



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΡΟΜΠΗ ΔΗΜΗΤΡΑ
ΑΕΜ:5285

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΣΥΝΔΕΣΗ ΜΕ ΤΟΝ ΙΣΤΟ
ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2023





ΡΟΜΠΗ ΔΗΜΗΤΡΑ

Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5285

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΙΣΤΟΡΙΚΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΕ ΣΥΝΔΕΣΗ ΜΕ ΤΟΝ ΙΣΤΟ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

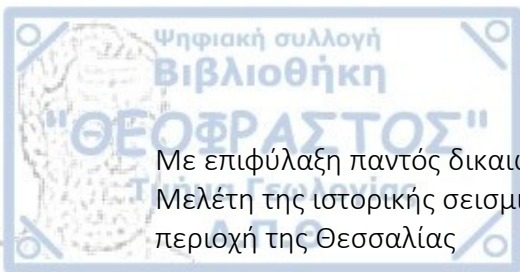
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέα Γεωφυσικής

Επίβλεψη: Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας Α.Π.Θ.
Συνεπίβλεψη: Κουρούκλας Χρήστος, Δρ. Σεισμολογίας Α.Π.Θ.

© Ρόμπη Δήμητρα, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

© Ρόμπη Δήμητρα, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2023



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Μελέτη της ιστορικής σεισμικότητας σε σύνδεση με τον ιστό ενεργών ρηγμάτων στην περιοχή της Θεσσαλίας

© Rompi Dimitra, School of Geology, Department of Geophysics, 2023

All rights reserved.

Study of historical seismicity associated with the active faults network of Thessaly

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 και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

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



Περίληψη.....	7
Abstract.....	9
Πρόλογος.....	11
Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή.....	13
1.1 Εισαγωγή.....	13
1.2 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής της Θεσσαλίας	14
1.3 Σκοπός της Εργασίας.....	18
Κεφάλαιο 2: Ιστορική σεισμικότητα και κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας.....	20
2.1 Εισαγωγή.....	20
2.2 Ισχυροί σεισμοί (Μ6.0) της περιοχής της Θεσσαλίας	20
2.3 Μακροσεισμικά αποτελέσματα και περιγραφές των ισχυρών (Μ6.0) σεισμών της περιοχής της Θεσσαλίας	24
2.4 Τα κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας.....	38
Κεφάλαιο 3: Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας της περιοχής της Θεσσαλίας.....	44
3.1 Εισαγωγή.....	44
3.2 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας της Θεσσαλίας με δεδομένα παραμετρικών καταλόγων σεισμικότητας.....	44
3.3 Υπολογισμός μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους σεισμών ανά ρήγμα.....	54
Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα.....	59
Βιβλιογραφία.....	61





Περίληψη

Η παρούσα πτυχιακή εργασία αποτελεί μία προσέγγιση μελέτης των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M6.0$ για την περιοχή της Θεσσαλίας σε σύνδεση με τον ιστό των κύριων ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται σε αυτήν. Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκε επισκόπηση της βιβλιογραφίας που σχετίζεται με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης. Από αυτή ότι η Θεσσαλία είναι μία περιοχή με χαμηλό ρυθμό γένεσης σεισμών, που όμως συνδέεται με σημαντικό αριθμό ισχυρών σεισμών που ανήκουν κυρίως στην ιστορική και την πρώιμη ενόργανη περιόδους της σεισμικότητας. Για τη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν 2 πλήρεις παραμετρικοί κατάλογοι σεισμικότητας που αφορούν τις περιόδους 1911-2022 και 1975-2022 για σεισμούς με μεγέθη $M5.2$ και $M4.1$, αντίστοιχα. Υπολογίστηκαν οι παράμετροι σεισμικότητας και του νόμου κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, ενώ με βάση αυτές εκτιμήθηκαν και οι τιμές της μέσης περιόδου επανάληψης σεισμών με μεγέθη 5.0 και 7.0 . Ακόμη, εκτιμήθηκαν οι τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους για κάθε ένα από τα 20 κύρια ρήγματα της περιοχής με την εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων μεταξύ του μήκους ρήγματος και του μέγιστου μεγέθους.





Abstract

This thesis is an attempt to study the strong earthquakes with magnitudes $M6.0$ in Thessaly area, Greece, in connection with its active faults network. For this purpose, a review of the related literature concerning strong historical earthquakes that occurred in the study area was carried out. Although the historical seismicity data indicate that Thessaly is a region with a low seismicity rates, it is associated with a significant number of strong earthquakes that belong mainly to the historical and early instrumental periods of seismicity. To study the seismicity of the area, 2 complete earthquake catalogs were used covering the periods 1911-2022 and 1975-2022 for earthquakes with magnitudes $M5.2$ and $M4.1$, respectively. Seismicity parameters of the Gutenberg-Richter law were calculated via the least squares method, considering the aforementioned earthquake catalogs. The mean recurrence period of earthquakes with $5.0 < M < 7.0$ were calculated, as well. Additionally, the maximum expected magnitudes of each of the 20 main faults of Thessaly region are estimated via empirical relations between the fault length and the corresponding maximum magnitude.



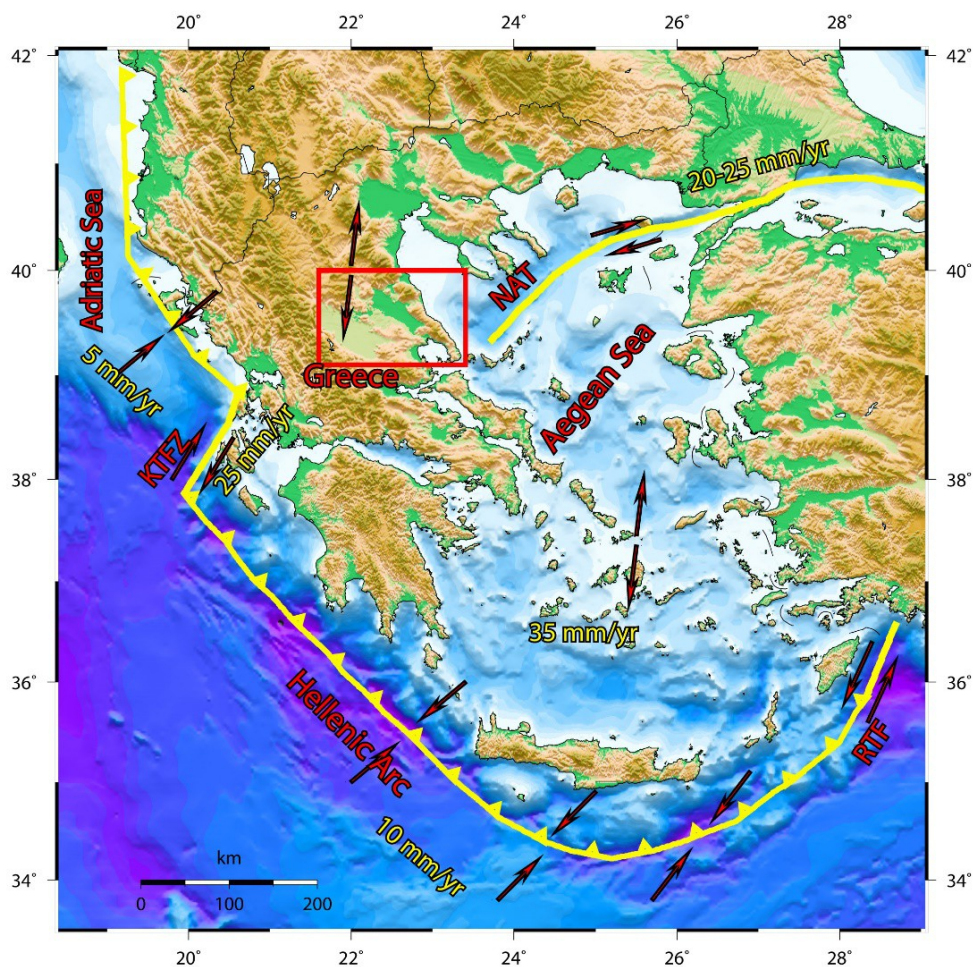


Η παρούσα πτυχιακή εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του προγράμματος προπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας, της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η εργασία διακρίνεται σε τέσσερα επιμέρους κεφάλαια. Στο πρώτο εισαγωγικό κεφάλαιο περιγράφονται τα κύρια σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά του ελληνικού χώρου και της περιοχής μελέτης, ενώ στο τελευταίο μέρος του περιγράφεται ο σκοπός της παρούσας πτυχιακής εργασίας. Στο δεύτερο κεφάλαιο, περιγράφονται αναλυτικᾶ τα 20 κύρια κανονικά ρήγματα της περιοχής μελέτης, ενώ παρουσιάζονται οι εστιακές παράμετροι και τα μακροσεισμικά αποτελέσματα των ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή. Στο τρίτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται η μεθοδολογία και τα αποτελέσματα της μελέτης των παραμέτρων σεισμικότητας για την περιοχή της Θεσσαλίας. Τα αποτελέσματα αυτά αφορούν τόσο τις παραμέτρους σεισμικότητας του Νόμου Gutenberg-Richter (παράμετροι a και b) με βάση την σεισμικότητα της περιοχής, όσο και παράμετροι σεισμικότητας ανά διακριτό ρήγμα μέσω της εφαρμογής σειράς νόμων κλίμακας μεταξύ του μήκους, L , τους και του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους. Τέλος, στο τέταρτο κεφάλαιο συνοψίζονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν κατά την εκπόνηση της παρούσας πτυχιακής εργασίας.

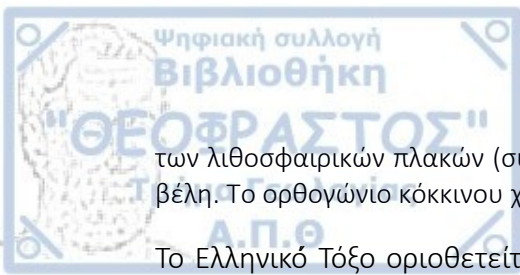
Σε αυτό το σημείο, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης κα. Παπαδημητρίου Ελευθερία για την ανάθεση του θέματος της πτυχιακής μου εργασίας, καθώς και για την διαρκή καθοδήγηση και βοήθεια της σε όλα τα στάδια εκπόνησής της. Επίσης, ευχαριστώ τον Διδάκτορα Σεισμολογίας κ. Κουρούκλα Χρήστος για την επικουρική του συμβολή στην πραγματοποίηση της εργασίας καθώς και για την ενθάρρυνση του. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την αμέριστη στήριξη που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου στο Τμήμα Γεωλογίας του Α.Π.Θ.



Ο ελληνικός χώρος βρίσκεται σε ένα σύνθετο γεωδυναμικό περιβάλλον όπου πραγματοποιείται η υποβύθιση (subduction) της υπολειμματικής ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την Ευρασιατική ηπειρωτική λιθόσφαιρική πλάκα στο χώρο του Αιγαίου (Parazachos & Comninakis, 1971) και η ταυτόχρονη σύγκλιση της Αφρικανικής ηπειρωτικής λιθόσφαιρικής πλάκας προς τα Βόρεια-Βορειοδυτικά (Σχήμα 1.1). Κύριο αποτέλεσμα της υποβύθισης είναι η δημιουργία του Ελληνικού Τόξου (Hellenic Arc) και της οπισθοτόξιας περιοχής (Aegean back arc: LePichon & Angelier, 1979), στην οποία παρατηρείται ανάπτυξη εφελκυστικού πεδίου των τάσεων με διεύθυνση Βορρά-Νότου.



Σχήμα 1.1: Χάρτης με τα κύρια γεωδυναμικά χαρακτηριστικά του Ελληνικού χώρου. Τα κύρια ενεργά περιθώρια συμβολίζονται με τις συνεχείς κίτρινες γραμμές, ενώ οι σχετικές κινήσεις



των λιθοσφαιρικών πλακών (σύγκλιση, εφελκυσμός, οριζόντια μετατόπιση) με τα με κόκκινα βέλη. Το ορθογώνιο κόκκινου χρώματος απεικονίζει την περιοχή μελέτης.

Το Ελληνικό Τόξο οριοθετείται από το αριστερόστροφο Ρήγμα Μετασχηματισμού της Ρόδου (Rhodes Transform Fault· RTF· Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) στα ανατολικά και από τη δεξιόστροφη Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (Kefalonia Transform Fault Zone· KTFZ· Scordilis et al., 1985· Louvari et al., 1999) στα βορειοδυτικά. Επιπλέον, η Ζώνη του Ρήγματος Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς διαχωρίζει ενεργό περιθώριο του Ελληνικού Τόξου από εκείνο της ηπειρωτικής σύγκρουσης της Απούλιας (Αδριατικής) μικροπλάκας με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα κατά μήκος των ακτών των Βαλκανίων και της δυτικής Ελλάδας (Anderson & Jackson, 1987).

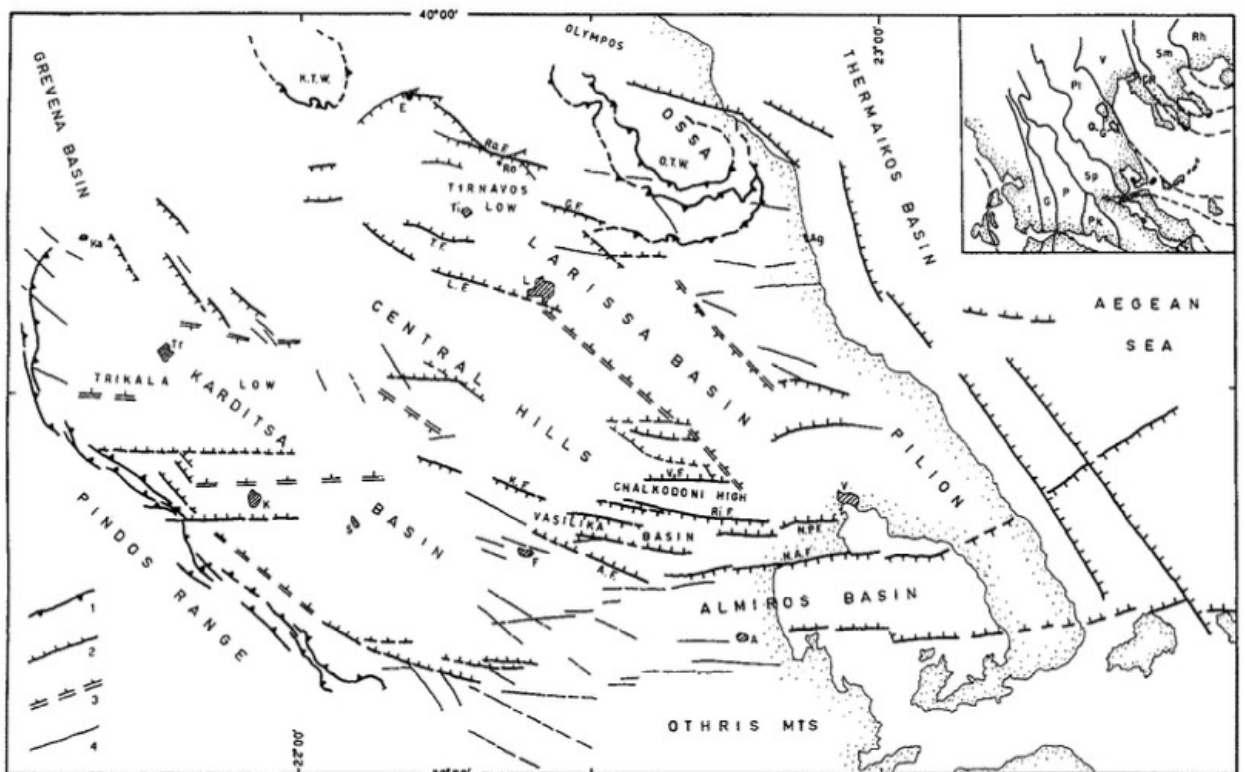
Ακόμη, ο ελληνικός χώρος δέχεται την επίδραση της προς τα δυτικά περιστροφικής κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας (McClusky et al., 2000), η οποία εξωθείται από την προς τα βόρεια κίνηση της Αραβικής λιθοσφαιρικής πλακάς (Jackson & McKenzie, 1984). Η κίνηση αυτή έχει ως συνέπεια τη δημιουργία της δεξιόστροφης ζώνης ρηγμάτων της Βόρειας Ανατολίας. Η Ζώνη Διάρρηξης της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου (North Aegean Trough Fault Zone) είναι η προέκταση της ζώνης αυτής στο βόρειο Αιγαίο και αποτελεί το ενεργό περιθώριο της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας και της μικροπλάκας του Αιγαίου (Parazachos et al., 1998).

1.2 Σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της περιοχής της Θεσσαλίας

Η περιοχή της Θεσσαλίας (ορθογώνιο κόκκινου χρώματος στο Σχήμα 1) αποτελεί μέρος της οπισθοτόξιας περιοχής που σχηματίζεται στο χώρο του Αιγαίου και συνδέεται με το με το κύριο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων του ελληνικού χώρου με Βόρεια/Βορειοδυτική – Ανατολική/Νοτιοανατολική διεύθυνση (Goldsworthy et al., 2002). Αυτό έχει ως συνέπεια την ανάπτυξη κανονικών ρηγμάτων με διευθύνσεις Βορειοδυτική-Νοτιοανατολική και Ανατολής-Δύσης (Σχήματα 1.2 και 1.3), τα οποία οριοθετούν τις εσωτερικές τεταρτογενείς ιζηματογενείς λεκάνες που επίσης αναπτύσσονται στην περιοχή μελέτης (Caruto and Pavlides, 1993· Parazachos et al., 2001, μεταξύ άλλων).

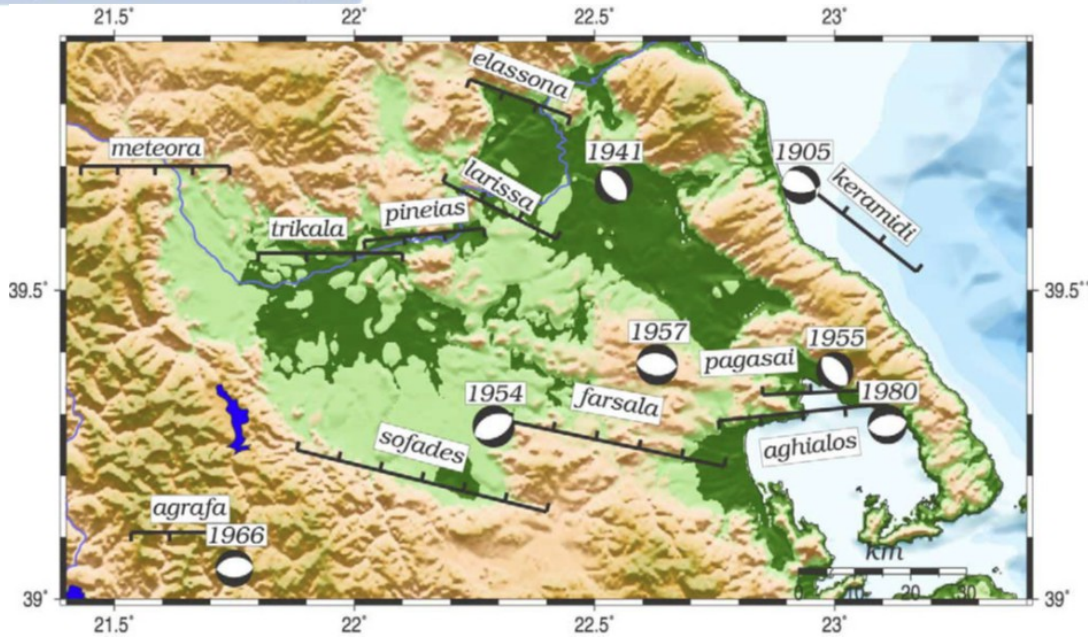
Η πρώτη ομάδα κανονικών ρηγμάτων δημιουργεί ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων κατά τη διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, το οποίο συνδέεται με τον σχηματισμό των

κύριων λεκανών της Λάρισας και της Καρδίτσας, στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, οι οποίες σχηματίστηκαν κατά το Άνω Μειόκαινο–Κατώτερο Πλειόκαινο. Στο ίδιο εφελκυστικό πεδίο των τάσεων (ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης) οφείλεται πιθανά και ο σχηματισμός της ακτογραμμής στα ανατολικά της περιοχής μελέτης (Goldsworthy et al., 2002). Η δεύτερη ομάδα κανονικών ρηγμάτων αποτελείται από αυτά που ενεργοποιήθηκαν κατά το Πλειόκαινο και το Μέσο-Άνω Πλειστόκαινο και έχουν έχει διεύθυνση Α-Δ και συγκεντρώνονται σε δύο ζώνες στη βόρεια και νότια Θεσσαλία (Caruto, 1990). Η νότια ζώνη των κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Α-Δ εκτείνεται σε όλη τη Θεσσαλία από την Καρδίτσα στα δυτικά και μέσω Δομοκού και Φαρσάλων έως τον Παγασητικό κόλπο και τη χερσόνησο του Πήλιου στα ανατολικά (Σχήματα 1.2 και 1.3). Το εφελκυστικό πεδίο των τάσεων με διεύθυνση Βορά-Νότου που επικρατεί στην περιοχή της νότιας Θεσσαλίας διακρίνεται επίσης από τις διαθέσιμες λύσεις των μηχανισμών γένεσης τόσο των ισχυρών σεισμών που έγιναν στη ευρύτερη περιοχή (Σχήμα 3), όσο και δεδομένων μικροσεισμικότητας (Hatzfeld et al., 1999· Σχήμα 1.4).

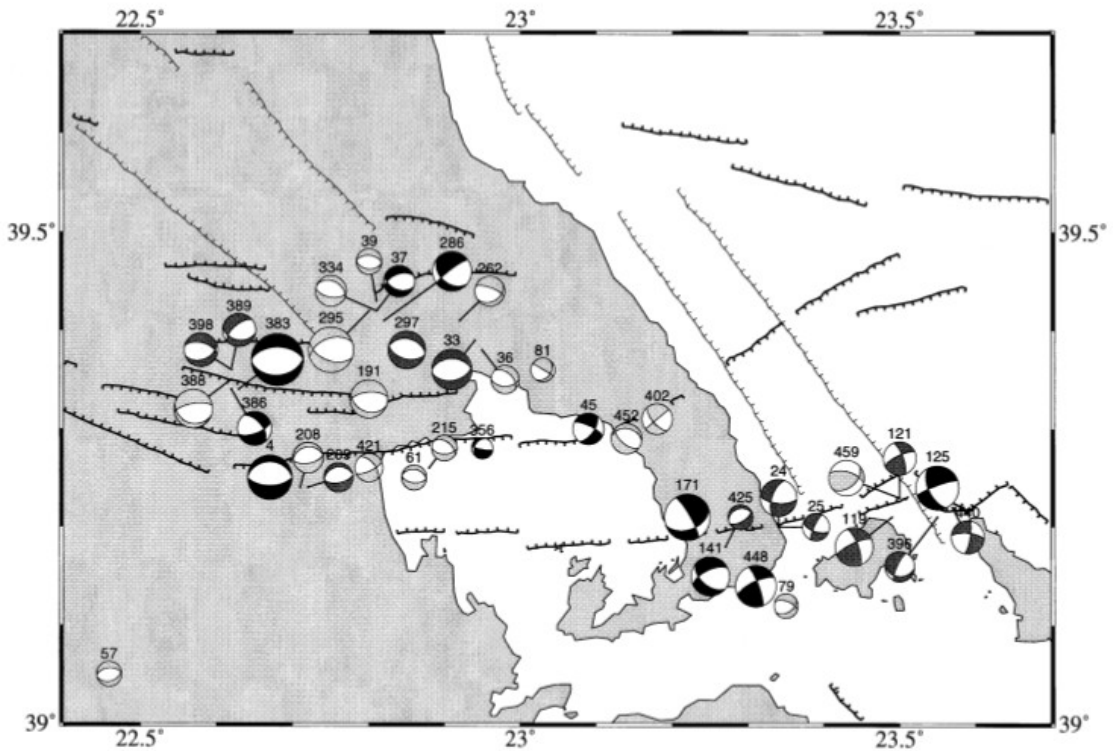


Σχήμα 1.2: Τεκτονικός χάρτης της Θεσσαλίας όπου διακρίνονται οι κύριες δομές συμπιεστικής (συνεχείς μαύρες γραμμές με τη κωδική σήμανση 1) και εφελκυστικής

(συνεχείς μαύρες γραμμές με τη κωδική σήμανση 2) τεκτονικής, καθώς και οι δευτερεύουσες τεκτονικές δομές (διακεκομμένες και συνεχείς μαύρες γραμμές με κωδικές σημάνσεις 3 και 4, αντίστοιχα), που αναπτύσσονται στην περιοχή (Από Caruto and Pavlides, 1993).



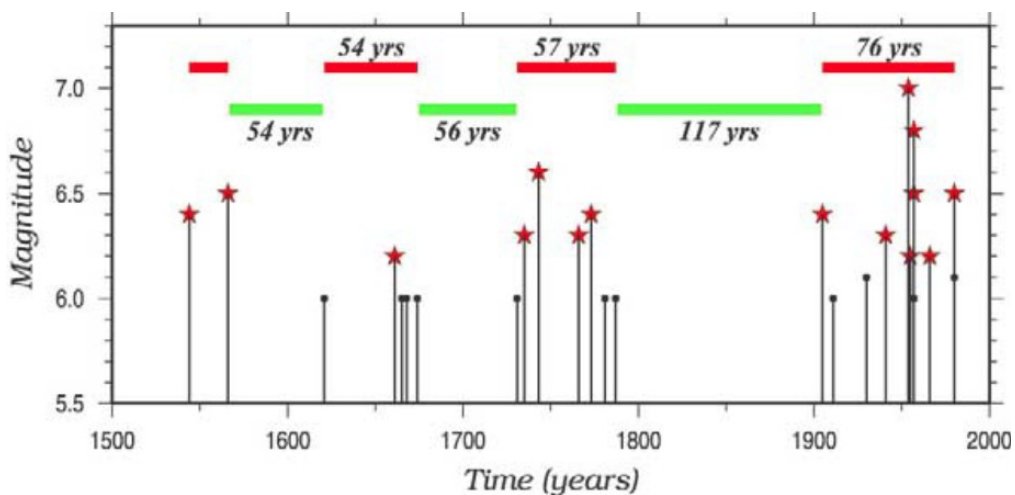
Σχήμα 1.3: Μορφολογικός χάρτης της Θεσσαλίας όπου φαίνονται τα κύρια ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής (Parazachos et al., 2001) και οι διαθέσιμοι μηχανισμοί γένεσης των ισχυρών σεισμών που έγιναν κατά τη περίοδο 1900-1980 (Από Papadimitriou and Karakostas, 2003).



Σχήμα 1.4: Χάρτης με τις λύσεις μηχανισμών γένεσης δεδομένων μικροσεισμικότητας για την περιοχή της νότιας Θεσσαλίας που έγιναν στην περιοχή κατά το έτος 1992. (Από Hatzfeld et al., 1999).

Ο ρυθμός επέκτασης της περιοχής της Θεσσαλίας έχει υπολογιστεί μεταξύ των 3.0 και 6.0 mm/yr (Armijo et al., 2003· Reilinger et al., 2006). Πιο πρόσφατα οι Floyd et al. (2010) και Muller et al. (2013) υπολόγισαν ρυθμό παραμόρφωσης ίσο με 3.0 mm/yr για το βόρειο μέρος της περιοχής της Θεσσαλίας και 4-4.5 mm/yr για το νότιο μέρος της. Αυτή η βαθμιαία αύξηση του ρυθμού παραμόρφωσης από τα βορειά προς τα νότια παρατηρείται επίσης και από την μελέτη των Chousianitis et al. (2013, 2015), που μελέτησαν με γεωδαιτικά δεδομένα την ευρύτερη περιοχή της κεντρικής Ελλάδας.

Η περιοχή της Θεσσαλίας εμφανίζει χαμηλούς ρυθμούς σεισμικότητας συγκριτικά με άλλες περιοχές του ελληνικού χώρου, λόγω των χαμηλών τιμών του ρυθμού παραμόρφωσης που παρατηρούνται εντός της. Από την άλλη πλευρά, χαρακτηρίζεται από τη γένεση ισχυρών ($M6.0$), τόσο κατά τη διάρκεια της ιστορικής όσο και της ενόργανης περιόδου της σεισμικότητας, με πιο πρόσφατους ισχυρούς σεισμούς αυτούς του Μαρτίου 2021 στην περιοχή του Τυρνάβου με μεγέθη $M_w=6.3$ (3 Μαρτίου) και $M_w=6.0$ (4 Μαρτίου).



Σχήμα 1.5: Χρονική κατανομή των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M6.0$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας κατά το χρονικό διάστημα 1500-2000 σε συνάρτηση με το μέγεθός τους (Από Paradimitriou and Karakostas, 2003).

Οι Paradimitriou & Karakostas (2003), που μελέτησαν το εξελικτικό πεδίο των τάσεων της περιοχής, λαμβάνοντας υπόψιν όλα τα διαθέσιμα δεδομένα της ιστορικής και της πρώιμης ενόργανης σεισμικότητας, διαπίστωσαν ότι οι ισχυροί σεισμοί που

συνδέονται με τα ρήγματα της Θεσσαλίας, τόσο στο βόρειο όσο και στο νότιο μέρος της, εμφανίζουν φαινόμενα συσταδοποίησης που οφείλονται στην διαδοχική ενεργοποίηση γειτονικών ρηγμάτων εντός μικρών χρονικών περιόδων (Σχήμα 1.5), όπως την πρόσφατη περίπτωση των σεισμών του 2021. Συγκεκριμένα, διακρίνονται 5 ενεργές σεισμικά περίοδοι, τις οποίες διαδέχονται τρεις περίοδοι σεισμικής ησυχίας (πράσινες συνεχείς οριζόντιες γραμμές στο Σχήμα 1.5).

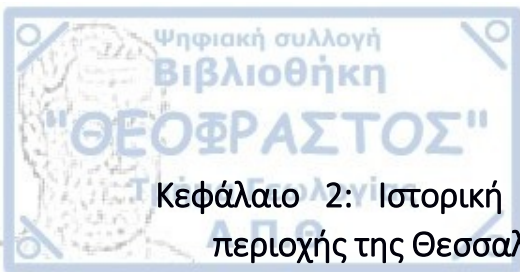
1.3 Σκοπός της Εργασίας

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει ως στόχο τη μελέτη της ιστορικής σεισμικότητας της περιοχής της Θεσσαλίας, και πιο συγκεκριμένα τους ισχυρούς σεισμούς με μεγέθη $M6.0$ που έγιναν στη περιοχή μελέτης, σε σύνδεση με τον ιστό των κύριων ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται εντός της. Σε αυτό το πλαίσιο, εκτιμήθηκαν οι παράμετροι σεισμικότητας του Νόμου Gutenberg-Richter (παράμετροι a και b) με βάση την σεισμικότητα της περιοχής για τις χρονικές περιόδους 1911-2022 και 1975-2022 και για σεισμούς με μεγέθη $M5.2$ και $M4.1$, αντίστοιχα. Ακόμη, εκτιμήθηκε η παράμετρος του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους ανά διακριτό ρήγμα μέσω της εφαρμογής τριών εμπειρικών σχέσεων μεταξύ του μήκους ρήματος και του μέγιστου μεγέθους για κάθε ένα από τα 20 κύρια ενεργά ρήγματα που αναπτύσσονται στη περιοχή της Θεσσαλίας.

Για το σκοπό αυτό, συλλέχθηκαν οι κινηματικές και γεωμετρικές παράμετροι των κύριων ενεργών ρηγμάτων της περιοχής μελέτης μέσα από την επισκόπηση της σχετικής βιβλιογραφίας και με βάση σεισμολογικά, γεωλογικά, γεωδαιτικά και γεωμορφολογικά δεδομένα. Ακόμη, χρησιμοποιήθηκαν ο κατάλογος των ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου των Papazachos et al. (2001), η Ελληνική Βάση Δεδομένων των Σεισμικών Πηγών (Greek Database of Seismogenic Sources· GreDaSS· Caruto and Pavlides, 2013) και η βάση δεδομένων των ενεργών ρηγμάτων του Ελληνικού Γεωδυναμικού Ινστιτούτου (NOA Faults· Ganas et al., 2013· Ganas, 2021). Οι εστιακές παράμετροι των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ που έγιναν στη περιοχή μελέτης συλλέχθηκαν από τον κατάλογο σεισμικότητας του ελληνικού χώρου των Papazachos et al. (2010· <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/CATALOGS/seiscat.dat>). Ο κατάλογος αυτός συμπληρώθηκε για το διάστημα 2010–2021 από τον κατάλογο της ενόργανης περιόδου του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. (1981·



<http://geophysics.auth.gr/ss>). Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ιστορικών σεισμών από τον κατάλογο ιστορικής σεισμικότητας (χρονική περίοδος 1000 – 1899) του Ευρωπαϊκού χώρου (SHEEC· The SHARE European Earthquake Catalogue) των Stucchi et al. (2013).



Κεφάλαιο 2: Ιστορική σεισμικότητα και κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας

2.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι εστιακές παράμετροι όλων των καταγεγραμμένων ισχυρών ιστορικών σεισμών με μεγέθη $M6.0$ που έγιναν στη περιοχή της Θεσσαλίας, μαζί με τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα που σχετίζονται με αυτούς καθώς και η χωρική και χρονική κατανομή τους. Στο ίδιο πλαίσιο, παρουσιάζονται και οι εστιακές παράμετροι των ισχυρών σεισμών της ενόργανης περιόδου που συνδέονται με τα κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής μελέτης. Στο δεύτερο μέρος του κεφαλαίου, οι γεωμετρικές (διεύθυνση, μήκος, πλάτος) και κινηματικές (κλίση, γωνία ολίσθησης) παράμετροι των κύριων ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται στη Θεσσαλία, καθώς και οι θέσεις τους με τη μορφή των γεωγραφικών συντεταγμένων του άνω αριστερού άκρου του άνω τεμάχους τους και των προβολών των ιχνών της διεύθυνσης τους στην επιφάνεια της Γης.

2.2 Ισχυροί σεισμοί ($M6.0$) της περιοχής της Θεσσαλίας

Η περιοχή της Θεσσαλίας χαρακτηρίζεται από χαμηλούς ρυθμούς γένεσης ισχυρών σεισμών, που όμως είναι γνωστή για τη γένεση ισχυρών ($M6.0$) σεισμών τόσο κατά τη διάρκεια της ιστορικής όσο και της ενόργανης περιόδου της σεισμικότητας με πιο πρόσφατους αυτούς του Μαρτίου του 2021 στην περιοχή του Τυρνάβου. Οι πληροφορίες για τους καταγεγραμμένους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς με μεγέθη $M6.0$ που έγιναν στην περιοχή μελέτης ανάγονται στον 16^ο αιώνα. Η επισκόπηση των διαθέσιμων καταλόγων (Papazachos et al., 2010· <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/CATALOGS/seiscat.dat> και παραμετρικός κατάλογος της ενόργανης περιόδου του Σεισμολογικού Σταθμού του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ). απέδωσε ένα σύνολο 26 ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ από το 1544 έως και το 2021, από τους οποίους οι 13 ανήκουν στην περίοδο της ιστορικής σεισμικότητας (έως το 1900), 9 ανήκουν στην περίοδο της πρώιμης ενόργανης σεισμικότητας (1900-1980) και 4 στην περίοδο της ενόργανης σεισμικότητας (μετά το έτος 1980). Οι εστιακές παράμετροι (έτος, χρόνος γένεσης, επικεντρικές συντεταγμένες, μέγεθος) δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 2.1, ενώ η επικεντρική κατανομή τους (κίτρινοι αστερίσκοι) φαίνεται στο χάρτη του Σχήματος 2.1. Από αυτήν προκύπτει ότι σεισμικότητα συγκεντρώνεται σε

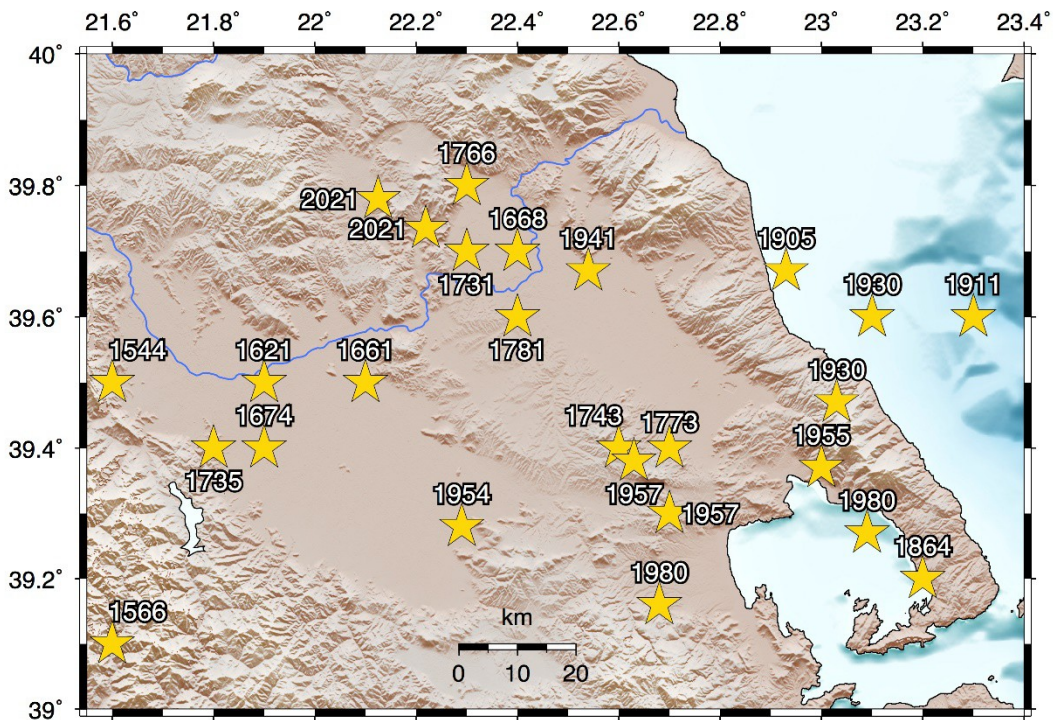
Πίνακας 2.1: Εστιακές παράμετροι των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1544 έως και το 2021.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο		Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση		Ανα- φορά
		Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)			I_o		
1544-04-11	00:00:00	39.500	21.600	-	6.4	VIII	Πύλη	1
1566-07-11	00:00:00	39.100	21.600	-	6.4	VIII	Άγραφα	1
		39.130	21.650	-	6.1	VII		2
1621-03-06	00:00:00	39.500	21.900	-	6.0	VI	Μετέωρα	1
1661-03-31	00:00:00	39.500	22.100	-	6.1	-	Μετέωρα	1
1668-08	00:00:00	39.700	22.400	-	6.0	VII	Λάρισα	1
1674-01-25	00:00:00	39.400	21.900	-	6.0	VI	Μετέωρα	1
					5.6	VI		2
1731	00:00:00	39.700	22.300	-	6.0	VII	Λάρισα	1
		39.633	22.417	-	5.9	VII		2
1735-09-01	00:00:00	39.400	21.800	-	6.4	VII	Μετέωρα	1
		39.667	22.044	-	5.9	VI		2
1743-02-12	00:00:00	39.400	22.600	-	6.6	VIII	Αλμυρός	1
		39.408	22.587	-	6.2	VII		2
1766-11-09	00:00:00	39.800	22.300	-	6.1	VIII	Ελασσόνα	1
		39.883	22.183	-	6.2	VIII		2
1773-03-15	08:00:00	39.400	22.700	-	6.4	VIII	Αλμυρός	1
		39.182	22.756	-	6.1	VII		2
1781-09-08	00:00:00	39.600	22.400	-	6.2	VIII	Λάρισα	1
		39.633	22.417	-	6.2	VIII		2
1864-10-21	00:00:00	39.200	23.200	-	6.0	VII	Συκή	1
		39.319	23.105	-	6.0			2
1905-01-20	02:32:30	39.670	22.930	-	6.40	X	Σκήτη	1
		39.600	23.000	-	6.49	-	(Μαγνησία)	3
1911-10-22	22:22:31	39.600	23.300	-	6.0	VII	Κεραμίδι (Μαγνησία)	1
1930-02-23	18:19:12	39.600	23.100	-	6.0	VIII	Κεραμίδι (Μαγνησία)	1
1930-03-31	12:33:48	39.470	23.030	-	6.20	VIII	Κεραμίδι	1
		39.500	23.200	-	6.00	-	(Μαγνησία)	3
1941-03-01	03:52:47	39.670	22.540	-	6.30	VIII	Λάρισα	1
		39.700	22.530	-	6.15	VIII		3
1954-04-30	13:02:36	39.280	22.290	-	7.00	IX	Σοφάδες	1
		39.200	22.200	-	6.77	IX		3
1955-04-19	16:47:19	39.270	23.000	-	6.20	VIII	Λεχώνια	1
		39.300	23.030	-	6.13	VIII	(Μαγνησία)	3
1957-03-08	12:14:14	39.300	22.700	-	6.50	IX	Βελεστίνο	1
		39.330	22.750	-	6.47	-		3
1957-03-08	12:21:13	39.380	22.630	-	6.80	IX	Βελεστίνο	1
		39.300	22.550	-	6.66	-		3
1980-07-09	02:11:57	39.270	23.090	16	6.50	VIII	Αλμυρός	1
		39.230	22.760	10	6.44	VIII		4
1980-07-09	02:35:52	39.160	22.680	18	6.10	VIII	Αλμυρός	1

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	Επίκεντρο Γ. Πλάτος (°B)	Επίκεντρο Γ. Μήκος (°A)	Βάθος (km)	Μέγεθος M_w	Μέγιστη Ένταση I_0	Αναφορά
		39.230	22.590	10	6.01	VIII	4
2021-03-03	10:16:08	39.734	22.219	9.5	6.30	-	Τύρναβος
2021-03-04	18:38:17	39.779	22.125	12	6.00	-	Τύρναβος

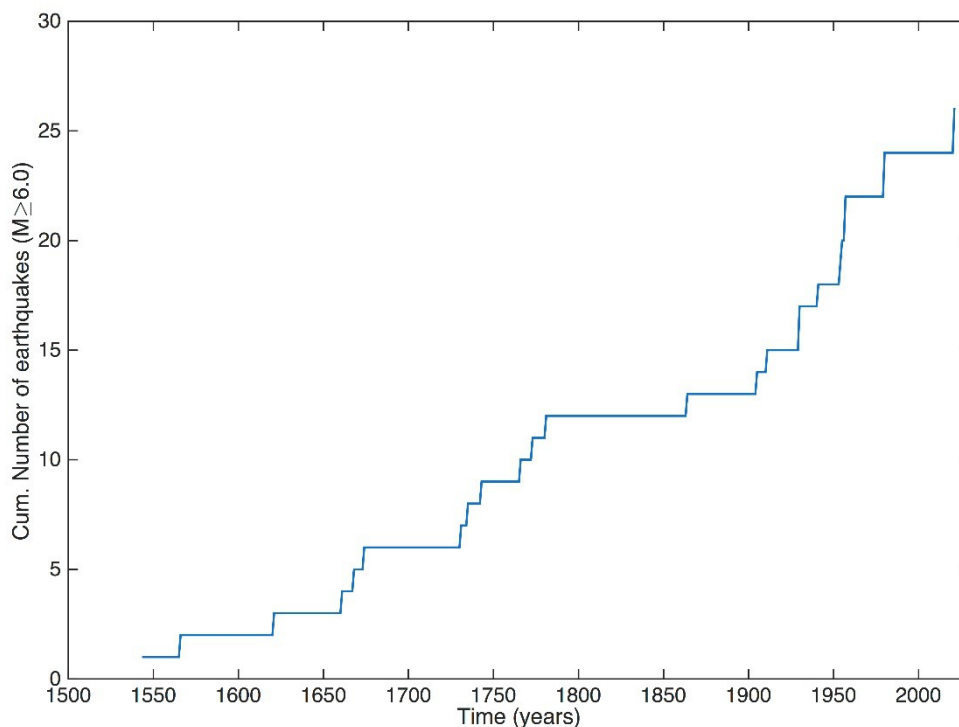
(1) Papazachos et al., 2010· (2) Stucchi et al., 2013· (3) Ambraseys, 2001· (4) Ambraseys & Jackson, 1990 (5) geophysics.auth.gr/ss.

δύο διακριτές κύριες συστάδες, μία στο βόρειο και μία στο νότιο τμήμα της περιοχής, η οποία βρίσκεται σε συμφωνία με τις δύο διακριτές ομάδες ρηγμάτων που αναπτύσσονται στην περιοχή, όπως έχει ήδη αναφερθεί στον προηγούμενο Κεφάλαιο. Ακόμη, επίκεντρα ισχυρών σεισμών εντοπίζονται τόσο στο δυτικό (σεισμοί που έγιναν τα έτη 1544 και 1566 με μεγέθη $M=6.4$ και $M=6.4$, αντίστοιχα· Πίνακας 2.1 και Σχήμα 2.1) όσο και στο ανατολικό όριο της περιοχής μελέτης (σεισμοί που έγιναν στον θαλάσσιο χώρο ανατολικά της Θεσσαλίας τα έτη 1905, 1911 και 1930 με μεγέθη $M=6.4$, $M=6.0$ και $M=6.0$, αντίστοιχα· Πίνακας 2.1 και Σχήμα 2.1)

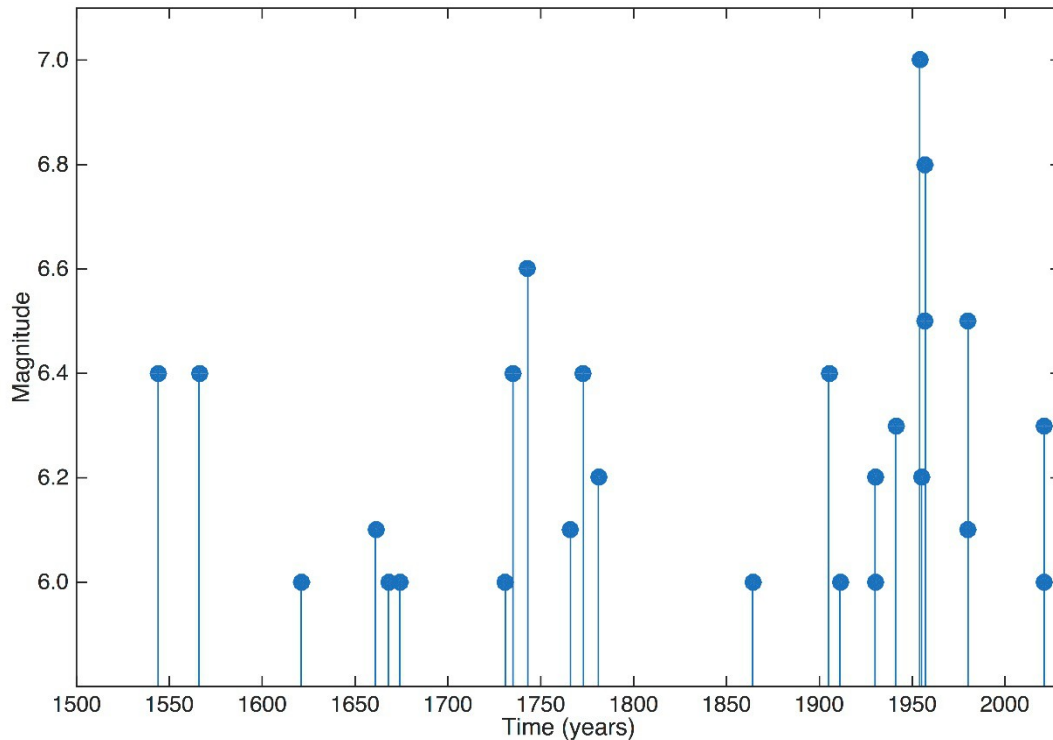


Σχήμα 2.1: Επικεντρική κατανομή (κίτρινοι αστερίσκοι) των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1544 έως το 2021.

Η αθροιστική αριθμός των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1544 έως το 2021 σε συνάρτηση με το χρόνο και η χρονική τους κατανομή σε συνάρτηση με το μέγεθός τους φαίνονται στα Σχήματα 2.2 και 2.3, αντίστοιχα. Από αυτά προκύπτει η διάκριση των διαδοχικών περιόδων σεισμικής έξαρσης και σεισμικής ησυχίας και η χρονική συσταδοποίηση των ισχυρών σεισμών που χαρακτηρίζουν την περιοχή μελέτης και έχουν εντοπιστεί από τους Papadimitriou & Karakostas (2003).



Σχήμα 2.2: Αθροιστικός αριθμός των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν στη περιοχή της Θεσσαλίας μεταξύ των ετών 1554-2021 σε συνάρτηση με το χρόνο γένεσής τους.



Σχήμα 2.3: Χρονική κατανομή των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν στη περιοχή της Θεσσαλίας μεταξύ των ετών 1554-2021 σε συνάρτηση με το μέγεθός τους.

Η πρώτη περίοδος ενεργοποίησης συνδέεται με τους ισχυρούς σεισμούς που έγιναν κατά τη διάρκεια του 16^{ου} αιώνα, την οποία διαδέχτηκε μία περίοδος σεισμικής ησυχίας διάρκειας 54 ετών (1567-1620). Η δεύτερη σεισμικής διέγερσης είχε διάρκεια 54 ετών (1621-1674). Η επομένη περίοδος σεισμικής ησυχίας διήρκησε 56 έτη (1675-1730· Σχήμα 1.5), για να της διαδεχθεί η τρίτη περίοδος ενεργοποίησης μεταξύ των ετών 1731-1787 (διάρκεια 57 έτη). Η μεγαλύτερη περίοδος σεισμικής ησυχίας είχε διάρκεια 117 έτη και παρατηρείται μεταξύ των ετών 1788 και 1904. Η τελευταία περίοδος υψηλής σεισμικότητας ξεκίνησε το έτος 1905 και είχε διάρκεια 76 έτη (έως το έτος 1980), την οποία διαδέχτηκε περίοδος σεισμικής ησυχίας έως και τον Μάρτιο του 2021.

2.3 Μακροσεισμικά αποτελέσματα και περιγραφές των ισχυρών ($M6.0$) σεισμών της περιοχής της Θεσσαλίας

Στη παρούσα παράγραφο δίνονται όλες οι διαθέσιμες πληροφορίες και μακροσεισμικά δεδομένα που σχετίζονται με τους ισχυρούς ιστορικούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης, όπως προκύπτουν από τις ιστορικές αναφορές και περιγραφές των μακροσεισμικών τους αποτελεσμάτων που συνέλλεξαν οι



Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003), ενώ παρατίθενται οι διαθέσιμοι χάρτες ισόσειων καμπυλών των Papazachos et al. (1997):

- *Σεισμός στην περιοχή Πύλη Τρικάλων – 22 Απριλίου 1544 M=6.4*

Οθωμανικό έγγραφο της 14^{ης} Ιουνίου 1544 αναφέρει ότι αντιπροσωπεία μοναχών της μονής Δούσικου (κοντά στην Πύλη) αιτήθηκε την επισκευή της εκκλησίας του μοναστηριού, η οποία έπαθε σοβαρές βλάβες από τον ισχυρότατο σεισμό της 24^{ης} Απριλίου 1544. Στο έγγραφο αυτό, αναφέρεται ότι διερράγησαν οι τοίχοι στις τέσσερις πλευρές του καθολικού. Επιπλέον, επιγραφή που βρέθηκε στο θησαυροφυλάκιο του μοναστηριού Μεγάλο Μετέωρο (Μεταμόρφωση) αναφέρει ότι η Γη κινήθηκε στις 24 Απριλίου 1544. Από επισκευές που έγιναν το ίδιο έτος στο μοναστήρι προκύπτει, πιθανώς, ότι ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στα Μετέωρα. Φαίνεται ότι ο σεισμός προκάλεσε βλάβες και στο μοναστήρι Ολυμπιώτισσα (περιοχή Ελασσόνας) αφού σ' ένα γράμμα του Πατριάρχη Κωνσταντινούπολης Διονυσίου ΙΙ αναφέρεται ότι τμήματα των εξωτερικών τειχών του μοναστηριού και η εκκλησία κατέρρευσαν από κάποιον σεισμό.

- *Σεισμός Αγράφων – 11 Ιουλίου 1566 M=6.4*

Σε απόσπασμα κώδικα των Αθηνών, που πιθανόν προέρχεται από το μοναστήρι του Προυσού, αναφέρεται ότι ο σεισμός ήταν μέγας και φοβερότατος στις περιοχές Λιτζάς και Αγράφων καθώς και του Ραδοβισδίου και οι μετασεισμοί κράτησαν ένα έτος. Έπεσαν εκκλησίες και πολλά σπίτια, ενώ έχασε τη ζωή του μεγάλος αριθμός ανθρώπων (Παπαϊωάννου, 1993). Ο σεισμός αναφέρεται και σε βραχύ χρονικό της μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων.

- *Σεισμός Μετεώρων – 3 Μαρτίου 1621 M=6.0*

Σε ενθύμηση της μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων αναφέρεται ότι στις 24 Φεβρουαρίου 1621 (παλαιό ημερολόγιο) ένας ισχυρός σεισμός έγινε στην περιοχή.

- *Σεισμών Μετεώρων – 31 Μαρτίου 1661 M=6.2*

Σε ενθύμηση της μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων αναφέρεται ότι στις 20 Μαρτίου (παλαιό ημερολόγιο) έγινε σεισμός.

- *Σεισμός Λάρισας – Αύγουστος 1668 M=6.0*

Ο Ambraseys (1988) βασιζόμενος στον περιηγητή Dreux, χαρακτηρίζει το σεισμό καταστρεπτικό για την πόλη της Λάρισας. Σύμφωνα με κώδικα που βρέθηκε στη Σκιάθο, μεγάλος σεισμός έγινε τον Αύγουστο του 1668.

- *Σεισμός Μετεώρων – 25 Ιανουαρίου 1674 $M=6.0$*

Σε ενθύμηση της μονής του Αγίου Στεφάνου των Μετεώρων αναφέρεται ότι στις 15 Ιανουαρίου του 1674 (παλαιό ημερολόγιο) έγινε ισχυρός σεισμός, τον οποίο διαδέχθηκαν και άλλοι.

- *Σεισμός Λάρισας – 1731 $M=6.0$*

Σε ενθύμηση εκκλησιαστικού βιβλίου του Μεταξοχωρίου αναφέρεται ότι το 1731 έγινε ένας μεγάλος σεισμός στη Λάρισα. Κατέρρευσαν μιναρέδες, δέκα σπίτια και εργαστήρια. Προκλήθηκαν επίσης και άλλες βλάβες.

- *Σεισμός Μετεώρων – 1 Σεπτεμβρίου 1735 $M=6.4$*

Σε ενθύμηση μοναχού της Μονής Βαρλαάμ των Μετεώρων αναφέρεται ότι στις 21 Αυγούστου (παλαιό ημερολόγιο) και ώρα 8 έγινε ένας μεγάλος σεισμός που κράτησε πολύ ώρα και οι δονήσεις διήρκησαν 15 ημέρες. Σε άλλη ενθύμηση που γράφτηκε στη πόλη της Λάρισας αναφέρεται ότι στις 21 Αυγούστου έγινε ένας μεγάλος σεισμός που κράτησε ως μια ώρα.

- *Σεισμός Αλμυρού Μαγνησίας – 12 Φεβρουαρίου 1743 $M=6.6$*

Σε ενθύμηση της Άνω Μονής της Ξενιάδος (περιοχή Αλμυρού Βόλου) αναγράφεται ότι κατέρρευσαν πολλά σπίτια στα χωριά του Αλμυρού, της Λάρισας και του Τιρνάβου. Τα τζαμιά και τα καμπαναριά των εκκλησιών ράγισαν και έπεσαν και τα δένδρα λύγισαν στο έδαφος, όπως αναφέρεται σε δημοσίευμα του Ν. Γιαννόπουλου στο «Δελτίο της Ιστορικής Εθνολογικής Εταιρείας» (1985).

- *Σεισμός Ελασσόνας – 9 Νοεμβρίου 1766 $M=6.1$*

Σε ενθύμηση μοναχού της Μονής της Ολυμπιώτισσας (κοντά στην Ελασσόνα) καθώς επίσης και σε ενθύμηση της μονής του Αγίου Στεφάνου των Μετεώρων αναφέρεται ότι έγινε σεισμός και μεγάλος αριθμός κατοικιών έπαθε σημαντικές βλάβες.

- *Σεισμός Αλμυρού Μαγνησίας – 15 Μαρτίου 1773 $M=6.4$*

Ο σεισμός έγινε στις 4 Μαρτίου (παλαιό ημερολόγιο) την 3^η ώρα της ημέρας. Στον Αλμυρό ο πύργος σωριάστηκε στο έδαφος και όλα τα σπίτια και η εκκλησία της Ευαγγελίστριας έπαθαν βλάβες. Ακόμη, σε ενθύμηση μοναχού της μονής Δούσικου (περιοχή Τρικάλων) αναφέρεται ότι πολλοί και συνεχείς σεισμοί γίνονταν τους μήνες Μάρτιο και Απρίλιο.

- *Σεισμός Λάρισας – 8 Σεπτεμβρίου 1781 M=6.2*

Από δημοσίευμα του Επαμ. Φαρμακίδη («Λάρισα»· σελ. 207) προκύπτει ότι ο σεισμός είχε ανθρώπινα θύματα, προκάλεσε καταστροφές σε σπίτια, εργαστήρια (οικοτεχνίες) και τζαμιά. Η πυρκαγιά που ακολούθησε συμπλήρωσε την καταστροφή.

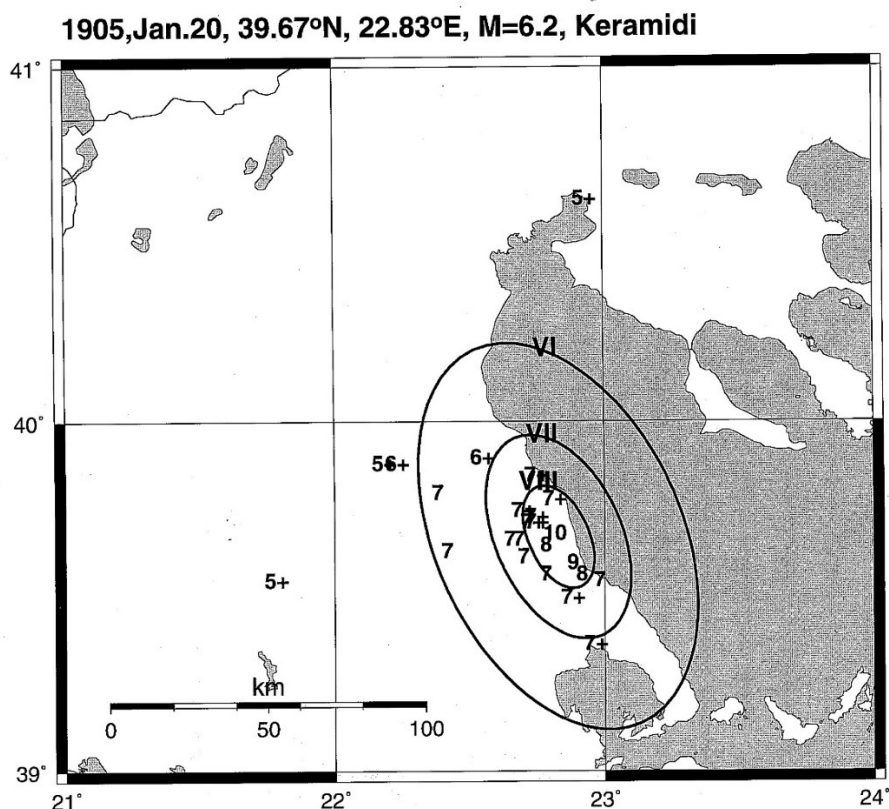
- *Σεισμός περιοχής Μαγνησίας – 21 Οκτωβρίου 1864 M=6.0*

Σε ενθύμηση που βρέθηκε στο χωριό Συκιά αναφέρεται ότι ο σεισμός αυτός έγινε στις 8 και 30^ο απόγευμα και κράτησε 24 ώρες. Οι κάτοικοι αναγκάστηκαν να βγουν από τα σπίτια τους και να παραμείνουν στο ύπαιθρο όλο το βράδυ. Πολλά σπίτια κατέρρευσαν (σε χωριά του Πηλίου). Ο σεισμός έγινε πολύ βίαια αισθητός στο Βόλο, Ισθιαία, Αρτεμίσιο και έντονα στην Λαμία και Λιβαδειά. Έγινε αισθητός στην Αθήνα, σ' ολόκληρη την Αττική και το Αίγιο. Ακολουθήθηκε από μετασεισμούς που κράτησαν δύο μήνες. Όπως προκύπτει από ενθύμηση που βρέθηκε στη Μονή Ταξιαρχών της Ζαγοράς προηγήθηκε ισχυρός σεισμός λίγο μικρότερου μεγέθους στην ίδια ευρύτερη περιοχή, του οποίου η σεισμική ακολουθία κράτησε ολόκληρο το μήνα Αύγουστο του 1864.

- *Σεισμός Σκήτης Μαγνησίας – 20 Ιανουαρίου 1905 M=6.2*

Ο σεισμός κατέστρεψε τα χωριά Σκήτη, όπου από τα 100 σπίτια του καταστράφηκαν εντελώς τα 95 και Σκλήθρο, όπου το 95% των σπιτιών του κατέρρευσε και σκοτώθηκε ένα παιδί. Πολλές καταστροφές προκλήθηκαν στα χωριά Κάπιστα (Σωτηρίτσα), Ποταμιά και Κεραμίδι όπου από τα 150 από τα 300 σπίτια κατέρρευσαν. Λιγότερες καταστροφές προκλήθηκαν στην Αγιά και στα χωριά Αθάνατη (Μελιβοία), Σελίτσανη (Ανατολή), Ρέτσιανη (Μεταξοχώρι), Νιβόλιανη (Μεγαλόβρυσο), Τουρκοχώρι (Νερόμυλος) και Κανάλια του νομού Μαγνησίας, όπου έξι (6) σπίτια κατέρρευσαν, 50 καταστράφηκαν εν μέρει και 158 έπαθαν ρωγμές. Αναφέρονται επίσης καταστροφές και στα χωριά Πλασιά (Νεοχώρι), Δέσιανη (Αετόλοφος), Δογάνη (Ανάβρα), Βουλγαρική (Ελαφος), Αληφακάρ (Καλαμάκι), Καστρί και Γκερλί (Αρμένιο) της

περιοχής της Αγιάς όπου σχεδόν όλα τα σπίτια έπαθαν ρωγμές. Στον Βόλο, την Λάρισα και τον Τύρναβο ο σεισμός ήταν ισχυρός. Του κυρίου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός τα μεσάνυχτα της προηγούμενης μέρας και ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμών που κράτησαν 2 μήνες. Ο μεγαλύτερος από τους μετασεισμούς έγινε στις 9 Φεβρουαρίου και προκάλεσε πρόσθετες βλάβες. Στο Σχήμα 2.4 παρατίθεται ο χάρτης ισόσειστων καμπυλών του κύριου σεισμού όπως υπολογίστηκαν από τους Papazachos et al. (1997). Από αυτόν προκύπτει ότι η διεύθυνση του μεγάλου άξονα των ισόσειστων καμπυλών έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ (313°) και παράλληλος με την ακτογραμμή της Θεσσαλίας. Το γεγονός αυτό έκανε τους Papadimitriou and Karakostas (2003) να συνδέσουν τον σεισμό αυτό με ένα κανονικό ρήγμα ίδιας διεύθυνσης που αναπτύσσεται στο θαλάσσιο χώρο ανατολικά της ακτογραμμής της Μαγνησίας (Σχήμα 1.3).



Σχήμα 2.4: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών του σεισμού με μέγεθος $M=6.2$ που έγινε στη περιοχή της Μαγνησίας στις 20 Ιανουαρίου 1905 (Από Papazachos et al., 1997).

- Σεισμός Κεραμιδίου Μαγνησίας – 23 Φεβρουαρίου 1930 $M=6.0$

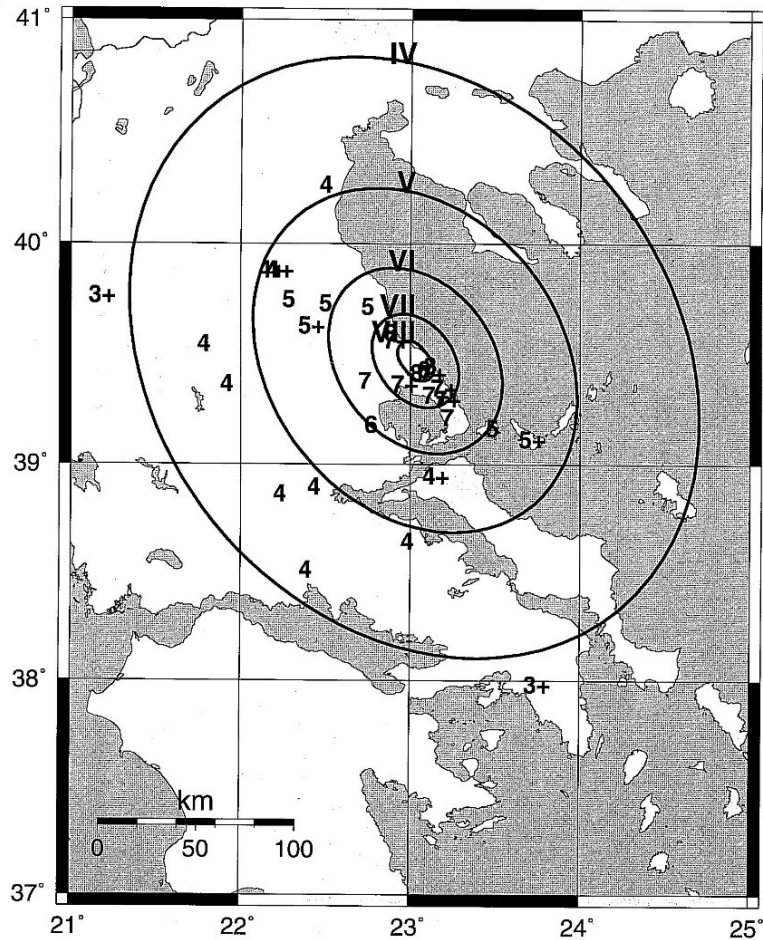
Οι περισσότερες κατοικίες ρηγματώθηκαν και σκεπές και καπνοδόχοι έπεσαν στο χωριό Κεραμίδι της Μαγνησίας, ενώ ο σεισμός συνοδευόταν από έντονο θόρυβο.

Στην Αγιά παρατηρήθηκαν ρωγμές στους τοίχους των σπιτιών. Έγινε έντονα αισθητός στον Κισσό, Άλλη Μεριά, Αργαλαστή και λιγότερο στη Λάρισα, Αμπελάκια, Δομοκό, Τρίκαλα, Υπάτη. Στην Αργαλαστή παρατηρήθηκε έντονο αναστάτωση των σκυλιών πριν και μετά το σεισμό. Ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 31 Οκτωβρίου (23:09:03, $M=5.0$).

- *Σεισμός χωριού Πουρί Μαγνησίας – 31 Μαρτίου 1930 $M=6.1$*

Ο σεισμός γκρέμισε μεγάλο αριθμό παλαιών σπίτια στο χωριό Πουρί. Στη Ζαγορά και στα χωριά Χορευτό και Σκλήθρο πολλά σπίτια έγιναν ακατοίκητα. Στη Μακρυράχη δύο σπίτια γκρεμίστηκαν και 5 έγιναν ακατοίκητα, ενώ σε μερικά σπίτια του χωριού Νεοχώρι παρατηρήθηκαν ρωγμές. Στο Βόλο, σε μεγάλο αριθμό σπιτιών παρατηρήθηκαν επίσης ρωγμές. Το δημοτικό θέατρο, το λιμεναρχείο και η εκκλησία της Αναλήψεως βλάφτηκαν σοβαρά. Η αποβάθρα στο λιμάνι ρηγματώθηκε και ειδικότερα στο σημείο όπου ενώνεται το παλαιό με το καινούργιο μέρος. Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός σε ολόκληρη τη Θεσσαλία μέχρι το Μέτσοβο στην Ήπειρο, στην Κατερίνη, Λαμία, Άμφισσα, Αθήνα, Ιστιαία της Εύβοιας και Σκιάθο. Ακολούθησαν μικρότεροι μεγέθους σεισμοί κατά τη διάρκεια της επόμενης ημέρας. Οι μεγαλύτεροι μετασεισμοί έγιναν στις 31 Μαρτίου (22:44 $M=4.6$) και την 1 Απριλίου (00:55 $M=4.6$). Στο Σχήμα 2.5 παρατίθεται ο χάρτης ισόσειστων καμπυλών του κύριου σεισμού όπως υπολογίστηκαν από τους Papazachos et al. (1997). Από αυτόν προκύπτει ότι η διεύθυνση του μεγάλου άξονα των ισόσειστων καμπυλών έχει διεύθυνση BBD-NNA παράλληλα στην ακτογραμμή της Μαγνησίας, όπως και στην περίπτωση του σεισμού που έγινε το 1905 στο χωριό Κεραμίδι.

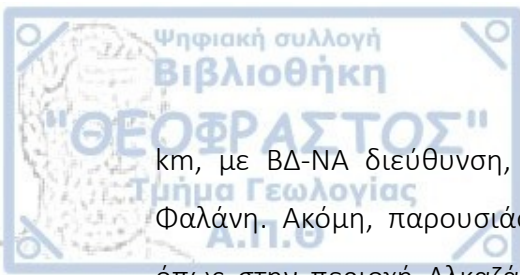
1930, Mar. 31, 39.47°N, 23.03°E, M=6.1, Pouri



Σχήμα 2.5: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών του σεισμού με μέγεθος $M=6.1$ που έγινε στη περιοχή της Μαγνησίας στις 30 Μαρτίου 1930 (Από Papazachos et al., 1997).

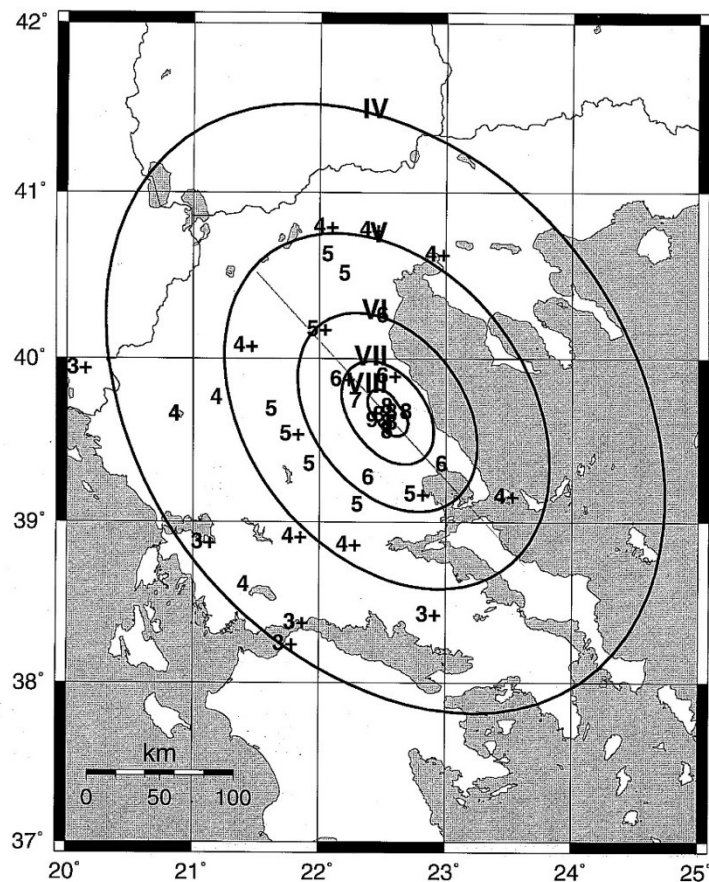
- Σεισμός Λάρισας – 1 Μαρτίου 1941 $M=6.3$

Ο σεισμός αυτός έπληξε την ευρύτερη περιοχή της πόλης της Λάρισας. Εκτός από αυτήν, σοβαρές βλάβες προκλήθηκαν και στα χωριά Γερακάρι, Ελευθέριο (Καραλάρ), Νέσσων (Τζαμί), Όρτα (Τοϊβασί), Νέχαλη (Ομορφοχώρι), Πλατύκαμπος (Τοπουσλάρ), Γλαύκη (Σαρτζισλάρ), Χάλκη (Μαϊμούλι), Νίκαια (Νεμπεγλέρ), Γιάννουλη, Συκούριο. Στη Λάρισα, οι περισσότερες βλάβες παρατηρήθηκαν στην βιομηχανική συνοικία Ταμπάκικα, και ιδιαίτερα το τμήμα της που βρίσκεται στην αγορά της πόλης και η περιοχή γύρω από το φρούριο. Στην πόλη της Λάρισας, το 10% των σπιτιών καταστράφηκε ολοκληρωτικά, το 60% έπαθε σοβαρές βλάβες και το 30% μικρότερες βλάβες. Στην πόλη της Λάρισας σκοτώθηκαν 40 άνθρωποι και 100 περίπου τραυματίστηκαν. Εμφανίστηκε επιφανειακό ίχνος ρήγματος, συνολικού μήκους 12



km, με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, που εκτείνονταν από το χωριό Ασμάκι έως το χωριό Φαλάνη. Ακόμη, παρουσιάστηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης σε ορισμένα θέσεις όπως στην περιοχή Αλκαζάρ στη Λάρισα. Η αριστερή όχθη του Πηνειού ποταμού έπαθε καθίζηση και μέρος της κατολίσθησε μέσα στην κοίτη του ποταμού. Παρατηρήθηκε διάρρηξη στο έδαφος από τη γέφυρα του Πηνειού προς το Αλκαζάρ πλάτους 10 cm. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι τα Ιωάννινα, το Μέτσοβο και την Αυλώνα. Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές καταστροφές στα κτίρια της πόλης γιατί τα βρήκε εξασθενημένα από τους βομβαρδισμούς των Γερμανών. Ο Παπαϊωάννου (1988) δε θεωρεί ως αιτία των μεγάλων καταστροφών τους βομβαρδισμούς που προηγήθηκαν, γιατί οι προ του σεισμού βομβαρδισμοί δεν ήταν μεγάλης έκτασης και είχαν ως στόχο το σιδηροδρομικό σταθμό. Οι δύο μεγαλύτεροι μετασεισμοί έγιναν την ίδια ημέρα με τον κύριο σεισμό (07:51 $M=5.1$) και ο δεύτερος στις 14 Μαΐου (08:36 $M=5.5$). Οι μετασεισμικές δονήσεις κράτησαν μέχρι τις αρχές του έτους 1943. Ο χάρτης των ισόσειστων καμπυλών του κύριου σεισμού που εκτιμήθηκαν από τους Parazachos et al. (1997) φαίνεται στο Σχήμα 2.6. Σε αυτόν διακρίνεται η ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση του μεγάλου άξονα των ελλειπτικών ισόσειστων καμπυλών, οι οποίες βρίσκονται σε συμφωνία με τη διεύθυνση του επιφανειακού ίχνος του ρήγματος που συνδέεται με τον σεισμό.

1941, Mar. 1, 39.67°N, 22.54°E, M=6.3, Larisa



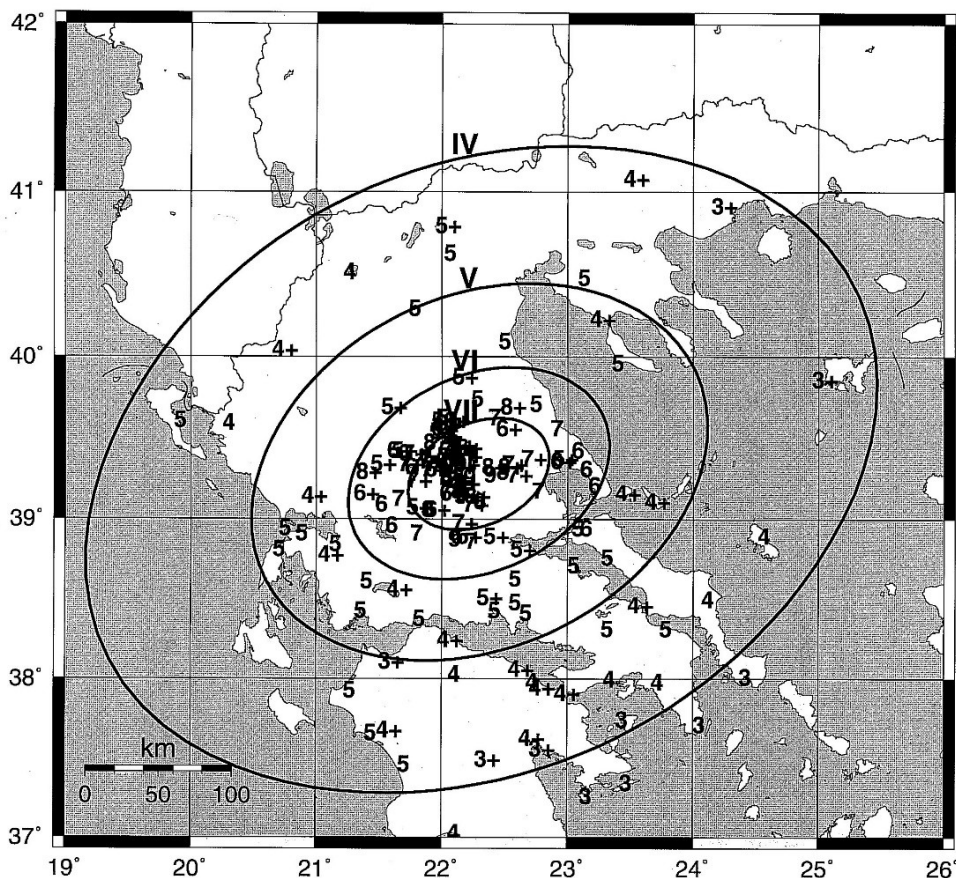
Σχήμα 2.6: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών του σεισμού με μέγεθος $M=6.3$ που έγινε στη περιοχή της Λάρισας την 1^η Μαρτίου 1941 (Από Papazachos et al., 1997).

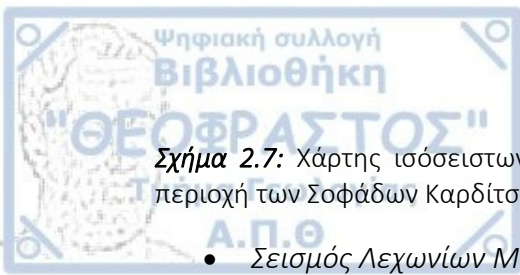
- Σεισμός Σοφάδων Καρδίτσας – 30 Απριλίου 1954 $M=7.0$

Πρόκειται για τον ισχυρότερο καταγεγραμμένο σεισμό που έγινε στην περιοχή της Θεσσαλίας. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε σοβαρές βλάβες στις υποδομές των νομών Καρδίτσας, Λάρισας, Τρικάλων, Φθιώτιδας, Μαγνησίας και Ευρυτανίας. Συνολικά καταστράφηκαν 6.599 κτίσματα, σε 9154 κτίσματα καταγράφηκαν σοβαρές βλάβες, ενώ σε 12920 ελαφρύτερες βλάβες. Σκοτώθηκαν 25 άτομα και τραυματίστηκαν άλλα 157. Οι σοβαρότερες βλάβες παρατηρήθηκαν στο νομό Καρδίτσας, όπου η κωμόπολη των Σοφάδων καταστράφηκε σχεδόν ολοκληρωτικά. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στις περιοχές των Σοφάδων, Πασχαλίτσας, Νέου Ικονίου, Ασημοχωρίου (IX–X), Φύλλου, Γραμματικού, και στα χωριά Οθωμανικό, Μαυραχάδες, Γεφύρια, Καρνέζι, Κυψέλη, Λεοντάρι, Παραπράσταινα (VIII–IX) του νομού Καρδίτσας, στα Φάρσαλα, Άνω Δουβλάτα, Βαμβακού (IX), Δρίσκολη, Αμπέλια (VIII) του νομού της

Λάρισας και στην Εκκάρα, Αγόριανη (ΙΧ–Χ) και Δομοκό (VIII) της Φθιώτιδας. Παρατηρήθηκαν διαρρήξεις του εδάφους σε πολλές θέσεις, από τις οποίες η σημαντικότερη ήταν αυτή στην Εκκάρα (Κάτω Αγόριανη) που είχε μήκος 5 km και διεύθυνση ΒΒΔ. Η διάρρηξη αυτή έκοψε τη σιδηροδρομική γραμμή. Μικρότερη διάρρηξη με διεύθυνση Α–Δ παρατηρήθηκε κοντά στους Βελεσιώτες όπου επίσης κόπηκε η σιδηροδρομική γραμμή. Παρατηρήθηκαν φαινόμενα ρευστοποίησης και υδρογεωλογικές μεταβολές σε πολλές θέσεις. Του κυρίου σεισμού προηγήθηκαν λίγες μικρές δονήσεις, η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε στις 25 Απριλίου (20:03 $M=4.6$), ενώ ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμών, ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε στις 4 Μαΐου (16:45 $M=5.7$). Οι ισόσειστες καμπύλες του κύριου σεισμού, όπως υπολογίστηκαν από τους Papazachos et al (1997b) φαίνονται στο Σχήμα 2.7.

1954, Apr. 30, 39.28°N, 22.29°E, $M=7.0$, Sophades



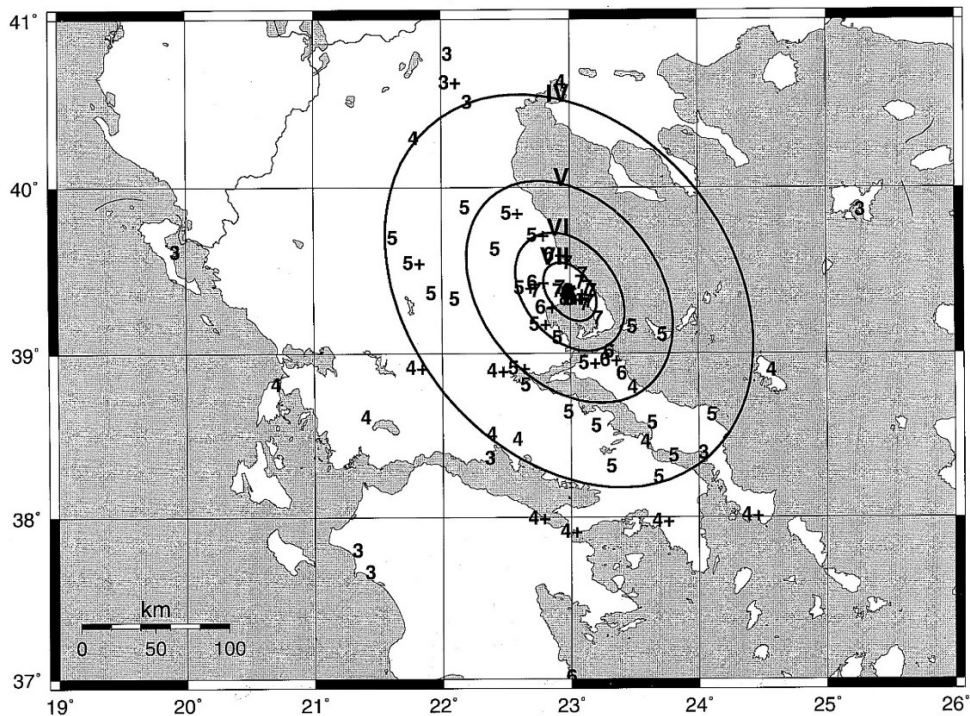


Σχήμα 2.7: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών του σεισμού με μέγεθος $M=7.0$ που έγινε στη περιοχή των Σοφάδων Καρδίτσας στις 30 Απριλίου 1954 (Από Parazachos et al., 1997).

- Σεισμός Λεχωνίων Μαγνησίας – 19 Απριλίου 1955 $M=6.2$

Ο σεισμός αυτός προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες στην ευρύτερη περιοχή του Βόλου, όπου 459 κατοικίες καταστράφηκαν ολοσχερώς, ενώ σοβαρές βλάβες υπέστησαν άλλες 6068. Λιγότερο σοβαρές βλάβες υπέστησαν 2284 κατοικίες. Ένα άτομο έχασε τη ζωή του και άλλα 41 τραυματίστηκαν. Οι εκτεταμένες βλάβες αποδίδονται σε καταπόνηση των κτησμάτων από το σεισμό των Σοφάδων με $M=7.0$ που έγινε στις 30 Απριλίου του προηγούμενου έτους (1954), αλλά και από το γεγονός ότι το έδαφος θεμελίωσης των κτιρίων ήταν ακατάλληλο (αλλούβια ιζήματα κορεσμένα σε νερό και τεχνητές επιχωματώσεις). Βλάβες παρατηρήθηκαν και σε 61 χωριά του νομού Μαγνησίας, όπου 449 οικοδομές καταστράφηκαν, ενώ άλλες 11194 υπέστησαν σοβαρές και ελαφρότερες βλάβες. Οι περισσότερες από αυτές παρατηρήθηκαν στα χωριά του Πηλίου. Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στη Δράκεια, Αγριά, Άνω και Κάτω Λεχώνια (VIII+), Βόλο, Άνω Βόλο, Άλλη Μεριά, Πορταριά (VIII) . Τον κύριο σεισμό διαδέχθηκε μεγάλος αριθμός μετασεισμών. Ο μεγαλύτερος από αυτούς έγινε στις 21 Απριλίου (07:18) και είχε μέγεθος $M=5.8$. Οι ισόσειστες καμπύλες του κύριου σεισμού φαίνονται στο Σχήμα 2.8.

1955, Apr. 19, 39.37°N, 23.00°E, M=6.2, Lechonia

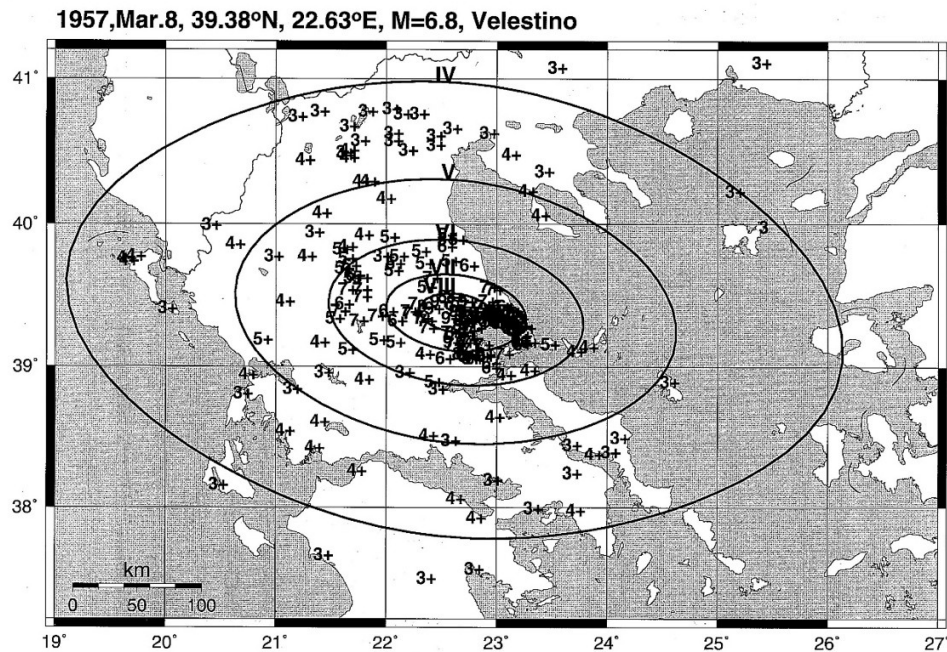


Σχήμα 2.8: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών του σεισμού με μέγεθος $M=6.2$ που έγινε στη περιοχή των Λεχωνίων Μαγνησίας στις 19 Απριλίου 1955 (Από Parazachos et al., 1997).

- Σεισμοί Βελεστίνου Μαγνησίας – 8 Μαρτίου 1957 $M=6.5$ (12:14) & $M=6.8$ (12:21)

Δύο ισχυροί σεισμοί έπληξαν την περιοχή του Βελεστίνου στις 8 Μαρτίου 1957 με χρονική διαφορά 7 λεπτών ($M=6.5$ και $M=6.8$ στις 12:14 και 12:21, αντίστοιχα). Οι συνέπειες των δύο αυτών σεισμών δεν μπορούν να διακριθούν λόγω της γένεσής τους σε πολύ σύντομο χρονικό διάστημα και της εγγύτητας των επικέντρων τους. Οι σεισμοί αυτοί προκάλεσαν σοβαρές βλάβες στους νομούς Μαγνησίας, Λάρισας, Καρδίτσας και Τρικάλων και σε 32.701 κτίσματα. Από αυτά τα 6.934 κατέρρευσαν, 10.847 έπαθαν σοβαρές βλάβες και 14.920 ελαφρύτερες βλάβες. Σκοτώθηκαν 2 άτομα και 71 άλλα τραυματίστηκαν. Οι μεγαλύτερες τιμές μακροσεισμικής έντασης παρατηρήθηκαν στα χωριά Χαϊδάρι, Αγ. Γεδεών, Χλόη, Βλέσσα, Κόκκινα, Στεφανοβίκειο, Κοκαλέϊκα, Ανθότοπος, Κελεμένη, Βελεστίνο, Μαυρόλοφος, Μικρό Περιβολάκι, Αερινό, Αγ. Γεώργιος (IX–X), Μελισάτικα, Αγγελοχώρι, Ελευθεροχώρι, Κουγιατικά, Πέρδικα, Παλιούρι, Άγιος Ονούφριος, Σέσκλο, Κεραμίδι, Άνω Βόλο, Κοκκοτοί, Διμήνιο, Περίβλεπτο (VIII–IX) του νομού Μαγνησίας, Μεγάλο Μοναστήρι,

Αγναντερή, Μεγάλο Χαλίτσι, Άγιος Κωνσταντίνος, Αγριοσυκές, Βασιλικά, Πολυδάμιο (ΙΧ–Χ), Κυψέλη, Χατσόμπασι, Μοσχοχώρι, Κυπάρισσο, Δρίσκολη (VIII–ΙΧ) του νομού Λάρισας. Οι ισόσειστες καμπύλες των σεισμών αυτών φαίνονται στο Σχήμα 2.9.

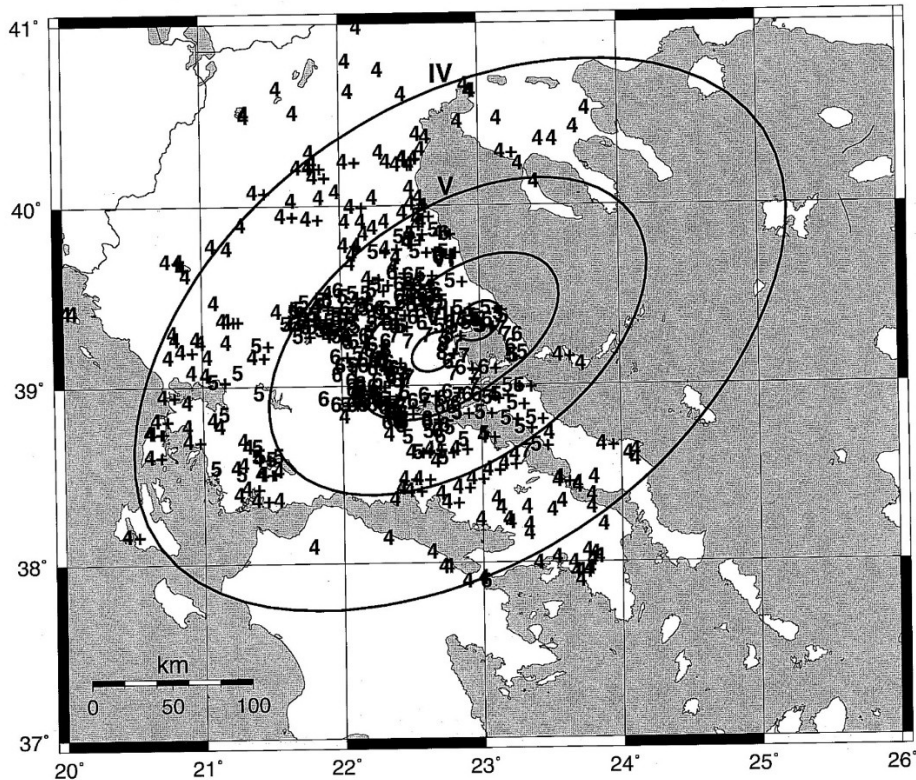


Σχήμα 2.9: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών των σεισμών με μεγέθη $M=6.5$ και $M=6.8$ που έγιναν στη περιοχή του Βελεστίνου Μαγνησίας στις 8 Μαρτίου 1957 (Από Parazachos et al., 1997).

- Σεισμοί Αλμυρού Μαγνησίας – 9 Ιουλίου 1980 $M=6.5$ (02:11) & $M=6.1$ (02:53)

Πρόκειται για ισχυρούς σεισμούς που έγιναν στην περιοχή του Παγασητικού κόλπου. Προκλήθηκαν καταστροφές στους νομούς Μαγνησίας, Φθιώτιδας και Λάρισας. Συνολικά καταστράφηκαν 5.222 κτίρια, 14.726 έπαθαν σημαντικές βλάβες και 10.688 ελαφρύτερες. Τραυματίστηκαν 24 άνθρωποι. Στη Νέα Αγχίαλο παρατηρήθηκαν μικρές εδαφικές ρωγμές οι οποίες είχαν διεύθυνση Α-Δ. Οι ρωγμές αυτές θεωρούνται επιφανειακές εκδηλώσεις δευτερευόντων μικρών ρηγμάτων, τα οποία δημιουργήθηκαν στα ιζήματα και είναι παράλληλα προς το σεισμογόνο ρήγμα, το οποίο δεν είχε επιφανειακή εκδήλωση (Parazachos et al., 1983). Οι μεγαλύτερες εντάσεις παρατηρήθηκαν στον Αλμυρό, Νέα Αγχίαλο (VIII+) και το Αϊδίνιο (VIII) του νομού Μαγνησίας. Και σε αυτή την περίπτωση τα μακροσεισμικά αποτελέσματα των σεισμών αυτών δεν μπορούν να διακριθούν. Στο Σχήμα 2.10 φαίνονται οι ισόσειστες καμπύλες και των δύο ισχυρών σεισμών συγκεντρωτικά, όπως αυτές παρατίθενται στους Άτλαντες του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ (Parazachos et al. 1997).

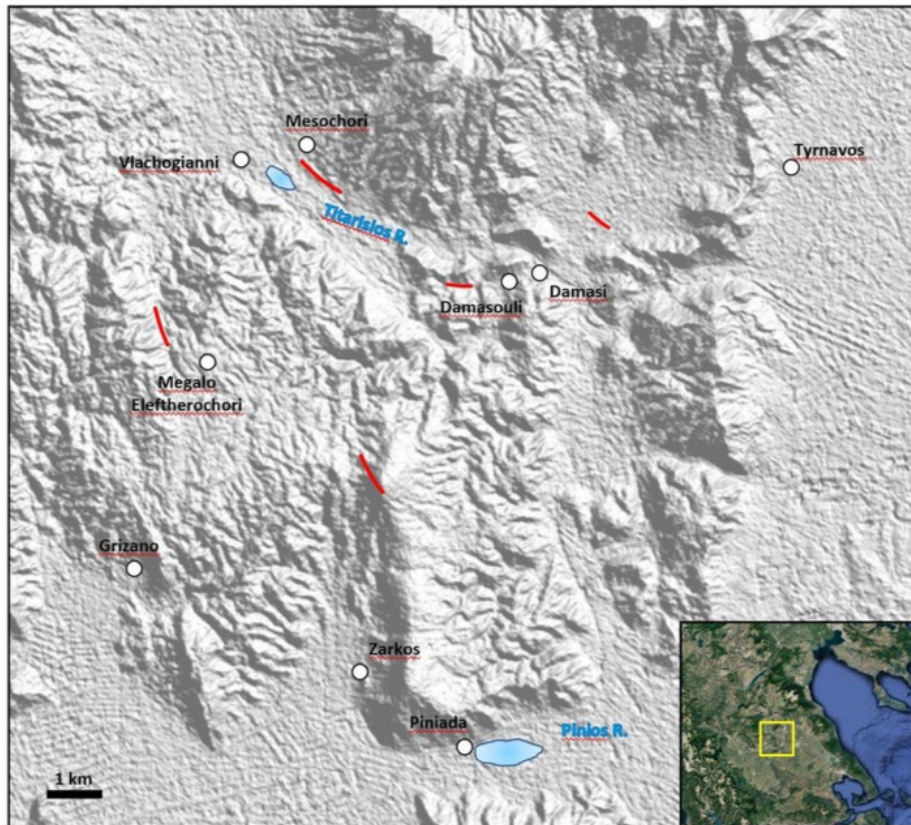
1980, July 9, 39.27°N, 22.83°E, M=6.5, Almyros



Σχήμα 2.10: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών των σεισμών με μεγέθη $M=6.5$ και $M=6.1$ που έγιναν στη περιοχή του Αλμυρού Μαγνησίας στις 9 Ιουλίου 1980 (Από Papazachos et al., 1997).

- Σεισμοί Τυρνάβου – 3 & 4 Μαρτίου 2021 $M=6.3$ (3 Μαρτίου) & $M=6.0$ (4 Μαρτίου)

Οι δύο πρόσφατοι ισχυροί σεισμοί που έγιναν στην περιοχή του Τυρνάβου είναι οι ισχυρότεροι που έγιναν στην περιοχή της βόρειας Θεσσαλίας από το 1941 και το σεισμό της Λάρισας ($M=6.3$). Ο πρώτο σεισμός έγινε στις 3 Μαρτίου 2021, είχε μέγεθος $M=6.3$ και προκάλεσε εκτεταμένες βλάβες σε πόλεις και χωριά της ευρύτερης περιοχής της βόρειας Θεσσαλίας (Karakostas et al., 2021· Paradimitriou et al., 2023). Τον σεισμό αυτό ακολούθησε μεγάλος αριθμός μετασεισμών, με πολλούς από αυτούς να γίνονται αισθητοί στους κατοίκους της ευρύτερης περιοχής. Στις 4 Μαρτίου, έγινε ο δεύτερος ισχυρός σεισμός της ακολουθίας με μέγεθος $M=6.0$ και ο οποίος συνδέεται με την ενεργοποίηση ενός δεύτερου γειτονικού κύριου ρήγματος. Οι κύριες συνέπειες των σεισμών αυτών ήταν ρευστοποιήσεις εδαφών, επιφανειακές διαρρήξεις δευτερευόντων τεκτονικών δομών και κατολισθήσεις (Σχήμα 2.11· Karakostas et al., 2021).



Σχήμα 2.11: Χάρτης της περιοχής του Τυρνάβου όπου διακρίνονται η χωρική κατανομή των ρευστοποιήσεων (επιφάνειες γαλάζιου χρώματος), των επιφανειακών διαρρήξεων (συνεχείς κόκκινες γραμμές) και των κατολισθήσεων (κύκλου λευκού χρώματος) που προκλήθηκαν από τους ισχυρούς σεισμούς του Μαρτίου του 2021 (Από Karakostas et al., 2021).

2.4 Τα κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας

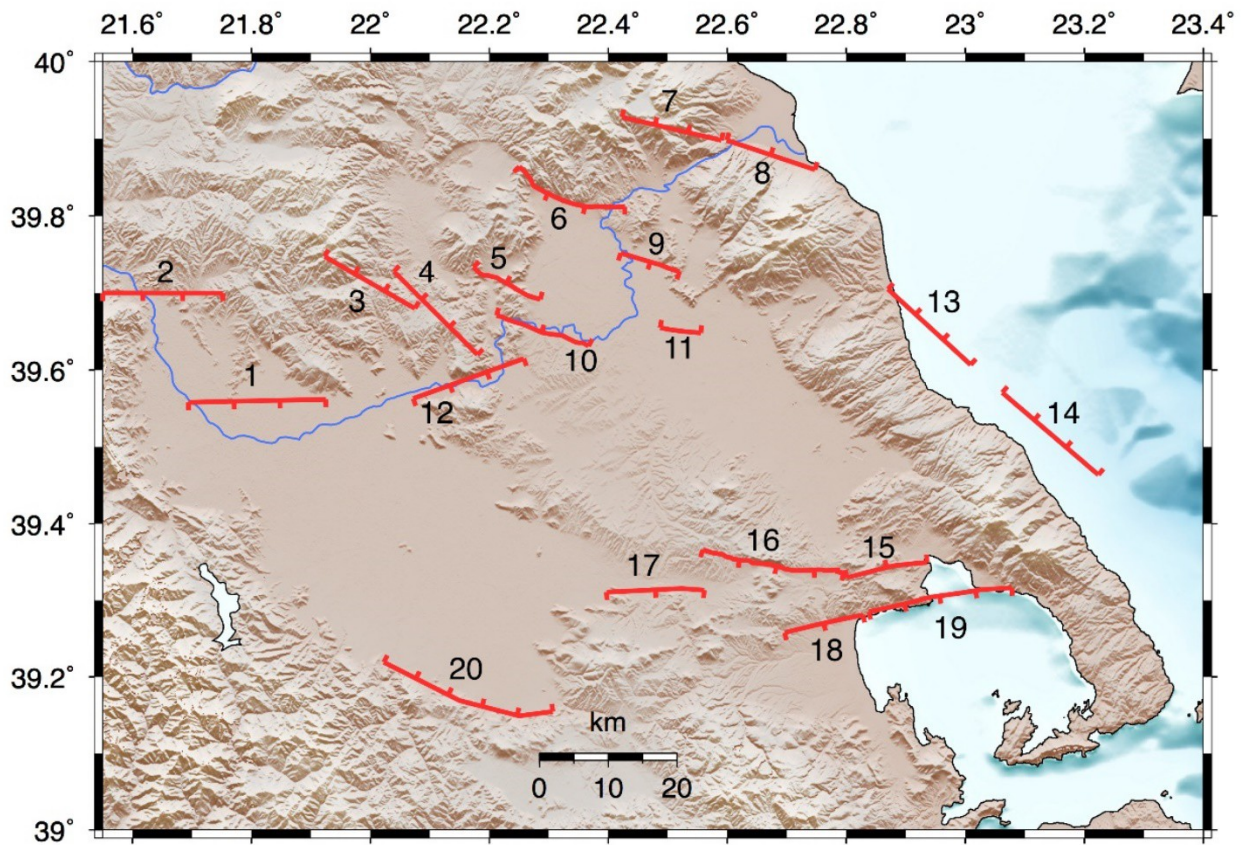
Τα 20 κύρια ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας διακρίνονται χωρικά σε δύο ομάδες, μία στο βόρειο μέρος της περιοχής και μία στο νότιο μέρος της (Σχήμα 2.12), ως συνέπεια της ανάπτυξης του Βορειοδυτικού-Νοτιοανατολικού και Ανατολικού-Δυτικού εφελκυστικού πεδίου των τάσεων, αντίστοιχα. Τα μήκη των ρηγμάτων αυτών κυμαίνονται μεταξύ 15 και 28 km ($L=15-28$ km), κλίνοντας με γωνίες μεταξύ των 45° και 60° ($\delta 45^\circ-60^\circ$), που είναι τυπικές για τα κανονικά ρήγματα του ελληνικού χώρου (Roberts & Ganas, 2000· Goldsworthy & Jackson, 2000· Goldsworthy et al., 2002). Οι γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροί τους δίνονται αναλυτικά στον Πίνακα 2.2.

Ξεκινώντας από το βορειοδυτικό άκρος της περιοχής μελέτης, σε αυτό αναπτύσσονται τα ρήγματα των Τρικάλων και των Μετεώρων (Papazachos et al., 2001· Σχήμα 2.12· κωδικοί αριθμοί 1 και 2, αντίστοιχα). Τα ρήγματα αυτά έχουν

παράταξη A-Δ και κλείνουν στα νότια με κλίση 43° (Πίνακας 2.2). Το ρήγμα των Τρικάλων έχει μήκος ίσο με $L=25$ km, ενώ αυτό των Μετεώρων μήκος ίσο με $L=20$ km. Ανατολικά των δύο αυτών ρηγμάτων αναπτύσσεται ο μεγαλύτερος αριθμός των ρηγμάτων του βόρειου μέρους της περιοχής της Θεσσαλίας (Σχήμα 2.12). Συγκεκριμένα, αναπτύσσονται τα δυτικό και κεντρικό ρήγματα του Τυρνάβου (Σχήμα 2.12· κωδικοί αριθμοί 3 και 4, αντίστοιχα), τα οποία συνδέονται με τους πρόσφατους ισχυρούς σεισμούς του Μαρτίου του 2021 με μεγέθη ίσα με $M_w=6.0$ (4 Μαρτίου) και $M_w=6.3$ (3 Μαρτίου), αντίστοιχα. Τα γεωμετρικά και κινηματικά χαρακτηριστικά των δύο αυτών ρηγμάτων έχουν προσδιοριστεί από την χωρική κατανομή των επαναπροσδιορισμένων εστιακών παραμέτρων των μετασεισμών της ακολουθίας από τους Karakostas et al. (2021) και δίνονται στον Πίνακα 2.2.

Το τρίτο ρήγμα της ευρύτερης περιοχής του Τυρνάβου (ανατολικό ρήγμα Τυρνάβου· κωδικός αριθμός 05· Σχήμα 2.12) αναπτύσσεται βορειοανατολικά των προηγούμενων δύο και έχει παράταξη ίση με 295° ($\varphi=295^\circ$) και κλίνει προς τα ΒΑ με γωνία 60° (Caputo & Pavlides, 1993). Το βόρειο περιθώριο της πεδιάδας της Λάρισας οριοθετείται από τα ρήγματα της Ροδιάς και της Γυρτώνης, τα οποία έχουν ΝΑ-ΒΔ διεύθυνση και κλίνουν προς τα ΝΑ με γωνία 60° (Caputo & Pavlides, 1993· Σχήμα 2.12· Πίνακας 2.2).

Στο βορειοανατολικό περιθώριο της Θεσσαλίας αναπτύσσονται τα 2 ρήγματα του Ομολίου, το δυτικό και ανατολικό (Σχήμα 2.12· κωδικοί αριθμοί 7 και 8, αντίστοιχα), τα οποία έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κλίνουν με γωνίες 45° στα ΒΒΑ. Τα μήκη τους είναι ίσα με $L=15$ km και $L=13$ km για το δυτικό και το ανατολικό, αντίστοιχα. Το νότιο περιθώριο της πεδιάδας της Λάρισας οριοθετείται από τα ρήγματα της Λάρισας (κωδικός αριθμός 10 στο Σχήμα 2.12), το ρήγμα του χωριού Ασμάκι (κωδικός αριθμός 11 στο Σχήμα 2.12) και το ρήγμα της Πηνειάδας (κωδικός αριθμός 12 στο Σχήμα 2.12). Τα δύο πρώτα ρήγματα του νότιου περιθωρίου (Λάρισα, Ασμάκι) έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση και κλίνουν προς τα ΒΑ με γωνία 60° ($\delta=60^\circ$) (Caputo & Pavlides, 1993· Galanakis et al., 1998· Ganas, 2020· Σχήμα 2.12· Πίνακας 2.2), ενώ το ρήγμα της Πηνειάδας έχει παράταξη ίση με $\varphi=72^\circ$, κλίνει προς τα ΝΑ με γωνία 45° και έχει μήκος ίσο με $L=17$ km (Papazachos et al., 2001).



Σχήμα 2.12: Μορφολογικός χάρτης της περιοχής της Θεσσαλίας όπου διακρίνονται οι προβολές των ιχνών (συνεχείς κόκκινες γραμμές) των 20 κύριων ενεργών ρηγμάτων της και οι κωδικοί αριθμοί τους.

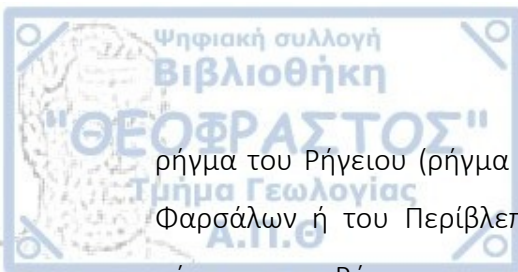
Πίνακας 2.2: Γεωμετρικές και κινηματικές παράμετροι των κύριων ενεργών ρηγμάτων της περιοχής της Θεσσαλίας.

Όνομα Ρήγματος	Κωδικός Αριθμός	Άνω Αριστερό Άκρο		Παράταξη (°)	Κλίση (°)	Γωνία Ολίσθησης (°)	Μήκος (km)	Αναφορές
		Γ. Πλάτος (°B)	Γ. Μήκος (°A)					
Τρίκαλα	01	39.562	21.694	90	43	-90	25	1
Μετέωρα	02	39.700	21.500	90	43	-90	20	1
Δ. Τύρναβος	03	39.680	21.075	300	46	-88	15	2
Κ. Τύρναβος	04	39.620	22.180	315	38	-88	17	2
Α. Τύρναβος	05	39.691	22.285	295	55	-90	11	3, 4
Ροδιά	06	40.800	27.500	113	60	-90	17	3, 4
Δ. Ομόλιο	07	39.898	22.590	282	45	-80	15	1
Α. Ομόλιο	08	39.860	22.747	288	45	-80	13	1
Γυρτώνη	09	39.751	22.420	107	60	-90	10	1
Λάρισα	10	39.613	22.366	292	60	-90	19	1
Ασμάκι	11	39.648	22.555	277	60	-90	6	3, 4
Πηνειάδα	12	39.563	22.072	72	45	-100	17	1
Σκήτη	13	39.705	22.870	312	43	-60	16	1
Πουρί	14	39.463	22.223	310	45	-90	18	1
Παγασές	15	39.340	22.920	252	45	-90	12	3, 4, 5
Ρήγειο	16	39.365	22.559	99	45	-90	19	3, 4, 6
Φάρσαλα	17	39.310	22.397	89	45	-90	14	3, 4, 6
Ν. Αγχιάλος	18	39.258	22.696	82	45	-90	12	5, 8
Βόλος	19	39.258	22.830	82	45	-90	21	7, 8
Εκκάρρα	20	39.154	22.306	285	45	-88	28	3

(1) Papazachos et al., 2001· (2) Karakostas et al., 2021· (3) Caputo & Pavlides, 1993, 2013· (4) Ganas, 2020· (5) Galanakis et al., 1998· (6) Mountrakis et al., 1993· (7) Perissoratis et al. 1991· (8) Caputo, 1996.

Στο θαλάσσιο χώρο κατά μήκος των ακτών της Μαγνησίας αναπτύσσονται επίσης δύο κανονικά ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, το ρήγμα της Σκήτης (ρήγμα με κωδικό αριθμό 13 στο Σχήμα 2.12) και το ρήγμα Πουρί (ρήγμα με κωδικό αριθμό 4 στο Σχήμα 2.12). Τα ρήγματα έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση (Πίνακας 2.2) και κλίνουν προς τα ΒΑ. Τα μήκη τους έχουν καθοριστεί με εμπειρικούς σχέσεις και την χωρική κατανομή των διαθέσιμων ισόσειστων καμπυλών από τους Papadimitriou & Karakostas (2005) και δίνονται στον Πίνακα 2.2.

Περνώντας στη δεύτερη μεγάλη ομάδα ρηγμάτων του νότιου μέρους της Θεσσαλίας και από τα δυτικά προς τα ανατολικά, αναπτύσσονται τα ρήγματα των Παγασών ή των Αϊβαλιώτικων (ρήγμα με κωδικό αριθμό 15 στο Σχήμα 2.12), το



ρήγμα του Ρήγειου (ρήγμα με κωδικό αριθμό 16 στο Σχήμα 2.12) και το ρήγμα των Φαρσάλων ή του Περίβλεπτο (ρήγμα με κωδικό αριθμό 17 στο Σχήμα 2.12). Τα ρήγματα του Ρήγειου και των Φαρσάλων έχουν διευθύνσεις Α-Δ ($\varphi=89^\circ$ και $\varphi=99^\circ$, αντίστοιχα), κλίνουν προς το νότο και έχουν μήκη ίσα με $L=14$ km και $L=19$ km, αντίστοιχα (Caputo and Pavlides, 1993· Mountrakis et al., 1993). Το ρήγμα των Παγασών έχει και αυτό διεύθυνση Α-Δ αλλά βυθίζεται προς βόρεια-βορειανατολικά (Caputo and Pavlides, 1993; Galanakis et al., 1998). Νοτιότερα από αυτά, αναπτύσσονται τα ρήγματα της Νέας Αγκιάλου και του Βόλου (ρήγματα με κωδικούς 18 και 19, αντίστοιχα, στο χάρτη του Σχήματος 2.12,), τα οποία έχουν παρατάξεις ίσες $\varphi=82^\circ$, κλίνουν προς τα νοτιοανατολικά και έχουν μήκη ίσα με $L=12$ km και $L=21$ km, αντίστοιχα (Galanakis et al., 1998· Perissoratis et al. 1991· Caputo, 1996· Πίνακας 2.2). Το τελευταίο κύριο ρήγμα του νότιου μέρους της Θεσσαλίας είναι αυτό της Εκκάρας στο νοτιοδυτικό περιθώριο της περιοχής μελέτης. Το ρήγμα της Εκκάρας έχει μήκος $L=28$ km, ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση ($\varphi=285^\circ$), κλίνει προς το βορειοανατολικά και συνδέεται με τον ισχυρότερο σεισμό που έγινε στην περιοχή, αυτόν του 1954 με μέγεθος ίσο με $M=7.0$ (Papastamatiou and Mouyaris, 1986· Caputo and Pavlides, 1993· Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).



Κεφάλαιο 3: Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας της περιοχής της Θεσσαλίας

3.1 Εισαγωγή

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφονται τα δεδομένα, η μεθοδολογία και τα αποτελέσματα της διερεύνησης των παραμέτρων σεισμικότητας της περιοχής της Θεσσαλίας. Με τον όρο σεισμικότητα ορίζεται το μέτρο της ενεργού τεκτονικής δραστηριότητας που μας δίνει πληροφορίες για τη συχνότητα γένεσης των σεισμών σε μία περιοχή και των αντίστοιχων μεγεθών των σεισμών. Όσο υψηλότερος είναι ο ρυθμός γένεσης σεισμών και όσο μεγαλύτερα είναι τα αντίστοιχα μεγέθη τους, τόσο υψηλότερη είναι και η σεισμικότητα που χαρακτηρίζει μία περιοχή. Έτσι, η σεισμικότητα

Η μελέτη της σεισμικότητα μπορεί να διακριθεί σε δύο μεγάλες κατηγορίες μεθοδολογιών, τις χρονικά ανεξάρτητες και τις χρονικά εξαρτώμενες μεθοδολογίες. Η πρώτη προσέγγιση αφορά τη μελέτη των μεταβολών της σεισμικότητας μόνο χωρικά, ενώ η χρονική μεταβολή της θεωρείται χρονικά ανεξάρτητη (δεν εξαρτάται δηλαδή από το μέγεθος και τον χρόνο γένεσης των προηγούμενων σεισμών που έγιναν σε μία περιοχή). Αντίθετα, οι μεθοδολογίες που αφορούν την μελέτη της χρονικά εξαρτώμενης σεισμικότητας λαμβάνουν υπόψιν τους τις χρονικές μεταβολές της και τα μεγέθη των προηγούμενων σεισμών που έγιναν σε μία ορισμένη περιοχή. Για τη μελέτη της σεισμικότητας της Θεσσαλίας, που είναι το αντικείμενο της παρούσας εργασίας, εφαρμόστηκαν μεθοδολογίες μόνο της χρονικά ανεξάρτητης προσέγγισης.

3.2 Υπολογισμός παραμέτρων σεισμικότητας της Θεσσαλίας με δεδομένα παραμετρικών καταλόγων σεισμικότητας

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η σεισμικότητα αποτελεί το μέτρο της σεισμικής δραστηριότητας μίας συγκεκριμένης περιοχής. Για το σκοπό αυτό, έχουν οριστεί μεγάλος αριθμός παραμέτρων της σεισμικότητας με στόχο τον ποσοτικό προσδιορισμό της. Τα κυριότερα μέτρα της χρονικά ανεξάρτητης σεισμικότητας στηρίζονται στον στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter (1944), ο οποίος δίνεται από τη σχέση:

(1)

όπου N είναι ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών με μεγέθη, m , μεγαλύτερα ή ίσα από ένα κατώτερο μέγεθος, M_c , (MM_c) που ονομάζεται μέγεθος πληρότητας (completeness magnitude), και και οι παράμετροι σεισμικότητας. Η παράμετρος αποτυπώνει την αναλογία μεταξύ του αριθμού των σεισμών με μεγάλα μεγέθη ως προς τον αριθμό των σεισμών με μικρότερα μεγέθη και εξαρτάται από τις τάσεις που επικρατούν στον εστιακό χώρο. Η παράμετρος εξαρτάται από το ρυθμό γένεσης των σεισμών μίας συγκεκριμένης περιοχής και το εμβαδόν που αυτή καλύπτει, άλλα και από το χρονικό διάστημα που καλύπτει ο κατάλογος σεισμών που μελετάται. Οι παράμετροι σεισμικότητας και υπολογίζονται με γραμμική προσαρμογή μεταξύ του μεγέθους σεισμών, M , πάνω από το μέγεθος πληρότητας και του δεκαδικού λογαρίθμου του αθροιστικού αριθμού σεισμών για κάθε μέγεθος.

Η εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας του νόμου κατανομής των μεγεθών είναι ιδιαίτερα σημαντική γιατί μέσω αυτών μπορούν να εκτιμηθούν πρόσθετες παράμετροι σεισμικότητας για μία ορισμένη περιοχή, όπως η μέση περίοδος επανάληψης, T_M , ενός σεισμού ορισμένου μεγέθους, M , ή μεγαλύτερο, το συχνότερα παρατηρούμενο μέγεθος, M_t , εντός μίας συγκεκριμένης χρονικής περιόδου, αλλά και η πιθανότητα γένεσης, P , ενός σεισμού με μέγεθος, M , ή μεγαλύτερο. Στην παρούσα εργασία, εκτός από τον υπολογισμό των παραμέτρων σεισμικότητας του νόμου κατανομής των μεγεθών, πραγματοποιήθηκε και εκτίμηση της μέσης περιόδου επανάληψης σεισμών, T_m , και για μεγέθη εντός του εύρους τιμών 5.0M7.0 για την περιοχή της Θεσσαλίας. Η μέση περίοδος επανάληψης, T_M , σεισμών (σε έτη) μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

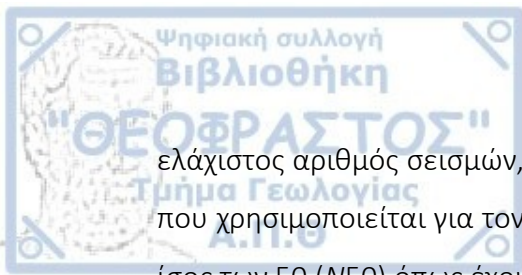
(2)

όπου είναι η ανηγμένη στο 1 έτος παράμετρος του νόμου κατανομής των μεγεθών:

(3)

όπου t η χρονική περίοδος που καλύπτει ο παραμετρικός κατάλογος σεισμικότητας.

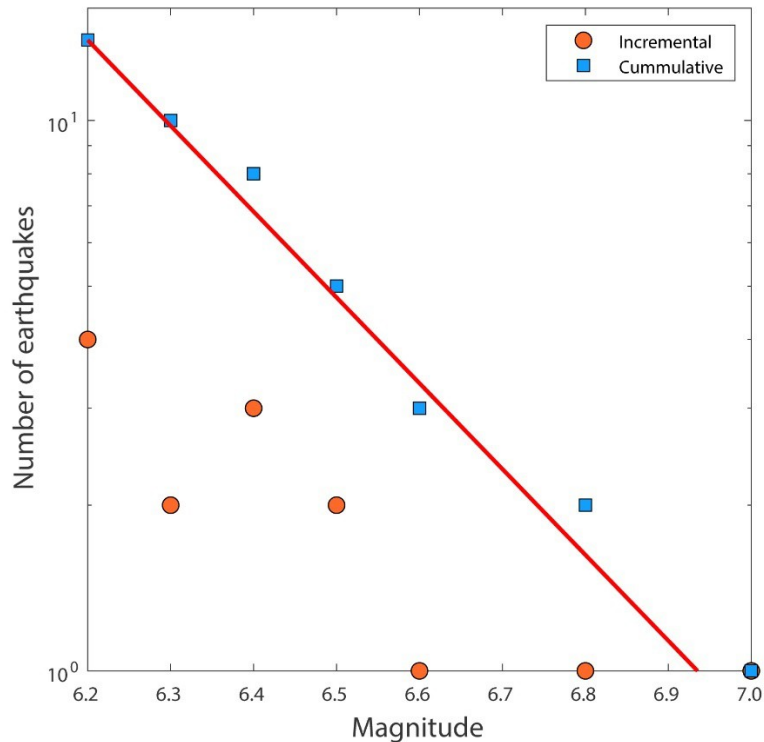
Η ασφαλής εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας και, και κατ' επέκταση και των υπόλοιπων παραμέτρων που ορίστηκαν παραπάνω, προϋποθέτει τον καθορισμό του μεγέθους πληρότητας, M_c , του καταλόγου σεισμών, με βάση τον οποίο θα γίνει η εκτίμησή τους. Επιπλέον, σημαντικό παράγοντα για την ακριβή εκτίμηση των παραμέτρων του νόμου κατανομής των μεγεθών αποτελεί και ο



ελάχιστος αριθμός σεισμών, N , που περιέχονται στον πλήρη κατάλογο σεισμικότητας που χρησιμοποιείται για τον καθορισμό τους, ο οποίο πρέπει να είναι μεγαλύτερος ή ίσος των 50 ($N \geq 50$) όπως έχουν δείξει οι Porandoroulos and Chatziioannou (2014).

Εστιάζοντας στον κατάλογο ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.0$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας (Πίνακας 2.1), παρατηρούμε ότι ο συνολικός τους αριθμός είναι ίσος με 25 σεισμούς, σημαντικά μικρότερος από τον ελάχιστο απαιτούμενο αριθμό σεισμών για μία ασφαλή εκτίμηση των παραμέτρων και της σχέσης 1. Επιπλέον, ο μεγαλύτερος αριθμός ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.0$ που έγιναν στην περιοχή μελέτης αφορά ιστορικούς σεισμούς, των οποίων οι εκτιμήσεις του μεγέθους τους είναι βασισμένες σε μακροσεισμικά δεδομένα, γεγονός που αυξάνει τις αβεβαιότητες των εκτιμώμενων μεγεθών των σεισμών της ιστορικής περιόδου της σεισμικότητας. Σε αυτό το πλαίσιο, οι Papadimitriou & Karakostas (2003) προσδιόρισαν το κατώφλι μεγεθών $M \geq 6.2$ για τους ισχυρούς σεισμούς της ιστορικής και πρώιμης περιόδου της σεισμικότητας που έγιναν στην περιοχή μελέτης, για να μελετήσει το εξελικτικό πεδίο των τάσεων στη περιοχή. Στο ίδιο συμπέρασμα κατέληξε και ο Κουρούκλας (2023) για τον καθορισμό του μέσου χρόνου επανάληψης των ισχυρών σεισμών στην περιοχή της Θεσσαλίας. Συγκεκριμένα, προτείνει ότι ο κατάλογος των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.2$ μπορεί να θεωρηθεί πλήρης μετά το έτος 1735.

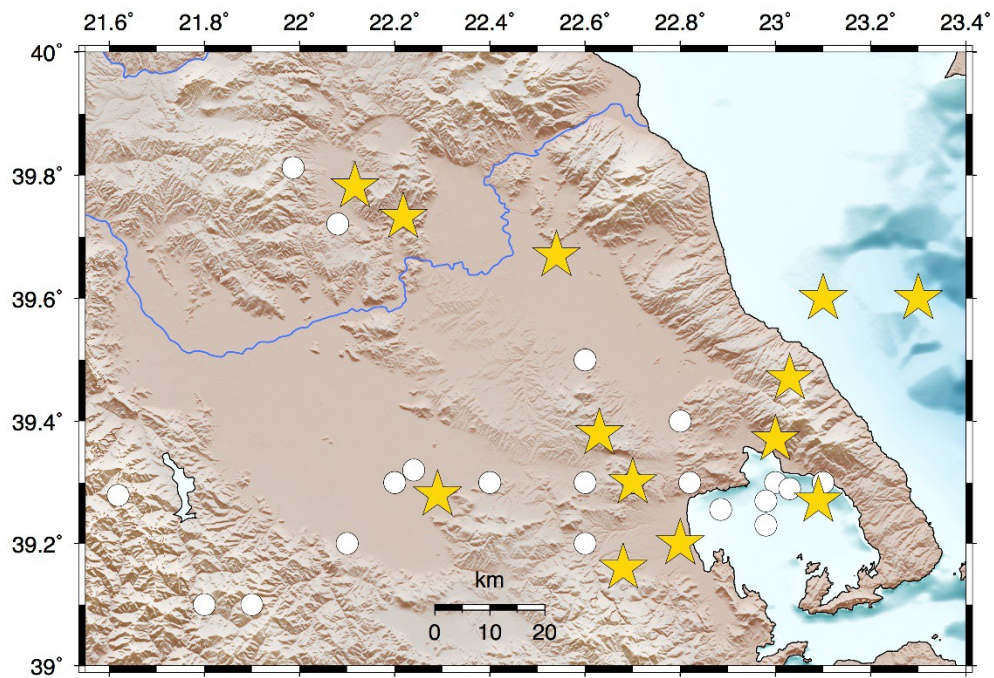
Λαμβάνοντας υπόψιν τους παραπάνω περιορισμούς, το σύνολο δεδομένων των ισχυρών σεισμών με $M \geq 6.2$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1935, προκύπτει ένας κατάλογος που αποτελείται από 16 σεισμούς (Πίνακας 2.1). Η κατά μέγεθος κατανομή του αθροιστικού αριθμού των σεισμών αυτών φαίνεται στο Σχήμα 3.1. Η προσαρμογή της ευθείας του νόμου κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter έγινε με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και απεικονίζεται με τη συνεχή κόκκινη ευθεία στο Σχήμα 3.1. Οι τιμές των παραμέτρων και υπολογίστηκαν ίσες με $a = 10.82$ και $b = 1.49$. Η τιμή της παραμέτρου εμφανίζεται να παίρνει ιδιαίτερα υψηλότερη τιμή από τις τυπικές τιμές της, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ του εύρους 0.81-2. Η υπερεκτίμηση αυτή οφείλεται στο ιδιαίτερα περιορισμένο πλήθος των ισχυρών σεισμών που περιέχονται στο τελικό πλήρη κατάλογο της περιοχής μελέτης.



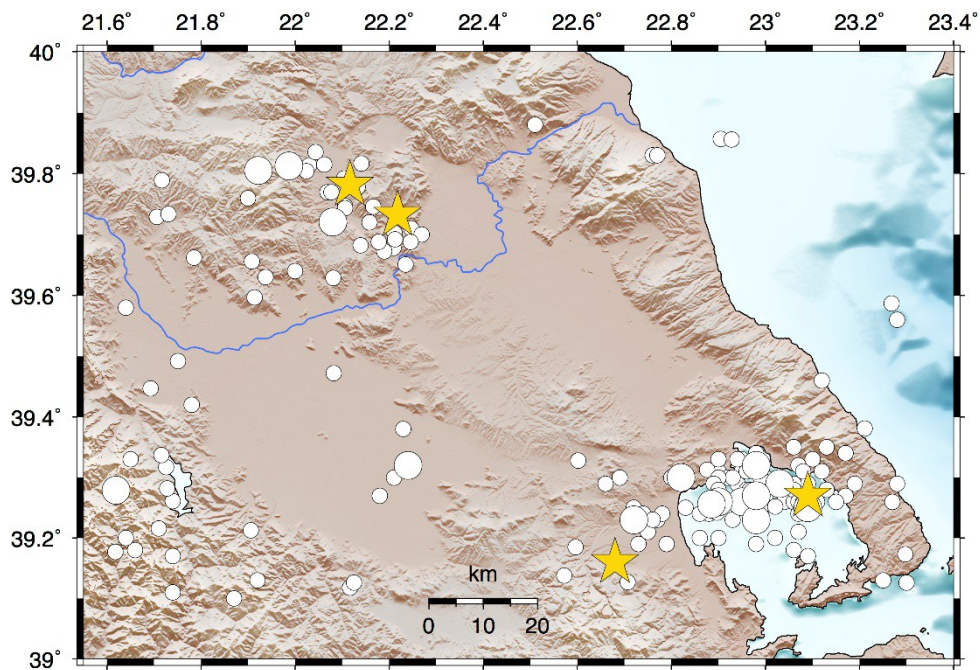
Σχήμα 3.1: Κατά μέγεθος κατανομή του αθροιστικού αριθμού σεισμών με μεγέθη $M \geq 6.2$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας κατά το χρονικό διάστημα 1735-2022. Η κόκκινη συνεχής ευθεία απεικονίζει την προσαρμογή του νόμου των Gutenberg-Richter στα δεδομένα.

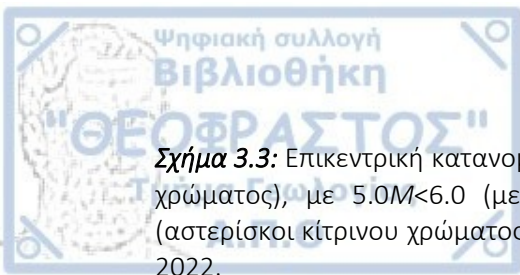
Έτσι, για την εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικότητας του νόμου κατανομής των μεγεθών κρίθηκε αναγκαία η χρήση εναλλακτικών καταλόγων σεισμών που η πληρότητα τους έχει ήδη καθοριστεί ήδη για συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα. Τέτοιοι είναι οι κατάλογοι σεισμικότητας του ελληνικού χώρου για μεγέθη σεισμών $M \geq 5.2$ από το 1911 (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003) και $M \geq 4.2$ από το 1975 (Kourouklas et al., 2022, μεταξύ άλλων). Από τους δύο αυτούς καταλόγους συλλέχθηκαν τα πλήρη δεδομένα σεισμικότητας της περιοχής της Θεσσαλίας. Το σύνολο δεδομένων των σεισμών με μεγέθη $M \geq 5.2$ από το 1911 έως το 2022 αποτελείται από $N=42$ σεισμούς, ενώ αυτό των σεισμών με $M \geq 4.1$ από το 1975 έως το 2022 αποτελείται από $N=185$ σεισμούς. Το πλήθος των δεδομένων των καταλόγων αυτών είναι σημαντικά υψηλότερο από αυτό των ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή μελέτης. Η επικεντρική κατανομή των σεισμών με $M \geq 5.2$ από το 1911 έως το

2022 και των σεισμών με $M \geq 4.1$ από το 1975 έως το 2022 φαίνεται στα Σχήματα 3.2 και 3.3, αντίστοιχα.



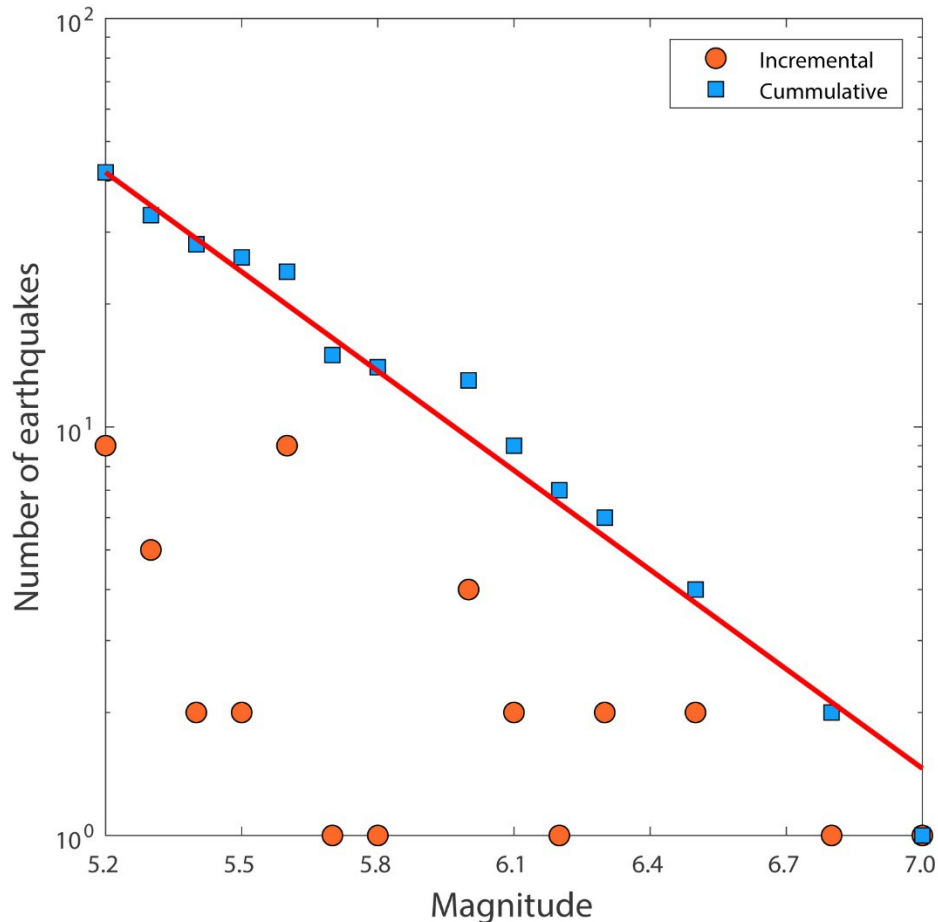
Σχήμα 3.2: Επικεντρική κατανομή των σεισμών με $5.2 < M < 6.0$ (κύκλοι λευκού χρώματος) και με $M \geq 6.0$ (αστερίσκοι κίτρινου χρώματος) που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1911 έως το 2022.





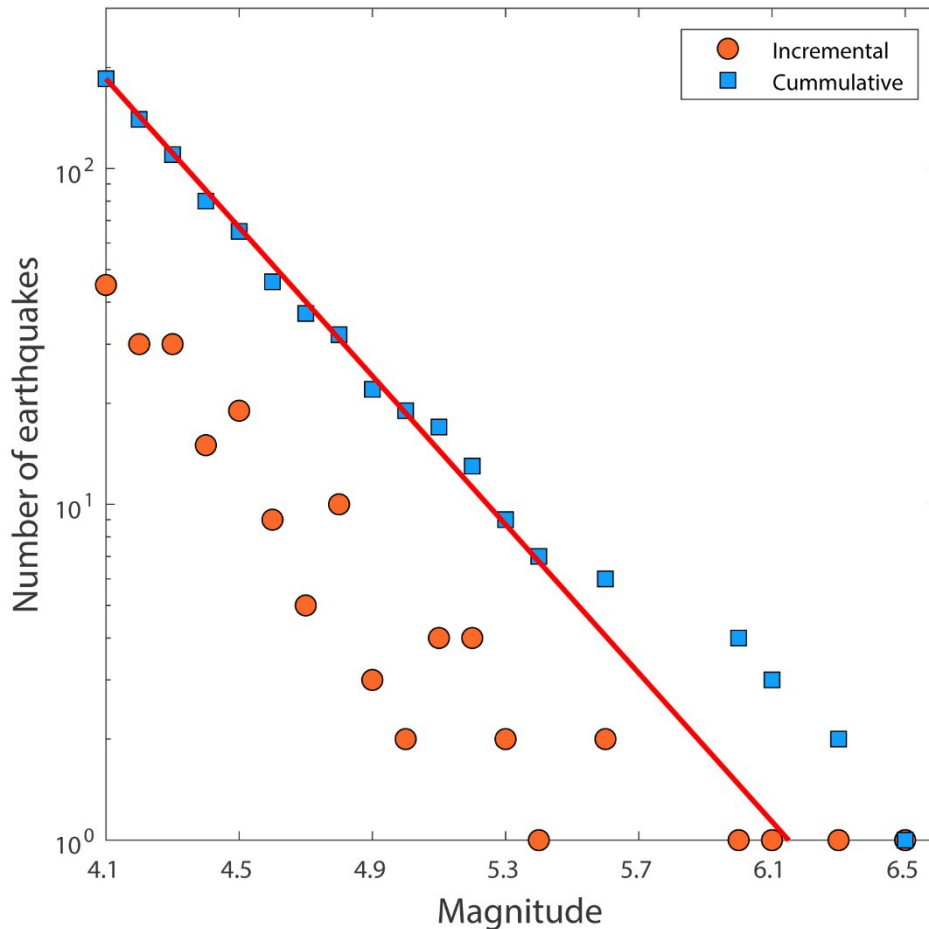
Σχήμα 3.3: Επικεντρική κατανομή των σεισμών με $4.1M < 5.0$ (μικρού μεγέθους κύκλοι λευκού χρώματος), με $5.0M < 6.0$ (μεγάλου μεγέθους κύκλοι λευκού χρώματος) και με $M \geq 6.0$ (αστερίσκοι κίτρινου χρώματος) που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας από το 1975 έως το 2022.

Η προσαρμογή του νόμου κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για το σύνολο δεδομένων των σεισμών με $M \geq 5.2$ από το 1911 έως το 2022 φαίνεται στο Σχήμα 3.4. Από αυτό προκύπτει εποπτικά καλή προσαρμογή της ευθείας του νόμου των Gutenberg-Richter στα δεδομένα σεισμικότητας έως του μεγέθους $M=6.8$, ενώ απόκλιση παρατηρείται για το μέγεθος $M=7.0$, που αφορά το σεισμό του 1954 στους Σοφάδες Καρδίτσας και είναι το μέγιστο μέγεθος που έχει παρατηρηθεί για το σύνολο της περιοχής. Οι παράμετροι σεισμικότητας και εκτιμήθηκαν ίσοι με $a=5.83$ και $b=0.81$, σημαντικά μικρότερες από εκείνες του καταλόγου των ισχυρών ιστορικών σεισμών. Ειδικότερα η τιμή της παραμέτρου παίρνει τιμή που προσεγγίζει το κατώτερο όριο του εύρους των τυπικών τιμών της. Επιπλέον, η ανηγμένη στο ένα έτος της παραμέτρου είναι ίση με $a=3.75$.



Σχήμα 3.4: Κατά μέγεθος κατανομή του αθροιστικού αριθμού σεισμών με μεγέθη $M \geq 5.2$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας κατά το χρονικό διάστημα 1911-2022. Η κόκκινη συνεχής ευθεία απεικονίζει την προσαρμογή του νόμου των Gutenberg-Richter στα δεδομένα.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε η προσαρμογή του νόμου κατανομής των μεγεθών με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και για το σύνολο δεδομένων των σεισμών με μεγέθη $M \geq 4.1$ από το 1975 έως το 2022. Στο Σχήμα 3.5 φαίνεται το αποτέλεσμα της προσαρμογής αυτής, από το οποίο προκύπτει μετά από εποπτική θεώρηση ότι η ευθεία του νόμου των Gutenberg-Richter παρουσιάζει καλή προσαρμογή για τα μεγέθη σεισμών από $M=4.1$ έως και $M=5.6$, ενώ από αυτό το μέγεθος έως και το μέγεθος $M=5.9$ παρατηρείται ένα έλλειμα σεισμών. Επιπλέον, για μεγέθη σεισμών $M \geq 6.0$ παρατηρείται απόκλιση από την ευθεία του νόμου κατανομής των μεγεθών όπως και στην προηγούμενη περίπτωση.



Σχήμα 3.5: Κατά μέγεθος κατανομή του αθροιστικού αριθμού σεισμών με μεγέθη $M \geq 4.1$ που έγιναν στην περιοχή της Θεσσαλίας κατά το χρονικό διάστημα 1975-2022. Η κόκκινη συνεχής ευθεία απεικονίζει την προσαρμογή του νόμου των Gutenberg-Richter στα δεδομένα.

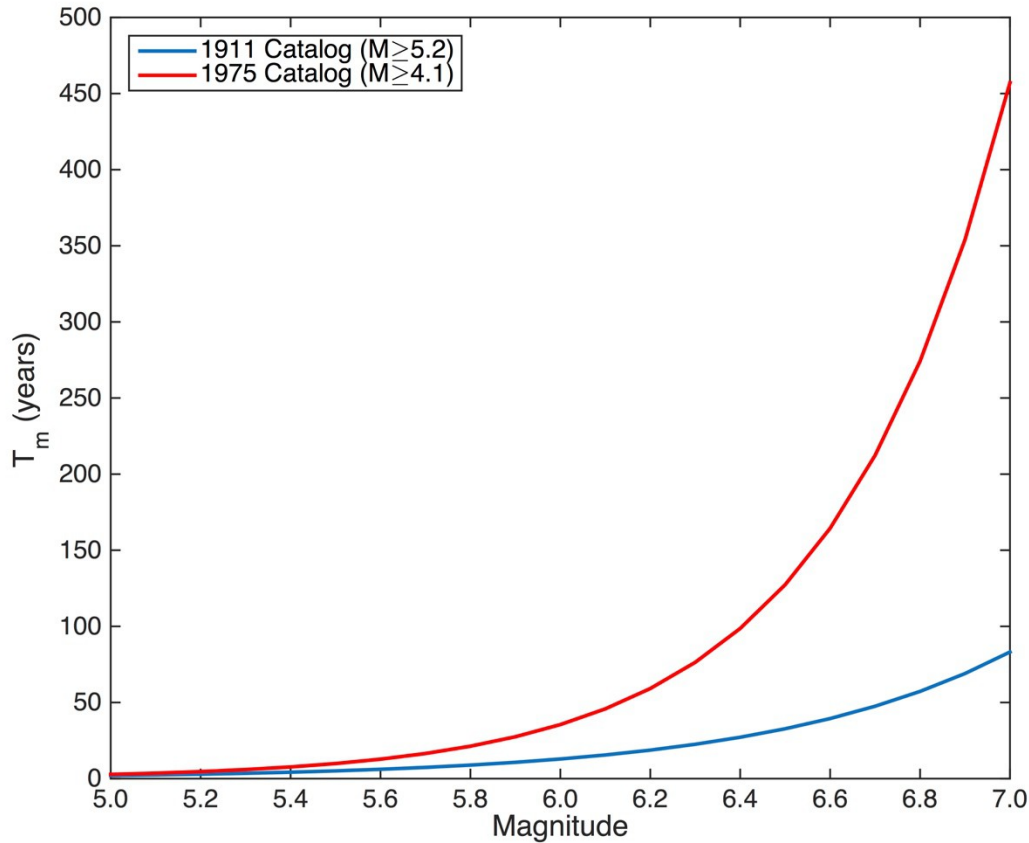
Οι παράμετροι σεισμικότητας και εκτιμήθηκαν ίσοι με $a = 6.81$ και $b = 1.11$, με την τιμή της παραμέτρου να βρίσκεται πολύ κοντά στη κεντρική τιμή του του εύρους των τυπικών τιμών της. Επιπλέον, η ανηγμένη στο ένα έτος της παραμέτρου υπολογίστηκε ίση με $\alpha = 5.11$.

Οι παραπάνω εκτιμήσεων των παραμέτρων και χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό της μέσης περιόδου επανάληψης, T , (σχέση 2) για το εύρος τιμών μεγεθών $5.0 < M < 7.0$ και για τις αντίστοιχες περιόδους αναφοράς των καταλόγων σεισμικότητας (1911-2022 για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.2$ και 1975-2022 για μεγέθη σεισμών $M \geq 4.1$). Τα αποτελέσματα του υπολογισμού της παραμέτρου δίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3.1 και φαίνονται στις γραφικές παραστάσεις του Σχήματος 3.6.

Πίνακας 3.1: Αποτελέσματα υπολογισμού της μέσης περιόδου επανάληψης, , για την περιοχή της Θεσσαλίας για μεγέθη σεισμών 5.0M7.0 για τις περιόδους 1911-2022 για σεισμούς με μεγέθη $M5.2$ και 1975-2022 για μεγέθη σεισμών $M4.1$.

Μέγεθος Σεισμού, M	Μέση Περίοδος Επανάληψης, (Ετη)			
	1911-2022 ($M5.2$)		1975-2022 ($M4.1$)	
	$b=0.81$	$\alpha=3.75$	$b=1.11$	$\alpha=5.11$
5.0	1.99		2.75	
5.5	5.07		9.88	
6.0	12.88		35.48	
6.5	32.73		127.35	
7.0	83.17		457.09	

Από αυτά προκύπτει ότι η μέση περίοδος επανάληψης αυξάνεται εκθετικά με το μέγεθος των σεισμών, όπως άλλωστε προκύπτει και από τη σχέση (2). Ακόμη παρατηρείται ότι οι τιμές της μέσης περιόδου επανάληψης των δύο καταλόγων βρίσκονται σε συμφωνία για τα μικρότερα μεγέθη σεισμών (έως και το μέγεθος $M=5.6$), ενώ για τα μεγέθη σεισμών $M6.0$ παρουσιάζουν σημαντικές αποκλίσεις. Το γεγονός αυτό οφείλεται στα διαφορετικά σύνολα σεισμών που περιέχονται στους δύο καταλόγους. Για παράδειγμα, ο κατάλογος που αφορά την περίοδο 1975-2022 με μεγέθη σεισμών $M4.1$ περιλαμβάνει μόνο τέσσερις σεισμούς με μεγέθη $M6.0$ (αυτούς του 1980 που έγιναν στην περιοχή της Μαγνησίας και τους 2 σεισμούς του 2021 που έγιναν στην περιοχή του Τυρνάβου), ενώ ο κατάλογος που αφορά την περίοδο 1911-2022 περιλαμβάνει δώδεκα σεισμούς με $M6.0$, περιλαμβανομένου του ισχυρότερου σεισμού που έχει καταγραφεί στη περιοχή της Θεσσαλίας μέγεθος $M=7.0$.



Σχήμα 3.6: Γραφικές παραστάσεις της μέσης περιόδου επανάληψης, , για μεγέθη σεισμών 5.0M7.0 για τις περιόδους 1911-2022 για σεισμούς με μεγέθη $M \geq 5.2$ (συνεχής καμπύλη μπλε χρώματος) και 1975-2022 για μεγέθη σεισμών $M \geq 4.1$ (συνεχής καμπύλη κόκκινου χρώματος).

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των υπολογισμών της μέσης περιόδου επανάληψης των δύο καταλόγων σεισμικότητας παρατηρούμε ότι οι τιμές της με βάση τον κατάλογο της περιόδου 1975-2022 βρίσκονται εγγύτερα στα παρατηρούμενα χρονικά διαστήματα γένεσης σεισμών για την περιοχή μελέτης, παρόλο το γεγονός ότι ο κατάλογος αυτός περιλαμβάνει περιορισμένο πλήθος σεισμών με $M \geq 6.0$. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η μέση περίοδος επανάληψης σεισμών με $M=7.0$ για την περιοχή μελέτης. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα με βάση τον κατάλογο της περιόδου 1911-2022, η μέση περίοδος επανάληψης υπολογίστηκε ίση με ≈ 83.17 έτη, ενώ αυτή με βάση τον κατάλογο της περιόδου 1975-2022 ίση με ≈ 457.09 έτη, τιμή περισσότερο ρεαλιστική λαμβάνοντας υπόψιν πώς έχει καταγραφεί μόνο ένας τέτοιος σεισμός για την περιοχή μελέτης από το 1544.

Το γεγονός αυτό οφείλεται στο συνολικά μεγαλύτερο μέγεθος του δείγματος αυτών των δεδομένων, που με τη σειρά του επιτρέπει τον ακριβέστερο υπολογισμό

των παραμέτρων σεισμικότητας του νόμου κατανομής των μεγεθών και επομένως και τον ακριβέστερο υπολογισμό των τιμών της μέσης περιόδου επανάληψης των σεισμών για την περιοχή της Θεσσαλίας.

3.3 Υπολογισμός μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους σεισμών ανά ρήγμα

Μία ακόμη σημαντική παράμετρος της σεισμικότητας μίας ορισμένης περιοχής είναι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος ενός σεισμού, M_{max} , που χαρακτηρίζει το κάθε ρήγμα που αναπτύσσεται σε αυτήν και αντιπροσωπεύει την ολίσθηση του συνόλου της επιφάνειας ενός ρήγματος. Η εκτίμηση του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους σεισμού ενός ρήγματος πραγματοποιείται με την εφαρμογή εμπειρικών σχέσεων που συσχετίζουν τις γεωμετρικές παραμέτρους (μήκος, πλάτος, μέση μετάθεση) ενός ρήγματος με το μέγεθος σεισμικής ροπής, M_w , για τους τρεις κύριους τύπους ρηγμάτων (κανονικά, ανάστροφα, οριζόντιας μετατόπισης). Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας επιλέχθηκαν τρεις εμπειρικές σχέσεις που αφορούν κανονικά ρήγματα για τον υπολογισμό των τιμών του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους των σεισμών για τα 20 κύρια ενεργά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας. Η παράμετρος που επιλέχθηκε για τον υπολογισμό αυτό είναι το μήκος, L , κάθε ρήγματος όπως αυτά δίνονται στον Πίνακα 2.2.

Οι εμπειρικές σχέσεις που επιλέχθηκαν είναι αυτή των Wells and Coppersmith (1994), που είναι και η πλέον χρησιμοποιούμενη σε ανάλογες εφαρμογές, έχει εξαχθεί με τη χρήση παγκόσμιων δεδομένων και δίνεται από τον τύπο:

$$\dots \quad (4)$$

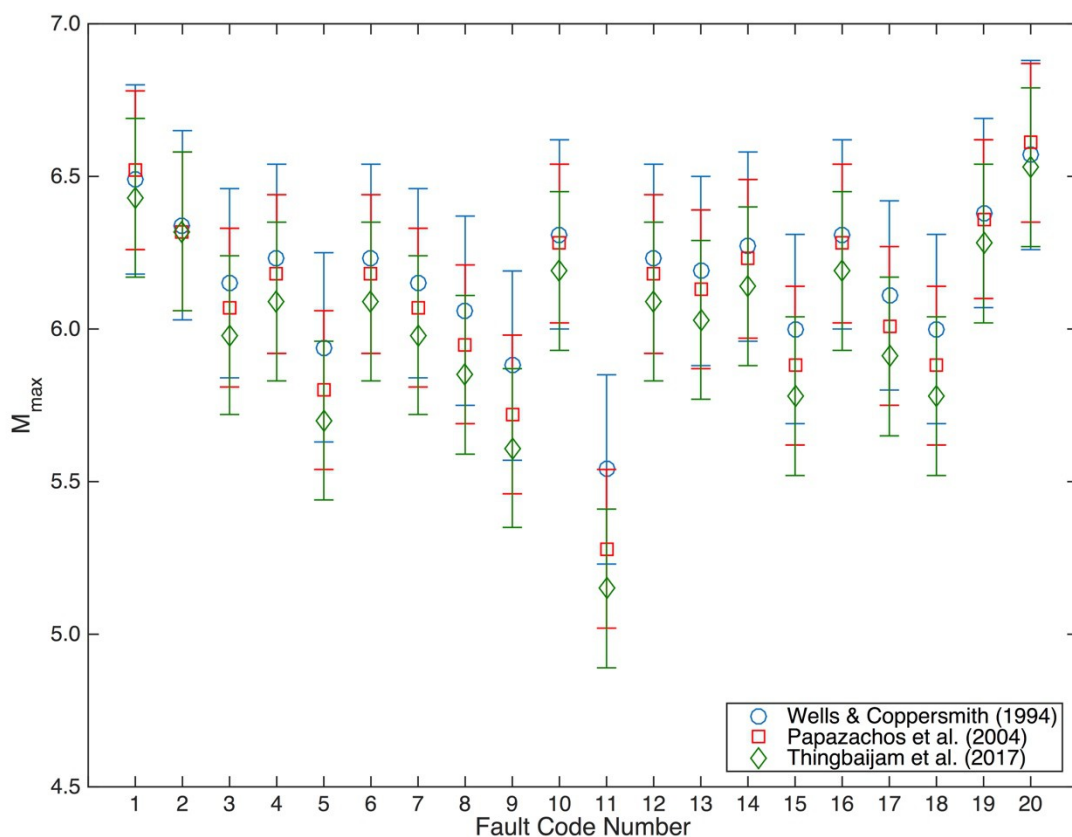
η εμπειρική σχέση που έχει προταθεί από τους Papazachos et al. (2004), που έχει εξαχθεί επίσης με τη χρήση παγκόσμιων δεδομένων αλλά περιλαμβάνει μεταξύ αυτών και δεδομένα του ελληνικού χώρου και δίνεται από τον τύπο:

$$\dots \quad (5)$$

και η εμπειρική σχέση των Thingbaijam et al. (2017), που είναι η πλέον πρόσφατη που έχει προταθεί, έχει εξαχθεί με βάση τα επικαιροποιημένα παγκόσμια δεδομένα που χρησιμοποίησαν οι Wells and Coppersmith (1994) και δίνεται από τον τύπο:

$$\dots \quad (6)$$

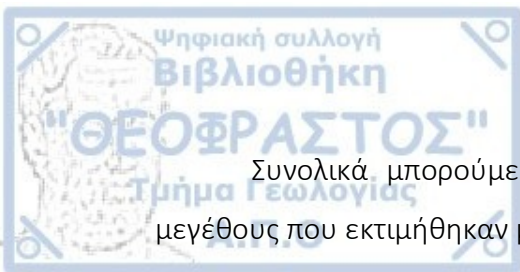
Τα αποτελέσματα της εκτίμησης των τιμών του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους, M_{max} , για τα 20 κύρια ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής μελέτης φαίνονται συγκεντρωτικά στο Σχήμα 3.7 και στον Πίνακα 3.2. Από αυτά προκύπτει ότι το M_{max} κυμαίνεται μεταξύ των τιμών $M_{max}=5.2$ και $M_{max}=6.7-6.8$, ανάλογα με το μήκος κάθε ρήγματος. Οι χαμηλότερες τιμές παρατηρούνται για την περίπτωση του ρήγματος Ασμάκι, που είναι έχει και το μικρότερο μήκος ($L=6$ km· Πίνακας 3.2), ενώ η μεγαλύτερη τιμή παρατηρείται για την περίπτωση του ρήγματος της Εκκάρας, που είναι αυτό που συνδέεται με τον ισχυρότερο σεισμό που έγινε στην περιοχή (σεισμός του 1954 στους Σοφάδες Καρδίτσας με $M=7.0$ · Πίνακας 2.1).



Σχήμα 3.7: Μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού, M_{max} , για κάθε ένα από τα 20 κύρια ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας, όπως υπολογίστηκαν από τις εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μήκους και μέγιστου μεγέθους των Wells and Coppersmith (1994· μπλε χρώμα), Papazachos et al. (2004· κόκκινο χρώμα) και Thingbaijam et al. (2017· πράσινο χρώμα).

Πίνακας 3.2: Μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος σεισμού, M_{max} , για κάθε ένα από τα 20 κύρια ενεργά κανονικά ρήγματα της περιοχής της Θεσσαλίας, όπως υπολογίστηκαν από τις εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μήκους και μέγιστου μεγέθους των Wells and Coppersmith (1994), Papazachos et al. (2004) και Thingbaijam et al. (2017).

Όνομα Ρήγματος	Κωδικός Αριθμός	Μήκος (km)	Μέγιστο Αναμενόμενο Μέγεθος, M_{max}		
			Wells and Coppersmith (1994)	Papazachos et al. (2004)	Thingbaijam et al. (2017)
Τρίκαλα	01	25	6.490.31	6.520.26	6.430.26
Μετέωρα	02	20	6.340.31	6.320.26	6.320.26
Δ. Τύρναβος	03	15	6.150.31	6.070.26	5.980.26
Κ. Τύρναβος	04	17	6.230.31	6.180.26	6.090.26
Α. Τύρναβος	05	11	5.940.31	5.800.26	5.700.26
Ροδιά	06	17	6.230.31	6.180.26	6.090.26
Δ. Ομόλιο	07	15	6.150.31	6.070.26	5.980.26
Α. Ομόλιο	08	13	6.060.31	5.950.26	5.850.26
Γυρτώνη	09	10	5.880.31	5.720.26	5.610.26
Λάρισα	10	19	6.310.31	6.280.26	6.190.26
Ασμάκι	11	6	5.540.31	5.280.26	5.150.26
Πηνειάδα	12	17	6.230.31	6.180.26	6.090.26
Σκήτη	13	16	6.190.31	6.130.26	6.030.26
Πουρί	14	18	6.270.31	6.230.26	6.140.26
Παγασές	15	12	6.000.31	5.880.26	5.780.26
Ρήγειο	16	19	6.310.31	6.280.26	6.190.26
Φάρσαλα	17	14	6.110.31	6.010.26	5.910.26
Ν. Αγχίαλος	18	12	6.000.31	5.880.26	5.780.26
Βόλος	19	21	6.380.31	6.360.26	6.280.26
Εκκάρρα	20	28	6.570.31	6.610.26	6.520.26



Συνολικά μπορούμε να πούμε ότι οι τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους που εκτιμήθηκαν με τις 3 εμπειρικές σχέσεις βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα μεγέθη των ισχυρών σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης. Εξάιρεση αποτελεί το μέγιστο μέγεθος για το ρήγμα της Εκκάρας, το οποίο όπως έχει αναφερθεί και προηγουμένως εκτιμήθηκε ίσο με $M_{max}=6.7-6.8$, τιμή μικρότερη από το μέγεθος του σεισμού του 1954, με τον οποίο και συνδέεται. Αυτή η ασυμφωνία μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι ο σεισμός αυτός ανήκει στην πρώτη περίοδο της ενόργανης σεισμικότητας και το μέγεθος του είναι πιθανόν υπερεκτιμημένο.

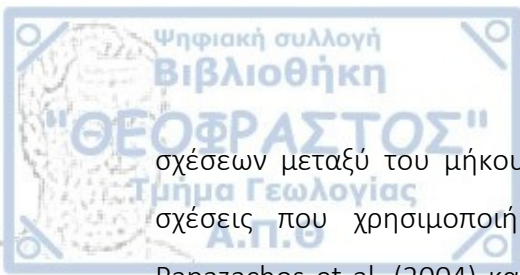


Κεφάλαιο 4: Συμπεράσματα

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκε μελέτη των ισχυρών σεισμών με μεγέθη $M6.0$ για την περιοχή της Θεσσαλίας, σε σύνδεση με τον ιστό των κύριων ενεργών ρηγμάτων που αναπτύσσονται σε αυτήν. Για το σκοπό αυτό έγινε συνοπτική επισκόπηση τις σχετικής βιβλιογραφίας, από την οποία προέκυψε ότι παρά το γεγονός ότι η Θεσσαλία είναι μία περιοχή με χαμηλό ρυθμό γένεσης σεισμών, συνδέεται με σημαντικό αριθμό ισχυρών σεισμών που ανήκουν κυρίως στην ιστορική και την πρώιμη ενόργανη περιόδους της σεισμικότητας. Ακόμη, προέκυψε ότι στη περιοχή μελέτης αναπτύσσονται 20 ενεργά κανονικά ρήγματα, τα οποία συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς της περιοχής, με πιο πρόσφατο παράδειγμα τα δύο μη χαρτογραφημένα μέχρι πρότινος ρήγματα του Τυρνάβου που συνδέονται με τους ισχυρούς σεισμούς του 2021. Τα 20 αυτά μπορούν να διακριθούν σε 2 χωρικές ομάδες με Βορειοδυτική-Νοτιοανατολική και Ανατολική-Δυτική διευθύνσεις, ενώ τα μήκη τους κυμαίνονται μεταξύ 15 και 28 km ($L=15-28$ km).

Για τη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής επιλέχθηκαν δύο πλήρεις παραμετρικοί κατάλογοι σεισμικότητας που αφορούν τις περιόδους 1911-2022 και 1975-2022 για σεισμούς με μεγέθη $M5.2$ και $M4.1$, αντίστοιχα. Με τη χρήση αυτών των δύο καταλόγων υπολογίστηκαν οι παράμετροι σεισμικότητας και του νόμου κατανομής των μεγεθών των Gutenberg-Richter με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Από τους υπολογισμούς αυτούς προκύπτει καλή προσαρμογή της ευθείας του νόμου των Gutenberg-Richter στα δεδομένα σεισμικότητας και των δύο καταλόγων, με αυτά της περιόδου 1975-2022 να υπερέχουν λόγω του μεγαλύτερου πλήθους τους. Στη συνέχεια, με βάση τα προηγούμενα αποτελέσματα έγινε υπολογισμός της μέσης περιόδου επανάληψης σεισμών, με μεγέθη $5.0M7.0$. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των υπολογισμών αυτών για τις δύο περιόδους αναφοράς (1911-2022 και 1975-2022), προκύπτει ότι οι τιμές της με βάση τον κατάλογο της περιόδου 1975-2022 βρίσκονται εγγύτερα στα παρατηρούμενα χρονικά διαστήματα γένεσης σεισμών για την περιοχή μελέτης.

Τέλος, εκτιμήθηκαν οι τιμές του μέγιστου αναμενόμενου μεγέθους, M_{max} , για κάθε ένα από τα 20 κύρια ρήγματα της περιοχής με την εφαρμογή εμπειριών



σχέσεων μεταξύ του μήκους ρήγματος και του μέγιστου μεγέθους. Οι εμπειρικές σχέσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτές Wells and Coppersmith (1994), Parazachos et al. (2004) και Thingbaijam et al. (2017) για κανονικό τύπο ρήγματος. Από τις εκτιμήσεις αυτές προέκυψε ότι το μέγιστο αναμενόμενο μέγεθος, M_{max} , κυμαίνεται μεταξύ των τιμών $M_{max}=5.2$ και $M_{max}=6.7-6.8$, ανάλογα με το μήκος κάθε ρήγματος. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν τις 3 εμπειρικές σχέσεις βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα μεγέθη των ισχυρών σεισμών που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης.

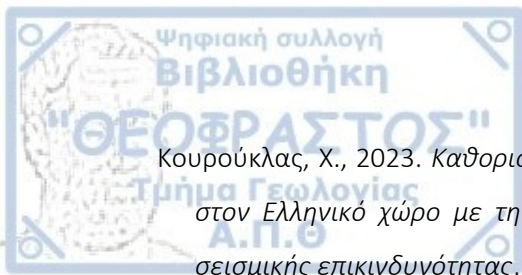


Βιβλιογραφία

- Ambraseys, N., 2001. Reassessment of earthquakes, 1900-1999, in the Eastern Mediterranean and Middle East, *Geophysical Journal International*, 145, 471-485.
- Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A., 1990. Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophysical Journal International*, 101, 663–708. Doi:10.1111/j.1365-246x.1990.tb05577.x.
- Anderson, H. & Jackson, J., 1987. Active tectonics of the Adriatic region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 91, 937–983.
- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A. & Barka, A., 1999. Westward propagation of the North Anatolian fault into the northern Aegean: timing and kinematics, *Geology*, 27(3), 267–270.
- Armijo, R., Flerit, F., King, G., & Meyer, B., 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, *Earth and Planetary Science Letters*, 217, 85–95.
- Aristotle University of Thessaloniki, 1981. Aristotle University of Thessaloniki seismological network. Inter. Fed. Dig. Seis. Net. doi:10.7914/SN/HT.
- Caputo, R., 1990. Geological and structural study of the recent and active brittle deformation of the Neogene-Quaternary basins of Thessaly (Central Greece), *PhD thesis*, University of Florence, Scient. Annals Aristotle University of Thessaloniki, Vol. 12, pp. 1–252.
- Caputo, R., 1996. The active Nea Anchiale fault system (Central Greece): comparison of geological, morphotectonic, archaeological and seismological data, *Annals of Geophysics*, 39, 557–574.
- Caputo, R., & Pavlides, S., 1993. Late Cenozoic geodynamic evolution of Thessaly and surroundings (central-northern Greece), *Tectonophysics*, 223, 339–362. Doi:10.1016/0040-1951(93)90144-9.
- Caputo, R., & Pavlides, S., 2013. The Greek Database of seismogenic sources (GreDaSS), version 2.0.0: a compilation of potential seismogenic sources ($M_w > 5.5$) in the Aegean region. Doi:10.15160/unife/gredass/0200.
- Chousianitis, K., Ganas, A. & Gianniou, M., 2013. Kinematic interpretation of present-day crustal deformation in central Greece from continuous GPS measurements, *Journal of Geodynamics*, 71, 1–13.
- Chousianitis, K., Ganas, A. & Evangelidis, C.P., 2015. Strain and rotation rate patterns of mainland Greece from continuous GPS data and comparison between seismic and geodetic moment release, *Journal of Geophysical Research*, 120(5), 3909–3931.



- Floyd, M., A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P., McClusky, S., Nocquet, J.-M., Palamartchouk, K., Parsons, B., & England, P. C., 2010. A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean, *Journal of Geophysical Research*, 115, B10403.
- Galanakis, D., Pavlidis, S., & Mountrakis, D., 1998. Recent brittle tectonic in Almyros-Pagasitikos, Maliakos, N. Euboea and Pilio, *Bulletin of Geological Society of Greece*, XXXII/1, 263–273.
- Ganas, A., 2020. NOAFAULTS KMZ layer Version 3.0 (2020 update) (Version V3.0) [Data set]. Zenodo.
- Ganas, A., Oikonomou, I. A., & Tsimi, C., 2013. NOAFAULTS: a digital database for active faults in Greece, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 47 (2), 518–530.
- Goldsworthy, M., & Jackson, J. A., 2000. Active normal fault evolution and interaction in Greece revealed by geomorphology and drainage patterns, *Journal of Geological Society of London*, 157, 967–981.
- Goldsworthy, M., Jackson, J., & Haines, J., 2002. The continuity of active faults systems in Greece, *Geophysical Journal International*, 148, 596–618. Doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01609.x.
- Gutenberg, B., & Richter, C., 1944. Frequency of earthquakes in California, *Bulletin of Seismological Society of America*, 34, 185–188.
- Hatzfeld, D., Ziazia, M., Kementzetzidou, D., Hatzidimitriou, P., Panagiotopoulos, D., Makropoulos, K., Papadimitriou P, & Deschamps, A., 1999. Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian Fault and their implications for continental tectonics, *Geophysical Journal International*, 137, 891–908.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 77, 185–264.
- Karakostas, V., Papazachos, C., Papadimitriou, E., Foumelis, M., Kiratzi, A., Pikridas, C., Kostoglou, A., Kkallas, Ch., Chatzis, N., Bitharis, S., Chatzipetros, A., Fotiou, A., Ventouzi, Ch., Karagianni, E., Bonatis, P., Kourouklas, C., Paradisopoulou, P., Scordilis, E., Vamvakaris, D., Grendas, I., Kementzetzidou, D., Panou, A., Karakaisis, G., Karagianni, I., Hatzidimitriou, P., and Galanis, O., 2021. The March 2021 Tyrnavos, central Greece, doublet (Mw6.3 and Mw6.0): Aftershocks relocation, faulting details, coseismic slip and deformation, *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 58, 131-178.



Κουρούκλας, Χ., 2023. Καθορισμός και προσομοίωση χρόνων επανάληψης ισχυρών σεισμών στον Ελληνικό χώρο με τη χρήση στοχαστικών μοντέλων: συμβολή στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, Διδακτ. Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

Kourouklas, C., Tsaklidis, G., Papadimitriou, E., and Karakostas, V. (2022). Analyzing the Correlations and the Statistical Distribution of Moderate to Large Earthquakes Interevent Times in Greece, *Applied Sciences*, 12, 7041. doi:10.3390/app12147041.

LePichon, 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.

Louvari, E., Kiratzi, A. A., & Papazachos, B. C., 1999. The Cephalonia transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308, 223–236.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K. Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealed, A., Toksoz, M.N., & Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 105, 5695-5719.

Mountrakis, D., Kiliyas, A., Pavlides, S., Zouros, N., Spyropoulos, N, Tranos, M., & Soulakelis, N., 1993. Field study of the southern Thessaly highly active fault zone, in Proc. 2nd Congr. Hellenic Geophys. Union, 2, 603-614.

Muller, M.D., Geiger, A., Kahle, H.-G., Veis, G., Billiris, H., Paradissis, D & Felekis, S., 2013. Velocity and deformation fields in the North Aegean domain, Greece, and implications for fault kinematics, derived from GPS data 1993– 2009, *Tectonophysics*, 597–598, 34–49.

Παπαϊωάννου, Ι., 1988α. Η σεισμική ιστορία της Λάρισσας μέχρι το 1700, *Εφημ. Ελευθερία*, 12 Ιουνίου 1988.

Papadimitriou, E. E., & Karakostas, V., 2003. Episodic occurrence of strong ($M_w \geq 6.2$) earthquakes in Thessalia area (Central Greece), *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 395-409.

Papadimitriou, E., Karakostas, V., Papazachos, C., Foumelis, M., Kiratzi, A., Pikridas, C., Bonatis, P., Kostoglou, A., Kourouklas, C., Scordilis, E., Bitharis, S., Paradisopoulou, P., Panou, A., Galanis, O., Karagianni, E., Vamvakaris, D., Karagianni, I., Kkallas, Ch., Chatzis, N., Chatzipetros, A., Fotiou, A., Ventouzi, Ch., Grendas, I., Kementzetzidou, D., Karakaisis, G. and Hatzidimitriou, P., 2023. The seismogenic structure of March 2021 Tyrnavos (central Greece) doublet (M_w 6.3 and M_w 6.0), constrained by aftershock locations and geodetic data, *Geophysical Journal International*, 235, 644-689.



Papastamatiou, D., and Mouyaris, N. (1986). The earthquake of april 30, 1954, in Sofades (Central Greece). *J. R. Astron. Soc.* 87, 885–895.

Παπαζάχος, Β., Παπαζάχου, , 2003. *Οι Σεισμοί της Ελλάδας*. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

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

Papazachos, B. C., Panagiotopoulos, D. G., Tsapanos, T. M., Mountrakis, D. M., and Dimopoulos, G. Ch. (1983). A study of the 1980 summer seismic sequence in the Magnesia region of central Greece, *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 75, 155–168.

Papazachos, B. C., Papaioannou, Ch. A., Papazachos, C. B., & Savvaidis, A. S., 1997c. Atlas of

isoseismal maps of strong ($M \geq 5.5$) shallow ($h < 60$ km) earthquakes in Greece and surrounding area 426BC-1995, *Geophysical Laboratory of University of Thessaloniki*, 4, pp. 187.

Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A., Papazachos, C.B. & Louvari, E.K., 1998. Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implications, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 39, 199–218.

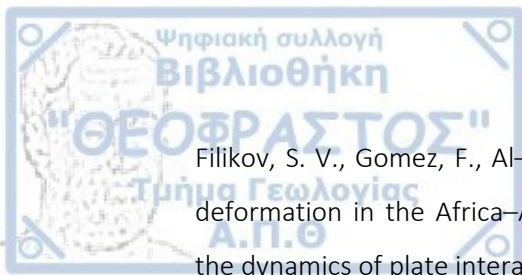
Papazachos, B. C., Mountrakis, D. M., Papazachos, C. B., Tranos, M. D., Karakaisis, G. F., & Savvaidis, A. S., 2001. The faults which have caused the known major earthquakes in Greece and surrounding region between the 5th century BC and today. Proceedings of 2nd National Conference Anti-Seismic Engineering and Technical Seismology, 17–26, Technical Chamber of Greece, Thessaloniki, Greece.

Papazachos, B. C., Scordilis, M. E., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B. & Karakaisis, G. F., 2004. Global relations between seismic fault parameters and moment magnitude of earthquakes, *Bulletin of Geological Society of Greece*, 36(3), 1482–1489.

Papazachos, B. C., Comninakis, P. E., Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., & Papazachos, C. B., 2010. *A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901–2010*, Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki, Greece.

Perissoratis, C., Angelopoulos, I., Mitropoulos, D., and Michailidis, S., 1991. Surficial sediment map of the Aegean Sea floor Scale 1:200,000. Athens: Pagasitikos sheet, IGME.

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergin- Tan, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., Arrajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A.,



- Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi R., & Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- 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 (23). 443–462.
- Scordilis, E., Karakaisis, G. F., Karakostas, V., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., & Papazachos, B. C., 1985. Evidence for Transform Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983, *Pure and Applied Geophysics*, 123, 388-397.
- Stucchi, M., Rovida, A., Gomez Capera, A.A., Alexandre, P., Camelbeeck, T., Demircioglu, M. B., Gasperini, P., Kouskouna, V., Musson, R. M. W., Radulian, M., Sesetyan, K., Vilanova, S., Baumont, D., Bungum, H., Fäh, D., Lenhardt, W., Makropoulos, K., Martinez Solares, J. M., Scotti, O., Zivcic, M., Albin, P., Batllo, J., Papaioannou, C., Tatevossian, R., Locati, M., Meletti, C., Vigano, D., & Giardini, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899, *Journal of Seismology*, 17, 523–544.
- Thingbaijam, K., Mai, P.M., & Goda, K., 2017. New empirical earthquake-source scaling laws. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5), 2225-2246.
- Wells, D. L. & Coppersmith, K. J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974–1002.
- Wessel, P., Smith, W.H.F., Scharroo, R., Luis, J., & Wobbe, F., 2013. Generic mapping tools: Improved version released, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 2013, 94, 409–410.