

**ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ NATIONAL TECHNICAL UNIVERSITY
OF ATHENS**

ΣΧΟΛΗ ΑΓΡΟΝΟΜΩΝ ΚΑΙ SCHOOL OF RURAL AND SURVEYING

ΤΟΠΟΓΡΑΦΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ENGINEERING

ΚΕΝΤΡΟ ΔΟΡΥΦΟΡΩΝ ΔΙΟΝΥΣΟΥ DIONYSOS SATELLITE OBSERVATORY

**ΤΑΣΕΙΣ COULOMB ΜΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ
ΑΠΟ ΙΣΤΟΡΙΚΟΥΣ ΣΕΙΣΜΟΥΣ**

ΦΙΛΙΠΠΟΣ ΓΕΡΟΔΗΜΟΣ



ΖΩΓΡΑΦΟΥ, ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2013

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή κ. Δημήτριο Παραδείση για την ανάθεση και την επίβλεψη της διπλωματικής αυτής εργασίας και την βοήθειά του για την αποπεράτωση της.

Εν συνεχεία θα ήθελα να ευχαριστήσω τον υποψήφιο διδάκτορα Δημήτρη Αναστασίου, για την άριστη συνεργασία, τη σημαντική βοήθεια και τον χρόνο που αφιέρωσε κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας διπλωματικής εργασίας.

Τέλος ευχαριστώ την οικογένειά μου για την στήριξη και τη βοήθεια όλα αυτά τα χρόνια, καθώς επίσης και τα άτομα που με στήριξαν και τα θεωρώ οικογένειά μου.

Περίληψη

Η Ελλάδα είναι μία χώρα με έντονη σεισμικότητα και αυτό προκύπτει από το γεγονός ότι τοποθετείται στα όρια σύγκλισης μεταξύ δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών, της Ευρασιατικής και της Αφρικανικής. Το γεγονός αυτό συμβάλει στη δημιουργία αρκετών σεισμικών δονήσεων μέσα σε ένα ημερολογιακό έτος και δίνει την δυνατότητα, σε ερευνητές και όχι μόνο, να ασχολούνται με τους σεισμούς.

Αξιοσημείωτη σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται στην περιοχή του Βόρειου Ευβοϊκού Κόλπου, με την ύπαρξη πολλών ενεργών ρηγμάτων, ενώ μία δεύτερη περιοχή με έντονη σεισμική δραστηριότητα είναι το Αιγαίο πέλαγος, με πολλούς σεισμούς να προέρχονται από αλληλοεπιδράσεις τεκτονικών φαινομένων στα διάφορα νησιά του.

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι αρχικά ο υπολογισμός των τάσεων Coulomb από τους σεισμούς που έγιναν σε δύο περιοχές του Ελλαδικού χώρου, στο Μαρτίνο στις 20 Απριλίου του 1894 και στην Αταλάντη στις 27 Απριλίου του 1894, ανατολικά του Μαρτίνου, καθώς και τον σεισμό στην Αμοργό στις 9 Ιουλίου 1956. Πρόκειται για ισχυρούς σεισμούς, με μεγέθη 6.2, 6.4 και 7.5 αντίστοιχα. Εν συνεχεία ακολουθεί ο υπολογισμός των παραμορφώσεων και των συνιστωσών τους για τους μεγάλους σεισμούς και γίνεται η απεικόνιση σε μορφή χάρτη των αποτελεσμάτων αυτών. Για τους υπολογισμούς τάσεων και παραμορφώσεων, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Coulomb από την ιστοσελίδα της USGS.

Για τους σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης εξετάστηκαν η επιρροή του ενός σεισμικού γεγονότος (σεισμός στο Μαρτίνο 20 Απριλίου του 1894) στο άλλο (σεισμός στην Αταλάντη στις 27 Απριλίου του 1894), καθώς επίσης και τα αποτελέσματα των μεταβολών των τάσεων Coulomb που μεταφέρθηκαν προς και από άλλα γειτονικά ρήγματα στα παραπάνω ρήγματα.

Ακόμα στην παρούσα εργασία, έγινε μία πειραματική ανάλυση των τιμών της γραμμικής συμπίεστικότητας, εναλλάσσοντας τις τιμές των μεταβλητών από τις οποίες εξαρτάται. Οι μεταβλητές αυτές ήταν ο λόγος Poisson και το μέτρο ελαστικότητας. Η ανάλυση βασίστηκε στον τύπο που συνδέει την τάση και την παραμόρφωση, μέσω της γραμμικής συμπίεστικότητας που υπολογίζεται από γνωστές σταθερές (Engelder, T., M. L. Sbar, 1977, The relationship between in situ strain relaxation and outcrop fractures in the Potsdam sandstone, Alexandria Bay, New York, Pure and Applied Geophys., 115, 41-55).

Τέλος έγινε μία αναλυτική σύγκριση των παραγόμενων αποτελεσμάτων των τάσεων Coulomb για την περίπτωση των σεισμών σε Μαρτίνο και Αταλάντη, αλλά και των γειτονικών ρηγμάτων, με τα αποτελέσματα από την εργασία Ganas et al.2006 και υπολογίστηκαν σημειακές τάσεις Coulomb που μεταφέρθηκαν από την ενεργοποίηση του ρήγματος του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης.

Abstract

Greece is a country with intense seismicity, which is resulted by the fact that it is placed in the collision zone between two lithospheric plates, the Eurasian and the African. This fact contributes to the creation of many earthquakes in time of a year and gives the opportunity to researchers and others to occupy with them.

Remarkable seismicity is located in the northern Gulf of Evia, where plenty of active faults exist, while a second area, also with high seismicity, is the Aegean pelagic, where many of the earthquakes come from interactions tectonic causes which take place in Aegean Islands.

The purpose of the current thesis is initially the calculation of coulomb stresses from earthquakes that occurred in two areas of Hellenic region, in Martino at 20 April 1894 and in Atalanti at 27 April 1894, east of Martinon, and also from the earthquake in Amorgos island at 9 July 1956. These earthquakes are quite strong with magnitudes 6.2, 6.4 and 7.5 respectively. Consequently the strains and their components of the strong earthquakes are calculated and the results are represented in maps. In order to calculate strain and stresses, the Coulomb program from USGS was used.

Moreover in regards to the earthquakes in the whole area of Atalanti, the influence of the first strong earthquake (in Martinon at 20 April 1894) to the second (in Atalanti at 27 April 1894) was examined. In addition the results of Coulomb stress changes which moved towards and from other adjacent faults to the faults of these earthquakes were also examined.

Furthermore this thesis continued with an experimental analysis of linear compressibility values by changing the values of the variables which is depends of. These variables were the Poisson's ratio and the modulus of elasticity. The analysis was based in the formula that connects stress and strain, through the linear compressibility (or pseudo linear compressibility) which is calculated from familiar constants (Engelder, T., Sbar, M. L., 1977, The relationship between in situ strain relaxation and outcrop fractures in the Potsdam sandstone, Alexandria Bay, New York, Pure and Applied Geophys., 115, 41-55).

The thesis also contents an analytical comparison between the produced results of Coulomb stresses for the case Martinon and Atalanti earthquakes and adjacent faults, and the results from the paper of Ganas et al., 2006. Finally Coulomb stresses on points which transferred from the activation of Martinon fault to the Atalanti fault were also calculated.

Περιεχόμενα

Ευχαριστίες	i
Περίληψη	iii
Abstract.....	iv
Περιεχόμενα	v
Εισαγωγή.....	1
1. Σκοπός μελέτης σεισμών	3
2. Στοιχεία θεωρίας Ελαστικότητας.....	5
2.1 Εισαγωγή.....	5
2.2 Δύναμη	5
2.3 Τάση σε Σημείο Σώματος	6
2.4 Τανυστής Τάσης	8
2.5 Κύριες Συνιστώσες Τάσης	9
2.6 Τάσεις Coulomb	10
2.7 Παραμόρφωση σε Σημείο Σώματος.....	13
2.8 Παραμόρφωση στο Πρόγραμμα Coulomb	16
2.9 Ελαστικές Σταθερές.....	17
3. Γενικά στοιχεία για τους σεισμούς και τα ρήγματα.....	19
3.1 Σεισμοί.....	19
3.1.1 Είδη σεισμών	20
3.1.2 Μέγεθος και ένταση των σεισμών	21
3.2 Ρήγματα.....	21
3.2.1 Κανονικά ρήγματα	25
3.2.2 Σημασία ρηγμάτων και σύνδεση με τους σεισμούς	25
4. Σεισμοτεκτονική.....	27
4.1 Ιστορική αναφορά στη γεωτεκτονική της Ελλάδας.....	27
4.2 Τεκτονικό Υπόβαθρο της Ελλάδας.....	28
4.3 Τεκτονικό υπόβαθρο στην περιοχή της Αταλάντης.....	31
4.4 Ο σεισμός στην περιοχή της Αταλάντης, 20 και 27 Απριλίου του 1894.....	33
4.5 Τεκτονικό υπόβαθρο στη νήσο της Αμοργού	39

4.6	Ο σεισμός στη νήσο της Αμοργού, 9 Ιουλίου 1956	43
5.	Παρουσίαση της λειτουργίας του προγράμματος Coulomb	47
5.1	Εισαγωγή	47
5.2	Αποθήκευση αρχείων σε μορφή inp.inr,mat,fig,jpg και εισαγωγή	48
5.3	Εισαγωγή δεδομένων (μήκος και πλάτος ρήγματος, μηχανισμού γένεσης ρήγματος και άλλων στοιχείων του ρήγματος)	49
5.4	Δημιουργία χάρτη μεταβολής τάσεων σε κάτοψη, μηκοτομής σε κάθετη και παράλληλη τομή του ρήγματος.....	53
5.5	Εισαγωγή ακτογραμμής, σεισμών και αποτελέσματα που παράγει το πρόγραμμα Coulomb.....	63
5.6	Απεικόνιση αρχείου εισόδου ρήγματος (input) του προγράμματος Coulomb στο πρόγραμμα Google earth	73
5.7	Δημιουργία χάρτη που απεικονίζει την παραμόρφωση (strain) του ρήγματος αλλά και τις συνιστώσες E _{xx} , E _{yy} , E _{zz} της παραμόρφωσης, σε κατόψεις.....	75
5.8	Υπολογισμός σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb.....	78
6.	Μηχανισμοί γένεσης σεισμών.....	81
6.1	Σεισμολογικά δεδομένα.....	81
6.2	Ψευδό-Γραμμική συμπίεστικότητα	83
7.	Παραγόμενα αποτελέσματα για τα ρήγματα στην Αταλάντη και στην Αμοργό	87
7.1	Υπολογισμοί μεταβολής τάσεων Coulomb, σεισμός στην Αμοργό 1956.....	87
7.2	Υπολογισμοί των παραμορφώσεων στα επίπεδα x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, σεισμός στην Αμοργό 1956	91
7.3	Υπολογισμοί μεταβολής τάσεων Coulomb, αλλάζοντας το ρήγμα πηγή και το ρήγμα δέκτη, ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης	93
7.4	Σύγκριση αποτελεσμάτων του Coulomb που παράχθηκαν με αποτελέσματα της εργασίας Ganas et al.2006	118
7.5	Υπολογισμός σημειακών τάσεων Coulomb στο πεδίο μεταφοράς των τάσεων Coulomb από το ρήγμα του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης	123
7.6	Υπολογισμοί των παραμορφώσεων στα επίπεδα x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, σεισμοί Αταλάντης και Μαρτίνου	131
8.	Συμπεράσματα.....	137
8.1	Συμπεράσματα.....	137

8.2 Προτάσεις.....	138
Βιβλιογραφία	139

Κατάλογος Εικόνων

Εικόνα 2.3.1: Ορισμός του διανύσματος τάσης.....	7
Εικόνα 2.3.2: Ορισμός του μοναδιαίου διανύσματος, καθέτου στην επιφάνεια ΔS.....	7
Εικόνα 2.4.1: Οι εννέα συνιστώσες τάσης.....	8
Εικόνα 2.5.1: Οι τρεις κύριες συνιστώσες τάσης.....	10
Εικόνα 2.6.1: Το πρώτο σετ εικόνων απεικονίζει την μεταβολή της τάσης του προγράμματος για δεξιόστροφα ρήγματα παράλληλα στο κύριο ρήγμα, το δεύτερο σετ εικόνων απεικονίζει την μεταβολή της τάσης του προγράμματος για ρήγματα βέλτιστα προσανατολισμένα για αστοχία (King and others, 1994).....	11
Εικόνα 2.6.2: Μεταβολή της τάσης σε βέλτιστα δεξιόστροφα ρήγματα (King and others, 1994).....	11
Εικόνα 2.8.1: Πίνακας παραμορφώσεων στο πρόγραμμα Coulomb και απεικόνιση σε κάτοψη.....	16
Εικόνα 3.1.1: Στοιχεία του ρήγματος.....	19
Εικόνα 3.2.1: Είδη ρηγμάτων.....	22
Εικόνα 3.2.2: Ρήγμα με ολίσθηση κατά παράταξη-δεξιόστροφο (αριστερά), ρήγμα με ολίσθηση κατά παράταξη-αριστερόστροφο (δεξιά).....	23
Εικόνα 3.2.3: Ρήγματα με ολίσθηση κατά τη διεύθυνση κλίσης της επιφάνειας του ρήγματος, ανάστροφο ρήγμα στα αριστερά και κανονικό ρήγμα στα δεξιά.....	23
Εικόνα 3.2.4: Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης.....	24
Εικόνα 4.1.1: Η εξέλιξη της μορφής της Παγγαίας μέχρι σήμερα (USGS).....	27
Εικόνα 4.2.1: Το Ελληνικό τόξο (http://www.oasp.gr/node/207).....	28
Εικόνα 4.2.2: Σχηματική αποτύπωση των δυνάμεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Οι συμπιεστικές δυνάμεις Σ1, Σ2, Σ3 που ασκούν οι γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου απεικονίζονται με κόκκινα βέλη. Οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας με τα κίτρινα βέλη (Παπαζάχος Β, 1989).....	30
Εικόνα 4.2.3: Τεκτονικό υπόβαθρο της Ελλάδας (USGS).....	30
Εικόνα 4.2.4: Χάρτης σεισμικότητας της Ελλάδας από το 1900 μέχρι σήμερα (USGS).....	31
Εικόνα 4.4.1: Δορυφορική Εικόνα Landsat που δείχνει τη θέση του ίχνους του σεισμού κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης στην Αταλάντη (Γκανάς, 2006).....	35
Εικόνα 4.4.2: Απεικόνιση των πέντε ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης στο Google earth (Τα πράσινα περιγράμματα συμβολίζουν τις επιφάνειες των πέντε ρηγμάτων).....	38
Εικόνα 4.5.1: Ανάγλυφος χάρτης του χερσαίου και θαλάσσιου χώρου, όπου φαίνεται ο διαχωρισμός του Αιγαίου σε τρεις υποπεριοχές (Parathanassiou and Zenetos, 2005).....	41
Εικόνα 4.5.2: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής του χώρου του Αιγαίου, όπου παρουσιάζονται τα βασικά τεκτονικά και κινηματικά χαρακτηριστικά του (Τροποποιημένο από Parazachos et al., 1998).....	42
Εικόνα 4.6.1: Απεικόνιση του ρήγματος στη νήσο της Αμοργού στο Google earth.....	45
Εικόνα 5.1.1: Μπάρα εντολών του προγράμματος Coulomb.....	47
Εικόνα 5.1.2: Εντολή έναρξης προγράμματος Coulomb.....	47
Εικόνα 5.2.1: Αποθήκευση αρχείων εισόδου με διάφορες καταλήξεις.....	48
Εικόνα 5.2.2: Άνοιγμα υπάρχοντος αρχείου.....	49
Εικόνα 5.3.1: Δημιουργία καννάβου με φ, λ ή με χ, ψ.....	49
Εικόνα 5.3.2: Δημιουργία αρχείου εισόδου με χρήση των φ,λ.....	50
Εικόνα 5.3.3: Υπολογισμός μήκους και πλάτους ρήγματος με εμπειρικές μεθόδους, με δεδομένο το σεισμικό μέγεθος.....	51
Εικόνα 5.3.4: Παράδειγμα ρήγματος που δημιουργείται από το πρόγραμμα Coulomb.....	52
Εικόνα 5.4.1: Υπολογισμός μεταβολής τάσης Coulomb σε κάτοψη.....	53

Εικόνα 5.4.2: Στοιχεία ρήγματος δέκτη.....	53
Εικόνα 5.4.3: Απεικόνιση των μεταβολών της τάσης Coulomb σε συγκεκριμένο βάθος.....	54
Εικόνα 5.4.4: Παράθυρο δημιουργίας μηκοτομής.....	55
Εικόνα 5.4.5: Σειτ τριών ρηγμάτων, εισαγωγή τους στο Coulomb.....	57
Εικόνα 5.4.6: Απεικόνιση τριών ρηγμάτων μιας περιοχής στο πρόγραμμα Coulomb.....	58
Εικόνα 5.4.7: Εισαγωγή μηχανισμού γένεσης πρώτου ρήγματος και εστιακού βάθους απεικόνισης των τάσεων Coulomb, για τον υπολογισμό των τάσεων ως προς τον εαυτό του.....	59
Εικόνα 5.4.8: Υπολογισμός των τάσεων Coulomb του πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του.....	60
Εικόνα 5.4.9: Απεικόνιση τάσεων Coulomb του 2 ^ο ρήγματος σε σχέση με το 3 ^ο	61
Εικόνα 5.4.10: Χρήση μηχανισμού γένεσης τρίτου ρήγματος, για να απεικονισθούν οι τάσεις Coulomb από το 2 ^ο ρήγμα στο 3 ^ο ρήγμα.....	62
Εικόνα 5.5.1: Εισαγωγή ακτογραμμής.....	63
Εικόνα 5.5.2: Αρχεία για την αποθήκευση της ακτογραμμής.....	63
Εικόνα 5.5.3: Αποσυμπίεση αρχείου ακτογραμμής.....	64
Εικόνα 5.5.4: Μορφοποίηση κειμένου txt σεισμών στην Matlab και μετατροπή του σε αρχείο mat.....	67
Εικόνα 5.5.5: Μπάρα εντολών του προγράμματος Coulomb.....	67
Εικόνα 5.5.6: Επιλογή απεικόνισης αρχείου σεισμού.....	68
Εικόνα 5.5.7: Κατάλογος σεισμών με δεδομένο format και επιλογή του καταλληλότερου.....	68
Εικόνα 5.5.8: Παράθυρο για το άνοιγμα του δημιουργημένου αρχείου-σεισμού.....	69
Εικόνα 5.5.9: Παράθυρο earthquake screening του Coulomb.....	70
Εικόνα 5.5.10: Απεικόνιση του αρχείου σεισμών στο πρόγραμμα Coulomb.....	71
Εικόνα 5.5.11: Εναλλακτική απεικόνιση σεισμών με βάση το μέγεθός τους.....	72
Εικόνα 5.6.1: Απεικόνιση αρχείο εισόδου ρήγματος του Coulomb στο Google earth.....	73
Εικόνα 5.6.2: Απεικόνιση αρχείων ρήγματος και εστιών σεισμών του Coulomb στο πρόγραμμα Google earth.....	74
Εικόνα 5.7.1: Επιλογή της παραμόρφωσης (strain) στο Coulomb.....	75
Εικόνα 5.7.2: Παράθυρο του Coulomb, όπου γίνεται η επιλογή της παραμόρφωσης που θα υπολογίσει το πρόγραμμα.....	76
Εικόνα 5.7.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης E_{xx} , δηλαδή ως προς το επίπεδο x-x.....	77
Εικόνα 5.8.1: Επιλογή υπολογισμού σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb.....	79
Εικόνα 5.8.2: Παράθυρο υπολογισμού σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb.....	80
Εικόνα 7.1.1: Κατόψεις των μεταβολών των τάσεων Coulomb σε βάθος από 15-35χλμ ανά 10χλμ (ρήγμα Αμοργού).....	88
Εικόνα 7.1.2: Παράλληλη τομή στον άξονα του ρήγματος της Αμοργού.....	89
Εικόνα 7.1.3: Παραγωγή μηκοτομής της όψης της εικόνας 7.1.2, μέχρι 100 χιλιόμετρα βάθος.....	89
Εικόνα 7.1.4: Κάθετη τομή στον άξονα του ρήγματος της Αμοργού.....	90
Εικόνα 7.1.5: Παραγωγή μηκοτομής της όψης της εικόνας 7.1.4, μέχρι 100 χιλιόμετρα βάθος.....	90
Εικόνα 7.2.1: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.....	91
Εικόνα 7.2.2: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.....	92
Εικόνα 7.2.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.....	92
Εικόνα 7.2.4: Υπολογισμός της διαστολής ($E_{xx}+E_{yy}+E_{zz}$) στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.....	93
Εικόνα 7.3.1: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.....	95
Εικόνα 7.3.2: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο σε κατόψεις, σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.....	97
Εικόνα 7.3.3: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στη Μαλεσείνα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).....	99
Εικόνα 7.3.4: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).....	101
Εικόνα 7.3.5: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδώνα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).....	103
Εικόνα 7.3.6: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Αταλάντης σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.....	105

Εικόνα 7.3.7: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Μαλεσίνας σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).	107
Εικόνα 7.3.8: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του παράκτιου ρήγματος σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).	109
Εικόνα 7.3.9: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Ανθηδώνας σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).....	111
Εικόνα 7.3.10: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στη Μαλεσίνα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).	113
Εικόνα 7.3.11: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Αταλάντης σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).	115
Εικόνα 7.3.12: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδώνα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).	117
Εικόνα 7.4.1: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.	119
Εικόνα 7.4.2: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στη Μαλεσίνα κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.	120
Εικόνα 7.4.3: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του παράκτιου ρήγματος κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.	121
Εικόνα 7.4.4: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στην Ανθηδώνα κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.	122
Εικόνα 7.4.5: Χρωματική κλίμακα σε δύο διαφορετικές εκδόσεις του προγράμματος Coulomb (αριστερά εργασία Ganas et al, 2006 και δεξιά παρούσα εργασία, Coulomb3.3).	123
Εικόνα 7.5.1: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 1, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.600°, 10.000km).	124
Εικόνα 7.5.2: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 2, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.610°, 10.000km).	125
Εικόνα 7.5.3: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 3, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.690°, 10.000km).	126
Εικόνα 7.5.4: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 4, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.690°, 10.000km).	127
Εικόνα 7.5.5: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 5, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.610°, 10.000km).	128
Εικόνα 7.5.6: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 6, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.600°, 10.000km).	129
Εικόνα 7.5.7: Υπολογισμός τάσης για το επίκεντρο του σεισμού της Αταλάντης της 27 ^{ης} Απριλίου 1894, (longitude, latitude, Z)=(23.083°, 38.667°, 10.000km).	130
Εικόνα 7.6.1: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.....	131
Εικόνα 7.6.2: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.....	132
Εικόνα 7.6.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.	132
Εικόνα 7.6.4: Υπολογισμός της διαστολής (E _{xx} +E _{yy} +E _{zz}) στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.....	133
Εικόνα 7.6.5: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.	134
Εικόνα 7.6.6: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.	134
Εικόνα 7.6.7: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.....	135
Εικόνα 7.6.8: Υπολογισμός της διαστολής (E _{xx} +E _{yy} +E _{zz}) στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.	135

Κατάλογος Πινάκων

Πίνακας 4.3.1: Κατάλογος των φαινομένων που έγιναν επιφανειακά στην περιοχή του Ευβοϊκού Κόλπου κατά τη διάρκεια του 20 ^{ου} αιώνα.	33
Πίνακας 4.4.1: Στοιχεία των πέντε ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν από την σεισμική ακολουθία του 1894 στην Αταλάντη. Το πλάτος του ρήγματος είναι 12 χιλιόμετρα σε όλες τις περπτώσεις (Hanks and Kanamori, 1979, Ambraseys and Jackson, 1990, and Ganas et al., 1998).	36
Πίνακας 5.4.1: Αρχείου εξόδου των τάσεων Coulomb.	55
Πίνακας 5.4.2: Παραγόμενο input file του Coulomb, στη Matlab.....	58

Πίνακας 5.4.3: Αποτελέσματα τάσεων Coulomb πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του, με μηδενισμό των στηλών rt . lat και reverse στις γραμμές 2,3 (2° και 3° ρήγμα).....	59
Πίνακας 5.5.1: Αρχείο σεισμού της ιστοσελίδας http://www.gein.noa.gr/services/cat.html	65
Πίνακας 5.5.2: Επιλεγμένα στοιχεία για σεισμούς του 1950 από την ιστοσελίδα http://www.gein.noa.gr/services/cat.html	66
Πίνακας 5.6.1: Εντολή που πληκτρολογείται στη Matlab και αρχεία που δημιουργούνται για την απεικόνιση του αρχείου εισόδου ρήγματος του Coulomb στο Google earth.....	74
Πίνακας 5.7.1: Αρχείο εξόδου των παραμορφώσεων του Coulomb.	78
Πίνακας 6.1.1: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά των πέντε ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν από τον σεισμό στο Μαρτίνο, 20 Απριλίου 1894.	81
Πίνακας 6.1.2: Σεισμικό μέγεθος, μήκος και πλάτος ρήγματος, ως αποτέλεσμα του σεισμού στο Μαρτίνο, 20 Απριλίου 1894 (πέντε ρήγματα).....	82
Πίνακας 6.1.3: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος που δημιουργήθηκε από τον σεισμό στην Αμοργό, 9 Ιουλίου 1956.....	82
Πίνακας 6.1.4: Σεισμικό μέγεθος, μήκος και πλάτος ρήγματος, ως αποτέλεσμα του σεισμού στην Αμοργό, 9 Ιουλίου 1956.	82
Πίνακας 6.2.1: Αύξηση του λόγου Poisson, σταθερή η τιμή του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.....	84
Πίνακας 6.2.2: Μείωση του λόγου Poisson, σταθερή η τιμή του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.....	84
Πίνακας 6.2.3: Αύξηση του λόγου Poisson, αύξηση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.....	84
Πίνακας 6.2.4: Μείωση του λόγου Poisson, μείωση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.....	84
Πίνακας 6.2.5: Αύξηση του λόγου Poisson, μείωση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.....	85
Πίνακας 6.2.6: Μείωση του λόγου Poisson, αύξηση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.....	85
Πίνακας 7.4.1: Δεδομένα εισόδου που χρησιμοποιήθηκαν για το μοντέλο των τάσεων που μεταφέρονται.	118

Κατάλογος Χαρτών

Χάρτης 4.4.1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Λοκρίδας στην Κεντρική Ελλάδα (IGME τροποποίηση, 1989). Απλοποιημένες γραμμές ρήγματος (Ganas and Papoulias, 2000). Το ορθογώνιο στο κέντρο απεικονίζεται στην εικόνα 4.4.1. Σημείωση, το ρήγμα της Αταλάντης διασπάται σε δύο τμήματα-σεισμούς στην εικόνα 4.4.1.....	34
Χάρτης 4.4.2: Με ορθογώνια κουτιά απεικονίζονται οι ρηγιγενείς επιφάνειες στις πέντε περιοχές που προαναφέρθηκαν, ενώ ο κύκλος υποδηλώνει το επίκεντρο του σεισμού, στις 27 Απριλίου του 1894, σύμφωνα με τους Ambraseys και Jackson (1990)..	37
Χάρτης 4.5.1: Χάρτης της ελληνικής περιοχής που δείχνει τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής που εγκρίθηκε από Papazachos and Papazachou, 1997 και Papazachos et al., 2000. Τα μονά βέλη δείχνουν την κατεύθυνση κίνησης των πλακών μαζί με τον μέσο ρυθμό σύγκλισης ανά έτος (McClusky et al., 2000). Τα διπλά βέλη υποδεικνύουν τις περιοχές, όπου είτε η επέκταση (βέλη σε αντίθετες κατευθύνσεις) είτε η συμπίεση (βέλη που είναι αντιμέτωπα) υπερισχύει. Οι παχιές κίτρινες γραμμές αντιπροσωπεύουν τις ζώνες με ρήγματα με ολίσθηση κατά παράταξη. Οι καμπύλες των 20,100 και 170 χιλιομέτρων είναι ισοβαθείς καμπύλες, που παρουσιάζουν την κατανομή του υποκεντρικού βάθους των σεισμών που συμβαίνουν κατά μήκος της ζώνης Wadati-Benioff. Τα πράσινα αστέρια απεικονίζουν τις θέσεις των ενεργών ηφαιστειών. Το τετράγωνο απεικονίζει την περιοχή ενδιαφέροντος μεταξύ Αμοργού και Σαντορίνης. PL: Πελοπόννησος, CR: Κρήτη, KP: Καρπάθου, RH: το νησί της Ρόδου, KF: Ρήγμα Κεφαλονιάς, και NAF: Ρήγμα Βόρειας Ανατολίας.....	40
Χάρτης 4.6.1: Χάρτης της περιοχής όπου το 1956 έγινε ο σεισμός στην Αμοργό. Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο του κύριου σεισμού της Αμοργού, ενώ οι κόκκινοι κύκλοι είναι τα επίκεντρα των μετασεισμών (Okal et al., 2009). Η στρογγυλή μπάλα αντιπροσωπεύει τον μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού που προκύπτει από την στιγμιαία αντιστροφή ταυυστή των σειсмоγράφων. Οι λατινικοί αριθμοί που εμφανίζονται στα γειτονικά νησιά είναι εκτιμήσεις για την ένταση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με την τροποποιημένη κλίμακα έντασης Mercalli (Schenkova et al., 2005). Οι μαύρες παχιές γραμμές δείχνουν τα κανονικά ρήγματα στην περιοχή (Bohnhoff et al., 2006). Τα διπλά βέλη αντιπροσωπεύουν τους κύριους άξονες του ταυυστή παραμορφώσεων για την περιοχή αυτή, όπως καθορίζονται από τα δεδομένα του GPS (Hollenstein et al., 2008).	44

Εισαγωγή

Η Ελλάδα τοποθετείται στα όρια σύγκλισης της Ευρασιατικής και της Αφρικανική πλάκας. Από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο. Στο παρελθόν υπήρξαν αρκετές εργασίες που ασχολήθηκαν με την διερεύνηση του τασικού πεδίου, τις τάσεις Coulomb και τις παραμορφώσεις σε κάποιο τμήμα ή κάποια περιοχή στην Ελλάδα.

Δύο περιοχές που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία ήταν η ευρύτερη περιοχή του Ευβοϊκού Κόλπου και το κεντρικό Αιγαίο, καθώς αποτελούν περιοχές με έντονη σεισμικότητα. Πιο συγκεκριμένα, για την πρώτη περίπτωση επιλέχθηκαν η περιοχή του Μαρτίνου και ο σεισμός στις 20 Απριλίου 1894 με το αντίστοιχο ρήγμα, η περιοχή της Αταλάντης και ο σεισμός στις 27 Απριλίου με το αντίστοιχο ρήγμα, αλλά και κάποια γειτονικά ενεργά ρήγματα, καθώς αποτελούν ρήγματα που έδωσαν ισχυρούς σεισμούς. Για την δεύτερη περίπτωση, δηλαδή το κεντρικό Αιγαίο, επιλέχθηκε η νήσος της Αμοργού και ο μεγάλος σεισμός στις 9 Ιουλίου του 1956, μεγέθους 7.5, ένας πολύ σημαντικός σεισμός που προκάλεσε και τσουνάμι.

Στα παραπάνω ρήγματα έγιναν οι υπολογισμοί των τάσεων Coulomb και των παραμορφώσεων στο πρόγραμμα Coulomb, και με αφορμή αυτή την διαδικασία διερευνήθηκε η σύνδεση των δύο μεγεθών μέσω της γραμμικής συμπεριστασίας, δηλαδή της τάσης και της παραμόρφωσης, ποιες παράμετροι που εμπλέκονται στη σύνδεση έχουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον και ποιες από αυτές παρουσιάζουν με τις αυξομειώσεις τους διαφορετικά αποτελέσματα (Engelder, T., Sbar, M. L., 1977, The relationship between in situ strain relaxation and outcrop fractures in the Potsdam sandstone, Alexandria Bay, New York, Pure and Applied Geophys., 115, 41-55).

Για τον σεισμό στην Αμοργό πραγματοποιήθηκαν υπολογισμοί των μεταβολών των τάσεων Coulomb και των παραμορφώσεων, ενώ για την περίπτωση των σεισμών σε Αταλάντη και Μαρτίνο έγινε συνδυαστική ανάλυση με κάποια γειτονικά ρήγματα, για να παρθούν συμπεράσματα σχετικά την επιρροή της ενεργοποίησης ενός ρήγματος στα υπόλοιπα ρήγματα. Ακόμα υπήρξαν υπολογισμοί σημειακών τάσεων Coulomb που μεταφέρθηκαν από το σεισμό στο Μαρτίνο στο ρήγμα της Αταλάντης και έγινε σύγκριση των χωρικών τάσεων Coulomb, που αναπτύχθηκαν από τον σεισμό στο Μαρτίνο προς την Αταλάντη και υπολογίσθηκαν στην παρούσα εργασία σε σχέση με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εργασία Ganas et al., 2006.

Έτσι, στο Κεφάλαιο 1 της παρούσας εργασίας αναλύεται ο σκοπός της μελέτης των σεισμών για τους μηχανικούς και την ευρύτερη επιστημονική κοινότητα.

Στο Κεφάλαιο 2 περιγράφονται τα βασικά στοιχεία της θεωρίας ελαστικότητας, όπως η δύναμη, η τάση σε σημείο του σώματος, οι κύριες συνιστώσες τάσης, οι τάσεις Coulomb, οι παραμορφώσεις σε σημείο του σώματος και οι ελαστικές σταθερές.

Στο Κεφάλαιο 3 τονίζονται τα βασικότερα στοιχεία για τον ορισμό των σεισμών και των ρηγμάτων, και γίνεται η κατηγοριοποίηση τους.

Στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται συνοπτικά το τεκτονικό υπόβαθρο της Ελλάδας, του Αιγαίου και της ευρύτερης περιοχής του Βόρειου Ευβοϊκού Κόλπου καθώς και η σεισμικότητα των περιοχών.

Στο Κεφάλαιο 5 επεξηγούνται τα εργαλεία του προγράμματος Coulomb 3.3 της ιστοσελίδας της USGS, που χρησιμοποιήθηκαν για να απεικονισθούν αρχικά τα ρήγματα και για να προκύψουν οι τελικοί υπολογισμοί.

Στο Κεφάλαιο 6 αναφέρονται οι πηγές από τις οποίες συλλέχθηκαν οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών, τα στοιχεία που αποτελούν τους μηχανισμούς γένεσης και οι τιμές τους και γίνεται ένα πείραμα με την γραμμική συμπίεστικότητα και την σχέση της με το λόγο Poisson και το μέτρο ελαστικότητας.

Στο Κεφάλαιο 7 γίνονται οι υπολογισμοί των τάσεων Coulomb και των παραμορφώσεων για τα ρήγματα των περιοχών της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης και της Αμοργού, ενώ για την πρώτη περιοχή γίνεται μία σύγκριση με τα αποτελέσματα των τάσεων Coulomb της εργασίας Ganas et al., 2006 και υπολογίζονται σημειακές τάσεις Coulomb, που αναπτύχθηκαν από τον σεισμό στο Μαρτίνο προς την Αταλάντη.

Στο Κεφάλαιο 8 παρουσιάζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τους υπολογισμούς των τάσεων Coulomb, με μεγαλύτερη έμφαση στα ρήγματα της Αταλάντης και του Μαρτίνου, σε σχέση με χωρικά, σημειακά αποτελέσματα της παρούσας εργασίας και συγκριτικά με την εργασία Ganas et al., 2006 και τέλος συμπεράσματα από την πειραματική έρευνα με την γραμμική συμπίεστικότητα.

Η χρωματική πληροφορία των εικόνων και των αποτελεσμάτων μπορεί να διακριθεί μέσα από το cd που δίδεται μαζί με την παρούσα διπλωματική εργασία.

1. Σκοπός μελέτης σεισμών

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι γενικότεροι λόγοι της ενασχόλησης με την ανάλυση των σεισμών, καθώς επίσης και γιατί το γεγονός αυτό είναι πολύ σημαντικό για την επιστημονική κοινότητα.

Τα τελευταία χρόνια υπάρχουν αναφορές για αρκετούς σεισμούς, δηλαδή δονήσεις του υπεδάφους λόγω της διατάραξης της μηχανικής ισορροπίας των πετρωμάτων, που γίνονται, οι οποίοι παράλληλα αυξάνονται, με αποτέλεσμα να ερευνάται ο λόγος που συμβαίνει αυτό το γεγονός, το οποίο αποτελεί παγκόσμιο πρόβλημα που πρέπει να αντιμετωπιστεί. Έπειτα παρατηρείται, ότι υπάρχουν πολλές πόλεις παγκοσμίως μεγάλες σε έκταση, σε πληθυσμό, με μεγάλα κτίρια, μεγάλες υποδομές, με μεγάλων διαστάσεων οδικούς άξονες, στις οποίες έγιναν ισχυροί σεισμοί παλαιότερα, που προέτρεψαν εξειδικευμένους επιστήμονες να πάρουν θέση και ακολούθησε επαρκής μελέτη και ανάλυση των σεισμών. Η ανάλυση αυτή ήταν ικανή να βγάλει πολλά συμπεράσματα για την σεισμικότητα της περιοχής και να εξάγει νέες μεθόδους κατασκευής για πιο ανθεκτικές κατασκευές σε μία σεισμική κίνηση, προφυλάσσοντας την ζωή και τις ιδιοκτησίες των κατοίκων της.

Στην συνέχεια, ένας ακόμη λόγος της μελέτης των σεισμών, είναι η συνεχής ανάπτυξη ερευνών και θεωριών που στοχεύουν στην πρόγνωση επερχόμενων σεισμών. Αυτή η πτυχή στην ανάλυση των σεισμών είναι πολύ ουσιαστική, δεδομένου ότι με τις έρευνες που γίνονται, υπάρχει εξέλιξη σε θέματα που αφορούν την πρόγνωση μελλοντικών σεισμών, όπου δημιουργούνται νέες θεωρίες σχετικά με το πώς μπορεί να προβλεφθεί ο ακριβής χρόνος, η θέση και το μέγεθος του αναμενόμενου σεισμού.

Αυτό, φανερώνει έναν ακόμη λόγο μελέτης των σεισμών, ίσως και τον σημαντικότερο, που είναι η αντισεισμική προστασία, όπου με βάση τη χωρική στατιστική κατανομή της σεισμικότητας, την αζιμουθιακή κατανομή της ακτινοβολίας των σεισμικών κυμάτων, τις σχέσεις απόσβεσης σεισμικών κυμάτων κατά την διάδοσή τους από την σεισμική εστία στην κατασκευή ενός έργου, καθορίζεται η σεισμική επικινδυνότητα της θέσης, παράγονται χάρτες ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας και χρησιμοποιούνται από μηχανικούς για τον απαραίτητο για την κάθε περιοχή, αντισεισμικό σχεδιασμό.

Ο σκοπός της μελέτης των σεισμών τονίζει την σημαντικότητα που έχουν για την επιφάνεια της Γης, για τη ζωή των ανθρώπων που την απαρτίζουν και για τις υλικές κατασκευές που προκύπτουν από την δραστηριότητα των ανθρώπων πάνω στη Γη. Τα πιο συνηθισμένα αποτελέσματα των σεισμών πάνω στη Γη είναι οι κατολισθήσεις, οι διαρρήξεις, οι ρευστοποιήσεις, οι καθιζήσεις και οι υψομετρικές διαφορές. Ο σεισμός λοιπόν, που απελευθερώνει μέρος της τάσης, το οποίο έχει συσσωρευτεί εξαιτίας της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών, μπορεί να προκαλέσει πολύ ισχυρά και ακραία φαινόμενα όπως τσουνάμι, δηλαδή θαλάσσια κύματα βαρύτητας, με σχετικά μεγάλο μήκος κύματος, που διαδίδονται στην επιφάνεια της θάλασσας, λόγω τοπογραφικών μεταβολών του πυθμένα της θάλασσας, που προκαλούνται από κατολισθήσεις, εκρήξεις (ηφαιστειακές) και κινήσεις σε μεγάλα βάθη. Τα φαινόμενα αυτά είναι πολύ πιθανό να έχουν αρνητικές συνέπειες τόσο για την ζωή των ανθρώπων, όπως επίσης και για τις εγκαταστάσεις που υπάρχουν σε μία περιοχή, με καταστροφές, πυρκαγιές, βλάβες και πολλές άλλες φυσικές καταστροφές. Τα φαινόμενα που έπονται μετά από ένα σεισμό καθώς και οι καταστροφικές συνέπειες που έχουν, επισημαίνουν ακόμη περισσότερο την σημαντικότητα της μελέτης των σεισμών.

Έτσι μετά από αυτά που αναφέρθηκαν, είναι σαφείς οι λόγοι που γίνεται η μελέτη συγκεκριμένων σεισμών που έγιναν σε διαφορετικές περιοχές του Ελλαδικού χώρου, όπως στο σεισμό που έγινε στην περιοχή του Μαρτίνου, ανατολικά της Αταλάντης στις 20 Απριλίου 1894 και τον σεισμό που

ακολούθησε στις 27 Απριλίου του 1894 στην Αταλάντη με μεγέθη 6.2 και 6.4 αντίστοιχα, καθώς επίσης και τον σεισμό στην Αμοργό στις 9 Ιουλίου του 1956 με μέγεθος 7.5. Οι σεισμοί αυτοί έχουν πολύ ενδιαφέρον, διότι ήταν πολύ ισχυροί σεισμοί, κρίνοντας από τα μεγέθη τους, έδωσαν αρκετούς μετασεισμούς, τους ακολούθησαν ακραία σεισμικά φαινόμενα , ακόμα και τσουνάμι, και είχαν πολύ καταστροφικές συνέπειες, όπως βλάβες, πυρκαγιές, κατεδάφιση κτιρίων, υλικές ζημιές και το πιο σημαντικό μεγάλο αριθμό νεκρών ανθρώπων.

2. Στοιχεία θεωρίας Ελαστικότητας

2.1 Εισαγωγή

Για την ποιοτική περιγραφή της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης απαιτείται η γνώση των δυνάμεων που ασκούνται και των παραμορφώσεων που προκαλούνται στο υλικό της γης από τις δυνάμεις αυτές.

Τα σεισμικά κύματα είναι φορείς μηνυμάτων που μεταφέρουν πληροφορία για τη δομή του εσωτερικού της γης. Τα κύματα αυτά προκαλούν την ταλάντωση των υλικών σημείων, γεγονός που σημαίνει ότι τα σωματίδια της ύλης απομακρύνονται από τη θέση ισορροπίας τους προσωρινά, κινούμενα μπροστά-πίσω μέχρι να σταματήσουν. Η ικανότητα του υλικού να παραμορφωθεί προσωρινά με το πέρασμα των σεισμικών κυμάτων μπορεί να περιγραφεί από τις ελαστικές ιδιότητες του. Οι ελαστικές ιδιότητες επιδρούν στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα υλικά αυτά. Έτσι, γίνεται η θεώρηση ότι τα σεισμικά κύματα είναι ελαστικά κύματα.

Στο κεφάλαιο αυτό, γίνεται παράθεση κάποιων βασικών εννοιών για την θεωρία της ελαστικότητας και αναλύονται κάποιες λέξεις κλειδιά της θεωρίας αυτής. Δύναμη, Τανυστής Τάσης, Τανυστής Ανηγγμένης Παραμόρφωσης, Σχέσεις Τάσης και Ανηγγμένης Παραμόρφωσης και Ελαστικές Σταθερές είναι κάποια θέματα που περιγράφονται στην συγκεκριμένη ενότητα.

Η θεωρία της ελαστικότητας βασίσθηκε σε κάποιες υποθέσεις για την φύση του υλικού μέσου και το μέγεθος των παραμορφώσεων, όπως η συνέχεια του μέσου, η ελαστικότητα του μέσου, οι απειροστές παραμορφώσεις- του υλικού κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων, επιπλέον τα πετρώματα είναι ελαστικά και ισότροπα.

2.2 Δύναμη

Δυνάμεις ασκούνται τόσο στην κατάσταση της ηρεμίας των σωμάτων, όπως επίσης και στην κατάσταση της κίνησης. Στην Κλασική Μηχανική Δύναμη είναι η αιτία που προκαλεί κάθε μεταβολή της κίνησης ή της γεωμετρίας των σωμάτων. Είναι η αιτία μεταβολής της κινητικής κατάστασης ελεύθερων σωμάτων, επιταχύνοντας ή επιβραδύνοντάς τα. Για σώματα που παρουσιάζουν δυνάμεις τριβής ή αντιδράσεις στήριξης, δύναμη είναι η αιτία που προκαλεί κίνηση των σωμάτων ή κινητικότητα σχετικά με τα σημεία στήριξης/σύνδεσης, ή γενικότερα εντατική κατάσταση, ή ακόμα και παραμόρφωση, αυτών των σωμάτων. Με βάση το Διεθνές Σύστημα SI (Le Système international d'unités) η Δύναμη ορίζεται από τον Δεύτερο νόμο κίνησης του Νεύτωνα και μετριέται σε "newton" (νιούτον). Από τον Νόμο Κίνησης ορίζεται $N = \text{Kgr m/sec}^2$

Ένα σώμα μπορεί να δεχθεί ταυτόχρονα πολλές δυνάμεις το αποτέλεσμα των οποίων θα είναι η συνισταμένη αυτών. Όταν οι δυνάμεις αυτές εξουδετερώνονται μεταξύ τους τότε λέγεται ότι το σώμα βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας.

Ο Δεύτερος νόμος του Νεύτωνα, αναφέρει ότι η συνολική δύναμη που ασκείται σε ένα σώμα ισούται με τη μάζα του σώματος επί την επιτάχυνση του:

$$F=ma$$

Από την παραπάνω σχέση, και από τον ορισμό της επιτάχυνσης, συνάγεται πως η μεταβολή της ορμής ενός σώματος με το χρόνο οφείλεται σε κάποια δύναμη:

$$a=dv/dt, F=ma \rightarrow F=dp/dt$$

Η συνισταμένη δύο δυνάμεων ισούται με μια τρίτη δύναμη που φέρει τα ίδια αποτελέσματα με τις άλλες δύο και σύμφωνα με τον νόμο των συνημιτόνων υπολογίζεται από τη σχέση:

$$F^2=F_1^2+F_2^2+2F_1F_2\cos\phi$$

όπου F_1 , F_2 οι δυνάμεις, και ϕ η μεταξύ τους γωνία.

Οι δυνάμεις διακρίνονται κυρίως σε δυνάμεις εξ επαφής και σε δυνάμεις εξ αποστάσεως, γνωστότερη τέτοια δύναμη είναι αυτή με την οποία η Γη έλκει τα διάφορα σώματα όπου και ονομάζεται βάρος. Γενικότερα όμως υπάρχει μεγάλο πλήθος δυνάμεων στη φύση: η βαρύτητα, οι ηλεκτρικές και οι μαγνητικές δυνάμεις, η τριβή, η τάση είναι μόνο μερικές από αυτές. Όμως, μόνο τέσσερις δυνάμεις θεωρούνται σήμερα θεμελιώδεις:

- Η ισχυρή δύναμη
- Η ηλεκτρομαγνητική δύναμη
- Η ασθενής δύναμη
- Η βαρυτική δύναμη

Όλες οι υπόλοιπες δυνάμεις δε θεωρούνται θεμελιώδεις και μπορούν να οριστούν και να αναχθούν στις παραπάνω τέσσερις δυνάμεις.

2.3 Τάση σε Σημείο Σώματος

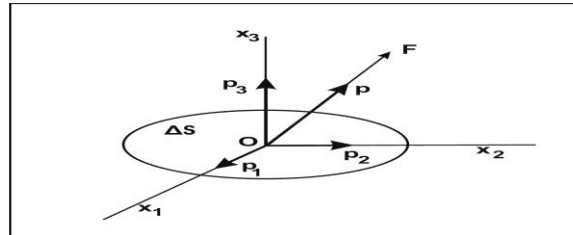
Θεωρείται φυσικό στερεό σώμα το οποίο παραμορφώνεται λόγω της επίδρασης εξωτερικών δυνάμεων που βρίσκονται σε ισορροπία. Τότε, η συνισταμένη δύναμη που ασκείται σε τυχόν σημείο, O , του σώματος αυτού είναι ίση με μηδέν. Όμως το υλικό του σώματος πολύ κοντά στο σημείο αυτό βρίσκεται σε εντατική κατάσταση (παραμορφώνεται).

Θεωρείται στοιχειώδης επιφάνεια, ΔS , που περνάει από το σημείο O του σώματος. Κάθε ένα από τα δύο τμήματα του σώματος που έχουν ως κοινή επιφάνεια την ΔS ασκεί στο άλλο, μέσα από την επιφάνεια αυτή, μία συνισταμένη δύναμη. Οι δύο αυτές δυνάμεις είναι ίσες και αντίθετες, λόγω της αρχής της δράσης και αντίδρασης και για το λόγο αυτό αρκεί να μελετηθεί η μία από τις δύο αυτές δυνάμεις. Η δύναμη αυτή, εξαρτάται από τον προσανατολισμό της επιφάνειας ΔS και από το εμβαδόν της.

Ονομάζεται διάνυσμα τάσης στο σημείο O σε σχέση με την επιφάνεια ΔS η διανυσματική ποσότητα, που ορίζεται από τη σχέση:

$$P = F/\Delta S, \Delta S \rightarrow 0$$

Το διάνυσμα τάσης αναλύεται σε τρεις συνιστώσες p_1, p_2, p_3 κατά μήκος των τριών αξόνων (x_1, x_2, x_3) που τέμνονται στο σημείο O και είναι κάθετοι μεταξύ τους. Έστω ότι ο άξονας x_3 είναι κάθετος στην επιφάνεια, επομένως οι άλλοι δύο θα βρίσκονται πάνω σ' αυτή. Η συνιστώσα p_3 , που είναι κάθετη στην επιφάνεια λέγεται κάθετη συνιστώσα τάσης. Οι συνιστώσες p_1 και p_2 που βρίσκονται πάνω (εφάπτονται) στην επιφάνεια, λέγονται διατμητικές συνιστώσες τάσης.



Εικόνα 2.3.1: Ορισμός του διανύσματος τάσης.

Figure 2.3.1: Definition of stress vector.

Γεωμετρία για τον ορισμό του διανύσματος της τάσης με διαφορετικούς συμβολισμούς.

n : Μοναδιαίο διάνυσμα κάθετο στην επιφάνεια ΔS .

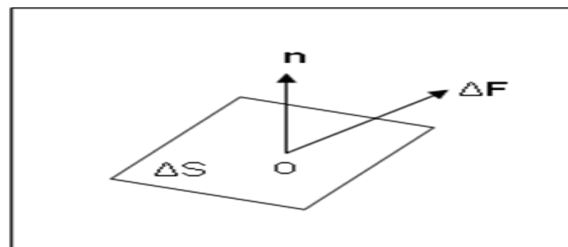
ΔF : Δύναμη που εξασκείται από το ένα μέσο στο άλλο.

Το διάνυσμα τάσης, $T(n)$ ή Traction ορίζεται από τη σχέση:

$$T(n) = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \Delta F / \Delta S = dF/dS$$

Η ποσότητα $T(n)$ εξαρτάται από το n (τη διεύθυνση της επιφάνειας ΔS) και ισχύει ότι $T(-n) = -T(n)$

Η προβολή (συνιστώσα) του T στο n είναι $T \cdot n$ (εσωτερικό γινόμενο διανυσμάτων).



Εικόνα 2.3.2: Ορισμός του μοναδιαίου διανύσματος, καθέτου στην επιφάνεια ΔS .

Figure 2.3.2: Definition of unit vector, vertical to the ΔS area.

2.4 Τανυστής Τάσης

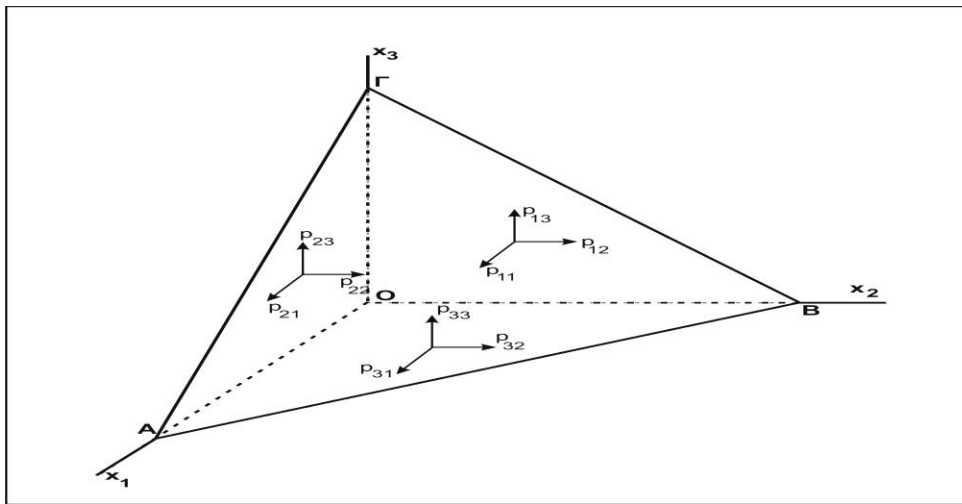
Για να καθορισθεί πλήρως η τάση στο σημείο O πρέπει να καθοριστούν τα διανύσματα τάσης σε σχέση με κάθε επίπεδο που περνάει από το σημείο αυτό. Προκύπτει, όμως, ότι είναι αρκετό να καθοριστούν τα διανύσματα τάσης σε σχέση με τρία επίπεδα που περνούν από το O και είναι κάθετα μεταξύ τους. Επομένως, η τάση σε τυχόν σημείο O του σώματος ορίζεται από τρία διανύσματα τάσης, δηλαδή από εννέα συνιστώσες τάσης.

Η οριζόμενη, έτσι, τάση αποτελεί τανυστή δεύτερης τάξης.

Θεωρούνται τρία επίπεδα που περνούν από το σημείο O και τέμνονται κατά τους άξονες Ox_1 , Ox_2 , Ox_3 .

Αν πάνω στους άξονες ληφθούν τμήματα $\delta x_1=OA$, $\delta x_2=OB$ και $\delta x_3=OG$, ορίζεται ένα μικρό τετράεδρο $OAB\Gamma$ που βρίσκεται σε στατική ισορροπία υπό την επίδραση των δυνάμεων και ροπών που ασκούνται από την ύλη που το περιβάλλει. Όταν $\delta x_1 \rightarrow 0$, $\delta x_2 \rightarrow 0$, $\delta x_3 \rightarrow 0$, δηλαδή, όταν ο όγκος του τετραέδρου τείνει στο μηδέν, τα όρια των εννέα λόγων των συνιστωσών των τριών δυνάμεων που ασκούνται στις έδρες του τετραέδρου δια των αντιστοίχων εμβαδών των εδρών αποτελούν τις συνιστώσες τάσης στο σημείο O . Οι εννέα συνιστώσες τάσης παριστάνονται με το σύμβολο p_{ij} , $i=1, 2, 3$, $j=1, 2, 3$, δηλαδή, η τάση παριστάνεται με τον πίνακα:

$$p_{ij} = \begin{pmatrix} p_{11} & p_{12} & p_{13} \\ p_{21} & p_{22} & p_{23} \\ p_{31} & p_{32} & p_{33} \end{pmatrix}$$



Εικόνα 2.4.1: Οι εννέα συνιστώσες τάσης.

Figure 2.4.1: Nine stress components.

Ο πρώτος δείκτης, i : παριστάνει τον άξονα που είναι κάθετος στο επίπεδο πάνω στο οποίο ασκείται η τάση. Ο δεύτερος δείκτης, j : τον άξονα προς τον οποίο η συνιστώσα τάσης είναι παράλληλη.

p_{11} , p_{22} , p_{33} είναι οι κάθετες συνιστώσες τάσης.

$\rho_{12}, \rho_{13}, \rho_{21}, \rho_{23}, \rho_{31}, \rho_{32}$ είναι οι διατμητικές συνιστώσες τάσης.

Τάση συμπίεσης: κάθετη συνιστώσα τάσης με φορά προς το εσωτερικό μέρος

Τάση εφελκυσμού: κάθετη συνιστώσα τάσης με φορά προς το εξωτερικό μέρος

Η τάση συμπίεσης τείνει να ελαττώσει τον όγκο του σώματος (θεωρείται θετική),

Η τάση εφελκυσμού τείνει να τον αυξήσει (θεωρείται αρνητική).

Θεωρούνται θετικές οι συνιστώσες τάσης με φορά προς το $+x_i$ που εφαρμόζονται σε επιφάνειες με μοναδιαία διανύσματα επίσης προς το $+x_i$ ή με φορά προς το $-x_i$ που εφαρμόζονται σε επιφάνειες με μοναδιαία διανύσματα επίσης προς το $-x_i$.

2.5 Κύριες Συνιστώσες Τάσης

Οι τάσεις που ασκούνται σε τυχόν επίπεδο το οποίο περνάει από σημείο σώματος μεταβάλλονται με τον προσανατολισμό του επιπέδου.

Υπάρχουν, όμως, τρία κάθετα μεταξύ τους επίπεδα και μόνον αυτά, πάνω στα οποία οι διατμητικές τάσεις είναι ίσες με μηδέν. Τα τρία αυτά επίπεδα τέμνονται κατά τρεις διευθύνσεις που σχηματίζουν ένα τρισσορθογώνιο σύστημα αξόνων και ονομάζονται κύριοι άξονες τάσης.

Οι τρεις κάθετες τάσεις που ασκούνται στα τρία αυτά συγκεκριμένα επίπεδα έχουν τις διευθύνσεις των τριών κυρίων αξόνων τάσης και λέγονται κύριες κάθετες συνιστώσες τάσης.

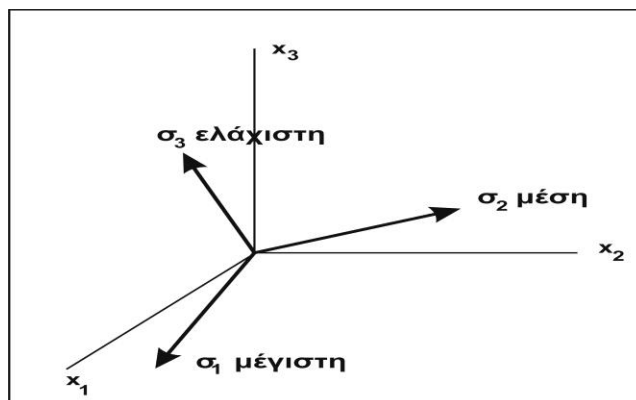
Οι κύριες συνιστώσες τάσης παριστάνονται με τα σύμβολα:

σ_1 (μέγιστη),

σ_2 (μέση),

σ_3 (ελάχιστη).

Τόσο οι τιμές όσο και οι διευθύνσεις των κυρίων συνιστωσών τάσης σε ένα σημείο σώματος αποτελούν αναλλοίωτα χαρακτηριστικά του σημείου όπου ασκούνται, δηλαδή, δε μεταβάλλονται με την αλλαγή των αξόνων αναφοράς.

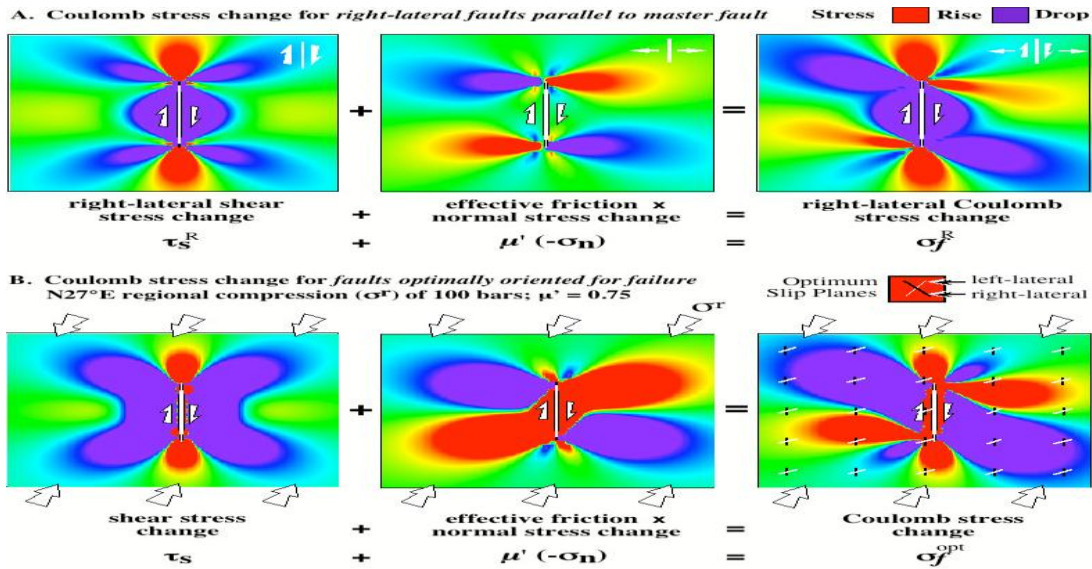


Εικόνα 2.5.1: Οι τρεις κύριες συνιστώσες τάσης.

Figure 2.5.1: The three principal components.

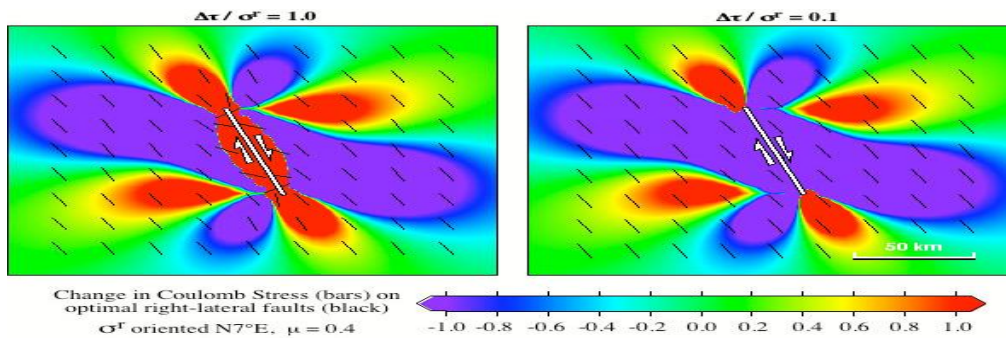
2.6 Τάσεις Coulomb

Στο πρόγραμμα Coulomb υπολογίζονται στατικές μεταβολές της τάσης, που προκαλούνται από την μετατόπιση ενός ρήγματος ή ενός σημείου (αναφέρονται ως «ρήγματα πηγής»), που προέρχεται από την περιοχή της ανηγμένης παραμόρφωσης, που εμφανίζεται σε επόμενες ενότητες. Έχουν επιλυθεί τα κανονικά και τα διατμητικά συστατικά στοιχεία της μεταβολής της τάσης σε σημεία κόμβους του δικτύου ή για συγκεκριμένα επίπεδα-άξονες του ρήγματος «δέκτη». Τα ρήγματα δέκτες είναι επίπεδα με καθορισμένα, το αζιμούθιο, την γωνία κλίσης και την γωνία ολίσθησης, όπου επιλύονται οι αλλαγές της τάσης που προκαλείται από το ρήγμα πηγή. Η διατμητική τάση μεταβολή (αύξηση ή μείωση) εξαρτάται από τη θέση, τη γεωμετρία, και την κλίση του ρήγματος πηγής, καθώς και σχετικά με τη θέση και τη γεωμετρία του ρήγματος δέκτη (συμπεριλαμβανομένης και της ολίσθησης). Η κανονική μεταβολή της τάσης είναι μόνο ανεξάρτητη από την γωνία ολίσθησης του ρήγματος δέκτη. Γίνεται χρήση του κριτηρίου αστοχίας Coulomb, $\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu'\Delta\sigma_n$, στην οποία σχέση έγινε η υπόθεση ότι η αστοχία προωθείται, όταν η αλλαγή τάσης Coulomb είναι θετική. Εδώ, $\Delta\sigma_f$ είναι η αλλαγή στην διατμητική τάση του ρήγματος δέκτη, που προκαλείται από ολίσθηση στο ρήγμα πηγή, $\Delta\tau_s$ είναι η αλλαγή στην διατμητική τάση (θετική όταν η διάτμηση γίνεται προς την κατεύθυνση της ολίσθησης του ρήγματος), $\Delta\sigma_n$ είναι η αλλαγή στην κανονική τάση (θετική κατά την αποσύσφιξη του ρήγματος), και μ είναι ο αποτελεσματικός συντελεστής τριβής στο ρήγμα. Μέσα στο πρόγραμμα Coulomb διερευνούνται τρία είδη ρηγμάτων δέκτη: (1) ρήγματα δέκτη που περιλαμβάνονται στο αρχείο εισόδου χωρίς ολίσθηση, (2) αρχείο μηχανισμού γένεσης, και (3) ρήγματα βέλτιστα προσανατολισμένα για την αστοχία. Βέλτιστοι προσανατολισμοί είναι συνάρτηση της περιφερειακής (τεκτονικής) τάσης, η αλλαγή της τάσης σχετίζεται με το ρήγμα πηγή, και ο θεωρούμενος συντελεστής τριβής με το ρήγμα δέκτη. Στην επόμενη σελίδα οι εικόνες παρουσιάζουν παραστατικά την μεταβολή των τάσεων Coulomb, η οποία έχει επιλυθεί με τα κάθετα ρήγματα ολίσθησης κατά παράταξη παράλληλα με το ρήγμα πηγή και επιλύθηκε με βέλτιστα προσανατολισμένα επίπεδα για μια δεδομένη τοπική μονοαξονική συμπίεση και συντελεστή τριβής. Η επιρροή της τοπικής τάσης μεγέθους φαίνεται στο προσανατολισμό των βέλτιστων επιπέδων, και στην αλλαγή τάσης που επιλύθηκε στα επίπεδα αυτά(άξονες). Αυτά τα στοιχεία έγιναν σε μια παλαιότερη έκδοση του Coulomb.



Εικόνα 2.6.1: Το πρώτο σετ εικόνων απεικονίζει την μεταβολή της τάσης του προγράμματος για δεξιόστροφα ρήγματα παράλληλα στο κύριο ρήγμα, το δεύτερο σετ εικόνων απεικονίζει την μεταβολή της τάσης του προγράμματος για ρήγματα βέλτιστα προσανατολισμένα για αστοχία (King and others, 1994).

Figure 2.6.1: The first set of images shows the Coulomb stress change for right lateral to master fault, the second set of images shows the Coulomb stress change for faults optimally oriented for failure (King and others, 1994).



Εικόνα 2.6.2: Μεταβολή της τάσης σε βέλτιστα δεξιόστροφα ρήγματα (King and others, 1994)

Figure 2.6.2: Change in Coulomb stress on optimal right-lateral faults (King and others, 1994).

Η εξάρτηση της μεταβολής της τάσης Coulomb πάνω στο μέγεθος της περιφερειακής τάσης, σ^r , για μια δεδομένη σεισμική πτώση τάσης, $\Delta\tau$ (King and others, 1994). Αν ο σεισμός ανακουφίζει όλο το σύνολο των τοπικών τάσεων με αποτέλεσμα τα βέλτιστα επίπεδα ολίσθησης να περιστρέφονται κοντά στο ρήγμα. Αν η τοπική εκτρεπόμενη τάση είναι πολύ μεγαλύτερη από την πτώση τάσης του σεισμού, οι κατευθύνσεις των βέλτιστων επιπέδων ολίσθησης είναι πιο περιορισμένες, και οι περιοχές της εντεινόμενης τάσης Coulomb μειώνονται σε μέγεθος και να γίνονται πιο απομονωμένες από το ρήγμα πηγή.

Οι σεισμοί εκδηλώνονται στις επιφάνειες των ενεργών σεισμικών ρηγμάτων όταν οι ασκούμενες τάσεις από τα περιβάλλοντα πετρώματα του φλοιού της Γης σε ορισμένο σημείο, υπερβούν την αντοχή του πετρώματος με αποτέλεσμα να επέλθει η διάρρηξη του μέσου και έκλυση σεισμικής ενέργειας λόγω της συσσωρευμένης παραμόρφωσης, με τη μορφή σεισμικών κυμάτων. Το κριτήριο Coulomb έχει

τροποποιηθεί από τους Harris (1998) και Scholz (2002) έτσι ώστε να προσεγγίζει ποσοτικά τη θραύση, οπότε προκύπτει η συνάρτηση της κατάρρευσης του Coulomb:

$$\Delta CFF = \Delta\tau + \mu' \Delta\sigma$$

Στην εξίσωση με $\Delta\tau$ και $\Delta\sigma$ συμβολίζονται οι μεταβολές στην διατμητική και στην κάθετη τάση, αντίστοιχα. Οι μεταβολές της διατμητικής τάσης λαμβάνονται θετικές όταν έχουν τη διεύθυνση της ολίσθησης του ρήγματος ενώ οι μεταβολές των κάθετων τάσεων είναι θετικές για αυξανόμενες εφελκυστικές τάσεις κάθετα στο ρήγμα. Το μ' αποτελεί μια σταθερά του υλικού (φαινόμενος συντελεστής τριβής) της ζώνης διάρρηξης, ανεξάρτητη από το τεκτονικό περιβάλλον. Αύξηση στις δύο τιμές της διατμητικής και κάθετης τάσης σημαίνει θετικές τιμές ($\Delta CFF > 0$). Αντίθετα, αρνητικές τιμές της μεταβολής της τάσης Coulomb ($\Delta CFF < 0$), επιμηκύνουν τον χρόνο μέχρι την εκδήλωση σεισμού καθιστώντας την περιοχή ως σκιερή ζώνη όπου η συγκεντρωμένη παραμόρφωση έχει εκτονωθεί από τη γένεση του ισχυρού σεισμού και η διάρκεια της οποίας εξαρτάται από το χρόνο ανάκτησης της απαιτούμενης τάσης λόγω της συνεχούς τεκτονικής φόρτισης ώστε να φτάσει τις οριακές τιμές και να προκαλέσει σεισμό. Θετικές μεταβολές τόσο της διατμητικής όσο και της κάθετης τάσης αυξάνουν τις πιθανότητες γένεσης, ενώ οι αρνητικές τις μειώνουν. Ωστόσο, θετικές τιμές των μεταβολών δεν ορίζουν θέσεις στις οποίες θα γίνουν σεισμοί αλλά θέσεις στις οποίες το επίπεδο των τάσεων είναι ικανό να προκαλέσει τη γένεση σεισμού μελλοντικά (Harris and Simpson, 1998).

Μονάδες Τάσης

Η μονάδα τάσης (και πίεσης): Στο σύστημα CGS: 1 dyn/cm^2 , Στο σύστημα IS: $1 \text{ Pa} (=1 \text{ Pascal})=1 \text{ Nt/m}^2$, $1 \text{ Pa} = 10 \text{ dyn/cm}^2$. Άλλη μονάδα τάσης είναι το $1 \text{ bar} = 10^6 \text{ dyn/cm}^2$

$$1 \text{ MPa} = 10 \text{ bar}$$

- Η μεταβολή της τάσης κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων (δυναμική τάση) είναι της τάξης των 5 Pa.
- Η διατμητική τάση στη λιθόσφαιρα της Γης κυμαίνεται πιθανώς μεταξύ 10 MPa και 20 MPa.
- Η πτώση τάσης κατά τη γένεση ενός σεισμού (διαφορά τάσης στην εστία του πριν και μετά τη γένεσή του) είναι, κατά μέσο όρο, 4 MPa.
- Η στατική πίεση στο εσωτερικό της Γης είναι 16 MPa σε βάθος 25 Km (στο φλοιό), 80 MPa στον κάτω μανδύα και 350 MPa στον εσωτερικό πυρήνα της Γης, κατά προσέγγιση.

2.7 Παραμόρφωση σε Σημείο Σώματος

Η ολική παραμόρφωση στερεού σώματος στη γειτονιά ενός σημείου, O , δηλαδή η συνολική παραμόρφωση ενός μικρού τμήματος (στοιχείου) του σώματος γύρω από το σημείο μπορεί να αναλυθεί σε τρία μέρη:

- Μεταβολή του όγκου του στοιχείου (**κυβική παραμόρφωση**)
- Μεταβολή του σχήματος του στοιχείου (**διατμητική παραμόρφωση**)
- Περιστροφή του στοιχείου

Κυβική Παραμόρφωση

Ονομάζονται ανηγμένες επιμηκύνσεις κατά τις διευθύνσεις των τριών αξόνων οι ποσότητες e_{11} , e_{22} , e_{33} , που ορίζονται από τις σχέσεις:

$$e_{11} = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} \quad e_{22} = \frac{\partial u_2}{\partial x_2} \quad e_{33} = \frac{\partial u_3}{\partial x_3}$$

Η κυβική παραμόρφωση παριστάνεται με τον πίνακα e_{ij} , όπου $i=j$.

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} e_{11} & 0 & 0 \\ 0 & e_{22} & 0 \\ 0 & 0 & e_{33} \end{pmatrix}$$

Η κυβική παραμόρφωση είναι τανυστής δεύτερης τάξης του οποίου μόνο τα διαγώνια στοιχεία είναι μη μηδενικά.

Ονομάζεται ανηγμένη κυβική παραμόρφωση, θ , η μεταβολή δV του όγκου ενός στοιχείου του σώματος δια του αρχικού όγκου, V , του στοιχείου:

$$\theta = \delta V/V$$

Έστω ότι ο αρχικός όγκος $V_0 = Y_1 Y_2 Y_3$ και ο τελικός όγκος $V = Y_1' Y_2' Y_3'$. Από τον ορισμό των ποσοτήτων e_{11} , e_{22} , e_{33} προκύπτει ότι:

$$Y_1' = Y_1 + e_{11} Y_1, \quad Y_2' = Y_2 + e_{22} Y_2, \quad Y_3' = Y_3 + e_{33} Y_3.$$

Από τις σχέσεις αυτές εύκολα αποδεικνύεται ότι:

$\theta = e_{11} + e_{22} + e_{33}$, δηλαδή η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση, θ , είναι το ίχνος του τανυστή της κυβικής παραμόρφωσης.

Η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση, θ , παραμένει αμετάβλητη κατά την αλλαγή των αξόνων.

Διατμητική Παραμόρφωση

Ονομάζεται ανηγμένη διατμητική παραμόρφωση του σώματος στο σημείο κάθετα προς τον άξονα Ox_3 η ποσότητα που παριστάνεται με το σύμβολο e_{12} ή e_{21} και ορίζεται από τη σχέση:

$$e_{12} = e_{21} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right)$$

Με ανάλογο τρόπο ορίζονται και οι ανηγμένες παραμορφώσεις κάθετα προς τους άξονες Ox_1 και Ox_2 .

Αυτές δίνονται από τις σχέσεις:

$$e_{23} = e_{32} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right)$$

$$e_{31} = e_{13} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right)$$

Η ανηγμένη διατμητική παραμόρφωση παριστάνεται με τον πίνακα e_{ij} όπου $i \neq j$.

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} 0 & e_{12} & e_{13} \\ e_{21} & 0 & e_{23} \\ e_{31} & e_{32} & 0 \end{pmatrix}$$

Επομένως η παραμόρφωση αυτή είναι ένας συμμετρικός τανυστής δεύτερης τάξης.

Περιστροφή

Κατά την επίδραση των εξωτερικών δυνάμεων πάνω σε στερεό σώμα το στοιχείο του σώματος γύρω από το σημείο O , εκτός από την κυβική και διατμητική του παραμόρφωση, περιστρέφεται και κατά ορισμένη γωνία.

Ονομάζεται στοιχειώδης περιστροφή του σώματος στο σημείο O γύρω από τον άξονα Ox_3 , η ποσότητα που παριστάνεται με το σύμβολο ξ_{21} και ορίζεται από τη σχέση:

$$\xi_{21} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} - \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right)$$

Σχέση Μεταξύ Τάσης και Ανηγμένης Παραμόρφωσης

Η ανηγμένη παραμόρφωση σε σημείο τέλει ελαστικού σώματος καθορίζεται πλήρως από την τάση στο σημείο αυτό για δοσμένες θερμοδυναμικές συνθήκες.

Για ένα τελείως ελαστικό σώμα ισχύει ο γενικευμένος νόμος του Hooke, που ορίζει ότι:

“Κάθε συνιστώσα τάσης σε οποιοδήποτε σημείο τελείως ελαστικού σώματος είναι γραμμική συνάρτηση των συνιστωσών της ανηγμένης παραμόρφωσης”

Η σχέση που συνδέει τις εννέα συνιστώσες τάσης με τις εννέα συνιστώσες ανηγμένης παραμόρφωσης στη γενική περίπτωση είναι:

$$p_{ij} = c_{ijkl} e_{kl} \equiv \sum_{k=1,3} \sum_{l=1,3} c_{ijkl} e_{kl}$$

Στη γενική αυτή περίπτωση υπάρχουν 81 συντελεστές αναλογίας c_{ijkl} ($i, j, k, l=1,2,3$). Οι συντελεστές αυτοί λέγονται ελαστικές σταθερές και εξαρτώνται από το υλικό του σώματος και από τις θερμοδυναμικές συνθήκες.

Ο c_{ijkl} καλείται ελαστικός τανυστής και είναι τανυστής τέταρτης τάξεως.

Επομένως κάθε συνιστώσα τάσης συνδέεται με εννέα συντελεστές με τις εννέα συνιστώσες ανηγμένης παραμόρφωσης, π.χ.

$$p_{11} = c_{1111}e_{11} + c_{1112}e_{12} + c_{1113}e_{13} + c_{1121}e_{21} + c_{1122}e_{22} + c_{1123}e_{23} + c_{1131}e_{31} + c_{1132}e_{32} + c_{1133}e_{33}$$

Επειδή η τάση και η παραμόρφωση είναι συμμετρικοί τανυστές οι ανεξάρτητοι συντελεστές c_{ijkl} είναι 36 ($p_{ij}=p_{ji} \rightarrow c_{ijkl}=c_{jikl}$ και $e_{kl}=e_{lk} \rightarrow c_{ijkl}=c_{ijlk}$).

Επίσης για να είναι η ενέργεια ελαστικής παραμόρφωσης μονοσήμαντη συνάρτηση των συνιστωσών της ανηγμένης παραμόρφωσης, πρέπει να ισχύει $c_{ijkl}=c_{klij}$ και οι ανεξάρτητοι συντελεστές c_{ijkl} μειώνονται στους 21.

Όταν το σώμα είναι ισότροπο, οι γραμμικές σχέσεις, που συνδέουν κάθε συνιστώσα τάσης με τις συνιστώσες της ανηγμένης παραμόρφωσης, πρέπει να ισχύουν και όταν θεωρείται σύστημα αξόνων που προκύπτουν από τους x_1, x_2, x_3 με αλλαγή των προσήμων καθώς και όταν εναλλάσσονται αμοιβαία οι θέσεις των αξόνων με κατάλληλη περιστροφή. Εφαρμόζοντας τις συνθήκες αυτές, προκύπτει ότι ο αριθμός των ανεξάρτητων ελαστικών σταθερών ελαττώνεται σε δύο. Ως ελαστικές σταθερές μπορούν να θεωρηθούν οι c_{11} και c_{12} . Έτσι, για ισότροπο ελαστικό σώμα ισχύουν οι σχέσεις:

$$p_{ij} = c_{12}\theta\delta_{ij} + (c_{11}-c_{12})\delta_{ij} + (c_{11}-c_{12})e_{ij} \quad i, j=1, 2, 3$$

όπου θ είναι η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση και δ_{ij} ο τανυστής Kronecker (που αντιστοιχεί σε μοναδιαίο πίνακα), για τον οποίο ισχύει

$$\delta_{ij}=1 \text{ όταν } i=j \text{ και } \delta_{ij}=0 \text{ όταν } i \neq j.$$

Αντί των σταθερών c_{11} και c_{12} χρησιμοποιούνται συνήθως οι σταθερές του Lamé λ και μ , που ορίζονται από τις σχέσεις:

$$\lambda = c_{12}, \quad \mu = (c_{11} - c_{12})/2$$

2.8 Παραμόρφωση στο Πρόγραμμα Coulomb

Στο πρόγραμμα Coulomb υπολογίζεται ο τανυστής παραμορφώσεων στο σύστημα xyz και οι σχέσεις που ισχύουν για τα στοιχεία-συνιστώσες του είναι:

$$E_{xx} = [\sigma_{xx} - \nu(\sigma_{yy} + \sigma_{zz})] / E$$

$$E_{yy} = [\sigma_{yy} - \nu(\sigma_{xx} + \sigma_{zz})] / E$$

$$E_{zz} = [\sigma_{zz} - \nu(\sigma_{xx} + \sigma_{yy})] / E$$

$$E_{xy} = \tau_{xy} / 2G$$

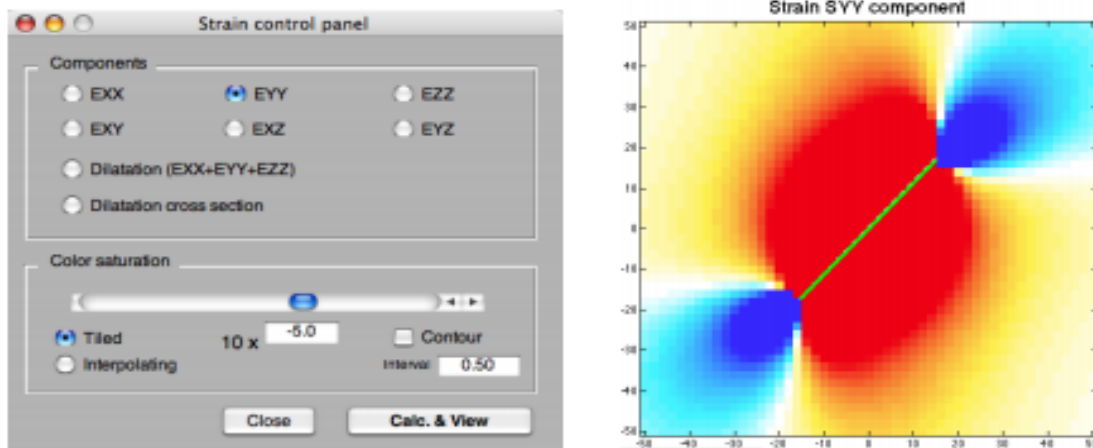
$$E_{xz} = \tau_{xz} / 2G$$

$$E_{yz} = \tau_{yz} / 2G$$

Όπου τα σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yz} είναι τα στοιχεία του τανυστή τάσεων και η σταθερά G είναι το μέτρο διάτμησης που υπολογίζεται από τον τύπο:

$G = E / 2(1 + \nu)$, όπου E είναι το μέτρο ελαστικότητας και ν είναι ο λόγος Poisson.

Το Coulomb παράγει αρχεία εξόδου για τις τάσεις και τις παραμορφώσεις, οπότε μέσω των παραπάνω τύπων και διαφόρων τιμών που είναι δεδομένες μέσα στο πρόγραμμα (π.χ. συντελεστής τριβής), γίνεται η επαλήθευση, φθάνοντας από τις τάσεις στις παραμορφώσεις και αντίστροφα.



Εικόνα 2.8.1: Πίνακας παραμορφώσεων στο πρόγραμμα Coulomb και απεικόνιση σε κάτοψη.

Figure 2.8.1: Table of strains in the Coulomb program and drawing plane.

Στην εικόνα 2.8.1 φαίνονται οι συνιστώσες της παραμόρφωσης στο σύστημα xyz μέσα στο πρόγραμμα Coulomb στα αριστερά και στα δεξιά η απεικόνιση της παραμόρφωσης κατά χ-χ στο πρόγραμμα Coulomb, σε χρωματική κλίμακα, όπου οι τιμές της παραμόρφωσης στα διάφορα κομμάτια της εικόνας είναι πολλαπλασιασμένες με 10^{-6} bar (bar: μονάδα παραμόρφωσης).

2.9 Ελαστικές Σταθερές

Οι δύο σταθερές του Lamé αρκούν για την περιγραφή της ελαστικής παραμόρφωσης ελαστικού και ισότροπου μέσου. Χρησιμοποιούνται, όμως, διάφορες άλλες ελαστικές σταθερές, που συνδέονται με τις σταθερές του Lamé, αλλά καθορίζονται ευκολότερα πειραματικά. Απ' αυτές χρησιμοποιούνται συνηθέστερα οι ακόλουθες:

α) Μέτρο διατμητικής ελαστικότητας ή μέτρο ακαμψίας, n .

Θεωρείται το ορθογώνιο OABΓ. Αν στις δύο έδρες του παραλληλεπίπεδου ασκηθούν παράλληλα προς τον άξονα Ox_1 δύο ίσες και αντίθετες δυνάμεις, το παραλληλεπίπεδο θα πάθει διατμητική παραμόρφωση κατά μία γωνία διάτμησης $\phi = e_{21} = e_{12}$. Η αντίστοιχη διατμητική συνιστώσα τάσης θα είναι $p_{21} = p_{12} = F/S$, όπου S είναι το εμβαδόν της επιφάνειας όπου ασκείται η F .

Ονομάζεται μέτρο διατμητικής ελαστικότητας ή μέτρο ακαμψίας, n , μια ποσότητα n που ορίζεται από τη σχέση:

$$n = P_{12}/e_{12}$$

β) Μέτρο επιμήκους ελαστικότητας ή μέτρο του Young, E .

Ας θεωρηθεί κυλινδρική ράβδος μήκους l_1 και τομής S , η οποία επιμηκύνεται (ή επιβραχύνεται) κατά Δl_1 υπό την επίδραση δύναμης, F , που έχει τη διεύθυνση του άξονα της ράβδου. Έστω ότι ο άξονας αυτός έχει τη διεύθυνση x_1 .

Θα είναι: $p_{11} = F/S$ και $e_{11} = \Delta l_1/l_1$.

Ονομάζεται μέτρο επιμήκους ελαστικότητας ή μέτρο του Young, E , του υλικού, το πηλίκο της κάθετης τάσης προς την ανηγμένη επιμήκυνση:

$$E = P_{11}/e_{11}$$

Αν στις σχέσεις $p_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$ τεθεί $p_{11} = p_{22} = 0$ παράγεται:

$$E = \mu(3\lambda + 2\mu)/(\lambda + \mu)$$

γ) Λόγος του Poisson, σ .

Οι επιβραχύνσεις κατά τις κάθετες στον άξονα της ράβδου διευθύνσεις θα είναι Δd , αν d είναι η διάμετρος της τομής της ράβδου.

Επομένως θα είναι $e_{22} = e_{33} = -\Delta d/d$

Ονομάζεται λόγος Poisson, σ , η ποσότητα:

$$\sigma = \lambda/2(\lambda + \mu)$$

Αν στις σχέσεις $p_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$ τεθεί $p_{11} = p_{22} = 0$, οπότε παράγεται:

$$\sigma = -e_{22}/e_{11}$$

δ) Μέτρο κυβικής ελαστικότητας, κ.

Έστω ότι πάνω σε ένα σώμα ασκείται ομοιόμορφα κάθετη τάση (συμπίεσης ή εφελκυσμού), P , δηλαδή, εφαρμόζεται στο σώμα ομοιόμορφα υδροστατική πίεση που μεταβάλλει τον όγκο του σώματος και θ είναι η ανηγμένη κυβική παραμόρφωση του σώματος, που ισούται αριθμητικά με τη μεταβολή της κάθε μονάδας όγκου του σώματος.

Ονομάζεται μέτρο κυβικής ελαστικότητας, κ , η ποσότητα:

$$\kappa = -P/\theta$$

Στην περίπτωση της υδροστατικής πίεσης, ο τανυστής της τάσης έχει τη μορφή $p_{ij} = -P\delta_{ij}$, όπου δ_{ij} ο τανυστής Kronecker, δηλαδή $p_{11} = p_{22} = p_{33} = -P$ και $p_{ij} = 0$ για $i \neq j$. Αν στις σχέσεις $p_{ij} = \lambda \theta \delta_{ij} + 2\mu e_{ij}$ θέσουμε τις τιμές αυτές βρίσκουμε ότι:

$$\kappa = \lambda + (2\mu/3)$$

Το κ μετριέται σε μονάδες τάσης.

3. Γενικά στοιχεία για τους σεισμούς και τα ρήγματα

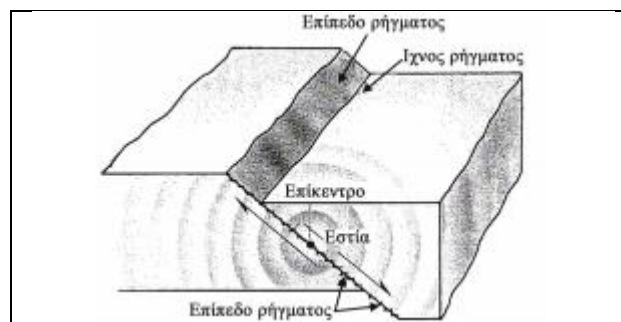
3.1 Σεισμοί

Δονήσεις του υπεδάφους που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια διαταράξεων της μηχανικής ισορροπίας των πετρωμάτων (διάρρηξη και μετακίνηση) από φυσικά αίτια χαρακτηρίζονται ως σεισμοί. Οι δονήσεις αυτές έχουν διαφορετική ένταση. Άλλοτε είναι πολύ έντονες και μπορεί να προκαλέσουν ζημιές ή καταστροφές σε κατασκευές, ακόμη και ανθρώπινα θύματα και άλλοτε δεν γίνονται αισθητές από τους ανθρώπους αλλά καταγράφονται μόνο από ειδικά όργανα που ονομάζονται σειсмоγράφοι. Οι μεταβολές που προκαλούνται στο έδαφος και στις τεχνικές κατασκευές περιγράφονται ως μακροσεισμικά αποτελέσματα. Οι πληροφορίες που παρέχονται για ένα σεισμό και προέρχονται από τη μελέτη και ανάλυση των στοιχείων που καταγράφονται από τους σειсмоγράφους αποτελούν μικροσεισμικές πληροφορίες.

Στο εσωτερικό της γης, από τη δράση τεκτονικών δυνάμεων, συσσωρεύονται τάσεις, που όταν υπερβούν το όριο αντοχής των πετρωμάτων, αυτά θραύονται και απελευθερώνεται ελαστική ενέργεια, που προκαλεί μετακίνηση των ρηξιγενών τεμαχών και δημιουργούνται σεισμικά κύματα. Η διάρρηξη των πετρωμάτων προκαλεί σεισμό. Οι περισσότεροι σεισμοί που προκαλούν τα πιο καταστρεπτικά αποτελέσματα προέρχονται από μετατοπίσεις γήινων τεμαχών κατά μήκος ρηγματών και καλούνται τεκτονικοί σεισμοί. Με τον όρο «τεκτονικός» ορίζεται κάθε μεταβολή που επέρχεται στα πετρώματα εξαιτίας μετατοπίσεων ή παραμορφώσεων. Όταν τα πετρώματα βρίσκονται σε σημείο θραυσμού μπορεί να προκληθεί σεισμός από εξωτερικούς παράγοντες, όπως δονήσεις από άλλο σεισμό από μεγάλη απόσταση.

Η διάρρηξη αρχίζει σε μια συγκεκριμένη περιοχή και διαδίδεται πάνω στο ρήγμα μέχρι να σταματήσει με μια ορισμένη ταχύτητα. Την θέση που έγινε η διάρρηξη τη θεωρούμε κατά προσέγγιση ως σημείο και λέγεται σεισμική εστία.

Η κατακόρυφη προβολή του σημείου αυτού στην επιφάνεια λέγεται επίκεντρο του σεισμού και η απόσταση της σεισμικής εστίας και του επικέντρου λέγεται εστιακό βάθος. Η απόσταση του επικέντρου από το σημείο που έγινε αντιληπτός ο σεισμός π.χ. ένα σεισμολογικό σταθμό είναι η επικεντρική απόσταση (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).



Εικόνα 3.1.1: Στοιχεία του ρήγματος.

Figure 3.1.1: Fault elements.

Οι δονήσεις από τον σεισμό διαρκούν λίγα δευτερόλεπτα. Είναι δυνατόν όμως να προηγηθούν δονήσεις ασθενέστερες του κυρίως σεισμού, που καλούνται προσεισμοί και τον κύριο σεισμό ακολουθούν πάντοτε σειρά μετασεισμών. Οι προσεισμοί αντιπροσωπεύουν τους πρώτους θρυμματισμούς μικρών εμποδίων, που βρίσκονται στο επίπεδο του ρήγματος ή της ρηξιγενούς ζώνης. Ακολουθεί η κύρια κίνηση (κύριος σεισμός), ο οποίος μπορεί να διαταράξει συνδεδεμένα ρηξιγενή τεμάχια αλλά δεν αποκαθίσταται η σταθερότητα στην περιοχή και ακολουθεί σειρά μετασεισμών έως ότου αποκατασταθεί η ηρεμία. Καθώς τα πετρώματα σπάζουν κατά μήκος ενός ρήγματος, η ενέργεια που απελευθερώνεται διαδίδεται με τη μορφή κυμάτων προς όλες τις κατευθύνσεις. Τα σεισμικά κύματα είναι αποτέλεσμα της ελαστικής συμπεριφοράς των πετρωμάτων. Σε ένα συγκεκριμένο σημείο στην επιφάνεια, φτάνουν πρώτα τα κύματα P (Primus) που τρέχουν με τη μεγαλύτερη ταχύτητα (4-8 χιλιόμετρα ανά δευτερόλεπτο). Πρόκειται για επιμήκη κύματα, όπως και τα ηχητικά, τα οποία συνίστανται από συμπιέσεις και αραιώσεις των ελαστικών υλικών και σ' αυτά οφείλεται η βοή που ακούγεται κατά τους σεισμούς. Τα κύματα αυτά ταξιδεύουν μέσα στα πετρώματα αλλά επίσης και στα υγρά. Αμέσως μετά φθάνουν τα δεύτερα κύματα που συμβολίζονται με το γράμμα S (Secondary). Τα κύματα αυτά είναι εγκάρσια, ανάλογα προς αυτά του φωτός και μεταδίδονται κάθετα προς τη διεύθυνση κίνησης, μόνο στα στερεά (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

Μετρώντας τη διαφορά στο χρόνο άφιξης των P και S κυμάτων, οι σεισμολόγοι μπορούν γρήγορα και με σχετική ακρίβεια να υπολογίσουν την απόσταση που χωρίζει ένα σημείο παρατήρησης από την εστία του σεισμού. Τόσο τα κύματα P όσο και τα S διαδίδονται προς όλες τις διευθύνσεις ανεξάρτητα από το βάθος ονομάζονται κύματα χώρου και μας βοηθούν στη μελέτη του εσωτερικού της Γης. Τα P και S κύματα φθάνοντας στην επιφάνεια της γης ανακλώνται και διαθλώνται όπως τα ηχητικά και τα φωτεινά κύματα και δίνουν γένεση σε ένα άλλο τύπο σεισμικών κυμάτων, που διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια της Γης, όπως τα κύματα της θάλασσας που ρυτιδώνουν την επιφάνεια του νερού. Διακρίνονται δυο είδη σεισμικών κυμάτων επιφάνειας, τα κύματα Λαβ (Love) και τα κύματα Ρέιλη (Rayleigh). Στα κύματα Love τα μόρια της ύλης σείονται παράλληλα προς την επιφάνεια του εδάφους κατά τη διεύθυνση διάδοσης και πήραν το όνομά τους από το Βρετανό μαθηματικό Love που τα μελέτησε το 1911, ενώ στα κύματα Rayleigh τα μόρια της ύλης να κινούνται σε ελλειπτικές τροχιές με το μεγάλο άξονα κατακόρυφο και το μικρό παράλληλο προς τη διεύθυνση διάδοσης και ονομάστηκαν έτσι προς τιμήν του λόρδου Rayleigh που προέβλεψε μαθηματικά την ύπαρξή τους το 1885.

3.1.1 Είδη σεισμών

Ως προς το βάθος των σεισμικών εστιών οι σεισμοί διακρίνονται (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας):

- Σεισμοί επιφανειακοί που το βάθος τους είναι μικρότερο των 60km.
- Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους που το βάθος τους είναι $60\text{km} \leq h \leq 300\text{km}$ και
- Σεισμοί μεγάλου βάθους $\geq 300\text{km}$. Οι ενδιάμεσοι και μεγάλου βάθους σεισμοί λέγονται και πλουτώνιοι.

Ανάλογα με τα αίτια γένεσης οι σεισμοί διακρίνονται:

A) Τεκτονικοί σεισμοί. Προκαλούνται από τη διάρρηξη των πετρωμάτων και αποτελούν το 85,5% του συνόλου των σεισμών μικρού βάθους.

B) Ηφαιστειογενείς σεισμοί. Προκαλούνται από ηφαιστειακές εκρήξεις και αποτελούν το 6,65% του συνόλου των σεισμών.

Γ) Εγκατακρημνισιγενείς σεισμοί. Προκαλούνται από την εγκατακρήμνιση της οροφής υπόγειων σπηλαίων ή κρατήρων ηφαιστείων και αποτελούν το 2,85% των σεισμών.

Δ) Διάφοροι σεισμοί δημιουργούνται από «λανθάνουσες εστίες» δηλαδή θέσεις στις οποίες έχουν συγκεντρωθεί τάσεις αλλά δεν είναι ακόμη αρκετές ώστε να προκαλέσουν σεισμό αλλά ενεργοποιούνται από άλλα αίτια όπως από τη δημιουργία φραγμάτων, εκρήξεις, ανατινάξεις, κλπ.

3.1.2 Μέγεθος και ένταση των σεισμών

Μέγεθος M ενός σεισμού είναι το μέτρο της ολικής ενέργειας που απελευθερώνεται κατά το σεισμό και προσδιορίζεται με μετρήσεις των παραμέτρων των σεισμικών κυμάτων που παράγονται. Η ποσότητα της ενέργειας δεν είναι δυνατόν να μετρηθεί επακριβώς αλλά προσεγγίζεται με βάση τα πλάτη των ταλαντώσεων των σεισμικών κυμάτων. Διαπιστώθηκε από τον Ρίχτερ (Richter) ότι τα μέγιστα πλάτη των κυμάτων μειώνονται όσο απομακρύνεται κανείς από το επίκεντρο ενώ οι καμπύλες είναι παράλληλες μεταξύ τους, διότι τα κύματα διαδίδονται στο ίδιο υπόβαθρο (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α. 2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

Ως μέγεθος του σεισμού ορίστηκε ο δεκαδικός λογάριθμος του μεγίστου πλάτους αναγραφής του σεισμού σε μικρά (μ), από πρότυπο σειсмоγράφο που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση 100 χιλιομέτρων. Πρόσφατα αναπτύχθηκαν και άλλες κλίμακες μεγεθών. Θεωρείται πιο ακριβής η κλίμακα σεισμικής ροπής, M_w . Όπως αναφέρθηκε, κατά τη γένεση ενός σεισμού η δυναμική ενέργεια που απελευθερώνεται μετατρέπεται σε σεισμική.

Η ένταση (I) ενός σεισμού είναι το μέτρο των φυσικών καταστροφών που προκαλεί ο σεισμός και έχει εμπειρικό χαρακτήρα, δηλαδή πόσο αισθητός έγινε ο σεισμός σε μια περιοχή και τι ζημιές προκάλεσε. Με βάση υποκειμενικές παρατηρήσεις και περιγραφές έγινε η βαθμονόμηση μιας δωδεκαβάθμιας εμπειρικής κλίμακας της κλίμακας Mercalli-Sieberg. Η ένταση μειώνεται όσο απομακρύνεται κανείς από το επίκεντρο και επίσης επηρεάζεται από τις γεωλογικές συνθήκες. Η ένταση καθορίζεται κυρίως από την επιτάχυνση των εδαφικών μορίων, αλλά και από τη διάρκεια και τον αριθμό των ωθήσεων. Η ένταση των σεισμών εκφράζεται σε μονάδες επιτάχυνσης, μετρείται με ειδικά όργανα τα επιταχυνσιόμετρα και ελαττώνεται κατά σχέση αντιστρόφως ανάλογη της απόστασης. Από όσα αναφέρθηκαν γίνεται φανερό ότι η ένταση μεταβάλλεται από θέση σε θέση (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α. 2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

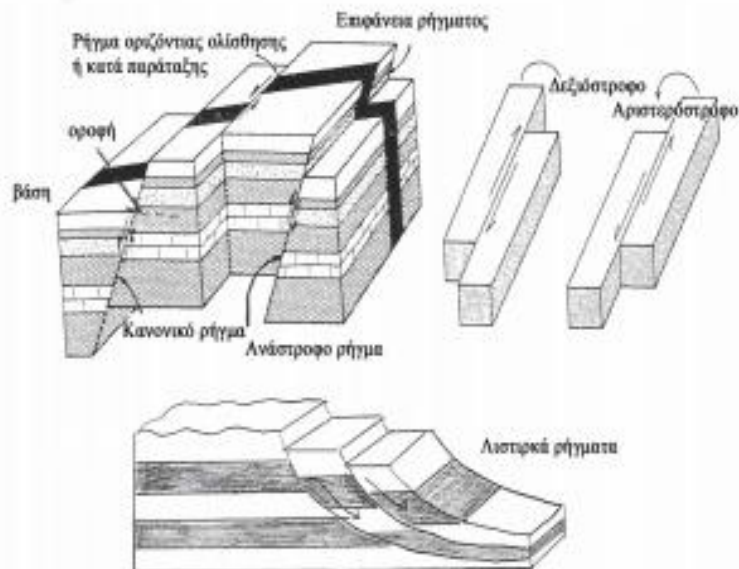
3.2 Ρήγματα

Ρήγμα είναι η θραύση (διάρρηξη) των πετρωμάτων εκατέρωθεν της οποίας έχει επέλθει μετατόπιση των τεμαχών που βρίσκονται από τη μια και την άλλη πλευρά, από μερικά χιλιοστά έως εκατοντάδες χιλιόμετρα, παράλληλα προς την ρηξιγενή επιφάνεια. Πολύ μικρές μετατοπίσεις είναι κοινές στα ιζηματογενή πετρώματα, ενώ πολύ μεγάλες μετατοπίσεις παρατηρούνται κατά μήκος των ρηγμάτων μετασχηματισμού, όπως το ρήγμα του Αγίου Ανδρέα, στην περιοχή της Καλιφόρνια. Σε περιοχές με έντονη τεκτονική δραστηριότητα παρατηρούνται ρήγματα κατά ομάδες που αποτελούν τη ρηξιγενή ζώνη. Τα ίχνη των ρηγμάτων στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι ευθύγραμμο ή καμπύλο και άλλοτε είναι ευδιάκριτα ενώ άλλες φορές γίνονται αντιληπτά από τη μετακίνηση που επιφέρουν στα

στρώματα που κόβουν, από ανωμαλίες που παρατηρούνται στην επιφάνεια του εδάφους, από τα κατακερματισμένα πετρώματα που παρατηρούνται στη ρηξιγενή επιφάνεια, κλπ.

Η θέση του ρήγματος στο χώρο καθορίζεται, όπως και των επιφανειών των στρωμάτων, από την κλίση και την παράταξη της ρηξιγενούς επιφάνειας. Ως παράταξη ορίζεται η γραμμή που προκύπτει από την τομή μιας κεκλιμένης επιφάνειας από το οριζόντιο επίπεδο. Η τομή της επιφάνειας διάρρηξης στην επιφάνεια είναι το ίχνος του ρήγματος. Το ρήγμα διαχωρίζει τα πετρώματα σε δύο τμήματα, τα τεκτονικά τεμάχια. Τα τεκτονικά τεμάχια μετακινούνται ως προς την επιφάνεια διάρρηξης κάνοντας διάφορες κινήσεις. Οι κινήσεις μπορεί να είναι ευθύγραμμες ή περιστροφικές. Η σχετική μετατόπιση δυο σημείων εκατέρωθεν της επιφάνειας του ρήγματος που συνέπιπταν πριν τη διάρρηξη, λέγεται ολίσθηση. Το πέτρωμα που βρίσκεται στο ανερχόμενο τέμαχος αποτελεί την οροφή του ρήγματος και αυτό που είναι στο κατερχόμενο, τη βάση. Η μετατόπιση μεταξύ βάσης και οροφής δίνει τη σχετική κίνηση των τεμαχίων, άλμα του ρήγματος (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

Η επιφάνεια του ρήγματος εξαιτίας της τριβής των δύο τεμαχίων κατά την ολίσθησή τους γίνεται λεία και μια πρόσφατη επιφάνεια που είναι λεία και στυλπνή ονομάζεται κατοπτρική επιφάνεια ρήγματος. Σε μια πρόσφατη επιφάνεια ρήγματος είναι δυνατό να διακριθούν γραμμώσεις ή γραμμές προστριβής, δηλαδή λεπτές χαραγές που δείχνουν τη διεύθυνση κίνησης των τεμαχίων. Σε περίπτωση επαναδραστηριοποίησης του ρήγματος δημιουργείται μια νεότερη ομάδα γραμμώσεων που είναι δυνατόν να έχει άλλη διεύθυνση κίνησης. Οι ρηξιγενείς επιφάνειες σε γενικές γραμμές είναι επίπεδες ή καμπύλες. Όταν η επιφάνεια θραύσης του ρήγματος είναι επίπεδη τα ρήγματα λέγονται επίπεδα, ενώ αυτά που σχηματίζουν κοίλες επιφάνειες ονομάζονται λιστρικά, από τη λέξη λίστρον που σημαίνει φτυάρι. Τα λιστρικά ρήγματα ονομάζονται και ρήγματα βαρύτητας, γιατί η αρχική δύναμη που τα δημιούργησε ήταν η βαρύτητα. Τα λιστρικά ρήγματα κοντά στην επιφάνεια είναι σχεδόν επίπεδα με μεγάλη κλίση ενώ στο βάθος είναι έντονα καμπυλωμένα προς τα άνω. Συνήθως εμφανίζονται κατά ομάδες με διαφορετική μετατόπιση το κάθε ρήγμα αλλά συνενώνονται στο κάτω μέρος με μια επιφάνεια αποκόλλησης, πάνω στην οποία μετακινούνται ανεξάρτητα προς τα υποκείμενα πετρώματα (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

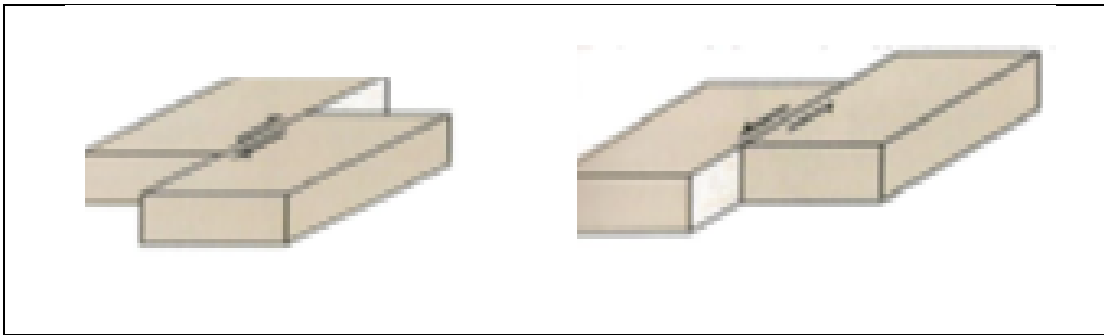


Εικόνα 3.2.1: Είδη ρηγμάτων.

Figure 3.2.1: Kinds of faults.

Οι διάφορες κατηγορίες ρηγμάτων διακρίνονται από την κατεύθυνση της κίνησης κατά μήκος του επιπέδου διάρρηξης. Οι κινήσεις μπορεί να είναι:

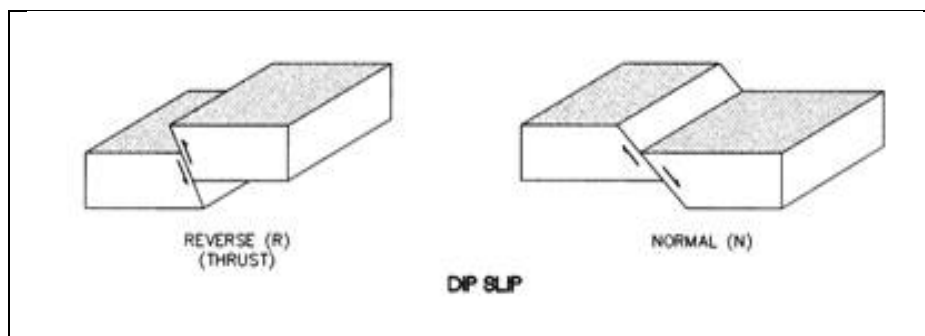
α) **Ρήγματα με ολίσθηση κατά την παράταξη**, δηλαδή η κίνηση είναι οριζόντια (strike-slip). Τα ρήγματα οριζόντιας ολίσθησης ανάλογα με τη σχετική μετακίνηση των τεμαχίων διακρίνονται σε δεξιόστροφα και σε αριστερόστροφα. Μια κατηγορία ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης αποτελούν τα ρήγματα μετασχηματισμού, τα οποία συναντώνται στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών και συνδέουν περιοχές που ο φλοιός μετασχηματίζεται σε μανδύα και το αντίστροφο.



Εικόνα 3.2.2: Ρήγμα με ολίσθηση κατά παράταξη-δεξιόστροφο (αριστερά), ρήγμα με ολίσθηση κατά παράταξη-αριστερόστροφο (δεξιά).

Figure 3.2.2: Strike slip fault-clockwise direction (left), strike slip fault-opposite clockwise direction (right).

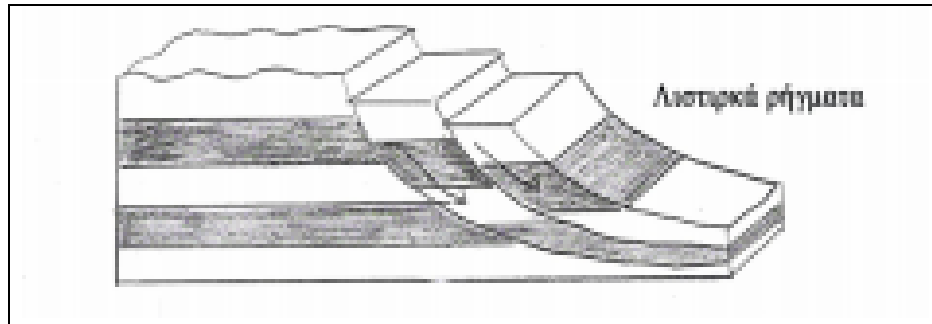
β) **Ρήγματα με ολίσθηση κατά τη διεύθυνση κλίσης της επιφάνειας του ρήγματος** (dip-slip).



Εικόνα 3.2.3: Ρήγματα με ολίσθηση κατά τη διεύθυνση κλίσης της επιφάνειας του ρήγματος, ανάστροφο ρήγμα στα αριστερά και κανονικό ρήγμα στα δεξιά.

Figure 3.2.3: Dip-slip faults, reverse fault (left) and normal fault (right).

γ) **Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης** (lateral-slip), δηλαδή μετακίνηση έχει δύο συνιστώσες, μια οριζόντια και μια κατακόρυφη.



Εικόνα 3.2.4: Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης.

Figure 3.2.4: Lateral-slip faults.

Άλλα ρήγματα δημιουργούνται από συμπιεστικές και άλλα από εφελκυστικές κινήσεις του φλοιού ή ακόμη και από στρέψη. Τα ρήγματα ανάλογα με το είδος των τάσεων που τα δημιούργησαν διακρίνονται σε:

- Κανονικά (normal faults)
 - Ανάστροφα (reverse faults)
 - Εφιππεύσεις (thrust faults)
 - Δεξιά πλάγια (right lateral faults)
 - Αριστερά πλάγια (left lateral faults)
- (αμερικάνικη βιβλιογραφία)

Οι Μαριολάκος και Παπανικολάου (1986) προτείνουν την πιο κάτω ταξινόμηση:

α) Με βάση τη θέση της επιφάνειας του ρήγματος στο χώρο:

- Κατακόρυφα ρήγματα
- Οριζόντια ρήγματα
- Κεκλιμένα ρήγματα

β) Με βάση το είδος κίνησης πάνω στην επιφάνεια του ρήγματος:

- Ρήγματα με ολίσθηση κατά κλίση
- Ρήγματα με ολίσθηση κατά παράταξη
- Ρήγματα με πλάγια ολίσθηση

Σημαντικά γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος τα οποία θα αναλυθούν στα επόμενα κεφάλαια είναι το αζιμούθιο (strike), η γωνία κλίσης (dip) και η γωνία ολίσθησης (rake) που προκύπτουν από το μηχανισμό γένεσης κάθε σεισμού, επίσης το κέντρο του ρήγματος (fault center), το εστιακό βάθος (depth), το μήκος του ρήγματος (fault length), δηλαδή η οριζόντια έκταση του ρήγματος παράλληλα προς την διεύθυνση διάδοσης του ρήγματος και το πλάτος του ρήγματος (fault width), δηλαδή την κατακόρυφη εξάπλωση του.

3.2.1 Κανονικά ρήγματα

Τα κανονικά ρήγματα δημιουργούνται από τάσεις εφελκυσμού, όπου υπερτερούν οι κατακόρυφες συνιστώσες ή από τη βαρύτητα με αποτέλεσμα ο χώρος που καταλαμβάνουν τα πετρώματα μετά τη διάρρηξη να αυξάνει. Τα κανονικά ρήγματα μπορεί να είναι κατακόρυφα ή κεκλιμένα. Σε περιοχές με έντονη τεκτονική δραστηριότητα πολλές φορές δημιουργούνται πολλά ρήγματα κατά την ίδια περίπτωση διεύθυνση και δημιουργείται μια ρηξιγενής ζώνη. Στις περιπτώσεις κλιμακωτών ρηγμάτων που το κεντρικό τέμαχος έχει βυθιστεί σε σχέση με τα γειτονικά τεμάχη και τα περιθωριακά ρήγματα συγκλίνουν στο βάθος, δημιουργείται τεκτονική τάφρος. Αν τα περιθωριακά ρήγματα δεν είναι παράλληλα μεταξύ τους αλλά έχουν κυκλική διάταξη τότε δημιουργείται λεβητοειδής τάφρος. Μια αντίστροφη τεκτονική δομή, που το κεντρικό τέμαχος είναι ανυψωμένο σε σχέση με τα γειτονικά και τα περιθωριακά ρήγματα συγκλίνουν στο άνω μέρος δημιουργείται τεκτονικό κέρασ (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).

3.2.2 Σημασία ρηγμάτων και σύνδεση με τους σεισμούς

Τα ρήγματα είναι άκρως συνδεδεμένα με τους σεισμούς. Αυτό εξηγείται, καθώς υπάρχει μεγάλος αριθμός ρηγμάτων που έχουν δημιουργηθεί πριν πολλά εκατομμύρια χρόνια, έχοντας φέρει ισορροπία στο χώρο, και στην συνέχεια έχει διαπιστωθεί η ύπαρξή τους από διάφορες τεκτονικού αντικείμενου παρατηρήσεις ειδικών. Ακόμα υπάρχουν ρήγματα που χρονολογούνται πιο πρόσφατα, όπου οι τάσεις συνεχίζουν να υφίστανται, με αποτέλεσμα να υπάρχουν ανισορροπίες στο χώρο. Η διάκριση των ρηγμάτων γίνεται στα ενεργά και ανενεργά. Ενεργά χαρακτηρίζονται τα ρήγματα στα οποία έχει συμβεί μετατόπιση στο διάστημα των τελευταίων 500.000 ετών και αποτελούν αντικείμενο της νεοτεκτονικής (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας). Ενεργά ρήγματα που έχουν δώσει σεισμούς κατά τους ιστορικούς χρόνους χαρακτηρίζονται ως σεισμικά ρήγματα.

Τα ρήγματα συνδέονται με τους σεισμούς, καθώς επηρεάζουν την έντασή τους. Συγκεκριμένα, όταν η επιφάνεια ενός ρήματος είναι παράλληλη με την διεύθυνση διάδοσης του σεισμικού κύματος η σεισμική ενέργεια μεταδίδεται χωρίς μεγάλες απώλειες, με αποτέλεσμα η ένταση του σεισμού να είναι μεγάλη σε μεγάλες αποστάσεις από το κέντρο. Στην περίπτωση που η διεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων είναι κάθετη στην επιφάνεια του ρήματος, τότε διακρίνονται οι εξής περιπτώσεις:

- Το ρήγμα απορροφά μέρος της σεισμικής ενέργειας και πίσω απ' αυτό δημιουργείται μερική σεισμοσκιά.
- Το ρήγμα έχει πληρωθεί με χαλαρά υλικά, τότε τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων που διέρχονται από το σκληρό διαρρηγμένο πέτρωμα στα χαλαρά υλικά αυξάνουν και συνεπώς αυξάνει και η ένταση του σεισμού.
- Σε ανοιχτά ρήγματα αυξάνει η ένταση, όπως στην προηγούμενη περίπτωση.

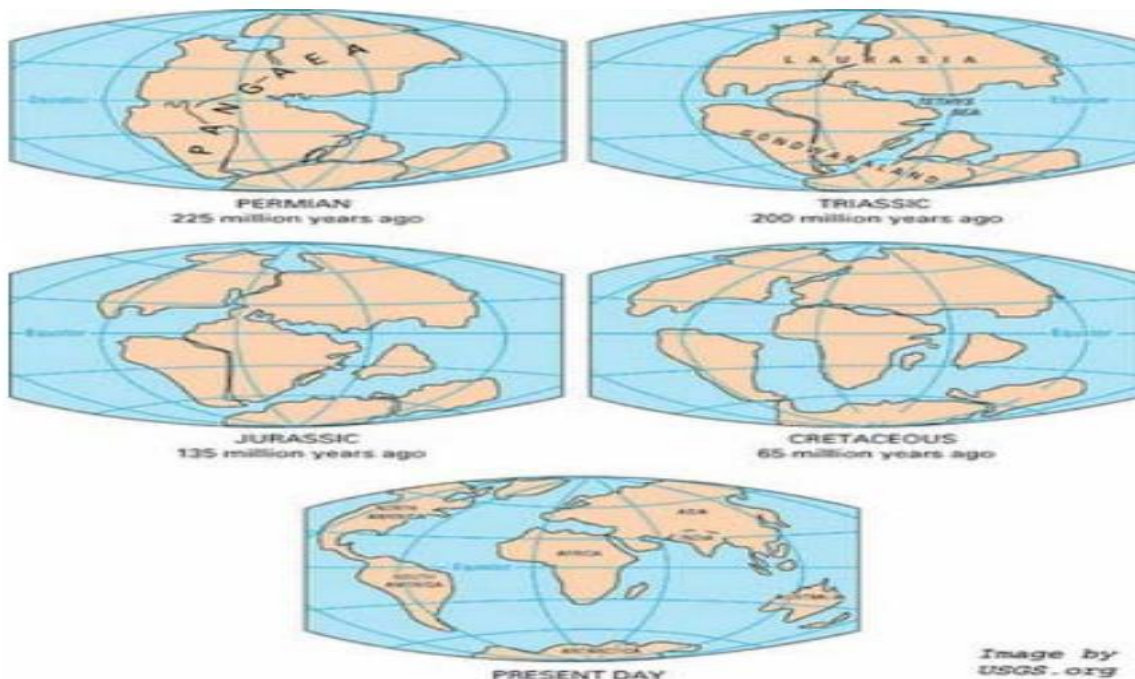
Η σχέση του σεισμού με το ρήγμα φαίνεται ακόμη στο γεγονός ότι σε ένα σεισμό είναι ευκολότερο να επαναδραστηριοποιηθεί ένα παλιό ρήγμα, παρά να δημιουργηθεί ένα καινούργιο.

Τέλος, σχετικά με την σημασία των ρηγμάτων, είναι πολύ μεγάλη για τους μηχανικούς, καθώς αποτελούν χώρους συσσωρευμένων τάσεων και πρέπει να γνωρίζουν καλά τα τεκτονικά στοιχεία της περιοχής που εργάζονται, γιατί όπως αναφέρθηκε μπορεί να ενεργοποιηθούν. Τα ρήγματα είναι επιφάνειες ολικής ασυνέχειας με μειωμένη αντίσταση στην τριβή. Η ζώνη δεξιά και αριστερά του ρήγματος είναι δυνατόν να παρουσιάζει έντονη τεκτονική καταπόνηση και να απαιτείται ενίσχυση με αγκυρώσεις, στεγανοποιήσεις, κλπ. ή επιλογή άλλης ασφαλέστερης θέσης. Επίσης είναι δυνατόν η θεμελίωση μιας κατασκευής να γίνεται σε διαφορετικά πετρώματα που υπάρχουν από τη μια και την άλλη πλευρά του ρήγματος. Τα ρήγματα που υπάρχουν στον πυθμένα ταμιευτήρων αποτελούν διόδους διαφυγής του νερού.

4. Σεισμοτεκτονική

4.1 Ιστορική αναφορά στη γεωτεκτονική της Ελλάδας

Στη διάρκεια της γεωλογικής ιστορίας, συνέβησαν πολλές και σημαντικές αλλαγές στον ελληνικό χώρο, που οφείλονται σε συνεχείς και έντονες γεωτεκτονικές διεργασίες από το τέλος του Παλαιοζωικού αιώνα έως σήμερα. Στο τέλος του Παλαιοζωικού οι ήπειροι που γνωρίζουν όλοι σήμερα ήταν ενωμένες και αποτελούσαν μια ενιαία γιγαντιαία ήπειρο την Παγγαία, ανατολικά της οποίας αναπτύσσονταν ένα σύστημα ωκεάνιων λεκανών η Πανθάλασσα, της οποίας μια προεκβολή προς τα δυτικά ήταν η Τηθύς θάλασσα. Το βόρειο τμήμα της Παγγαίας αποτελούσε τη Λαυρασία και το νότιο την Γκοντβάνα. Κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού, με αλληπάλληλες διαρρήξεις, αποσπάρθηκαν από την Γκοντβάνα μικροπλάκες που ονομάστηκαν Κιμμέριοι ήπειροι και ανάμεσά τους αναπτύχθηκαν μικρές ωκεάνιες λεκάνες. Μερικές από τις μικροπλάκες αυτές, κινήθηκαν βόρεια και συγκρούστηκαν με την Ευρασία, ενώ άλλες καταβυθίστηκαν. Τα παλιότερα τμήματα του ωκεανού της Τηθύος, που αποτελούσαν την Παλαιότηθύ (Πρωτοτηθύς) καταστράφηκαν. Το νότιο περιθώριο της Ευρασίας παρέμενε ενεργό κατά την διάρκεια του Μεσοζωικού και προσαυξήθηκε με την οροσειρά των Ποντίδων, ενώ αντίθετα, τα περιθώρια της Γκοντβάνας αλλά και πλήθος από τις Κιμμέριες μικροπλάκες προς βορρά, όπως της Απουλίας και της Πελαγονικής εξελίσσονταν ως παθητικά περιθώρια και συνόρευαν με στενές και επιμήκεις ωκεάνιες λεκάνες οι νοτιότερες των οποίων αποτέλεσαν την Νεοτηθύ (Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α.2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας).



Εικόνα 4.1.1: Η εξέλιξη της μορφής της Παγγαίας μέχρι σήμερα (USGS).

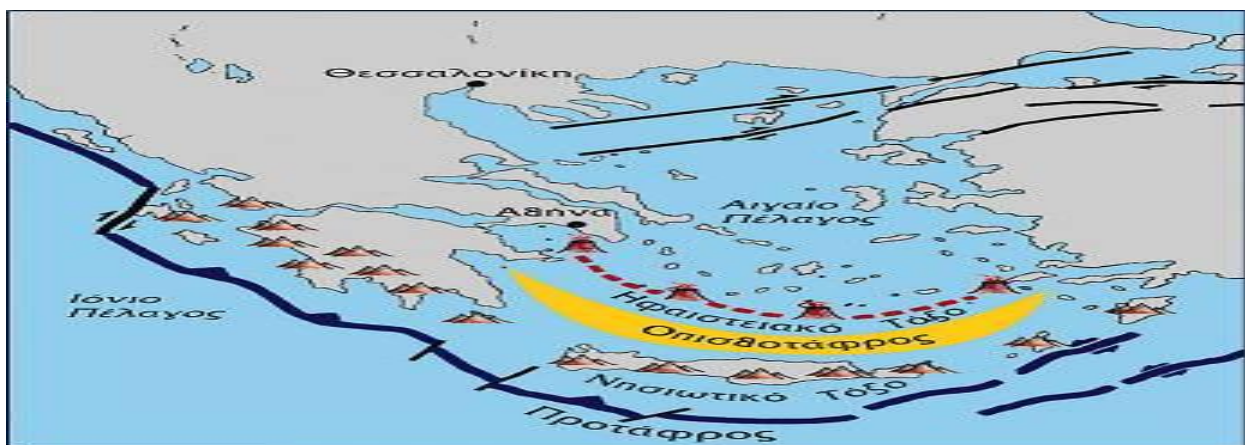
Figure 4.1.1: The evolution of Paggaias form until today (USGS).

4.2 Τεκτονικό Υπόβαθρο της Ελλάδας

Οι περισσότεροι σεισμοί οφείλονται στις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, και κατά συνέπεια οι ζώνες έντονης σεισμικής δράσης ουσιαστικά ταυτίζονται με τις παρυφές των πλακών. Ο ελληνικός χώρος βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της Ευρασιατικής πλάκας με την Αφρικανική, γι' αυτό και είναι χώρος μεγάλης σεισμικότητας (η σεισμικότητα ενός τόπου καθορίζεται από τη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών και τα μεγέθη τους). Σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία η Ελλάδα, από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο, μετά την Ιαπωνία, Νέες Εβρίδες, Περού, νησιά Σολομώντα και Χιλή.

Βασικό τεκτονικό γνώρισμα του Ελληνικού χώρου είναι το Ελληνικό τόξο. Το Ελληνικό τόξο (τόξο του Αιγαίου) αποτελεί το όριο επαφής της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας –τμήμα της οποίας είναι το Αιγαίο, και της Αφρικανικής πλάκας –τμήμα της οποίας είναι η λιθόσφαιρα της Ανατ. Μεσογείου. Οι δύο λιθοσφαιρικές πλάκες συγκλίνουν στην περιοχή αυτή με σχετική ταχύτητα 2,5 εκατοστά το χρόνο, με συνέπεια την καταβύθιση της ωκεάνιας πλάκας της Ανατ. Μεσογείου, λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας, κάτω από την ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου.

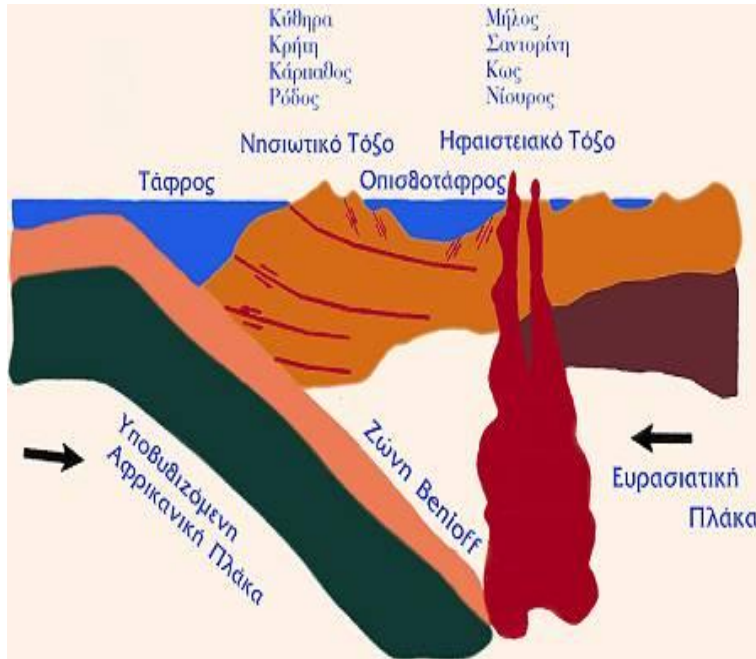
Το τόξο που δημιουργείται στην περίπτωση αυτή αποτελείται από την ελληνική τάφρο, το νησιωτικό τόξο, την οπισθοτάφρο και το ηφαιστειακό τόξο. Η τάφρος δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών. Πρόκειται για ένα σύστημα τάφρων, μία σειρά από βαθιές θαλάσσιες λεκάνες από τη Ρόδο έως και την Κεφαλονιά (γνωστή και ως ελληνική διάυλος). Το μέγιστο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο πέλαγος (βάθος περίπου 4.500m). Αυτό είναι το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου. Το νησιωτικό τόξο αποτελείται από μία σειρά διαδοχικών νησιών όπως η Ρόδος, η Κρήτη, τα Κύθηρα και από την Πελοπόννησο. Τοποθετείται παράλληλα ως προς την τάφρο και σε μικρή απόσταση από αυτήν. Το τόξο αυτό δημιουργείται από την παραμόρφωση και ανύψωση πετρωμάτων (κυρίως ιζηματογενών) του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας και περιλαμβάνει πολύ παραμορφωμένα πετρώματα της Αλπικής πτύχωσης (<http://www.oasp.gr/node/207>).



Εικόνα 4.2.1: Το Ελληνικό τόξο (<http://www.oasp.gr/node/207>).

Figure 4.2.1: The Hellenic arc (<http://www.oasp.gr/node/207>).

Η οπισθοτάφρος είναι μία θαλάσσια λεκάνη (Κρητικό πέλαγος), μικρότερου βάθους από την τάφρο. Το μέγιστο βάθος της φτάνει τα 2.000m περίπου. Η λεκάνη αυτή βρίσκεται μπροστά από το νησιωτικό τόξο και πάνω στην Ευρασιατική πλάκα.



Το ηφαιστειακό τόξο αποτελείται από διαδοχικά ηφαίστεια (ενεργά και ανενεργά) Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος. Η δημιουργία τους οφείλεται σε ανάτηξη υλικού της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας. Κατά την άνοδό του το υλικό αυτό διαπερνά την Ευρασιατική πλάκα και σχηματίζει τα ηφαίστεια.

Όσον αφορά την περιοχή του Β. Αιγαίου, βασικό της μορφολογικό χαρακτηριστικό είναι η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, με βάθος 1.500m περίπου.

Μία γεωγραφική κατανομή των epicέντρων των σεισμών στον ελληνικό χώρο οδηγεί στα ακόλουθα:

- τα epicέντρα των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και στις γύρω περιοχές εμφανίζουν σημαντική διασπορά. Παρόλα αυτά όμως, τα περισσότερα διατάσσονται κατά μήκος μίας τοξοειδούς ζώνης στην περιοχή του ελληνικού τόξου (Δ. Αλβανία – νησιά Ιονίου πελάγους – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος – Ν.Δ. Τουρκία). Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται επίσης και στην περιοχή του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας
- οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους εκδηλώνονται στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα epicέντρα διατάσσονται σε μία ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, ενώ οι εστίες βρίσκονται πάνω στη ζώνη Benioff η οποία κλίνει με γωνία περίπου 35ο από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου, από την Ανατ. Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Τα εστιακά τους βάθη φτάνουν έως 160km περίπου (<http://www.oasp.gr/node/207>).

Το θέμα της σεισμικής δραστηριότητας στο Αιγαίο και των αιτιών της είναι αρκετά πολύπλοκο. Πρόσφατα στοιχεία δείχνουν ότι η σεισμική δραστηριότητα στο Αιγαίο είναι αυξημένη εξαιτίας:

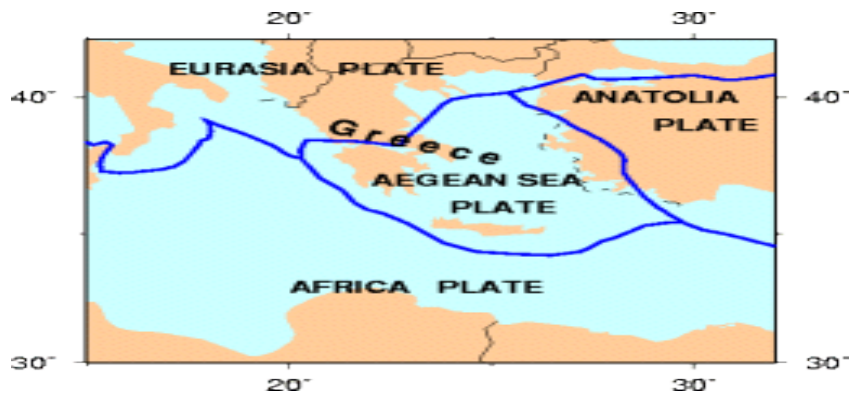
- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στη σύγκλιση της Αφρικανικής – Ανατ. Μεσογείου λιθοσφαιρικής πλάκας με την αντίστοιχη Ευρασιατική – Αιγαίο. Η σύγκλιση αυτή προκαλεί τους επιφανειακούς σεισμούς κατά μήκος του Ελληνικού τόξου καθώς και τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους στο Ν. Αιγαίο.
- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στην αριστερόστροφη περιστροφή της Αδριατικής – Απουλίας πλάκας. Η περιστροφή προκαλεί τη γένεση επιφανειακών σεισμών κατά μήκος των δυτικών ακτών της Κεντρικής Ελλάδας, της Αλβανίας και της πρώην Γιουγκοσλαβίας.

- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται κυρίως στην κίνηση της Τουρκικής – Ανατολίας λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα δυτικά, που με τη σειρά της η κίνηση αυτή οφείλεται στην προς Βορρά κίνηση της Αραβικής πλάκας.
- οριζόντιων εφελκυστικών δυνάμεων που έχουν διεύθυνση βορρά – νότου και αναπτύσσονται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου εξαιτίας της οριζόντιας κίνησης των ρευμάτων μεταφοράς (<http://www.oasp.gr/node/207>).



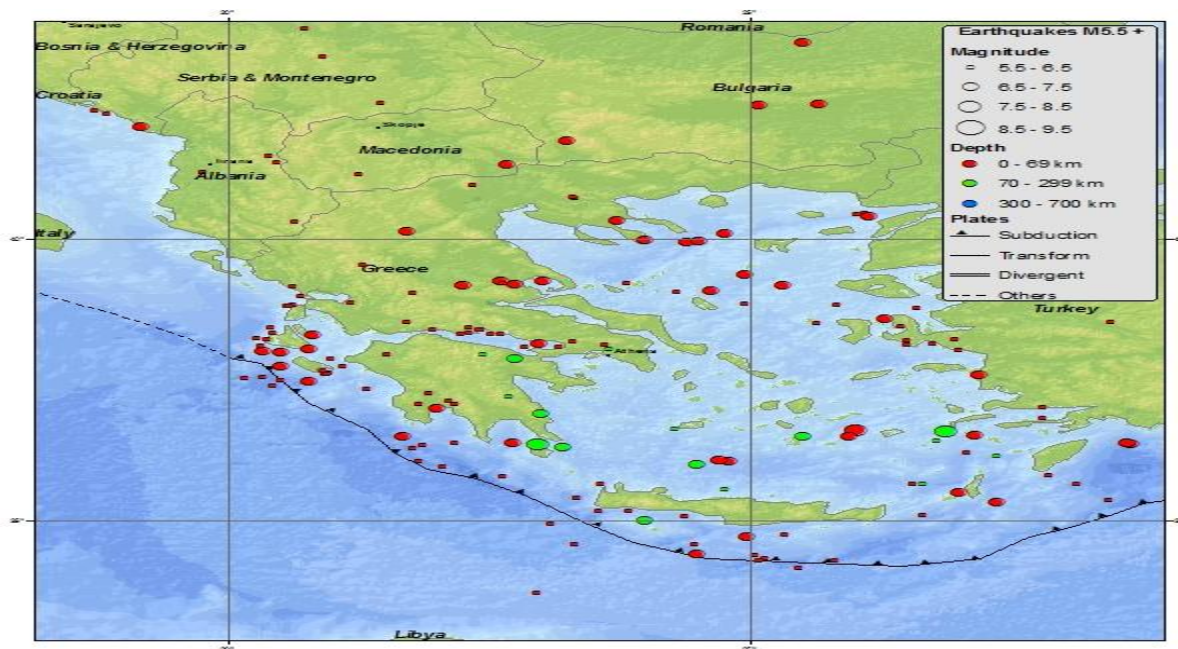
Εικόνα 4.2.2: Σχηματική αποτύπωση των δυνάμεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Οι συμπιεστικές δυνάμεις Σ1, Σ2, Σ3 που ασκούν οι γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου απεικονίζονται με κόκκινα βέλη. Οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας με τα κίτρινα βέλη (Παπαζάχος Β, 1989).

Figure 4.2.2: Schematic depiction of the forces which exerted on the lithosphere in the Aegean. The compressive forces (S1, S2, S3), which exerted by neighboring lithospheric plates in the Aegean lithosphere shown with red arrows. The tensile forces acting on the lower surface of the lithosphere with yellow arrows (Papazachos B, 1989).



Εικόνα 4.2.3: Τεκτονικό υπόβαθρο της Ελλάδας (USGS).

Figure 4.2.3: Tectonic picture of Greece (USGS).



Εικόνα 4.2.4: Χάρτης σεισμικότητας της Ελλάδας από το 1900 μέχρι σήμερα (USGS).

Figure 4.2.4: Seismicity map of Greece from 1900 until present (USGS).

4.3 Τεκτονικό υπόβαθρο στην περιοχή της Αταλάντης

Ο Βόρειος Ευβοϊκός Κόλπος αποτελεί μια τεκτονική τάφρο, η οποία διαμορφώθηκε στη διάρκεια του Τεταρτογενούς από την δράση κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ έως ΔΒΔ-ΑΝΑ (Roberts and Jackson, 1991). Τα ρήγματα Θερμοπυλών, Καμένων Βούρλων, Αγίου Κωνσταντίνου, Αρκίτσας, Αταλάντης και Καλλιδρόμου παρουσιάζουν μορφοτεκτονικά και γεωλογικά στοιχεία τα οποία υποδεικνύουν πρόσφατη δραστηριότητα και μπορούν να χαρακτηριστούν ως ενεργά. Οι διευθύνσεις των ενεργών και πιθανά ενεργών ρηγμάτων (ΒΔ-ΝΑ και Δ-Α) συμπίπτουν με την διεύθυνση του σύγχρονου εφελκυσμού στον χώρο του Αιγαίου (Lemeille, 1977; Ganas et al., 1996; Parazachos and Kiratzi, 1996; Παυλίδης και συνεργάτες, 1999; Pantosti et al., 2001), ενώ αναφέρονται και πιθανές ενεργείς ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ (Kranis et al., 2001). Τα παραπάνω ρήγματα δεν συνδέονται με ισχυρούς σεισμούς κατά την ιστορική περίοδο, εκτός από τα ρήγματα της περιοχής των Θερμοπυλών που πιθανώς έδωσαν το σεισμό του 426 π.Χ. (Ραφαϊοαννου et al., 2004), και το ρήγμα της Αταλάντης (Παυλίδης Σ.Β και συνεργάτες., 2004).

Η σεισμική ακολουθία του 1894 περιελάμβανε δύο ισχυρούς σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου, με εκτιμώμενο μέγεθος $M_s=6.4$ και $M_s=6.9$ (Ambraseys and Jackson 1990) ή $M_s=6.6$ και $M_s=7.0$ σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (2003). Το επίκεντρο του πρώτου σεισμικού γεγονότος τοποθετείται στην περιοχή Μαλεσινας-Μαρτίνου, ενώ το δεύτερο βορειότερα, προς την θέση της πόλης Αταλάντης (Ambraseys and Jackson 1990, Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ganas et al., 2004). Σε περιγραφές της εποχής (Paravassiliou 1894, Phillipson 1894, Skouphos 1894, Mitsoroulos 1895), αλλά και μεταγενέστερες αναφορές, βασισμένες στις προηγούμενες (Richter 1958, Παπαζάχος και Παπαζάχου,

2003), το μήκος του ρήγματος που διερρήχθη αναφέρεται ότι ξεπερνά τα 50 χιλιόμετρα. Οι διαστάσεις αυτές είναι ανακριβείς, διότι τα ενεργά κανονικά ρήγματα στον ηπειρωτικό Ελληνικό χώρο δύσκολα ξεπερνούν σε μήκος τα 15-20 χιλιόμετρα (Roberts and Jackson 1991, Roulimenos and Doutsos 1996, Pavlides and Caruto, 2004), ενώ πολλά δευτερογενή φαινόμενα εδαφικής παραμόρφωσης του 1894 περιγράφονται στις ιστορικές πηγές λανθασμένα ως συν-σεισμικές επιφανειακές διαρρήξεις.

Η μελέτη του πεδίου τάσεων και της διάταξης των σεισμικών πηγών αυτής της σεισμικής ακολουθίας, οδηγεί στον προσδιορισμό του μεγέθους του 1ου σεισμού σε $M=6.4$ και του μήκους του επιπέδου διάρρηξης σε 15 χιλιόμετρα (Γκανάς, 2004). Αυτός ο σεισμός μετέφερε 1.14 bar στην επικεντρική περιοχή του 2ου σεισμού (27/4/1894) με αποτέλεσμα να διεγείρει το κομμάτι της Αταλάντης και να προκαλέσει τον 2ο, μεγαλύτερο σεισμό, ο οποίος συνοδεύτηκε από επιφανειακή διάρρηξη 19 χιλιομέτρων. Η εξέταση του δυναμικού τριών εναλλακτικών σεισμικών πηγών για τον 1ο σεισμό που αντιστοιχούν σε ρήγματα γειτονικά με αυτό του Μαρτίνου (βόρεια και ανατολικά), έδειξε ότι τα τρία αυτά ρήγματα δεν μπορούν να μεταφέρουν αρκετή τάση για να διεγείρουν τον 2ο σεισμό. Ακόμα, το μοντέλο ολίσθησης που προτείνεται για τον 2ο σεισμό παράγει επιφανειακές παραμορφώσεις τάξεως εκατοστών έως ολίγων δεκάδων εκατοστών (κυρίως καθιζήσεις στην παράκτια ζώνη - Παλιομάγαζα και Αλμυρά) που επαληθεύονται από γεωλογικά δεδομένα της βιβλιογραφίας.

Τέλος, ενδιαφέρον έχει το πως επέδρασε η σεισμική ακολουθία του 1894 στην μετέπειτα σεισμικότητα. Αυτό γίνεται με το υπολογισμό της τάσης που μεταφέρθηκε στις γύρω περιοχές. Έτσι, το νέο πεδίο τάσεων στην περιοχή του Βορείου Ευβοϊκού διαμορφώνεται σε περιοχές που δέχθηκαν φόρτιση από τους σεισμούς του 1894 και άλλες που αποφορτίστηκαν. Η εξέταση της κατανομής της σεισμικότητας (με $M>5$) που επακολούθησε (20ος αιώνας) έδειξε ότι η περιοχή της Βόρειας Εύβοιας, που αποτελεί τον βόρειο λοβό αποφόρτισης, ενεργοποιήθηκε ξανά με ισχυρούς σεισμούς μετά από 22-37 χρόνια. Αντίθετα, η περιοχή της κεντρικής Βοιωτίας, που αποτελεί τον νότιο λοβό αποφόρτισης, ξαναέδωσε ισχυρούς σεισμούς μετά από 80 χρόνια (Γκανάς, 2004). Ένα ερώτημα που μένει να τίθεται είναι το πόσο συχνά δίνει μεγάλους σεισμούς ($M>6$) αυτό το ρήγμα. Εδώ και 20 χρόνια, με παλαιοσεισμολογικές μεθόδους και χρήση ραδιοχρονολόγησης και άνθρακα 14 μπορούν να χρονολογηθούν κάποιοι προηγούμενοι σεισμοί πάνω σε σεισμικά ρήγματα. Το ρήγμα της Αταλάντης το μελέτησαν οι Pantosti et al., 2004. Η ομάδα αυτή έσκαψε 3 ορύγματα κάθετα προς το ρήγμα κοντά στην πόλη της Αταλάντης και βρήκε αποδείξεις για 3 σεισμούς. Ένας μεγάλος σεισμός έγινε μεταξύ 50 π.Χ - 230 μ.Χ, ένας άλλος κατά τη διάρκεια του Μεσαίωνα (770 - 1160 μ.Χ) και ο τελευταίος το 1894. Αυτό σημαίνει ότι η περίοδος επανάληψης μεγάλων σεισμών είναι μεταξύ 540-1120 ετών.

Year	Month	Day	Hour	Minute	Second	Latitude	Longitude	Ms	Dis
1902	April	11	18	35	0	38.50	23.50	5.8	45
1914	October	17	06	22	32	38.31	23.44	6.2	52
1916	September	27	15	02	13.0	38.80	23.00	5.8	22
1925	April	12	19	27	0.9	38.64	23.52	5.0	45
1928	January	22	00	18	26.0	38.83	22.60	5.1	43
1928	April	22	19	59	29.4	38.40	23.34	5.4	37
1931	January	4	00	00	52.5	38.22	23.27	5.7	48
1931	September	11	16	23	22.7	38.87	23.29	5.0	39
1974	November	14	13	22	34.7	38.50	23.08	5.0	13
1974	November	14	14	26	46.6	38.48	23.01	5.1	13
1974	November	14	15	29	46.8	38.50	23.15	5.0	17
1988	July	12	02	26	53.3	38.78	23.44	5.0	43
1999	February	7	22	28	37.7	39.01	23.17	5.2	48

Πίνακας 4.3.1: Κατάλογος των φαινομένων που έγιναν επιφανειακά στην περιοχή του Ευβοϊκού Κόλπου κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα.

Table 4.3.1: Catalogue of shallow events in the Gulf of Evia region during the 20th century.

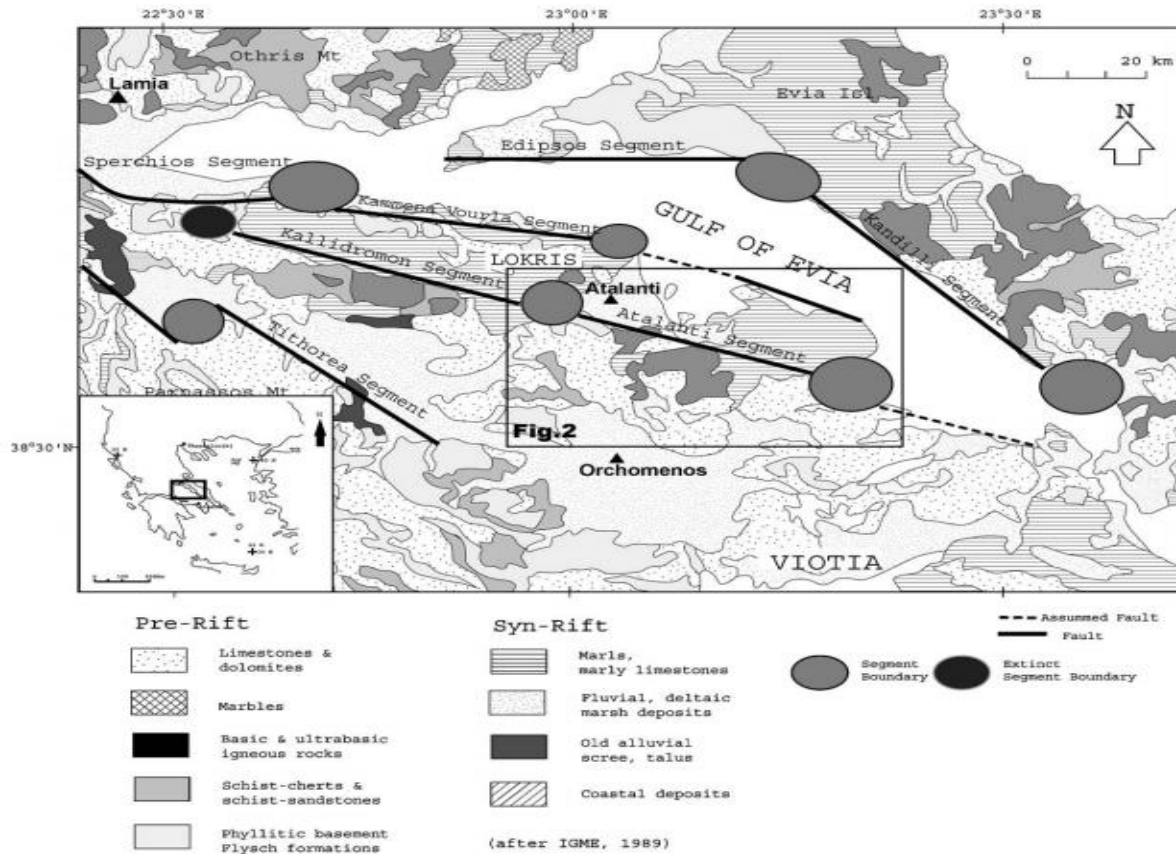
Στον πίνακα 4.3.1 η στήλη Ms περιλαμβάνει το μέγεθος του σεισμού που σχετίζεται με τα επιφανειακά κύματα Rayleigh και η μεταβλητή Dist περιλαμβάνει τις αποστάσεις από την επικεντρική περιοχή που δημιουργήθηκε από το φαινόμενο στις 27 Απριλίου του 1894. Όλα τα γεγονότα έχουν συμβεί μέσα σε ένα κύκλο με ακτίνα 55 χιλιομέτρων από την Αταλάντη (38.6 B, 23.00 A), (Comninakis and Parazachos, 1986).

4.4 Ο σεισμός στην περιοχή της Αταλάντης, 20 και 27 Απριλίου του 1894

Δύο σεισμικά γεγονότα (μεγέθους πάνω από 6) συνέβησαν 15 έως 20 χιλιόμετρα μεταξύ τους, στην περιοχή της κεντρικής Ελλάδας, στις 20 και 27 Απριλίου του 1894. Εντοπίζεται το ρήγμα που έσπασε στις 27 Απριλίου του 1894 (δεύτερο στη σειρά), με το τμήμα στην Αταλάντη της γενικότερης ρηξιγενούς ζώνης της περιοχής, καθώς δημιουργήθηκε αδιαμφισβήτητα επιφάνεια ρήξης (Skourphos, T., 1894). Αποτελέσματα από τις μεταβολές των τάσεων Coulomb, των ποσοτήτων των τάσεων που τελικά διανέμονται και των μακροσεισμικών στοιχείων, υποδηλώνουν ότι ο πρώτος, σε χρονολογική σειρά, σεισμός (20 Απριλίου 1894), είναι πιθανό να σχετίζεται με το τμήμα στο Μαρτίνο, της ζώνης διάρρηξης που αναφέρθηκε και προηγουμένως. Άλλα μοντέλα τάσεων δείχνουν ότι το τμήμα της ζώνης διάρρηξης, μπορεί να έσπασε κατά την διάρκεια σεισμού μεγέθους 6.4, δίνοντας ένα ρήγμα μήκους 15 χιλιομέτρων, και μεταφέροντας τότε τάση 1.14 bar στην επικεντρική περιοχή του σεισμού της 27 Απριλίου του 1894. Έτσι, προκλήθηκε ο δεύτερος σεισμός μεγέθους 6.6 κατά μήκος της Αταλάντης, δημιουργώντας ένα ρήγμα μήκους 19 χιλιομέτρων.

Το ρήγμα της Αταλάντης είναι ένα μεγάλο, ενεργό-κανονικό ρήγμα στην περιοχή της κεντρικής Ελλάδας, με κατά μέσο όρο παράταξη B290^oE και κλίση προς τα βορειανατολικά (Lemeille, 1977;

Rondoyianni-Tsiambaou, 1984; Ambraseys and Jackson, 1990; Ganas et al., 1998; Pantosti et al., 2001, 2004; Pavlides et al., 2004). Το ρήγμα είναι Πλειόκαινου-Τεταρτογενούς δομής και μπορεί να δώσει επέκταση του φλοιού στον κόλπο του ανοίγματος της Εύβοιας (Εικόνα 4.4.1). Το ρήγμα ξεκινάει μερικά χιλιόμετρα βορειοδυτικά της πόλης της Αταλάντης και τερματίζει δίπλα στην πόλη Λάρυμνα, περίπου 34 χιλιόμετρα νοτιοανατολικά (Ganas et al., 1998). Το ρήγμα ενεργοποιήθηκε κατά το έτος 1894 μετά από σεισμική ακολουθία, όταν δύο κύριοι σεισμοί συνέβησαν 15 με 20 χιλιόμετρα μακριά, με χρονική διαφορά μεταξύ τους, μία εβδομάδα (April 20 and 27, 1894; Skourhos, 1894; Ambraseys and Jackson, 1990). Οι σεισμοί επέφεραν πάνω από 250 θανάτους, αρκετές εκατοντάδες τραυματισμούς και έπληξαν χιλιάδες σπίτια, δημιουργώντας έτσι ένα θρυλικό γεγονός της σύγχρονης ελληνικής ιστορίας (Mitsopoulos, 1895).

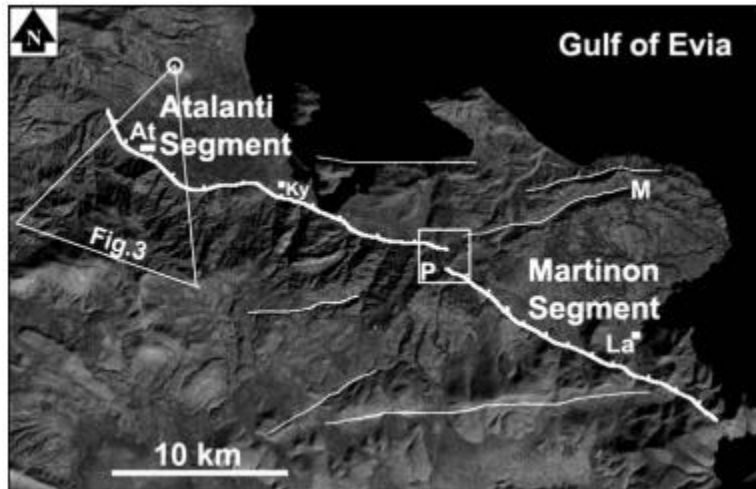


Χάρτης 4.4.1: Γεωλογικός χάρτης της περιοχής Λοκρίδας στην Κεντρική Ελλάδα (IGME τροποποίηση, 1989). Απλοποιημένες γραμμές ρηγματος (Ganas and Papoulia, 2000). Το ορθογώνιο στο κέντρο απεικονίζεται στην εικόνα 4.4.1. Σημείωση, το ρήγμα της Αταλάντης διασπάται σε δύο τμήματα-σεισμούς στην εικόνα 4.4.1.

Map 4.4.1: Geological map of the Lokris area (central Greece), modified after IGME (1989). Simplified fault lines are after Ganas and Papoulia (2000). Rectangular box at centre shows extent of Fig. 4.4.1. Note that the Atalanti Fault segment is decomposed into two (2) earthquake segments in Fig. 4.4.1.

Είναι γνωστό (Skourhos, 1894), ότι ο σεισμός στις 27 Απριλίου του 1894 έσπασε το επίπεδο του ρηγματος από την παράκτια πεδιάδα του Κυπαρισσιού μέχρι την πόλη της Αταλάντης. Το ζήτημα είναι εάν η ρήξη αυτή επεκτάθηκε σε όλη την διαδρομή προς την Λάρυμνα, προς τα νοτιοανατολικά ή εάν τερματίστηκε μερικά χιλιόμετρα προς το νότο, κοντά στο χωριό Προσκυνάς (Εικ.4.4.1). Στην τελευταία περίπτωση, η ρήξη στην Αταλάντη μπορεί να προκλήθηκε και από τους δύο σεισμούς (20 και 27 Απριλίου), για κάθε περίπτωση συμπληρώνοντας ένα τμήμα του ρηγματος. Το δεύτερο τμήμα θα ήταν

μέρος του επιπέδου του ρήγματος, ανάμεσα στην πόλη της Αταλάντης και στο χωριό Προσκυνάς, σε απόσταση περίπου 19 χιλιομέτρων. Η αρχική ρήξη θα είχε συμβεί στο τμήμα στο Μαρτίνο, από το ίδιο ρήγμα (Εικ.4.4.1). Ωστόσο, εάν τα επιφανειακά σπασίματα, της 27^{ης} Απριλίου 1894, είχαν επεκταθεί μέχρι τη Λάρυμνα, στην συνέχεια, το προγενέστερο γεγονός (20 Απριλίου 1894) μπορεί να σχετιζόταν με ένα άλλο κανονικό ρήγμα στην περιοχή, όπως ένα παράκτιο κανονικό ρήγμα στην χερσόνησο Μαλεσείνα ή ένα κανονικό ρήγμα προς τα νοτιοανατολικά.



Εικόνα 4.4.1: Δορυφορική Εικόνα Landsat που δείχνει τη θέση του ίχνους του σεισμού κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης στην Αταλάντη (Γκανάς, 2006).

Figure 4.4.1: Landsat satellite image showing earthquake segment position along the Atalanti Fault Zone (Ganas, 2006).

Στην εικόνα 4.4.1 τα δύο τμήματα απεικονίζονται με λευκές γραμμές και σημάδια στην κάτω πλευρά. Οι λεπτές άσπρες γραμμές αντιπροσωπεύουν άλλα κανονικά ρήγματα, τα οποία είναι προσανατολισμένα θετικά στο συγκεκριμένο πεδίο των τάσεων. Οι συμβολισμοί αποτελούνται από τα αρχικά γράμματα των περιοχών με λατινικούς χαρακτήρες (La=σύμβολο δηλώνει την πόλη της Λάρυμνας, M=ρήγμα στη Μαλεσείνα, P η περιοχή Προσκυνάς και Ky το χωριό Κυπαρίσσι, αντίστοιχα).

Τμήμα κανονικού ρήγματος που αλληλεπίδρασε μέσα στην περιοχή του Αιγαίου, έχει τεκμηριωθεί στον κόλπο των Αλκυονίδων, σε αλληλουχία το 1891 (Hubert et al., 1996), το 1904 στους σεισμούς στην Κρέσνα (Ganas et al., 2005) και έχει προταθεί τόσο για τον σεισμό του 1978 στη Θεσσαλονίκη όσο και για την σεισμική ακολουθία στη νότια Θεσσαλία μεταξύ του 1954 και του 1957 (Papadimitriou and Karakostas, 2003). Όλες αυτές οι περιπτώσεις αφορούσαν χρονική και χωρική ομαδοποίηση των σεισμών μεγέθους μεγαλύτερου του 6 κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων, με δεδομένη επέκταση ,από βορρά προς νότο, του φλοιού του Αιγαίου, όπως ήταν η σεισμική ακολουθία του 1984, η οποία συνέβη στο εσωτερικό του βορειότερου, στον Ευβοϊκό κόλπο, νεανικού ρήγματος (Εικ. 4.4.2; Roberts and Jackson, 1991; Ganas and Papouliá, 2000; Roberts and Ganas, 2000).

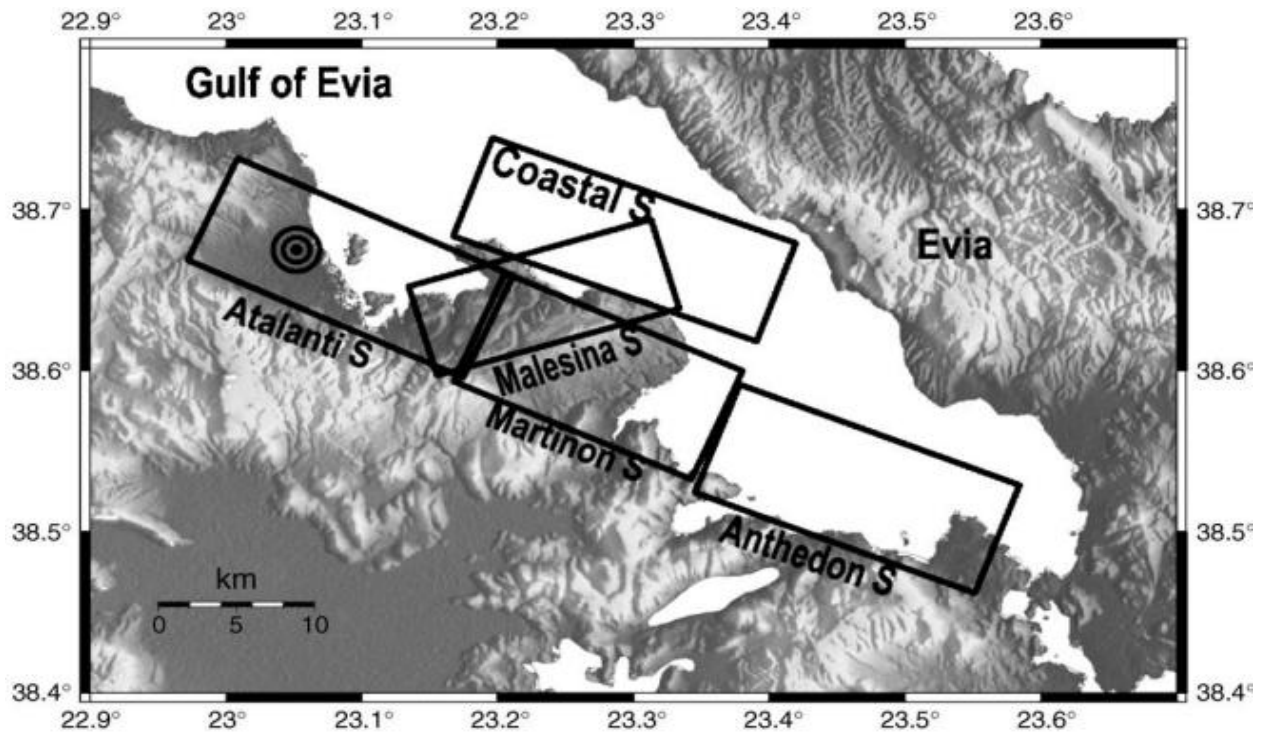
#	Name	Epicentre	Length (km)	Strike	Dip (°)	Rake	U_d (m)	U_s (m)	Mw
1	Martinon	38.583–23.233	15	300	55	– 70	0.69	0.25	6.4
2	Malesina	38.633–23.241	12	245	55	– 122	0.39	0.24	6.2
3	Coastal	38.700–23.250	15	290	55	– 80	0.72	0.12	6.4
4	Anthedon	38.550–23.417	15	300	55	– 70	0.69	0.25	6.4
5	Atalanti	23.083–38.667	19	290	55	– 80	1.05	0.18	6.6

Πίνακας 4.4.1: Στοιχεία των πέντε ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν από την σεισμική ακολουθία του 1894 στην Αταλάντη. Το πλάτος του ρήγματος είναι 12 χιλιόμετρα σε όλες τις περπτώσεις (Hanks and Kanamori, 1979, Ambraseys and Jackson, 1990, and Ganas et al., 1998).

Table 4.4.1: Elements of five faults which created from seismic sequence in Atalanti, in 1894. Fault width is 12 km in all cases (Hanks and Kanamori, 1979, Ambraseys and Jackson, 1990, and Ganas et al., 1998).

Τα ρήγματα στο Μαρτίνο, στην Ανθηδώνα, το παράκτιο ρήγμα (βορειοανατολικά της Αταλάντης) και στη Μαλεσίνα αποτελούν τα ρήγματα πηγή, ενώ το ρήγμα στην μεγαλύτερη περιοχή, δηλαδή στην Αταλάντη, στην κεντρική Ελλάδα αποτελεί το ρήγμα-δέκτη. Όλα τα ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμένα ρήγματα έχουν κανονική γεωμετρία και κλίση προς τα βορειοδυτικά. Αντίθετα, το ρήγμα-πηγή στη Μαλεσίνα είναι προσανατολισμένο ΒΑ-ΝΔ και κλίνει προς τα νοτιοδυτικά. Συνεπώς, από τους σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου 1894, στην περιοχή της Αταλάντης, είναι πιθανό να συνδέονται με τα τέσσερα ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή, στο Μαρτίνο, στη Μαλεσίνα, ένα παράκτιο ρήγμα και στην Ανθηδώνα (Γκανάς, Πίνακας 4.4.1).

Στο πίνακα 4.4.1 είναι συγκεντρωμένα τα γεωγραφικά στοιχεία των πέντε ρηγμάτων που είναι πιθανό να ενεργοποιηθήκαν από την σεισμική ακολουθία του 1894 στην Αταλάντη. Τα σημαντικότερα από αυτά είναι το επίκεντρο του ρήγματος ,σε γεωγραφικό πλάτος και μήκος, το μήκος και το πλάτος του ρήγματος , ο μηχανισμός γένεσης με τις γωνίες κλίσης-ολίσθησης και την παράταξη. Να σημειωθεί ότι το πλάτος των ρηγμάτων είναι κοινό και ίσο με 12 χιλιόμετρα.



Χάρτης 4.4.2: Με ορθογώνια κουτιά απεικονίζονται οι ρηξιγενείς επιφάνειες στις πέντε περιοχές που προαναφέρθηκαν, ενώ ο κύκλος υποδηλώνει το επίκεντρο του σεισμού, στις 27 Απριλίου του 1894, σύμφωνα με τους Ambraseys και Jackson (1990).

Map 4.4.2: Boxes approximate the rupture zone of the five faults, which discussed before, the circle indicate the epicenter of the 27 April 1894 event according to Ambraseys and Jackson (1990).

Στο χάρτη 4.4.2 φαίνεται ότι τα ρήγματα στην Αταλάντη, στο Μαρτίνο, στην Ανθηδώνα και το παράκτιο ρήγμα είναι προσανατολισμένα ΒΔ-ΝΑ, έχουν κανονική γεωμετρία και κλίση βορειανατολικά, ενώ το ρήγμα στη Μαλεσίνα είναι προσανατολισμένο ΒΑ-ΝΔ και κλίνει βορειοδυτικά. Η ρηγμάτωση στην ευρύτερη περιοχή είναι κανονική, γεγονός που δείχνει ότι οι μηχανισμοί δημιουργίας των σεισμών σχετίζονται με τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής (Παπαζάχος, 1988).



Εικόνα 4.4.2: Απεικόνιση των πέντε ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης στο Google earth (Τα πράσινα περιγράμματα συμβολίζουν τις επιφάνειες των πέντε ρηγμάτων).

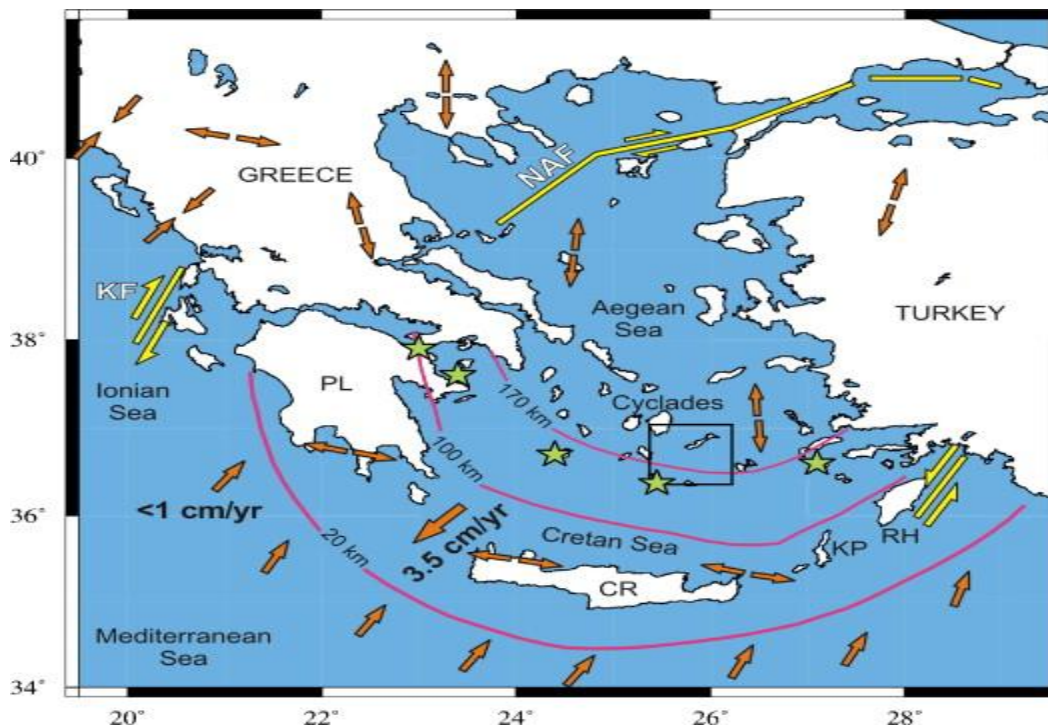
Figure 4.4.2: Imaging of five faults in the region of Atalanti, in Google earth. (The green contours represent the surfaces of five faults).

4.5 Τεκτονικό υπόβαθρο στη νήσο της Αμοργού

Στις 9 Ιουλίου 1956, ο σεισμός στην Αμοργό (μεγέθους 7.6), ήταν το μεγαλύτερο φαινόμενο που έπληξε την Ελλάδα κατά την διάρκεια του περασμένου αιώνα και ακολουθήθηκε από ένα τσουνάμι, που προκάλεσε πλημμύρες στις παράκτιες περιοχές του νότιου Αιγαίου. Διερευνήθηκαν οι ρεολογικές ιδιότητες της ζώνης του ρήγματος του 1956, ανάμεσα στα νησιά Σαντορίνη και Αμοργό, σε μια προσπάθεια να τοποθετηθούν κάποιοι περιορισμοί για το βάθος πυρήνωσης και την έκταση του ρήγματος του συγκεκριμένου φαινομένου. Οι σεισμικές ταχύτητες προκύπτουν από τομογραφικές και επιφανειακές μελέτες διασποράς κυμάτων της περιοχής, είναι αρχικά συσχετισμένες με τις ταχύτητες, που καθορίζονται από το εργαστήριο μέσω γνωστών τύπων πετρωμάτων. Διαπιστώνεται ότι η Λιθόσφαιρα στο νότιο Αιγαίο μπορεί να προσεγγιστεί από τρία στρώματα που εκπροσωπούν το πάνω και κάτω φλοιό και τον ανώτερο μανδύα.

Το πλάτος του ρήγματος, που κλίνει προς τα κάτω, εκτιμάται από εμπειρικές σχέσεις να είναι 26 χιλιόμετρα, που σημαίνει ότι η ρήξη του μπορεί να επεκταθεί από το βάθος της κορύφωσης της δύναμης (αντοχής) στο άνω μανδύα (33 χιλιόμετρα), δηλαδή 7 χιλιόμετρα προς τα πάνω. Ένα τέτοιο σενάριο συμφωνεί με τα πρόσφατα αποτελέσματα προσομοίωσης, που δείχνουν πως το τσουνάμι που έγινε στην Αμοργό, προκλήθηκε πιθανότατα από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις και όχι από συνσεισμική ρήξη του θαλάσσιου πυθμένα.

Το νότιο Αιγαίο είναι μία ζώνη που πλήττεται από την καταβύθιση της Αφρικανικής λιθόσφαιρας με βήμα περίπου 1 εκατοστό το χρόνο (1 cm yr⁻¹), ενώ η πάνω πλάκα του Αιγαίου κινείται νοτιοδυτικά στα 3.5 εκατοστά το χρόνο (McClusky et al., 2000). Το αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας καταβύθισης είναι η ορθά καθορισμένη ζώνη Wadati-Benioff και η εμφάνιση ηφαιστειακής δραστηριότητας, που εκφράζεται μέσω ενός αριθμού ενεργών ηφαιστειακών κέντρων, που εκτείνεται από Πελοπόννησο και ανατολικά προς τις Τουρκικές ακτές. Γεωδαιτικά, καθώς και σεισμολογικές παρατηρήσεις δείχνουν κυριαρχία της επεκτεινόμενης παραμόρφωσης σε ολόκληρη την περιοχή του Αιγαίου, που έχει ξεκινήσει από το Ολιγόκαινο, όπως τροποποιήθηκε από την κίνηση προς τα δυτικά της πλάκας της Ανατολίας στα τέλη του Μειόκαινου ([Le Pichon and Angelier, 1979] και [Le Pichon et al., 1995]). Η επέκταση ήταν πιθανότατα το αποτέλεσμα της βαρυτικής κατάρρευσης μιας προηγούμενης, παχιάς και ζεστής λιθόσφαιρας, και ήταν επίσης υπεύθυνη για την εκταφή των HP μεταμορφωμένων πετρωμάτων, που αποτελούν σήμερα το συγκρότημα των Κυκλαδικών νησιών (Brun and Faccenna, 2008). Αυτό το καθεστώς έχει προκαλέσει σημαντική λέπτυνση του φλοιού του νότιου Αιγαίου και αρκετές μελέτες δείχνουν πάχος περίπου 25 χιλιόμετρα. ([Tirel et al., 2004], [Karagianni et al., 2005], [Sodoudi et al., 2006], [Endrun et al., 2008]).



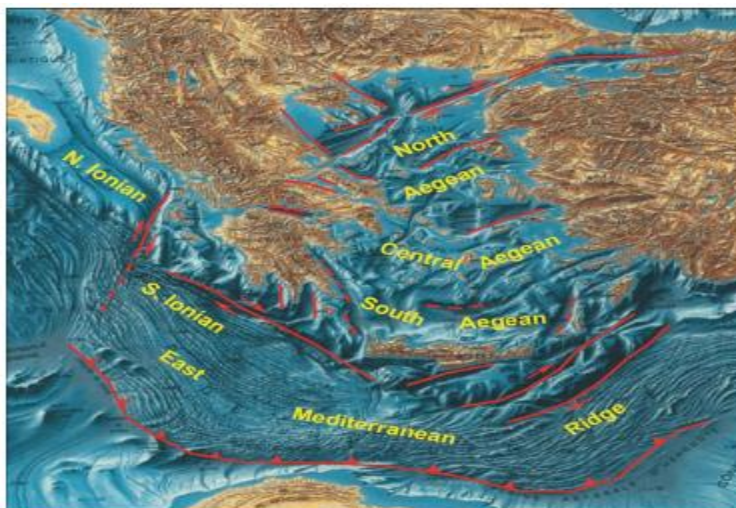
Χάρτης 4.5.1: Χάρτης της ελληνικής περιοχής που δείχνει τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής που εγκρίθηκε από Papazachos and Papazachou, 1997 και Papazachos et al., 2000. Τα μονά βέλη δείχνουν την κατεύθυνση κίνησης των πλακών μαζί με τον μέσο ρυθμό σύγκλισης ανά έτος (McClusky et al., 2000). Τα διπλά βέλη υποδεικνύουν τις περιοχές, όπου είτε η επέκταση (βέλη σε αντίθετες κατευθύνσεις) είτε η συμπίεση (βέλη που είναι αντιμέτωπα) υπερισχύει. Οι παχιές κίτρινες γραμμές αντιπροσωπεύουν τις ζώνες με ρήγματα με ολίσθηση κατά παράταξη. Οι καμπύλες των 20, 100 και 170 χιλιομέτρων είναι ισοβαθείς καμπύλες, που παρουσιάζουν την κατανομή του υποκεντρικού βάθους των σεισμών που συμβαίνουν κατά μήκος της ζώνης Wadati-Benioff. Τα πράσινα αστέρια απεικονίζουν τις θέσεις των ενεργών ηφαιστειών. Το τετράγωνο απεικονίζει την περιοχή ενδιαφέροντος μεταξύ Αμοργού και Σαντορίνης. PL: Πελοπόννησος, CR: Κρήτη, KP: Καρπάθου, RH: το νησί της Ρόδου, KF: Ρήγμα Κεφαλονιάς, και NAF: Ρήγμα Βόρειας Ανατολίας.

Map 4.5.1: Map of the Greek region showing the main tectonic characteristics of the area adopted from [Papazachos and Papazachou, 1997] and [Papazachos et al., 2000]. Single arrows indicate the plate motion direction along with average rate of convergence per year after McClusky et al. (2000). Double arrows indicate the areas where either extension (arrows in opposite directions) or compression (arrows facing each other) prevails. Thick yellow lines represent the main strike-slip fault zones. The curves for 20, 100 and 170 km are isodepth curves showing the hypocentral depth distribution of earthquakes occurring along the Wadati-Benioff zone. The green stars are the locations of active volcanoes. The square shows the area of interest between Amorgos and Santorini islands. PL: Peloponnese, CR: Crete island, KP: Karpathos island, RH: Rhodes island, KF: Kefalonia Fault, and NAF: North Anatolian Fault.

Στις 9 Ιουλίου του 1956 ο μεγάλος σεισμός που πραγματοποιήθηκε κοντά στο νησί των Κυκλάδων, την Αμοργό, προκάλεσε εκτεταμένες ζημιές στη γύρω περιοχή, ενώ 53 άνθρωποι σκοτώθηκαν και 100 τραυματίστηκαν ([Papazachos and Papazachou, 1997] και [Schenkonά et al., 2005]). Το γεγονός του σεισμού ακολούθησε τσουνάμι, που ξεκίνησε από τα νοτιοδυτικά της Αμοργού και κατέκλυσε τις ακτές των γειτονικών νησιών, έχοντας ύψη το τσουνάμι 20 με 25 μέτρα και φθάνοντας επίσης τις Τουρκικές ακτές (Papazachos et al., 1985). Πιο πρόσφατα (Okal et al., 2009), αντιστράφηκαν ιστορικοί σειсмоγράφοι από τον σεισμό στην Αμοργό με σκοπό την απόκτηση του εστιακού μηχανισμού και επίσης παράχθηκαν βελτιωμένα επίκεντρα για κάποιους από τους μετασεισμούς. Η τελική σεισμική ροπή, του σεισμού στην Αμοργό (3.9×10^{27} dyn-cm), αντιστοιχεί σε σεισμικό μέγεθος της τάξης των 7.6, γεγονός που καθιστά αυτόν τον σεισμό ως τον μεγαλύτερο που έπληξε την Ελλάδα κατά τον τελευταίο

αιώνα. Το κέντρο βάρους του βάρους εκτιμάται ότι βρίσκεται στο εσωτερικό του ανώτερου μανδύα, σε 45 χιλιόμετρα βάθος. Οι ειδικοί υποστηρίζουν ότι αυτό το σχετικά μεγάλο μέγεθος, δείχνει ότι κατά πάσα πιθανότητα, προκλήθηκε από υποθαλάσσιες κατολισθήσεις, που προκλήθηκαν από τον κύριο σεισμό, παρά από την σεισμική ρήξη του θαλάσσιου πυθμένα. Τα παραπάνω αποτελέσματα υποδηλώνουν ότι ο ανώτερος μανδύας, γύρω από την Αμοργό, είναι ισχυρός, χωρίς όμως να υπάρχει μέχρι τώρα μελέτη, που να εξετάζει λεπτομερώς την λιθοσφαιρική δύναμη της ζώνης μεταξύ Σαντορίνης-Αμοργού και κατά πόσο μπορεί να προσφέρει κάποιον περιορισμό για το βάθος και την έκταση της πυρήνωσης της ρήξης του σεισμού του 1956.

Διεπιστημονικές μελέτες των τελευταίων δεκαετιών έχουν δείξει ότι η μικροπλάκα του Αιγαίου υφίσταται σημαντικές λιθοσφαιρικές παραμορφώσεις σε Β-ΒΑ-Ν-ΝΔ κατεύθυνση. Υπάρχει η εκτίμηση, ότι η Κρήτη που αποτελεί την αιχμή της επεκτεινόμενης μικροπλάκας του Αιγαίου, κινείται Ν-ΝΔ πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα της ανατολικής Μεσογείου, με ταχύτητα περίπου 4 εκατοστά/έτος (cm/year) σε σχέση με τη σταθερή Ευρασιατική ήπειρο (η περιοχή βόρεια της Τάφρου του Β. Αιγαίου θεωρείται μέρος της σταθερής Ευρασίας), (Jackson et al., 1994, Le Pichon and Angelier, 1979). Έτσι, η παραμόρφωση της μικροπλάκας του Αιγαίου εστιάζεται κυρίως μεταξύ της Τάφρου του Β. Αιγαίου, προς τα βόρεια και του άκρου της Ανατολικής Μεσογείου, προς το νότο. Η κινηματική κατάσταση του Αιγαίου χαρακτηρίζεται από τη σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων παραμόρφωσης, σε σχέση με την Ευρώπη, από 10 χιλιοστά/έτος (mm/year) στη Τάφρο του Β. Αιγαίου, μέχρι 35-40 χιλιοστά/έτος (mm/year) στο Νότιο Ελληνικό Τόξο (McKenzie, 1978, Le Pichon and Angelier, 1979, Jackson and McKenzie, 1988).



Εικόνα 4.5.1: Ανάγλυφος χάρτης του χερσαίου και θαλάσσιου χώρου, όπου φαίνεται ο διαχωρισμός του Αιγαίου σε τρεις υποπεριοχές (Papathanassiou and Zenetos, 2005)

Figure 4.5.1: Relief map of Greek land and sea space, showing the separation of the Aegean in three subregions (Papathanassiou and Zenetos, 2005).

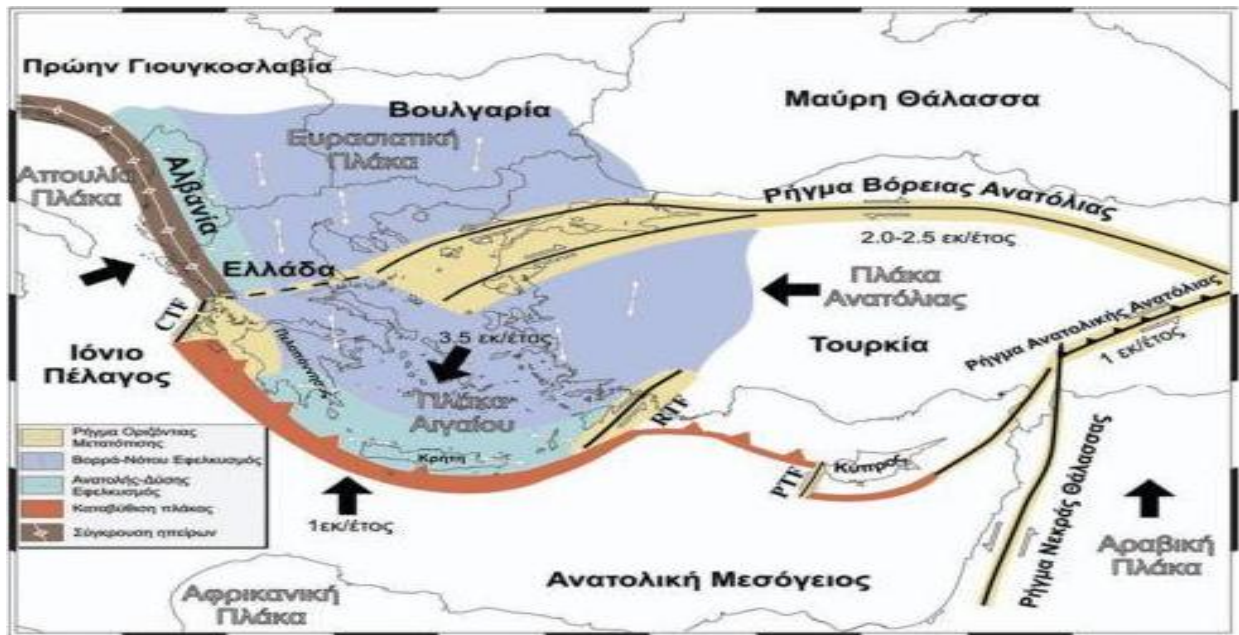
Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης του Αιγαίου, συνδέονται με δύο βασικές (παγκόσμιες) γεωδυναμικές διεργασίες:

- 1) την τεκτονική κίνηση Βορρά-Νότου της καταβύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική (και κυρίως κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου) και

- 2) την μετακίνηση ΔΝΔ της Ανατολίας, λόγω της βορειοανατολικής κίνησης και σύγκρουσης της Αραβικής πλάκας με την Ευρασιατική.

Με βάση τα γεωγραφικά, μορφολογικά και γεωδυναμικά χαρακτηριστικά του, το Αιγαίο θα μπορούσε να υποδιαιρεθεί σε Βόρειο, Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο (Stanley and Perissoratis, 1977, Mascle and Martin, 1990, Sakellariou et al., 2005).

Συμπερασματικά, το κύριο χαρακτηριστικό της τεκτονικής στο χώρο του Αιγαίου Πελάγους είναι η κατάδυση του εμπρόσθιου τμήματος της λιθόσφαιρας της Αν. Μεσογείου κάτω από την πλάκα του Αιγαίου. Οι πρώτοι που διέκριναν και μελέτησαν το φαινόμενο ήταν οι Papazachos and Comninakis (1970, 1971) τους οποίους ακολούθησαν πολλοί ερευνητές όπως οι McKenzie (1972, 1978), Le Pichon και Angelier (1979), Makropoulos και Burton (1984) και άλλοι.



Εικόνα 4.5.2: Χάρτης της ευρύτερης περιοχής του χώρου του Αιγαίου, όπου παρουσιάζονται τα βασικά τεκτονικά και κινηματικά χαρακτηριστικά του (Τροποποιημένο από Papazachos et al., 1998).

Figure 4.5.2: Map of the Aegean region showing the main tectonic and kinematic characteristics (modified from Papazachos et al., 1998).

Στον παραπάνω χάρτη τα μαύρα βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των κινήσεων των πλακών σε σχέση με τη σταθερή Ευρώπη, ενώ τα λευκά βέλη δείχνουν τη διεύθυνση των μέγιστων αξόνων έκτασης (T) (από: Papazachos et al., 1998).

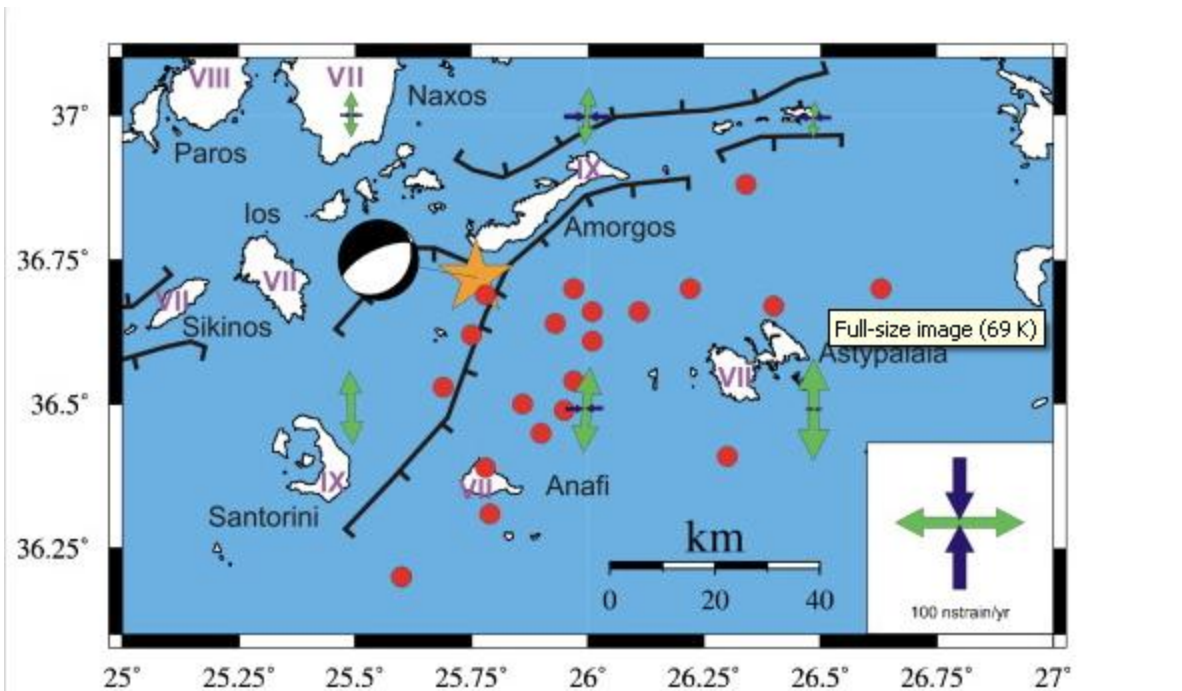
4.6 Ο σεισμός στη νήσο της Αμοργού, 9 Ιουλίου 1956

Ο σεισμός και το τσουνάμι που εκδηλώθηκαν το 1956, στη νήσο της Αμοργού, αποτελούν την μεγαλύτερη τέτοιου είδους εκδήλωση στην περιοχή του Αιγαίου κατά τον 20^ο αιώνα. Η συστηματική μετεγκατάσταση του κυρίου σεισμού και τα 34 φαινόμενα που ακολούθησαν, ορίζουν την περιοχή του ρήγματος, και συγκεκριμένα με μετρημένες διαστάσεις 75 X 40 χιλιόμετρα. Η χρήση του αλγορίθμου του προκαταρκτικού προσδιορισμού μηχανισμού γένεσης, λύνει την μακροχρόνια διαμάχη σχετικά με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του φαινομένου, δίνοντας έναν μηχανισμό του κανονικού ρήγματος, κατά μήκος ενός επιπέδου που κλίνει στα νοτιοανατολικά, το οποίο εκφράζει την επεκταμένη τεκτονική στο πίσω τόξο, πίσω από την ζώνη καταβύθισης. Η σεισμική ροπή των 3.9×10^{27} (dyn cm), είναι η μεγαλύτερη που έχει μετρηθεί, τα τελευταία 100 χρόνια, στη λεκάνη της Μεσογείου.

Ο σεισμός στις 9 Ιουλίου του 1956 κοντά στο νησί της Αμοργού στο νότιο-κεντρικό κομμάτι του Αιγαίου ήταν το μεγαλύτερο χτύπημα στην Ελλάδα, κατά τον 20 αιώνα, με σεισμικό μέγεθος 7.8, όπως υπολογίστηκε (B.Gutenberg) και έγινε αναφορά από το ISS (International Seismo-logical Summary). Αυτός ο σεισμός είχε καταστροφικά αποτελέσματα, με 53 θανάτους και σημαντικές βλάβες, κυρίως στη νήσο Σαντορίνη, και δημιούργησε τσουνάμι τοπικά, που είχε αντίκτυπο στις ακτές των Κυκλάδων, στα Δωδεκάνησα, στην Κρήτη, και στα παράλια της Τουρκίας. Οι τιμές του τσουνάμι, σύμφωνα με αναφορές, στην νότια ακτή της Αμοργού, στην Αστυπάλαια και στην Φολέγανδρο ήταν 30, 20 και 10 μέτρα αντίστοιχα. Οι παραπάνω τιμές είναι οι υψηλότερες, που έχουν αναφερθεί, κατά τον 20^ο αιώνα, σε όλη την λεκάνη της Μεσογείου (Soloviev et al., 2000). Έτσι, το εξαιρετικά μεγάλο μέγεθος του σεισμού της Αμοργού και τα απρόσμενα μεγέθη του τσουνάμι, προκάλεσαν το ενδιαφέρον της επιστημονικής κοινότητας.

Τα σημαντικότερα στοιχεία του ρήγματος από το σεισμό στην Αμοργό στις 9 Ιουλίου του 1956, είναι το επίκεντρο του ρήγματος με γεωγραφικό μήκος 25.900° Α και γεωγραφικό πλάτος 36.730° Β, το εστιακό βάθος 15 χιλιόμετρα, το μήκος του ρήγματος 75 χιλιόμετρα και το πλάτος του ρήγματος 20 χιλιόμετρα, το μέγεθος σεισμού 7.5. Σημαντικά γεωμετρικά χαρακτηριστικά αποτελούν και οι γωνίες του μηχανισμού γένεσης του σεισμού, δηλαδή η παράταξη, η γωνία κλίσης και η γωνία ολίσθησης με τιμές 65° , 40° και -90° αντίστοιχα. Η ρηγμάτωση στην περιοχή του σεισμού είναι κανονική, γεγονός που απεικονίζεται στο χάρτη 4.6.1, καθώς ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στο χάρτη 4.6.1, αποτελείται από άσπρο χρώμα στο κέντρο, που σημαίνει ότι πρόκειται για κανονική ρηγμάτωση. Ακόμα οι λευκοί κύκλοι στο κέντρο απεικονίζουν κανονική ρηγμάτωση λόγω οριζόντιου εφελκυσμού.

Οι κανονικές ρηγματώσεις παρατηρούνται σε όλο το εσωτερικό τμήμα του Αιγαίου πελάγους, από την Κρήτη μέχρι την κεντρική Βουλγαρία και από την ανατολική Αλβανία και την κεντρική Ελλάδα μέχρι ολόκληρη τη δυτική Τουρκία, με εξαίρεση το βορειοδυτικό τμήμα της Τουρκίας και το βορειότερο τμήμα του Αιγαίου, όπου παρατηρούνται δεξιόστροφες οριζόντιες ρηγματώσεις με χαρακτηριστικά ανάστροφου ή κανονικού ρήγματος (Παπαζάχος και Δημητρίου, 1991), γεγονός που δείχνει ότι οι μηχανισμοί δημιουργίας των σεισμών σχετίζονται με τα κύρια τεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής (Παπαζάχος, 1988).



Χάρτης 4.6.1: Χάρτης της περιοχής όπου το 1956 έγινε ο σεισμός στην Αμοργό. Το αστέρι δείχνει το επίκεντρο του κύριου σεισμού της Αμοργού, ενώ οι κόκκινοι κύκλοι είναι τα επίκεντρα των μετασεισμών (Okal et al., 2009). Η στρογγυλή μπάλα αντιπροσωπεύει τον μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού που προκύπτει από την στιγμιαία αντιστροφή ταυσιτή των σειсмоγράφων. Οι λατινικοί αριθμοί που εμφανίζονται στα γειτονικά νησιά είναι εκτιμήσεις για την ένταση του κύριου σεισμού, σύμφωνα με την τροποποιημένη κλίμακα έντασης Mercalli (Schenkova et al., 2005). Οι μαύρες παχιές γραμμές δείχνουν τα κανονικά ρήγματα στην περιοχή (Bohnhoff et al., 2006). Τα διπλά βέλη αντιπροσωπεύουν τους κύριους άξονες του ταυσιτή παραμορφώσεων για την περιοχή αυτή, όπως καθορίζονται από τα δεδομένα του GPS (Hollenstein et al., 2008).

Map 4.6.1: Map of the area where the 1956 Amorgos earthquake occurred. The star indicates the epicenter of the Amorgos mainshock, while the red circles are aftershock epicenters taken from Okal et al. (2009). The beachball represents the focal mechanism of the mainshock inferred from moment tensor inversion of historical seismograms performed by Okal et al. (2009). Roman numerals shown on the nearby islands are intensity estimates for the mainshock according to the Modified Mercalli intensity scale (from Schenkova et al., 2005). Black thick lines indicate normal faults in the area adopted from Bohnhoff et al. (2006). Double arrows represent principle axes of the strain rate tensor for this area determined from GPS data (from Hollenstein et al., 2008).



Εικόνα 4.6.1: Απεικόνιση του ρήγματος στη νήσο της Αμοργού στο Google earth.

Figure 4.6.1: Imaging of faults in the island of Amorgos, in Google earth.

Στην εικόνα 4.6.1, που αποτελεί απεικόνιση του ρήγματος της Αμοργού στο Google earth, με το πράσινο περίγραμμα απεικονίζεται η επιφάνεια του ρήγματος, ενώ οι μπλε κύκλοι αποτελούν του σεισμούς που έγιναν το ίδιο έτος με τον σεισμό της Αμοργού, σε κοντινές περιοχές στο Αιγαίο.

5. Παρουσίαση της λειτουργίας του προγράμματος Coulomb

5.1 Εισαγωγή

Το πρόγραμμα Coulomb 3.3 είναι σχεδιασμένο για να διερευνήσει τις μεταβολές των τάσεων Coulomb στην χαρτογράφηση ρηγμάτων και κομβικών επιπέδων σεισμών, και προορίζεται τόσο για την δημοσίευση, όσο για την έρευνα και την πανεπιστημιακή διδασκαλία-εκπαίδευση.

Επίσης το πρόγραμμα Coulomb δίνει την δυνατότητα σε κάποιον να υπολογίσει τις στατικές μετατοπίσεις (σε οποιαδήποτε επιφάνεια ή σε σταθμούς GPS), παραμορφώσεις και τάσεις, που προέρχονται από την ολίσθηση του ρήγματος, την μαγματική διείσδυση ή την επέκταση αναχώματος. Προβλήματα, όπως το πώς ένας σεισμός προωθεί ή εμποδίζει την διάρρηξη σε κοντινά ρήγματα, ή το πώς η ολίσθηση ρήγματος θα συμπιέσει ένα κοντινό θάλαμο μάγματος, είναι συναφή με το Coulomb. Η γεωλογική παραμόρφωση συνδέεται με τα ρήγματα ολίσθησης κατά παράταξη, τα κανονικά ρήγματα, ή τα ρήγματα-πτυχώσεις, με αυτό να αποτελεί μία χρήσιμη εφαρμογή του προγράμματος.

Χαρακτηριστικά του Coulomb, η ευκολία εισόδου, η ταχεία τροποποίηση και η καλή απεικόνιση των αποτελεσμάτων. Το πρόγραμμα έχει μενού, υπό-μενού, παράθυρα διαλόγου που διευκολύνουν τη λειτουργία.



Εικόνα 5.1.1: Μπάρα εντολών του προγράμματος Coulomb.

Figure 5.1.1: Coulomb menu bar.

Τα εσωτερικά γραφικά είναι κατάλληλα για δημοσίευση και μπορούν εύκολα να εισαχθούν σε εικόνα. Πρέπει να σημειωθεί ότι το πρόγραμμα Coulomb 3.3, διατίθεται ελεύθερα από την ιστοσελίδα της US.Geological Survey, λειτουργεί σε υπολογιστές Windows, Mac, Unix (platforms), και τρέχει μέσω της γλώσσας προγραμματισμού Mat lab, με την εντολή >>coulomb στο πλαίσιο των εντολών της Mat lab.

```
>> coulomb
=====
                Welcome to Coulomb 3.3.01
=====
Start from Input menu to read or build an input file.

>> coulomb
=====
                Welcome to Coulomb 3.3.01
=====
Start from Input menu to read or build an input file.
```

Εικόνα 5.1.2: Εντολή έναρξης προγράμματος Coulomb.

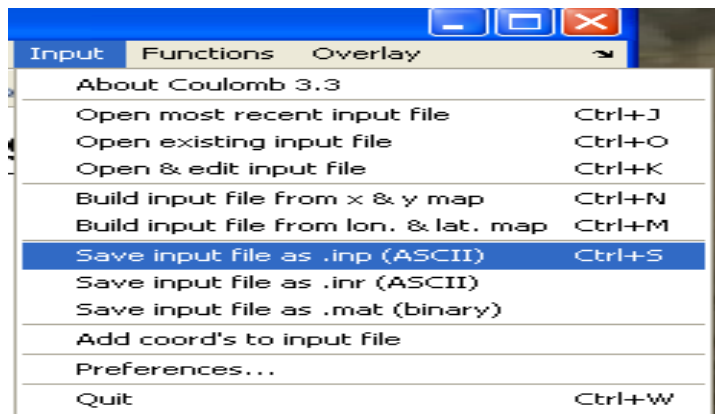
Figure 5.1.2: Start command of the Coulomb software.

Στο κεφάλαιο λοιπόν που ακολουθεί, γίνεται μια πιο συγκεκριμένη παρουσίαση των δυνατοτήτων του προγράμματος Coulomb 3.3, που αφορούν τη απεικόνιση ενός ρήγματος που δημιουργήθηκε, την απεικόνιση της μεταβολής τάσης με δεδομένο κάποιο ρήγμα σε κάποιο βάθος, τη δημιουργία μηκοτομών, τομών του ρήγματος σε διάφορα βάθη, την απεικόνιση παραμορφώσεων και συνιστωσών, την εισαγωγή κάποιων θεματικών επιπέδων (ακτογραμμές), σεισμών και κάποιες άλλες δυνατότητες.

5.2 Αποθήκευση αρχείων σε μορφή inp.inr,mat,fig,jpg και εισαγωγή

Μετά την εισαγωγή-δημιουργία των αρχείων που θα αφορούν ρήγματα σεισμών, συνήθως ακολουθεί το λεγόμενο σώσιμο των αρχείο, δηλαδή η αποθήκευση των αρχείων αυτών σε κάποια επιφάνεια ή φάκελο, προκειμένου να μην χαθούν τα παραγόμενα αποτελέσματα.

Το πρόγραμμα Coulomb, έχει στο πάνω μέρος του μία μπάρα εντολών, που αφορούν δραστηριότητες που μπορούν να γίνουν μέσα στο πρόγραμμα. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, επιλέγεται η εντολή input, και έπειτα η εντολή save input file as, δηλαδή αποθήκευση αρχείου εισόδου ως, που σημαίνει τον τύπο που είναι επιθυμητός για να αποθηκευτεί το αρχείο, προκειμένου να ανοίγει στη Mat lab και έπειτα στο Coulomb. Οι καταλήξεις που αντιστοιχούν και στα δύο προγράμματα είναι οι εξής: inp(ASCII),inr(ASCII),mat(binary).



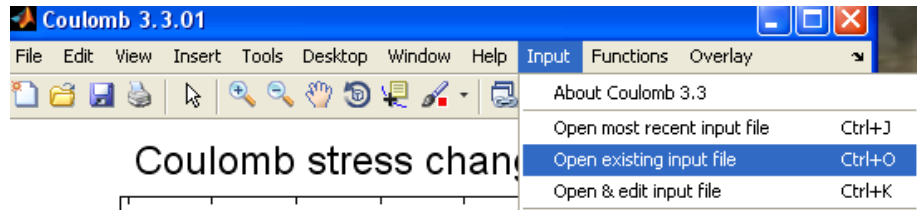
Εικόνα 5.2.1: Αποθήκευση αρχείων εισόδου με διάφορες καταλήξεις.

Figure 5.2.1: Saving input file with different file types.

Εκτός από αρχεία που ανοίγουν στην Mat lab και στο πρόγραμμα Coulomb, είναι εφικτή η αποθήκευση αρχείου μέσω της εντολής file, από την μπάρα-μενού εντολών του προγράμματος, όπου εκεί με την εντολή save as, γίνεται η αποθήκευση των αρχείων με διάφορους τύπους, αρκεί να γίνει η επιλογή στην εντολή file type (παράδειγμα file type,jpg,fig,κτλ). Με τον τρόπο αυτό τα παραγόμενα αποθηκευμένα αρχεία μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν εικόνες σε ένα κείμενο στο πρόγραμμα Word ή στο PDF. Στην εντολή file, υπάρχει επίσης η δυνατότητα να αποθηκευτεί ο χώρος εργασίας με κάποια ονομασία που θα επιλέξει ο χρήστης.

Η εισαγωγή αρχείων στο πρόγραμμα Coulomb, πραγματοποιείται πατώντας από το μενού εντολών του, την εντολή 'open existing input file', δηλαδή ανοίγεται αρχείο, που υπάρχει ήδη αποθηκευμένο σε

κάποια τοποθεσία. Με αυτόν τον τρόπο, εμφανίζεται ως αποτέλεσμα πάνω στην επιφάνεια του Coulomb ένα δημιουργημένο αρχείο, που απεικονίζει ένα ρήγμα.



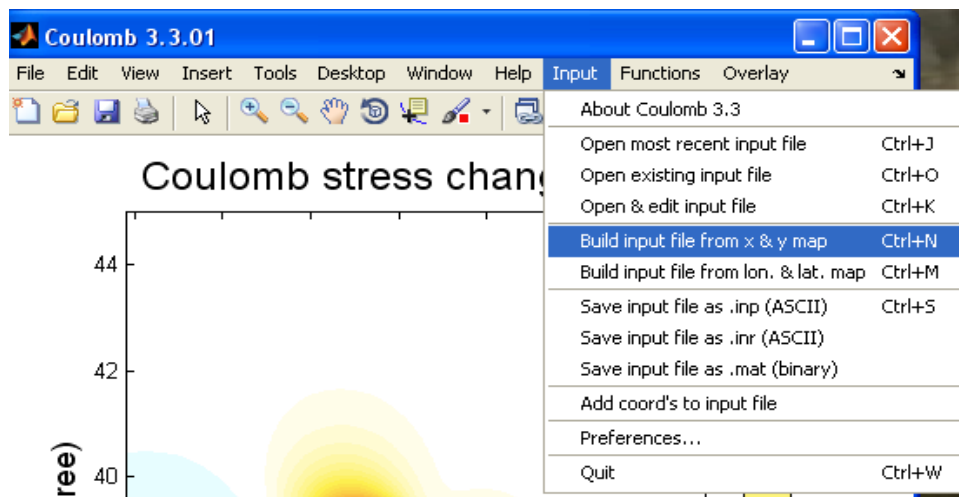
Εικόνα 5.2.2: Άνοιγμα υπάρχοντος αρχείου.

Figure 5.2.2: Opening existing input file.

5.3 Εισαγωγή δεδομένων (μήκος και πλάτος ρήγματος, μηχανισμού γένεσης ρήγματος και άλλων στοιχείων του ρήγματος)

Στην παρούσα ενότητα, στόχος είναι η κατανόηση των βασικών εντολών και βημάτων για την δημιουργία ενός ρήγματος που θα απεικονίζεται μέσα στο πρόγραμμα Coulomb με την βοήθεια ενός φύλλου χάρτη, ή αλλιώς ενός καννάβου.

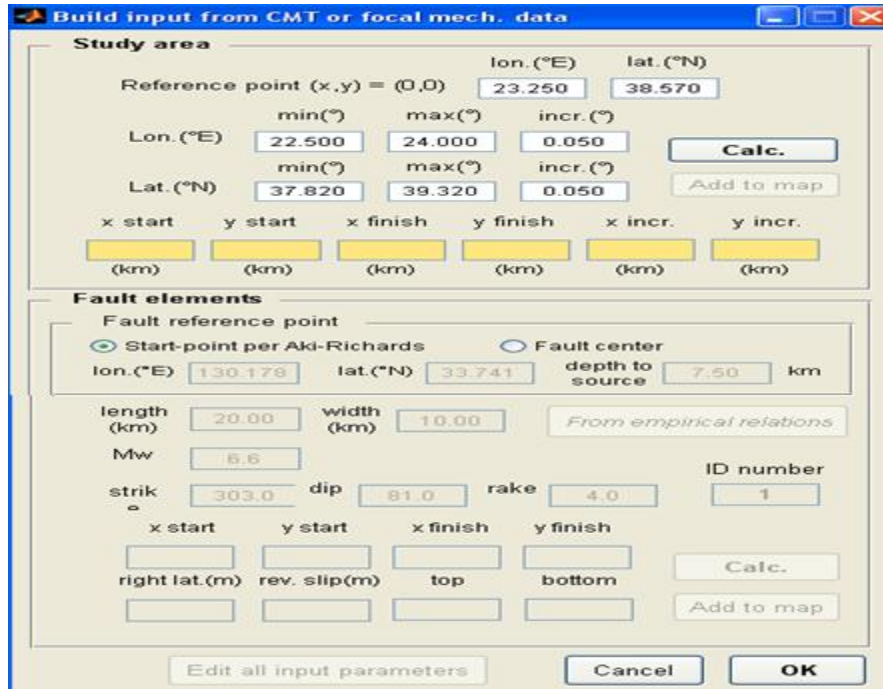
Πιο συγκεκριμένα στο πρόγραμμα Coulomb υπάρχει μία μπάρα εντολών, όπου εκεί επιλέγεται η εντολή input, και στην συνέχεια η εντολή build input file from longitude, latitude map, δηλαδή η δημιουργία ενός χάρτη, ή καννάβου, ή φύλλου χάρτη, όπου στους δύο άξονες θα έχει το γεωγραφικό πλάτος και το γεωγραφικό μήκος. Αντίστοιχα, υπάρχει η εντολή build input file from X,Y map, όπου οι δύο άξονες του καννάβου που θα δημιουργηθεί αποτελούνται από τα x, y σημεία του ρήγματος.



Εικόνα 5.3.1: Δημιουργία καννάβου με ϕ , λ ή με x, y .

Figure 5.3.1: Creation grid system in latitude and longitude or X, Y.

Σε επόμενο στάδιο, η εντολή build input file from longitude, latitude map, δίνει ένα νέο παράθυρο, στο οποίο συμπληρώνονται διάφορα στοιχεία, όπως το κέντρο του καννάβου, τα άκρα του καννάβου στους δύο άξονες και το βήμα μεταξύ παραλλήλων και μεσημβρινών(αύξηση), που αναφέρονται στον κάρναβο. Επιπλέον, υπάρχουν και στοιχεία υπό συμπλήρωση που αφορούν το ρήγμα, όπως το κέντρο του ρήγματος σε φ, λ, το εστιακό βάθος του σεισμού, το μήκος και πλάτος ρήγματος, το σεισμικό μέγεθος, το αζιμούθιο, την γωνία κλίσης και την γωνία ολίσθησης. Σημαντικό στοιχείο του παραθύρου είναι ο υπολογισμός του μήκους και πλάτους ρήγματος μέσω εμπειρικών σχέσεων. Η εισαγωγή, άρα και η δημιουργία του ρήγματος και του καννάβου, γίνεται μέσω της εντολής calculate και add to map αντίστοιχα.



Εικόνα 5.3.2: Δημιουργία αρχείου εισόδου με χρήση των φ,λ.

Figure 5.3.2: Creation of input file, using latitude and longitude.

Από την παραπάνω εικόνα διακρίνονται τα δεδομένα που εισάγονται για την δημιουργία του καννάβου και του ρήγματος. Πιο συγκεκριμένα:

-Reference point: Κέντρο του καννάβου

-Longitude: γεωγραφικό μήκος,

-Latitude: γεωγραφικό πλάτος

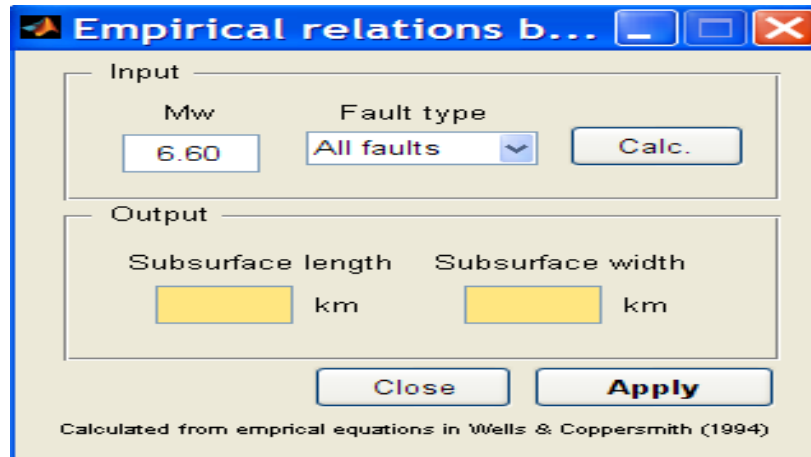
-Strike: αζιμούθιο (σε μοίρες),

-Dip: γωνία κλίσης (σε μοίρες),

-Rake: γωνία ολίσθησης

-Min, max: όρια καννάβου

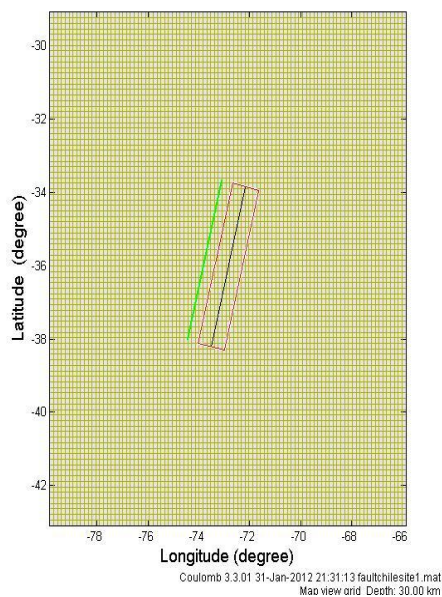
- Fault center:** κέντρο ρήγματος,
- Fault length:** μήκος ρήγματος (σε km),
- Fault width:** πλάτος ρήγματος (σε km)
- Mw:** Μέγεθος σεισμού,
- Depth to source:** Εστιακό βάθος σεισμού (σε km)



Εικόνα 5.3.3: Υπολογισμός μήκους και πλάτους ρήγματος με εμπειρικές μεθόδους, με δεδομένο το σεισμικό μέγεθος.

Figure 5.3.3: Calculation of fault length, fault width with empirical relationships, with known magnitude.

Στην παραπάνω εικόνα φαίνεται, πως με την εισαγωγή του μεγέθους του σεισμού, μπορεί να υπολογιστεί το μήκος και το πλάτος του ρήγματος του σεισμού. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται χρησιμοποιώντας εμπειρικές μεθόδους.

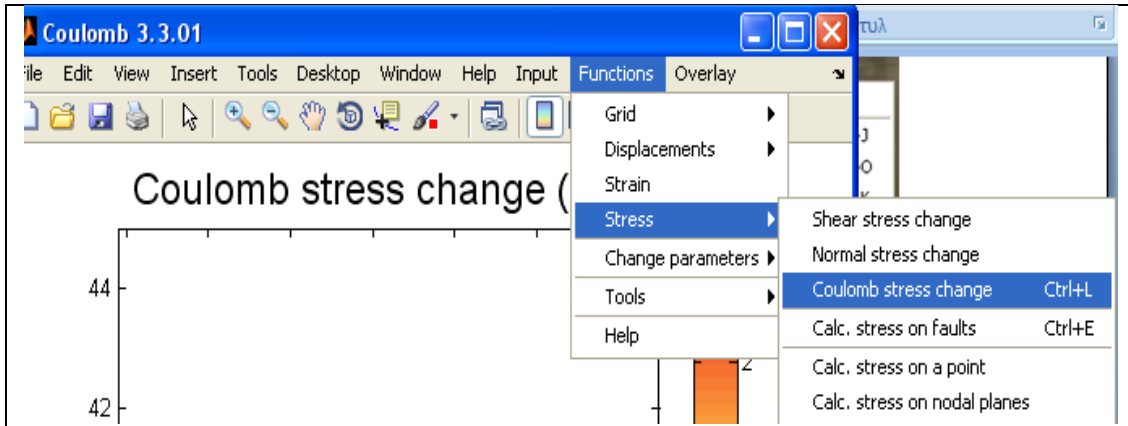


Εικόνα 5.3.4: Παράδειγμα ρήγματος που δημιουργείται από το πρόγραμμα Coulomb.

Figure 5.3.4: Fault example, created in the Coulomb program.

Στην παραπάνω εικόνα παρουσιάζεται ένα παράδειγμα δημιουργίας ρήγματος από το πρόγραμμα Coulomb, όπου με πράσινη γραμμή απεικονίζεται η τομή της προέκτασης του επιπέδου του ρήγματος με το επίπεδο του εδάφους, ενώ με μαύρο χρώμα απεικονίζεται το βάθος του επιπέδου στο οποίο γίνονται οι υπολογισμοί. Τέλος, με ορθογώνιο παραλληλόγραμμο, παριστάνεται η προβολή του επιπέδου του κάθε ρήγματος, στην επιφάνεια του εδάφους.

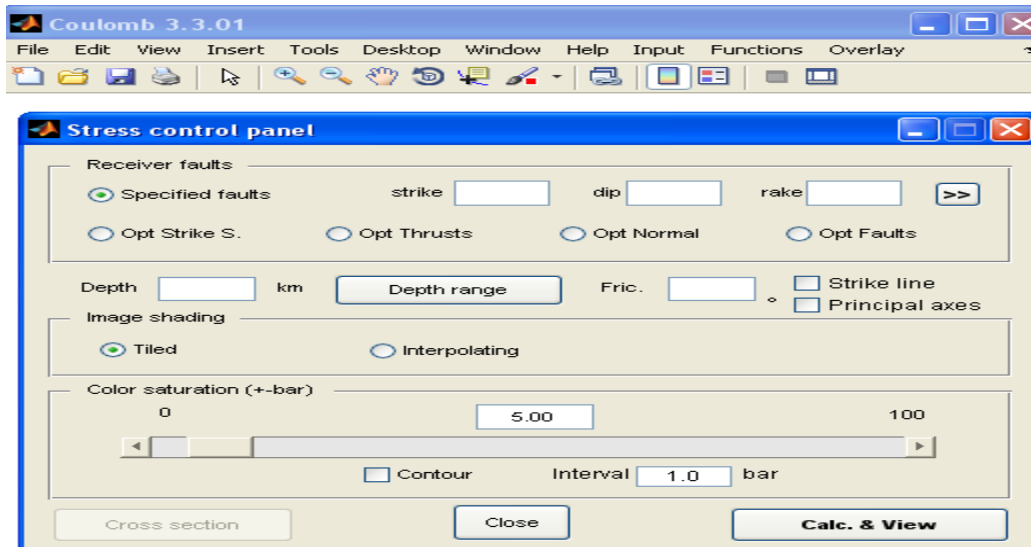
5.4 Δημιουργία χάρτη μεταβολής τάσεων σε κάτοψη, μηκοτομής σε κάθετη και παράλληλη τομή του ρήγματος



Εικόνα 5.4.1: Υπολογισμός μεταβολής τάσης Coulomb σε κάτοψη.

Figure 5.4.1: Calculation of Coulomb stress in plane.

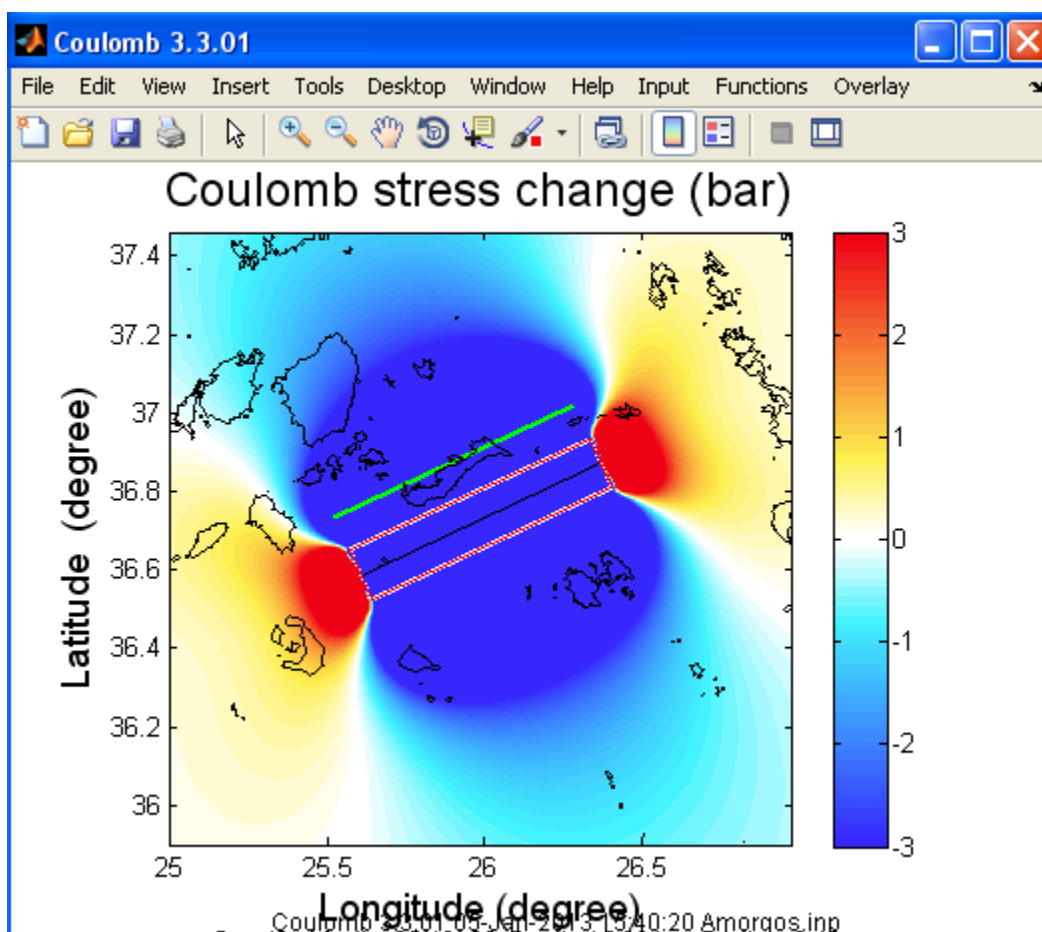
Στο υποκεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται ο υπολογισμός μεταβολής τάσης Coulomb και η απεικόνισή της σε μορφή χάρτη, μέσα στο πρόγραμμα. Επιλέγοντας την εντολή functions από το μενού του προγράμματος και έπειτα την επιλογή Coulomb stress change, ανοίγεται ένας πίνακας. Ο συγκεκριμένος πίνακας περιέχει το αζιμούθιο, την γωνία κλίσης και την γωνία ολίσθησης του ρήγματος, καθώς επίσης τον συντελεστή τριβής, και κάποιων άλλων στοιχείων που παρατίθενται με τον πίνακα παρακάτω.



Εικόνα 5.4.2: Στοιχεία ρήγματος δέκτη.

Figure 5.4.2: Fault data.

Στο παράθυρο που ανοίγεται με την ονομασία stress control panel, περιλαμβάνει στοιχεία του ρήγματος δέκτη, που πρέπει να συμπληρωθούν, έτσι ώστε να δημιουργηθεί ο χάρτης μεταβολής τάσεων. Εδώ, επιλέγεται το είδος του ρήγματος, ρήγμα ολίσθησης κατά παράταξη, το αζιμούθιο, η γωνία κλίσης, η γωνία ολίσθησης, το εστιακό βάθος του σεισμού, το βάθος στο οποίο θα απεικονισθεί η μεταβολή των τάσεων, ο συντελεστής τριβής (συνήθως χρησιμοποιείται η τιμή 0.4), οι κύριοι άξονες της τάσης (Principal axes). Εκτός από τα στοιχεία του ρήγματος, υπάρχει και μία χρωματική κλίμακα. Τέλος, με την εντολή calc and view, εμφανίζεται η επιθυμητή απεικόνιση, όπου οι κόκκινες περιοχές υποδηλώνουν μεγάλη αύξηση των τιμών των τάσεων Coulomb, ενώ οι μπλε περιοχές υποδηλώνουν μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb. (Εικόνα 5.4.3).



Εικόνα 5.4.3: Απεικόνιση των μεταβολών της τάσης Coulomb σε συγκεκριμένο βάθος.

Figure 5.4.3: Imaging of Coulomb stress in a particular depth.

Πρέπει να επισημανθεί ότι δημιουργείται ένα αρχείο εξόδου (output file), που περιέχει τις σημειακές τάσεις της περιοχή απεικόνισης, δηλαδή τις σημειακές τάσεις από το σπάσιμο του ρήγματος, και ειδικότερα την τάση coulomb, την διατμητική τάση και την κανονική τάση, μετρημένες σε bar, καθώς επίσης και τις καρτεσιανές συντεταγμένες των σημείων (X, Y, Z σε χιλιόμετρα, Z=εστιακό βάθος). Οι τιμές αυτές συνδέονται μέσω του κριτηρίου αστοχίας, που έγινε η περιγραφή του στην ενότητα της

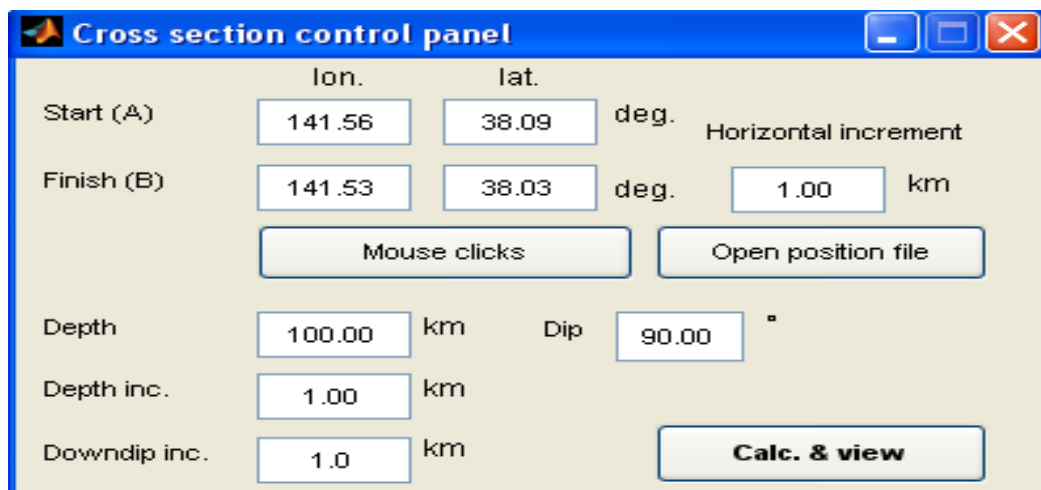
θεωρίας, δηλαδή της σχέσης, $\Delta CFF = \Delta\tau + \mu \Delta\sigma$ ($\Delta\tau$ =shear, $\Delta\sigma$ =normal, ΔCFF =coulomb, και μ είναι ο συντελεστής τριβής, 0.40, όπως προτείνει το πρόγραμμα).

1	Input file selected: Amorgos.inp					
2	x y z coulomb shear normal					
3	(km)	(km)	(km)	(bar)	(bar)	(bar)
4	-88.284416	-92.291786	15.000000	0.124609	0.096881	0.069319
5	-88.284416	-90.067888	15.000000	0.129082	0.100446	0.071591
6	-88.284416	-87.843989	15.000000	0.133508	0.103962	0.073865
7	-88.284416	-85.620091	15.000000	0.137862	0.107406	0.076140
8	-88.284416	-83.396193	15.000000	0.142121	0.110754	0.078416
9	-88.284416	-81.172294	15.000000	0.146261	0.113982	0.080697
10	-88.284416	-78.948396	15.000000	0.150260	0.117064	0.082990

Πίνακας 5.4.1: Αρχείου εξόδου των τάσεων Coulomb.

Table 5.4.1: Output file of Coulomb stresses.

Στην συνέχεια, η δημιουργία μηκοτομής μέχρι κάποιο βάθος κάτω από την επιφάνεια του εδάφους γίνεται με την επιλογή της εντολής cross section, όπου ανοίγεται ένα νέο παράθυρο που ονομάζεται cross section control panel. Το νέο παράθυρο αποτελείται από τις συντεταγμένες της αρχής και του τέλους της μηκοτομής, το βάθος μέχρι το οποίο θα γίνει η μηκοτομή, την αύξηση του βάθους και την οριζόντια προσαύξηση. Επιλέγοντας την εντολή Mouse clicks, και έπειτα πάνω στην επιφάνεια εργασίας του Coulomb την αρχή και το τέλος της μηκοτομής, με αποτέλεσμα την δημιουργία της. Σημειώνεται, ότι είναι δυνατή η επιλογή της διεύθυνσης της μηκοτομής ή της τομής, δηλαδή αν θα είναι παράλληλη ή κάθετη στο ρήγμα.



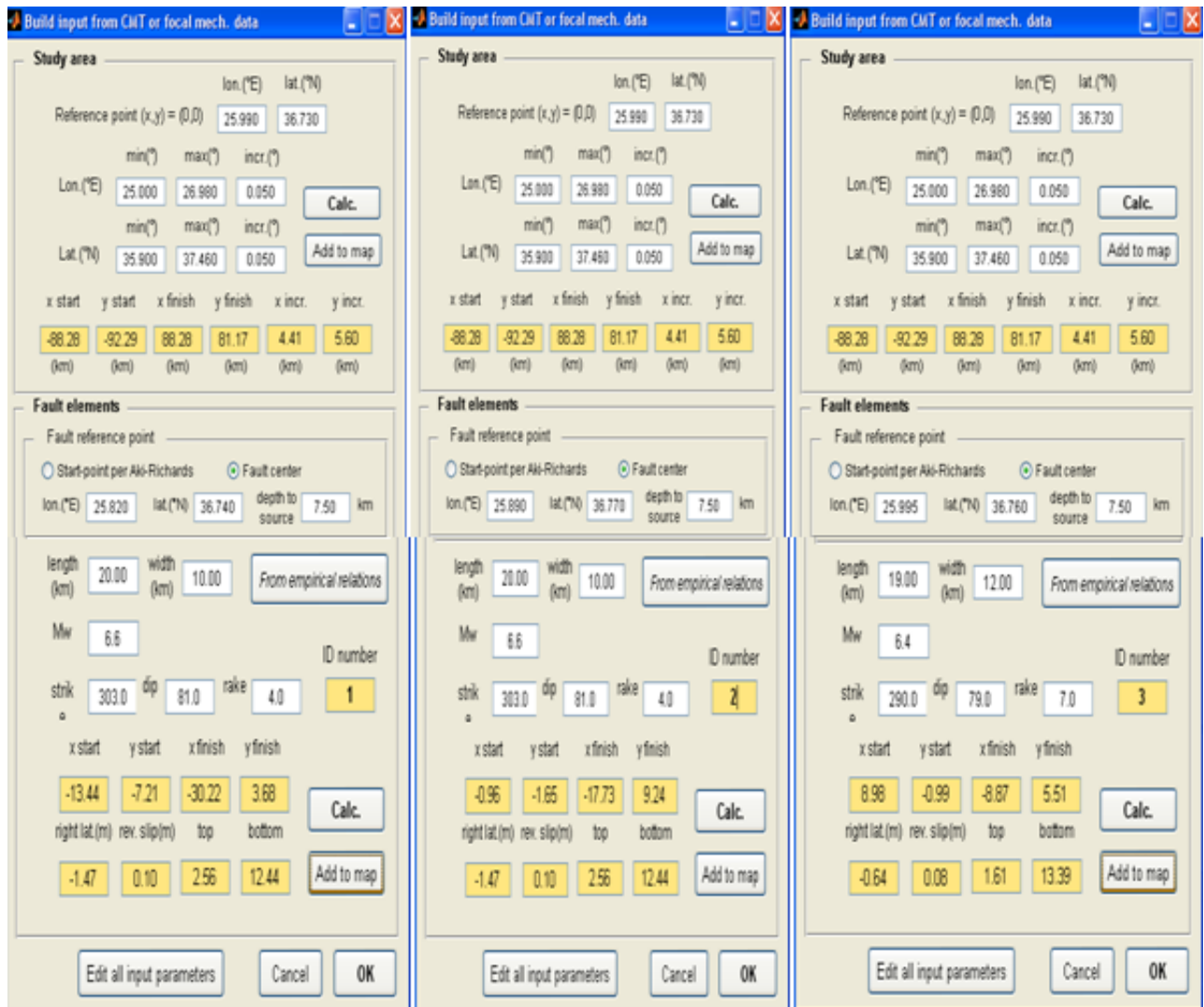
Εικόνα 5.4.4: Παράθυρο δημιουργίας μηκοτομής.

Figure 5.4.4: Cross section control panel.

Στο πρόγραμμα Coulomb υπάρχει η δυνατότητα για τον χρήστη, να τρέξει τις τάσεις coulomb, εισάγοντας περισσότερα του ενός ρήγματα και ουσιαστικά να αλλάζει κάθε φορά το ρήγμα-πηγή και το ρήγμα-δέκτη. Αρχικά, είναι πιθανός ο συνδυασμός του χρονολογικά πρώτου ρήγματος, που ενεργοποιήθηκε, με τον εαυτό και εν συνέχεια ο συνδυασμός του πρώτου με το δεύτερο χρονολογικά ρήγμα, για να απεικονισθούν πως μεταφέρονται οι τάσεις Coulomb από το ρήγμα-πηγή (πρώτο χρονολογικά ρήγμα) στο ρήγμα-λήπτη και πιθανώς να βγει κάποιο συμπέρασμα για την σεισμικότητα ανάλογα με το πώς κατανέμονται οι τάσεις Coulomb. Με την ίδια λογική συνεχίζει να γίνεται ο υπολογισμός των τάσεων Coulomb μεταξύ των ακολουθούμενων χρονολογικά ρηγμάτων, αλλά και ο υπολογισμός των τάσεων Coulomb κάποιου ρήγματος με τον εαυτό του.

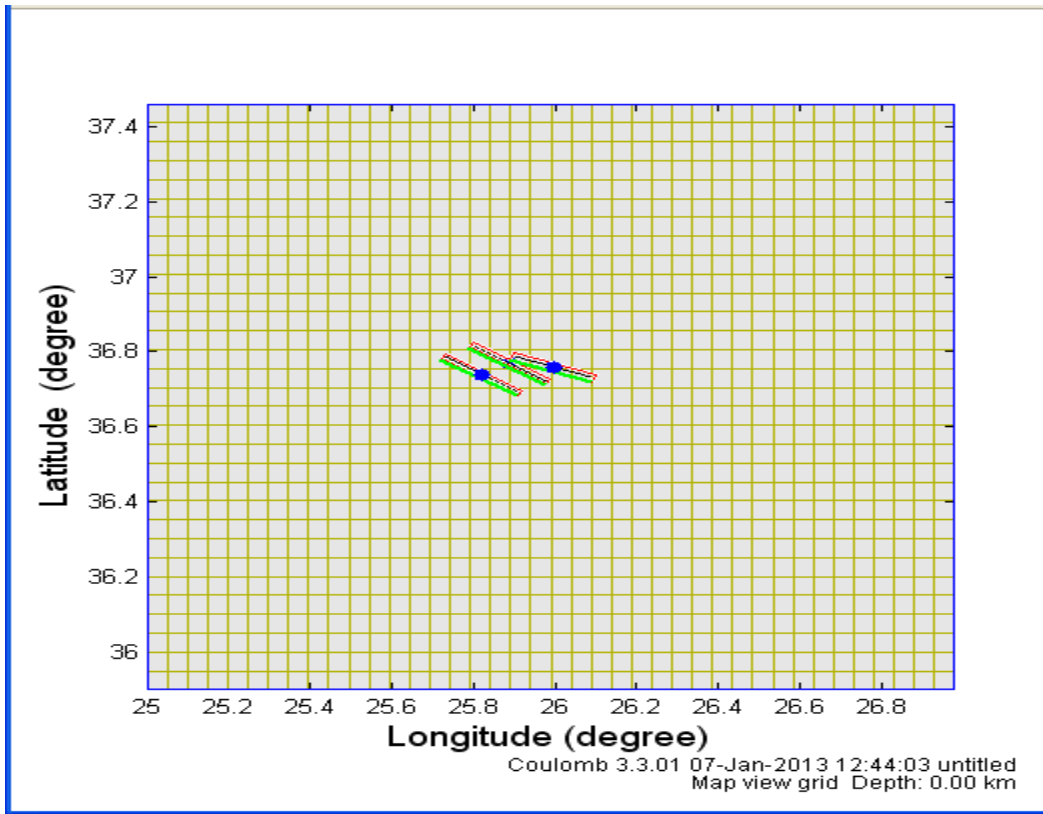
Η διαδικασία που ακολουθείται στο πρόγραμμα Coulomb είναι η εξής:

-Εισαγωγή των ρηγμάτων στο πρόγραμμα με τον τρόπο που προαναφέρθηκε, με την διαφορά ότι με κάθε νέα εισαγωγή ρήγματος, θα αυξάνεται ο αριθμός ID Number (Εικόνα 5.4.5). Τα στοιχεία του μηχανισμού γένεσης του σεισμού, τα μήκη και πλάτη των ρηγμάτων, τα μεγέθη των σεισμών και τα επίκεντρά τους είναι δεδομένο ότι θα διαφοροποιούνται από ρήγμα σε ρήγμα.



Εικόνα 5.4.5: Σειτ τριών ρηγμάτων, εισαγωγή τους στο Coulomb.

Figure 5.4.5: Set of three faults.



Εικόνα 5.4.6: Απεικόνιση τριών ρηγμάτων μιας περιοχής στο πρόγραμμα Coulomb.

Figure 5.4.6: Showing three faults in a region, in the Coulomb program.

-Αφού αποθηκευτεί το αρχείο (input) στο χώρο του Coulomb, δημιουργείται το αντίστοιχο αρχείο εξόδου του (output file).

```

Edit Text Go Tools Debug Desktop Window Help
[Icons] Stack: Base fx
header line 1
header line 2
#reg1= 0 #reg2= 0 #fixed= 3 sym= 1
PR1= 0.250 PR2= 0.250 DEPTH= 7.500
E1= 8.000e+005 E2= 8.000e+005
XSYM= .000 YSYM= .000
FRIC= 0.400
S1DR= 19.000 S1DP= -0.010 S1IN= 100.000 S1GD= 0.000
S2DR= 89.990 S2DP= 89.990 S2IN= 30.000 S2GD= 0.000
S3DR= 109.000 S3DP= -0.010 S3IN= 0.000 S3GD= 0.000

# X-start Y-start X-fin Y-fin Kode rt.lat reverse dip angle top bot
xxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx xxxxxxxxxxx
1 -0.9569 -1.6545 -17.7303 9.2383 100 -1.4670 0.1026 81.0000 2.5616 12.4384 Fault 1
1 -0.9600 -1.6500 -17.7300 9.2400 100 -1.4700 0.1000 81.0000 2.5600 12.4400 Fault 2
1 8.9814 -0.9891 -8.8727 5.5093 100 -0.6417 0.0788 79.0000 1.6102 13.3898 Fault 3

```

Πίνακας 5.4.2: Παραγόμενο input file του Coulomb, στη Matlab.

Table 5.4.2: Generated input file of Coulomb, in Matlab.

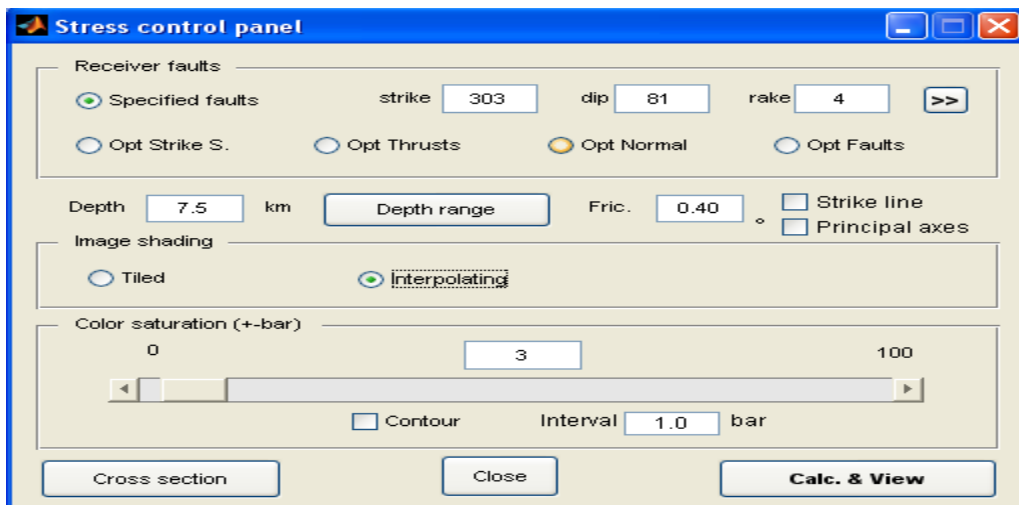
Στον παραπάνω πίνακα φαίνεται το αρχείο που δημιουργείται στη Matlab με την αποθήκευση αρχικά στο Coulomb του αρχείου του ρήγματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση το αρχείο αποτελείται από τρία ρήγματα και κάποια γεωμετρικά στοιχεία αυτών. Τώρα, στην περίπτωση που ο χρήστης επιθυμεί να συνδιάσει το πρώτο ρήγμα με τον εαυτό του, μηδενίζει τα στοιχεία της στήλης reverse και της στήλης rt. lat του δεύτερου και τρίτου ρήγματος (Πίνακα 5.4.3).

#	X-start	Y-start	X-fin	Y-fin	Kode	rt.lat	reverse	dip angle	top	bot	
1	-7.1993	-4.9904	-23.9727	5.9024	100	-1.4670	0.1026	81.0000	2.5616	12.4384	Fault 1
1	-0.9569	-1.6545	-17.7303	9.2383	100	0.0000	0.0000	81.0000	2.5616	12.4384	Fault 2
1	7.9021	-2.6254	-8.0327	7.7228	100	0.0000	0.0000	81.0000	1.5739	13.4261	Fault 3

Πίνακας 5.4.3: Αποτελέσματα τάσεων Coulomb πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του, με μηδενισμό των στηλών rt. lat και reverse στις γραμμές 2,3 (2^ο και 3^ο ρήγμα).

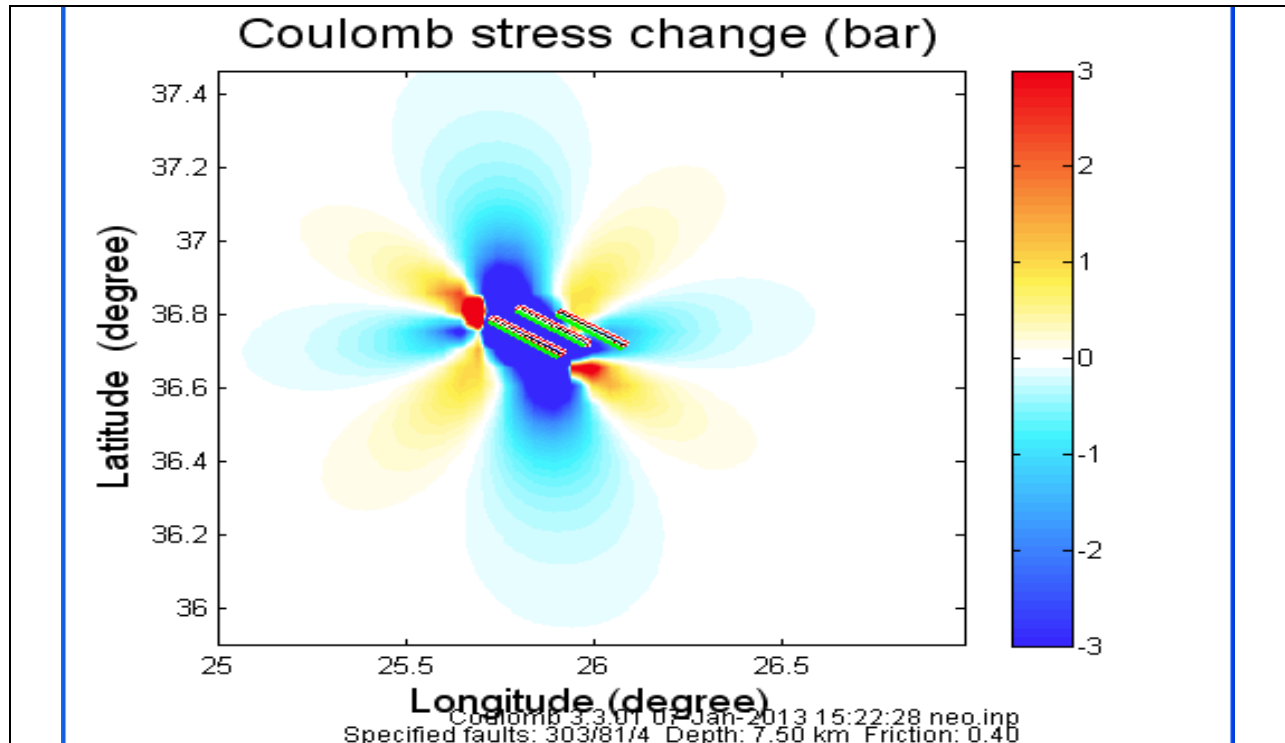
Table 5.4.3: Coulomb stresses results of first fault as source fault. Columns rt. lat and reverse must have zero elements in second and third lines (second and third fault).

Για να εξαχθεί το αποτέλεσμα των τάσεων Coulomb του πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του, αρκεί να ανοίξει στο πρόγραμμα Coulomb το αρχείο με τα τρία ρήγματα και στο παράθυρο της εικόνας 5.4.4 να συμπληρώσουμε στα στοιχεία του μηχανισμού γένεσης, τις γωνίες του πρώτου ρήγματος.



Εικόνα 5.4.7: Εισαγωγή μηχανισμού γένεσης πρώτου ρήγματος και εστιακού βάθους απεικόνισης των τάσεων Coulomb, για τον υπολογισμό των τάσεων ως προς τον εαυτό του.

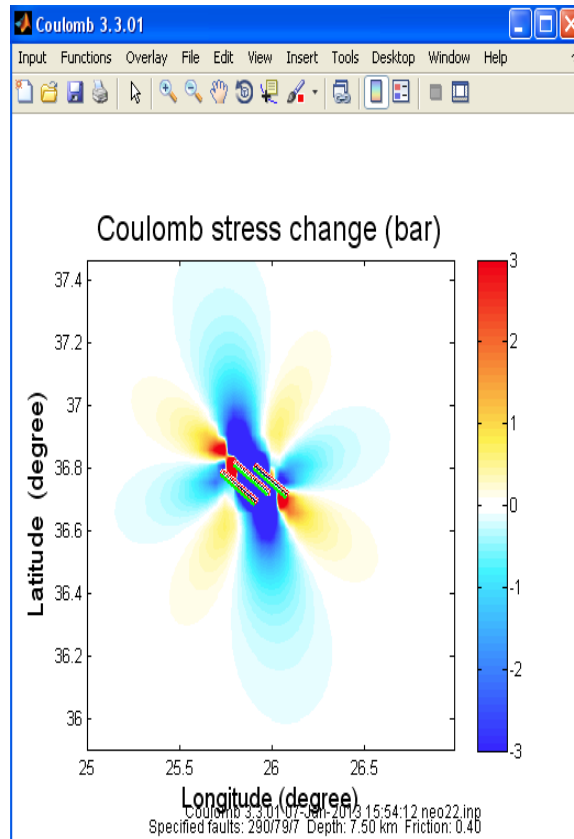
Figure 5.4.7: Insert first fault's focal mechanism and focal depth for imaging Coulomb stresses. Calculation fault Coulomb stresses, as source-fault.



Εικόνα 5.4.8: Υπολογισμός των τάσεων Coulomb του πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του.

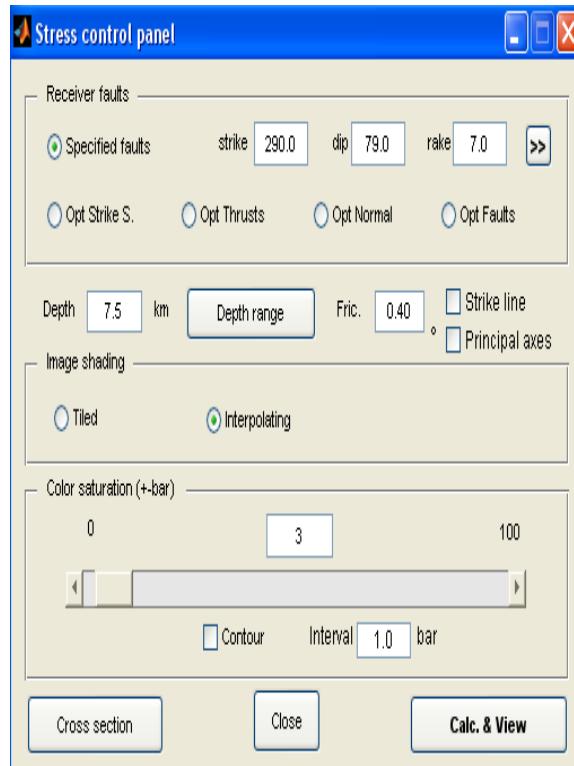
Figure 5.4.8: Calculation of Coulomb stresses, first fault is the source fault.

Στην περίπτωση που αναζητείται ο υπολογισμός των μεταβολών των τάσεων Coulomb του πρώτου ρήγματος προς το δεύτερο ρήγμα σε σειρά, χρονολογικά και γεωγραφικά, δηλαδή οι απεικόνιση των τάσεων Coulomb που προέρχονται από το πρώτο ρήγμα, έτσι ώστε να φανεί προς τα πού κατευθύνονται οι τάσεις αυτές, όταν σπάσει το πρώτο ρήγμα, σε σχέση με το δεύτερο ρήγμα, προκειμένου για παράδειγμα να διαπιστωθεί μία πιθανή ενεργοποίηση του δεύτερου ρήγματος, λόγω αντίδρασης του πρώτου. Η διαδικασία επιβάλλει μετατροπή του αρχικού input των ρηγμάτων, μέσα στη Matlab, όπως ακριβώς έγινε στην περίπτωση του πρώτου ρήγματος με τον εαυτό του, με την διαφορά τώρα ότι στο μηχανισμό γένεσης στο Coulomb, τοποθετούνται οι γωνίες του δεύτερου ρήγματος (Εικόνες 5.4.9 και 5.4.10).



Εικόνα 5.4.9: Απεικόνιση τάσεων Coulomb του 2^ο ρήγματος σε σχέση με το 3^ο.

Figure 5.4.9: Coulomb stress imaging of relationship between second fault and third fault.



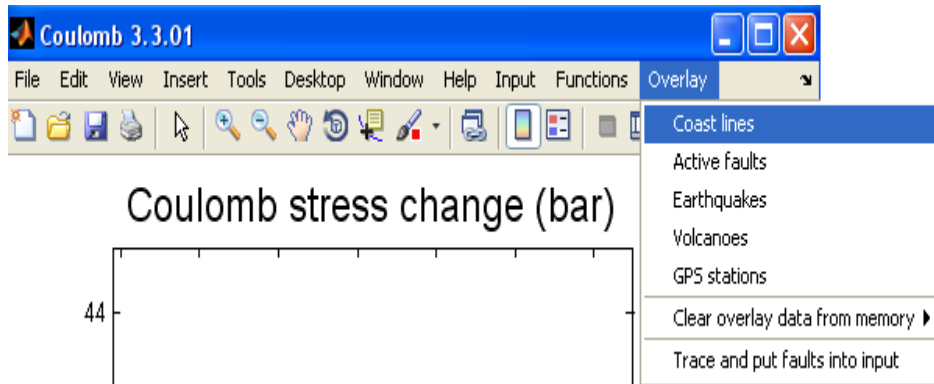
Εικόνα 5.4.10: Χρήση μηχανισμού γένεσης τρίτου ρήγματος, για να απεικονισθούν οι τάσεις Coulomb από το 2^ο ρήγμα στο 3^ο ρήγμα.

Figure 5.4.10: Use focal mechanism of third fault, due to illustrate Coulomb stresses from second fault to third fault.

Η περίπτωση του υπολογισμού των τάσεων Coulomb στο πρόγραμμα μεταξύ δύο και περισσότερων ρηγμάτων θα περιγραφεί αναλυτικότερα σε επόμενο κεφάλαιο, καθώς επίσης και η πρακτική και φυσική σημασία των τελικών αποτελεσμάτων αυτού του υπολογισμού.

5.5 Εισαγωγή ακτογραμμής, σεισμών και αποτελέσματα που παράγει το πρόγραμμα Coulomb

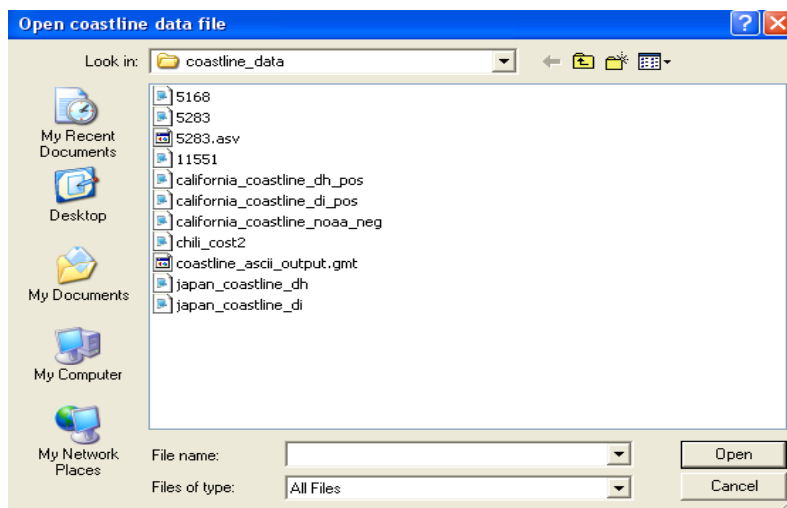
Στην ενότητα αυτή αρχικά, εμφανίζεται ο τρόπος εισαγωγής της ακτογραμμής σε έτοιμο αρχείο που απεικονίζει ένα ρήγμα σεισμού. Με την εντολή overlay, και ακολούθως coast lines, δηλαδή ακτογραμμή, επιτυγχάνεται η τοποθέτηση της ακτογραμμής στην περιοχή του σεισμού, στο μέρος που βρίσκεται στο ρήγμα.



Εικόνα 5.5.1: Εισαγωγή ακτογραμμής.

Figure 5.5.1: Insert coastline.

Μετάπειτα, με την εντολή open εισάγεται η ακτογραμμή, αφού εμφανίζεται η παρακάτω εικόνα-παράθυρο:



Εικόνα 5.5.2: Αρχεία για την αποθήκευση της ακτογραμμής.

Figure 5.5.2: Files for saving coastline.

Στην περίπτωση που δεν υπάρχει έτοιμο αρχείο, αλλά αρχείο σε μορφή text που αποτελείται από τις συντεταγμένες των σημείων της ακτογραμμής, αλλά με τέτοιο τρόπο που να θέλει τροποποίηση, προκειμένου να εισαχθεί στο Coulomb, τότε ακολουθείται η εξής διαδικασία:

- Αναζήτηση ιστοσελίδας <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coast/>, για την εισαγωγή στοιχείων, όπως μέγιστο και ελάχιστο φ,λ της ακτογραμμής, κλίμακα(1:250.000), την μέθοδο αποσυμπίεσης ASCII δεδομένων, επιλογή της γλώσσας Matlab
- Αποσυμπίεση του αρχείου της ακτογραμμής
- Αποθήκευση του αρχείου ως input αρχείο στη Matlab

NOAA NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER
Bathymetry & Digital Elevation Models
National Geophysical Data Center

NOAA > NESDIS > NGDC > MGGD > Bathymetry & Relief > Coastlines
All Bathy/Topo Coastal DEM Portal Fishing Global Lakes Multibeam NOS surveys

Coastline Extractor
[Use Java Map for lat/lon](#)

Geographic Range of Coastline to Extract
(decimal degrees, west and south are negative)

upper latitude: 30.0
westernmost longitude: -19.5 easternmost longitude: -15.0
lower latitude: 26.0

Note: Please enter the geographic range first, then choose criteria below.
If you select a range that covers more than a few degrees, be prepared to wait while the data are extracted and (optionally) the coastline image is created.

Coastline database: World Vector Shoreline (designed for 1:250,000)

Compression method for extracted ASCII data:
 None GNU GZIP UNIX Compressed ZIP

Εικόνα 5.5.3: Αποσυμπίεση αρχείου ακτογραμμής.

Figure 5.5.3: Coastline's file extract.

Εν συνεχεία, μία άλλη εφαρμογή του προγράμματος Coulomb, είναι η εισαγωγή σεισμών σε σημειακή μορφή πάνω στην απεικονιζόμενη περιοχή. Πιο συγκεκριμένα, στο φύλλο χάρτη πάνω στο οποίο απεικονίζεται ένα οποιοδήποτε ρήγμα, στην ουσία αντιπροσωπεύει μία γεωγραφική περιοχή, αυτό δίνει την δυνατότητα απεικόνισης πάνω σε αυτή την περιοχή κάποιου άλλου αρχείου, του οποίου οι συντεταγμένες να ταυτίζονται με το αρχικό. Έτσι, αν ένα τέτοιου είδους αρχείο, είναι δυνατό να απεικονίζει σεισμούς που πραγματοποιήθηκαν στην προαναφερόμενη περιοχή, κατά το παρελθόν, με διαφορετικά μεγέθη και διαφορετικές εστίες μεταξύ τους. Συνεπώς, στο πρόγραμμα Coulomb, δίνεται η δυνατότητα απεικόνισης στην περιοχή ενδιαφέροντος, που απεικονίζεται το αρχικό ρήγμα, να απεικονισθούν παλαιότεροι σεισμοί.

Σχετικά με την διαδικασία που απαιτείται για την απεικόνιση σεισμών σε ένα αρχείο input του Coulomb, αρχικά η εύρεση των αρχείων των σεισμών γίνεται από την ιστοσελίδα <http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>, και πιο συγκεκριμένα στους καταλόγους των σεισμών, όπου υπάρχουν ιστορικοί σεισμοί, παλαιότεροι σεισμοί αλλά και σύγχρονοι. Σε επόμενο στάδιο, επιλέγεται ο αναζητούμενος σεισμός, ανοίγεται η σελίδα με τα δεδομένα του σεισμού, όπου περιέχει την ημερομηνία της εμφάνισης του σεισμού, την ώρα (GMT), το επίκεντρο του σεισμού σε φ και λ, το εστιακό βάθος του σεισμού και το σεισμικό μέγεθος. Αξίζει να σημειωθεί ότι το αρχείο αυτό περιέχει και τους μετασεισμούς που εκδηλώθηκαν μετά τον κύριο σεισμό στο ίδιο έτος, παρέχοντας τα ίδια στοιχεία που προαναφέρθηκαν και για τον κύριο.

DATE	TIME (GMT)	LAT. (N)	LONG. (E)	DEPTH (km)	MAGNITUDE (Local)
1964 FEB 24	23 30 25.0	38.90	23.90	0	5.3
1964 APR 11	16 00 .0	39.75	25.25	0	5.7
1964 APR 21	08 14 40.0	38.50	22.25	0	4.5
1964 APR 24	03 49 58.0	38.00	21.80	0	5.0
1964 APR 29	04 21 .0	39.25	23.75	0	5.8
1964 APR 29	17 00 3.0	39.25	23.75	0	5.2
1964 APR 30	18 11 .0	39.25	23.75	0	4.9
1964 MAY 2	23 24 .0	39.25	23.75	0	4.2
1964 JUL 12	23 32 50.5	38.50	23.25	0	4.4
1964 JUL 17	02 34 28.0	38.00	23.50	150	5.8
1964 JUL 18	03 40 11.0	35.50	25.50	0	5.4
1964 AUG 30	15 52 36.0	37.25	21.50	0	3.9
1964 OCT 6	14 29 57.0	39.75	28.00	0	5.3
1964 OCT 6	14 31 22.0	39.75	28.00	0	7.0
1964 OCT 13	21 06 46.0	37.50	22.50	0	4.3
1964 OCT 16	11 22 4.0	38.50	22.25	0	4.7
1964 OCT 17	09 50 27.0	35.00	25.50	0	5.9
1964 NOV 5	20 55 49.0	35.50	24.50	0	4.5
1964 NOV 27	20 02 36.0	36.75	22.50	0	4.4
1964 DEC 31	16 18 6.0	35.75	25.25	150	4.9

Πίνακας 5.5.1: Αρχείο σεισμού της ιστοσελίδας <http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>.

Table 5.5.1: Earthquake file of page <http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>.

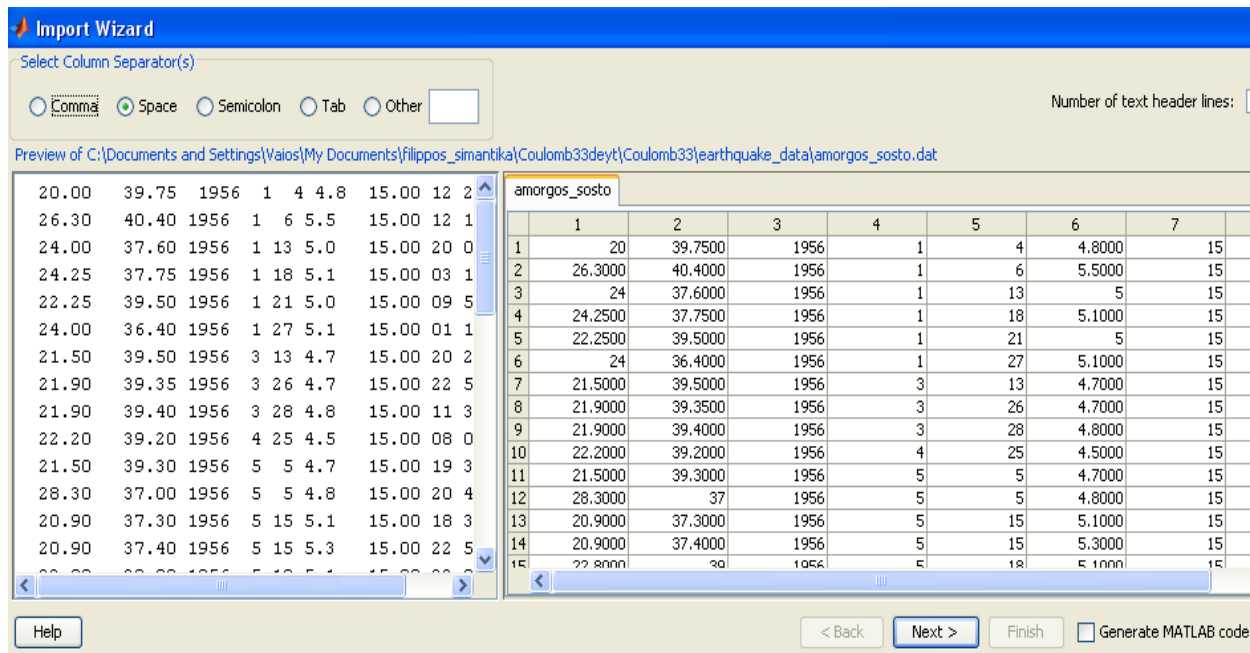
Η προηγούμενη διαδικασία πραγματοποιείται στους πιο πρόσφατους χρονολογικά σεισμούς. Σε παλαιότερους σεισμούς υπάρχει ενιαίος κατάλογος που περιλαμβάνει στοιχεία σεισμών που μεταξύ τους είναι πιθανό να απέχουν 50 χρόνια ο ένας από τον άλλο. Για παράδειγμα για να εντοπιστούν οι σεισμοί που συνέβησαν το 1950, η εύρεση θα γίνει στον κατάλογο των σεισμών 1950-2000, και από το αρχείο txt θα συλλεγούν τα δεδομένα που αναφέρονται χρονολογικά στο 1950.

1950	FEB	12	09	43	46.0	34.50	24.00	10	4.8ms
1950	MAR	22	20	56	32.0	37.30	22.70	10	4.9ms
1950	MAY	3	07	13	40.0	38.70	27.00	10	4.9ms
1950	MAY	9	00	54	30.0	39.70	21.00	10	4.5ms
1950	MAY	30	09	52	60.0	35.50	27.50	10	4.9ms
1950	JUN	4	14	11	00.0	36.50	28.50	10	4.8ms
1950	JUL	8	07	07	25.0	39.30	25.80	10	4.9ms
1950	JUL	31	18	28	29.0	37.90	20.80	10	4.9ms
1950	SEP	23	06	23	40.0	34.80	25.60	10	5.2ms
1950	OCT	22	05	52	2.0	34.80	26.20	10	4.8ms
1950	NOV	1	08	10	34.0	36.90	22.00	10	4.5ms
1950	NOV	28	17	53	18.0	38.40	27.30	10	4.8ms
1950	DEC	25	20	48	15.0	36.70	24.90	10	4.8ms
1951	JAN	9	00	27	58.0	38.70	20.40	10	4.7ms
1951	JAN	13	01	54	50.0	36.00	26.00	10	4.3ms
1951	JAN	16	12	36	9.0	38.10	20.25	10	4.6ms
1951	JAN	21	18	51	20.0	39.10	23.25	10	4.5ms
1951	FEB	12	08	24	42.0	38.75	21.00	10	4.5ms
1951	APR	4	01	10	19.0	36.70	22.50	10	4.5ms
1951	APR	5	03	15	22.0	37.40	20.20	10	5.0ms
1951	APR	20	04	15	2.0	39.20	23.60	10	4.8ms
1951	APR	27	20	17	00.0	38.00	22.00	10	4.3ms
1951	APR	29	23	37	00.0	38.50	26.00	10	4.6ms
1951	MAY	8	19	09	29.0	39.50	21.50	10	4.8ms
1951	MAY	18	12	17	26.0	38.50	21.50	10	4.5ms
1951	MAY	26	11	07	19.0	38.30	20.80	10	4.9ms
1951	MAY	30	13	43	49.0	35.50	22.75	10	4.6ms
1951	JUL	28	16	58	30.0	39.00	23.25	10	4.6ms
1951	AUG	20	22	51	25.0	34.60	26.20	10	4.7ms

Πίνακας 5.5.2: Επιλεγμένα στοιχεία για σεισμούς του 1950 από την ιστοσελίδα <http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>.

Table 5.5.2: Chosen elements of earthquakes in 1950 from page <http://www.gein.noa.gr/services/cat.html>.

Το επόμενο στάδιο είναι η αποθήκευση των δεδομένων σε κείμενο txt και έπειτα η αποθήκευση του αρχείου στο χώρο του Coulomb, δηλαδή στο earthquake data, δηλαδή στο χώρο που είναι αποθηκευμένα αρχεία σεισμών. Μετέπειτα, ακολουθεί η μετατροπή της μορφής του αρχείου με τις εντολές της Matlab σε δεδομένο format, δηλαδή αρχείο mat, έτσι ώστε να ανοίξει το αρχείο εν τέλει στο Coulomb.



Εικόνα 5.5.4: Μορφοποίηση κειμένου txt σεισμών στην Matlab και μετατροπή του σε αρχείο mat.

Figure 5.5.4: Import txt file of earthquakes in Matlab and conversion in mat file.

Στην εικόνα 5.5.4 η μορφοποίηση στη Matlab έχει την εξής λογική:

- Η πρώτη στήλη αποτελείται από το γεωγραφικό μήκος
- Η δεύτερη στήλη αποτελείται από το γεωγραφικό πλάτος
- Η τρίτη, τέταρτη, πέμπτη στήλη αποτελείται από το έτος, τον μήνα, την ημέρα αντίστοιχα.
- Η έκτη στήλη αποτελείται από την τιμή 4.8, που αναφέρεται στο μέγεθος του σεισμού.
- Η έβδομη στήλη αποτελείται από το εστιακό βάθος και οι δύο τελευταίες στήλες από την ακριβή ώρα του σεισμού.

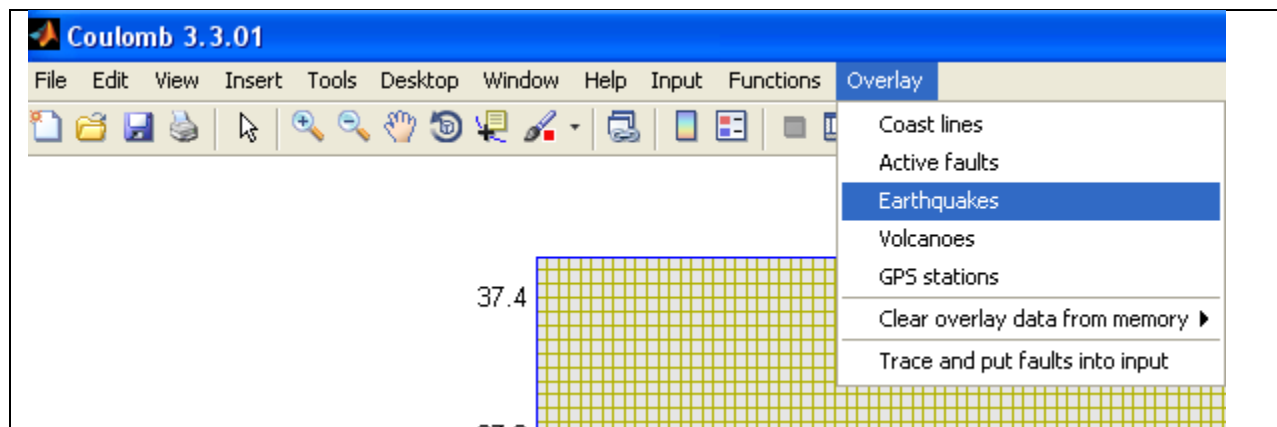
Μετά από την μετατροπή που αναλύθηκε, η οποία έγινε με βάση το format ήδη υπάρχοντων σεισμικών αρχείων, ακολουθεί η απεικόνιση των σεισμών σε κάποιο αρχείο ρήγματος στο πρόγραμμα Coulomb.

Στο αρχικό μενού με τις εντολές στο Coulomb, για την εισαγωγή κάποιου αρχείου σεισμού, επιλέγεται η εντολή Overlays και στη συνέχεια η εντολή Earthquakes.



Εικόνα 5.5.5: Μπάρα εντολών του προγράμματος Coulomb.

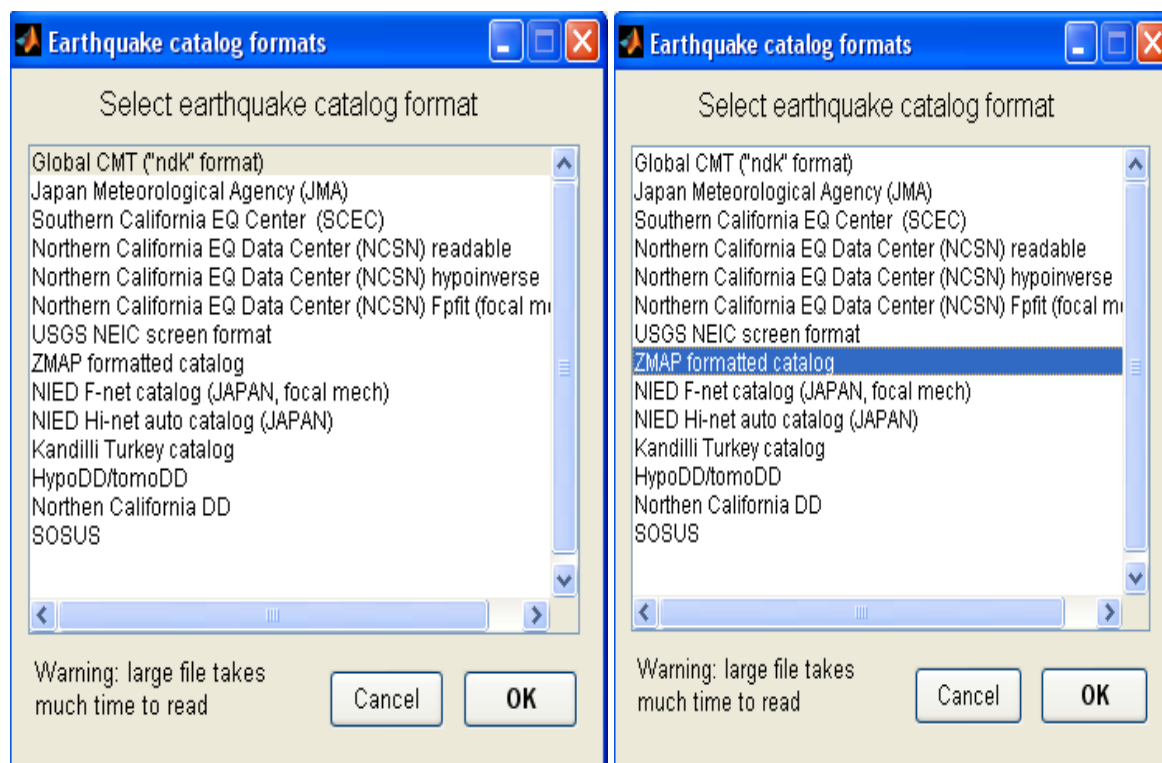
Figure 5.5.5: Coulomb menu bar.



Εικόνα 5.5.6: Επιλογή απεικόνισης αρχείου σεισμού.

Figure 5.5.6: Choosing earthquake's file for imaging.

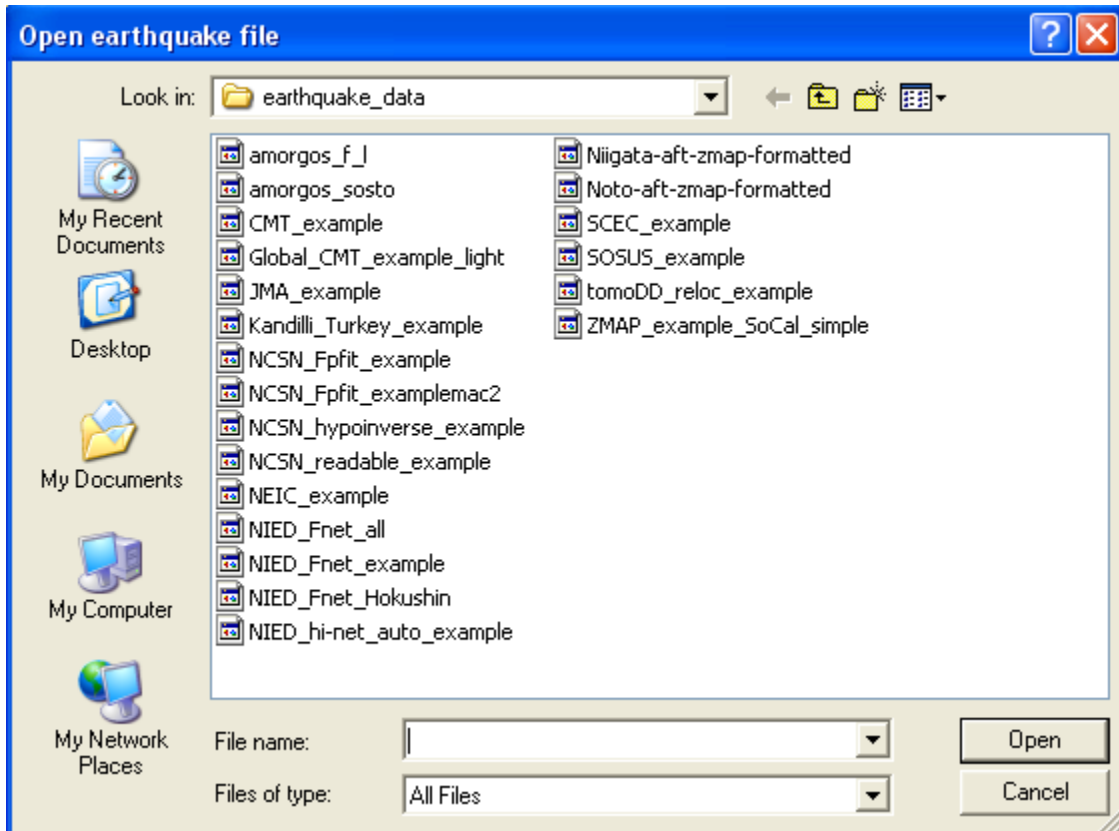
Αφού επιλεγεί η εντολή Earthquakes ανοίγεται ένα νέο παράθυρο που αποτελείται από ένα κατάλογο σεισμών που υπήρχαν στο πρόγραμμα coulomb και το καθένα αρχείο σεισμού, έχει ένα συγκεκριμένο format. Ανάλογα με το αρχείο στο οποίο βασίσθηκε η δημιουργία του αρχείου σεισμού που παράχθηκε εξ αρχής, γίνεται η επιλογή του σεισμού-format.



Εικόνα 5.5.7: Κατάλογος σεισμών με δεδομένο format και επιλογή του καταλληλότερου.

Figure 5.5.7: List of earthquakes with given format and selection of the fittest.

Η τελική επιλογή κάποιου σεισμού format, θα προάγει την διαδικασία σε επόμενο στάδιο, όπου ανοίγεται ένα νέο παράθυρο. Το νέο παράθυρο δίνει την δυνατότητα της επιλογής του αρχείου που δημιουργήθηκε (Εικόνα 5.5.8), όπου με την επιλογή του αρχείου-σεισμού ανοίγεται νέο παράθυρο, earthquake screening (Εικόνα 5.5.9).



Εικόνα 5.5.8: Παράθυρο για το άνοιγμα του δημιουργημένου αρχείου-σεισμού.

Figure 5.5.8: Window to open the created earthquake file.

earthquake_screening

Number of EQs in catalog

	year	month	day	hour	minute
Start time (yr)	<input type="text" value="1956"/>	<input type="text" value="1"/>	<input type="text" value="4"/>	<input type="text" value="12"/>	<input type="text" value="20"/>
Finish time (yr)	<input type="text" value="1956"/>	<input type="text" value="12"/>	<input type="text" value="30"/>	<input type="text" value="18"/>	<input type="text" value="24"/>

Min. lon. (deg)

Max. lon. (deg)

Min. lat. (deg)

Max. lat. (deg)

Min. Magnitude

Max. Magnitude

Min. depth (km)

Max. depth (km)

Εικόνα 5.5.9: Παράθυρο earthquake screening του Coulomb.

Figure 5.5.9: Earthquake-screening window of Coulomb.

Στην εικόνα 5.5.9 το παράθυρο earthquake_screening του Coulomb αποτελείται από κάποια σημαντικά στοιχεία του αρχείου σεισμού που δημιουργήθηκε, με την διαδικασία που προαναφέρθηκε, όπως ο αριθμός των σεισμών στον κατάλογο, την ημερομηνία του πρώτου και του τελευταίου σεισμού του αρχείου, τα μέγιστα και ελάχιστα φ, λ (γεωγραφικό πλάτος και μήκος) των επικέντρων των σεισμών, με το μέγιστο σεισμικό μέγεθος αλλά και το ελάχιστο, όπως επίσης το μέγιστο και ελάχιστο εστιακό βάθος των σεισμών.

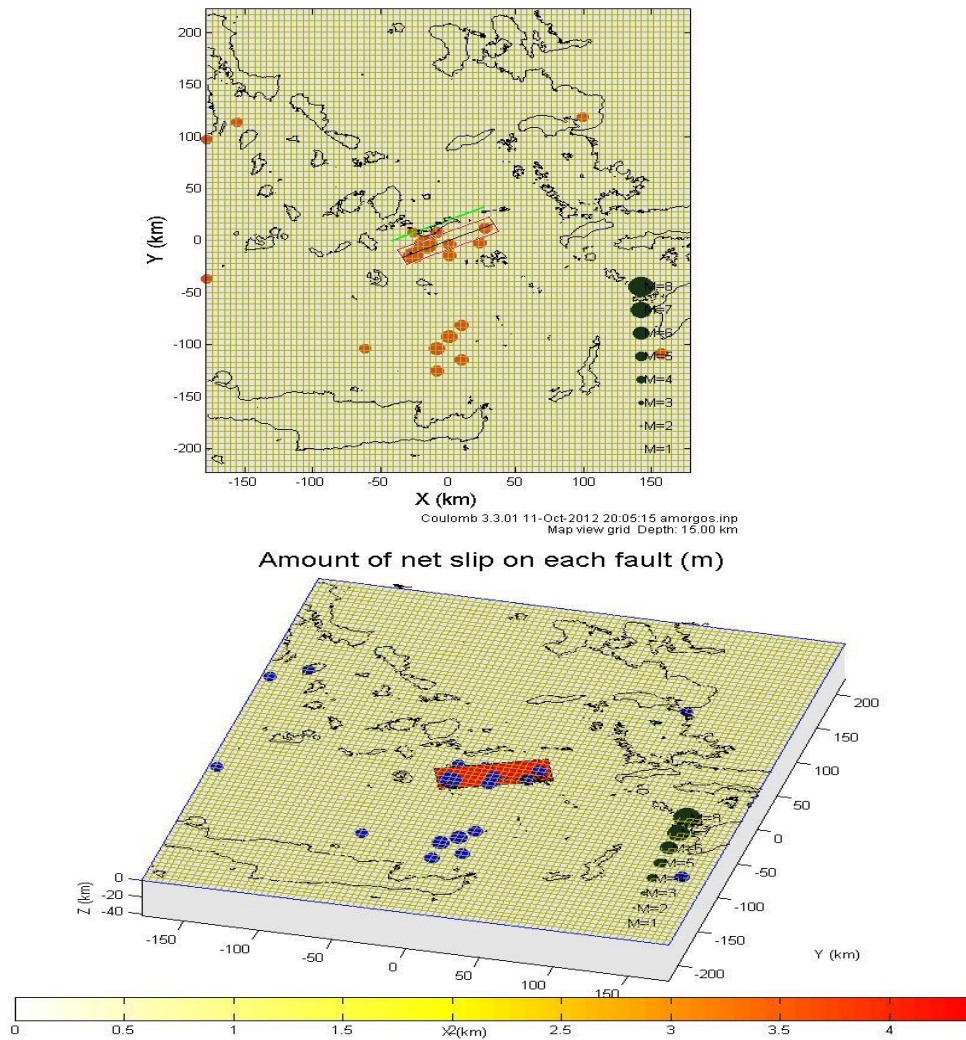
Στο παράθυρο της εικόνας 5.5.9 πατώντας το OK, πραγματοποιείται η τελική απεικόνιση των σεισμών στην περιοχή του ρήγματος (Εικόνα 5.5.10).



Εικόνα 5.5.10: Απεικόνιση του αρχείου σεισμών στο πρόγραμμα Coulomb.

Figure 5.5.10: Imaging of earthquake's file in Coulomb program.

Η απεικόνιση των σεισμών στο πρόγραμμα Coulomb και στην εικόνα 5.5.10 γίνεται με μικρούς πορτοκαλί περιμετρικά, κύκλους, ωστόσο το πρόγραμμα δίνει την δυνατότητα για πειραματισμό στην απεικόνιση των επικέντρων των σεισμών, τόσο σημειακά, με την αλλαγή απεικόνισης του σχήματος του επικέντρου, αλλά και χρωματικά, με την αλλαγή είτε περιμετρικά είτε εσωτερικά του χρώματος του σχήματος, που αντιπροσωπεύει τον σεισμό στην απεικόνιση.



Εικόνα 5.5.11: Εναλλακτική απεικόνιση σεισμών με βάση το μέγεθός τους.

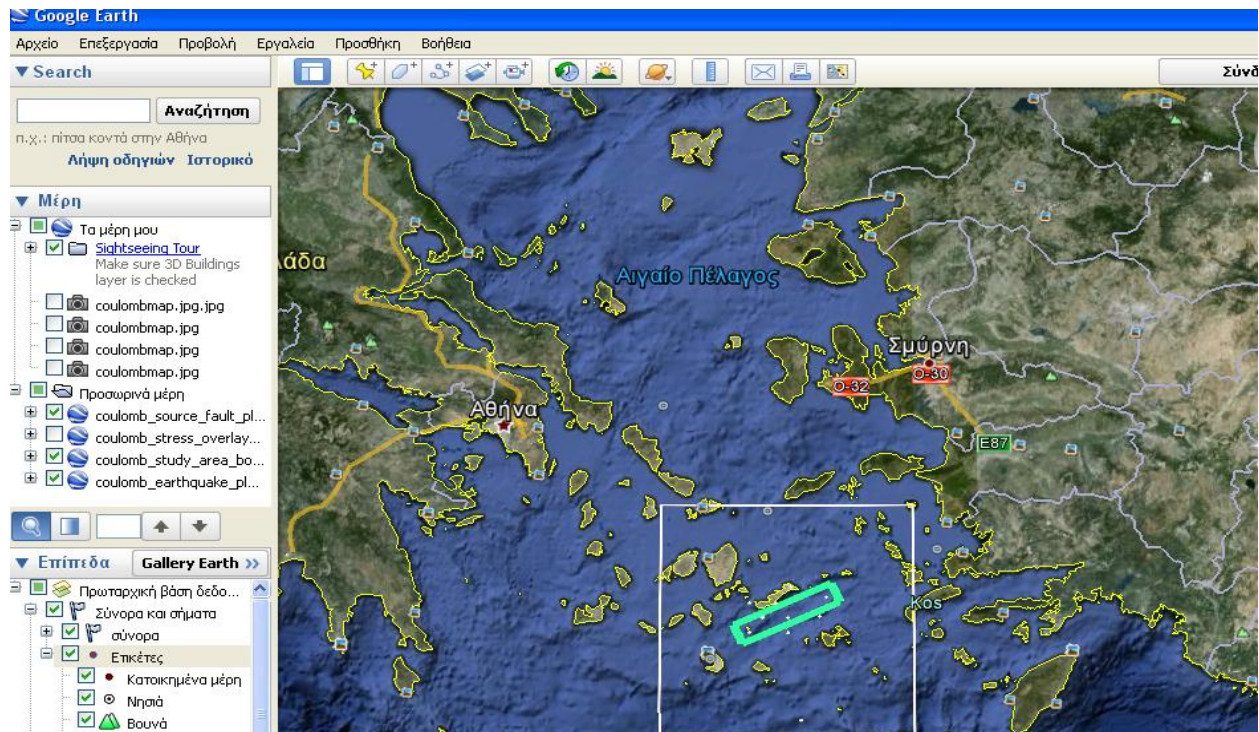
Figure 5.5.11: Alternative seismic imaging based on earthquake's size.

Άλλες εφαρμογές που υπάρχουν στο πρόγραμμα για διαφορετική απεικόνιση των σεισμών, είναι η τρισδιάστατη απεικόνιση, όπου είναι εφικτό να βρεθεί εάν η πηγή του ρήγματος του σεισμού που αρχικά απεικονίζεται, είναι σωστά τοποθετημένη σε σχέση με τους μετασεισμούς του. Η παραπάνω διαδικασία γίνεται με τη σειρά εντολών Input-Preferences-Cartesian, όπου ουσιαστικά επιλέγονται από το πρόγραμμα καρτεσιανές συντεταγμένες και ύστερα ανοίγεται κάποιο αρχείο εισόδου, εισάγεται η ακτογραμμή του για παράδειγμα, καθώς και το αρχείο των σεισμών. Οι εντολές Functions-Grid-3D View θα δώσουν την τρισδιάστατη απεικόνιση. Τέλος η πληκτρολόγηση στο παράθυρο εντολών της Matlab, της εντολής earthquake_plot3 δίνει την δυνατότητα στον χρήστη να απεικονίσει το μέγεθος των σεισμών είτε με αυξομειωμένους κύκλους και το βάθος με χρωματική κλίμακα, είτε με κύκλους, είτε με χρωματιστούς δίσκους (Εικόνα 5.5.11).

5.6 Απεικόνιση αρχείου εισόδου ρήγματος (input) του προγράμματος Coulomb στο πρόγραμμα Google earth

Μία σημαντική λειτουργία του προγράμματος Coulomb, είναι η δυνατότητα που δίνει στο χρήστη να απεικονίσει ένα αρχείο εισόδου ρήγματος (και όχι μόνο, π.χ. τάσεις, παραμορφώσεις, σεισμούς) στο πρόγραμμα Google earth. Αυτή η εφαρμογή χρησιμοποιείται προκειμένου να απεικονισθεί η επιφάνεια του ρήγματος μέσα στον ευρύτερο γεωγραφικό χώρο και ως εναλλακτική λύση απεικόνισης του εν λόγω ρήγματος.

Σχετικά με την διαδικασία για να φτάσει κανείς στην επιθυμητή απεικόνιση, αρκεί να εισάγει το αρχείο του ρήγματος και να πληκτρολογήσει στην command line της Matlab, δηλαδή στο κείμενο των εντολών, την εντολή coulomb2googleearth. Εν συνεχεία στη Matlab αποθηκεύονται στον ίδιο χώρο με το ρήγμα εισόδου, τα αρχεία coulomb_study_area_box.kml και coulomb_source_fault_plot.kml, σε μορφή όπως φαίνεται kml. Έπειτα, αν ο χρήστης τα ανοίξει στο πρόγραμμα Google earth, θα προκύψει η επιθυμητή απεικόνιση.



Εικόνα 5.6.1: Απεικόνιση αρχείο εισόδου ρήγματος του Coulomb στο Google earth.

Figure 5.6.1: Illustration of input fault file of Coulomb in Google earth.

```
MATLAB 7.10.0 (R2010a)
File Edit Debug Parallel Desktop Window Help
C:\Documents and Settings\Vaios\My Documents\Filippos_simantika\Coulomb33deyt\Coulomb33
Shortcuts How to Add What's New
Command Window
New to MATLAB? Watch this Video, see Demos, or read Getting Started.
>> coulomb2googleearth
Calculating... Please wait...
  -> 'coulomb_study_area_box.kml' is saved in the current directory.
  -> 'coulomb_source_fault_plot.kml' is saved in the current directory.
Done!
```

Πίνακας 5.6.1: Εντολή που πληκτρολογείται στη Matlab και αρχεία που δημιουργούνται για την απεικόνιση του αρχείου εισόδου ρήγματος του Coulomb στο Google earth.

Table 5.6.1: Command typed in Matlab and files which created to display the input fault file of Coulomb in Google earth.

Στο πρόγραμμα Google earth εκτός από το αρχείο του ρήγματος και τον κάνναβο του, που προήλθαν από το πρόγραμμα Coulomb, μπορούν να απεικονισθούν και οι σεισμοί στην περιοχή του ρήγματος, αφού εισαχθούν στο αρχείο του ρήγματος, και αποθηκευτούν μέσω της εντολής στη Matlab, coulomb2googleearth, ως αρχείο coulomb_earthquake plot.

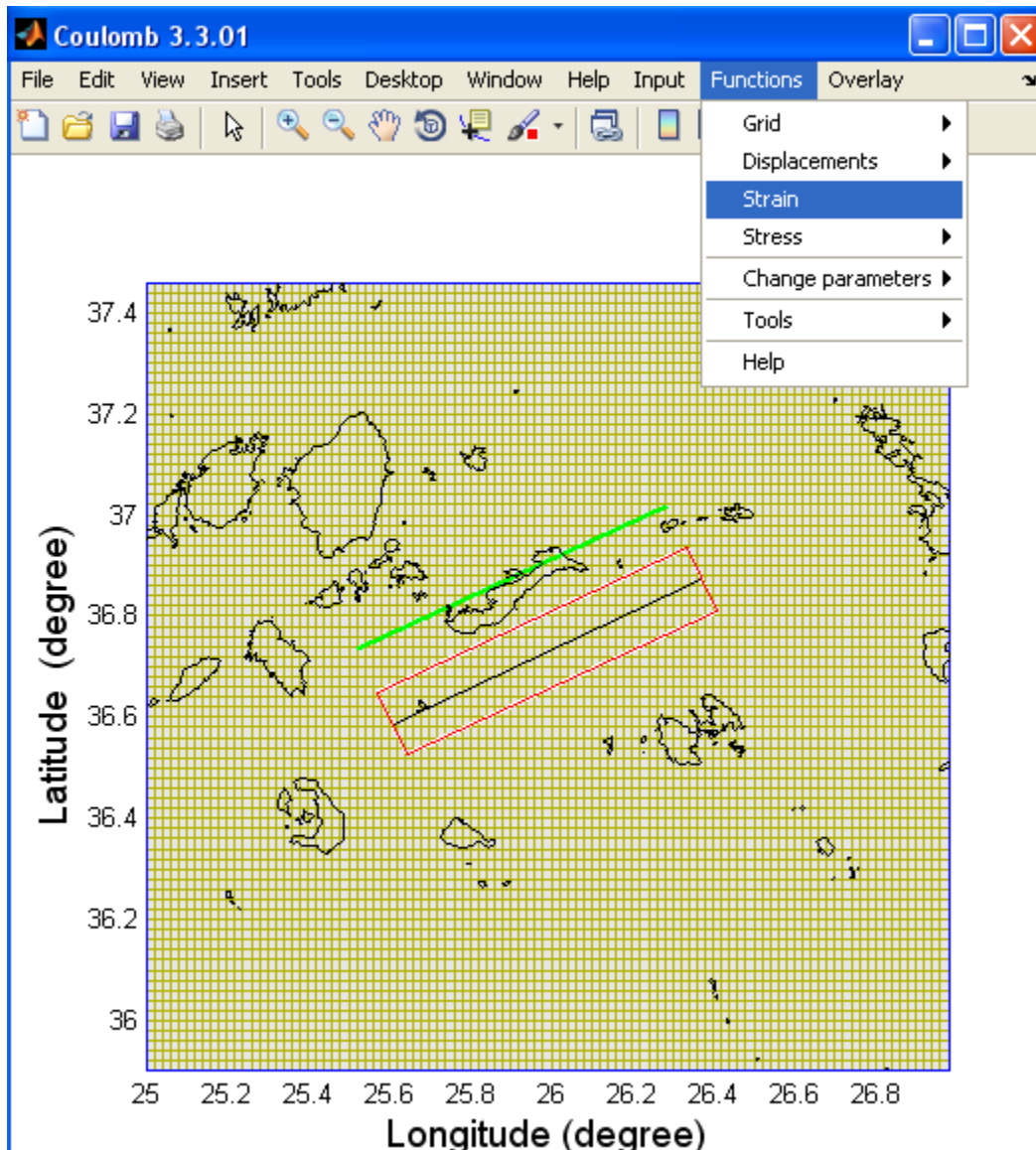


Εικόνα 5.6.2: Απεικόνιση αρχείων ρήγματος και εστιών σεισμών του Coulomb στο πρόγραμμα Google earth.

Figure 5.6.2: Imaging of fault and earthquake files of Coulomb in Google earth.

5.7 Δημιουργία χάρτη που απεικονίζει την παραμόρφωση (strain) του ρήγματος αλλά και τις συνιστώσες E_{xx} , E_{yy} , E_{zz} της παραμόρφωσης, σε κατόψεις

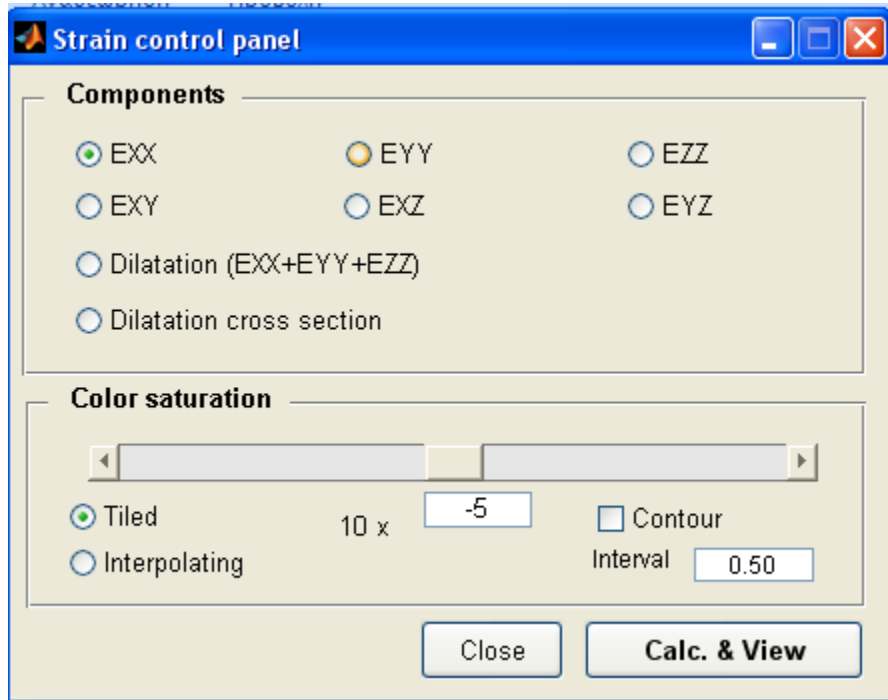
Εκτός από την απεικόνιση της μεταβολής της τάσης Coulomb που αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα, υπάρχει και η δυνατότητα απεικόνισης στο πρόγραμμα και των παραμορφώσεων στην περιοχή που σπάει ένα ρήγμα, καθώς επίσης και των συνιστωσών της παραμόρφωσης. Έτσι, μπορούν να απεικονιστούν πάνω σε input file του Coulomb, παραμορφώσεις στα επίπεδα xx , yy , zz αλλά και σε κάθε συνδυασμό των τριών επιπέδων στο γενικότερο χώρο-επίπεδο xyz , επίσης και της διαστολής, που είναι το σύνολο των παραμορφώσεων στους άξονες xx , yy , zz .



Εικόνα 5.7.1: Επιλογή της παραμόρφωσης (strain) στο Coulomb.

Figure 5.7.1: Choose strain in Coulomb.

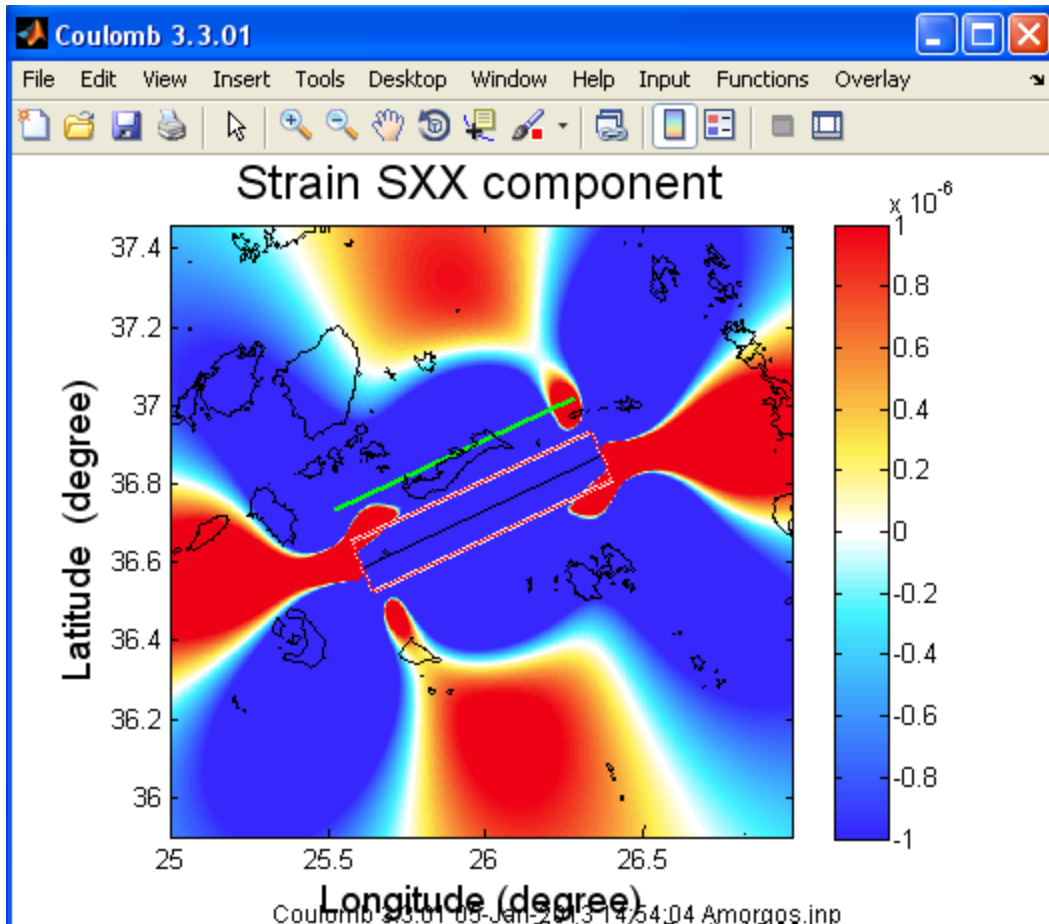
Στην εικόνα 5.7.1 φαίνεται η εντολή strain στην αρχική μπάρα εντολών του Coulomb, που πρέπει να επιλεγεί για να ανοίξει το επόμενο παράθυρο της διαδικασίας που πρέπει να γίνει για την τελική απεικόνιση. Το επόμενο παράθυρο αφορά τις συνιστώσες της παραμόρφωσης (strain) που μπορεί να υπολογίσει κανείς στο πρόγραμμα, δηλαδή E_{xx} , E_{yy} , E_{zz} , E_{xy} , E_{xz} , E_{yx} και την διαστολή ως το άθροισμα των κυρίων παραμορφώσεων E_{xx} , E_{yy} , E_{zz} , δηλαδή το ίχνος του πίνακα (dilatation), που αποτελεί τον τανυστή παραμορφώσεων (Εικόνα 5.7.2). Πρέπει να τονιστεί πως για το πρόγραμμα μεγαλύτερη πρακτική σημασία έχουν οι παραμορφώσεις E_{xx} , E_{yy} , E_{zz} .



Εικόνα 5.7.2: Παράθυρο του Coulomb, όπου γίνεται η επιλογή της παραμόρφωσης που θα υπολογίσει το πρόγραμμα.

Figure 5.7.2: Coulomb window, where becomes the selection, which will be calculated by program.

Στην εικόνα 5.7.2 φαίνεται το παράθυρο για την επιλογή της παραμόρφωσης που ζητεί ο χρήστης να υπολογίσει το πρόγραμμα. Αξίζει να σημειωθεί ότι γενικότερα επιλέγεται η εντολή interpolating (χρωματική παρεμβολή), ενώ η τιμή 10×10^{-5} , υποδηλώνει την τιμή που είναι πολλαπλασιασμένες οι παραμορφώσεις. Έτσι, οι παραμορφώσεις υπολογίζονται σε bar και είναι πολλαπλασιασμένες, όπως συνηθίζεται, με 10×10^{-6} .



Εικόνα 5.7.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης E_{xx} , δηλαδή ως προς το επίπεδο x-x.

Figure 5.7.3: Calculation of strain component E_{xx} , in x-x space.

Στην εικόνα 5.7.3 απεικονίζεται η παραμόρφωση του επιπέδου x-x, στην περιοχή ενός ρήγματος, όπου οι μεγαλύτερες-θετικές τιμές της παρουσιάζονται με κόκκινο χρώμα, ενώ οι μικρότερες τιμές της με σκούρο μπλε χρώμα. Πάνω από την χρωματική κλίμακα δεξιά της απεικόνισης, βρίσκεται η τιμή 10^{-6} , με την οποία είναι πολλαπλασιασμένες οι τιμές της παραμόρφωσης.

Τέλος με την παραγωγή της απεικόνισης της εικόνας 5.7.3, η οποία μπορεί να αποθηκευτεί με τους τρόπους που προαναφέρθηκαν στην ενότητα των τάσεων Coulomb, πρέπει να επισημανθεί ότι δημιουργείται ένα αρχείο εξόδου (output file), που περιέχει τις σημειακές παραμορφώσεις της περιοχή απεικόνισης, δηλαδή τις σημειακές παραμορφώσεις από το σπάσιμο του ρήγματος, προς όλα τα επίπεδα του χώρου x,y,z καθώς και της διαστολής (dilatation), αλλά και τις καρτεσιανές τους συντεταγμένες (X,Y,Z σε χιλιόμετρα, Z=εστιακό βάθος), (Πίνακας 5.7.1).

```

1 Input file selected: Amorgos.inp
2 x y z exx eyy ezz eyz exz ezy dilatation
3 (km) (km) (km) (-) (-) (-) (-) (-) (-)
4 -176.568832397461 -184.583572387895 15.000000000000 -0.000000650842 0.000000874538 -0.000000075065 -0.000000362527 -0.000000144215 0.000000612223 0.000000148631
5 -176.568832397461 -180.135775566101 15.000000000000 -0.000000660803 0.000000915003 -0.000000084209 -0.000000362256 -0.000000151001 0.000000082619 0.000000169991
6 -176.568832397461 -175.687978744507 15.000000000000 -0.000000668472 0.000000955377 -0.000000093931 -0.000000360724 -0.000000157402 0.000000105556 0.000000192975
7 -176.568832397461 -171.240181922913 15.000000000000 -0.000000673416 0.000000995316 -0.000000104242 -0.000000357811 -0.000000163291 0.000000129987 0.000000217657
8 -176.568832397461 -166.792385101318 15.000000000000 -0.000000675157 0.000001034418 -0.000000115153 -0.000000353394 -0.000000168522 0.000000155828 0.000000244107
9 -176.568832397461 -162.344588279724 15.000000000000 -0.000000673168 0.000001072223 -0.000000126668 -0.000000347355 -0.000000172938 0.000000182945 0.000000272387
10 -176.568832397461 -157.896791458130 15.000000000000 -0.000000666878 0.000001108211 -0.000000138784 -0.000000339580 -0.000000176361 0.000000211149 0.000000302549

```

Πίνακας 5.7.1: Αρχείο εξόδου των παραμορφώσεων του Coulomb.

Table 5.7.1: Output file of strain components in Coulomb.

5.8 Υπολογισμός σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb

Στο υποκεφάλαιο αυτό περιγράφεται μία σημαντική λειτουργία του προγράμματος Coulomb, που έχει να κάνει με τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb από την ενεργοποίηση ενός ρήγματος από μία σεισμική δόνηση.

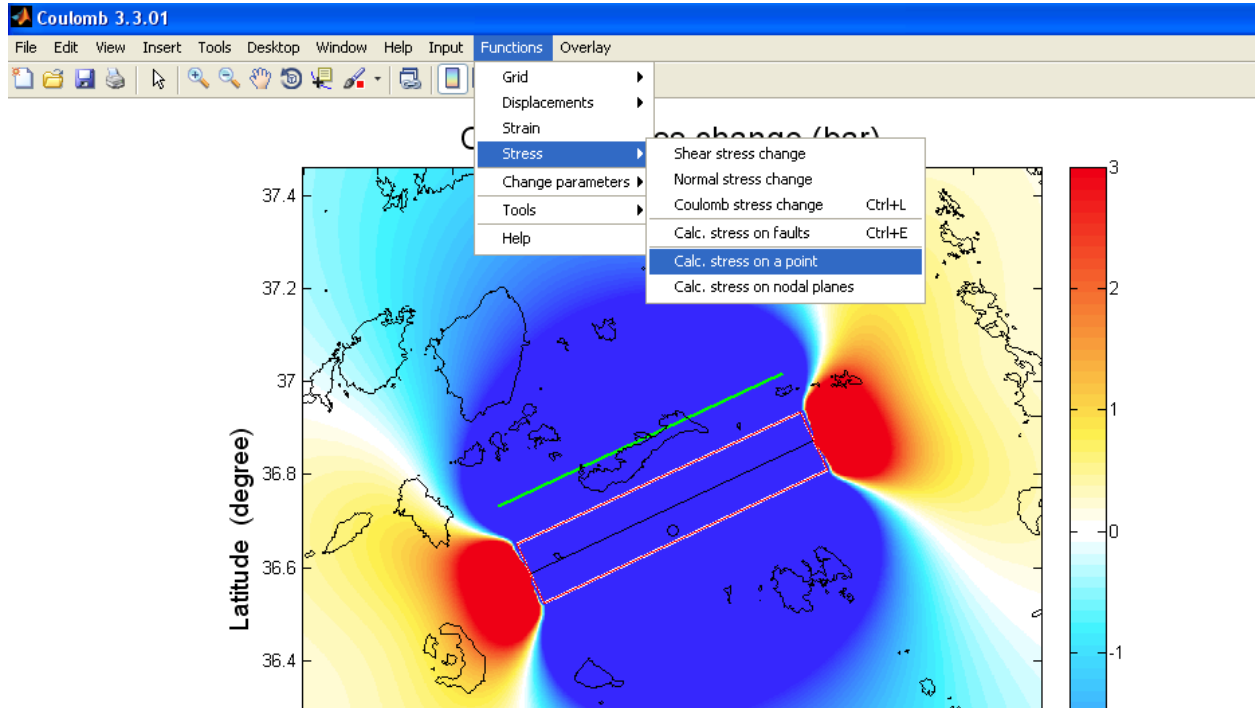
Πιο συγκεκριμένα, η λειτουργία στοχεύει στον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων σημειακά, δηλαδή δίνει την δυνατότητα υπολογισμού και απόκτησης δεδομένων που αφορούν τις τάσεις ενός σημείου, έπειτα από την ενεργοποίηση του ρήγματος. Είναι σημαντική λειτουργία, καθώς ο χρήστης μπορεί να έχει εικόνα της μεταφοράς των τάσεων, μετά από ένα σεισμικό γεγονός και ενεργοποίηση κάποιου ρήγματος, σε σημεία ενδιαφέροντος, κυρίως περιμετρικά και στη γύρω περιοχή του ρήγματος.

Έπειτα, σε περίπτωση που ο χρήστης επιθυμεί να υπολογίσει μέσω του προγράμματος Coulomb τις τάσεις που μεταφέρθηκαν από ένα ρήγμα σε κάποιο άλλο, και εδώ υπάρχει η δυνατότητα απόκτησης των πληροφοριών που προαναφέρθηκαν. Έτσι, στην περίπτωση αυτή μπορούν να υπολογισθούν σημειακά οι τάσεις που μεταφέρθηκαν από το πρώτο ρήγμα, με τη διαφορά τώρα ότι τα σημεία μπορούν να βρίσκονται κοντά στο ρήγμα που δέχεται τις τάσεις, οπότε εν συνεχεία να αναλυθούν οι πιθανότητες ενεργοποίησης ενός ρήγματος από κάποιο γειτονικό ρήγμα, με γνώμονα τα ποσά των τάσεων που μεταφέρονται και αναπτύσσονται σε κάποια σημεία σε μία περιοχή.

Σχετικά με τον υπολογισμό της σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb, η διαδικασία περιλαμβάνει την είσοδο ενός αρχείου input του ρήματος και έπειτα αφού υπολογισθούν με τη σειρά εντολών functions-stress-Coulomb stress change, οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για ένα συγκεκριμένο βάθος, στην συνέχεια με τη σειρά εντολών function-stress-Calc. Stress on a point, ανοίγει το παράθυρο στο Coulomb που υπολογίζει τις τάσεις σημειακά. Οι τάσεις λοιπόν που υπολογίζονται για το σημείο

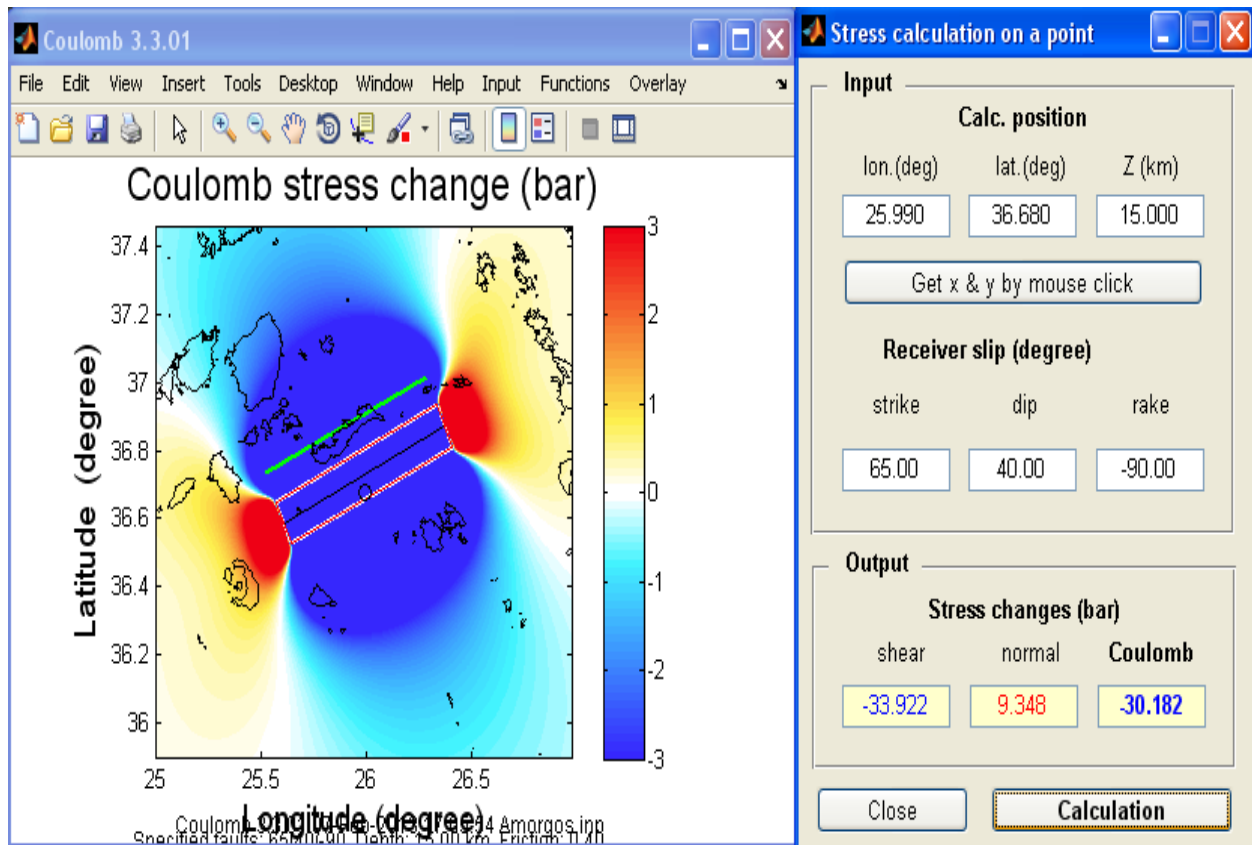
που έχει επιλεγεί και απεικονίζεται με ένα μικρό κύκλο στο πρόγραμμα, συμπληρώνοντας τις συντεταγμένες του σημείου ϕ , λ και Z και το μηχανισμό του ρήγματος-δέκτη, είναι η διατμητική τάση, η κανονική τάση και τέλος η τάση Coulomb με δεδομένες τις δύο πρώτες και το συντελεστή τριβής (γνωστός). Οι τάσεις εμφανίζονται με το πάτημα της εντολής calculation.

Στις εικόνες 5.8.1 και 5.8.2 απεικονίζονται οι εντολές που οδηγούν στον υπολογισμό της σημειακής τάσης, καθώς και το παράθυρο υπολογισμού της σημειακής τάσης. Αξίζει να σημειωθεί ότι στην εικόνα 5.8.2 η τιμή της τάσης Coulomb είναι αρνητική, καθώς το σημείο βρίσκεται στην σκιερή ζώνη των τάσεων, όπως φαίνεται στο αριστερό παράθυρο της εικόνας 5.8.2.



Εικόνα 5.8.1: Επιλογή υπολογισμού σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb.

Figure 5.8.1: Calculation stress on a point selected in Coulomb program.



Εικόνα 5.8.2: Παράθυρο υπολογισμού σημειακής τάσης στο πρόγραμμα Coulomb.

Figure 5.8.2: Window, where stress on a point is calculated in Coulomb program.

6. Μηχανισμοί γένεσης σεισμών

Στο έκτο κεφάλαιο της διπλωματικής εργασίας γίνεται μία λεπτομερής καταγραφή των δεδομένων, στα οποία έγινε επεξεργασία μέσω του προγράμματος Coulomb, αλλά και των πηγών από τις οποίες συλλέχθηκαν τα δεδομένα αυτά. Μια εικόνα για τα δεδομένα που συλλέχθηκαν, είναι ότι για τα σεισμικά γεγονότα που ασχολείται η εργασία αυτή, δηλαδή τους σεισμούς σε Αταλάντη, Μαρτίνο και Αμοργό, αφορούν δεδομένα των ρηγμάτων που έσκασαν κατά την διάρκεια της εξέλιξης των φαινομένων, κυρίως γεωμετρικά χαρακτηριστικά. Ακόμα, γίνεται και μία αναφορά στην γραμμική συμπεριστικότητα και τον τρόπο που συνδέει τάσεις και παραμορφώσεις.

6.1 Σεισμολογικά δεδομένα

Στην περίπτωση του σεισμού που συνέβη στην Αταλάντη, στις 20 Απριλίου 1894, η συλλογή των σεισμολογικών δεδομένων έγινε από την εργασία Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S., 2006, (Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns, Tectonophysics 420 (2006), 357-369.), που σχετιζόταν με την ενεργοποίηση της τάσης Coulomb κατά μήκος του ρήγματος της Αταλάντης, στην Κεντρική Ελλάδα, αλλά και γενικότερα με τους δύο σεισμούς, του 1894, με μεγέθη άνω του 6 που αποτέλεσαν πρότυπα αλλαγής τάσης. Τα ρήγματα στο Μαρτίνο, στην Ανθηδώνα, το παράκτιο ρήγμα (βορειανατολικά της Αταλάντης) και στη Μαλεσίνα αποτελούν τα ρήγματα πηγή, ενώ το ρήγμα στην μεγαλύτερη περιοχή, δηλαδή στην Αταλάντη, στην κεντρική Ελλάδα αποτελεί το ρήγμα-δέκτη. Όλα τα ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμένα ρήγματα έχουν κανονική γεωμετρία και κλίση προς τα βορειοδυτικά. Αντίθετα, το ρήγμα-πηγή στη Μαλεσίνα είναι προσανατολισμένο ΒΑ-ΝΔ και κλίνει προς τα νοτιοδυτικά. Συνεπώς, από τους σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου 1894, στην Αταλάντη, εξετάζονται οι επιρροές στην ευρύτερη περιοχή στα πέντε ρήγματα, στην Αταλάντη, στο Μαρτίνο, στη Μαλεσίνα, ένα παράκτιο ρήγμα και στην Ανθηδώνα. Τα δεδομένα που είχαν ενδιαφέρον και επομένως έγινε η συλλογή τους, είναι το μέγεθος του σεισμού, το εστιακό βάθος του σεισμού, το επίκεντρο του σεισμού ή κέντρο του ρήγματος (συντεταγμένες φ,λ), το αζιμούθιο του ρήγματος, η γωνία κλίσης, η γωνία ολίσθησης, το μήκος και το πλάτος του ρήγματος, δηλαδή η επιφάνεια του ρήγματος (Πίνακες 6.1.1, 6.1.2). Αξίζει να σημειωθεί ότι η μεταβλητή M_w είναι υπολογισμένη σύμφωνα με τους Hanks και Kanamori (1979).

Faults/Elements of Faults	Epicenter (lat,lon)(deg)		Depth(km)	Strike(deg)	Dip(deg)	Rake(deg)
Atalanti fault (27-04-1894)	38.667	23.083	10	300	55	-70
Martinon fault (20-04-1894)	38.583	23.233	10	245	55	-122
Malesina fault	38.633	23.241	10	290	55	-80
Coastal fault	38.700	23.250	10	300	55	-70
Anthedon fault	38.550	23.417	10	290	55	-80

Πίνακας 6.1.1: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά των πέντε ρηγμάτων που δημιουργήθηκαν από τον σεισμό στο Μαρτίνο, 20 Απριλίου 1894.

Table 6.1.1: Geometric characteristics of five faults, which have been created in Martinon earthquake, 20 April 1894.

Faults/Elements of Faults	Mw	Length(km)	Width(km)
Atalanti fault (27-04-1894)	6.4	15	12
Martinon fault (20-04_1894)	6.2	12	12
Malesina fault	6.4	15	12
Coastal fault	6.4	15	12
Anthedon fault	6.6	19	12

Πίνακας 6.1.2: Σεισμικό μέγεθος, μήκος και πλάτος ρήγματος, ως αποτέλεσμα του σεισμού στο Μαρτίνο, 20 Απριλίου 1894 (πέντε ρήγματα).

Table 6.1.2: Magnitude. Fault length and fault width, as result of Martinon earthquake, 20 April 1894 (five faults).

Στην περίπτωση του σεισμού που συνέβη στην Αμοργό, στις 9 Ιουλίου του 1956, η συλλογή των σεισμολογικών δεδομένων έγινε από τις αναφορές και τους καταλόγους σεισμών του Β. Παπαζάχου, όπου από εκεί αντλήθηκαν τα μακροσεισμικά στοιχεία για το συγκεκριμένο σεισμικό γεγονός. Τα στοιχεία αυτά είναι το επίκεντρο του σεισμού, το εστιακό βάθος, το μήκος και πλάτος του ρήγματος που δημιούργησε ο σεισμός, το μέγεθος του σεισμού και ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού, δηλαδή η παράταξη, η γωνία κλίσης και η γωνία ολίσθησης. Στους πίνακες 6.1.3 και 6.1.4 συνοψίζονται τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος που δημιουργήθηκε και έσπασε στον σεισμό του 1956.

Fault/Elements of Fault	Epicenter (lat,lon)(deg)		Depth(km)	Strike(deg)	Dip(deg)	Rake(deg)
Amorgos fault (09-07-1956)	36.730	25.990	15	65	40	-90

Πίνακας 6.1.3: Γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος που δημιουργήθηκε από τον σεισμό στην Αμοργό, 9 Ιουλίου 1956.

Table 6.1.3: Geometric characteristics of five faults, which have been created in Amorgos earthquake, 9 July 1956.

Fault/Elements of Fault	Mw	Length(km)	Width(km)
Amorgos fault (09-07-1956)	7.5	75	20

Πίνακας 6.1.4: Σεισμικό μέγεθος, μήκος και πλάτος ρήγματος, ως αποτέλεσμα του σεισμού στην Αμοργό, 9 Ιουλίου 1956.

Table 6.1.4: Magnitude. Fault length and fault width, as result of Amorgos earthquake, 9 July 1956.

Αξίζει να επισημανθεί, ότι ο μηχανισμός γένεσης και το μέγεθος του σεισμού στην Αμοργό, καθώς επίσης το μήκος και πλάτος του αντίστοιχου ρήγματος, έχουν υπολογισθεί με εμπειρικές μεθόδους σύμφωνα με τον Παπαζάχο.

6.2 Ψευδό-Γραμμική συμπιεστότητα

Στο υποκεφάλαιο αυτό περιγράφεται μία μέθοδος, της γραμμικής συμπιεστότητας ή αλλιώς της ψευδό-γραμμικής συμπιεστότητας (Pseudo linear compressibility), και ο λόγος είναι διότι συνδέει δύο μεταβλητές, οι οποίες θα αναφερθούν αρκετά σε επόμενο κεφάλαιο. Οι μεταβλητές αυτές είναι η τάση (stress), σε αυτή την εργασία τάση Coulomb, και η παραμόρφωση (strain). Η μέθοδος αυτή συλλέχθηκε από ένα paper που αφορούσε το μοτίβο των τάσεων στο ρήγμα στον Άγιο Ανδρέα, στην Καλιφόρνια, και ο σκοπός του ήταν να διερευνήσει κατά πόσο οι μετρήσεις χαλάρωσης της παραμόρφωσης, μπορούν να ανιχνεύσουν λεπτομερώς το τεκτονικό τασικό πεδίο στην περιοχή ενός κλειδωμένου ρήγματος, με υψηλό ρηξιγενές δυναμικό, όπως του ρήγματος στον Άγιο Ανδρέα στην Καλιφόρνια (Engelder, T., Sbar, M. L., 1977).

Στην εργασία αυτή για να μετατραπεί η παραμόρφωση σε τάση, μετρήθηκε μία μηχανική ιδιότητα παρόμοια της γραμμικής συμπιεστότητας, που ορίζεται (Nye):

-Ως γραμμική συμπιεστότητα ενός κρυστάλλου (στο πείραμα αυτό) είναι η σχετική μείωση στο μήκος μιας γραμμής, όταν ο κρύσταλλος υπόκειται σε μοναδιαία υδροστατική πίεση.

Ο ορισμός αυτός ισχύει για ένα ομοιόμορφο-τριδιάστατο φορτίο. Ακόμα, επειδή στο πείραμα το δείγμα τονίζεται ακτινικά, αλλά δεν περιορίζεται αξονικά, αναφέρεται στη σχέση μεταξύ τάσης-παραμόρφωσης, σαν ψευδό-γραμμική συμπιεστότητα. Ο τύπος, με τον οποίο υπολογίζεται η ψευδό-γραμμική συμπιεστότητα είναι:

$PLC = \epsilon_i / P = (1 - \nu_i) / E_i$, όπου ν_i είναι ο λόγος Poisson, E_i είναι το μέτρο ελαστικότητας, ϵ_i είναι η παραμόρφωση (μετρημένη) και P είναι η πίεση.

Ο τύπος που συνδέει την γραμμική συμπιεστότητα, την παραμόρφωση και την τάση είναι:

$\sigma = \epsilon / PLC$, όπου ϵ είναι παραμόρφωση (παραμόρφωση πυρήνα, σύμφωνα με την εργασία), σ είναι η αντίστοιχη τάση και PLC είναι η ψευδό-γραμμική συμπιεστότητα.

Παρακάτω απεικονίζονται οι τιμές που προκύπτουν από πείραμα που έγινε, σχετικά με τις τιμές που μπορεί να πάρει η ψευδό-γραμμική συμπιεστότητα, ανάλογα με τις διαφοροποιήσεις στο λόγο Poisson και στο μέτρο ελαστικότητας. Πιο συγκεκριμένα, για τις διάφορες αυξομειώσεις των τιμών του μέτρου ελαστικότητας και του λόγου Poisson, υπολογίζεται η τιμή του PLC (Σημείωση: το μέτρο ελαστικότητας και το PLC είναι μετρημένα σε bar). Οι τιμές στους παρακάτω πίνακες με γαλάζιο χρώμα, είναι οι τιμές που δίνει το πρόγραμμα Coulomb για το λόγο Poisson και το μέτρο ελαστικότητας (Young modulus), και με βάση αυτές τις τιμές γίνονται οι αυξομειώσεις.

$\nu \gg, E = \text{unchanged}$	PLC
$\nu = 0.25, E = 800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.30, E = 800000 \text{ bar}$	$8.75 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.50, E = 800000 \text{ bar}$	$6.25 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.90, E = 800000 \text{ bar}$	$1.25 \cdot 10^{-7}$

Πίνακας 6.2.1: Αύξηση του λόγου Poisson, σταθερή η τιμή του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.

Table 6.2.1: Increase of Poisson ratio, unchanged young modulus, decrease of PLC.

$\nu \ll, E = \text{unchanged}$	PLC
$\nu = 0.25, E = 800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.10, E = 800000 \text{ bar}$	$1.125 \cdot 10^{-6}$

Πίνακας 6.2.2: Μείωση του λόγου Poisson, σταθερή η τιμή του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.

Table 6.2.2: Decrease of Poisson ratio, unchanged young modulus, decrease of PLC.

$\nu \gg, E \gg$	PLC
$\nu = 0.25, E = 800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.30, E = 850000 \text{ bar}$	$8.235 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.35, E = 900000 \text{ bar}$	$7.222 \cdot 10^{-7}$

Πίνακας 6.2.3: Αύξηση του λόγου Poisson, αύξηση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.

Table 6.2.3: Increase of Poisson ratio, increase of young modulus, decrease of PLC.

$\nu \ll, E \ll$	PLC
$\nu = 0.25, E = 800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu = 0.15, E = 750000 \text{ bar}$	$1.133 \cdot 10^{-6}$
$\nu = 0.10, E = 700000 \text{ bar}$	$1.286 \cdot 10^{-6}$

Πίνακας 6.2.4: Μείωση του λόγου Poisson, μείωση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.

Table 6.2.4: Decrease of Poisson ratio, increase of young modulus, increase of PLC.

$\nu \gg, E \ll$	PLC
$\nu=0.25, E=800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu=0.30, E=750000 \text{ bar}$	$9.333 \cdot 10^{-7}$
$\nu=0.35, E=700000 \text{ bar}$	$9.286 \cdot 10^{-7}$

Πίνακας 6.2.5: Αύξηση του λόγου Poisson, μείωση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, μείωση του PLC.

Table 6.2.5: Increase of Poisson ratio, decrease of young modulus, decrease of PLC.

$\nu \ll, E \gg$	PLC
$\nu=0.25, E=800000 \text{ bar}$	$9.375 \cdot 10^{-7}$
$\nu=0.15, E=850000 \text{ bar}$	$1.000 \cdot 10^{-6}$
$\nu=0.10, E=900000 \text{ bar}$	$1.000 \cdot 10^{-6}$

Πίνακας 6.2.6: Μείωση του λόγου Poisson, αύξηση της τιμής του μέτρου ελαστικότητας, αύξηση του PLC.

Table 6.2.6: Decrease of Poisson ratio, increase of young modulus, increase of PLC.

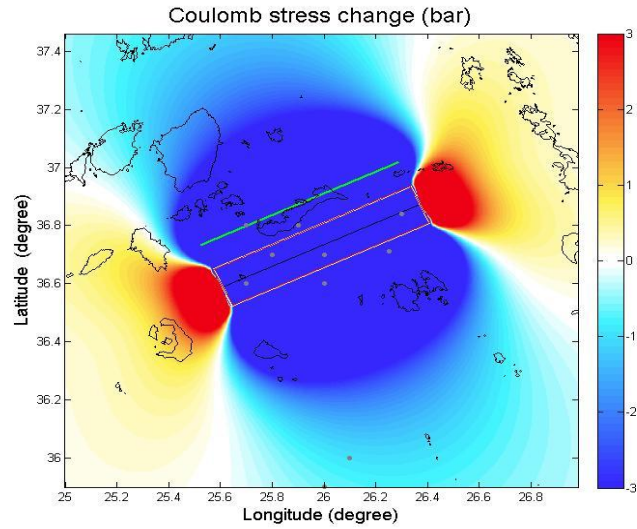
Αυτό που συμπεραίνεται από τα αποτελέσματα των παραπάνω πινάκων είναι ότι με δεδομένες τις τιμές για τον λόγο Poisson και το μέτρο ελαστικότητας, 0.25 και 800000 bar αντίστοιχα, η γραμμική συμπιεστότητα αυξάνεται στις περιπτώσεις που ο λόγος ν μειώνεται και το μέτρο ελαστικότητας μένει σταθερό, τόσο λόγος ν όσο και το μέτρο ελαστικότητας μειώνεται και τέλος όταν ο λόγος ν μειώνεται και το μέτρο ελαστικότητας αυξάνεται.

Αντίθετα το πείραμα έδειξε ότι η γραμμική συμπιεστότητα μειώνεται στις περιπτώσεις όπου ο λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας μένει σταθερό, ο λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας αυξάνεται και τέλος όταν ο λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας μειώνεται.

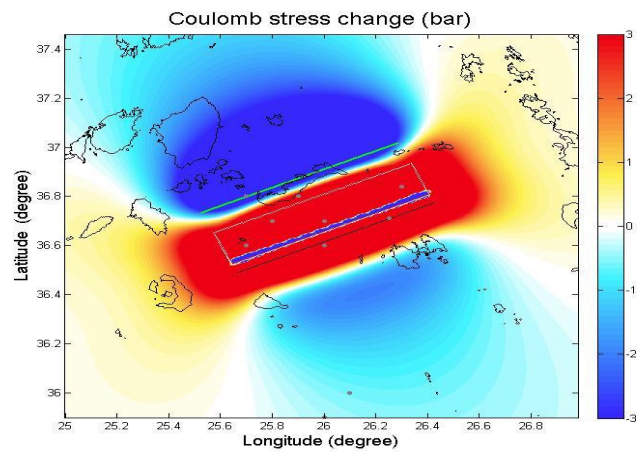
7. Παραγόμενα αποτελέσματα για τα ρήγματα στην Αταλάντη και στην Αμοργό

7.1 Υπολογισμοί μεταβολής τάσεων Coulomb, σεισμός στην Αμοργό 1956

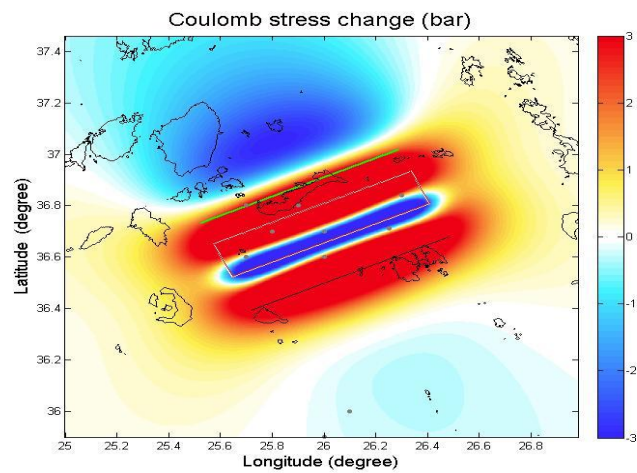
Στην εικόνα 7.1.1 παρουσιάζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb σε βάθη 15, 25, 35 χιλιόμετρα χρησιμοποιώντας τα δεδομένα για το ρήγμα της Αμοργού, από τον σεισμό στις 9 Ιουλίου 1956. Σε βάθος 15 χιλιομέτρων (εστιακό βάθος) παρατηρούνται οι αρνητικές τάσεις (με μπλε χρώμα) να παρουσιάζονται στο κέντρο του ρήγματος, καθώς και κατά μήκος του ρήγματος, βόρεια και νότια (-3 έως -2 bar). Οι θετικές αυξήσεις των τάσεων στο βάθος των 15 χιλιομέτρων, αναπτύσσονται στο βορειοανατολικό και νοτιοδυτικό άκρο του ρήγματος (2-3 bar), με κατευθύνσεις προς τα παράλια της Τουρκίας και προς τη Σαντορίνη αντίστοιχα. Στο βάθος των 25 χιλιομέτρων οι αρνητικές τάσεις συσσωρεύονται στο βόρειο και νότιο άκρο του ρήγματος, ενώ οι θετικές τιμές των τάσεων συσσωρεύονται στο κέντρο του ρήγματος (κοντά στα 3 bar), ενώ οι πιο μικρές αυξήσεις των τάσεων συναντώνται στο βορειοανατολικό και νοτιοδυτικό άκρο του ρήγματος (2 bar), όπως προαναφέρθηκαν. Στο βάθος των 35 χιλιομέτρων στην επιφάνεια του ρήγματος παρατηρούνται θετικές τιμές (2-3 bar) των τάσεων και αρνητικές τιμές (-3 έως -1.5 bar), ενώ οι θετικές τιμές αναπτύσσονται και περιμετρικά του ρήγματος. Συμπερασματικά, οι αυξήσεις των τάσεων, με την αύξηση του βάθους, κατευθύνονται περιμετρικά του ρήγματος και προς τα νησιά Αμοργός, Σαντορίνη και νότια του ρήγματος τα νησιά Αστυπάλαια και Ανάφη.



Coulomb 3.3.01 18-Oct-2012 17:13:43 untitled



Coulomb 3.3.01 18-Oct-2012 17:14:56 untitled

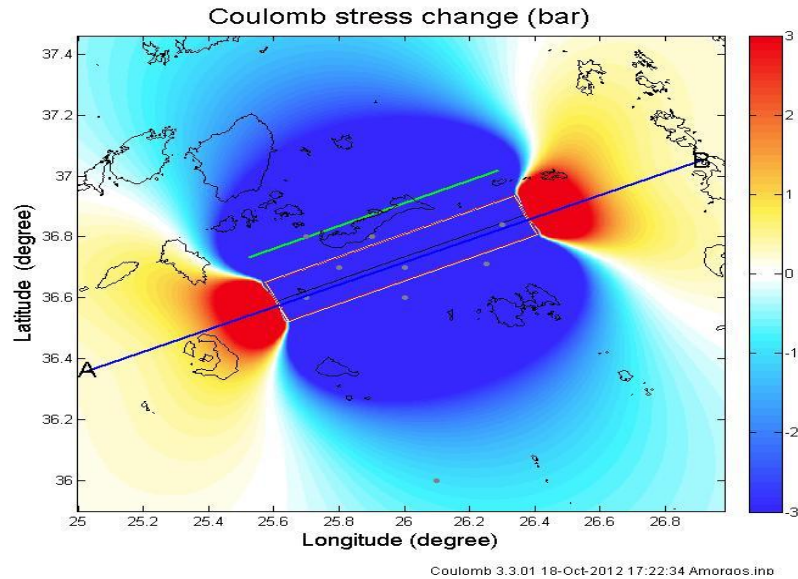


Coulomb 3.3.01 18-Oct-2012 17:16:22 untitled

Εικόνα 7.1.1: Κατόψεις των μεταβολών των τάσεων Coulomb σε βάθος από 15-35χλμ ανά 10χλμ (ρήγμα Αμοργού).

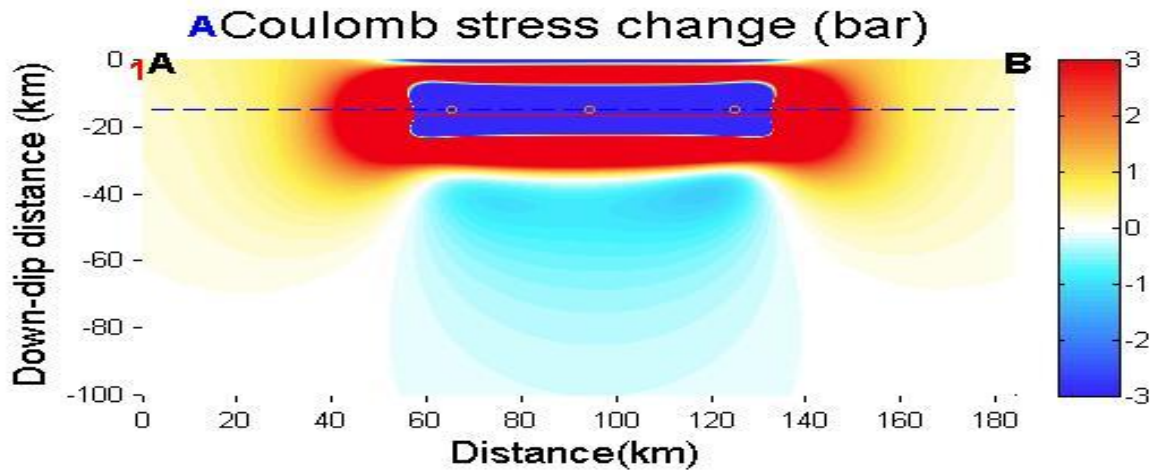
Figure 7.1.1: Plans of Coulomb stress changes at depth of 15-35 km per 10 km (Amorgos fault).

Στις εικόνες 7.1.2 και 7.1.3 απεικονίζονται η παράλληλη τομή στον άξονα του ρήγματος της Αμοργού, που επιλέχθηκε για να παραχθεί η μηκοτομή που απεικονίζει τις μεταβολές των τάσεων Coulomb στο πρόγραμμα Coulomb, καθώς και η παραγόμενη τομή σε βάθος 100 χιλιομέτρων.



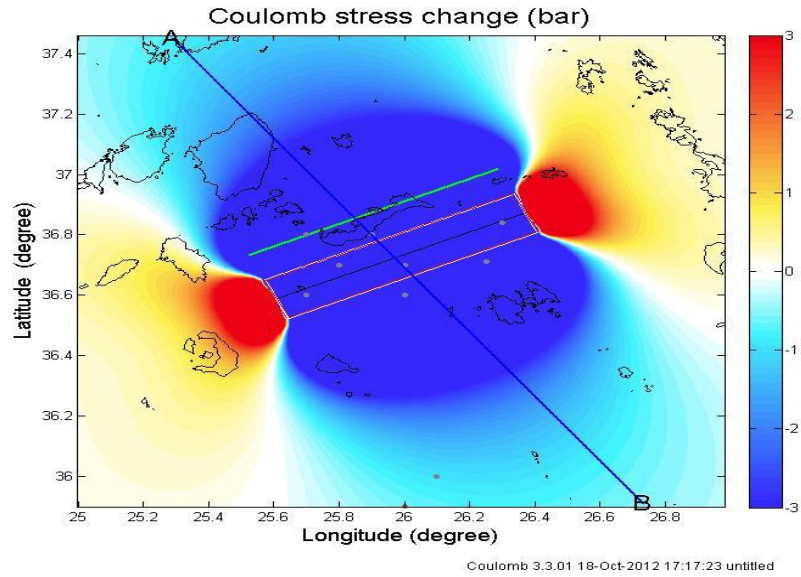
Εικόνα 7.1.2: Παράλληλη τομή στον άξονα του ρήγματος της Αμοργού.

Figure 7.1.2: Parallel section to the axis of Amorgos fault.



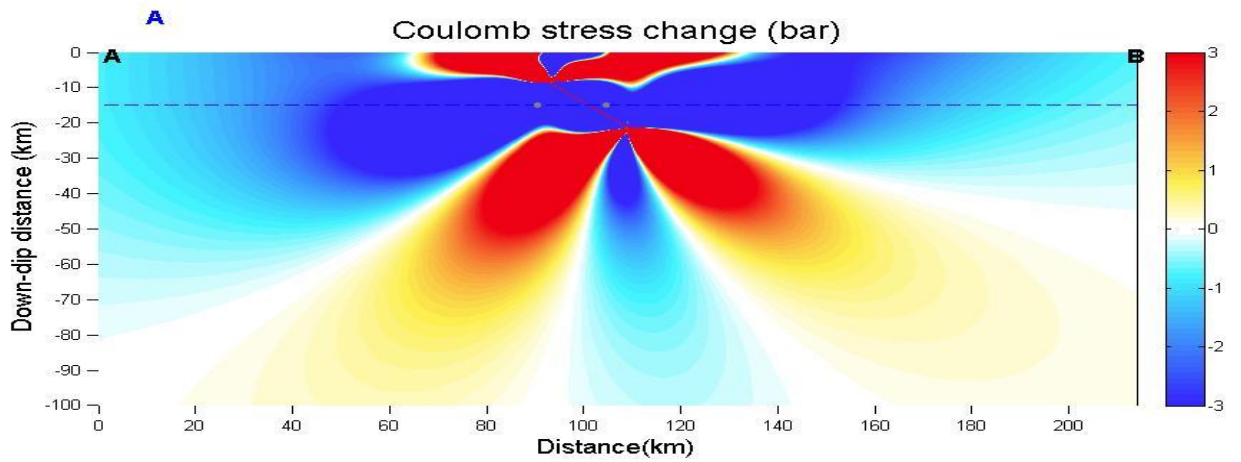
Εικόνα 7.1.3: Παραγωγή μηκοτομής της όψης της εικόνας 7.1.2, μέχρι 100 χιλιόμετρα βάθος.

Figure 7.1.3: Production cross section of the face image 7.1.2, until 100 km depth.



Εικόνα 7.1.4: Κάθετη τομή στον άξονα του ρήγματος της Αμοργού.

Figure 7.1.4: Vertical section to the axis of Amorgos fault.

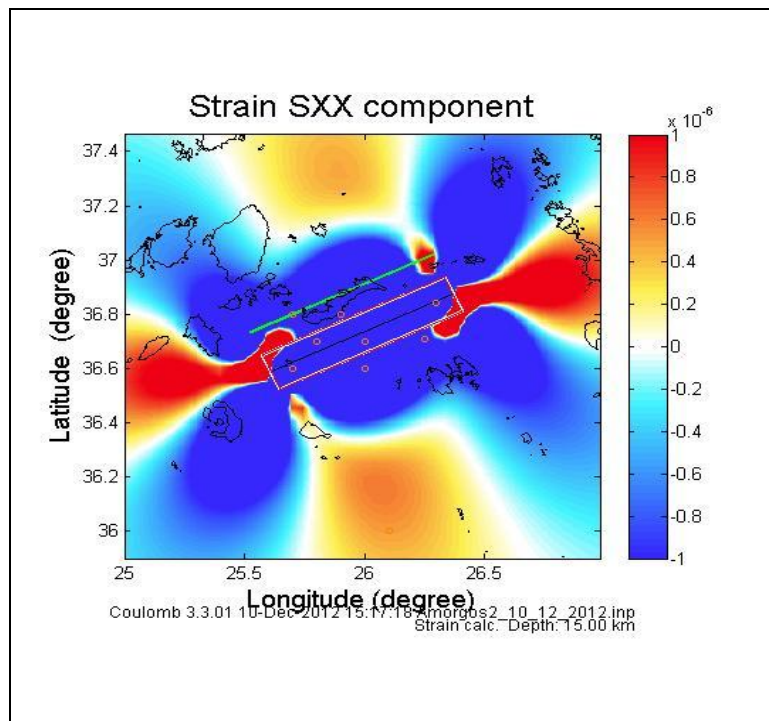


Εικόνα 7.1.5: Παραγωγή μηκοτομής της όψης της εικόνας 7.1.4, μέχρι 100 χιλιόμετρα βάθος.

Figure 7.1.5: Production cross section of the face image 7.1.4, until 100 km depth.

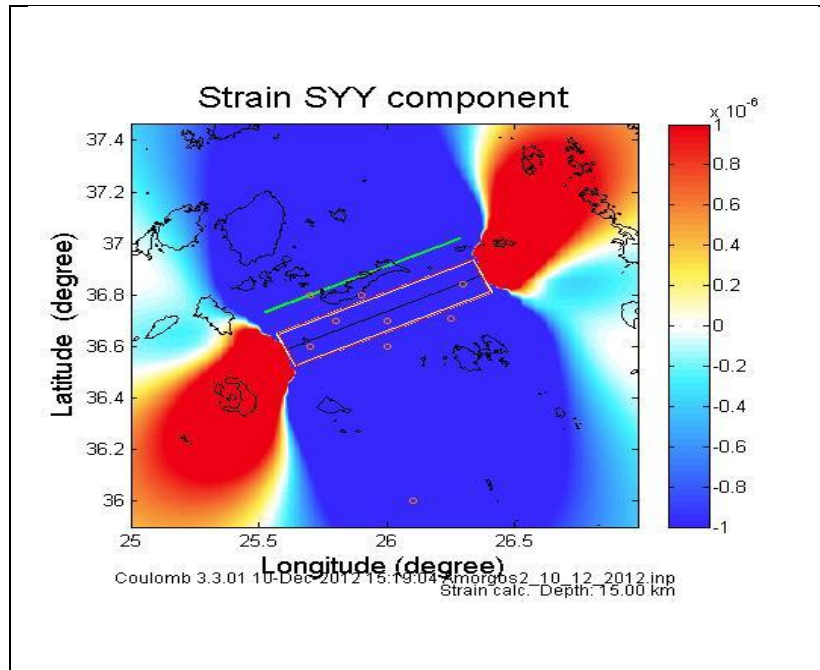
7.2 Υπολογισμοί των παραμορφώσεων στα επίπεδα x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, σεισμός στην Αμοργό 1956

Στην ενότητα 7.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του προγράμματος Coulomb, που αφορούν τον υπολογισμό των παραμορφώσεων των επιπέδων x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, μετά την ενεργοποίηση του ρήγματος στη νήσο της Αμοργού από τον σεισμό στις 9 Ιουλίου στην εν λόγω περιοχή. Οι σεισμοί εκδηλώνονται στις επιφάνειες των ενεργών σεισμικών ρηγμάτων όταν οι ασκούμενες τάσεις από τα περιβάλλοντα πετρώματα του φλοιού της Γης σε ορισμένο σημείο, υπερβούν την αντοχή του πετρώματος με αποτέλεσμα να επέλθει η διάρρηξη του μέσου και έκλυση σεισμικής ενέργειας λόγω της συσσωρευμένης παραμόρφωσης, με τη μορφή σεισμικών κυμάτων, γεγονός που μπορεί να συμβαίνει στις ανοιχτόχρωμες περιοχές που απεικονίζουν τις παραμορφώσεις (κόκκινο, κίτρινο χρώμα).



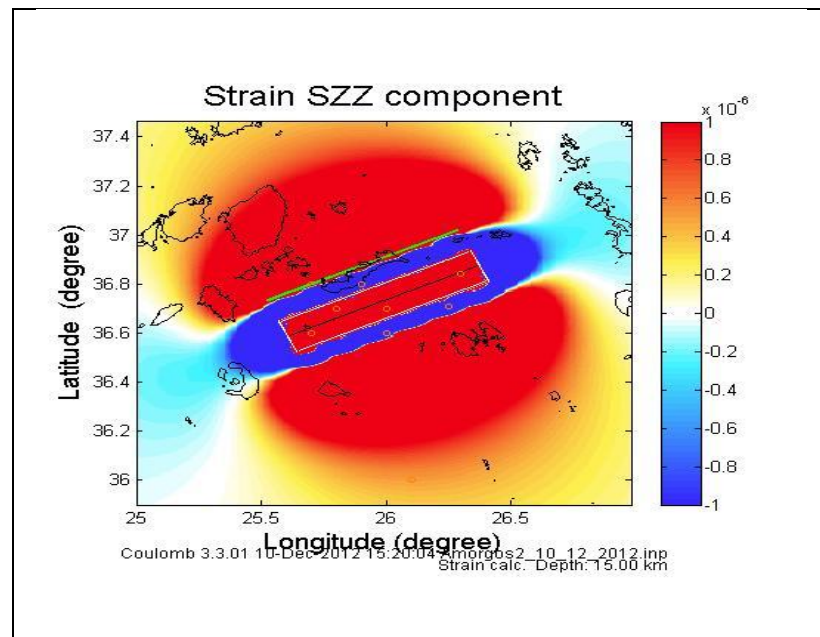
Εικόνα 7.2.1: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.2.1: Calculation of strain component Sxx at Amorgos fault, a result of Coulomb.



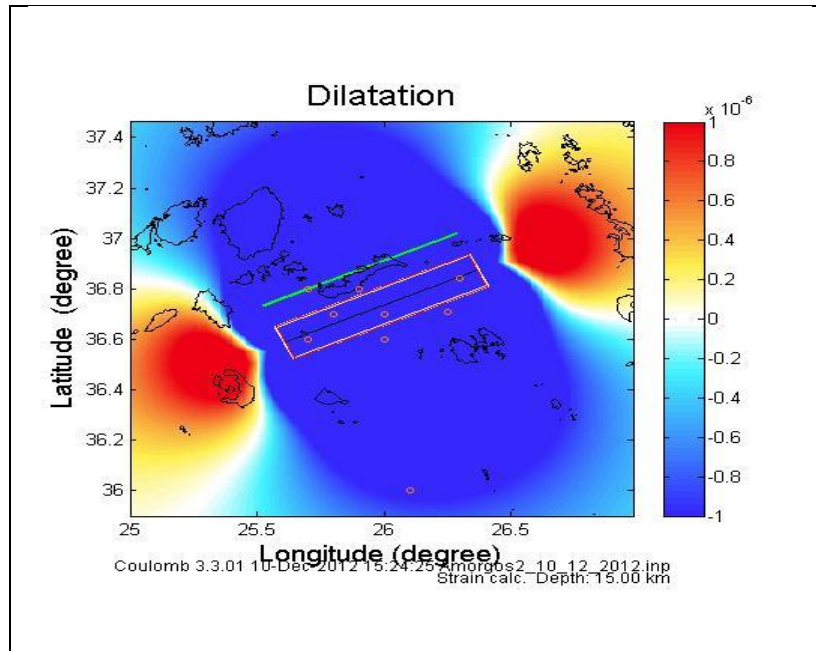
Εικόνα 7.2.2: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.2.2: Calculation of strain component Syy at Amorgos fault, a result of Coulomb.



Εικόνα 7.2.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.2.3: Calculation of strain component Szz at Amorgos fault, a result of Coulomb.



Εικόνα 7.2.4: Υπολογισμός της διαστολής ($E_{xx}+E_{yy}+E_{zz}$) στο ρήγμα της Αμοργού, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.2.4: Calculation of dilatation ($S_{xx}+S_{yy}+S_{zz}$) at Amorgos fault, a result of Coulomb.

7.3 Υπολογισμοί μεταβολής τάσεων Coulomb, αλλάζοντας το ρήγμα πηγή και το ρήγμα δέκτη, ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης

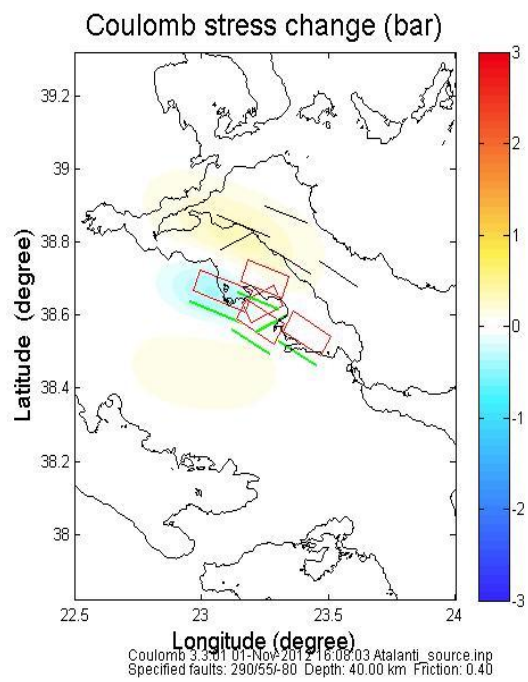
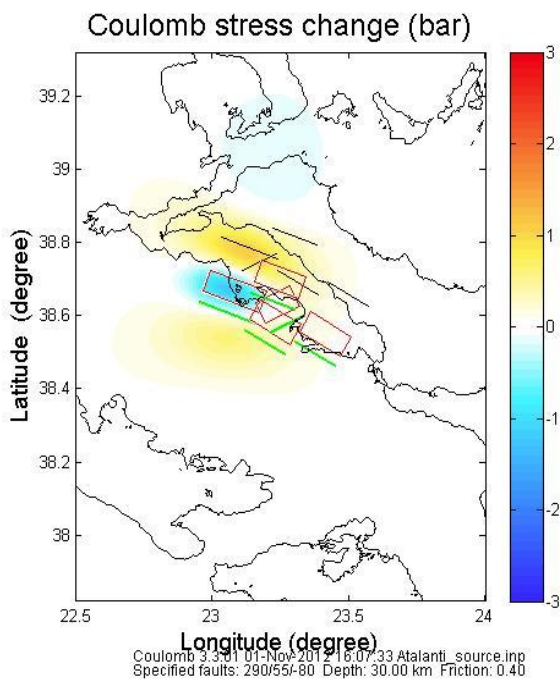
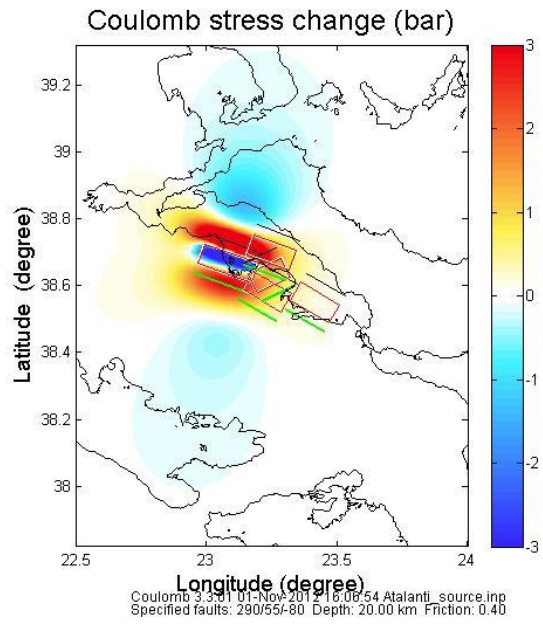
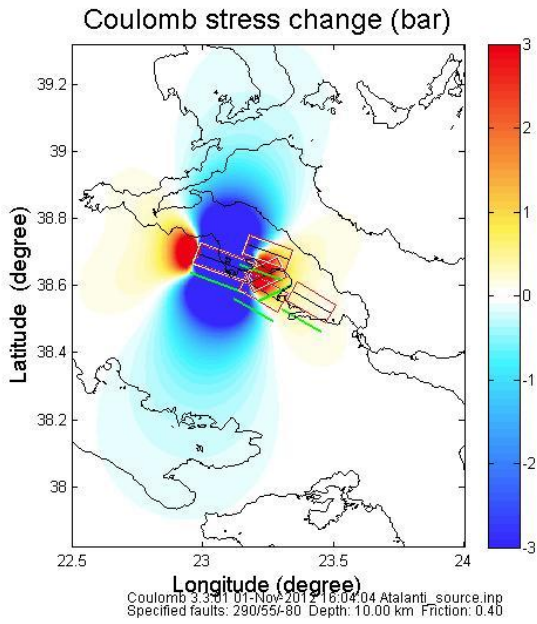
Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τους υπολογισμούς των τάσεων Coulomb στο αντίστοιχο πρόγραμμα για τα πέντε ρήγματα στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης (κεντρική Ελλάδα). Τα ρήγματα είναι το ρήγμα στο Μαρτίνο, που ενεργοποιήθηκε από το σεισμό στις 20 Απριλίου του 1894 στην αντίστοιχη περιοχή, το ρήγμα στην Αταλάντη (πόλη), που ενεργοποιήθηκε από το σεισμό στις 27 Απριλίου του 1894, το ρήγμα στη Μαλεσίνα, το ρήγμα στην Ανθηδώνα και τέλος το παράκτιο ρήγμα βόρεια της Αταλάντης. Έτσι, υπάρχουν τριών ειδών υπολογισμοί στην ενότητα αυτή, αυτοί που αφορούν την απεικόνιση των τάσεων Coulomb ενός ρήγματος ως προς τον εαυτό του, αυτοί που αφορούν την απεικόνιση των τάσεων Coulomb του καθενός ρήγματος ως προς το ρήγμα της Αταλάντης, που έσπασε από τον μεγάλο σεισμό της Αταλάντης στις 27 Απριλίου του 1894 και τέλος οι υπολογισμοί που αναφέρονται στην μεταφορά των τάσεων Coulomb μετά την ενεργοποίηση του ρήγματος του Μαρτίνου από τον σεισμό στις 20 Απριλίου του 1894 στην ίδια περιοχή, προς τα υπόλοιπα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής που περιβάλλει την Αταλάντη.

Ένας σημαντικός λόγος του τρίτου υπολογισμού είναι για να εξαχθεί ένα συμπέρασμα, σχετικά με την επιρροή μίας ρήξης ενός ρήγματος στην ενεργοποίηση γειτονικού ρήγματος που συνδέεται με σεισμό μεταγενέστερο του πρώτου που ενεργοποίησε το πρώτο ρήγμα. Ο δεύτερος υπολογισμός που προαναφέρθηκε, είναι ικανός να δείξει εάν τα γειτονικά ρήγματα ενός σεισμού σε κάποιο ρήγμα επηρεάστηκαν σημαντικά.

Σε πρώτο στάδιο έγιναν οι υπολογισμοί των αλλαγών των τάσεων Coulomb των πέντε ρηγμάτων, δηλαδή της Αταλάντης, του Μαρτίνου, της Μαλεσίνας, του παράκτιου ρήγματος και της Ανθηδώνας ως προς τον εαυτό τους.

Αταλάντη-πηγή

Στην εικόνα 7.3.1 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή της Αταλάντης, ως προς τον εαυτό του. Αυτό που παρατηρείται είναι ότι οι θετικές τιμές των τάσεων (1-2.5 bar) συσσωρεύονται στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος, ενώ οι αρνητικές τιμές των τάσεων συναντώνται στο κέντρο του ρήγματος, καθώς και στο βόρειο και νότιο τμήμα του (-2 έως -3 bar). Αυξάνοντας το βάθος απεικόνισης των τάσεων, φαίνεται ότι οι θετικές τιμές των τάσεων βρίσκονται περιμετρικά του ρήγματος της Αταλάντης (1.5 έως 2.5 bar), ενώ οι αρνητικές τιμές των τάσεων με τιμές από -1 έως -0.1 bar συσσωρεύονται στο κέντρο του ρήγματος της Αταλάντης. Στα βάθη των 30 και 40 χιλιομέτρων η πληροφορία που σχετίζεται με τις τάσεις δεν είναι επαρκής.

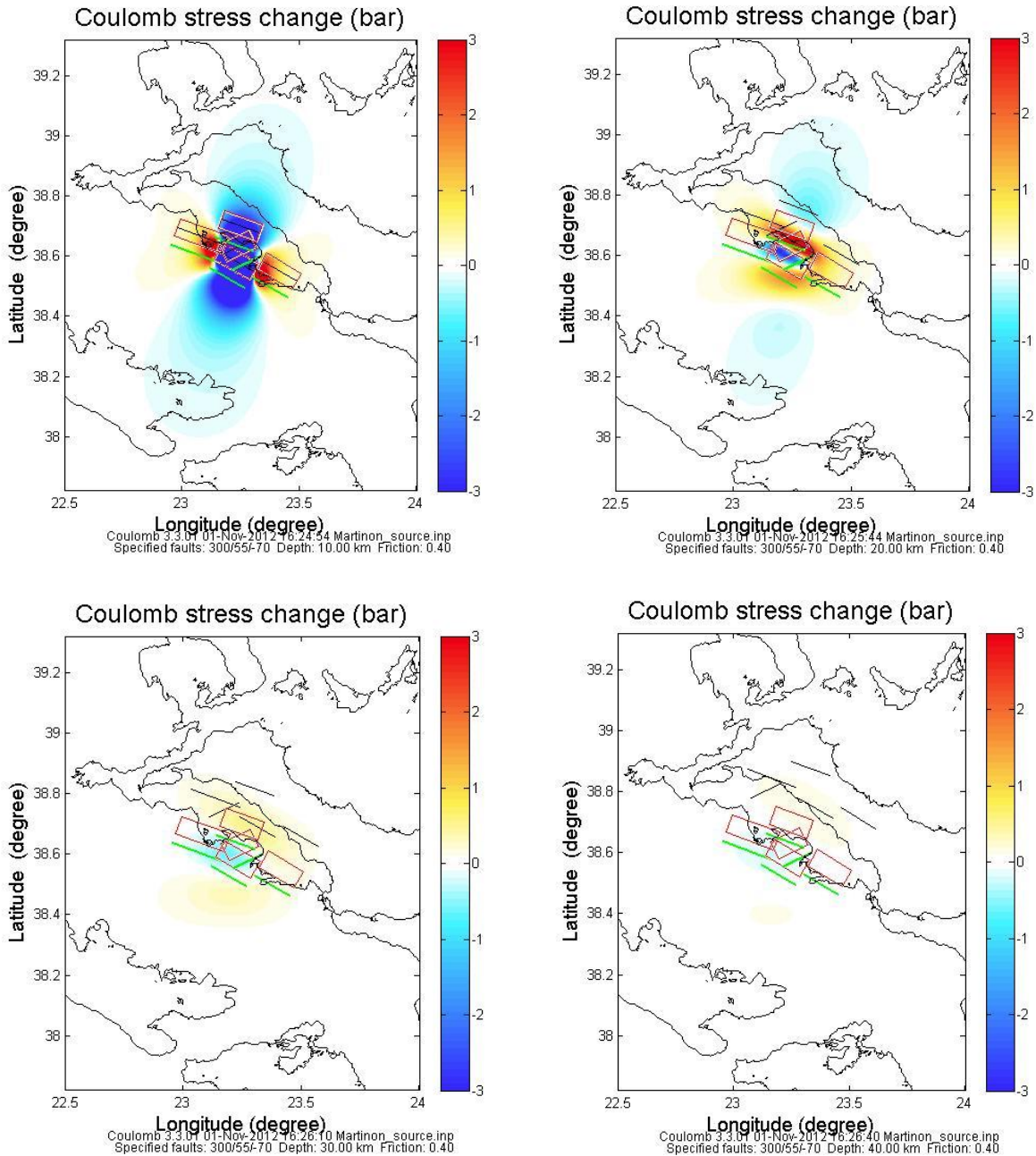


Εικόνα 7.3.1: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.

Figure 7.3.1: Calculations of Coulomb stresses at Atalanti fault in layouts, in depths 10, 20, 30, 40 km.

Μαρτίνο-πηγή

Στην εικόνα 7.3.2 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή του Μαρτίνου, ως προς τον εαυτό του. Οι αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb (-2 έως -3 bar) συσσωρεύονται στο κέντρο του ρήγματος, καθώς και στο νότιο και βόρειο άκρο, ενώ με την αύξηση του βάθους στο κέντρο του ρήγματος οι αρνητικές τιμές αναπτύσσονται σε μικρότερο χώρο και με τιμές -2 έως -0.5 bar, όσο αυξάνεται το βάθος (20-30 χιλιόμετρα). Αντίθετα, οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb αναπτύσσονται σε βάθος 10 χιλιομέτρων, στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος (2-3 bars), ενώ με την αύξηση του βάθους παρατηρούνται μικρότερες θετικές τιμές (0.5-1.5 bar), κυρίως περιμετρικά του ρήγματος στο Μαρτίνο.

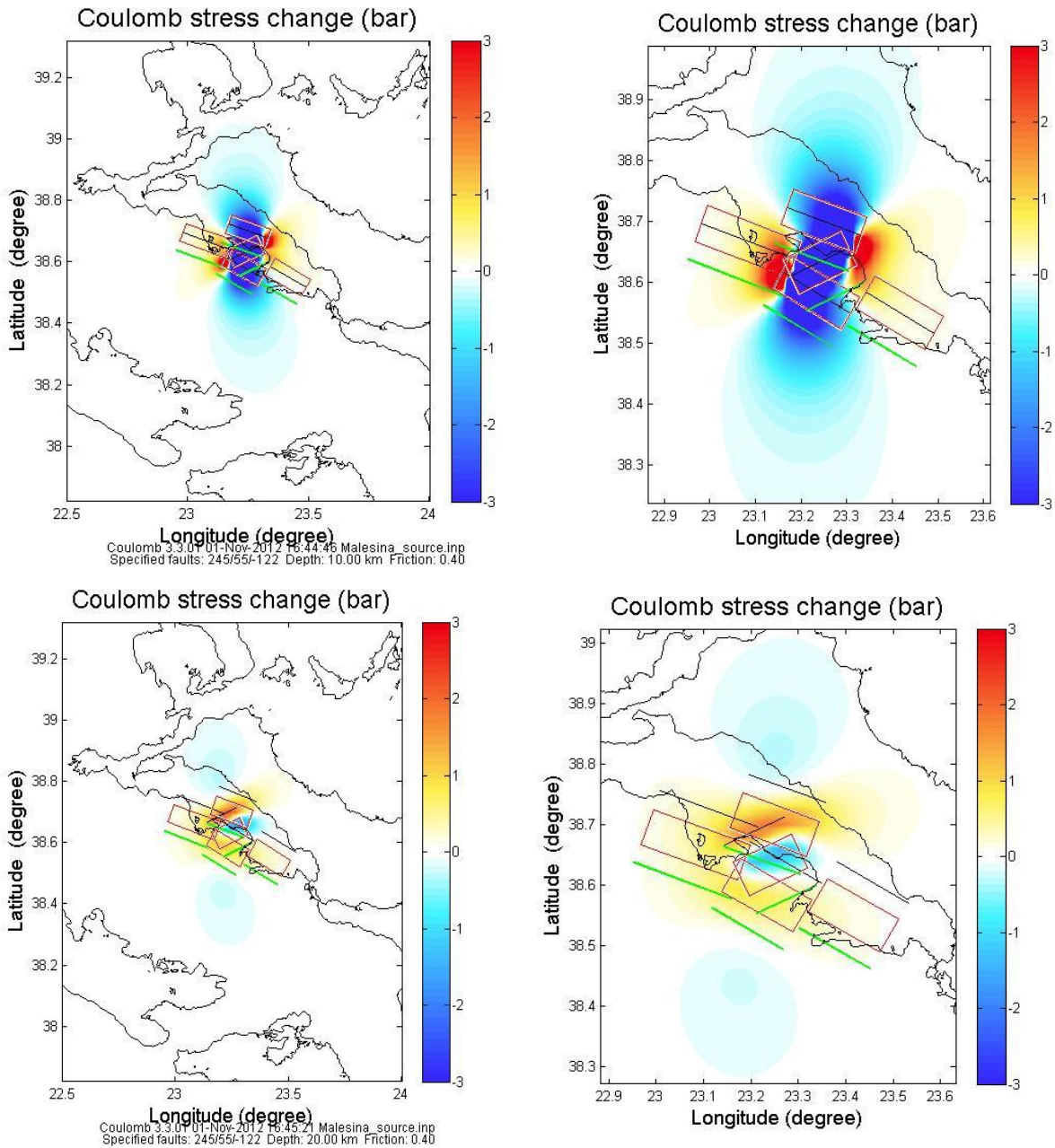


Εικόνα 7.3.2: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο σε κατόψεις, σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.

Figure 7.3.2: Calculations of Coulomb stresses at Martinon fault in layouts, in depths 10, 20, 30, 40 km.

Μαλεσίνα-πηγή

Στην εικόνα 7.3.3 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή της Μαλεσίνας, ως προς τον εαυτό του. Στο ρήγμα της Μαλεσίνας οι αρνητικές τιμές των τάσεων σε χαμηλά βάθη συσσωρεύονται στο κέντρο, καθώς και στο βόρειο και νότιο άκρο του, με τιμές από -1.5 έως -3 bar, ενώ με την αύξηση του βάθους οι αρνητικές τάσεις συναντώνται κεντρικά σε μικρότερες τιμές και καταλαμβάνουν μικρότερο τμήμα στην περιοχή του ρήγματος (0 έως -1 bar). Οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb συναντώνται στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος, με τιμές από 1.5 έως 3 bar. Αντίθετα, με την αύξηση του βάθους (20 χιλιόμετρα) οι θετικές τιμές των τάσεων συναντώνται περιμετρικά του ρήγματος με τιμές κάτω από 1.5 bar. Στα βάθη των 30 και 40 χιλιομέτρων η πληροφορία που σχετίζεται με τις τάσεις δεν είναι επαρκής.

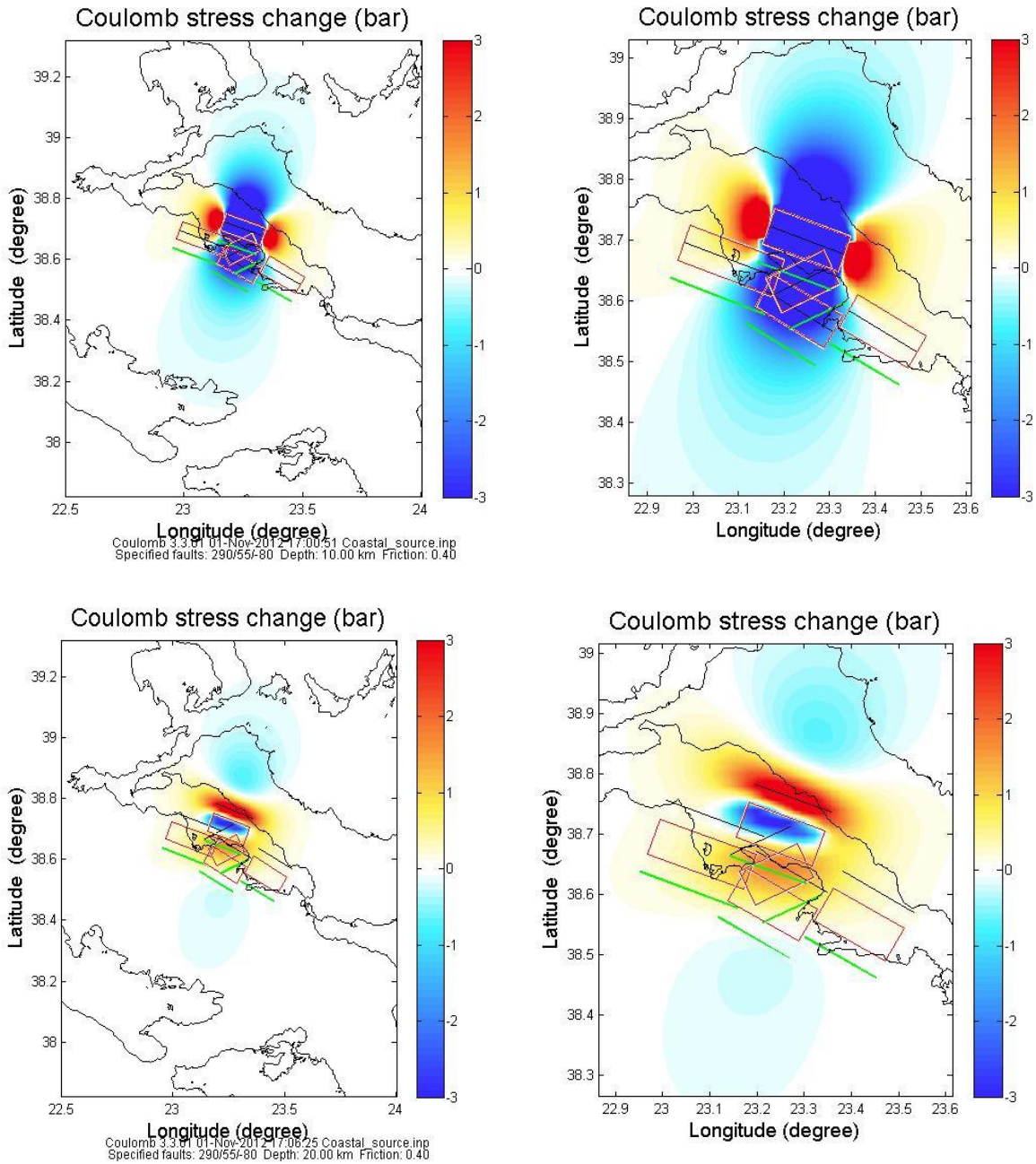


Εικόνα 7.3.3: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στη Μαλεσίνα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλίομετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.3: Calculations of Coulomb stresses at Malesina fault in layouts, in depths 10 and 20 km (imaging in magnifications).

Παράκτιο ρήγμα-πηγή

Στην εικόνα 7.3.4 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για παράκτιο ρήγμα, ως προς τον εαυτό του. Στο παράκτιο ρήγμα οι αρνητικές τιμές των τάσεων σε χαμηλά βάθη συσσωρεύονται στο κέντρο, καθώς και στο βόρειο και νότιο άκρο του, με τιμές από -1.5 έως -3 bar, ενώ με την αύξηση του βάθους οι αρνητικές τάσεις συναντώνται κεντρικά σε μικρότερες τιμές και καταλαμβάνουν αρκετό τμήμα στην περιοχή του ρήγματος (-0.5 έως -1.5 bar, από το κέντρο του ρήγματος προς τα έξω). Οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb συναντώνται στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος, με τιμές από 1.5 έως 3 bar. Αντίθετα, με την αύξηση (20, χιλιόμετρα) του βάθους οι θετικές τιμές των τάσεων συναντώνται περιμετρικά και κυρίως βόρεια του ρήγματος με τιμές κοντά στο 1.5 bar.

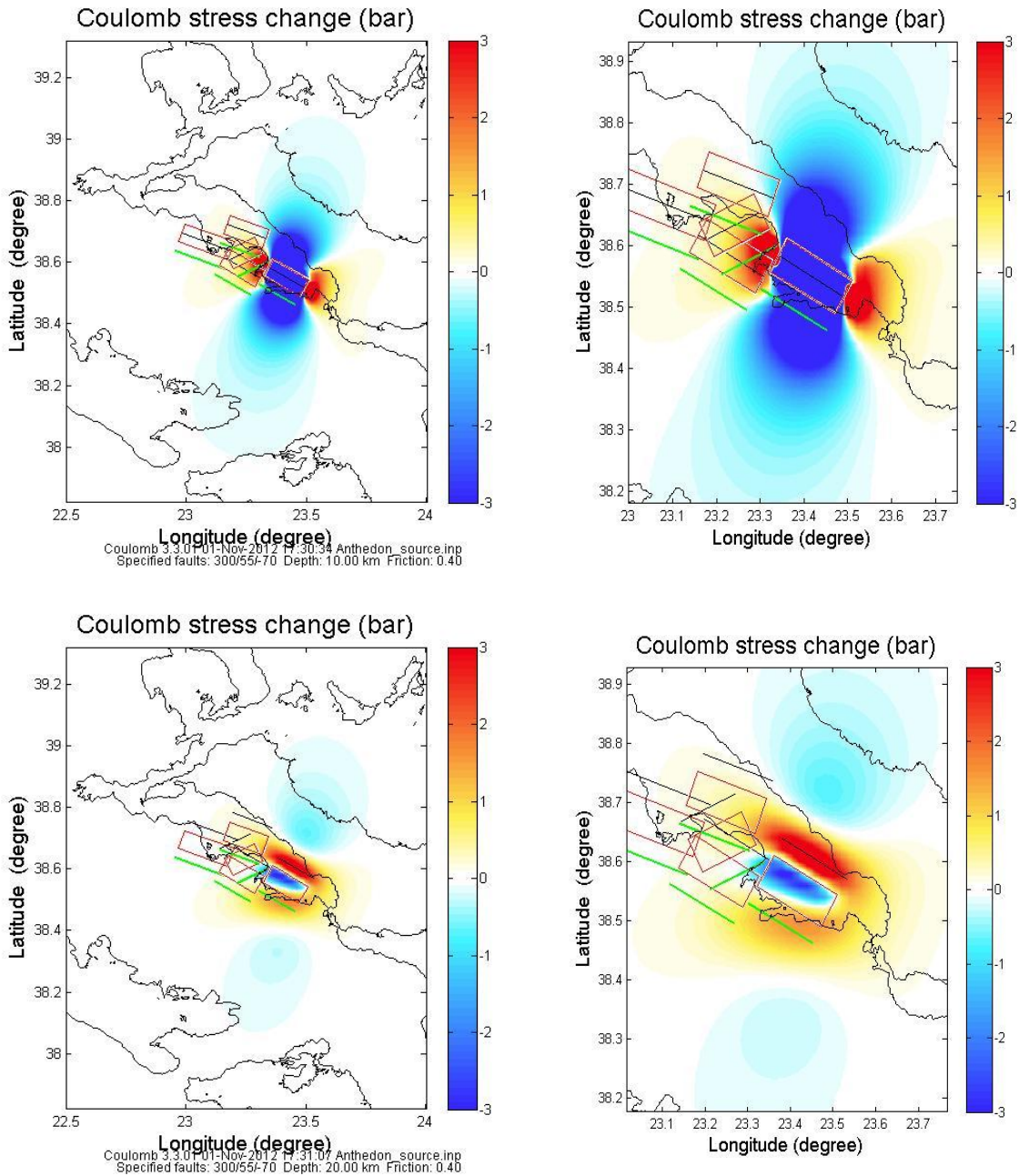


Εικόνα 7.3.4: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιομέτρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.4: Calculations of Coulomb stresses at Coastal fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Ανθηδώνα-πηγή

Στην εικόνα 7.3.5 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδώνα, ως προς τον εαυτό του. Στο ρήγμα οι αρνητικές τιμές των τάσεων σε χαμηλά βάθη συσσωρεύονται στο κέντρο, καθώς και στο βόρειο και νότιο άκρο του, με τιμές από -1.5 έως -3 bar, ενώ με την αύξηση του βάθους οι αρνητικές τάσεις συναντώνται κεντρικά και εσωτερικά του ρήγματος σε μικρότερες τιμές και καταλαμβάνουν αρκετό τμήμα στην περιοχή του ρήγματος (-0.5 έως -1.5 bar). Οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb συναντώνται στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος, με τιμές από 1.5 έως 3 bar. Αντίθετα, με την αύξηση (20, χιλιόμετρα) του βάθους οι θετικές τιμές των τάσεων συναντώνται περιμετρικά και κυρίως βόρεια του ρήγματος με τιμές λίγο πάνω και λίγο κάτω από 1.5 bar.



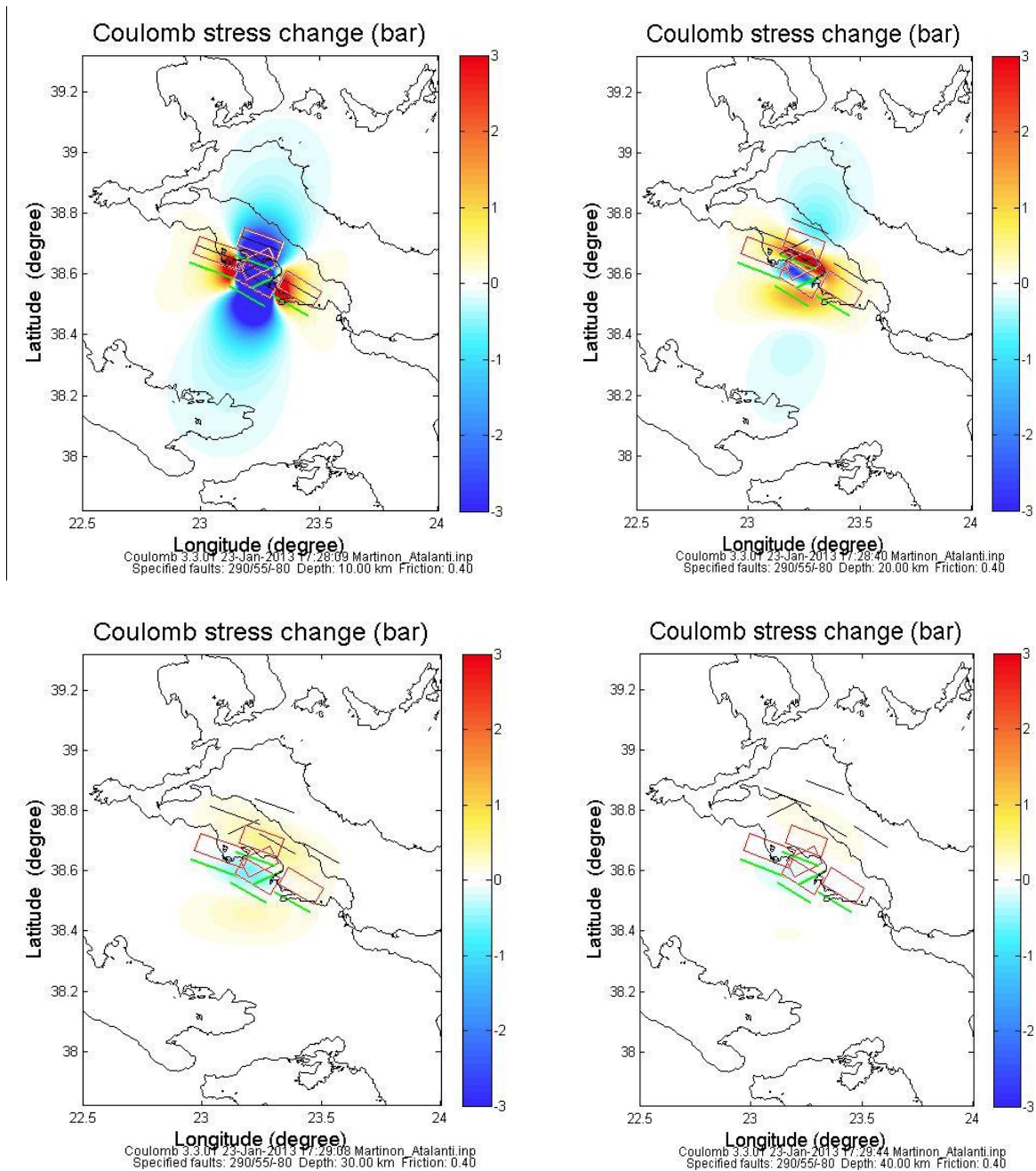
Εικόνα 7.3.5: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδόνα σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.5: Calculations of Coulomb stresses at Anthedon fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Στο δεύτερο στάδιο παρουσιάζονται οι υπολογισμοί των αλλαγών των τάσεων Coulomb που μεταφέρθηκαν από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο από τον σεισμό της 20^{ης} Απριλίου του 1894 προς τα ρήγματα της Αταλάντης, της Μαλεσίνας, της Ανθηδώνας και προς το παράκτιο ρήγμα, προκειμένου να φανεί, αν επηρέασε ο σεισμός στο Μαρτίνο την σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής.

Μαρτίνο-Αταλάντη

Στην εικόνα 7.3.6 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή του Μαρτίνου, ως προς το γειτονικό ρήγμα στην Αταλάντη. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στο Μαρτίνο χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήγματος-σεισμού της Αταλάντης. Ο λόγος αυτού του πειραματισμού είναι για να φανεί η μεταφορά των τάσεων από το πρώτο ρήγμα στο δεύτερο, δηλαδή πόσα bar μεταφέρονται και σε ποια διεύθυνση κατευθύνονται, και πόσο τελικά επηρεάζουν την ρήξη του επόμενου ρήγματος, δηλαδή την ενεργοποίηση του επόμενου ρήγματος. Οι μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb μεταφέρονται από το κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο βόρεια προς το ρήγμα στη Μαλεσίνα και στο παράκτιο ρήγμα και νότια, με τιμές ξεκινώντας από το κέντρο του ρήγματος από -3 bar και καθώς κατευθύνονται βόρεια και νότια αυτού έχουν τιμές στα -2 bar, με αποτέλεσμα μετά την επιφάνεια των ρηγμάτων αυτών οι μειώσεις να φθάνουν έως και -1 bar. Στα 20 χιλιόμετρα βάθος, δηλαδή με την αύξηση του βάθους υπολογισμού των τάσεων Coulomb, παρατηρείται μικρότερη μείωση των τάσεων στο κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο (τιμές -1 έως 0 bar). Όπως γίνεται αντιληπτό αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb δεν μεταφέρονται από το ρήγμα στο Μαρτίνο στο ρήγμα της Αταλάντης. Ακόμα παρατηρείται, ότι σε βάθος 10 χιλιομέτρων μεταφέρονται θετικές τάσεις από τη ρήξη στο Μαρτίνο προς το ρήγμα στην Αταλάντη (1.5-3 bar), σε βάθος 20 χιλιομέτρων οι θετικές τάσεις έχουν μικρότερη ανάπτυξη και μικρότερες τιμές στο ρήγμα της Αταλάντης (0.5-1.5 bar), στα 30 και 40 χιλιόμετρα βάθος οι θετικές τιμές των τάσεων που μεταφέρονται εξασθενούν, με τιμές 1 έως 0 bar. Στα βάθη των 30 και 40 χιλιομέτρων η πληροφορία που σχετίζεται με τις τάσεις δεν είναι επαρκής.

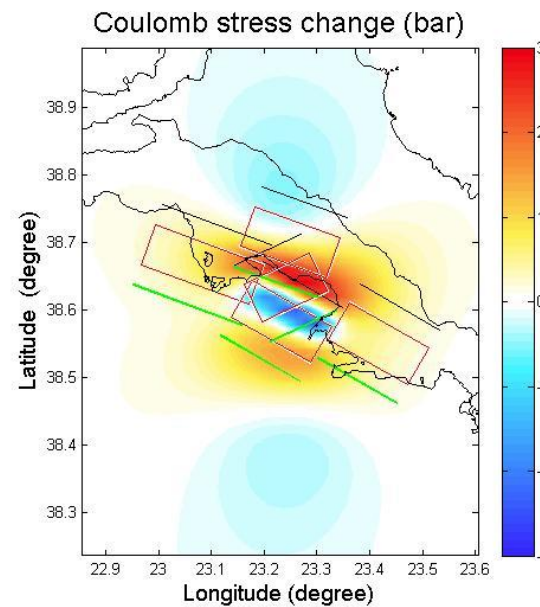
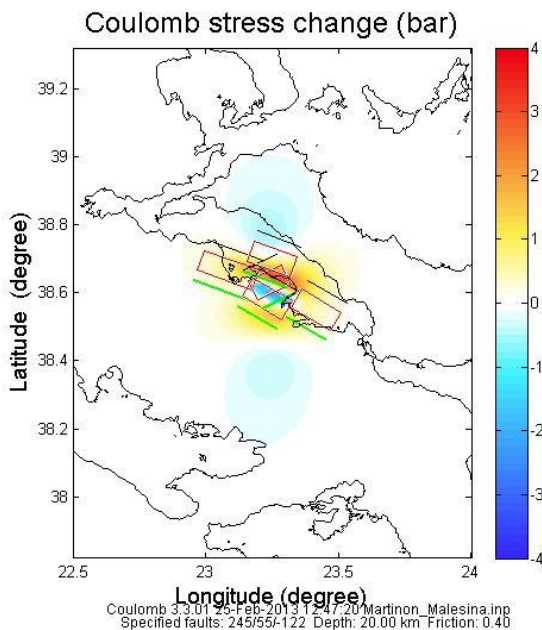
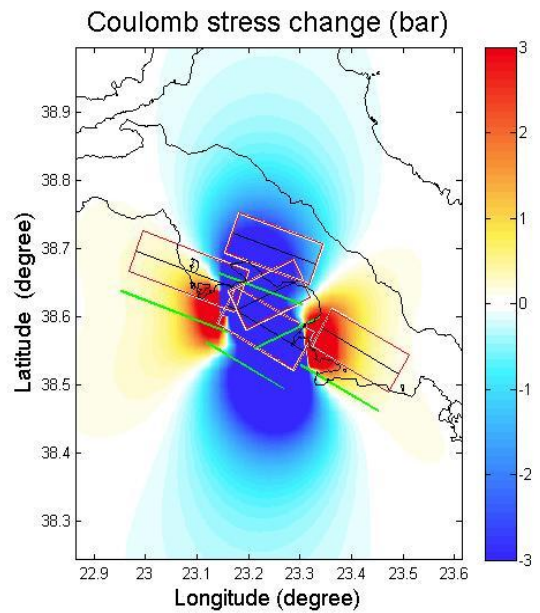
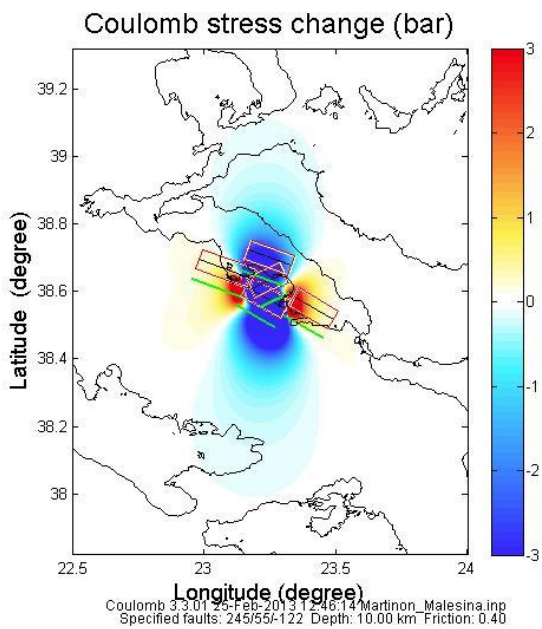


Εικόνα 7.3.6: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Αταλάντης σε βάθη 10, 20, 30 και 40 χιλιόμετρα.

Figure 7.3.6: Calculations of Coulomb stresses at Martinon fault using the focal mechanism of Atalanti fault in layouts, in depths 10, 20, 30, 40 km.

Μαρτίνο-Μαλεσίνα

Στην εικόνα 7.3.7 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή του Μαρτίνου, ως προς το γειτονικό ρήγμα στη Μαλεσίνα. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στο Μαρτίνο χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήγματος της Μαλεσίνας. Ο λόγος αυτού του πειραματισμού είναι η πιθανή επιρροή του σεισμού στο Μαρτίνο, στις 20 Απριλίου του 1894, πάνω στο ρήγμα της Μαλεσίνας. Οι μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb μεταφέρονται από το κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο βόρεια προς το ρήγμα στη Μαλεσίνα και στο παράκτιο ρήγμα και νότια, με τιμές ξεκινώντας από το κέντρο του ρήγματος από -3 bar και καθώς κατευθύνονται βόρεια και νότια αυτού έχουν τιμές στα -2 bar, με αποτέλεσμα μετά την επιφάνεια των ρηγμάτων αυτών οι μειώσεις να φθάνουν έως και -1 bar. Στα 20 χιλιόμετρα βάθος, δηλαδή με τη μείωση του βάθους υπολογισμού των τάσεων Coulomb, παρατηρείται μικρότερη μείωση των τάσεων στο κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο (τιμές -1 έως 0 bar). Ακόμα παρατηρείται, ότι σε βάθος 10 χιλιομέτρων δεν μεταφέρονται θετικές τάσεις από τη ρήξη στο Μαρτίνο προς το ρήγμα στη Μαλεσίνα, σε βάθος 20 χιλιομέτρων οι θετικές τάσεις έχουν αρκετή ανάπτυξη στο εσωτερικό του ρήγματος της Μαλεσίνας (1.5-2 bar) και περίπου την ίδια έκταση καταλαμβάνουν και οι αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb στο εσωτερικό του ρήγματος της Μαλεσίνας (τιμές -0.5 έως -1.5, σε bar).

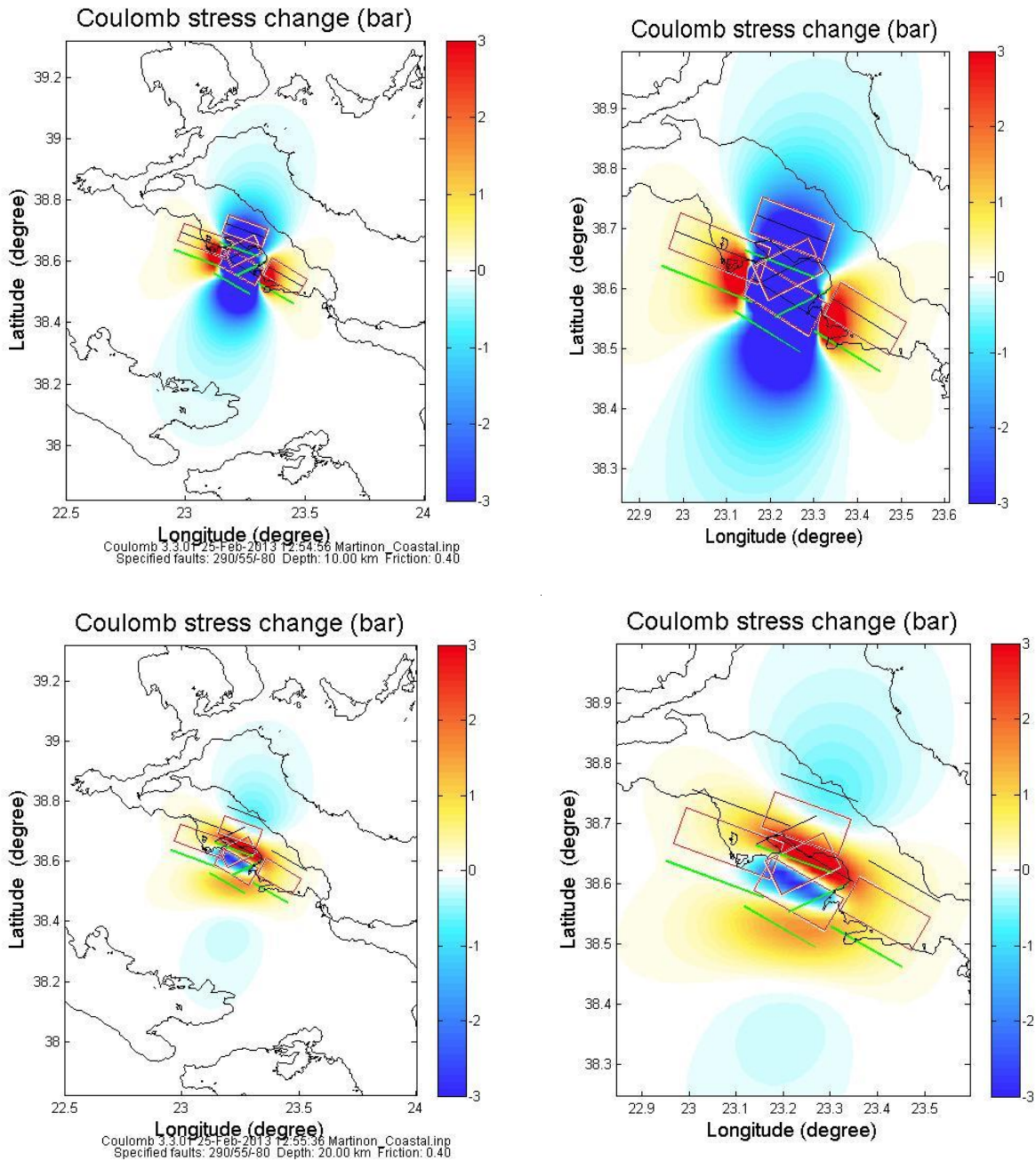


Εικόνα 7.3.7: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Μαλεσίνας σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιομέτρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.7: Calculations of Coulomb stresses at Martinon fault using the focal mechanism of Malesina fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Μαρτίνο-Παράκτιο ρήγμα

Στην εικόνα 7.3.8 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή του Μαρτίνου, ως προς το παράκτιο ρήγμα που βρίσκεται βορειότερα. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στο Μαρτίνο χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του παράκτιου ρήγματος. Και εδώ, ο λόγος αυτού του πειραματισμού είναι η πιθανή επιρροή του σεισμού στο Μαρτίνο, στις 20 Απριλίου του 1894, πάνω στο παράκτιο ρήγμα. Οι μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb μεταφέρονται από το κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο βόρεια προς το παράκτιο ρήγμα, ξεκινούν με τιμές από το κέντρο του ρήγματος από -3 bar και καθώς κατευθύνονται βόρεια έχουν τιμές στα -2 bar, με αποτέλεσμα μετά την επιφάνεια των ρηγμάτων αυτών οι μειώσεις να φθάνουν έως και -1 bar, εξωτερικά και βόρεια του παράκτιου ρήγματος. Ακόμα παρατηρείται, ότι σε βάθος 10 χιλιομέτρων δεν μεταφέρονται θετικές τάσεις από τη ρήξη στο Μαρτίνο προς το παράκτιο ρήγμα, σε βάθος 20 χιλιομέτρων οι θετικές τάσεις έχουν αρκετή ανάπτυξη στο εσωτερικό του παράκτιου ρήγματος (1-2 bar), κατά μήκος της νότιας πλευράς του, ενώ οι αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb στα 20 χιλιόμετρα βάθος θεωρούνται αμελητέες στο εσωτερικό του παράκτιου ρήγματος, αλλά και περιμετρικά του.

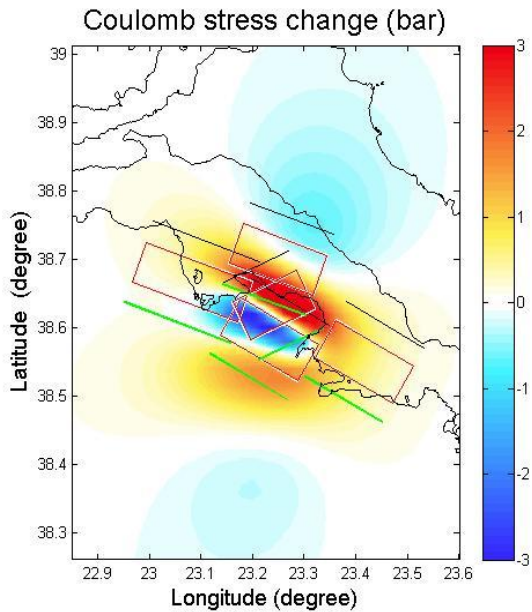
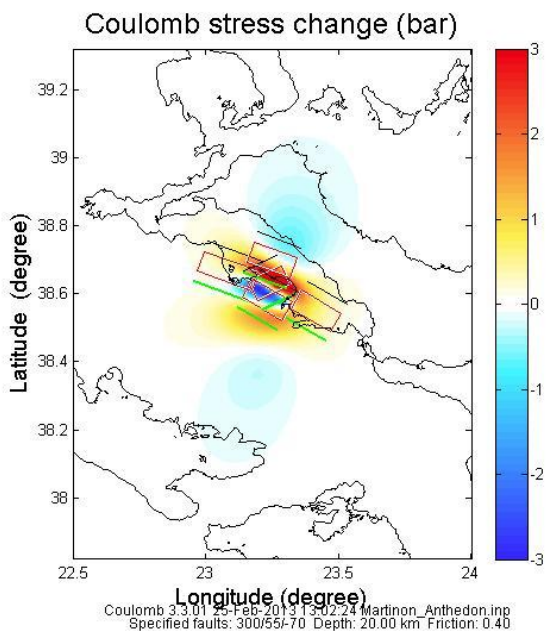
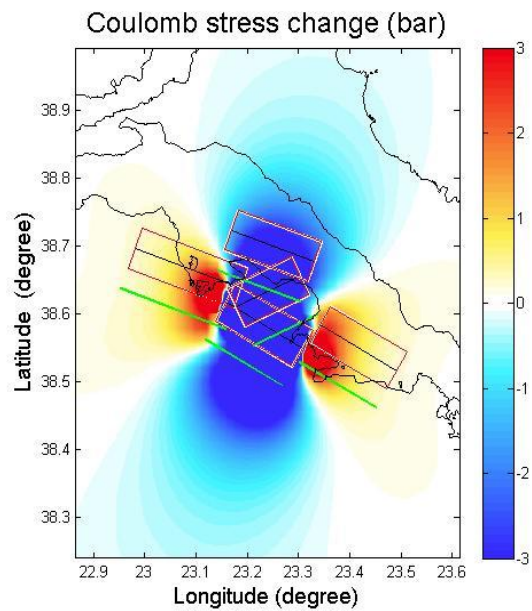
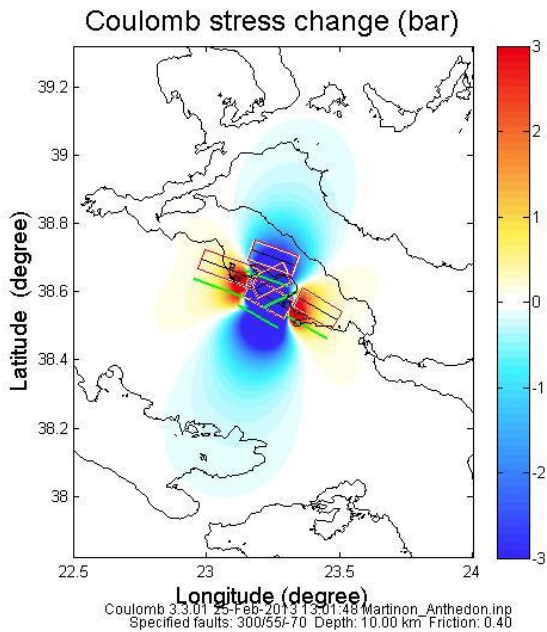


Εικόνα 7.3.8: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του παράκτιου ρήγματος σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.8: Calculations of Coulomb stresses at Martignon fault using the focal mechanism of the Coastal fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Μαρτίνο-Ανθηδώνα

Στην εικόνα 7.3.9 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή του Μαρτίνου, ως προς το γειτονικό ρήγμα στην Ανθηδώνα, που βρίσκεται ανατολικά του. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στο Μαρτίνο χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήγματος της Ανθηδώνας. Όπως και προηγουμένως, ο λόγος αυτού του πειραματισμού είναι η πιθανή επιρροή του σεισμού στο Μαρτίνο, στις 20 Απριλίου του 1894, πάνω στο ρήγμα της Ανθηδώνας. Πιο συγκεκριμένα οι μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb μεταφέρονται από το κέντρο του ρήγματος στο Μαρτίνο βόρεια προς το παράκτιο ρήγμα, ξεκινούν με τιμές από το κέντρο του ρήγματος από -3 bar και καθώς κατευθύνονται βόρεια έχουν τιμές στα -2 bar. Δηλαδή, οι αρνητικές τάσεις των τάσεων Coulomb αναπτύσσονται δυτικά και εξωτερικά του ρήγματος της Ανθηδώνας, με τιμές που φθάνουν έως και -3 bar, όπως φαίνεται και στην εικόνα 7.3.9. Οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb, σε βάθος 10 χιλιομέτρων, στο δυτικό άκρο του ρήγματος της Ανθηδώνας κυμαίνονται από 2 έως 3 bar, ενώ από το κέντρο του ρήγματος της Ανθηδώνας προς τα ανατολικά οι θετικές τιμές εξασθενούν αισθητά (1.5-0 bar). Σε βάθος 20 χιλιομέτρων οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb που μεταφέρονται από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο, παίρνουν τιμές από 1.5 bar στο δυτικό άκρο του ρήγματος στην Ανθηδώνα και εξασθενούν με τιμή 0 στο ανατολικό άκρο του ρήγματος.



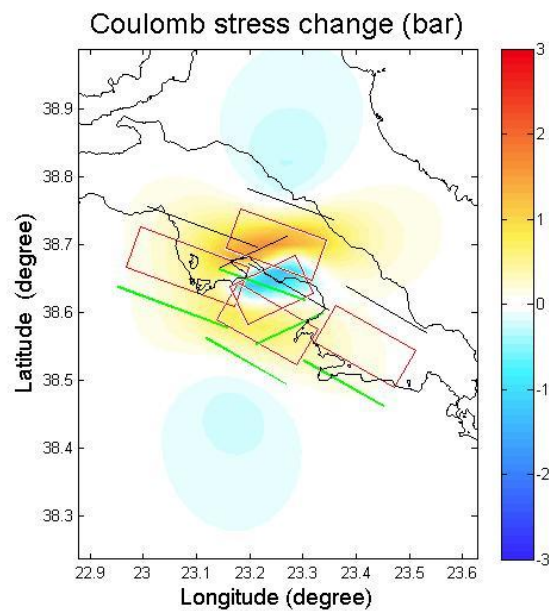
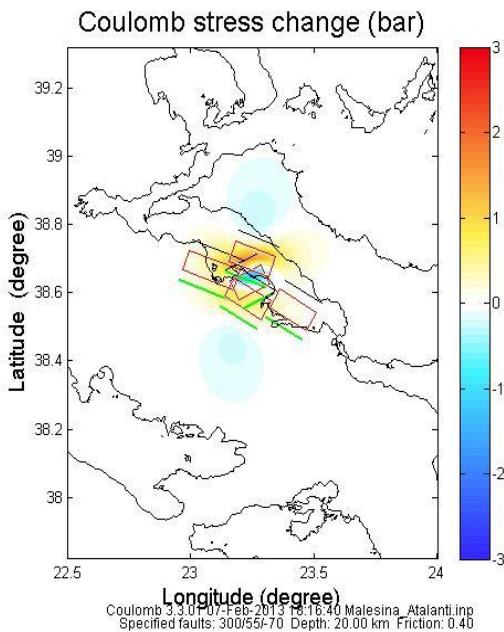
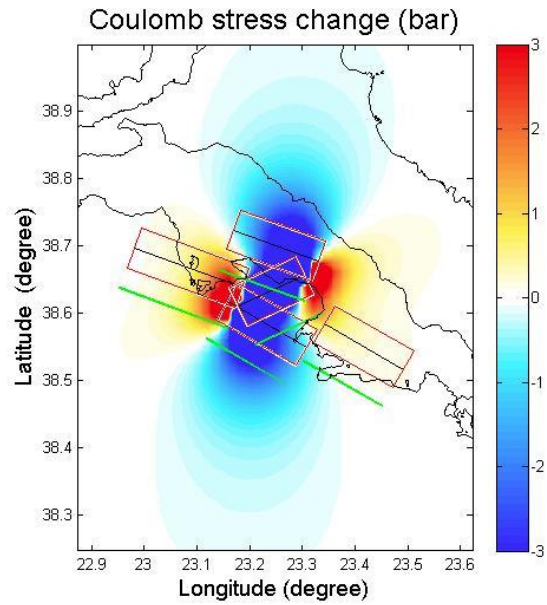
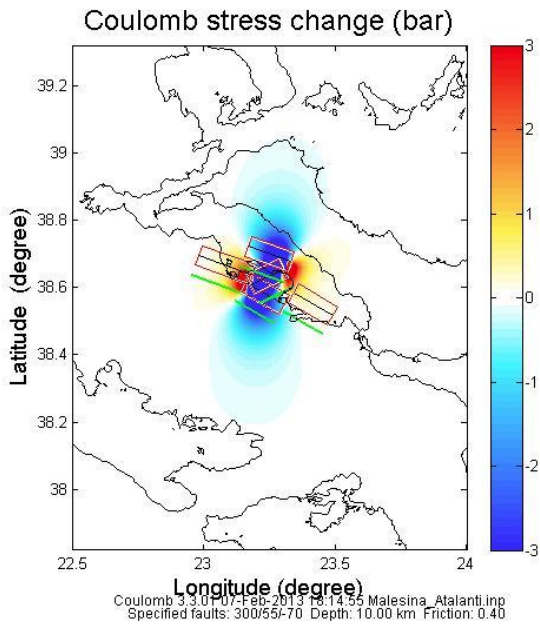
Εικόνα 7.3.9: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Ανθηδώνας σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιομέτρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.9: Calculations of Coulomb stresses at Martinon fault using the focal mechanism of Anthedon fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Στο τρίτο στάδιο ακολουθούν οι υπολογισμοί των αλλαγών των τάσεων Coulomb, που μεταφέρθηκαν από την ενεργοποίηση των ρηγμάτων στη Μαλεσίνα, στην Ανθηδώνα και του παράκτιου αντίστοιχα προς το ρήγμα της Αταλάντης, με σκοπό να εξεταστεί η πιθανή επιρροή των παραπάνω ρηγμάτων στη δημιουργία του σεισμικού γεγονότος στις 27 Απριλίου του 1894.

Μαλεσίνα-Αταλάντη

Στη εικόνα 7.3.10 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα που βρίσκεται στην περιοχή της Μαλεσίνας, ως προς το γειτονικό ρήγμα στη Αταλάντη. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στη Μαλεσίνα χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήματος-σεισμού της Αταλάντης. Οι μεγάλες μειώσεις των τάσεων Coulomb μεταφέρονται από το κέντρο του ρήματος στη Μαλεσίνα βόρεια προς το παράκτιο ρήγμα και νότια προς το ρήγμα στο Μαρτίνο, με τιμές ξεκινώντας από το κέντρο του ρήματος από -3 bar και καθώς κατευθύνονται προς το παράκτιο ρήγμα και το ρήγμα στο Μαρτίνο έχουν τιμές στα -2 bar, με αποτέλεσμα μετά την επιφάνεια των ρηγμάτων αυτών οι μειώσεις να φθάνουν έως και -1 bar. Στα 20 χιλιόμετρα βάθος, δηλαδή με τη αύξηση του βάθους υπολογισμού των τάσεων Coulomb, παρατηρείται μικρότερη μείωση των τάσεων στο κέντρο του ρήματος στη Μαλεσίνα (τιμές -1 έως 0 bar). Όπως γίνεται αντιληπτό αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb δεν μεταφέρονται από το ρήγμα στη Μαλεσίνα στο ρήγμα της Αταλάντης, αντίθετα φαίνεται στην εικόνα 7.3.10 σε βάθος 10 χιλιομέτρων ότι μεταφέρονται από την ενεργοποίηση του ρήματος στη Μαλεσίνα μεγάλες θετικές τιμές των τάσεων Coulomb προς το ανατολικό άκρο της ρηξιγενούς επιφάνειας του ρήματος της Αταλάντης, με τιμές που ξεκινούν από 3 bars στο ανατολικότερο άκρο του ρήματος της Αταλάντης και καταλήγουν περίπου στο 1 bar προχωρώντας πιο εσωτερικά στο ρήμα της Αταλάντης. Σε βάθος 20 χιλιομέτρων οι μεταφερόμενες τάσεις Coulomb έχουν τιμές από 1 bar έως 0 bar, ξεκινώντας από το ανατολικότερο άκρο του ρήματος της Αταλάντης προς το εσωτερικό του ίδιου ρήματος, προερχόμενες από το ρήμα στη Μαλεσίνα.

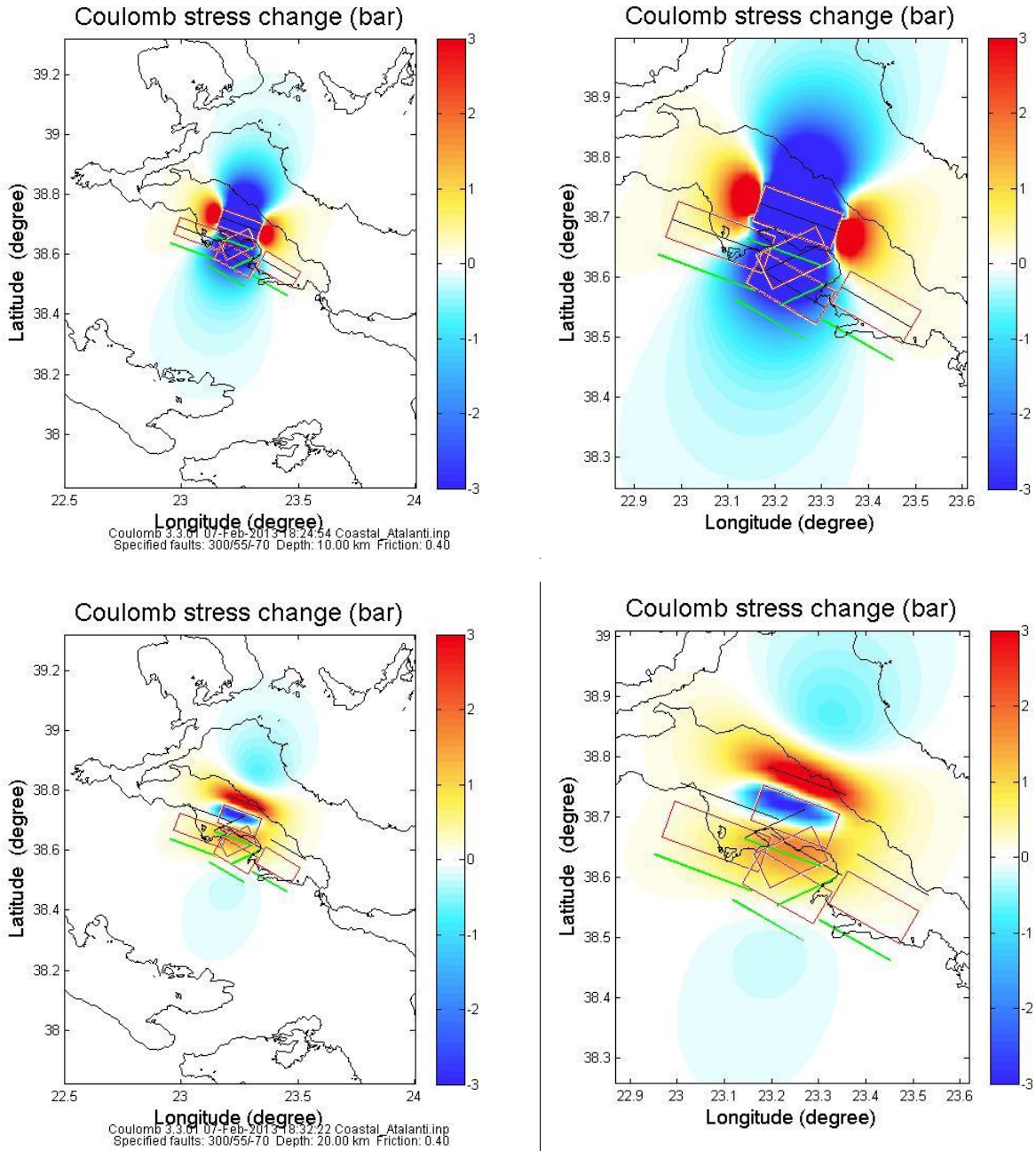


Εικόνα 7.3.10: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στη Μαλεσίνα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.10: Calculations of Coulomb stresses at Malesina fault using the focal mechanism of Atalanti fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Παράκτιο ρήγμα-Αταλάντη

Στη εικόνα 7.3.11 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα, ως προς το νοτιοδυτικό του ρήγμα στην πόλη της Αταλάντης. Ειδικότερα, εισάγεται το παράκτιο ρήγμα χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήματος-σεισμού της Αταλάντης. Αυτό που φαίνεται στην εικόνα 7.3.11 σχετικά με τις μειώσεις των μεταβολών των τάσεων Coulomb, είναι πως αναπτύσσονται στο κέντρο του παράκτιου ρήματος και μεταφέρονται βόρεια από αυτό και νότια προς τα ρήματα του Μαρτίνου και της Μαλεσίνας με τιμές που κυμαίνονται από -2 έως -3 bar σε βάθος 10 χιλιομέτρων, ενώ στα 20 χιλιόμετρα οι μειώσεις κυμαίνονται από -2.5 bar έως -1 bar από το κέντρο του ρήματος προς την εξωτερική του περίμετρο της επιφάνειάς του. Στην εικόνα 7.311 διακρίνεται η μεταφορά αρνητικών τιμών από το παράκτιο ρήγμα προς το ρήμα της Αταλάντης, όπου στα 10 χιλιόμετρα κάτω από την επιφάνεια της γης αναπτύσσονται μειώσεις των τάσεων Coulomb από -2.5 έως -1.5 bar στο νοτιοανατολικό κομμάτι του ρήματος της Αταλάντης και καλύπτουν περίπου το ένα τρίτο της επιφάνειας του ρήματος. Σχετικά με τις αυξήσεις των τάσεων Coulomb αυτές συναντώνται στο βάθος των 20 χιλιομέτρων, με τιμές που κυμαίνονται λίγο πάνω και λίγο κάτω από το 1 bar, από το νοτιοανατολικό άκρο του ρήματος της Αταλάντης προς το κέντρο του ρήματος αυτού, ενώ στα 10 χιλιόμετρα οι θετικές τιμές που μεταφέρονται προς το ρήμα της Αταλάντης είναι αμελητέες.

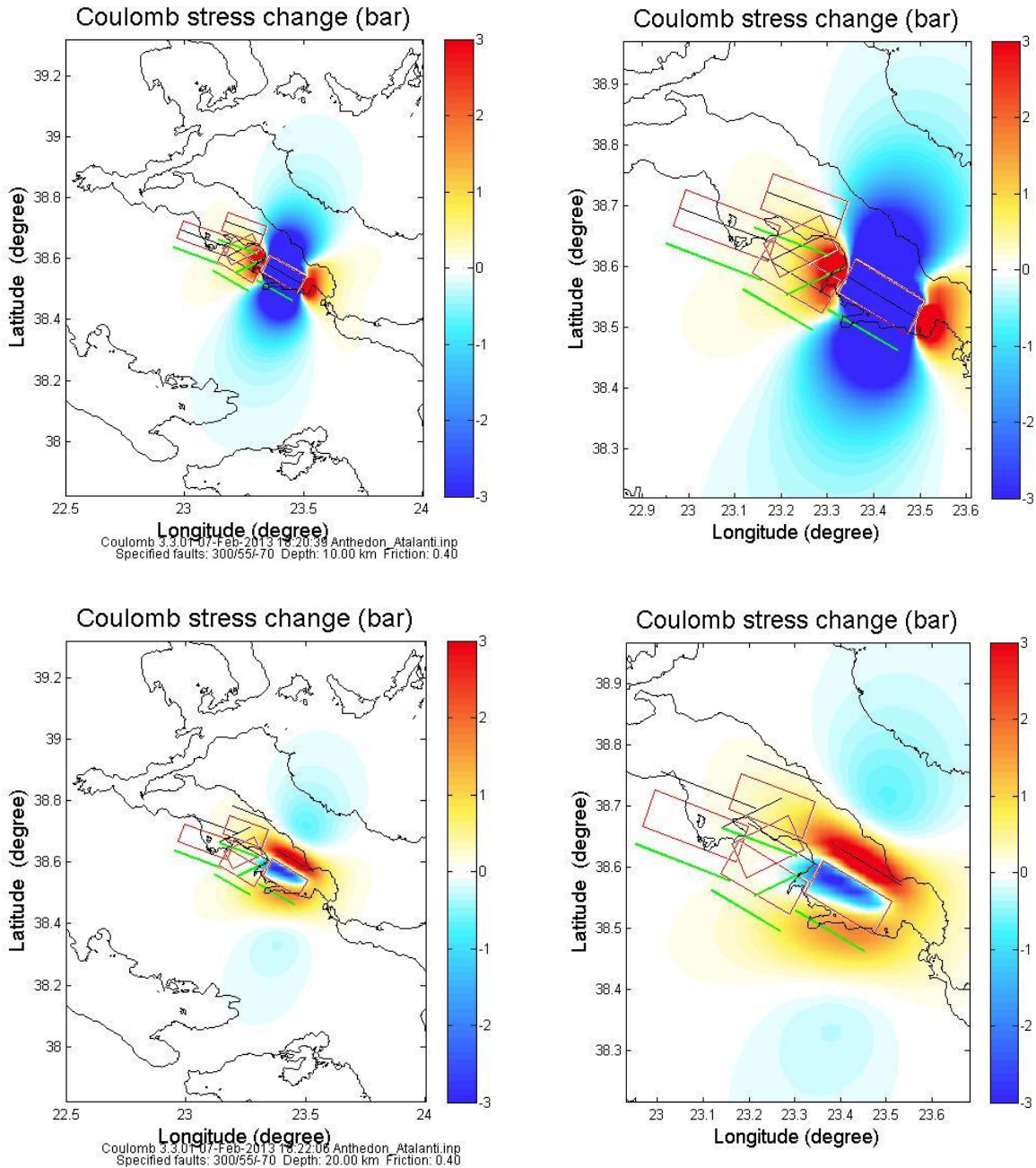


Εικόνα 7.3.11: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος της Αταλάντης σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20χιλιόμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.11: Calculations of Coulomb stresses at Coastal fault using the focal mechanism of Atalanti fault in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

Ανθηδώνα-Αταλάντη

Στη εικόνα 7.3.12 απεικονίζονται οι μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδώνα, ως προς το ρήγμα στην πόλη της Αταλάντης. Ειδικότερα, εισάγεται το ρήγμα στην Ανθηδώνα χρησιμοποιώντας κατά τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb τον μηχανισμό γένεσης του ρήγματος-σεισμού της Αταλάντης. Αυτό που φαίνεται στην εικόνα 7.3.8 σχετικά με τις μειώσεις των μεταβολών των τάσεων Coulomb, είναι πως αναπτύσσονται στο κέντρο του ρήγματος στην Ανθηδώνα και μεταφέρονται βόρεια από αυτό και νότια με τιμές που κυμαίνονται από -2 έως -3 bar σε βάθος 10 χιλιομέτρων, ενώ στα 20 χιλιόμετρα οι μειώσεις κυμαίνονται από -2.5 bar έως -1 bar και καλύπτουν την μεγαλύτερη επιφάνεια του ρήγματος στην Ανθηδώνα. Στην εικόνα 7.3.12 δεν διακρίνεται μεταφορά αρνητικών τιμών από το ρήγμα στην Ανθηδώνα προς το ρήγμα της Αταλάντης. Σχετικά με τις αυξήσεις των τάσεων Coulomb αυτές συναντώνται στο βάθος των 20 χιλιομέτρων, με τιμές που κυμαίνονται από 2.5 bar έως και λίγο κάτω από το 1 bar, βόρεια του ρήγματος και νοτιονατολικά με νότια περιμετρικά του ρήγματος της Ανθηδώνας, ενώ σε βάθος 10 και 20 χιλιομέτρων πολύ μικρές θετικές τιμές των τάσεων Coulomb προσεγγίζουν την επιφάνεια του ρήγματος της Αταλάντης (σχεδόν 0 bar).



Εικόνα 7.3.12: Υπολογισμοί των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδόνα με χρήση του μηχανισμού γένεσης του ρήγματος στην Αταλάντη σε κατόψεις, σε βάθη 10 και 20 χιλιάμετρα (δεξιά στήλη, απεικονίσεις σε μεγέθυνση).

Figure 7.3.12: Calculations of Coulomb stresses at Antheodon fault using the focal mechanism of Atalanti fault f in layouts, in depths 10 and 20 km (right column, imaging at magnifications).

7.4 Σύγκριση αποτελεσμάτων του Coulomb που παράχθηκαν με αποτελέσματα της εργασίας Ganas et al.2006

Στο υποκεφάλαιο αυτό επιχειρείται να γίνει μια σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων που δημιουργήθηκαν για τα ρήγματα από τους σεισμούς της Αταλάντης, 20 και 27 Απριλίου 1894, στο πρόγραμμα Coulomb και αυτών που συλλέχθηκαν από την εργασία Ganas et al., 2006, (που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία), όπου η αναφορά αυτή αποτέλεσε σημαντικό στοιχείο για την επαλήθευση κάποιων αποτελεσμάτων. Η εργασία (αναφορά) διερευνούσε την δυνατότητα διέγερσης του δεύτερου, μεγάλου σεισμού των 6.9 της 27^{ης} Απριλίου 1894 στην περιοχή της πόλεως της Αταλάντης από τον πρώτο σεισμό των 6.4 που προηγήθηκε στις 20 Απριλίου και συνέβη προς τα νοτιοανατολικά (Ambraseys and Jackson, 1990). Στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας DLC του Robert Simpson της USGS και αντίστοιχα μοντέλα διάρρηξης που έχουν δημοσιευθεί στην βιβλιογραφία (Ganas et al., 1998; Cundy et al., 2000; Pantosti et al., 2001). Η μεταβολή της τάσης Coulomb υπολογίστηκε σε ισότροπο και ελαστικό ημι-χώρο (Okada, 1992) με κυμαινόμενο συντελεστή τριβής μεταξύ 0-0.4, όπου επικρατεί η τιμή 0.40 γιατί είναι η κοντινότερη για μεγάλα ρήγματα (Harris and Simpson, 1998). Τα μοντέλα ολίσθησης του ρήγματος βασίζονται στο πεδίο δεδομένων των Ambraseys και Jackson (1990) σε συνδυασμό με των Ganas και Buck (1998), (Ganas et al., 1998 και Pantosti et al., 2001). Οι πηγές τις 20^{ης} Απριλίου 1894 έχουν κοινό μήκος ρήγματος και πλάτος, με τιμές 15 και 12 χιλιόμετρα αντίστοιχα, εκτός από το ρήγμα της Μαλεσίνας με μήκος κατά 20% μικρότερο. Οι συντεταγμένες (Ambraseys and Jackson, 1990) για τα επίκεντρα του σεισμού του 1894 χρησιμοποιούνται στη βάση αναφορών μακροσεισμικών και πεδίου. Τέλος στην αναφορά αυτή η μεταβολή της συνάρτησης της τάσης Coulomb σε συγκεκριμένο επίπεδο ρήξης υπολογίστηκε από την σχέση (e.g., Reasenberg and Simpson, 1992):

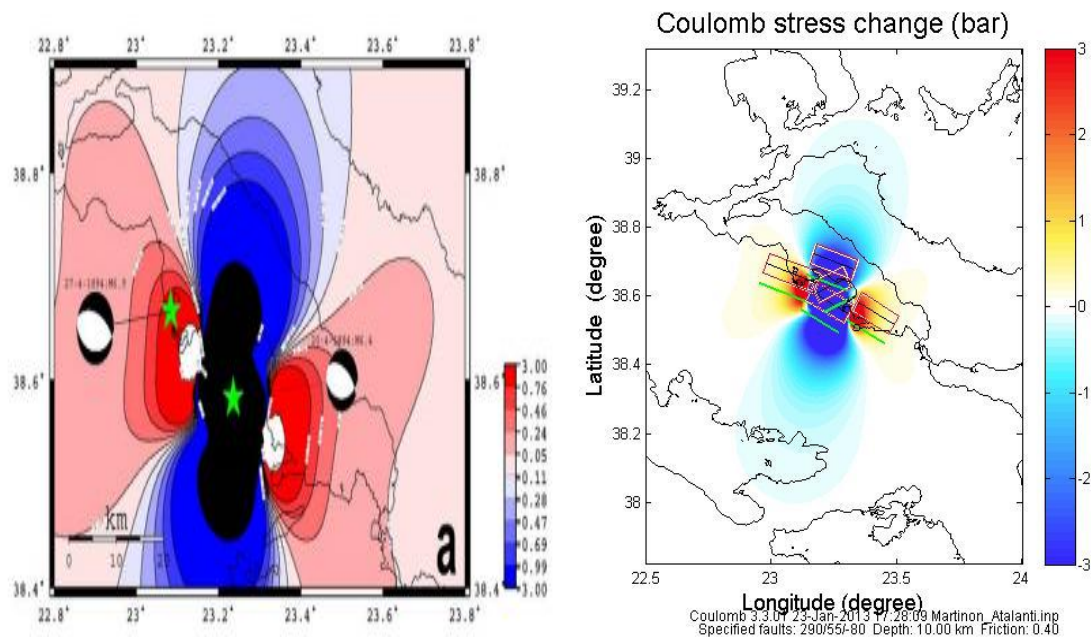
$\Delta CFF = \Delta \tau + \mu' \Delta \sigma_n$, όπου $\Delta \tau$ είναι η συν-σεισμική μεταβολή στη διατμητική τάση στο ρήγμα λήπτης και στην κατεύθυνση της ολίσθησης της ρήξης, $\Delta \sigma_n$ είναι η μεταβολή στην κανονική τάση και μ' είναι ο συντελεστής τριβής.

Input parameters used for stress transfer modeling	
Poisson ratio	0.25
Shear modulus	$\mu = 300,000$ bar
Map projection	UTM zone 34
Depth of ΔCFF calculation	10 km
Grid size	1 km
Friction coefficient (μ')	0.4
Target planes	290/55/- 80

Πίνακας 7.4.1: Δεδομένα εισόδου που χρησιμοποιήθηκαν για το μοντέλο των τάσεων που μεταφέρονται.

Table 7.4.1: Input parameters used for stress transfer modeling.

Στον πίνακα 7.4.1 παρουσιάζονται τα δεδομένα εισόδου που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία που προαναφέρθηκε για τον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην πόλη της Αταλάντης, αλλά και στην ευρύτερη περιοχή. Τα στοιχεία είναι ο λόγος Poisson, το μέτρο ελαστικότητας, η προβολή, το βάθος υπολογισμού των μεταβολών των τάσεων Coulomb (10 χιλιόμετρα, όσο και το εστιακό βάθος του σεισμού), το μέγεθος του καννάβου, ο συντελεστής τριβής και ο μηχανισμός γένεσης για το ρήγμα της Αταλάντης.



Εικόνα 7.4.1: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στο Μαρτίνο με χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.

Figure 7.4.1: Comparison of Coulomb stress changes at Martinon fault using the focal mechanism of Atalanti fault, between created results and results from paper Ganas et al., 2006.

Στην εικόνα 7.4.1 παρουσιάζονται οι απεικονίσεις έτσι όπως προέκυψαν από το πείραμα που χρησιμοποιήθηκε και έτσι όπως παράχθηκαν στην συγκεκριμένη εργασία και αφορούν τις μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο σε βάθος 10 χιλιομέτρων (όσο και το εστιακό βάθος), κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης. Και στις δύο απεικονίσεις τα στοιχεία του ρήγματος είναι τα εξής:

Επίκεντρο σεισμού που ενεργοποίησε το ρήγμα στο Μαρτίνο $38.583^{\circ} - 23.233^{\circ}$ (latitude–longitude), μήκος ρήγματος 15 χιλιόμετρα, πλάτος ρήγματος 12 χιλιόμετρα, γωνίες μηχανισμού γένεσης ρήγματος της Αταλάντης $300^{\circ}, 55^{\circ}, -70^{\circ}$ (strike, dip, rake) και μέγεθος σεισμού 6.4.

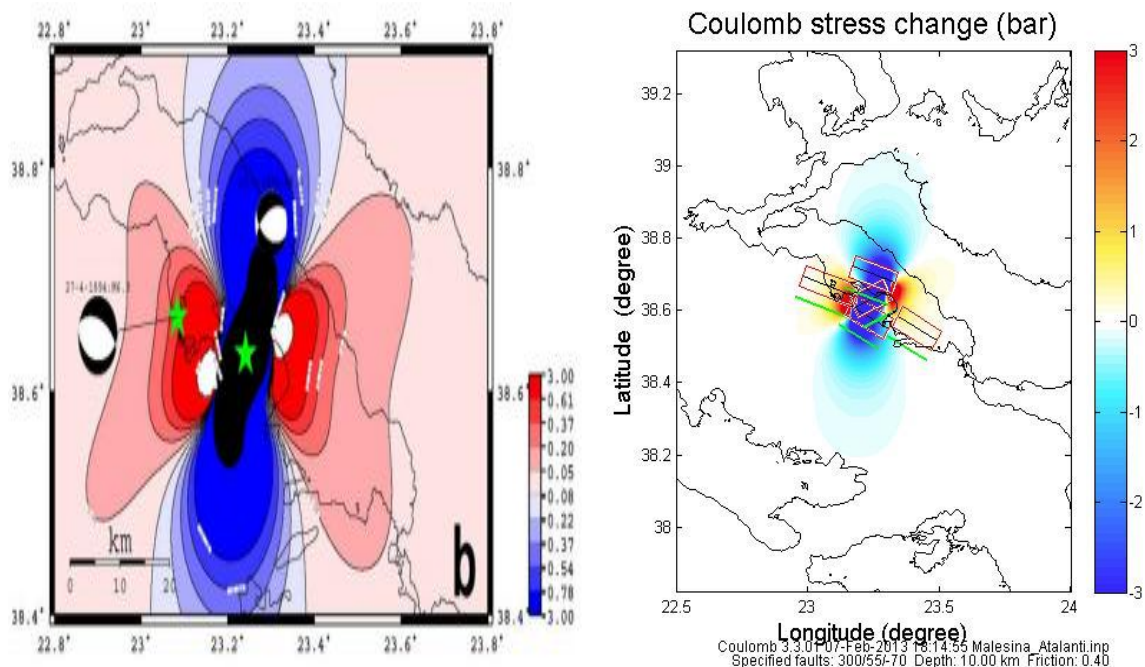
Σε ότι αφορά τη σύγκριση μεταξύ των δύο αποτελεσμάτων, φαίνεται ότι οι μεταβολές των τάσεων Coulomb ακολουθούν σχετικά την ίδια διεύθυνση και τα ίδια μεγέθη πάνω στην συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή της κεντρικής Ελλάδας. Αναλυτικότερα, οι αρνητικές τιμές των τάσεων αναπτύσσονται κεντρικά, βόρεια και νότια του ρήγματος του Μαρτίνου, ενώ οι θετικές τιμές των τάσεων παρατηρούνται και στις δύο περιπτώσεις στο ανατολικό και δυτικό άκρο του ρήγματος του Μαρτίνου. Και στις δύο απεικονίσεις το σημαντικό στοιχείο είναι η μεταφορά των θετικών τάσεων Coulomb από το ρήγμα του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης, όπου κατευθύνονται προς το ρήγμα της Αταλάντης και παρουσιάζουν μεγάλες θετικές τιμές στο νοτιοανατολικό άκρο του ρήγματος της Αταλάντης, που κυμαίνονται από 2 bar έως 3 bar στη δεξιά απεικόνιση και 0.46 bar έως 3 bar στην αριστερή απεικόνιση, ενώ οι τάσεις κινούμενες προς το κέντρο του ρήγματος της Αταλάντης κυμαίνονται από 1 bar έως 2 bar στη δεξιά απεικόνιση και πάλι από 0.46 bar έως 3 bar στην αριστερή απεικόνιση. Η υπόθεση όπου η ενεργοποίηση του ρήγματος του Μαρτίνου την 20-4 μπορεί να προκάλεσε τον σεισμό της 27-4 είναι πολύ πιθανή, καθότι το γειτονικό ρήγμα της Αταλάντης δέχεται

επιπλέον τάση μέχρι 5 και 3 bar στην εργασία Ganas et al., 2006 και στην παρούσα εργασία αντίστοιχα, με αποτέλεσμα να αυξάνονται οι πιθανότητες δημιουργίας σεισμικού γεγονότος στην περιοχή της Αταλάντης.

Στην εικόνα 7.4.2 παρουσιάζονται οι απεικονίσεις έτσι όπως προέκυψαν από το πείραμα που χρησιμοποιήθηκε και έτσι όπως παράχθηκαν στην συγκεκριμένη εργασία και αφορούν τις μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στη Μαλεσίνα σε βάθος 10 χιλιομέτρων (όσο και το εστιακό βάθος), κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης. Και στις δύο απεικονίσεις τα στοιχεία του ρήγματος είναι τα εξής:

Επίκεντρο σεισμού που ενεργοποίησε το ρήγμα στη Μαλεσίνα $38.633^\circ -23.241^\circ$ (latitude-longitude), μήκος ρήγματος 12 χιλιόμετρα, πλάτος ρήγματος 12 χιλιόμετρα, γωνίες μηχανισμού γένεσης ρήγματος της Αταλάντης $300^\circ, 55^\circ, -70^\circ$ (strike, dip, rake) και μέγεθος σεισμού 6.2.

Στην εικόνα 7.4.2, στο αποτέλεσμα της εργασίας Ganas et al., 2006 (αριστερή απεικόνιση), που αναφέρεται στον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb που μεταφέρονται από το ρήγμα της Μαλεσίνας στο ρήγμα της Αταλάντης σε κάτοψη σε βάθος 10 χιλιομέτρων, οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb κατευθύνονται προς την πόλη της Αταλάντης με την ενεργοποίηση του ρήγματος στη Μαλεσίνα, με τις τιμές που κυμαίνονται από 3 bar (η μέγιστη τιμή) έως 0.05 bar κινούμενες δυτικά. Παρόμοια κατάσταση διαπιστώνεται κατά τον ίδιο υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb στην παρούσα εργασία, δηλαδή οι μεγάλες θετικές μεταβολές των τάσεων Coulomb αναπτύσσονται στο νοτιοανατολικό άκρο του ρήγματος της Αταλάντης (3 bar, μέγιστη τιμή), ενώ κινούμενες δυτικότερα του άκρου του ρήγματος που προαναφέρθηκε, εξασθενούν με τιμές κάτω από 1 bar.



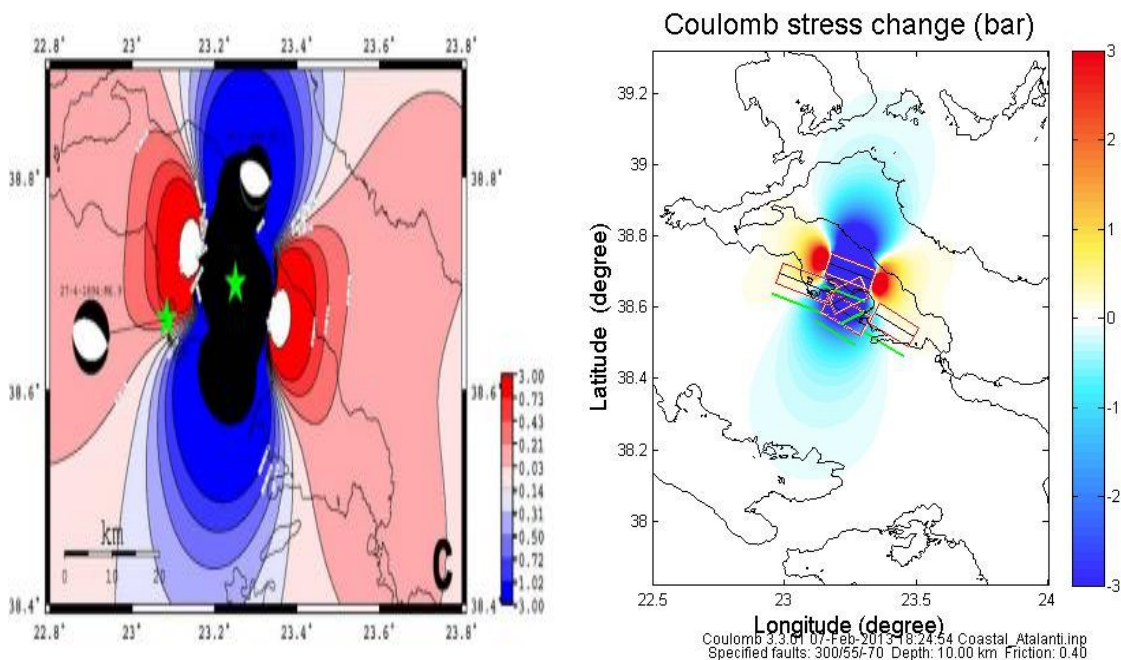
Εικόνα 7.4.2: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στη Μαλεσίνα κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.

Figure 7.4.2: Comparison of Coulomb stress changes at Malesina fault using the focal mechanism of Atalanti fault, between created results and results from paper Ganas et al., 2006.

Στην εικόνα 7.4.3 παρουσιάζονται οι απεικονίσεις έτσι όπως προέκυψαν από το πείραμα που χρησιμοποιήθηκε και έτσι όπως παράχθηκαν στην συγκεκριμένη εργασία και αφορούν τις μεταβολές των τάσεων Coulomb για το παράκτιο ρήγμα σε βάθος 10 χιλιομέτρων (όσο και το εστιακό βάθος), κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης. Και στις δύο απεικονίσεις τα στοιχεία του ρήγματος είναι τα εξής:

Επίκεντρο σεισμού που ενεργοποίησε το παράκτιο ρήγμα $38.700^{\circ} - 23.250^{\circ}$ (latitude-longitude), μήκος ρήγματος 15 χιλιόμετρα, πλάτος ρήγματος 12 χιλιόμετρα, γωνίες μηχανισμού γένεσης ρήγματος της Αταλάντης $300^{\circ}, 55^{\circ}, -70^{\circ}$ (strike, dip, rake) και μέγεθος σεισμού 6.4.

Στην εικόνα 7.4.3 οι δύο διαφορετικές απεικονίσεις, που αναφέρονται στον υπολογισμό των μεταβολών των τάσεων Coulomb από το παράκτιο ρήγμα προς το ρήγμα της Αταλάντης, δείχνουν στο νοτιοανατολικό άκρο του ρήγματος της Αταλάντης αναπτύσσονται αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb με τιμές από -2 bar έως -1 bar στη δεξιά απεικόνιση και τιμές από -1.02 bar έως 0.50 bar περίπου στην αριστερή απεικόνιση. Αντίθετα, και στις δύο απεικονίσεις οι μεγάλες θετικές τιμές των τάσεων Coulomb περιορίζονται βόρεια του ρήγματος της Ατάλαντης, εξωτερικά του ρήγματος, με τιμές 0.43 bars έως 3 bar στην αριστερή απεικόνιση και 1 bar έως 3 bar στη δεξιά απεικόνιση. Στην επιφάνεια του ρήγματος παρατηρούνται μικρότερες θετικές τιμές των τάσεων Coulomb και στις δύο απεικονίσεις.



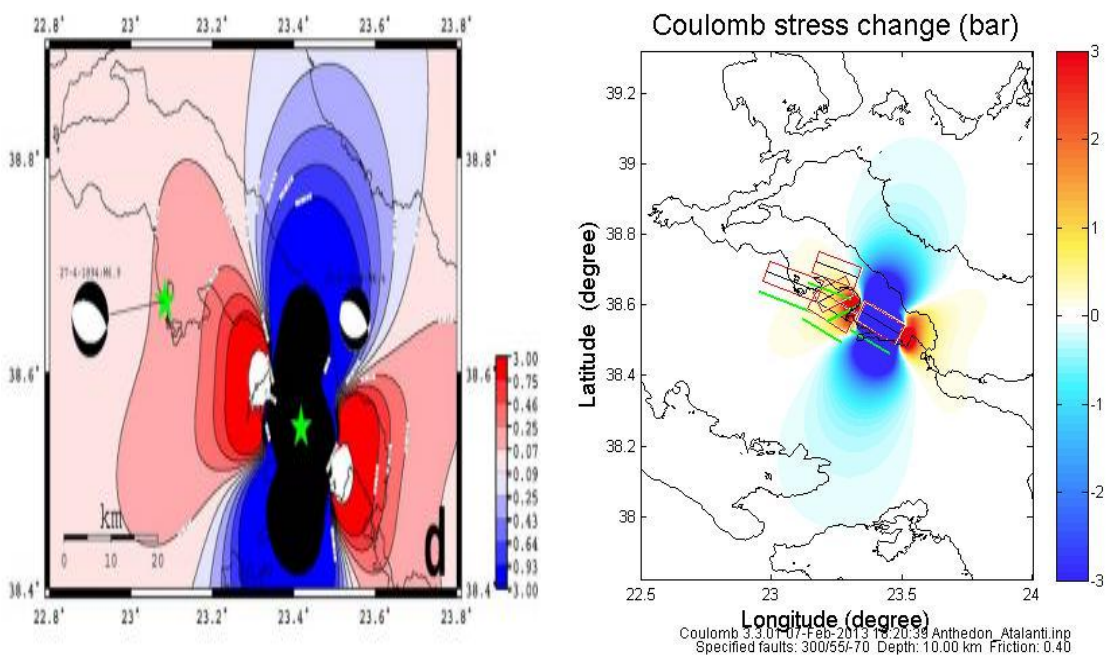
Εικόνα 7.4.3: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του παράκτιου ρήγματος κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.

Figure 7.4.3: Comparison of Coulomb stress changes at Coastal fault using the focal mechanism of Atalanti fault, between created results and results from paper Ganas et al., 2006.

Στην εικόνα 7.4.4 παρουσιάζονται οι απεικονίσεις έτσι όπως προέκυψαν από το πείραμα που χρησιμοποιήθηκε και έτσι όπως παράχθηκαν στην συγκεκριμένη εργασία και αφορούν τις μεταβολές των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στην Ανθηδώνα σε βάθος 10 χιλιομέτρων (όσο και το εστιακό βάθος), κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης. Και στις δύο απεικονίσεις τα στοιχεία του ρήγματος είναι τα εξής:

Επίκεντρο σεισμού που ενεργοποίησε το παράκτιο ρήγμα $38.550^{\circ} - 23.417^{\circ}$ (latitude-longitude), μήκος ρήγματος 15 χιλιόμετρα, πλάτος ρήγματος 12 χιλιόμετρα, γωνίες μηχανισμού γένεσης ρήγματος της Αταλάντης $300^{\circ}, 55^{\circ}, -70^{\circ}$ (strike, dip, rake) και μέγεθος σεισμού 6.4.

Στην εικόνα 7.4.4 και στις δύο απεικονίσεις οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb που φθάνουν στην πόλη της Αταλάντης, άρα στο ρήγμα, από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο είναι αμελητέες. Αρνητικές τιμές των τάσεων Coulomb δεν φθάνουν στο ρήγμα της Αταλάντης.



Εικόνα 7.4.4: Σύγκριση μεταβολών τάσεων Coulomb του ρήγματος στην Ανθηδώνα κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης του σεισμού-ρήγματος της Αταλάντης, μεταξύ των παραγόμενων αποτελεσμάτων και εκείνων από την αναφορά Ganas et al., 2006.

Figure 7.4.4: Comparison of Coulomb stress changes at Antheodon fault using the focal mechanism of Atalanti fault, between created results and results from paper Ganas et al., 2006.

Οι τυχόν διαφορές που παρατηρούνται μεταξύ των εικόνων της εργασίας Ganas et al, 2006 και στις εικόνες που παράχθηκαν στην παρούσα εργασία, είτε χωρικές διαφορές εξάπλωσης των τάσεων είτε χρωματικές διαφορές, άλλοτε πιο έντονες και άλλοτε λιγότερο, οφείλονται στο διαφορετικό πρόγραμμα και στις διαφορετικές παραμέτρους που μπορεί να χρησιμοποιήθηκαν κατά την διαδικασία μέχρι την τελική απεικόνιση, καθώς επίσης και στην διαφορετική χρωματική κλίμακα που χρησιμοποιήθηκε, η οποία έχει διαφορετικές διαβαθμίσεις (Εικόνα 7.4.5), γεγονός που φαίνεται στη δεξιά στήλη των δύο διαφορετικών απεικονίσεων αντίστοιχα. Οι ίδιες αιτίες αιτιολογούν τις διαφορές για το ρήγμα στο Μαρτίνο, στη Μαλεσίνα, στο παράκτιο ρήγμα και στο ρήγμα της Ανθηδώνας σε σχέση με την επίδρασή που έχουν στο ρήγμα της Αταλάντης (Εικόνες 7.4.1, 7.4.2, 7.4.3, 7.4.4).



Εικόνα 7.4.5: Χρωματική κλίμακα σε δύο διαφορετικές εκδόσεις του προγράμματος Coulomb (αριστερά εργασία Ganas et al, 2006 και δεξιά παρούσα εργασία, Coulomb3.3).

Figure 7.4.5: Color scale in two different versions of Coulomb program (Ganas et al, 2006, left and this job, right, Coulomb 3.3).

7.5 Υπολογισμός σημειακών τάσεων Coulomb στο πεδίο μεταφοράς των τάσεων Coulomb από το ρήγμα του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης

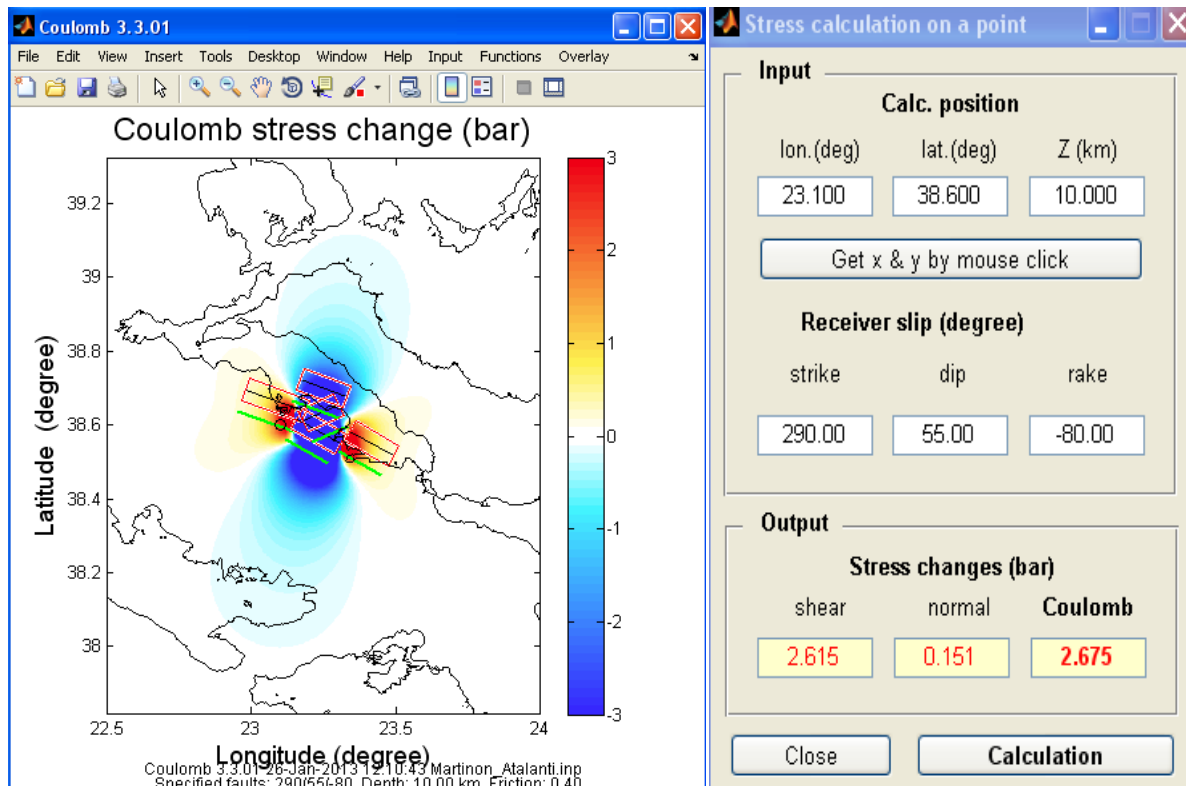
Στην ενότητα αυτή επιχειρείται μια διαδικασία στο πρόγραμμα Coulomb, προκειμένου να φανεί κατά πόσο ο πρώτος σεισμός στις 20 Απριλίου του 1894, με επίκεντρο στην περιοχή του Μαρτίνου (Martinon 38.583–23.233, after Ambraseys and Jackson , 1990 and Ganas et al., 1998), επηρέασε την ενεργοποίηση του δεύτερου σεισμού-ρήγματος, με επίκεντρο στην περιοχή της Αταλάντης (Atalanti 23.083–38.667, after Ambraseys and Jackson , 1990 και Ganas et al., 1998). Δηλαδή με γνώμονα τις τιμές των τάσεων Coulomb που μεταφέρονται από το ένα ρήγμα στο άλλο και με βάση τις αναφορές της θεωρίας που αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, (Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S.,2006, Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns), μπορεί να γίνει η επαλήθευση των αποτελεσμάτων.

Η διαδικασία σε αρχικό στάδιο περιλαμβάνει τη χρήση του αρχείου που απεικονίζει τις τάσεις Coulomb που μεταφέρονται από το ρήγμα στο Μαρτίνο στο ρήγμα στην Αταλάντη, που υπολογίσθηκε στο κεφάλαιο 7.3. Έπειτα με την εντολή του προγράμματος Coulomb, Stress calculation on a point, δηλαδή υπολογισμός της σημειακή τάσης, υπάρχει η δυνατότητα πληκτρολογώντας τις τρεις συντεταγμένες ενός σημείου και το μηχανισμό γένεσης του ρήγματος που θα δεχτεί τις τάσεις, να παρθούν εν τέλει η διατμητική τάση, η κανονική τάση και άρα η τάση coulomb.

Τα έξι σημεία που επιλέχθηκαν για την παραπάνω δουλειά είναι τα **Σημείο 1**, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.600°, 10.000km), **Σημείο 2**, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.610°, 10.000km), **Σημείο 3**, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.690°, 10.000km), **Σημείο 4**, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.690°, 10.000km), **Σημείο 5**, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.610°, 10.000km), **Σημείο 6**, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.600°, 10.000km).

Παρακάτω ακολουθούν τα αποτελέσματα στο πρόγραμμα Coulomb των σημειακών τάσεων Coulomb στο πεδίο μεταφοράς των τάσεων Coulomb από το ρήγμα του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης.

- **Σημείο 1, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.600°, 10.000km)**



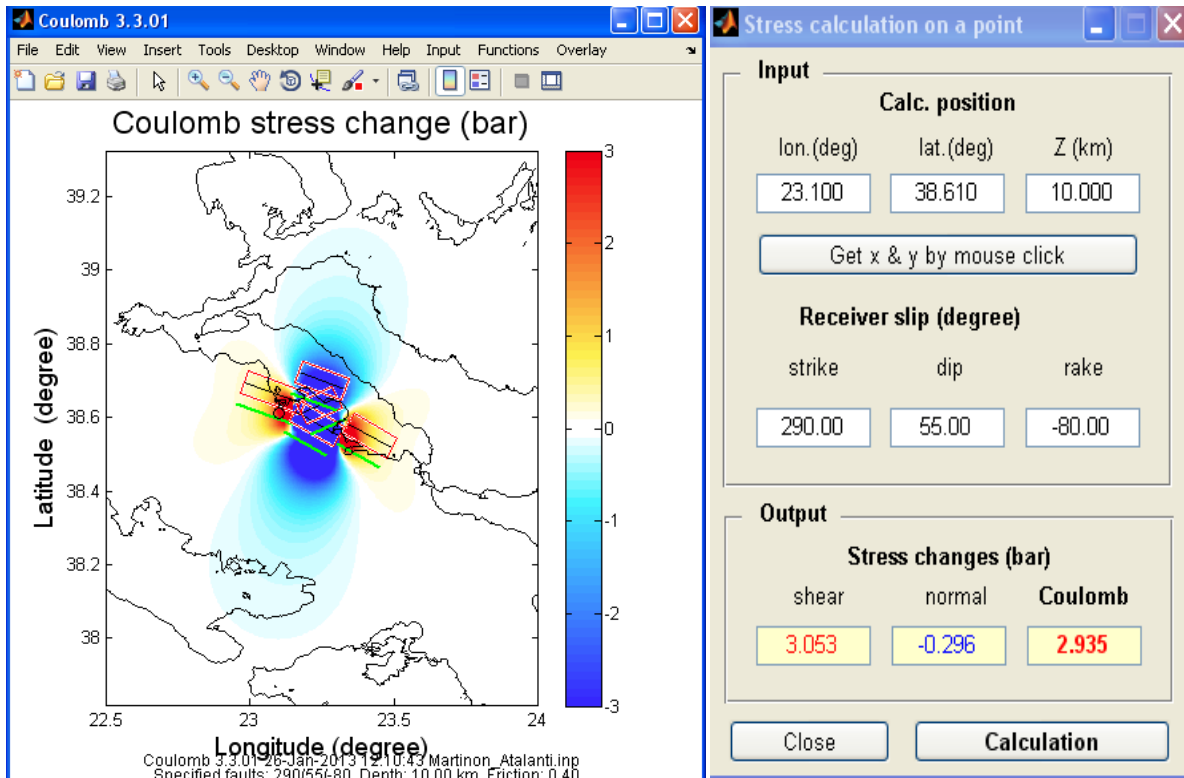
Εικόνα 7.5.1: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 1, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.600°, 10.000km).

Figure 7.5.1: Stress calculation on the point 1, (longitude, latitude, Z)=(23.100 deg, 38.600 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.1 απεικονίζεται αριστερά το σημείο 1 (23.100°, 38.600°, 10.000km), στο χάρτη της μεταφοράς των τάσεων Coulomb από το ρήγμα του Μαρτίνου στο ρήγμα της Αταλάντης, με έναν μαύρο περιμετρικά κύκλο, ενώ δεξιά παρουσιάζονται οι συντεταγμένες του σημείου, ο μηχανισμός γένεσης για το ρήγμα της Αταλάντης και οι τάσεις (διατμητική, κανονική, coulomb) του σημείου 1. Αυτό που διαπιστώνεται είναι ότι στο σημείο 1 μεταφέρεται τάση Coulomb με τιμή 2.675 bar, δηλαδή έντονη θετική μεταβολή της τάσης Coulomb, με αποτέλεσμα στο σημείο αυτό που βρίσκεται στο νοτιοανατολικό άκρο του ρήγματος της Αταλάντης, στην εξωτερική επιφάνεια αυτού, να συσσωρεύει υψηλό ποσό τάσης γύρω από το ρήγμα, που σημαίνει μεγάλη πιθανότητα δημιουργίας σεισμικού γεγονότος στην περιοχή εκείνη. Στο σημείο 1 είναι θετικές οι τιμές τόσο της διατμητικής τάσης όσο και

της κάθετης τάσης, γεγονός που αυξάνει τις πιθανότητες γένεσης σεισμού, χωρίς να ορίζει βέβαια το σημείο γένεσης του σεισμού.

- Σημείο 2, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.610°, 10.000km)

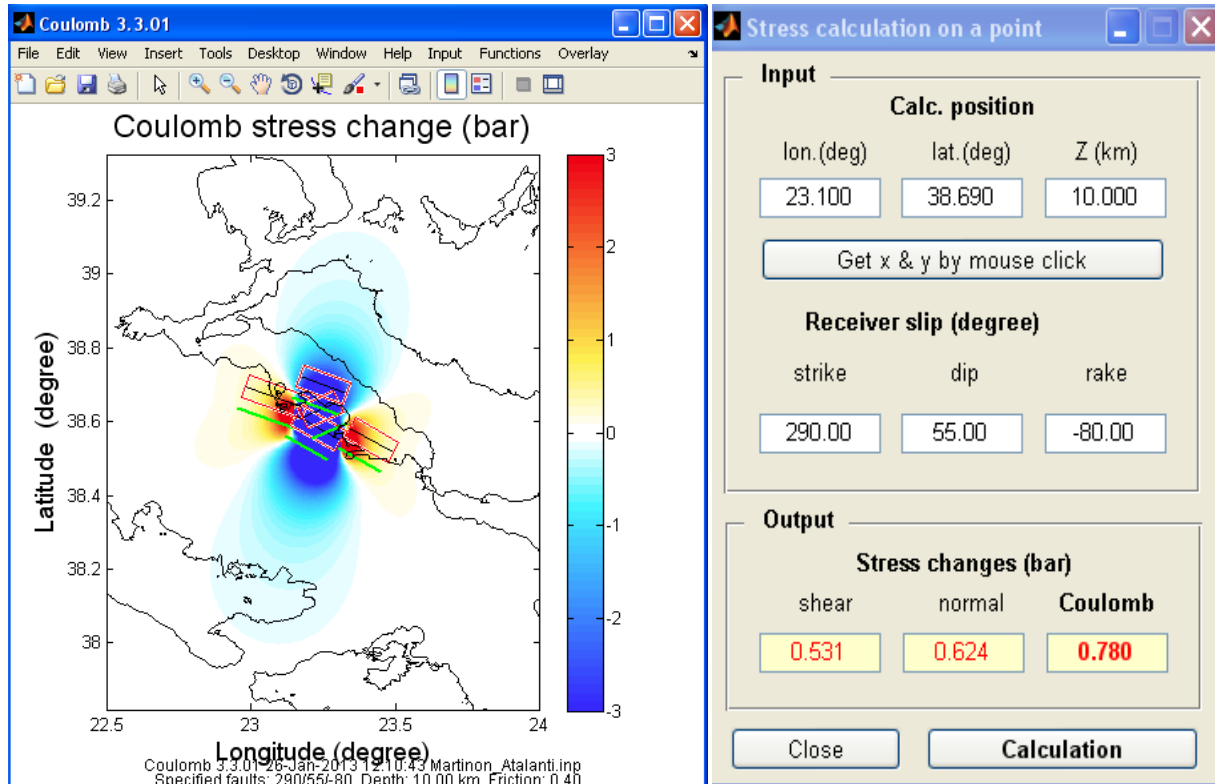


Εικόνα 7.5.2: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 2, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.610°, 10.000km).

Figure 7.5.2: Stress calculation on the point 2, (longitude, latitude, Z) = (23.100 deg, 38.610 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.2 αυτό που διαπιστώνεται είναι ότι στο σημείο 2 μεταφέρεται τάση Coulomb με τιμή 2.935 bar, δηλαδή έντονη θετική μεταβολή της τάσης Coulomb, με αποτέλεσμα στο σημείο αυτό που βρίσκεται στο νοτιοανατολικό άκρο του ρήγματος της Αταλάντης, στην εξωτερική επιφάνεια αυτού, να συσσωρεύει υψηλό ποσό τάσης γύρω από το ρήγμα. Στο σημείο 2 είναι θετική η τιμή της διαμητρικής τάσης και αρνητική η τιμή της κάθετης τάσης, ενώ η μεταβολή της τάσης Coulomb είναι θετική, γεγονός που αυξάνει τις πιθανότητες γένεσης σεισμού, χωρίς να ορίζει βέβαια το σημείο γένεσης του σεισμού.

- Σημείο 3, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.690°, 10.000km)

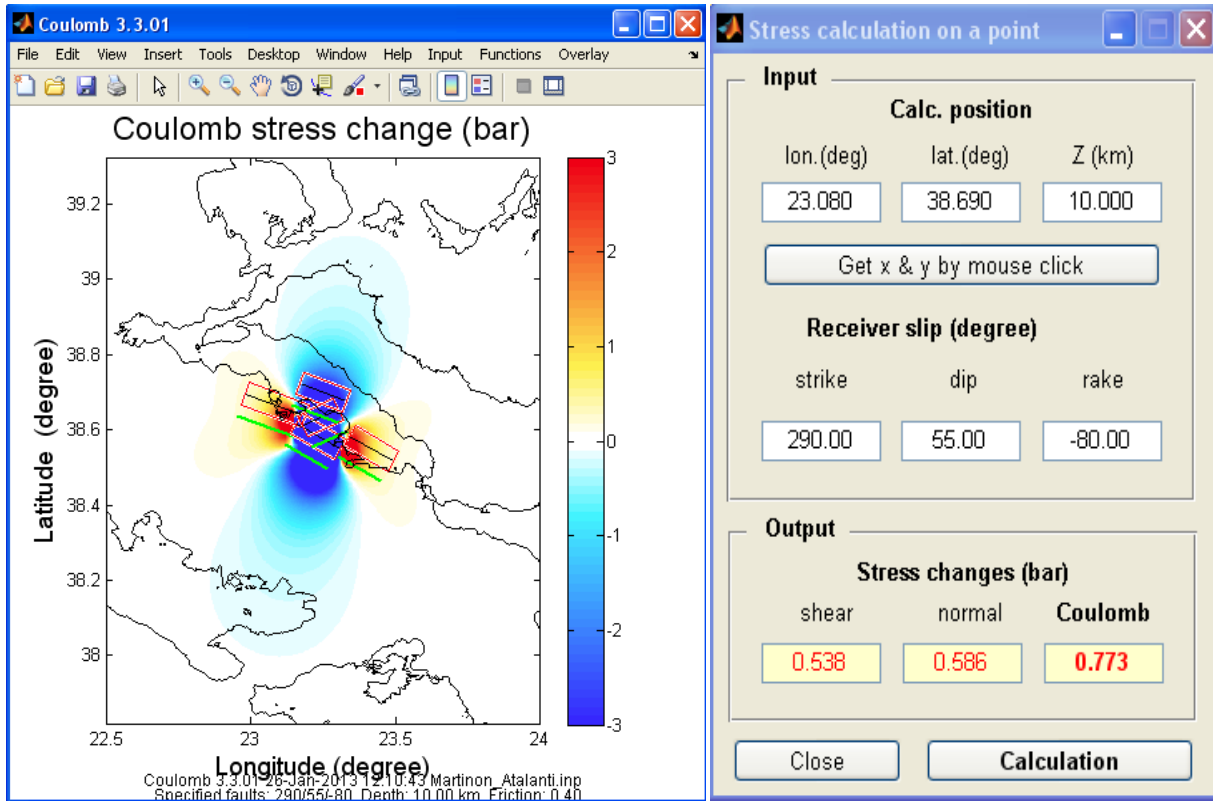


Εικόνα 7.5.3: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 3, (longitude, latitude, Z)=(23.100°, 38.690°, 10.000km).

Figure 7.5.3: Stress calculation on the point 3, (longitude, latitude, Z) = (23.100 deg, 38.690 deg, 10.000km).

Στη εικόνα 7.5.3 φαίνεται ότι στο σημείο 3 μεταφέρεται τάση Coulomb με τιμή 0.780 bar, δηλαδή χαμηλή θετική μεταβολή της τάσης Coulomb, με αποτέλεσμα στο σημείο αυτό που βρίσκεται κεντρικά και στη βόρεια επιφάνεια του ρήγματος της Αταλάντης, να συσσωρεύει χαμηλό θετικά ποσό τάσης γύρω από το ρήγμα, που σημαίνει μικρή πιθανότητα δημιουργίας σεισμικού γεγονότος στην περιοχή εκείνη. Στο σημείο 3 είναι θετικές οι τιμές τόσο της διατμητικής τάσης όσο και της κάθετης τάσης, γεγονός που δίνει πιθανότητες γένεσης σεισμού, έστω και αν η μεταβολή της τάσης Coulomb έχει σχετικά χαμηλή τιμή.

- Σημείο 4, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.690°, 10.000km)

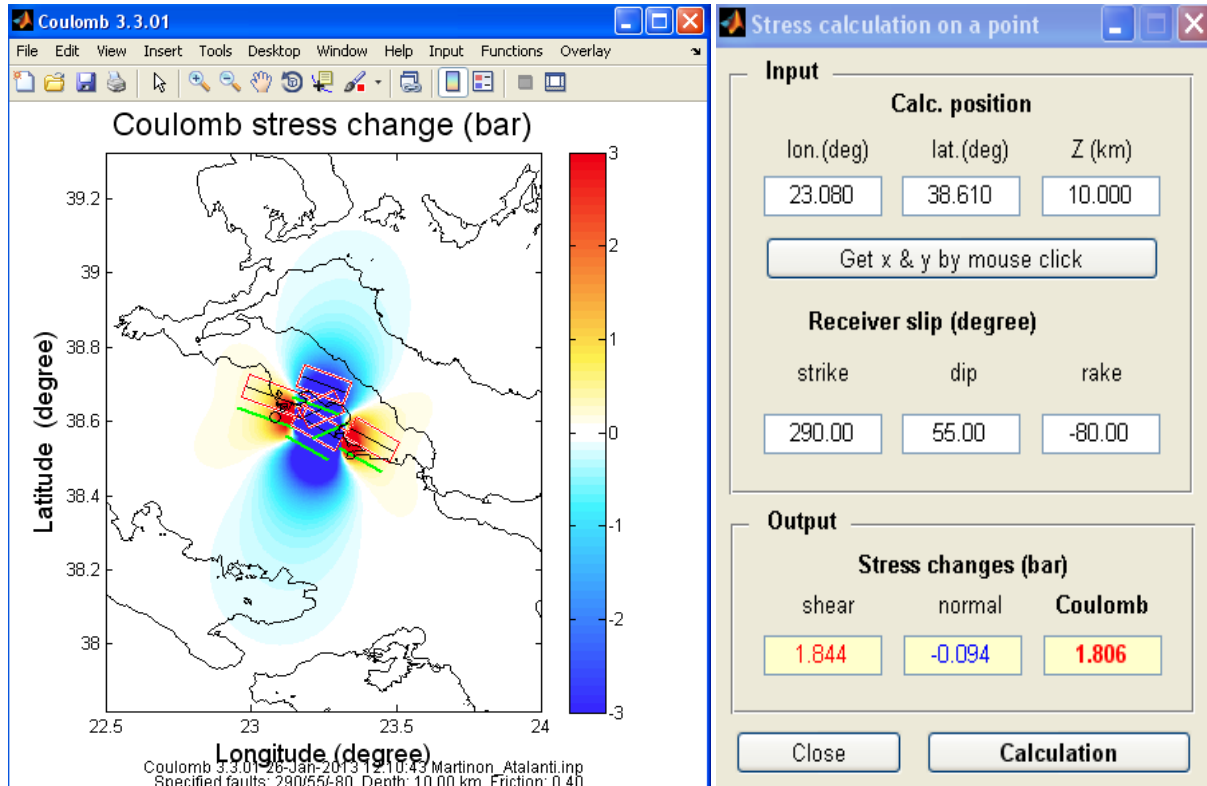


Εικόνα 7.5.4: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 4, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.690°, 10.000km).

Figure 7.5.4: Stress calculation on the point 4, (longitude, latitude, Z) = (23.080 deg, 38.690 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.4 ισχύουν τα ίδια πράγματα με την εικόνα 7.3.1.4, δηλαδή το σημείο 4 συσσωρεύει μικρή τιμή θετικής τάσης 0.773 bar, με αποτέλεσμα να υπάρχει μικρότερη πιθανότητα δημιουργίας σεισμικού γεγονότος στην περιοχή εκείνη, σε σχέση με τα σημεία 1 και 2, χωρίς να σημαίνει αυτό ότι αποκλείεται να συμβεί σεισμικό γεγονός πρώτα στην περιοχή του σημείου 4 ή μόνο στην περιοχή του σημείου 4 (θετική τιμή διατμητικής τάσης, κανονικής τάσης και τάσης Coulomb).

- Σημείο 5, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.610°, 10.000km)

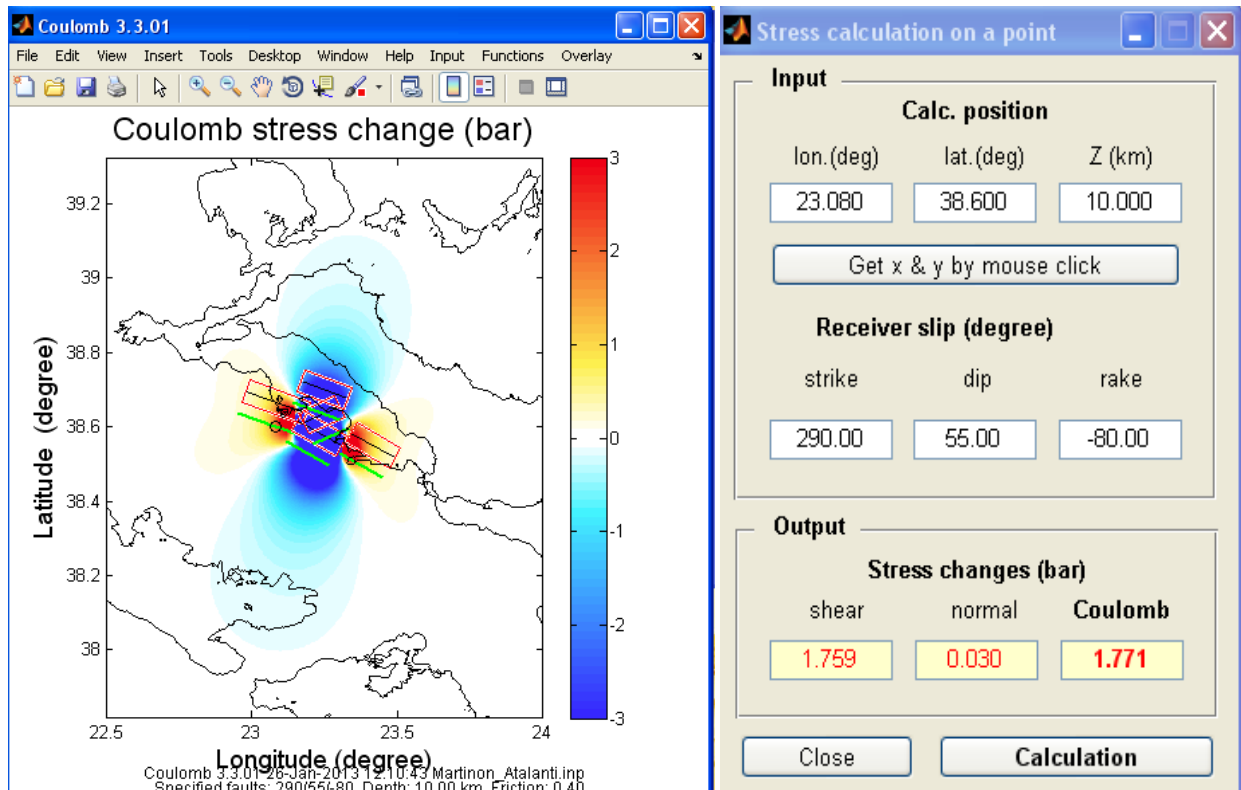


Εικόνα 7.5.5: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 5, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.610°, 10.000km).

Figure 7.5.5: Stress calculation on the point 5, (longitude, latitude, Z) = (23.100 deg, 38.690 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.5 και συγκεκριμένα στο σημείο 5 μεταφέρεται από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο τάση Coulomb με τιμή 1.806 bar, δηλαδή μέτρια προς μεγάλη αύξηση της τάσης Coulomb, ενώ υπάρχει θετική τιμή της διαμητρικής τάσης και αρνητική τιμή της κανονικής τάσης, γεγονός που αυξάνει τις πιθανότητες γένεσης σεισμικού γεγονότος στην περιοχή αυτή, στη κεντρική και νότια εξωτερική πλευρά του ρήγματος της Αταλάντης.

- Σημείο 6, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.600°, 10.000km)



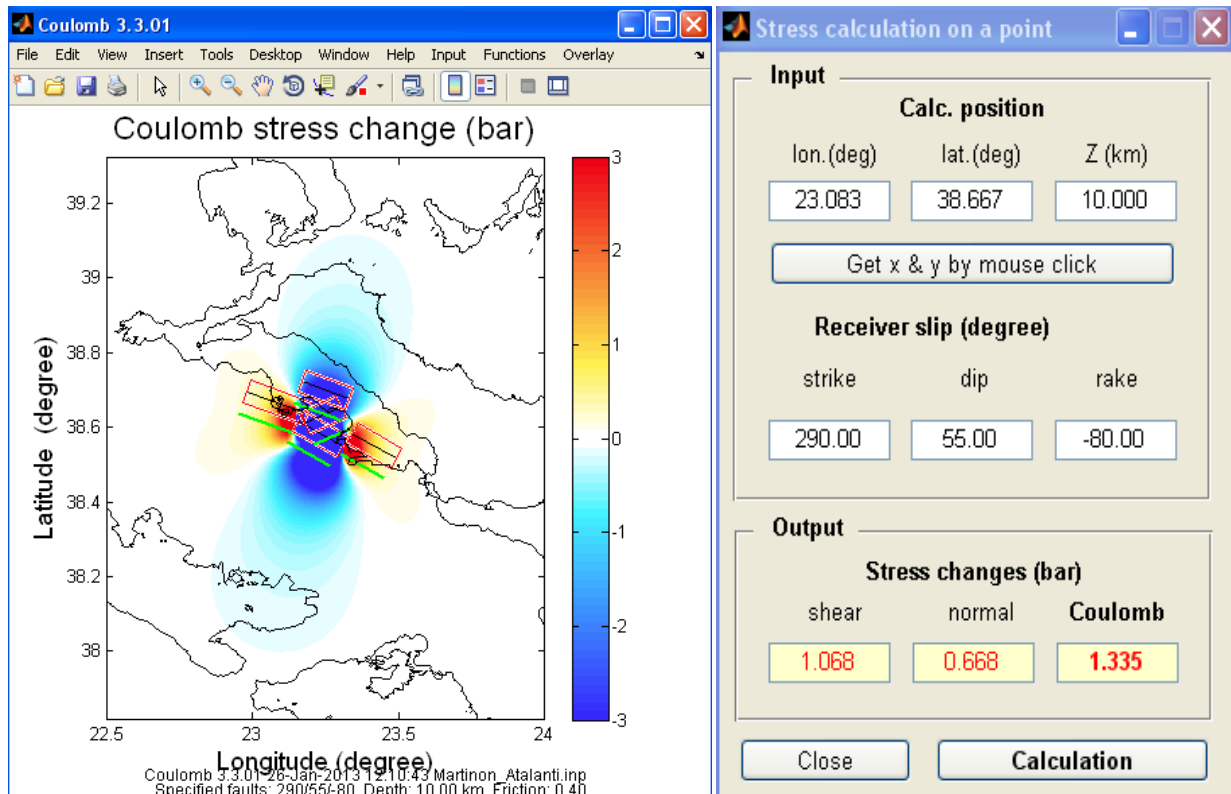
Εικόνα 7.5.6: Υπολογισμός τάσης για το Σημείο 6, (longitude, latitude, Z)=(23.080°, 38.600°, 10.000km).

Figure 7.5.6: Stress calculation on the point 6, (longitude, latitude, Z) = (23.080 deg, 38.600 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.6 και συγκεκριμένα στο σημείο 6 μεταφέρεται από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο τάση Coulomb με τιμή 1.771 bar, δηλαδή μέτρια προς μεγάλη αύξηση της τάσης Coulomb, ενώ υπάρχει θετική τιμή της διατμητικής τάσης και της κανονικής τάσης, γεγονός που αυξάνει τις πιθανότητες γένεσης σεισμικού γεγονότος στην περιοχή αυτή, στη κεντρική προς νότια-ανατολική εξωτερική πλευρά του ρήγματος της Αταλάντης.

Εν συνέχεια γίνεται ένας τελευταίος υπολογισμός (Εικόνα 7.5.7) στο πρόγραμμα Coulomb, που αφορά την σημειακή απόδοση της τάσης Coulomb του επικέντρου του ρήγματος που ενεργοποιήθηκε στο σεισμό της 27^{ης} Απριλίου 1894 στην περιοχή της Αταλάντης. Ο λόγος που γίνεται ο υπολογισμός αυτός είναι πρώτα για να υπολογισθεί η τάση που μεταφέρεται κατά την ενεργοποίηση του ρήγματος από το σεισμικό γεγονός της 20^{ης} Απριλίου του 1894 προς το ρήγμα στην περιοχή της Αταλάντης (πόλη) και έπειτα να εξετασθεί αν το γεγονός αυτό είχε ως αποτέλεσμα το σεισμό της 27^{ης} Απριλίου με την ενεργοποίηση του ρήγματος της Αταλάντης.

- Επίκεντρο σεισμού Αταλάντης 27 Απριλίου 1894, (longitude, latitude, Z)=(23.083°, 38.667°, 10.000km)



Εικόνα 7.5.7: Υπολογισμός τάσης για το επίκεντρο του σεισμού της Αταλάντης της 27^{ης} Απριλίου 1894, (longitude, latitude, Z)=(23.083°, 38.667°, 10.000km).

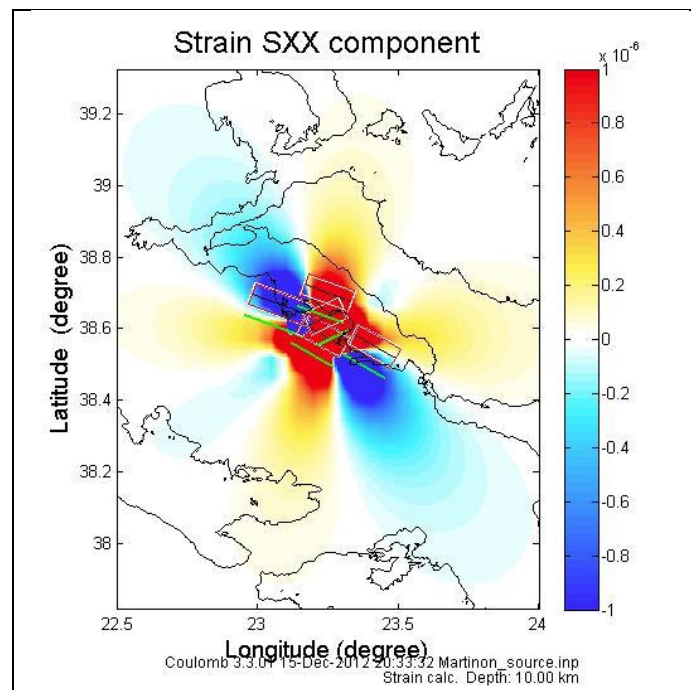
Figure 7.5.7: Stress calculation on the epicenter of Atalanti earthquake in 27 April 1894, (longitude, latitude, Z) = (23.083 deg, 38.667 deg, 10.000km).

Στην εικόνα 7.5.7 απεικονίζεται η τάση που μεταφέρεται από την ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο προς το ρήγμα της Αταλάντης, και ειδικότερα η τάση που συσσωρεύτηκε πάνω στο κέντρο του ρήγματος (fault center) της Αταλάντης. Η τιμή λοιπόν της τάσης Coulomb στο επίκεντρο είναι ίση με 1.335 bar, δηλαδή πρόκειται για μέτρια θετική αύξηση της τάσης Coulomb, ενώ υπάρχει θετική τιμή της διατμητικής τάσης και της κανονικής τάσης, πράγμα που σημαίνει αρκετές πιθανότητες δημιουργίας νέου σεισμικού γεγονότος.

Έτσι, αυτό που συμπεραίνεται από τα παραπάνω αποτελέσματα είναι η μεγάλη πιθανότητα, η δημιουργία του δεύτερου σεισμικού γεγονότος στις 27 Απριλίου 1894 στην πόλη της Αταλάντης να προήλθε από το πρώτο σεισμικό γεγονός στις 20 Απριλίου 1894 στο Μαρτίνο, δηλαδή η ενεργοποίηση και ρήξη του ρήγματος στο Μαρτίνο ικανοποιητικού μεγέθους (15 χιλιομέτρων), βάση των αποτελεσμάτων των σημειακών τάσεων Coulomb γύρω από το ρήγμα της Αταλάντης, αλλά και στο κέντρο του ρήγματος της Αταλάντης, δηλαδή στην επικεντρική περιοχή, να προκάλεσε την ενεργοποίηση του ρήγματος της Αταλάντης.

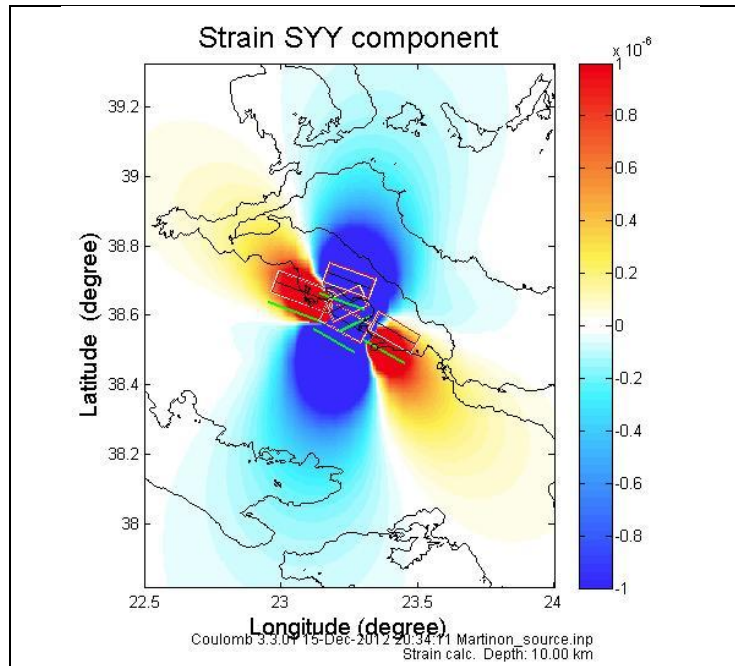
7.6 Υπολογισμοί των παραμορφώσεων στα επίπεδα x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, σεισμοί Αταλάντης και Μαρτίνου

Στην ενότητα 7.6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του προγράμματος Coulomb, που αφορούν τον υπολογισμό των παραμορφώσεων των επιπέδων x-x, γ-γ, z-z και της διαστολής, μετά την ενεργοποίηση των ρηγμάτων της Αταλάντης και του Μαρτίνου από τους σεισμούς στις 20 και 27 Απριλίου 1894 αντίστοιχα, στις εν λόγω περιοχές. Αρχικά, παρουσιάζονται οι παραμορφώσεις του χρονολογικά πρώτου σεισμικού γεγονότος στο Μαρτίνο (20 Απριλίου 1894) και έπειτα οι παραμορφώσεις του δεύτερου σεισμικού γεγονότος στην Αταλάντη (27 Απριλίου 1894). Οι σεισμοί εκδηλώνονται στις επιφάνειες των ενεργών σεισμικών ρηγμάτων όταν οι ασκούμενες τάσεις από τα περιβάλλοντα πετρώματα του φλοιού της Γης σε ορισμένο σημείο, υπερβούν την αντοχή του πετρώματος με αποτέλεσμα να επέλθει η διάρρηξη του μέσου και έκλυση σεισμικής ενέργειας λόγω της συσσωρευμένης παραμόρφωσης, με τη μορφή σεισμικών κυμάτων, γεγονός που μπορεί να συμβαίνει στις ανοιχτόχρωμες περιοχές που απεικονίζουν τις παραμορφώσεις (κόκκινο, κίτρινο χρώμα).



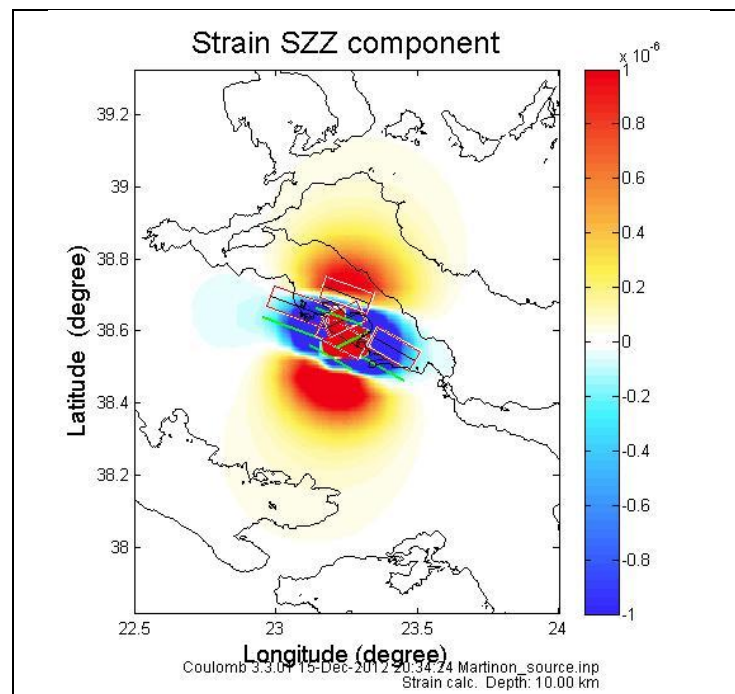
Εικόνα 7.6.1: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.1: Calculation of strain component Sxx at Martinon fault, a result of Coulomb.



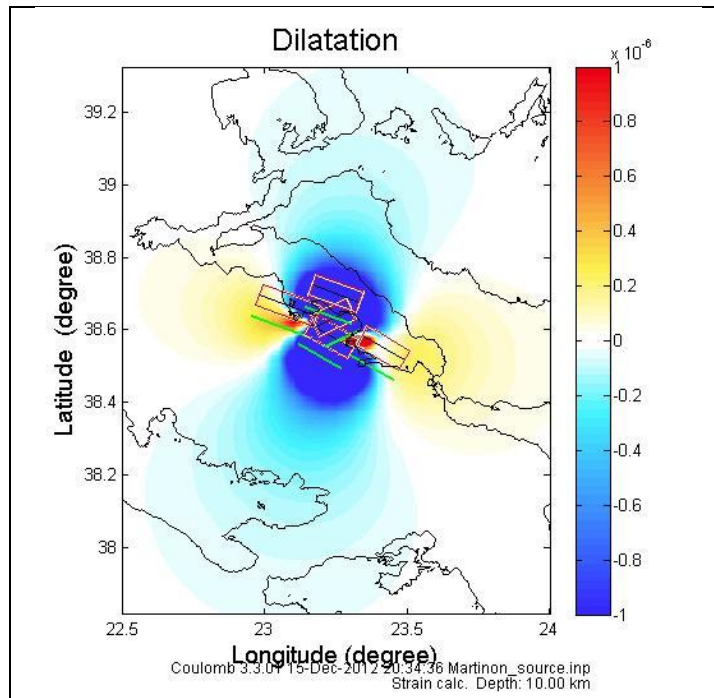
Εικόνα 7.6.2: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.2: Calculation of strain component Syy at Martinon fault, a result of Coulomb.



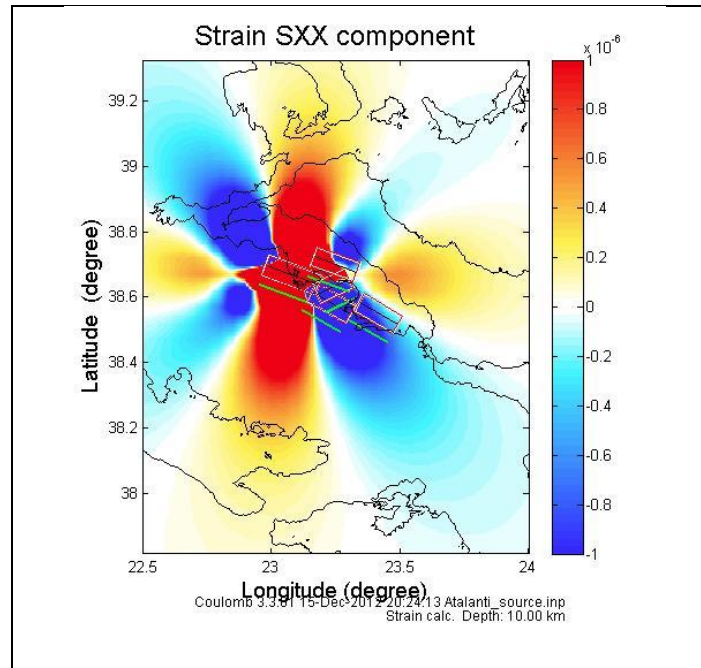
Εικόνα 7.6.3: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.3: Calculation of strain component Szz at Martinon fault, a result of Coulomb.



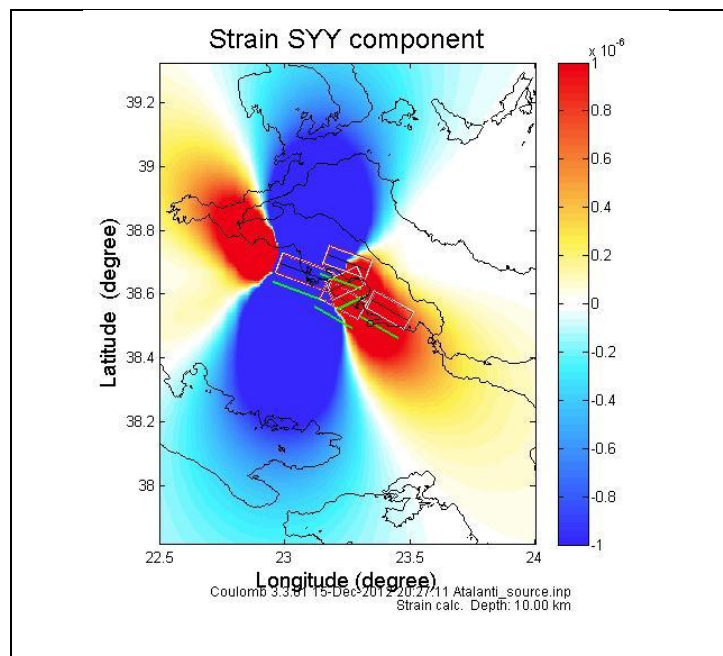
Εικόνα 7.6.4: Υπολογισμός της διαστολής ($E_{xx}+E_{yy}+E_{zz}$) στο ρήγμα του Μαρτίνου, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.4: Calculation of dilatation ($S_{xx}+S_{yy}+S_{zz}$) at Martinon fault, a result of Coulomb.



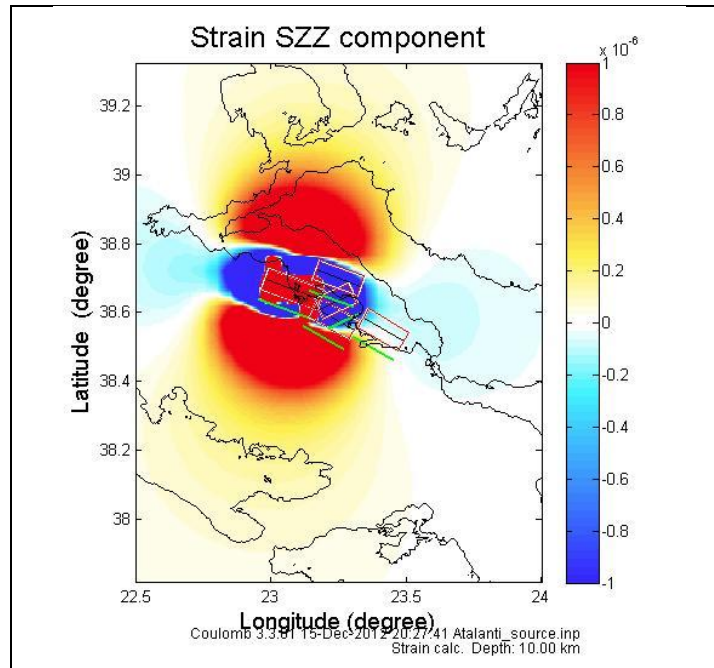
Εικόνα 7.6.5: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου x-x στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.5: Calculation of strain Sxx component at Atalanti fault, a result of Coulomb.



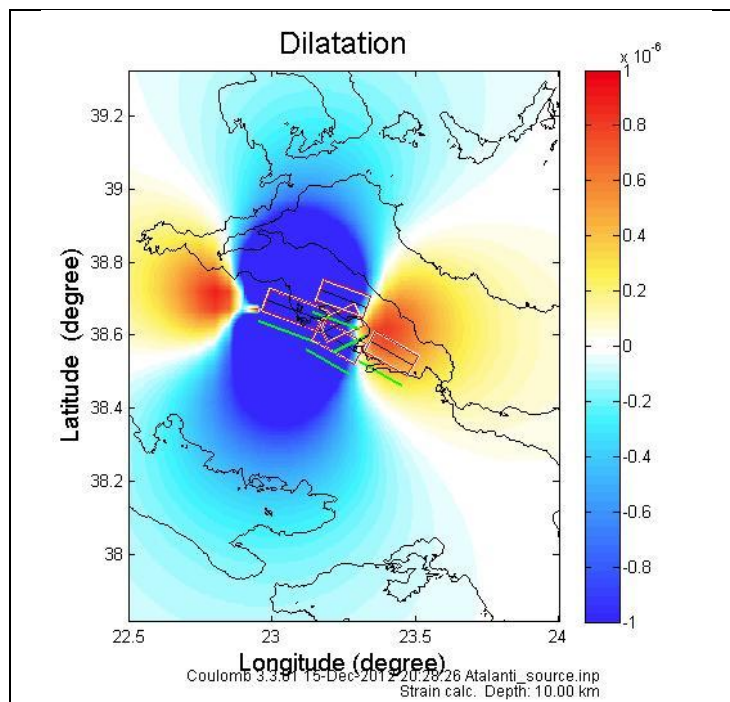
Εικόνα 7.6.6: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου γ-γ στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.6: Calculation of strain Syy component at Atalanti fault, a result of Coulomb.



Εικόνα 7.6.7: Υπολογισμός της παραμόρφωσης του επιπέδου z-z στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.7: Calculation of strain Szz component at Atalanti fault, a result of Coulomb.



Εικόνα 7.6.8: Υπολογισμός της διαστολής ($E_{xx}+E_{yy}+E_{zz}$) στο ρήγμα της Αταλάντης, αποτέλεσμα του Coulomb.

Figure 7.6.8: Calculation of dilatation ($S_{xx}+S_{yy}+S_{zz}$) at Atalanti fault, a result of Coulomb.

8. Συμπεράσματα

8.1 Συμπεράσματα

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τα κεφάλαια 6 και 7 της παρούσας εργασίας.

Ξεκινώντας από το κεφάλαιο 6, όπου έγινε μια πειραματική έρευνα για την γραμμική συμπίεστικότητα, ή αλλιώς ψευδο-γραμμική συμπίεστικότητα, μεταβλητή που συνδέει την παραμόρφωση με την τάση, και εξαρτάται από το λόγο Poisson το μέτρο ελαστικότητας, αυτό που συμπεραίνεται από τα αποτελέσματα των πινάκων 6.2.1 έως 6.2.6 είναι ότι με δεδομένες τις τιμές για τον λόγο Poisson και το μέτρο ελαστικότητας, 0.25 και 800000 bar αντίστοιχα, η γραμμική συμπίεστικότητα αυξάνεται στις περιπτώσεις που ο λόγος ν μειώνεται και το μέτρο ελαστικότητας μένει σταθερό, τόσο ο λόγος ν όσο και το μέτρο ελαστικότητας μειώνεται και τέλος όταν ο λόγος ν μειώνεται και το μέτρο ελαστικότητας αυξάνεται. Αντίθετα το πείραμα έδειξε ότι η γραμμική συμπίεστικότητα μειώνεται στις περιπτώσεις όπου ο λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας μένει σταθερό, λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας αυξάνεται και τέλος όταν ο λόγος ν αυξάνεται και το μέτρο ελαστικότητας μειώνεται.

Σχετικά με τα αποτελέσματα του κεφαλαίου 7, για το ρήγμα στη νήσο της Αμοργού και το σεισμό στις 9 Ιουλίου του 1956 που το ενεργοποίησε, οι αυξήσεις των τάσεων Coulomb στα 15 χιλιόμετρα αναπτύσσονται στο δυτικό και ανατολικό άκρο του ρήγματος, ενώ με την αύξηση του βάθους, κατευθύνονται περιμετρικά του ρήγματος και προς τα νησιά Αμοργός, Σαντορίνη και νότια του ρήγματος τα νησιά Αστυπάλαια και Ανάφη, όπου ουσιαστικά δείχνουν περιοχές που είναι πιθανό να δημιουργηθούν νέα σεισμικά γεγονότα και σχετικά φαινόμενα.

Στην περίπτωση του σεισμού στο Μαρτίνο, στις 20 Απριλίου του 1894, διαπιστώθηκε ότι η ενεργοποίηση του εν λόγω ρήγματος μετέφερε στην περιοχή του ρήγματος της Αταλάντης μεγάλες θετικές τιμές των τάσεων Coulomb, με αποκορύφωμα το κέντρο του ρήγματος της Αταλάντης (longitude, latitude, Z= 23.083°, 38.667°, 10.000km), που αποτέλεσε το επίκεντρο του σεισμού στην Αταλάντη, στις 27 Απριλίου του 1894, όπου μετρήθηκε τιμή της τάσης Coulomb 1.335 bar. Η τιμή αυτή είναι ικανή για να πει κανείς ότι ενεργοποίησε το ρήγμα της Αταλάντης, αν δει κανείς και τις τάσεις που μετέφεραν τα υπόλοιπα ρήματα της περιοχής. Επίσης, οι τιμές των τάσεων Coulomb σε όλα τα σημεία που μετρήθηκαν, είχαν θετικές τιμές, πράγμα που σημαίνει ότι στις θέσεις αυτές το επίπεδο των τάσεων είναι ικανό να προκαλέσει τη γένεση σεισμού μελλοντικά, στη συγκεκριμένη περίπτωση του σεισμού στις 27-04-1894 στην Αταλάντη. Το παρακάτω γεγονός αποδείχθηκε από τα αποτελέσματα των τάσεων Coulomb των ρηγμάτων στο Μαρτίνο, στη Μαλεσίνα, στην Ανθηδώνα και στο παράκτιο ρήγμα, χρησιμοποιώντας σε όλες τις περιπτώσεις τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού της Αταλάντης και συγκρίνοντάς τα με τα αντίστοιχα αποτελέσματα στην εργασία Ganas et al.2006, δηλαδή ότι η ενεργοποίηση του ρήγματος στο Μαρτίνο μετέφερε τα μεγαλύτερα θετικά ποσά τάσεων Coulomb στο ρήγμα της Αταλάντης, άρα το πιθανότερο είναι ότι ο σεισμός στο Μαρτίνο έφερε το σεισμό στην Αταλάντη.

Έτσι, αποδείχθηκε βάσιμη η υπόθεση της ενεργοποίησης του ρήγματος του Μαρτίνου την 20-4, η οποία ενεργοποίηση μπορεί να προκάλεσε τον σεισμό της 27-4, καθότι το γειτονικό ρήγμα της Αταλάντης δέχεται επιπλέον τάση μέχρι 5 και 3 bar από τα αποτελέσματα της εργασίας Ganas et al., 2006, αλλά και της παρούσας εργασίας αντίστοιχα.

Ακόμα, διαπιστώθηκε ότι σύμφωνα με του υπολογισμούς των τάσεων Coulomb για το ρήγμα στο Μαρτίνο, κάνοντας χρήση του μηχανισμού γένεσης των κανονικών ρηγμάτων σε Μαλεσίνα, Ανθηδώνα και του παράκτιου ρήγματος, οι τιμές που μεταφέρονται στο ρήγμα της Μαλεσίνας και της Ανθηδώνας είναι δυνατό να δημιουργήσουν σεισμικό γεγονός και στις δύο περιοχές, εν αντιθέσει με το παράκτιο ρήγμα, όπου οι θετικές τιμές των τάσεων Coulomb είναι αμελητέες, δηλαδή ο μεγάλος σεισμός της 27ης Απριλίου 1894 φόρτισε τα γειτονικά ρήγματα κανονικής γεωμετρίας (Μαλεσίνα, Ανθηδώνα, Παράκτιο ρήγμα) με επιπλέον διατμητικές τάσεις, με αποτέλεσμα την μεγάλη πιθανότητα δημιουργίας επόμενων χρονικά σεισμών στις περιοχές αυτές.

8.2 Προτάσεις

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται κάποιες προτάσεις που μπορούν να συζητηθούν και να αποτελέσουν κίνητρο για περαιτέρω μελέτη και έρευνα σχετικά με τον υπολογισμό των τάσεων Coulomb και των παραμορφώσεων, όπως υπολογίζονται από το πρόγραμμα Coulomb και όχι μόνο. Οι προτάσεις που παρατίθενται στην παρούσα εργασία είναι οι εξής:

I Εύρεση τρόπου σύνδεσης των αρχείων εξόδου Coulomb stress output file και strain output file

Αυτή η πρόταση ουσιαστικά παραπέμπει στην διερεύνηση της σχέσης της τάσης Coulomb και της παραμόρφωσης, όπως προκύπτουν από το πρόγραμμα Coulomb. Δηλαδή, μελλοντικά κάποιος χρήστης του προγράμματος μπορεί να αναζητήσει τη σύνδεση των αποτελεσμάτων των τάσεων Coulomb και των παραμορφώσεων, μελετώντας τα αρχεία εξόδου, τα οποία προκύπτουν από τον υπολογισμό των δύο μεταβλητών. Με τον τρόπο αυτό, μπορούν να ερμηνευθούν σε συνδυασμό τα δύο αποτελέσματα και να παραχθεί ίσως κάποιο μοντέλο που θα εξηγήι τις επικίνδυνες σεισμικά περιοχές, τόσο από την απεικόνιση των τάσεων Coulomb, όσο και από την απεικόνιση των παραμορφώσεων.

II Σύγκριση αποτελεσμάτων παραμορφώσεων παρούσας εργασίας με αποτελέσματα που θα παρθούν από γεωδαιτικές παρατηρήσεις

Σε μελλοντική εργασία θα υπάρχει η δυνατότητα σύγκρισης των παραμορφώσεων και των συνιστωσών τους στα ρήγματα της Αμοργού, της Αταλάντης και του Μαρτίνου αντίστοιχα, για κάποιον οποίος θα υπολογίσει παραμορφώσεις με γεωδαιτικά όργανα, με γεωδαιτικές μεθόδους-παρατηρήσεις.

III Συλλογή πληροφορίας για τις τάσεις Coulomb, τις παραμορφώσεις και του γεωλογικού υποβάθρου των περιοχών που βρίσκονται τα ρήγματα στην παρούσα εργασία για μελέτη αντοχής κτιρίων από την δημιουργία πιθανών σεισμών ίδιου μεγέθους

Στην περίπτωση αυτή μπορεί να παρθεί η κατάλληλη πληροφορία (διατμητικές τάσεις-είσοδος φορτίου στο κτίριο, επιφανειακές παραμορφώσεις), που θα βοηθήσει σε μελλοντικό έλεγχο της αντοχής κτιριακών κατασκευών από ανάλογους σε μέγεθος σεισμούς στις περιοχές που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία και με δεδομένο το έδαφος που βρίσκεται κάτω από μία κτιριακή κατασκευή.

Βιβλιογραφία

Ελληνική Βιβλιογραφία

1. Αγγελίδης Χ., 1992, Τεχνικογεωλογικές συνθήκες της περιοχής Αταλάντης, Γεωτεχνικές Έρευνες, Νο17, ΙΓΜΕ.
2. Αλεξούλη-Λειβαδίτη, Α. 2006, Στοιχεία Δυναμικής και Τεκτονικής Γεωλογίας.
3. Γκανάς, Α., Καραστάθης, Β., Άγαλος, Α., Λεοντογιαννάκος, Γ. & Παυλίδης, Σ., 2004, Διερεύνηση μοντέλων διέγερσης των σεισμών του 1894 στο ρήγμα της Αταλάντης με μεταφορά στατικών τάσεων. 10ο Συνέδριο της Ε.Γ.Ε., 15-17 Απριλίου 2004, Θεσσαλονίκη. Τόμος Εκτεταμένων Περιλήψεων, 60-61.
4. Μητσόπουλος, Κ., 1895, Ο Μέγας Σεισμός της Λοκρίδος εν Απριλίω 1894. Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήνα, 40ρ.
5. Παπαζάχος, Β.Κ. 1997, Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Ζήτη.
6. Παπαζάχος, Β.Κ. 2003, Οι Σεισμοί της Ελλάδας, Ζήτη.
7. Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2003, Σεισμοί της Ελλάδος, Θεσσαλονίκη, Εκδόσεις Ζήτη, 295ρ.
8. Παυλίδης Σ.Β., Βαλκανιώτης Σ., Γκανάς Α., Κεραμυδάς Δ. και Σμπόρας Σ., 2004, Το ενεργό ρήγμα της Αταλάντης-Επανεκτίμηση με νέα γεωλογικά δεδομένα, Δελτίο της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας τομ. XXXVI, 2004, Πρακτικά 10^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσ/νίκη Απρίλιος 2004.
9. Παυλίδης, Σ., Χατζηπέτρος, Α., Γκουντρομίχου, Χ., Αυγερόπουλος, Π., Γιαννάτος, Γ. και Βάσιος, Δ., 1999, Μορφοτεκτονικά κριτήρια αναγνώρισης ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή Αρκίτσας- Άγιου Κωνσταντίνου- Καμένων Βούρλων. 5ο Πανελλήνιο Γεωγραφικό Συνέδριο, Αθήνα 11-13 Νοεμβρίου 1999, 72-82.

Ξένη Βιβλιογραφία

1. Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1990, Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988. *Geophysical Journal International* 101, 663–708.
2. Bohnhoff, M., Rische, M., Meier, T., Becker, D., Stavrakakis, G., Harjes, H.P., 2006, Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini–Amorgos zone. *Tectonophysics* 423, 17–33, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.024.
3. Brun, J.-P., Faccenna, C., 2008, Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 1–7, doi:10.1016/j.epsl.2008.02.038.
4. Endrun, B., Meier, T., Lebedev, S., Bohnhoff, M., Stavrakakis, G., Harjes, H.P., 2008, S velocity structure and radial anisotropy in the Aegean region from surface wave dispersion. *Geophys. J. Int.* 174, 593–616, 10.1111/j.1365–246X.2008.03802.x.
5. Engelder, T., M. L. Sbar, 1977, The relationship between in situ strain relaxation and outcrop fractures in the Potsdam sandstone, Alexandria Bay, New York, *Pure and Applied Geophys.*, 115, 41-55.

- 6.** Ganas, A., Buck, V.A., 1998, A model for tectonic subsidence of the Allai archaeological site, Lokris, central Greece. *Proceedings of the 8th International Congress of the Geological Society of Greece*, pp. 181–187.
- 7.** Ganas, A., Papoulia, I., 2000, High-resolution, digital mapping of the seismic hazard within the Gulf of Evia Rift, central Greece using normal fault segments as line sources. *Natural Hazards* 22 (3), 203–223.
- 8.** Ganas, A., Roberts, G., Memou, P., 1998, Segment boundaries, the 1894 ruptures and strain patterns along the Atalanti Fault, central Greece. *Journal of Geodynamics* 26, 461–486.
- 9.** Ganas, A., Shanov, S., Drakatos, G., Dobrev, N., Sboras, S., Tsimi, C., Frangov, G., Pavlides, S., 2005, Active fault segmentation in southwest Bulgaria and Coulomb stress triggering of the 1904 earthquake sequence. *Journal of Geodynamics* 40 (2–3), 316–333.
- 10.** Ganas A., Sokos E., Agalos A., Leontakianakos G., Pavlides S., 2006, Coulomb stress triggering of earthquakes along the Atalanti Fault, central Greece: Two April 1894 M6+ events and stress change patterns. *Tectonophysics* 420 (2006), 357–369.
- 11.** Hanks, T.C., Kanamori, H., 1979, A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84, 2348–2350.
- 12.** Harris, R.A., Simpson, R.W., 1998, Suppression of large earthquakes by stress shadows: a comparison of Coulomb and rate-and-state failure. *Journal of Geophysical Research* 103, 24439–24451.
- 13.** Hollenstein, C., Müller, M.D., Geiger, A., Kahle, H.G., 2008, Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. *Tectonophysics* 449, 17–40, doi:10.1016/j.tecto.2007.12.006
- 14.** Hubert, A., King, G., Armijo, R., Meyer, B., Papanastasiou, D., 1996, Fault re-activation, stress interaction and rupture propagation of the 1981 Corinth earthquake sequence. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 573–585.
- 15.** Karagianni, E.E., Papazachos, C.B., Panagiotopoulos, D.G., Suhaldoc, P., Vuan, A., Panza, G.F., 2005, Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophys. J. Int.* 160, 127–143, doi:10.1111/j.1365–246X.2005.02354.x.
- 16.** King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and the triggering of earthquakes: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 84, no. 3, p. 935–953.
- 17.** Kranis, H., Palyvos, N., Livaditis, G. and Maroukian, H., 2001, The Hyambolis zone: Geomorphological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, vol. XXXIV/1, 251–257.
- 18.** Lemeille, F., 1977, Études néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride) et dans les sporades du nord (île de Skiros). *Universite Paris*, vol. XI. 173 pp. (in French)
- 19.** Le Pichon, X. & Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60 ,1–42.

- 20.** Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., Veis, G., 1995, Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.* 100, 12675–12690.
- 21.** Mascle, J., and Martin, L., 1990, Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: a synthesis based on continuous reflection profiles, *Marine Geology* 94 (1990), pp. 271-299.
- 22.** McClusky, et al., 2000, Global positioning system constraints on plate kinematic and dynamics in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.* 105, 5695–5719.
- 23.** Mitsopoulos, K., 1895, The Lokris Mega-Earthquake, Government publication, Athens (in Greek), 40 pp.
- 24.** Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1018–1040.
- 25.** Okal, E.A., Synolakis, C.E., Uslu, B., Kalligeris, N., Voukouvalas, E., 2009, The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophys. J. Int.* 178, 1533–1554, doi:10.1111/j.1365–246X.2009.04237.x.
- 26.** Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, M., Palyvos, D., Lemeille, N., Stavrakakis, F., 2001, A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures, central Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America* 91, 760–780.
- 27.** Pantosti, D., De Martini, P.M., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N., and Stavrakakis, G., 2004, Paleo-seismological Trenching across the Atalanti Fault (Central Greece): Evidence for the Ancestors of the 1894 Earthquake during the Middle Age and Roman Times. *Bull. Seism. Soc. America*, 94, 2, 531-549.
- 28.** Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G., 2003, Episodic occurrence of strong ($M_w \geq 6.2$) earthquakes in Thessalia area (central Greece). *Earth and Planetary Science Letters* 215, 395–409.
- 29.** Papaioannou, I., Papadopoulos, G. and Pavlides, S., 2004, The earthquake of 426BC in N. Evoikos Gulf revisited: amalgamation of two different strong earthquake events? 10th G.S.G. Congress, 15-17 April 2004, Thessaloniki. Extended abstracts vol., 535-536.
- 30.** Papavassiliou, M.S., 1894, On the earthquakes of Lokris (Greece) April 1894. *C. R. Ac. Scienc. Paris, T*, CXIX:1.
- 31.** Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., Scordilis, E.M., 2000, The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics* 319, 275–300.
- 32.** Papazachos, C.B. and Kiratzi, A.A., 1996, A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 253, 129-153.
- 33.** Papazachos, B.C., Koutitas, C., Hatzidimitriou, P.M., Karakostas, B.G., Papaioannou, C.A., 1985, Source and short-distance propagation of the July 9, 1956 southern Aegean tsunami. *Mar. Geol.* 65, 343–353.
- 34.** Papazachos, B.C., Papazachou, K., 1997, *The Earthquakes of Greece*, Ziti editions, Thessaloniki.
- 35.** Pavlides, S.B. and Caputo, R., 2004, Magnitude versus fault's surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, 380, 3-4, 159-188.

- 36.** Phillipson, A., 1894, Das diesjährige Erdbeben in Lokris. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, 21: 3p.
- 37.** Poulimenos, G. and Doutsos, T., 1996, Barriers on seismogenic faults in Central Greece. *J. Geodynamics*, 22, 119-135.
- 38.** Reasenberg, P.A., Simpson, R.W., 1992, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science* 255, 1687–1690.
- 39.** Richter, C.F., 1958, *Elementary Seismology*. Freeman, San Fransisco, 768 p.
- 40.** Roberts, S. and Jackson, J.A., 1991, Active normal faulting in Central Greece: an overview. In: Roberts, Yielding and Freeman (eds), *The Geometry of Normal Faults*, Geol. Sc. Spec. Publ., 56, 125-142.
- 41.** Roberts, G.P., Ganas, A., 2000, Fault-slip directions in central and southern Greece measured from striated and corrugated fault planes: comparison with focal mechanism and geodetic data. *Journal of Geophysical Research* 105, 23443–23462.
- 42.** Sakellariou, D., Lykousis, V., Karageorgis, A., Anagnostou, Ch., 2005, Geomorphology and tectonic structure. In: E. Papathanasiou and A. Zenetos, Editors, *State of the Hellenic Marine Environment*, HCMR Publications, Athens (2005), pp. 16-20.
- 43.** Sbar, M. L., T. Engelder, R. Plumb, and S. Marshak, 1978, Stress pattern near the San Andreas fault, Palmdale, California, from near surface in situ measurements, *J.Geophys. Res.*, 83, in press.
- 44.** Schenková, Z., Kalogeras, I., Schenk, V., Pichl, R., Kourouzidis, M., Stavrakakis, G., 2005, *Atlas of Isoseismal Maps of Selected Greek Earthquakes (1956–2003)*. Evonymos Ecological Library, Athens.
- 45.** Skouphos, T., 1894, Die swei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894. *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin* 24, 409–474.
- 46.** Sodoudi, F., Kind, R., Hatzfeld, D., Priestley, K., Hanka, W., Wylegalla, K., Stavrakakis, G., Vafidis, A., Harjes, H.P., Bohnhoff, M., 2006, Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions. *J. Geophys. Res.* 111, B12307, doi:10.1029/2005JB003932.
- 47.** Soloviev, S.L., Solovieva, O.N., Go, Ch.N., Kim, Kh.S. & Shchetnikov, N.A., 2000, *Tsunamis in the Mediterranean Sea, 2000 B.C. – 2000 A.D.*, Kluwer, Dordrecht, 237 pp.
- 48.** Stanley, D.J. and Perissoratis, C., 1977, Aegean ridge and barrier sedimentation patterns, *Marine Geology* 24 (1977), pp. 97-107.
- 49.** Tirel, C., Gueydan, F., Tiberi, C., Brun, J.-P., 2004, Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion: geodynamical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 267–280, doi:10.1016/j.epsl.2004.10.023.

Διευθύνσεις στο διαδίκτυο:

ΙΓΜΕ, 1983. Γενικός γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, κλίμακα 1:500.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.

1. Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών www.gein.noa.gr
2. http://www.dimos-lokron.gov.gr/index.php?option=com_content&task=blogcategory§ionid=28&id=109&Itemid=612
3. http://dspace.lib.ntua.gr/bitstream/123456789/4034/3/zervae_sedimentation.pdf
4. <http://www.earth.northwestern.edu/people/emile/PDF/EAO202.pdf>
5. http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/greece/tectonic_summary.php
6. <http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%94%CF%8D%CE%BD%CE%B1%CE%BC%CE%B7>
7. http://geo.auth.gr/211/ppt/Mathima_2_Elastikotita.pps
8. http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_paradisopoulou.pdf
9. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/coast/>
10. <http://www.oasp.gr/node/207>
11. http://seismo.geology.upatras.gr/pdf/Coulomb%20stress%20triggering%20of%20earthquakes,Ganas,Sokos_06.pdf
12. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X9290140Q>
13. <http://thesis.ekt.gr/thesisBookReader/id/14967#page/18/mode/2up>
14. <http://users.uoa.gr/~jalexopoulos/seismika.pdf>
15. www.3geosc.psu.edu-jte2/references/link020.pdf