διεύθυνση Α-Δ.

1.4 ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΟΙ ΜΕΓΑΛΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Σε γενικές γραμμές το επίπεδο σεισμικότητας της εξεταζόμενης περιοχής είναι χαμηλό, παρόλο που σε αυτή εκδηλώθηκε πρόσφατα ένας τόσο ισχυρός σεισμός. Στο πρόσφατο παρελθόν δεν εκδηλώθηκε ανάλογο γεγονός, ενώ αντίθετα σε ολόκληρη την επικράτεια της Ινδίας τις τελευταίες δεκαετίες έχουν συμβεί αρκετοί, ισχυρότατοι σεισμοί, εφόσον περιλαμβάνονται ή βρίσκονται πολύ κοντά στα σύνορά της μερικές από τις πιο σεισμογενείς ζώνες του πλανήτη, όπως είναι η ζώνη κατάδυσης της Ινδικής πλάκας κάτω από την Ευρασία (Θιβέτ).

Ο μεγαλύτερος σεισμός που συνέβη στην ίδια περιοχή τους δύο προηγούμενους αιώνες είναι ο σεισμός του 1819 με μέγεθος ανάλογο με εκείνο του σεισμού στο Gujarat το 2001. Πιο συγκεκριμένα το μέγεθος σεισμικής ροπής σε αυτή την περίπτωση υπολογίζεται ότι ήταν Mw ~ 7.7 (*Bilham, 1998*). Ο σεισμός εκδηλώθηκε στο βορειοδυτικό άκρο της "σταθερής" περιοχής της Ινδίας, δηλαδή της περιοχής που χαρακτηρίζεται από χαμηλή σεισμικότητα. Από το σεισμό προκλήθηκαν μεγάλης έκτασης φαινόμενα ρευστοποίησης όπως και στο σεισμό του Gujarat, καθώς και η ανύψωση ενός τμήματος του εδάφους μήκους 90 Km και με μέγιστο ύψος 4.3 μέτρα περίπου (*Rajendran and Rajendran, 2001*). Η έκταση αυτή είναι γνωστή με την ονομασία Allah Bund (βουνό του Θεού) (*Burnes, 1835; Baker, 1846; Lyell, 1857*) και προσέλκυσε πολλούς ερευνητές κατά την περίοδο της βρετανικής αποικιοκρατίας στην Ινδία.

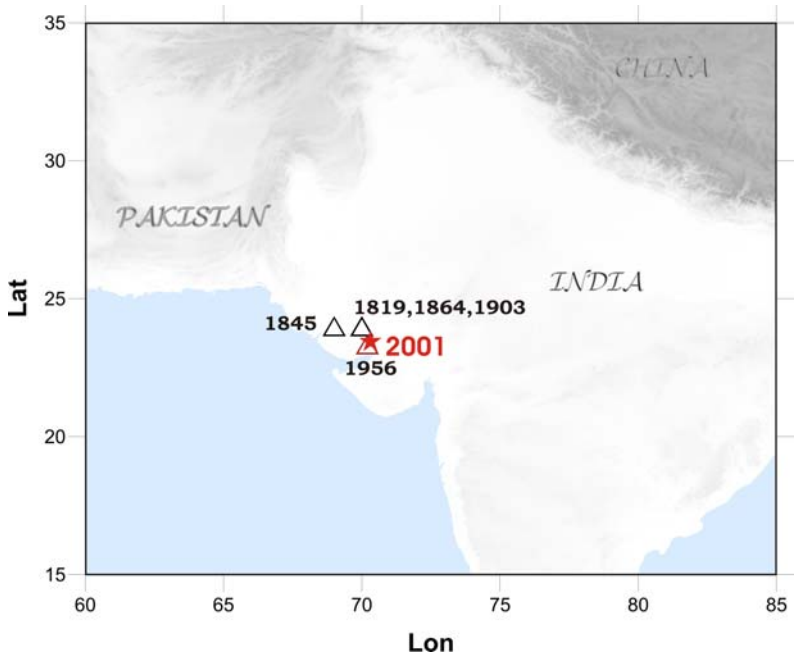
Από πρόσφατη μελέτη που συμφωνεί με αρχαιολογικά δεδομένα και ιστορικά στοιχεία φαίνεται ότι, πριν από το 1819, σεισμός συγκρίσιμου μεγέθους είχε εκδηλωθεί στην ίδια περιοχή περίπου 800-1000 χρόνια πριν (*Rajendran and Rajendran, 2001)*. Υπάρχουν επίσης αναφορές για έναν ακόμη ισχυρό σεισμό που εκδηλώθηκε πιθανότατα το 1668 στην ίδια περιοχή (*Burnes, 1835*).

Μετά το σεισμό του 1819, το σημαντικότερο σεισμικό γεγονός της περιοχής που αναφέρεται από ιστορικές πηγές συνέβη το 1844 ή το 1845. Εκτός από το χρόνο γένεσης που δεν έχει καθοριστεί με σαφήνεια, δεν έχει εντοπιστεί επίσης ούτε το ακριβές επίκεντρο και ούτε φυσικά το ακριβές μέγεθος. Από τις αναφορές όμως που υπάρχουν τόσο για τον συγκεκριμένο σεισμό όσο και για τους μετασεισμούς του υπολογίζεται ότι το μέγεθός του ήταν Mw > 6.0.

Ο μόνος μετέπειτα σεισμός με μέγεθος μεγαλύτερο του έξι ως και το 1900 που αναφέρεται στον κατάλογο του India Meteorological Department (IMD), εντοπίζεται χρονικά το 1864, ενώ το επίκεντρό του υπολογίζεται ότι είναι περίπου το ίδιο με εκείνο του σεισμού που συνέβη το 1819. Τον τελευταίο αιώνα αναφέρεται ότι σεισμός με σχεδόν την ίδια ένταση εκδηλώθηκε το 1903.

Θα μπορούσε κανείς να θεωρήσει ότι, ακόμη και σε ότι αφορά τους μεγάλους σεισμούς, η σεισμικότητα της περιοχής όπως τη γνωρίζουμε από ιστορικά στοιχεία είναι μικρή λόγω έλλειψης επαρκών αναφορών για τον πραγματικό αριθμό των σεισμών που εκδηλώθηκαν σε αυτή κατά καιρούς. Κάτι τέτοιο όμως είναι απίθανο διότι η περιοχή του Gujarat εκείνη την εποχή ήταν "πέρασμα" για αρκετούς ταξιδιώτες γι' αυτό και θεωρείται αδύνατο να συνέβη κάποιο μεγάλο σεισμικό γεγονός για το οποίο να μην υπάρχει απολύτως καμία αναφορά.

Το μέγεθος όλων των ιστορικών σεισμών που προαναφέρθηκαν υπολογίζεται ότι ήταν τουλάχιστον Mw 6.0, αλλά στις περισσότερες περιπτώσεις οι υπολογισμοί αυτοί ίσως να μην είναι αξιόπιστοι γιατί στηρίζονται κυρίως σε αναφορές της εποχής για τις ζημιές και την ένταση με την οποία έγινε αισθητός κάθε σεισμός.



Σχήμα 1.6 Επίκεντρα ιστορικών σεισμών στην περιοχή Gujarat της Ινδίας με μέγεθος Mw≥6.0 (μαύρα τρίγωνα) καθώς και του σεισμού που εκδηλώθηκε το 2001 (κόκκινο αστέρι), (επίκεντρα από IMD catalog).

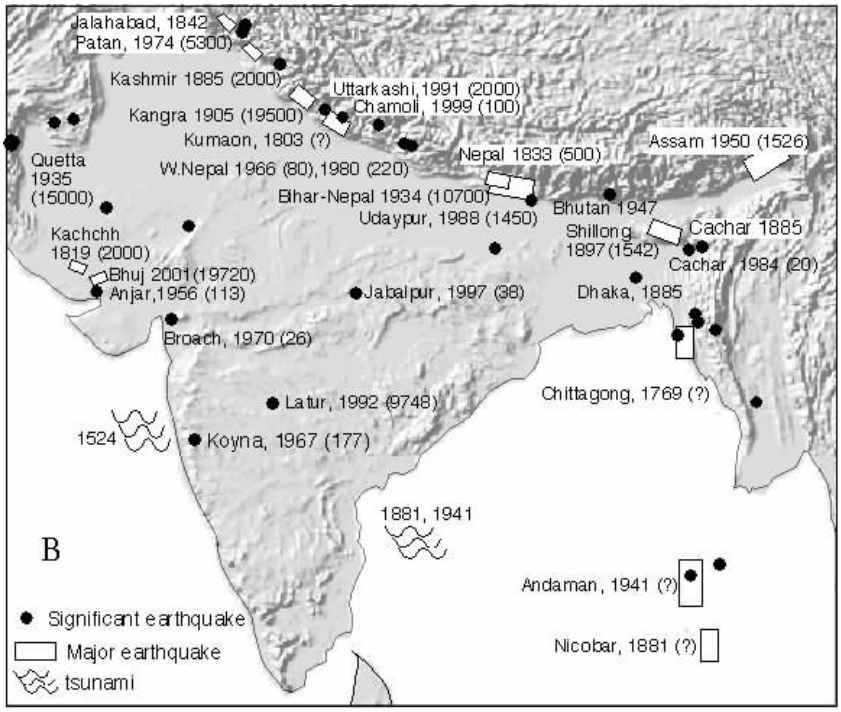
Το μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός που έχει συμβεί στην ίδια περιοχή τον εικοστό αιώνα είναι ο σεισμός που εκδηλώθηκε κοντά στην πόλη Anjar το 1956 με μέγεθος Mw 6.0 προκαλώντας το θάνατο περισσότερων των εκατό ανθρώπων και εκατοντάδες τραυματισμούς. Σίγουρα ο συγκεκριμένος σεισμός ήταν ένας από τους σημαντικότερους της περιοχής μετά και την τοποθέτηση των πρώτων σεισμογράφων στην Ινδία.

Αντίθετα από τη χαμηλής σεισμικότητας περιοχή του Gujarat, τους τελευταίους δύο αιώνες στην ευρύτερη περιοχή που περιλαμβάνει το κράτος της Ινδίας έχουν συμβεί αρκετοί ισχυροί σεισμοί. Χαρακτηριστικά αναφέρουμε στον πίνακα 1.1 τους μεγαλύτερους σεισμούς που εκδηλώθηκαν στην περιοχή αυτή μετά το 1950 με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ των τιμών 5.4<M<7.3.

Πίνακας 1.1. Μεγάλοι σεισμοί στην Ινδία στο χρονικό διάστημα 1950-2000 (*Bilham et al., 2001*).

Περιοχή	**Ημερ/νία**	**Βόρειο Γεωγρ. πλάτος**	**Ανατολικό Γεωγρ. μήκος**	**Μέγεθος (Mw)**
Koyna	11/12/1967	17.37	73.75	6.5
Bhadrachalam	13/04/1969	17.90	80.60	5.7
Broach	23/03/1970	21.70	73.00	5.4
Nepal	21/08/1988	26.72	86.63	6.4
Uttarkashi	20/10/1991	30.75	78.86	6.6
Latur	30/09/1993	18.07	76.62	6.3
Jalbalpur	21/05/1997	23.08	80.06	6.0
Chamoli	28/03/1999	30.41	79.42	6.8

Οι σεισμοί αυτοί εκδηλώθηκαν κυρίως σε έντονα σεισμογενείς περιοχές κοντά στη ζώνη σύγκρουσης Ινδίας – Ευρασίας. Ορισμένοι από αυτούς όμως εντοπίζονται στο εσωτερικό της Ινδικής Πλάκας που θεωρείται σεισμικά πιο σταθερή περιοχή, όπως ο σεισμός στην περιοχή Koyna (1967), ο σεισμός που σημειώθηκε στο Broach (1970) σχετικά κοντά στην περιοχή Gujarat, καθώς επίσης ο σεισμός στο Latur (1993) και ο σεισμός κοντά στην πόλη Jabalpur (1997) στην κεντρική Ινδία. Τα επίκεντρα των σημαντικότερων σεισμών που συγκλόνισαν την Ινδία από το 1819 ως το 1999 παρουσιάζονται στο σχήμα 1.7.



Σχήμα 1.7 Επίκεντρα των ισχυρότερων σεισμών της Ινδίας στο χρονικό διάστημα 1819-1999. Σε παρένθεση σημειώνονται και ο αριθμός των θανάτων που προκλήθηκαν σε κάθε περίπτωση (*Bilham and Gaur, 2000*)

1.5 ΠΡΟΣΕΙΣΜΟΙ-ΜΕΤΑΣΕΙΣΜΟΙ

Ο σεισμός μεγέθους 7.6 που εκδηλώθηκε νωρίς το πρωί της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 χτύπησε μάλλον απροειδοποίητα. Ο μοναδικός προσεισμός, με το ίδιο σχεδόν επίκεντρο, εκδηλώθηκε περίπου ένα μήνα πριν από τον κύριο σεισμό, στις 24 Δεκεμβρίου 2000, με μέγεθος Mw 4.6 και εστιακό βάθος 10 Km.

Για τον κύριο σεισμό δεν υπάρχουν αξιόπιστες κοντινές καταγραφές αφού τόσο στο σεισμολογικό σταθμό της πόλης Bhuj που βρίσκονταν πολύ κοντά στο επίκεντρο, όσο και στον δεύτερο κοντινότερο σταθμό (DGA) που απέχει περίπου 246 Km από το επίκεντρο, όλα τα όργανα έπαθαν κορεσμό λόγω του μεγέθους του σεισμού. Η κοντινότερη καταγραφή που υπάρχει προέρχεται από το σεισμολογικό σταθμό της πόλης Mumbai σε απόσταση μεγαλύτερη των 565 Km. Η μέγιστη επιτάχυνση που καταγράφηκε από επιταχυνσιογράφο τοποθετημένο στο ισόγειο δεκαώροφου κτηρίου

στο Ahmedabad, σχεδόν 240 Km από το επίκεντρο, άγγιξε την τιμή των 100 gal, αλλά υπάρχουν σοβαρές αμφιβολίες για τη σωστή του λειτουργία.

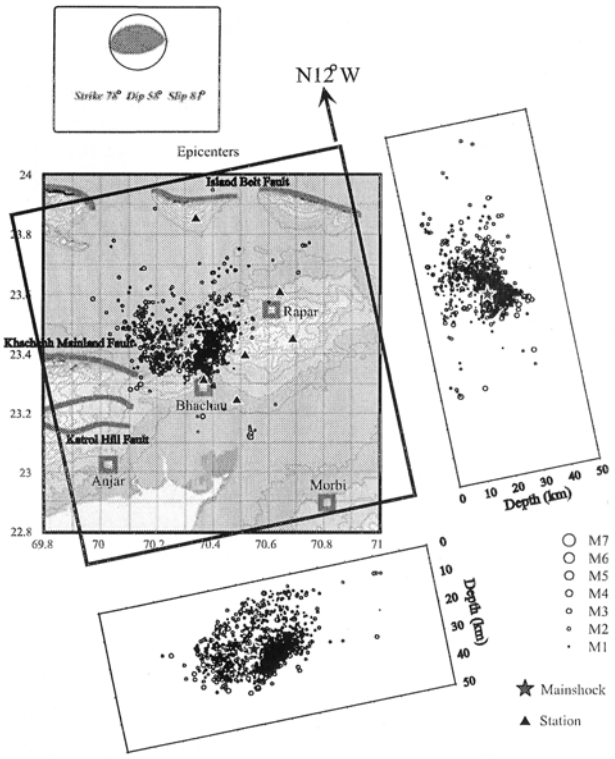
Όπως είναι φυσικό μετά από ένα τόσο ισχυρό επιφανειακό σεισμό ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμικών δονήσεων. Μόνο την ημέρα του κύριου σεισμού ακολούθησαν δεκαεφτά μετασεισμοί με μεγέθη από 4.6≤Mw≤5.6 ενώ το εστιακό βάθος ανά περίπτωση υπολογίστηκε σε 8 ως 24 Km. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός εκδηλώθηκε δύο μέρες αργότερα, στις 28 Ιανουαρίου 2001 με μέγεθος Mw5.7 σε βάθος 10 Km περίπου. Το επίκεντρό του σύμφωνα με το India Meteorological Department (IMD) εντοπίζεται πολύ κοντά στο επίκεντρο του κύριου σεισμού.

Σε αντίθεση με την έλλειψη κοντινών καταγραφών στην περίπτωση του κύριου σεισμού, για την πληθώρα των μετασεισμών υπάρχουν καλές καταγραφές τόσο από το σταθερό δίκτυο σεισμογράφων και επιταχυνσιογράφων στους μόνιμους σεισμολογικούς σταθμούς, όσο και από μικρότερα δίκτυα φορητών σεισμογράφων που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή από διάφορες ερευνητικές ομάδες λίγες μέρες μετά τον σεισμό της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001.

Από το Center for Earthquake Research and Information (CERI), εγκαταστάθηκε δίκτυο οχτώ συνολικά φορητών σταθμών στην περιοχή γύρω από το επίκεντρο. Τα προκαταρκτικά αποτελέσματα για τον εντοπισμό των μετασεισμών που προσδιορίζουν ότι το επίπεδο του ρήγματος "βυθίζεται" προς νότο ενώ εκτείνεται από βάθος 10 ως και 35 Km περίπου (*Horton et al, 2001*). Τα επίκεντρα των μετασεισμών εμφανίζουν σημαντική διασπορά αλλά δείχνουν μετατοπισμένα κατά 10 Km βορειότερα σε σχέση τόσο με τη δημοσίευση από το U.S. Geological Survey (USGS) για τον εντοπισμό του υποκέντρου, όσο και με το επιφανειακό ίχνος του ρήγματος Kutch Mainland που θεωρήθηκε από ορισμένους ως το σεισμογόνο ρήγμα.

Σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξαν και η ομάδα των *Negishi et al. (2002)* οι οποίοι εγκατέστησαν προσωρινό δίκτυο επτά σταθμών με σκοπό να υπολογίσουν τα χαρακτηριστικά του επιπέδου του ρήγματος από τη μελέτη των μετασεισμών του. Παρά το γεγονός ότι τα μέσα μαζικής ενημέρωσης επικέντρωσαν την προσοχή τους στην πόλη Bhuj ως την πλέον πληγείσα περιοχή, στην πραγματικότητα ορισμένα μικρά χωριά ανατολικά της πόλης υπέστησαν ολοκληρωτική καταστροφή. Για το λόγο αυτό θεωρήθηκε προτιμότερο οι σταθμοί αυτοί να τοποθετηθούν ανατολικά του επικέντρου καλύπτοντας περιοχή περίπου 70 Km από βορρά προς νότο και 40 Km

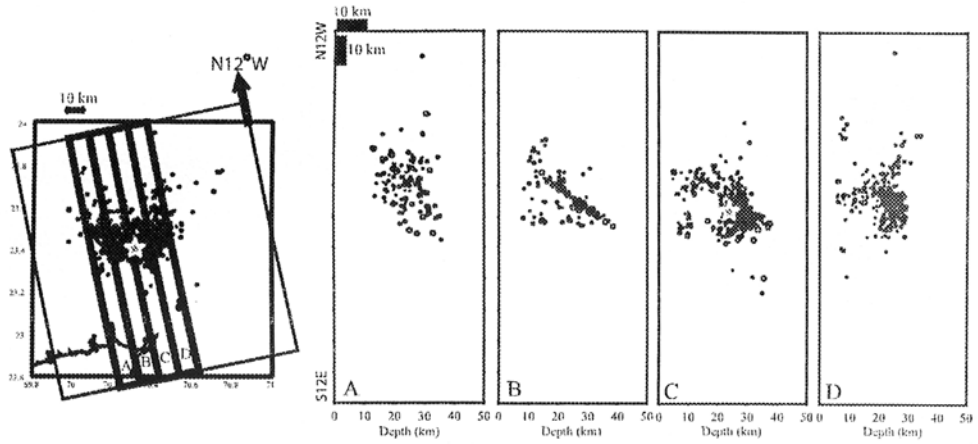
από ανατολή προς δύση. Το δίκτυο αυτό τέθηκε σε λειτουργία για επτά συνολικά ημέρες, από την 28η Φεβρουαρίου ως και την 6η Μαρτίου.



Σχήμα 1.8. Επίκεντρα των μεγαλύτερων μετασεισμών που καταγράφηκαν από δίκτυο επτά προσωρινών σταθμών (τρίγωνα) στην περιοχή κοντά στο επίκεντρο (αστέρι) του κύριου σεισμού. Επίσης παρουσιάζονται οι τομές με διεύθυνση Β-Ν και Α-Δ σε σχέση με το βάθος, καθώς και ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού (*Negishi et al., 2002*).

Στο χρονικό διάστημα που λειτούργησε το δίκτυο αυτό καταγράφηκαν μερικές χιλιάδες μετασεισμών. Από αυτούς χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές των 1428 μετασεισμών με τα μεγαλύτερα μεγέθη. Από τη μελέτη αυτή προέκυψε το συμπέρασμα ότι το επίπεδο του ρήγματος βυθίζεται προς νότο με κλίση περίπου 50º, ενώ θεωρητικά η επέκτασή του ως την επιφάνεια θα έδινε επιφανειακό ίχνος κοντά στο νοτιότερο άκρο του βάλτου του Kutch, δυτικά της πόλης Rapar. Η συνολική περιοχή που καλύπτουν οι μετασεισμοί υπολογίζεται σε 1290 ως 1960 Km^2, επιφάνεια που θεωρείται μικρή για σεισμό τόσο μεγάλου μεγέθους.

Στο σχήμα 1.8 παρουσιάζονται τα επίκεντρα των μετασεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην μελέτη των *Negishi et al. (2002)*. Λεπτομερέστερες τομές σε συνάρτηση με το βάθος και για διεύθυνση Β-Ν παρουσιάζονται στο σχήμα 1.9.



Σχήμα 1.9. Τομές με γενική διεύθυνση Β-Ν όπου εντοπίζονται τα επίκεντρα μετασεισμών. Η απόσταση μεταξύ διαδοχικών τομών είναι 10 Km (*Negishi et al., 2002*).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2
ΠΕΔΙΟ ΤΑΣΕΩΝ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ

2.1 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΤΟΥ ΤΑΝΥΣΤΗ ΤΑΣΗΣ

Οι σεισμοί προκαλούνται από διατμητικές παραμορφώσεις στην επιφάνεια ρηγμάτων που προϋπάρχουν σε κάθε περιοχή. Η αντίστοιχη ολίσθηση που εκδηλώνεται δεν έχει τυχαία διεύθυνση αλλά ακολουθεί εκείνη της διατμητικής τάσης του επιπέδου του ρήγματος. Σκοπός της μεθόδου της **αντιστροφής του τανυστή της τάσης** είναι να υπολογίσουμε εκείνη την κατάσταση των τάσεων μιας περιοχής που ελαχιστοποιεί τη διαφορά ανάμεσα στην υπολογισμένη διατμητική τάση και την αντίστοιχη διεύθυνση της ολίσθησης που προκύπτει από το σύνολο των σεισμών που λαμβάνονται υπόψη στους υπολογισμούς. Το πεδίο των τάσεων που προκύπτει με τον τρόπο αυτό μας υποδεικνύει τον τρόπο με τον οποίο τα ρήγματα απορροφούν τη συσσωρευμένη παραμόρφωση μιας περιοχής μέσω της γένεσης σεισμών σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

Η διαδικασία της αντιστροφής έγινε μέσω του αλγορίθμου των *Gephart and Forsyth (1984)* και τις περαιτέρω βελτιώσεις από τον *Gephart (1990)*. Ο κώδικας είναι γραμμένος σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN και απαρτίζεται από 5 επιμέρους προγράμματα.

Είναι γνωστό ότι ο τανυστής της τάσης, τ_{ij} μπορεί να γραφεί ως το άθροισμα δυο τανυστών, ενός ισότροπου τανυστή (ισοτροπέας) ($P\delta_{ij}$) και ενός τανυστή με μηδενικό ίχνος (εκτροπέας) (σ_{ij}) δηλαδή $\tau_{ij} = P\delta_{ij} + \sigma_{ij}$. Ο τανυστής ($P\delta_{ij}$) είναι γνωστός ως το ισότροπο ή το υδροστατικό ή το σφαιρικό τμήμα του τανυστή της τάσης ενώ ο τανυστής (σ_{ij}) είναι γνωστός ως το εκτροπικό τμήμα του τανυστή της τάσης (deviatoric part). Επειδή τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται είναι απλώς γεωμετρικά στοιχεία των δυο επιπέδων κάθε μηχανισμού γένεσης, δεν είναι δυνατό να υπολογιστεί το μέγεθος της ισότροπης (ή υδροστατικής ή σφαιρικού τμήματος του τανυστή της τάσης) και της εκτροπικής τάσης. Αντί αυτού υπολογίζουμε τέσσερις ανεξάρτητες παραμέτρους του μοντέλου, τον προσανατολισμό των τριών κύριων αξόνων τάσης σ_1, σ_2 και σ_3 (οι άξονες P, B και T αντίστοιχα), καθώς και την παράμετρο R (σχέση 2.1).

Οι $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ αντιπροσωπεύουν τους άξονες μέγιστης, μέσης και ελάχιστης τάσης του μοντέλου (με αντίστοιχες τιμές $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$). Οι άξονες αυτοί αποτελούν ένα ορθογώνιο σύστημα αναφοράς και ανάλογα με τις τιμές τους ορίζουν ένα ελλειψοειδές, το σχήμα του οποίου

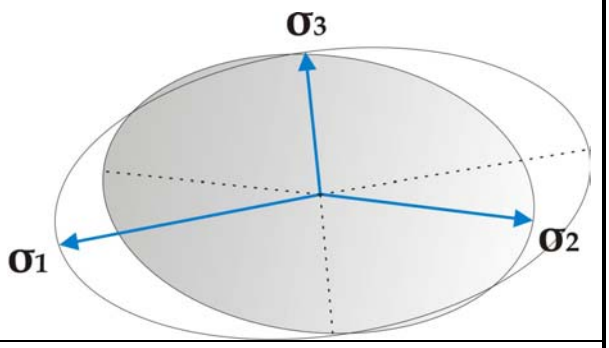
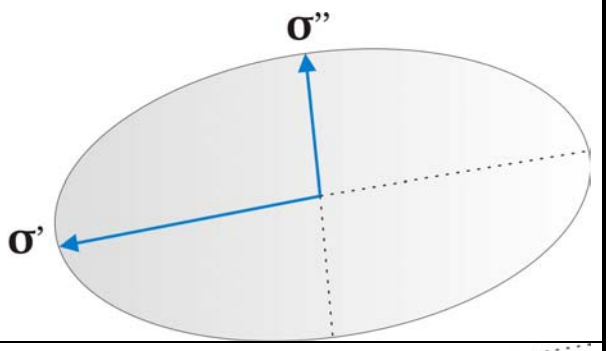
χαρακτηρίζει την τάση στο συγκεκριμένο σημείο (οι $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ αποτελούν τους ημιάξονες του ελλειψοειδές του Lame).

Η παράμετρος *R* αντίθετα είναι μονόμετρο μέγεθος και αντιπροσωπεύει το σχετικό μέγεθος της μέσης τάσης (σ_2), ως προς το μέγεθος της μέγιστης και της ελάχιστης τάσης (σ_1 και σ_3 αντίστοιχα). Η παράμετρος *R* υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_1)}{(\sigma_3 - \sigma_1)}, \qquad (0< R<1) \qquad (2.1)$$

Η κατάσταση των τάσεων σε ένα σημείο αντιστοιχεί σε γενικές γραμμές σε μία από τις τρεις περιπτώσεις που παρουσιάζονται στον πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1. Κατάσταση των τάσεων σε ένα τυχαίο σημείο

Κατάσταση τάσεων	**Άξονες τάσεων διάφοροι από το μηδέν**	**Ελλειψοειδές τάσεων**
Τριαξονικό σύστημα τάσεων	$\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3 \neq 0$	
Διαξονικό σύστημα τάσεων	Μόνο 2 άξονες $\neq 0$ (σ', σ'' οι 2 από τους 3 άξονες $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$)	
Μονοαξονικό σύστημα τάσεων	Μόνο 1 άξονας $\neq 0$ (σ' ένας από τους 3 άξονες $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$)	

Εάν και οι τρεις άξονες έχουν τιμές διάφορες από το μηδέν τότε, ανάλογα με την τιμή της παραμέτρου *R*, το σύστημα των τάσεων μπορεί να ανήκει σε μία από τις παρακάτω περιπτώσεις:

- Αν $\sigma_1 > \sigma_2 \cong \sigma_3$ τότε $R \simeq 1$ οπότε επικρατεί η "αξονική συμπίεση".
- Αν $\sigma_3 < \sigma_1 \cong \sigma_2$ τότε $R \simeq 0$ οπότε επικρατεί η "αξονική επιμήκυνση".

Μεταξύ αυτών των δύο ακραίων περιπτώσεων η κατάσταση των τάσεων είναι ιδιαίτερα ευαίσθητη ακόμη και σε μικρές μεταβολές των τιμών των $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$. Έτσι λοιπόν παρατηρείται μεταβολή από καθεστώς οριζόντιας μετατόπισης σε :

- καθεστώς συμπίεσης όταν $0.85 \prec R \prec 1$.
- καθεστώς εφελκυσμού όταν $0 \prec R \prec 0.15$.

[Και οι δύο προηγούμενες περιπτώσεις ($0.85 \prec R \prec 1$ ή $0 \prec R \prec 0.15$) αντιστοιχούν σε σχεδόν μονοαξονικό σύστημα τάσεων].

- Εάν η τιμή του *R* = 0.5 τότε ισχύει $\sigma_2 = 0$ (διαξονικό σύστημα τάσεων).

- Εάν αντίστοιχα η τιμή του *R* βρίσκεται μεταξύ των ορίων $0.45 \prec R \prec 0.55$ τότε η κατάσταση των τάσεων είναι σχεδόν διαξονική.

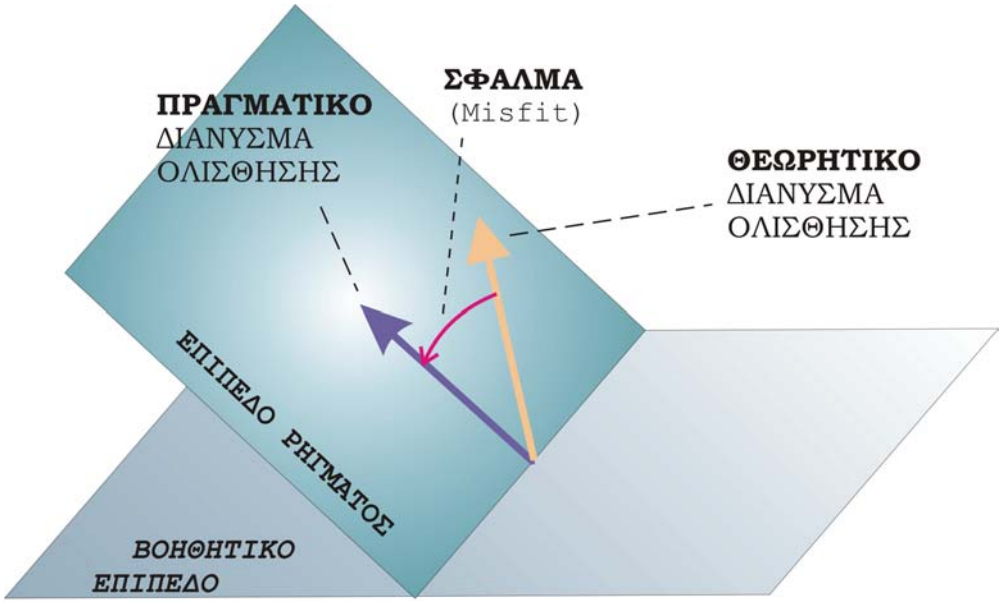
Τέλος, εάν η τιμή του *R* βρίσκεται εντός των ορίων $0.15 \le R \le 0.45$ ή $0.55 \le R \le 0.85$, τότε η κατάσταση των τάσεων χαρακτηρίζεται ως τριαξονική. Ειδικότερα, στην περίπτωση που ισχύει R<0.45 υποδεικνύεται καθεστώς αμφι-εφελκυσμού με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης όπου ο σ_2 δείχνει χαρακτηριστικά συμπίεσης.

- Εάν R>0.55 υποδεικνύεται καθεστώς αμφι-συμπίεσης με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης με τον εφελκυσμό να υπερισχύει στον σ_2 (*Bellier et al., 1997)*.

Η εφαρμογή της μεθόδου θεωρείται επιτυχής όταν η διαφορά ανάμεσα στις προβλέψεις του υπολογισμένου μοντέλου και των παρατηρήσεων είναι ελάχιστες. Ως μέτρο αυτής της διαφοράς ορίζεται η γωνία κατά την οποία απαιτείται να περιστραφεί ένα από τα δύο υπολογισμένα επίπεδα του ρήγματος ώστε να συμπέσει με το αντίστοιχο επίπεδο που προκύπτει από τα δεδομένα των παρατηρήσεων (σχήμα 2.1). Η γωνία αυτή (misfit) είναι ταυτόχρονα και η γωνία κατά την οποία πρέπει να περιστραφεί η διεύθυνση ολίσθησης ενός από τα δύο πιθανά επίπεδα του ρήγματος γύρω από αυθαίρετο άξονα ώστε να συμπέσει με την υπολογισμένη διεύθυνση της διατμητικής τάσης.

Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται για όλους τους μηχανισμούς γένεσης μιας περιοχής. Ο τανυστής τάσης που ανταποκρίνεται στην ελάχιστη μέση γωνία περιστροφής θεωρείται ότι είναι ο καλύτερος τανυστής τάσης για το συγκεκριμένο πλήθος μηχανισμών γένεσης.

Για να εφαρμοστεί με επιτυχία η συγκεκριμένη μέθοδος σε μία περιοχή είναι απαραίτητο στο ομογενές πεδίο τάσεων να περιλαμβάνονται ρήγματα με διαφορετικό προσανατολισμό διότι σε αντίθετη περίπτωση δεν μπορεί να περιοριστεί ικανοποιητικά η διεύθυνση των κύριων αξόνων τάσης (*Gillard and Wyss, 1995).*



Σχήμα 2.1. Σχηματική αναπαράσταση της γωνίας που απαιτείται να περιστραφεί το θεωρητικό διάνυσμα ολίσθησης ώστε να ταυτιστεί με το πραγματικό. Η γωνία αυτή είναι ταυτόχρονα και το σφάλμα του θεωρητικού μοντέλου που υπολογίζεται από την αντιστροφή (misfit).

Η ομογένεια του πεδίου τάσεων εκτιμάται από τη μέση τιμή της γωνίας περιστροφής (misfit) και για περιοχή εμπιστοσύνης 95% ή 90% για το καλύτερο μοντέλο που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο πλήθος μηχανισμών γένεσης (*Parker and McNutt, 1980; Gephart and Forsyth, 1984*). Τόσο οι *Wyss et al. (1992)* όσο και οι *Gillard and Wyss (1995)* έδειξαν μετά από δοκιμές ότι στις περιπτώσεις που η μέση γωνία περιστροφής είναι μικρότερη από έξι μοίρες ($F<6°$), το πεδίο των τάσεων μπορεί να θεωρηθεί ομογενές. Συγκεκριμένα προέκυψε ότι σφάλματα στα δεδομένα (μηχανισμοί γένεσης) της τάξεως των 5°, 10°, ακόμη και 15°, αντιστοιχούν σε γωνία περιστροφής (misfit) που δεν ξεπερνά τις 3°, 6° και 8° αντίστοιχα.

Στην παρούσα εργασία θέσαμε όριο στην περιοχή εμπιστοσύνης το 95%. Η τιμή αυτή υπολογίζεται από τη σχέση:

$$confidence\lim it(95\%) = [\frac{1.96 \cdot \sqrt{\frac{\pi}{2} - 1} \cdot \sqrt{n} + n}{n - 4}] \cdot \min misfit \quad (3.2)$$

όπου n είναι το πλήθος των μηχανισμών γένεσης κατά τη διαδικασία της αντιστροφής και min *misfit* είναι η ελάχιστη γωνία περιστροφής (αντιστοιχεί στο καλύτερο θεωρητικό μοντέλο).

Η επιλογή του επιπέδου ρήγματος μεταξύ των δύο επιπέδων που ορίζονται από τον μηχανισμό γένεσης είναι σημαντική στην μέθοδο της αντιστροφής. Συνήθως, από την επιφανειακή εκδήλωση των ρηγμάτων ή από την οριοθέτηση των μετασεισμών μετά από ένα μεγάλο σεισμό μπορεί να προσδιοριστεί ποιο από τα δύο είναι στην πραγματικότητα το επίπεδο του ρήγματος.

Από τα δεδομένα που χρησιμοποιήσαμε σε αυτή τη μελέτη δεν υπήρχε αυτή η δυνατότητα οπότε και η επιλογή του επιπέδου του ρήγματος σε κάθε περίπτωση έγινε από το πρόγραμμα της αντιστροφής. Σύμφωνα με τους *Gephart και Forsyth (1984)* εάν η γωνία περιστροφής του πραγματικού επιπέδου ρήγματος (misfit) είναι μικρότερη από 20° και ταυτόχρονα η διαφορά των γωνιών περιστροφής του δευτερεύοντος και του πρωτεύοντος επιπέδου είναι μεγαλύτερη από 10°, τότε το επίπεδο του ρήγματος, (πρωτεύων επίπεδο), είναι αυτό για το οποίο υπολογίστηκε η μικρότερη γωνία περιστροφής (misfit). Η ελάχιστη τιμή αυτή της γωνίας υπολογίζεται μετά από επαναλαμβανόμενες δοκιμές μεταβάλλοντας συστηματικά τόσο την τιμή του παράγοντα *R* όσο και τον προσανατολισμό των διανυσμάτων σ_1, σ_2 και σ_3.

Πρέπει να σημειώσουμε ότι η επιλογή του κύριου επιπέδου με αυτή τη μεθοδολογία δεν είναι πάντοτε σωστή. Σύμφωνα με μελέτες των *Michael (1987)* και *Lund and Slunga (1999)* ο αλγόριθμος ορισμένες φορές επιλέγει το βοηθητικό επίπεδο ως κύριο. Σε πρόσφατη εργασία της για το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας και του Βορείου Αιγαίου η Kiratzi (2002) επίσης έφτασε στο συμπέρασμα ότι ο συγκεκριμένος αλγόριθμος επέλεξε σωστά το επίπεδο του ρήγματος στο 65% των περιπτώσεων όπου το επίπεδο αυτό ήταν εκ των προτέρων γνωστό.

2.2 ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΓΕΝΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

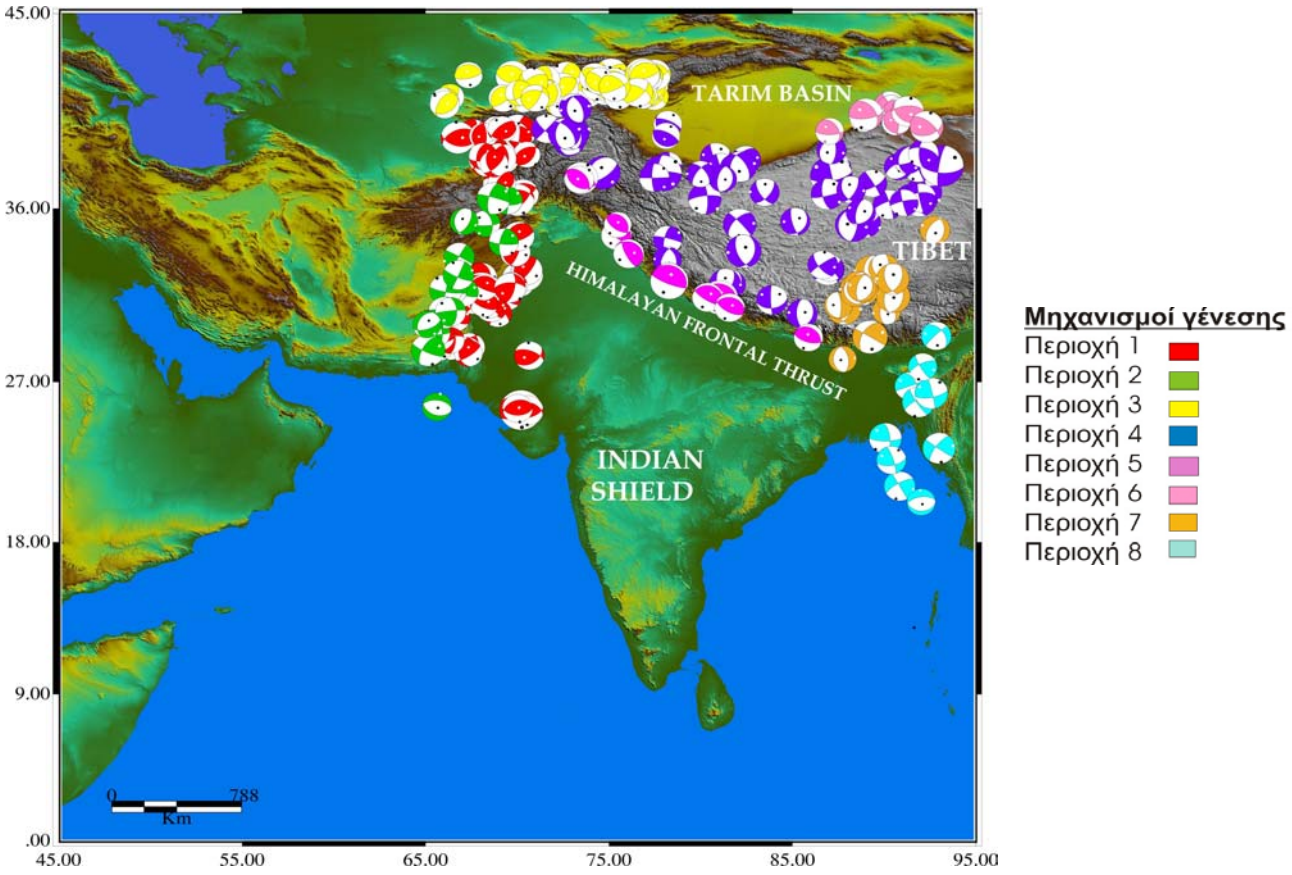
Τα δεδομένα που χρησιμοποιήσαμε με σκοπό να προσδιορίσουμε το πεδίο τάσεων στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας προέρχονται από τη βάση δεδομένων του Πανεπιστημίου του Harvard (Centroid Moment Tensor Catalog).

Σε περιοχή με όρια: Γεωγραφικό πλάτος 0°- 45° Β και γεωγραφικό μήκος 45°-95° Α, χρησιμοποιήθηκαν συνολικά οι μηχανισμοί γένεσης από 257 σεισμούς με εστιακό βάθος μικρότερο των 60 Km. Οι σεισμοί αυτοί εκδηλώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας από το 1976 έως το τέλος του 2002 με μέγεθος σεισμικής ροπής Mw από 4.9 έως 7.8.

Η περιοχή χωρίστηκε σε 8 υποπεριοχές με βάση την τοπογραφία, τη χωρική κατανομή των μηχανισμών γένεσης και προηγούμενες μελέτες. Στο σχήμα 2.2 παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης κάθε περιοχής που μελετήθηκε ενώ τα στοιχεία των μηχανισμών γένεσης δίνονται στον πίνακα 2.2.

Στους υπολογισμούς χρησιμοποιήσαμε διαφορετικά βάρη (w_1, w_2, w_3) οι τιμές των οποίων έχουν ως εξής:

$w_1 = 0.5$ για Mw<5.9
$w_2 = 2.0$ για 5.9≤Mw<6.9
$w_3 = 4.0$ για $Mw \geq 6.9$



Σχήμα 2.2. Μηχανισμοί γένεσης (Harvard CMT) και των 8 υπο-περιοχών που εξετάστηκαν. Κάθε χρώμα δηλώνει και διαφορετική υποπεριοχή.

Πίνακας 2.2. Παράμετροι των μηχανισμών γένεσης που παρουσιάζονται στον χάρτη 3.1 και χρησιμοποιήθηκαν στη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή τάσης (Harvard CMT catalog).

Ετος	Mo/Da Hr:Min:Sec	Επίκεντρο		Βάθος	Mw	1° Επίπεδο			2° Επίπεδο			P άξονας		T άξονας		Mo
		Γεωγρ. μήκος (°B)	Γεωγρ. πλάτος (°A)	(Km)		Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Az (°)	Dip (°)	Az (°)	Dip (°)	10^{24} dyn*cm
Subregion No. 1																
1981	12/05 10:12:10.90	29.480	69.470	15.00	5.4	127	69	-170	33	81	-21	348	21	82	8	1.58489
1984	10/02 03:19:41.00	26.960	66.450	12.60	5.3	191	76	0	281	90	-166	147	10	55	10	1.12202
1990	06/17 17:17:49.30	27.340	65.620	15.00	5.5	115	56	173	209	85	34	337	19	78	27	2.23872
1990	07/05 01:09:22.30	37.450	68.930	15.00	5.3	190	36	-5	284	87	-126	163	37	43	32	1.12202
1990	07/26 06:54:02.30	27.440	65.810	15.00	5.9	209	63	2	118	88	153	167	17	70	20	8.91252
1990	08/14 00:50:39.30	26.930	65.800	15.00	5.5	287	71	-170	194	80	-19	149	21	242	6	2.23872
1990	09/08 19:33:20.80	27.550	66.230	15.00	5.5	197	75	12	104	78	165	151	2	60	19	2.23872
1992	01/20 08:58:24.20	27.370	65.930	15.00	5.5	99	72	170	192	80	18	325	6	57	20	2.23872
1992	04/24 07:07:27.60	27.470	65.970	15.00	6.0	102	60	156	205	69	32	332	6	66	37	12.58927
1992	08/28 00:50:48.80	28.430	66.690	15.00	5.5	118	67	179	208	89	23	341	15	75	17	2.23872
1996	06/21 00:32:50.20	28.610	69.000	33.00	5.1	308	62	-176	216	87	-28	168	22	265	17	0.56234
1997	03/04 13:03:46.70	28.950	68.650	33.00	5.7	139	73	175	231	85	17	4	8	96	16	4.46684
1998	02/04 14:33:22.80	37.130	69.920	33.80	5.9	211	76	-2	301	88	-166	167	11	75	8	8.91252
1998	05/30 06:22:36.90	37.380	70.080	24.10	6.5	200	79	-7	291	83	-169	156	13	65	3	70.79464
1998	06/06 13:37:11.40	37.210	69.910	33.00	5.1	153	77	179	243	89	13	17	8	109	10	0.56234
1998	06/26 01:23:55.80	30.000	69.680	33.00	5.1	269	68	156	8	68	24	139	0	229	32	0.56234
1998	06/29 20:35:55.20	37.030	70.070	33.00	5.1	99	73	-170	7	81	-17	322	18	54	6	0.56234
1998	08/05 03:16:36.10	29.100	68.550	49.90	5.4	232	79	2	142	88	169	188	6	96	9	1.58489
1999	08/03 12:02:35.60	36.370	69.230	24.30	5.1	193	48	16	92	78	136	149	19	43	38	0.56234
2001	05/16 11:00:22.10	30.130	70.190	17.50	5.1	2	38	9	264	84	127	325	29	208	39	0.56234
2001	06/30 11:48:33.60	30.300	70.080	33.00	5.1	158	61	-4	250	86	-151	118	23	20	17	0.56234
2002	07/13 20:06:30.00	30.410	70.100	33.00	5.7	171	66	-10	265	81	-156	130	23	36	10	4.46684
1980	04/14 10:17:18.20	36.190	69.120	17.00	5.5	186	53	40	69	59	135	129	4	34	52	2.23872
1982	11/20 07:58:47.00	34.460	70.350	10.00	5.7	259	28	109	57	63	80	155	18	306	70	4.46684
1982	12/16 00:40:54.50	36.200	68.710	12.00	6.4	218	43	113	9	51	70	113	4	218	75	50.11877
1983	12/07 12:11:31.70	36.090	68.790	10.00	5.0	185	47	67	37	48	112	111	1	19	73	0.39811
1983	12/22 05:31:48.90	34.950	69.030	15.00	5.5	167	48	141	286	62	49	44	8	145	54	2.23872
1984	02/01 14:22:10.40	34.190	70.050	15.00	6.1	268	37	121	50	59	69	156	12	276	68	17.78281
1984	04/02 04:59:34.40	30.040	67.920	21.50	5.2	140	45	113	289	49	69	34	2	131	74	0.79433
1984	07/03 00:58:16.30	36.120	69.300	20.20	5.5	63	27	131	198	70	71	302	23	81	61	2.23872
1985	05/06 03:04:28.50	30.530	70.540	15.00	5.9	211	14	98	23	76	88	115	31	290	59	8.91252
1985	05/08 17:10:44.50	30.770	70.580	15.00	5.5	196	16	70	37	75	96	122	30	315	60	2.23872
1986	05/24 15:31:53.70	35.990	68.690	17.00	5.0	301	43	57	163	55	117	234	6	129	67	0.39811
1988	03/19 20:19:20.30	30.410	68.100	15.00	5.7	142	6	-7	2	39	89	87	17	279	73	4.46684
1991	04/18 09:18:27.80	37.280	67.680	15.00	5.5	153	20	56	8	73	102	89	27	294	60	2.23872
1991	11/08 15:13:47.80	26.470	70.700	22.00	5.4	56	43	46	289	61	123	356	10	249	60	1.58489
1992	01/04 03:35:23.50	31.660	69.940	29.00	5.4	180	18	71	20	73	96	105	28	299	62	1.58489
1992	01/21 22:08:00.10	26.900	67.490	15.00	5.4	15	44	75	216	48	104	296	2	195	79	1.58489
1992	03/28 10:17:45.10	26.750	67.360	15.00	4.9	3	33	91	182	57	89	272	12	90	78	0.28184
1992	12/17 17:43:12.70	37.300	68.520	28.80	5.1	172	45	114	320	49	68	65	2	162	73	0.56234
1992	12/28 08:45:44.20	26.590	67.420	33.00	5.1	173	33	32	56	73	119	124	23	0	53	0.56234
1994	03/05 04:03:54.50	36.610	68.330	33.00	5.1	148	28	97	320	62	86	53	17	221	73	0.56234
1994	05/01 12:00:43.00	37.100	66.850	24.00	6.1	105	47	120	245	51	62	354	2	90	68	17.78281

1994	10/21 05:06:25.20	36.500	68.970	15.00	5.5	352	35	38	229	69	119	298	19	177	56	2.23872
1995	06/11 21:55:54.10	32.440	70.130	16.00	5.6	212	27	55	70	68	106	148	21	6	63	3.16228
1996	07/24 17:23:58.50	36.080	68.190	35.80	5.0	27	41	78	223	50	101	306	5	186	81	0.39811
1996	08/02 11:36:16.20	29.290	67.630	33.00	5.2	247	24	129	25	72	74	127	25	272	60	0.79433
1997	02/27 21:08:13.60	29.740	68.130	15.30	7.1	298	15	122	85	77	82	182	32	344	57	562.34180
1997	06/17 11:18:45.40	29.720	68.070	33.00	5.2	250	27	80	82	64	95	168	19	4	71	0.79433
1997	08/13 00:01:06.20	36.320	70.550	49.30	4.9	243	47	110	35	47	70	139	0	229	75	0.28184
1997	08/24 13:15:27.40	29.710	67.990	23.00	5.6	258	28	74	96	63	98	180	18	24	71	3.16228
1997	09/07 10:15:28.10	29.500	67.920	18.00	5.4	283	29	96	96	61	87	188	16	357	74	1.58489
1997	12/13 03:41:38.50	29.100	68.260	36.70	5.0	246	34	47	114	66	114	186	17	62	61	0.39811
1998	07/12 20:52:23.00	29.930	68.240	15.00	5.0	255	15	50	116	79	100	198	33	38	55	0.39811
1999	01/20 22:09:21.10	37.180	68.220	34.10	5.0	194	20	104	359	71	85	93	26	261	64	0.39811
1999	06/26 21:54:14.80	29.970	69.770	33.00	5.5	18	47	41	257	61	129	320	8	219	56	2.23872
1999	06/29 00:57:58.60	30.020	69.760	33.00	4.9	259	45	98	68	45	82	164	0	254	85	0.28184
2000	10/30 22:39:09.40	37.470	69.220	28.70	5.1	85	28	122	230	66	74	332	20	113	65	0.56234
2001	01/02 16:22:40.40	35.950	68.300	33.00	5.2	187	20	34	65	79	107	141	32	355	53	0.79433
2001	01/26 03:16:54.90	23.630	70.240	19.80	7.6	298	39	136	66	64	60	177	14	292	60	3162.28100
2001	01/28 01:02:15.30	23.610	70.610	15.00	5.7	286	43	111	79	51	72	182	4	288	75	4.46684
2001	02/19 08:24:23.40	23.720	70.070	15.00	5.4	254	42	78	90	49	101	172	4	59	81	1.58489
2001	06/01 14:00:39.70	35.000	69.220	30.40	5.0	60	33	117	209	61	74	311	14	84	69	0.39811
2002	03/25 14:56:41.20	36.280	69.060	15.00	6.1	16	39	104	177	53	79	275	7	42	78	17.78281
2002	03/27 08:52:58.00	36.120	68.750	15.00	5.6	164	31	65	13	62	104	92	16	313	69	3.16228
2002	04/12 04:00:30.60	36.150	69.120	15.00	5.8	204	46	108	359	46	72	282	0	192	77	6.30958
1986	10/16 19:54:11.20	27.240	66.450	46.60	5.0	1	60	28	255	66	146	309	4	216	40	0.39811
1990	11/14 18:45:05.00	27.450	65.840	28.70	5.5	97	59	151	203	66	35	329	4	62	41	2.23872
1998	10/25 20:06:04.00	36.240	68.210	41.40	5.1	192	53	36	79	62	137	137	5	41	49	0.56234
1999	07/12 03:42:17.40	29.900	69.660	15.00	5.6	269	60	152	13	66	33	140	4	233	40	3.16228
2002	04/12 16:26:04.60	35.890	68.800	15.00	5.1	157	50	30	46	67	136	105	10	4	47	0.56234
Subregion No. 2																
1977	07/13 08:09:19.4	29.690	67.13	15.00	5.5	109	75	166	203	77	16	336	1	66	20	2.239
1978	03/16 02:00:06.5	29.830	66.43	39.20	6.1	104	77	-173	12	83	-13	327	14	59	4	17.783
1978	05/06 11:16:14.5	29.800	66.2	33.00	5.9	101	79	-179	11	89	-11	325	8	57	7	8.913
1978	12/10 01:30:17.2	28.590	66.05	33.00	5.1	270	78	-176	179	86	-12	134	11	225	6	0.562
1978	05/24 01:56:15.0	23.800	65.72	30.00	5.3	110	40	-80	277	51	-98	141	82	13	5	1.122
1984	01/18 14:08:20.8	27.620	65.59	15.00	5.6	349	50	-13	88	80	-139	317	35	212	19	3.162
1990	03/04 19:46:23.9	28.660	66.16	28.00	6.0	278	78	-176	187	86	-12	142	11	233	6	12.589
1990	04/02 19:06:17.9	33.060	68.36	15.00	5.1	348	54	-16	87	77	-142	314	35	213	15	0.562
1990	04/19 22:41:34.5	34.160	69.52	33.00	5.3	96	64	-174	3	85	-26	316	22	52	14	1.122
1990	04/27 05:29:30.0	28.700	66.46	15.00	5.5	358	57	8	264	84	147	316	18	216	27	2.239
1990	06/17 04:51:44.8	26.750	65.25	15.00	6.1	210	63	15	114	77	153	164	9	69	29	1.778
1992	02/05 23:10:49.6	31.420	66.92	15.00	5.5	299	87	-177	209	87	-3	164	4	254	0	2.239
1992	11/17 02:38:49.1	33.150	67.18	33.00	5.1	181	33	-114	29	60	-75	333	71	108	14	0.562
1993	11/16 15:52:47.3	30.540	66.88	33.00	5.6	114	77	-179	24	89	-13	338	10	70	8	3.162
1994	12/10 12:16:07.5	28.050	65.19	38.90	5.1	204	37	-130	70	63	-64	23	63	142	14	0.562
1999	02/11 14:08:56.9	34.260	68.77	33.00	6.0	194	66	-5	286	85	-156	153	20	58	13	12.589
2001	03/09 01:07:10.8	32.150	69.32	33.00	5.3	190	68	12	95	78	158	144	7	51	24	1.122
Subregion No. 3																
1976	07/28 18:24:34.1	39.270	71.670	34.20	5.9	306	41	-38	67	66	-124	292	54	180	15	8.913
1977	01/31 14:26:19.4	39.850	69.790	10.00	6.0	296	35	99	104	55	83	199	10	349	78	12.589

1977	12/18 16:47:21.5	39.920	77.440	15.00	5.9	286	27	125	68	68	74	170	21	312	63	8.913
1977	06/03 01:05:26.4	39.620	70.920	24.00	5.3	128	57	145	239	61	39	3	2	95	47	1.122
1978	11/01 19:48:38.3	39.340	72.160	15.00	6.6	103	58	163	202	75	33	329	11	67	34	100.000
1978	11/02 11:15:43.4	39.900	72.720	15.00	5.3	79	52	140	197	60	46	316	5	52	53	1.122
1978	11/08 00:57:48.4	39.390	72.200	10.00	5.2	282	43	128	55	57	60	166	8	272	64	0.794
1980	07/31 19:03:08.9	39.410	74.310	10.00	5.2	261	37	82	91	53	96	177	8	28	81	0.794
1981	03/03 05:52:39.3	39.140	72.500	15.00	5.4	93	44	-177	1	88	-46	306	32	57	29	1.585
1983	02/13 01:40:17.2	39.940	75.110	15.00	6.2	230	60	-7	323	84	-149	191	25	93	16	25.119
1983	08/25 11:05:33.9	39.090	73.870	15.00	5.1	212	52	5	119	86	142	172	23	68	29	0.562
1983	02/26 20:07:51.7	38.930	70.160	10.00	5.3	216	44	86	42	46	94	129	1	21	87	1.122
1983	12/16 13:16:01.6	39.320	72.480	15.00	5.9	228	39	81	60	51	97	145	6	9	82	8.916
1984	10/26 20:22:24.0	38.990	71.030	12.00	6.1	37	77	9	305	81	167	351	3	261	16	17.783
1984	02/23 15:22:49.6	39.910	67.430	15.00	5.0	274	20	106	77	71	84	171	26	338	64	0.398
1985	08/23 08:33:04.4	39.310	76.460	15.00	5.0	308	85	175	38	85	5	173	0	263	7	0.398
1985	08/29 23:39:55.2	39.250	75.140	10.00	5.2	81	27	57	297	68	105	15	21	232	64	0.794
1985	09/11 20:46:00.7	39.500	75.320	10.00	6.1	90	44	68	299	50	110	15	3	274	75	17.783
1986	04/25 16:12:35.2	39.830	77.070	15.00	5.4	48	45	45	283	60	125	349	8	245	58	1.585
1987	04/30 05:17:43.2	39.670	74.670	15.00	5.7	113	44	86	299	46	94	26	1	278	87	4.467
1987	06/08 13:30:36.4	39.640	75.300	15.00	5.1	298	27	91	117	63	90	207	18	26	72	0.562
1987	02/23 00:21:24.0	39.120	70.140	33.00	4.9	173	55	36	61	61	139	118	4	24	48	0.282
1988	01/06 15:31:16.4	39.010	75.500	36.70	5.3	248	30	69	92	63	102	173	17	27	70	1.122
1988	08/12 18:58:51.6	39.820	74.200	15.00	5.4	293	35	83	122	56	95	208	11	51	79	1.585
1988	09/23 04:46:44.3	39.660	74.470	15.00	5.1	106	23	64	313	69	101	35	23	240	64	0.562
1988	12/14 11:46:06.0	39.720	71.560	15.00	5.3	3	51	127	133	52	54	248	1	339	62	1.122
1988	01/09 03:55:07.3	38.900	71.010	15.00	5.1	275	41	148	30	70	53	146	17	258	51	0.562
1990	03/29 16:19:21.0	39.040	73.090	22.00	5.3	276	56	178	6	89	34	136	23	236	24	1.122
1990	04/17 01:59:35.1	39.290	74.780	15.00	6.0	118	68	156	218	68	24	168	0	78	32	12.589
1990	11/03 16:39:58.5	39.150	71.010	15.00	5.4	215	33	67	61	60	104	141	14	3	72	1.585
1991	04/26 22:24:04.4	38.870	70.350	33.00	5.2	193	43	46	66	60	123	133	9	26	60	0.794
1992	11/23 23:11:07.9	38.700	72.380	43.60	5.6	211	33	-49	345	66	-113	218	62	92	17	3.162
1993	11/30 20:37:26.6	39.730	76.500	19.00	5.6	219	74	4	128	87	164	175	9	82	13	3.162
1994	05/01 21:17:23.9	39.120	71.630	33.00	5.2	1	24	60	214	69	103	294	23	145	64	0.794
1994	01/12 10:22:57.6	39.150	76.530	32.00	5.5	298	60	151	44	65	34	170	3	263	41	2.239
1995	02/20 04:12:27.5	39.620	70.840	27.00	5.3	1	71	-6	93	85	-161	319	17	226	10	1.122
1996	03/19 15:00:36.3	39.930	76.800	22.20	6.3	273	26	109	72	66	81	169	20	325	68	35.481
1996	11/23 01:59:51.5	39.000	76.840	33.00	5.0	345	19	117	136	73	81	233	28	33	61	0.398
1997	01/21 01:48:28.6	39.510	77.260	33.00	5.9	315	75	-177	224	87	-15	179	13	270	8	8.913
1997	01/29 08:20:17.9	38.970	77.420	33.00	5.2	42	43	10	304	83	132	2	25	251	37	0.794
1997	03/01 06:04:19.4	39.400	76.890	22.00	5.6	180	80	-173	89	83	-10	44	12	135	2	3.162
1997	04/05 23:46:22.6	39.410	76.930	33.00	5.9	161	78	179	251	89	12	25	8	117	9	8.913
1997	04/15 18:19:15.6	39.690	76.990	23.00	5.8	170	66	-162	73	74	-25	30	29	123	5	6.310
1997	06/24 09:24:51.2	39.800	77.180	33.80	5.1	345	72	-167	251	78	-18	207	21	299	4	0.562
1997	10/17 17:35:17.6	39.590	77.070	33.00	5.3	339	81	178	70	88	9	204	5	295	8	1.122
1997	04/06 04:36:38.4	39.520	77.030	15.00	6.0	253	43	-36	11	66	-127	235	52	126	14	12.589
1997	04/06 12:58:20.9	39.480	76.990	33.00	5.3	227	36	-61	13	59	-109	240	69	116	12	1.122
1997	04/11 05:34:49.7	39.610	76.930	15.00	6.1	240	37	-45	9	65	-118	237	60	119	15	17.783
1997	04/12 21:09:15.0	39.640	77.200	16.00	5.3	243	48	-65	28	48	-115	226	72	136	0	1.122
1998	8/27 09:03:40.8	39.510	77.220	32.00	6.3	240	78	0	330	90	-168	196	8	104	8	35.481
1998	08/02 04:40:46.8	39.670	77.130	15.00	5.6	231	30	-56	13	66	-108	252	65	116	19	3.162
1998	09/03 06:43:06.6	39.470	77.300	31.70	5.0	234	32	-90	54	58	-90	324	77	144	13	0.398
1998	03/19 13:51:38.7	39.940	76.880	32.70	5.6	243	23	79	75	68	95	161	23	353	67	3.162

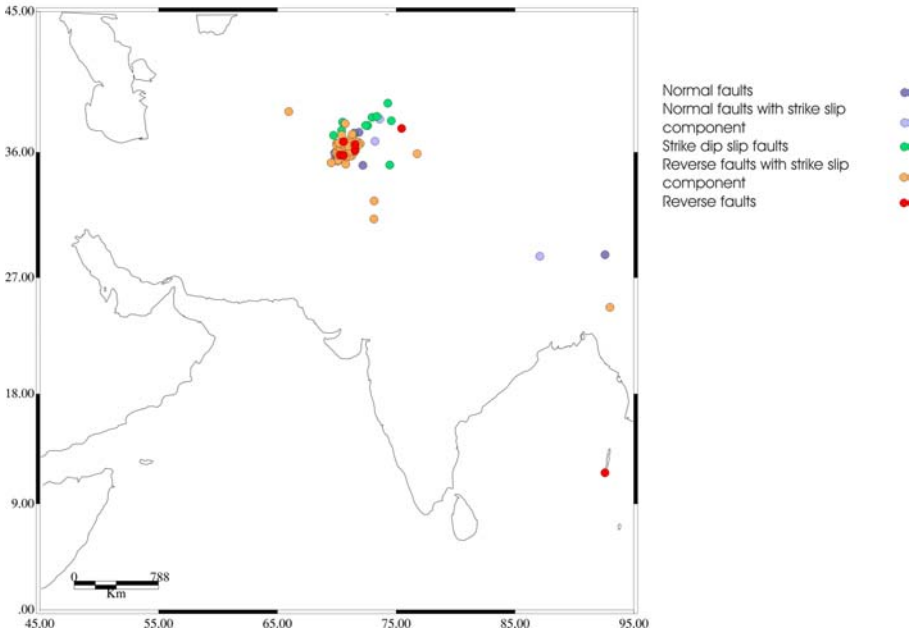
1999	10/31 17:09:14.2	38.940	66.440	55.00	5.0	35	58	156	138	70	35	264	8	0	38	0.398
2000	04/20 08:41:32.5	38.740	66.140	15.00	5.2	9	43	46	242	61	123	309	10	202	60	0.794
2001	09/02 16:58:07.9	39.400	72.030	15.00	5.5	118	25	-42	247	74	-109	133	58	353	26	2.239
2001	01/18 08:41:41.6	38.610	66.140	26.60	5.3	61	40	114	211	54	71	314	7	69	73	1.122
2002	09/05 11:03:07.2	39.680	71.960	31.60	5.4	97	61	-179	7	90	-29	318	20	56	20	1.585
2002	01/09 06:45:57.7	38.890	69.290	43.80	5.2	223	22	81	52	68	94	139	23	328	67	0.794
2002	12/25 12:57:11.3	39.400	75.300	15.00	5.6	317	42	157	65	75	51	183	20	295	45	3.162
Subregion No. 4																
1977	02/19 06:15:27.1	31.280	78.130	10.00	5.1	346	37	-118	200	58	-71	153	70	275	11	0.562
1977	11/18 05:20:18.4	33.000	88.140	10.00	6.4	191	19	-88	9	71	-91	278	64	100	26	50.119
1978	04/04 00:40:35.1	33.030	82.030	10.00	5.9	223	59	-8	317	83	-149	184	27	86	16	8.913
1978	07/31 11:55:45.8	35.680	81.780	10.00	5.5	219	28	-32	338	76	-115	218	53	86	26	2.239
1980	06/24 07:35:57.6	33.090	88.770	15.00	5.7	156	73	-165	62	75	-17	19	23	109	1	4.467
1980	06/22 14:38:58.4	30.100	81.590	15.00	5.1	28	36	-51	163	63	-115	31	63	270	15	0.562
1980	10/07 09:32:16.2	35.760	82.060	15.00	5.8	192	39	-53	328	60	-116	191	65	76	11	6.310
1980	03/06 21:00:19.1	36.370	91.930	10.00	5.4	285	59	29	180	66	145	233	5	143	41	1.585
1981	06/09 22:08:27.0	34.210	91.280	10.00	6.0	76	81	-3	166	87	-171	31	8	301	4	12.589
1981	02/09 23:13:15.0	36.530	86.980	10.00	5.3	222	30	-53	1	66	-109	240	63	105	20	1.122
1982	10/31 18:40:57.8	36.070	82.360	10.00	5.4	215	45	-15	315	80	-134	186	38	77	22	1.585
1982	01/23 17:37:36.9	31.710	82.240	10.00	6.3	17	38	-58	159	59	-112	25	68	265	11	35.481
1982	09/29 04:24:18.4	37.340	73.110	10.00	5.5	180	46	-69	331	48	-111	166	75	76	1	2.239
1983	02/27 20:33:06.3	32.290	78.150	10.00	5.2	192	71	-7	284	83	-160	149	18	57	8	0.794
1983	11/05 19:48:30.9	33.970	90.060	10.00	5.6	250	73	-7	343	83	-163	208	17	115	7	3.162
1983	05/31 21:05:53.6	35.410	79.920	13.00	5.0	322	58	-151	216	66	-35	176	41	271	5	0.398
1985	04/21 13:21:33.2	35.720	87.180	10.00	5.6	246	50	0	155	90	140	208	27	103	27	3.162
1985	05/20 15:11:46.5	35.580	87.160	10.00	5.8	156	79	175	247	85	11	21	4	112	11	6.310
1985	06/15 15:17:46.5	34.550	83.370	10.00	5.3	40	61	-30	146	64	-147	4	41	272	2	1.122
1986	07/06 19:24:29.5	34.240	80.150	15.00	5.9	263	74	-15	357	76	-164	220	21	130	1	8.913
1986	07/19 20:12:58.7	30.880	86.880	15.00	5.1	51	78	4	320	86	168	6	6	275	11	0.562
1986	08/20 21:24:03.0	34.580	91.960	15.00	6.4	253	69	-18	350	73	-158	212	27	121	3	50.119
1987	08/09 21:15:10.0	29.300	83.770	34.00	5.6	81	43	-10	178	83	-133	51	37	300	26	3.162
1988	09/25 20:52:22.2	37.510	71.640	44.50	5.5	134	75	-179	43	89	-15	357	11	89	10	2.239
1988	11/05 02:14:40.1	34.170	91.700	15.00	6.2	158	67	171	251	81	24	23	10	117	23	25.119
1988	11/25 22:29:44.1	34.290	91.770	15.00	5.5	262	60	7	169	84	150	219	16	121	25	2.239
1988	07/20 06:20:54.3	36.910	72.830	15.00	5.5	137	38	-96	325	52	-86	256	82	51	8	2.239
1989	05/13 23:19:47.8	35.690	91.650	15.00	5.3	248	66	2	157	88	156	205	15	110	18	1.122
1990	03/05 20:47:06.7	37.040	72.850	17.50	6.1	192	36	-46	322	65	-117	192	61	71	16	17.783
1990	03/06 18:07:08.7	37.180	72.840	33.00	5.4	195	33	-41	321	69	-116	195	58	70	20	1.585
1990	03/06 21:39:53.8	37.200	73.080	17.40	5.1	347	45	-100	181	46	-80	175	83	265	0	0.562
1992	04/05 07:47:58.7	36.170	80.750	17.00	5.7	62	52	-11	159	81	-141	28	33	285	19	4.467
1992	05/10 04:04:33.9	37.290	72.590	15.00	5.8	186	45	-55	321	55	-120	174	65	72	5	6.310
1992	06/27 13:21:27.2	35.180	81.120	33.00	5.0	12	30	-90	192	60	-90	102	75	282	15	0.398
1992	12/22 16:42:43.9	34.670	88.030	15.00	5.2	152	41	-139	29	65	-57	344	57	95	14	0.794
1993	04/08 03:49:33.6	35.810	78.150	15.00	5.2	269	73	-14	4	77	-163	227	22	136	3	0.794
1993	06/15 23:12:23.2	35.190	77.530	15.00	5.0	95	74	-13	188	78	-163	52	20	321	3	0.398
1994	07/23 20:58:09.6	31.040	86.510	17.00	5.4	142	67	171	235	82	23	7	10	101	22	1.585
1994	08/14 07:38:35.0	34.970	89.180	33.00	5.2	61	68	5	329	85	158	17	12	283	19	0.794
1994	12/28 03:56:22.5	35.750	90.570	33.00	5.1	31	25	-116	239	68	-78	170	65	321	22	0.562
1995	12/23 10:32:04.4	38.400	73.260	33.00	5.2	174	31	-77	339	60	-98	229	74	75	15	0.794
1995	12/24 09:36:12.0	37.720	78.160	33.00	5.1	138	23	114	293	69	80	30	23	187	65	0.562

1996	11/19 10:44:52.3	35.450	77.860	15.00	6.9	180	71	170	273	81	19	47	7	137	20	281.839
1997	10/15 20:30:58.5	35.750	81.020	33.00	5.2	69	49	-4	161	87	-139	33	30	287	25	0.794
1997	11/08 10:03:03.4	35.330	86.960	16.40	7.5	79	69	2	348	88	159	35	13	302	16	2238.723
1997	03/21 21:04:57.5	33.150	85.020	15.00	5.3	35	26	-43	165	73	-110	49	58	270	25	1.122
1997	11/03 02:29:56.8	28.600	85.390	33.00	5.5	21	31	-70	178	61	-102	61	72	276	15	2.239
1997	11/09 00:25:01.2	33.580	88.560	33.00	5.3	46	32	-60	192	63	-107	68	68	295	16	1.122
1997	05/30 17:54:54.4	37.180	78.060	33.00	5.0	117	23	91	296	67	90	26	22	205	68	0.398
1999	06/29 08:04:08.2	38.470	73.100	55.90	5.3	301	68	-176	209	86	-22	163	18	257	12	1.122
2000	02/12 00:04:28.7	34.050	90.880	33.00	5.1	257	79	6	166	84	169	212	4	121	12	0.562
2000	6/19 22:41:49.6	35.240	77.430	40.40	5.4	179	77	-179	89	89	-13	43	10	135	8	1.585
2001	03/05 15:50:14.2	34.470	86.760	15.00	5.9	170	64	-170	76	81	-27	30	25	126	12	8.913
2001	11/14 09:27:15.9	35.800	92.910	15.00	7.8	94	61	-12	190	80	-150	56	28	319	13	6309.579
2001	11/30 10:43:21.8	36.070	91.110	15.00	5.2	187	34	-149	71	73	-60	16	52	138	23	0.794
2002	06/04 14:36:08.5	30.130	81.250	15.00	5.6	159	49	-130	31	55	-53	0	61	96	3	3.162
2002	11/20 21:32:35.6	35.470	74.650	17.50	6.3	202	26	-120	55	68	-76	348	64	135	22	35.481
Subregion No. 5																
1980	07/29 14:58:51.4	29.420	80.950	22.30	6.5	290	21	91	108	69	89	199	24	17	66	70.795
1980	08/23 21:50:05.7	32.490	75.400	15.00	5.5	298	12	82	126	78	92	215	33	38	57	2.239
1981	09/12 07:15:58.0	35.220	73.480	10.00	6.1	107	36	79	300	54	98	25	9	239	79	17.783
1982	02/22 17:59:57.5	35.150	73.400	15.00	5.2	123	43	76	322	48	103	43	3	298	80	0.794
1986	04/26 07:35:20.0	31.590	76.060	15.00	5.5	299	19	58	153	74	100	235	28	78	60	2.239
1986	07/16 22:03:12.4	30.480	78.190	15.00	5.4	278	17	37	152	80	104	230	34	78	53	1.585
1988	10/29 09:11:00.8	27.390	85.730	18.00	5.2	309	30	109	106	62	79	204	16	351	71	0.794
1991	10/19 21:23:21.6	30.220	78.240	15.00	6.8	317	14	115	112	78	84	207	32	14	57	199.526
1997	01/05 08:47:31.6	29.430	80.290	15.00	5.5	279	19	68	122	73	97	206	27	43	62	2.239
2001	09/28 04:37:58.7	33.000	75.460	40.50	4.9	323	32	105	125	59	81	222	14	10	74	0.282
2001	11/27 08:53:59.4	28.910	81.490	15.00	5.4	280	28	73	119	64	99	203	18	48	70	1.585
Subregion No. 6																
1977	01/01 21:39:46.0	38.220	90.670	10.00	6.0	322	37	127	98	61	65	206	13	325	65	12.589
1979	12/02 01:37:15.8	38.550	90.090	12.00	5.5	255	67	20	157	72	155	207	3	115	30	2.239
1979	09/28 07:46:50.8	37.810	90.450	15.00	5.1	129	23	42	359	75	107	75	28	292	57	0.562
1987	02/25 19:56:45.2	38.300	91.080	15.00	5.8	127	36	124	267	60	68	13	13	135	67	6.301
1990	01/14 03:03:30.9	37.600	92.100	15.00	6.0	72	45	41	310	63	127	15	10	269	56	12.589
1993	10/02 08:42:38.8	38.160	88.820	15.00	6.1	326	42	146	82	68	53	198	15	309	52	17.783
1994	09/07 13:56:24.3	38.420	90.190	33.00	5.2	238	58	-6	331	85	-148	199	26	100	18	0.794
1999	08/04 00:08:57.7	37.390	86.880	33.00	5.1	330	38	145	89	69	57	203	18	319	54	0.562
2000	01/31 07:26:01.7	38.000	88.750	33.00	5.4	347	76	167	80	77	14	213	1	304	19	1.585
Subregion No. 7																
1979	06/19 16:29:12.4	26.290	87.570	24.00	5.0	179	34	-82	349	56	-95	243	78	84	12	0.398
1980	11/19 19:00:55.9	27.420	89.050	44.10	6.3	209	51	-2	301	89	-141	172	27	68	25	35.481
1980	02/22 03:02:57.6	30.690	89.160	10.00	6.3	7	39	-84	179	51	-95	63	83	273	6	35.481
1982	01/22 04:30:04.8	30.870	89.790	10.00	5.5	139	36	-132	7	64	-64	318	62	78	15	2.239
1987	09/25 23:16:34.2	29.470	90.340	15.00	5.0	201	45	-90	21	45	-90	180	90	111	0	0.398
1989	02/03 17:50:10.0	29.740	90.130	15.00	5.4	221	77	-9	313	82	-166	177	15	87	3	1.585
1989	04/09 02:31:42.7	28.740	89.940	15.00	5.1	330	43	-119	187	53	-65	155	70	260	5	0.562
1992	07/30 08:25:00.4	29.460	90.300	15.00	6.1	10	42	-94	195	48	-86	144	85	283	4	17.783

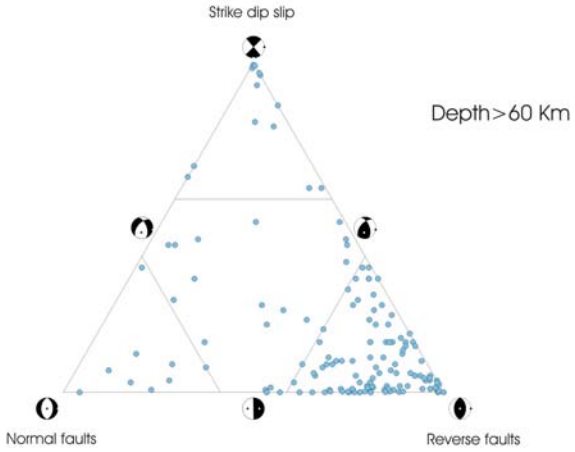
1993	01/18 12:42:12.6	30.340	90.280	15.00	5.9	25	48	-57	161	51	-121	6	66	272	2	8.913
1993	03/20 14:52:10.8	28.870	87.640	15.00	6.2	161	46	-121	22	52	-62	355	68	92	3	25.119
1993	03/20 21:26:49.1	29.030	87.350	26.60	5.1	160	16	-106	357	75	-86	274	60	83	30	0.562
1996	07/03 06:44:52.3	29.770	88.320	15.00	5.6	172	45	-102	9	46	-78	357	82	90	1	3.162
1996	07/03 10:10:41.6	29.920	88.190	33.00	5.0	175	27	-83	347	63	-94	249	72	80	18	0.398
1996	07/31 08:00:34.0	29.740	88.670	15.00	5.4	23	32	-41	149	70	-115	26	58	259	21	1.585
1998	07/20 01:06:07.0	29.830	88.470	15.00	5.7	16	32	-83	188	58	-95	83	76	280	14	4.467
1998	07/21 14:40:54.2	29.930	88.500	15.70	5.0	34	43	-90	214	47	-90	124	88	304	2	0.398
1998	08/25 07:41:52.6	29.860	88.310	15.00	5.8	14	46	-67	163	49	-112	1	74	268	1	6.310
1998	08/28 22:02:02.4	30.080	88.410	15.00	5.0	199	45	-90	19	45	-90	180	90	109	0	0.398
1998	09/30 02:29:59.1	29.640	88.250	33.00	5.1	139	32	-112	344	61	-76	286	71	65	14	0.562
1998	10/05 10:24:56.9	29.890	88.600	33.00	5.2	26	29	-77	191	62	-97	84	72	286	17	0.794
2000	07/10 04:25:23.1	32.740	92.550	15.00	5.4	6	38	-113	214	55	-74	169	73	292	9	1.585
Subregion No. 8																
1977	05/12 12:20:04.2	21.600	92.770	40.0	5.9	216	72	3	125	87	162	172	10	79	15	8.913
1982	07/04 18:34:28.9	19.560	90.650	29.4	5.6	240	73	0	330	90	-163	196	12	104	12	3.162
1986	02/19 17:34:30.3	24.890	91.180	18.0	5.3	340	50	180	70	90	40	197	27	303	27	1.122
1988	02/06 14:50:43.6	24.050	91.660	31.0	5.8	239	76	9	147	82	166	194	4	102	16	6.310
1989	06/12 00:04:16.3	22.130	89.880	15.0	5.8	354	67	164	90	75	24	221	5	314	27	6.310
1992	07/09 21:34:03.9	20.960	90.200	30.0	5.3	79	59	13	342	79	148	34	13	296	30	1.122
1995	02/17 02:44:32.2	27.480	92.620	35.0	5.4	322	46	-172	226	84	-44	174	34	282	25	1.585
1997	05/08 02:53:19.3	24.510	92.360	35.0	5.9	78	68	4	347	86	158	35	13	300	18	8.913
1999	10/05 17:04:50.8	25.880	91.890	33.0	5.2	244	68	12	149	79	158	198	7	105	24	0.794
2001	10/13 20:54:52.6	18.690	91.800	15.0	5.1	93	33	-80	261	58	-97	151	76	356	13	0.562

Οι σεισμοί ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους στην περιοχή είναι συνολικά 149 για το ίδιο χρονικό διάστημα και βρίσκονται συγκεντρωμένοι βορειοδυτικά, στη ζώνη κατάδυσης της Ινδικής πλάκας κάτω από την Ασιατική (περιοχή των Ιμαλαΐων) όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.3. σε βάθη από 63 ως 278 km. Στις περισσότερες περιπτώσεις τα αντίστοιχα ρήγματα είναι ανάστροφα (σχήμα 2.4). Επειδή η διεύθυνση των τάσεων αλλάζει με το βάθος. για να εφαρμοστεί η μέθοδος της αντιστροφής πεδίου τάσεων σε αυτή την ομάδα σεισμών θα έπρεπε να την χωρίσουμε σε αρκετές υποομάδες ανάλογα με το βάθος τους και έπειτα να εφαρμόσουμε σε κάθε περίπτωση τη μεθοδολογία αυτή.

Εφόσον οι σεισμοί αυτής της κατηγορίας ήταν όπως είπαμε συγκεντρωμένοι σε μικρή περιοχή θεωρήσαμε ότι ήταν προτιμότερο να εξετάσουμε μόνο τις περιπτώσεις επιφανειακών σεισμών διότι κάλυπταν όλη την περιοχή ενδιαφέροντος.



Σχήμα 2.3. Επίκεντρα σεισμών ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους στην εξεταζόμενη περιοχή (Harvard CMT catalog). Κάθε χρώμα δηλώνει και διαφορετικό τύπο ρήγματος.



Σχήμα 2.4. Κατανομή των μηχανισμών γένεσης ενδιαμέσου βάθους ανάλογα με τον τύπο τους.

2.3 ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΕΦΑΡΜΟΓΗΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

2.3.1 Ανάλυση των επιμέρους πακέτων

Όπως ήδη αναφέρθηκε. η διαδικασία της αντιστροφής έγινε με τη βοήθεια του αλγορίθμου των *Gephart and Forsyth (1984)* και *Gephart (1990)* που απαρτίζεται από πέντε επιμέρους ανεξάρτητα προγράμματα. Κατά την εφαρμογή της μεθόδου έγινε ευρεία χρήση του προγράμματος RAKE *(Louvari and Kiratzi, 1997)*.

Αναλυτικά. η σειρά των επιμέρους προγραμμάτων έχει ως εξής:

1. DATASETU.EXE

   Δέχεται αρχείο με τους μηχανισμούς γένεσης και το αναπαράγει με κατάλληλη φόρμα ώστε να χρησιμοποιηθεί σαν αρχείο εισόδου στο επόμενο πρόγραμμα αφού συμπεριληφθεί και το κατάλληλο "βάρος" ανάλογα με το μέγεθος του αντίστοιχου σεισμού.

2. FMSI1.EXE

   Το πρόγραμμα υπολογίζει σε δεδομένο κάνναβο τα πιθανά μοντέλα των κύριων αξόνων τάσης και τις αντίστοιχες τιμές της παραμέτρου *R* και της απαιτούμενης ελάχιστης μέσης γωνίας περιστροφής (misfit). Οι υπολογισμοί γίνονται θεωρώντας ως πρωτεύοντα άξονα τον σ_1 ή τον σ_3. Χρησιμοποιήσαμε σε όλες τις υποομάδες : Κάνναβος (Grid): $10°$, Ελάχιστη-Μέγιστη τιμή και βήμα μεταβολής παραμέτρου *R*: 0 1 0.1, Μέθοδος: exact . Το πρόγραμμα χρησιμοποιήθηκε δύο φορές για κάθε ομάδα μηχανισμών (άξονα σ_1 και για άξονα τον σ_3).

3. FILESHEAR.EXE

   Το συγκεκριμένο πρόγραμμα απαιτεί την ύπαρξη αρχείου εισόδου όπου περιέχονται οι τιμές της κλίσης και του αζιμούθιου για τους δύο άξονες σ_1 και σ_3 καθώς και τη γωνία του κώνου γύρω από κάθε άξονα όπου γίνεται ο έλεγχος. Οι τιμές για τις παραμέτρους των δύο αξόνων προέρχονται από τα δύο καλύτερα μοντέλα που προέκυψαν από την εφαρμογή του προηγούμενου προγράμματος. Έτσι λοιπόν. η κλίση και το αζιμούθιο του άξονα σ_1 είναι οι τιμές που υπολογίστηκαν για τον άξονα σ_1 στην περίπτωση που τον θεωρήσαμε ως πρωτεύον άξονα (τιμές του μοντέλου με το μικρότερο misfit). Αντίστοιχα προκύπτουν και οι τιμές για τον άξονα σ_3. Επίσης στο αρχείο εισόδου περιέχονται και τα ονόματα των δύο αρχείων που

παρήγαγε το πρόγραμμα FMSI1.EXE. Για τις υπόλοιπες παραμέτρους εισόδου χρησιμοποιήθηκαν οι παρακάτω τιμές:

- Τύπος δεδομένων: Γωνίες περιστροφής (rotation angles)
- Επίπεδα ορίων (levels of limits): 1
- Μέση γωνία περιστροφής για περιοχή εμπιστοσύνης 95% (average misfit in degrees): Τιμή που υπολογίζεται από τη σχέση 3.2.
- Ελάχιστη-Μέγιστη τιμή της παραμέτρου R: 0 , 1

Το πρόγραμμα παράγει αρχείο που περιλαμβάνει όλα τα πιθανά μοντέλα για το σύστημα των τάσεων καθώς και γραφική αναπαράσταση τόσο των μοντέλων αυτών όσο και της κατανομής των τιμών της παραμέτρου R για το καλύτερο μοντέλο σε συνάρτηση της συχνότητάς τους.

4. FMSETAB.EXE

Σε αυτή την περίπτωση το αρχείο εισόδου είναι το ίδιο με εκείνο που χρησιμοποιήθηκε για το πρόγραμμα FMSI1.EXE. Επιλέγοντας και πάλι ως πρωτεύον άξονα τον σ_1 ή τον σ_3 (επιλέγεται ο άξονας που προέκυψε ότι είναι ο πρωτεύον από την εφαρμογή του προγράμματος FMSI1.EXE) στα δεδομένα εισόδου δίνουμε τις τιμές της κλίσης και του αζιμούθιου που υπολογίστηκαν για το καλύτερο μοντέλο και για τους δύο άξονες. καθώς και την αντίστοιχη τιμή για την παράμετρο *R* και την ολίσθηση του άξονα σ_2 (B) ως προς το επίπεδο στο οποίο βρίσκεται ο πρωτεύον άξονας (δηλαδή ο σ_1 ή ο σ_3) (PHI).

Στο αρχείο εξόδου του προγράμματος περιέχεται κατάλογος και των δύο επιπέδων κάθε μηχανισμού γένεσης της υποομάδας. Αν οι δύο γωνίες που αντιστοιχούν στα δύο επίπεδα ενός μηχανισμού διαφέρουν μεταξύ τους περισσότερο από δέκα μοίρες τότε θεωρείται ότι το επίπεδο του ρήγματος είναι αυτό με την μικρότερη απαιτούμενη γωνία περιστροφής.

5. LIMIT.EXE

Ως δεδομένα εισόδου στο πρόγραμμα αυτό χρησιμοποιούνται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την χρήση του προγράμματος FILESEAR.EXE. Για τις υπόλοιπες παραμέτρους εισόδου κάναμε τις εξής επιλογές:

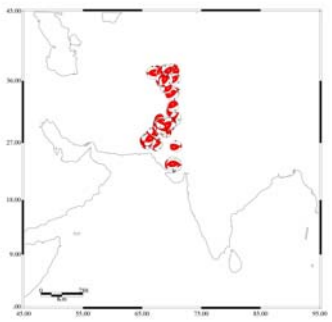
- Μέση γωνία περιστροφής σε περιοχή εμπιστοσύνης 95%: Τιμή που υπολογίζεται από τη σχέση 3.2
- Δεδομένα εισόδου (Input NS): SIG1. SIG2. SIG3
- Γράφημα: Σχεδίαση όλων την διευθύνσεων
- Σχεδίαση μόνο του καλύτερου μοντέλου; NAI

Ο προσδιορισμός του αζιμούθιου της μέγιστης οριζόντιας συμπίεσης $\sigma_{H\max}$ έγινε ανάλογα με την κλίση των αξόνων $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ που παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3.

Πίνακας 2.3 Προσδιορισμός του αζιμούθιου του άξονα μέγιστης οριζόντιας συμπίεσης $\sigma_{H\max}$ ανάλογα με την κλίση των αξόνων $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ (*Zoback*, 1992).

Κλίση του άξονα			**Πεδίο τάσεων στην περιοχή**	**Αζιμούθιο του $\sigma_{H\max}$**
P/σ_1	**B/σ_2**	**T/σ_3**		
κλίση $\geq 52°$		κλίση $\leq 35°$	NF	Αζιμούθιο του B άξονα
$40° \leq$ κλίση $\prec 52°$		κλίση $\leq 20°$	NS	Αζιμούθιο του T άξονα +90°
κλίση $\prec 40°$	κλίση $\geq 45°$	κλίση $\leq 20°$	SS	Αζιμούθιο του T άξονα +90°
κλίση $\leq 20°$	κλίση $\geq 45°$	κλίση $\prec 40°$	SS	Αζιμούθιο του P άξονα
κλίση $\leq 20°$		$40° \leq$ κλίση $\prec 52°$	TS	Αζιμούθιο του P άξονα
κλίση $\leq 35°$		κλίση $\geq 52°$	TF	Αζιμούθιο του P άξονα

2.3.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

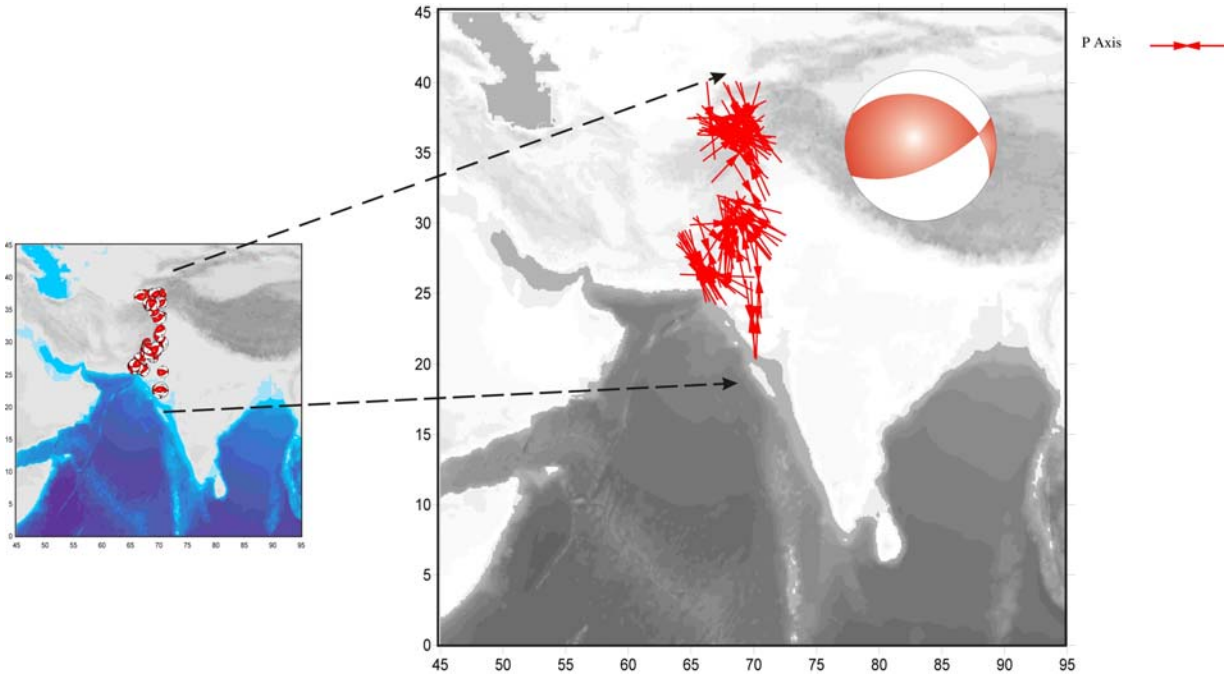


Περιοχή 1

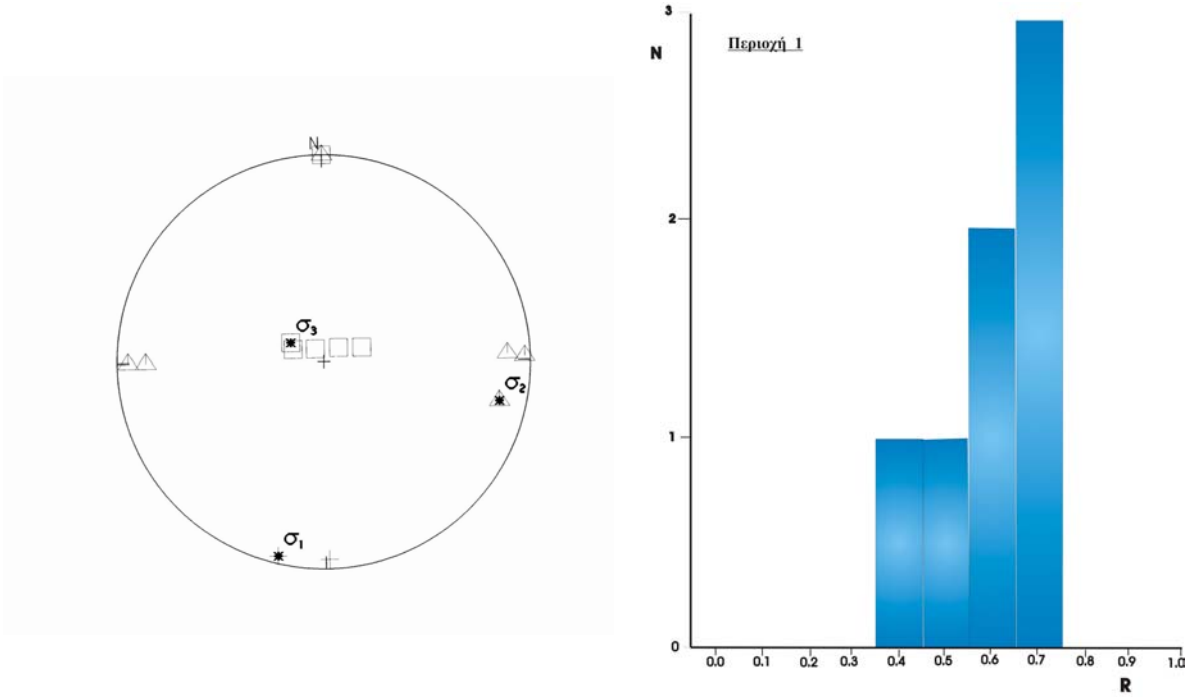
Συνολικά 71 μηχανισμοί γένεσης χρησιμοποιήθηκαν στην αντιστροφή για αυτή την περιοχή η οποία τοποθετείται κοντά στα δυτικά σύνορα της Ινδίας με το Πακιστάν. Η περιοχή αυτή συμπίπτει με το όριο σύγκρουσης της Ινδικής και της Ασιατικής πλάκας. Οι σεισμοί εκδηλώθηκαν σε βάθος από 10 ως 50 Km με μεγέθη Mw από 4.9 έως 7.6 . Η περιοχή χαρακτηρίζεται από ρήγματα ανάστροφα ή ανάστροφα με μικρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.5 οι άξονες συμπίεσης (P) των περισσότερων μηχανισμών γένεσης έχουν γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ ή Β-Ν δηλαδή σχεδόν κάθετοι στην επιφάνεια σύγκρουσης των δύο πλακών. Στο ίδιο σχήμα σημειώνεται και ο μέσος μηχανισμός γένεσης για την ομάδα 1.

Στα σχήματα 2.6α και 2.6β παρουσιάζονται τόσο ο προσανατολισμός των αξόνων τάσης $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ όλων των μοντέλων που περιλαμβάνονται σε περιοχή εμπιστοσύνης 95% όσο και το καλύτερο μοντέλο που υπολογίστηκε. καθώς και η κατανομή των τιμών της παραμέτρου R για το μοντέλο αυτό. Επιβεβαιώνεται ότι η περιοχή χαρακτηρίζεται από ανάστροφα ρήγματα (TF) όπως προκύπτει από την εφαρμογή της μεθοδολογίας για το καλύτερο μοντέλο της αντιστροφής που περιγράφεται στον πίνακα 2.3. Οι παράμετροι του καλύτερου μοντέλου παρουσιάζονται στον πίνακα 2.4. Το μοντέλο αυτό παρουσιάζει το μικρότερο misfit και αντιστοιχεί σε τιμή του R 0.4. Η τιμή του ελάχιστου misfit (misfit=2.473) μας επιτρέπει να θεωρήσουμε το πεδίο των τάσεων στην περιοχή ως ομογενές και η κατανομή R μεταξύ των τιμών $0.4 \le R \le 0.7$ μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι επικρατεί transpression (αμφι-συμπίεση).

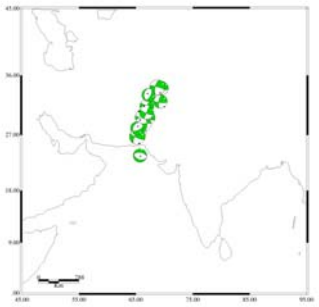


Σχήμα 2.5. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και ο μέσος μηχανισμός γένεσης της περιοχής 1.



Σχήμα 2.6. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 1 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) κατανομή των τιμών για την παράμετρο *R*.

Περιοχή 2

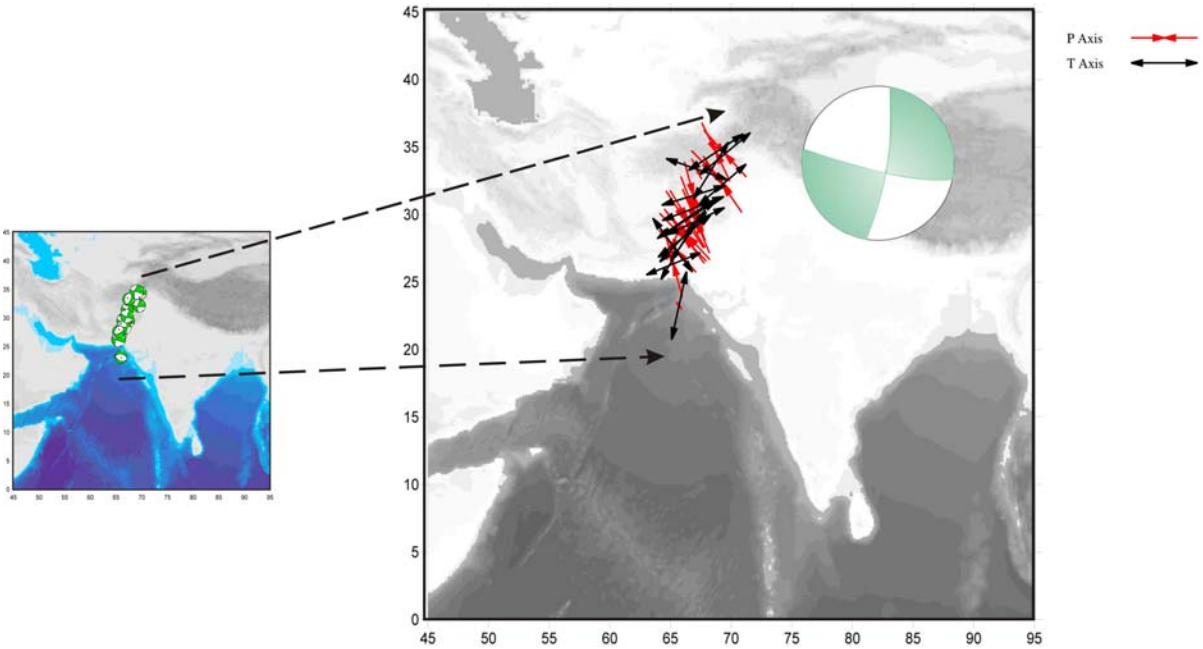


Οι μηχανισμοί γένεσης της περιοχής αυτής στην πλειονότητά τους αφορούν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης ή κανονικά ρήγματα. Η περιοχή αυτή είναι κοντά στη δυτική πλευρά της ζώνης σύγκρουσης μεταξύ της Ασιατικής και της Ινδικής πλάκας. Συνολικά χρησιμοποιήθηκαν 17 μηχανισμοί γένεσης με μεγέθη από 5.1 έως 6.1 και εστιακά βάθη από 15 ως 39 Km.

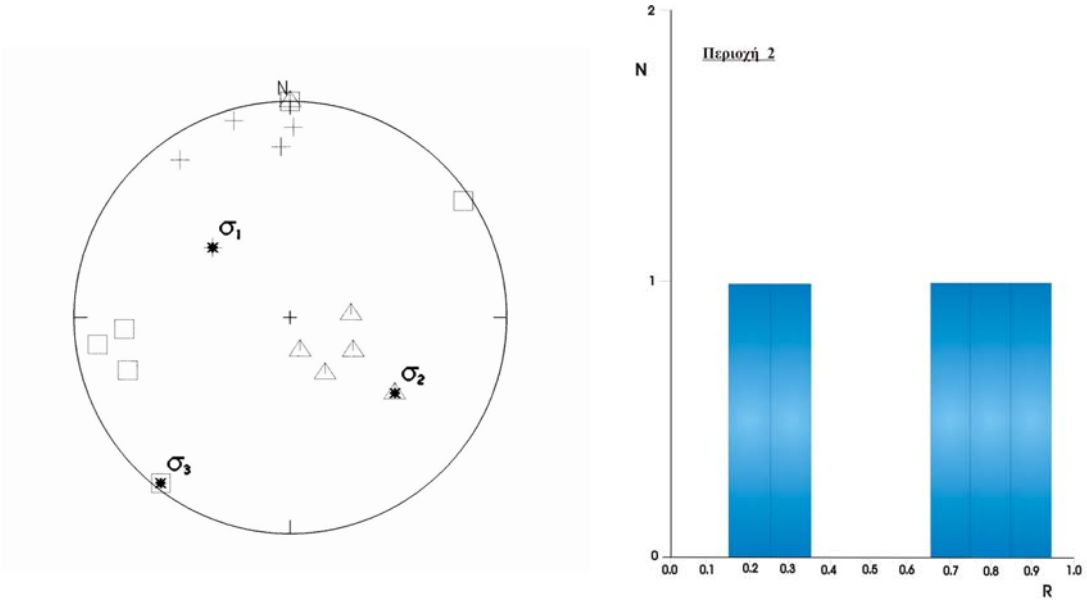
Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.7 η γενική διεύθυνση των αξόνων συμπίεσης (P) είναι ΒΒΔ-ΝΝΑ ενώ οι άξονες εφελκυσμού, Τ στις περισσότερες περιπτώσεις έχουν διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ.

Το misfit όμως του καλύτερου μοντέλου είναι μικρό (misfit=0.977) ώστε να μας επιτρέπει να θεωρήσουμε ότι το πεδίο τάσεων στην περιοχή είναι ομογενές.

Από τα χαρακτηριστικά του καλύτερου μοντέλου που υπολογίστηκε από την αντιστροφή (πίνακας 2.4) προέκυψε ότι στην περιοχή επικρατεί καθεστώς κανονικών ρηγμάτων με έντονη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (NS), δηλαδή για trans-tension.



Σχήμα 2.7. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και εφελκυσμού T καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης της περιοχής 2.

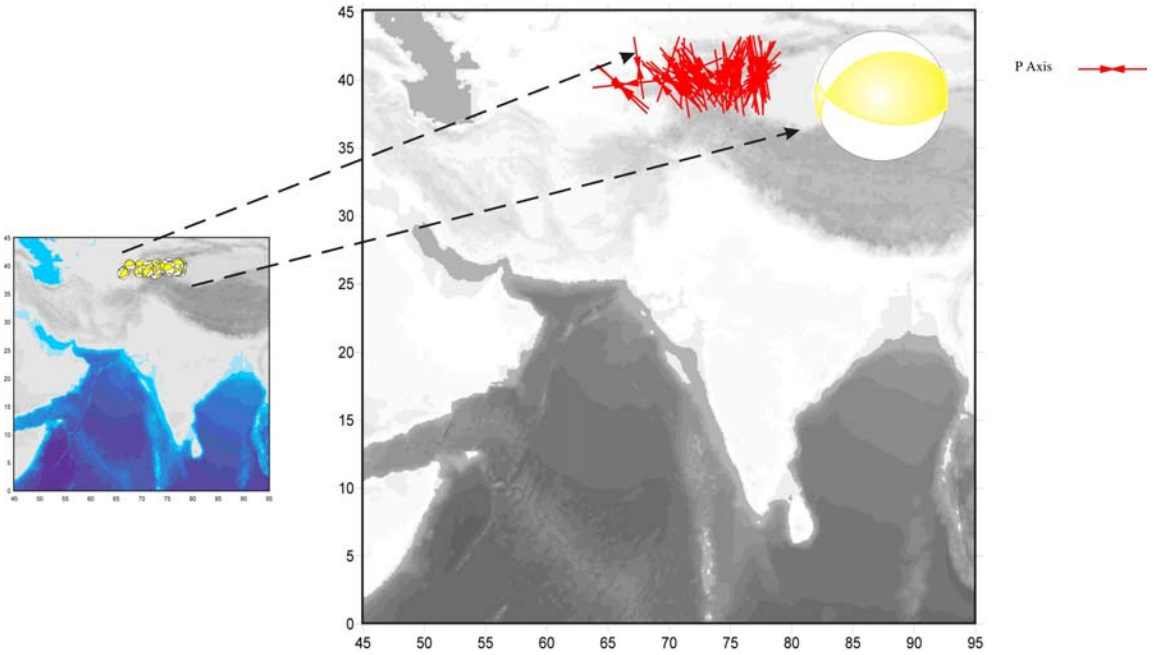


Σχήμα 2.8. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 2 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) κατανομή των τιμών για την παράμετρο R.

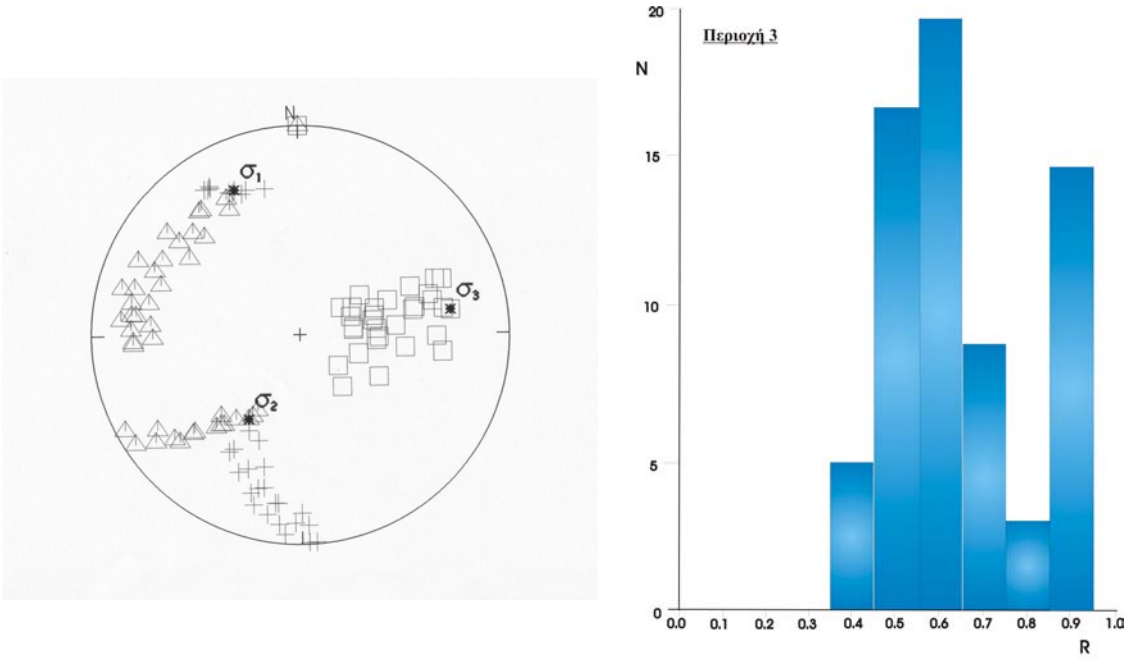
Περιοχή 3

Η περιοχή αυτή βρίσκεται λίγο βορειότερα από τα σύνορα της Ινδίας με την Κίνα (Ιμαλάια) σε εδάφη που ανήκουν σε τρία διαφορετικά κράτη το Αφγανιστάν, το Πακιστάν και την Κίνα. Χρησιμοποιήθηκαν συνολικά 60 μηχανισμοί γένεσης με μεγέθη από 4.9 - 6.6 και εστιακά βάθη από 10 ως 55 Km. Ο μέσος μηχανισμός γένεσης δίνει την εικόνα μιας περιοχής που χαρακτηρίζεται από ανάστροφα ως επί το πλείστον ρήγματα με γενική διεύθυνση Α-Δ και με μικρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης.

Από την κατανομή των αξόνων P (σχήμα 2.9) φαίνεται μια περιστροφή αυτών από ΒΒΔ-ΝΝΑ στα δυτικά σε ΒΒΔ-ΝΝΑ ως και ΒΒΑ-ΝΝΔ στα ανατολικά. Οι τιμές της παραμέτρου *R* για το καλύτερο μοντέλο παρουσιάζουν κατανομή μεταξύ των τιμών 0.4 και 0.9 με μέγιστο στην τιμή 0.6 και ένα δεύτερο μέγιστο στην τιμή 0.9. Η τιμή του μικρότερου misfit που υπολογίστηκε από την αντιστροφή είναι στα όρια του ανεκτού (misfit=6.613) ώστε να θεωρηθεί το πεδίο τάσεων της περιοχής ως ομογενές (σχήμα 2.10 α,β).

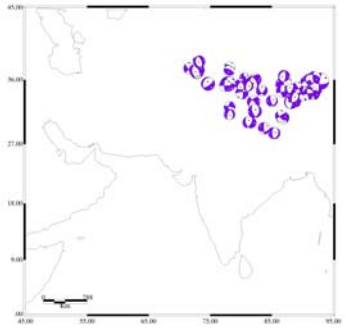


Σχήμα 2.9. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης για όλους τους μηχανισμούς της περιοχής 3.



Σχήμα 2.10. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 3 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) σχηματική αναπαράσταση της κατανομής των τιμών για την παράμετρο R.

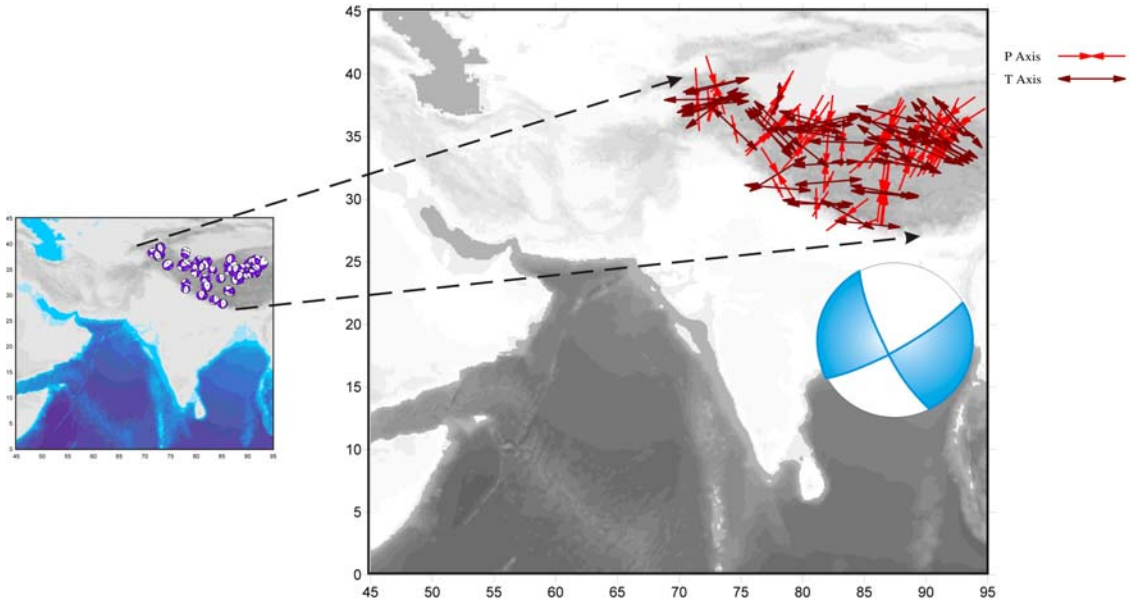
Περιοχή 4



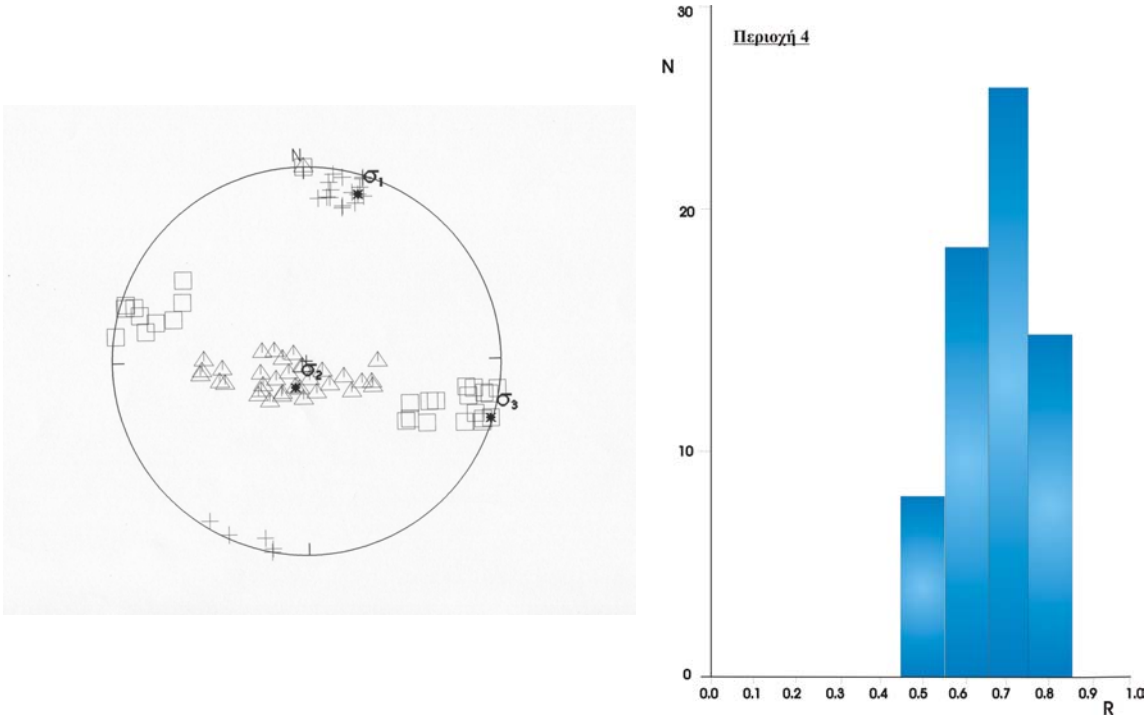
Η περιοχή αυτή καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της οροσειράς των Ιμαλαΐων πάνω από τα Βόρεια σύνορα της Ινδίας με την Κίνα.. Χρησιμοποιήθηκαν 58 μηχανισμοί γένεσης που εκδηλώθηκαν σε βάθος από 10 ως 56 Km περίπου και με μεγέθη που από 5.0 ως 7.8. Οι περισσότεροι μηχανισμοί αντιστοιχούν σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και κανονικά ρήγματα.

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.11 υποδεικνύεται ότι ο εφελκυσμός στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής έχει διεύθυνση Α-Δ ενώ οι άξονες συμπίεσης φαίνεται ότι διαφέρουν ελαφρά στο βόρειο τμήμα της περιοχής και από Β-Ν προσανατολίζονται περισσότερο προς ΒΒΑ-ΝΝΔ. Από τον μέσο μηχανισμό γένεσης που παρουσιάζεται στο ίδιο σχήμα υποδεικνύεται ότι στην περιοχή κυριαρχεί το καθεστώς οριζόντιας μετατόπισης.

Τα αποτελέσματα της αντιστροφής για όλα τα μοντέλα που ικανοποιούν τον περιορισμό του 95% για την περιοχή εμπιστοσύνης και το μοντέλο που εφαρμόζεται καλύτερα σε αυτή την περίπτωση παρουσιάζονται στο σχήμα 2.12α Μία σύγκριση με τον μέσο μηχανισμό γένεσης του σχήματος 2.11 (RAKE) δείχνει ότι συμφωνούν πολύ καλά μεταξύ τους. Η κατανομή των τιμών της παραμέτρου *R* φαίνεται στο σχήμα 2.12β και παρουσιάζει κατανομή γύρω από την τιμή R=0.7 που αντιστοιχεί στη λύση με το μικρότερο misfit. Τόσο το περιορισμένο εύρος των πιθανών τιμών για την παράμετρο R $(0.5 \le R \le 0.8)$ όσο και η τιμή του ελάχιστου misfit=5.283 μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι το πεδίο τάσεων στην περιοχή αυτή είναι ομογενές. Από τις παραμέτρους του καλύτερου μοντέλου (πίνακας 2.4) προκύπτει ότι πράγματι το καθεστώς που επικρατεί είναι αυτό της οριζόντιας μετατόπισης (SS).

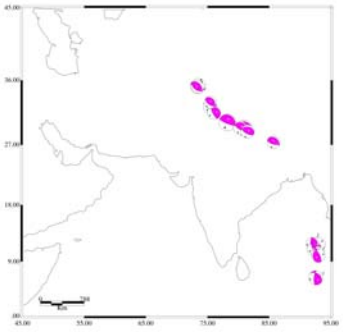


Σχήμα 2.11. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και των αξόνων εφελκυσμού T καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης της περιοχής 4.



Σχήμα 2.12. α)Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 4 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) σχηματική αναπαράσταση της κατανομής των τιμών της παραμέτρου R.

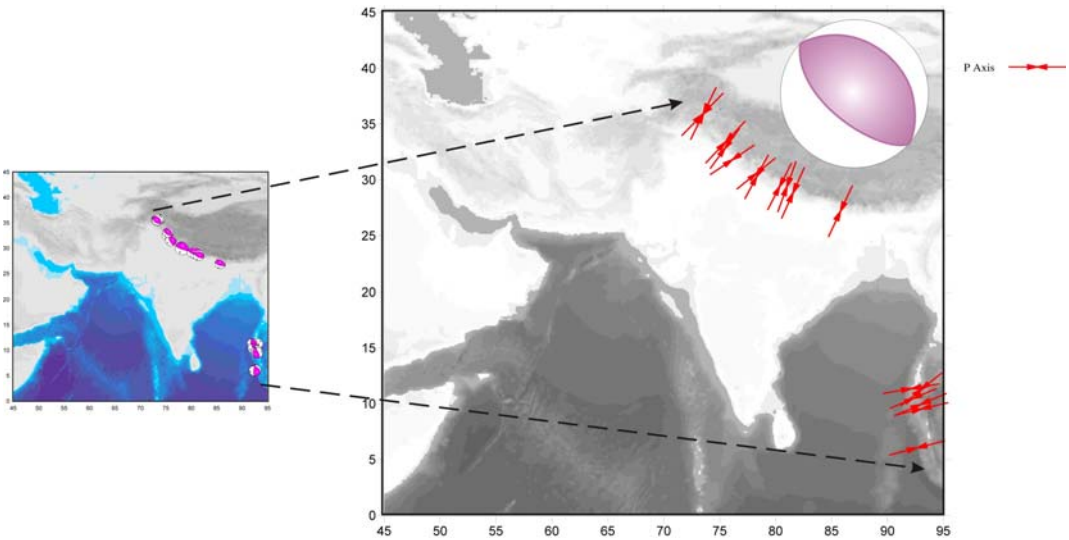
Περιοχή 5



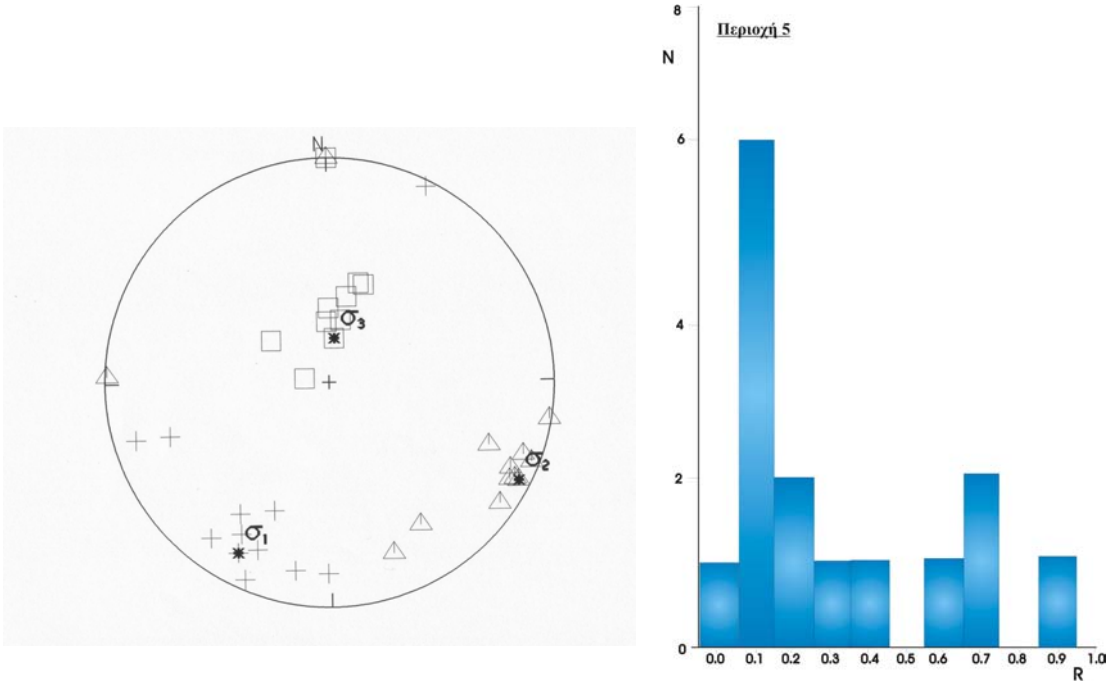
Η συγκεκριμένη περιοχή περιλαμβάνει μηχανισμούς γένεσης σεισμών που εκδηλώθηκαν αποκλειστικά κατά μήκος του ορίου σύγκρουσης της Ασιατικής και της Ινδικής πλάκας. Η περιοχή αυτή ξεκινά από τα βόρεια σύνορα της Ινδίας με την Κίνα. συνεχίζει μέσα στο έδαφος του Νεπάλ και μέσω των συνόρων της Ινδίας με το Μπαγκλαντές καταλήγει στον Κόλπο της Βεγγάλης.

Συνολικά στην ομάδα περιλαμβάνονται 17 μηχανισμοί γένεσης ενώ τα αντίστοιχα ρήγματα είναι όλα ανάστροφα. Τα εστιακά βάθη των αντίστοιχων σεισμών είναι από 10 ως 40 Km ενώ τα μεγέθη είναι μεταξύ των τιμών 4.9 και 6.8. Ο μέσος μηχανισμός για αυτή την περιοχή φαίνεται στο σχήμα 2.13. Οι άξονες P των μηχανισμών υποδεικνύουν συμπίεση κάθετη στην επιφάνεια σύγκρουσης για όλους τους μηχανισμούς της ομάδος.

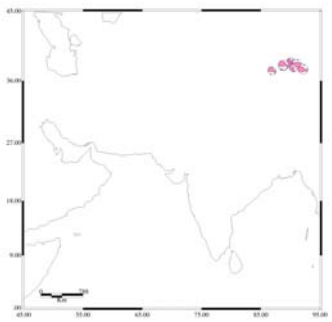
Το καλύτερο μοντέλο για τους κύριους άξονες των τάσεων που υπολογίστηκε από την αντιστροφή καθώς και όλα τα υπόλοιπα μοντέλα που βρίσκονται μέσα στο 95% της περιοχής εμπιστοσύνης παρουσιάζονται στο σχήμα 2.14α. Φαίνεται ότι το βέλτιστο μοντέλο συμφωνεί πολύ καλά με τον μέσο μηχανισμό γένεσης. Η πολύ μικρή τιμή του ελάχιστου misfit=0.609 μας επιτρέπει να θεωρήσουμε ότι το πεδίο τάσεων της περιοχής είναι ομογενές. Από τις παραμέτρους του καλύτερου μοντέλου (πίνακας 2.4) προκύπτει ότι πράγματι στην περιοχή αυτή κυριαρχεί το καθεστώς ανάστροφων ρηγμάτων (TF).



Σχήμα 2.13. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και ο μέσος μηχανισμός γένεσης για όλους τους μηχανισμούς της περιοχής 5.



Σχήμα 2.14. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 5 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) σχηματική αναπαράσταση της κατανομής των τιμών της παραμέτρου R.



Περιοχή 6

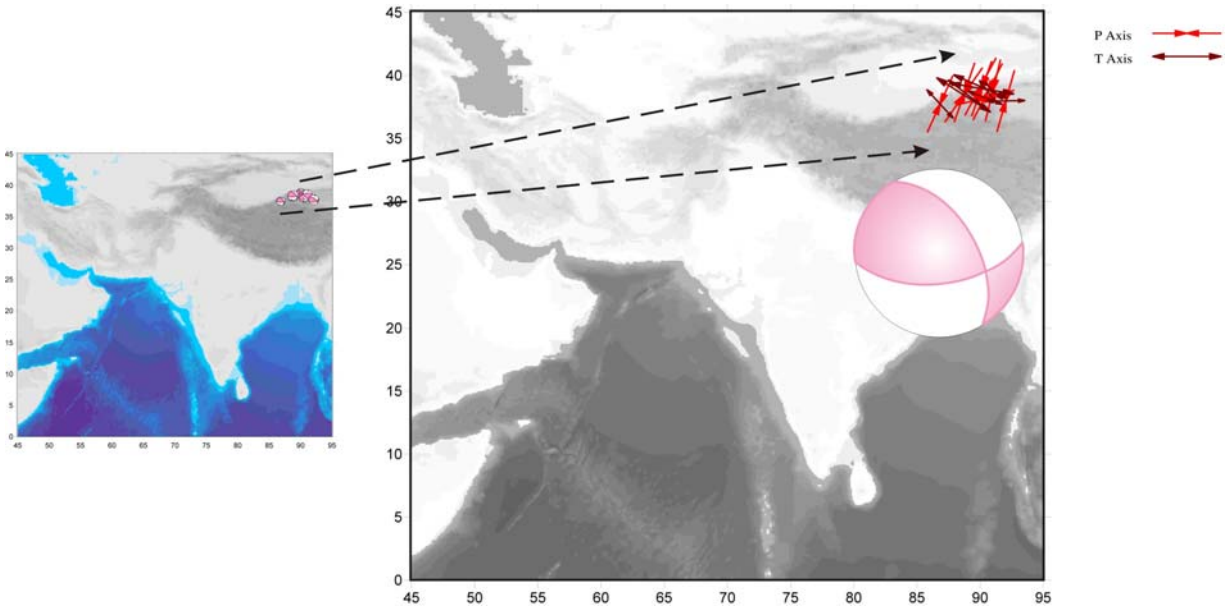
Αυτή η μικρή ομάδα σεισμών εντοπίζεται στο βορειοανατολικό τμήμα της οροσειράς των Ιμαλαΐων εντός της επικράτειας της Κίνας. Το μέγεθος σεισμικής ροπής κάθε σεισμού σε αυτή την περίπτωση έχει υπολογιστεί μεταξύ των τιμών 5.1 και 6.1 ενώ το βάθος στο οποίο εκδηλώθηκαν κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 15-44 Km.

Όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.15 οι περισσότεροι από τους άξονες εφελκυσμού έχουν διεύθυνση σχεδόν Α-Δ ενώ όλοι οι άξονες συμπίεσης έχουν φορά από ΒΒΑ προς ΝΝΔ. Από το μέσο μηχανισμό γένεσης συμπεραίνουμε ότι στην περιοχή εμφανίζονται κατά κύριο λόγο

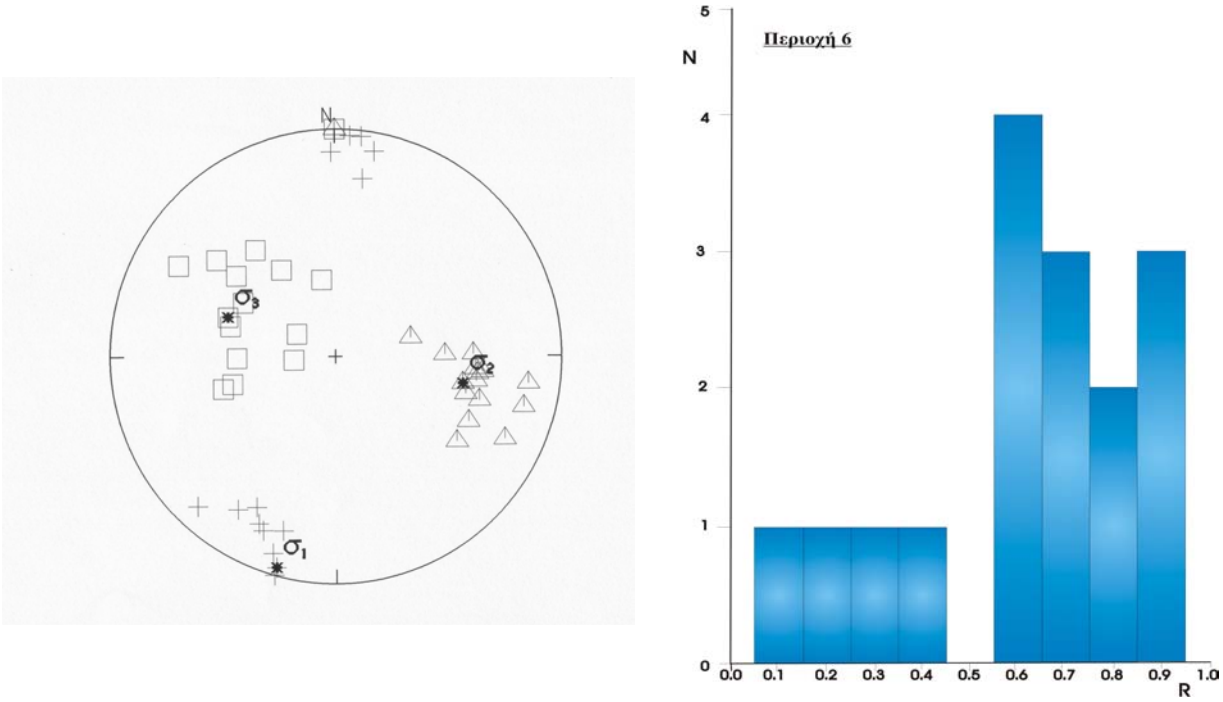
ανάστροφα ρήγματα με έντονη τη συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης και γενικό προσανατολισμό ΒΒΔ-ΝΝΑ.

Συνολικά στην αντιστροφή συμμετείχαν 9 μηχανισμοί γένεσης. Το καλύτερο μοντέλο που υπολογίστηκε καθώς και όλα τα μοντέλα που περιέχονται σε περιοχή εμπιστοσύνης 95% παρουσιάζονται στο σχήμα 2.16α. Ο μηχανισμός γένεσης που αντιστοιχεί στο καλύτερο μοντέλο για τους κύριους άξονες των τάσεων είναι σχεδόν ταυτόσημος με τον μέσο μηχανισμό γένεσης. Βλέπουμε από το σχήμα 2.16β ότι η κατανομή των τιμών της παραμέτρου *R* για το καλύτερο μοντέλο καλύπτει ένα μεγάλο εύρος όμως το μέγιστο της κατανομής η οποία έχει τη μορφή κατανομής Gauss είναι πολύ κοντά στην τιμή R=0.7 που αντιστοιχεί στη λύση με το μικρότερο misfit.

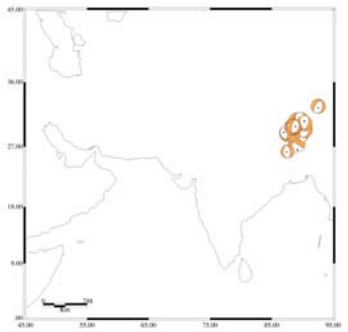
Από τα χαρακτηριστικά του καλύτερου μοντέλου (πίνακας 2.4) συμπεραίνουμε ότι στην περιοχή επικρατεί αμφισυμπιεστικό καθεστώς με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. Στον άξονα Β του τριαξονικού συστήματος τάσεων κυριαρχεί ο εφελκυσμός.



Σχήμα 2.15. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και εφελκυσμού T καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης για όλους τους μηχανισμούς της περιοχής 6.



Σχήμα 2.16. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 6 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) κατανομή των τιμών της παραμέτρου R.



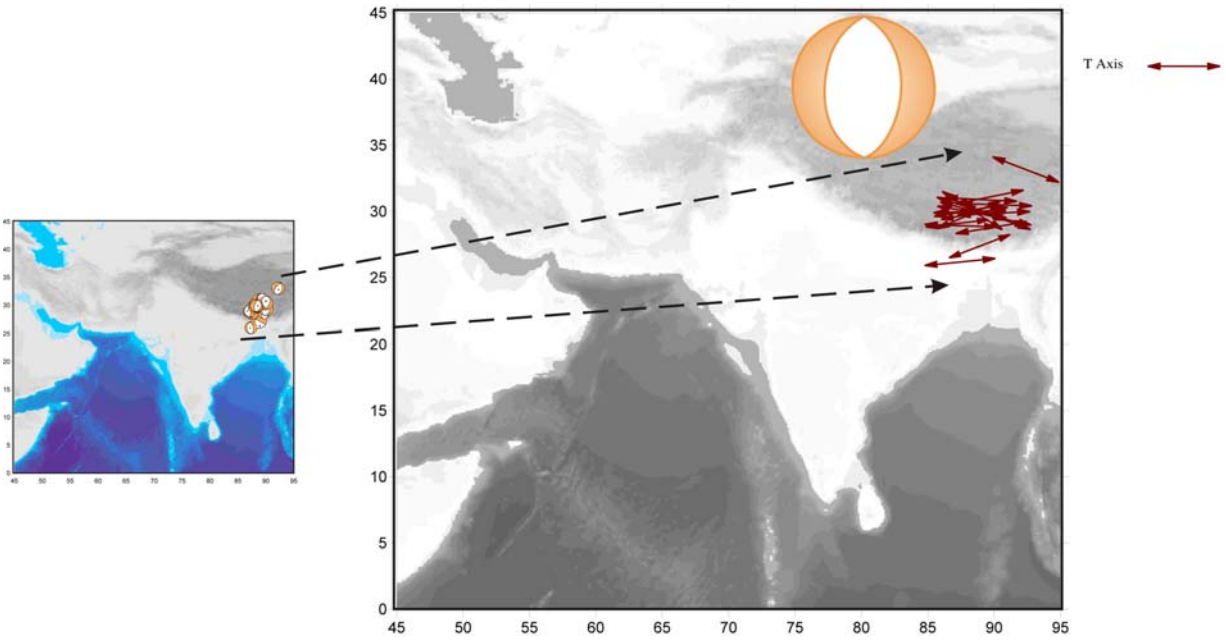
Περιοχή 7

Η περιοχή αυτή αποτελεί τμήμα της ευρύτερης περιοχής του Θιβέτ πάνω από τα βορειοανατολικά σύνορα της Ινδίας με την Κίνα και εκτείνεται ως το έδαφος του Μπουτάν, τα ανατολικά σύνορα του Νεπάλ και τα βόρεια σύνορα του Μπαγκλαντές.

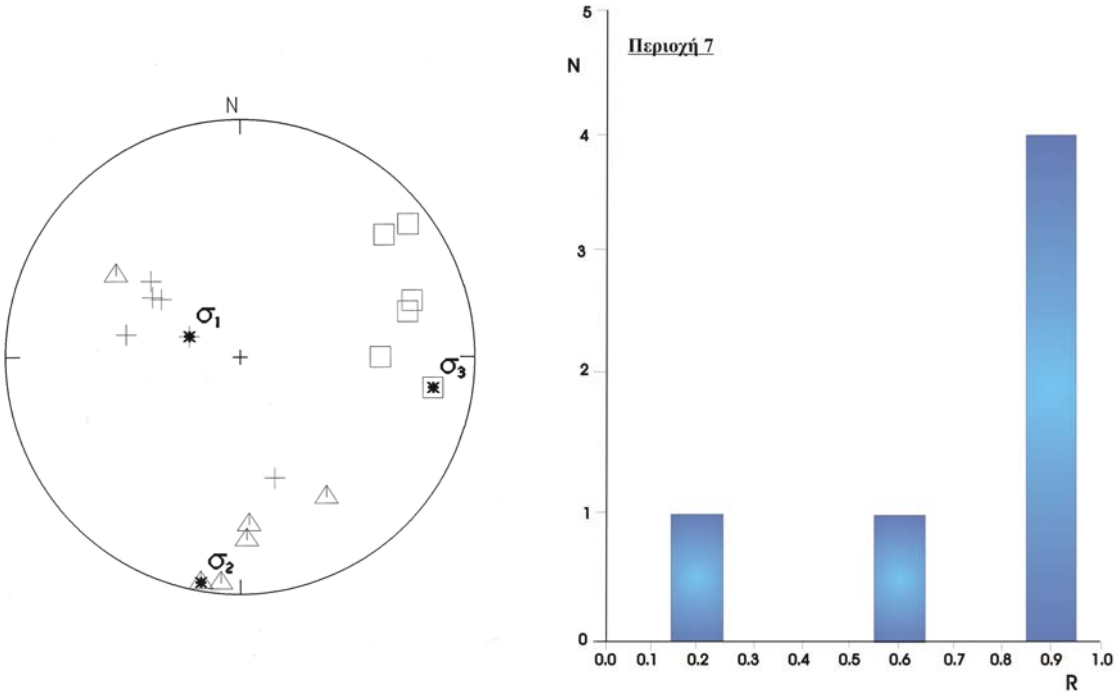
21 μηχανισμοί γένεσης χρησιμοποιήθηκαν από σεισμούς με μεγέθη από 5.0 ως 6.3 και εστιακά βάθη από 10 ως 44 Km. Είναι η μοναδική ομάδα μηχανισμών γένεσης στην υπό εξέταση περιοχή όπου κυριαρχούν σχεδόν αποκλειστικά κανονικά ρήγματα. Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.17. οι άξονες εφελκυσμού των περισσοτέρων από τους 21 μηχανισμούς της ομάδος έχουν διεύθυνση Α-Δ.

Τα μοντέλα που προέκυψαν από την αντιστροφή και ανταποκρίνονται στον περιορισμό για την περιοχή εμπιστοσύνης (95%), καθώς και το μοντέλο που εφαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα της περιοχής παρουσιάζονται στο σχήμα 2.18α. Ο μηχανισμός γένεσης που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο τριαξονικό σύστημα τάσεων είναι σε καλή συμφωνία με την τυπική μέση λύση που φαίνεται στον χάρτη 2.17 επιβεβαιώνοντας την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή με γενική διεύθυνση B-N.

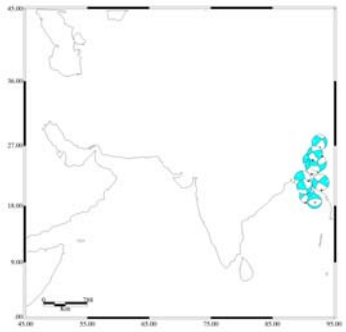
Οι τιμές του αζιμούθιου και της κλίσης για τους τρεις κύριους άξονες τάσεων του καλύτερου μοντέλου παρουσιάζονται όπως και για τις υπόλοιπες περιοχές στον πίνακα 2.4. Από την κατανομή των τιμών της παραμέτρου R (σχήμα 2.18β) φαίνεται ότι το μικρότερο misfit=1.101 που υπολογίστηκε για το καλύτερο μοντέλο αντιστοιχεί σε τιμή της παραμέτρου ίση με 0.6. Λόγω της μικρής τιμής που υπολογίστηκε για το misfit του βέλτιστου μοντέλου και σε αυτή την περίπτωση θεωρήσαμε ότι το πεδίο τάσεων είναι ομογενές.



Σχήμα 2.17. Προσανατολισμός των αξόνων εφελκυσμού T καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης.



Σχήμα 2.18. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 7 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) σχηματική αναπαράσταση της κατανομής των τιμών της παραμέτρου R.



Περιοχή 8

Η τελευταία από τις επιμέρους περιοχές που εξετάσαμε βρίσκεται επίσης στα όρια της Ινδικής πλάκας με την Ασιατική και τοποθετείται ανατολικά κοντά στα σύνορα της Ινδίας, από το κρατίδιο του Μπουτάν και το Μπαγκλαντές ως τα δυτικά σύνορα του Μιανμάρ και τον Κόλπο της Βεγγάλλης.

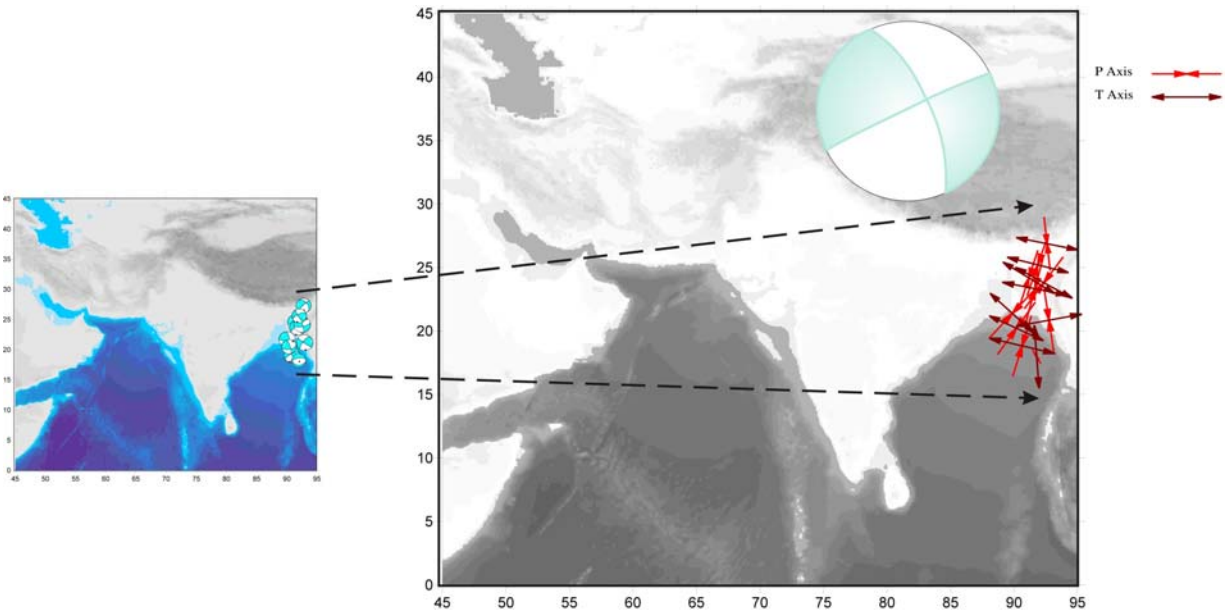
Συνολικά χρησιμοποιήθηκαν 10 μηχανισμοί γένεσης οι περισσότεροι από τους οποίους αντιστοιχούν σε ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Τα μεγέθη των σεισμών είναι από 5.1 ως 5.9 ενώ τα εστιακά βάθη είναι μεταξύ 15 και 40 Km. Ο μέσος μηχανισμός που υπολογίστηκε για αυτή την ομάδα (σχήμα 2.19)

δείχνει καθεστώς οριζόντιας μετατόπισης με τα δύο επίπεδα του μέσου μηχανισμού να προσανατολίζονται από ΒΒΔ-ΝΝΑ το ένα και από ΑΒΑ-ΔΝΑ το δεύτερο.

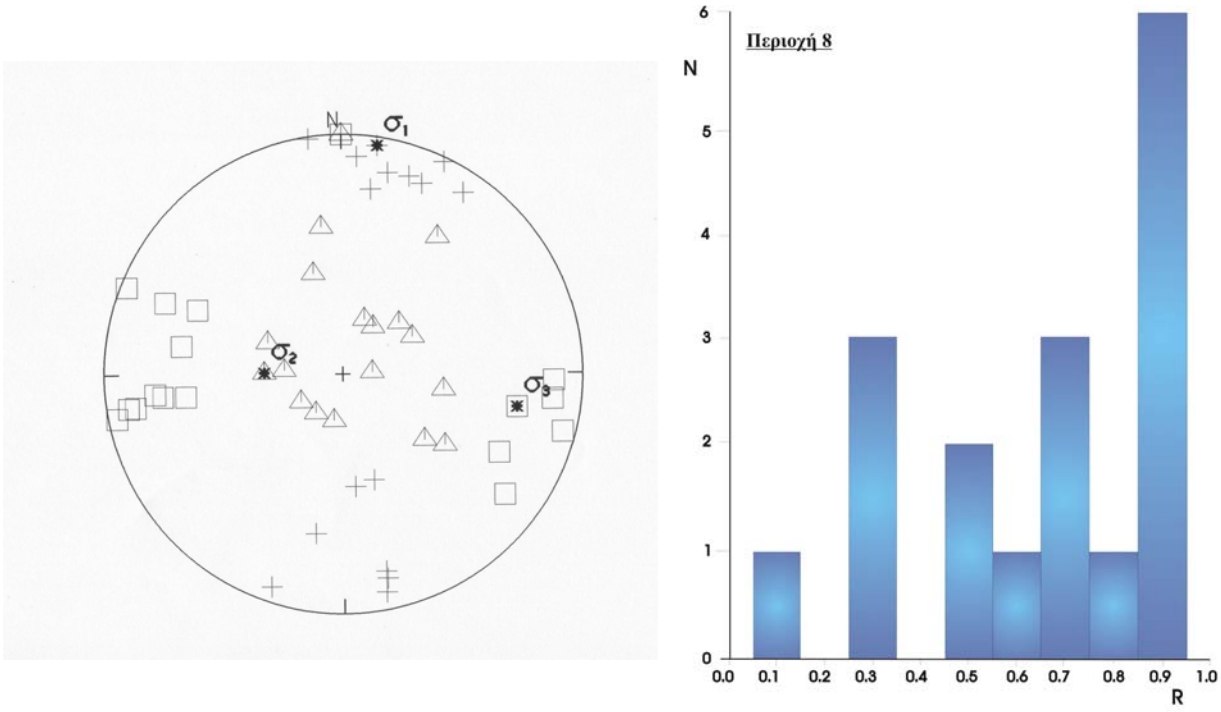
Ο προσανατολισμός των αξόνων εφελκυσμού είναι στις περισσότερες περιπτώσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ ενώ αντίστοιχα η διεύθυνση των αξόνων συμπίεσης των μηχανισμών είναι κατά κύριο λόγο ΒΒΑ-ΝΝΔ και σε μερικές περιπτώσεις Β-Ν.

Το καλύτερο μοντέλο καθώς και όλα τα μοντέλα που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της αντιστροφής και ικανοποιούν τον περιορισμό της περιοχής εμπιστοσύνης στο 95% παρουσιάζονται στο σχήμα 2.20α. Το μοντέλο με το μικρότερο misfit αντιστοιχεί σε μηχανισμό γένεσης που συμφωνεί σε μεγάλο βαθμό με την τυπική μέση λύση που υπολογίστηκε από το RAKE με τη διαφορά ότι εμφανίζεται ελαφρά στραμμένος προς τα δυτικά.

Η τιμή του misfit που αντιστοιχεί στο καλύτερο μοντέλο είναι 0.276, τιμή αρκετά μικρή ώστε να θεωρηθεί ότι στην περιοχή επικρατεί ομογενές πεδίο τάσεων.



Σχήμα 2.19. Προσανατολισμός των αξόνων συμπίεσης P και εφελκυσμού T καθώς και ο μέσος μηχανισμός γένεσης.



Σχήμα 2.20. α) Προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης για την περιοχή 8 με όριο εμπιστοσύνης 95% και β) κατανομής των τιμών της παραμέτρου R.

Πίνακας 2.4. Αποτελέσματα της αντιστροφής για όλες τις υπο-περιοχές που μελετήθηκαν.

Περιοχή	**Misfit (°)**	σ_1		σ_2		σ_3		***R***	**N**	$\sigma_{H\max}$ **Az (°)**
		Αζιμούθιο (°)	**Κλίση (°)**	**Αζιμούθιο (°)**	**Κλίση (°)**	**Αζιμούθιο (°)**	**Κλίση (°)**			
1	2.473	194	4	103	14	300	75	0.4	71	**194**
2	0.977	312	50	126	40	218	3	0.2	17	**308**
3	6.613	336	25	212	51	81	28	0.8	60	**336**
4	5.283	18	11	203	78	108	1	0.7	58	**168**
5	0.609	209	15	118	6	7	74	0.2	17	**209**
6	0.420	196	4	102	42	290	48	0.7	9	**196**
7	1.101	292	71	190	4	99	18	0.6	21	**190**
8	0.276	9	4	271	63	101	27	0.3	10	**9**

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3
ΣΥΝΘΕΣΗ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ

3.1 ΠΗΓΕΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στην παρούσα εργασία ήταν απαραίτητο να δημιουργηθεί ένας όσο το δυνατόν πληρέστερος κατάλογος σεισμών για την ευρύτερη περιοχή της Ινδίας, με σκοπό να εφαρμοστεί η υπόθεση του κρίσιμου σημείου για την περίπτωση σεισμού, μεγέθους Mw=7.6, που εκδηλώθηκε το 2001 στο Gujarat. Με βάση τις απαιτήσεις της μεθόδου και για τον σκοπό αυτό επιλέξαμε ο κατάλογος μας να καλύπτει μία πολύ μεγάλη περιοχή που οριοθετείται από τις συντεταγμένες:

- Γεωγραφικό μήκος 45°-95° Α.
- Γεωγραφικό πλάτος 0°-45° Β.
- Το χρονικό παράθυρο που καλύπτει ο κατάλογος είναι λίγο περισσότερο από έναν αιώνα. Ξεκινά στις 01/01/1900 και περιλαμβάνει σεισμούς έως και την 30/06/2001

Για την κατασκευή του χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τρία διαφορετικά διεθνή σεισμολογικά κέντρα, πιο συγκεκριμένα από τους καταλόγους των:

- **International Seismological Centre (ISC).**

  (*//www.isc.ac.uk/Products/collection.html*)

  Περιλαμβάνει πολύ μεγάλους σεισμούς παγκοσμίως έως το 1903, ιστορικούς σεισμούς από το 1904 έως το 1963 από διεθνή πρακτορεία και αναλύσεις σεισμολογικών σταθμών, και λεπτομερή δεδομένα από παγκόσμιο δίκτυο με ανάλυση από το ISC από το 1964 ως σήμερα.

- **National Earthquake Information Center World Data Center for Seismology (NEIC).**

  (*//neic.usgs.gov/neis/epic/code_catalog.html*)

  Περιλαμβάνει σεισμούς από αρκετούς καταλόγους. Για την περιοχή που μας ενδιαφέρει ο κατάλογος του NEIC περιέχει σεισμούς από τις εξής πηγές:

  (a) (NOAA) Significant Worldwide Earthquakes

  Ιστορικοί σεισμοί στο διάστημα 2150 π.Χ –1991 μ.Χ (*Paula K. Dunbar, Patricia A. Lockridge, and Lowell S. Whiteside, September 1992*).

(b) USGS/NEIC

Σεισμοί από το 1973 ως σήμερα με ανάλυση από το NEIC.

(c) INDIA,1063-1984

Ινδικός κατάλογος που προήλθε από την ένωση τεσσάρων ανεξάρτητων καταλόγων (*Tandon. A.N. and Srivastava, H.N., 1974; Chandra, Umesh, 1977; Rao and Rao, 1984; Srivastava, H.N., and Ramachandran, 1983*).

- **Harvard Seismology: Centroid Moment Tensor Catalog Search.**

(*//www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html*)

Αυτός ο κατάλογος περιέχει κάποιους από τους σεισμούς που έγιναν παγκοσμίως το 1976 και ξεκινά ουσιαστικά από το 1977 ως σήμερα. Είναι ο μόνος από τους καταλόγους που χρησιμοποιήθηκαν, που δίνει και το μέγεθος σεισμικής ροπής σχεδόν για κάθε σεισμό που περιλαμβάνει.

3.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΤΕΛΙΚΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΩΝ

Βασική μας επιδίωξη ήταν να συνθέσουμε ένα κατάλογο για την περιοχή της Ινδίας όπου είναι γνωστό το μέγεθος σεισμικής ροπής για κάθε σεισμικό γεγονός που περιλαμβάνει. Η τιμή της σεισμικής ροπής δεν επηρεάζεται από τη μείωση πλάτους του φάσματος των σεισμικών κυμάτων που παρατηρείται στις μεγάλες συχνότητες (μικρές περίοδοι), σε αντίθεση με τις τιμές των μεγεθών M_L, mb, Ms. Για το λόγο αυτό η σεισμική ροπή θεωρείται αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας ενός σεισμού (*Παπαζάχος, 1989*). Το μέγεθος σεισμικής ροπής που επιλέχθηκε ως βασικό μέγεθος σε αυτόν τον κατάλογο προτάθηκε από τους *Hanks and Kanamori (1979)* και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Mw = \frac{\log M_o - 16.1}{1.5} \tag{3.1}$$

όπου M_o είναι η σεισμική ροπή ($dyn \cdot cm$).

Κάθε ένα από τα σεισμολογικά κέντρα που αναφέρθηκαν παραπάνω χρησιμοποιεί διαφορετική φόρμα στην παρουσίαση των δεδομένων του, γι' αυτό και ήταν απαραίτητο αρχικά να μετατραπούν τα αρχεία σε παρόμοια μορφή ώστε στη συνέχεια να γίνει η ενοποίησή τους. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν προγράμματα σε γλώσσα προγραμματισμού

FORTRAN που είχαν εκπονηθεί από τον Επ. Καθηγητή Μ. Σκορδύλη ή εκπονήθηκαν για τις ανάγκες της διατριβής αυτής.

Η ενοποίηση των καταλόγων έγινε σε δύο φάσεις. Σε κάθε περίπτωση δώσαμε προτεραιότητα στους χρόνους γένεσης, τις συντεταγμένες των επικέντρων και στα βάθη που έχουν υπολογιστεί από τις αναλύσεις του ISC διότι τις θεωρήσαμε πιο ακριβείς. Για τους σεισμούς εκείνους που δεν εμφανίζονταν στον κατάλογο του ISC αλλά υπήρχαν στους καταλόγους του NEIC και του Harvard θεωρήσαμε πιο αξιόπιστες τις τιμές του NEIC.

Ο συγκερασμός των αρχείων ISC, NEIC και Harvard έγινε διαδοχικά με τα προγράμματα:

(a) ISC_NEIC.FOR

(b) ISCNEIC_HARV.FOR

Το παραγόμενο αρχείο περιελάμβανε κοινούς και μη κοινούς σεισμούς από τους τρεις καταλόγους με τα αντίστοιχα μεγέθη, όπου υπήρχαν. Για την πλειοψηφία των σεισμών ήταν γνωστό μόνο το χωρικό (mb) ή επιφανειακό μέγεθος (Ms) από μία τουλάχιστον πηγή (συνήθως ISC ή NEIC). Με σκοπό να υπολογίσουμε μέγεθος σεισμικής ροπής για όλους τους σεισμούς του καταλόγου που προέκυψε, έπρεπε πρώτα να υπολογίσουμε σχέσεις μετατροπής των μεγεθών mb και Ms σε Mw.

Αρχικά επιλέξαμε τμήματα του αρχείου μας ώστε σε κάθε ένα από αυτά να περιλαμβάνονται σεισμοί για τους οποίους είχαμε μέγεθος σεισμικής ροπής από τον κατάλογο του Harvard και ταυτόχρονα επιφανειακό μέγεθος Ms, ή χωρικό μέγεθος mb, σε μια τουλάχιστον από τις άλλες δύο πηγές.

Για το επιφανειακό μέγεθος Ms η διαδικασία που ακολουθήσαμε είναι η εξής: Από το διάγραμμα μεγέθους σεισμικής ροπής (MwH)-επιφανειακού μεγέθους με πηγή το ISC (MsI), υπολογίσαμε ευθείες ελαχίστων τετραγώνων για τις περιπτώσεις $Ms < 6.0$ και $Ms \geq 6.0$, διότι σε αυτό περίπου το μέγεθος αναμένεται να εμφανιστεί αλλαγή της κλίσης της μέσης ευθείας (π.χ. *Heaton et al, 1969*).

Το ίδιο έγινε και για τον αντίστοιχο υποκατάλογο του NEIC (σχήμα 3.2). Μετά την ένωση των δύο αρχείων, υπολογίστηκαν εκ νέου οι σχέσεις για τις δύο περιπτώσεις. Επειδή η σχέση για $Ms \geq 6.0$ στο αρχείο του NEIC δεν παρουσίαζε κλίση αντίστοιχη με αυτή που αναμένεται σε αυτά τα μεγέθη, ως τελική εξίσωση για το σύνολο των $Ms \geq 6.0$ δεχτήκαμε την σχέση που προέκυψε από το αρχείο του ISC και μόνο (σχήμα 3.3). Όλοι οι υπολογισμοί ευθειών με τη χρήση ελαχίστων τετραγώνων έγιναν με το πρόγραμμα FITEXY.FOR από το βιβλίο NUMERICAL RECIPES. Το πρόγραμμα, για τον καθορισμό της γραμμικής σχέσης

λαμβάνει υπόψη τα σφάλματα τόσο ως προ x όσο και ως προς y επιτρέποντας την χωρίς ιδιαίτερα σφάλματα χρήση της σχέσης που προκύπτει τόσο ως προς x όσο και ως προς y.

Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν οι εξισώσεις μετατροπής του μεγέθους Ms σε μέγεθος σεισμικής ροπής (Mw*):

$$Mw^* = 0.59 \cdot Ms + 2.42 \qquad \sigma = 0.27 \qquad (Ms \prec 6.0) \tag{3.2}$$

$$\text{δηλαδή} \quad Mw^* \cong Ms \qquad \sigma = 0.17 \qquad (Ms \geq 6.0) \tag{3.3}$$

Ο έλεγχος της ορθότητας των παραπάνω εξισώσεων έγινε με την μετατροπή όλων των δεδομένων αυτής της κατηγορίας σε μέγεθος σεισμικής ροπής (Mw*) και σύγκρισή τους με τις αντίστοιχες τιμές του Harvard. Διευκρινίζουμε ότι με Mw* συμβολίζουμε το μέγεθος σεισμικής ροπής όπως <u>υπολογίζεται</u> από μία σχέση μετατροπής, ενώ Mw συμβολίζει αντίστοιχα το μέγεθος σεισμικής ροπής που έχει υπολογιστεί πρωτογενώς από το Harvard ή από άλλη πηγή.

Όπως φαίνεται από το σχήμα 3.4, η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων:

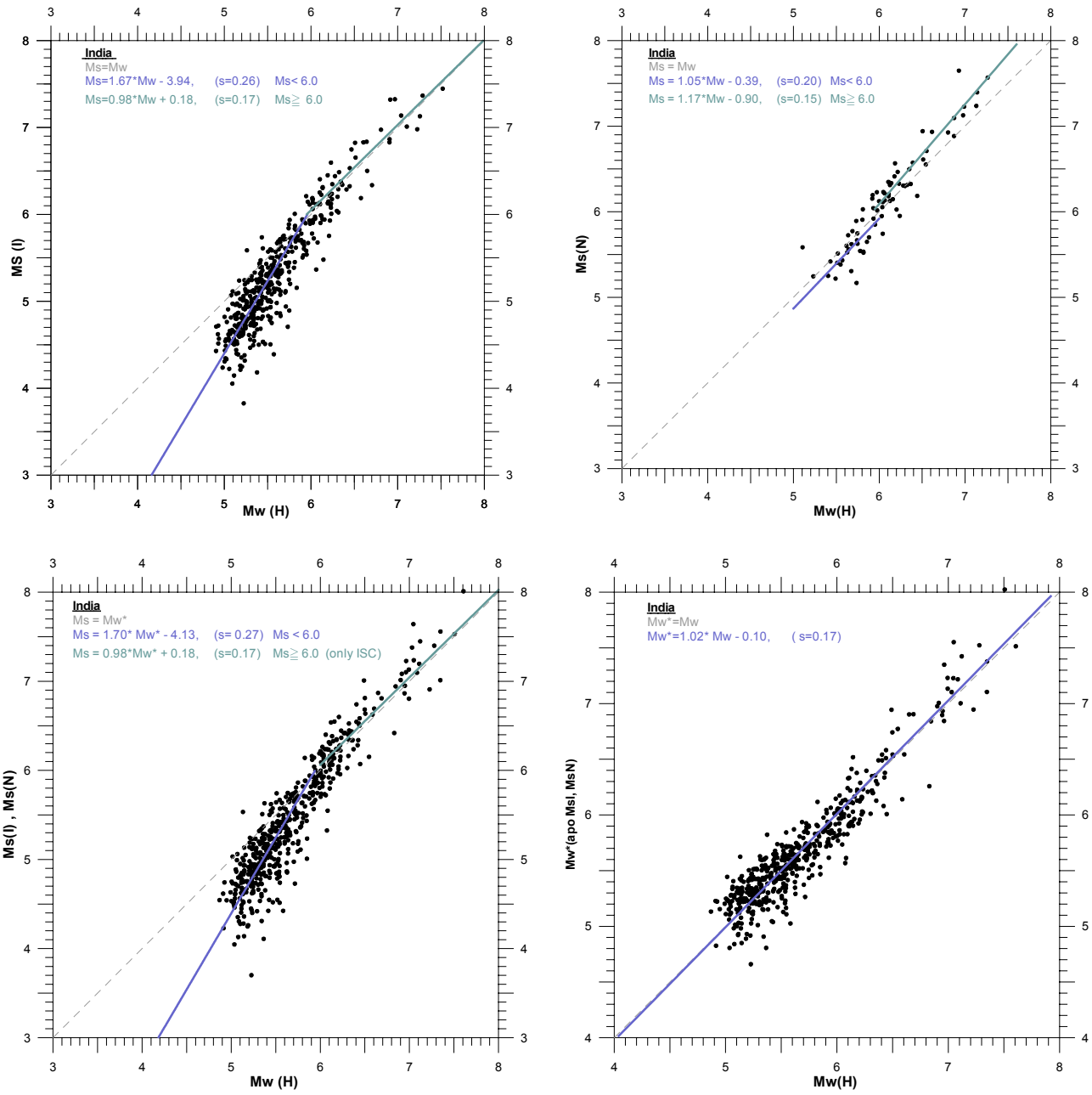
$$Mw^* = 1.02 \cdot Mw - 0.10 \qquad \sigma = 0.17$$

ταυτίζεται σχεδόν απόλυτα με την ευθεία $Mw^* = Mw$ οπότε μπορούμε να θεωρήσουμε ότι με τις εξισώσεις 3.2-3.3 υπολογίζουμε τιμές σεισμικής ροπής με καλή ακρίβεια.

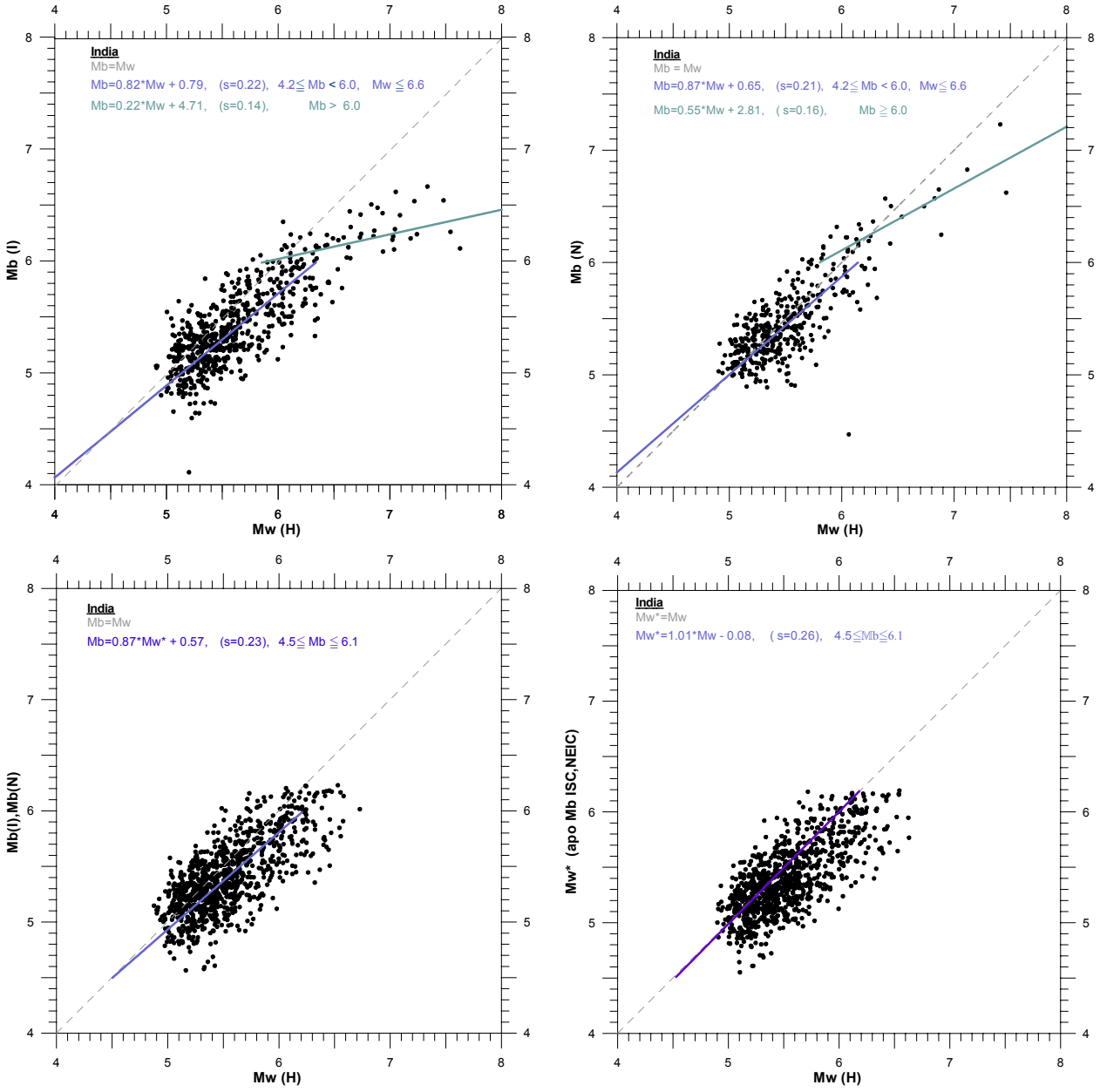
Η ίδια διαδικασία έγινε και για το χωρικό μέγεθος mb (σχήματα 3.5-3.8). Η σχέση που προέκυψε σε αυτή την περίπτωση είναι:

$$Mw^* = 1.15 \cdot mb - 0.65 \qquad \sigma = 0.23 \qquad (4.5 \leq mb \leq 6.1) \tag{3.4}$$

Η εξίσωση που υπολογίστηκε μεταξύ των μεγεθών Mw* και Mw (σχήμα 3.8) έχει τη μορφή: $Mw^* = 1.01 \cdot Mw - 0.08$ και $\sigma = 0.26$.



Σχήματα 3.1-3.4. Εξισώσεις ελαχίστων τετραγώνων για σεισμούς με γνωστό επιφανειακό μέγεθος από τα αρχεία του ISC ή του NEIC και μέγεθος σεισμικής ροπής από το Harvard. Στα σχήματα 3.1-3.2 παρουσιάζονται οι επιμέρους εξισώσεις για τους δύο καταλόγους ξεχωριστά ενώ στο διάγραμμα 3.3 οι τελικές εξισώσεις για τα επιφανειακά μεγέθη και από τα δύο αρχεία. Για την περίπτωση $Ms \geq 6.0$ χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα δεδομένα από τον κατάλογο του ISC. Στο σχήμα 3.4 γίνεται η σύγκριση του μεγέθους σεισμικής ροπής (Mw*) όπως υπολογίστηκε από τις σχέσεις (3.2) και (3.3) και του αντίστοιχου μεγέθους σεισμικής ροπής που έχει υπολογιστεί από το Harvard (Mw(H)).



Σχήματα 3.5-3.8. Συσχετίσεις μεταξύ των μεγεθών: για σεισμούς με γνωστό χωρικό μέγεθος από τα αρχεία του ISC ή του NEIC και μέγεθος σεισμικής ροπής από το Harvard. Στα σχήματα 3.5-3.6 παρουσιάζονται οι επιμέρους εξισώσεις για τους δύο καταλόγους ξεχωριστά ενώ στο διάγραμμα 3.7 οι τελικές εξισώσεις για τα χωρικά μεγέθη και από τα δύο αρχεία. Στο διάγραμμα 3.8 γίνεται η σύγκριση του μεγέθους σεισμικής ροπής (Mw*) όπως υπολογίστηκε από την σχέση (3.4) και του αντίστοιχου μεγέθους σεισμικής ροπής που έχει υπολογιστεί από το Harvard (Mw(H)).

Εκτός από τη βαθμολόγηση των μεγεθών Ms και mb σε σχέση με το μέγεθος σεισμικής ροπής Mw*, υπολογίσαμε σχέση μετασχηματισμού και για το μέγεθος Mukts που υπήρχε στον κατάλογο του NEIC και προέρχεται από τον Ινδικό κατάλογο. Τα γράμματα -uk χρησιμοποιούνται στον σεισμικό κατάλογο του NEIC όταν το αντίστοιχο μέγεθος ανήκει σε άγνωστη κλίμακα. Οποιαδήποτε γράμματα ακολουθούν μετά από τον προσδιορισμό ως -uk σηματοδοτούν τον επιμέρους κατάλογο από τον οποίο προέρχεται κάθε μέγεθος (συνήθως είναι τα αρχικά των ερευνητών που τον δημοσίευσαν ή το κέντρο από το οποίο έχει υπολογιστεί). Έτσι λοιπόν το μέγεθος Mukts που συναντήσαμε στον κατάλογο του NEIC είναι άγνωστο μέγεθος (-uk), που προέρχεται από τον σεισμικό κατάλογο των Tandon and Srivastava που δημοσιεύτηκε το 1974, (-ts).

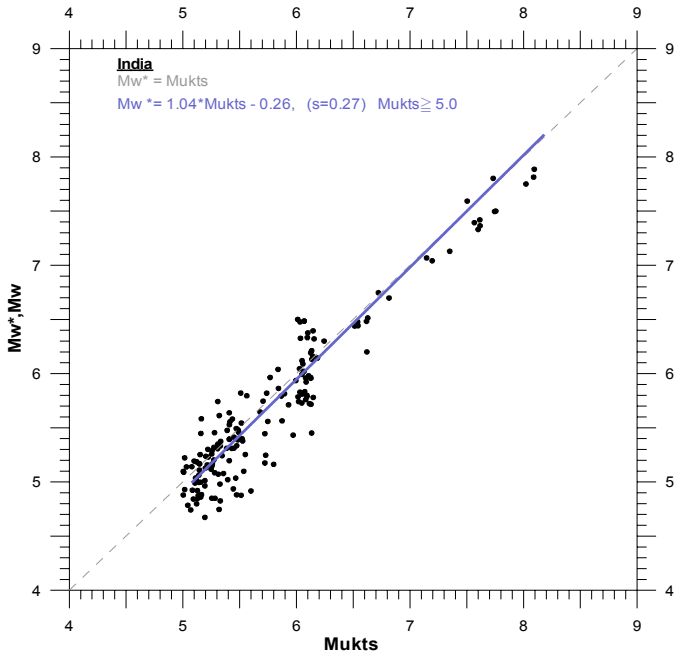
Συνολικά υπήρχαν 447 περιπτώσεις σεισμών από το 1900 ως σήμερα όπου εμφανιζόταν το συγκεκριμένο μέγεθος. Σε 180 από αυτούς υπήρχε ταυτόχρονα και κάποιο από τα μεγέθη που αναφέραμε παραπάνω (Ms ή mb). Η διαδικασία που ακολουθήσαμε ήταν η εξής:

Για τους 180 σεισμούς με γνωστό τουλάχιστον ένα από τα μεγέθη Mb, Ms, υπολογίσαμε το μέγεθος σεισμικής ροπής Mw* με κάποια από τις σχέσεις (3.2),(3.3), (3.4). Στις περιπτώσεις που υπήρχαν περισσότερα από ένα μεγέθη ικανά για μετατροπή, υπολογίσαμε τον μέσο όρο από τις αντίστοιχες τιμές Mw* που προέκυψαν λαμβάνοντας υπόψη τη βαρύτητα κάθε τιμής Mw* που προήλθε από τις παραπάνω σχέσεις μετασχηματισμού. Στη συνέχεια, από τον προσδιορισμό της εξίσωσης ελαχίστων τετραγώνων προέκυψε η παρακάτω σχέση μεταξύ των μεγεθών Mukts και Mw*:

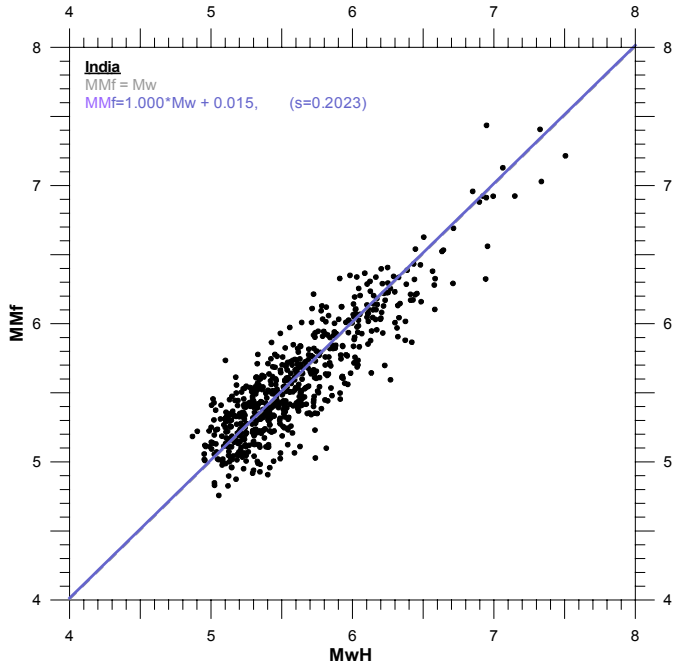
$$Mw^* = 1.04 \cdot Mukts - 0.26 \qquad \sigma = 0.27 \qquad (\mathrm{M}ukts \geq 5.0) \tag{3.5}$$

Η παραπάνω σχέση χρησιμοποιήθηκε έπειτα στον υπολογισμό μεγέθους σεισμικής ροπής Mw* και για τους υπόλοιπους από τους 447 σεισμούς με μέγεθος Mukts, εκτός από τις περιπτώσεις δύο σεισμών που εξαιρέθηκαν διότι είχαν μέγεθος $Mukts < 5.0$.

Με τις εξισώσεις μετατροπής όλων των επιμέρους μεγεθών σε μέγεθος σεισμικής ροπής, λαμβάνοντας υπόψη τους περιορισμούς κάθε σχέσης και με τη βοήθεια κατάλληλου προγράμματος (Σκορδύλης, προσωπική επικοινωνία), έγινε η μετατροπή όλων των μεγεθών σε μέγεθος σεισμικής ροπής. Από το συγκεκριμένο πρόγραμμα γίνεται ο υπολογισμός του μέσου όρου (MMf) των μεγεθών Mw* για κάθε σεισμό, λαμβάνοντας υπόψη τη βαρύτητα κάθε μετατροπής (ανάλογη με το αντίστοιχο σφάλμα) και με προκαθορισμένη περιοχή εμπιστοσύνης 95%.



Σχήμα 3.9. Σχέση μετατροπής του μεγέθους Mukts σε μέγεθος σεισμικής ροπής Mw*.



Σχήμα 3.10. Σχέση μετατροπής ανάμεσα στα μεγέθη MMf και Mw (Harvard). Όπως προκύπτει και από το διάγραμμα, τα δύο μεγέθη σχεδόν ταυτίζονται (MMf ≈ Mw).

Στο σχήμα 3.10 παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών καθώς και η μέση ευθεία που συνδέει, μετά από αυτό το τελευταίο στάδιο των μετατροπών, το μέσο μέγεθος σεισμικής ροπής (MMf), με το αντίστοιχο μέγεθος σεισμικής ροπής Mw από τον κατάλογο του Harvard για το σύνολο των σεισμών που το μέγεθος αυτό ήταν γνωστό και που ήταν δυνατό ταυτόχρονα να υπολογιστεί το μέγεθος MMf. Συνολικά στην συγκεκριμένη κατηγορία περιλαμβάνονται οι περιπτώσεις n=639 σεισμών. Όπως φαίνεται από την εξίσωση της μέσης ευθείας η συσχέτιση ανάμεσα στα δύο μεγέθη είναι φανερό ότι είναι πολύ καλή:

$$MMf = 1.000 \cdot Mw + 0.015 \qquad (\sigma = 0.202) \tag{3.6}$$

Ταυτόχρονα υπολογίστηκε και η διαφορά του μέσου μεγέθους σεισμικής ροπής (MMf), από κάθε επί μέρους τιμή του μεγέθους σεισμικής ροπής Mw* που υπολογίστηκε από τις εξισώσεων (3.2) ως (3.5), ή που ήταν ήδη γνωστό από μία αρχική πηγή. Το ιστόγραμμα συχνότητας της διαφοράς MMf-Mw παρουσιάζονται στο σχήμα 3.11.

Για να επιβεβαιώσουμε την καλή εφαρμογή των παραπάνω σχέσεων επαναλάβαμε την ίδια διαδικασία, αφαιρώντας όμως τις περιπτώσεις των μεγεθών σεισμικής ροπής που ήταν γνωστά εξ' αρχής (κυρίως από τον καταλόγο του Harvard, αλλά και των άλλων πηγών σε κάποιες περιπτώσεις). Το αντίστοιχο διάγραμμα δείχνει ότι δεν εμφανίζεται ουσιαστική μεταβολή στο ιστόγραμμα συχνότητας (σχήμα 3.12).

Μία σύγκριση των σχέσεων μετατροπής μεγεθών 3.2-3.4 που υπολογίσαμε στην παρούσα εργασία με τις αντίστοιχες σχέσεις που έχουν προταθεί για τον Ελληνικό χώρο (Papazachos et al, 1997, 2002a) παρουσιάζεται στο σχήμα 3.13. Οι ίδιες σχέσεις υιοθετήθηκαν και για την Αδριατική (Scordilis et al, 2003) με καλά αποτελέσματα, επομένως μπορούμε να πούμε ότι ισχύουν για την ευρύτερη περιοχή που περιλαμβάνει την Ελλάδα και την Ιταλία. Οι εξισώσεις αυτές είναι:

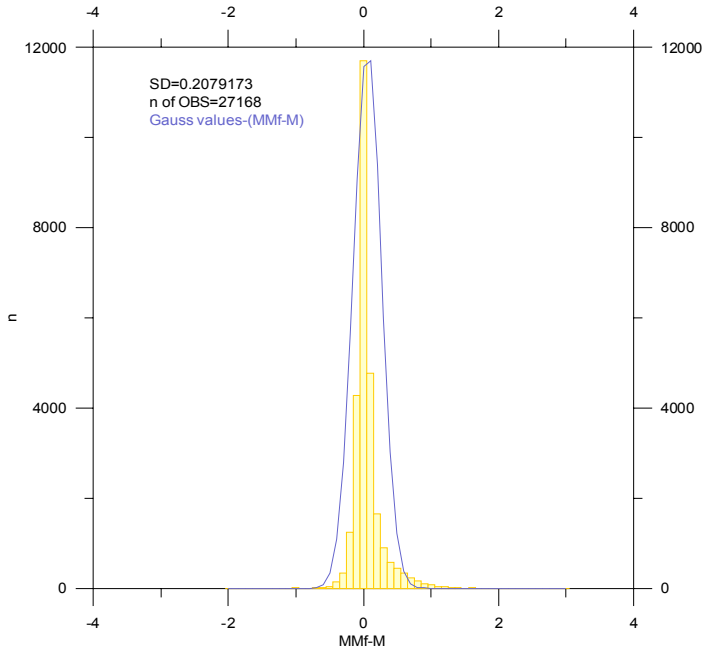
$$\begin{aligned} Mw^* &= 1.28 \cdot Mb - 1.12 && 4.8 \le Mb \le 6.0 \\ Mw^* &= 0.69 \cdot Ms + 1.83 && 4.2 \le Ms \prec 6.0 \\ Mw^* &= Ms && 6.0 \le Ms \le 8.0 \end{aligned}$$

Για τιμές του επιφανειακού μεγέθους μικρότερες του 6.0, η σχέση 3.2 που ισχύει για την περιοχή της Ινδίας παρουσιάζει μεγαλύτερη σταθερά με αποτέλεσμα οι τιμές του μεγέθους

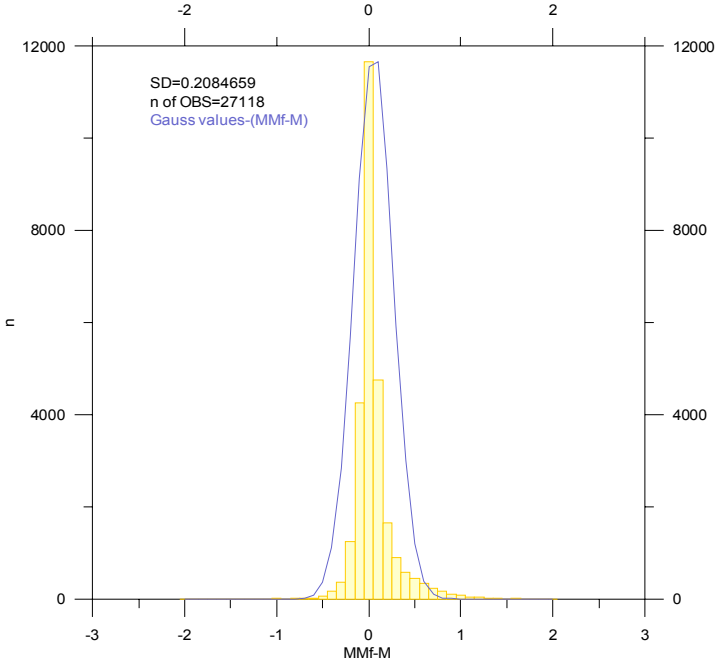
σεισμικής ροπής που υπολογίζονται να είναι ελαφρά μεγαλύτερες από αυτές που θα υπολογίζαμε για τον Ελληνικό χώρο. Η διαφορά αυτή σχεδόν εξαλείφεται προς τις μεγαλύτερες τιμές Ms (μεγαλύτερες από 5.5), διότι και η κλίση των δύο εξισώσεων εμφανίζει μικρή διαφορά. Για τιμές επιφανειακού μεγέθους μεγαλύτερες ή ίσες με έξι οι δύο εξισώσεις σχεδόν ταυτίζονται οπότε και υπολογίζουν ίδιες τιμές για το μέγεθος σεισμικής ροπής.

Για την περίπτωση του χωρικού μεγέθους η εξίσωση που υπολογίστηκε για την περιοχή της Ινδίας έχει σχεδόν την ίδια κλίση με την αντίστοιχη σχέση για τον ελληνικό χώρο, η σταθερά των δύο εξισώσεων όμως διαφέρει έτσι ώστε για ίδιες τιμές Mb η τιμή σεισμικής ροπής που υπολογίζεται από τη σχέση 3.4 είναι μικρότερη από εκείνη που υπολογίζεται για την περιοχή του Αιγαίου κατά 0.5 περίπου. Επίσης τα όρια ισχύος της εξίσωσης 3.4 είναι λίγο ευρύτερα από την αντίστοιχη σχέση που χρησιμοποιείται για την περιοχή του Αιγαίου.

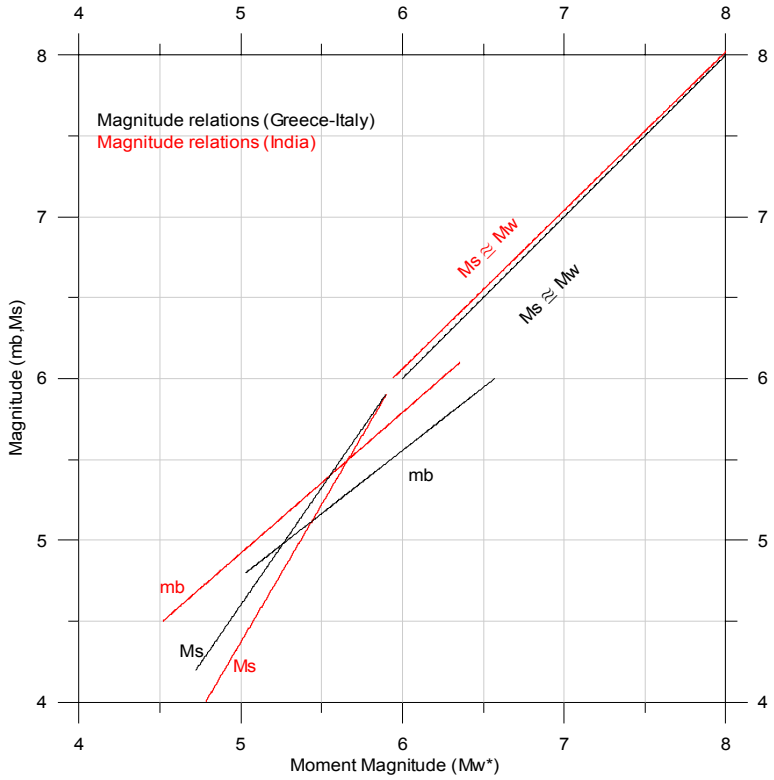
Στην τελική του μορφή, μετά και από την αφαίρεση όλων των περιπτώσεων για τις οποίες προέκυψε MMf=0, ο κατάλογος αυτός περιέχει συνολικά 13,007 σεισμούς για τους οποίους έχει υπολογιστεί το μέσο μέγεθος σεισμικής ροπής MMf (Παράρτημα Ι). Συνολικά αφαιρέθηκαν 11,879 περιπτώσεις σεισμών που το όποιο μέγεθος εμφανιζόταν ήταν εκτός των ορίων ισχύος των σχέσεων 3.2-3.5 με αποτέλεσμα να υπολογίζεται τελικό MMf=0. Επίσης αφαιρέθηκαν και οι περιπτώσεις μίας χημικής και 23 συνολικά πυρηνικών εκρήξεων που εντοπίστηκαν.



Σχήμα 3.11. Ιστόγραμμα συχνότητας των διαφορών MMf-Mw λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές Mw* που υπολογίστηκαν από τις σχέσεις 3.2.1-3.2.4, όσο και τις τιμές Mw που ήταν ήδη γνωστές από τους αρχικούς καταλόγους.



Σχήμα 3.12. Ιστόγραμμα συχνότητας των διαφορών MMf-Mw λαμβάνοντας υπόψη μόνο τις τιμές Mw* που υπολογίστηκαν από τις σχέσεις 3.2.1-3.2.4.



Σχήμα 3.13. Σύγκριση των σχέσεων μεταξύ των μεγεθών για την περιοχή της Ινδίας με αντίστοιχες σχέσεις για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και της Αδριατικής .

3.3 ΕΛΕΓΧΟΣ ΤΗΣ ΠΛΗΡΟΤΗΤΑΣ ΤΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ

Με σκοπό να ελέγξουμε την πληρότητα του καταλόγου, εξετάσαμε τμήματα του τελικού αρχείου για διάφορες χρονικές περιόδους. Προέκυψαν τελικά τα σχήματα 3.14. – 3.18 όπου παρουσιάζεται σε κάθε περίπτωση το μέγεθος (MMf) σε συνάρτηση τόσο με το πλήθος των σεισμών (n), όσο και με τον λογάριθμο της συσσωρευτικής συχνότητας των σεισμών αυτών (LogN). Σε καθένα από τα σχήματα αυτά αναγράφεται επίσης και η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων που προκύπτει αν λάβουμε υπόψη μας μόνο τα σημεία με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο από το μέγεθος με το μέγιστο πλήθος παρατηρήσεων (M-cut). Για κάθε ένα από τα χρονικά διαστήματα, ο κατάλογος είναι πλήρης σε σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με το M-cut.

Όπως προκύπτει από τα παραπάνω διαγράμματα, υπάρχει έλλειψη δεδομένων για σεισμούς μεγέθους M<6.0 πριν από το 1964. Αυτό πιθανότατα οφείλεται στο γεγονός ότι

μόλις το 1964 το ISC ξεκίνησε να παρέχει λεπτομερή στοιχεία για κάθε σεισμό, ενώ αντίστοιχα δεδομένα ήταν διαθέσιμα πολύ αργότερα τόσο το NEIC (1973), όσο και από το Harvard (1977). Έως το 1963 τα δεδομένα των επιμέρους καταλόγων φαίνεται ότι προέρχονται κυρίως από ιστορικά στοιχεία με αποτέλεσμα να απουσιάζει σημαντικός αριθμός σεισμών με μεγέθη $M \leq 6.0$.

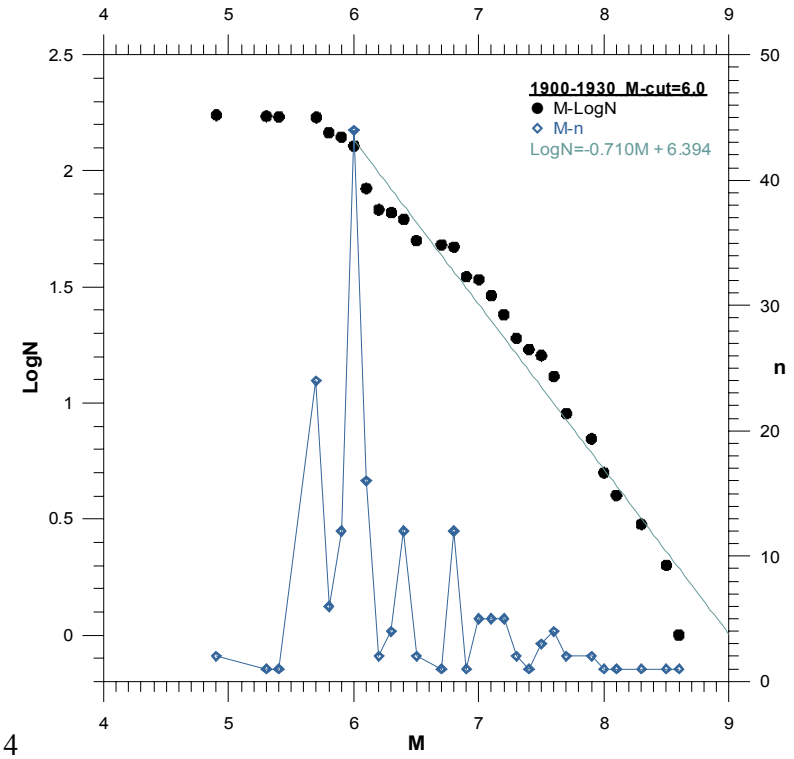
Σύμφωνα με τα παραπάνω καθώς και από τα διαγράμματα των σχημάτων 3.14-3.18 χωρίσαμε τον κατάλογο των σεισμών σε τρία τμήματα με διαφορετική πληρότητα:

1900-2001 πληρότητα σε σεισμούς με μέγεθος $M \geq 6.0$

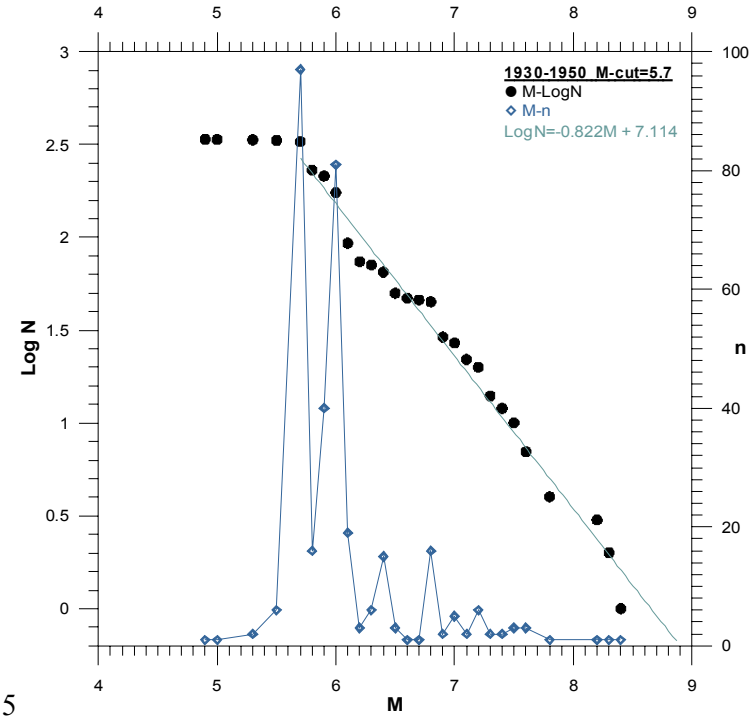
1964-2001 πληρότητα σε σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.7$

1980-2001 πληρότητα σε σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.6$

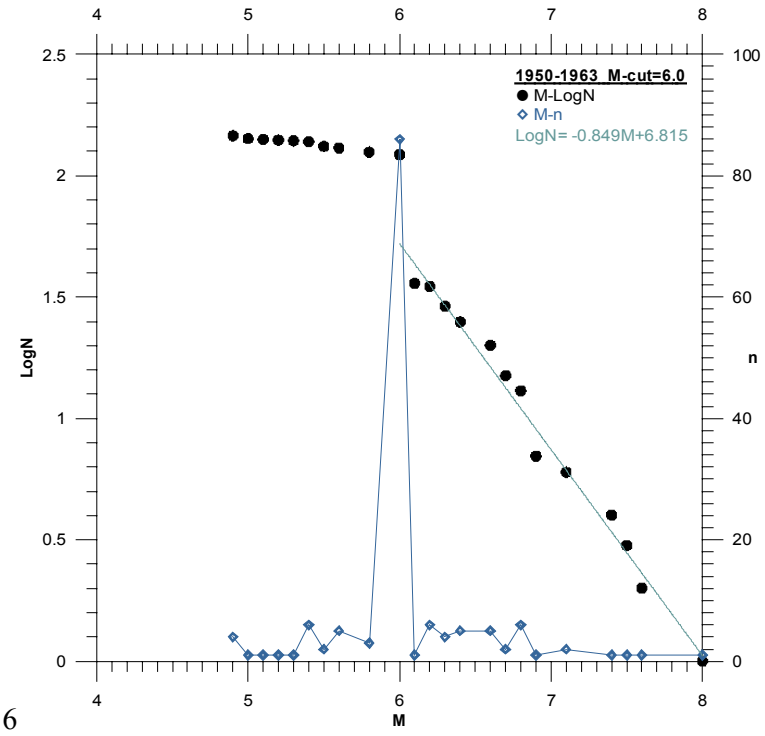
Στο σχήμα 3.19 σημειώνονται τα επίκεντρα όλων των σεισμών του καταλόγου που ακολουθούν τις παραπάνω πληρότητες.



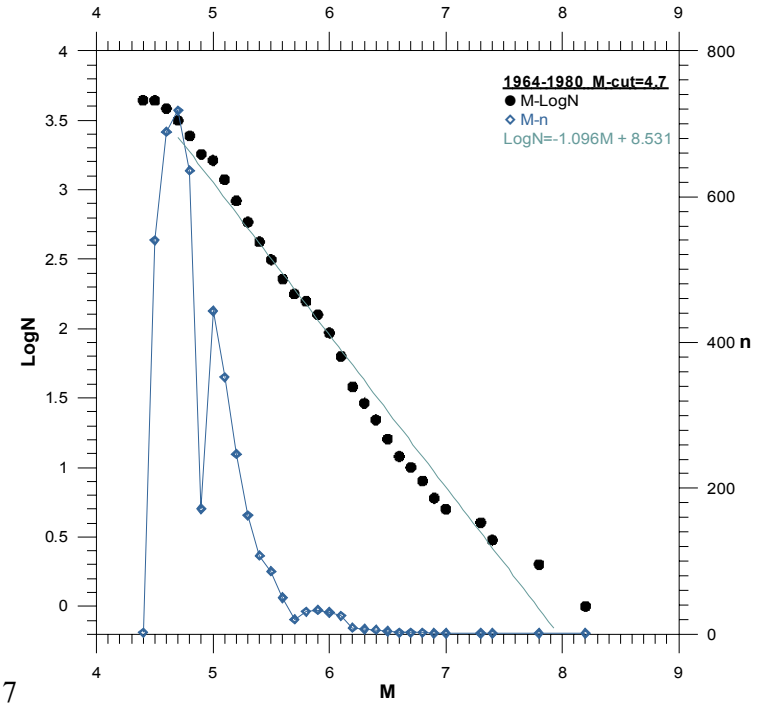
3.14


1930-1950_M-cut=5.7
M-LogN
M-n
LogN=-0.822M + 7.114
Log N
n
M

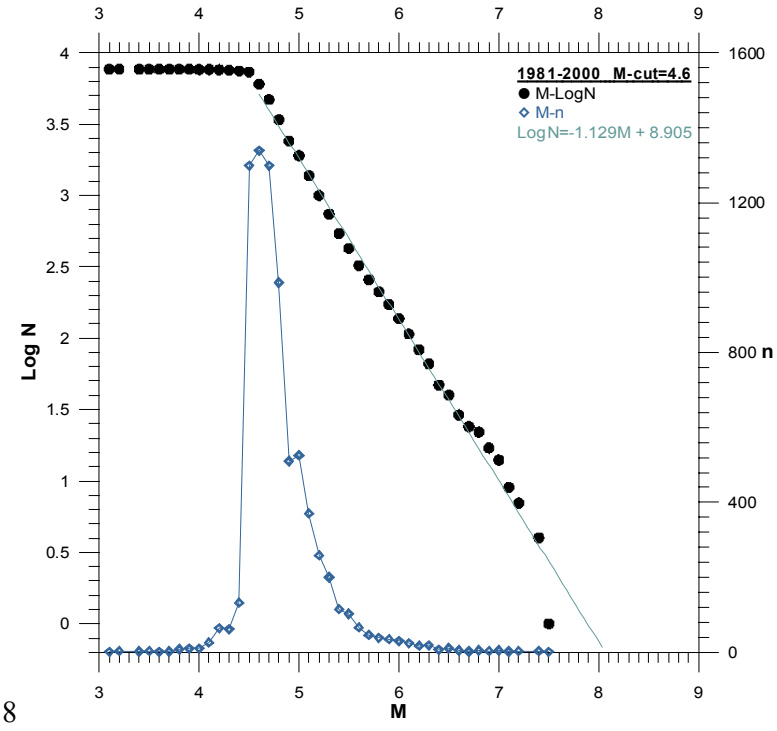
3.15


1950-1963_M-cut=6.0
M-LogN
M-n
LogN= -0.849M+6.815
LogN
n
M

3.16

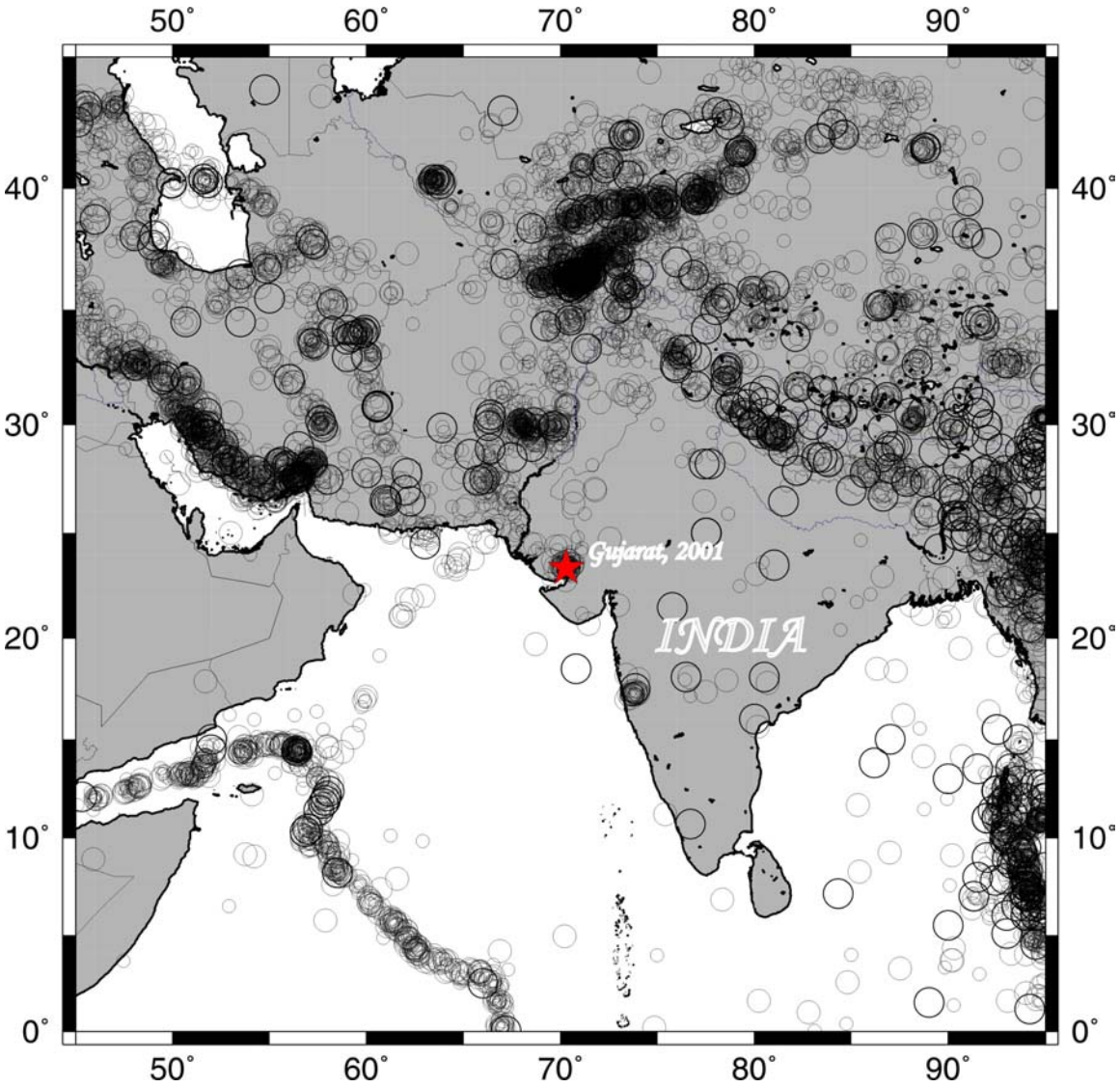


3.17



3.18

Σχήματα 3.14-3.18. Έλεγχος της πληρότητας του τελικού καταλόγου. Εδώ το μέγεθος MMf συμβολίζεται με M. Σε κάθε χρονικό διάστημα ο κατάλογος είναι πλήρης σε σεισμούς με μέγεθος M≥ M-cut.



Σχήμα 3.19. Χωρική κατανομή όλων των σεισμών του τελικού καταλόγου μετά το 1964 και με μέγεθος Mw≥4.7 (Παράρτημα Ι).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4
ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΗΣ ΕΠΙΤΑΧΥΝΟΜΕΝΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ

4.1 ΥΠΟΘΕΣΗ ΚΡΙΣΙΜΟΥ ΣΗΜΕΙΟΥ

Τα τελευταία χρόνια έγιναν προσπάθειες από αρκετούς επιστήμονες να μελετήσουν από άλλη σκοπιά το ζήτημα της πρόβλεψης των σεισμών, χρησιμοποιώντας θεωρητικά αποτελέσματα της Στατιστικής Φυσικής. Προτάθηκαν αρκετά μοντέλα για την εξέλιξη της σεισμικότητας κατά τη διάρκεια ενός σεισμικού κύκλου στηριζόμενα κυρίως στη στατιστική μηχανική [*e.g. Rundle, 1989; Sammis and Smith, 1999; Lyakhovsky et al., 2001*], πολλά από αυτά όμως, ενώ με την πρώτη ματιά φαίνονται λογικά, με προσεκτική εξέταση των φυσικών εννοιών που χρησιμοποιούν αδυνατούν να συνδέσουν μεταξύ τους με ικανοποιητικό τρόπο τα σεισμικά γεγονότα *(Bowman and King, 2001)*.

Πρόσφατα έγινε δυνατό να συνδεθούν δύο θεμελιώδεις παρατηρήσεις σχετικές με την εμφάνιση μεγάλων σεισμών: οι αλληλεπιδράσεις των στατικών τάσεων μεταξύ σεισμικών γεγονότων σε μία υπό εξέταση περιοχή [*π.χ. Harris,1998; King and Cocco, 2001*] και η επιταχυνόμενη έκλυση σεισμικής ενέργειας πριν από μεγάλους σεισμούς. Η σύνδεση των δύο αυτών φαινομένων έγινε με την υπόθεση του κρίσιμου σημείου, γνωστή από την Στατιστική Φυσική, τα βασικά χαρακτηριστικά της οποίας περιγράφονται παρακάτω.

Συστήματα όπως τα αέρια, τα υγρά αλλά και οι μαγνήτες θεωρείται από τη στατιστική φυσική ότι παρουσιάζουν χαοτική συμπεριφορά και επομένως το βασικό χαρακτηριστικό όλων είναι η «ευαίσθητη εξάρτηση από τις αρχικές συνθήκες» που επικρατούν κάθε χρονική στιγμή. Εάν ένα τέτοιο σύστημα βρεθεί τη χρονική στιγμή t σε οριακή κατάσταση (σε κρίσιμο σημείο όπως λέγεται συνήθως), τότε απειροελάχιστη μεταβολή σε μία από τις αρχικές συνθήκες που επηρεάζουν το σύστημα μπορεί να οδηγήσει σε ριζική μεταβολή του. Δηλαδή με τη λέξη «κρίσιμο» περιγράφεται ένα σύστημα που βρίσκεται στο όριο μεταξύ τάξης και αταξίας και χαρακτηρίζεται τόσο από εξαιρετική επιδεκτικότητα σε εξωτερικούς παράγοντες όσο και από ισχυρή αλληλεπίδραση μεταξύ διαφορετικών τμημάτων του συστήματος. Μεταβολές σε μικροσκοπική κλίμακα ολοένα και περισσότερων αλληλεπιδρώντων τμημάτων του συστήματος επεκτείνονται προοδευτικά και συγκροτούν μακροσκοπικά ένα παρόμοιο σύστημα.

Στη σεισμολογία το κρίσιμο σημείο που οδηγεί το σύστημα στη μετάβαση από μία κατάσταση σε μία άλλη αντιστοιχεί στη γένεση ενός μεγάλου σεισμού. Όταν ο *Fedotov* (1968) διατύπωσε για πρώτη φορά το σκεπτικό του σεισμικού κύκλου μελετώντας τη συχνότητα εμφάνισης μικρότερων σεισμών στα όρια μεταξύ μεγάλων πλακών (περιοχή Kamchatka – Kurile), επισήμανε μια αύξηση στη σεισμικότητα πριν από τον δεύτερο κύριο σεισμό του κύκλου. Την υπόθεση αυτή υποστήριξαν με παρατηρήσεις τους και άλλοι ερευνητές στη συνέχεια [*Moggi 1977, 1981; Papadopoulos 1986; Scholz 1988, 1990; Karakaisis et al. 1991*]. Ο *Andrews* [*1975*], πρότεινε ότι οι μικροί σεισμοί είναι οι παράγοντες μέσω των οποίων προκαλείται η ομαλοποίηση του πεδίου τάσεων στις μικρές κλίμακες μήκους, με αποτέλεσμα να οδηγεί σε συσχετισμό των τάσεων σε ολοένα και μεγαλύτερες κλίμακες.

Το μοντέλο της «αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας» (SOC) που υιοθετήθηκε από πολλούς ερευνητές εξήγησε σε ικανοποιητικό βαθμό τη φυσική της κατανομής της τοπικής σεισμικότητας σε μία περιοχή, βασισμένο στο αυτόματο απλό κυτταρικό μοντέλο που, για την περίπτωση των σεισμών, έχει το προτέρημα ότι παρουσιάζει έμφυτη ικανότητα να παράγει λογαριθμική σχέση στις στατιστικές συχνότητας-μεγέθους [*Gutenberg and Richter,1944*]. Το μοντέλο αυτό εμφανίζει εντυπωσιακή σταθερότητα στις στατιστικές μεγάλης χρονικής κλίμακας και θεωρεί ότι όταν ένα σύστημα φτάσει στο στάδιο της αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας, παραμένει στο στάδιο αυτό όσο η εξωτερικά εφαρμοζόμενη δύναμη παραμένει σταθερή. Πρόσφατες μελέτες όμως έδειξαν ότι το συγκεκριμένο μοντέλο καταρρέει όταν εφαρμόζεται σε μικρό σχετικά χρονικό διάστημα και συμπεριληφθεί σε αυτό η σκέδαση ή ισχυρή ανομοιογένεια [*Bowman and Sammis, 2001*].

Τα τελευταία χρόνια ένα άλλο μοντέλο, που επιδεικνύει «διακεκομμένη» κρισιμότητα εφαρμόστηκε με επιτυχία από αρκετούς επιστήμονες. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η εργασία των Sammis and Smith (1999), όπου η βασική υπόθεση του μοντέλου τους είναι ότι ένας μεγάλος σεισμός είναι το τελικό αποτέλεσμα μιας διαδικασίας μέσα από την οποία αυξάνεται συνεχώς ο συσχετισμός των τάσεων σε ολοένα και μεγαλύτερες κλίμακες μήκους. Το μέγιστο μέγεθος του σεισμού που μπορεί να συμβεί στην συγκεκριμένη περιοχή εξαρτάται από αυτόν το βαθμό συσχέτισης τη δεδομένη στιγμή. Ο μέγιστος πιθανός σεισμός, ανεξάρτητα από τον χρόνο, εξαρτάται από το μέγεθος του δικτύου ρηγμάτων της περιοχής και εμφανίζεται όταν το σύστημα βρεθεί σε κρίσιμη κατάσταση. Η βασική διαφορά του συγκεκριμένου μοντέλου, που συνήθως αναφέρεται ως «μοντέλο επιταχυνόμενης απελευθέρωσης σεισμικής ενέργειας», από το αντίστοιχο της «αυτο-οργανωμένης κρισιμότητας» είναι ότι θεωρεί πως υπάρχει χρονικά εξαρτώμενη μεταβολή στην δραστηριότητα της περιοχής κατά τη διάρκεια

του σεισμικού κύκλου. Αντίθετα το δεύτερο (SOC), θεωρεί ότι το σύστημα βρίσκεται πάντοτε κοντά στην κρισιμότητα.

Αναλυτικότερα, ο σεισμός που αντιστοιχεί στο «κρίσιμο σημείο» χωρίζει τον σεισμικό κύκλο σε μία περίοδο αύξησης του συσχετισμού των τάσεων στην περιοχή (πριν) και στην περίοδο μετά το σεισμό όπου οι τάσεις μειώνονται και παύουν να αλληλεπιδρούν ισχυρά. Στην αρχή του σεισμικού κύκλου η κατανομή των τάσεων σε τοπική κλίμακα είναι πολύ ανομοιογενής και οι φυσικές διαστάσεις της περιοχής που μπορούν να παράγουν διάρρηξη είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες φυσικές διαστάσεις καθενός από τα τοπικά ρήγματα που είναι ικανά να δώσουν σεισμό. Έτσι αρχικά εμφανίζονται σεισμοί μικρού έως μεσαίου μεγέθους στα όρια των πιο «πιεσμένων» τμημάτων ενός ρήγματος. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την ανακατανομή του πεδίου τάσεων σε γειτονικές περιοχές και την σταδιακή ομαλοποίηση τους που, ακολούθως, οδηγεί σε συσχετισμό των τάσεων σε ολοένα και μεγαλύτερη κλίμακα μήκους ενώ ταυτόχρονα στις μικρές κλίμακες ο συσχετισμός αυτός μειώνεται (*Bowman et al. 1998*).

Εξελισσόμενο το πεδίο τάσεων μέσω διαδοχικών ομαλοποίησεων δεν αποκλείει τους σεισμούς μικρού μεγέθους αλλά, καθώς η διαδικασία προχωρά, αυξάνεται και το μέγιστο δυνατό μέγεθος ενός σεισμού σε κάποιο από τα ρήγματα της περιοχής. Με άλλα λόγια είναι πλέον δυνατή η διάρρηξη εμποδίων τα οποία θα είχαν αποτρέψει το σεισμό νωρίτερα στο σεισμικό κύκλο. Η συχνότητα γένεσης σεισμών μεσαίου μεγέθους αυξάνει (μοντέλο της επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής) καθώς η περιοχή πλησιάζει στο στάδιο της κρισιμότητας. Όταν η περιοχή αυτή φτάσει στην κρισιμότητα, τότε οι αλληλεπιδράσεις των τάσεων είναι πλέον εφικτές σε όλες τις κλίμακες μήκους έως την αντίστοιχη κλίμακα του τοπικού δικτύου ρηγμάτων. Το μέγιστο πιθανό μέγεθος του σεισμού που αντιστοιχεί στο κρίσιμο σημείο εξαρτάται άμεσα από αυτό το δίκτυο ρηγμάτων, όσο μεγαλύτερο είναι τόσο μεγαλύτερο είναι και το πιθανό μέγεθος του σεισμού.

Θεωρητικά, θα μπορούσε κανείς να υποστηρίξει ότι ο μεγαλύτερος σεισμός που μπορεί ποτέ να συμβεί περιορίζεται μόνο από το μέγεθος της Γης αν το σύνολο των ρηγμάτων παγκοσμίως θεωρηθεί ενιαίο. Στην πραγματικότητα επιβάλλεται ένα φυσικό όριο από τη διάσταση του τοπικού δικτύου ρηγμάτων. Έτσι, ακόμη και τα πιο εκτεταμένα από τα δίκτυα αυτά που εμφανίζονται στα όρια μεταξύ των πλακών (π.χ. στην Κίνα), διεγείρονται τμηματικά, φτάνουν στην κρισιμότητα και εκτονώνονται με μεγάλους σεισμούς. Παρόλο που τα τμήματα αυτά έχουν φυσικούς περιορισμούς στο μέγεθός τους είναι πολύ μεγαλύτερα από απ' ότι θα αναμενόταν από την ελαστοδυναμική για την περίπτωση της διαδοχικής γένεσης σεισμικών γεγονότων. Φαίνεται λοιπόν ότι αυτή η διαδικασία δεν αποτελεί έναν πραγματικό

μηχανισμό "πυροδότησης" αλλά μάλλον μία προτίμηση τέτοιων συστημάτων σε ολοένα και μεγαλύτερες διαρρήξεις. Οι ακραίες κλίμακες μήκους στη διαδικασία αυτή δυσκολεύουν την αναγνώριση της κρίσιμης περιοχής και αυτός είναι ένας από τους σημαντικότερους λόγους για τους οποίους η αύξηση της τοπικής σεισμικότητας πριν από τον κύριο σεισμό δεν έχει ευρέως αναγνωριστεί ακόμη (*Bowman et al, 1998*).

Μετά από έναν ισχυρό σεισμό, το τοπικό σύστημα των τάσεων απομακρύνεται από την κρισιμότητα προκαλώντας μία περίοδο σχετικής ησυχίας. Σε αυτό το χρονικό διάστημα εμφανίζονται "σκιές" τάσεων στο πεδίο Coulomb [*Simpson and Reasenberg, 1994; Jaume and Sykes, 1996; Harris and Simpson, 1996*]. Στη συνέχεια η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται ξαναχτίζοντας τον συσχετισμό των τάσεων προς την κρισιμότητα έως τον επόμενο μεγάλο σεισμό.

Πρακτικά, το πεδίο τάσεων που έχει διαμορφωθεί στην ευρύτερη περιοχή πριν από ένα μεγάλο σεισμό είναι δυνατό να υπολογιστεί μετά τη γένεση του σεισμού από τις γνωστές πλέον παραμέτρους του επικέντρου. Η ένταση που προϋπάρχει της διάρρηξης με τη μορφή τάσεων σε ρήγμα ορισμένου μήκους, μπορεί να προσδιοριστεί υπολογίζοντας την ένταση που προκύπτει από αντίστροφη ολίσθηση του ρήγματος κατά το ποσό που μετακινήθηκε στο σεισμό [*Savage, 1983; Matssiura et al, 1986;*]. Η ένταση πεδίου Coulomb από αυτόν τον «αρνητικό σεισμό» μπορεί στη συνέχεια να προσδιοριστεί με καθιερωμένες τεχνικές [*King and Cocco, 2001*]. Με τον τρόπο αυτό παράγεται πεδίο ίδιο με αυτό που θα προέκυπτε εάν γνωρίζαμε με ακρίβεια την τεκτονική ιστορία και τους μηχανισμούς φόρτισης της περιοχής. Αυτό το πεδίο μπορεί να χρησιμεύσει ώστε να προσδιοριστεί στη συνέχεια περιοχή που χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερες αναλογικά μεταβολές στη σεισμική ροπή πριν από το σεισμικό γεγονός συγκριτικά με αυθαίρετα επιλεγμένες περιοχές *(Bowman and King, 2001)*.

Η συσσωρευμένη παραμόρφωση Benioff σε χρονική στιγμή t πριν από τον κύριο σεισμό συμβολίζεται με S και υπολογίζεται από την σχέση που πρότειναν οι Bufe et al. (1994):

$$S(t) = \sum_{i=1}^{n(t)} \sqrt{E_i(t)} \tag{4.1}$$

όπου E_i είναι η σεισμική ενέργεια του i-στου προσεισμού και n(t) ο αριθμός των προσεισμών που συνέβησαν έως την χρονική στιγμή t. Η σχέση αυτή αντιπροσωπεύει μια αξιόπιστη μέτρηση της σεισμικότητας πριν από τον μεγάλο σεισμό (κρίσιμο σημείο).

Όπως υποδεικνύεται από έρευνες των τελευταίων ετών, η χρονική μεταβολή της σεισμικής παραμόρφωσης (π.χ. παραμόρφωση Benioff, μεταβολή της σεισμικής ροπής κ.τ.λ.), ακολουθεί νόμο δύναμης (power-law) που προβλέπεται από την Στατιστική Φυσική εάν

θεωρήσουμε ότι η διαδικασία γένεσης προσεισμών είναι κρίσιμο φαινόμενο με τον κύριο σεισμό να αντιστοιχεί στο κρίσιμο σημείο (*Sornette and Sornette, 1990; Allegre and Le Mouel, 1994; Andersen et al., 1997*). Η σχέση αυτή εκφράζεται συνήθως από την εξίσωση που πρότειναν οι *Bufe και Varnes (1993):*

$$S(t) = A + B(t_c - t)^m \tag{4.2}$$

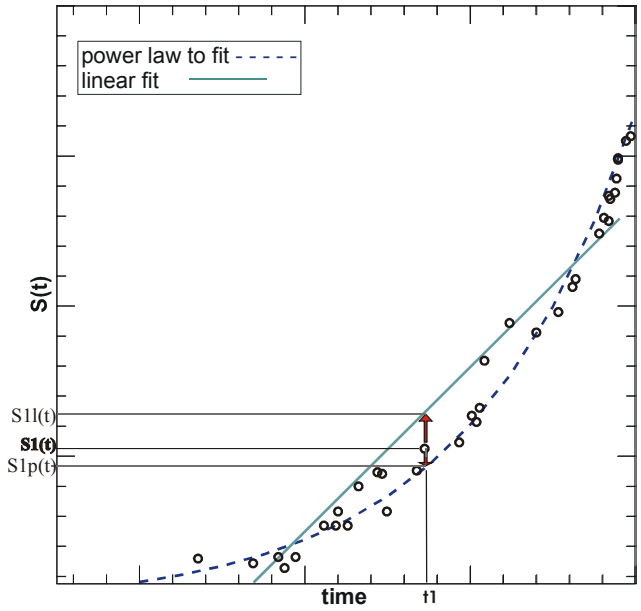
όπου t_c είναι ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού, *A, B* και *m* είναι παράμετροι που οι τιμές τους εξαρτώνται από την περιοχή μελέτης και υπολογίζονται από τα διαθέσιμα δεδομένα. Το *B* είναι συνήθως αρνητικό ενώ *A* είναι η τιμή του $S(t)$ όταν $t = t_c$, δηλαδή η τελική τιμή της παραμόρφωσης Benioff που αντιστοιχεί στη γένεση του κύριου σεισμού και υπολογίζεται από την σχέση:

$$A = S_r t_p \tag{4.3}$$

όπου S_r είναι το ποσοστό της παραμόρφωσης Benioff ($Joule^{1/2}/year$) σε ολόκληρη την κρίσιμη περιοχή και t_p η διάρκεια της προσεισμικής περιόδου. Οι τιμές του *m* κυμαίνονται συνήθως κοντά στο 0,3.

Η σχέση (4.3) χρησιμοποιήθηκε αρχικά από αρκετούς ερευνητές με σκοπό να προβλέψουν τόσο το μέγεθος όσο και το χρόνο γένεσης μεγάλων σεισμών (*Varnes, 1989; Bufe et al., 1994; Sornette and Sammis, 1995*). Το πρόβλημα σε αυτές τις προσπάθειες ήταν ότι δεν ακολούθησαν μία συστηματική μέθοδο προσδιορισμού της κρίσιμης περιοχής. Το σημαντικό αυτό βήμα έγινε από τους Bowman et al. (1998), όπου για πρώτη φορά προσδιόρισαν κυκλικές περιοχές κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα αλλά και άλλων περιοχών, μέσα στις οποίες η συσσωρευμένη παραμόρφωση Benioff παρουσίαζε επιτάχυνση πριν από μεγάλους σεισμούς ($M \geq 6.5$). Το μέγεθος των περιοχών αυτών ήταν άμεσα εξαρτώμενο από το μέγεθος του επικείμενου σεισμού. Για το λόγο αυτό παρουσίασαν μία παράμετρο που ορίζεται ως ο λόγος της τετραγωνικής ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) από την εφαρμογή της σχέσης (4.2) στα δεδομένα της περιοχής, προς το αντίστοιχο σφάλμα από την εφαρμογή γραμμικής σχέσης για τα ίδια δεδομένα. Η παράμετρος αυτή (παράμετρος καμπυλότητας) που συμβολίζεται με C θεωρήθηκε ότι ήταν ένας αξιόπιστος τρόπος εκτίμησης της επιτάχυνσης του $S(t)$. Η τιμή της είναι μικρότερη από την μονάδα την περίοδο επιτάχυνσης ή επιβράδυνσης της απελευθέρωσης σεισμικής ενέργειας, ενώ τείνει να γίνει ίση με τη μονάδα όταν η έκλυση σεισμικής ενέργειας είναι γραμμική συνάρτηση του χρόνου. Επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία υπολογισμού της C για διάφορες κυκλικές περιοχές,

χαρακτηρίστηκε ως κρίσιμη εκείνη η κυκλική περιοχή που παρουσίαζε την μικρότερη τιμή για τη C.



Σχήμα 4.1. Συσσωρευμένη παραμόρφωση Benioff μίας περιοχής σε συνάρτηση με το χρόνο. Για δεδομένο σεισμό σε χρονική στιγμή t1,η πραγματική τιμή της παραμόρφωσης Benioff είναι S1(t), η αντίστοιχη τιμή από την εξίσωση (4.2) είναι S1p(t), ενώ η εφαρμογή της γραμμικής σχέσης δίνει τιμή S1l(t). Ο λόγος της τετραγωνικής ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος από την εφαρμογή της σχέσης (4.2) στα δεδομένα της περιοχής την στιγμή t1, προς το αντίστοιχο σφάλμα από την εφαρμογή της γραμμικής σχέσης, δίνουν τον παράγοντα C για την αντίστοιχη χρονική στιγμή.

Σε εξέλιξη της παραπάνω μεθόδου οι Papazachos and Papazachos (2000) (2001) θεώρησαν ελλειπτικές κρίσιμες περιοχές με κέντρο το επίκεντρο του κύριου σεισμού και επιβεβαίωσαν ότι οι διαστάσεις της περιοχής κλιμακώνονται με το μέγεθος του σεισμού ενώ έδειξαν επίσης ότι η διάρκεια της προσεισμικής ακολουθίας μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με το ποσοστό της έντασης που απελευθερώνεται, δηλαδή ότι περιοχές με υψηλή σεισμικότητα εμφανίζουν μικρές προσεισμικές περιόδους. Πρέπει να τονίσουμε εδώ ότι σε όλα τα μοντέλα που υιοθετούν την υπόθεση του κρίσιμου σημείου, η προσεισμική περίοδος είναι πολύ μεγαλύτερη από εκείνη που θεωρείται ως «κλασσική» προσεισμική περίοδος στην ελαστοδυναμική, με αποτέλεσμα να θεωρούνται ως "προσεισμοί" ενός μεγάλου γεγονότος ακόμη και σεισμοί που έχουν εκδηλωθεί στην ίδια περιοχή χρόνια πριν (π.χ. *Jones and Molnar, 1979*).

Εφαρμόζοντας την μέθοδο αυτή για ελλειπτικές περιοχές με διάφορες πιθανές μεταβολές στις διαστάσεις, το αζιμούθιο ή την ελλειπτικότητα, οι Papazachos and Papazachos

(2000), έφτασαν στο συμπέρασμα ότι το μέγεθος M του επικείμενου σεισμού συνδέεται με την ακτίνα R (Km) ενός κύκλου που έχει το ίδιο εμβαδόν με την ελλειπτική περιοχή με την σχέση:

$$\log R = 0.41M - 0.64 \qquad \sigma = 0.05 \tag{4.4}$$

Παράλληλα έδειξαν ότι η διάρκεια της προσεισμικής περιόδου t_p (years), είναι αντιστρόφως ανάλογη με την σεισμικότητα της περιοχής s_r (μέση τιμή της παραμόρφωσης Benioff σε $Joule^{1/2} / year / 10^4 Km^2$) σύμφωνα με την σχέση:

$$\log t_p = 5.81 - 0.75 \log s_r \qquad \sigma = 0.17 \tag{4.5}$$

Σε επόμενη εργασία τους οι Papazachos and Papazachos (2001), χρησιμοποιώντας δεδομένα από 52 περιπτώσεις μεγάλων σεισμών στον χώρο του Αιγαίου πρότειναν δύο νέες σχέσεις, η πρώτη ανάμεσα στο μέγεθος M και στην παράμετρο B της σχέσης (4.2):

$$LogB = 0.64M + 3.27 \qquad \sigma = 0.16 \tag{4.6}$$

και η δεύτερη μεταξύ του μεγέθους M και του μέσου μεγέθους M_{13} από τους τρεις μεγαλύτερους προσεισμούς:

$$M = 0.85M_{13} + 1.52 \qquad \sigma = 0.21 \tag{4.7}$$

Πρακτικά φαίνεται ότι η παράμετρος m από τη σχέση (4.2) καθώς και η παράμετρος C δεν πρέπει να ξεπερνούν την τιμή 0.7. Σε αντίθετη περίπτωση η επιταχυνόμενη συμπεριφορά της σεισμικότητας όπως αυτή εκφράζεται μέσω της συσσωρευμένης παραμόρφωσης Benioff είναι αδύναμη και δεν διακρίνεται από την γραμμική συνάρτηση του χρόνου. Για την εφαρμογή της μεθόδου λοιπόν είναι απαραίτητο να ισχύει:

$$M<0.7, \quad C<0.7 \tag{4.8}$$

Ένας ακόμη παράγοντας ποιότητας που προτάθηκε πρόσφατα (*Papazachos et al. 2001a*) είναι ο Q που ορίζεται ως:

$$Q = P/Cm \tag{4.9}$$

όπου P είναι η μέση τιμή των πιθανοτήτων που υπολογίζονται για κάθε μία από τις παραμέτρους R, t_p, B, A, και M, ώστε αυτές να έχουν τιμές κοντά στις αναμενόμενες (σχέσεις 4.2-4.7), θεωρώντας ότι κάθε παράμετρος ακολουθεί κανονική κατανομή (Gauss).

Η μέγιστη τιμή της παραμέτρου Q αντιστοιχεί στο κέντρο της έλλειψης που δίνει τις καλύτερες λύσεις (μέγιστη τιμή του P, σε συνδυασμό με μικρές τιμές για το C και το m) και που αντιπροσωπεύει την κρίσιμη περιοχή.

Η επιτάχυνση της παραμόρφωσης, όπως αυτή περιγράφεται από τις παραπάνω εξισώσεις, μπορεί να αναγνωριστεί σε συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο πριν από τον κύριο σεισμό. Το παράθυρο αυτό $\Delta t_{ci} = t_c - t_i$, είναι η διαφορά του χρονικού σημείου αναγνώρισης της κρισιμότητας, από τον χρόνο γένεσης του σεισμού και όπως προτάθηκε από τους ίδιους ερευνητές υπολογίζεται από την σχέση:

$$\log(t_c - t_i) = 5.04 - 0.75 \log s_r \qquad \sigma = 0.18 \tag{4.10}$$

Όπως προκύπτει από τις εξισώσεις (4.5) και (4.10), το χρονικό διάστημα Δt_{ci} αντιστοιχεί περίπου στο 17% της συνολικής διάρκειας της προσεισμικής περιόδου, συμπέρασμα που επιβεβαιώνεται και από ανεξάρτητη έρευνα των Yang et al. (2001).

Μια τελευταία παράμετρος αναγνώρισης της κρίσιμης περιοχής είναι και η τιμή του K (*Karakaisis et al., 2003*), που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$K = Q \cdot \frac{M}{M_c} \cdot \sqrt{\frac{N}{N_c}} \cdot \lambda \tag{4.11}$$

όπου N είναι ο αριθμός των λύσεων που πληρούν τις αναγκαίες συνθήκες για τις τιμές των C, m, P και Q και βρίσκονται σε διαφορετικές ελλειπτικές περιοχές με το ίδιο κέντρο. Το N_c είναι σταθερά και η τιμή της συνήθως είναι ίση με την μονάδα. Τέλος με λ συμβολίζεται το ποσοστό των γειτονικών σημείων για τα οποία επίσης υπάρχουν έγκυρες λύσεις. Η μέγιστη τιμή του K αντιστοιχεί στο γεωγραφικό σημείο που κατά προσέγγιση θεωρείται το επίκεντρο του επικείμενου σεισμού.

4.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ – ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Οι σεισμοί που περιλαμβάνονται στον τελικό κατάλογο, με τον αντίστοιχο μέσο όρο μεγέθους σεισμικής ροπής (MMf) αποτέλεσαν τα δεδομένα εισόδου που χρησιμοποιήσαμε σε πρόγραμμα που υπολογίζει τους παράγοντες C, Q και K με σκοπό να εντοπίσει τις πιθανές κρίσιμες περιοχές σε δεδομένη χρονική στιγμή.

Το συγκεκριμένο πρόγραμμα είναι σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN (Papazachos, 2002) και εξετάζει κάθε φορά μια ελλειπτική περιοχή γύρω από ένα πιθανό επίκεντρο του σεισμού. Το εμβαδόν της έλλειψης εξαρτάται από το μέγεθος του σεισμού και ισούται με το εμβαδόν κύκλου ακτίνας R που προκύπτει από την εξίσωση (4.4). Θέτοντας όρια στις συντεταγμένες ορίζουμε ορθογώνιο κάνναβο και η περιοχή διαιρείται σε στοιχειώδη τμήματα με προεπιλεγμένο βήμα ελέγχου (π.χ. 0.5°). Το πρόγραμμα θεωρεί διαδοχικά το κέντρο κάθε στοιχειώδους τμήματος ως πιθανό επίκεντρο. Το βήμα ελέγχου πρέπει να είναι μικρό σε σχέση με τις διαστάσεις της περιοχής που εξετάζουμε ώστε να ελέγξουμε όσο το δυνατό περισσότερα σημεία. Η υψηλότερη τιμή του παράγοντα Q αντιστοιχεί στο κέντρο της έλλειψης που θεωρείται κρίσιμη περιοχή. Ταυτόχρονα πρέπει να παρουσιάζει μεγάλη τιμή ο παράγοντας K, ενώ αντίθετα μικρή τιμή ο παράγοντας C.

Για την περιοχή της Ινδικής πλάκας χρειάστηκε να τροποποιηθούν οι εξισώσεις (4.4), (4.5) και (4.7). Οι σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν στο συγκεκριμένο μοντέλο παρουσιάζονται στον πίνακα 4.1 (Papazachos, et al., 2003).

Πίνακας 4.1. Οι τροποποιημένες σχέσεις (4.4), (4.5), (4.7) αντίστοιχα όπως χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία.

$LogR = 0.42M - 0.32\,, \qquad \sigma = 0.11$
$Logt_p = -0.40LogSr + 3.60\,, \quad \sigma = 0.10$
$M = M_{13} + 0.60\,, \qquad \sigma = 0.14$

Η μέγιστη απόκλιση για κάθε μία από τις σχέσεις του μοντέλου ορίστηκε ίση με την τυπική απόκλιση των σχέσεων του πίνακα 4.1, ενώ στα κριτήρια λύσης για τις παραμέτρους C και m και P θέσαμε τα όρια:

$$C \le 0.60\,, \quad \text{m= } 0.29, \quad P \ge 0.45$$

Ειδικότερα για την παράμετρο m, η τιμή που χρησιμοποιήσαμε στην παρούσα εργασία είναι η μέση τιμή της παραμέτρου όπως προέκυψε μετά από δοκιμές και αναφέρεται σε αρκετές εργασίες (π.χ. *Bowman and King, 2001*).

Αρχικά έγιναν αρκετές δοκιμές ώστε να εντοπίσουμε τις καλύτερες τιμές για τις υπόλοιπες παραμέτρους του προγράμματος. Εξετάζοντας αποκλειστικά τον σεισμό της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 στην Ινδία η διαφορά μεγέθους ανάμεσα στον κύριο σεισμό και τον σεισμό με το ελάχιστο μέγεθος που λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς, προέκυψε ότι πρέπει να παίρνει τιμές από ΔM=2.2 (ελάχιστο) έως ΔM=2.4 (μέγιστο). Για μικρότερη διαφορά μεγέθους δεν μπορεί να εντοπιστεί η κρίσιμη περιοχή διότι δεν ικανοποιείται το ελάχιστο όριο των 21 σεισμών που απαιτούνται για την έναρξη των υπολογισμών.

Σε δοκιμές όπου θέσαμε την διαφορά ΔM μεγαλύτερη από ΔM=2.4 το πρόγραμμα δεν οδήγησε σε αποδεκτές λύσεις. Το αποτέλεσμα αυτό συμφωνεί με την άποψη που υποστηρίζει ότι η πληθώρα των μικρών σεισμών αλλοιώνουν το αποτέλεσμα. Σύμφωνα με τον Rundle και τους συνεργάτες του (2000), οι σεισμοί μικρού μεγέθους έχουν τυχαία χρονική κατανομή. Αντίθετα η μεταβολή της σεισμικότητας ως προς τον χρόνο των σεισμών μεσαίου μεγέθους «προετοιμάζει» την εμφάνιση του κύριου σεισμού. Επομένως οι σεισμοί μικρού μεγέθους λειτουργούν ως «θόρυβος» στη διαδικασία αναγνώρισης της κρίσιμης περιοχής. Αν η διαφορά ΔM είναι μεγαλύτερη από δεδομένη τιμή, (εδώ ΔM=2.4), τότε ο αριθμός των μικρών σεισμών που συμμετέχουν στους υπολογισμούς είναι αρκετά μεγάλος ώστε να μην είναι πλέον δυνατός ο εντοπισμός κρίσιμης περιοχής.

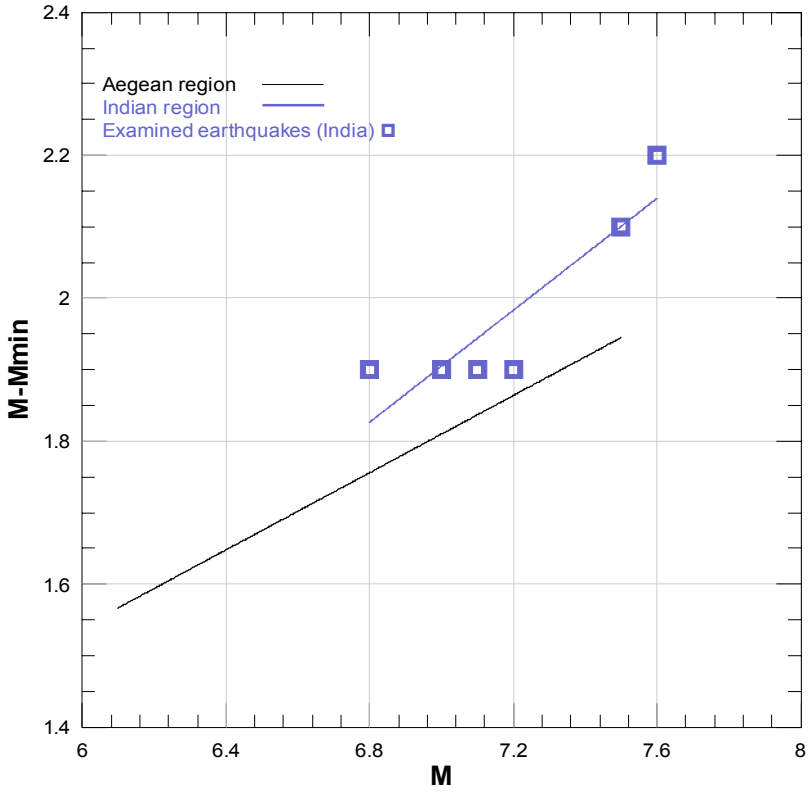
Τα όρια της παραμέτρου ΔM που αναφέρονται στην παρούσα εργασία είναι μεγαλύτερα από εκείνα που προκύπτουν για σεισμό ίδιου μεγέθους από τη σχέση που υπολογίστηκε για την περιοχή του Αιγαίου (Papazachos, 2002):

$$M - M_{\min} = 0.27 \cdot M - 0.08 \qquad \sigma = 0.1 \tag{4.12}$$

Η διαφορά αυτή είναι πιθανό να οφείλεται στο γεγονός ότι ο σεισμός που εξετάζουμε έγινε σε περιοχή χαμηλής σεισμικότητας, αφού, όπως αναφέρει και ο συγγραφέας στην εργασία του, το ελάχιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να συμπεριληφθεί στους υπολογισμούς πιθανόν να μειώνεται για τις περιπτώσεις ενδοπλακικών σεισμών ή για περιοχές όπου

επικρατεί διαφορετικό σεισμικό καθεστώς από αυτό που ισχύει για την περιοχή του Αιγαίου. Σύγκριση της σχέσης 4.12 με την αντίστοιχη μέση ευθεία που προκύπτει από τις τιμές της παραμέτρου ΔΜ που εφαρμόσαμε σε όλες τις περιπτώσεις σεισμών που εξετάσαμε στην παρούσα εργασία, γίνεται στο σχήμα 4.2.

Οι τιμές που δώσαμε στις παραμέτρους εισόδου του προγράμματος για τον σεισμό του Gujarat (26 Ιανουαρίου 2001) δίνονται στον Πίνακα 4.2.



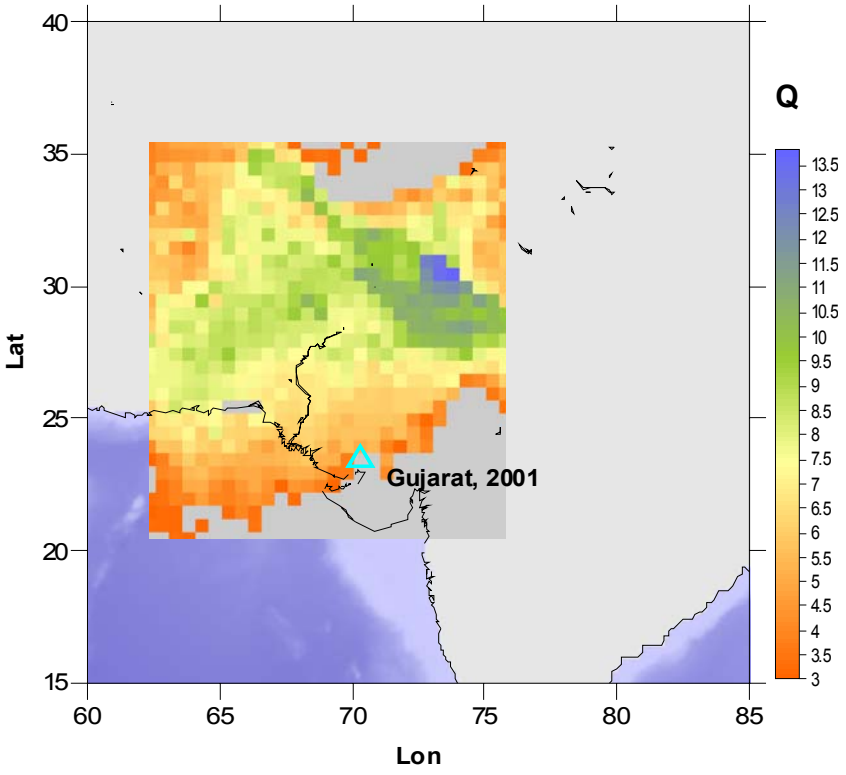
Σχήμα 4.2. Γραφική παράσταση της γραμμικής σχέσης ανάμεσα στην παράμετρο ΔΜ και το μέγεθος κάθε σεισμού που εξετάστηκε στην παρούσα εργασία (μπλε). Σύγκριση με την αντίστοιχη σχέση (μαύρο) που έχει προταθεί για την περιοχή του Αιγαίου (*Papazachos, 2002*).

Πίνακας 4.2. Τιμές παραμέτρων του προγράμματος STRNPRE8.FOR για τον σεισμό της 26ης Ιανουαρίου, 2001 (Gujarat, India).

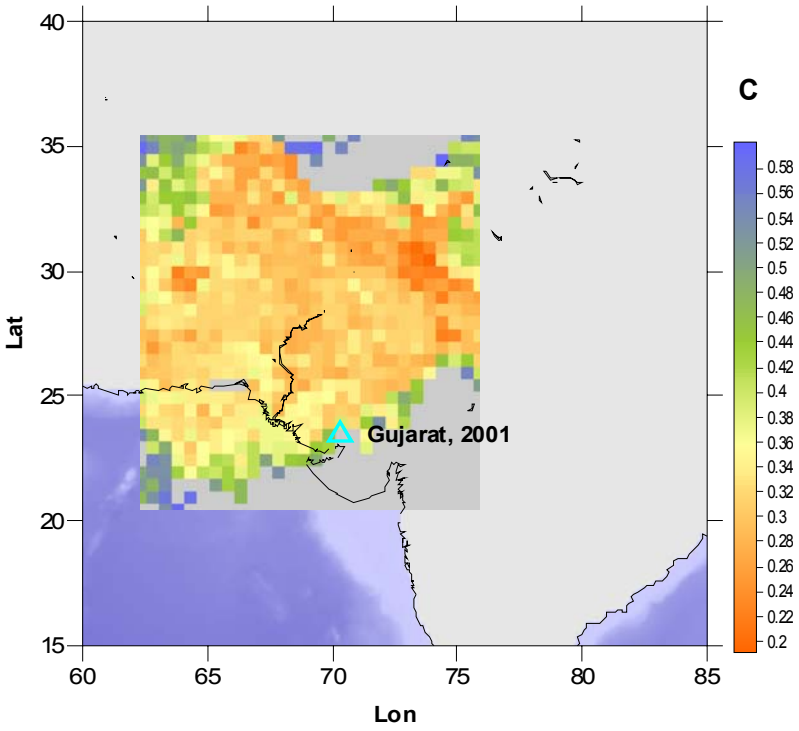
Ημερομηνία Έναρξης Υπολογισμών	01/01/1964
Ημερομηνία Λήξης Υπολογισμών	30/06/2001
Σημερινή Ημερομηνία (Present Date)	26/07/2000
Ημερομηνία - Ώρα πρόβλεψης	26/01/2001 00 : 00 : 00.00
Ελάχιστο μέγεθος έναρξης υπολογισμών	4.7
Ελάχιστο Μέγεθος κύριου σεισμού	6.8
Μέγιστο Μέγεθος κύριου σεισμού	7.7
Βήμα ελέγχου	0.2
ΔΜ	-2.2
Τυπική Απόκλιση (για όλες τις εξισώσεις)	2.5
Μέγιστη τιμή για το C	0.6
Ελάχιστη Πιθανότητα	0.45
Ελάχιστη τιμή για την παράμετρο q	3.0
Ελάχιστος αριθμός παρατηρήσεων	21
Ελάχιστο-Μέγιστο βάθος	0 - 100 Km
Απόσταση ανά βήμα ελέγχου	30 Km
Ελλειπτικότητες	0.5, 0.7, 0.8, 0.9
Ελάχιστο-Μέγιστο αζιμούθιο	0°, 151°
Αζιμούθιο ανά βήμα	30°
Εξαίρεση λύσεων με σεισμούς μεγέθους μεγαλύτερου από το μέγεθος του κύριου σεισμού?	NAI
Σταθερά της σχέσης $LogE = 1.5 \cdot M + E_const$	4.7
Χρονικό βήμα	1 yr
Παράμετρος m	0.29 (σταθερή τιμή)
Ελάχιστο- Μέγιστο γεωγραφικό πλάτος	17.44° - 35.94°
Ελάχιστο- Μέγιστο γεωγραφικό μήκος	62.31° - 76.31°
Βήμα Ελέγχου (°)	0.5°

Έγιναν πολλές δοκιμές μεταβάλλοντας την ημερομηνία που θεωρείται ως «σημερινή», (Present date), από το πρόγραμμα αλλά όλες οδήγησαν σε παρόμοια αποτελέσματα. Επειδή συνήθως η μέθοδος αυτή δίνει καλύτερα αποτελέσματα σε ένα χρονικό διάστημα έξι μηνών πριν από τον υπό εξέταση σεισμό, εδώ παρουσιάζεται μόνο αυτή η περίπτωση. Οι τιμές των παραμέτρων Q, C και K που υπολογίστηκαν παρουσιάζονται στα σχήματα 4.3-4.5.

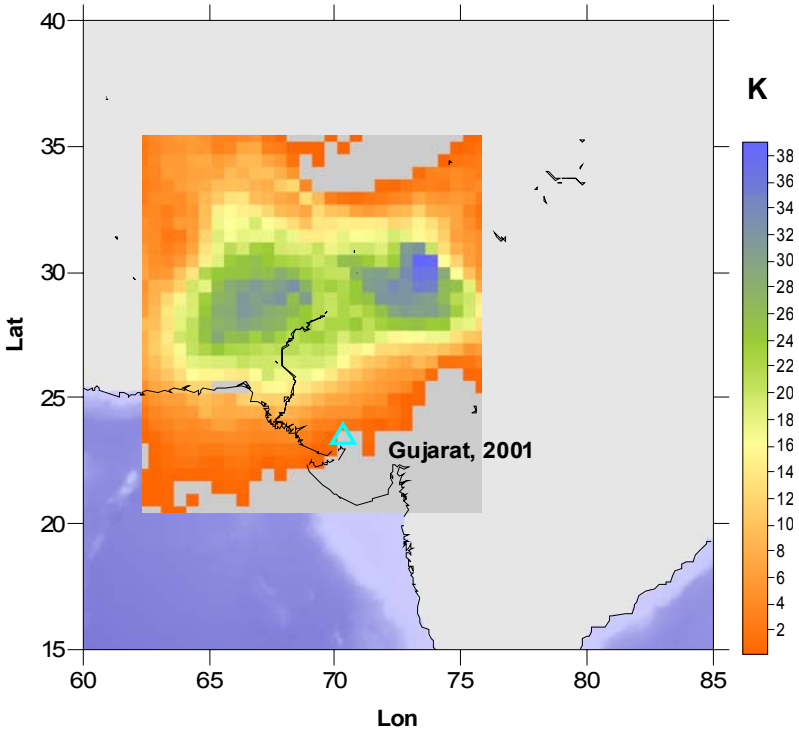
Σημειώνεται ότι η χρωματική κλίμακα που χρησιμοποιήσαμε σε όλους τους χάρτες είναι η ίδια αλλά οι ακραίες τιμές σε κάθε περίπτωση αντιστοιχούν στις ακραίες τιμές της μεταβλητής που απεικονίζουν.



Σχήμα. 4.3. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τις τιμές του πίνακα 4.2. Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



Σχήμα 4.4. Κατανομή των τιμών για της παραμέτρου C όπως προέκυψαν για τις τιμές του πίνακα 4.2.



Σχήμα 4.5. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για τις τιμές του πίνακα 4.2.

Όπως είναι φανερό οι υπολογισμοί μας δεν οδήγησαν τελικά στον εντοπισμό της κρίσιμης περιοχής που αφορά τον σεισμό της 26ης Ιανουαρίου 2001 στο Gujarat της Ινδίας. Στην περίπτωση που εμφανίζεται στους προηγούμενους χάρτες, αλλά και σε όλες τις επιμέρους δοκιμές, προκύπτουν λύσεις που υποδεικνύουν κρίσιμη περιοχή με δύο «πυρήνες» βόρεια από το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού, σε αρκετά μεγάλη απόσταση.

Το φαινόμενο αυτό πιθανόν να οφείλεται στο γεγονός ότι ο συγκεκριμένος σεισμός ήταν ενδοπλακικός αλλά όχι σε πολύ μεγάλη απόσταση από το όριο σύγκρουσης της Ινδικής με την Ασιατική πλάκα. Κάτι τέτοιο συνεπάγεται ότι το πλήθος των σεισμών στη γύρω περιοχή είναι μικρό αλλά κοντά στο όριο σύγκρουσης τόσο ο αριθμός όσο και το μέγεθος των σεισμών που εμφανίζονται είναι πολύ μεγάλα. Λόγω του μεγέθους του σεισμού που εξετάσαμε, οι πιθανές ελλειψοειδείς περιοχές που ελέγχονταν σε κάθε δοκιμή ήταν αρκετά μεγάλες ώστε να περιλαμβάνουν σε κάθε περίπτωση και ένα μέρος των σεισμών αυτών. Πιθανή εξήγηση ήταν ότι οι λύσεις που προκύπτουν βόρεια του επικέντρου «καλύπτουν» την κρίσιμη περιοχή που αφορά το σεισμό του Gujarat. Άλλο πιθανό ενδεχόμενο είναι τα χαρακτηριστικά της Ινδικής πλάκας να μην επιτρέπουν καλή εφαρμογή της μεθόδου σε αυτή την περιοχή. Τέλος, μια τρίτη υπόθεση που μπορεί να γίνει με βάση τα παραπάνω αποτελέσματα είναι ότι η συγκεκριμένη μέθοδος πιθανότατα δε μπορεί να εφαρμοστεί με επιτυχία για τις περιπτώσεις ενδοπλακικών σεισμών.

4.3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΕ ΠΕΝΤΕ ΣΕΙΣΜΟΥΣ ΠΟΥ ΕΚΔΗΛΩΘΗΚΑΝ ΣΤΗΝ ΙΝΔΙΑ ΜΕΤΑΞΥ 1990-2000

Με σκοπό να ελέγξουμε ποια είναι η πιο πιθανή εξήγηση εφαρμόσαμε το ίδιο μοντέλο και για πέντε ακόμη σεισμούς μεγάλου μεγέθους που εκδηλώθηκαν στην Ινδία αλλά και στην ευρύτερη περιοχή από το 1990 έως το 2000. Κοινό χαρακτηριστικό και των πέντε περιπτώσεων είναι ότι εκδηλώθηκαν σε έντονα σεισμογενείς περιοχές (πίνακας 4.3.3). Περιοριστήκαμε σε σεισμούς της τελευταίας δεκαετίας διότι η πληρότητα του καταλόγου μας σε σεισμούς με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 4.7 μόλις από το 1964 δεν δίνει τα χρονικά περιθώρια που απαιτούνται για τον έλεγχο μεγάλων σεισμών που έγιναν στην περιοχή νωρίτερα.

Πίνακας 4.3. Μεγάλοι σεισμοί που εκδηλώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας τη δεκαετία 1990-2000.

Περιοχή	Year	Month/Day	Time	Latitude	Longitude	Mw
HINDU KUSH	1991	01/31	23:03:33.36	35.9890	70.4521	6.8
	1993	08/09	12:42:47.88	36.3549	70.8738	7.0
PAKISTAN	1997	02/27	21:08:02.71	29.9614	68.2024	7.1
IRAN	1997	05/10	07:57:29.58	33.8784	59.8230	7.2
TIBET	1997	11/08	10:02:53.38	35.1163	87.3741	7.5

Σε κάθε περίπτωση η μέθοδος εφαρμόστηκε θέτοντας τη χρονική στιγμή λήξης των υπολογισμών (Present date) έξι μήνες πριν από κάθε σεισμό. Τα όρια που τέθηκαν στο μέγεθος όσο και η διαφορά ΔΜ που ορίστηκε σε κάθε περίπτωση παρουσιάζονται στον πίνακα 4.4.

Πίνακας 4.4. Τιμές παραμέτρων για τους σεισμούς που αναφέρονται στον πίνακα 4.3.

Περιοχή	HINDU KUSH		PAKISTAN	IRAN	TIBET
	1991	1993			
Ελάχιστο-Μέγιστο Μέγεθος	6.6 – 7.1	6.8 – 7.3	6.9 – 7.2	6.9 – 7.4	7.1 – 7.6
ΔΜ	-1.9	-1.9	-1.9	-1.9	-2.1
Ελάχιστο-Μέγιστο γεωγραφικό μήκος	65.45-75.45	62.87-78.87	63.20–73.20	54.82-64.82	82.37-92.37
Ελάχιστο-Μέγιστο γεωγραφικό πλάτος	30.99-40.99	28.36-44.36	24.96 – 34.96	28.88-38.88	30.12-40.12
Βήμα ελέγχου (°)	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

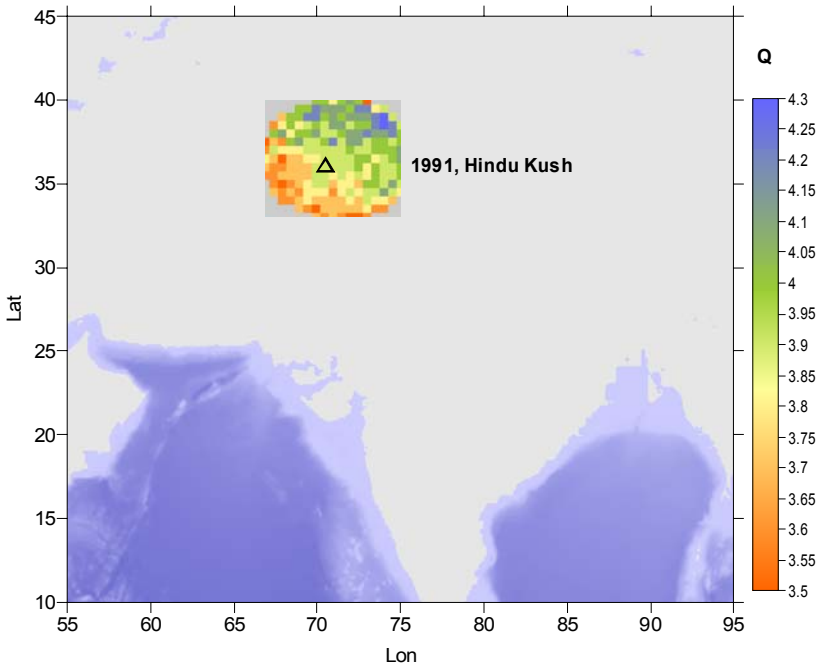
Οι τιμές των παραμέτρων Q, C και K όπως προέκυψαν από την εφαρμογή του μοντέλου για κάθε έναν από τους 5 αυτούς σεισμούς παρουσιάζονται στους χάρτες που ακολουθούν.

4.3.1 ΣΕΙΣΜΟΙ HINDU KUSH

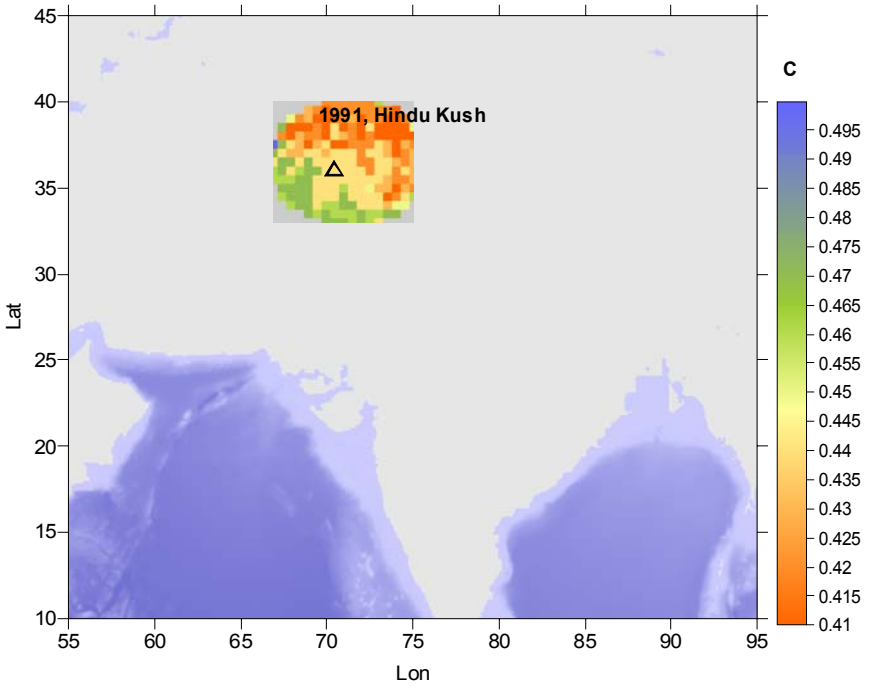
Οι δύο αυτοί σεισμοί έχουν σχεδόν το ίδιο επίκεντρο και εκδηλώθηκαν με διαφορά δυόμισι χρόνων περίπου. Μπορούμε να πούμε ότι ο πρώτος σεισμός αποτελεί "προσεισμό" του δεύτερου, επειδή όμως τα μεγέθη τους δεν διαφέρουν σημαντικά εξετάσαμε και τις δύο

περιπτώσεις. Μια σημαντική ιδιομορφία αυτών των δύο σεισμών είναι ότι εκδηλώθηκαν σε βάθος μεγαλύτερο των 100 Km. Ο πρώτος εκδηλώθηκε σε βάθος 130 Km ενώ το εστιακό βάθος του δεύτερου υπολογίζεται στα 212 Km. Για τον λόγο αυτό κατά την εφαρμογή της μεθόδου στους δύο σεισμούς ήταν αναγκαίο να αλλάξει το ελάχιστο και μέγιστο βάθος στο οποίο εφαρμόζεται ο αλγόριθμος. Το ελάχιστο βάθος ορίστηκε στα 80 Km με σκοπό να αποκόψουμε τους επιφανειακούς σεισμούς, ενώ το μέγιστο βάθος ορίστηκε ίσο με 300 Km.

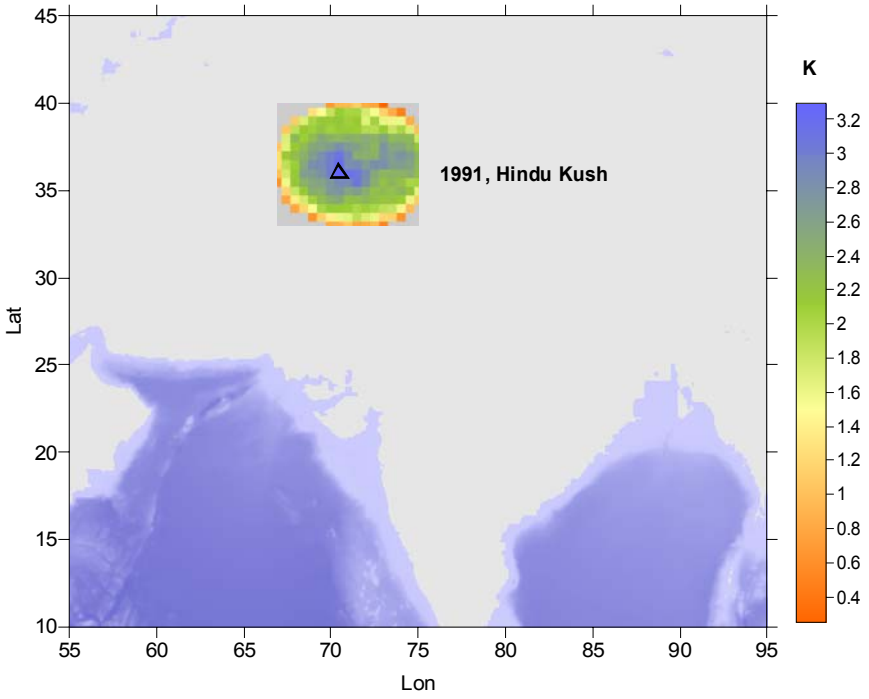
Η εφαρμογή του μοντέλου μας για τον πρώτο σεισμό έδωσε πολύ καλά αποτελέσματα όπως φαίνεται και από τους χάρτες 4.6-4.8. Οι υπολογισμοί των τριών παραμέτρων υποδεικνύουν μία ελλειψοειδή ανωμαλία με υψηλές τιμές του Q και ταυτόχρονα χαμηλές τιμές για το C λίγο βορειότερα από το πραγματικό επίκεντρο. Ιδιαίτερα καλά ήταν και τα αποτελέσματα που αφορούν την παράμετρο K αφού οι μέγιστες τιμές της εντοπίζονται στην ευρύτερη περιοχή του πραγματικού επικέντρου. Η επιτάχυνση της συσσώρευσης παραμόρφωσης Benioff καθώς και η ελλειπτική κρίσιμη περιοχή με κέντρο τις συντεταγμένες του πραγματικού επικέντρου δίνονται στα σχήματα 4.9 και 4.10 αντίστοιχα.



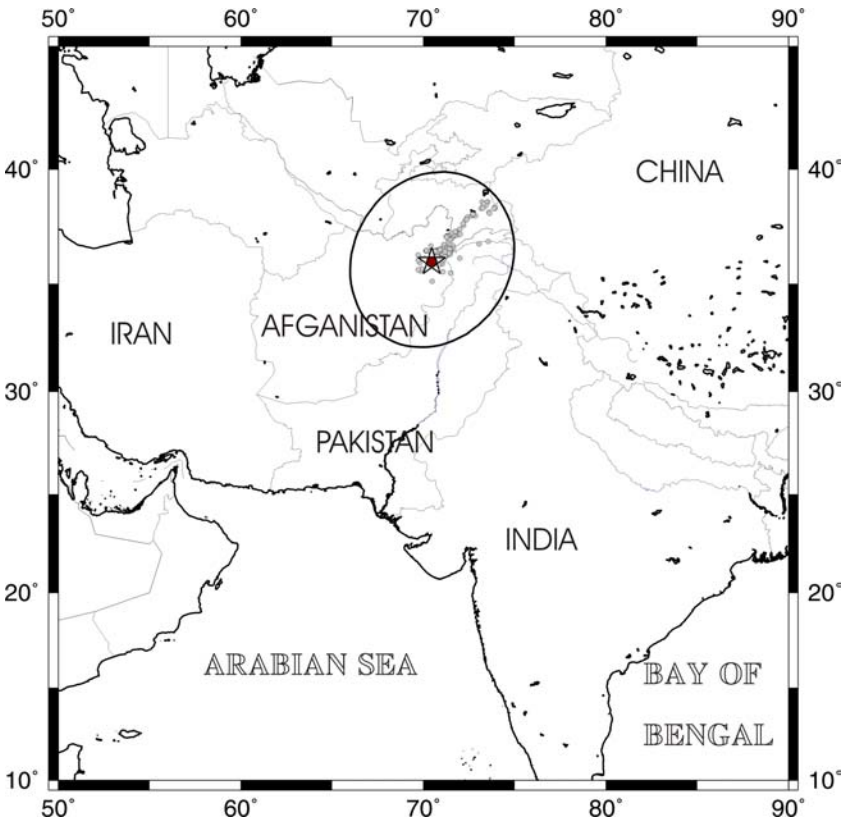
Σχήμα 4.6. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τον σεισμό που έγινε στην περιοχή Hindu Kush (1991). Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



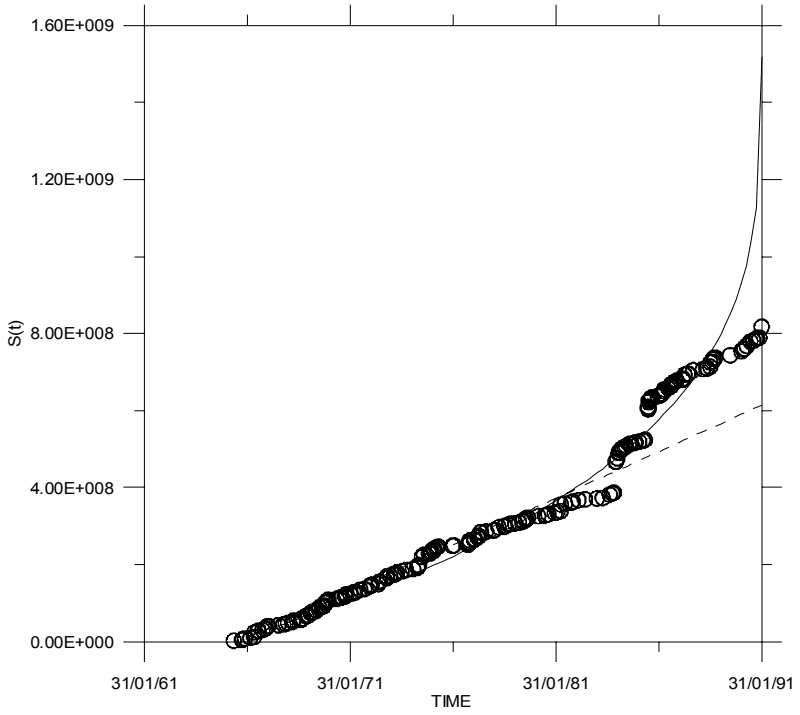
Σχήμα 4.7. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο C όπως προέκυψαν για τον σεισμό που έγινε στην περιοχή Hindu Kush (1991).



Σχήμα 4.8. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για τον ίδιο σεισμό (περιοχή Hindu Kush, 1991).



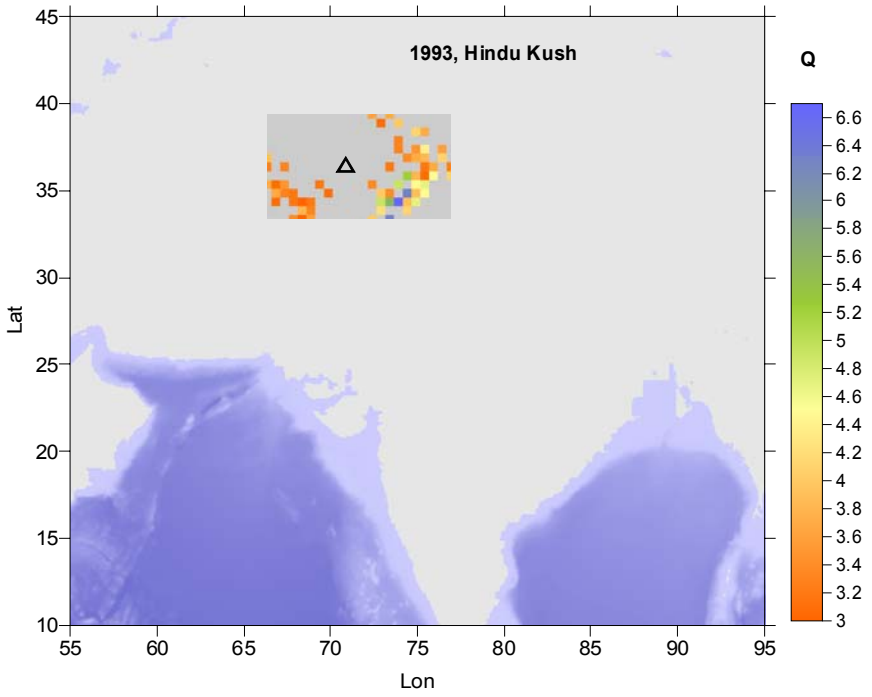
Σχήμα 4.9.
Ελλειπτική κρίσιμη περιοχή και οι αντίστοιχοι προσεισμοί. Το αστέρι συμβολίζει το προβλεπόμενο από τους υπολογισμούς επίκεντρο, ενώ ο κόκκινος κύκλος το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού.



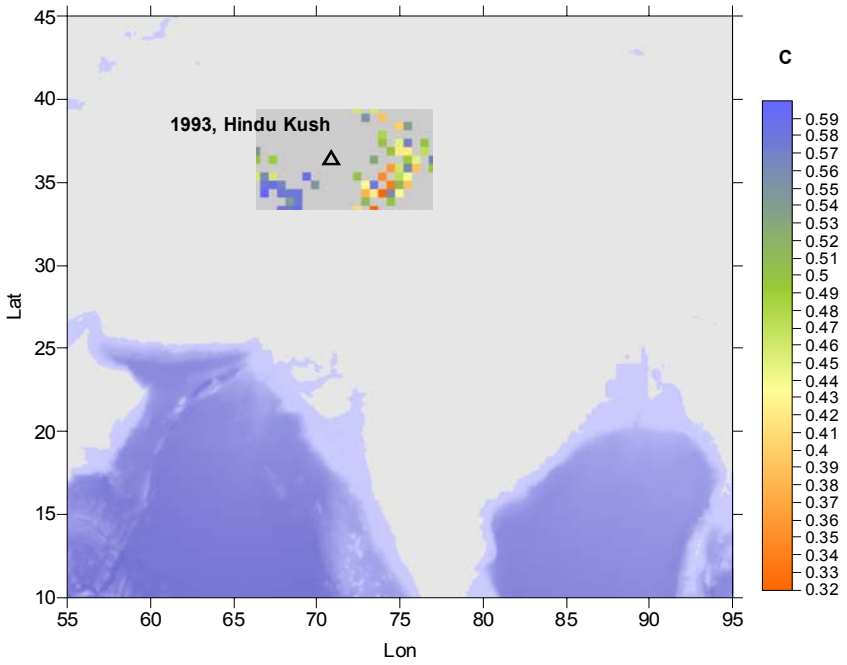
Σχήμα 4.10
Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή του σχήματος 4.9.

Για τον δεύτερο σεισμό που εκδηλώθηκε στο ίδιο ρήγμα μερικά χρόνια αργότερα τα αποτελέσματα από την εκτίμηση των τριών παραμέτρων έξι μήνες πριν το σεισμό φαίνονται στα σχήματα 4.11-4.13. Είναι προφανές ότι η εικόνα σε αυτή την περίπτωση δεν είναι τόσο καλή, μπορέσαμε όμως να εντοπίσουμε σημείο με καλές τιμές για τις τρεις παραμέτρους, σχετικά κοντά στο επίκεντρο. Οι συντεταγμένες του σημείου είναι γεωγρ. μήκος = 72.87° Β, γεωγρ. πλάτος = 34.36° Α.

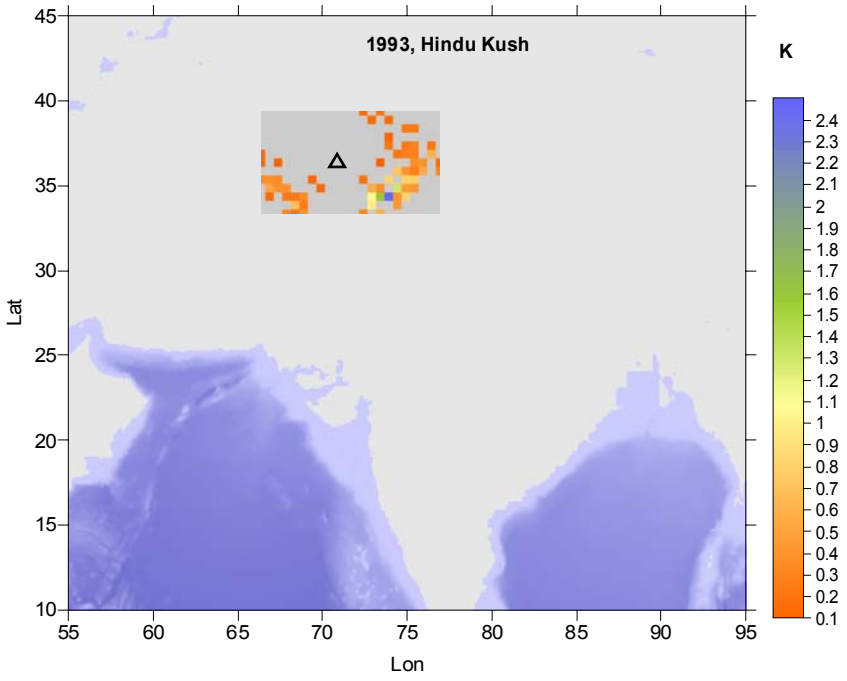
Η ελλειπτική κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο αυτό, με τους σεισμούς που συμπεριλήφθηκαν στους υπολογισμούς, καθώς και η αντίστοιχη επιτάχυνση της σεισμικής παραμόρφωσης σε συνάρτηση με το χρόνο παρουσιάζονται στο σχήμα 4.14 και 4.15. Σε κάθε περίπτωση όμως βλέπουμε ότι η γένεση του πρώτου σεισμού (1991, Mw= 6.8) "εμποδίζει" την ανίχνευση του δεύτερου.



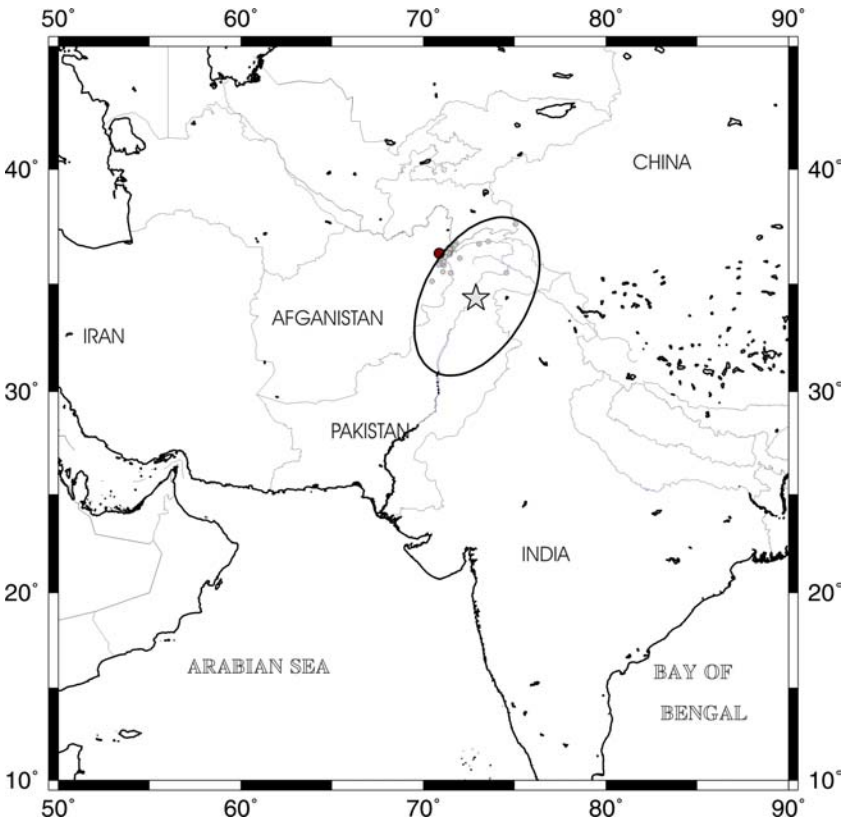
Σχήμα 4.11. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τον σεισμό βάθους που εκδηλώθηκε στην περιοχή Hindu Kush, 1993. Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



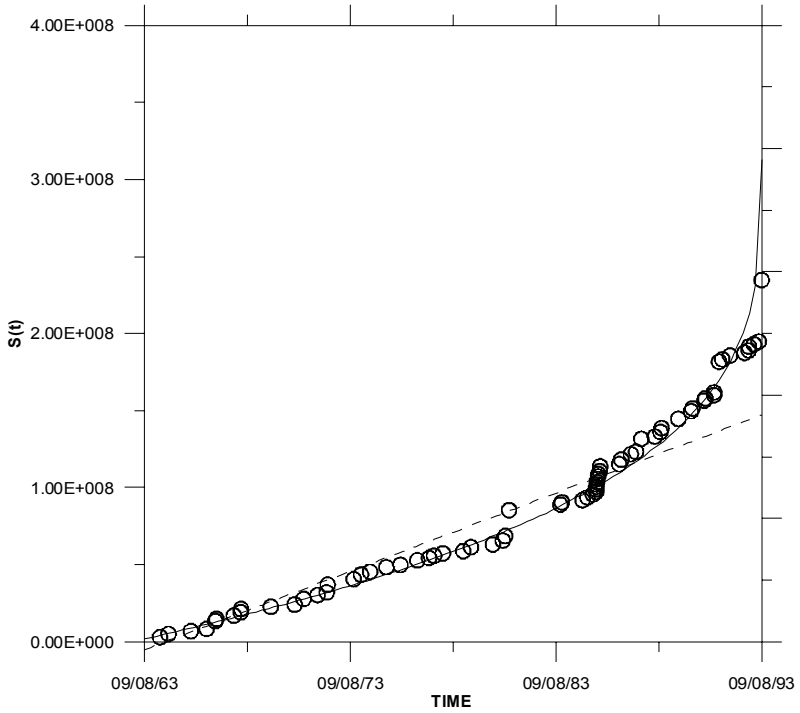
Σχήμα 4.12. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο C όπως προέκυψαν για τον σεισμό βάθους που εκδηλώθηκε στην περιοχή Hindu Kush, 1993.



Σχήμα 4.13. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για τον σεισμό βάθους που εκδηλώθηκε στην περιοχή Hindu Kush, 1993.



Σχήμα 4.14.Ελλειπτική κρίσιμη περιοχή και οι αντίστοιχοι προσεισμοί. Το αστέρι συμβολίζει το προβλεπόμενο από τους υπολογισμούς επίκεντρο, ενώ ο κόκκινος κύκλος το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού.



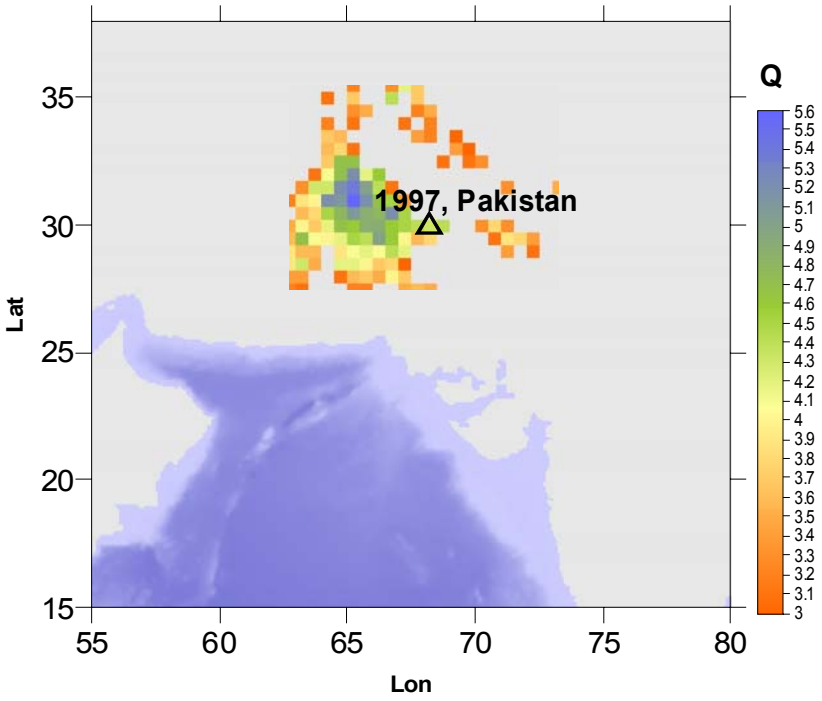
Σχήμα 4.15. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή του σχήματος 4.14.

4.3.2 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 1997 ΣΤΟ ΠΑΚΙΣΤΑΝ

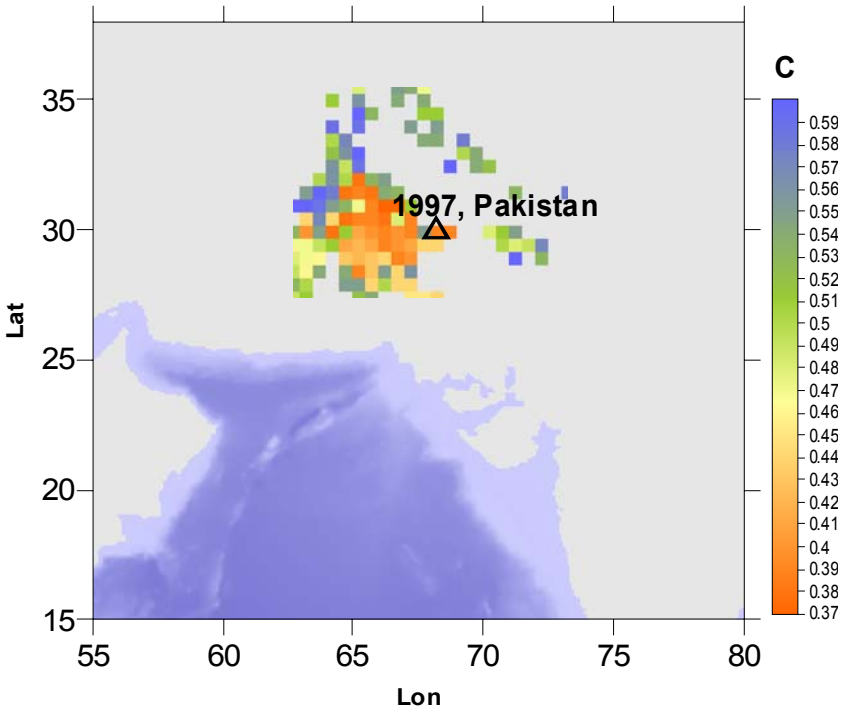
Ο σεισμός αυτός έγινε τέσσερα χρόνια πριν από τον σεισμό στο Gujarat και πιο συγκεκριμένα την 27η Φεβρουαρίου 1997 στο Πακιστάν. Το επίκεντρο ήταν πολύ κοντά στο όριο της Ασιατικής με την Ινδική πλάκα σε περιοχή μεγάλης σεισμικότητας και είχε μέγεθος 7.1. Τα αποτελέσματα σε αυτή την περίπτωση ήταν πολύ ικανοποιητικά όπως φαίνεται και στους χάρτες 4.5-4.7.

Τα τρία σημεία που επιλέχθηκαν από τις λύσεις έχουν συντεταγμένες : α) γεωγρ. μήκος=65.20° Β, γεωγρ. πλάτος=30.96° Α, β) γεωγρ. μήκος =66.20° Β, γεωγρ. πλάτος=30.96° Α, γ) γεωγρ. μήκος =65.70° Β, γεωγρ. πλάτος =30.46° Α.

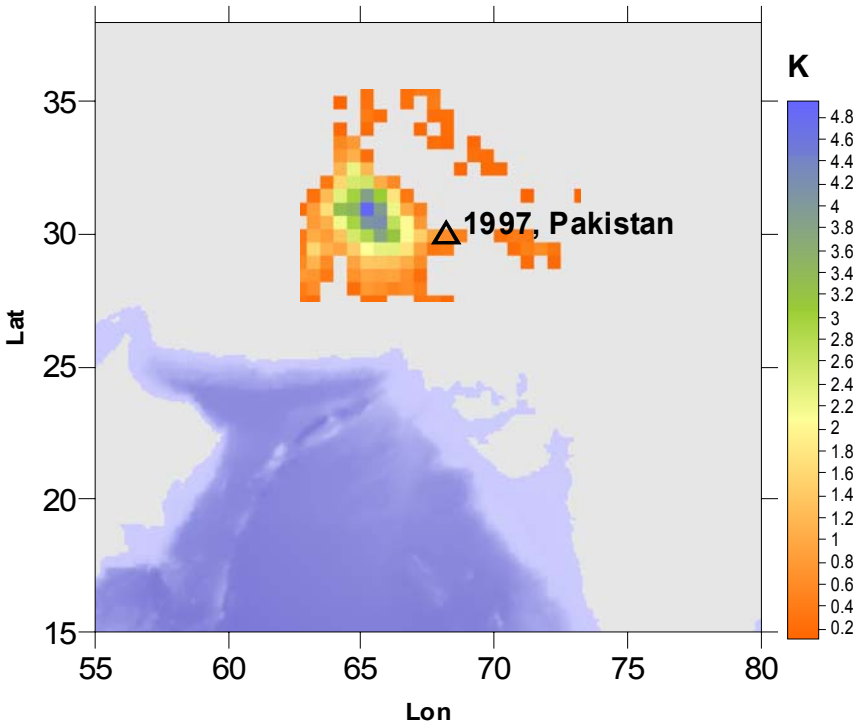
Για κάθε ένα από τα σημεία α, β, γ παρουσιάζεται το διάγραμμα συσσώρευσης της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο (σχήματα 4.20, 4.22 και 4.24 αντίστοιχα), καθώς και η αντίστοιχη έλλειψη που ορίζει την κρίσιμη περιοχή, με τους σεισμούς που έχουν συμπεριληφθεί στους υπολογισμούς (σχήματα 4.19, 4.21 και 4.23 αντίστοιχα). Από τα διαγράμματα φαίνεται καθαρά η επιτάχυνση της συσσώρευσης παραμόρφωσης Benioff λίγους μήνες πριν από τον κύριο σεισμό.



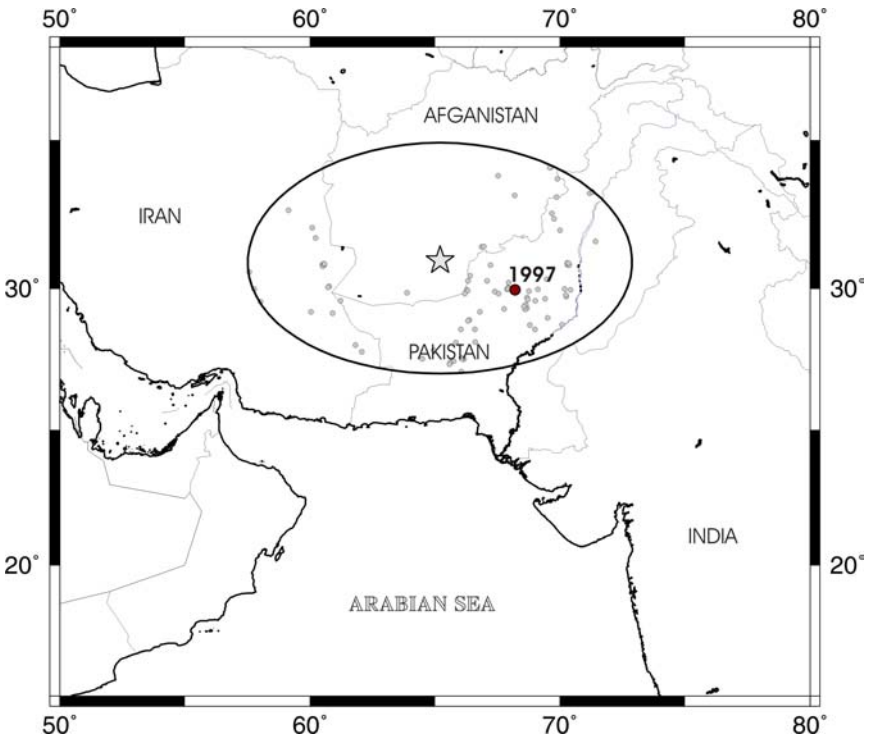
Σχήμα 4.16. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τον σεισμό που έγινε στο Πακιστάν το 1997. Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



Σχήμα 4.17. Κατανομή των τιμών της παραμέτρου C όπως προέκυψαν για τον σεισμό που έγινε στο Πακιστάν το 1997.

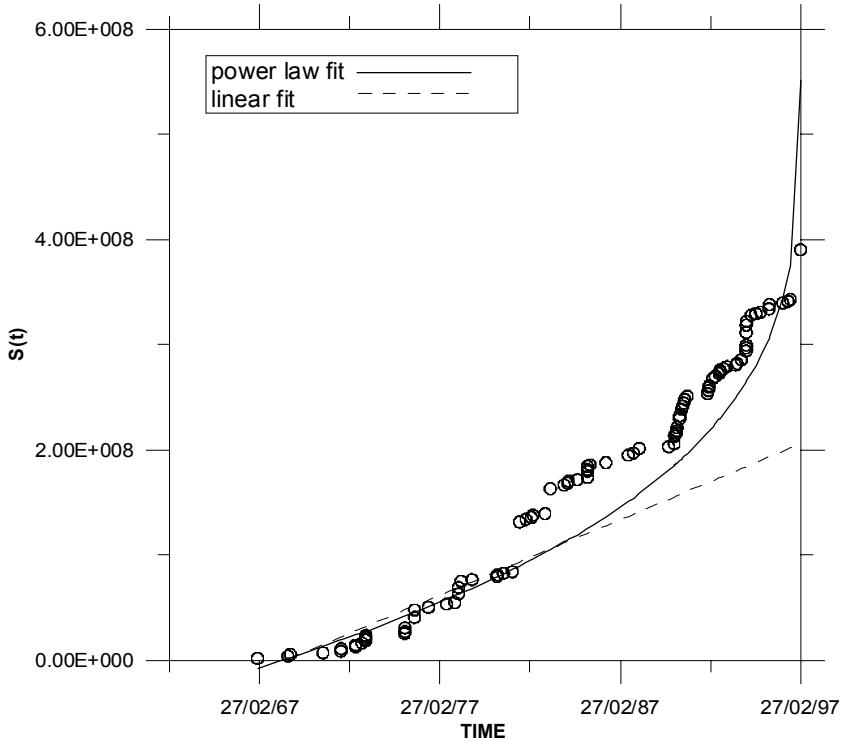


Σχήμα 4.18. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για το σεισμό του 1997 στο Πακιστάν.

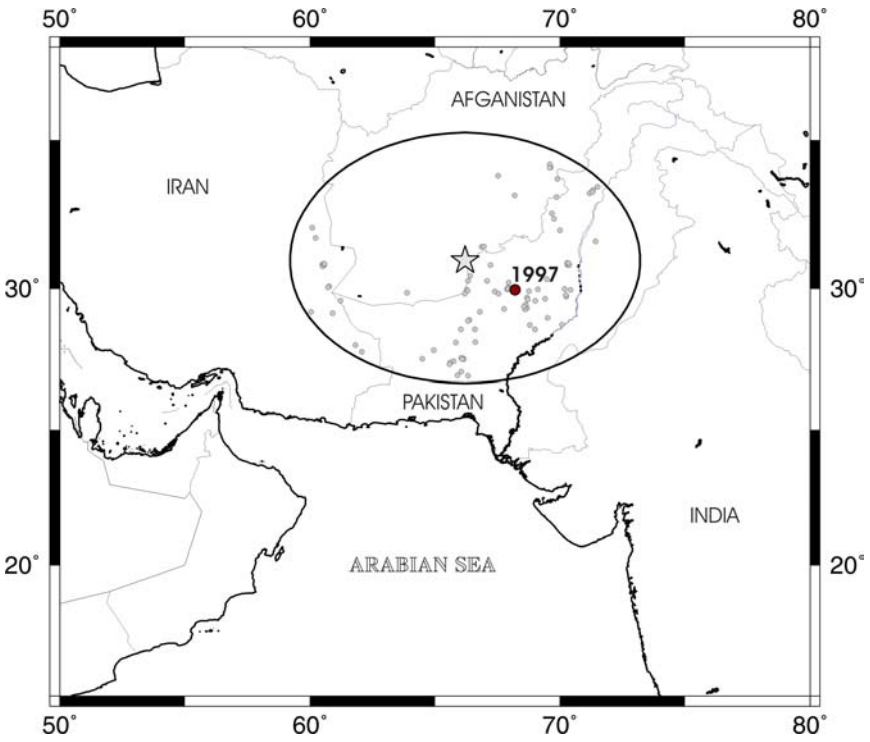


Σχήμα 4.19. Ελλειπτική κρίσιμη περιοχή και οι αντίστοιχοι προσεισμοί. Το αστέρι συμβολίζει το προβλεπόμενο από τους υπολογισμούς επίκεντρο, ενώ ο κόκκινος κύκλος το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού (σημείο Α).

A

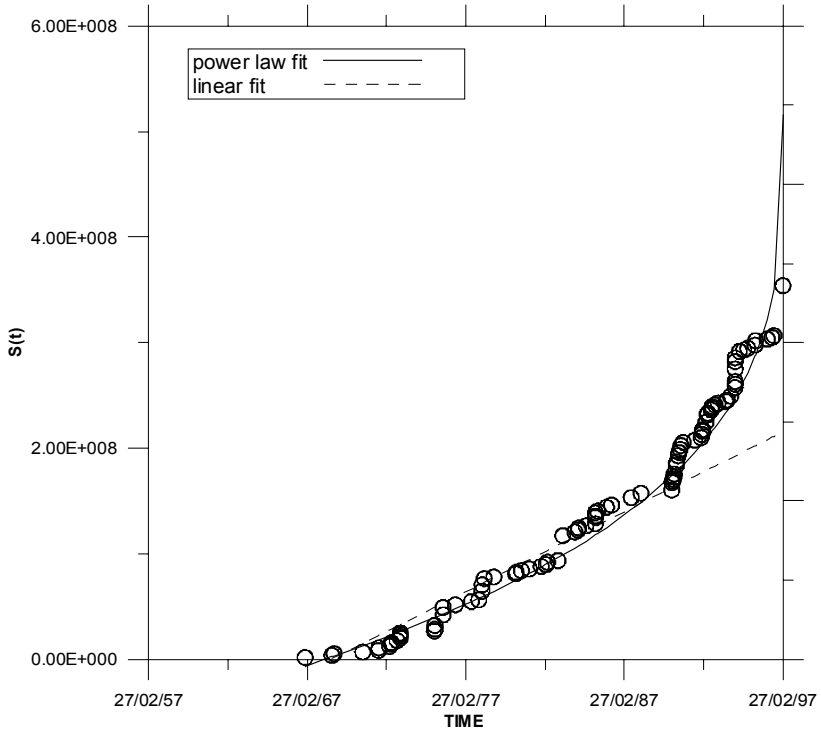


Σχήμα 4.20. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο **A** (σχήμα 4.19).

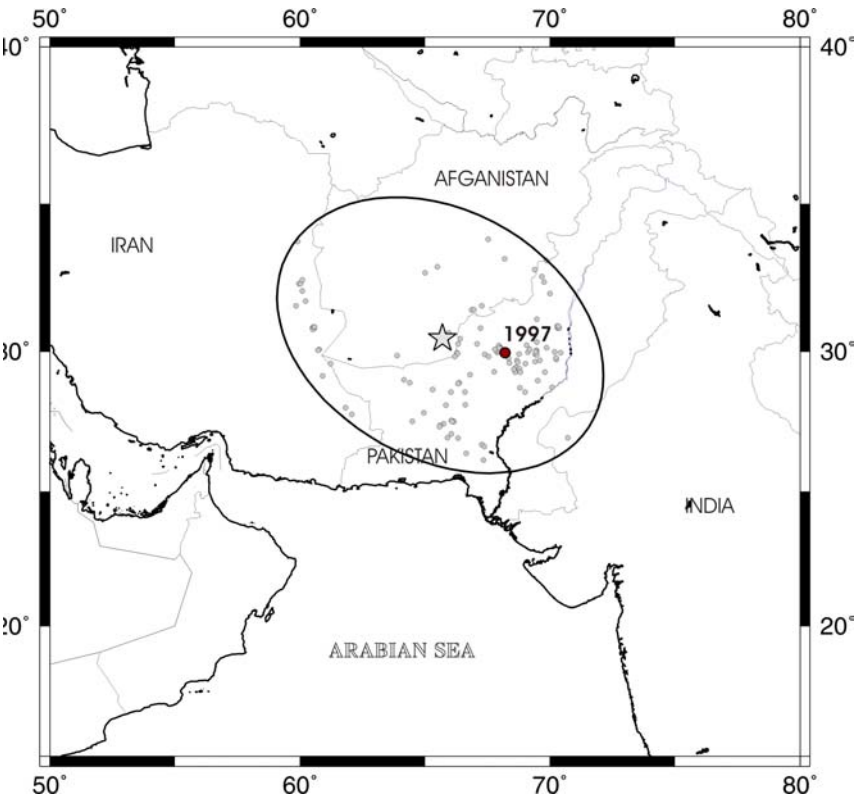


Σχήμα 4.21. Ελλειπτική κρίσιμη περιοχή και οι αντίστοιχοι προσεισμοί. Το αστέρι συμβολίζει το προβλεπόμενο από τους υπολογισμούς επίκεντρο, ενώ ο κόκκινος κύκλος το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού (σημείο Β).

B

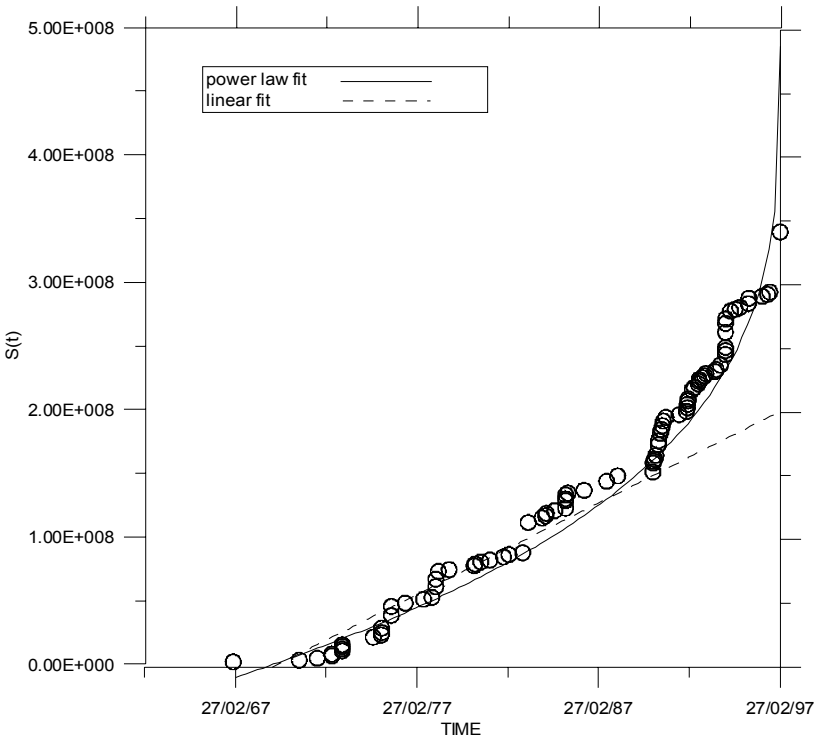


Σχήμα 4.22. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο **B** (σχήμα 4.21).



Σχήμα 4.23.
Ελλειπτική κρίσιμη περιοχή και οι αντίστοιχοι προσεισμοί. Το αστέρι συμβολίζει το προβλεπόμενο από τους υπολογισμούς επίκεντρο, ενώ ο κόκκινος κύκλος το πραγματικό επίκεντρο του σεισμού (σημείο Γ).

Γ



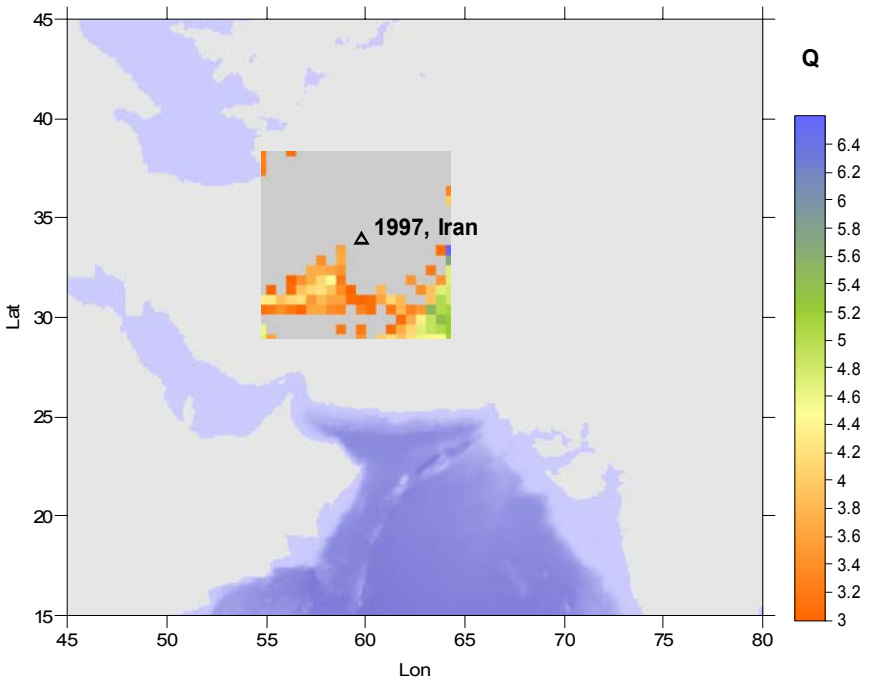
Σχήμα 4.24.
Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο **Γ** (σχήμα 4.23).

4.2.3 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 1997 ΣΤΟ ΙΡΑΝ

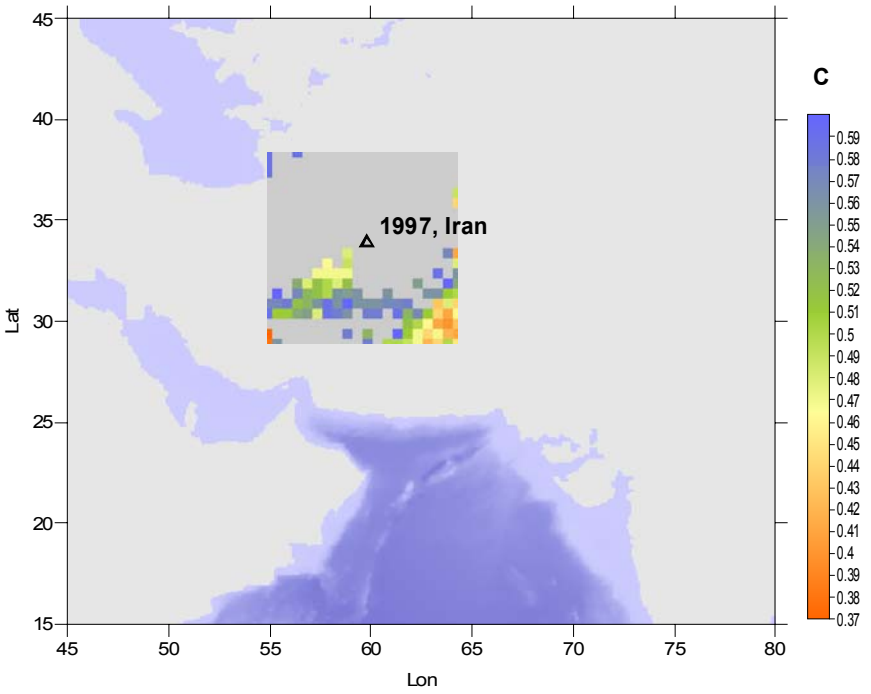
Η ίδια διαδικασία για τον σεισμό που έγινε στο Ιράν λίγους μήνες αργότερα έδωσε επίσης αποτελέσματα ικανά να οδηγήσουν στον εντοπισμό κρίσιμης περιοχής σε λογική απόσταση από το πραγματικό επίκεντρο.

Από την κατανομή των τιμών για τις παραμέτρους Q, C και K (σχήματα 4.25-4.27) επιλέξαμε έλλειψη που χαρακτηρίζεται ως κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο με συντεταγμένες γεωγρ. μήκος=58.32° Β, γεωγρ. πλάτος=31.88° Α.

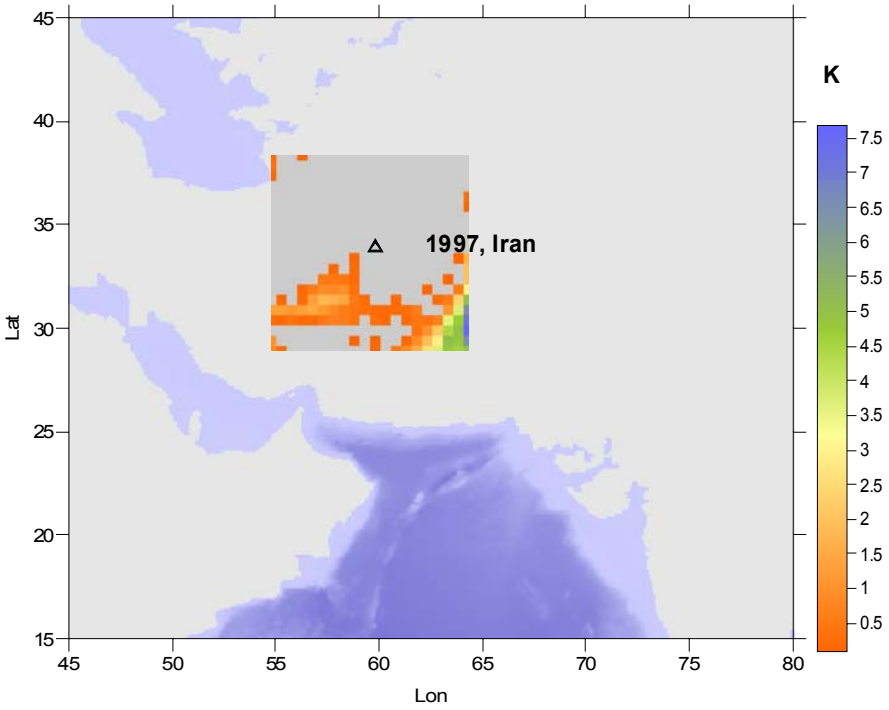
Η επιτάχυνση που παρουσιάζει η συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff και σε αυτή την περίπτωση είναι ορατή παρά το γεγονός ότι στα ίδια σχήματα διακρίνεται τμήμα και μίας άλλης, πολύ πιο έντονης ανωμαλίας. Αυτή η δεύτερη κρίσιμη περιοχή είναι τμήμα της ανωμαλίας που εντοπίστηκε για τον σεισμό του Πακιστάν και εκδηλώθηκε περίπου εφτά μήνες νωρίτερα και παρουσιάστηκε στις προηγούμενες σελίδες.



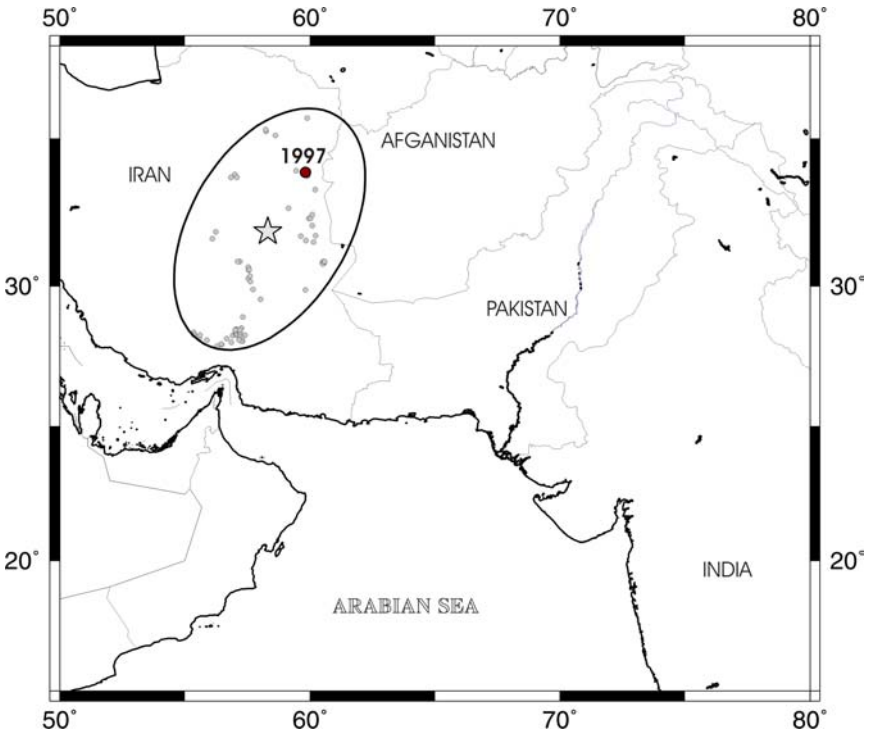
Σχήμα 4.25. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τον σεισμό που εκδηλώθηκε στο Ιράν στις 10/05/1997. Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



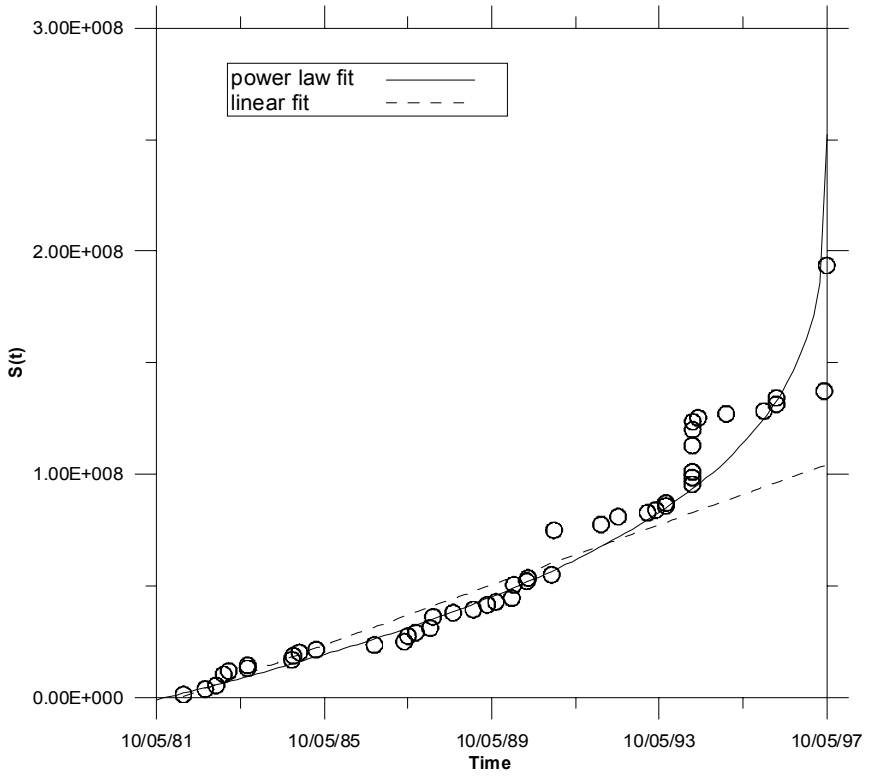
Σχήμα 4.26. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο C όπως προέκυψαν για τον ίδιο σεισμό.



Σχήμα 4.27. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για τον ίδιο σεισμό.



Σχήμα 4.28. Κρίσιμη ελλειπτική περιοχή για τον σεισμό στο Ιράν. Το πραγματικό επίκεντρο συμβολίζεται και εδώ με κόκκινο κύκλο.

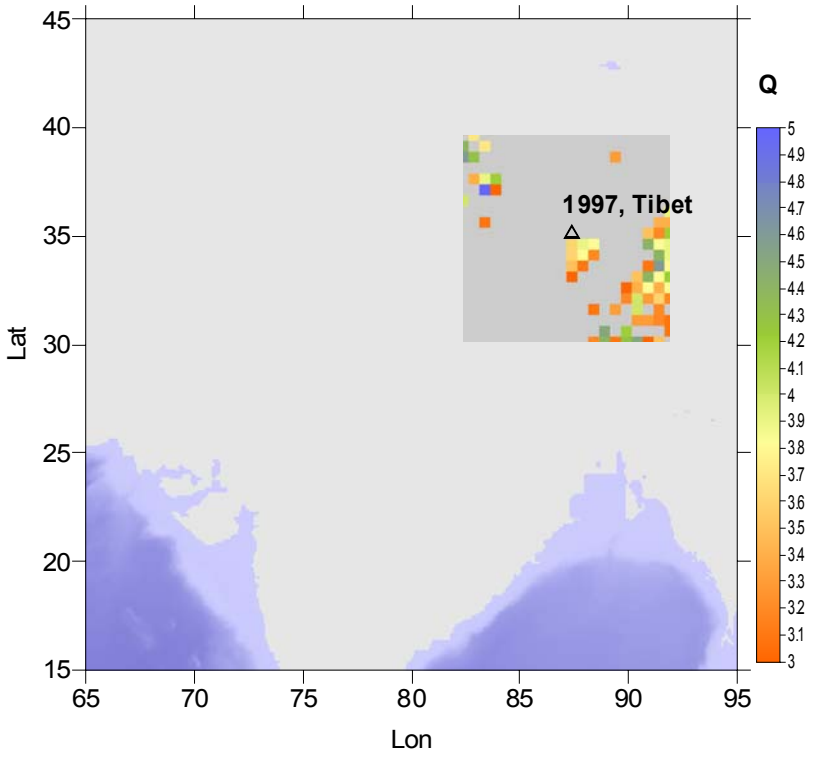


Σχήμα 4.29. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο Α.

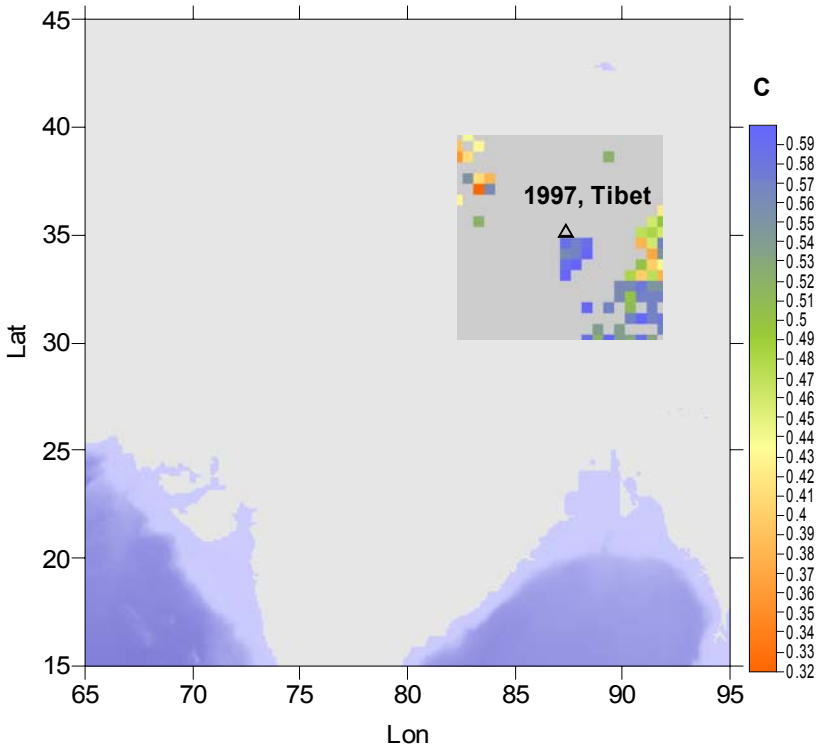
4.2.4 Ο ΣΕΙΣΜΟΣ ΤΟΥ 1997 ΣΤΟ ΘΙΒΕΤ

Και για τον μεγάλο σεισμό που εκδηλώθηκε την 8η Νοεμβρίου 1997 στην περιοχή του Θιβέτ μπορέσαμε να εντοπίσουμε μία ομάδα σημείων που εμφανίζουν επιτάχυνση στη συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff έξι μήνες πριν. Τα σημεία αυτά βρίσκονται πολύ κοντά στο πραγματικό επίκεντρο όπως φαίνεται στους χάρτες 4.22-4.24. Επιλέξαμε ελλειπτικές κρίσιμες περιοχές με κέντρα δύο από τα σημεία αυτά με συντεταγμένες α) γεωγρ. μήκος=87.87° Β, γεωγρ. πλάτος=34.62° Α, β) γεωγρ. μήκος=87.87° Β, γεωγρ. πλάτος=34.12° Β.

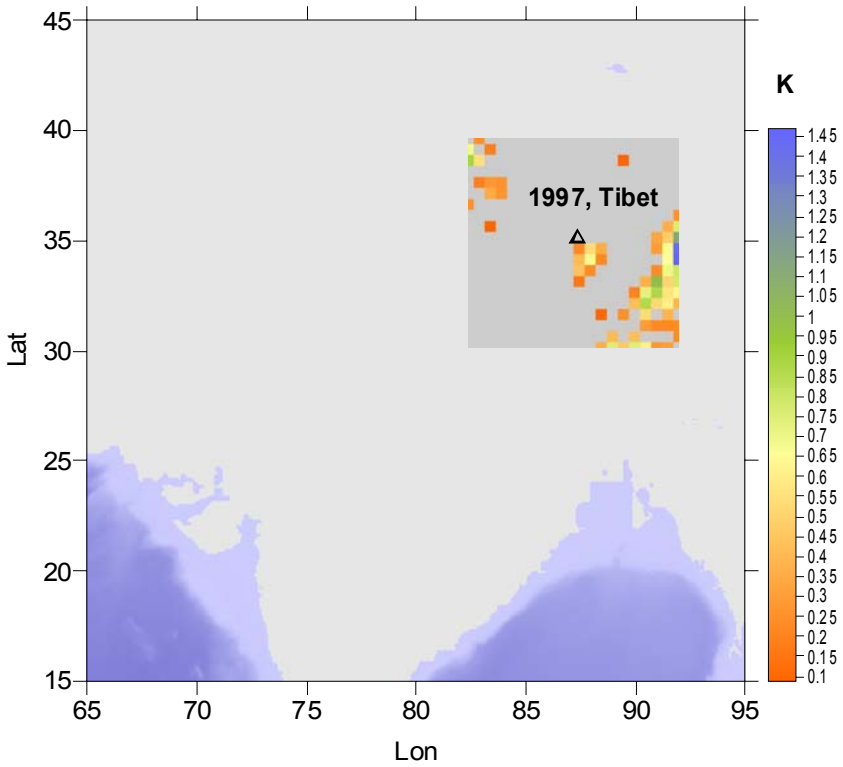
Και σε αυτή την περίπτωση διακρίνεται ανατολικά η αρχή και μίας δεύτερης, μεγαλύτερης ανωμαλίας αλλά, παρόλα αυτά, δεν "καλύπτονται" οι λύσεις που αφορούν τον υπό εξέταση σεισμό.



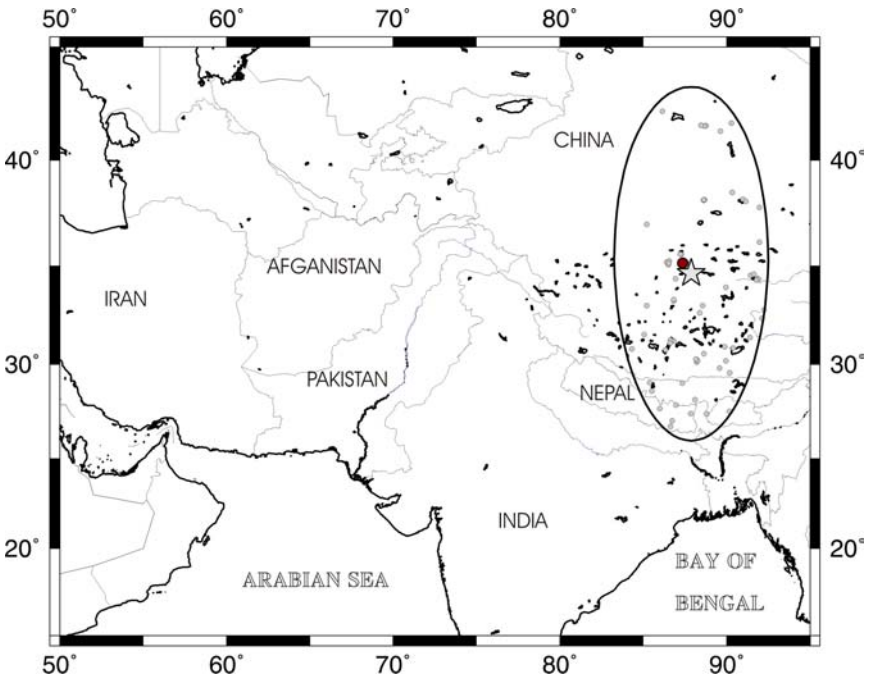
Σχήμα 4.30. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο Q όπως προέκυψαν για τον σεισμό στο Θιβέτ. Το τρίγωνο απεικονίζει το επίκεντρο του σεισμού.



Σχήμα 4.31. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο C όπως προέκυψαν για τον σεισμό στο Θιβέτ.

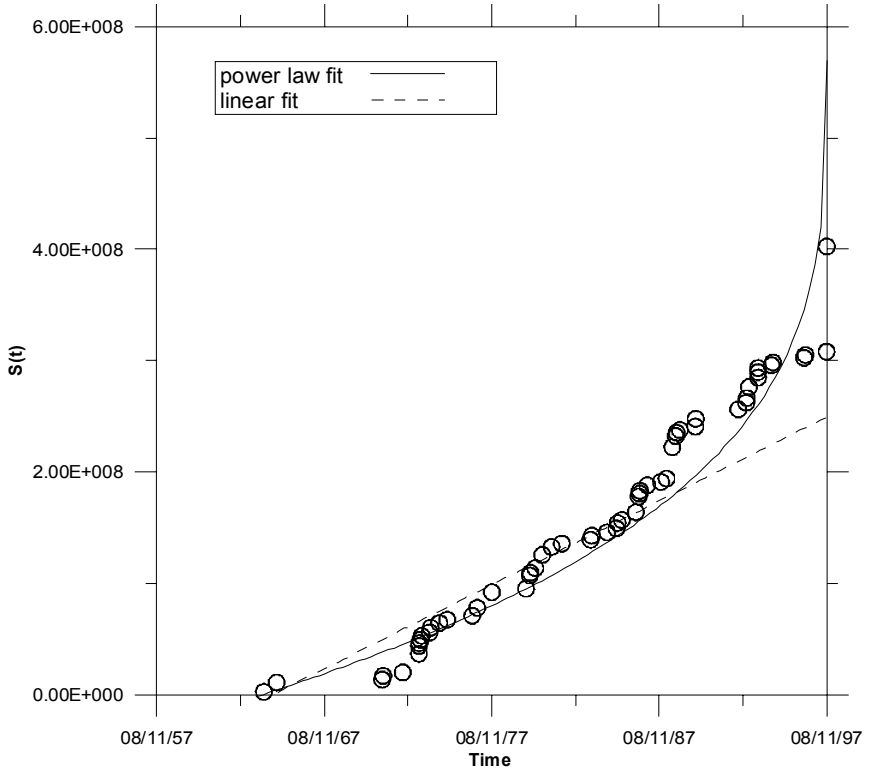


Σχήμα 4.32. Κατανομή των τιμών για την παράμετρο K όπως προέκυψαν για τον ίδιο σεισμό.

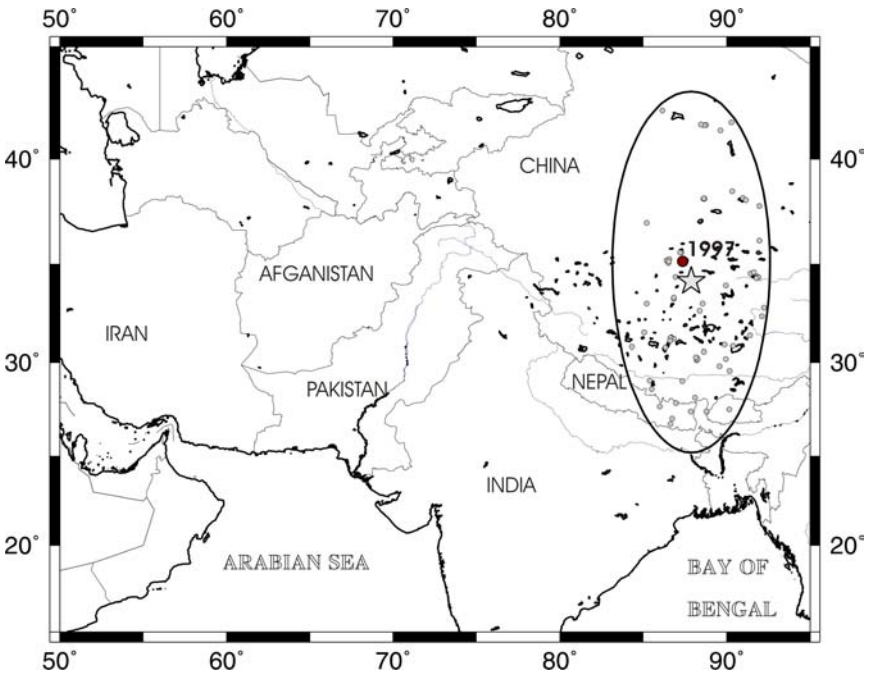


A

Σχήμα 4.33. Κρίσιμη ελλειπτική περιοχή για τον σεισμό στο Θιβέτ με κέντρο το σημείο Α. Το πραγματικό επίκεντρο συμβολίζεται και εδώ με κόκκινο κύκλο.

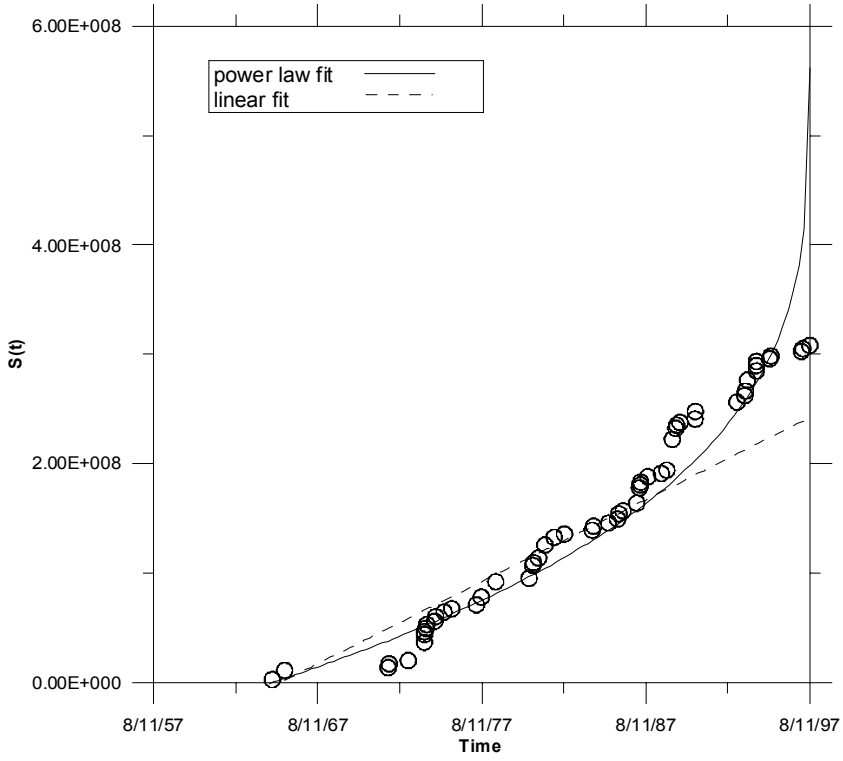


Σχήμα 4.34. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο Α.



B

Σχήμα 4.35. Κρίσιμη ελλειπτική περιοχή για τον σεισμό στο Θιβέτ με κέντρο το σημείο Β. Το πραγματικό επίκεντρο συμβολίζεται και εδώ με κόκκινο κύκλο.



Σχήμα 4.36. Συσσώρευση της παραμόρφωσης Benioff σε συνάρτηση με τον χρόνο για την κρίσιμη περιοχή με κέντρο το σημείο Β.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5
ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

5.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η ευρύτερη περιοχή της Ινδίας. Με τη χρήση 263 μηχανισμών γένεσης μελετάται το πεδίο των τάσεων της ευρύτερης περιοχής της Ινδίας και των Ιμαλαίων. Επιπροσθέτως, εξετάσθηκε και η δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου της επιταχυνόμενης έκλυσης της σεισμικής παραμόρφωσης στην ίδια περιοχή. Ιδιαίτερη έμφαση δόθηκε στην περιοχή Gujarat της δυτικής Ινδίας όπου εκδηλώθηκε ισχυρός σεισμός την 26^{η} Ιανουαρίου 2001.

5.2 ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΟΥ ΠΕΔΙΟΥ ΤΩΝ ΤΑΣΕΩΝ

Εφαρμόσαμε τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή της τάσης με τη βοήθεια του αλγορίθμου των *Gephart and Forsyth (1984)* σκοπεύοντας να προσδιορίσουμε το καθεστώς τάσεων κατά μήκος της ζώνης σύγκρουσης ανάμεσα στην Ευρασία και την Ινδία. Για το σκοπό αυτό η συγκεκριμένη ζώνη χωρίστηκε σε οχτώ επιμέρους περιοχές που συνολικά περιλαμβάνουν 263 μηχανισμούς γένεσης μεσαίων και ισχυρών επιφανειακών σεισμών (κατάλογος Harvard CMT) που εκδηλώθηκαν στο χρονικό διάστημα 1976-2002. Το ελάχιστο σφάλμα σε όλες τις περιπτώσεις προέκυψε ότι έχει τιμές από 0.276°ως 6.613°, θεωρούμε επομένως ότι το πεδίο τάσεων είναι ομογενές σε κάθε υποπεριοχή. Τα αποτελέσματα της μεθόδου δίδονται στον πίνακα 5.1.

Το δυτικό όριο της ζώνης σύγκρουσης Ευρασίας–Ινδίας (περιοχή 1) χαρακτηρίζεται από ανάστροφα ρήγματα διεύθυνσης ΔΝΔ-ΑΒΑ ή Δ-Α. Ο άξονας σ_3 είναι κατακόρυφος, ενώ ο σ_1 έχει παράταξη ΝΔ-ΒΑ σε συμφωνία με τις διευθύνσεις των P αξόνων. Οι τιμές των παραμέτρων για τους άξονες P, T της μέσης τυπικής λύσης δεν διαφέρουν σημαντικά από τις αντίστοιχες τιμές που υπολογίστηκαν για το βέλτιστο μοντέλο που προέκυψε από την αντιστροφή (πίνακας 5.1).

Δυτικότερα (περιοχή 2), κατά μήκος των συνόρων του Πακιστάν επικρατούν τα κανονικά ρήγματα ή τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με γενική διεύθυνση ανάλογη με εκείνη των ρηγμάτων στην περιοχή 1. Ο άξονας σ_3 έχει παράταξη ΝΔ-ΒΑ σε συμφωνία με τις διευθύνσεις των T αξόνων. Επικρατεί αμφιδιατμητικό

καθεστώς με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης ενώ ο άξονας σ_2 είναι συμπιεστικός. Η σύγκριση των αξόνων P και T ανάμεσα στον τυπικό μέσο μηχανισμό και το μοντέλο από την αντιστροφή είναι ικανοποιητική.

Στην περιοχή 3 (Ιμαλάια) που χαρακτηρίζεται όπως και η περιοχή 1 από ανάστροφα ρήγματα επικρατεί αμφισυμπιεστικό καθεστώς με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης ενώ ο άξονας σ_2 είναι εφελκυστικός. Σύγκριση μεταξύ των τιμών του πίνακα 5.1 για την περιοχή δείχνει ότι ο κυρίως P άξονας διαφέρει αρκετά στο καλύτερο μοντέλο της αντιστροφής.

Πάνω από τα βόρεια σύνορα της Ινδίας, στο μεγαλύτερο μέρος στης οροσειράς των Ιμαλαΐων (περιοχή 4) κυριαρχείται από κανονικά κυρίως ρήγματα, παράταξης B-N, και ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. Ο άξονας σ_3 δείχνει ένα εφελκυσμό ΑΝΑ-ΔΒΔ σε καλή συμφωνία με τους T άξονες των σεισμών. Η μέση τυπική λύση και το μοντέλο από την αντίστροφή συμφωνούν σχεδόν απόλυτα σε αυτή την περίπτωση.

Κατά μήκος του ορίου σύγκρουσης της Ασίας με την Ινδική πλάκα από τα βόρεια σύνορα της Ινδίας ως και τον κόλπο της Βεγγάλης (περιοχή 5) ξεχωρίζει μία ομάδα ανάστροφων ρηγμάτων παράλληλα με το όριο σύγκρουσης. Η μεγαλύτερη διαφορά μεταξύ της τυπικής μέσης λύσης και του μοντέλου που υπολογίστηκε από την αντιστροφή εντοπίζεται στην παράταξη του T άξονα όπου η διαφορά μεταξύ των δύο φτάνει τις 35°.

Η περιοχή 6 στο βορειοανατολικό άκρο της οροσειράς των Ιμαλαΐων εξετάστηκε χωριστά από την περιοχή 4 διότι χαρακτηρίζεται από μία μικρή ομάδα ανάστροφων ρηγμάτων. Από την αντιστροφή προέκυψε ότι το πεδίο τάσεων είναι αμφισυμπιεστικό αλλά με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης. Και σε αυτή την περίπτωση ο μηχανισμός γένεσης του καλύτερου μοντέλου από την αντίστροφή συμφωνεί πολύ καλά με την τυπική μέση λύση.

Στην περιοχή 7 που εντοπίζεται ανάμεσα στο Νεπάλ και το Μπουτάν κυριαρχούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση B-N. Ο άξονας σ_3 έχει διεύθυνση Α-Δ σε καλή συμφωνία με τους T άξονες. Τέλος, η περιοχή 8 ανατολικά των συνόρων της Ινδίας χαρακτηρίζεται κυρίως από ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, Το πεδίο τάσεων είναι αμφιδιατμητικό με ισχυρή συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης ενώ στον άξονα σ_2 κυριαρχεί η συμπίεση.

Πίνακας 5.1. Παράμετροι της τυπικής μέσης λύσης και του αντίστοιχου καλύτερου μοντέλου από την αντιστροφή του πεδίου τάσεων για τις οχτώ περιοχές που εξετάστηκαν στο κεφάλαιο 2.

		(°)		Π 1	Π 2	Π3	Π4	Π5	Π6	Π7	Π8
Μέσος μηχανισμός γένεσης	**Επίπεδο 1**	**Az**		295	102	249	154	313	329	181	336
		Dip		35	75	38	78	32	53	44	70
		Rake		133	-171	63	-169	90	141	-90	-177
	Επίπεδο 2	**Az**		67	9	102	62	133	84	1	245
		Dip		66	81	57	79	58	60	46	87
		Rake		65	-15	109	-12	90	44	-90	-20
	P άξονας	**Az**		175	325	178	18	223	205	266	199
		Plunge		17	17	10	16	13	4	89	16
	Β άξονας	**Az**		78	158	271	203	133	112	1	56
		Plunge		22	73	16	74	0	38	0	70
	Τ άξονας	**Az**		298	56	57	108	42	300	91	292
		Plunge		61	4	71	1	77	51	1	12
Καλύτερο μοντέλο από Αντιστροφή		**σ_1 P**	**Az**	194	312	336	18	209	196	292	9
			Dip	4	50	25	11	15	4	71	4
		σ_2 Β	**Az**	103	126	212	203	118	102	190	271
			Dip	14	40	51	78	6	42	4	63
		σ_3 Τ	**Az**	300	218	81	108	7	290	99	101
			Dip	75	3	28	1	74	48	18	27

Από τη συνολική εικόνα και των οχτώ περιοχών που εξετάσαμε βλέπουμε ότι στην ευρύτερη περιοχή της Ινδίας η πλειονότητα των σεισμών όπως ήταν αναμενόμενο συγκεντρώνεται κοντά στη ζώνη σύγκρουσης μεταξύ Ινδίας–Ευρασίας. Τα ρήγματα κοντά στην επιφάνεια επαφής των δύο πλακών είναι ανάστροφα και κάποιες φορές ανάστροφα με συνιστώσα οριζόντιας μετατόπισης (περιοχές 1,3,5 και 8), επομένως στις περιοχές αυτές ασκούνται έντονες οριζόντιες συμπιεστικές δυνάμεις ενώ ο εφελκυσμός είναι κάθετος. Σχεδόν σε όλες τις υπόλοιπες ομάδες μηχανισμών που εξετάσαμε (περιοχές 2, 4 και 7) που καλύπτουν μεγάλο μέρος της οροσειράς των Ιμαλαίων επικρατούν τα κανονικά ρήγματα οπότε ασκούνται

οριζόντιες εφελκυστικές δυνάμεις. Ρήγματα τέτοιου τύπου δημιουργούνται κατά την ορογένεση λόγω της παραμόρφωσης του φλοιού με αποτέλεσμα προϋπάρχοντα ρήγματα να αλλάζουν προσανατολισμό. Μία σύγκριση αυτής της εικόνας για την περιοχή της Ινδίας με το Ελληνικό τόξο στο Νότιο Αιγαίο δείχνει κάποιες αναλογίες στα χαρακτηριστικά τους αφού κατά μήκος του Ελληνικού τόξου κυριαρχούν επίσης τα ανάστροφα ρήγματα ενώ στο εσωτερικό μέρος του τόξου (Αιγαίο), επικρατούν κυρίως κανονικά ρήγματα με αποτέλεσμα να ασκούνται οριζόντιες δυνάμεις εφελκυσμού (*Παπαζάχος, 1991*).

5.3 ΣΧΕΣΕΙΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΩΝ ΚΛΙΜΑΚΩΝ ΤΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ

Με σκοπό να εφαρμόσουμε τη μεθοδολογία της επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής έπρεπε αρχικά να υπάρχει κατάλληλος σεισμικός κατάλογος της περιοχής με ενιαίο μέγεθος για όλους τους σεισμούς που περιλαμβάνει. Ως πιο κατάλληλο επιλέχθηκε το μέγεθος σεισμικής ροπής Mw που, σύμφωνα με τα σημερινά δεδομένα, είναι το πιο αξιόπιστο μέτρο της ολικής ενέργειας ενός σεισμού. Η σύνθεση του καταλόγου έγινε από δεδομένα των σεισμολογικών κέντρων ISC, NEIC και Harvard ενώ το τελικό μέγεθος για κάθε σεισμό είναι το μέσο μέγεθος σεισμικής ροπής (MMf) που προέκυψε ως ο μέσος όρος των μεγεθών Mw* που υπολογίστηκαν από τα υπάρχοντα σε κάθε περίπτωση μεγέθη με κατάλληλες σχέσεις. Σε κάθε περίπτωση, στον υπολογισμό των τιμών MMf λάβαμε υπόψη τη βαρύτητα κάθε μετατροπής ενώ η περιοχή εμπιστοσύνης ορίστηκε στο 95%. Οι σχέσεις που υπολογίστηκαν στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης και αφορούν τη μετατροπή σε μέγεθος σεισμικής ροπής Mw των μεγεθών mb, Ms και Mukts που εμφανίζονταν στην πλειοψηφία των αρχικών δεδομένων, είναι οι εξής:

$$Mw^* = 0.59 \cdot Ms + 2.42 \qquad \sigma = 0.27 \qquad (Ms < 6.0)$$

$$\text{Δηλαδή} \quad Mw^* \cong Ms \qquad \sigma = 0.17 \qquad (Ms \geq 6.0)$$

$$Mw^* = 1.15 \cdot mb - 0.65 \qquad \sigma = 0.23 \qquad (4.5 \leq mb \leq 6.1)$$

$$Mw^* = 1.04 \cdot Mukts - 0.26 \qquad \sigma = 0.27 \qquad (\mathrm{M}ukts \geq 5.0)$$

Από τη σχέση 3.6 μεταξύ του μεγέθους Mw από τον κατάλογο του Πανεπιστημίου Harvard και το μέγεθος MMf που υπολογίστηκε με τη βοήθεια των παραπάνω σχέσεων προέκυψε ότι Mw≅MMf , επομένως μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι παραπάνω σχέσεις είναι αξιόπιστες για την ευρύτερη περιοχή της Ινδίας.

Ο κατάλογος που προέκυψε για το χρονικό διάστημα 01/01/1900-30/06/2001 δεν χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα καλή πληρότητα (μόλις 4.7 από το 1964) και αυτό διότι έως το 1963 τα δεδομένα και των τριών σεισμολογικών κέντρων που προαναφέρθηκαν προέρχονται κατά κύριο λόγο από ιστορικά στοιχεία με αποτέλεσμα να υπάρχει έλλειψη δεδομένων σε σεισμούς με μικρά ως μεσαία μεγέθη (M≤6.0). Για πρώτη φορά παρέχονται λεπτομερή δεδομένα για κάθε σεισμό από το ISC το 1964 και ακολούθησαν το NEIC από το 1973 και το Harvard από το 1977 ως σήμερα.

5.4 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΕΠΙΤΑΧΥΝΟΜΕΝΗΣ ΕΚΛΥΣΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΡΟΠΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΙΝΔΙΑΣ

Το αρχικό ερέθισμα για την εφαρμογή του μοντέλου επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής στην περιοχή της Ινδίας το πήραμε από τον ισχυρό ενδοπλακικό σεισμό που συνέβη κοντά στην πόλη Bhuj, στην περιοχή Gujarat, την 26^{η} Ιανουαρίου 2001.

Έγιναν αρκετές δοκιμές μεταβάλλοντας τις παραμέτρους του μοντέλου ώστε να εντοπίσουμε κρίσιμη περιοχή κοντά στο πραγματικό επίκεντρο του σεισμού αλλά κάτι τέτοιο δεν κατέστη δυνατό. Η κατανομή των τιμών για τις παραμέτρους Q, C και K υποδεικνύει δύο πυρήνες ανωμαλίας βόρεια σε μεγάλη απόσταση από το επίκεντρο του υπό εξέταση σεισμού.

Η ίδια μεθοδολογία εφαρμόστηκε στη συνέχεια σε πέντε ακόμη περιπτώσεις ισχυρών σεισμών που εκδηλώθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Ινδικής πλάκας από το 1990 έως το 2000 σε περιοχές με έντονη σεισμικότητα. Επέκταση της εφαρμογής της και σε προγενέστερους μεγάλους σεισμούς στην ίδια περιοχή δεν ήταν δυνατή διότι η πληρότητα του καταλόγου που χρησιμοποιήσαμε δεν επέτρεπε κάτι τέτοιο. Όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 4, η προσεισμική περίοδος που θεωρούμε εφαρμόζοντας το μοντέλο επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ροπής είναι πολύ μεγαλύτερη από το χρονικό διάστημα που συνήθως θεωρούμε ότι εκδηλώνονται

προσεισμοί πριν από τον κύριο σεισμό. Η περίοδος αυτή για σεισμούς μεγάλου μεγέθους αντιστοιχεί ακόμη και σε δεκαετίες ενώ ειδικότερα σε περιοχές χαμηλής σεισμικότητας η προσεισμική περίοδος είναι μεγαλύτερη. Και η διαφορά μεταξύ του μεγέθους του κύριου σεισμού και του μικρότερου σεισμού που λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς είναι μεγαλύτερη στις περιοχές χαμηλής σεισμικότητας. Από τη σύγκριση της μέσης ευθείας που προέκυψε για τις τιμές που χρησιμοποιήσαμε στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης σε σχέση με το μέγεθος των αντίστοιχων σεισμών με αντίστοιχη εξίσωση για το Αιγαίο (Papazachos, 2002), προκύπτει ότι για την περιοχή της Ινδίας απαιτούνται γενικά μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου ΔΜ για σεισμό ίδιου μεγέθους.

Από τις πέντε επιπλέον περιπτώσεις σεισμών που εξετάστηκαν οι δύο πρώτοι είχαν σχεδόν το ίδιο επίκεντρο και εκδηλώθηκαν με χρονική διαφορά 3.5 ετών περίπου (σεισμοί Hindu Kush) ενώ επιπλέον επρόκειτο και για σεισμούς βάθους. Ο πρώτος σεισμός εντοπίστηκε πολύ καθαρά από το μοντέλο της επιταχυνόμενης σεισμικής ροπής όπως φαίνεται από την κατανομή και των τριών παραμέτρων Q, C και K ενώ από τις αντίστοιχες κατανομές για τον δεύτερο σεισμό φαίνεται ότι η γένεση του πρώτου εμποδίζει την ανίχνευσή του παρά το γεγονός ότι πρόκειται για σεισμό μεγαλύτερου μεγέθους (Mw=7.0). Ακόμη και σε αυτή την περίπτωση όμως ήταν δυνατό να εντοπίσουμε κρίσιμη περιοχή με κέντρο σχετικά κοντά στο πραγματικό επίκεντρο.

Οι υπόλοιπες περιπτώσεις σεισμών που εξετάσαμε ανήκουν στην κατηγορία των επιφανειακών σεισμών. Σε όλες τις περιπτώσεις μπορέσαμε να εντοπίσουμε τουλάχιστον ένα σημείο που ορίζει το κέντρο ελλειπτικής κρίσιμης περιοχής έξι μήνες πριν από την εκδήλωση του κύριου σεισμού. Ακόμη και στις περιπτώσεις όπου στην περιοχή ελέγχου "παρεμβάλλεται" και άλλη, ισχυρότερη ανωμαλία (IPAN, ΘΙΒΕΤ), μπορεί και πάλι να εντοπιστεί η κρίσιμη περιοχή που αφορά το σεισμό που εξετάζουμε. Μπορούμε επομένως να συμπεράνουμε ότι η αδυναμία ανίχνευσης κατάλληλης κρίσιμης περιοχής για το σεισμό στο Gujarat δεν οφείλεται στην εμφανή ανωμαλία βόρεια από το επίκεντρο του σεισμού, ανωμαλία που αποδίδεται στις συσσωρευμένες τάσεις που παρέμειναν ακόμη και μετά το σεισμό του Πακιστάν (1997) στην περιοχή.

Μία σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων που αφορούν το σεισμό της 26^{ης} Ιανουαρίου 2001 στο Gujarat και των υπόλοιπων πέντε σεισμών που εξετάσαμε μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι κατά πάσα πιθανότητα το μοντέλο της επιταχυνόμενης

έκλυσης σεισμικής ροπής δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε περιπτώσεις ενδοπλακικών σεισμών ή, στην καλύτερη περίπτωση, το μοντέλο αυτό πρέπει να τροποποιηθεί κατάλληλα ώστε να εφαρμοστεί με επιτυχία για σεισμούς που εκδηλώνονται σε περιοχές μακριά από τα όρια των πλακών.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Allegre, C.J. and Le Mouel, J.L., 1994. Introduction of scaling techniques in brittle failure of rocks, *Phys. Earth Planet Inter., **87,** 85-93.*

Andersen, J.V., Sornette, D. and Leung, K.T., 1997. Tri-critical behaviour in rupture induced by disoster, *Phys. Rev. Lett., **78,** 2140-2143.*

Antolik, M. and Dreger, D., 2003. Rupture Process of the 26 January 2001 Mw 7.6 Bhuj, India, Earthquake from Teleseismic Broadband Data, *Bull. Of Seism. Soc. Of Amer., **93** (3), 1235-1248.*

Baker, W. E., 1846. Remarks on the Allah Bund and on the drainage of the eastern part of the Sind basin, *Transactions of the Bombay Geographical Soc., **7,** 186-188.*

Bellier, O., Over, S., Poisson, A and Andrieux, J., 1997. Recent temporal change in the stress state and modern stress field along the North Anatolian Fault Zone (Turkey), *Geophys. J. Int., **131,** 61-86.*

Bendick, R, Bilham, R., Fielding, E., Gaur, V., Hough, S., Kier, G., Kulkarni, M., Martin, S., Mueller, K. and Mukul, M., 2001. The January 26, 2001 Bhuj, India earthquake, *Seism. Res. Lett., 328-335.*

Bilham, R., 1998. Slip parameters for the Rann of Kachchh, India, 16 July 1819, earthquake quantified from contemporary accounts, *Coastal Tectonics, Geological Society of London, Spec. Publ., **146,** 295-319.*

Bilham, R. and Gaur, V. K., 2000. Geodetic contributions to the study of seismotectonics in India, *Current Science **79(9),** 1259-1269.*

Bilham, R., Gaur, V. K. and Molnar, P.,2001. Earthquakes: Himalayan Seismic Hazard, *Science, **293,** 1442-1444.*

Biswas, S. K., 1987. Regional tectonic framework, structure and evolution of the western marginal basins of India, *Tectonophysics, **135,** 307-327.*

Bowman, D.D. and Sammis, C.G., 2001. Intermittent criticality and the seismic cycle, *BSSA,* (Submitted).

Bowman, D.D. and King, G.C.P., 2001. Accelerating seismicity and stress accumulation before large earthquakes, *Geophys. Res. Lett., **28,** 4039-4042.*

Bowman, D.D., Ouillon, G., Sammis, C.G., Sornette, A. and Sornette, D. 1998. An observational test of the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res., **103,** 24359-24372.*

Bufe, C.G. and Varnes, D.J., 1993. Predictive modelling of seismic cycle of the Great San Francisco Bay Region, *J. Geophys. Res., **98**, 9871-9883.*

Bufe, C.G., Nishenko, S.P. and Varnes, D.J., 1994. Seismicity trends and potencial for large earthquakes in Alaska-Aleutian region, *Pure Appl. Geophys., **142,** 83-99.*

Burnes, A., 1835. Memoir on the eastern Branch of the River Indus, giving an account of the alterations produced on it by an earthquake, also a theory of the formation of the Runn and some conjectures on the route of Alexander the Great; drawn up in the years 1827-1828, *R. Asiatic Soc. Trans., **3,** 550-588.*

Cambell, D. L., 1978. Investigation of the stress-concentration mechanism for intraplate earthquakes, *Geophys. Res. Lett., **5,** 477-479.*

Fedotov, S.A., 1968. The seismic cycle, quantitative seismic zoning, and long-term seismic forecasting, in *Seismic zoning of the USSR (ed. Medvedev, S.), Nauka, Moscow, 133-166.*

Gephart, J., 1990. Stress and the direction of slip on fault planes, *Tectonics, **9,** 845-858.*

Gephart, J. and Forsyth, W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: applications to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res..,**89,** 9305-9320.*

Gillard, D. and Wyss, M., 1995. Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and Southern California, *J. Geophys. Res., **100,** 22,197-22, 213.*

Goetze, C. and Evans, B., 1979. Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics, *Geophys. J. R. Astron. Soc., **59,** 463-478.*

Griggs, D. T. and Blacic, J.D., 1965. Quartz-anomalous weakness of synthetic crystal, *Science, **147,** 292-295.*

Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seismol. Soc. Amer., **34,** 185-188.*

Harris, R.A., 1998. Introduction to special section: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard, *J. Geophys. Res., **103,** 24,347-24,358.*

Harris, R.A. and Simpson, R.W., 1996. In the shadow of 1857- the effect of the great Ft. Tejon earthquake on sebsequent earthquakes in southern California, *Geophys. Res. Lett., **23,** 229-232.*

Heaton, T., Tajima, F. and Mori, A., 1986. Estimating ground motions using recorded accelerograms, *Surv. Geophys., **8,** 25-83.*

Hinze, W.J., Braile, L. W., Keller, G. R. and Lidiak, E. G., 1988. Models for mid-continent tectonism: An update, *Rev. Geophys., **26,** 699-717.*

Horton, S., Bodin, P. and A., Withers, 2001. Chapter 3, Aftershock Measurements, *The Bhuj Earthquake of 2001, D. Abrams et al. (Editors), Mid-America Earthquake Center, **CD Series 01-04,** 11-18.*

Horton, S., Bodin, P., Johnston, A., Withers, M., Chiu, C., Raphael, A., Rabak, I., Maio, Q., Smalley, R., Chiu, J. and Langston, C., 2001. Source characteristics of aftershocks of the India Republic Day earthquake (abstract), EOS, **82,** 5256.

Hough, S., Martin, S., Bilham, R., Atkinson, G. M., 2002. The 26 January 2001 M 7.6 Bhuj, India, Earthquake:Observed and Predicted Ground Motions, *Bull. Of Seismol. Soc. Of Amer., **92** (6), 2061-2079.*

Jaume, S.C. and Sykes, L.R., 1996. 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.*

Johnston, A. C. and Kanter, L. R., 1990. Earthquakes in stable continental crust, *Sci. AM., **262**(3), 68-75.*

Jones, L.M. and Molnar, P., 1979. Some characteristics of foreshocks and their possible relationship to earthquake prediction and premonitory slip on faults, *J. Geophys. Res., **84,** 3596-3608.*

Karakaisis, G.F., Kourouzidis, M.C. and Papazachos, B.C. Behaviour of the seismic activity during a single seismic cycle, *Int. Conf. On Earthq. Pred: State-of-Art, Strasbourg, France, 15-18 October 1991, 47-54.*

Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Savvaidis, A.S., Papazachos, B.C., 2002. Accelerating seismic crustal deformation in the North Aegean Trough, Greece, *J. Geophys. Res., **148,**193-200.*

Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C., Current accelerating excitation along the northern boundary of the Aegean microplate, *Tectonophysics.* (Submitted)

Karakaisis, G.F., Savvaidis, A.S. and Papazachos, C.B., 2002. Time variation of parameters related to the accelerating preshock crustal deformation in the Aegean area, *Pure Appl. Geophys.,(in Press)??*

King, G.C.P. and Cocco, M., 2001. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences, *Adv. Geophys., **44**, 1-38.*

Kiratzi, A., 2002. Stress tensor inversions along the westernmost North Anatolian Fault Zone and its continuation into the North Aegean Sea, *Geophys. J. Int., **151,** 360-376.*

Liu, L. and Zoback, M. D.,1997. Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone, *Tectonics, **16,** 585-595.*

Louvari, E. and A. Kiratzi (1997). Rake: A window's program to plot earthquake focal mechanisms and stress orientation, *Computers and Geosciences*, ***23,** 851-857*.

Lund, B. and Slunga, R., 1999. Stress tensor inversion using detailed micro earthquake information and stability constraints: Application to olfus in southwest Iceland, *J. Geophys. Res.,**104,** 14 947-14 964.*

Lyakhovsky, V., Ben-Zion, Y. and Agnon, A., 2001. Earthquake cycle, fault zones and seismicity patterns in rheologically layered lithosphere, *J. Geophys. Res.*, ***106,*** *4103-4120.*

Lyell, C., 1857. Principles of Geology, *Eleventh Ed., Appleton & Co., NY, 834 pp.*

Matsuura, M., Jackson, D.D. and Cheng, A., 1986. Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, *J. Geophys. Res., **91**(12),661-674.*

Michael, A.J., 1987. Use of focal mechanisms to determine stress: A control study, *J. Geophys. Res., **92,** 357-368.*

Moggi, K., 1977, Seismic activity and earthquake predictions, in *Proc. Symp., On Erthq. Pred. Res., 203-214* (in Japanese).

Moggi, K., 1981. Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting. In *Earthquake Prediction, An International Review, (eds. D.W. Simpson and P.G. Richards), Maurice Ewing Series 4, AGU, 43-51.*

Mueller, K. and Pujol, J., 2001. Three dimensional geometry of the Reel-foot blind thrust: implications for moment release and earthquake magnitude in the New Madrid seismic zone, *Bull. Seism. Soc. Am., **91,** 1563-1573.*

Negishi, H., Mori, J., Sato, T., Singh, R., Kumar, S. and Hirata, S., 2002. Size and orientation of the fault plane for the 2001 Gujarat, India earthquake (Mw=7.7) from aftershock observations: A high stress drop event, *Geophys. Res. Lett., **29** (20), 1949.*

Papadopoulos, G.A., 1986. Long term earthquake prediction western Hellenic arc, *Earthq. Pred., Res., **4,** 131-137.*

Παπαζάχος, Β. Κ., 1989. Εισαγωγή στη Σεισμολογία*, Εκδόσεις Ζήτη.*

Παπαζάχος, Β. Κ., 1991. Εισαγωγή στη Γεωφυσική*, Εκδόσεις Ζήτη*

Papazachos, B.C, Kiratzi, A.A. and Karakostas, V.G., 1997. Toward a homogeneous moment magnitude determination in Greece and surrounding area, *Bull. Geol. Soc. Am., **87,** 474-483.*

Papazachos, B.C, Karakaisis, G.F., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M. and Savvaidis, A.S., 2001a. A method for estimating the origin time of an ensuing mainshock by observations of preshock seismic crustal deformation, *Proc. 9th Int. Congress Geol. Soc: Athens, Greece, 20-25 September 2001,Bull. Geol. Soc. Greece,* ***4,*** *1573-1579.*

Papazachos, B.C, Karakostas, V.G., Kiratzi, A.A., Margaris, B.N., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M., 2002a. Uncertainties in the estimation of earthquake magnitudes in Greece, *J. of Seismology,* ***6****, 557-570.*

Papazachos, B.C. and Papazachos, C.B., 2000. Accelerated preshock deformation of broad regions in the Aegean area, *Pure Appl. Geophys.,****157,*** *1663-1681.*

Papazachos., C.B., 2002. Minimum preshock magnitude in critical regions of accelerating seismic crustal deformation, *Boll. Geofis. Teor. Applic,* (Submitted). ??

Papazachos, C.B. and Papazachos, B.C., 2001. Precursory seismic deformation in the Aegean area, *Ann. Geofis.,* ***44,*** *461-474.*

Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Scordilis, E.M. and Papazachos, B.C., 2003. Global Observational Properties of the Critical Earthquake Model, (submitted). ??

Parker, R. and McNutt, M., 1980. Statistics for the one-norm misfit measure, *J. Geophys. Res.,* ***85,*** *4429-4430.*

Rajendran, C. P. and Rajendran, K., 2001. Characteristics of Deformation and Past Seismicity Associated with the 1819 Kutch Earthquake, Northwestern India, *Bull. Of Seism. Soc. Of Amer.,* ***91*** *(3), 407-426.*

Roy, B. and Merh, S. S., 1977. Geomorphology of the Rann of Kutch and climatic changes, *Ecology and Archaeology of Western India, Agrawal and Pandle (editors), Concept Publishing Company, Anand Nagar, Delhi, India,195-200.*

Rundle, J.B., 1989. A physical model for earthquakes, *J. Geophys. Res.,* ***94,*** *2839-2855.*

Rundle, J.B., Klein, W., Turcotte, D.L.. and Malamud, B.D., 2000. Precursory seismic activation and critical - point phenomena, *Pure Appl. Geophys., **157,** 2165-2182.*

Sammis, C.G. and Smith, S., 1999. Seismic cycles and the evolution of stress correlation in cellular automaton models of finite fault networks, *Pure Appl. Geophys., **155,** 307-334.*

Savage, J.C., 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone, *J. Geophys. Res., **88,** 4948-4996.*

Scholz, C.H., 1988. Mechanisms of seismic quiescence, *Pure Appl. Geophys., **126,** 701-718.*

Scholz, C.H., 1990. The mechanics of earthquakes and faulting, *Cambridge Univ. Press, New York, 439pp.*

Scordilis, E.M., Papazachos, C.B., Karakaisis, G.F., Karakostas, V.G., Accelerating seismic crustal deformation before strong mainshocks in Adriatic and its importance for earthquake prediction, in *50th General Assembly of ESC: Genoa, Italy, 1-6 September 2002.*

Simpson, R.W. and Reasenberg, P.A., 1994. Earthquake-included static stress changes on central California faults, in *The Loma Prieta, California Earthquake of October 17,1989- Tectonic process and models, edited by R.W. Simpson, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1550-F, F55-F89.*

Singh, S. K., Bansal, B. K., Bhattacharya, S. N., Pacheco, J. F., Dattatrayam, R. S., Ordaz, M., Suresh, G., Kamal and S. E. Hough, 2003. Estimation of Ground Motion for Bhuj (26 January 2001; Mw 7.6) and for Future Earthquakes in India, *Bull. Seism. Soc. Am., **93,** 353-370.*

Sornette, A. and Sornette, D., 1990. Earthquake rupture as a critical point. Consequences for telluric precursors, *Tectonophysics, **179,** 327-334.*

Sornette, A. and Sammis, C.G., 1995. Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: implications for earthquake predictions, *J. Phys. I. France, **5,** 607-619.*

Stuart, W. D., Hildenbrandm T. G. and Simpson, R. W., 1997. Stressing of the New Madrid seismic zone by a lower crust detachment fault, *J. Geophys. Res., **102**(27), 623- 633.*

Sykes,L.R., 1978. Intraplate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation, *Rev. Geophys., **16,** 621-688.*

Tuttle, M., Johnston, A., Patterson, G., Tucker, K., Rajendran, C. P., Rajendran, K., Thakkar, M. and Schweig, E., 2001. Liquefaction induced by the 2001 Republic Day earthquake, India, *Seism. Res. Lett., **72**(3), 397.*

Varnes, D.J., 1989. Predicting earthquakes by analyzing accelerating precursory seismic activity, *Pure Appl. Geophys., **130,** 661-686.*

Wesnousky, S. G., Seeber, L., Rocwell, T. K., Thakur, V., Briggs, R., Kumar, S. and Ragona, D., 2001. Eight Days in Bhuj: Field Report Bearing on Surface Rupture and Genesis of the 26 January Earthquake in India, *Seism. Res. Lett., **72**(5), 514-524.*

Wyss, M., Liang, B., Tanigawa, W. and Xiaoping, W., 1992. Comparison of orientations of stress and strain tensor based on fault-plane solutions in Kaoiki, Hawaii, *J. Geophys. Res., **97,** 4769-4790.*

Yang, W., Vere-Jones, D. and Li, M., 2001. A proposed method for locating the critical region of a future earthquake using the critical earthquake concept, *J. Geophys. Res., **106,** 4121-4128.*

Yoshihisa, I. and Kobayashi, Y., 2002. A physical understanding of large intraplate earthquakes, *Earth Planet Space, **54,** 1001-1004.*

Zoback, M., 1992. First-and -second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project, *J. Geophys. Res., **97,** 11 703-11 728.*