



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Καρκαλάς Στέργιος

A.E.M 5358

Επιβλέπουσα:

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ

Συνεπίβλεψη:

Κουρούκλας Χρήστος, Υποψήφιος Διδάκτορας Τομέα Γεωφυσικής, ΑΠΘ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021



ΚΑΡΚΑΛΑΣ Α. ΣΤΕΡΓΙΟΣ

Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5358

*ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΖΩΝΗΣ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ*

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Γεωφυσικής

Επιβλέπουσα:

Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας Τομέα Γεωφυσικής, Α.Π.Θ

Συνεπίβλεψη:

Κουρούκλας Χρήστος, Υποψήφιος Διδάκτορας Τομέα Γεωφυσικής, ΑΠΘ

© Στέργιος Α. Καρκαλάς, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2021
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
*ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΥ b ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ
ΖΩΝΗΣ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ – Διπλωματική Εργασία*

© Stergios A. Karkalas, School of Geology, Dept. of Geophysics, 2021
All rights reserved.
DETERMINATION OF b VALUE DISTRIBUTION ALONG THE HELLENIC SUBDUCTION ZONE – Bachelor Thesis



Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τη συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τη συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του Προπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του τμήματος της Γεωλογίας του Α.Π.Θ στο οποίο κατέχει θέση υποχρεωτικού μαθήματος και ως στόχο έχει την καλύτερη κατανόηση και πρακτική εφαρμογή των γνώσεων που αποκτήθηκαν μέσα από αυτό. Η ανάθεση και η επιλογή του θέματος της έγινε έπειτα από αίτηση μου στη γραμματεία του τομέα Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας και σε συνεννόηση με την επιβλέπουσα καθηγήτρια κυρία Παπαδημητρίου Ελευθερία και με τον υποψήφιο Διδάκτορα του τομέα Γεωφυσικής Κουρούκλα Χρήστο, οι οποίοι παρακολουθούσαν την πρόοδο της τόσο στο ερευνητικό όσο και στο συγγραφικό της στάδιο σε όλη την διάρκεια της εκπόνησης της.

Πρωτίστως θα ήθελα να ευχαριστήσω,

Την κύρια επιβλέπουσα της εργασίας, Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ, του Τομέα Γεωφυσικής, **κα. Παπαδημητρίου Ελευθερία**, για την πολύτιμη βοήθειά της ώστε να ολοκληρωθεί με επιτυχία η πτυχιακή διατριβή μου. Για την αμέριστη καθοδήγησή της και την αδιάκοπη στήριξή της καθ' όλη τη διάρκεια μελέτης και έρευνας που πραγματοποιήσαμε.

Επιπλέον, τον υποψήφιο Διδάκτορα **Κουρούκλα Χρήστο**, συνεπιβλέποντα της εργασίας μου, για τις πολύτιμες οδηγίες και το χρόνο που διέθεσε προκειμένου να βοηθήσει στην διεκπεραίωση της πτυχιακής διατριβής.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω την **οικογένεια μου** και τους **φίλους μου** για την στήριξη, υπομονή και πίστη σε έμένα, σε όλη τη διάρκεια των μαθητικών και φοιτητικών μου χρόνων.



Περίληψη

Η χωροχρονική μελέτη των τιμών των παραμέτρων σεισμικότητας (a και b) του νόμου των Gutenberg και Richter είναι δυνατόν να οδηγήσουν σε χρήσιμα συμπεράσματα για την γένεση σεισμών στις ζώνες κατάδυσης, όταν αυτές συσχετιστούν με το γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά τους. Έτσι, στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται προσπάθεια εκτίμησης των παραμέτρων a και b , με έμφαση στη παράμετρο b , στην περιοχή του ελληνικού τόξου, όπου πραγματοποιείται η κατάδυση της ωκεάνιου φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Για τον σκοπό αυτό, συλλέχθηκαν δεδομένα από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (ISC, International Seismic Centre) για σεισμούς με μέγεθος $M_w \geq 4.0$ κατά την χρονική περίοδο 1964 - 2017. Στη συνέχεια, η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε 5 υποπεριοχές, τόσο ώστε να καλυφθεί πλήρως η Ελληνική Ζώνη Κατάδυσης. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε η παράμετρος b για κάθε υποπεριοχή, ώστε να διερευνηθεί εάν οι μεταβολές στην τιμή της εξαρτώνται από τα ιδιαίτερα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά κάθε υποπεριοχής, έχοντας μικρές μεταβολές, ενώ η παράμετρος a εκφράζει το επίπεδο σεισμικότητας που μπορεί να μεταβάλλεται στο χώρο. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν βρίσκονται σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες έχοντας λάβει υπόψιν δεδομένα της πρόσφατης σεισμικότητας.



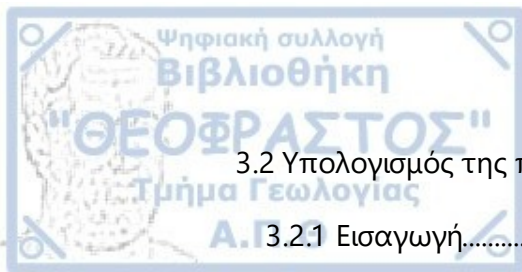
Abstract

The spatio-temporal study of seismicity parameter values (a and b) of the Gutenberg - Richter law can lead to useful conclusions concerning earthquake generation within the subduction zones, when they are related to their geotectonic characteristics. Thus, in the present dissertation, an attempt is made to estimate a and b value, giving emphasis on b-value, in the area of the Hellenic arc, where the subduction of the oceanic crust of the Eastern Mediterranean takes place under the microplate of the Aegean. For this cause, our first step is to collect data from the International Seismic Centre (ISC) regarding earthquakes of magnitude $M_w \geq 4.0$ during the period 1964 to 2017. Subsequently, the study area was divided into 5 sub-areas, so as to fully cover the Greek Diving Zone. Then, b-value of each sub-area was calculated in order to investigate whether the changes in its value depend on the particular seismic characteristics of each sub-area, having small changes, while a-value expresses the level of seismicity that can change in space. The results are in line with previous studies taking into account recent seismic data.



Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1	1
Εισαγωγή.....	1
1.1 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες.....	1
1.2 Ζώνες κατάδυσης και σεισμικότητα ενδιάμεσου βάθους του ελληνικού τόξου	5
1.3 Σκοπός εργασίας.....	7
Κεφάλαιο 2	9
Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων.....	9
2.1 Εισαγωγή.....	9
2.2 Υπολογισμός των τιμών της παραμέτρου b σε κατακόρυφες τομές.....	10
2.2.1 Διερεύνηση τομών.....	12
2.2.1.2 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης στο επίπεδο της Τομής T_1.....	13
2.2.1.3 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης κατά μήκος της Τομής T_2.....	14
2.2.1.4 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης στην επιφάνεια της Τομής T_3.....	16
2.2.1.5 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης στην επιφάνεια της Τομής T_4.....	17
2.2.1.6 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης στην επιφάνεια της Τομής T_5.....	18
2.3 Υπολογισμός μεγέθους πληρότητας.....	19
Κεφάλαιο 3	22
Υπολογισμός της b value στην επιφάνεια των τομών	22
3.1 Εισαγωγή.....	22

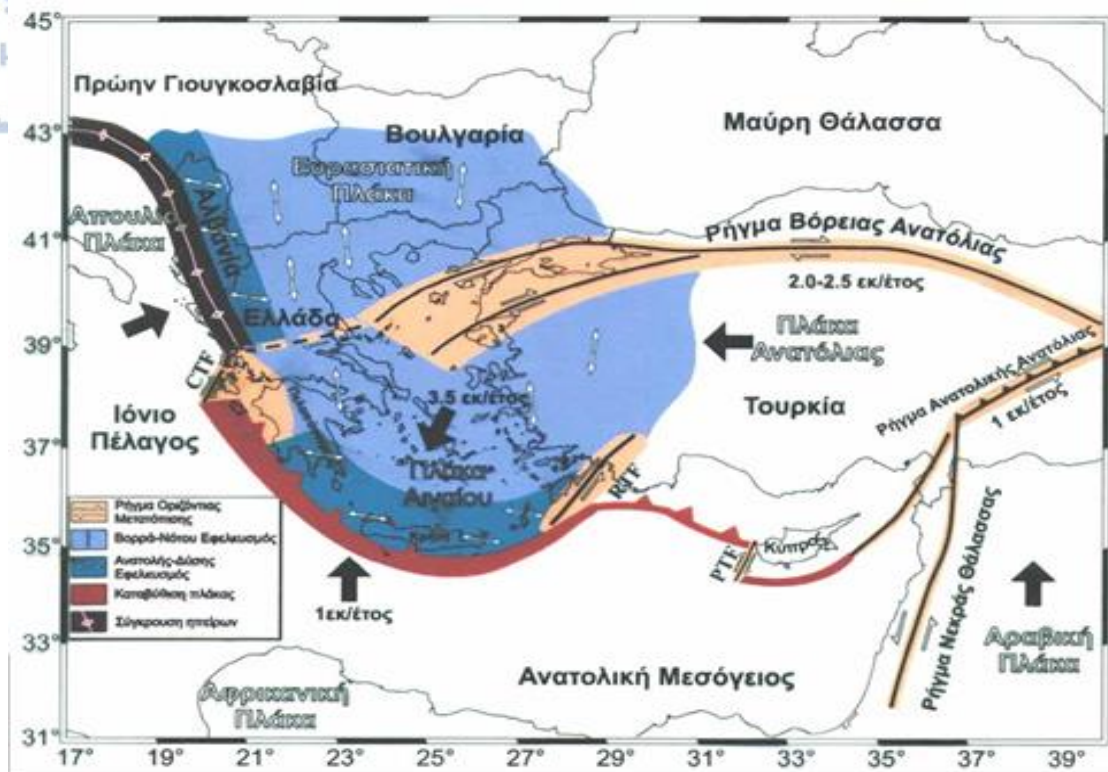


3.2 Υπολογισμός της παραμέτρου b για κάθε τομή.....	22
3.2.1 Εισαγωγή.....	22
3.2.2 Κατανομή της παραμέτρου b κατά μήκος της τομής T_1	23
3.2.3 Κατανομή της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_2	24
3.2.4 Χωρική μεταβολή της παραμέτρου b κατά την επιφάνεια της τομής T_3	25
3.2.5 Κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_4	26
3.2.6 Κατανομή των τιμών της παραμέτρου b κατά την επιφάνεια της τομής T_5	27
Κεφάλαιο 4	29
Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα.....	29
Βιβλιογραφία.....	32

Εισαγωγή

1.1 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες

Η Ελλάδα είναι μία από τις χώρες με αξιοσημείωτη σεισμική δραστηριότητα στον κόσμο και αυτή με την υψηλότερη σεισμικότητα στην Ευρώπη. Βρίσκεται σε ένα σύνθετο σεισμοτεκτονικό περιβάλλον όπου πραγματοποιούνται πολλές τεκτονικές κινήσεις, όπως προκύπτει μεταξύ άλλων και από την χωρική κατανομή των σεισμικών εστιών οι οποίες καθορίζουν τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών (Comninakis and Papazachos, 1980). Η κύρια κίνηση που πραγματοποιείται είναι η κατάδυση της υπολειμματικής ωκεάνιας πλάκας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την ηπειρωτική πλάκα της Ευρασίας στο χώρο του Αιγαίου. Επίσης η κίνηση της Αραβικής πλάκας προς το βορά έχει ως συνέπεια την ώθηση της μικροπλάκας της Ανατόλιας προς το Αιγαίο, με κίνηση προς τα δυτικά με μέση ταχύτητα 2.5cm/yr. Η κίνηση αυτή έχει ως αποτέλεσμα τη νοτιοδυτική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου με μέση ταχύτητα περίπου 3.5cm/yr, ταχύτητα, αρκετά μεγαλύτερη από τη μέση ταχύτητα κατάδυσης του ωκεάνιου φλοιού της ανατολικής Μεσογείου (1cm/yr) (Papazachos C., 1999). Το δυτικό μέρος του Ελληνικού τόξου κινείται με δεξιόστροφη περιστροφική κίνηση η οποία συμφωνεί με την νοτιοδυτική κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου που περιγράψαμε παραπάνω. Το βορειοδυτικό όριο της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου οριοθετείται από το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Cephalonia Transform Fault – CTF) (Scordilis et al., 1985), το οποίο έχει δεξιόστροφη κίνηση. Τέλος έχουμε την αριστερόστροφη περιστροφή της Απούλιας πλάκας η οποία συγκρούεται με την Ευρασιατική πλάκα κατά μήκος των ακτών της δυτικής Ελλάδας (McKenzie, 1970) (Σχήμα 1.1)



Σχήμα 1.1 Οι κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Parazachos et al., 1998b, τροποποιημένο).

Η ενεργός τεκτονική που λαμβάνει χώρα στον ελληνικό χώρο έχει ως συνέπεια την έντονη σεισμικότητα. Με τον όρο σεισμικότητα αναφερόμαστε στο μέτρο της σεισμικής δράσης μιας περιοχής, το οποίο καθορίζεται από την συχνότητα επανάληψης των σεισμών αλλά και από το μέγεθός τους (όσο μεγαλώνουν αυτές οι παράμετροι τόσο μεγαλώνει και το μέτρο της σεισμικότητας). Με βάση τον ποσοτικό υπολογισμό της σεισμικότητας μιας περιοχής μπορούμε να εκτιμήσουμε την ταχύτητα της ενεργού παραμόρφωσης και να εξάγουμε συμπεράσματα για την ενεργό τεκτονική. Για αυτό στον ποσοτικό υπολογισμό χρησιμοποιούνται δεδομένα των σεισμικών παραμέτρων όπως το μέγεθος, οι επικεντρικές συντεταγμένες και το εστιακό βάθος.

Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των επιφανειακών σεισμών με μεγέθη $M_w \geq 5.5$, ο ελληνικός χώρος μπορεί να διακριθεί σε 6 τυπικές σεισμοτεκτονικές ζώνες (Σχήμα 1.2).

Αυτές οι ζώνες είναι:

- η ζώνη των ρηγμάτων κατά μήκος των ακτών της Αδριατικής και της βορειοδυτικής Ελλάδας,
- η ζώνη των δεξιόστροφων ρηγμάτων των Ιόνιων νησιών,
- η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος του Ελληνικού τόξου,
- η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Βορρά-Νότου κατά μήκος των Ελληνίδων οροσειρών,
- η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Ανατολής-Δύσης στο χώρο του Αιγαίου και
- η ημiekτατική ζώνη του Βορείου Αιγαίου και της θάλασσας του Μαρμαρά.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία, η οποία επικεντρώνεται στον ευρύτερο χώρο που οροθετείται η ελληνική ζώνη κατάδυσης τοποθετούνται από τις παραπάνω ζώνες και συγκεκριμένα η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της ελληνικής τάφρου, τμήμα της ζώνης των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Βορά-Νότου παράλληλη με το ελληνικό τόξο και η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Ανατολής-Δύσης στο χώρο του Αιγαίου. Για κάθε μία από αυτές τις ζώνες έχει καθοριστεί από προηγούμενες μελέτες ένα τυπικό ρήγμα και η τυπική συνιστώσα τάσης με βάση τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης που έγιναν σε κάθε περιοχή όπως προκύπτει και στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1).

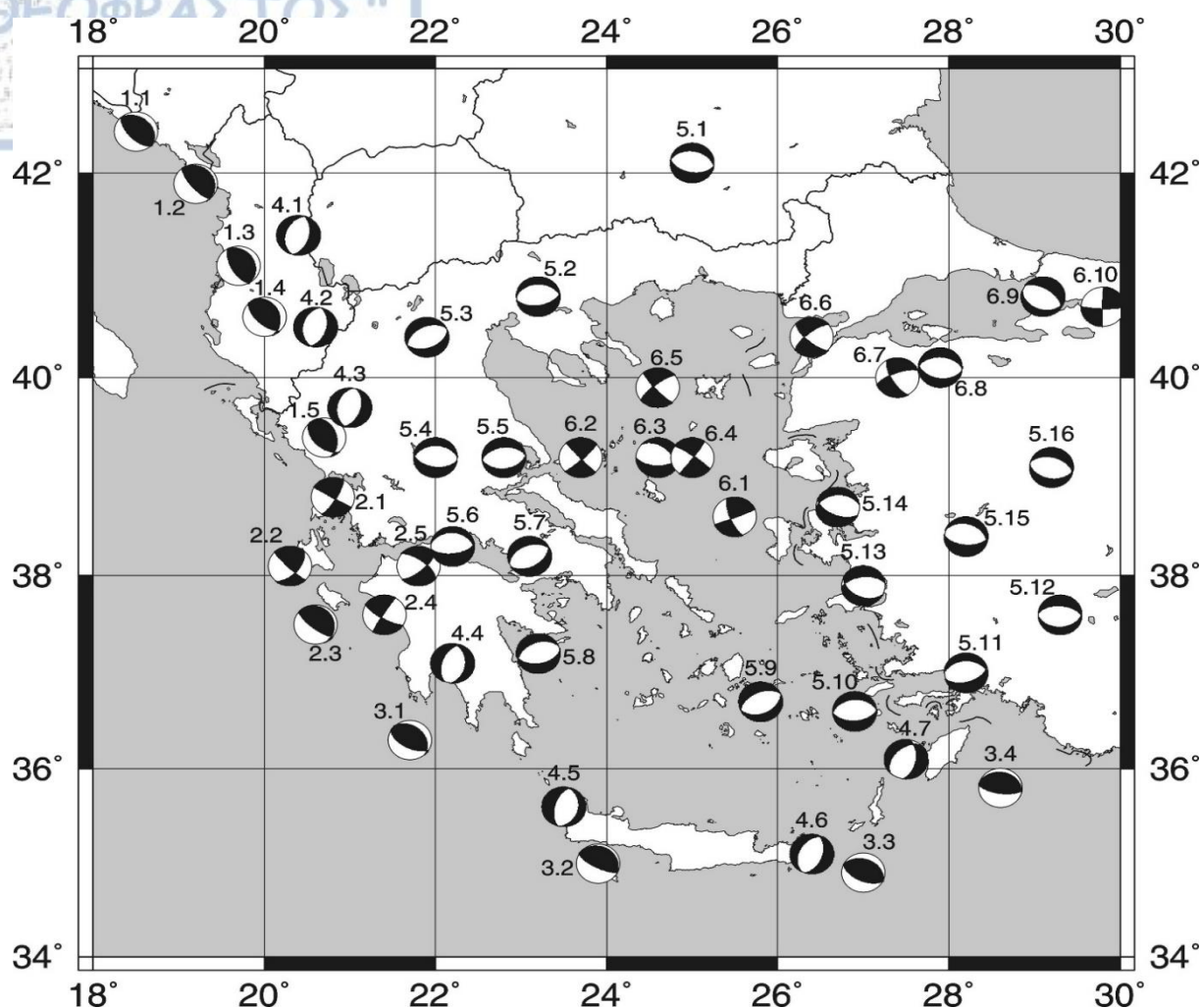
Συνοπτικά, για την ζώνη της Ελληνικής τάφρου κυριαρχούν ανάστροφα ρήγματα που κλίνουν Βόρεια-Βορειοανατολικά ακολουθώντας την κλίση του ιζηματογενούς μέρους λόγω της κατάδυσης του ωκεάνιου φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασία. Για την ζώνη εφελκυστικών ρηγμάτων παράλληλα στο ελληνικό τόξο επικρατούν κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Βορρά-Νότου με τον άξονα μέγιστου εφελκυσμού σε διεύθυνση Ανατολής-Δύσης. Τέλος, η τάση εφελκυσμού που δρα κατά τη διεύθυνση Βορά-Νότου έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία διαρρήξεων κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Ανατολή-Δύση και κλίση Βορά-Νό-

του για την οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου. Ο εφελκυσμός οφείλεται στην ταχύ-
τερη κίνηση προς τον νότο του μπροστινού (νότιου) τμήματος της μικροπλάκας του
Αιγαίου σε σχέση με την προς τα πίσω (βόρειο) τμήμα αυτής της μικροπλάκας.

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Παράταξη ζ, Διεύθυνση Κλίσης δ, Γωνία Ολίσθησης λ και γεωμετρικά χαρακτη-
ριστικά αξόνων Ρ και Τ (παράταξη ξ και διεύθυνση κλίσης θ) για την περιοχή μελέτης

	ζ/ξ	δ/θ	λ
<u>Ελληνικό Τόξο</u>			
Τυπικό ρήγμα:	309°	23°	101°
Άξονας Ρ:	211°	23°	
<u>Εφελκυστική Ζώνη Ανα- τολής-Δύσης</u>			
Τυπικό ρήγμα 1:	198°	43°	-88°
Τυπικό ρήγμα 2:	14°	47°	-92°
Άξονας Τ:	106°	2°	
<u>Εφελκυστική Ζώνη Βορρά- Νότου</u>			
Τυπικό ρήγμα 1:	269°	43°	-89°
Τυπικό ρήγμα 2:	88°	47°	-91°
Άξονας Τ:	179°	2°	

(Papazachos and Papazachos, 2003).

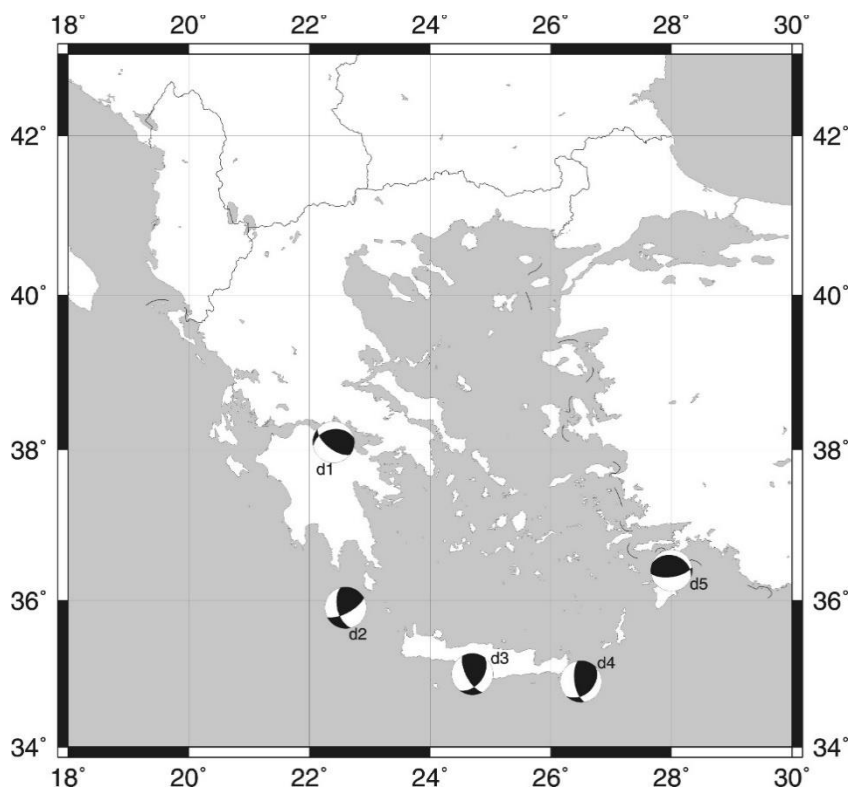


Σχήμα 1.2 Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών για 47 ομάδες επιφανειακών σεισμών στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές (Papazachos and Papazachos, 1998b)

1.2 Ζώνες κατάδυσης και σεισμικότητα ενδιάμεσου βάθους του ελληνικού τόξου

Από δεδομένα σεισμικότητας προκύπτει ότι ορισμένοι σεισμοί κατά μήκος του ελληνικού τόξου εντοπίζονται σε μεγάλα εστιακά βάθη (155km και 160km) και αρκετοί άλλοι σε ενδιάμεσα βάθη μεταξύ $60\text{Km} \leq h \leq 100\text{Km}$ (McKenzie, 1972, Karakostas, 1988, Papazachos et al., 1991). Αυτοί οι σεισμοί ομαδοποιούνται και χωρίζονται χωρικά σε 5 κύριες ομάδες με τον τυπικό μηχανισμό γένεσης για την κάθε περιοχή

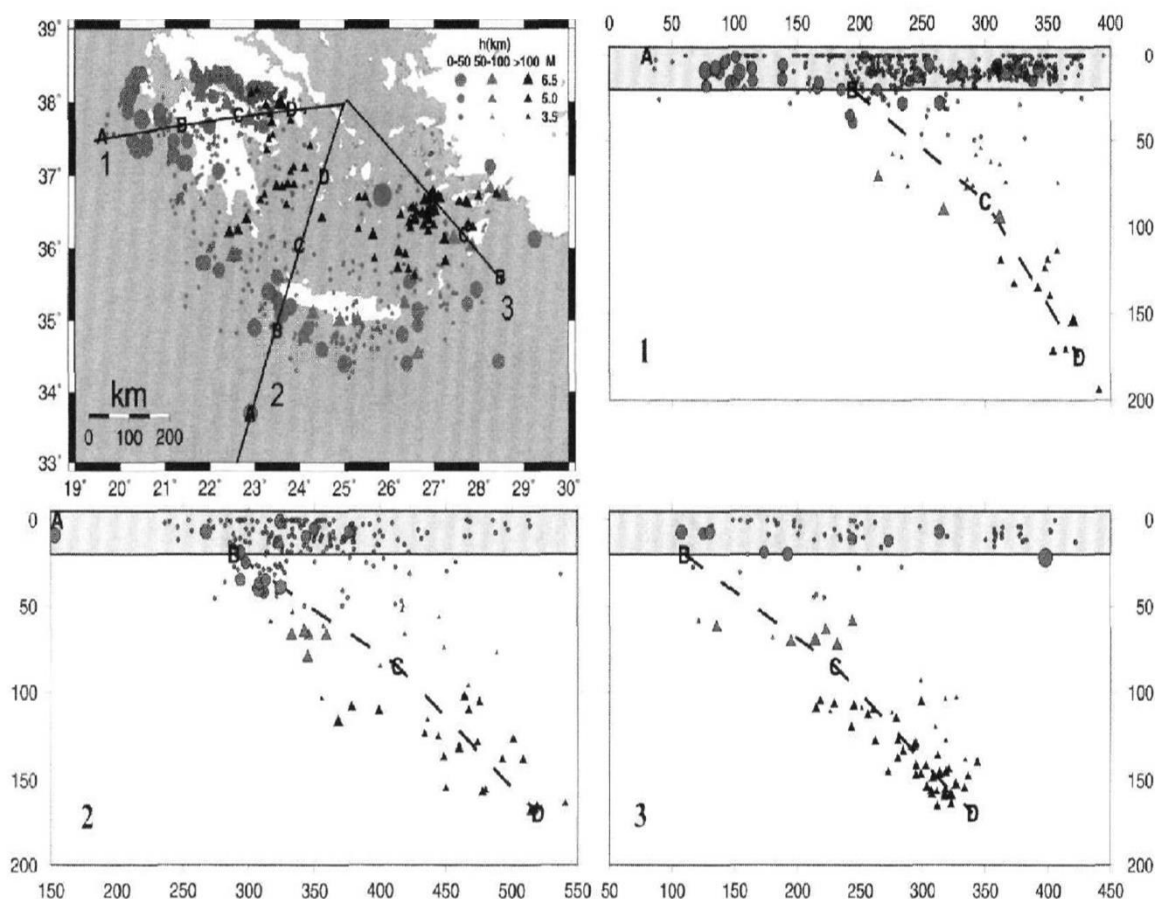
(σχήμα 1.3). Οι λύσεις αυτές δείχνουν ότι τα ρήγματα στο πάνω τμήμα της καταδυόμενης λιθόσφαιρας είναι ρήγματα διεύθυνσης (δεξιόστροφα ή αριστερόστροφα) με ανάστροφη συνιστώσα (Kiritzi and Papazachos, 1995). Οι άξονες συμπίεσης P έχουν κατεύθυνση παράλληλη προς το ελληνικό τόξο, ενώ οι άξονες εφελκυσμού T έχουν κατεύθυνση παράλληλη προς την κλίση της ζώνης Benioff-Wadati (Kiritzi and Papazachos, 1995).



Σχήμα 1.3 Τυπικές λύσεις μηχανισμών γένεσης για τις 5 κύριες ομάδες σεισμών ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους στο Νότιο Αιγαίο (Papazachos et al. (1998)).

Με βάση τις εστιακές παραμέτρους των σεισμών ενδιαμέσου και μεγάλου βάθους οι Papazachos and Comninakis (1971) καθόρισαν τη γεωμετρία της ζώνης Benioff στο χώρο του Νοτίου Αιγαίου. Ο καθορισμός της έγινε σύμφωνα με τη κατανομή των εστιακών βαθών σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60\text{Km} \leq h \leq 180\text{Km}$), με την χρησιμοποίηση της διαφοράς του χρόνου άφιξης των φάσεων P και PcP στον σεισμολογικό σταθμό της Αθήνας, όπως επίσης και από τις λύσεις μηχανισμών γένεσης σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο νότιο Αιγαίο (Papazachos and Comninakis (1970,

1971)). Πιο συγκεκριμένα η ζώνη Benioff στο νότιο αιγαίο αποτελείται από ένα επιφανειακό τμήμα ($h < 100\text{Km}$) και ένα βαθύτερο ($100\text{Km} \leq h \leq 180\text{Km}$) τμήμα που έχουν διαφορετικές κλίσεις (Parazachos et al., 2000) (Σχήμα 1.4). Τα συμπεράσματα αυτά έχουν εξαχθεί μέσα από την μελέτη καταλόγων σεισμών από ενόργανες καταγραφές των σεισμολογικών δικτύων.



Σχήμα 1.4 Κατανομή των σεισμικών επικέντρων (άνω αριστερά) επιφανειακών σεισμών (κύκλοι) και σεισμών ενδιάμεσου βάθους (τρίγωνα) στο νότιο Αιγαίο και κατακόρυφη κατανομή των εστιών τους στο δυτικό (1), κεντρικό (2) και ανατολικό (3) τμήμα του Ελληνικού τόξου. Τα σημεία Β δείχνουν τις θέσεις στο τόξο όπου αρχίζει η κατάδυση και τα σημεία C τις θέσεις όπου αλλάζει η ζώνη Benioff (Parazachos et al., 2000).

1.3 Σκοπός εργασίας

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η διερεύνηση των πιθανών μεταβολών της σεισμικής παραμέτρου b του νόμου Gutenberg and Richter (1944), με στόχο να συμβάλει στην έρευνα σχετικά με τις σεισμοτεκτονικές διεργασίες κατά μήκος του

ελληνικού τόξου. Σύμφωνα με τον Papazachos (1999) η χωρική κατανομή της σεισμικότητας με βάση τις παραμέτρους a και b μπορεί να βοηθήσει στην εξαγωγή σημαντικών συμπερασμάτων σχετικά με την ενεργό τεκτονική, καθώς η παράμετρος b εξαρτάται από το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της κάθε υποπεριοχής και έχει ως αποτέλεσμα την χωρική συσχέτιση μικρών μεταβολών της. Η χωρική συσχέτιση της παραμέτρου a είναι λιγότερο σημαντική διότι αυτή εκφράζει το επίπεδο σεισμικότητας που μπορεί να μεταβάλλεται απότομα στο χώρο. Για αυτή την εργασία χρησιμοποιούμε και τα πρόσφατα διαθέσιμα δεδομένα σεισμικότητας (κατάλογοι και μηχανισμοί γένεσης σεισμών).

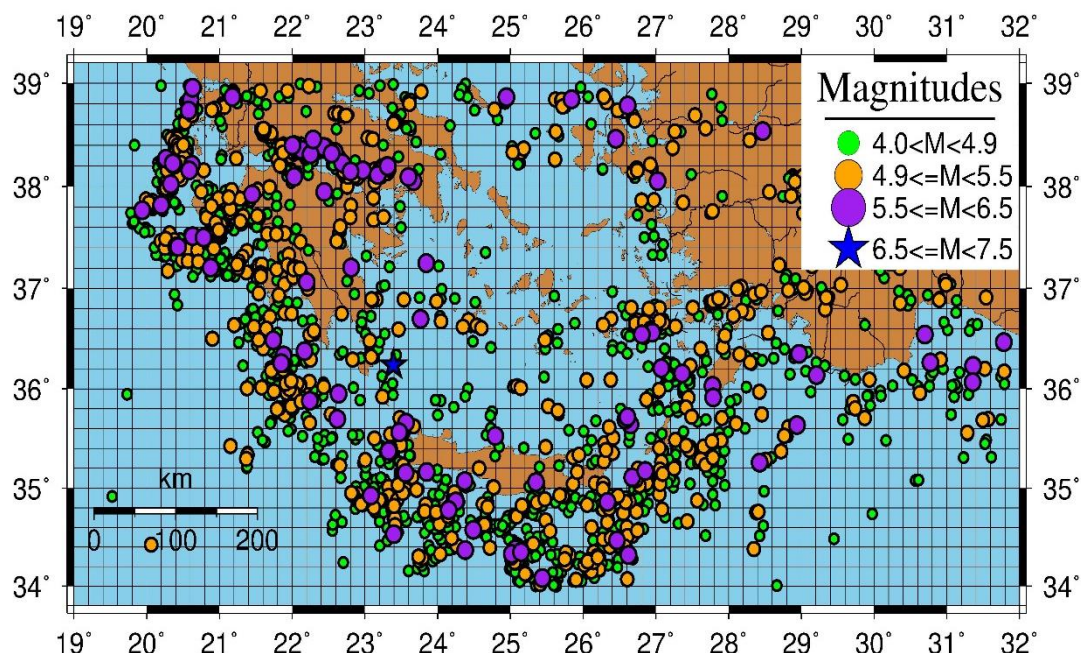
Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων

2.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται ο τρόπος συλλογής των δεδομένων αλλά και τα προγράμματα Η/Υ που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία τους. Γνωρίζοντας τις βασικές σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής μελέτης, που είναι η ευρύτερη περιοχή του νοτίου Αιγαίου στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα δεδομένα των σεισμών που έχουν γίνει στην συγκεκριμένη περιοχή. Έπειτα γίνεται διαχωρισμός σε 5 επιμέρους τομές για πιο ειδική μελέτη των ιδιοτήτων των σεισμών.

2.1.2 Κατάλογος σεισμών

Ο κατάλογος σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία προέκυψε από τη συλλογή των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων από τον Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismological Centre ICS), για την χρονική περίοδο 1 Ιανουαρίου 1964 μέχρι και τις 31 Δεκεμβρίου 2017 και για μεγέθη σεισμικής ροπής $M_w \geq 4.0$. Μέσα από αυτή την διαδικασία προέκυψε ένας κατάλογος με 2011 σεισμούς με αναθεωρημένες λύσεις υπολογισμού των εστιακών συντεταγμένων (manual solutions) και με εύρος βαθών από 0 έως 200 km. Για την αναζήτηση δεδομένων ορίστηκε ορθογώνια περιοχή (Rectangular search) με συντεταγμένες: Γεωγραφικό πλάτος: $34^\circ - 39^\circ$ και Γεωγραφικό μήκος: $19^\circ - 32^\circ$. Με τα παραπάνω δεδομένα και σε συνδυασμό με το ελεύθερο χαρτογραφικό λογισμικό GMT (General Mapping Tools) (Wessel et al., 2013) χαρτογραφήθηκαν τα επίκεντρα των σεισμών, όπως φαίνονται στον χάρτη του Σχήματος 2.1.



Σχήμα 2.1 Η σεισμικότητα για την χρονική περίοδο 1 Ιανουαρίου 1964 μέχρι και 31 Δεκεμβρίου 2017, από τον κατάλογο του ISC (International Seismological Centre) και για μεγέθη $M_w \geq 4.0$.

2.2 Υπολογισμός των τιμών της παραμέτρου b σε κατακόρυφες τομές

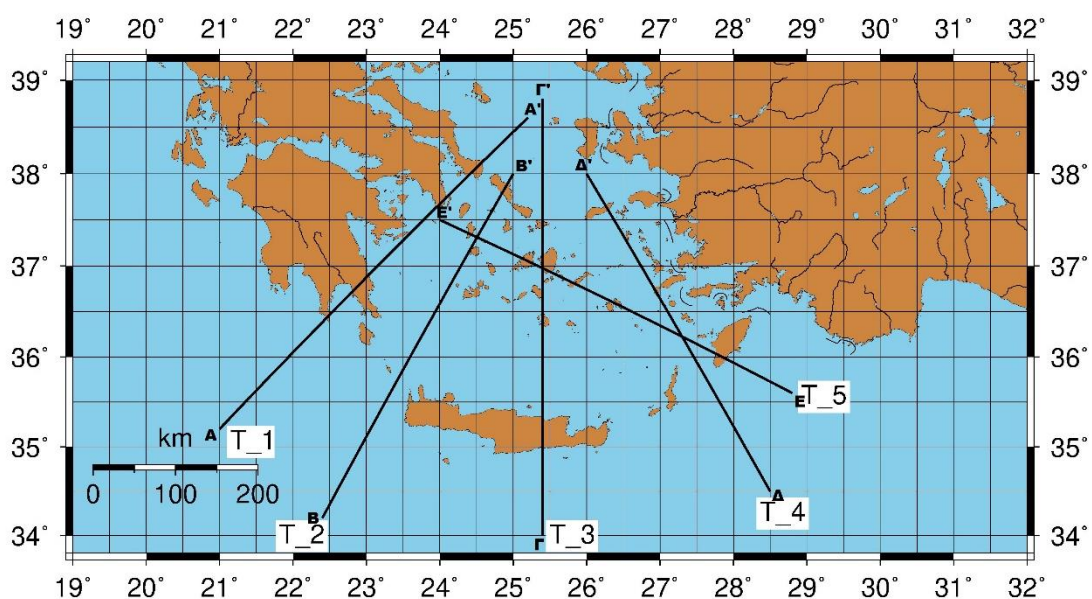
Για να εκτιμήσουμε την παράμετρο b (b -value) από την εξίσωση της ευθείας του νόμου κατανομής μεγεθών των Gutenberg and Richter (1944):

$$\log N = a - bM \quad (1)$$

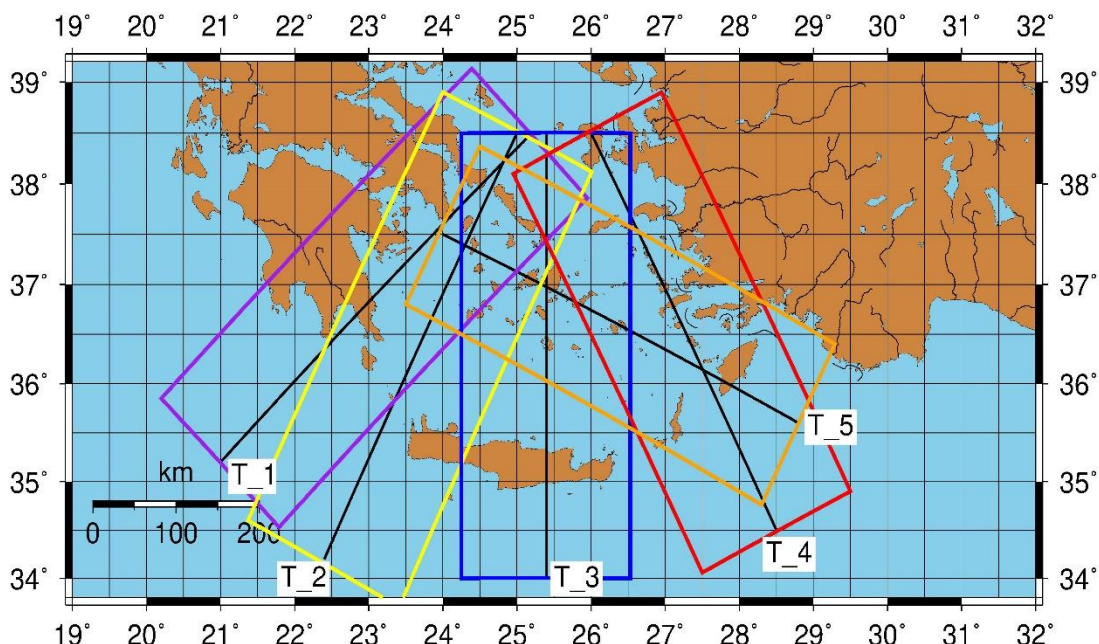
όπου $\log N$ ο δεκαδικός λογάριθμος του αθροιστικού αριθμού των σεισμών με μεγέθη, M , μεγαλύτερα ή ίσα ενός ελάχιστου μεγέθους M_{min} ($M \geq M_{min}$), που συνήθως ορίζεται να είναι το μέγεθος πληρότητας (completeness magnitude) M_c . Κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου πραγματοποιήθηκε χωρική διάκριση της σεισμικότητας σε 5 τομές, με βάση δύο κριτήρια, την συμπερίληψη όσο το δυνατόν περισσότερων σεισμών αλλά και την ανάδειξη των ιδιαίτερων χαρακτηριστικών των 5 υποπεριοχών κατά μήκος της κατάδυσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 2.2).

Η κάθε τομή έχει μήκος περίπου 300 km, έτσι ώστε να καλύπτονται όσο το δυνατόν καλύτερα τόσο το μέτωπο της κατάδυσης (Parazachos et al., 2000) όσο και

η ζώνη Wadati-Benioff για το ελληνικό τόξο (Papazachos et al., 1969 , 1970). Ακόμη, το πλάτος της κάθε τομής επιλέχθηκε να είναι ίσο με 100 km εκατέρωθεν της κάθε τομής. (Σχήμα 2.3). Το μέγιστο βάθος της κάθε τομής, ορίσθηκε ίσο με 200 km για την χαρτογράφηση των ενδιάμεσων και μεγάλου βάθους σεισμών όπως προκύπτουν και από τα δεδομένα μας (τα μεγαλύτερα βάθη εντοπίζονται μέχρι και τα 180 km. Η επιλογή των διαστάσεων και του προσανατολισμού των τομών έγινε σύμφωνα με δημοσιευμένες εργασίες στις ίδιες περιοχές όπως των Hatzidimitriou et al. (1985), Papazachos (1990) και Nikolintaga et al. (2008). Με την συγκεκριμένη πτυχιακή εργασία θα γίνει μια πιο επικαιροποιημένη διερεύνηση των σεισμικών παραμέτρων αυτών των περιοχών και με την πρόσθεση της πρόσφατης σεισμικότητας.



Σχήμα 2.2 Η επιφανειακή προβολή των κατακόρυφων τομών, κατά μήκος της Ελληνικής ζώνης κατάδυσης για τον υπολογισμό της τιμής της παραμέτρου b.



Σχήμα 2.3 Προβολή στην επιφάνεια της περιοχής που καταλαμβάνει η κάθε τομή.

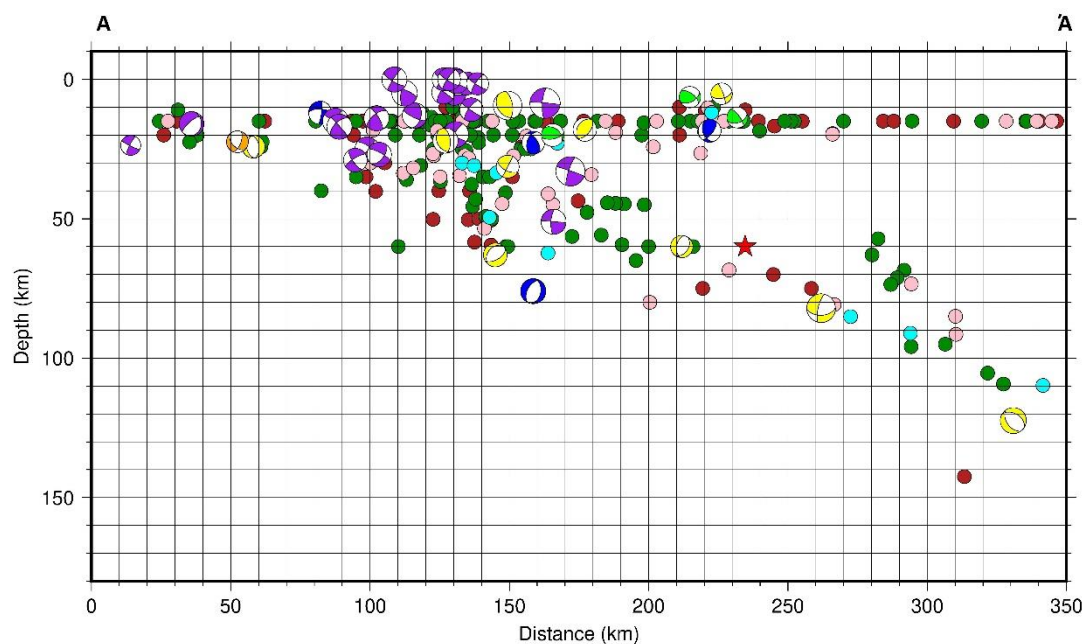
2.2.1 Διερεύνηση τομών

Έγινε προσπάθεια για να καλυφθεί ολόκληρη η περιοχή της ελληνικής τάφρου τόσο από ανατολικά με 2 τομές όσο και δυτικά με άλλες 2 αλλά και μια κάθετη σε αυτή (Σχήμα 2.2.1). Στα σχήματα που προέκυψαν έχουν προστεθεί και οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης σεισμών στην εστία τους για να δείξουμε πως κατανέμεται το πεδίο των τάσεων αλλά και το είδος της διάρρηξης, καθώς τα δεδομένα τα πήραμε από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο (International Seismic Center). Το είδος της διάρρηξης στην εστία ενός σεισμού καθορίζεται από τη γωνία ολίσθησης (rake angle) λ , η οποία υπολογίζεται από τη λύση του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού. Από τους μηχανισμούς γένεσης μπορούμε να καταλάβουμε τον τύπο διάρρηξης των ρηγμάτων, τα οποία με την σειρά τους καθορίζουν το πεδίο των τάσεων σε κάθε περιοχή.

Για να γίνουν κατανοητά τα σχήματα έχουμε ορίσει τους σεισμούς με μεγέθη $4.0 \leq M_w < 4.5$ με σκούρο κόκκινο χρώμα κύκλους, με $4.5 \leq M_w < 5.0$ με πράσινο χρώμα κύκλους, με $5.0 \leq M_w < 5.5$ με ροζ χρώμα κύκλους, με $5.5 \leq M_w < 6.0$ με κυανό χρώμα κύκλους και με $M_w \geq 6.5$ με κόκκινο χρώμα αστεράκια.

Για τους μηχανισμούς γένεσης ορίζουμε για γωνία ολίσθησης (λ) από 135 έως 180 με μπλε για δεξιόστροφης διεύθυνσης διαρρήξεις, για 45 έως 135 με μώβ για κανονικές διαρρήξεις, για -45 έως 45 με κίτρινο για αριστερόστροφης διεύθυνσης διαρρήξεις, για -135 με -45 με πράσινο για ανάστροφες διαρρήξεις και -135 με -180 με πορτοκαλί για δεξιόστροφης διεύθυνσης διαρρήξεις. Οι μηχανισμοί γένεσης παρουσιάζονται ως προβολή ίσης περιοχής του πρόσθιου ημισφαιρίου (equal-area projection of the front hemisphere).

2.2.1.2 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης στο επίπεδο της Τομής T₁



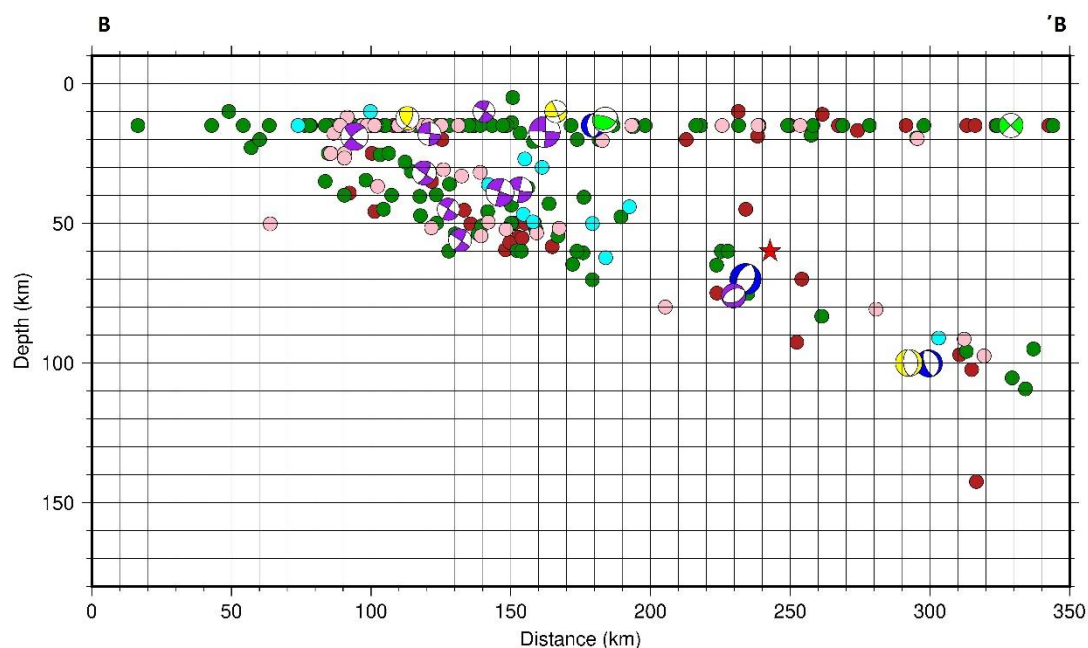
Σχήμα 2.4 Η χωρική κατανομή των σεισμών με τους μηχανισμούς γένεσης για την τομή T₁. Με κόκκινο αστέρι είναι ο μεγαλύτερος σεισμός με μέγεθος M=6,5.

Στο σχήμα 2.4 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης σε σχέση με το βάθος της κατακόρυφης τομής T₁. Η τομή αυτή έχει διεύθυνση NNΔ με BBA, μήκος 350 km, πλάτος από 100 km εκατέρωθεν της τομής και η εστία με μέγιστο βάθος είναι στα 142 km. Στα πρώτα 100 km από την αρχή της τομής, το σημείο A, παρατηρείται μικρό πλήθος σεισμών ενώ μετά από την απόσταση αυτή και μέχρι και τα 200 km συγκεντρώνεται το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών. Αυτό αντιστοιχεί στο σημείο που αρχίζει η κατάδυση της ωκεάνιας πλάκας και βρίσκεται σε σύνδεση (coupled) με την εφιππεύουσα ηπειρωτική πλάκα. Επίσης

στα 150 km απόσταση και μεγαλύτερη φαίνεται η κλίση της ζώνης Benioff με σεισμούς ενδιαμέσου βάθους μέχρι και τα 140 km βάθος. Στα βαθύτερα σημεία παρατηρούνται μεγαλύτεροι σε μέγεθος σεισμοί σε σχέση με τα σημεία κοντά στην επιφάνεια (μπλε και ροζ χρώματος). Με κόκκινο αστεράκι είναι ο μεγαλύτερος σεισμός στην συγκεκριμένη τομή ο οποίος έγινε στα Κύθηρα στις 8 Ιανουαρίου του 2006 μεγέθους $M_w=6.5$ (αυτό το μέγεθος είναι σύμφωνα με τον κατάλογο ISC ενώ από ανεξάρτητες έχει υπολογιστεί ίσος με $M_w=6.7$ (Nikolintaga et al., 2008). Ακόμα, από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης διακρίνονται τα είδη των διαρρήξεων που είναι ανάστροφες στα επιφανειακά στρώματα (μωβ), όπως και οριζόντιας μετατόπισης (κίτρινο για αριστερόστροφη συνιστώσα και μπλε για δεξιόστροφη συνιστώσα).

Όσο κατευθυνόμαστε στο βάθος παρατηρούμε ότι οι μηχανισμοί γένεσης μεταβάλλονται και δείχνουν την ενεργό παραμόρφωση πάνω στην καταδυόμενη πλάκα. Αυτό συμβαίνει διότι γίνεται επέκταση της καταδυόμενης πλάκας (slab pull event) με τους άξονες εφελκυσμού T να κατανέμονται παράλληλα με την καταδυόμενη πλάκα.

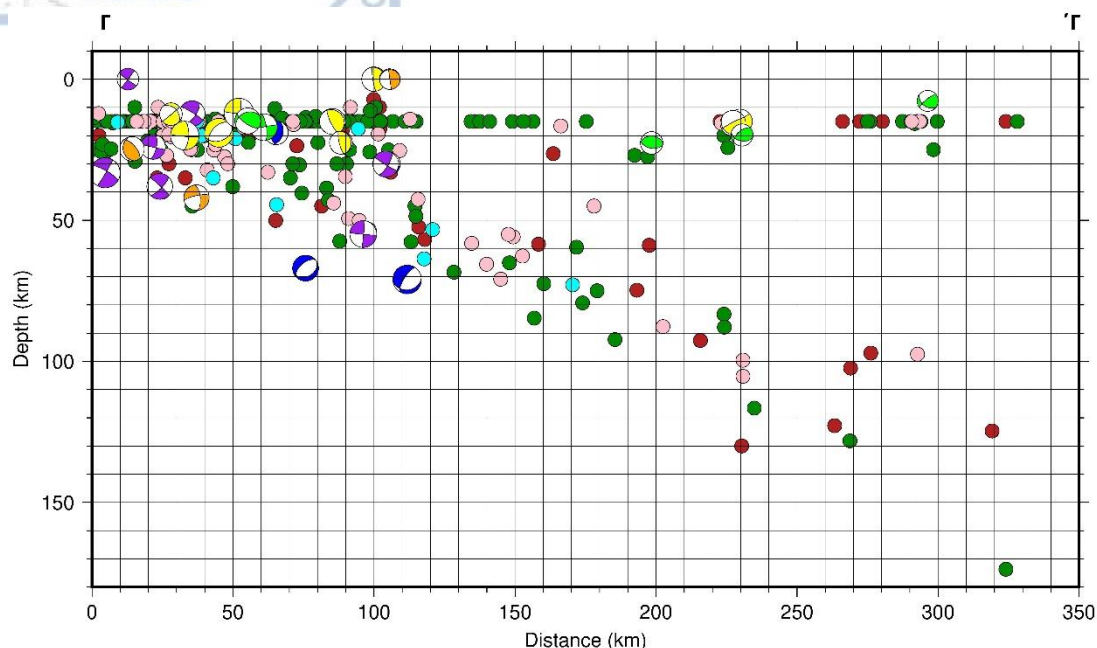
2.2.1.3 Χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης κατά μήκος της Τομή T_2



Σχήμα 2.5 Η χωρική κατανομή των σεισμών με τους μηχανισμούς γένεσης για την τομή T_2. Με κόκκινο αστερί είναι ο μεγαλύτερος σεισμός με μέγεθος $M = 6,5$.

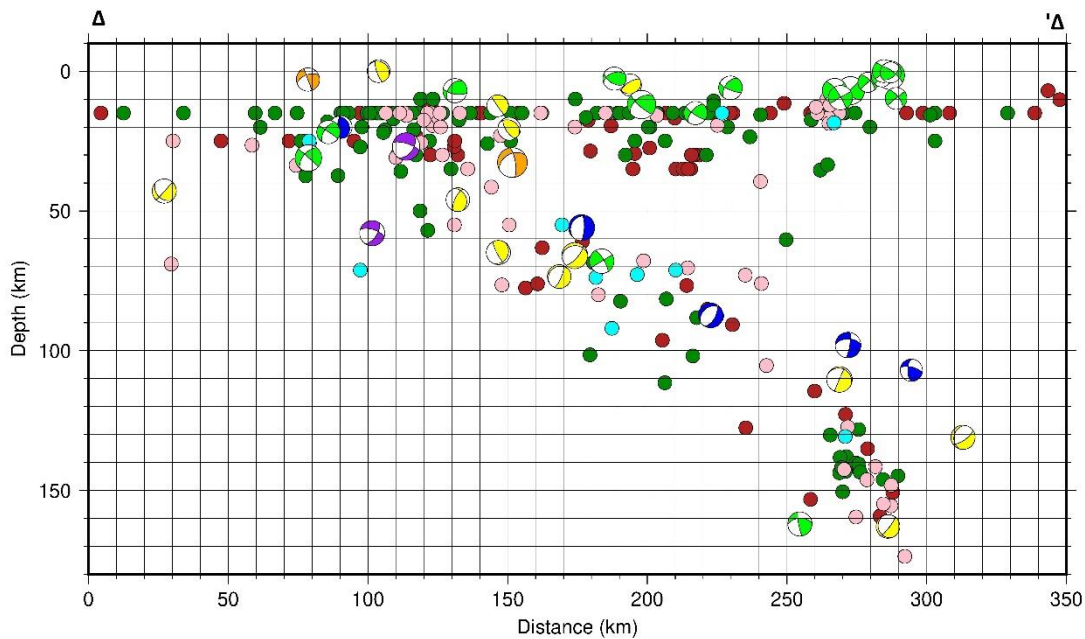
Στο σχήμα 2.5 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης σε σχέση με το βάθος της τομής T₂. Η τομή αυτή έχει διεύθυνση NNA–BBD, μήκος 350 km, πλάτος από 100 km εκατέρωθεν της τομής και το μέγιστο εστιακό βάθος ίσο με 142 km. Το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών συγκεντρώνεται σε απόσταση μεταξύ 80 και 190 km από το άκρο Β της τομής και σε βάθος μέχρι τα 70 km. Με κόκκινο αστεράκι συμβολίζεται ο μεγαλύτερος σεισμός για την συγκεκριμένη τομή που αντιστοιχεί σε αυτόν της 7 Αυγούστου του 2013, Δυτικά της Κρήτης μεγέθους $M_w=6.4$. Στα επιφανειακά στρώματα παρατηρούνται ανάστροφες διαρρήξεις (μωβ χρώμα στα τεταρτημόρια συμπίεσης) σε συμφωνία με την κλίση που διαγράφει η εστιακή κατανομή των σεισμών. Πάλι παρατηρούνται διαρρήξεις οριζόντιας μετατόπισης (κίτρινο και μπλέ) τόσο στα επιφανειακά στρώματα όσο και σε βαθύτερα διακρίνοντας έτσι την επέκταση της καταδυόμενης πλάκας. Ελάχιστες κανονικές διαρρήξεις (πράσινο χρώμα) παρατηρούνται κυρίως στα επιφανειακά στρώματα και μπροστά από το ελληνικό τόξο.

Παρατηρούμε επίσης από τους μηχανισμούς γένεσης ότι σε βάθος από 100 km έχουμε αλλαγή της κλίσης της καταδυόμενης πλάκας. Αυτό βρίσκεται σε συμφωνία με την εργασία των Papazachos et al. (2000) ότι σε απόσταση μεγαλύτερη από 100 km στο δυτικό μέρος του Ελληνικού τόξου έχουμε αλλαγή κλίσης της ζώνης Benioff (σχήμα 1.4 η κατακόρυφη τομή 1).



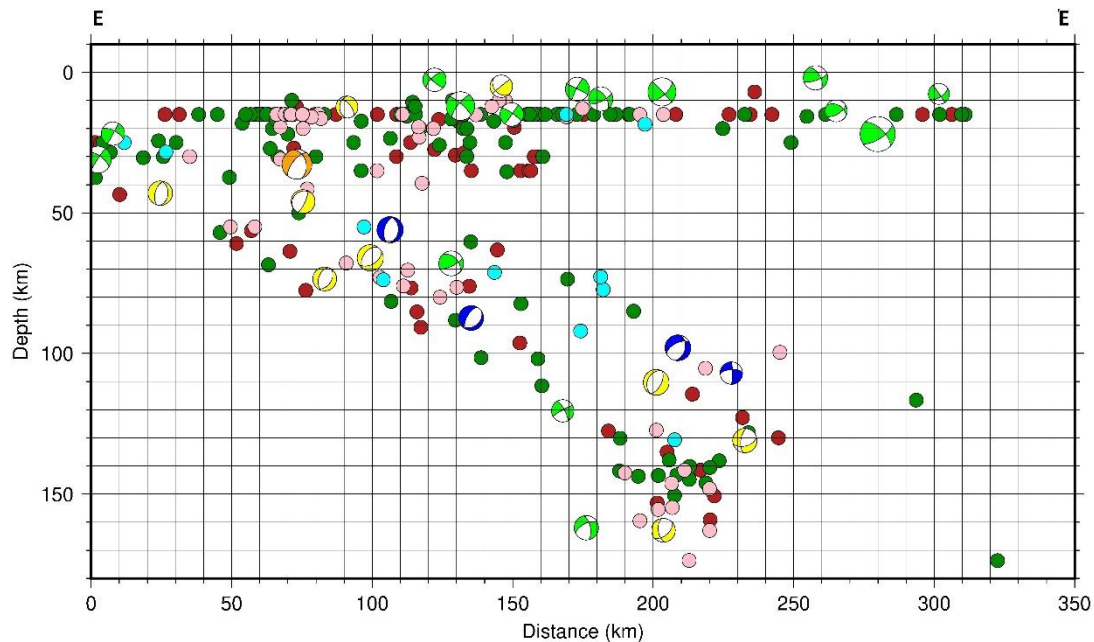
Σχήμα 2.6 Η χωρική κατανομή των σεισμών με τους μηχανισμούς γένεσης για την τομή T₃.

Στο σχήμα 2.6 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης σε σχέση με το βάθος, με προβολή πάνω στην επιφάνεια της τομής T₃. Η τομή αυτή είναι κάθετη στο Ελληνικό τόξο με κατεύθυνση N-B, μήκος 322 km, πλάτος από 100 km εκατέρωθεν της τομής και μέγιστο εστιακό βάθος των σεισμών στην περιοχή που αντιπροσωπεύει ίσο με 172 km. Παρατηρούμε ότι οι περισσότεροι σεισμοί συγκεντρώνονται στην αρχή της τομής, μέχρι την απόσταση των 110 km από το νότιο άκρο της, κυρίως σε επιφανειακά βάθη, όπως είναι αναμενόμενο δεδομένου ότι η περιοχή αυτή αντιστοιχεί στο πάνω μέρος της καταδυόμενης πλάκας η οποία είναι ακόμη συνδεδεμένη με την εφιππεύουσα πλάκα. Παρατηρείται αξιοσημείωτη δραστηριότητα στα ενδιάμεσα βάθη. Όπως και στις προηγούμενες τομές έχουμε τον ίδιο τύπο διαρρήξεων τόσο στην επιφάνεια όσο και σε βάθος, και συγκεκριμένα ανάστροφους στο επιφανειακό τμήμα της σύζευξης και οριζόντιας μετατόπισης για τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους.



Σχήμα 2.7 Η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών με τους μηχανισμούς γένεσης για την τομή T₄.

Στο σχήμα 2.7 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των εστιών των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης σε σχέση με το βάθος της τομής T₄. Η τομή αυτή έχει διεύθυνση NNA-BBD, μήκος 350 km, πλάτος από 100 km εκατέρωθεν της τομής και μέγιστο εστιακό βάθος σεισμού ίσο με 175 km. Η τομή βρίσκεται στο ανατολικό μέρος της κατάδυσης της ωκαιάνιας λιθόσφαιρας κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Οι μηχανισμοί γένεσης που κυριαρχούν είναι κανονικά ρήγματα (πράσινοι) και οριζόντιας μετατόπισης (κίτρινοι, μπλε και πορτοκαλί) με ελάχιστες ανάστροφες διαρρήξεις (μωβ). Παρατηρείται επίσης ότι οι περισσότεροι σεισμοί είναι σε απόσταση 70 km από το νοτιοανατολικό άκρο της τομής, καθώς και ότι έχουμε μεγαλύτερο αριθμό σεισμών στα ενδιάμεσα βάθη σε σχέση με τις προηγούμενες τομές. Ακόμα παρατηρείται ότι μετά τα 120 km σε βάθος έχουμε αλλαγή της κλίσης της πλάκας και μεγαλύτερη γωνία κατάδυσης. Αυτό φαίνεται κυρίως από την τοποθέτηση του άξονα εφελκυσμού T στους μηχανισμούς γένεσης δείχνοντας την φορά της κατάδυσης της πλάκας αλλά και από τις συγκεντρώσεις των σεισμών ιδιαίτερα μετά τα 120 km σε βάθος.

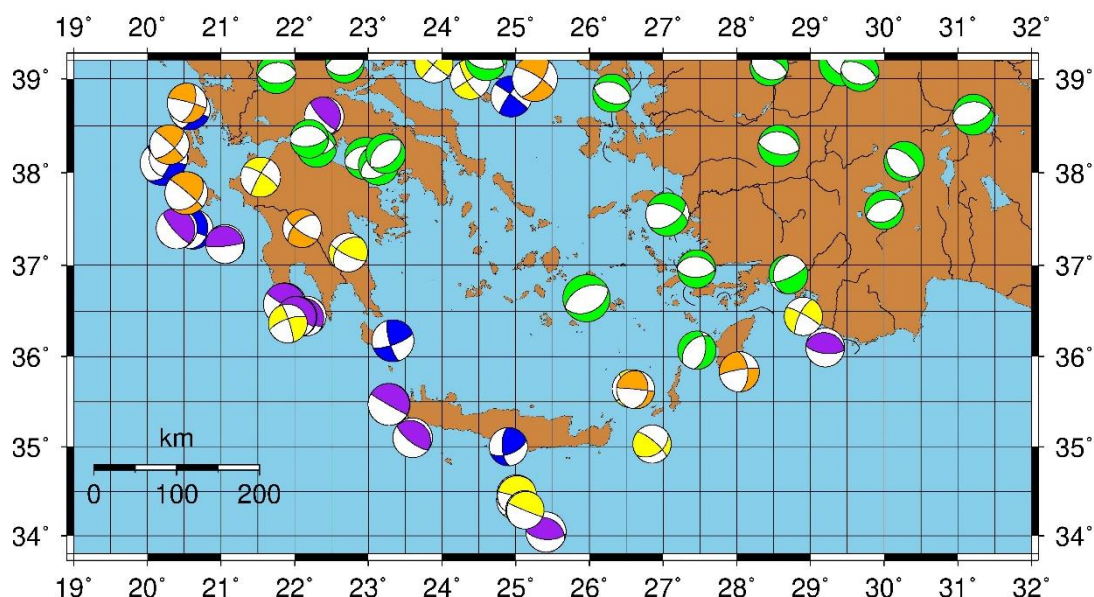


Σχήμα 2.8 Η χωρική κατανομή των σεισμών με τους μηχανισμούς γένεσης για την τομή T_5.

Στο σχήμα 2.8 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των σεισμών και των μηχανισμών γένεσης σε σχέση με το βάθος της τομής T_5. Η τομή έχει διεύθυνση ANA-ΔΒΔ, μήκος 322 km, πλάτος από 100 km εκατέρωθεν της τομής και μέγιστο βάθος στα 175 km. Όπως και στην προηγούμενη τομή, παρόμοιας διεύθυνσης, έτσι και εδώ έχουμε πολλούς σεισμούς σε ενδιάμεσα βάθη. Οι μηχανισμοί γένεσης παραμένουν παρόμοιοι με αυτούς της προηγούμενης τομής όπως και οι σεισμοί. Επίσης σε αυτή την τομή έχουμε και σεισμούς που έγιναν σε βαθύτερα στρώματα για σε σύγκριση με τις προηγούμενες τομές.

Με βάση τα παραπάνω αποτελέσματα αλλά και σε συνδυασμό με τις εργασίες Parazachos et al. (2000) και Nikolintaga et al. (2008), προκύπτει πως τα δεδομένα αυτής της έρευνας συμφωνούν σε μεγάλο βαθμό με αυτές τις έρευνες για το χρονικό διάστημα 1964 έως 2017. Επίσης, Οι μηχανισμοί γένεσης βρίσκονται σε συμφωνία με

παρόμοιες έρευνες στις συγκεκριμένες περιοχές (Kiratzi and Papazachos, 1995, Papadimitriou and Karakostas, 2008, και Papadimitriou et al., 2016) με την συμπλήρωση νέων δεδομένων (σχήμα 2.9).



Σχήμα 2.9 Οι μηχανισμοί γένεσης σεισμών που έγιναν το χρονικό διάστημα 1964 – 2017 με μεγέθη $M_w \geq 6.0$. Με πράσινο χρώμα είναι οι ανάστροφες διαρρήξεις, με μωβ οι κανονικές διαρρήξεις ενώ οι υπόλοιποι είναι οριζόντιας μετατόπισης που χωρίζονται ανάλογα με το λ σε δεξιόστροφες (μπλε και πορτοκαλί) και αριστερόστροφες (κίτρινο). Η προβολή των μηχανισμών γένεσης είναι ίσιας περιοχής χαμηλού ημισφαιρίου (low hemisphere equal-area projection).

2.3 Υπολογισμός μεγέθους πληρότητας

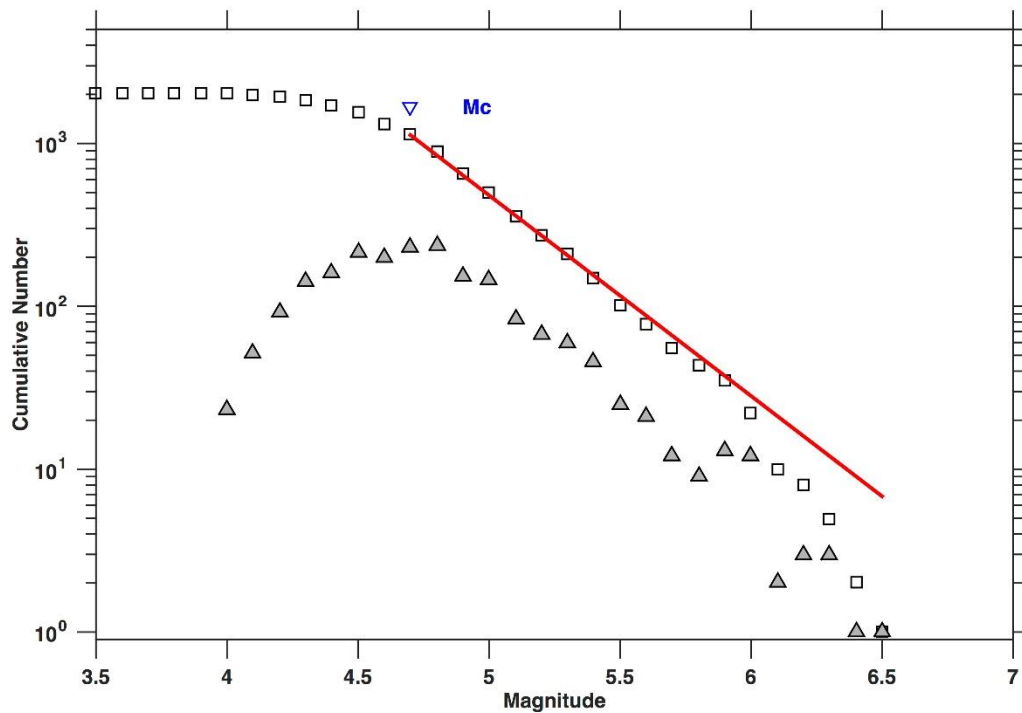
Για τον υπολογισμό των τιμών της παραμέτρου σεισμικότητας b χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Zmap (Wiemer, 2001) το οποίο λειτουργεί σε περιβάλλον προγραμματισμού Matlab. Πρώτο βήμα για τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας είναι ο ορισμός της πληρότητας δεδομένων. Για τον σκοπό αυτό υπολογίζεται ο αριθμός (n) των παρατηρήσεων για κάθε διάστημα μεγέθους σεισμών (0.1 μεγέθους), καθώς και ο αθροιστικός τους αριθμός (N) με μέγεθος από μία συγκεκριμένη τιμή και μεγαλύτερο. Έτσι υπολογίζοντας τις παραπάνω ποσότητες και εφαρμόζοντας το νόμο των Gutenberg-Richter (Σχέση 1) το μέγεθος πληρότητας υπολογίστηκε ίσο με 4.7 ($M_c=4.7$) για το σύνολο του καταλόγου. Ο υπολογισμός της έγινε

με βάση το πρόγραμμα H/Y zmap με την εφαρμογή της μεθόδου Goodness of Fit (Wiemer and Wyss, 2000) λαμβάνοντας υπόψιν το 95% των υπόλοιπων (residuals), ενώ η εκτίμηση των παραμέτρων a και b έγινε με τη μέθοδο Maximum Likelihood (Aki, 1965).

Στο σχήμα 2.3.1 φαίνεται η απλή συχνότητα (n) καθώς και η αθροιστική συχνότητα (N), σε λογαριθμική κλίμακα, των σεισμών με μέγεθος $M_w \geq 4.0$, σε συνάρτηση με το μέγεθος. Από το σχήμα αυτό αλλά και τον υπολογισμό του προγράμματος προκύπτει μέγεθος πληρότητας ίσο με $M_c=4.7$, δηλαδή στο δείγμα δεδομένων περιέχονται όλοι οι σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από το μέγεθος πληρότητας. Με βάση αυτή την πληροφορία είναι πλέον δυνατός ο αξιόπιστος υπολογισμός των παραμέτρων σεισμικότητας, a και b .

Από την κλίση της ευθείας προκύπτουν οι παράμετροι a και b . Η τιμή που παίρνει η παράμετρος b είναι ίση με 1.23 ($b=1.23$) με σφάλμα ίσο με 0.03 ενώ η παράμετρος a ίση με 8.84. Η τιμή αυτή της παραμέτρου a αντιστοιχεί στο σύνολο του χρονικού διαστήματος που καλύπτουν τα δεδομένα παρατήρησης, δηλαδή για 53 έτη (1964 έως 2017). Η ανηγμένη τιμή της παραμέτρου αυτής για ένα έτος είναι 7.12 ($a_1=7.12$). Οι τιμές αυτές είναι αρκετά αντιπροσωπευτικές σύμφωνα με παρόμοιες εργασίες που έχουν γίνει κατά μήκος στο νότιο Αιγαίο (Hatzidimitriou et al., 1985 Papazachos, 1999).

Έτσι, αφού έχει καθοριστεί το μέγεθος πληρότητας του καταλόγου, στη συνέχεια ορίζεται το δείγμα δεδομένων σε κάθε συγκεκριμένη υποπεριοχή της περιοχής μελέτης. Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη ενότητα η σεισμικότητα κατά μήκος της ζώνης κατάδυσης εξετάζεται σε 5 υποπεριοχές, και οι μεταβολές στην τιμή της παραμέτρου b διερευνάται σε κατακόρυφες τομές αυτών των υποπεριοχών. Για να ληφθούν τα δεδομένα μας για κάθε τιμή ορίζουμε και δίνουμε τις γεωγραφικές συντεταγμένες που οριοθετούν κάθε τομή ως πληροφορία εισόδου στο πρόγραμμα. Με αυτόν τον τρόπο ορίζεται το υποσύνολο των δεδομένων, του οποίου τις τιμές της παραμέτρου b θα υπολογίσουμε στην επόμενη ενότητα.



Maximum Likelihood Solution
b-value = 1.23 +/- 0.03, a value = 8.84, a value (annual) = 7.12
Magnitude of Completeness = 4.7

Σχήμα 2.3.1 Συχνότητα (τρίγωνα) και αθροιστική συχνότητα (τετράγωνα) σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης μας, από το 1954 έως το 2017 σε συνάρτηση με το μέγεθός τους. Ως μέγεθος πληρότητας ορίζεται η τιμή $M_c = 4.7$.

Κεφάλαιο 3

Υπολογισμός της b value στην επιφάνεια των τομών

3.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται ο υπολογισμός της παραμέτρου b για τις 5 τομές όπως περιεγράφηκαν στην προηγούμενη ενότητα. Η παράμετρος b , όπως ορίστηκε παραπάνω είναι συνάρτηση της εφαρμοζόμενης τάσης και των μηχανικών ιδιοτήτων των υλικών στον εστιακό χώρο, οπότε και αναμένεται να έχει μικρές μεταβολές όταν υπολογίζεται σε συγκεκριμένη περιορισμένη περιοχή. Προηγούμενες μελέτες έχουν δείξει ότι η τιμή της εξαρτάται από τη κατανομή των τάσεων και από την ομοιογένεια του υλικού στο σεισμογόνο χώρο (Mogi, 1967, Scholz, 1968). Αντίθετα, η παράμετρος a εκφράζει το επίπεδο σεισμικότητας και δεν έχει χωρική συσχέτιση, εφόσον μπορεί να μεταβάλλεται απότομα στο χώρο. Οι τιμές και των δύο παραμέτρων εξαρτώνται από την ποιότητα και το μέγεθος των δεδομένων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό τους. Επίσης, η παράμετρος b περιγράφει την αναλογία της κατανομής των μεγεθών, δηλαδή όσο υψηλότερη είναι η τιμή b , τόσο μικρότερο είναι το κλάσμα μεγάλων και μικρών μεγεθών. Σε παγκόσμια κλίμακα ο μέσος όρος της τιμής της ισούται με 1, αλλά σε τοπική κλίμακα μπορεί να παρουσιάσει σημαντικές διακυμάνσεις δηλαδή σε μερικές περιπτώσεις η αναλογία μεγαλύτερων μεγεθών είναι υψηλότερη ($b < 1$), ενώ σε άλλες η αναλογία μικρών μεγεθών υπερβαίνει το μέσο όρο ($b > 1$).

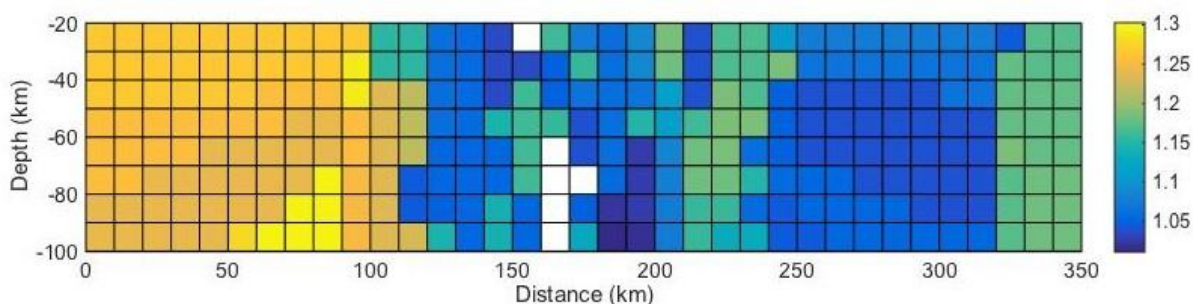
3.2 Υπολογισμός της παραμέτρου b για κάθε τομή

3.2.1 Εισαγωγή

Όπως ήδη αναφέρθηκε σκοπός της εργασίας είναι η διερεύνηση μεταβολών

της παραμέτρου b στον χώρο, και στις τρεις διαστάσεις. Ο υπολογισμός της τιμής της παραμέτρου b με το πρόγραμμα H/Y zmap, γίνεται επομένως σε χωρικά παράθυρα (κυψελίδες) σε κάθε μία από τις κατακόρυφες τομές στις οποίες προβάλλεται η σεισμική δραστηριότητα, οι οποίες έχουν καθορισθεί σε προηγούμενο κεφάλαιο. Ο καθορισμός αυτών των κυψελίδων γίνεται με σκοπό να επιτευχθεί όσο το δυνατόν μεγαλύτερος αριθμός υπολογισμένων τιμών (μεγάλος αριθμός κυψελίδων με όσο το δυνατόν μικρότερες διαστάσεις) με ικανοποιητικό αριθμό παρατηρήσεων σε κάθε κυψελίδα ώστε να διασφαλίζεται η αξιοπιστία των υπολογισμών. Ως πάχος των κυψελίδων θεωρείται το πάχος των τομών (10Km) και οι άλλες 2 διαστάσεις λαμβάνονται ίσες (προβολή τετραγώνου στην επιφάνεια των τομών). Σε κάθε κυψελίδα ο μέγιστος και ελάχιστος αριθμός παρατηρήσεων είναι ίσος με 100 και 50, αντίστοιχα. Υπενθυμίζεται εδώ το μέγεθος πληρότητας για το σύνολο των δεδομένων, το οποίο έχει ήδη προσδιορισθεί (Σχήμα 2.10), είναι ίσο με $M_c=4.7$. Ο υπολογισμός των τιμών της παραμέτρου b έγινε με βάση τη μέθοδο της μέγιστης πιθανότητας (maximum likelihood Aki, 1965).

3.2.2 Κατανομή της παραμέτρου b κατά μήκος της τομής T_1

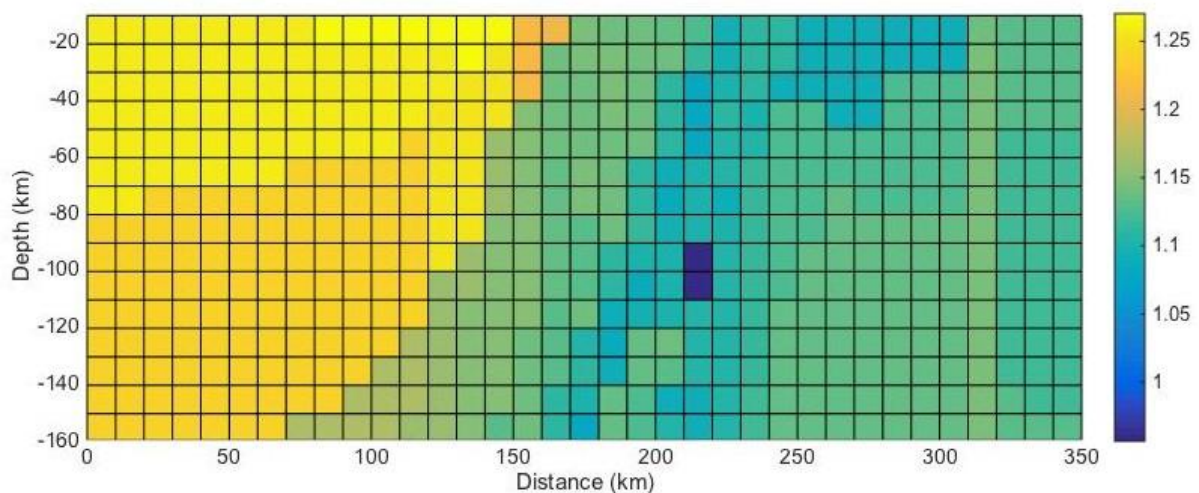


Σχήμα 3.1 Η χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της Τομής T_1.

Στο σχήμα 3.1 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_1 (όπως ορίστηκε και φαίνεται στο Σχήμα 2.4). Στον οριζόντιο άξονα φαίνεται η απόσταση σε χιλιόμετρα από το σημείο αναφοράς Α μέχρι το σημείο Α' (Σχήμα 2.2) και στον κατακόρυφο το βάθος της τομής. Στο δεξιό μέρος του σχήματος παρουσιάζεται η χρωματική κλίμακα σύμφωνα με την οποία παριστάνονται οι τιμές της b .

Παρατηρείται ότι στα πρώτα 100 km κατά μήκος και κατά βάθος μια σταθερή τιμή της παραμέτρου b περίπου ίση με 1.25. Επίσης μετά τα 100 km κατά μήκος της τομής, όπου και συγκεντρώνονται το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών για την συγκεκριμένη τομή τόσο στα επιφανειακά στρώματα όσο και στα ενδιάμεσου βάθους (Σχήμα 2.4), οι τιμές της παραμέτρου παρουσιάζουν ελάττωση μεταξύ 1.1 και 1.2 ($1.1 \leq b \leq 1.2$). Οι λευκές κυψελίδες προκύπτουν είτε επειδή σε εκείνα τα σημεία δεν υπάρχουν σεισμοί είτε δεν τηρείται η αρχική μας προϋπόθεση με τους ελάχιστους και μέγιστους σεισμούς χωρίς να γίνεται overlap από τα διπλανά παράθυρα.

3.2.3 Κατανομή της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_2

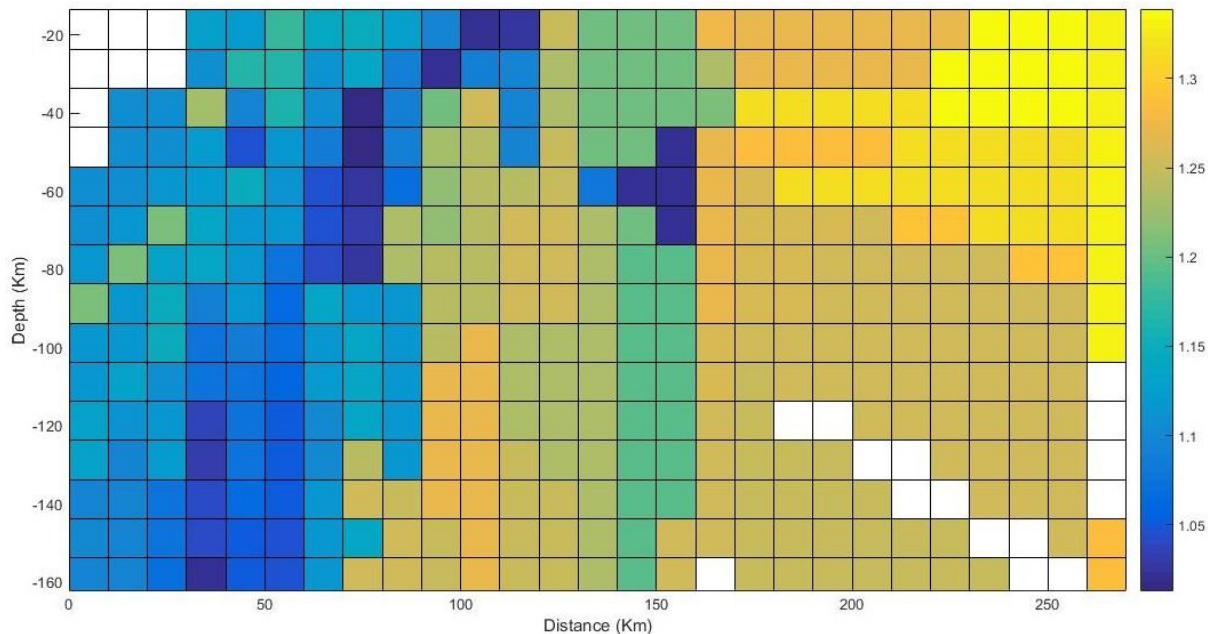


Σχήμα 3.2 Η χωρική κατανομή των b value στην επιφάνεια της Τομής T_2.

Στο σχήμα 3.2 βλέπουμε την χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_2, από το σημείο Β έως το Β' (όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.2). Παρατηρούμε ότι για τα πρώτα 150 km βάθος και 100-150 κατά το μήκος της η παράμετρος b παίρνει τιμές από 1.2 μέχρι 1.25 καθώς και σε αυτό το σημείο συγκεντρώνεται το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών για την συγκεκριμένη τομή (Σχήμα 2.5). Στη συνέχεια, έχουμε μια ομαλή πτώση της παραμέτρου μέχρι τα 300 km κατά την παράταξη όπου είναι και το τέλος της τομής T_2 καθώς μετά τα 300 km δεν υπολογίσθηκαν τιμές λόγω έλλειψης δεδομένων. Επίσης παρατηρείται στα 220 km απόσταση από την αρχή της τομής και στα 110 km βάθος, η τιμή της b να

είναι ίση με 1.0 καθώς και ότι σε εκείνο το σημείο έγινε ο σεισμός βορειοδυτικά της Κρήτης, στις 7 Αυγούστου το 2013 με μεγέθους $M_w=6.4$.

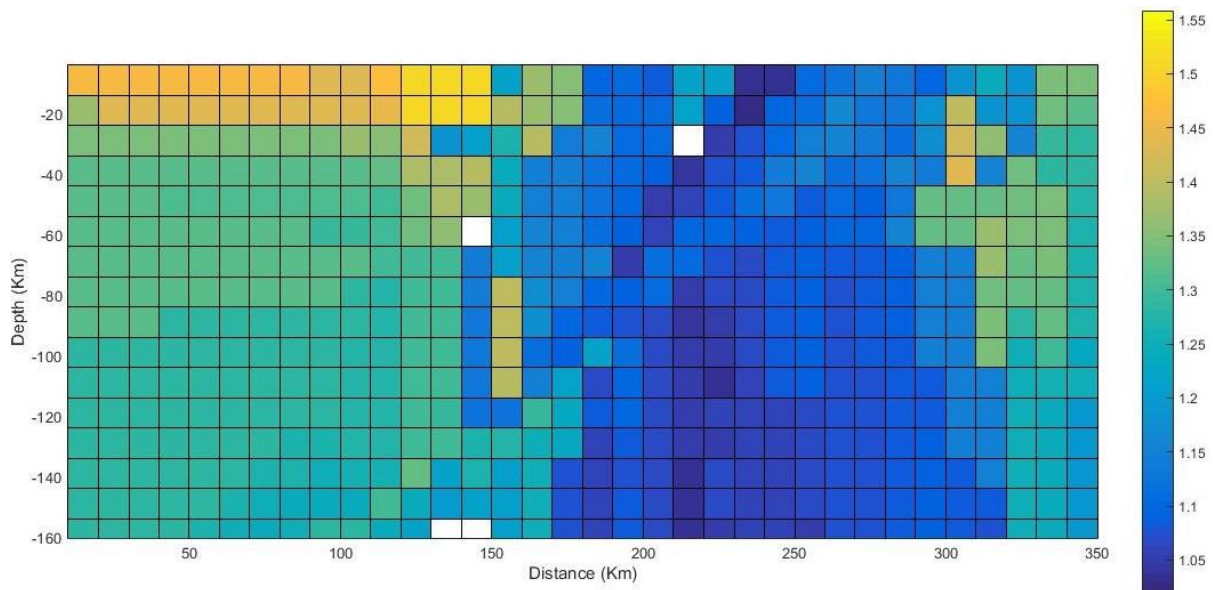
3.2.4 Χωρική μεταβολή της παραμέτρου b κατά την επιφάνεια της τομής T_3



Σχήμα 3.3 Η χωρική κατανομή των b value στην επιφάνεια της Τομής T_3 .

Στο σχήμα 3.3 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_3 , από το σημείο Γ έως το Γ' (όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.2). Σε σχέση με τα προηγούμενα σχήματα εδώ παρατηρείται ότι εκεί που έχουμε τους πιο πολλούς σεισμούς (σχήμα 2.6) η τιμή της b κυμαίνεται από 1.05 έως 1.15. Έτσι στα πρώτα 50 με 70 km κατά την παράταξη εντοπίζονται αυτές οι τιμές ενώ στα επόμενα χιλιόμετρα έχουμε αύξηση της τιμής με μια τοπική μείωση στα 150 km μήκους. Η τιμή της παραμέτρου b παίρνει την μέγιστη τιμή της κοντά στο τέλος της τομής T_3 και στην επιφάνεια καθώς μόνο εκεί έχουν γίνει σεισμοί. Τέλος, συγκριτικά με τα προηγούμενα 2 σχήματα εδώ βλέπουμε ότι σταματά στα 250 km κατά μήκος της τομής και δεν μπορούν να υπολογιστούν τιμές της παραμέτρου b γιατί το πλήθος των σεισμών που έχουν γίνει σε αυτό το χώρο και έπειτα (απόσταση μεγαλύτερη των 250 km κατά μήκος της τομής T_3) δεν πληρούν τα αριθμητικά κριτήρια που έχουν τεθεί.

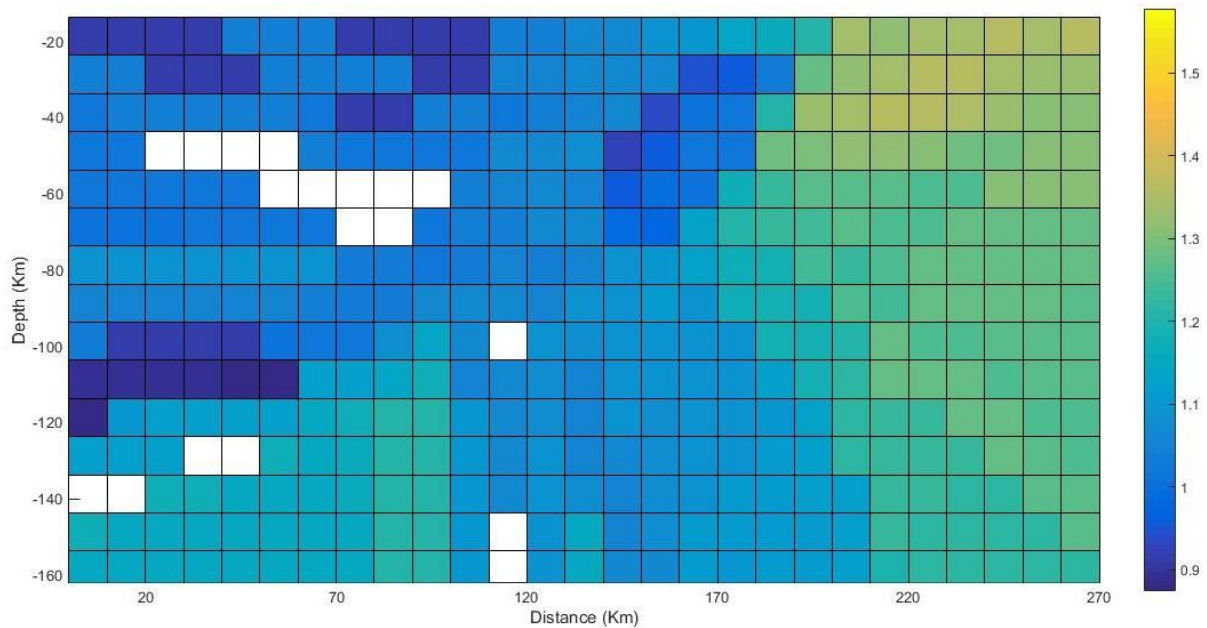
3.2.5 Κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της



Σχήμα 3.4 Η χωρική κατανομή των b value στην επιφάνεια της Τομής T_4.

Στο σχήμα 3.4 βλέπουμε την χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_4, με αρχή το σημείο Δ προς το σημείο ΈΔ (όπως ορίστηκε και φαίνεται στο Σχήμα 2.2). Σε σχέση με τα παραπάνω σχήματα εδώ η παράμετρος b υπολογίζεται από νοτιοανατολικά προς βορειοδυτικά καθώς γεωγραφικά βρισκόμαστε στο ανατολικό τμήμα της τάφρου. Έτσι στα πρώτα 150 km κατά μήκος της τομής, η τιμή της παραμέτρου b είναι γύρω στο 1.45 σε μικρό βάθος ενώ στα πιο βαθιά είναι κοντά στο 1.3. Μετά τα 150 km παρατηρούμε ότι η τιμή κυμαίνεται από 1.0 μέχρι 1.2 για τα επόμενα 200 km κατά την παράταξη της τομής. Στην ίδια περιοχή παρατηρούνται και οι περισσότεροι σεισμοί τόσο στην επιφάνεια όσο και στα ενδιάμεσα βάθη από τα 160 km και έπειτα (σχήμα 2.7). Οι άσπρες κυψελίδες προκύπτουν και πάλι από την έλλειψη σεισμών.

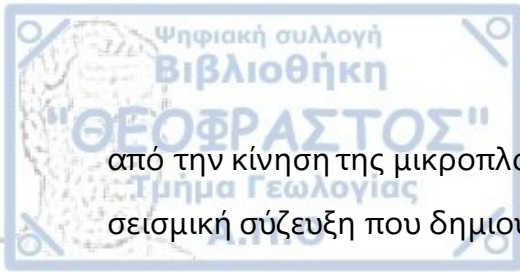
3.2.6 Κατανομή των τιμών της παραμέτρου b κατά την επιφάνεια της τομής T_5



Σχήμα 3.5 Η χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της Τομής T_5.

Στο σχήμα 3.5 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της παραμέτρου b στην επιφάνεια της τομής T_5, από το σημείο E έως το σημείο Έ (όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.2). Η συγκεκριμένη τομή βρίσκεται σε συμφωνία με την προηγούμενη τομή T_4 όσον αφορά την κατεύθυνση καθώς είναι σχεδόν παράλληλες μεταξύ τους. Παρατηρείται ότι στα πρώτα 170 km η τιμή της b κυμαίνεται κοντά στο 1.0 και σε ελάχιστες περιπτώσεις να είναι και κάτω από 1. . Όπως και στο προηγούμενο σχήμα έτσι και σε αυτό η παράμετρος b παίρνει τιμές κοντά στο 1.0 εκεί όπου εντοπίζεται και το μεγαλύτερο πλήθος σεισμών. Μετά τα 170 km κατά μήκος της τομής και μέχρι το τέλος της, παρατηρείται σταδιακή αύξηση της παραμέτρου b κοντά στο 1.3. Τέλος, οι άσπρες κυψελίδες προκύπτουν είτε από την μηδενική εύρεση σεισμών για εκείνα τα σημεία είτε στο ότι δεν ισχύει η αρχική συνθήκη με το ελάχιστο και μέγιστο αριθμό σεισμών και έτσι από το gridding προκύπτει αυτό το αποτέλεσμα.

Συγκριτικά, παρατηρούμε ότι οι 2 τομές από το δυτικό τμήμα του ελληνικού τόξου (Σχήματα 3.1 και 3.2) έχουν υψηλότερες τιμές της παραμέτρου b από τις αντίστοιχες του ανατολικού τμήματος (Σχήματα 3.4 και 3.5). Αυτό προκύπτει κυρίως



από την κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου με την νοτιοδυτική κίνηση της και την σεισμική σύζευξη που δημιουργείται στην κατάδυση του ωκεάνιου φλοιού της Μεσογείου με αποτέλεσμα να έχουμε πιο μεγάλους σεισμούς το δυτικό μέρος από ότι στο ανατολικό μέρος. Η τομή στο κεντρικό τμήμα του τόξου παρουσιάζει σχετικά χαμηλή σεισμικότητα και εξαιτίας της μεταβατικής κατάστασης της παραμέτρου b οι τιμές της είναι παρόμοιες με αυτές του δυτικού τμήματος (Σχήμα 3.3).

Παρατηρήσεις – Συμπεράσματα

Με σκοπό να βρούμε την παράμετρο b από την σχέση Gutenberg-Richter κατασκευάσαμε ένα κατάλογο σεισμών μαζί με τους όσους το δυνατόν διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης από το Διεθνές σεισμολογικό κέντρο (ICS) για να προσδιορίσουμε τα χαρακτηριστικά της Ελληνικής ζώνης κατάδυσης.

Με βάση τις τομές που κάναμε καλύπτουμε την ζώνη Wadati-Benioff κατά μήκος της καταδυόμενης πλάκας στον Ελλαδικό χώρο. Παρατηρούμε ότι η ζώνη αυτή έχει μια σταθερή κλίση μέχρι τα 100 km βάθος και έπειτα έχουμε μια μικρή αλλαγή της κλίσης. Αυτό βρίσκει σε συμφωνία την μελέτη του Parazachos et al. (2000) που υπολόγισαν με τα ως τότε δεδομένα πως από 20 έως 100 km η πλάκα βυθίζεται με κλίση 20° - 30° περίπου ενώ από 100 έως 180 km (ο βαθύτερος σεισμός που έχει βρεθεί και μελετηθεί για τα ελληνικά δεδομένα) να βυθίζεται με 45° . Επίσης οι σεισμοί εντοπίζονται κυρίως στα επιφανειακά στρώματα και είναι μεγαλύτερου μεγέθους σε σχέση με αυτούς των ενδιαμέσων βαθών. Αυτό συμβαίνει διότι στα επιφανειακά στρώματα έχουμε την σύζευξη των πλακών ενώ μετά τα 100 km βάθος η πλάκα κινείται ελεύθερα.

Ακόμα, σύμφωνα με τον κατάλογο των σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, προκύπτει ότι οι μεγαλύτεροι σεισμοί βρίσκονται στο δυτικό τμήμα της καταδυόμενης πλάκας (με τους μεγαλύτερους να είναι ο σεισμός ΒΔ της Κρήτης στις 7/8/2013 με $M_w=6.4$ και ο σεισμός κοντά στα Κύθηρα στις 8/1/2006 με $M_w=6.5$). Σε αυτό το τμήμα επίσης έγιναν και οι πιο πρόσφατοι σεισμοί δείχνοντας έτσι και την σχετική κίνηση της καταδυόμενης πλάκας. Στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της ζώνης κατάδυσης μπορεί να έχουμε μικρότερα μεγέθη σεισμών αλλά έχουμε εξίσου έντονη σεισμική δραστηριότητα με τις πάρα πολλές σεισμικές εστίες που είναι εκεί συγκεντρωμένες (Σχήμα 2.1).

Η μελέτη της χωρικής κατανομής της παραμέτρου b , δείχνει ότι παρατηρούνται σημαντικές διακυμάνσεις της τιμής της κατά μήκος της καταδυόμενης ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την πλάκα του Αιγαίου. Με τον υπολογισμό των τιμών της παραμέτρου πάνω στην επιφάνεια κατακόρυφων τομών, κάθετα στην διεύθυνση του Ελληνικού Τόξου, την προβολή αυτής της παραμέτρου στην επιφάνεια των 5 τομών καλύπτουμε ένα μεγάλο μέρος από την περιοχή μελέτης μας. Οι τιμές κυμαίνονται από 0.9 έως 1.3 και σε ελάχιστες περιπτώσεις φτάνουν και το 1.5. Κατά κύριο λόγο παρατηρείται ότι μπροστά από το τόξο της Ελληνικής τάφρου έχουμε μεγαλύτερες τιμές της παραμέτρου b καθώς όσο προχωράμε στην οπισθοτόξια λεκάνη βλέπουμε η τιμή της να ελαττώνεται. Αυτό συμβαίνει καθώς στην σύγκρουση των 2 πλακών έχουμε σεισμούς υψηλού μεγέθους και ανάστροφων διαρρήξεων σε αντίθεση με την οπισθοτόξια λεκάνη όπου επικρατούν κανονικές και οριζόντιας μετατόπισης διαρρήξεις με σεισμούς ακόμη μεγαλύτερου μεγέθους. Επίσης από τις τιμές της παραμέτρου b αλλά και από μηχανισμούς γένεσης προκύπτει ότι σε περιοχές ανάστροφων διαρρήξεων η τιμή b είναι μικρές ενώ όταν επικρατούν κανονικές διαρρήξεις η τιμή της b αυξάνει. Αυτά τα αποτελέσματα βρίσκουν σε συμφωνία παρόμοιες μελέτες όπως του Parazachos (1999).

Ως αποτέλεσμα παρατηρείται ότι από τα δυτικά προς τα ανατολικά στο ελληνικό τόξο, έχουμε μείωση της τιμής της παραμέτρου b καθώς και ότι στα σημεία που έχουμε μεγαλύτερους σεισμούς σε μέγεθος η τιμή του πλησιάζει την μονάδα. Στο σχήμα 3.1 και 3.2 βλέπουμε πως οι 2 τομές που βρίσκονται ανατολικά του τόξου και είναι παράλληλες μεταξύ τους έχουν παρόμοια διακύμανση της τιμής της παραμέτρου b η οποία φτάνει ως 1.3. Σε αυτές τις τομές επίσης βρίσκονται και οι πιο πρόσφατοι και μεγαλύτεροι σεισμοί σε μέγεθος σύμφωνα. Στο κεντρικό τμήμα του τόξου, με την κάθετη τομή σε αυτό και από το σχήμα 3.3 παρατηρούμε ότι η τιμή της παραμέτρου b είναι παρόμοια με τις προηγούμενες 2 τομές αν και έχουμε λιγότερη σεισμική δραστηριότητα. Τέλος στο δυτικό τμήμα του τόξου και με τα σχήματα 3.4 και 3.5 όπου έχουμε 2 τομές παράλληλες μεταξύ τους, προκύπτει μια μείωση της παραμέτρου b με την τιμή της να είναι κοντά στην μονάδα.

Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν και σε παγκόσμιο επίπεδο και κυρίως σε μεγάλη κλίμακα σε σχέση με την Ελλάδα, όπως για παράδειγμα στην περίπτωση της κατάδυσης της πλάκας Rivera κάτω από την Κεντρική Αμερική στην περιοχή του Μεξικού (σύγκρουση ωκεάνιας λιθόσφαιρας με ηπειρωτικής) (Rodríguez-Pérez and Zúñiga, 2018). Σεισμικές εστίες εντοπίζονται μέχρι και τα 291 km σε βάθος (στα δικά μας δεδομένα ως τα 180 km), καθώς το εύρος των μεγεθών που έχουν χρησιμοποιήσει κυμαίνεται από $2.0 \leq M_w \leq 7.2$ και το πλήθος των σεισμών είναι 62841 (στην παρούσα διπλωματική εργασία το εύρος είναι από 4 έως 6.5 και το πλήθος είναι 2017 σεισμοί). Τα αποτελέσματα τους έχουν καλύτερη κατανομή λόγω του μεγάλου πλήθους δεδομένων καθώς και ότι καταλαμβάνουν πολύ μεγαλύτερο χώρο. Όσο αναφορά την παράμετρο b στην Ελλάδα είναι μικρότερες οι τιμές σε σχέση με το Μεξικό που φτάνει μέχρι και τα 2.5 (για την ελληνική ζώνη κατάδυσης σαν μέγιστο είναι κοντά στο 1.5).

Επίσης στην μεγαλύτερη τάφρο του κόσμου (τάφρος των Μαριανών) με την σύγκρουση της πλάκας των Φιλιππίνων και την κατάδυση της Ειρηνικής (σύγκρουση ωκεάνια με ωκεάνια λιθόσφαιρας) (Gui et al., 2020) παρατηρούμε παρόμοια αποτελέσματα, με την παράμετρο b να έχει λίγο μεγαλύτερη διακύμανση τιμών (από 0.5 έως 1.75). Η διαφορά και εδώ είναι τα μεγέθη ($2.0 \leq M_w \leq 7.6$), τα πολύ μεγάλα βάθη (έως 700 km) καθώς και η γωνία κλίσης της καταδυόμενης πλάκας να είναι σχεδόν κατακόρυφη (περίπου 86° σε πολλές περιπτώσεις).



Αναφορές

Για την κατασκευή των χαρτών και των τομών χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα GMT (Generic Mapping Tools) version 5.4.4 για Windows 64 (<http://gmt.soest.hawaii.edu/projects/gmt/wiki/Download>, Wessel and Smith, 1998) και για την παράμετρο b της εξίσωσης του Gutenberg-Richter (Σχέση 1) το πρόγραμμα Zmap tools (<http://www.seismo.ethz.ch/en/research-and-teaching/products-software/software/ZMAP>, Wyss, 2001). Τέλος, η συλλογή των δεδομένων της σεισμικότητας (καταλόγος σεισμών και μηχανισμοί γένεσης) χρησιμοποιήσαμε την κεντρική ιστοσελίδα του διεθνή σεισμολογικού κέντρου – International Seismological Centre (<http://www.isc.ac.uk/>).

Βιβλιογραφία

- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ. 43, 237-239.
- Comninakis, P.E. and Papazachos, B.C. (1980). Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. Tectonophysics, 70, 35-47.
- Gui, Z., Y. Bai, Z. Wang, D. Dong, S. Wu, and T. Li (2020). Spatiotemporal Seismotectonic Implications for the Izu–Bonin–Mariana Subduction Zone from b -Values, Seismol. Res. Lett. XX, 1–15.
- Gutenberg, B. and Richter, C. F. (1944). Frequency of earthquakes in California. Bull. Seismol. Soc. Am., 34(4), 185-188.
- Hatzidimitriou, P.M., Papadimitriou, E.E., Moudrakis, D.M. and Papazachos, B.C. (1985). The seismic parameter b of the frequency magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece. Tectonophysics 120, 141-151.
- Karakostas, B. (1988). Fault plane solutions of the earthquakes of the Aegean and the surrounding area. Proc. Of the 1st Symposium on the recent Trends in Seismology and Geophysics, Thessaloniki, July 1-3, 46-48.

Kiratzí, A.A. and Papazachos, B.C. (1995). Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. *Geodynamics*, 19, 65-78.

McKenzie, D.P. (1970). The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243.

McKenzie, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30(2), 109-185.

Mogi, K. (1967). Effect of the intermediate principal stress on rock failure. *Journal of Geophysical Research*, 72(20), 5117-5131.

Nikolintaga, I., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Vallianatos, F. (2008). The 2006 Kythira (Greece), Mw6.7 slab-pull event: tectonic implications and the geometry of the Hellenic wadati-benioff zone. *Annals of Geophysics*, Vol.51, 823-837.

Papadimitriou, E.E., Karakostas, V.G. (2008). Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc. *Acta Geophysica*, vol.56, no2, 293-312.

Papadimitriou, E., Karakostas, V., Messimeri, M., Vallianatos, F., (2016). The Mw6.7 12 October 2013 western Hellenic Arc main shock and its aftershock sequence: implications for the slab properties. *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundsch)* 105:2149–2160.

Papazachos, B. C., & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *Journal of Geophysical Research*, 76(35), 8517-8533.

Papazachos, B.C. (1990). Seismicity of the Aegean and Surrounding area. *Tectonophysics*, 178, 287-308.

Papazachos, B.C. (1999). Seismological and GPS evidence for the Aegean Anatolia interaction. *Geophys. Res. Lett.*, 26(17), 2653-2656.

Papazachos, B.C., Kiratzí, A., Papadimitriou, E. (1991). Regional Focal Mechanisms for Earthquakes in the Aegean Area. *Pure Appl. Geophys.*, 126, 55-68.

Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Karakaisis, G.F., Karakostas, B.G., Papaioannou, C.A., Papazachos, C.B. and Scordilis, E.M. (2000). A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 550BC-1999. *Publ. Geoph. Lab., Univ. of Thessaloniki*.

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. and Louvari, E.K.

(1998b). Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Boll. Geof. Teorica Applicata*, 39, 199- 218.

Papazachos, B.C. and Delibasis, P.E. (1969,70). Geophysical features of the greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge. *Com. Ren. des Seances de la Conference Reunie a Madrid*, 16, 74-75.

Papazachos, C. (1999). An Alternative Method for a Reliable Estimation of Seismicity with an Application in Greece and the Surrounding Area. *Bull. of the Seism. Society of America*, Vol 89, No1, 111-119.

Rodríguez-Pérez, F. Ramón Zuñiga (2018). Imaging b-value depth variations within the Cocos and Rivera plates at the Mexican subduction zone. *Tectonophysics* 734-735, 33-43.

Scholz, C.H. (1968). The frequency magnitude relation of microfracturing in rocks and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58(1), 399-415.

Scordilis, E.M., G.F. Karakaisis, B.G. Karakostas, D.G. Panagiotopoulos, P.E. Comninakis, and B.C. Papazachos (1985), Evidence for transform faulting in the Ionian sea: The Cephalonia island earthquake sequence of 1983, *Pure Appl. Geophys.* 123, 3, 388-397.

Wessel, P., Smith, W.H., Scharroo, R., Luis, J. and Wobbe, F. (2013). Generic mapping tools: improved version released. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 94(45), 409-410

Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the western United States, and Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(4), 859-869.

Wiemer, S. (2001). A software package to analyze seismicity: ZMAP. *Seismological Research Letters*, 72(3), 373-382.

Παπαζάχος, Β., Καρακαϊσής, Γ. Φ., Χατζηδημητρίου, Π. Μ., 2005. Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Εκδόσεις Ζήτη, 183-189, 203-213, 231, 235-240, 350-351.

Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., 2003. Οι Σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Γ' Έκδοση 67- 91.



Παπαζάχος, Κ., Παπαζάχος, Β., 2013. Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, 2^η Έκδοση, 115-118, 134-143, 145-148, 177-179.