

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΝΑΣΤΑΣΙΟΣ ΚΩΣΤΟΓΛΟΥ

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΑΡΝΗΤΙΚΩΝ ΤΑΣΕΩΝ COULOMB ΣΤΗ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ»

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ

«ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΗ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ»

Περιεχόμενα

Πρόλογος

Κεφάλαιο 1 – Θεωρία/εισαγωγή

1.1 – Εισαγωγή στη σκίαση τάσεων.....	1
1.2 – Ερευνητική δραστηριότητα πάνω στη σκίαση τάσεων.....	3
1.3 – Μοντέλα διάρρηξης των πετρωμάτων και μεταβολές της στατικής τάσης.....	10
1.4 – Ο συντελεστής φαινόμενης τριβής, μ'	12
1.5 – Υπολογισμοί της ΔCFS – Το λογισμικό Dis3dop.....	13
1.6 – Εξεταζόμενοι σεισμοί και περιοχές.....	16

Κεφάλαιο 2 – Διερεύνηση σεισμικότητας περιοχών με σκίαση τάσεων

2.1 – Εισαγωγή στον υπολογισμό των στατικών τάσεων Coulomb.....	20
2.2 – Κατάλογος σεισμών και μέγεθος πληρότητας.....	20
2.3 – Υπολογισμοί των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb.....	24
2.3.1 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 19/12/81.....	24
2.3.2 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 27/12/81.....	26
2.3.3 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 18/1/82.....	28
2.3.4 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 6/8/83.....	30
2.3.5 – Ο σεισμός της Σκύρου στις 26/7/01	32
2.3.6 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 24/5/14	34
2.3.7 – Ο σεισμός της ΒΔ Πελοποννήσου στις 8/6/08	36
2.4 – Μελέτη σεισμικότητας.....	38
2.4.1 – Οι τρεις σεισμοί του βορείου Αιγαίου το διάστημα 1981 – 1982.....	39
2.4.2 – Οι τέσσερις σεισμοί του βορείου Αιγαίου το διάστημα 1981 – 1983...47	
2.4.3 – Ο σεισμός της Σκύρου στις 26/7/01.....	55
2.4.4 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 24/5/14.....	64

2.4.5 – Ο σεισμός της ΒΔ Πελοποννήσου στις 8/6/08.....	72
Κεφάλαιο 3 – Συμπεράσματα.....	80
Βιβλιογραφία.....	84

Πρόλογος

Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του τομέα Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Έχει ως σκοπό την μελέτη της χωρικής κατανομής της σεισμικότητας μετά από ισχυρούς σεισμούς του Ελληνικού χώρου, σε περιοχές κοντά στο ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό όταν η μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb στον χώρο είναι αρνητική, δηλαδή όταν υπάρχει σκίαση τάσεων.

Στην διατριβή, η διερεύνηση αναπτύσσεται σε τρία κεφάλαια. Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το θεωρητικό μέρος της έρευνας και τα λογισμικά που θα χρησιμοποιηθούν. Χωρίζεται σε έξι υποκεφάλαια στα οποία γίνεται μια εισαγωγή στη σκίαση τάσεων και η αναμενόμενη συμπεριφορά της σεισμικότητας για τις περιοχές όπου οι μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb είναι αρνητικές. Έπειτα παρουσιάζονται οι κυριότερες από τις έρευνες που έχουν δημοσιευθεί πάνω στο αντικείμενο. Οι έρευνες επιλέχθηκαν έτσι ώστε να γίνεται σαφής η προέλευση του ερευνητικού ενδιαφέροντος για τη συγκεκριμένη διερεύνηση και για να παρουσιαστούν οι βασικές μέθοδοι με τις οποίες γίνεται η ανάλυση των δεδομένων όταν διερευνάται η σκίαση τάσεων. Στη συνέχεια αναλύεται η θεωρία της μεταβολής των στατικών τάσεων και παρουσιάζεται το λογισμικό και οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται για να γίνει ο υπολογισμός των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb. Τέλος γίνεται αναφορά στην επιλογή των περιοχών διερεύνησης για τον ελληνικό χώρο και παρουσιάζονται στοιχεία σεισμικότητας και τεκτονικής των περιοχών.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνονται οι υπολογισμοί των τάσεων Coulomb και η μελέτη της σεισμικότητας. Αρχικά παρουσιάζεται η μεθοδολογία για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας. Έπειτα παρουσιάζονται οι υπολογισμοί των στατικών τάσεων για τον κάθε εξεταζόμενο σεισμό. Ακολουθεί η μελέτη της κατανομής της σεισμικότητας στις περιοχές με αρνητικές μεταβολές της τάσης Coulomb.

Στο τρίτο, και τελευταίο κεφάλαιο γίνεται η ανάλυση των αποτελεσμάτων του δευτέρου κεφαλαίου και εξαγωγή συμπερασμάτων για την σεισμικότητα στις περιοχές με σκίαση τάσεων. Επίσης προτείνεται μεθοδολογία για την διεξαγωγή τέτοιων διερευνήσεων.

Για τον υπολογισμό των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό Dis3dop (Erikson 1986, Deng & Sykes, 1997) και για τον σχεδιασμό των χαρτών που περιλαμβάνουν τις μεταβολές χρησιμοποιήθηκε η 5^η έκδοση του λογισμικού GMT (Wessel and Smith, 1998). Για τους υπολογισμούς

σεισμικότητας και τα υπόλοιπα σχήματα εκπονήθηκαν κώδικες σε γλώσσα προγραμματισμού matlab και χρησιμοποιήθηκε το αντίστοιχο λογισμικό.

Κλείνοντας, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα της διατριβής κ. Βασίλη Καρακώστα, Καθηγητή Σεισμολογίας στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., για την καθοδήγηση στην επιλογή του θέματος και την διεξαγωγή της διερεύνησης, για τις παραινέσεις και τις παρατηρήσεις που πρόσφερε κατά τη διάρκεια της συνεργασίας μας και για την συμβολή του στη διαμόρφωση του τελικού κειμένου.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω την κα. Ελευθερία Παπαδημητρίου, Καθηγήτρια Σεισμολογίας στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και μέλος της τριμελούς επιτροπής, για τη συνεργασία μας κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου και τη συμβολή της στη διόρθωση της διατριβής.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Αδαμάντιο Κίλια, Καθηγητή Γεωλογίας και Τεκτονικής Γεωλογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. και μέλος της τριμελούς επιτροπής, για τη συμβολή του στη διόρθωση της διατριβής.

Τέλος, ευχαριστώ από καρδιάς την οικογένειά μου για την ψυχολογική στήριξη που μου παρείχε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου, τους συναδέλφους μεταπτυχιακούς και υποψήφιους διδάκτορες για την βοήθειά τους, την οποία πρόσφεραν απλόχερα όποτε τους ζητήθηκε, την κοπέλα και τους φίλους μου για την συμπαράστασή τους και ιδιαίτερα τον πολύ καλό φίλο Θάνο Παπαδεράκη, υποψήφιο διδάκτορα στο εργαστήριο Φυσικής Χημείας του τμήματος Χημείας του Α.Π.Θ., για την συνεχή προτροπή του να συνεχίσω τις σπουδές μου και την πολύτιμη συμβολή του στην προετοιμασία μου για την είσοδο στο Π.Μ.Σ.

Κεφάλαιο 1 – Θεωρία/εισαγωγή

1.1 Εισαγωγή στη σκίαση τάσεων

Ο υπολογισμός της μεταβολής των στατικών τάσεων Coulomb αποτελεί βασικό στοιχείο της σεισμολογικής έρευνας. Η σημασία των υπολογισμών αυτών έγκειται στο γεγονός της αναλογίας μεταξύ της ακτινοβολούμενης ενέργειας που προκαλεί ένας σεισμός και της μεταβολής της τάσης κατά τη γένεσή του. Η ακτινοβολούμενη ενέργεια ενός σεισμού δεν επηρεάζεται από την προϋπάρχουσα και την ακόλουθη κατάσταση του πεδίου των τάσεων στην περιοχή, επηρεάζεται μόνο από την μεταβολή του. Οι μεταβολές της τάσης που προκαλούνται, οφείλονται τόσο σε μεταβολές δυναμικής τάσης οι οποίες είναι παροδικές, όσο και σε μεταβολές στατικής τάσης οι οποίες είναι μόνιμες.

Τα ρήγματα σε μια περιοχή επικοινωνούν μέσω των μεταβολών του πεδίου των στατικών τάσεων, επομένως ο υπολογισμός της μεταβολής της στατικής τάσης Coulomb, ΔCFS , χρησιμοποιείται για να εκτιμηθεί το αποτέλεσμα ενός σεισμού στην περιοχή γύρω από το ρήγμα και για τη διερεύνηση του αποτελέσματος στα γειτονικά ρήγματα. Για θετικές τιμές των μεταβολών της τάσης Coulomb σε μια περιοχή, τα κατάλληλα προσανατολισμένα ρήγματα θα φορτιστούν και θα έρθουν χρονικά πιο κοντά στη διάρρηξη, αντίθετα για αρνητικές τιμές των μεταβολών σε μια περιοχή τα κατάλληλα προσανατολισμένα ρήγματα θα ανακουφιστούν και το διάστημα μέχρι την επόμενη διάρρηξη θα επιμηκυνθεί. Η χρονική επιμήκυνση θα είναι ίση με το χρόνο που απαιτείται ώστε η τεκτονική φόρτιση να ισοσταθμίσει το αποτέλεσμα της πτώσης της τάσης.

Ένα ρήγμα που βρίσκεται σε μια περιοχή με αρνητικές μεταβολές της τάσης Coulomb, λέγεται ότι βρίσκεται σε περιοχή *σκίασης τάσεων* (*stress shadow areas*). Όσο πιο μεγάλο είναι το μήκος του ρήματος που προκάλεσε κάποιον σεισμό, άρα όσο πιο ισχυρός είναι ο σεισμός, τόσο μεγαλύτερη θα είναι και η περιοχή στην οποία θα προκληθεί σκίαση τάσεων. Αυτός είναι ο λόγος που δεν πραγματοποιείται έρευνα με βάση τις μεταβολές της ΔCFS που προκαλούν οι μικροί σεισμοί, αφού οι αρνητικές μεταβολές της ΔCFS θα είναι σημαντικές μόνο πολύ κοντά στο ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό και θα γίνονται πολύ μικρές σε μικρή απόσταση από αυτό. Ένα ρήγμα που θα είναι στην περιοχή που προκλήθηκε σκίαση τάσεων από κάποιον σεισμό, θα γίνει ανενεργό ενώ δε θα πυρηνοποιηθούν νέα ρήγματα στην περιοχή. Αυτός είναι και ο κύριος παράγοντας που θα καθορίσει την απόσταση μεταξύ των ρηγμάτων σε μια περιοχή. (Scholz 2002).

Έχει βρεθεί ότι οι μεταβολές των στατικών τάσεων που είναι μεγαλύτερες από 0,1 bar είναι ικανές να προκαλέσουν αυξημένη σεισμικότητα (King et al 1994, Harris 1998). Οι πολύ μικρές θετικές μεταβολές που είναι κοντά στο 0,1 bar είναι ικανές να επηρεάσουν ένα ρήγμα μόνο αν αυτό είναι χρονικά πολύ κοντά στη διάρρηξη. Αντίστοιχα, για τη διερεύνηση των αρνητικών μεταβολών των στατικών τάσεων, λαμβάνονται υπ' όψη μόνο οι μεταβολές που είναι μικρότερες από -0,1 bar, ή αλλιώς οι αρνητικές μεταβολές που είναι μεγαλύτερες από 0,1 bar, κατ' απόλυτη τιμή.

Μετά από ισχυρούς σεισμούς υπάρχουν πάντα δημοσιεύσεις από έρευνες στις οποίες υπολογίζονται οι μεταβολές των στατικών τάσεων και διερευνάται η σχέση της σεισμικότητας με τις μεταβολές αυτές. Η διερεύνηση της χωρικής κατανομής μετασεισμικών ακολουθιών δείχνει, στη μεγάλη πλειονότητα των περιπτώσεων, ότι η σεισμικότητα παρουσιάζεται αυξημένη στις περιοχές όπου η μεταβολή των τάσεων υπολογίστηκε θετική, ενώ σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρείται μείωση της σεισμικότητας σε περιοχές όπου η μεταβολή των τάσεων υπολογίστηκε αρνητική. Το γεγονός ότι δεν υπάρχει η αναμενόμενη συσχέτιση της αρνητικής μεταβολής τάσεων με μειωμένη σεισμικότητα μετά από κάθε μεγάλο σεισμό, είναι και ο λόγος που έχουν δημοσιευτεί αρκετές εργασίες, κυρίως την τελευταία 25ετία, στις οποίες γίνεται έρευνα για να βεβαιωθούν περιοχές σκίασης τάσεων στις οποίες παρατηρείται χαμηλή σεισμικότητα μετά από κάθε μεγάλο σεισμό.

Ένα ζήτημα που τίθεται σε μια έρευνα για την σεισμικότητα σε περιοχές με σκίαση τάσεων, είναι η σημασία που έχει στη σεισμική δραστηριότητα ο μηχανισμός της μεταβολής των στατικών τάσεων. Το φαινόμενο της σκίασης τάσεων μετά από μεγάλο σεισμό εξαρτάται καθ' ολοκληρία από τη μεταβολή των στατικών τάσεων και καθόλου από τη μεταβολή των δυναμικών τάσεων. Οι μεταβολές δυναμικών τάσεων προκαλούνται από τη διέλευση των σεισμικών κυμάτων, είναι πολύ μεγαλύτερες από τις μεταβολές των στατικών τάσεων και λαμβάνουν μόνο θετικές τιμές, αλλά είναι παροδικές. Μπορούν να προκαλέσουν μετασεισμούς αλλά η επίδρασή τους παύει μετά το πέρασμα των κυμάτων, επομένως δεν θεωρείται ότι η μεταβολή αυτή είναι παραμένουσα και άρα δεν είναι ικανή να προκαλέσει κάποια σκίαση τάσεων. Εάν λοιπόν βρεθεί άμεση σύνδεση του φαινομένου της σκίασης τάσεων σε μια περιοχή και μειωμένης σεισμικότητας μέχρις ότου η τεκτονική φόρτιση να αντισταθμίσει το αποτέλεσμα της πτώσης τάσης, τότε η μεταβολή των στατικών τάσεων θα αναχθεί σε παράγοντα ακόμα πιο μεγάλης σημασίας ως προς την μελέτη σεισμικής δραστηριότητας μετά από μεγάλους σεισμούς.

Σε οποιαδήποτε περίπτωση, η προσπάθεια να προταθεί ένα μοντέλο το οποίο να ερμηνεύει με απόλυτη σαφήνεια και πέρα από κάθε αμφιβολία το φαινόμενο της σκίασης τάσεων δεν είναι επιτυχής μέχρι σήμερα.

1.2 Ερευνητική δραστηριότητα πάνω στη σκίαση τάσεων

Σχεδόν για κάθε μεγάλο σεισμό υπάρχει μια δημοσιευμένη εργασία στην οποία εξετάζεται το ζήτημα είτε αποκλειστικά, είτε ως μέρος της συνολικής διερεύνησης της σεισμικότητας με βάση τον υπολογισμό των μεταβολών των στατικών τάσεων που προκάλεσε ο σεισμός. Στις πρώτες έρευνες οι διερευνήσεις πραγματοποιούνταν κυρίως με μελέτη σεισμικότητας και ρυθμού σεισμικότητας, ενώ στις έρευνες της τελευταίας δεκαετίας εμφανίζονται και άλλες μέθοδοι εξέτασης του θέματος (Felzer and Brodsky 2005, Mallman and Parsons 2008, κ.α.). Οι δημοσιευμένες εργασίες αφορούν τόσο πρόσφατους όσο και σεισμούς των περασμένων δύο αιώνων.

Οι σεισμοί που παρακίνησαν τους σεισμολόγους να εξετάσουν το ζήτημα αυτό έγιναν στην περιοχή της California. Η υψηλή σεισμική δραστηριότητα στην California οφείλεται στο γεγονός ότι όλη η περιοχή συνδέεται με το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα, που είναι το τεκτονικό όριο μεταξύ της πλάκας του Ειρηνικού και της πλάκας της Βόρειας Αμερικής. Το τεκτονικό καθεστώς στο ρήγμα προκαλεί μεγάλους σεισμούς με δεξιόστροφους μηχανισμούς γένεσης. Δύο από τους μεγαλύτερους σεισμούς που έχουν γίνει στην περιοχή και έχουν απασχολήσει τους ερευνητές όσον αφορά τη συμπεριφορά της σεισμικότητας, είναι ο σεισμός του 1857 στο Fort Tejon με μέγεθος $M_w = 7.9$, και ο σεισμός του 1906 στο San Francisco με μέγεθος $M_w = 7.8$. Ιδιαίτερα ο σεισμός του 1906 έχει υπάρξει αντικείμενο μεγάλου ενδιαφέροντος λόγω και των καταστροφών που προκάλεσε στην περιοχή, αφήνοντας περίπου 3000 νεκρούς και πυρκαγιές που έκαιγαν την πόλη του San Francisco για τέσσερις μέρες, οι οποίες ήταν πιο καταστροφικές από τον σεισμό και τους μετασεισμούς που ακολούθησαν.

Μετά από αυτούς τους δύο σεισμούς παρατηρήθηκε παύση της γένεσης σεισμών ενδιαμέσου και μεγάλου μεγέθους στα ρήγματα που προκάλεσαν τους δύο αυτούς σεισμούς, για μεγάλα χρονικά διαστήματα της τάξης των δεκαετιών. Ιδιαίτερα για τον σεισμό του San Francisco, ο Reid (1910) υπολόγισε ότι στο ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό θα καθυστερούσε πολλά χρόνια να προκληθεί κι άλλος μεγάλος σεισμός, χωρίς ωστόσο να μειωθεί για αντίστοιχα μεγάλο χρονικό διάστημα η σεισμικότητα στα γειτονικά ρήγματα. Ο Willis (1925) εκτίμησε ότι ο σεισμός θα μείωνε τη σεισμικότητα στην ευρύτερη περιοχή και όχι μόνο πάνω στο ρήγμα που συνέβη, για διάστημα τουλάχιστον τριάντα ετών. Εν τέλει το διάστημα της μειωμένης σεισμικότητας είχε διάρκεια πενήντα ετών στην ευρύτερη περιοχή και έληξε με τον σεισμό του 1957 στη χερσόνησο του San Francisco, που είχε μέγεθος $M_L = 5.3$ και αποτέλεσε την έναρξη νέου κύκλου σεισμικής δραστηριότητας.

Όσον αφορά τον σεισμό του Fort Tejon, οι Harris & Simpson (1996) υπολόγισαν την ΔCFS από τον σεισμό και εξέτασαν την σεισμική δραστηριότητα της

περιοχής για πενήντα χρόνια, μέχρι το 1907. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ο σεισμός καθυστέρησε για τουλάχιστον πενήντα χρόνια τους σεισμούς με μεγέθη μεγαλύτερα από 5.5, στα ρήγματα που ήταν σε περιοχή με σκίαση τάσεων. Επίσης έγινε η παρατήρηση ότι από το 1940 κι έπειτα υπήρξε μια μεταβολή στους μηχανισμούς γένεσης στην περιοχή της νότιας California. Αυτό πιθανολογήθηκε ότι συνέβη επειδή στις περιοχές που υπήρχε σκίαση τάσεων είχαν μειωθεί σεισμοί με συγκεκριμένους μηχανισμούς γένεσης, και μετά το 1940 αυτοί οι σεισμοί άρχισαν να συμβαίνουν με υψηλότερους ρυθμούς λόγω του τέλους της επίδρασης της σκίασης τάσεων.

Μια ακόμα έρευνα για σεισμό πριν το 1900 έγινε και από τους Galahaut et al (2011), όπου υπολογίστηκε η ΔCFS που προκάλεσε ο σεισμός του 1897 στο Shillong Plateau με μέγεθος $M_w = 8.1$ σε μια προσπάθεια να εξηγηθεί η χαμηλή σεισμικότητα στο Bhutan. Σύμφωνα με το αποτέλεσμα, η εξεταζόμενη περιοχή υπέστη μια πτώση τάσης της τάξης των 1-2 bar από την οποία υπολογίστηκε ότι ο χρόνος επαναφοράς αντιστοιχεί σε 100 με 200 χρόνια. Ωστόσο για το μέγεθος πληρότητας 4.5 που υπάρχει στους καταλόγους που χρησιμοποιήθηκαν, τα αποτελέσματα δεν κρίθηκαν αρκετά αξιόπιστα ώστε να επιβεβαιωθεί η ύπαρξη σκίασης τάσεων στην περιοχή.

Στην California συνέβησαν και αρκετοί μεγάλοι σεισμοί μετά το 1980. Οι King et al. (1994), υπολόγισαν τις μεταβολές της ΔCFS μετά τον σεισμό του Landers (1992, $M_w = 7.3$) μαζί με τους σεισμούς του Joshua Tree (1992, $M_w = 6.2$) και του Big Bear (1992, $M_w = 6.5$). Έδειξαν ότι για σεισμούς με $M_L > 1$, ένα ποσοστό μικρότερο του 25% των μετασεισμών έγινε σε περιοχές που οι τάσεις μειώθηκαν περισσότερο από 0.3 bar.

Μια από τις πιο συχνά αναφερόμενες έρευνες που αφορά την ίδια περιοχή είναι αυτή των Felzer & Brodsky (2005) στην οποία εξετάστηκαν τέσσερις σεισμοί στην περιοχή της California. Οι σεισμοί της Loma Prieta (1989, $M_w = 7.0$), του Landers, του Hector Mine (1999, $M_w = 7.1$) και του Northridge (1994, $M_w = 6.7$). Στην έρευνα αυτή δεν χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του υπολογισμού της μεταβολής των τάσεων Coulomb, αλλά μια μέθοδος υπολογισμού χρονικών αναλογιών για ένα διάστημα μεταξύ δύο σεισμών στο οποίο περιέχεται ο κύριος σεισμός. Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε από τις δύο ερευνήτριες με σκοπό την σύγκριση ρυθμών σεισμικότητας πριν και μετά τον κύριο σεισμό. Οι υπολογισμοί τους έγιναν σε καταλόγους με μεγέθη πληρότητας $M_c = 2.3$ για τους σεισμούς της Loma Prieta, του Hector Mine και του Landers, και $M_c = 2.0$ για τον σεισμό του Northridge. Η έρευνά τους έδειξε ότι ο ρυθμός σεισμικότητας μειώθηκε λιγότερο μετά τους τέσσερις σεισμούς συγκριτικά με τη μείωση που υπήρχε σε τυχαίες χρονικές στιγμές του καταλόγου. Το αποτέλεσμα αυτό το σύγκριναν μέσω προσομοιώσεων με το αποτέλεσμα που θα περίμεναν αν υπήρχε μειωμένος ρυθμός σεισμικότητας στις

περιοχές με σκίαση τάσεων και κατέληξαν ότι δεν υπάρχει. Τέλος, θεώρησαν ότι δεν είχαν διαθέσιμα επαρκή δεδομένα ώστε να μελετήσουν τον σεισμό του San Francisco το 1906 με την μέθοδο που ανέπτυξαν, ωστόσο θεώρησαν ότι η μείωση της σεισμικότητας που παρατηρήθηκε μετά τον σεισμό δεν οφείλεται σε σκίαση τάσεων αλλά σε μείωση των μετασεισμών που προκάλεσε στην περιοχή ο σεισμός του Fort Tejon το 1857.

Οι Toda & Stein (2003) διερεύνησαν την ακολουθία της Kagoshima που συνέβη το 1997 στην Ιαπωνία. Υπολόγισαν την ΔCFS που προκάλεσαν οι δύο κύριοι σεισμοί της ακολουθίας, ο ένας τον Μάρτιο του 1997 με μέγεθος $M = 6.1$ και ο άλλος τον Μάιο με μέγεθος $M = 6.0$, οι οποίοι συνέβησαν σε απόσταση περίπου 4 km. Συνέδεσαν την έρευνα αυτή με υπολογισμούς του ρυθμού σεισμικότητας με μοντέλα rate-and-state σε μια προσπάθεια να προτείνουν ένα μοντέλο το οποίο θα θεωρεί ανεξάρτητα γεγονότα τους δύο κοντινούς σεισμούς, και θα λαμβάνει υπόψη την ολίσθηση, το ρυθμό ολίσθησης και το χρόνο που μεσολάβησε από το τελευταίο γεγονός. Υπολόγισαν την ΔCFS αρχικά για τον κάθε σεισμό ξεχωριστά και έπειτα υπολόγισαν τη συνολική ΔCFS από τους δύο σεισμούς μαζί. Για να εξετάσουν τη σεισμικότητα μετά από κάθε σεισμό, έλαβαν υπόψη χρονικά διαστήματα ίσα με το διάστημα που μεσολάβησε ανάμεσα στους δύο σεισμούς (48 ημέρες). Για να εξετάσουν τη σεισμικότητα μετά τον υπολογισμό της συνολικής ΔCFS έλαβαν υπόψη χρονικό διάστημα 4 ετών μετά το δεύτερο σεισμό. Όσον αφορά τις περιοχές που ήταν σε σκίαση τάσεων από τη συνολική ΔCFS, βρήκαν ότι για το διάστημα που εξετάζαν η σεισμικότητα ήταν μικρή. Αντίστοιχα ήταν και τα αποτελέσματα για τους υπολογισμούς του ρυθμού σεισμικότητας σε αυτές τις περιοχές.

Με βάση την προηγούμενη έρευνά τους πάνω σε δύο διαδοχικούς σεισμούς οι Toda et al (2005) εξέτασαν την περιοχή της California το χρονικό διάστημα από τον Απρίλιο του 1981 μέχρι το Δεκέμβριο του 2003, σε μια προσπάθεια να αναπτύξουν ένα μοντέλο που να εξηγεί τη σεισμικότητα πριν και μετά από διαδοχικούς σεισμούς. Σε αυτό το διάστημα περιέχονται οι σεισμοί του North Palm Springs (1986, $M_w = 6.0$), του Joshua Tree, του Landers, του Big Bear και του Hector Mine. Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποίησαν καταλόγους με μέγεθος πληρότητας $M_c = 1.4$ και υπολόγισαν τη μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb και τους ρυθμούς σεισμικότητας. Τα αποτελέσματά τους, για τις περιοχές στις οποίες προκλήθηκε σκίαση τάσεων από τους σεισμούς, έδειξαν ότι ήταν δυνατό να παρατηρηθεί μείωση του ρυθμού σεισμικότητας μόνο αν αυτός ήταν εξ' αρχής αυξημένος από κάποιον άλλο σεισμό που είχε προηγηθεί και είχε επηρεάσει εκείνη την περιοχή. Αυτός είναι και ο λόγος, κατά τους συγγραφείς, που οι ρυθμοί σεισμικότητας μπορεί να παρατηρηθεί ότι μειώνονται πολύ λίγο ή καθόλου σε περιοχές που είναι σε σκίαση τάσεων. Χαρακτηριστικό παράδειγμα ήταν ότι οι

αρνητικές μεταβολές της CFS από τον σεισμό του Hector Mine συνοδεύτηκαν από εύκολα παρατηρήσιμη μείωση της σεισμικότητας εκεί που ήταν υψηλή η σεισμικότητα λόγω θετικών τιμών της ΔCFS που προκλήθηκαν από τον σεισμό του Landers.

Με τον σεισμό του Hector Mine ασχολήθηκαν και οι Harris & Simpson (2002) εφαρμόζοντας διάφορα μοντέλα ώστε να ληφθούν υπόψη τα αποτελέσματα του σεισμού του Landers του 1992. Το αποτέλεσμα στο οποίο κατέληξαν ήταν ότι ο σεισμός του Hector Mine δεν είναι μια καλή περίπτωση για να διερευνήσει κανείς σκίαση τάσεων διότι εξαρτάται πολύ από το μοντέλο του σεισμού του Landers που θα χρησιμοποιηθεί και περιπλέκεται ακόμα περισσότερο εάν συνυπολογίσει κανείς τον σεισμό του Pisgah (1992 με μέγεθος $M_L = 5.4$), ο οποίος προκλήθηκε από το σεισμό του Landers και συνέβη πολύ κοντά στο Hector Mine. Στην έρευνα αυτή υποδεικνύεται έντονα η ευαισθησία των υπολογισμών της ΔCFS σε μικρές αλλαγές στα μοντέλα διάρρηξης που εφαρμόζονται σε έναν σεισμό.

Οι Mallman & Zoback (2007) εξέτασαν τη σεισμικότητα μετά τους σεισμούς του Landers και του Kobe (1995, $M_w = 6.9$). Για τους δύο σεισμούς υπολογίστηκαν οι μεταβολές της CFS και εξετάστηκε η σεισμικότητα για ένα χρόνο μετά τον σεισμό, αφαιρώντας αρχικά τον πρώτο μήνα και έπειτα τους πρώτους τρεις μήνες από τον κατάλογό τους, ώστε να αφαιρέσουν σεισμούς που προκλήθηκαν από τη μεταβολή των δυναμικών τάσεων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η σεισμικότητα δεν μειώθηκε σε περιοχές που ήταν σε σκίαση τάσεων, αντίθετα υπήρξε αύξηση της σεισμικότητας ανεξάρτητα από το πρόσημο της ΔCFS που υπολόγισαν, αλλά μικρότερη αύξηση σε περιοχές που ήταν σε σκίαση τάσεων σε σύγκριση με αυτές που δεν ήταν. Οι συγγραφείς δοκίμασαν και πιο περίπλοκα μοντέλα αναλύοντας τις ΔCFS σε βέλτιστα προσανατολισμένα επίπεδα, πράξη η οποία βελτίωσε σε μικρό βαθμό τα αποτελέσματα και δεν άλλαξε το τελικό αποτέλεσμα.

Σε μια προσπάθεια να διερευνηθεί σε παγκόσμια κλίμακα το ζήτημα, οι Mallman & Parsons (2008) επέλεξαν 67 σεισμούς με μέγεθος $M_s \geq 7$, στο διάστημα από το 1977 μέχρι το 1999, και εξέτασαν την αλλαγή του μέσου μηχανισμού γένεσης, φαινόμενο που προσπάθησαν να συνδέσουν με μείωση στο ρυθμό σεισμικότητας για κάποιο μηχανισμό σε μια περιοχή μετά από τον κύριο σεισμό. Από τους 67 σεισμούς μόνο 13 έδειξαν στατιστικά σημαντική αλλαγή του μηχανισμού γένεσης, και από τους 13 μόνο για 2 η αλλαγή του μηχανισμού γένεσης συνδέθηκε με μείωση της σεισμικότητας. Επανέλαβαν την ανάλυση αφού έκαναν σώρευση των δεδομένων χωρίς να αφαιρέσουν δεδομένα και έπειτα αφαιρώντας τους σεισμούς του πρώτου έτους μετά από κάθε κύριο σεισμό. Όταν αφαίρεσαν τους σεισμούς του πρώτου έτους, παρατήρησαν στατιστικά σημαντική αλλαγή (πάνω από 2σ) στο μέσο μηχανισμό γένεσης η οποία ήταν αποτέλεσμα της σημαντικής μείωσης

συγκεκριμένων μηχανισμών μετά από κάθε σεισμό. Το αποτέλεσμα αυτό έδειξε ότι ακόμα κι όταν δεν υπάρχει εμφανής μείωση σεισμικότητας στις περιοχές με αρνητική ΔCFS είναι πιθανό να συνδέεται η σκίαση τάσεων με μειωμένη σεισμικότητα μετά από μεγάλους σεισμούς, απλά η σύνδεση αυτή να είναι δύσκολα ανιχνεύσιμη.

Ο Marsan (2006) διερεύνησε τη σεισμικότητα πάνω σε ένα ρήγμα μετά από μεγάλους σεισμούς, χρησιμοποιώντας μοντέλα *rate-and-state* και λαμβάνοντας υπόψη την ετερογένεια στην ολίσθηση του ρήγματος. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η ετερογενής ολίσθηση είναι ο βασικός παράγοντας σεισμικότητας επάνω στο ρήγμα και ότι η πολυπλοκότητα της τεκτονικής σε μια περιοχή μπορεί να οδηγήσει σε αύξηση της σεισμικότητας όταν αυτή η περιοχή είναι σε σκίαση τάσεων. Καταλήγει ότι σκίαση τάσεων αναμένεται να παρατηρηθεί στην αρχή μιας μετασεισμικής ακολουθίας μόνο σε περιοχές με μεγάλες σωρευτικές μετατοπίσεις, απλή γεωμετρία και μικρή σεισμικότητα εκτός του ρήγματος. Τέτοιο παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός της Loma Prieta όταν εξεταστούν τα ρήγματα στη βόρεια California που πληρούν τις προϋποθέσεις, για το χρονικό διάστημα των εκατό πρώτων ημέρων μετά τον σεισμό. Κάτι αντίστοιχο δεν παρατηρείται στη νότια California η οποία ήταν σε σκίαση τάσεων μετά τους σεισμούς του Landers και του Northridge, επειδή τα ρήγματα της περιοχής δεν εμπίπτουν στις παραπάνω κατηγορίες. Αναφέρεται επίσης ότι μετά τους σεισμούς του Fort Tejon και του San Francisco ο λόγος που δεν παρατηρήθηκε έντονη σεισμική δραστηριότητα είναι οι μεγάλες σωρευτικές μετατοπίσεις στο ρήγμα του Αγίου Ανδρέα.

Ένας ακόμα μεγάλος σεισμός που εξετάστηκε από τους Ma et al (2005) είναι ο σεισμός του Chi-Chi, στην Taiwan το 1999, με μέγεθος $M_w = 7.6$. Για τον σεισμό αυτό υπολογίστηκε η μεταβολή των τάσεων Coulomb και εξετάστηκε η σεισμικότητα. Σε σχέση με άλλες περιπτώσεις, η έρευνα αυτή επωφελήθηκε από ένα σχεδόν ομοιόμορφο δίκτυο καταγραφής για πενήντα μήνες πριν και μετά το σεισμό, που πρόσφερε έναν πλήρη κατάλογο για μεγέθη $M_w \geq 2.0$. Αφού εξετάστηκε η σεισμικότητα τους πενήντα μήνες μετά το πρώτο τρίμηνο του σεισμού, το αποτέλεσμα έδειξε ότι στις περιοχές που υπήρχε σκίαση τάσεων παρατηρήθηκε μείωση του ρυθμού σεισμικότητας σε ποσοστά 40 – 90%, ανάλογα με την περιοχή.

Οι Selvig et al (2012), στην έρευνα που έκαναν πάνω στον μεγάλο σεισμό μεγέθους $M_w = 9.2$ στη Sumatra το 2004, υπολόγισαν την μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb στο οπισθότοξο σύστημα του Andaman. Εξέτασαν τη σεισμικότητα με δεδομένα για 26 χρόνια πριν και 5 χρόνια μετά τον κύριο σεισμό, με μέγεθος πληρότητας $M_c = 4.5$. Αυτό που βρήκαν ήταν ότι η περιοχή ήταν σε σκίαση τάσεων μετά τον σεισμό συνοδευόμενη με μείωση της σεισμικότητας για το διάστημα των 5 ετών που εξέτασαν, και παρουσιάστηκε αλλαγή στους μηχανισμούς γένεσης. Μετά από 5 χρόνια η περιοχή αυτή επανήλθε στους κανονικούς ρυθμούς σεισμικότητας.

Οι Toda et al (2011), τον Αύγουστο 2011, υπολόγισαν την ΔCFS για τον μεγάλο σεισμό του Μαρτίου του 2011 στο Tohoku της Ιαπωνίας με μέγεθος $M_w = 9.0$. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι στις περιοχές όπου η ΔCFS ήταν αρνητική υπήρξε όντως μείωση σεισμικότητας, για το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα, και ότι η μείωση αυτή αφορούσε κυρίως σεισμούς που είχαν ανάστροφους μηχανισμούς γένεσης. Ωστόσο σημείωσαν ότι η πολύ μικρή διάρκεια του χρονικού διαστήματος που εξέτασαν δεν ήταν δυνατό να τους οδηγήσει σε αναμφίβολα αποτελέσματα.

Οι Shelly και Johnson (2011) εξέτασαν την περιοχή της κεντρικής California μετά το σεισμό του San Simeon (2003, $M_w = 6.5$) και του Parkfield (2004, $M_w = 6.0$) ώστε να αναλύσουν την επιρροή των δύο σεισμών στη μικροσεισμικότητα της περιοχής. Οι μικροσεισμοί στο ρήγμα του Αγίου Ανδρέα εμφανίζονται σε υψηλούς ρυθμούς στο υπόβαθρο και αποτελούνται από οικογένειες παρόμοιων σεισμών των οποίων οι κυματομορφές ταιριάζουν με μια δεδομένη πρότυπη κυματομορφή και οι ολισθήσεις που προκαλούν έχουν την ίδια κατεύθυνση. Υπολόγισαν τη ΔCFS από το σεισμό του San Simeon και παρατήρησαν ότι στις περιοχές βόρεια του Parkfield που βρέθηκαν σε σκίαση τάσεων οι μικροσεισμοί σταμάτησαν. Το διάστημα για το οποίο σταμάτησαν οι μικροσεισμοί ήταν το ίδιο με το διάστημα που υπολόγισαν ότι η τεκτονική φόρτιση θα αντιστάθμιζε τα αποτελέσματα της σκίασης τάσεων. Μετά το πέρας του διαστήματος αυτού η δραστηριότητα συνεχίστηκε με ρυθμούς μεγαλύτερους από τη μικροσεισμικότητα στο υπόβαθρο. Με βάση αυτό το αποτέλεσμα οι συγγραφείς προτείνουν ότι η μελέτη των μικροσεισμών μπορεί να υποδείξει την παρουσία σκίασης τάσεων, αν υπάρχει. Οι υπολογισμοί της ΔCFS για το Parkfield έδειξαν ότι οι περιοχές που υπάρχουν μικροσεισμοί υπέστησαν θετικές μεταβολές.

Οι Maccaferri et al (2013) εξέτασαν τη μειωμένη σεισμικότητα που ακολούθησε το ρηξιγενές επεισόδιο που εξελίχθηκε το διάστημα 1975-1984 στο σύστημα της Krafla στη Βόρεια Ισλανδία, στο ανατολικό τμήμα του ρήγματος Husavik-Flatey, και είχε ισοδύναμη εκλυόμενη ροπή με έναν σεισμό μεγέθους $M_w = 7 - 8$. Υπολόγισαν τη συνολική μεταβολή στις στατικές τάσεις Coulomb και βρήκαν ότι η περιοχή καλύπτεται από σκίαση τάσεων, η οποία επηρεάζει ακόμα τη σεισμικότητα. Επίσης από υπολογισμούς που έκαναν στην παράμετρο b του νόμου των Gutenberg-Richter είδαν συνεχή αύξηση της τιμής της τα τελευταία χρόνια, η οποία είναι πιθανό αποτέλεσμα επιρροής της σκίασης τάσεων. Με βάση αυτό, θεωρήθηκε ότι η σκίαση τάσεων επηρεάζει την εκλυόμενη σεισμική ενέργεια στην περιοχή.

Μια άλλη οπτική πάνω στο ζήτημα ανέλυσαν οι Segou και Parsons (2014), οι οποίοι εξέτασαν τη συμβολή των διαταραχών στο πεδίο των τάσεων που προκαλούν οι μετασεισμοί με μεγέθη $M_w \geq 3.5$, εφαρμόζοντας την έρευνά τους στο σεισμό της Loma Prieta. Ένας από τους σκοπούς τους ήταν να διερευνήσουν εάν αυτοί οι σεισμοί

μπορούσαν να επηρεάσουν τη σκίαση τάσεων σε μια περιοχή μετά τον κύριο σεισμό. Τα αποτελέσματα για τον σεισμό της Loma Prieta, έδειξαν ότι συνυπολογίζοντας τη συμβολή αυτών των σεισμών στο πεδίο των τάσεων, δεν μεταβάλλεται το αποτέλεσμα της μεταβολής που προκαλεί ο κύριος σεισμός, ιδιαίτερα κοντά στο ρήγμα. Επομένως, αυτό δεν έλυσε το πρόβλημα της υπαρκτής σεισμικότητας σε περιοχές με σκίαση τάσεων που προκλήθηκαν από αυτόν το σεισμό, όταν οι περιοχές ήταν κοντά στο ρήγμα. Αυτό, ίσως είναι ένδειξη της επιρροής των δυναμικών τάσεων Coulomb κοντά στο ρήγμα.

Τελευταία έρευνα στην οποία θα γίνει αναφορά είναι αυτή των Pollitz et al. (2014) στην οποία εξετάζεται ο σεισμός του Ινδικού Ωκεανού που έγινε το 2012 και είχε μέγεθος $M_w = 8.6$. Διερευνήθηκε η βραχυπρόθεσμη επιρροή του στη σεισμικότητα σε παγκόσμιο επίπεδο και παρατηρήθηκε ότι μετά από αυτόν το σεισμό υπήρξε μια παγκόσμια έξαρση της σεισμικότητας στα μεγέθη $4.5 < M < 7.0$ για ένα διάστημα 10 ημερών, το οποίο ακολούθησε ένα διάστημα 95 ημερών στο οποίο απουσίαζαν σεισμοί μεγέθους $M \geq 6.5$. Το γεγονός αυτό θεωρήθηκε ιδιαίτερο και οι συγγραφείς πρότειναν ένα μοντέλο σε μια προσπάθεια να εξηγήσουν τη σεισμικότητα μετά από αυτό το σεισμό. Το μοντέλο τους έδειξε ότι μετά από έναν σεισμό με τα χαρακτηριστικά αυτού του κύριου σεισμού και για χρονικό διάστημα 100 ημερών, πολλά από τα ρήγματα που ήταν ικανά να δώσουν σεισμό με $M \geq 6.5$ και ήταν κοντά στη διάρρηξη δε θα έδιναν τελικά σεισμό. Το αποτέλεσμα αυτό ερμηνεύτηκε ως πιθανό αποτέλεσμα των δυναμικών τάσεων, οι οποίες μπορούν να προκαλέσουν ανακατανομή του υγρού των πόρων και να μεταβάλουν τον συντελεστή τριβής πάνω στο ρήγμα κι έτσι να μειώσουν τις τάσεις κατά μήκος του ρήγματος. Η πρόταση αυτή ισοδυναμεί με σκίαση τάσεων που μπορεί να προκληθεί από δυναμικές τάσεις Coulomb.

Μετά από αυτές τις αναφορές είναι εμφανές ότι υπάρχουν αρκετά προβλήματα στη διερεύνηση της επίδρασης της σκίασης τάσεων μετά από μεγάλους σεισμούς, κάποια από τα οποία άπτονται γενικότερα στους υπολογισμούς της ΔCFS και κάποια αφορούν μόνο τη διερεύνηση των περιοχών με αρνητικές τάσεις. Το κυριότερο, ίσως, πρόβλημα είναι η μικρή πυκνότητα του δικτύου σεισμογράφων σε μια περιοχή, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε μεγάλα μεγέθη πληρότητας, M_c , που με τη σειρά του οδηγεί σε ασαφή αποτελέσματα. Φάνηκε ότι σε περιπτώσεις που το δίκτυο σεισμογράφων ήταν πυκνό τόσο πριν όσο και μετά το σεισμό μπορούσε να φανεί πιο ξεκάθαρα διαφορά στη σεισμικότητα στις περιοχές με αρνητική ΔCFS.

Δεύτερο σημαντικό πρόβλημα είναι η ευαισθησία των υπολογισμών της ΔCFS. Με δεδομένο ότι οι υπολογισμοί της ΔCFS εξαρτώνται και από τον κύριο σεισμό αλλά και από τα επίπεδα που εξετάζονται, πρέπει να γίνεται προσεκτική επιλογή του μοντέλου του κύριου σεισμού και διεξοδική ανάλυση της περιοχής για να βρεθούν

τα επίπεδα στα οποία θα πρέπει να αναλυθεί η ΔCFS, ειδικά αν αναλογιστεί κανείς ότι μικρές μεταβολές, της τάξης του 0,1 bar, επηρεάζουν τη σεισμικότητα. Ιδιαίτερη σημασία αποκτά η επιλογή του επιπέδου που θα αναλυθεί η ΔCFS όπως φαίνεται από τα αποτελέσματα που δείχνουν επιρροή σε σεισμούς με συγκεκριμένους μηχανισμούς γένεσης.

Ένα ακόμα ζήτημα είναι η επιρροή των δυναμικών τάσεων Coulomb στις μετασεισμικές ακολουθίες και το διάστημα μιας ακολουθίας που πρέπει να αγνοείται κάθε φορά στην διερεύνηση, ώστε να ληφθούν υπόψη μόνο τα αποτελέσματα των στατικών τάσεων. Στις περισσότερες από τις έρευνες που παρουσιάστηκαν, και δεν βρέθηκε η αναμενόμενη συσχέτιση σκίασης τάσεων με μειωμένη σεισμικότητα, ένα σημαντικό ζήτημα που τέθηκε αφορά τη σημαντικότητα των μεταβολών της ΔCFS σε σχέση με τις μεταβολές των δυναμικών τάσεων Coulomb.

Τέλος, άλλα ζητήματα που προβληματίσαν είναι η ακρίβεια των μοντέλων ολίσθησης, που εφαρμόζονται για τους υπολογισμούς της ΔCFS και η πολυπλοκότητα της τεκτονικής των εξεταζόμενων περιοχών ιδιαίτερα όταν υπάρχουν διαδοχικοί σεισμοί, οπότε ο προηγούμενος επηρεάζει τον επόμενο.

1.3 Μοντέλα διάρρηξης των πετρωμάτων και μεταβολές της στατικής τάσης

Αντικείμενο της συγκεκριμένης διερεύνησης είναι μόνο οι μεταβολές των στατικών τάσεων, οι οποίες αν και αποτελούν ένα μικρό μέρος της συνολικής πτώσης τάσης που προκαλεί ένας σεισμός, φαίνεται ότι διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη συμπεριφορά της σεισμικότητας μετά τον σεισμό. Ο υπολογισμός των στατικών τάσεων βασίζεται σε μοντέλα που περιγράφουν την κινηματική των ρηγμάτων και την φυσική της διάρρηξης των πετρωμάτων, και παρουσιάζουν τα μόνιμα αποτελέσματα των τάσεων στο ρήγμα και την ευρύτερη περιοχή του ρήγματος. Η βάση για την ανάπτυξη ενός τέτοιου μοντέλου ώστε να επεξηγούνται οι μεταβολές των στατικών τάσεων πρέπει να είναι κάποιο κριτήριο θραυστικής διάρρηξης των πετρωμάτων.

Ένα από τα πιο διαδεδομένα κριτήρια για την ανάλυση των συνθηκών της διάρρηξης των πετρωμάτων είναι το κριτήριο Coulomb (Coulomb failure criterion). Σύμφωνα με αυτό το δισδιάστατο κριτήριο, η διατμητική κατάρρευση κάτω από συμπιεστική τάση σε ένα επίπεδο του πετρώματος, θα συμβεί όταν η τιμή της τάσης ξεπεράσει την αντοχή των πετρωμάτων. Η σχέση που περιγράφει το κριτήριο αυτό στην απλούστερη μορφή του είναι:

$$\tau_o + \mu(\sigma_n - p) \geq \tau \quad (1)$$

όπου τ είναι η αντοχή του πετρώματος, τ_0 ένας όρος συνοχής, μ ο συντελεστής εσωτερικής τριβής, σ_n η κάθετη τάση και p η πίεση του υγρού των πόρων. Η εφαρμογή του κριτηρίου στα τεμάχια ενός ρήγματος δείχνει ότι αποτέλεσμα της υπέρβασης της αντοχής θα είναι η ολίσθηση του ενός τεμάχους σε σχέση με το άλλο, την οποία θα επακολουθήσει το κλείδωμα του ρήγματος λόγω του συνδιασμού της κάθετης τάσης και της δύναμης τριβής.

Πάνω στη θεώρηση του παραπάνω απλού μοντέλου του Coulomb, και την υπόθεση ότι ο συντελεστής τριβής, μ , παραμένει σταθερός με τον χρόνο, οι Reasenberg και Simpson (1992) όρισαν την συνάρτηση διάρρηξης που ονόμασαν Coulomb Failure Function, CFF, ως εξής:

$$CFF \equiv \tau - \tau_0 - \mu(\sigma_n - p) \quad (2)$$

η οποία εκφράζει τη συνολική επίδραση των τάσεων σε κάποιο σημείο του χώρου συναρτήσει των παραμέτρων που χρησιμοποιεί το κριτήριο Coulomb. Η μεταβολή της τάσης που προκαλείται σε κάποιο σημείο από έναν σεισμό, ονομάστηκε ΔCFF και δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta CFF = \Delta \tau_{hor} - \mu(\Delta \sigma_n - \Delta p) - \Delta \tau_0 \quad (3)$$

Η συνάρτηση αυτή τροποποιήθηκε από τους Harris et al (1995) ώστε να εκφράζει τη μεταβολή των στατικών τάσεων Coulomb (Coulomb Failure Stress ή CFS) και απέκτησε τη μορφή με την οποία χρησιμοποιείται σήμερα, η οποία είναι η ακόλουθη:

$$\Delta CFS = \Delta \tau_s - \mu(\Delta \sigma_n - \Delta p) \quad (4)$$

Ο όρος $\Delta \tau_s$ εκφράζει τη μεταβολή της διατμητικής τάσης στην κατεύθυνση της ολίσθησης, ο όρος $\Delta \sigma_n$ εκφράζει τη μεταβολή της κάθετης τάσης και ο όρος Δp τη μεταβολή της πίεσης των πόρων. Επομένως για ένα σημείο στον χώρο που υπόκειται σε κάποια ΔCFS από έναν σεισμό, η $\Delta \tau_s$ θα είναι θετική στην κατεύθυνση της ολίσθησης του ρήγματος που προκάλεσε το σεισμό. Θετικές τιμές της $\Delta \sigma_n$ εκφράζουν αύξηση της πίεσης κάθετα στα τεμάχια του ρήγματος και θετικές τιμές της Δp εκφράζουν επίσης αύξηση της πίεσης στα πετρώματα από το υγρό των πόρων.

Όπως φαίνεται από την εξίσωση (4), η ολοκληρωμένη φυσική ερμηνεία των παραπάνω θεωρήσεων για τις τιμές των $\Delta \tau_s$, $\Delta \sigma_n$ και Δp , περιγράφει τη φυσική του ρήγματος, σύμφωνα με την οποία η αύξηση των διατμητικών τάσεων είναι αυτή που θα προκαλέσει την ολίσθηση και η μείωση θα την καθυστερήσει. Οι κάθετες τάσεις είναι αυτές που όταν αυξάνονται συμπιέζουν τα δύο τεμάχια του ρήγματος και τα συγκρατούν, ενώ εάν ελαττωθούν προκαλείται εφελκυσμός. Η θετική μεταβολή της πίεσης του υγρού των πόρων λειτουργεί ενισχυτικά στην μεταβολή της ΔCFS , άρα αυξάνει την πίεση στα τεμάχια του ρήγματος και διευκολύνει την ολίσθηση.

1.4 Ο φαινόμενος συντελεστής τριβής, μ'

Ένα ζήτημα που δεν είναι αρκετά σαφές στη θεωρία της διάρρηξης των πετρωμάτων είναι η επίδραση της πίεσης των πόρων στη μεταβολή της CFS. Για μια ξαφνική αλλαγή στην κάθετη τάση σε ένα κορεσμένο, πορώδες μέσο, θα προκληθεί μια μεταβολή στην πίεση των πόρων. Επομένως οι όροι $\Delta\sigma_n$ και Δp δεν είναι ανεξάρτητοι. Η πιο απλή σχέση μεταξύ των δύο όρων είναι η σχέση:

$$\Delta p = B \frac{\Delta\sigma_{kk}}{3} \quad (5)$$

στην οποία $\Delta\sigma_{kk}$ είναι το ίχνος του τανυστή των μεταβολών της τάσης και B είναι ο συντελεστής του Skempton ο οποίος παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1 ($0 \leq B \leq 1$). Εάν υποθεθεί ότι το μέσο είναι ομογενές και ισότροπο τόσο κοντά στο ρήγμα, όπου τα υλικά είναι πιο εύπλαστα, όσο και στην περιβάλλουσα περιοχή τότε η σχέση (2) γίνεται:

$$\Delta CFS = \Delta\tau - \mu' \Delta\sigma \quad (6)$$

όπου $\mu' = \mu(1 - B)$. Η παράμετρος μ' ονομάζεται *φαινόμενος συντελεστής τριβής* και περιέχει το αποτέλεσμα της πίεσης του υγρού των πόρων της ζώνης διάρρηξης. Η χρήση του συντελεστή μ' αποτελεί μεγάλη απλούστευση πάνω στη θεώρηση της συμπεριφοράς του υγρού των πόρων καθώς δεν είναι δυνατή η πρότερη γνώση της καλύτερης τιμής του B ώστε να υπολογιστεί ο μ' , όπως επίσης δεν λαμβάνεται καθόλου υπ' όψη η εξάρτηση της τριβής από το χρόνο.

Στην έρευνα των King et al (1994) υπολογίστηκε η μεταβολή των στατικών τάσεων από τον σεισμό που έγινε στο Landers της California, (1992, $M = 7.4$) για τιμές του φαινομένου συντελεστή τριβής από 0 – 0.75. Τα αποτελέσματά τους έδειξαν ότι η χωρική κατανομή της μεταβολής των τάσεων δεν επηρεάζεται σημαντικά από την τιμή του συντελεστή και η τελική τιμή που επέλεξαν ήταν $\mu' = 0.4$. Το συγκεκριμένο αποτέλεσμα έχει επιβεβαιωθεί σε έρευνες και σε άλλες περιοχές. Ενδεικτικά για την περιοχή του Αιγαίου, στην ακολουθία του σεισμού του 2001 στην Σκύρο (Karakostas et al. 2003), υπολογίστηκε η ΔCFS για τιμές του μ' από 0.2 – 0.9 όπου φάνηκε ότι ισχύει το ίδιο συμπέρασμα για τη χωρική κατανομή των τάσεων.

Για τον χώρο του βορείου Αιγαίου, η βέλτιστη τιμή του συντελεστή μ' που αρχικά επιλέχθηκε από τους Paradimitriou & Sykes (2001) ήταν 0.6, τιμή που επιλέχθηκε και από τους Karakostas et al. (2003), στην προαναφερθείσα έρευνα για το σεισμό της Σκύρου. Σε μεταγενέστερη έρευνα στο χώρο του βορείου Αιγαίου από τους Rhoades et al. (2010) η τιμή που θεωρήθηκε ως πλέον κατάλληλη για τους υπολογισμούς ήταν $\mu' = 0.4$. Λαμβάνοντας τα παραπάνω υπόψη, η τιμή που

επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί για τους υπολογισμούς στους σεισμούς του βορείου Αιγαίου σε αυτή τη διερεύνηση είναι $\mu' = 0,4$.

Η σχέση (6) είναι και η τελική σχέση με βάση την οποία γίνονται οι υπολογισμοί της μεταβολής των στατικών τάσεων. Στην πράξη, για να υπολογιστεί η ΔCFS που προκαλείται από έναν σεισμό σε κάποια περιοχή στον χώρο, χρειάζεται να είναι γνωστή η γεωμετρία του ρήγματος, η κατανομή της ολίσθησης, το μέγεθος και ο προσανατολισμός των τάσεων στην περιοχή καθώς και η τιμή του μ' . Ο τρόπος που χρησιμοποιούνται οι παραπάνω παράμετροι στη συγκεκριμένη εργασία θα αναπτυχθεί στην επόμενη ενότητα.

1.5 Υπολογισμοί της ΔCFS – Το λογισμικό Dis3dop

Για την εξέταση των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb που προκάλεσαν οι σεισμοί αυτοί χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Dis3dop. Το λογισμικό αποτελεί μια μετατροπή του αρχικού λογισμικού του Dis3d (Erikson, 1986). Το πρόγραμμα αυτό υπολογίζει μετατοπίσεις, μεταβολές τάσεων και παραμορφώσεις που συμβαίνουν λόγω της εξάρμωσης ενός παραλληλόγραμμου επιπέδου που βρίσκεται μέσα σε έναν γραμμικό ελαστικό ημιχώρο. Ο ημιχώρος θεωρείται ομογενής και ισότροπος, με συγκεκριμένη σταθερά Poisson και μέτρο διάτμησης τα οποία εισάγονται από τον χρήστη. Οι υπολογισμοί γίνονται σε σημεία παρατήρησης τα οποία μπορούν να δοθούν είτε μεμονωμένα είτε σε μορφή πλέγματος ώστε να σχηματίζουν ένα επίπεδο στον χώρο με όποιον προσανατολισμό επιθυμεί ο χρήστης. Στην περίπτωση που δίνονται μεμονωμένα σημεία μπορεί να εξεταστεί η ΔCFS από τον κύριο σεισμό στα σημεία που έγιναν μετασεισμοί, ενώ στη δεύτερη περίπτωση εξετάζεται σε κάποιο επίπεδο. Επιπρόσθετα, υπάρχει η δυνατότητα να εξετάζονται οι μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb που προκαλούνται από πολλούς σεισμούς μαζί.

Για όποιον υπολογισμό γίνει στο Dis3d απαιτείται πρώτα να εισαχθούν κάποιες παράμετροι και τα στοιχεία του ρήγματος.

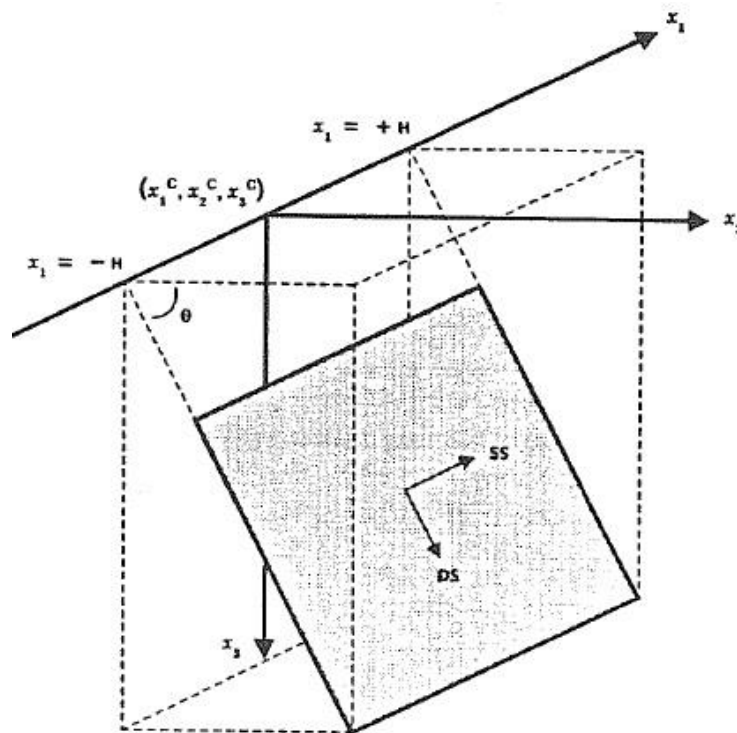
Οι παράμετροι που πρέπει να εισαχθούν είναι:

- i. ο αριθμός των σημείων παρατήρησης,
- ii. ο αριθμός των επιπέδων εξάρμωσης,
- iii. η σταθερά Poisson και
- iv. ο συντελεστής δυσκαμψίας (ή μέτρο διάτμησης).

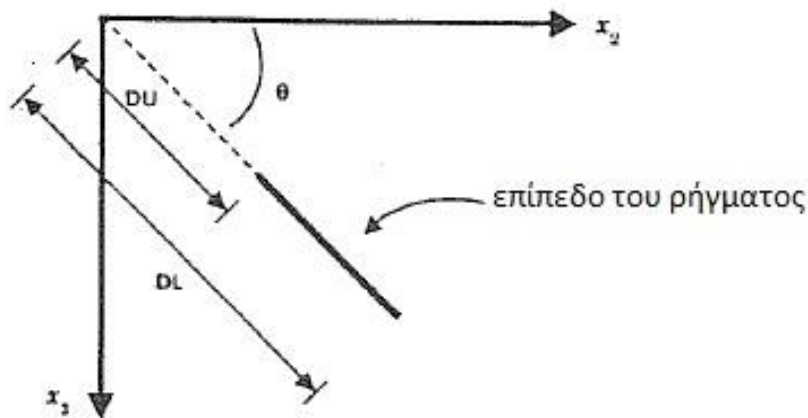
Το σύστημα μονάδων που θα εισάγει ο χρήστης για το μέτρο δυσκαμψίας, είναι το ίδιο στο οποίο θα υπολογιστεί το τελικό αποτέλεσμα των τάσεων. Για το κάθε ρήγμα (επίπεδο που μετατοπίζεται) πρέπει να δοθούν στοιχεία για τη γεωμετρία του, την

ολίσθηση, και τη θέση του σε σχέση με ένα σημείο αναφοράς το οποίο είναι σε παγκόσμιο σύστημα συντεταγμένων (γεωγρ. μήκος και πλάτος) ώστε να γίνει στο πρόγραμμα κατάλληλη μετατροπή σε τοπικό σύστημα συντεταγμένων (άξονες x_1, x_2, x_3) και να τοποθετηθεί στο χώρο το ρήγμα (Σχήμα 1 (α)). Τα στοιχεία που πρέπει να εισαχθούν είναι:

- i. ο αύξων αριθμός του επιπέδου,
- ii. το μισό του μήκους του επιπέδου (σε km),
- iii. η απόσταση DU (Σχήμα 2),
- iv. η απόσταση DL (Σχήμα 2),
- v. η κλίση του επιπέδου, θ (σε μοίρες),
- vi. η παράταξη του επιπέδου, φ (σε μοίρες),
- vii. η απόσταση του σημείου αναφοράς από το κέντρο του επιπέδου στη διεύθυνση Βορρά-Νότου (σε km),
- viii. η απόσταση του σημείου αναφοράς από το κέντρο του επιπέδου στη διεύθυνση Ανατολής-Δύσης (σε km),
- ix. η οριζόντια συνιστώσα της ολίσθησης, SS (σε m),
- x. η κατακόρυφη συνιστώσα της ολίσθησης, DS (σε m).



Σχήμα 1 (α): Απεικόνιση του επιπέδου του ρήγματος στην οποία φαίνεται πως τοποθετείται από το Dis3dop σε τοπικές συντεταγμένες (x_1, x_2, x_3). Διακρίνονται οι συνιστώσες SS και DS και η γωνία κλίσης του ρήγματος (θ). [Erikson, 1986]



Σχήμα 1 (β): Κατακόρυφη τομή του επίπεδου του ρήγματος, όπου φαίνονται οι αποστάσεις DU και DL που εισάγονται στα στοιχεία του ρήγματος [Erikson, 1986]

Αφού εισαχθούν τα παραπάνω δεδομένα ο χρήστης επιλέγει μέσω της κατάλληλης εντολής εάν θα υπολογίσει την τάση ή ανηγμένη παραμόρφωση σε μεμονωμένα σημεία ή αν θα την υπολογίσει σε κάποιο πλέγμα (επίπεδο). Τέλος, επειδή οι τάσεις και οι ανηγμένες παραμορφώσεις είναι τανυστές, πρέπει να επιλεγεί η το σύστημα αναφοράς ως προς το οποίο θα υπολογιστούν σε κάθε σημείο. Η επιλογή γίνεται εισάγοντας την κλίση και την παράταξη του επιπέδου που θα αποτελέσει το σύστημα αναφοράς.

Όταν επιλέγεται από τον χρήστη να υπολογιστεί η ΔCFS σε κάποιο επίπεδο, τότε το τελικό αποτέλεσμα μπορεί να είναι προβολή σε χάρτη, οπότε τα αποτελέσματα θα έχουν υποστεί επαναφορά των συντεταγμένων σε global σύστημα συντεταγμένων, αλλά εάν η επιλογή του χρήστη είναι ένα οποιοδήποτε επίπεδο στο χώρο τότε τα αποτελέσματα δίνονται στο local σύστημα συντεταγμένων όπου και έγιναν οι υπολογισμοί.

Για να υπολογιστούν τα στοιχεία του ρήγματος πρέπει να είναι γνωστά το μέγεθος M_w και ο μηχανισμός γένεσης. Το μήκος του ρήγματος μπορεί να υπολογιστεί είτε αλγεβρικά από τις σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και Parazachos et al. (2004) ή να υπολογιστεί από την κατανομή της μετασεισμικής δραστηριότητας. Τα DU και DL υπολογίζονται εάν είναι γνωστά τα όρια του σεισμογόνου στρώματος, σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$DU = \frac{h_1}{\sin\theta} \quad (7)$$

$$DL = \frac{h_2}{\sin\theta} \quad (8)$$

όπου h_1 και h_2 το πάνω και το κάτω όριο του σεισμογόνου στρώματος αντίστοιχα. Για τις δύο συνιστώσες της ολίσθησης, SS και DS, χρειάζεται να είναι γνωστό το μέτρο της σεισμικής ροπής, M_0 , το οποίο μπορεί κανείς να βρεθεί από τις λύσεις του GCMT.

Ενναλακτικά μπορεί να υπολογιστεί αλγεβρικά μέσω της σχέσης των Hanks & Kanamori (1979).

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10}(M_0) - 10.7 \quad (9)$$

Έπειτα ο υπολογισμός της μέσης ολίσθησης $\Delta\bar{S}$ γίνεται από τη σχέση του Aki (Aki 1966):

$$M_0 = G \cdot A \cdot \Delta\bar{S} \quad (10)$$

όπου G είναι ο συντελεστής δυσκαμψίας και A είναι η επιφάνεια του ρήγματος. Η ανάλυση στις συνιστώσες της ολίσθησης, SS και DS, γίνεται με χρήση της γωνίας ολίσθησης ω , μέσω των σχέσεων:

$$SS = \cos\omega \cdot \Delta\bar{S} \quad (11)$$

$$DS = \sin\omega \cdot \Delta\bar{S} \quad (12)$$

Η συνιστώσα SS λαμβάνει θετικές τιμές όταν η ολίσθηση είναι αριστερόστροφη ενώ η συνιστώσα DS λαμβάνει θετικές τιμές όταν η ολίσθηση είναι κανονική

Στην παρούσα διατριβή υπολογίστηκε η ΔCFS σε ένα επίπεδο που βρίσκεται στο ίδιο βάθος με την εστία του κάθε εξεταζόμενου σεισμού, σε προβολή χάρτη, για κάθε έναν από τους ισχυρούς σεισμούς που εξετάστηκαν ($M_w \geq 6,0$). Επίσης εξετάστηκαν οι μεταβολές της ΔCFS που προκάλεσαν οι εξεταζόμενοι σεισμοί στα επίκεντρα όπου έγιναν σεισμοί πριν γίνει ο κύριος σεισμός και σε σημεία που έγιναν σεισμοί μετά τον εκάστοτε εξεταζόμενο κύριο σεισμό. Ερευνώντας τους σεισμούς πριν και μετά από έναν μεγάλο σεισμό κατ' αυτόν τον τρόπο, δίνεται η δυνατότητα να εξεταστεί η σεισμικότητα των περιοχών όπου η ΔCFS είναι αρνητική. Επιπλέον, με δεδομένο ότι στην περιοχή του βορείου Αιγαίου την περίοδο 12/1981 – 8/1983 έγιναν τέσσερις ισχυροί σεισμοί, χρησιμοποιήθηκε και η δυνατότητα του Dis3d να υπολογιστεί η ΔCFS που προκλήθηκε στην περιοχή από τους τέσσερις σεισμούς μαζί. Τέλος, στον συντελεστή Poisson δόθηκε η τιμή $\nu = 0.25$ και στο μέτρο δυσκαμψίας $G = 330000 \text{ bar}$.

1.6 Εξεταζόμενοι σεισμοί και περιοχές

Η Ελλάδα είναι μια χώρα με έντονη ενεργό τεκτονική η οποία διαμορφώνεται από την σύγκλιση της Ευρασιατικής με την ωκεάνια πλάκα της ανατολικής Μεσογείου στην περιοχή και αυτό έχει ως αποτέλεσμα την ύπαρξη έντονης σεισμικότητας. Υπάρχει πλήθος μεγάλων σεισμών με αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης, και έτσι έχουν ήδη γίνει έρευνες της εξέλιξης του πεδίου των στατικών τάσεων στο χώρο. Για την μελέτη αυτή επιλέχθηκε να γίνουν υπολογισμοί της ΔCFS μετά από ισχυρούς

σεισμούς στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, στην οποία προηγούμενη έρευνα (Rhoades et al. 2010) έδειξε πολλούς μετασεισμούς σε περιοχές με σκίαση τάσεων, και για έναν σεισμό στη περιοχή της βορειοδυτικής Πελοποννήσου. Στην περιοχή του βορείου Αιγαίου εξετάζονται οι έξι σεισμοί που έχουν γίνει με μέγεθος $M_w \geq 6,0$ από το 1981 μέχρι σήμερα. Στην δυτική Ελλάδα εξετάζεται ο σεισμός με $M_w = 6,4$ που συνέβη στην βορειοδυτική Πελοπόννησο στις 8/6/2008 (Πίνακας 1).

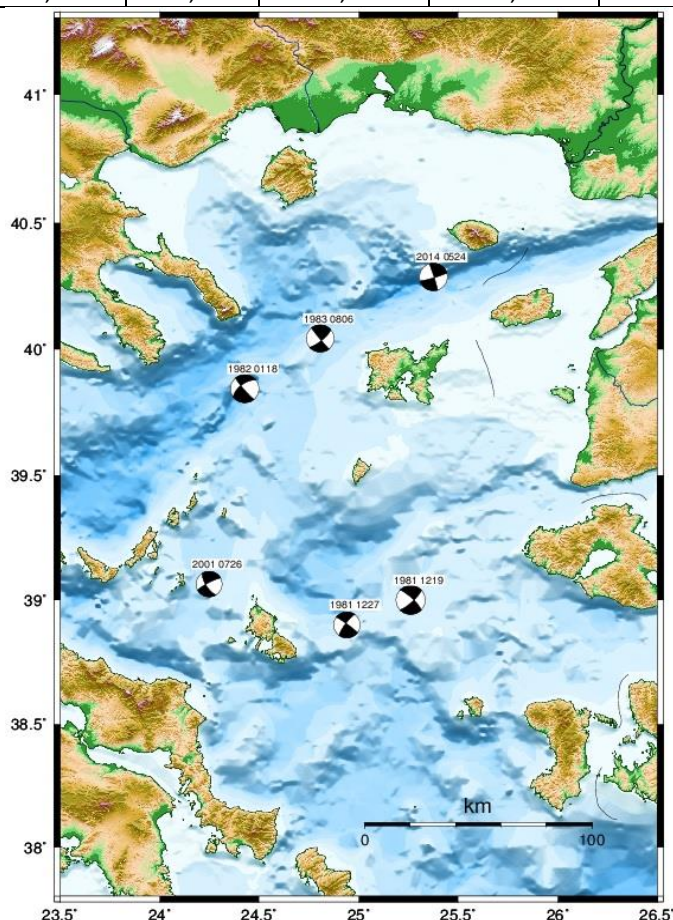
Η περιοχή του βορείου Αιγαίου αποτελεί το βόρειο τμήμα της μικροπλάκας του Αιγαίου. Το τεκτονικό καθεστώς διαμορφώνεται από το εφελκυστικό πεδίο τάσεων που προκαλεί η γρήγορη γραμμική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά σε σχέση με την Ευρασία και από την κίνηση της πλάκας της Ανατολίας με κατεύθυνση προς τα δυτικά, η οποία προκαλεί συμπίεση στο βόρειο τμήμα της μικροπλάκας του Αιγαίου. Το ενεργό όριο ανάμεσα στην μικροπλάκα του Αιγαίου και την Ευρασιατική πλάκα είναι η τάφρος του βορείου Αιγαίου. Από το καθεστώς προκαλούνται μεγάλα δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στο βόρειο Αιγαίο τα οποία αποτελούν συνέχεια του δυτικού τμήματος του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας (Παπαζάχος & Παπαζάχου 2003). Από τις μελέτες της σεισμικότητας φαίνεται ότι το ρήγμα της βόρειας Ανατολίας χωρίζεται σε δύο κλάδους οι οποίοι εισέρχονται στη λεκάνη του βορείου Αιγαίου. Τα ρήγματα φθάνουν μέχρι τις βόρειες Σποράδες και έχουν βορειοανατολική – νοτιοδυτική κατεύθυνση με κλίση σχεδόν κατακόρυφη. Τα ρήγματα στην περιοχή δεν εμφανίζονται επιφανειακά και η κατεύθυνση τους επιβεβαιώνεται από τους μηχανισμούς γένεσης που έχουν υπολογιστεί, για τους ισχυρούς σεισμούς που έχουν συμβεί. Η μόνη περίπτωση με διαθέσιμες επιτόπου παρατηρήσεις είναι στον Άγιο Ευστράτιο και αφορά τον ισχυρό σεισμό του 1968, όπου επιβεβαιώνεται η συμφωνία των γεωλογικών δεδομένων όσον αφορά την κλίση και παράταξη του ρήγματος με τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης (Pavlidis & Tranos 1991, Paradimitriou & Sykes 2001). Το τμήμα της περιοχής του βορείου Αιγαίου που θα εξεταστεί στην παρούσα διατριβή περιέχει τα γεωγραφικά πλάτη $37.80 - 41.30^\circ N$ και τα γεωγραφικά μήκη $23.5 - 26.5^\circ E$ (Σχήμα 1 (γ))

Στην Πελοπόννησο το τεκτονικό καθεστώς δεν παρουσιάζει ομογενή χαρακτηριστικά. Αυτό σημαίνει ότι στον υπολογισμό μεταβολών των στατικών τάσεων, εφόσον έχει σημασία το επίπεδο ως προς το οποίο γίνονται οι υπολογισμοί, πρέπει να εξεταστεί κατά πόσον η μεταβολή των τάσεων επηρεάζει και περιοχές με άλλο τεκτονικό καθεστώς. Πιο συγκεκριμένα, το τμήμα της βορειοδυτικής Πελοποννήσου που εξετάζεται στην έρευνα αυτή κυριαρχείται από μια ζώνη δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με μικρή κανονική συνιστώσα. Μία αντίστοιχη ζώνη με δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης τα οποία έχουν μικρή ανάστροφη συνιστώσα βρίσκεται στην περιοχή της Κεφαλονιάς και της

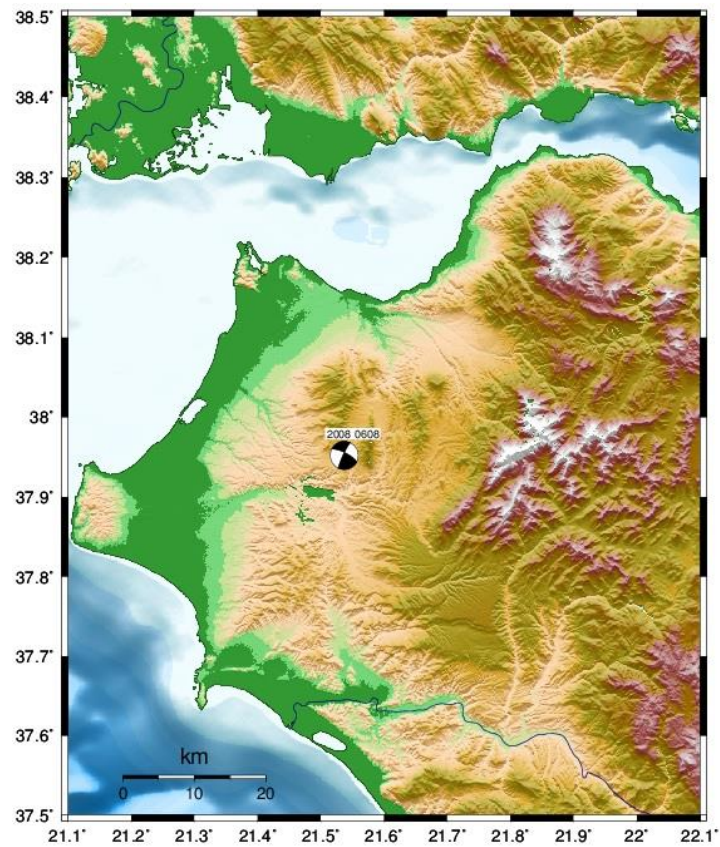
Λευκάδας. Οι δύο αυτές ζώνες σε αυτές στις περιοχές αποτελούν ένα σύστημα του οποίου η ύπαρξη οφείλεται στην κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά (Παπαζάχος & Παπαζάχου 2003). Με δεδομένο ότι στην έρευνα αυτή ενδιαφέρον υπάρχει μόνο για τα αποτελέσματα ενός σεισμού στην ζώνη αυτή εξετάζεται μόνο η περιοχή γύρω από το ρήγμα και όχι το ευρύτερο καθεστώς της Πελοποννήσου, το οποίο είναι εν γένει διαφορετικό. Η περιοχή που εξετάζεται ορίζεται από τα γεωγραφικά πλάτη $37.5 - 38.5^{\circ} N$ και τα γεωγραφικά μήκη $21.1 - 22.1^{\circ} E$ (Σχήμα 1 (δ)).

Πίνακας 1: Πληροφορίες για τους ισχυρούς ($M_w \geq 6,0$) σεισμούς που εξετάζονται στην περιοχή του βορείου Αιγαίου και της βορειοδυτικής Πελοποννήσου.

Περιοχή Βορείου Αιγαίου						
Ημερομηνία (ηη/μμ/χχχχ)	Ωρα (ωω/λλ/δδ,δδ)	Μέγεθος M_w	Γεωγραφικό Πλάτος ($^{\circ}N$)	Γεωγραφικό Μήκος ($^{\circ}E$)	Εστιακό Βάθος (km)	Μηχανισμός γένεσης
18/12/1989	141051,00	6,8	39,00	25,26	10	47/77/-167
27/12/1989	173914,54	6,5	38,90	24,94	6	216/79/175
18/1/1982	192725,00	6,6	39,84	24,43	7	233/62/-177
6/8/1983	154325,00	6,6	40,04	24,81	7	50/76/177
26/7/2001	002138,08	6,4	39,06	24,25	14	148/70/-1
24/5/2014	092502,10	6,9	40,28	25,37	12	73/85/-177
Περιοχή βορειοδυτικής Πελοποννήσου						
8/6/2008	122528,40	6,4	37,95	21,54	20	205/83/164



Σχήμα 1 (γ): Επικεντρική κατανομή των έξι ισχυρών ($M_w \geq 6,0$) σεισμών που έγιναν στο Βόρειο Αιγαίο από το 1981 κι έπειτα. Παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης και η ημερομηνία των σεισμών.



Σχήμα 1 (δ): Χάρτης της βορειοδυτικής Πελοποννήσου όπου φαίνεται το επίκεντρο, ο μηχανισμός γένεσης και η ημερομηνία που έγινε ο εξεταζόμενος ισχυρός σεισμός.

Κεφάλαιο 2 – Διερεύνηση σεισμικότητας περιοχών με σκίαση τάσεων

2.1 – Εισαγωγή στον υπολογισμό στατικών τάσεων Coulomb

Για την διερεύνηση της σκίασης τάσεων που προκλήθηκε από τους εξεταζόμενους σεισμούς πρέπει αρχικά να υπολογιστεί η ΔCFS μετά από κάθε σεισμό. Χρειάζεται να βρεθούν οι μηχανισμοί γένεσης και η εκλυόμενη σεισμική ροπή του κάθε σεισμού έτσι ώστε υπολογιστούν οι κινηματικές παράμετροι που θα εισαχθούν στο λογισμικό Dis3dop. Έπειτα πρέπει να υπολογιστούν τα μήκη των ρηγμάτων και το πάχος του σεισμογόνου στρώματος σε κάθε περιοχή και στη συνέχεια να μετρηθεί η απόσταση του σημείου αναφοράς που χρησιμοποιήθηκε στην περιοχή από το κέντρο του κάθε ρήγματος.

Για το μήκος του ρήγματος η επιλογή σε κάθε σεισμό είναι διαφορετική. Σε κάθε σεισμό έγινε η σύγκριση ανάμεσα στο μήκος που προκύπτει από την εφαρμογή της σχέσης των Wells & Coppersmith (1994), της σχέσης των Papazachos et al (2004), και τα μήκη που εμφανίζονται σε έρευνες που έγιναν στην περιοχή (Rhoades et al. 2010, Karakostas et al. 2003). Στις περιπτώσεις των σεισμών που έγιναν στις 18/1/1982 και στις 6/8/1983 στην εκτίμηση των μηκών χρησιμοποιήθηκε η κατανομή της σεισμικότητας όπως προέκυψε από τα επαναπροσδιορισμένα επίκεντρα των σεισμών της περιοχής, τα οποία υπολογίστηκαν από τον Καραμάνο (2006).

Για τον υπολογισμό του πάχους του σεισμογόνου στρώματος χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από προηγούμενες έρευνες που έχουν γίνει στο χώρο του βορείου Αιγαίου (Papadimitriou & Sykes 2001, Rhoades et al. 2010, Karakostas et al. 2003). Μόνο στην περίπτωση του σεισμού που έγινε στις 24/5/2014 εξετάστηκε η κατανομή των εστιών των μετασεισμών για να υπολογιστεί το σεισμογόνο στρώμα.

Για την επιλογή του μηχανισμού γένεσης έγινε αναζήτηση στον κατάλογο του GCMT του πανεπιστημίου Columbia (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), καθώς και στις λύσεις που έχουν προτείνει οι Kiratzi et al. (1991), Taymaz et al. (1991) αλλά και στις έρευνες που αναφέρθηκαν πιο πάνω. Οι τιμές της σεισμικής ροπής προέρχονται από τις λύσεις του καταλόγου του GCMT.

2.2 – Κατάλογος σεισμών και μέγεθος πληρότητας (M_c)

Αφού καθοριστούν οι παράμετροι που θα εισαχθούν στο Dis3dop και υπολογιστούν οι μεταβολές της ΔCFS για τον κάθε σεισμό, θα παρουσιαστούν οι χάρτες της σεισμικότητας πριν και μετά από τον σεισμό. Ο κατάλογος των σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στη συγκεκριμένη διερεύνηση συντάσσεται στον Τομέα

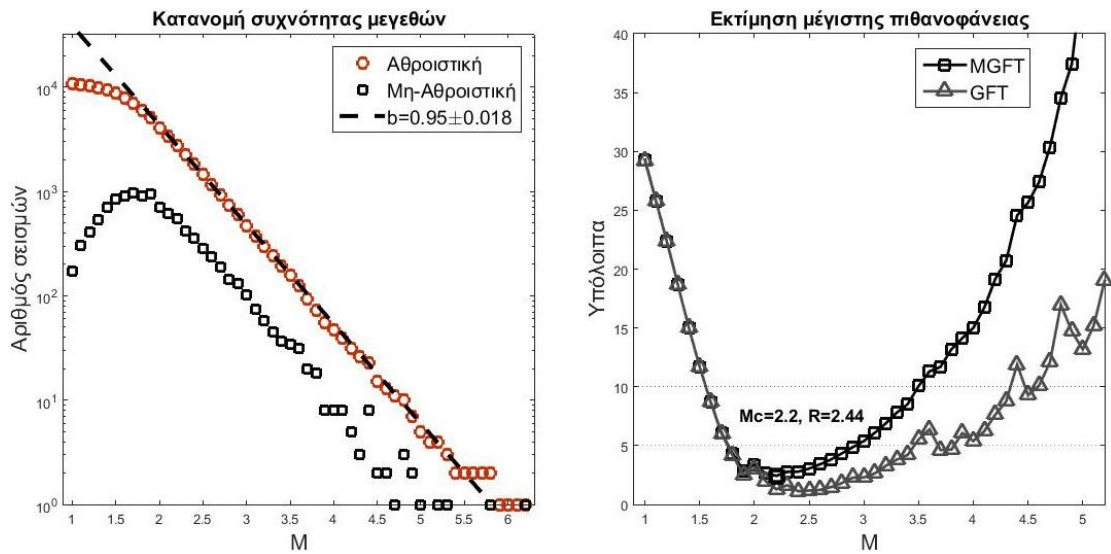
Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. σύμφωνα με τα σεισμολογικά δελτία που δημοσιεύονται και περιέχουν τα στοιχεία των αναλύσεων με βάση τις καταγραφές του Εθνικού Σεισμολογικού Δικτύου και από τα αντίστοιχα δελτία του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Ο κατάλογος διαμορφώθηκε ώστε να περιέχει μόνο τους σεισμούς των εξεταζόμενων περιοχών όπως αυτές έχουν παρουσιαστεί στο κεφάλαιο 1. Για την περιοχή του βορείου Αιγαίου όπου υπάρχουν έξι σεισμοί προς εξέταση, αυτό που μεταβλήθηκε ήταν το χρονικό διάστημα που εξετάστηκε η σεισμικότητα, στην περιοχή που έχει οριστεί. Για να εξεταστεί κάθε σεισμός επιλέχθηκαν ίσα χρονικά διαστήματα πριν και μετά από αυτόν και υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας της περιοχής για το συνολικό χρονικό διάστημα.

Τα μεγέθη πληρότητας υπολογίστηκαν σύμφωνα με τον αλγόριθμο των Leptokaropoulos et al. (2013) σε γλώσσα προγραμματισμού matlab, ο οποίος βασίζεται στη μέθοδο *goodness-of-fit* των Wiemer & Wyss (2000). Η μέθοδος *goodness-of-fit* εφαρμόζεται σε δεδομένα για τα οποία αρχικά απεικονίζεται η κατανομή συχνότητας μεγεθών η οποία θεωρείται ότι είναι κατανομή Gutenberg – Richter, στη συνέχεια υπολογίζονται οι παράμετροι b και a της κατανομής και έπειτα υπολογίζονται οι απόλυτες διαφορές των σεισμών της κατανομής των δεδομένων με μια συνθετική κατανομή η οποία έχει τα ίδια b και a και εκφράζει μια τέλεια κατανομή $G - R$. Οι απόλυτες διαφορές υπολογίζονται για όλα τα μεγέθη, M_i , που είναι μεγαλύτερα από ένα επιλεγμένο αρχικό ελάχιστο μέγεθος, M_{min} . Η επιλογή μεγέθους πληρότητας γίνεται ανάμεσα σε μεγέθη στα οποία τα υπόλοιπα (residuals) των απόλυτων διαφορών είναι μικρότερα από 5%, δηλαδή τα δεδομένα ακολουθούν κατανομή $G - R$ σε ποσοστό πάνω από 95%. Όταν δεν είναι εφικτό αυτό το υψηλό ποσοστό η επιλογή γίνεται μεταξύ των μεγεθών όπου τα υπόλοιπα των διαφορών είναι μικρότερα του 10%. Το μέγεθος που τελικά επιλέγεται δεν είναι αυτό που έχει την μικρότερη τιμή του υπολοίπου, αλλά επιλέγεται το μικρότερο μέγεθος που θα ξεπεράσει το κατώφλι του 5% ή του 10%.

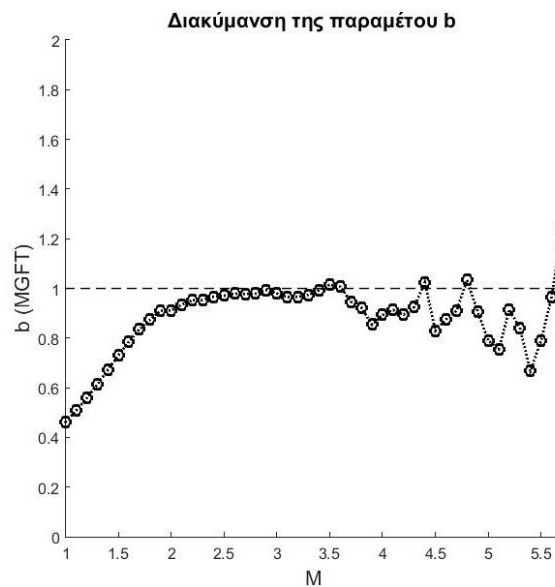
Βασικό πρόβλημα της μεθόδου είναι ότι η εκτίμηση ενός μεγέθους πληρότητας σε περιοχή με χαμηλή σεισμικότητα δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί με αξιοπιστία διότι η βάση λειτουργίας είναι τα δεδομένα να ακολουθούν κατανομή $G - R$, κάτι που είναι δύσκολο να παρατηρηθεί σε τέτοιες περιοχές λόγω μειωμένου μεγέθους του καταλόγου. Επίσης με αυτή τη μέθοδο υποεκτιμάται το μέγεθος πληρότητας όταν τα δεδομένα του καταλόγου έχουν χωρικές και χρονικές ετερογένειες, καθώς η καμπύλη της κατανομής $G - R$ παρουσιάζεται με μια σταδιακή καμπύλωση. Τέλος, πρέπει να γίνεται προσεκτική επιλογή του M_{min} από το οποίο αρχίζουν οι υπολογισμοί διότι εάν το μέγεθος πληρότητας είναι μικρότερο του M_{min} η συνθετική κατανομή που θα κατασκευαστεί δεν μπορεί να προσομοιάζει με επάρκεια την πραγματική και οδηγεί σε ανακριβή αποτελέσματα.

Η τροποποίηση της μεθόδου προέκυψε από την ανάγκη να καλυφθεί αυτή η αδυναμία της και να γίνει εφαρμόσιμη με μεγαλύτερη αξιοπιστία σε περιοχές με μειωμένη σεισμικότητα ή σε περιοχές που εξετάζονται για χρονικά διαστήματα τα οποία εκτείνονται για δεκαετίες στο παρελθόν, όταν τα δίκτυα σειсмоγράφων δεν είχαν την πυκνότητα που έχουν σήμερα. Σε αυτή την κατηγορία εμπίπτει η περιοχή του βορείου Αιγαίου το διάστημα πριν το 1981 σε μεγάλο βαθμό, και μετά το 1981 σε μικρότερο. Η τροποποίηση ονομάζεται *modified goodness-of-fit (MGFT)* και προσθέτει στην αρχική μέθοδο τη δημιουργία πολλών συνθετικών καταλόγων με τυχαία δεδομένα ο καθένας, οι οποίοι περιέχουν τον αθροιστικό αριθμό δεδομένων του εξεταζόμενου καταλόγου. Ξεκινώντας από μέγεθος M_{min} η διαδικασία της σύγκρισης των συνθετικών καταλόγων με τον αρχικό κατάλογο επαναλαμβάνεται για όλα τα μεγέθη που υπάρχουν στον κατάλογο, με βήμα 0.1. Για κάθε μέγεθος που εξετάζεται υπολογίζονται εκ νέου οι παράμετροι b και a της κατανομής $G - R$, δημιουργούνται όσοι συνθετικοί κατάλογοι επιθυμεί ο χρήστης και στη συνέχεια για τον κάθε συνθετικό κατάλογο γίνεται η διαδικασία *goodness-of-fit*. Από τις απόλυτες διαφορές που υπολογίζονται από όλους τους συνθετικούς καταλόγους για ένα μέγεθος, υπολογίζεται η μέση τιμή των διαφορών. Αποτέλεσμα της μεθόδου είναι ότι τα υπόλοιπα των διαφορών είναι ψηλότερα συγκριτικά με τη μέθοδο *goodness-of-fit*, αλλά υπάρχει ένα σαφές ελάχιστο στην κατανομή των υπολοίπων το οποίο λειτουργεί ως πιο αντικειμενικό κριτήριο για την επιλογή μεγέθους πληρότητας συγκριτικά με την αρχική μέθοδο, στην οποία η επιλογή είναι πιο αυθαίρετη. Τέλος γίνονται δύο διαγράμματα, το πρώτο από τα οποία είναι η κατανομή συχνότητας των μεγεθών του εξεταζόμενου καταλόγου και το δεύτερο είναι η κατανομή των υπολοίπων από τις μέσες διαφορές συναρτήσει του μεγέθους.

Στο Σχήμα 2.2 (α) δίνεται ένα παράδειγμα των αποτελεσμάτων της μεθόδου. Η εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας έγινε για έναν κατάλογο σεισμικότητας στην εξεταζόμενη περιοχή του βορείου Αιγαίου και περιλαμβάνει το χρονικό διάστημα 15/7/2011 – 14/7/2015. Η χρονική περίοδος επιλέχθηκε να είναι αυτή ώστε να φανεί ένα όσο το δυνατόν καλύτερο παράδειγμα με ομογενή δεδομένα και μικρό μέγεθος πληρότητας. Στο σχήμα παρουσιάζεται η μορφή της καμπύλης που προκύπτει με την μέθοδο *MGFT* όταν τα δεδομένα είναι ομογενή και φαίνονται οι μεγαλύτερες τιμές των υπολοίπων που δίνει η μέθοδος *MGFT* συγκριτικά με την μέθοδο *GFT*. Επίσης φαίνεται το ελάχιστο που θα αποτελέσει το προτεινόμενο μέγεθος πληρότητας σύμφωνα με τη μέθοδο *MGFT*. Στο σχήμα 2.2 (β) παρουσιάζεται και το διάγραμμα της διακύμανσης της παραμέτρου b με το μέγεθος, όπου φαίνεται ότι για M_{min} από 2.2 μέχρι 3.5 η τιμή της b είναι σταθερή, κοντά στο 1. Για μεγέθη μεγαλύτερα του 3.5 φαίνεται ότι το b παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές διότι το διάστημα είναι μικρό και η σεισμικότητα ετερογενής σε διάφορες ζώνες.



Σχήμα 2.2 (α): Αποτελέσματα του μοντέλου MGFT για το διάστημα 15/7/2011 – 14/7/2015 στο βόρειο Αιγαίο. Φαίνεται η κατανομή συχνότητας των μεγεθών (αριστερά) και η κατανομή των υπολοίπων (residuals) συναρτήσει του μεγέθους μαζί με το προτεινόμενο μέγεθος πληρότητας (δεξιά).



Σχήμα 2.2 (β): Διακύμανση της παραμέτρου b που χρησιμοποιείται για την κατασκευή συνθετικών καταλόγων για κάθε μέγεθος, στο μοντέλο MGFT, το διάστημα 15/7/2011 – 14/7/2015 στο βόρειο Αιγαίο.

2.3 – Υπολογισμοί των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb

Σε αυτή την ενότητα παρουσιάζονται οι χωρικές μεταβολές των στατικών τάσεων Coulomb που προκάλεσε ο κάθε σεισμός. Πριν από αυτό φαίνεται η επιλογή των εστιακών παραμέτρων του ρήγματος που χρησιμοποιήθηκαν για τους υπολογισμούς. Σε όλες τις περιπτώσεις το βάθος στο οποίο έγιναν οι υπολογισμοί επιλέχθηκε να είναι το εστιακό βάθος του κάθε σεισμού. Ο υπολογισμός των συνιστωσών της ολίσθησης του ρήγματος (SS και DS) έγινε με αλγόριθμο σε γλώσσα matlab.

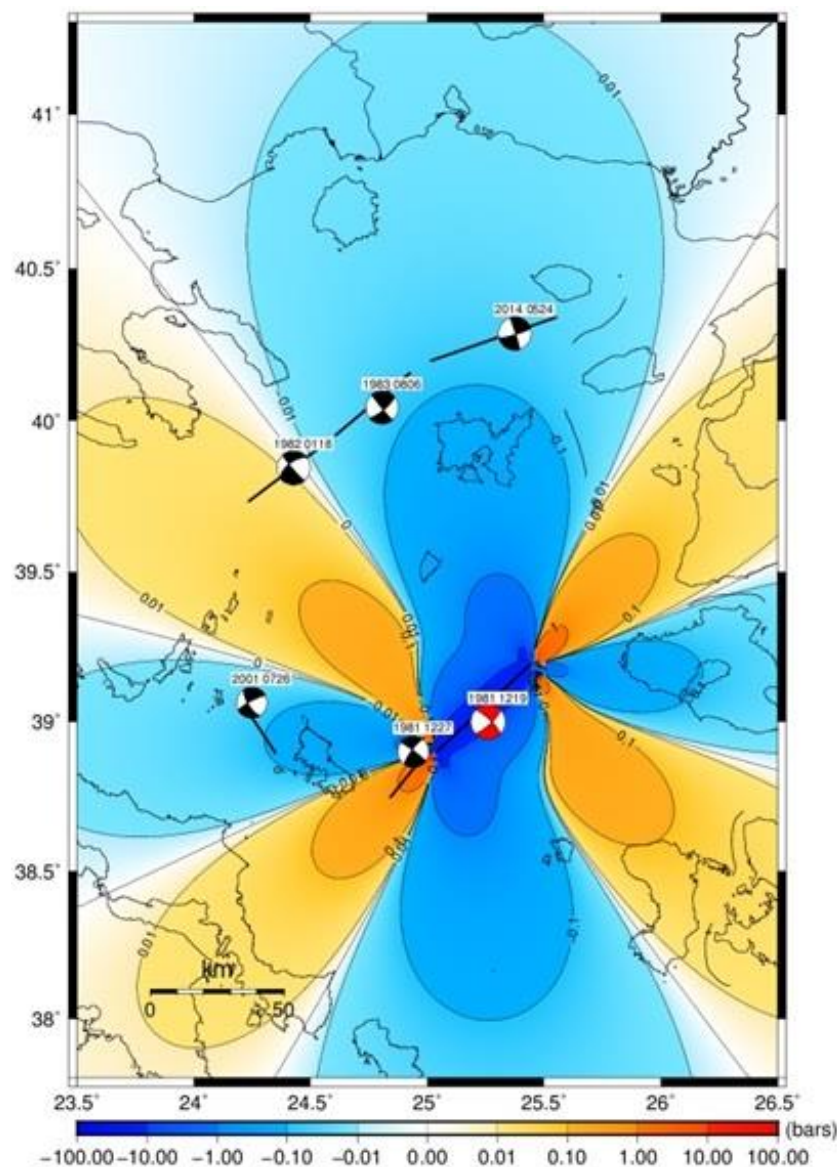
2.3.1 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 19/12/81 με $M_w = 6.8$

Ο σεισμός έγινε στη θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στα νησιά της Σκύρου και της Λέσβου. Οφείλεται σε δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης και έχει πολύ μικρή κανονική συνιστώσα. Ο μηχανισμός γένεσης και το βάθος του σεισμού που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτός που προτάθηκε από τους Kiratzi et al. (1991) και το σειсмоγόνο στρώμα θεωρήθηκε ότι βρίσκεται στα 3 – 15 km (Rhoades et al., 2010). Για την εκλυόμενη σεισμική ροπή χρησιμοποιήθηκαν οι λύσεις από το GCMT. Για το μήκος του ρήγματος έγινε σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων από τις σχέσεις των Wells & Coppersmith (1994) και των Papazachos et al. (2004), και το μήκος του χαρτογραφημένου ρήγματος όπως παρουσιάζεται στην εργασία των Rhoades et al. (2010), το οποίο ήταν και η επιλογή που υιοθετήθηκε. Με βάση αυτά τα δεδομένα, οι κινηματικές παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν, και η χωρική κατανομή των ΔCFS παρουσιάζονται παρακάτω στον πίνακα 2.3 (α). Οι υπολογισμοί των μεταβολών της ΔCFS έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, στο βάθος των 10 km που αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σειсмоγόνο στρώμα το οποίο, όπως έχει αναφερθεί, φτάνει στα 15km (Σχήμα 2.3 (α)).

Πίνακας 2.3 (α): Πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 19/12/81 (αριστερά). Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	39.00° N, 25.26° E	Μήκος Ρήγματος [km]	47
Μηχ. Γένεσης	47/77/-167	DU [km]	3.08
Βάθος [km]	10	DL [km]	15.39
M_w	6.8	SS [m]	-1.166
M_0 [dyn·cm]	$2.28 \cdot 10^{26}$	DS [m]	0.269

Όπως φαίνεται στο *σχήμα 2.3 (α)*, η περιοχή επηρεάζεται από το εξεταζόμενο εύρος τιμών της ΔCFS σε έκταση περίπου 2° από τους δύο λοβούς στην κατεύθυνση Β – Ν και 1.5° από τους δύο λοβούς στην κατεύθυνση Α – Δ. Φαίνεται ότι το ρήγμα που προκάλεσε τον επόμενο σεισμό, στις 27/12/81, είναι σε περιοχή με μεγάλες θετικές μεταβολές της ΔCFS και ότι το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό στις 18/1/82 είναι κατά ένα μεγάλο μέρος του σε περιοχή με μικρές θετικές μεταβολές. Επίσης φαίνεται ότι στο κεντρικό τμήμα του βορείου Αιγαίου ο σεισμός προκαλεί σκίαση τάσεων.



Σχήμα 2.3 (α): Χωρική κατανομή της ΔCFS στην εξεταζόμενη περιοχή του βορείου Αιγαίου, που προκλήθηκε από τον σεισμό στις 19/12/81. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού. Με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

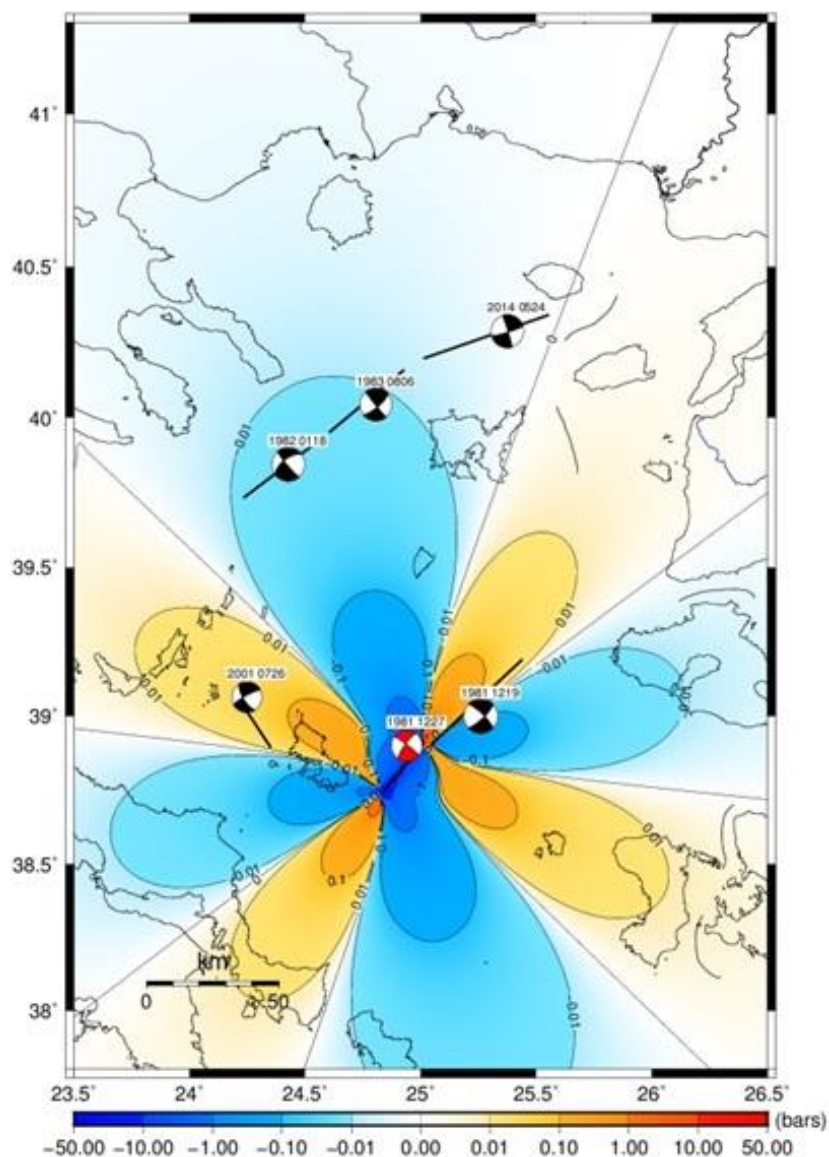
2.3.2 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 27/12/81 με $M_w = 6.3$

Αυτός ο σεισμός έγινε οκτώ ημέρες μετά τον προηγούμενο σεισμό σε ένα ρήγμα που αποτελεί την νοτιοδυτική επέκταση του ρήγματος που προκάλεσε τον προηγούμενο σεισμό και έχει τα ίδια χαρακτηριστικά. Ο μηχανισμός γένεσης και το βάθος του σεισμού υπολογίστηκαν από τους Taymaz et al. (1991). Το μήκος του ρήγματος υπολογίστηκε με βάση το χαρτογραφημένο ρήγμα στην εργασία των Rhoades et al. (2010) και το σεισμογόνο στρώμα θεωρήθηκε ότι έγκειται σε βάθη 3 – 15 km, όπως και πριν. Για τη σεισμική ροπή και το μέγεθος χρησιμοποιήθηκαν οι λύσεις του καταλόγου του GCMT. Οι κινηματικές παράμετροι που υπολογίζονται από τα παραπάνω, παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3 (β). Οι υπολογισμοί των μεταβολών της CFS έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, σε βάθος 6 km το οποίο αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σεισμογόνο στρώμα το οποίο, όπως έχει αναφερθεί, φτάνει στα 15km (Σχήμα 2.3 (β)).

Πίνακας 2.3 (β): Στα αριστερά παρουσιάζονται πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 27/12/81. Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	38.90° N, 24.94° E	Μήκος Ρήγματος [km]	24
Μηχ. Γένεσης	216/79/175	DU [km]	3.06
Βάθος [km]	6	DL [km]	15.28
M_w	6.3	SS [m]	-0.471
M_0 [dyn·cm]	$3.25 \cdot 10^{25}$	DS [m]	-0.029

Στο σχήμα 2.3.(β) φαίνεται ότι οι αρνητικές τιμές της ΔCFS επηρεάζουν έντονα μια περιοχή μικρότερης έκτασης συγκριτικά με τον προηγούμενο σεισμό. Η περιοχή επηρεάζεται από το εξεταζόμενο εύρος τιμών της ΔCFS σε έκταση περίπου 1,2° στη διεύθυνση Β – Ν και περίπου 1,2° στην κατεύθυνση Α – Δ. Όπως ο προηγούμενος σεισμός, έτσι κι αυτός προκαλεί σκίαση τάσεων στο κεντρικό τμήμα της περιοχής του βορείου Αιγαίου. Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους επόμενους δύο μεγάλους σεισμούς είναι σε περιοχές με μικρές αρνητικές μεταβολές.



Σχήμα 2.3 (β): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό στις 27/12/81, στην εξεταζόμενη περιοχή του βορείου Αιγαίου. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων ισχυρών εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

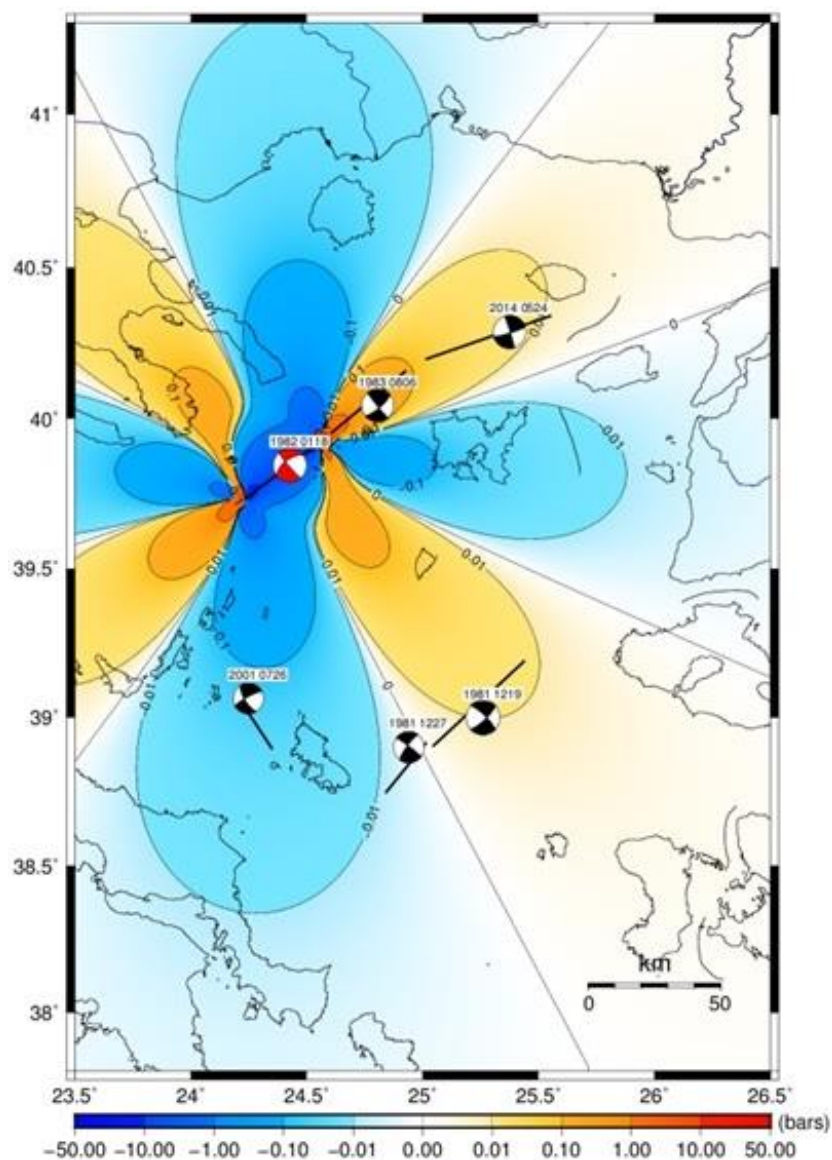
2.3.3 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 18/1/1982 με $M_w = 6.6$

Σε διάστημα 23 ημερών μετά τη γένεση των δύο προηγούμενων ισχυρών σεισμών ακολούθησε ισχυρός σεισμός που προήλθε από δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με μικρή κανονική συνιστώσα, το οποίο βρίσκεται στη θαλάσσια περιοχή δυτικά της Λήμνου και νοτιοανατολικά της Χαλκιδικής. Ο μηχανισμός γένεσης και το βάθος που υιοθετήθηκαν, προκύπτουν από τη λύση των Taymaz et al. (1991). Η χαρτογράφηση του ρήγματος, ο υπολογισμός του μήκους του, όπως και το επίκεντρο του σεισμού υπολογίστηκαν σύμφωνα με την χωρική κατανομή των επαναπροσδιορισμένων επικέντρων της σεισμικότητας που υπολόγισε ο Καραμάνος (2006). Το σεισμογόνο στρώμα θεωρήθηκε ότι βρίσκεται σε βάθος 3 – 15 km. Οι παράμετροι που υπολογίζονται με βάση αυτά τα στοιχεία παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3 (γ). Το μέγεθος και η σεισμική ροπή προέρχονται από τις λύσεις του GCMT. Οι μεταβολές της ΔCFS υπολογίστηκαν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, σε βάθος 7 km, το οποίο αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σεισμογόνο στρώμα. (Σχήμα 2.3 (γ)).

Πίνακας 2.3.3: Στο αριστερό μέρος του πίνακα παρουσιάζονται πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 18/1/82. Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	39.84° N, 24.43° E	Μήκος Ρήγματος [km]	36
Μηχ. Γένεσης	233/62/-177	DU [km]	3.39
Βάθος [km]	7	DL [km]	16.98
M_w	6.6	SS [m]	-0.531
M_0 [dyn·cm]	$8.61 \cdot 10^{25}$	DS [m]	0.028

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.3 (γ) η κατανομή των εξεταζόμενων αρνητικών τιμών της ΔCFS περιλαμβάνει μια έκταση περίπου 1,5° στη διεύθυνση Β – Ν και 1,2° στη διεύθυνση Α – Δ. Σημαντικό είναι επίσης ότι το ρήγμα που προκάλεσε τον επόμενο μεγάλο σεισμό, στις 6/8/83, βρίσκεται σε περιοχή όπου προκλήθηκαν μεγάλες θετικές μεταβολές της ΔCFS.



Σχήμα 2.3 (γ): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό στις 18/1/82, στην εξεταζόμενη περιοχή του βορείου Αιγαίου. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων ισχυρών εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

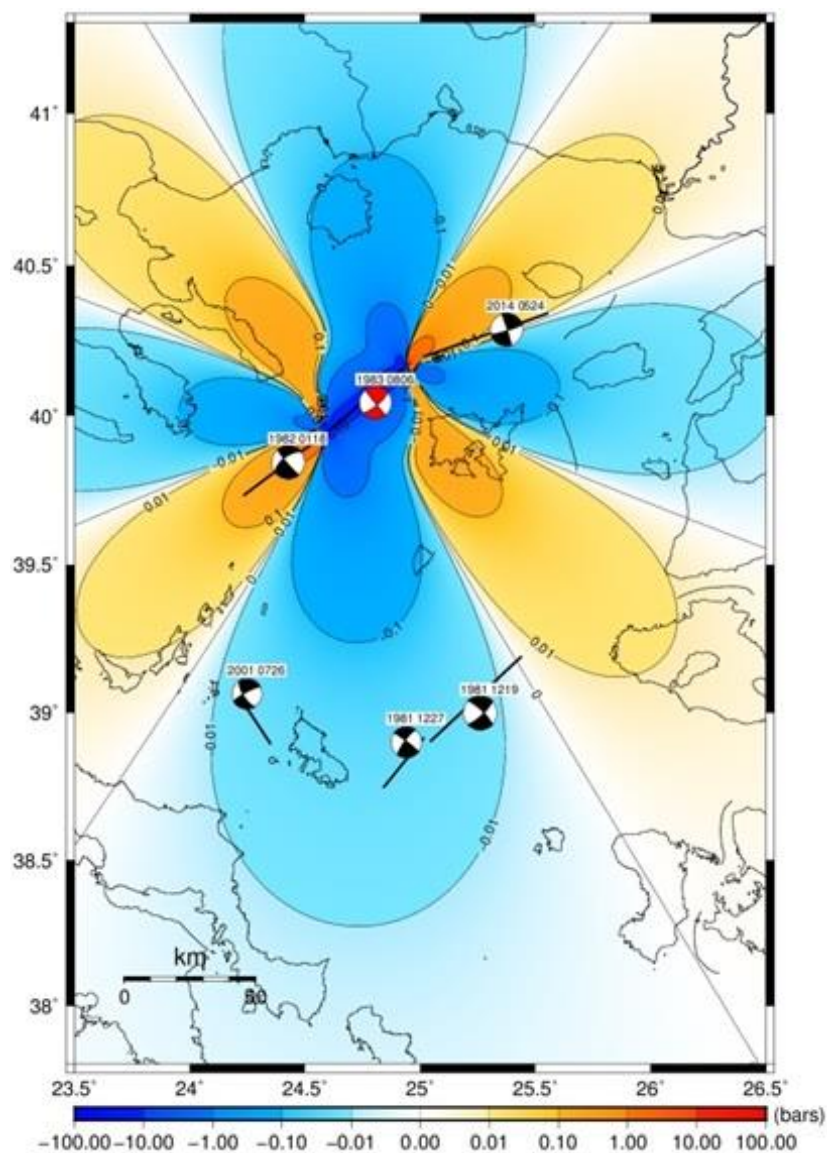
2.3.4 – Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 6/8/1983 με $M_w = 6.8$

Ο σεισμός αυτός έγινε στην ίδια περιοχή με τον σεισμό που έγινε στις 18/1/82, κατά μήκος της τάφρου του Β. Αιγαίου, στην βορειοδυτική προέκταση του ρήγματος που προκάλεσε εκείνο τον σεισμό, σε περιοχή που η ΔCFS που προκάλεσε ο σεισμός του 1982 ήταν θετική. Οφείλεται σε δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης με πολύ μικρή κανονική συνιστώσα. Η θέση του ρήγματος και το μήκος του υπολογίστηκαν, όπως και του σεισμού του 1982, από τα επαναπροσδιορισμένα επίκεντρα του καταλόγου σε προηγούμενη εργασία (Καραμάνος, 2006). Ο μηχανισμός γένεσης που χρησιμοποιήθηκε και το βάθος του σεισμού προέρχεται από την λύση των Kiratzi et al. (1991) και το σεισμογόνο στρώμα θεωρήθηκε ότι είναι σε βάθος 3 – 15 km. Οι παράμετροι που προκύπτουν από τα στοιχεία παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3 (δ). Οι υπολογισμοί της ΔCFS έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, σε βάθος 9 km, το οποίο αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σεισμογόνο στρώμα (Σχήμα 2.3 (δ))

Πίνακας 2.3 (δ): Πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 6/8/83 (Αριστερά). Παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό (δεξιά).

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	40.05° N, 24.7° E	Μήκος Ρήγματος [km]	37
Μηχ. Γένεσης	50/76/177	DU [km]	3.09
Βάθος [km]	9	DL [km]	15.46
M_w	6.6	SS [m]	-0.774
M_0 [dyn·cm]	$1.16 \cdot 10^{26}$	DS [m]	-0.041

Από τον χάρτη (σχήμα 2.3 (δ)), φαίνεται ότι η κατανομή των εξεταζόμενων τιμών των αρνητικών μεταβολών καλύπτει μια περιοχή με έκταση περίπου 1,5° στη διεύθυνση Β – Ν και 1,5° στη διεύθυνση Α – Δ. Ο λοβός που εκτείνεται προς τα νότια προκαλεί σκίαση τάσεων στο μεγαλύτερο μέρος του κεντρικού τμήματος του βορείου Αιγαίου. Έτσι, προκύπτει ότι με εξαίρεση τον σεισμό που έγινε στις 18/1/82, οι τέσσερις σεισμοί που έγιναν το διάστημα 1981 – 1983 προκαλούν κυρίως αρνητικές μεταβολές της ΔCFS στο κεντρικό τμήμα του βορείου Αιγαίου.



Σχήμα 2.3 (δ): Χάρτης της εξεταζόμενης περιοχής όπου φαίνεται η χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό στις 6/8/83. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων ισχυρών εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

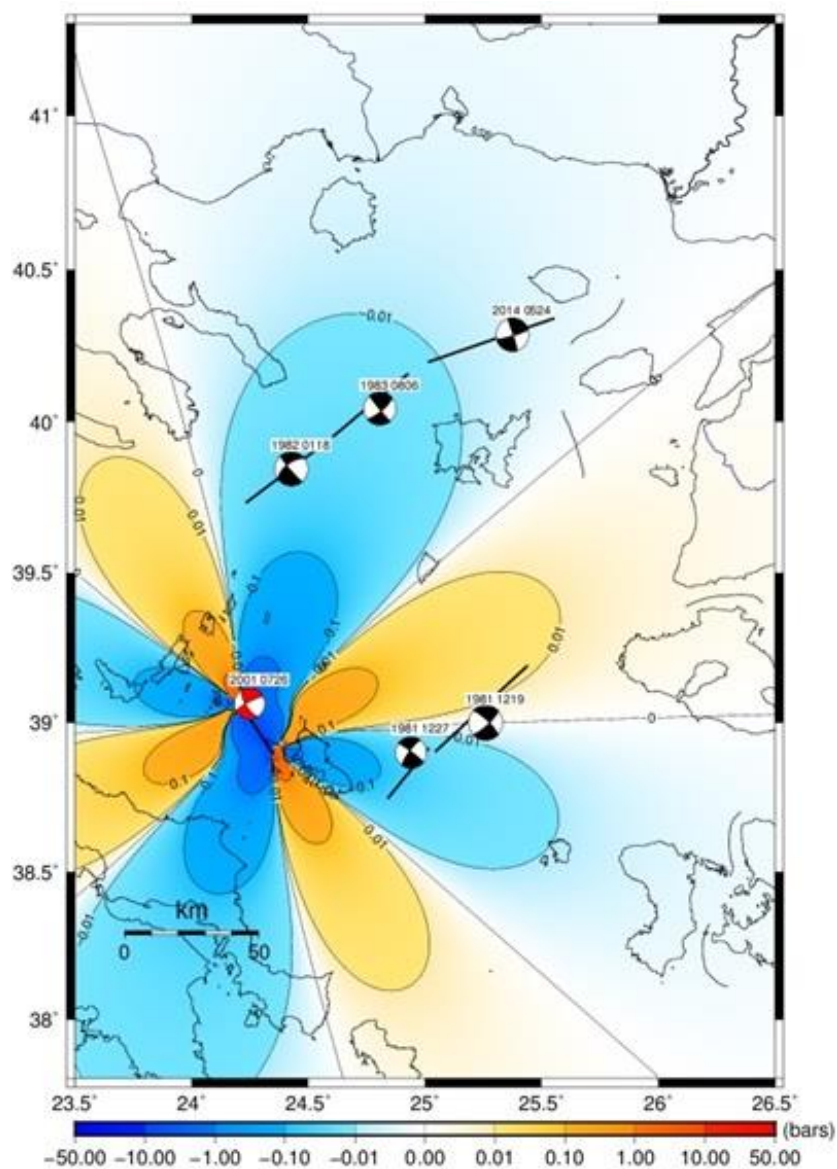
2.3.5 – Ο σεισμός της Σκύρου στις 26/7/2001 με μέγεθος $M_w = 6.4$

Ο σεισμός αυτός συνέβη στην περιοχή βορειοδυτικά της Σκύρου και έχει την ιδιαιτερότητα ότι από τους σεισμούς που εξετάζονται εδώ είναι ο μόνος που οφείλεται σε αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης. Ο μηχανισμός γένεσης, το μέγεθος και η εκλούμενη σεισμική ροπή προέρχονται από τις λύσεις του GCMT. Το μήκος του ρήγματος, και το βάθος του σειсмоγόνου στρώματος υπολογίστηκαν σύμφωνα με την κατανομή της σεισμικότητας που υπολόγισαν οι Karakostas et al. (2003). Από τα παραπάνω στοιχεία υπολογίστηκαν οι παράμετροι που εμφανίζονται στον πίνακα 2.3 (ε). Οι υπολογισμοί των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, στο βάθος των 14 km, που αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σειсмоγόνου στρώμα, το οποίο σε αυτή την περίπτωση εκτείνεται σε βάθη 5 – 20 km (Σχήμα 2.3 (ε)).

Πίνακας 2.3 (ε): Αριστερά στον πίνακα παρουσιάζονται πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 26/7/01. Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	39.06° N, 24.25° E	Μήκος Ρήγματος [km]	23
Μηχ. Γένεσης	148/76/-1	DU [km]	5.15
Βάθος [km]	14	DL [km]	20.61
M_w	6.4	SS [m]	0.484
M_0 [dyn·cm]	$5.61 \cdot 10^{25}$	DS [m]	0.008

Όπως φαίνεται στο σχήμα 2.3 (ε) η κατανομή των εξεταζόμενων αρνητικών τιμών της ΔCFS καλύπτει μια περιοχή περίπου 1° από τους λοβούς στη διεύθυνση B – N και περίπου 1° από τους λοβούς στη διεύθυνση Α – Δ. Το ρήγμα βρίσκεται στο άκρο της εξεταζόμενης περιοχής και φαίνεται ότι προκαλεί μικρές μεταβολές της τάσης Coulomb στο κεντρικό τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής.



Σχήμα 2.3 (ε): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό της Σκύρου στις 26/7/01, στην εξεταζόμενη περιοχή. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων ισχυρών εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

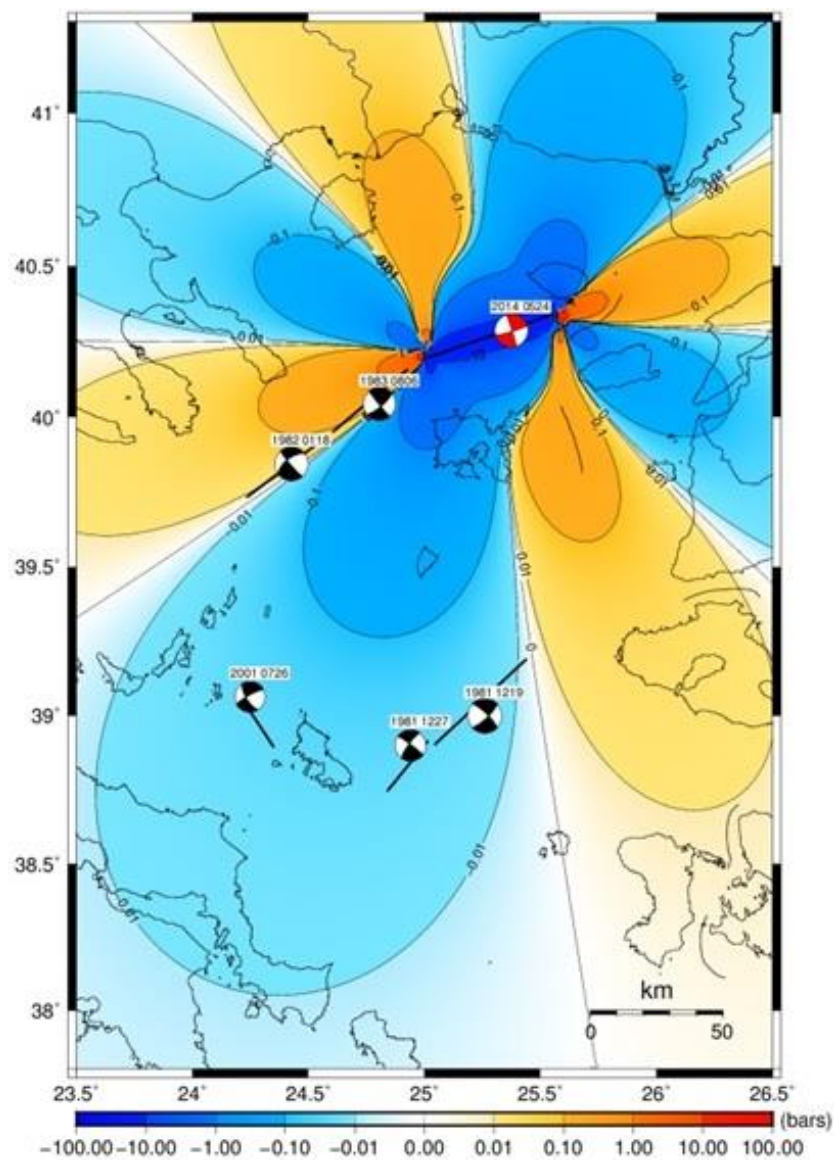
2.3.6 – Ο σεισμός στις 24/5/2014 με μέγεθος $M_w = 6.9$

Ο σεισμός αυτός συνέβη στην περιοχή νοτιοδυτικά της Σαμοθράκης και οφείλεται σε δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης σχεδόν κατακόρυφο. Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, το μέγεθος και η εκλυόμενη σεισμική ροπή προέρχονται από τις λύσεις του GCMT. Το μήκος του ρήγματος και το πάχος του σειсмоγόνου στρώματος προέρχονται από την κατανομή της σεισμικότητας (Καρακώστας, προσωπική επικοινωνία). Με βάση αυτά υπολογίστηκαν οι παράμετροι που φαίνονται στον πίνακα 2.3 (στ). Οι υπολογισμοί της ΔCFS έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, σε βάθος 10,5 km, που αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σειсмоγόνο στρώμα, το οποίο σε αυτή την περίπτωση εκτείνεται σε βάθη 3 – 17 km (Σχήμα 2.3 (στ)).

Πίνακας 2.3 (στ): Αριστερά στον πίνακα παρουσιάζονται πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 24/5/14. Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	40.3° N, 25.67° E	Μήκος Ρήγματος [km]	50
Μηχ. Γένεσης	73/85/-177	DU [km]	3.01
Βάθος [km]	10.5	DL [km]	17.06
M_w	6.9	SS [m]	-1.073
M_0 [dyn·cm]	$2.47 \cdot 10^{26}$	DS [m]	0.056

Από το σχήμα 2.3 (στ) φαίνεται ότι οι μεταβολές των στατικών τάσεων που προκλήθηκαν επηρέασαν μεγάλο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής. Οι εξεταζόμενες αρνητικές τιμές της ΔCFS καλύπτουν μια περιοχή περίπου 2° από τους λοβούς στη διεύθυνση Β – Ν και περίπου 2° από τους λοβούς στη διεύθυνση Α – Δ, περιοχή μεγαλύτερη από τις περιοχές που προέκυψαν από τους προηγούμενους σεισμούς. Όπως και οι προηγούμενοι σεισμοί της περιοχής έτσι κι αυτός προκάλεσε κυρίως αρνητικές μεταβολές στο κεντρικό τμήμα της περιοχής του βορείου Αιγαίου.



Σχήμα 2.3 (στ): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό που έγινε στις 24/5/14, στην εξεταζόμενη περιοχή του Βορείου Αιγαίου. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού και με μαύρο χρώμα οι μηχανισμοί γένεσης των υπόλοιπων ισχυρών εξεταζόμενων σεισμών της περιοχής. Τα ίχνη των ρηγμάτων εμφανίζονται στο βάθος που έγινε ο κάθε σεισμός.

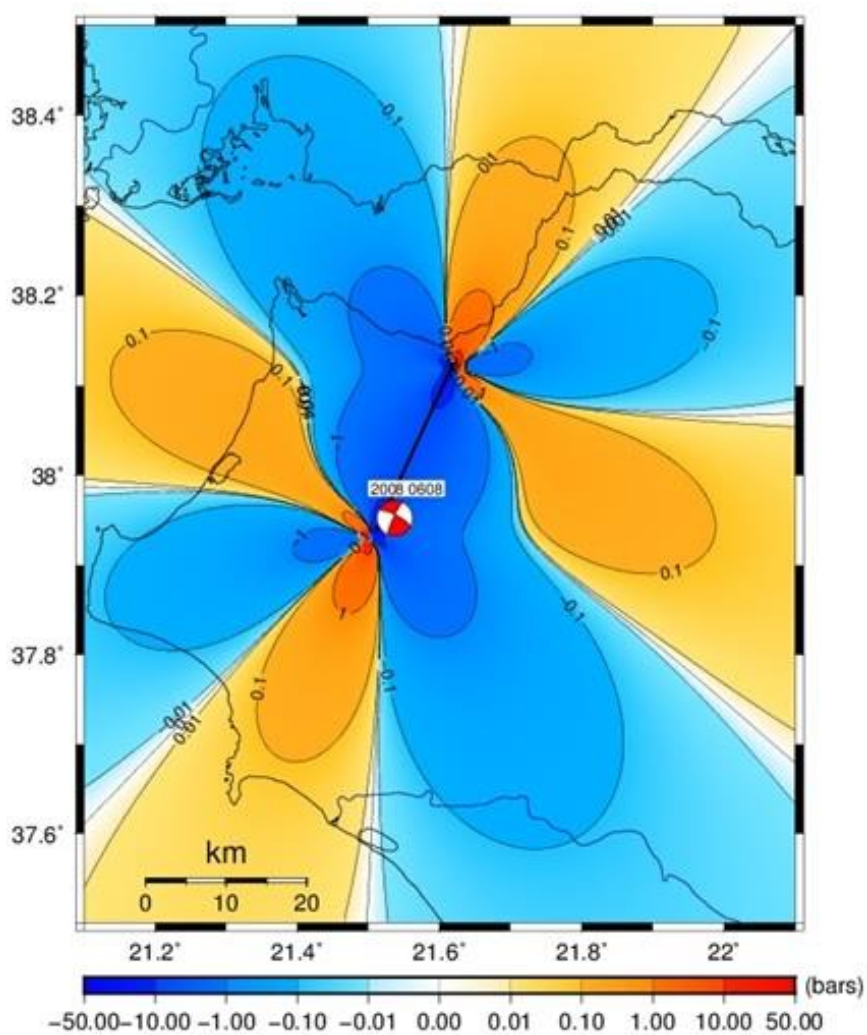
2.3.7 – Ο σεισμός της ΒΔ Πελοποννήσου στις 8/6/2008 με μέγεθος $M_w = 6.4$

Αυτός είναι και ο τελευταίος σεισμός για τον οποίο γίνονται υπολογισμοί της ΔCFS. Συνέβη στην βορειοδυτική Πελοπόννησο στη ζώνη των δεξιόστροφων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που υπάρχει στην περιοχή και έχει αμελητέα κανονική συνιστώσα. Η εξέταση του συγκεκριμένου σεισμού έγινε διότι σε αυτή την περιοχή δεν υπάρχει πριν και μετά τον κύριο σεισμό άλλος ισχυρός σεισμός σε απόσταση που να επηρεάζει σημαντικά τις μεταβολές των τάσεων που οφείλονται στη σεισμική ολίσθηση. Οι παράμετροι παρουσιάζονται στον πίνακα 2.3 (ζ) (Karakostas et al. submitted). και οι υπολογισμοί της ΔCFS στο σχήμα 2.3 (ζ). Οι υπολογισμοί των μεταβολών των στατικών τάσεων Coulomb έγιναν για διάρρηξη όμοια με αυτή του σεισμού που τις προκάλεσε, στο βάθος των 20 km, που αντιστοιχεί στο βάθος της εστίας του σεισμού και βρίσκεται μέσα στο σεισμογόνο στρώμα, το οποίο σε αυτή την περίπτωση εκτείνεται σε βάθη 13 – 27 km.

Πίνακας 2.3 (ζ): Αριστερά στον πίνακα παρουσιάζονται πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους του σεισμού που έγινε στις 8\6\08 στην Πελοπόννησο. Δεξιά παρουσιάζονται οι παράμετροι του ρήγματος που υπολογίστηκαν και χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό.

Στοιχεία σεισμού		Παράμετροι ρήγματος	
Επίκεντρο	37.93° N, 21.50° E	Μήκος Ρήγματος [km]	23.00
Μηχ. Γένεσης	205/83/164	DU [km]	13.10
Βάθος [km]	20	DL [km]	27.20
M_w	6.4	SS [m]	-0.413
M_0 [dyn·cm]	$4.56 \cdot 10^{25}$	DS [m]	-0.117

Στον χάρτη (σχήμα 2.3 (ζ)) φαίνεται ότι η έκταση των εξεταζόμενων αρνητικών τιμών της ΔCFS είναι περίπου 1° στη διεύθυνση Β – Ν και περίπου 0,9° στη διεύθυνση Α – Δ. Η σκίαση τάσεων καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα της δυτικής Πελοποννήσου, το δυτικό άκρο του Κορινθιακού κόλπου και το νοτιοδυτικό τμήμα της Στερεάς Ελλάδας. Αρνητικές μεταβολές προκαλούνται επίσης και στο βόρειο τμήμα της Πελοποννήσου.



Σχήμα 2.3 (ζ): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό που έγινε στις 8/6/08 στην βορειοδυτική Πελοπόννησο. Με κόκκινο χρώμα φαίνεται ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού. Το ίχνος του ρήγματος εμφανίζεται στο βάθος που έγινε ο σεισμός.

2.4 – Μελέτη σεισμικότητας

Επόμενο βήμα είναι να εξεταστεί η σεισμικότητα πριν και μετά από τους σεισμούς που παρουσιάστηκαν στην ενότητα 2.3. Για την διερεύνηση πρέπει αρχικά να αποφασιστεί το εύρος των τιμών της ΔCFS που θα εξεταστούν και έπειτα τα χρονικά διαστήματα για τα οποία θα γίνουν οι διερευνήσεις.

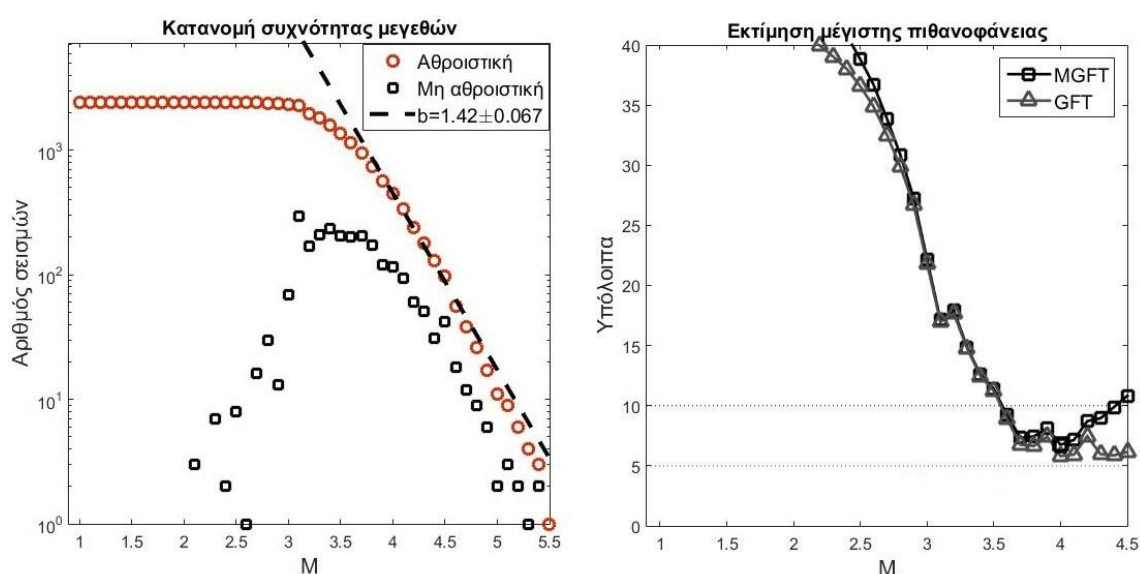
Αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 1 ότι σύμφωνα με τις μέχρι τώρα έρευνες έχει βρεθεί ότι μικρές μεταβολές των στατικών τάσεων της τάξης του 0,1 bar επηρεάζουν τη σεισμικότητα σε αποστάσεις έως και 100 km (Reasenbergs & Simpson 1992, King et al. 1994, Harris et al. 1998). Για το λόγο αυτό μελετάται μόνο η σεισμικότητα σε περιοχές όπου οι αρνητικές μεταβολές των τάσεων είναι μεγαλύτερες από 0,1 bar. Είναι επίσης γνωστό ότι δεν είναι δυνατό να εξαχθούν συμπεράσματα για την κατανομή της μετασεισμικής δραστηριότητας πάνω στο ρήγμα που προκάλεσε τον κύριο σεισμό όταν η ολίσθηση θεωρείται ότι είναι ομογενής, όπως έχει θεωρηθεί στην παρούσα εργασία. Οι σεισμοί αυτοί είναι αποτέλεσμα της ετερογενούς ολίσθησης που συμβαίνει σε ένα ρήγμα, επομένως αναμένεται τις επόμενες ώρες και ημέρες μετά τον κύριο σεισμό να συμβούν πολλοί σεισμοί πάνω και κοντά στο ρήγμα. Τέτοιοι σεισμοί δεν πρέπει να ληφθούν υπ' όψη στη διερεύνηση και για να επιτευχθεί αυτό αγνοήθηκαν όλοι οι σεισμοί που έγιναν σε περιοχές όπου οι μεταβολές της τάσης Coulomb ήταν μικρότερες από -5 bar επειδή παρατηρήθηκε ότι η κατανομή των τιμών αυτών ορίζει μια ελλειπτική περιοχή που προσεγγίζει τον σεισμογόνο χώρο του ισχυρού σεισμού. Παρόμοια μεθοδολογία αναφέρεται και από τους Mallman & Zoback (2007). Επομένως οι σεισμοί που εξετάστηκαν είναι αυτοί που έγιναν σε περιοχές όπου το εύρος της μεταβολής των τάσεων είναι $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

Τα χρονικά διαστήματα για τα οποία θα διερευνηθεί η σεισμικότητα επιλέγονται κατά περίπτωση. Όταν διερευνάται η επίδραση ενός μόνο σεισμού, τότε ορίζονται ίσα χρονικά διαστήματα πριν και μετά από αυτόν και με βάση αυτά εξετάζεται η σεισμικότητα. Ιδανικά, τα διαστήματα πρέπει να καλύπτουν χρονικό διάστημα ίσο με τον χρόνο στον οποίο η τεκτονική φόρτιση θα ισοσταθμίσει το αποτέλεσμα της πτώσης τάσης. Όταν δύο ή παραπάνω σεισμοί έχουν γίνει σε σύντομο χρονικό διάστημα, σε περιοχή όπου η ΔCFS που προκάλεσε ο πρώτος επηρεάζει τους επόμενους, εξετάζεται η συνολική μεταβολή της ΔCFS για ίσα χρονικά διαστήματα, πριν τον πρώτο σεισμό και μετά τον τελευταίο, χωρίς να εξετάζεται το ενδιάμεσο διάστημα. Παρόμοια μεθοδολογία ανέπτυξαν οι Toda & Stein (2003) στην διερεύνηση της ακολουθίας στην Kagoshima το 1997.

Η διαδικασία της διερεύνησης θα παρουσιαστεί αναλυτικά στην πρώτη εξεταζόμενη περίπτωση (κεφάλαιο 2.4.1), ενώ στις υπόλοιπες θα παρουσιαστεί πιο συνοπτικά.

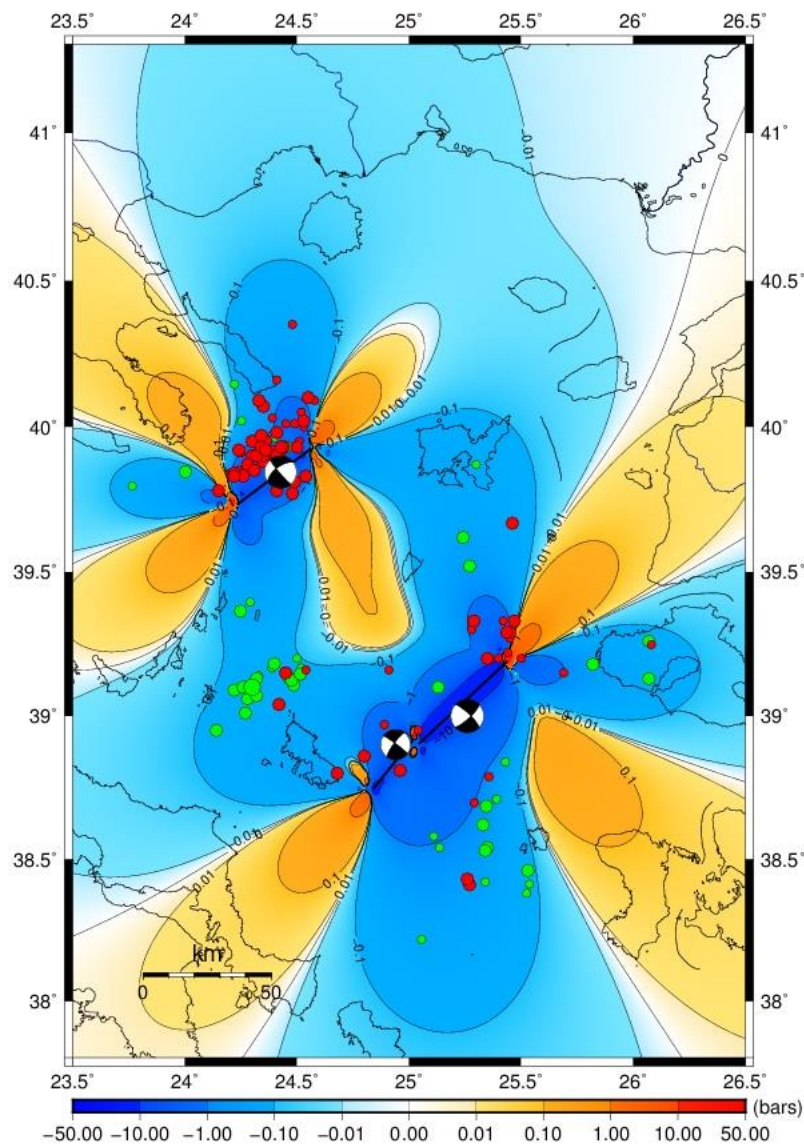
2.4.1 – Οι τρεις σεισμοί του βορείου Αιγαίου στο διάστημα 1981 – 1982

Οι τρεις σεισμοί που έγιναν στις 19/12/1981, στις 27/12/1981 και στις 18/1/1982 έγιναν σε διάστημα τριάντα ημερών, οπότε εξετάζεται η σεισμικότητα μετά τη συνολική μεταβολή των τάσεων Coulomb που προκλήθηκε από τους τρεις σεισμούς και όχι μετά τον καθένα ξεχωριστά. Το χρονικό διάστημα για το οποίο εξετάστηκε η σεισμικότητα είναι 565 ημέρες πριν τον σεισμό στις 19/12/81 (2/6/80 – 18/12/81) και 565 ημέρες μετά τον σεισμό στις 18/1/82 (19/1/82 – 5/8/83). Η χρονική διάρκεια των 565 ημερών επιλέχθηκε διότι τόσο είναι το διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ του σεισμού στις 18/1/82 και του σεισμού στις 6/8/1983, που έγινε σε γειτονικό ρήγμα. Για τον υπολογισμό του μεγέθους πληρότητας στην περιοχή εξετάστηκε το χρονικό διάστημα που ξεκινάει 565 ημέρες πριν τις 19/12/81 και τελειώνει 565 ημέρες μετά τις 6/8/83. Η επιλογή αυτή έγινε γιατί κρίθηκε ότι η ποιότητα του καταλόγου είναι η ίδια τόσο για το διάστημα που εξετάζεται σε αυτή την ενότητα, όσο και στην επόμενη, οπότε χρησιμοποιήθηκε το ίδιο μέγεθος πληρότητας και στις δύο. Το μέγεθος που υιοθετήθηκε είναι $M_c = 3,8$, το οποίο αν και δεν είναι αυτό με το μικρότερο υπόλοιπο κρίθηκε ότι είναι το κατάλληλο λαμβάνοντας υπ' όψη και την κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών (Σχήμα 4.1 (α)).

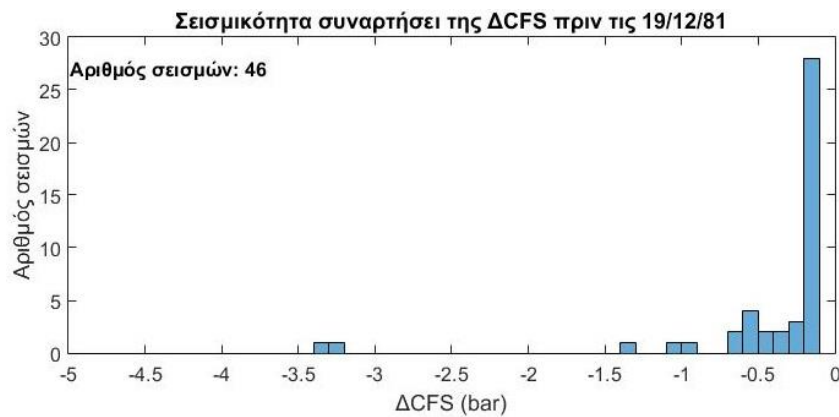


Σχήμα 4.1 (α): Κατανομή συχνότητας μεγεθών (αριστερά) και εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (δεξιά) για την εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας. Το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα για τους σεισμούς του διαστήματος 1981 – 1982

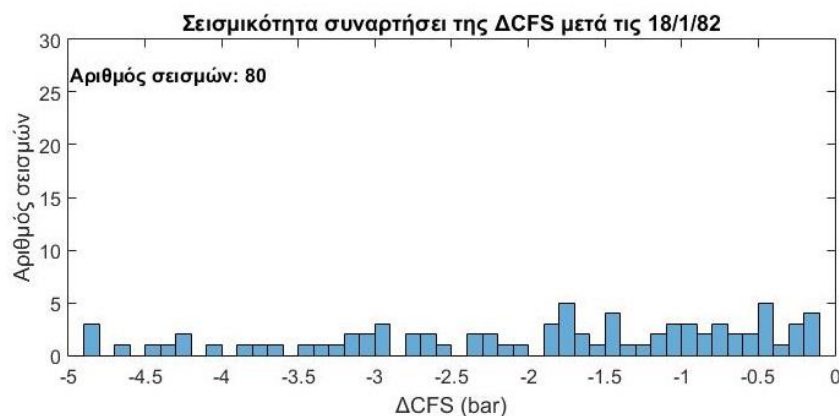
Για το παραπάνω χρονικό διάστημα, μέγεθος πληρότητας, και για τιμές της ΔCFS οι οποίες ανήκουν στο διάστημα $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, παρουσιάζεται ο χάρτης της κατανομής της σεισμικότητας (Σχήμα 4.1 (β)). Ο υπολογισμός της ΔCFS έγινε για παράταξη 225° και γωνία κλίσης 73° σε βάθος $7,5 \text{ km}$ και γωνία ολίσθησης 173° , τιμές που προέκυψαν από τις μέσες τιμές κλίσης, παράταξης, ολίσθησης και βάθους που προκύπτουν από τους μηχανισμούς γένεσης των τριών εξεταζόμενων σεισμών. Ο αριθμός των σεισμών για τα εξεταζόμενα διαστήματα πριν και μετά τους ισχυρούς σεισμούς παρουσιάζεται σε ιστογράμματα με κλάσεις πλάτους $0,1 \text{ bar}$ (Σχήμα 4.1 (γ)).



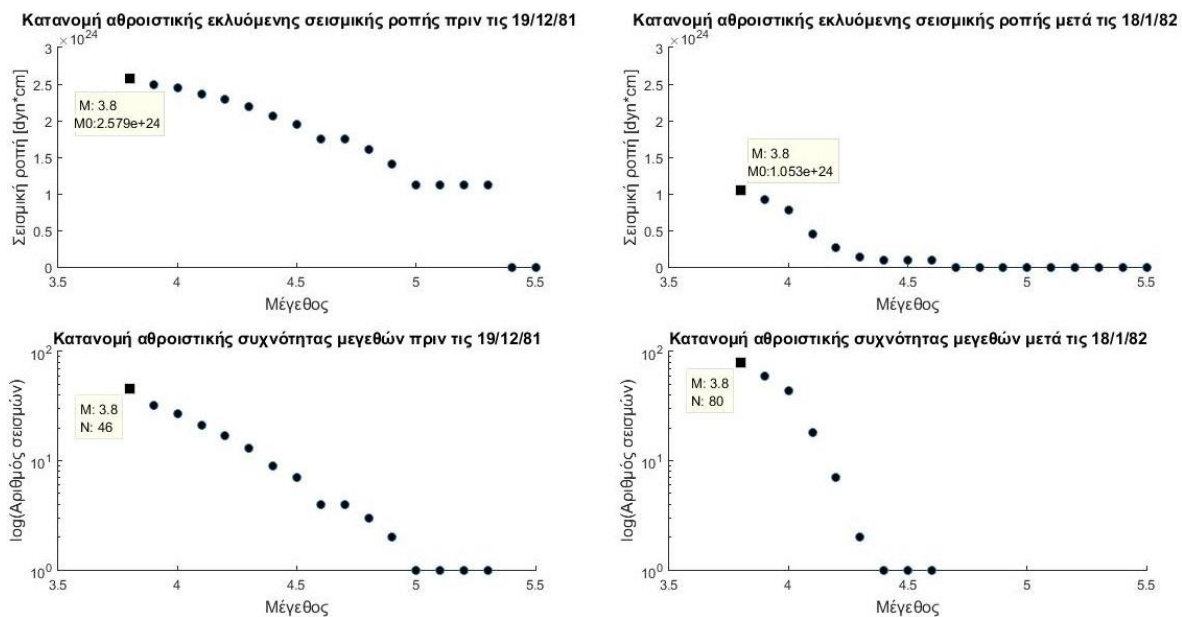
Σχήμα 4.1 (β): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τους σεισμούς στις 19/12/81, 27/12/81 και 18/1/82 (coseismic stress change). Για μέγεθος πληρότητας 3,8, φαίνονται οι σεισμοί που έγιναν 565 ημέρες πριν τις 19/12/81 (πράσινοι κύκλοι) και οι σεισμοί που έγιναν 565 ημέρες μετά τις 18/1/82 (κόκκινοι κύκλοι)



Σχήμα 4.1 (γ): Κατανομή των σεισμών με $M_w \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS για τα διαστήματα 565 ημερών πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 18/1/82 (κάτω)



Όπως φαίνεται από το ιστόγραμμα του σχήματος 4.1 (γ) η σεισμικότητα παρουσιάζεται έντονα μειωμένη μετά τον σεισμό στις περιοχές με $-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, όπου υπάρχουν 28 σεισμοί πριν τις 19/12/81 και 4 σεισμοί μετά τις 18/1/82. Αντίθετα για τις υπόλοιπες τιμές της ΔCFS ο αριθμός των σεισμών παρουσιάζεται αυξημένος, γεγονός που φαίνεται κυρίως για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -1 \text{ bar}$. Από τον χάρτη (Σχήμα 4.1 (β)) φαίνεται ότι οι περισσότεροι σεισμοί μετά τις 18/1/82 έγιναν κοντά στο ρήγμα παρά το γεγονός ότι για να αποφευχθεί αυτό δεν εξετάστηκαν οι περιοχές κοντά στο ρήγμα, με $\Delta CFS \leq -5 \text{ bar}$. Αυτό υποδεικνύει τον ρόλο της μετασεισμικής ακολουθίας και της μεταβολής των δυναμικών τάσεων στην αυξημένη σεισμικότητα. Για την περαιτέρω διερεύνηση έγιναν διαγράμματα της κατανομής αθροιστικής συχνότητας μεγεθών, για τους σεισμούς με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$ πριν τις 19/12/81 και μετά τις 18/1/82, και υπολογίστηκε η αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή που αντιστοιχεί στην κάθε κατανομή (Σχήμα 4.1 (δ)). Ο σκοπός είναι να εξεταστεί κατά πόσο η αυξημένη σεισμικότητα που υπάρχει ανταποκρίνεται σε μεγαλύτερη έκλυση σεισμικής ροπής, άρα και ενέργειας.



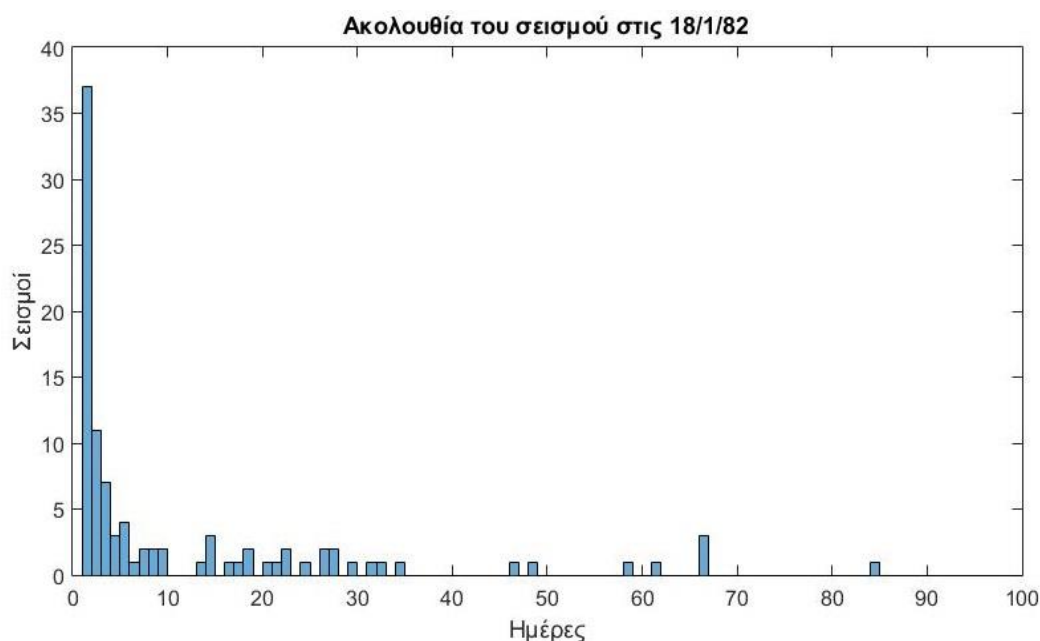
Σχήμα 4.1 (δ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 18/1/82 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων με 565 μέρες πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και 565 μέρες μετά τις 18/1/82 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.1 (α): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό των σεισμών και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή, για τους αρχικούς καταλόγους, για $M_c=3,8$. Οι σεισμοί έγιναν σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/6/80 – 18/12/81	19/1/82 – 5/8/83	-
Αριθμός σεισμών	46	80	73,91 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,579 \cdot 10^{24}$	$1,053 \cdot 10^{24}$	- 59,17 %

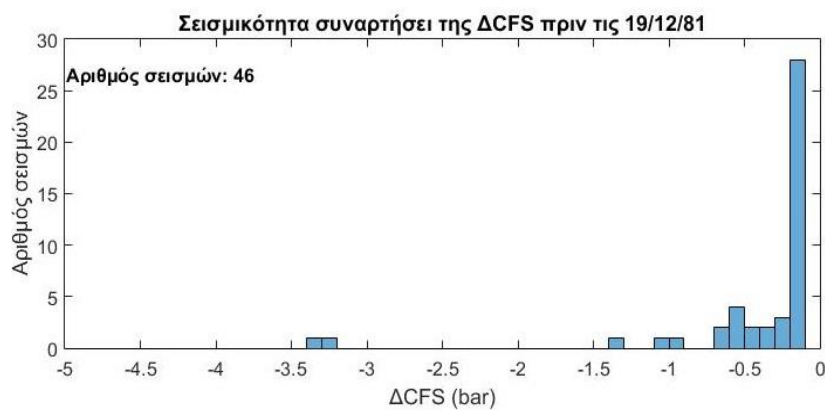
Ο πίνακας 4.1(α) δείχνει τα συγκριτικά αποτελέσματα και τις εκατοστιαίες διαφορές που υπολογίστηκαν για την σεισμικότητα και την εκλυόμενη ροπή. Η απόλυτη εκατοστιαία διαφορά μιας ποσότητας N , με αρχική τιμή N_i και τελική τιμή N_f δίνεται από τη σχέση $\frac{|N_i - N_f|}{N_i} \cdot 100\%$. Στην παρούσα διερεύνηση δίνονται θετικές τιμές όταν υπάρχει αύξηση και αρνητικές όταν υπάρχει μείωση. Από τα παραπάνω δεδομένα φαίνεται ότι παρά την αύξηση των σεισμών κατά 73,91% η εκλυόμενη σεισμική ροπή στην περιοχή για τα εξεταζόμενα διαστήματα και μέγεθος πληρότητας, είναι μειωμένη κατά 59,17%. Αυτό υποδεικνύει ότι οι αρνητικές μεταβολές της τάσης Coulomb επηρέασαν την περιοχή τουλάχιστον ως προς την εκλυόμενη σεισμική ροπή.

Με δεδομένο ότι βασικό αντικείμενο διερεύνησης είναι η επιρροή της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα, αποφασίστηκε να επαναληφθεί η παραπάνω διαδικασία μετά το τέλος της ακολουθίας του τελευταίου σεισμού (18/1/82). Για την εκτίμηση της διάρκειας της ακολουθίας έγινε ιστόγραμμα της σεισμικότητας συναρτήσει του χρόνου (σε μέρες), στην περιοχή κοντά στο ρήγμα (Σχήμα 4.1 (ε)).

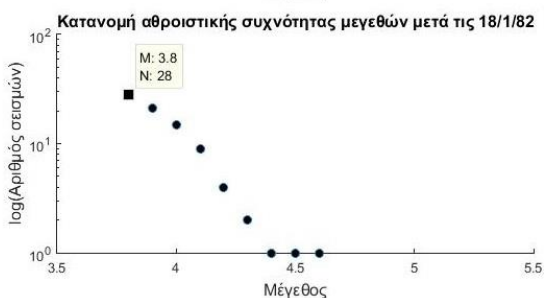
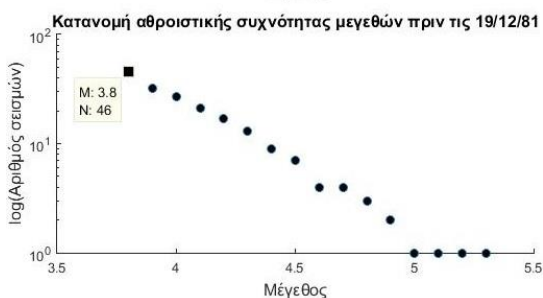
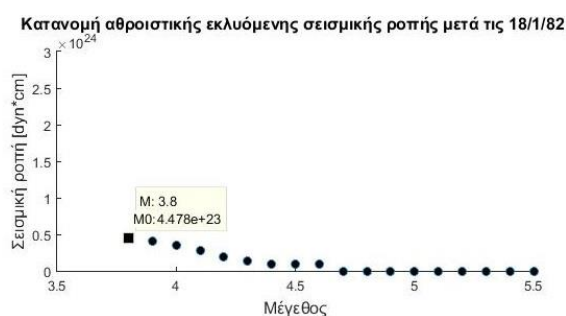
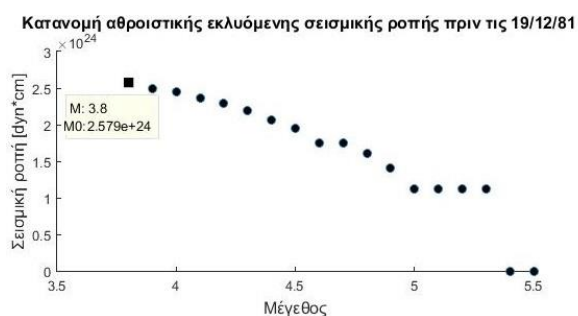
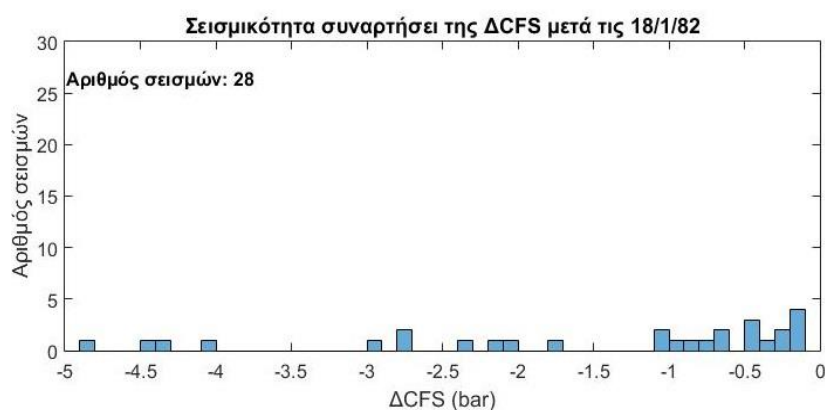


Σχήμα 4.1 (ε): Ιστόγραμμα της χρονικής κατανομής των σεισμών τις 100 ημέρες μετά τις 18/1/82, στην περιοχή του ρήγματος.

Από το σχήμα 4.1 (ε) η διάρκεια της ακολουθίας υπολογίζεται σε 34 ημέρες. Οι 34 ημέρες με δεδομένα στον κατάλογο αντιστοιχούν σε 41 ημερολογιακές ημέρες, καθώς δεν υπάρχουν καταγραφές κάθε μέρα σε αυτή την περιοχή. Αυτό το χρονικό διάστημα αφαιρείται από τον κατάλογο και δημιουργείται νέος κατάλογος ο οποίος περιλαμβάνει τις 524 ημέρες του διαστήματος 1/3/1982 – 5/8/1983. Για να εξετάζονται ίσα χρονικά διαστήματα αφαιρέθηκαν οι 41 πρώτες ημέρες του καταλόγου με τους σεισμούς πριν τις 19/12/81 (2/6/1980 – 12/6/1980), οπότε ο νέος κατάλογος πλέον καλύπτει τις 524 ημέρες του διαστήματος 13/6/1980 – 18/12/1981. Η κατανομών σεισμών συναρτήσει της ΔCFS εξετάστηκε για τους νέους καταλόγους (σχήμα 4.1 (στ)), όπως επίσης υπολογίστηκε η εκλυόμενη σεισμική ροπή που αντιστοιχεί στην κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών των νέων καταλόγων για μέγεθος πληρότητας $M_c = 3,8$ και τιμές της ΔCFS ανάμεσα στα -5 bar και τα -0,1 bar (σχήμα 4.1 (ζ)). Τα συγκριτικά αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 4.1 (β).



Σχήμα 4.1 (στ): Ιστόγραμμα της κατανομής των σεισμών με $M_w \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS μετά την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας. Κατανομή πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 18/1/82 (κάτω).



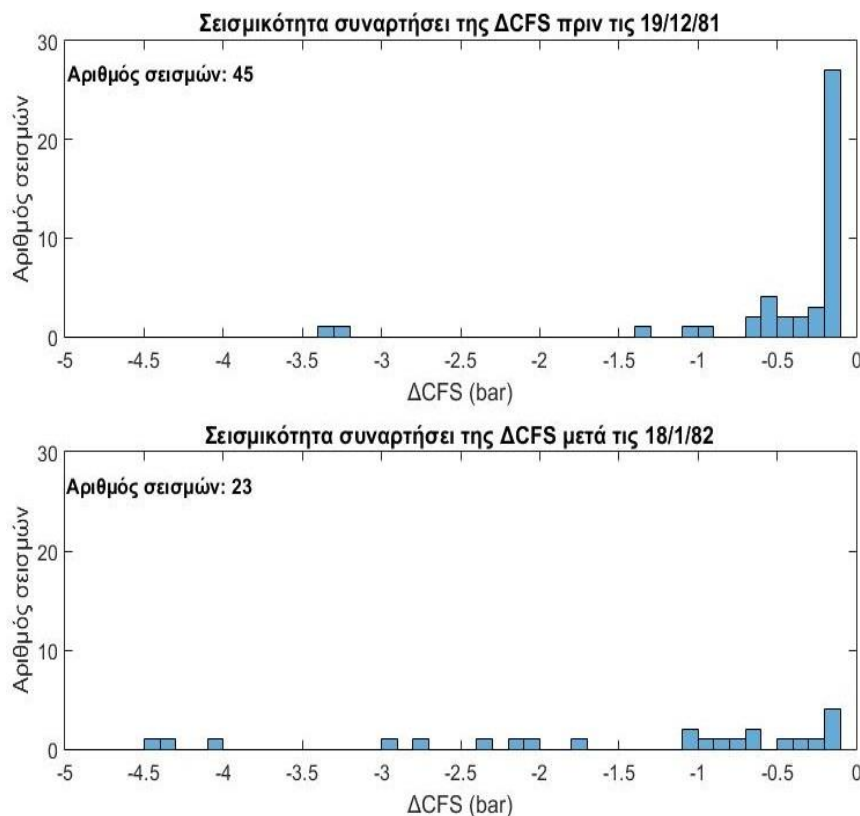
Σχήμα 4.1 (ζ): Κατανομή της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 18/1/82 (πάνω δεξιά). Οι κατανομές υπολογίστηκαν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και μετά τις 18/1/82 (κάτω δεξιά). Οι υπολογισμοί έγιναν μετά την αφαίρεση 41 ημερών από τους αρχικούς καταλόγους που αντιστοιχεί στη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας.

Πίνακας 4.1 (β) : Αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς την σεισμικότητα και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή, μετά την αφαίρεση της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας, για μέγεθος πληρότητας 3,8 και για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	13/7/80 – 18/12/81	1/3/82 – 5/8/83	-
Αριθμός σεισμών	46	28	-39,13 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,579 \cdot 10^{24}$	$4,478 \cdot 10^{23}$	- 82,64 %

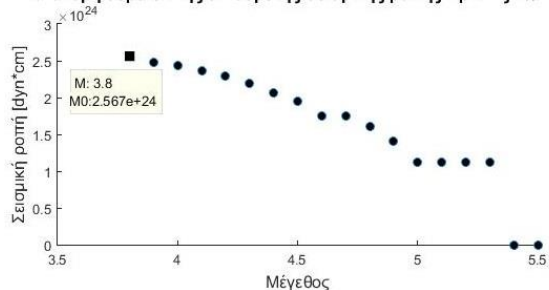
Τα αποτελέσματα που προκύπτουν είναι βελτιωμένα συγκριτικά με τα αρχικά αποτελέσματα, γεγονός που φαίνεται από την μείωση στις εκατοστιαίες διαφορές. Φάνηκε ότι η αφαίρεση του διαστήματος που διαρκεί η μετασεισμική ακολουθία ήταν αρκετή για να φανερώσει την επίδραση της σκίασης τάσεων στην σεισμικότητα και στην εκλυόμενη σεισμική ροπή στην περιοχή. Από το ιστόγραμμα (Σχήμα 4.1 (στ)) φαίνεται ότι μετά και την αφαίρεση της χρονικού διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας, η μείωση του αριθμού των σεισμών οφείλεται κυρίως στην μείωση τους για περιοχές με μικρές μεταβολές της ΔCFS ($-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$) κάτι που ίσχυε και αρχικά, πριν αφαιρεθούν μέρες από την έρευνα. Εκεί που υπάρχει βελτίωση είναι ότι μετά την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας δεν υπάρχει πλέον μεγάλη αύξηση των σεισμών σε περιοχές με μεγαλύτερες μεταβολές της ΔCFS ($-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -1 \text{ bar}$), όπως είχε παρατηρηθεί στην αρχική έρευνα (Σχήμα 4.1 (γ)).

Σε έρευνες που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο 1.2, υιοθετήθηκε η πρακτική να αφαιρούνται διαστήματα τριών μηνών μετά τον κύριο σεισμό και μετά να ερευνάται η επίδραση της ΔCFS στη σεισμικότητα (Mallman & Zoback 2007, Ma et al. 2005). Με βάση αυτό επιλέχθηκε να αφαιρεθεί διάστημα τριών μηνών μετά τις 18/1/82 και αντίστοιχου διαστήματος από την αρχή του καταλόγου που περιέχει τους σεισμούς που έγιναν πριν τις 19/12/81. Για τα νέα χρονικά διαστήματα, έγιναν τα ιστογράμματα των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS (Σχήμα 4.1 (η)) και τα διαγράμματα της κατανομής της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.1 (θ)). Τα συγκριτικά αποτελέσματα από τα διαγράμματα αυτά παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 4.1 (γ).

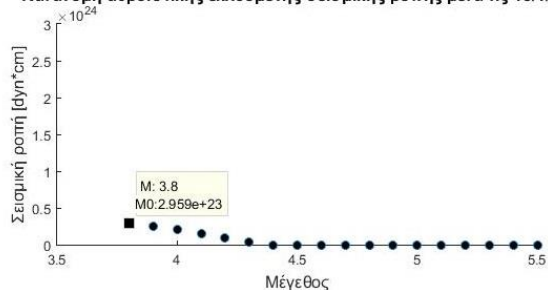


Σχήμα 4.1 (η): Ιστόγραμμα της κατανομής των σεισμών συναρτήσεως της ΔCFS μετά την αφαίρεση διαστήματος τριών μηνών από τους αρχικούς καταλόγους. Κατανομή πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 18/1/82 (κάτω).

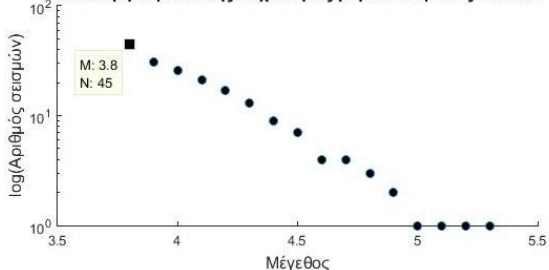
Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81



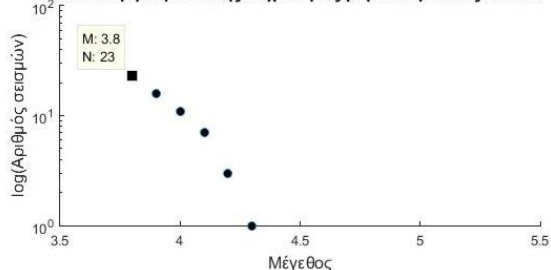
Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής μετά τις 18/1/82



Κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών πριν τις 19/12/81



Κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών μετά τις 18/1/82



Σχήμα 4.1 (θ): Κατανομή της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 18/1/82 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί της εκλυόμενης ροπής έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και μετά τις 18/1/82 (κάτω δεξιά). Οι υπολογισμοί έγιναν μετά την αφαίρεση των τριών πρώτων μηνών από τους αρχικούς καταλόγους.

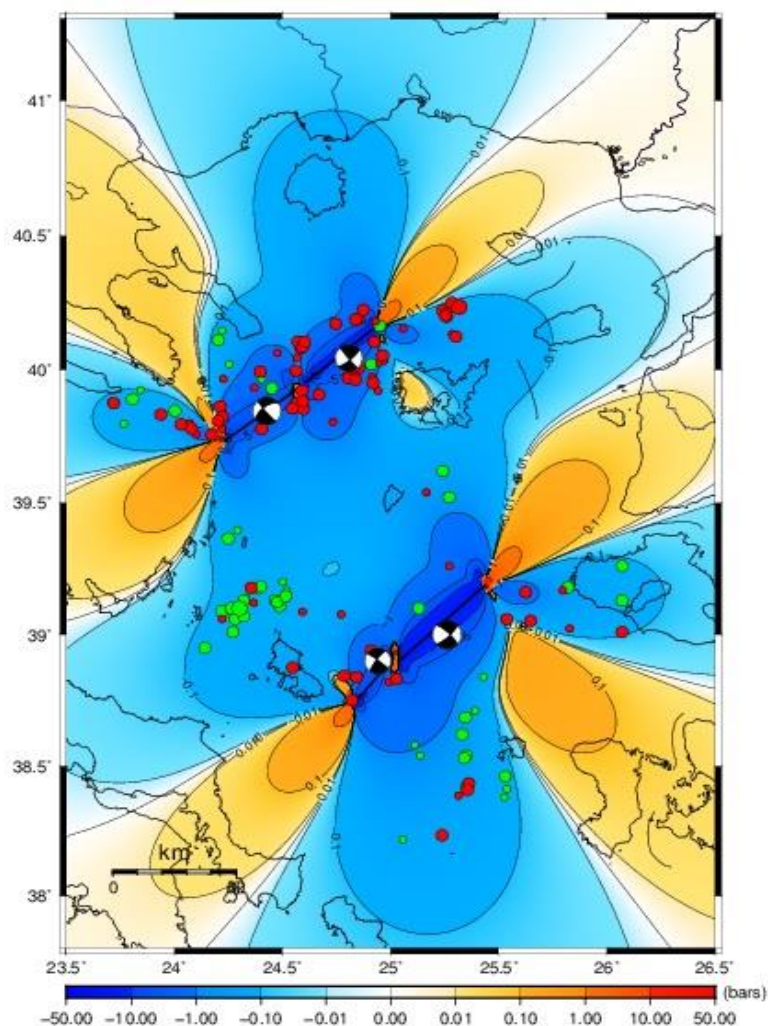
Πίνακας 4.1 (γ) : Συγκριτικά αποτελέσματα της έρευνας ως προς τον αριθμό των σεισμών και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή, μετά την αφαίρεση των τριών πρώτων μηνών από τους αρχικούς καταλόγους. Το μέγεθος πληρότητας είναι 3,8 και οι σεισμοί έγιναν σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	13/7/80 – 18/12/81	1/3/82 – 5/8/83	-
Αριθμός σεισμών	45	23	-48,89 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,567 \cdot 10^{24}$	$2,959 \cdot 10^{23}$	-88,47 %

Τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση διάρκειας τριών μηνών από τους καταλόγους (Πίνακας 4.1 (γ)) βελτιώνουν περαιτέρω τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας (Πίνακας 4.1 (β)). Η μείωση των εκατοστιαίων διαφορών φανερώνει αυτή τη μικρή βελτίωση, τόσο στον αριθμό σεισμών όσο και στην εκλυόμενη σεισμική ροπή. Από το ιστόγραμμα (Σχήμα 4.1 (η)) φαίνεται ότι η κατανομή των σεισμών σε σχέση με την ΔCFS είναι παρόμοια με αυτήν που είχε προκύψει όταν αφαιρέθηκε το διάστημα της μετασεισμικής ακολουθίας (Σχήμα 4.1 (στ)), δηλαδή ότι η μείωση του αριθμού των σεισμών οφείλεται κυρίως στη μεγάλη μείωση στις περιοχές με μικρές μεταβολές της ΔCFS ($-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$), ενώ παρατηρείται μια ελάχιστη αύξηση των σεισμών για τις μεγαλύτερες μεταβολές ($-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -1 \text{ bar}$). Επομένως η αφαίρεση τριών μηνών από τους καταλόγους οδήγησε σε παρόμοια αποτελέσματα με τα αντίστοιχα που υπήρχαν όταν αφαιρέθηκε η διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας, αλλά πιο ενισχυμένα.

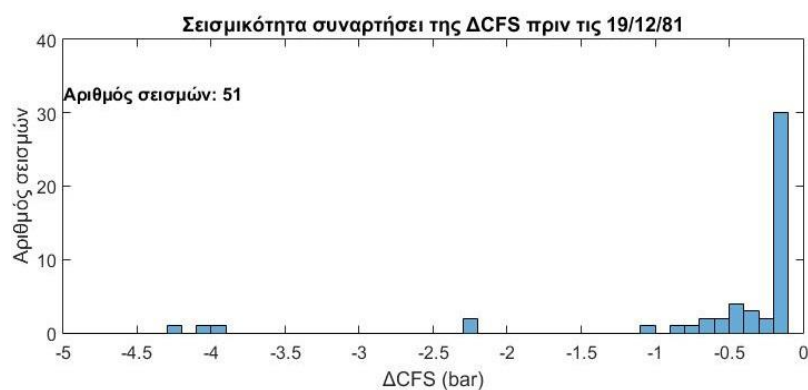
2.4.2 – Οι τέσσερεις σεισμοί του βορείου Αιγαίου, το διάστημα 1981 – 1983

Στον υπολογισμό που έγινε στην προηγούμενη ενότητα μπορεί να προστεθεί και η μεταβολή των τάσεων Coulomb που προκάλεσε ο σεισμός που έγινε στις 6/8/1983 διότι το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί από τον προηγούμενο σεισμό είναι μικρό, με βάση τις τεκτονικές διαδικασίες. Η επίδραση της μεταβολής των τάσεων Coulomb στη σεισμικότητα εξετάστηκε για διάστημα 565 ημερών μετά τον σεισμό του 1983 και το αντίστοιχο διάστημα πριν τον σεισμό στις 19/12/81. Το μέγεθος πληρότητας θεωρήθηκε ότι είναι $M_c = 3,8$, όπως και στην προηγούμενη ενότητα. Έπειτα υπολογίστηκε ο χάρτης με την αθροιστική μεταβολή των στατικών τάσεων, για σύστημα αναφοράς που ορίζεται από κλίση 76° και παράταξη 227° , σε βάθος 7,5 km και για γωνία ολίσθησης 175° (Σχήμα 4.2 (α)).

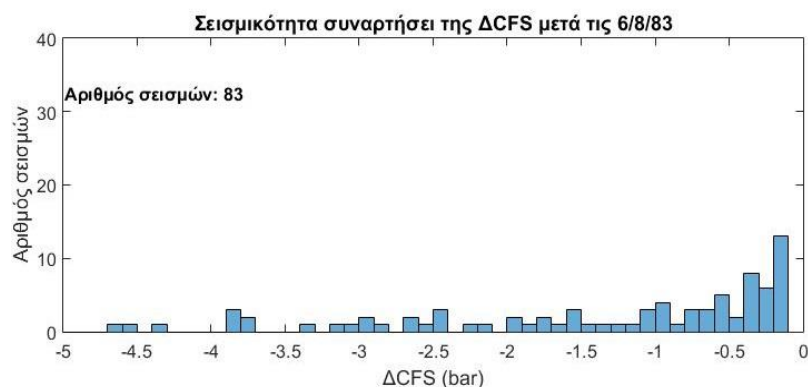


Σχήμα 4.2 (α): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τους σεισμούς 19/12/81, 27/12/81, 18/1/82 και 6/8/83 (coseismic stress change). Παρουσιάζονται οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών. Για μέγεθος πληρότητας 3,8, φαίνονται οι σεισμοί που έγιναν 565 ημέρες πριν τις 19/12/81 (πράσινοι κύκλοι) και οι σεισμοί που έγιναν 565 ημέρες μετά τις 6/8/83 (κόκκινοι κύκλοι)

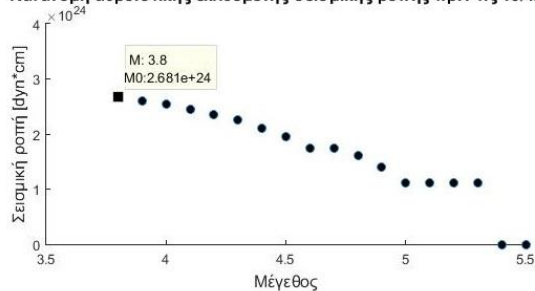
Η σεισμικότητα για ΔCFS ανάμεσα σε -5 bar και -0,1 bar, για τα εξεταζόμενα διαστήματα πριν και μετά τους τέσσερις σεισμούς, παρουσιάζεται σε ιστογράμματα με κλάσεις πλάτους 0,1 bar (Σχήμα 4.2 (β)). Επίσης για τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα και το εξεταζόμενο εύρος τιμών της ΔCFS, υπολογίστηκε η κατανομή της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμική ροπής (Σχήμα 4.2 (γ)). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων παρουσιάζεται συνοπτικά στον πίνακα 4.2 (α).



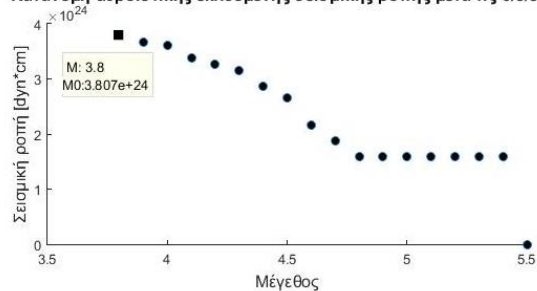
Σχήμα 4.2 (β): Κατανομή των σεισμών συναρτήσεως της ΔCFS για τα διαστήματα 565 ημερών πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 6/8/83 (κάτω). Λαμβάνονται υπ' όψη οι σεισμοί με $M_w \geq 3,8$.



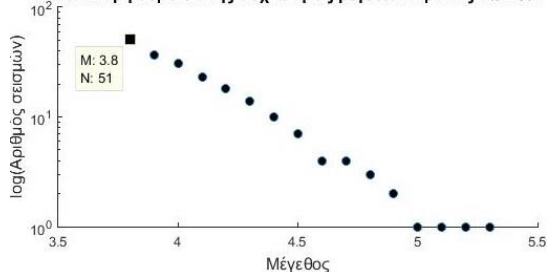
Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81



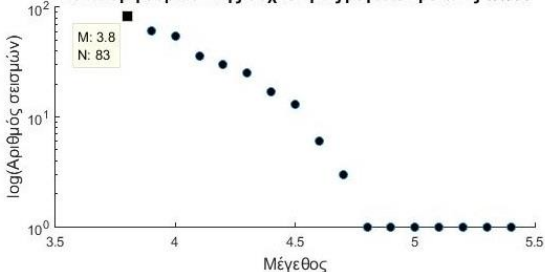
Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής μετά τις 6/8/83



Κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών πριν τις 19/12/81



Κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών μετά τις 6/8/83



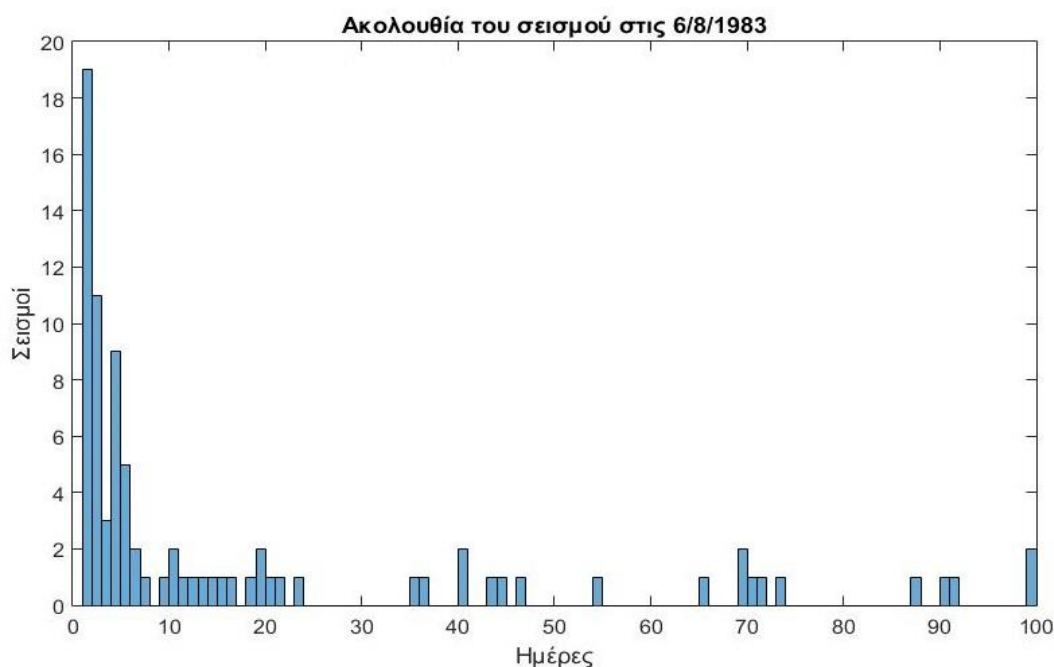
Σχήμα 4.2 (γ): Κατανομή της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί της εκλυόμενης ροπής έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων με 565 μέρες πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.2 (α) : Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό των σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή για σεισμούς με $M \geq 3,8$ που έγιναν σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/6/80 – 18/12/81	7/8/83 – 22/2/85	-
Αριθμός σεισμών	51	83	62,75 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,681 \cdot 10^{24}$	$3,807 \cdot 10^{24}$	41,99 %

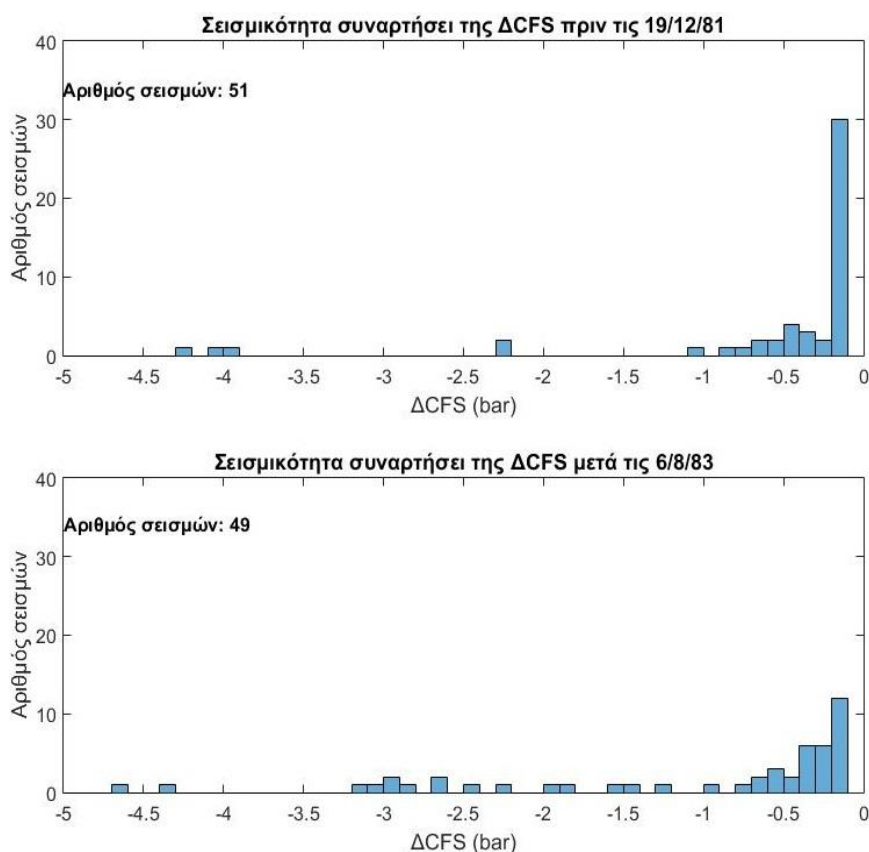
Τα αποτελέσματα δείχνουν αύξηση τόσο του αριθμού των σεισμών, κατά 62,75%, όσο και της εκλυόμενης ροπής, κατά 41,99%, στην περιοχή που βρίσκεται σε σκίαση τάσεων. Από το ιστόγραμμα (Σχήμα 4.2 (β)) φαίνεται ότι μείωση σεισμικότητας υπάρχει μόνο σε περιοχές που βρίσκονται στο εύρος $-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, τη στιγμή που στο υπόλοιπο εύρος των τιμών της ΔCFS υπάρχει αύξηση σεισμικότητας. Από τον χάρτη φαίνεται ότι όπως και πριν, η σεισμικότητα παρουσιάζεται αυξημένη κοντά στο ρήγμα που προκάλεσε τον τελευταίο σεισμό.

Στη συνέχεια έγινε ιστόγραμμα της κατανομής των σεισμών συναρτήσει του χρόνου, στην περιοχή κοντά στο ρήγμα του τελευταίου σεισμού, στις 6/8/83, και με βάση αυτό η διάρκεια της ακολουθίας εκτιμήθηκε σε 23 μέρες (Σχήμα 4.2 (δ)).

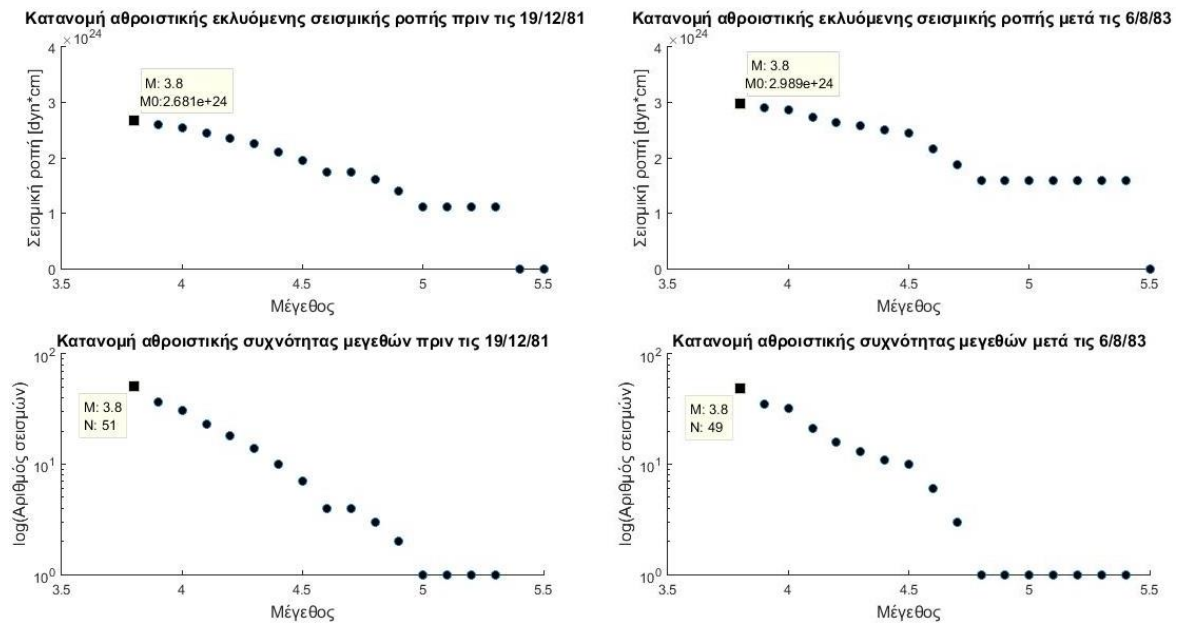


Σχήμα 4.2 (δ): Χρονική κατανομή των σεισμών τις 100 πρώτες ημέρες μετά τον σεισμό στις 6/8/1983, στην περιοχή γύρω από το ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό.

Οι 23 ημέρες με δεδομένα στον κατάλογο αντιστοιχούν σε 24 ημερολογιακές ημέρες, δηλαδή περιλαμβάνουν το διάστημα 7/8/83 – 30/8/83. Το διάστημα αυτό αφαιρέθηκε από τον κατάλογο με τους σεισμούς μετά τις 6/8/83 όπως αφαιρέθηκαν και οι πρώτες 24 ημέρες του καταλόγου με τους σεισμούς πριν την 19/12/81. Με βάση τα παραπάνω, έγινε το ιστόγραμμα του αριθμού των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS (Σχήμα 4.2 (ε)) και σχεδιάστηκε το διάγραμμα της κατανομής της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής και της κατανομής αθροιστικής συχνότητας μεγεθών των καταλόγων (Σχήμα 4.2 (στ)).



Σχήμα 4.2 (ε): Ιστόγραμμα με την κατανομή της σεισμικότητας συναρτήσει της ΔCFS για σεισμούς με $M_w \geq 3,8$, αφού αφαιρέθηκε διάστημα 24 ημερών από τους καταλόγους, που αντιστοιχεί στη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας. Κατανομή πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 6/8/83 (κάτω).



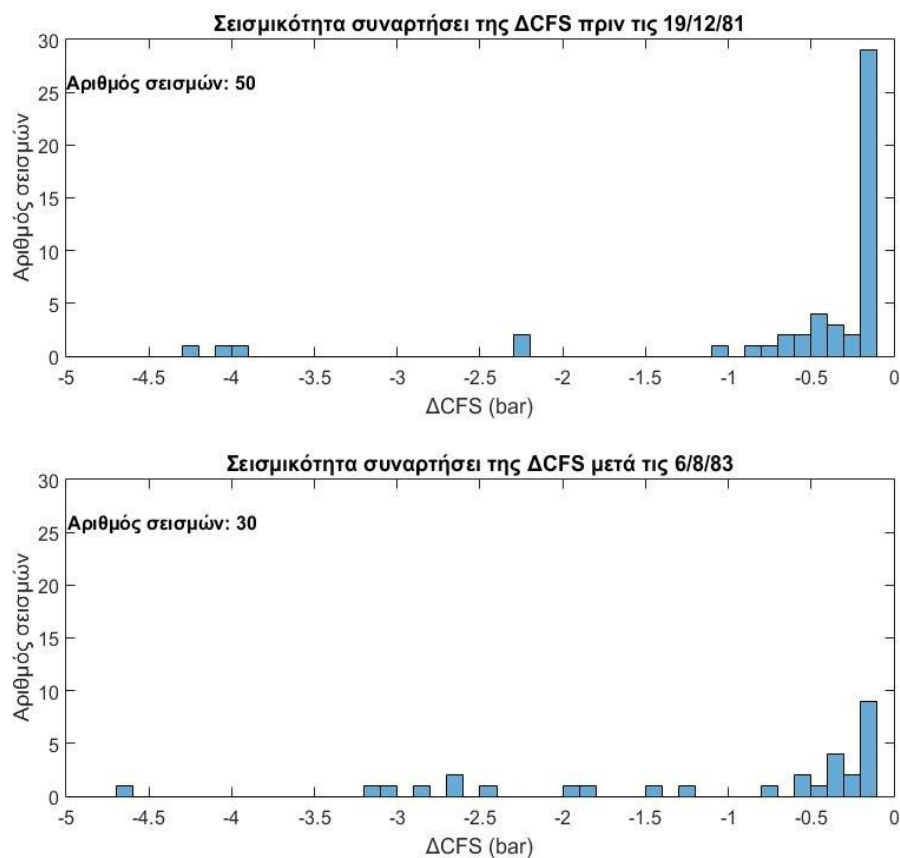
Σχήμα 4.2 (στ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές αθροιστικής συχνότητας μεγεθών των καταλόγων μετά την αφαίρεση 24 ημέρων από τους σεισμικούς καταλόγους πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.2 (β) : Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή στις περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$. Τα αποτελέσματα αφορά τους καταλόγους μετά την αφαίρεση 24 ημερών από τους αρχικούς και για μέγεθος πληρότητας 3,8.

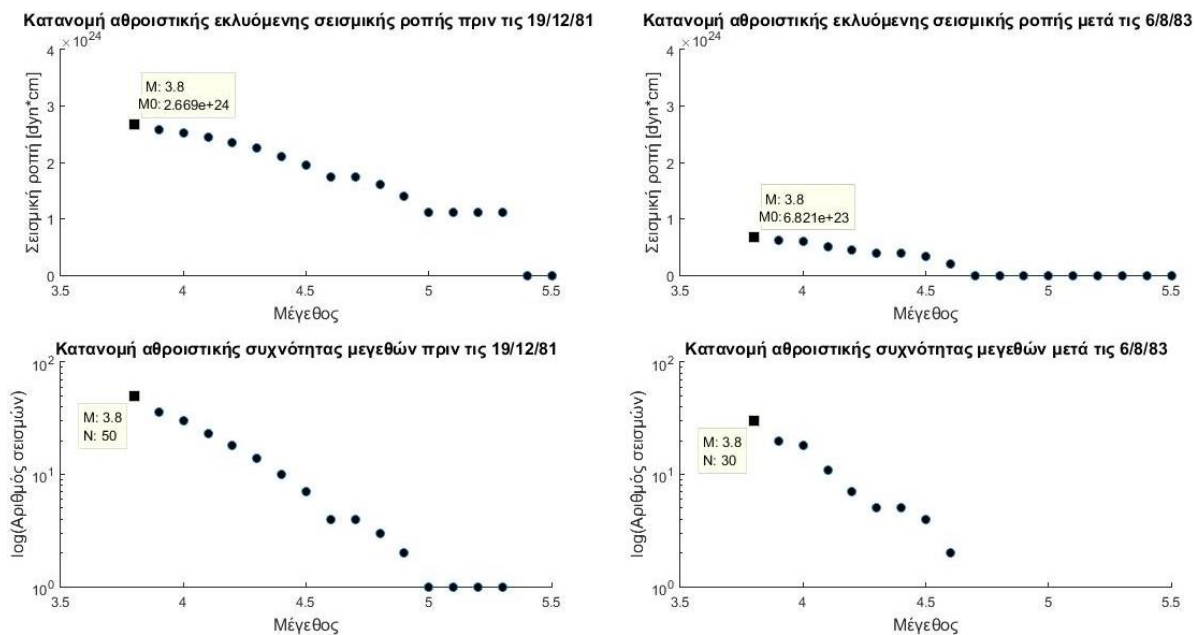
	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	26/6/80 – 18/12/81	31/8/83 – 22/2/85	-
Αριθμός σεισμών	51	49	-3,92 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,681 \cdot 10^{24}$	$2.989 \cdot 10^{24}$	11,49 %

Τα αποτελέσματα της διερεύνησης μετά την αφαίρεση της χρονικής διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας, παρουσιάζουν πολύ μικρή μείωση της σεισμικότητας μετά τον τελευταίο σεισμό (3,92 %), αλλά μικρή αύξηση της εκλυόμενης σεισμικής ροπής στην περιοχή (11,49 %). Η παρατηρούμενη αύξηση της σεισμικής ροπής είναι μικρότερη συγκριτικά με την αύξηση που παρατηρήθηκε πριν την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας. Με αυτά τα δεδομένα φαίνεται συνολικά ότι υπάρχει βελτίωση του αποτελέσματος, ωστόσο η μείωση της σεισμικότητας κρίνεται πολύ μικρή ώστε εξαχθεί κάποιο συμπέρασμα υπέρ της μείωσης της σεισμικότητας στην εξεταζόμενη περιοχή.

Τέλος η έρευνα επεκτάθηκε στην αφαίρεση διαστήματος τριών μηνών μετά τις 6/8/83 και αντίστοιχου διαστήματος από την αρχή του καταλόγου των σεισμών πριν τις 19/12/81. Για τα διαστήματα αυτά έγινε ιστόγραμμα της σεισμικότητας (σχήμα 4.2 (ζ)) και διάγραμμα της κατανομής της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής (σχήμα 4.2 (η)). Τα συγκριτικά αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζονται στον πίνακα 4.2 (γ).



Σχήμα 4.2 (ζ): Κατανομή των σεισμών με $M_w \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS μετά την αφαίρεση τριών πρώτων μηνών από τους αρχικούς καταλόγους. Κατανομή πριν τις 19/12/81 (πάνω) και μετά τις 6/8/83 (κάτω).



Σχήμα 4.2 (η): Κατανομή της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 19/12/81 (πάνω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων αφού αφαιρέθηκε το διάστημα των τριών πρώτων μηνών, πριν τις 19/12/81 (κάτω αριστερά) και μετά τις 6/8/83 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.2 (γ) : Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό των σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή στις περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, μετά την αφαίρεση του πρώτου τρίμηνου από τους καταλόγους και για μέγεθος πληρότητας 3,8.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/9/80 – 18/12/81	7/11/83 – 22/2/85	-
Αριθμός σεισμών	50	30	-40,00 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,669 \cdot 10^{24}$	$6,821 \cdot 10^{23}$	-74,44 %

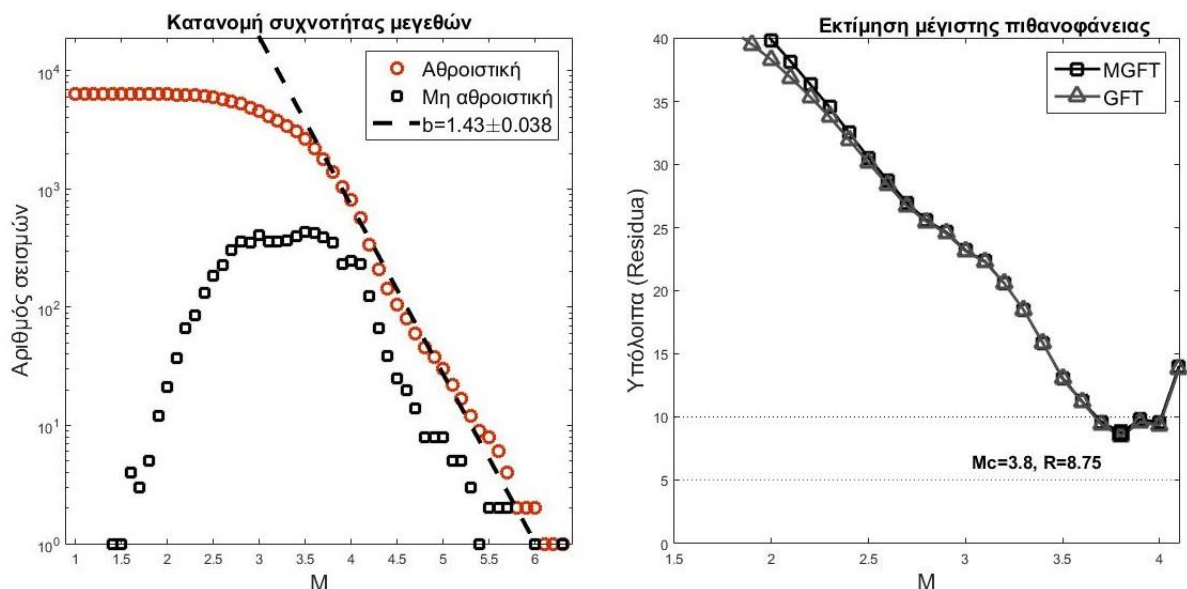
Από τα αποτελέσματα φαίνεται ότι η αφαίρεση ενός μεγαλύτερου χρονικού διαστήματος σε αυτή την έρευνα, είναι ικανή να αναδείξει μειωμένη σεισμικότητα και μειωμένη εκλυόμενη σεισμική ροπή στην περιοχή με σκίαση τάσεων, ακόμα κι όταν αυτή δεν αναδεικνύεται μετά την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας.

Στη διερεύνηση της σεισμικότητας μετά από αυτούς τους τέσσερις σεισμούς υπάρχει η δυνατότητα να εξεταστούν μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα. Υπάρχουν δύο λόγοι που δεν επιλέχθηκε να γίνει αυτό. Ο πρώτος λόγος είναι ότι υπάρχει προβληματισμός για την ποιότητα των δεδομένων εάν επεκταθεί η έρευνα πολύ πριν το 1980. Ο δεύτερος είναι ότι έχουν γίνει άλλοι δύο μεγάλοι σεισμοί στην περιοχή, ο

έναν στις 19/2/1968 στον Άγιο Ευστράτιο με μέγεθος $M = 7,1$ και ο άλλος στις 27/3/1975 στην θαλάσσια περιοχή βορειοανατολικά της Ίμβρου και νοτιοανατολικά της Σαμοθράκης με μέγεθος $M = 6,6$. Ο σεισμός του 1968 προκάλεσε σημαντικές μεταβολές στο πεδίο στατικών τάσεων στην εξεταζόμενη περιοχή αντίθετα με τον σεισμό του 1975 ο οποίος επηρέασε λιγότερο μικρότερη επιρροή διότι έγινε στο ανατολικό όριο της εξεταζόμενης περιοχής τη στιγμή που οι τέσσερις εξεταζόμενοι σεισμοί δεν επηρεάζουν τα ανατολικά και δυτικά όρια της περιοχής. Πιθανή επέκταση της έρευνας σε χρονικά διαστήματα πριν το 1980 θα πρέπει να γίνει με συνυπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb από αυτούς τους δύο σεισμούς. Εν τέλει επιλέχθηκε να μην συνυπολογιστούν αυτοί οι δύο σεισμοί στα πλαίσια αυτής της διατριβής και γι' αυτό τον λόγο δεν εξετάστηκαν μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα τα οποία θα εκτείνονται πριν το 1980.

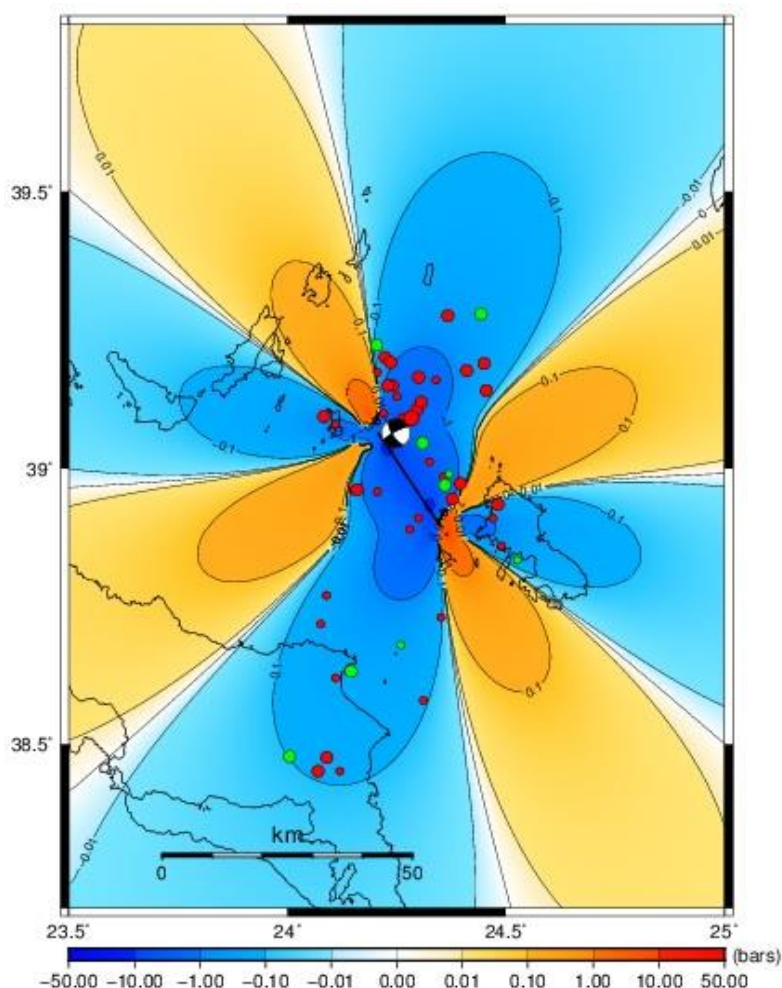
2.4.3 – Ο σεισμός της Σκύρου στις 26/7/2001

Η επιρροή της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα μετά τον σεισμό της Σκύρου εξετάστηκε για διαστήματα πέντε ετών πριν και μετά τον σεισμό. Το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου που υιοθετήθηκε για τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο είναι $M_c = 3,8$ (σχήμα 4.3 (α)).

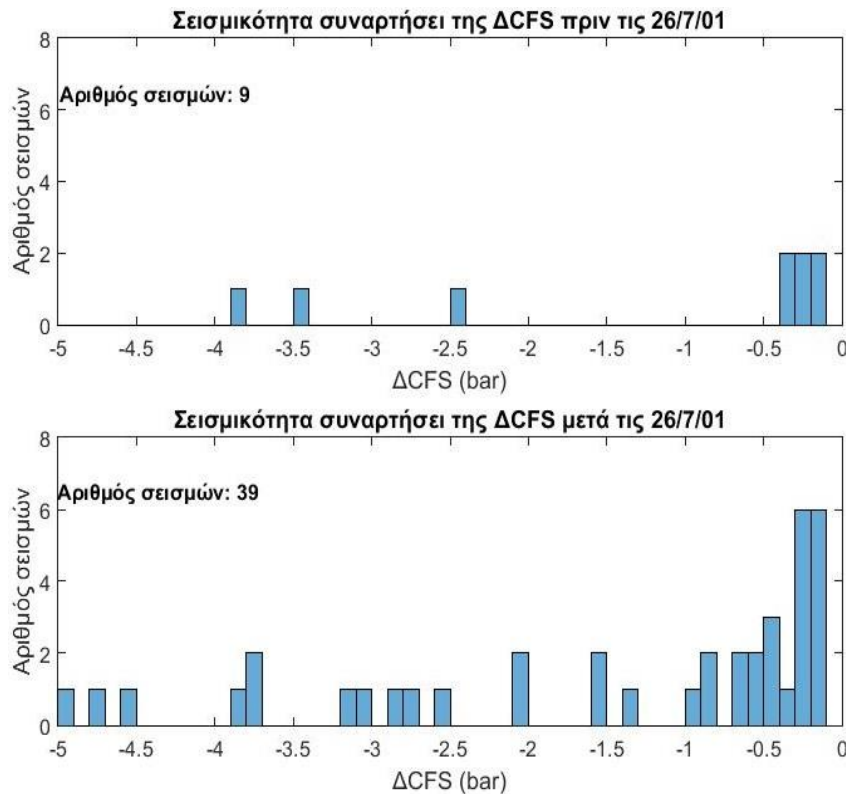


Σχήμα 4.3 (α): Κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών για το χρονικό διάστημα πέντε ετών πριν και μετά τις 26/7/2001 (αριστερά). Εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας για το ίδιο χρονικό διάστημα (δεξιά).

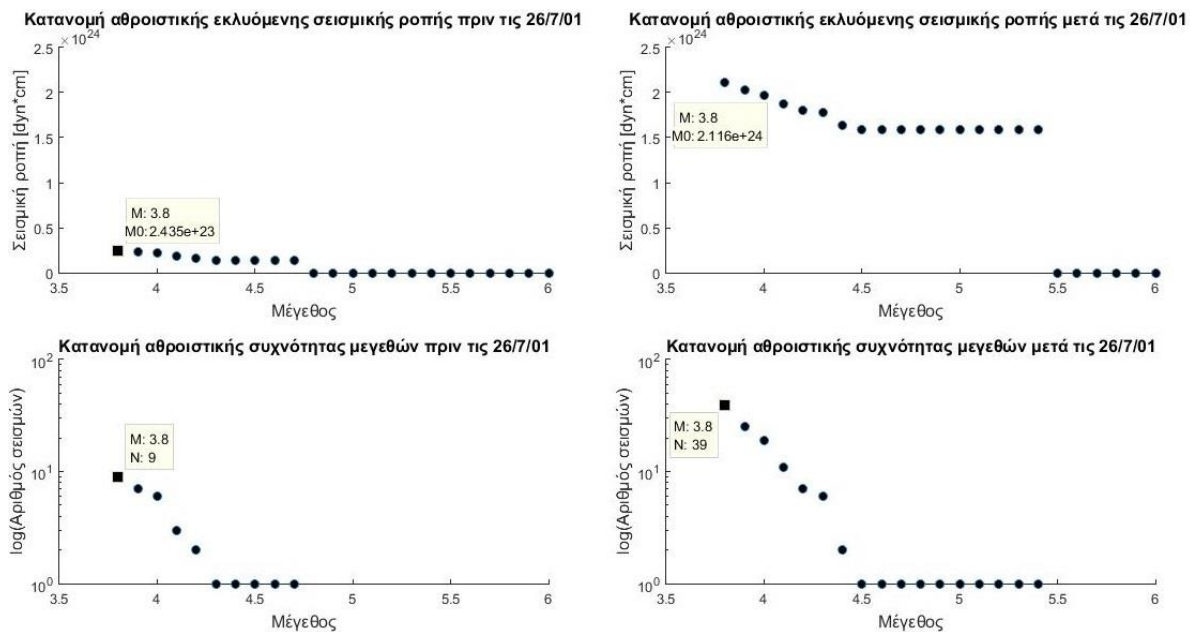
Στον χάρτη του σχήματος 4.3 (β) φαίνεται η επικεντρική κατανομή των σεισμών με $M \geq 3,8$, που έγιναν στα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα. Ο χάρτης δεν περιλαμβάνει όλη την εξεταζόμενη περιοχή που παρουσιάστηκε αρχικά (κεφάλαιο 2.3.5), αλλά περιλαμβάνει μόνο την περιοχή στην οποία οι τιμές των μεταβολών της τάσης είναι στα εξεταζόμενα όρια. Στη συνέχεια έγινε το ιστόγραμμα όπου παρουσιάζεται ο αριθμός των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS (Σχήμα 4.3 (γ)) και τέλος σχεδιάστηκε η κατανομή αθροιστικής συχνότητας των μεγεθών για τα διαστήματα πριν και μετά τον κύριο σεισμό ώστε να υπολογιστεί με βάση αυτά η κατανομή της εκλυόμενης ροπής στην περιοχή (Σχήμα 4.3 (δ)). Το συγκριτικό αποτέλεσμα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζεται στον πίνακα 4.3 (α).



Σχήμα 4.3 (β): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκλήθηκε από τον σεισμό της Σκύρου στις 26/7/01. Για μέγεθος πληρότητας 3.8, παρουσιάζονται οι σεισμοί που έγιναν πέντε χρόνια πριν τον σεισμό (πράσινοι κύκλοι) και οι σεισμοί που έγιναν πέντε χρόνια μετά τον σεισμό (κόκκινοι κύκλοι)



Σχήμα 4.3 (γ): Ιστόγραμμα των σεισμών με $M_w \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS για τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα πέντε ετών πριν τον σεισμό της Σκύρου (πάνω) και μετά τις από αυτόν (κάτω).



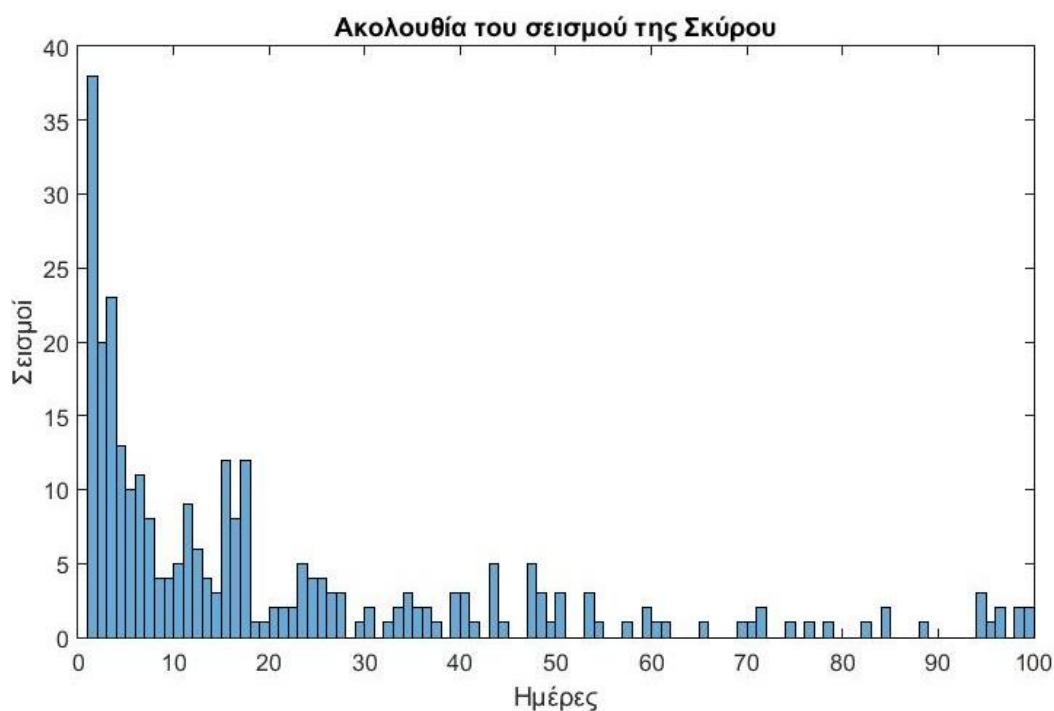
Σχήμα 4.3 (δ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 26/7/01 (πάνω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές αθροιστικής συχνότητας μεγεθών των καταλόγων που περιέχουν πέντε χρόνια πριν τις 26/7/01 (κάτω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.3 (α): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης για τον σεισμό της Σκύρου (26/7/2001) ως προς την επίδραση της σκίασης τάσεων στον αριθμό σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή, για διαστήματα πέντε ετών πριν και μετά το σεισμό, για μέγεθος πληρότητας 3,8 και για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	26/7/96 – 25/7/01	27/7/01 – 26/7/06	-
Αριθμός σεισμών	9	39	333,33 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,435 \cdot 10^{23}$	$2,116 \cdot 10^{24}$	768,99 %

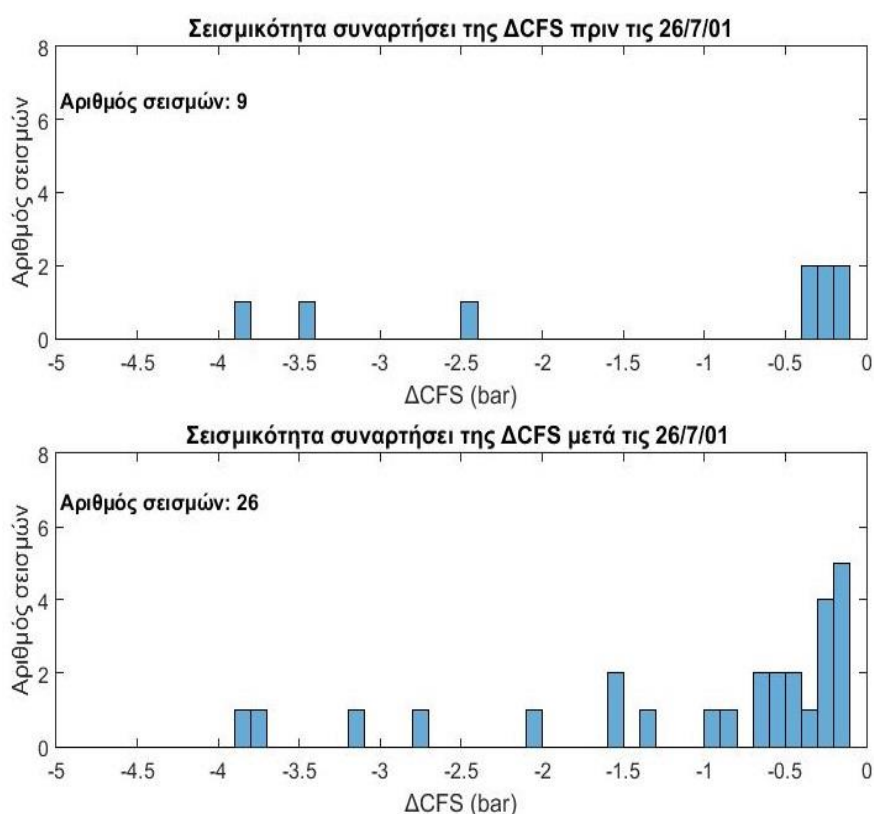
Το αποτέλεσμα δείχνει πολύ μεγάλη αύξηση του αριθμού των σεισμών όπως και της εκλυόμενης σεισμικής ροπής μετά τον κύριο σεισμό, στις περιοχές με σκίαση τάσεων. Τα ιστογράμματα (Σχήμα 4.3 (γ)) φανερώνουν πολύ λίγους σεισμούς πριν τον κύριο σεισμό σε όλο το εύρος των εξεταζόμενων ΔCFS , γεγονός που ούτως ή άλλως δυσκολεύει την διερεύνηση και την σύγκριση της επίδρασης της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα. Από τις κατανομές αθροιστικής συχνότητας μεγεθών πριν και μετά τον σεισμό (σχήμα 4.3 (δ), κάτω) φαίνεται ότι για όλα τα μεγέθη, ο αριθμός των σεισμών είναι πολύ μικρότερος πριν τον κύριο σεισμό σε σχέση με τον αριθμό των σεισμών μετά απ' αυτόν.

Έπειτα έγινε το ιστόγραμμα του αριθμού των σεισμών για τις 100 πρώτες μέρες μετά τον σεισμό, στην περιοχή γύρω από το ρήγμα (σχήμα 4.3 (ε)).



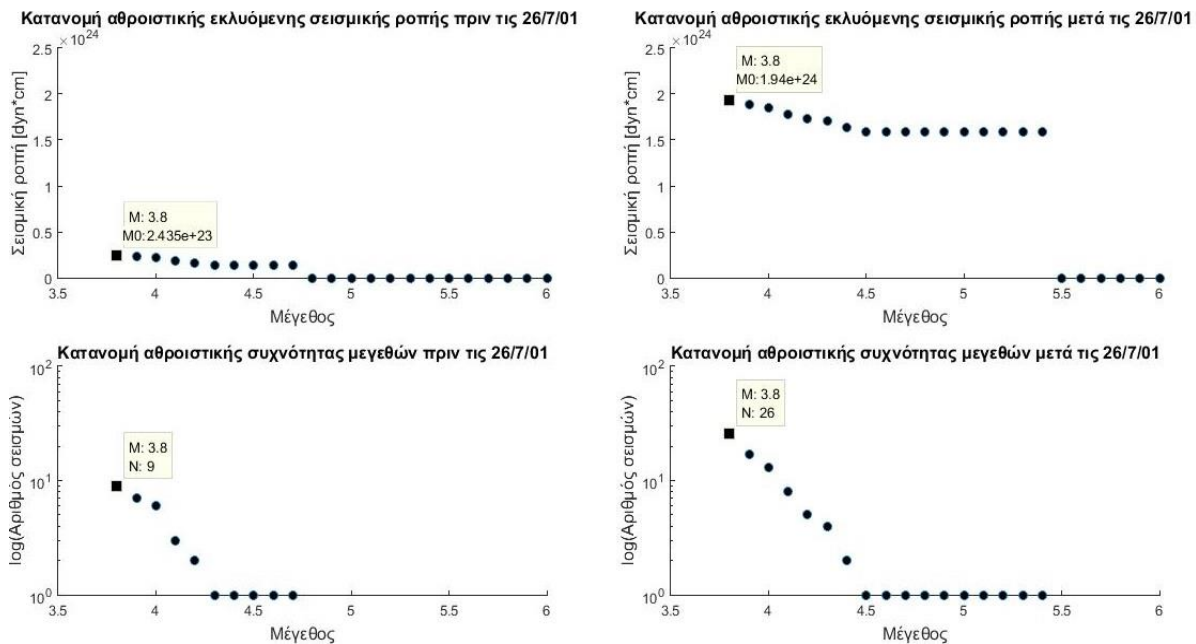
Σχήμα 4.3 (ε): Ιστόγραμμα με την χρονική κατανομή των σεισμών τις 100 ημέρες μετά τις 26/7/01, στην περιοχή του ρήγματος.

Με βάση το *σχήμα 4.3 (ε)* η διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας εκτιμήθηκε σε 31 ημέρες, οπότε αφαιρέθηκαν 31 ημέρες από την αρχή των καταλόγων πριν και μετά τον κύριο σεισμό. Για τους διαμορφωμένους καταλόγους υπολογίστηκε η κατανομή των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS (*Σχήμα 4.3 (στ)*). Από την κατανομή φαίνεται ότι η αφαίρεση του διαστήματος της ακολουθίας συνεπάγεται μείωση στους σεισμούς η οποία εστιάζεται κυρίως στους σεισμούς που έγιναν σε περιοχές με $\Delta CFS < -1 \text{ bar}$.



Σχήμα 4.3 (στ): Κατανομή των σεισμών με $M_w \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS μετά την αφαίρεση των πρώτων 31 ημερών από τους καταλόγους (διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας). Κατανομή πριν τον σεισμό της Σκύρου (πάνω) και μετά απ' αυτόν (κάτω).

Έπειτα υπολογίστηκε η κατανομή αθροιστικής της εκλυόμενης ροπής στις εξεταζόμενες περιοχές (*Σχήμα 4.3 (ζ)*). Τα συγκριτικά αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζονται συνοπτικά στον *πίνακα 4.3 (β)*.



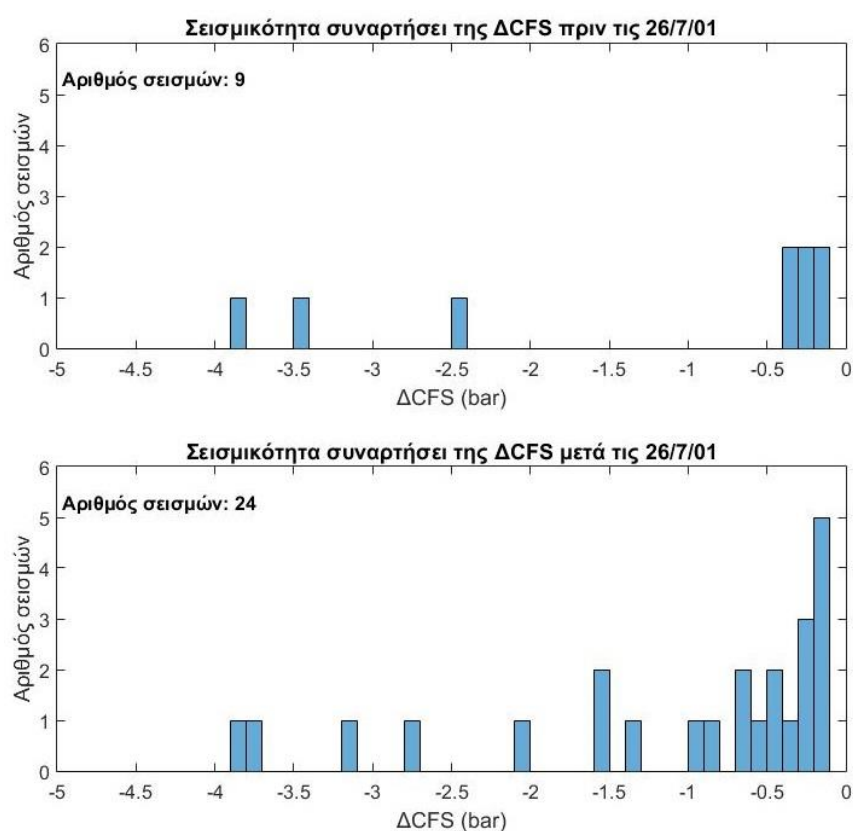
Σχήμα 4.3 (ζ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 26/7/01 (πάνω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές αθροιστικής συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 26/7/01 (κάτω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (κάτω δεξιά), μετά την αφαίρεση των διαστημάτων που αντιστοιχούν στην μετασεισμική ακολουθία,

Πίνακας 4.3 (β): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή, μετά την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας, για μέγεθος πληρότητας 3,8 και για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

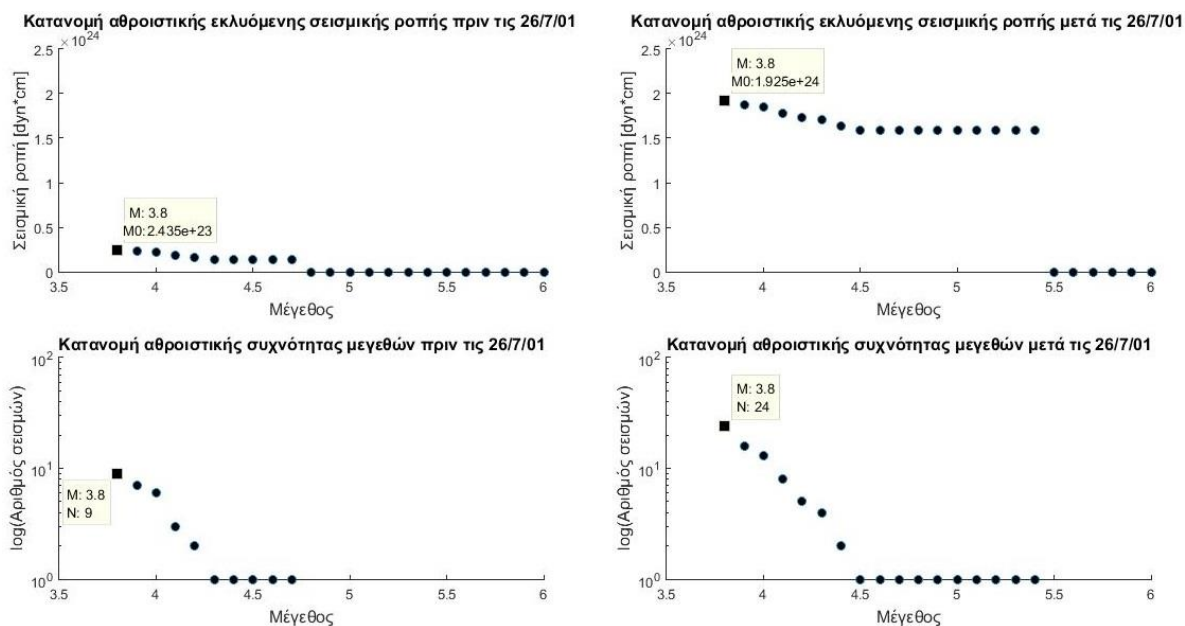
	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	25/9/96 – 25/7/01	26/9/01 – 26/7/06	-
Αριθμός σεισμών	9	26	188,88 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,435 \cdot 10^{23}$	$1,94 \cdot 10^{24}$	696,71 %

Φαίνεται ότι μετά την αφαίρεση του χρονικού διαστήματος που διαρκεί η ακολουθία του κύριου σεισμού, οι εκατοστιαίες διαφορές είναι μικρότερες σε σχέση με την αρχική έρευνα. Οι διαφορές αρχικών και τελικών τιμών μειώθηκαν, ωστόσο ο αριθμός των σεισμών και η αθροιστική εκλυόμενη ροπή μετά τον σεισμό παρέμειναν κατά πολύ μεγαλύτερα. Με δεδομένη την μικρή σεισμικότητα την πενταετία πριν τον κύριο σεισμό στις περιοχές με σκίαση τάσεων, πολύ δύσκολα αναμένεται να παρατηρηθεί μειωμένη σεισμικότητα μετά τον σεισμό. Αυτό που θα μπορούσε να θεωρηθεί θετικό αποτέλεσμα θα ήταν να μειωθεί η σεισμικότητα μετά τον σεισμό στο επίπεδο που είχε πριν το σεισμό, αφού αφαιρεθεί το διάστημα της μετασεισμικής ακολουθίας.

Όπως και στις προηγούμενες δύο ενότητες, αφαιρέθηκε το διάστημα των τριών πρώτων μηνών μετά το σεισμό (27/7/01 – 26/10/01) και το αντίστοιχο διάστημα των τριών πρώτων μηνών από την αρχή του καταλόγου με τα δεδομένα πριν τον κύριο σεισμό (26/7/96 – 26/10/96). Τα ιστογράμματα της κατανομής των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS παρουσιάζονται στο σχήμα 4.3 (η) και οι κατανομές αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής παρουσιάζονται στο σχήμα 4.3 (θ). Τα συγκριτικά αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 4.3 (γ).



Σχήμα 4.3 (η): Κατανομή των σεισμών με $M \geq 3,8$ συναρτήσει της ΔCFS πριν τον σεισμό της Σκύρου (πάνω) και μετά απ' αυτόν (κάτω). Η κατανομή αφορά τους καταλόγους των πέντε ετών, μετά την αφαίρεση των πρώτων τριών μηνών.



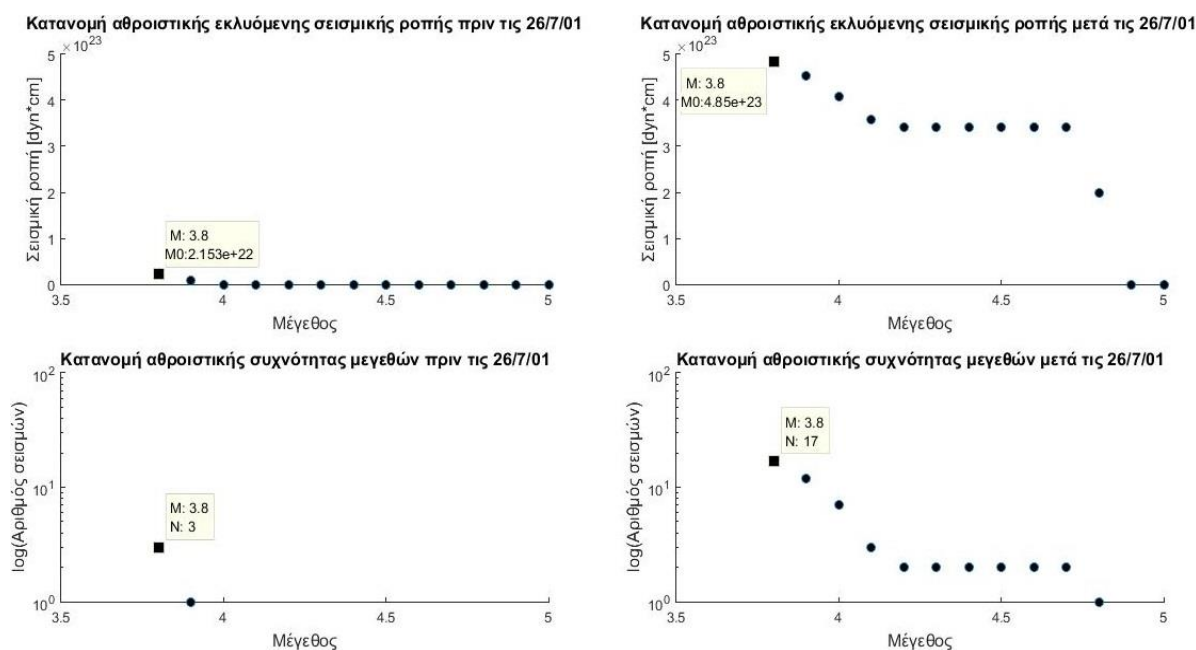
Σχήμα 4.3 (Θ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 26/7/01 (πάνω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 26/7/01 (κάτω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (κάτω δεξιά), αφού αφαιρέθηκε το διάστημα των τριών πρώτων μηνών.

Πίνακας 4.3 (Υ): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς την σεισμικότητα και την εκλυόμενη σεισμική ροπή σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0.1 \text{ bar}$. Οι υπολογισμοί έγιναν για μέγεθος πληρότητας 3.8, αφού αφαιρέθηκαν οι πρώτοι τρεις μήνες από τους αρχικούς καταλόγους..

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	26/10/96 – 25/7/01	27/10/01 – 26/7/06	-
Αριθμός σεισμών	9	24	166,67 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,435 \cdot 10^{23}$	$1,925 \cdot 10^{24}$	690,55 %

Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται λίγο βελτιωμένα εάν αφαιρεθεί διάστημα τριών μηνών, σε σχέση με την περίπτωση που αφαιρέθηκε το διάστημα της ακολουθίας. Στις προηγούμενες διερευνήσεις των σεισμών που έγιναν το διάστημα 1981 – 1983 υπήρχε εμφανώς μειωμένη σεισμικότητα στις περιοχές με μικρή μεταβολή της ΔCFS ($-0,2 \leq \Delta CFS \leq -0,1$). Αυτό υποδεικνύει ότι υπήρξε αύξηση σεισμικότητας σε όλη την περιοχή με σκίαση τάσεων, ανεξάρτητα από το πόσο κοντά ήταν στο ρήγμα. Επομένως δεν γίνεται να επιβεβαιωθεί μειωμένη σεισμικότητα μετά τον σεισμό της Σκύρου στις περιοχές με σκίαση τάσεων.

Εφόσον πρόκειται για ιδιαίτερη έρευνα με τόσο χαμηλή σεισμικότητα πριν από τον κύριο σεισμό εξετάστηκε η αύξηση της σεισμικότητας που έγινε σε περιοχές με $0,1 \text{ bar} \geq \Delta CFS \geq 5 \text{ bar}$. Υπολογίστηκαν οι κατανομές συχνότητας μεγεθών και οι κατανομές αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.3 (ι)) ενώ δεν έγιναν ιστογράμματα διότι για τις θετικές τιμές της ΔCFS δεν μας ενδιαφέρει η κατανομή της σεισμικότητας στο εύρος των τάσεων. Ο υπολογισμός έγινε για τους καταλόγους όπου έχουν αφαιρεθεί τα διαστήματα των τριών πρώτων μηνών για τα οποία προέκυψαν τα καλύτερα αποτελέσματα στην έρευνα που έγινε μέχρι τώρα. Ο σκοπός του υπολογισμού είναι να βρεθεί εάν η αύξηση της σεισμικότητας που θα παρατηρηθεί είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη στις περιοχές με σκίαση τάσεων. Στον εμφανίζονται τα συνοπτικά στοιχεία της διερεύνησης και οι εκατοστιαίες διαφορές.



Σχήμα 4.3 (ι): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 26/7/01 (πάνω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (πάνω δεξιά) για $0,1 \geq \Delta CFS \geq 5 \text{ bar}$. Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 26/7/01 (κάτω αριστερά) και μετά τις 26/7/01 (κάτω δεξιά), μετά την αφαίρεση του διαστήματος των τριών πρώτων μηνών.

Πίνακας 4.3 (δ) : Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό των σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή για τους καταλόγους όπου αφαιρέθηκαν οι πρώτοι τρεις μήνες, για μέγεθος πληρότητας 3,8 και για $0,1 \text{ bar} \geq \Delta CFS \geq 5 \text{ bar}$.

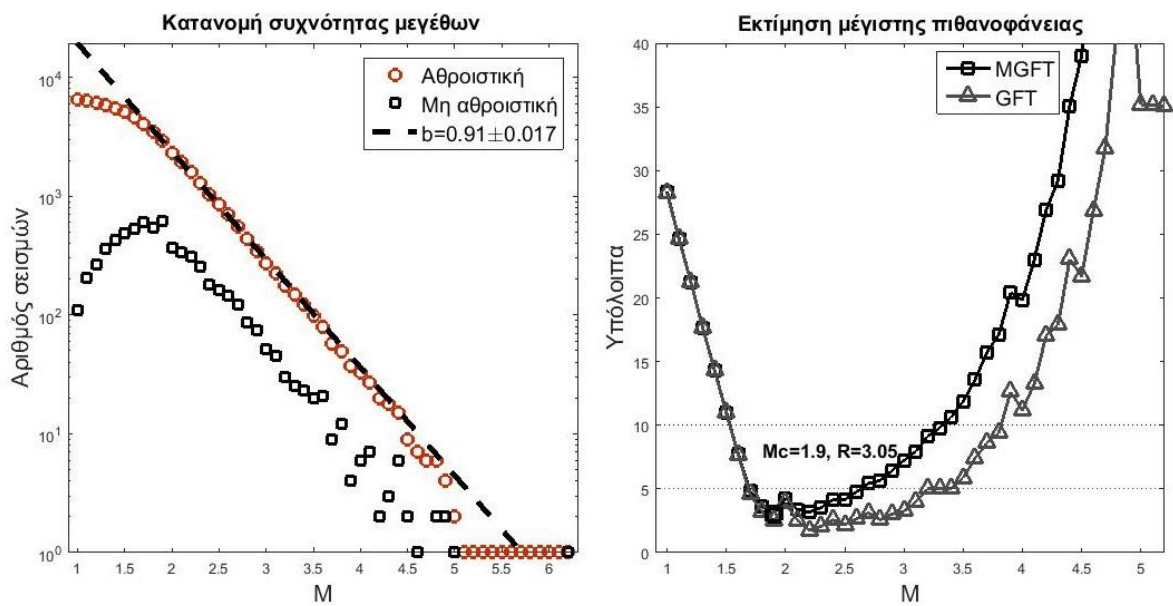
	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	26/10/96 – 25/7/01	27/10/01 – 26/7/06	-
Αριθμός σεισμών	3	17	466,67 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$2,153 \cdot 10^{22}$	$4,85 \cdot 10^{23}$	2.152,67 %

Το τελικό αποτέλεσμα δείχνει ότι ο αριθμός των σεισμών είναι μικρός πριν το σεισμό σε όλες τις περιοχές και ότι υπάρχει αύξηση της σεισμικότητας μετά τον σεισμό ανεξάρτητα με το πρόσημο της ΔCFS . Πιστοποιείται ότι η αύξηση της σεισμικότητας και της εκλυόμενης σεισμικής ροπής είναι, ποσοστιαία, κατά πολύ μικρότερη στις περιοχές με σκίαση τάσεων συγκριτικά με τις περιοχές όπου οι μεταβολές της ΔCFS είναι θετικές.

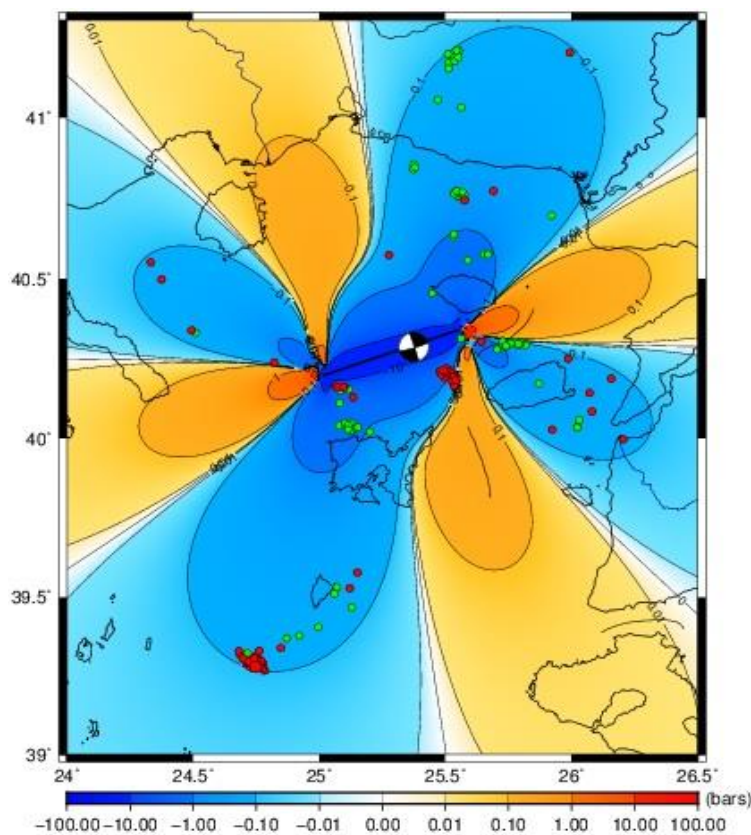
Τέλος, βρέθηκαν οι περιοχές που προκλήθηκε σκίαση τάσεων από τον σεισμό της Σκύρου, στις οποίες η ΔCFS από τους τέσσερις μεγάλους σεισμούς της περιόδου 1981 - 1983 (Ενότητα 2.4.2) ήταν θετική, σε μια προσπάθεια να μελετηθεί η σεισμικότητα σε αυτές. Οι περιοχές που βρέθηκαν ήταν πάρα πολύ μικρές με ελάχιστη ή καθόλου σεισμικότητα, γεγονός που δεν επέτρεψε να προχωρήσει η έρευνα ως προς αυτό.

2.4.4 - Ο σεισμός του βορείου Αιγαίου στις 24/5/14

Η διερεύνηση της επίδρασης της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα από αυτόν το σεισμό έγινε για το χρονικό διάστημα των 416 ημερών πριν και μετά απ' αυτόν, διάστημα που καλύπτει μια περίοδο μέχρι το πρώτο μισό του 2015. Για την εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας του καταλόγου στην περιοχή του βορείου Αιγαίου κατά την εξεταζόμενο χρονική περίοδο υπολογίστηκε η εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (Σχήμα 4.4 (α)) και βάσει αυτής επιλέχθηκε το μέγεθος πληρότητας να είναι 1,9. Για τα παραπάνω δεδομένα παρουσιάζεται ο χάρτης με τις μεταβολές της ΔCFS όπου φαίνεται η χωρική κατανομή των σεισμών για ΔCFS μεταξύ -5 bar και -0,1 bar (Σχήμα 4.4 (β)). Ο χάρτης δεν δείχνει όλη την εξεταζόμενη περιοχή του βόρειου Αιγαίου για την οποία υπολογίστηκε το μέγεθος πληρότητας αλλά μόνο την περιοχή η οποία περιέχει τις εξεταζόμενες τιμές της ΔCFS .

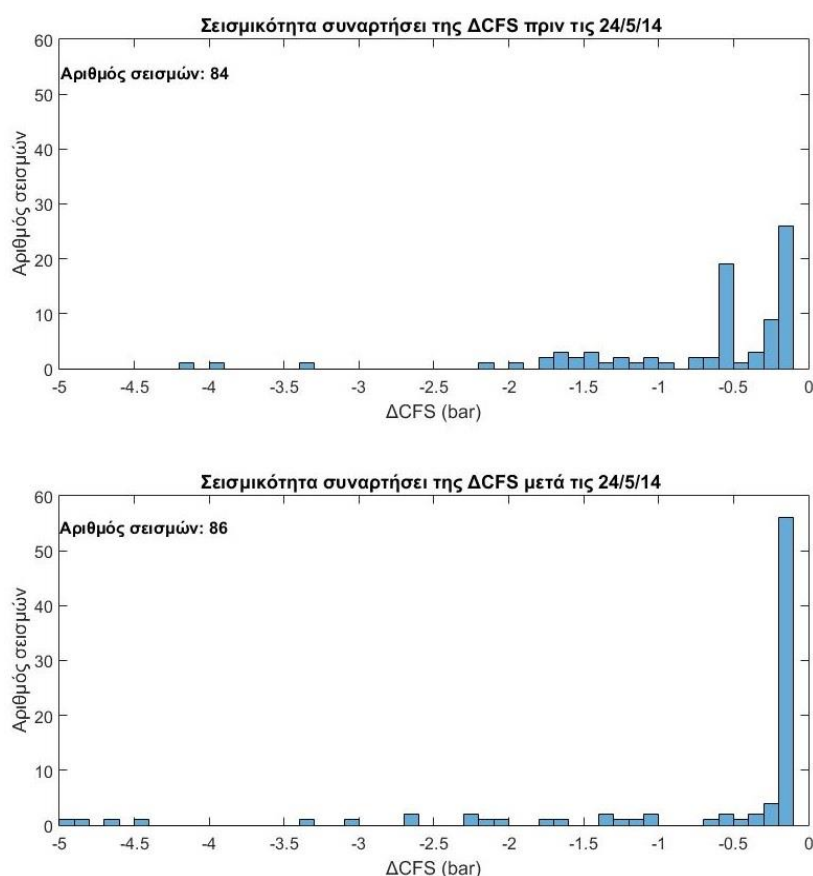


Σχήμα 4.4 (α) : Κατανομή συχνότητας μεγεθών (αριστερά) και εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (δεξιά) με βάση την οποία γίνεται η εκτίμηση του μεγέθους πληρότητας για τον κατάλογο που περιέχει τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα πριν και μετά τον σεισμό στις 24/5/2014.



Σχήμα 4.4 (β): Χωρική κατανομή της ΔCFS που προκάλεσε ο σεισμός στις 24/5/2014.. Για μέγεθος πληρότητας 1.9, παρουσιάζονται οι σεισμοί που έγιναν 416 ημέρες πριν τις 24/5/14 (πράσινοι κύκλοι) και 416 ημέρες μετά τις 24/5/14 (κόκκινοι κύκλοι)

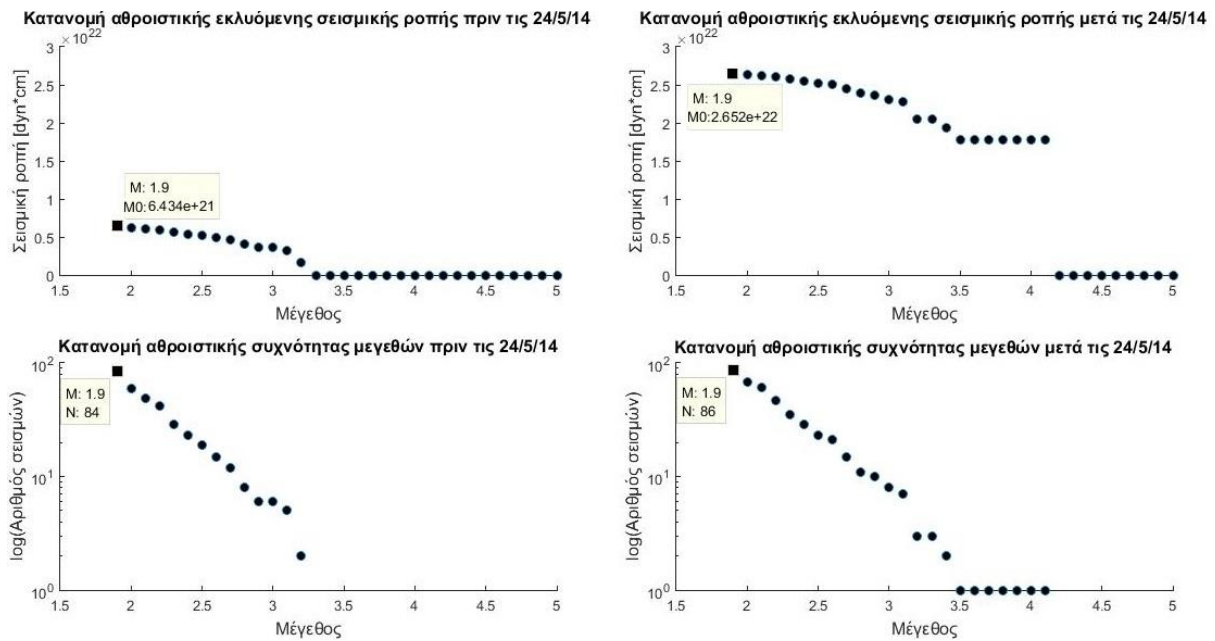
Έπειτα υπολογίστηκε το ιστόγραμμα με τους σεισμούς συναρτήσει των εξεταζόμενων μεταβολών της τάσης (Σχήμα 4.4 (γ))



Σχήμα 4.4 (γ): Κατανομή της σεισμικότητας συναρτήσει της ΔCFS για τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα πριν τις 24/5/14 (πάνω) και μετά τις 24/5/14 (κάτω).

Ο αριθμός των σεισμών είναι οριακά αυξημένος μετά τον ισχυρό σεισμό. Αυτό που φαίνεται από το σχήμα 4.4 (γ) είναι μεγάλη αύξηση των σεισμών για το εύρος $-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, αντίθετα από ότι είχε παρατηρηθεί στις διερευνήσεις του βορείου Αιγαίου την περίοδο 1981 – 1983, πριν ακόμα αφαιρεθούν διαστήματα από τους καταλόγους. Φαίνεται στον χάρτη (Σχήμα 4.4 (β)) ότι υπάρχει μια έξαρση σεισμικότητας στο νότιο άκρο της εξεταζόμενης περιοχής όπου οι μεταβολές της ΔCFS της τάξης του $-0,1 \text{ bar}$. Η έξαρση αυτή οφείλεται στον σεισμό με $M_w = 4,1$ που έγινε στις 26/3/2015 στην περιοχή.

Έπειτα υπολογίστηκαν οι κατανομές της αθροιστικής εκλυόμενης ροπής πριν και μετά τον σεισμό με τις (Σχήμα 4.4 (δ)). Τα συγκριτικά αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές μεταξύ αρχικών και τελικών τιμών, παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 4.4 (α).



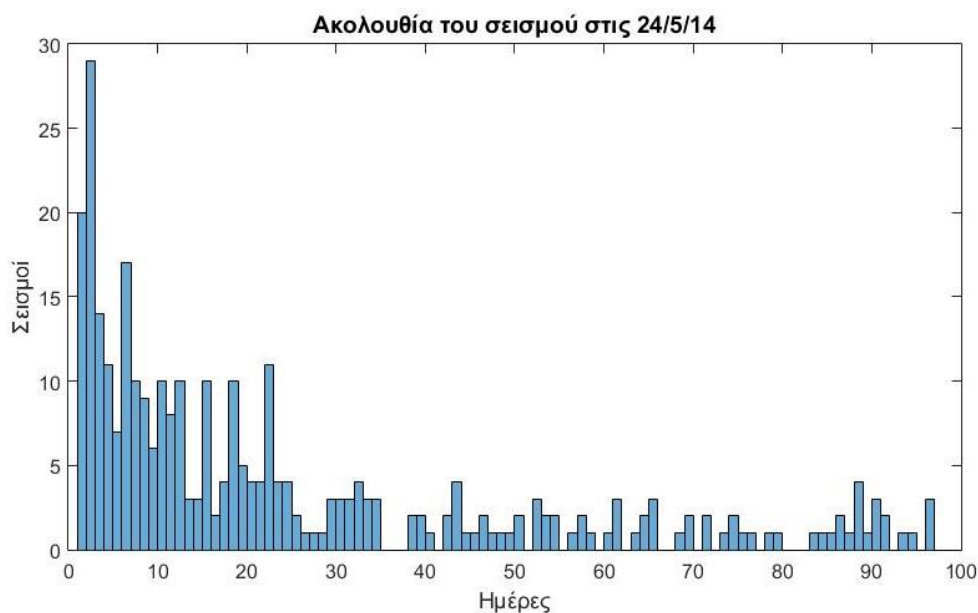
Σχήμα 4.4 (δ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 24/5/14 (πάνω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων που καλύπτουν 416 ημέρες πριν τις 24/5/14 (κάτω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.4 (α): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών με $M_w \geq 1,9$, και την εκλυόμενη σεισμική ροπή σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, για τους αρχικούς καταλόγους.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/4/13 – 23/5/14	25/5/14 – 14/7/15	-
Αριθμός σεισμών	84	86	2,38 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$6,434 \cdot 10^{21}$	$2,652 \cdot 10^{22}$	312,19 %

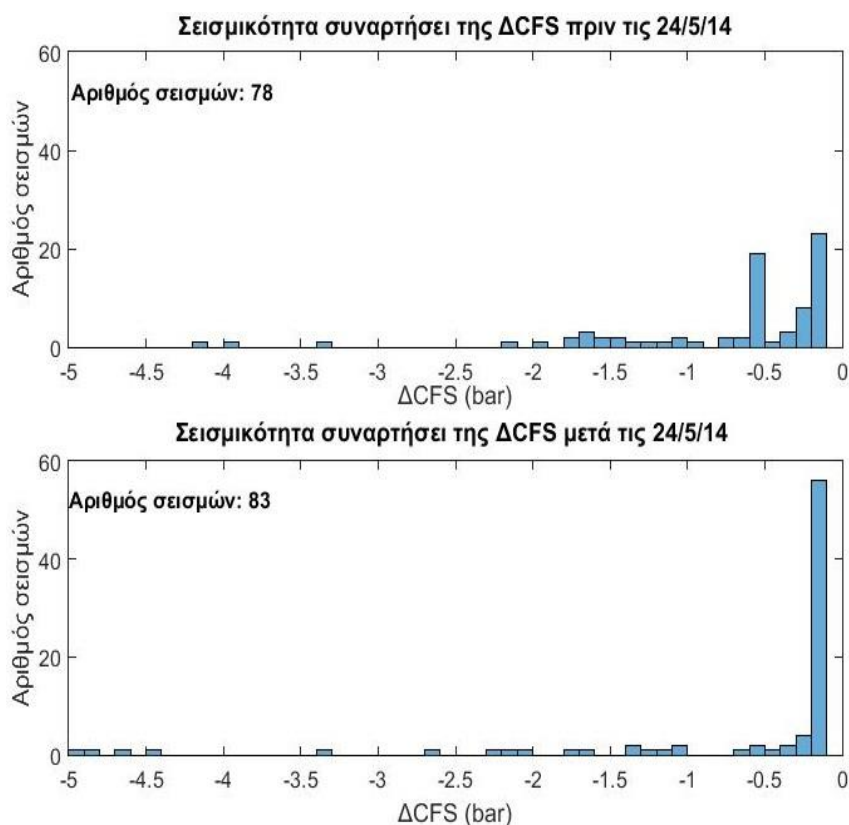
Τα αποτελέσματα από το σχήμα 4.4 (δ) δείχνουν ότι για το εξεταζόμενο διάστημα και μέγεθος πληρότητας, η εκλυόμενη ροπή είναι πάρα πολύ αυξημένη. Από την κατανομή αθροιστικής συχνότητας μεγεθών μετά τον κύριο σεισμό (Σχήμα 2.2 (δ) – κάτω) φαίνεται ότι αυτό συμβαίνει λόγω προαναφερθέντος σεισμού, μεγέθους $M_w = 4,1$, που υπάρχει στο νότιο άκρο της εξεταζόμενης περιοχής.

Στην συνέχεια έγινε ιστόγραμμα των σεισμών τις 100 πρώτες ημέρες μετά τον σεισμό, στην περιοχή γύρω από το ρήγμα (Σχήμα 4.4 (ε)). Με βάση αυτό, η διάρκεια της ακολουθίας εκτιμήθηκε σε 35 ημέρες.



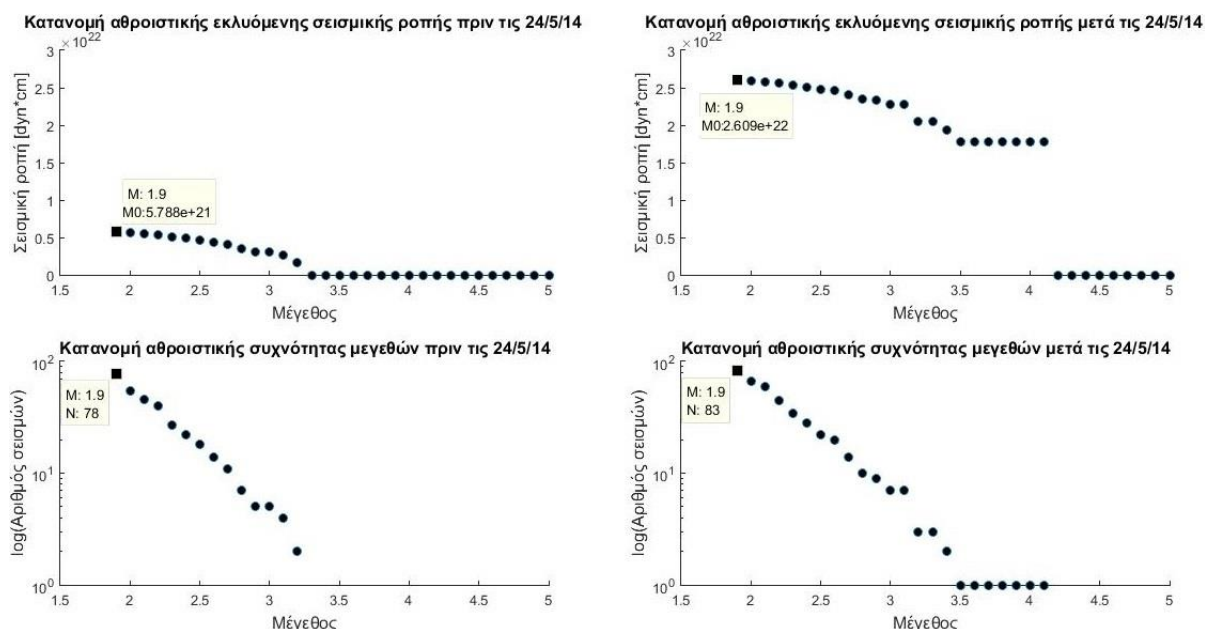
Σχήμα 4.4 (ε): Χρονική κατανομή της σεισμικότητας των 100 πρώτων ημερών μετά τις 24/5/14, στην περιοχή γύρω από το ρήγμα.

Σύμφωνα με το παραπάνω αποτέλεσμα, αφαιρέθηκε από τον κατάλογο, μετά τον κύριο σεισμό το διάστημα 25/5/14 – 28/6/14 και εξετάστηκε η σεισμικότητα για τις υπόλοιπες 381 ημέρες. Αντίστοιχα από το εξεταζόμενο διάστημα πριν τον κύριο σεισμό αγνοήθηκαν οι 35 πρώτες μέρες. Για τα νέα εξεταζόμενα διαστήματα έγιναν το ιστογράμματα της κατανομής της σεισμικότητας για ΔCFS ανάμεσα στα -5 και τα -0,1 bar (Σχήμα 4.4 (στ)).



Σχήμα 4.4 (στ): Ιστογράμμο της κατανομής των σεισμών με $M_w \geq 1,9$, συναρτήσει της ΔCFS για τα εξεταζόμενα διαστήματα, μετά την αφαίρεση της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας. Κατανομή πριν τις 24/5/14 (πάνω) και μετά τις 24/5/14 (κάτω).

Έπειτα υπολογίστηκαν οι αθροιστικών κατανομών συχνότητας μεγεθών και αθροιστικών κατανομών της εκλυόμενης ροπής πριν και μετά τον κύριο σεισμό (Σχήμα 4.4 (ζ)). Οι εκατοστιαίες διαφορές της σεισμικότητας και της ροπής παρουσιάζονται στον πίνακα 4.4 (β).



Σχήμα 4.4 (ζ): Κατανομή εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 24/5/14 (πάνω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 24/5/14 (κάτω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (κάτω δεξιά), αφού αφαιρέθηκε το διάστημα της μετασεισμικής ακολουθίας.

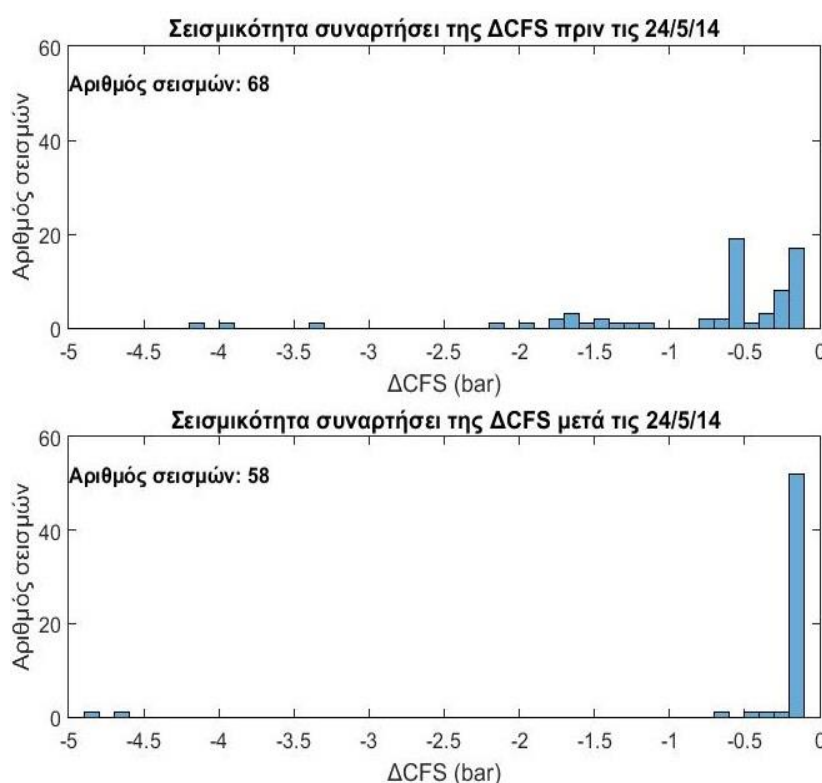
Πίνακας 4.4 (β): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών και την εκλυόμενη σεισμική ροπή στις περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, αφού αφαιρέθηκαν 35 μέρες από τους καταλόγους, που αντιστοιχούν στη διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας. Το μέγεθος πληρότητας είναι 1,9.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	7/5/13 – 23/5/14	29/6/14 – 14/7/15	-
Αριθμός σεισμών	78	84	7,69 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	5,788 · 10 ²¹	2,609 · 10 ²²	350,76 %

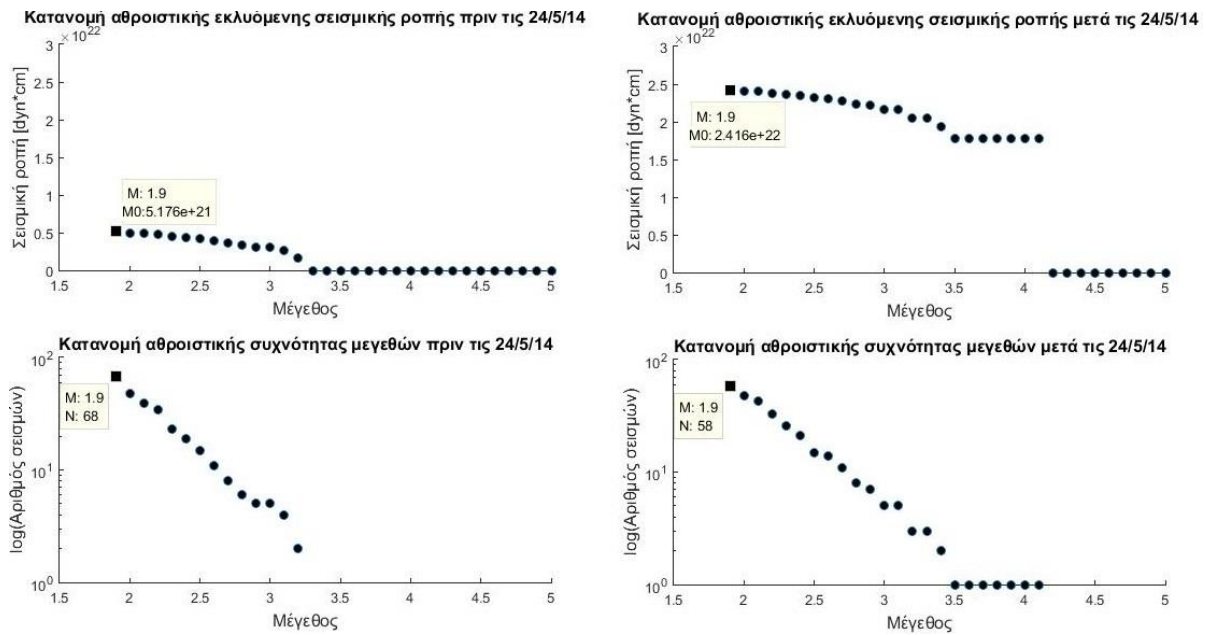
Το αποτέλεσμα μετά την αφαίρεση του διαστήματος της μετασεισμικής ακολουθίας είναι χειρότερο από το αποτέλεσμα που υπήρχε αρχικά, όπως φαίνεται από την αύξηση στις εκατοστιαίες διαφορές. Όπως στην έρευνα των αρχικών διαστημάτων, έτσι και σε αυτήν, υπάρχει αύξηση σεισμικότητας και πολύ μεγάλη

αύξηση της εκλυόμενης ροπής στην περιοχή. Στα αποτελέσματα για τους προηγούμενους σεισμούς που παρουσιάστηκαν μέχρι τώρα, ακόμα κι αν υπήρχε αύξηση της σεισμικότητας και της εκλυόμενης ροπής, παρουσιάστηκε βελτίωση μετά την αφαίρεση του χρονικού διαστήματος που διήρκεσε η μετασεισμική ακολουθία. Όπως και πριν, έτσι και τώρα, το πρόβλημα εστιάζεται κυρίως στη μεγάλη αύξηση των σεισμών σε περιοχές με $-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$ (Σχήμα 4.4 (στ)), που οφείλεται στην έξαρση σεισμικότητας στο νότιο άκρο της περιοχής.

Στη συνέχεια αφαιρέθηκε ένα διάστημα τριών μηνών μετά τον σεισμό και ένα διάστημα τριών μηνών από την αρχή του καταλόγου με τα δεδομένα πριν το σεισμό αφήνοντας προς εξέταση ένα χρονικό διάστημα 324 ημερών. Για αυτά τα χρονικά διαστήματα έγιναν τα ιστογράμματα της σεισμικότητας πριν και μετά τον σεισμό (Σχήμα 4.4 (η)) και οι αθροιστικές κατανομές της εκλυόμενης σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.4 (θ)). Το συνοπτικό αποτέλεσμα με τις εκατοστιαίες διαφορές παρουσιάζεται στον πίνακα 4.4 (γ).



Σχήμα 4.4 (η): Κατανομή της σεισμικότητας ($M_w \geq 1,9$) συναρτήσει της ΔCFS, αφού αφαιρέθηκαν τρεις μήνες από τους αρχικούς καταλόγους. Κατανομή πριν τις 24/5/14 (πάνω) και μετά τις 24/5/14 (κάτω).



Σχήμα 4.4 (θ): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 24/5/14 (πάνω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 24/5/14 (κάτω αριστερά) και μετά τις 24/5/14 (κάτω δεξιά), μετά την αφαίρεση των τριών πρώτων μηνών.

Πίνακας 4.4 (γ): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τη σεισμικότητα και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή, των σεισμών με $M_w \geq 1,9$, που έγιναν σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$. Αφαιρέθηκε διάστημα των πρώτων τριών μηνών από τους αρχικούς καταλόγους.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	4/7/13 – 23/5/14	25/8/14 – 14/7/15	-
Αριθμός σεισμών	68	58	-14,71 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$5,176 \cdot 10^{21}$	$2,416 \cdot 10^{22}$	366,77 %

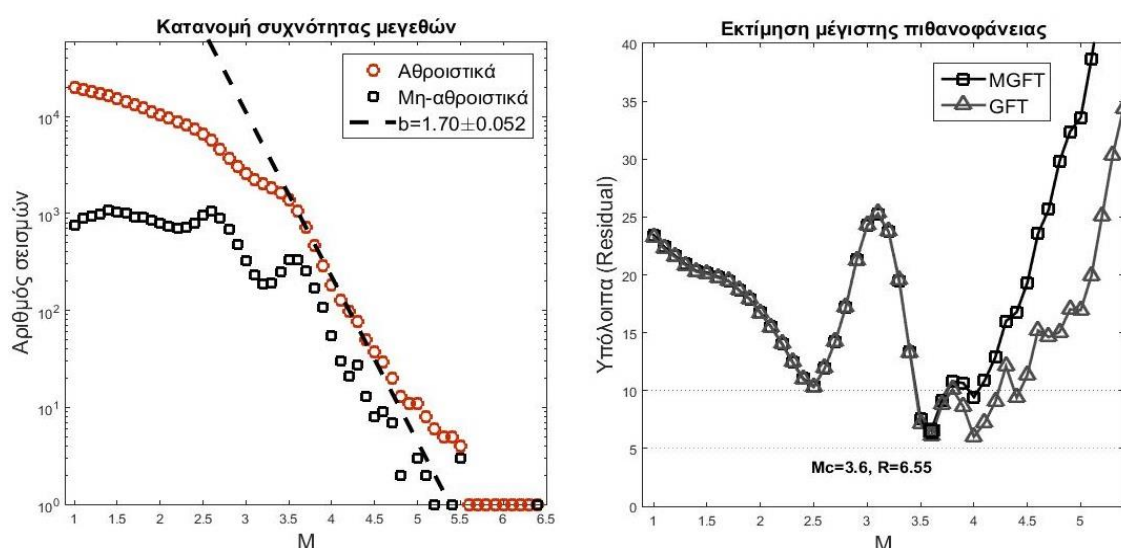
Αφαιρώντας τους πρώτους τρεις μήνες των εξεταζόμενων χρονικών διαστημάτων η σεισμικότητα φαίνεται μειωμένη χωρίς ωστόσο να παρατηρείται αντίστοιχη μείωση στην εκλυόμενη σεισμική ροπή η οποία παραμένει κατά πολύ αυξημένη. Τα αποτελέσματα αυτά αποτελούν βελτίωση σε σχέση με τα προηγούμενα ως προς την σεισμικότητα αλλά εμφανίζεται μικρή επιδείνωση ως προς την εκλυόμενη σεισμική ροπή στην περιοχή αφού η εκατοστιαία διαφορά είναι μεγαλύτερη σε σχέση με την έρευνα για τα προηγούμενα διαστήματα. Παρά την βελτίωση των αποτελεσμάτων η σεισμικότητα παραμένει κατά πολύ αυξημένη για τις μικρές μεταβολές της CFS ($-0,2 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$) λόγω του σεισμού με $M_w = 4,1$, στις 26/3/2015 στο νότιο άκρο, που προκάλεσε την μικρή έξαρση.

Παρά την διαφαινόμενη μείωση στην σεισμικότητα όταν αφαιρούνται από το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα οι τρεις μήνες μετά τον σεισμό, το συνολικό εξεταζόμενο χρονικό διάστημα είναι πολύ μικρό. Ως εκ τούτου δεν είναι δυνατό να προταθεί αν υπάρχει ή όχι μειωμένη σεισμικότητα στις περιοχές με σκίαση τάσεων μετά από αυτόν το σεισμό.

2.4.5 - Ο σεισμός της Πελοποννήσου στις 8/6/2008

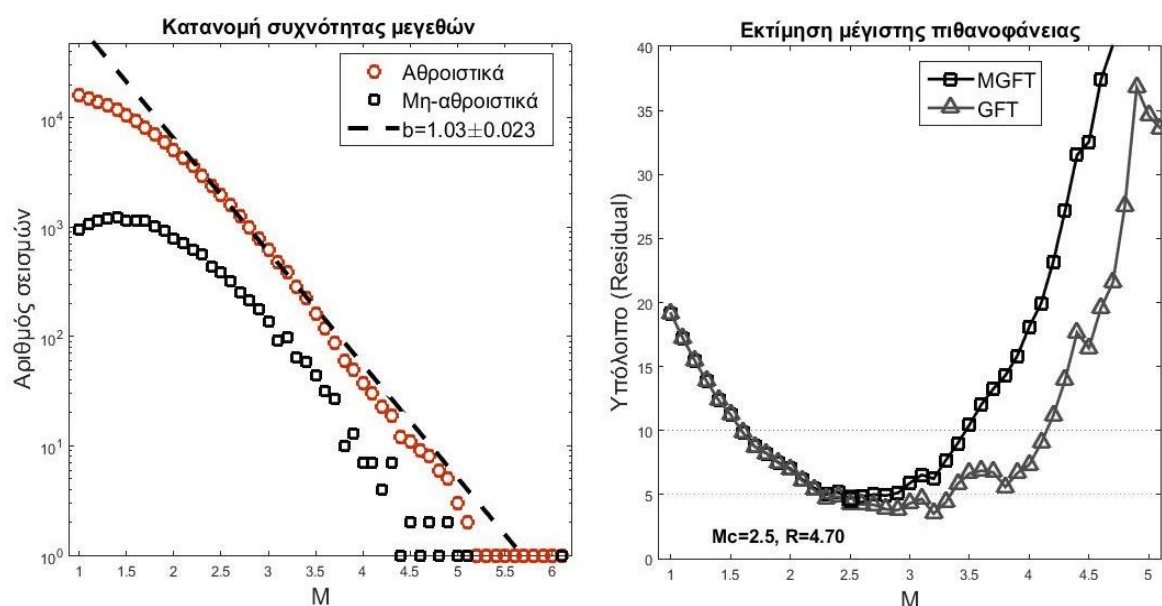
Η επίδραση της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα μετά από αυτόν το σεισμό ερευνήθηκε για χρονικό διάστημα 5 χρόνια πριν και μετά τον σεισμό. Το βασικό πρόβλημα που αντιμετωπίστηκε αφορά την ποιότητα του καταλόγου για την συγκεκριμένη περιοχή, διότι παρουσιάζονται ετερογένειες σε κάποια καταγεγραμμένα μεγέθη. Για την διόρθωση έγινε ένας ομογενής, ως προς το μέγεθος, κατάλογος. Το αποτέλεσμα της διόρθωσης φαίνεται στην κατανομή συχνότητας των μεγεθών και την εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας των διαφορών.

Στο σχήμα 4.5 (α) φαίνεται ο υπολογισμός μεγέθους πληρότητας πριν τη διόρθωση όπου φαίνεται η ετερογενής κατανομή (4.5 (α) – αριστερά). Στην εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (4.5 (α) – δεξιά) η ετερογένεια φαίνεται καθώς η καμπύλη παρουσιάζει δύο διαφορετικά τοπικά ελάχιστα



Σχήμα 4.5 (α): Κατανομή συχνότητας μεγεθών (αριστερά) και εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας (δεξιά) για το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα στον αρχικό κατάλογο, χωρίς τη διόρθωση ως προς το μέγεθος.

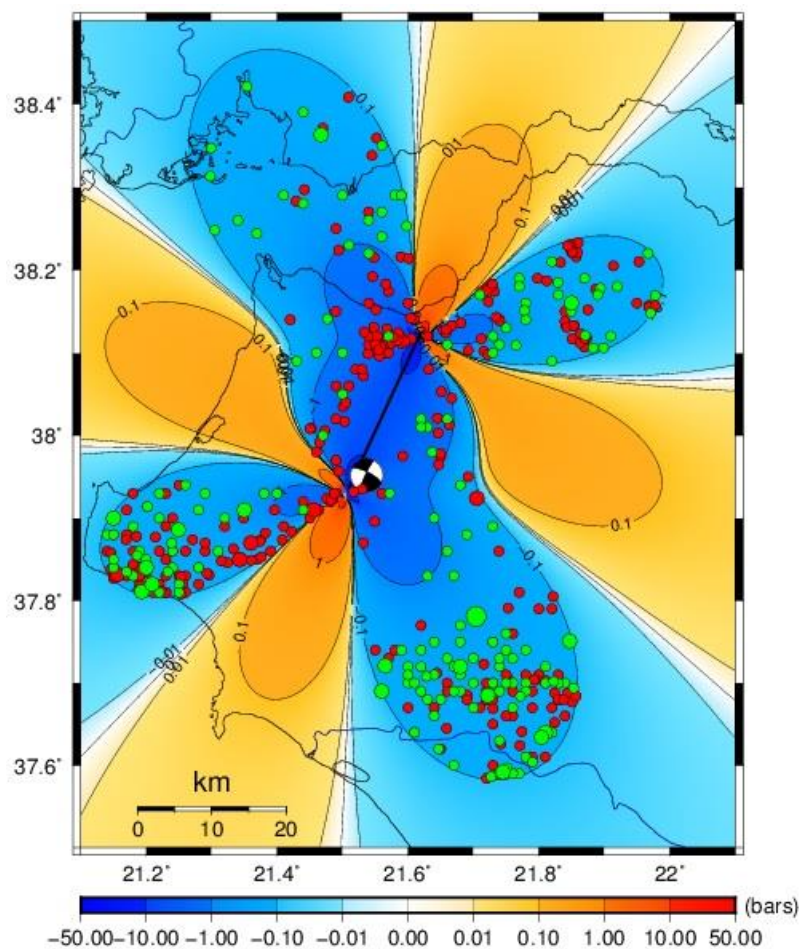
Στο σχήμα 4.5 (β) φαίνεται ο υπολογισμός μετά από την διόρθωση στα μεγέθη.



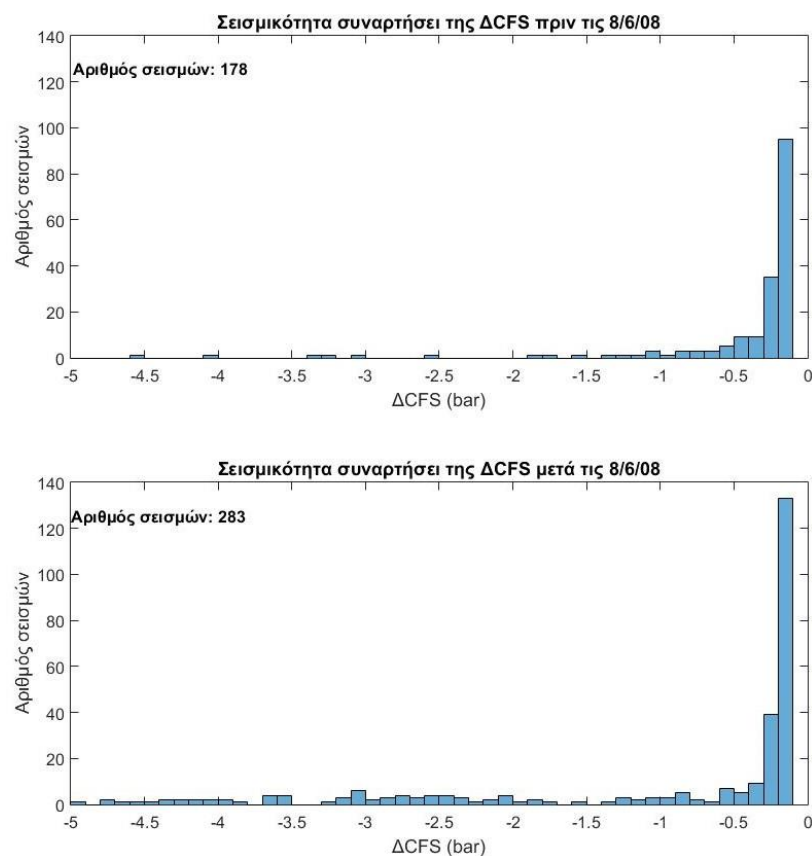
Σχήμα 4.5 (β): Κατανομή συχνότητας μεγεθών (αριστερά) και εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας των διαφορών (δεξιά) για το εξεταζόμενο χρονικό διάστημα, μετά τη διόρθωση στον κατάλογο.

Μετά τη διόρθωση η κατανομή συχνότητας των μεγεθών (4.5 (β) – αριστερά) ανταποκρίνεται σε νόμο δύναμης και ως αποτέλεσμα η εκτίμηση μέγιστης πιθανοφάνειας παρουσιάζει ένα ελάχιστο. Λαμβάνοντας τα παραπάνω υπόψη, το μέγεθος πληρότητας που επιλέχθηκε είναι $M_c = 2,5$, το μοναδικό μέγεθος στο οποίο τα υπόλοιπα είναι μικρότερα του 5%.

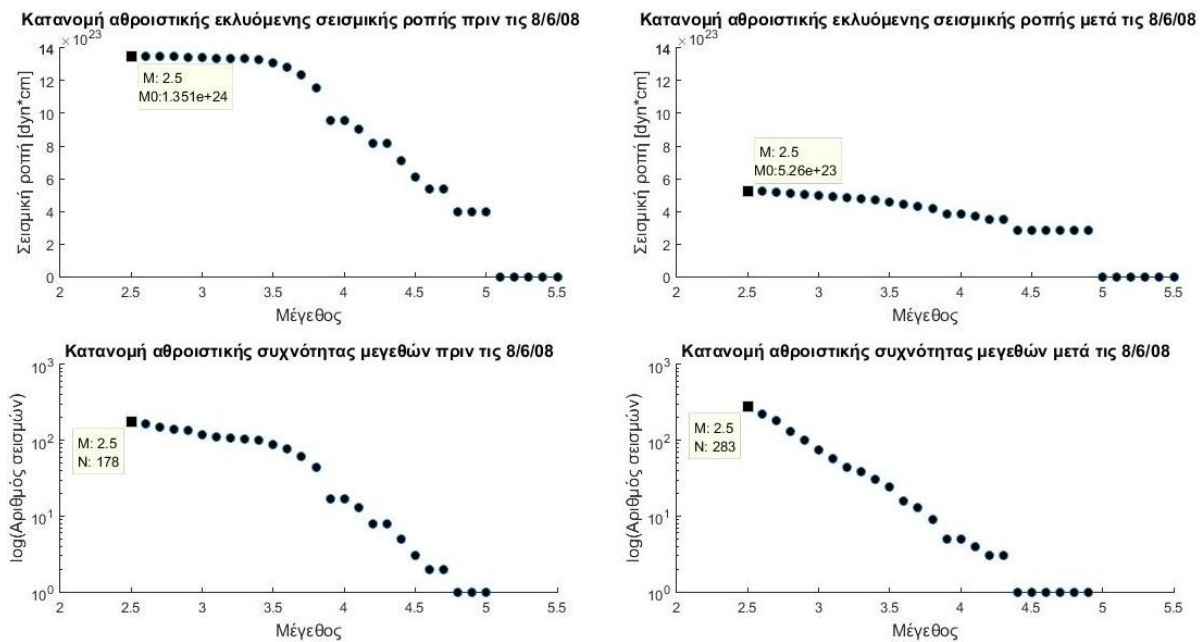
Στη συνέχεια παρουσιάζεται ο χάρτης με την χωρική κατανομή της σεισμικότητας πριν και μετά τον κύριο σεισμό (Σχήμα 4.5 (γ)) και τα ιστογράμματα με την κατανομή της σεισμικότητας στο εύρος των εξεταζόμενων τιμών της ΔCFS (Σχήμα 4.5 (δ)), για τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα πριν και μετά τον κύριο σεισμό. Έπειτα παρουσιάζονται οι κατανομές της αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.5 (ε)). Τα αποτελέσματα με τις εκατοστιαίες διαφορές που προκύπτουν, συνοψίζονται στον πίνακα 4.5 (α).



Σχήμα 4.5 (γ):
Χωρική κατανομή της ΔCFS από τον σεισμό στις 8/6/08. Παρουσιάζονται οι σεισμοί πριν από τον κύριο σεισμό (πράσινοι κύκλοι) και μετά από αυτόν (κόκκινοι κύκλοι), για χρονικά διαστήματα πέντε χρόνων.



Σχήμα 4.5 (δ):
Κατανομή της σεισμικότητας ($M_w \geq 2,5$) συναρτήσει της ΔCFS, πριν τον σεισμό της Πελοποννήσου (πάνω) και μετά από αυτόν (κάτω), για χρονικά διαστήματα πέντε ετών.

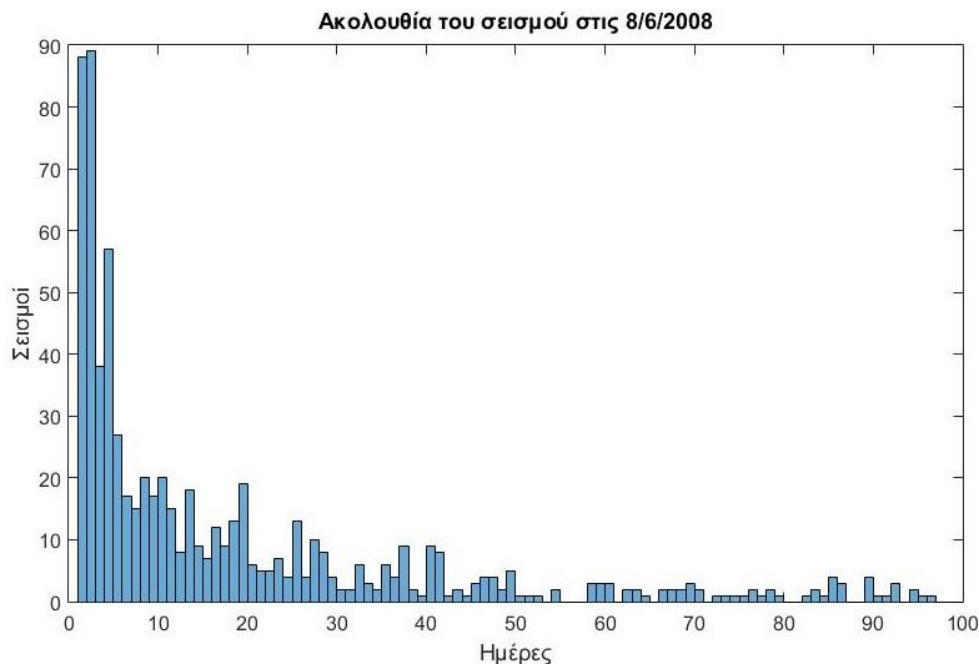


Σχήμα 4.5 (ε): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 8/6/08 (πάνω αριστερά) και μετά τις 6/8/08 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των εκλυόμενων ροπών έγιναν για τις κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων που καλύπτουν πέντε χρόνια πριν τις 6/8/08 (κάτω αριστερά) και μετά τις 6/8/08 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.5 (α): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό των σεισμών και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή για τους αρχικούς καταλόγους 5 ετών, για μέγεθος πληρότητας 2,5 και για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

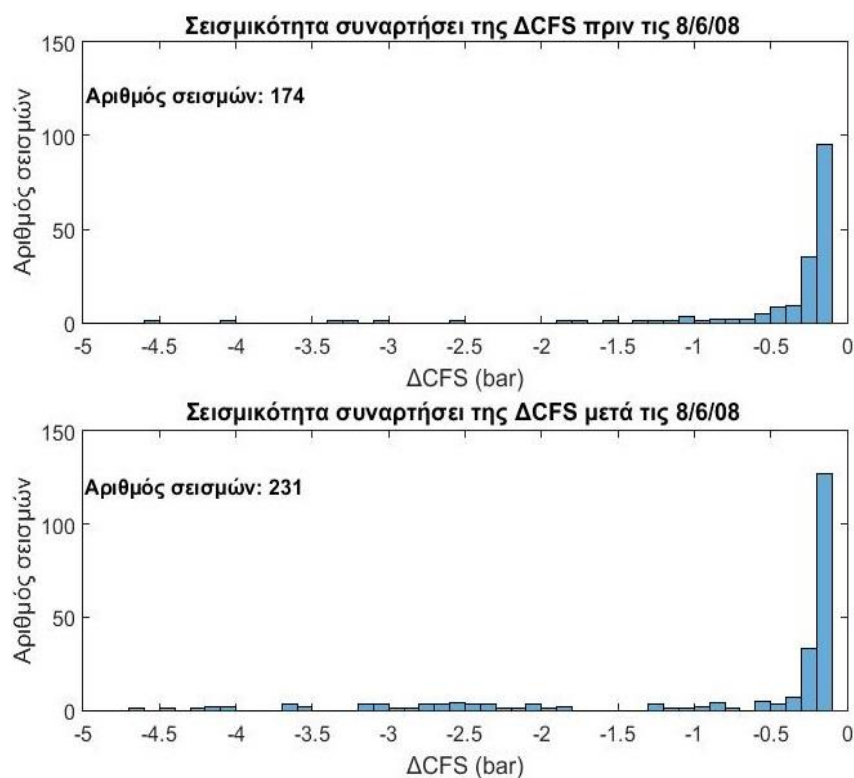
	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	8/6/03 – 7/6/08	9/6/08 – 6/8/13	-
Αριθμός σεισμών	178	283	58,99 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$1,351 \cdot 10^{24}$	$5,26 \cdot 10^{23}$	-61,06 %

Από τα παραπάνω δεδομένα φαίνεται ότι η σεισμικότητα είναι αυξημένη στις εξεταζόμενες περιοχές με σκίαση τάσεων, μετά τον κύριο σεισμό, αλλά ότι η αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή στην περιοχή είναι αρκετά μειωμένη. Η αύξηση της σεισμικότητας υπάρχει σε όλο το εύρος των εξεταζόμενων τάσεων Coulomb αλλά είναι πιο έντονη στις μικρές μεταβολές $-0,2 \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$, όπως φαίνεται από το ιστόγραμμα (σχήμα 4.5 (δ)). Στο σχήμα 4.5 (στ) παρουσιάζεται η χρονική κατανομή της σεισμικότητας στην περιοχή του ρήγματος τις πρώτες 100 ημέρες μετά τον σεισμό. Από αυτό, η διάρκεια της μετασεισμικής ακολουθίας εκτιμήθηκε ότι ήταν 55 ημέρες.



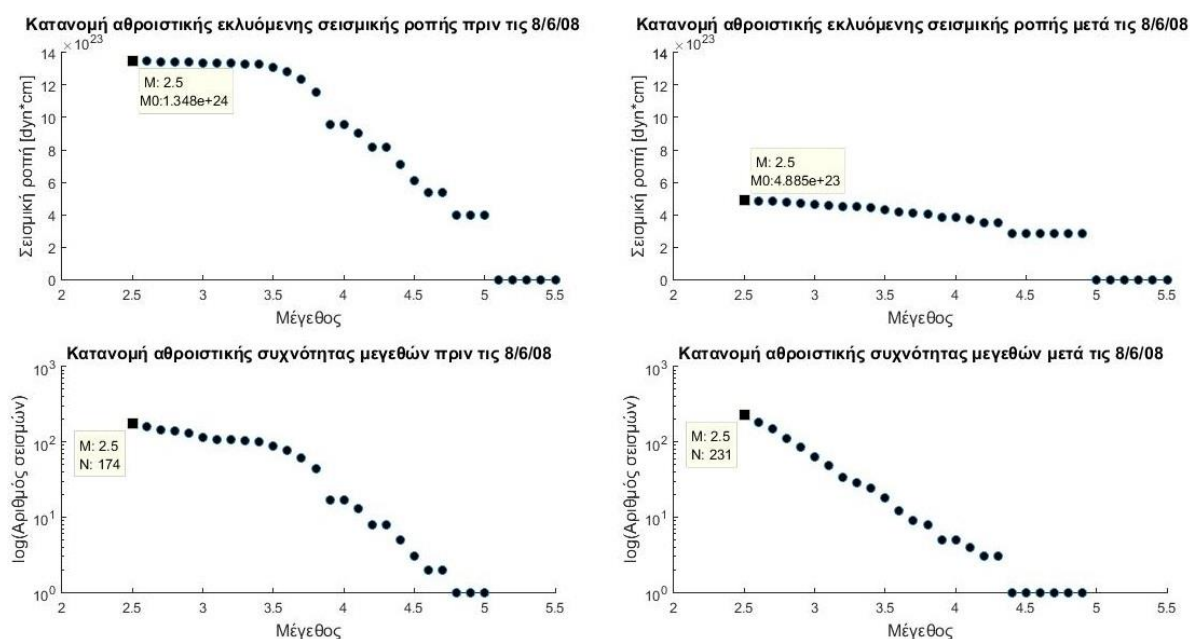
Σχήμα 4.5 (στ): Χρονική κατανομή της σεισμικότητας τις πρώτες 100 ημέρες στην περιοχή κοντά στο ρήγμα που προκάλεσε τον σεισμό στις 8/6/2008.

Με βάση την διάρκεια της ακολουθίας αφαιρέθηκε από τον κατάλογο το διάστημα 55 ημερών και αντίστοιχα αφαιρέθηκε διάστημα 55 ημερών από τον κατάλογο των σεισμών που έγιναν πριν τον κύριο σεισμό. Για τους νέους καταλόγους, έγιναν τα ιστογράμματα της κατανομής των σεισμών για ΔCFS μεταξύ -5 bar και -0.1 bar (Σχήμα 4.5 (ζ))



Σχήμα 4.5 (ζ): Κατανομή των σεισμών με $M_w \geq 2,5$ συναρτήσει της ΔCFS , για τα εξεταζόμενα χρονικά διαστήματα, μετά την αφαίρεση 55 ημερών από τους καταλόγους (διάρκεια μετασεισμικής ακολουθίας). Κατάνομη πριν τις 8/6/08 (πάνω) και μετά τις 8/6/08 (κάτω).

Έπειτα υπολογίστηκαν οι αθροιστικές κατανομές της εκλυόμενης σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.5 (η)). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται συνοπτικά στον πίνακα 4.5 (θ).



Σχήμα 4.5 (η): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 8/6/08 (πάνω αριστερά) και μετά τις 6/8/08 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των κατανομών της ροπής έγιναν για τις αθροιστικές κατανομές συχνότητας μεγεθών των καταλόγων πριν τις 8/6/08 (κάτω αριστερά) και μετά τις 8/6/08 (κάτω δεξιά), αφού αφαιρέθηκε το διάστημα που διαρκεί η μετασεισμική ακολουθία.

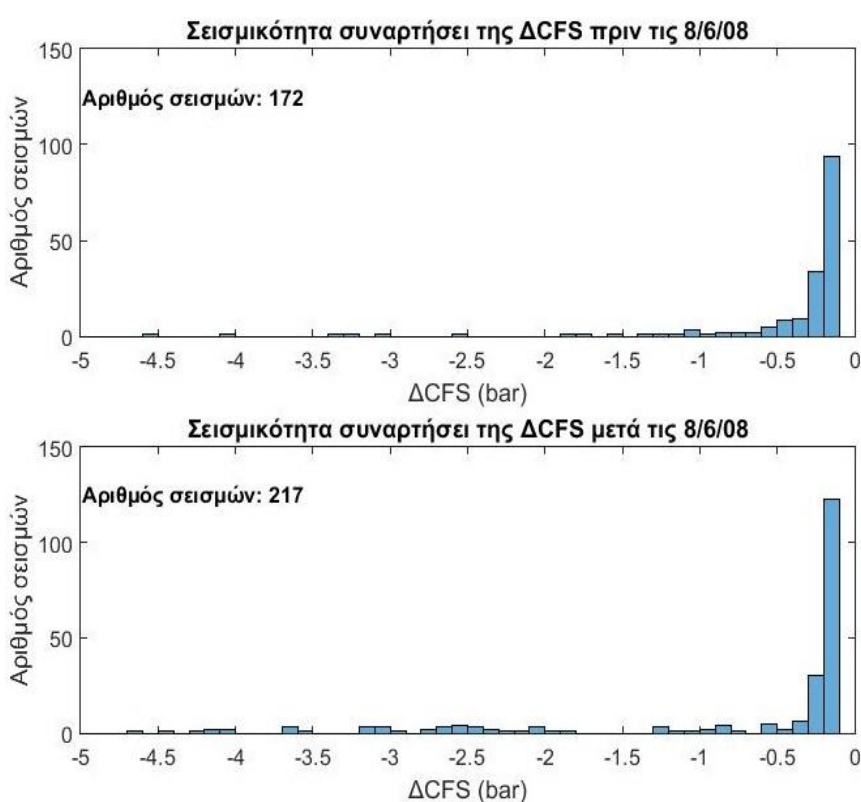
Πίνακας 4.5 (β): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή μετά την αφαίρεση της μετασεισμικής ακολουθίας, για μέγεθος πληρότητας 2,5 και για $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/8/03 – 7/6/08	3/8/08 – 6/8/13	-
Αριθμός σεισμών	174	231	32,76 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$1,348 \cdot 10^{24}$	$4,885 \cdot 10^{23}$	-63,76 %

Όπως παρουσιάζεται στον πίνακα φαίνεται ότι μετά την αφαίρεση των διαστημάτων των αρχικών 55 ημερών από τις εξεταζόμενες χρονικές περιόδους, η σεισμικότητα μετά τον κύριο σεισμό παραμένει μεγαλύτερη σε σύγκριση με το συγκριτικά με το διάστημα πριν απ' αυτόν. Η εκλυόμενη σεισμική ροπή παραμένει μικρότερη συγκριτικά με το διάστημα πριν τον κύριο σεισμό. Οι εκατοστιαίες διαφορές δείχνουν ότι η αφαίρεση του διαστήματος της ακολουθίας μείωσε τις

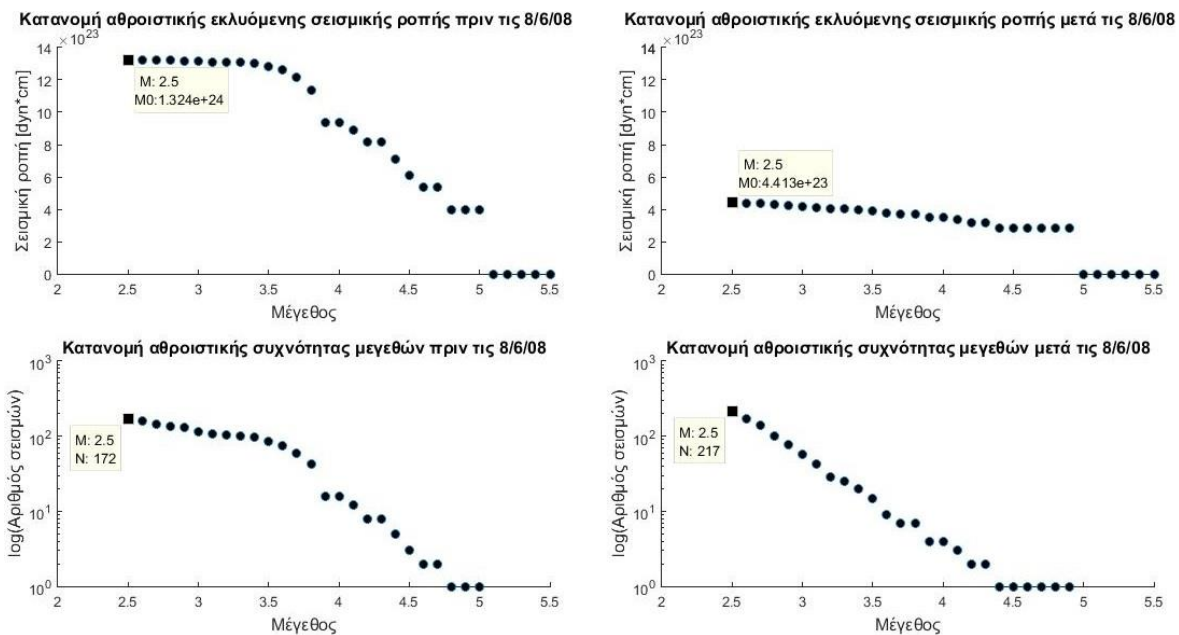
διαφορές μεταξύ αρχικών και τελικών τιμών, αλλά και πάλι φαίνεται ότι χρειάζεται να αφαιρεθεί μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

Τέλος, αφαιρέθηκαν οι τρεις πρώτοι μήνες μετά τον κύριο σεισμό και οι τρεις πρώτοι μήνες από την αρχή του καταλόγου με τα δεδομένα πριν τον κύριο σεισμό. Έγιναν τα ιστογράμματα της σεισμικότητας συναρτήσει της ΔCFS (Σχήμα 4.5 (θ)) και υπολογίστηκαν οι αθροιστικές κατανομές της σεισμικής ροπής (Σχήμα 4.5 (ι)) για τα νέα εξεταζόμενα διαστήματα πριν και μετά τον σεισμό. Τα αποτελέσματα συνοψίζονται στον πίνακα 4.5 (γ) όπου φαίνονται και οι εκατοστιαίες διαφορές που υπολογίστηκαν.



Σχήμα 4.5 (θ): Κατανομή της σεισμικότητας ($M_w \geq 2,5$) συναρτήσει της ΔCFS μετά την αφαίρεση τριών μηνών από τους αρχικούς καταλόγους των πέντε ετών. Σεισμικότητα πριν τις 8/6/08 (πάνω) και μετά τις 8/6/08 (κάτω).

Στα τρία ιστογράμματα που εξετάστηκε η κατανομή των σεισμών συναρτήσει της ΔCFS (Σχήματα 4.5 (δ), 4.5 (ζ) και 4.5 (θ)) φαίνεται η έντονη αύξηση των σεισμών για $-0,2 \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$. Από τον χάρτη της χωρικής κατανομής (Σχήμα 4.5 (γ)) δεν φαίνεται η αύξηση να εστιάζεται σε κάποια έξαρση όπως στην ενότητα 2.4.4, αλλά είναι κατανεμημένη σε όλη την περιοχή



Σχήμα 4.5 (ι): Κατανομή αθροιστικής εκλυόμενης σεισμικής ροπής πριν τις 8/6/08 (πάνω αριστερά) και μετά τις 8/6/08 (πάνω δεξιά). Οι υπολογισμοί των κατανομών της ροπής έγιναν για τις αθροιστικές συχνότητες μεγεθών, μετά την αφαίρεση των τριών πρώτων μηνών από τους αρχικούς καταλόγους, πριν τις 8/6/08 (κάτω αριστερά) και μετά τις 8/6/08 (κάτω δεξιά).

Πίνακας 4.5 (γ): Συγκριτικά αποτελέσματα της διερεύνησης ως προς τον αριθμό σεισμών και την αθροιστική εκλυόμενη σεισμική ροπή, αφού αφαιρέθηκε το διάστημα των πρώτων τριών μηνών από τους αρχικούς καταλόγους. Οι σεισμοί είναι σε περιοχές με $-5 \text{ bar} \leq \Delta CFS \leq -0,1 \text{ bar}$ και το μέγεθος πληρότητας των δεδομένων είναι 2,5.

	Πριν τον κύριο σεισμό	Μετά τον κύριο σεισμό	% Διαφορά
Διάστημα	2/8/03 – 7/6/08	3/8/08 – 6/8/13	-
Αριθμός σεισμών	172	217	26,16 %
Αθρ. εκλ. ροπή [dyn · cm]	$1,324 \cdot 10^{24}$	$4,413 \cdot 10^{23}$	-66,67 %

Σύμφωνα με τα παραπάνω αποτελέσματα η σεισμικότητα παραμένει αυξημένη και η εκλυόμενη σεισμική ροπή παραμένει μειωμένη μετά την αφαίρεση των διαστημάτων των τριών μηνών. Από την μείωση των εκατοστιαίων διαφορών φαίνεται βελτίωση σε σχέση με την περίπτωση όπου αφαιρέθηκε η διάρκεια της ακολουθίας. Παρ' όλα αυτά η αύξηση των σεισμών και η μείωση της εκλυόμενης ροπής ήταν το αποτέλεσμα που προέκυπτε απ' την αρχή (Πίνακας 4.5 (α)). Βάσει αυτού, η επίδραση της σκίασης τάσεων φαίνεται μόνο στην εκλυόμενη σεισμική ροπή σε αυτή την έρευνα.

Κεφάλαιο 3 – Συμπεράσματα

Στο προηγούμενο κεφάλαιο πραγματοποιήθηκε η διερεύνηση της επίδρασης της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα, μετά από ισχυρούς σεισμούς. Συμπληρωματικά εξετάστηκε η αθροιστική εκλυόμενη ροπή σε αυτές τις περιοχές η οποία συνδέεται με την εκλυόμενη σεισμική ενέργεια. Στα πλαίσια αυτής της διερεύνησης βρέθηκε επιρροή της σκίασης τάσεων στην σεισμικότητα και την εκλυόμενη σεισμική ροπή αλλά δε πιστοποιήθηκε σε όλες τις περιπτώσεις μείωση του αριθμού των σεισμών, όπως αναμένεται από την θεωρία των στατικών τάσεων. Στη διάρκεια της διερεύνησης βρέθηκε ότι υπεισέρχονται παράγοντες οι οποίοι ενδεχομένως να ασκούν μεγάλη επιρροή στα αποτελέσματα, οι οποίοι θα αναπτυχθούν παρακάτω.

Η διερεύνηση παρουσιάστηκε σε πέντε ενότητες. Στην πρώτη εξετάστηκαν οι τρεις μεγάλοι σεισμοί στο βόρειο Αιγαίο την περίοδο 1981 – 1982 και στην δεύτερη προστέθηκε η επιρροή του μεγάλου σεισμού του 1983 στην μεταβολή των τάσεων Coulomb. Το βασικότερο πρόβλημα που αντιμετωπίστηκε ήταν το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου των σεισμών. Ένα μεγάλο μέγεθος πληρότητας αφαιρεί από την διερεύνηση σε μια περιοχή έναν μεγάλο αριθμό σεισμών και δυσκολεύει την ανίχνευση μικρών μεταβολών στη σεισμικότητα, επομένως είναι πιθανό να οδηγήσει σε εσφαλμένο συμπέρασμα. Επίσης, το δίκτυο σειсмоγράφων του Α.Π.Θ βρισκόταν εκείνη την περίοδο σε διαδικασία επέκτασης, με αποτέλεσμα οι καταγεγραμμένοι σεισμοί που υπάρχουν στους καταλόγους το διάστημα μετά τους κύριους σεισμούς να είναι πολύ περισσότεροι συγκριτικά με αυτούς που υπάρχουν πριν τους κύριους σεισμούς γεγονός που προκαλεί ανομοιογένεια στην σύγκριση δεδομένων. Ένας μικρότερος παράγοντας σφάλματος στις δύο πρώτες ενότητες είναι ενδεχόμενη λανθασμένη επιλογή της διεύθυνσης ως προς την οποία υπολογίστηκαν οι μεταβολές της τάσης Coulomb. Έγιναν δοκιμές υπολογισμών της ΔCFS για διάφορες διευθύνσεις και προέκυψαν μικροδιαφορές στα αποτελέσματα οι οποίες με τη σειρά τους οδήγησαν σε μικρές αλλαγές στον αριθμό των σεισμών που λήφθηκαν υπ' όψη στην έρευνα, ωστόσο τα αποτελέσματα στο σύνολό τους δε διέφεραν σημαντικά. Ως προς την διεύθυνση υπολογισμού της ΔCFS στο βόρειο Αιγαίο, η έρευνα επωφελείται από το γεγονός ότι το τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή είναι σε μεγάλο βαθμό ομοιογενές, οπότε έτσι κι αλλιώς δεν αναμένονται μεγάλες διαφορές της ΔCFS ανάλογα με την διεύθυνση υπολογίζεται.

Παρά τα προβλήματα που αναφέρθηκαν, η πρώτη διερεύνηση των τριών μεγάλων σεισμών του διαστήματος 1981 – 1982 έδειξε ότι εξετάζοντας τα αρχικά

διαστήματα η σεισμικότητα είναι μεγαλύτερη μετά τον τελευταίο σεισμό ιδιαίτερα κοντά η αφαίρεση από τον κατάλογο του διαστήματος που διαρκεί η μετασεισμική ακολουθία βελτιώνει τα αποτελέσματα και υποδεικνύει ότι η σκίαση τάσεων σε μια περιοχή συνεπάγεται μειωμένη σεισμικότητα και εκλυόμενη σεισμική ροπή. Στην δεύτερη διερεύνηση, όπου συνυπολογίστηκε και ο σεισμός του 1983 στους τρεις προηγούμενους, η αφαίρεση του διαστήματος που διήρκησε η μετασεισμική ακολουθία από τον σεισμό του 1983 δεν ήταν αρκετή για να φανερώσει μειωμένη σεισμικότητα στην περιοχή με σκίαση τάσεων. Γι' αυτό δοκιμάστηκε να αφαιρεθεί ένα διάστημα τριών μηνών, όπως έχει γίνει και σε άλλες έρευνες, και η ενέργεια αυτή φανέρωσε μειωμένη σεισμικότητα και εκλυόμενη σεισμική ροπή στις περιοχές με σκίαση τάσεων.

Στην διερεύνηση του σεισμού που έγινε στην Σκύρο στις 26/7/2001 δεν ήταν δυνατό να βρεθεί μείωση σεισμικότητας ή εκλυόμενης σεισμικής ροπής στις περιοχές με σκίαση τάσεων. Το βασικό πρόβλημα που παρουσιάστηκε είναι η πολύ μικρή σεισμικότητα στην περιοχή πριν τον κύριο σεισμό, για το μέγεθος πληρότητας που εξετάστηκε το οποίο ήταν μεγάλο όπως και στην έρευνα των σεισμών την περίοδο 1981 – 83. Αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 1 ότι σύμφωνα με έρευνες των Toda et al. (2005) η επιρροή της σκίασης τάσεων στη σεισμικότητα μπορεί να φανεί μόνο σε περιοχές που υπάρχει μεγάλη σεισμικότητα η οποία ενδεχομένως να έχει προκληθεί από άλλο σεισμό. Αυτό φαίνεται να επιβεβαιώνεται για αυτόν το σεισμό όπου παρατηρείται αύξηση της σεισμικότητας ανεξάρτητα με το πρόσημο της ΔCFS. Στο ίδιο αποτέλεσμα είχαν καταλήξει και οι Mallman & Zoback (2007) συμπληρώνοντας ότι σε τέτοιες περιπτώσεις η αύξηση της σεισμικότητας στις περιοχές με σκίαση τάσεων είναι μικρότερη σε σχέση με τις περιοχές που η ΔCFS αυξάνεται. Το αποτέλεσμα αυτό επιβεβαιώθηκε στην διερεύνηση του αυτού του σεισμού μετά από υπολογισμό του αριθμού των σεισμών και της εκλυόμενης ροπής για τιμές της ΔCFS ανάμεσα σε 0,1 και 5 bar. Τέλος, εξετάστηκαν και οι περιοχές που υπέστησαν σκίαση τάσεων από το σεισμό της Σκύρου και είχαν υποστεί θετικές μεταβολές από τους τέσσερις σεισμούς την περίοδο 1981 – 1983, ωστόσο οι περιοχές ήταν πάρα πολύ μικρές και δεν ήταν δυνατό να υπάρξει κάποιο συμπέρασμα.

Ένα δεδομένο που θα είχε αξία να ληφθεί υπ' όψη στην διερεύνηση του σεισμού της Σκύρου είναι το γεγονός ότι πρόκειται για τον μόνο μεγάλο σεισμό στην περιοχή που οφείλεται σε αριστερόστροφο μηχανισμό γένεσης. Η μείωση σεισμών με συγκεκριμένους μηχανισμούς γένεσης η οποία συνεπάγεται αλλαγή του μέσου μηχανισμού γένεσης σε περιοχές με σκίαση τάσεων, έχει υπάρξει αντικείμενο έρευνας από τους Mallman & Parsons (2008), οι οποίοι κατέληξαν ότι υπήρχε σύνδεση. Με οδηγό αυτή την έρευνα και το γεγονός της μοναδικότητας του μηχανισμού γένεσης του κύριου σεισμού στην περιοχή θα είχε ενδιαφέρον η

διερεύνηση για αλλαγή του μέσου μηχανισμού γένεσης στην εξεταζόμενη περιοχή. Για να γίνει επέκταση της έρευνας σε αυτόν τον τομέα χρειάζεται ένας κατάλογος με πλήρη δεδομένα μηχανισμών γένεσης κάτι που δεν υπήρχε για την συγκεκριμένη περιοχή.

Στη διερεύνηση του σεισμού που έγινε στις 24/5/14 στο βόρειο Αιγαίο το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου για την εξεταζόμενη περιοχή ήταν $M_c = 1.9$, γεγονός που ήταν πολύ βοηθητικό για την εξέταση της σεισμικότητας διότι για πρώτη φορά στη διερεύνηση υπήρχε η δυνατότητα να συμπεριληφθούν και μικρότεροι σεισμοί. Το αποτέλεσμα έδειξε αύξηση της σεισμικότητας και της εκλυόμενης σεισμικής ροπής, ενώ όταν αφαιρέθηκε το διάστημα της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας τα αποτελέσματα δεν βελτιώθηκαν, αντίθετα οι αυξήσεις φάνηκαν μεγαλύτερες. Μετά την αφαίρεση διαστήματος τριών μηνών από τα δεδομένα προέκυψε μειωμένη σεισμικότητα αλλά η εκλυόμενη σεισμική ροπή παρέμεινε κατά πολύ αυξημένη. Το γεγονός ότι ο κατάλογος τελείωνε 416 ημέρες μετά τον κύριο σεισμό αποτέλεσε μεγάλο ανασταλτικό παράγοντα γι' αυτή τη διερεύνηση. Το διάστημα αυτό είναι το μικρότερο που εξετάστηκε μετά από κάποιον σεισμό στην διατριβή και γι' αυτό τον λόγο δεν είναι δυνατό να προταθεί αν υπάρχει ή δεν υπάρχει μειωμένη σεισμικότητα στις περιοχές με σκίαση τάσεων μετά από τον σεισμό.

Τέλος, στη διερεύνηση που έγινε στην Πελοπόννησο για τον σεισμό του 2008, τα αποτελέσματα έδειξαν αύξηση της σεισμικότητας σε περιοχές που προκλήθηκε σκίαση τάσεων μετά τον σεισμό, αλλά φάνηκε μειωμένη έκλυση της σεισμικής ροπής. Τα αποτελέσματα βελτιώθηκαν όταν αφαιρέθηκε το διάστημα της διάρκειας της μετασεισμικής ακολουθίας και βελτιώθηκαν ακόμα περισσότερο όταν αφαιρέθηκε διάστημα τριών μηνών. Παρά τις βελτιώσεις η σεισμικότητα παρέμεινε αυξημένη και η εκλυόμενη σεισμική ροπή μειωμένη μετά τον κύριο σεισμό

Λαμβάνοντας υπ' όψη στο σύνολό τους, τους σεισμούς που μελετήθηκαν στην παρούσα διατριβή, τα αποτελέσματα συνοψίζονται παρακάτω. Εξετάζοντας τη σεισμικότητα για διαστήματα αμέσως μετά τον κύριο σεισμό η επιρροή της μεταβολής των δυναμικών τάσεων και της μετασεισμικής ακολουθίας επηρεάζει κατά πολύ την σύγκριση της σεισμικότητας. Επομένως, πρέπει να αφαιρείται διάστημα τουλάχιστον τριών μηνών μετά τον κύριο σεισμό ώστε να μη συμπεριλαμβάνεται η μετασεισμική ακολουθία και η πιθανή επιρροή των μεταβολών των δυναμικών τάσεων.

Θεωρήθηκε ότι σαν εναλλακτικός τρόπος διερεύνησης η καλύτερη επιλογή είναι να εξετάζεται παράλληλα η εκλυόμενη σεισμική ροπή, ως το καλύτερο δυνατό μέτρο της εκλυόμενης σεισμικής ενέργειας σε μια περιοχή. Τα αποτελέσματα της μεταβολής της σεισμικής ροπής δεν συμβάδίζουν πάντα με τα αποτελέσματα της

σεισμικότητας, αλλά στις περισσότερες περιπτώσεις φάνηκε ότι η σεισμική ροπή μειώνεται μετά τον σεισμό στις περιοχές με σκίαση τάσεων. Εξαίρεση αποτελούν οι δύο πιο «προβληματικοί» σεισμοί, ο σεισμός στις 24/5/14 όπου θεωρούμε ότι δεν μπορεί να εξαχθεί ασφαλές συμπέρασμα και ο σεισμός της Σκύρου όπου η σεισμικότητα πριν από αυτόν ήταν πάρα πολύ μικρή.

Τέλος, για περιπτώσεις όπου η σεισμικότητα είναι πολύ μικρή πριν το σεισμό, όπως στο σεισμό της Σκύρου, η επιρροή της σκίασης τάσεων μπορεί να φανεί μόνο μετά από σύγκριση των μεταβολών της σεισμικότητας σε αυτές τις περιοχές, με τις αντίστοιχες μεταβολές της σεισμικότητας στις περιοχές με θετική μεταβολή της ΔCFS, για ίδιο εύρος εξεταζόμενων τιμών.

Σε όλους τους σεισμούς που εξετάστηκαν βρέθηκε επιρροή της σκίασης τάσεων είτε σε σύνδεση με μείωση της σεισμικότητας, είτε σε σύνδεση με μείωση της εκλυόμενης ροπής, είτε ως αύξηση της σεισμικότητας και της εκλυόμενης ροπής, αλλά μικρότερης αύξησης συγκριτικά με τις περιοχές θετικών μεταβολών της ΔCFS. Τα αποτελέσματα αυτά ενισχύουν την σημασία της διερεύνησης των περιοχών που είναι σε σκίαση τάσεων και συμβάλλουν θετικά στην αυξημένη σημασία που έχουν οι διερευνήσεις της σεισμικότητας συναρτήσει των μεταβολών της ΔCFS, μετά από μεγάλους σεισμούς

Βιβλιογραφία

Aki, K. (1966), Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964, Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress-strain drop from the G wave spectrum, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, Tokyo Univ. 44, 73-88.

Erikson, L. (1986), User's manual for DIS3D: a three-dimensional dislocation program with applications to faulting in the Earth, Masters thesis, *Stanford Univ.*, Stanford, CA, 167 pp.

Felzer, K. R., and E. E. Brodsky (2005), Testing the stress shadow hypothesis, *J. Geophys. Res.*, 110(B5), B05S09, doi:10.1029/2004JB003277.

Gahalaut, V., S. Rajput, and B. Kundu (2011), Low seismicity in the Bhutan Himalaya and the stress shadow of the 1897 Shillong Plateau earthquake, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 186(3–4), 97–102, doi:10.1016/j.pepi.2011.04.009.

Hanks, Thomas C., Kanamori, Hiroo (May 1979), A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research* 84 (B5): 2348–50, doi:10.1029/JB084iB05p02348

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 R. W. Simpson (1996), In the shadow of 1857--The effect of the great Ft. Tejon earthquake on subsequent earthquakes in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 229-232

Harris, R. A., and R. W. Simpson (1998), Suppression of large earthquakes by stress shadows: A comparison of Coulomb and rate-and-state failure, *J. Geophys. Res.*, 103, 24,439–24,451

Harris, R. A., and R. W. Simpson (2002). The 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake: A test of the stress shadow hypothesis? *Bull. Seismol. Soc. Am.* 92, 1497–1512.

Karakostas, V. G., E. E. Papadimitriou, G. F. Karakaisis, C. B. Papazachos, E. M. Scordilis, G. Vargemezis, and E. Aidona, The 2001 Skyros, Northern Aegean, Greece, earthquake sequence: off - fault aftershocks, tectonic implications, and seismicity triggering, *Geophys. Res. Lett.*, 30(1), 1012, doi:10.1029/2002GL015814, 2003

King, G. C. P., R. S. Stein and J. Lin (1994), Static Stress Changes and the triggering of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 935-953

Leptokaropoulos K. M., Karakostas V. G., Papadimitriou E. E., Adamaki A. K., Tan O., and Inan S., (2013), A Homogeneous Earthquake Catalogue for Western Turkey and Magnitude of Completeness Determination, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103, 5, 2739-2751

Ma, K., C. Chan, and R. S. Stein (2005), Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 110, B05S19, doi:10.1029/2004JB003389.

Maccaferri, F., E. Rivalta, L. Passarelli, and S. Jónsson (2013), The stress shadow induced by the 1975–1984 Krafla rifting episode, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 1109–1121, doi:10.1002/jgrb.50134.

Mallman, E. P., and M. D. Zoback (2007), Assessing elastic Coulomb stress transfer models using seismicity rates in southern California and southwestern Japan, *J. Geophys. Res.*, 112, B03304, doi:10.1029/2005JB004076.

Mallman, E. P. & Parsons T. (2008), A Global search for stress shadows. *J. Geophys. Res.* 113, B12304.

Marsan, D. (2006), Can coseismic stress variability suppress seismicity shadows? Insights from a rate-and-state friction model, *J. Geophys. Res.*, 111, B06305, doi:10.1029/2005JB004060.

Papadimitriou, E. E., and L. R. Sykes (2001), Evolution of the stress field in the northern Aegean Sea (Greece), *Geophys. J. Int.*, 146, 747–759.

Papazachos B. C., Skordilis E. M, Panagiotopoulos D. G., Papazachos C. B., and Karakaisis G. F. (2004), Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bull. of the Geol. Soc. of Greece*, vol XXXVI

Pavlidis, S.B. & Tranos, M.D., 1991. Structural characteristics of two strong earthquakes in the North Aegean: Ierissos (1932) and Agios Efstratios (1968), *J. struct. Geol.*, 13, 205–214.

Pollitz, F. F., Burgmann, R., R. S. Stein and V. Sevilgen (2012), The Profound Reach of the 11 April 2012 M 8.6 Indian Ocean Earthquake: Short-Term Global Triggering Followed by a Longer-Term Global Shadow, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 104, 972-984, doi: 10.1785/0120130078

Reasenber, P. A., and Simpson, R. W. (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake, *Science*, 255, 1687-1690.

Reid, H. F., (1910), The mechanism of the earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906, *Report of the state Earthquake Investigation Commission, Vol. 2*, Washington. DC: Carnegie Institution, pp. 1-192

Rhoades, D.A., Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., Console, R., Murru, M. (2010) Correlation of static stress changes and earthquake occurrence in the North Aegean region. *Pure Geophys.*, 167(8/9): 1049-1066; doi: 10.1007/s00024-010-0092-2

Scholz, C. H. (2002). The Mechanics of Earthquakes and Faulting, *Cambridge University Press, Cambridge*, U.K., 225 pp.

Shelly, D., and K. Johnson (2011), Tremor reveals stress shadowing, deep postseismic creep, and depth-dependent slip recurrence on the lower-crustal San Andreas fault near Parkfield, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L13,312, doi:10.1029/2011GL047863.

Sevilgen V., R. S. Stein, and F. F. Pollitz (2012), Stress imparted by the great 2004 Sumatra earthquake shut down transforms and activated rifts up to 400 km away in the Andaman Sea, *PNAS*, 109(38), 15152–15156, doi:10.1073/pnas.1208799109.

Taymaz, T., Jackson, J. & McKenzie, D., (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106, 433–490

Toda, S., R. S. Stein, K. Richards-Dinger, and S. B. Bozkurt (2005), Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer, *J. Geophys. Res.*, 110, B05S16, doi:10.1029/2004JB003415

Toda, S., R. S. Stein, and J. Lin (2011), Widespread seismicity excitation throughout central Japan following the 2011 M=9.0 Tohoku earthquake and its interpretation by Coulomb stress transfer, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G03, doi:10.1029/2011GL047834.

Toda, S., R. S. Stein, G. C. Beroza, and D. Marsan (2012), Aftershocks halted by static stress shadows, *Nat. Geosci.*, 5 (6), 410–413, doi:10.1038/ngeo1465.

Wells, D. L. and Coppersmith, K. J. (1994), New Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, 974–1002.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. F. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, *EOS Trans. AGU*, 94, 409-410, 2013.

Wiemer, S., and M. Wyss (2000), Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 859-869.

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ. (2003), Οι σεισμοί της Ελλάδας, 3^η έκδοση, *Εκδόσεις Ζήτη*

Καραμάνος, Χ. (2006), Μελέτη της Ενεργού τεκτονικής στην Περιοχή της δυτικής απόληξης της τάφρου του βορείου Αιγαίου, Διατριβή Ειδίκευσης, Α.Π.Θ., Π.Μ.Σ. Τμ. Γεωλογίας

<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>, Global CMT catalog, *The Global CMT Project*, University of Columbia