ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

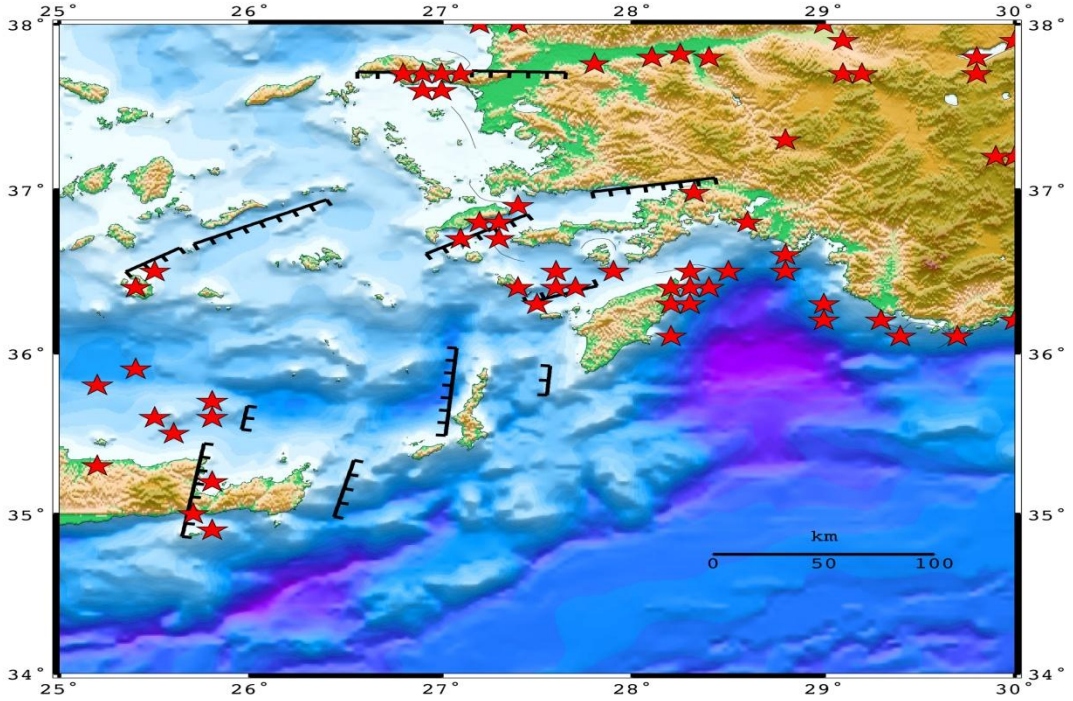
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΑ ΑΙΓΑΙΟΥ



Εκπόνηση: Παπαδοπούλου Παναγιώτα, Προπτυχιακή Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας ΑΠΘ

Επίβλεψη: Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΑΠΘ

Συνεπίβλεψη: Κουρούκλας Χρήστος, Υποψήφιος Διδάκτωρ Σεισμολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΑΠΘ

Θεσσαλονίκη 2015-2016

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

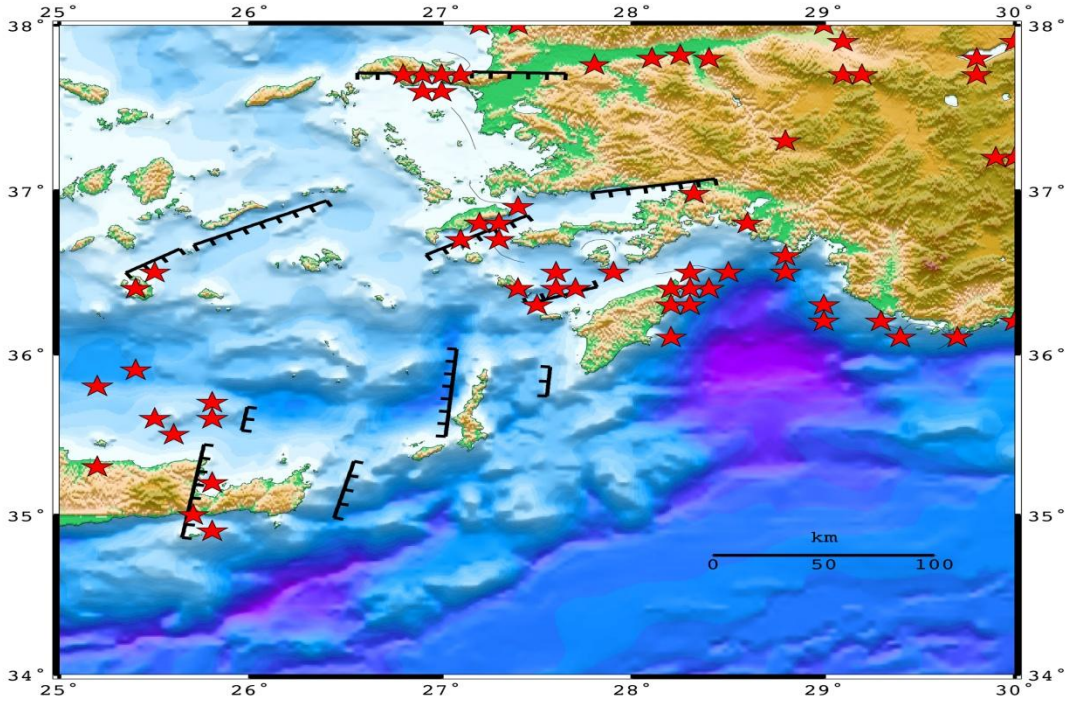
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΑ ΑΙΓΑΙΟΥ



Εκπόνηση: Παπαδοπούλου Παναγιώτα, Προπτυχιακή Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας ΑΠΘ

Επίβλεψη: Παπαδημητρίου Ελευθερία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΑΠΘ

Συνεπίβλεψη: Κουρούκλας Χρήστος, Υποψήφιος Διδάκτωρ Σεισμολογίας, Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής ΑΠΘ

Ακαδημαϊκό έτος: 2015-2016

© Παπαδοπούλου Παναγιώτα, Τομέας Γεωφυσικής, 2016.

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΑ ΑΙΓΑΙΟΥ.

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.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ 6

1. ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ 7
   1.1. Γενικά Στοιχεία για την Περιοχή Μελέτης 7
   1.2. Περιγραφή της περιοχής στη ΝΔ Τουρκία 8
   1.3. Η Τάφρος της Ανατολικής Μεσογείου 8
   1.4. Ο Κόλπος Gökova 10
   1.5. Γεωδυναμικά Χαρακτηριστικά στην Περιοχή Μελέτης 12
   1.6. Ενεργός Παραμόρφωση στην Περιοχή Μελέτης 16
   1.7. Υπολογισμοί Παραμέτρων Σεισμικότητας 19
2. ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ 21
3. ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ 39
   3.1. Σεισμικές Ακολουθίες 39
4. ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ 51
   4.1. Χωρική Κατανομή της Σεισμικότητας 51
   4.2. Στατιστική Μελέτη 53
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ 62
   5.1. Συμπεράσματα Χωρικής Κατανομής της Σεισμικότητας 62
   5.2. Στατιστικά Συμπεράσματα 63

ΠΕΡΙΛΗΠΤΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ 65

ABSTRACT 66

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 67

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του Προγράμματος Προπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του ΑΠΘ. Ο σκοπός της είναι η μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας του ΝΑ Αιγαίου και η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την τεκτονική της περιοχής και με τη συμπεριφορά της σεισμικότητας. Πραγματοποιείται στατιστική επεξεργασία για τον καθορισμό της πληρότητας και διαφόρων χαρακτηριστικών.

Στο πρώτο κεφάλαιο καθορίζεται και περιγράφεται η περιοχή μελέτης. Περιγράφονται οι σεισμοτεκτονικές ιδιότητες με βάση δημοσιευμένες εργασίες. Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται αναφορά στη ζώνη κατάδυσης που είναι καθοριστική για την περιοχή μελέτης καθώς και στη γενική σεισμικότητα της περιοχής. Επιπλέον, αναφέρονται μερικά γενικά γεωλογικά στοιχεία της περιοχής μελέτης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο μελετώνται οι ιστορικοί σεισμοί που έγιναν στην περιοχή μελέτης. Οι ιστορικοί σεισμοί περιγράφονται από διάφορες εργασίες(Ambraseys 1988b, Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003). Επίσης, σε αυτό το κεφάλαιο αναφέρονται τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη καθώς και η προέλευση αυτών των στοιχείων. Στο τρίτο κεφάλαιο αναφέρονται οι ισχυροί σεισμοί(M>=6,0) που έγιναν τον $20^{ο}$ αιώνα στην περιοχή καθώς και οι ακολουθίες αυτών των σεισμών, με βάση δημοσιευμένες εργασίες.

Στο τέταρτο κεφάλαιο αναλύεται η έρευνα που πραγματοποιήθηκε. Με βάση τον κατάλογο των σεισμών αναφέρονται οι μηχανισμοί γένεσης και τα ρήγματα που συνδέονται με αυτούς τους σεισμούς. Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται ο υπολογισμός των στατιστικών στοιχείων και ο καθορισμός των διαγραμμάτων που βοηθούν στην εξαγωγή των συμπερασμάτων σχετικά με τη συμπεριφορά της σεισμικής δράσης. Υπολογίζονται τα μέτρα σεισμικότητας (a, b, Mc, LogN).

Στο πέμπτο κεφάλαιο αναγράφονται τα συμπεράσματα που εξάγονται από τη μελέτη της περιοχής. Στο τέλος αναγράφεται η βιβλιογραφία που χρησιμοποιήθηκε σε αυτή την εργασία.

Για την κατασκευή των σχημάτων της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν τα προγράμματα Global Mapping Tools (GMT version 5.2.1, Wessel and Smith 1998) για τη δημιουργία των χαρτών και των τομών και zmap (version 6.0, Wyss 2001) με τη βοήθεια του προγράμματος Matlab (version 7.11.0, Moler 1970) για την εξαγωγή των στατιστικών συμπερασμάτων.

Για την εκπόνηση της συγκεκριμένης εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τμήματος Γεωλογίας κα Παπαδημητρίου Ελευθερία για την βοήθειά της και την καθοδήγησή της σε όλα τα στάδια αυτής της εργασίας καθώς και τον υποψήφιο διδάκτορα Σεισμολογίας κ Κουρούκλα Χρήστο για την βοήθειά του.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Γενικά Στοιχεία για την Περιοχή Μελέτης

Η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας καλύπτει την περιοχή του ΝΑ Αιγαίου καθώς και ένα τμήμα από τα παράλια της Τουρκίας που βρίσκεται στο ΝΔ τμήμα της. Πιο συγκεκριμένα, η περιοχή μελέτης καλύπτει την περιοχή με γεωγραφικό πλάτος 34^o -38^o και γεωγραφικό μήκος 25^o -30^o.

Ένα τμήμα της περιοχής μελέτης ανήκει στην ενεργή ζώνη κατάδυσης με αποτέλεσμα να γίνονται ισχυροί σεισμοί στην περιοχή (Μουντράκης 2010). Οι ισχυρότεροι σεισμοί γίνονται στην ευρύτερη περιοχή της Ρόδου και της Κρήτης. Παρόλα αυτά υπάρχουν αρκετοί σεισμοί μικρού μεγέθους που εμφανίζονται σε αυτή την περιοχή και μπορούν να καθορίσουν την ύπαρξη ενός ρήγματος.

Τα νησιά των Κυκλάδων που ανήκουν στην περιοχή μελέτης γεωλογικά ανήκουν στην Υποπελαγονική ζώνη. Το ηφαιστειακό τόξο που ανήκει στη ζώνη κατάδυσης εμφανίζει πετρώματα που ανήκουν στην ενότητα φυλλιτών-χαλαζιτών καθώς και στην ενότητα των πλακωδών ασβεστόλιθων καθώς και ηφαιστειακά πετρώματα.

Η ενεργή ζώνη υποβύθισης δημιουργείται λόγω της κίνησης της πλάκας της Αφρικής σε σχέση με την Ευρασιατική πλάκα. Επίσης, λόγω αυτής της κίνησης δημιουργούνται ισχυροί σεισμοί σε αυτή την περιοχή.

Στην περιοχή μελέτης κυριαρχούν κυρίως εκτατικές δυνάμεις όπου η ύπαρξή τους έχει μελετηθεί και αναφέρονται τέσσερα μοντέλα σχετικά με την ύπαρξή τους (Bozkurt 2001,2003) . Το πρώτο μοντέλο είναι το μοντέλο της τεκτονικής διαφυγής όπου σε αυτό υποστηρίζεται η διαφυγή της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά κατά μήκος των τεκτονικών δομών που δημιουργούνται στα όρια της μικροπλάκας που οδηγεί στον εφελκυσμό της περιοχής (Dewey and Sengör 1979, Sengör 1979, 1980, 1982, 1987, Sengör et al. 1985, Görür et al. 1995). Το δεύτερο μοντέλο αφορά την έκταση στην περιοχή πίσω από το τόξο (back-arc) όπου δημιουργείται από τη Ν-ΝΔ μετακίνηση της τάφρου του Αιγαίου (McKenzie 1978a, b, Le Pichon and Angelier 1979, 1981, Jackson and McKenzie 1988, Meulenkamp et al. 1988a, 1994).

Το τρίτο μοντέλο είναι το μοντέλο της ορογενετικής κατάρρευσης. Σύμφωνα με αυτό ο εφελκυσμός που επικρατεί οφείλεται στη λέπτυνση του ήδη λεπτυμένου φλοιού κατά μήκος της σύγκλισης της Νέο-Τηθύος (Dewey 1988). Το τέταρτο μοντέλο αποτελεί έναν συνδυασμό δύο μοντέλων από τα προηγούμενα. Σε αυτό το μοντέλο δημιουργείται μια αύλακα όπου περιλαμβάνει δύο στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο λαμβάνει χώρα ορογενετική σύγκλιση και κατά το δεύτερο στάδιο

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

πραγματοποιείται η διαφυγή της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά (Koçyigit et al. 1999a).

Επιπλέον, ένα ακόμη στοιχείο που επαληθεύει τη μετανάστευση του εφελκυσμού προς τα νότια είναι ο συσχετισμός των διαδικασιών της μεταμόρφωσης και του μαγματισμού που λαμβάνουν χώρα στο Αιγαίο. Με αυτό τον τρόπο επαληθεύεται η διαδικασία της οπισθοχώρησης (roll-back) στο τόξο του Αιγαίου (Bozkurt 2003).

1.2. Περιγραφή της περιοχής στη ΝΔ Τουρκία

Η περιοχή μελέτης περιλαμβάνει και ένα μικρό τμήμα της Τουρκίας, το οποίο ανήκει στην οπισθότοξη περιοχή του Αιγαίου. Αυτή η περιοχή είναι σεισμικά ενεργή με κυρίαρχο τον εφελκυσμό. Πολλές από τις ζώνες ρηγμάτων που δημιουργούνται σε αυτή την περιοχή προεκτείνονται μέχρι το χώρο του Αιγαίου. Στην περιοχή μελέτης συναντώνται η ζώνη ρηγμάτων των Πλίνιου και Στράβωνα που αποτελούν αριστερόστροφα ρήγματα παράταξης με κανονική συνιστώσα (Le Pichon et al. 1979).

Στην περιοχή μελέτης συναντάται το Isparta Angle που δημιουργείται από την κίνηση της πλάκας της Αφρικής. Το Isparta Angle έχει τα ανατολικά και δυτικά όρια στην ηπειρωτική πλάκα και πιο συγκεκριμένα στα βόρεια της περιοχής Αντάλια (Dogan et al. 2015). Σε αυτό το τμήμα ο εφελκυσμός δημιουργείται λόγω της κίνησης της πλάκας της Αφρικής (Dogan et al. 2015). Η σεισμικότητα στο Isparta Angle προκλήθηκε λόγω της κίνησης της μικροπλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά στην περιοχή του Αιγαίου (Bozkurt 2001). Σε αυτό το τμήμα ο εφελκυσμός δημιουργείται μετά τη συμπίεση στα ΝΑ του κόλπου Φετιγιέ με αποτέλεσμα τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων.

Στην περιοχή της δυτικής Τουρκίας εμφανίζονται κυρίως σεισμοί μικρού μεγέθους (Ücer et al. 1985). Οι μηχανισμοί γένεσης σε αυτή την περιοχή απεικονίζουν ότι οι ενδοπλακικές παραμορφώσεις οφείλονται στις κατακόρυφες κινήσεις που πραγματοποιούνται στο τέμαχος που δημιουργείται στην Ανατολία και στο Αιγαίο. Οι μηχανισμοί γένεσης αφορούν κυρίως κανονικά ρήγματα που απεικονίζουν τον εφελκυσμό που υφίσταται ο φλοιός.

1.3. Η Τάφρος της Ανατολικής Μεσογείου

Σε αυτή την παράγραφο γίνεται μελέτη της τάφρου της Μεσογείου και πιο συγκεκριμένα περιγράφονται οι διάφορες δομές που εμφανίζονται σε αυτή.

Η ζώνη ρηγμάτων των Πλίνιου και Στράβωνα τοποθετείται στο βόρειο τμήμα του Ελληνικού τόξου και σχηματίστηκε λόγω της συνεχούς υποβύθισης του

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Ελληνικού τόξου. Οι τάφροι των Πλίνιου και Στράβωνα που σχηματίζονται από την αντίστοιχη ζώνη ρηγμάτων αποτελούν ένα σημαντικό τεκτονικό χαρακτηριστικό της περιοχής του Αιγαίου. Πιο συγκεκριμένα, η τάφρος του Πλίνιου αποτελείται από μια σειρά ρηγμάτων en-echelon όπου αυτά απεικονίζουν μια αριστερόστροφη κίνηση μετασχηματισμού κατά μήκος του άξονα της τάφρου (Peters and Huson 1985).

Η λεκάνη αυτή αποτελείται από ηπειρωτικά πετρώματα που καλύπτουν το αλπικό υπόβαθρο. Λόγω της ύπαρξης αυτών των πετρωμάτων η παραμόρφωση που λαμβάνει χώρα στην περιοχή πραγματοποιείται στο ηπειρωτικό περιθώριο του Αιγαίου. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ότι η κατάδυση κατά μήκος της τάφρου είναι αδύνατη. Η τάφρος του Στράβωνα αποτελείται από ιζηματογενείς λεκάνες όπου τα πετρώματα εμφανίζονται αρκετά διαταραγμένα (Peters and Huson 1985).

Ανάμεσα στις δύο τάφρους εμφανίζεται μια αύλακα που περιλαμβάνει ιζηματογενείς λεκάνες. Η αύλακα αυτή δεν επηρεάζεται έντονα από τα κανονικά ρήγματα (Peters and Huson 1985). Ταυτόχρονα, οι Özbakir et al. (2013) υποστηρίζουν ότι οι τάφροι αυτές βρίσκονται σε μια ζώνη όπου επικρατεί η αριστερόστροφη σύγκλιση. Η παραμόρφωση που εμφανίζεται σε αυτή την περιοχή συνδέεται με τα ρήγματα παράταξης.

Σύμφωνα με τους Shaw and Jackson (2010), οι ρυθμοί ολίσθησης των ανάστροφων ρηγμάτων καθώς και η κίνηση που επικρατεί στις τάφρους Πλίνιου και Στράβωνα απεικονίζουν τη σύγκρουση της πλάκας της Αφρικής με την μικροπλάκα του Αιγαίου. Η αριστερόστροφη κίνηση που επικρατεί σε αυτή την περιοχή έχει υπολογιστεί από διάφορους ερευνητές και με διάφορες μεθόδους (Le Pichon et al. 1979, Leite and Mascle 1982, Mascle et al. 1982, Bohnhoff et al. 2005, Shaw and Jackson 2010).

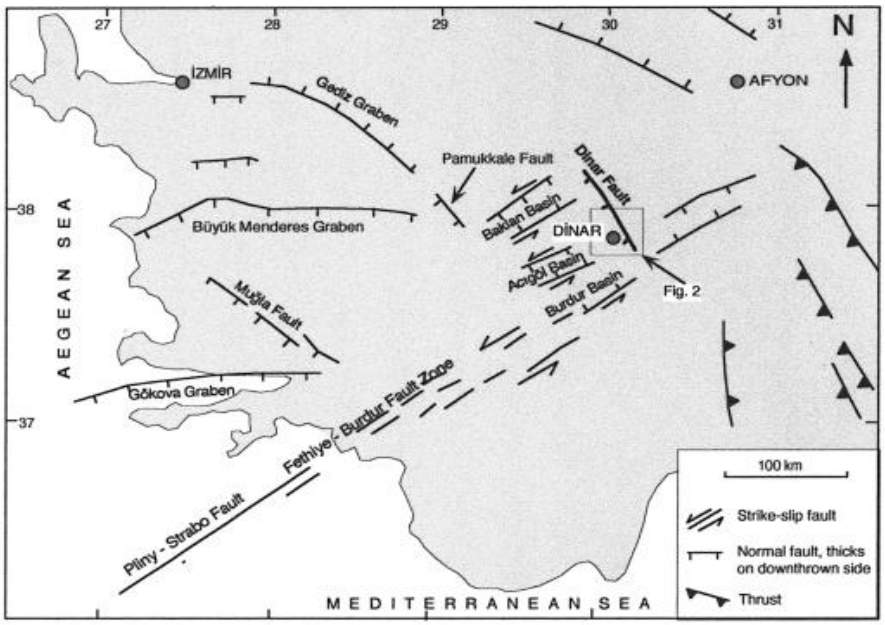
Η ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ που εμφανίζεται στην περιοχή αποτελεί την προς τα ΝΑ συνέχιση της ζώνης ρηγμάτων των Πλίνιου και Στράβωνα (Barka et al. 1995)(Σχήμα 1.1). Η ζώνη ρηγμάτων των Πλίνιου και Στράβωνα καθώς και η ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ έχουν ένα ρυθμό ολίσθησης 10mm/yr που υπολογίζεται με βάση τα δεδομένα από τις μετρήσεις με το GPS. Η ταχύτητα αυτή διαφέρει από την ταχύτητα ολίσθησης κατά μήκος του Ελληνικού τόξου στα νότια της Μεσογείου που είναι 18mm/yr (Reilinger et al. 2006).

Στη λεκάνη της Ρόδου εμφανίζεται η ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ. Η ζώνη αυτή έχει μήκος 40-50km και διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Η ζώνη βρίσκεται μεταξύ της ζώνης του Αιγαίου και της κεντρικής Ανατολίας (Dumont et al. 1979, Barka and Reilinger 1997). Στην περιοχή εμφανίζονται όλα τα είδη της παραμόρφωσης με τις μορφές όλων των ειδών ρηγμάτων. Πιο συγκεκριμένα, τα κανονικά ρήγματα εμφανίζονται στο τμήμα του Αιγαίου, τα ανάστροφα στο ανατολικό

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

τμήμα της ζώνης και τα ρήγματα παράταξης εμφανίζονται σε όλη την περιοχή. Τα ρήγματα παράταξης δεν υπερισχύουν των υπόλοιπων ρηγμάτων (Hall et al 2009).

Στο Σχήμα 1.1 απεικονίζονται μερικές από τις κύριες δομές που εμφανίζονται στην περιοχή της Τουρκίας. Οι δομές αυτές προεκτείνονται και στην περιοχή του Αιγαίου.



Σχήμα 1.1: Οι κυριότερες νεοτεκτονικές δομές της ΝΔ Τουρκίας που επηρεάζουν την περιοχή μελέτης (από Eyidogan and Barka 1996).

1.4. Ο Κόλπος Gökova

Στην περιοχή μελέτης ανήκει και ο κόλπος της Gökova όπου έχουν παρατηρηθεί αρκετοί σεισμοί (Σχήμα 1.2). Ο κόλπος Gökova περιβάλλεται στα νότια από την περιοχή Ντάτσα, στα βόρεια από την περιοχή Μποντρούμ και στα δυτικά από το νησί της Κω. Τα ρήγματα που εμφανίζονται σε αυτή την περιοχή είναι κυρίως κανονικά λόγω του οπισθότοξου εφελκυσμού (Yolsal-Cevikbilen et al. 2014).

Στην περιοχή αυτή εμφανίζονται δύο διαδοχικά τεκτονικά καθεστώτα. Το πρώτο αποτελεί το παλαιοτεκτονικό καθεστώς που απεικονίζει τη συμπίεση που επικρατούσε. Το παλαιοτεκτονικό καθεστώς αποτελείται από την αριστερόστροφη περιστροφή και οι μορφές που εμφανίζονται σε αυτό είναι ένα σύστημα ρηγμάτων και αυλάκων με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Το δεύτερο αποτελεί το νεοτεκτονικό καθεστώς που εμφανίζει συστήματα ρηγμάτων και αυλάκων με διεύθυνση Α-Δ (Kurt et al. 1999).

Η ύπαρξη της εκτατικής τεκτονικής, με βάση το μοντέλο των Dewey και Sengör (1979), οφείλεται στην απομάκρυνση της πλάκας της Ανατολίας προς τα δυτικά σε σχέση με τη σύγκλιση των πλακών της Αφρικής και της Ευρασίας. Οι Le

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

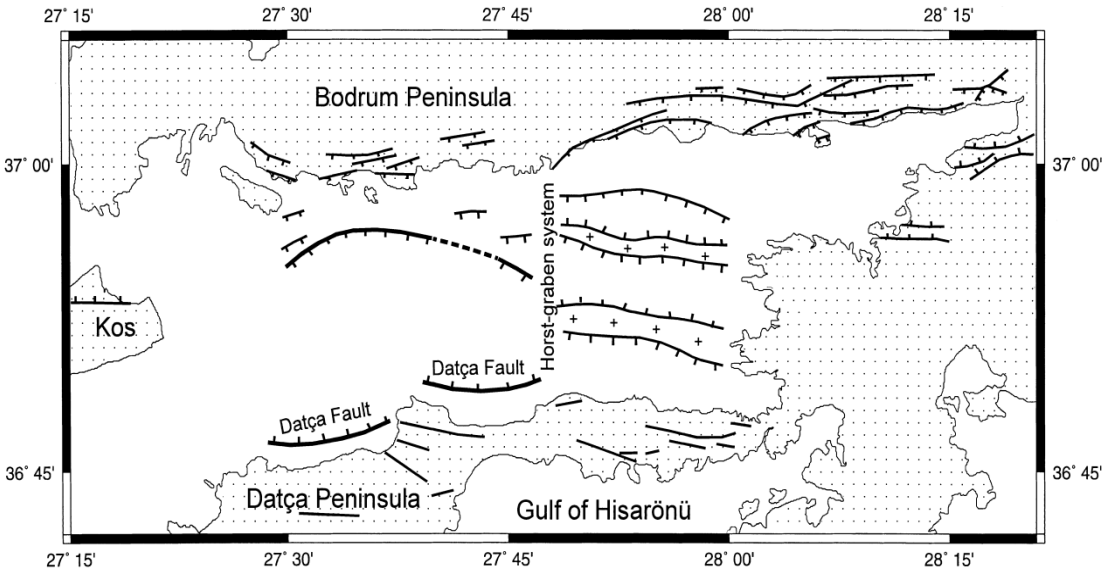
Pichon και Angelier (1981) υποστηρίζουν ότι η Β-Ν έκταση σε αυτή την περιοχή οφείλεται στην έκταση της οπισθοτόξιας περιοχής (back-arc) του φλοιού του Αιγαίου.

Τα κανονικά και τα ανάστροφα ρήγματα εμφανίζουν υψηλές τιμές κατακόρυφης μετατόπισης. Αντίθετα, τα ρήγματα παράταξης εμφανίζουν μικρές τιμές κατακόρυφης μετατόπισης ενώ η οριζόντια μετατόπιση εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές. Τα ρήγματα παράταξης εμφανίζονται στην περιοχή όπου υπάρχει συγκέντρωση ποσοστού παραμόρφωσης (Iscan et al. 2013).

Σύμφωνα με τους Rontogianni et al. (2011), τα εστιακά βάθη των σεισμών διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή στον κόλπο. Πιο συγκεκριμένα, στα δυτικά το εστιακό βάθος είναι περίπου ίσο με h=5km ενώ στο εσωτερικό τμήμα του κόλπου αυξάνει και γίνεται h=15km. Σχετικά με τα μεγέθη των σεισμών, έχει παρατηρηθεί ότι οι σεισμοί με M_w>5.0 εμφανίζονται στα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ. Τα ρήγματα αυτά εμφανίζονται στο βόρειο και νότιο τμήμα του κόλπου (Yolsal-Cevikbilen et al. 2014).

Οι μηχανισμοί γένεσης απεικονίζουν ρήγματα κανονικά μεγάλης γωνίας κλίσης με μια μικρή συνιστώσα παράταξης. Η διεύθυνση των ρηγμάτων αυτών είναι Α-Δ και απεικονίζουν την εφελκυστική τεκτονική που επικρατεί στην περιοχή. Επιπλέον, οι άξονες Τ έχουν διεύθυνση Β-Ν και ΒΔ-ΝΑ που επαληθεύει τις ιδιότητες της περιοχής (Yolsal-Cevikbilen et al. 2014).

Στο Σχήμα 1.2 απεικονίζεται ο κόλπος της Gökova με τα διάφορα ρήγματα που περιλαμβάνει. Σε αυτό το χάρτη εμφανίζονται και οι χερσόνησοι που περιβάλλουν αυτό τον κόλπο.



Σχήμα 1.2: Τα κυριότερα ρήγματα που εμφανίζονται στον κόλπο Gökova(από Görür et al. 1995).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

1.5. Γεωδυναμικά Χαρακτηριστικά στην Περιοχή Μελέτης

Σε αυτή την παράγραφο γίνεται αναφορά στα διάφορα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά που εμφανίζονται στην περιοχή μελέτης. Τα χαρακτηριστικά αυτά βασίζονται στα συμπεράσματα που έχουν προκύψει από τους διάφορους ερευνητές.

Σύμφωνα με τον Μακρή (1976b,1978) η αύξηση του πάχους του φλοιού στο Ελληνικό τόξο προκλήθηκε λόγω των συμπιεστικών δυνάμεων που οδηγούν στη συγκέντρωση μεγάλων μαζών ιζημάτων. Ταυτόχρονα, η συγκέντρωση αυτή των ιζημάτων οδηγεί στη μεταβολή της ασυνέχειας Mohorovicic με αποτέλεσμα την ύπαρξη σεισμικότητας κατά μήκος του τόξου.

Σύμφωνα με μερικές εργασίες, το βάθος όπου βρίσκεται η ασυνέχεια Mohorovicic ποικίλλει. Πιο συγκεκριμένα, σύμφωνα με τους Mutlu and Karabulut (2011) το βάθος της ασυνέχειας στην περιοχή της Κεντρικής Ανατολίας έχει μια τιμή περίπου 35km ενώ στην περιοχή Μεντερές έχει μια τιμή περίπου 30km. Στην περιοχή του Αιγαίου και συγκεκριμένα στην περιοχή των Κυκλάδων η ασυνέχεια εμφανίζει ένα βάθος στα 25km όπου αυτό μειώνεται στην περιοχή της τάφρου του νοτίου Αιγαίου και στο Κρητικό πέλαγος (Bohnhoff et al. 2001, Makris 1978, Tirel et al. 2004b, Sodoudi et al. 2006).

Σύμφωνα με τον McKenzie (1978), το βόρειο και ανατολικό τμήμα του Αιγαίου επεκτείνεται. Το μικρό πάχος του φλοιού οφείλεται στη διεύρυνση της ορογενετικής ζώνης που συνοδεύεται από αύξηση της θερμικής ροής στην περιοχή. Ο ίδιος ερευνητής χωρίζει την περιοχή του Αιγαίου σε μικρότερες πλάκες και αναφέρει ότι οι μικροπλάκες του Αιγαίου και της Τουρκίας κινούνται γρήγορα σε σύγκριση με τις πλάκες της Αφρικής και της Ευρασίας. Αυτή η γρήγορη κίνηση καθώς και η βύθιση που πραγματοποιείται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου έχουν ως συνέπεια την ύπαρξη υψηλής σεισμικότητας (McKenzie 1970, 1972).

Με βάση την κατανομή των σεισμών στην περιοχή του Αιγαίου καθορίζεται και το πάχος της λιθόσφαιρας. Το βόρειο τμήμα εμφανίζει μικρότερο πάχος σε σχέση με το νότιο εξαιτίας της σύγκρουσης της πλάκας της Αφρικής με την πλάκα της Ευρασίας (Δελήμπασης 1981). Η σύγκρουση αυτή οδηγεί στην αύξηση του πάχους του φλοιού. Στην περιοχή μεταξύ της Κρήτης και του ηφαιστειακού τόξου εμφανίζεται μια σημαντική λέπτυνση του φλοιού. Η λέπτυνση αυτή οφείλεται στο εκτατικό πεδίο που επικρατεί στην περιοχή καθώς και στην ύπαρξη θερμού υλικού που προέρχεται από την βύθιση της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από αυτή του Αιγαίου (Καραγιάννη 2002).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Σύμφωνα με τους Berckhemer (1977), Le Pichon and Angelier (1979) και Le Pichon (1982), η έκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου είναι συνέπεια της μετανάστευσης της ζώνης κατάδυσης προς τα νότια λόγω της άσκησης σε αυτή την περιοχή δύο δυνάμεων. Η μία δύναμη είναι αποτέλεσμα της πλευρικής κλίσης της λιθοστατικής πίεσης όπου η λιθοστατική πίεση αναπτύσσεται στο σημείο μετάβασης από την ωκεάνια στην ηπειρωτική λιθόσφαιρα. Αυτή η δύναμη αποτελεί τη δύναμη ώθησης του περιθωρίου και εμφανίζεται στην περίπτωση που το περιθώριο είναι παθητικό καθώς και ενεργό. Η δεύτερη δύναμη ονομάζεται δύναμη ώθησης και αποτελεί τη δύναμη που ενεργεί στην καταβυθιζόμενη πλάκα.

Στην περιοχή μελέτης συναντώνται δύο σεισμοτεκτονικές ζώνες όπου αυτές είναι η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου και η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης Α-Δ στο Αιγαίο (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

Η ζώνη των ανάστροφων ρηγμάτων βρίσκεται στην Ελληνική τάφρο και κατά μήκος του κυρτού μέρους του Ελληνικού τόξου. Σύμφωνα με τους Papazachos and Delibasis (1969), το κύριο χαρακτηριστικό της ζώνης αυτής είναι ότι τα ανάστροφα ρήγματα κλίνουν από τη Μεσόγειο θάλασσα προς το ιζηματογενές τμήμα του Ελληνικού τόξου. Τα ρήγματα είναι ανάστροφα με ΒΔ παράταξη και ΒΑ κλίση. Ένα σημαντικό ρήγμα αυτής της ζώνης είναι το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου (Σχήμα 1.3).

Τα διάφορα ανάστροφα ρήγματα που δημιουργούνται στην περιοχή μελέτης προκύπτουν λόγω της κίνησης της Αφρικανικής πλάκας προς το βορρά. Η κίνηση αυτή λαμβάνει χώρα κατά μήκος του Ελληνικού τόξου στην ωκεάνια λιθόσφαιρα της Μεσογείου. Στη σημερινή εποχή οι σεισμοί προκύπτουν πάνω στα ανάστροφα ρήγματα ή γύρω από αυτά (Papazachos et al. 1998). Τα ανάστροφα ρήγματα εμφανίζονται στην περιοχή της Κρήτης και της Ρόδου κυρίως στο τμήμα που μελετάται.

Η ζώνη των κανονικών ρηγμάτων στην περιοχή μελέτης αποτελείται από το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου, τη ΝΔ Τουρκία και την κεντρική δυτική Τουρκία. Με βάση τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών προκύπτει ότι η εφελκυστική τάση κατά τη διεύθυνση Β-Ν δημιουργεί τη διάρρηξη των κανονικών ρηγμάτων που έχουν διεύθυνση Α-Δ. Το εφελκυστικό πεδίο που δημιουργείται είναι αποτέλεσμα της ταχύτερης κίνησης του μπροστινού τμήματος της πλάκας του Αιγαίου προς τα νότια συγκριτικά με το πίσω τμήμα της πλάκας (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003) (Σχήμα 1.3).

Στην περιοχή μελέτης, τα ρήγματα παράταξης συναντώνται στο νότιο Αιγαίο σε μια ζώνη με διεύθυνση διάρρηξης Α-Δ. Η ζώνη αυτή βρίσκεται στο ηφαιστειακό τόξο και διαχωρίζει τις τάσεις εφελκυσμού από τις τάσεις συμπίεσης. Τα ρήγματα

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

αυτά έχουν μια ανάστροφη συνιστώσα. Το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι μεταξύ της Μεσογείου και του Αιγαίου πραγματοποιείται μια διατμητική κίνηση κατά μήκος της ζώνης αυτών των ρηγμάτων (Papadopoulos et al. 1986).

Στην περιοχή μελέτης και πιο γενικά στο χώρο του νότιου Αιγαίου, οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους καθώς και οι επιφανειακοί σεισμοί εμφανίζονται κυρίως στο ιζηματογενές τόξο. Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους εμφανίζονται σε όλη την περιοχή του Αιγαίου αλλά οι περισσότεροι βρίσκονται κυρίως στο νότιο Αιγαίο. Με βάση τις μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί οι σεισμοί με μέγεθος M=5.5-6.4 προκαλούνται σε ενδιάμεσα βάθη (h=55-60km). Μεγάλος αριθμός σεισμών βάθους (h>80km) εμφανίζεται στο ΝΑ τμήμα του Αιγαίου (ανατολική Κρήτη, Κάρπαθος, Ρόδος, Κως) (Δελήμπασης 1981).

Η ζώνη Benioff στο χώρο του νότιου Αιγαίου καθορίζεται από τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που πραγματοποιούνται σε αυτή. Πιο συγκεκριμένα, τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται είναι τα εστιακά βάθη των σεισμών που καθορίζονται από τη διαφορά του χρόνου άφιξης των φάσεων των κυμάτων (Papazachos and Comninakis 1969/70,1971). Η ύπαρξη της ζώνης αυτής καθόρισε την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου.

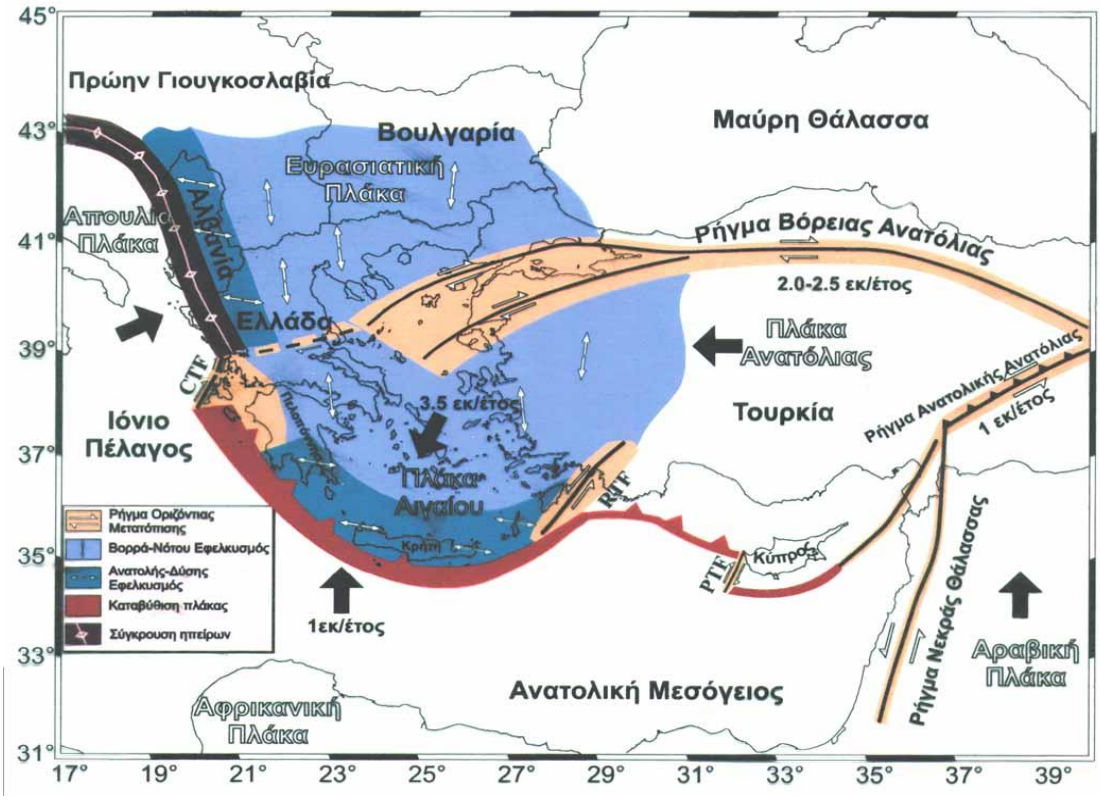
Η ζώνη Benioff στο νότιο Αιγαίο περιλαμβάνει ένα επιφανειακό και ένα βαθύτερο τμήμα που εμφανίζουν διαφορετικές κλίσεις (Papazachos 1990, Kiratzi and Papazachos C. 1995, Papazachos C. and Nolet 1997). Σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Κομνηνάκη (1971), λόγω της σύγκρουσης και της βύθισης της πλάκας της Αφρικής κάτω από την πλάκα της Ευρασίας η ζώνη Benioff αποκτά αμφιθεατρική μορφή. Σύμφωνα με τους Meier et al. (2004), η ζώνη Benioff βυθίζεται κατακόρυφα στην κοίλη πλευρά του Ελληνικού τόξου. Ταυτόχρονα, στο ηφαιστειακό τόξο η ζώνη αυτή πλησιάζει τα βάθη h=100-160km (Meier et al. 2004).

Μια σημαντική δομή στην περιοχή μελέτης είναι η λεκάνη της Ρόδου. Η λεκάνη αυτή αποτελείται από ιζήματα με μεγάλο πάχος και το βάθος της είναι αρκετά μεγάλο (Woodside et al. 2000, Hall et al. 2009). Σε αυτή τη λεκάνη υπάρχουν κανονικά ρήγματα που επηρεάζουν τα ιζήματα αλλά εμφανίζουν μικρές μετατοπίσεις. Τα ανάστροφα ρήγματα εμφανίζονται στο ΒΔ περιθώριο της λεκάνης όπου σχηματίζουν θετικές δομές λουλουδιού (Hall et al. 2014) (Σχήμα 1.3).

Σύμφωνα με τον Hatzfeld (1993), έχει υποστηριχθεί ότι στην περιοχή της Κρήτης η σεισμικότητα είναι ελάχιστη. Ταυτόχρονα, ο ίδιος ερευνητής αναφέρει ότι οι άξονες Τ στην περιοχή της Κρήτης και της Ρόδου έχουν διεύθυνση Α-Δ λόγω του

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ότι στρέφονται. Αντίθετα, στην περιοχή των Κυκλάδων οι άξονες Τ έχουν διεύθυνση Β-Ν.



Σχήμα 1.3: Χάρτης που απεικονίζει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των πλακών και τη διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου. (από Papazachos et al. 1998)

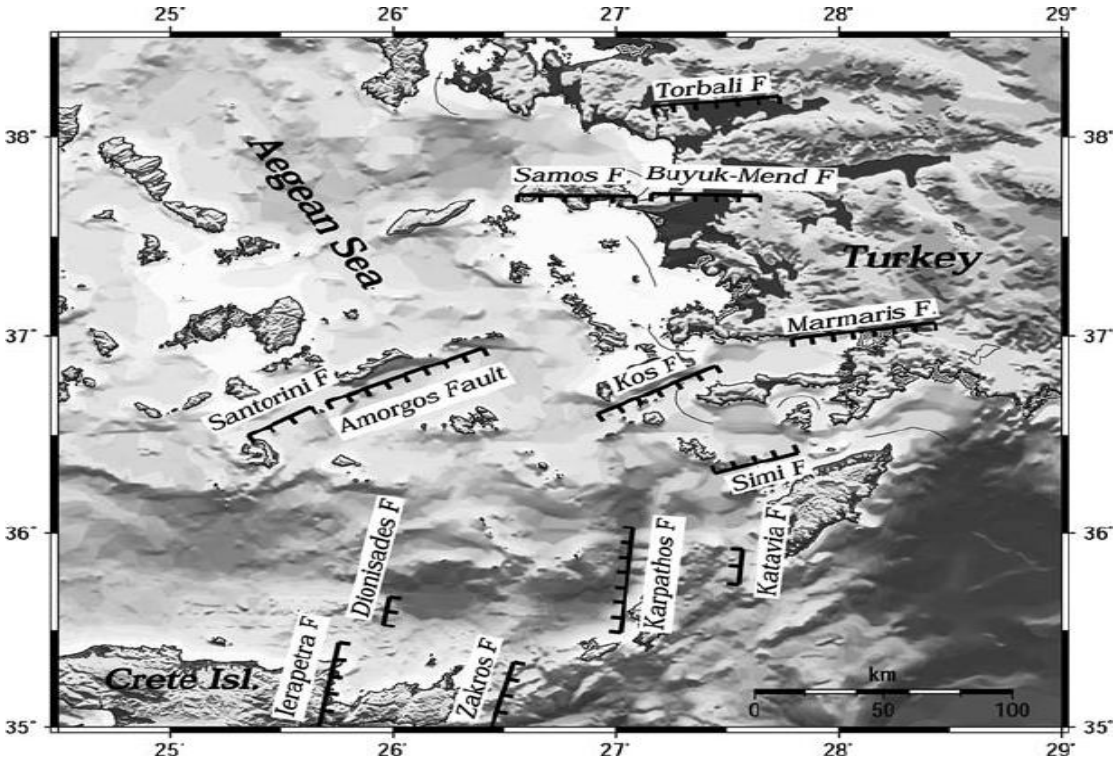
Στο Σχήμα 1.3 απεικονίζονται μερικές από τις κύριες δομές στο χώρο του Αιγαίου καθώς και οι τιμές των κινήσεων των πλακών σύμφωνα με τους Papazachos et al. (1998). Πιο συγκεκριμένα, απεικονίζεται το ανάστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου και η διεύθυνση κίνησης των πλακών που προκαλούν την σεισμικότητα στην περιοχή.

Σύμφωνα με διάφορες μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί (Δελήμπασης 1981) σχετικά με τους σεισμούς που πραγματοποιούνται στο χώρο του Αιγαίου παρατηρήθηκε μια καθυστέρηση στην καταγραφή των σεισμών από το δίκτυο των σεισμογράφων. Σύμφωνα με τον Gregersen (1977), οι καθυστερήσεις αυτές οφείλονται στη δομή του άνω μανδύα που είναι αρκετά ανομοιογενής.

Ταυτόχρονα, ο ίδιος ερευνητής υποστήριξε ότι οι σεισμοί που προέρχονται από την περιοχή των Δωδεκανήσων εμφανίζουν αρνητικές ανωμαλίες στους χρόνους διαδρομής. Οι Παπαζάχος και Κομνηνάκης (1971) καθώς και ο Μακρής (1975) υποστήριξαν αυτή την άποψη αναφέροντας ότι κάτω από το Αιγαίο εμφανίζεται υπερθερμαινόμενο υλικό που προέρχεται από την ασθενόσφαιρα. Ο Μακρής (1975) πρόσθεσε ότι το υλικό αυτό κινείται προς τα πάνω με αργό ρυθμό.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Στο Σχήμα 1.4 απεικονίζονται τα κυριότερα ρήγματα της περιοχής μελέτης. Σε μερικά από αυτά τα ρήγματα έχουν καταγραφεί ισχυροί ιστορικοί σεισμοί (λόγου χάρη στο ρήγμα της Αμοργού-Σαντορίνης ο ισχυρός σεισμός του 1956).



Σχήμα 1.4: Μορφολογία και τα σημαντικότερα ρήγματα στην περιοχή μελέτης(από Papadimitriou et al. 2005).

1.6. Ενεργός Παραμόρφωση στην Περιοχή Μελέτης

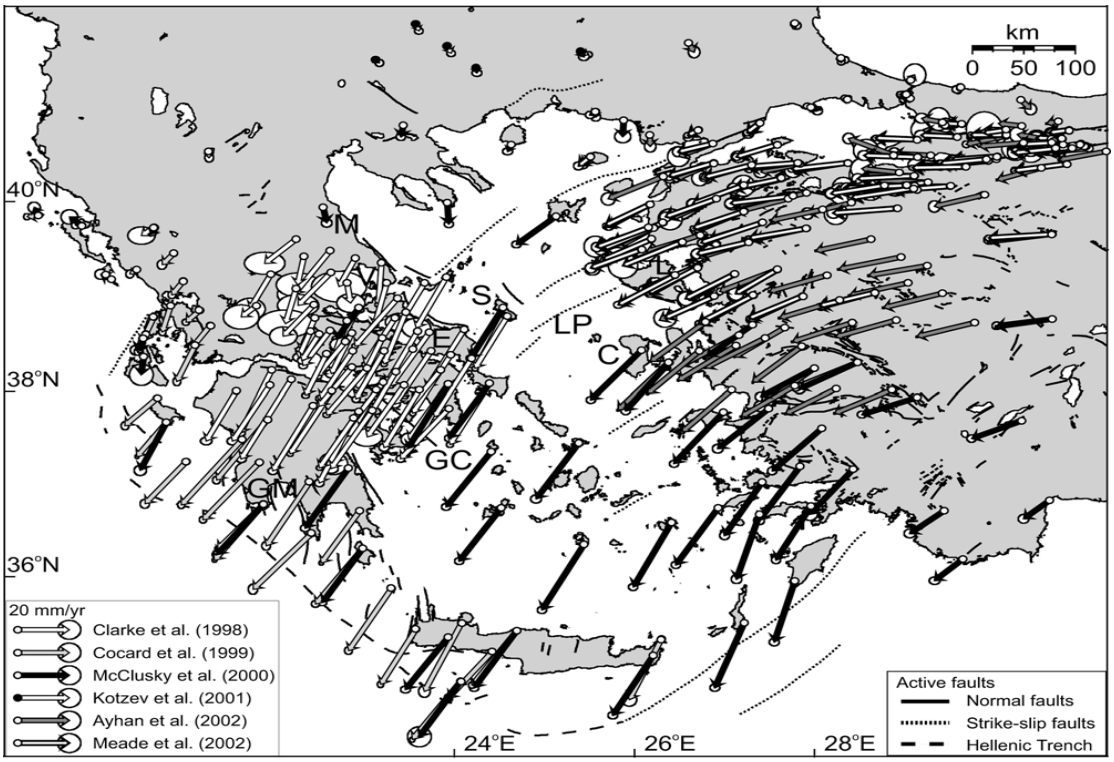
Σχετικά με την περιοχή μελέτης υπάρχουν αρκετές εργασίες για την κίνηση της πλάκας του Αιγαίου καθώς και για τις ταχύτητες που αναπτύσσονται. Σύμφωνα με τους Le Pichon et al. (1995) έχει καθοριστεί ότι στο νότιο Αιγαίο κυριαρχεί ΝΔ κίνηση με ταχύτητα περίπου 30mm/yr όπως έχει υπολογιστεί από τους McClusky et al. (2000) (Σχήμα 1.3).

Οι Le Pichon et al. (1995) έχουν υπολογίσει τις μικρότερες ταχύτητες μετατόπισης στο χώρο των Κυκλάδων. Στο νότιο τμήμα της Ρόδου οι τιμές των ταχυτήτων είναι σχετικά μεγάλες και εμφανίζονται ρήγματα με αριστερόστροφη κίνηση. Σύμφωνα με τους McClusky et al. (2000) η περιοχή του Αιγαίου περιγράφεται από χαμηλές τιμές σεισμικότητας καθώς και μικρές τιμές εσωτερικής παραμόρφωσης της τάξεως των 2mm/yr.

Στο νότιο Αιγαίο, παρατηρούνται υψηλές τιμές ταχύτητας ομάδας σε σχέση με την ηπειρωτική Ελλάδα για τις ίδιες τιμές περιόδου (Makris 1978, Kiriakidis 1988, Παπαζάχος 1994). Στην περιοχή της Τουρκίας και συγκεκριμένα στα

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

παράλια της Μ. Ασίας εμφανίζονται υψηλές τιμές ταχύτητας ομάδας που αντιστοιχούν σε μικρές τιμές περιόδων οπότε και σε μικρά βάθη (Καραγιάννη 2002). Η ταχύτητα ομάδας αποτελεί την ταχύτητα του κύματος που δημιουργείται από σκέδαση στο μέσο κατά τη διάρκεια διάδοσης απλών αρμονικών διαταράξεων συνεχούς φάσματος (Παπαζάχος Β.Κ., Καρακαΐσης Γ.Φ., Χατζηδημητρίου Π.Μ. 2005).



Σχήμα 1.5: Καταγεγραμμένες τιμές ταχυτήτων GPS στην περιοχή της Ελλάδας. Οι ταχύτητες είναι από Clarke et al. 1998, Cocard et al. 1999, McClusky et al. 2000, Kotzev et al. 2001, Ayhan et al. 2002, Meade et al. 2002 (από Nyst and Thatcher 2004).

Στο Σχήμα 1.5 απεικονίζονται οι διάφορες ταχύτητες που έχουν υπολογιστεί για την περιοχή της Ελλάδας καθώς και για την περιοχή μελέτης. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή του Αιγαίου εμφανίζονται τα αποτελέσματα από την έρευνα των McClusky et al. (2000). Τα βέλη απεικονίζουν την διεύθυνση με την οποία ασκούνται αυτές οι ταχύτητες.

Σύμφωνα με τους Nyst and Thatcher (2004) και τους Aktug et al. (2009), υπολογίστηκε το ποσοστό της έκτασης στην περιοχή μελέτης. Η περιοχή της Ελλάδας καθώς και η περιοχή της Τουρκίας, με βάση αυτές τις δύο εργασίες, χωρίζονται σε πολύγωνα όπου ανάλογα με την εργασία ποικίλλει ο αριθμός τους. Σύμφωνα με τους Aktug et al. (2009) το ποσοστό του εφελκυσμού αυξάνεται από τη Δ Ανατολία προς τις ακτές του Αιγαίου. Τα πιο αυξημένα ποσοστά έχουν παρατηρηθεί στις περιοχές Γκεντίζ και Μπουγιούκ Μεντερές. Πιο συγκεκριμένα, στην περιοχή Μπουγιούκ Μεντερές έχουν καταγραφεί τιμές μέχρι 140nstrain/yr και στην περιοχή Γκεντίζ τιμές μέχρι 85nstrain/yr. Το τμήμα της Τουρκίας εκτός

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

από αυτές τις περιοχές εμφανίζει σχετικά υψηλές τιμές μεταξύ 40-60nstrain/yr (Aktug et al. 2009). Στην περιοχή του Isparta Angle το ποσοστό της παραμόρφωσης είναι αρκετά χαμηλό.

Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται χαμηλές τιμές στις ταχύτητες των S κυμάτων. Με βάση τις τιμές αυτές προκύπτουν συμπεράσματα για τις δομές του άνω μανδύα. Οι τιμές προκύπτουν λόγω της παρουσίας υλικού από τον άνω μανδύα που έχει υποστεί μερική τήξη. Επίσης, οι τιμές αυτές προκύπτουν από την κίνηση του θερμού υλικού προς τα πάνω λόγω της βύθισης της πλάκας της Αφρικής κάτω από την πλάκα της Ευρασίας (Καραγιάννη 2002).

Σύμφωνα με τους Endrun et al. (2011), τα αποτελέσματα των σεισμικών κυμάτων και συγκεκριμένα η αζιμουθιακή ανισοτροπία Rayleigh μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό της δομής του Αιγαίου. Τα κύματα Rayleigh χρησιμοποιούνται για τον καθορισμό της ανισοτροπίας της ασθενόσφαιρας και της λιθόσφαιρας. Στην περιοχή του Β Αιγαίου η λιθόσφαιρα εμφανίζει μεγάλη ανισοτροπία σε σχέση με την ασθενόσφαιρα ενώ στις Κυκλάδες και στο ηφαιστειακό τόξο η ανισοτροπία της λιθόσφαιρας δεν είναι αισθητή. Αυτό ταυτίζεται με τις εργασίες που αναφέρουν ότι η λιθόσφαιρα εμφανίζει μικρό πάχος στην περιοχή του Αιγαίου (Spakman et al. 1993, Piromallo and Morelli 2003, Salaün et al. 2012). Με βάση αυτό προκύπτει το συμπέρασμα ότι η ασθενόσφαιρα προκαλεί έντονη παραμόρφωση στον φλοιό.

Σύμφωνα με ορισμένους ερευνητές, στην περιοχή του ΝΔ Αιγαίου καθώς και στις κεντρικές Κυκλάδες δεν εμφανίζεται έντονη σεισμικότητα καθώς και εσωτερική παραμόρφωση (McClusky et al. 2000, Floyd et al. 2010, Le Pichon and Kreemer 2010, Reilinger et al. 2010) όπως έχει καταγραφεί και από τους σεισμογράφους. Με βάση τις μετρήσεις ταχυτήτων στο Αιγαίο, οι μέγιστες τιμές παρατηρούνται προς την Ευρασία λόγω του ότι προς αυτή την κατεύθυνση εμφανίζεται και ο ενεργός εφελκυσμός.

Το ποσοστό παραμόρφωσης εξαρτάται από την άσκηση ταχύτητας στην περιοχή μελέτης καθώς και από τα διάφορα ειδικά χαρακτηριστικά που εμφανίζονται σε αυτή. Επίσης, τα ποσοστά της παραμόρφωσης φανερώνουν και την άσκηση σεισμικότητας στην περιοχή μελέτης.

Σχετικά με την περιοχή μελέτης έχει καθοριστεί το ποσοστό παραμόρφωσης που εμφανίζεται. Σύμφωνα με τη Rontogianni (2010), η παραμόρφωση στην περιοχή μελέτης έχει υπολογιστεί με δορυφορικές μετρήσεις καθώς και με σεισμολογικά δεδομένα. Οι δύο τιμές που έχουν υπολογιστεί δεν ταυτίζονται με την τιμή από τις δορυφορικές μετρήσεις να είναι μεγαλύτερη από αυτή από τα σεισμολογικά δεδομένα. Στην περιοχή των Κυκλάδων το ποσοστό της παραμόρφωσης είναι μηδενικό λόγω του ότι δεν εμφανίζονται πολλοί ισχυροί σεισμοί.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Σύμφωνα με τους Aktug et al. (2009), η περιοχή χωρίζεται σε πολύγωνα. Στα διάφορα πολύγωνα υπάρχει ένα ποσοστό παραμόρφωσης που δεν εμφανίζεται στην περιοχή με την μορφή σεισμών και αντιστοιχεί σε μια τιμή περίπου 20nstrain/yr. Σε μερικές περιπτώσεις αυτές οι τιμές δεν είναι σημαντικές και μπορεί να μην προκαλέσουν σημαντικές καταστροφές. Παρόλα αυτά, σε μερικές περιπτώσεις αυτά τα ποσοστά προκαλούν ολίσθηση στα ρήγματα της εκάστοτε περιοχής που αντιστοιχεί με 1-2mm/yr. Αυτή η ολίσθηση μπορεί να οδηγήσει στην πρόκληση ισχυρών σεισμών (M=6.0) που με τη σειρά τους θα προκαλέσουν αρκετές καταστροφές.

1.7. Υπολογισμοί Παραμέτρων Σεισμικότητας

Στην περιοχή μελέτης με βάση τη σχέση Gutenberg-Richter, υπολογίστηκαν για αρκετούς σεισμούς οι τιμές των παραμέτρων a και b με βάση αρκετές μελέτες. Ταυτόχρονα, για την περιοχή έχουν υπολογιστεί και άλλες παράμετροι όπου με βάση τις τιμές τους καθορίζονται διάφορες ιδιότητες για την περιοχή. Πιο συγκεκριμένα, οι τιμές της παραμέτρου b εμφανίζουν μεγάλη ποικιλία. Οι τιμές αυτές έχουν υπολογιστεί με βάση τα δεδομένα ισχυρών σεισμών καθώς και από εργαστηριακές δοκιμές. Οι διαφορετικές τιμές οφείλονται σε αρκετούς παράγοντες όπως στην ετερογένεια των πετρωμάτων, στην κατανομή της τάσης καθώς και σε μικρορωγμές που εμφανίζονται στα πετρώματα της περιοχής (Polat et al. 2008).

Οι χαμηλές τιμές b αντιστοιχούν σε περιβάλλοντα υψηλής τάσης και συνδέονται με την ανωμαλία Bouguer (Wilson and Kato 1992,1995, Wyss and Matsumura 2002, Khan 2005). Οι υψηλές τιμές b εμφανίζονται κυρίως σε δύο ζώνες. Η πρώτη ζώνη βρίσκεται στο βορρά και η δεύτερη στη θάλασσα στα δυτικά των περιοχών Κουσάντασι και Μποντρούμ (Ílkisik 1995). Η ύπαρξη της δεύτερης περιοχής οφείλεται στην ετερογένεια που επικρατεί σε αυτό το τμήμα.

Ο καθορισμός της τιμής της παραμέτρου b είναι αρκετά δύσκολος επομένως απαιτείται προσεκτική έρευνα. Σύμφωνα με τον Papazachos C. (1999), η παράμετρος b είναι στενά συνδεδεμένη με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί σε κάθε περιοχή. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη χωρική συσχέτιση των μεταβολών της τιμής της παραμέτρου b. Ταυτόχρονα, η παράμετρος a εμφανίζει μικρότερη χωρική συσχέτιση λόγω του ότι απεικονίζει το επίπεδο σεισμικότητας που μπορεί να αλλάξει στο χώρο κάθε στιγμή. Η εφαρμογή αυτής της μεθόδου απεικονίζει μια μείωση τιμών της παραμέτρου b από το εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου προς το εσωτερικό. Η μείωση αυτή ταυτίζεται και με άλλες έρευνες (Hatzidimitriou et al. 1985,1994).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, υπολογίστηκαν και άλλες παράμετροι όπως η παράμετρος z από τους Polat et al. (2008). Η παράμετρος z αντιστοιχεί στην σεισμική ηρεμία και υπολογίζεται με βάση τον τύπο LTA (Habermann 1987). Οι υψηλές τιμές της παραμέτρου z αντιστοιχούν σε σεισμούς μικρού μεγέθους. Οι τιμές αυτές καθορίζουν δύο περιοχές κυρίως. Όταν σε ένα τμήμα εμφανίζονται μικρές τιμές της παραμέτρου b και υψηλές τιμές της παραμέτρου z τότε στην περιοχή είναι πιθανό να πραγματοποιηθεί ένας ισχυρός σεισμός. Επομένως, σε αυτές τις περιοχές ο σεισμικός κίνδυνος είναι αυξημένος (Westerhaus et al. 2002).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

2. ΙΣΤΟΡΙΚΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ

Τα δεδομένα που έχουν χρησιμοποιηθεί αφορούν σεισμούς που έγιναν στην περιοχή μελέτης από την αρχαιότητα έως σήμερα (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003). Πιο συγκεκριμένα, τα δεδομένα αφορούν σεισμούς από το έτος 490πΧ μέχρι το έτος 2015 και προέρχονται από τον κατάλογο των σεισμών του Σεισμολογικού Σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Πληροφορίες για τους σεισμούς δίνονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1: Πίνακας με τους ισχυρότερους ιστορικούς σεισμούς στην περιοχή μελέτης.

Αύξων αριθμός	Ημερομηνία	Περιοχή	Μέγεθος
1	412 π. Χ.	Κως	6.8
2	334π.Χ.	Μ Ασία(Απάμεια)	6.5
3	227π.Χ.	Ρόδος	7.5
4	200π.Χ.	Σάμος	6.3
5	Αύγουστος 198π.Χ.	Ρόδος	7.2
6	90π.Χ.	Μ Ασία(Απάμεια)	6.6
7	27π.Χ.	Μ Ασία(Τράλλεις)	7.2
8	17	Μ Ασία(Σάρδεις)	7.0
9	23	Κίβυρα	6.3
10	46	Θήρα	6.4
11	53	Μ Ασία(Απάμεια)	6.3
12	60	Λαοδίκεια	6.8
13	142	Ρόδος	7.5
14	241	Αφροδισιάδα	6.6
15	9 Ιουλίου 251	Κρήτη	7.5
16	334	Κως	6.6
17	344	Ρόδος	6.5
18	417	Κίβυρα	6.5
19	459	Κνίδος	6.6
20	476	Ρόδος	6.7
21	494	Λαοδίκεια	6.6
22	515	Ρόδος	6.4
23	530	Μύρα	6.5
24	Αύγουστος 556	Κως	7.0
25	18 Αυγούστου 1303	Ρόδος	8.0
26	30 Απριλίου 1366	Ρόδος	7.2
27	3 Μαΐου 1481	Ρόδος	7.2
28	18 Αυγούστου 1493	Κως	6.8
29	29 Μαΐου 1508	Ιεράπετρα	7.2
30	28 Μαρτίου 1513	Ρόδος	7.2
31	26 Νοεμβρίου 1595	Κρήτη	6.4
32	1604	Ηράκλειο	6.5
33	Απρίλιος 1609	Ρόδος	7.2
34	1616	Ρόδος	6.4

35	**1646**	**Δ Τουρκία**	**6.6**
36	**9 Οκτωβρίου 1650**	**Θήρα**	**6.0**
37	**8 Ιουνίου 1651**	**Λαοδίκεια**	**6.7**
38	**22 Φεβρουαρίου 1653**	**Αϊδίνιο**	**7.1**
39	**Ιανουάριος 1665**	**Ηράκλειο**	**7.0**
40	**7 Μαΐου 1673**	**Ηράκλειο**	**7.0**
41	**25 Φεβρουαρίου 1702**	**ΝΔ Τουρκία**	**7.0**
42	**19 Νοεμβρίου 1717**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.6**
43	**31 Ιανουαρίου 1741**	**Ρόδος**	**7.3**
44	**18 Ιουνίου 1751**	**Σάμος**	**6.4**
45	**13 Φεβρουαρίου 1756**	**Ρόδος**	**7.5**
46	**Δεκέμβριος 1769**	**Ηράκλειο**	**7.0**
47	**Οκτώβριος 1780**	**Ιεράπετρα**	**6.8**
48	**16 Φεβρουαρίου 1810**	**Ηράκλειο**	**7.8**
49	**Δεκέμβριος 1815**	**Ιεράπετρα**	**6.8**
50	**3 Απριλίου 1831**	**Σάμος**	**6.0**
51	**18 Οκτωβρίου 1843**	**Χάλκη**	**6.6**
52	**28 Μαρτίου 1846**	**Ηράκλειο**	**7.3**
53	**13 Ιουνίου 1846**	**Σάμος**	**6.0**
54	**28 Φεβρουαρίου 1851**	**ΝΔ Τουρκία**	**7.1**
55	**12 Οκτωβρίου 1856**	**Ηράκλειο**	**8.0**
56	**24 Μαρτίου 1862**	**Ρόδος**	**6.3**
57	**22 Απριλίου 1863**	**Ρόδος**	**7.5**
58	**2 Οκτωβρίου 1864**	**Καστελόριζο**	**6.0**
59	**11 Οκτωβρίου 1865**	**Σάμος**	**6.0**
60	**31 Ιανουαρίου 1866**	**Θήρα**	**6.1**
61	**3 Μαΐου 1868**	**Σάμος**	**6.0**
62	**18 Απριλίου 1869**	**Σύμη**	**6.8**
63	**1 Δεκεμβρίου 1869**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.8**
64	**22 Φεβρουαρίου 1870**	**ΝΔ Τουρκία**	**7.0**
65	**31 Ιανουαρίου 1873**	**Σάμος**	**6.5**
66	**16 Νοεμβρίου 1874**	**Ρόδος**	**7.0**
67	**14 Οκτωβρίου 1877**	**Σάμος**	**6.0**
68	**17 Ιουλίου 1887**	**Ηράκλειο**	**7.4**
69	**14 Δεκεμβρίου 1890**	**Έφεσος**	**6.2**
70	**12 Μαρτίου 1893**	**Σάμος**	**6.6**
71	**19 Αυγούστου 1895**	**Αϊδίνιο**	**6.4**
72	**27 Οκτωβρίου 1896**	**Ρόδος**	**6.4**
73	**20 Σεπτεμβρίου 1899**	**ΝΔ Τουρκία**	**7.0**
74	**11 Αυγούστου 1904**	**Σάμος**	**6.8**
75	**17 Μαΐου 1908**	**Ηράκλειο**	**6.6**
76	**21 Αυγούστου 1910**	**ΝΑ Κρήτη**	**6.0**
77	**4 Απριλίου 1911**	**Θήρα**	**7.1**
78	**30 Απριλίου 1911**	**Ν Τουρκία**	**6.1**
79	**3 Οκτωβρίου 1914**	**ΝΔ Τουρκία**	**7.0**
80	**16 Ιουλίου 1918**	**Μήλος**	**6.6**

81	**25 Οκτωβρίου 1919**	**Θήρα**	**6.1**
82	**15 Νοεμβρίου 1920**	**Θήρα**	**6.0**
83	**13 Αυγούστου 1922**	**Α Κρήτη**	**6.8**
84	**1 Αυγούστου 1923**	**Ρέθυμνο**	**6.8**
85	**1 Μαρτίου 1926**	**Τουρκία**	**6.2**
86	**18 Μαρτίου 1926**	**Καστελόριζο**	**6.9**
87	**26 Ιουνίου 1926**	**Ρόδος**	**7.7**
88	**23 Απριλίου 1933**	**Κως**	**6.6**
89	**9 Νοεμβρίου 1934**	**Σητεία**	**6.2**
90	**25 Φεβρουαρίου 1935**	**Λασίθι**	**7.0**
91	**18 Μαρτίου 1935**	**Σαντορίνη**	**6.2**
92	**29 Φεβρουαρίου 1940**	**Λασίθι**	**6.0**
93	**23 Μαΐου 1941**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.0**
94	**13 Δεκεμβρίου 1941**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.2**
95	**21 Ιουνίου 1942**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.3**
96	**16 Οκτωβρίου 1943**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.3**
97	**27 Μαΐου 1944**	**Ρόδος**	**6.0**
98	**2 Σεπτεμβρίου 1945**	**ΝΑ Ρόδος**	**6.4**
99	**9 Φεβρουαρίου 1948**	**Κάρπαθος**	**7.1**
100	**16 Ιουλίου 1955**	**Αγαθονήσι**	**6.9**
101	**9 Ιουλίου 1956**	**Αμοργός**	**7.5**
102	**30 Ιουλίου 1956**	**Λασίθι**	**6.0**
103	**25 Απριλίου 1957**	**Ρόδος**	**7.2**
104	**30 Ιουνίου 1958**	**Σύμη**	**6.0**
105	**25 Απριλίου 1959**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.2**
106	**23 Μαΐου 1961**	**Ρόδος**	**6.4**
107	**28 Νοεμβρίου 1965**	**Ρόδος**	**6.0**
108	**5 Δεκεμβρίου 1968**	**Νίσυρος**	**6.0**
109	**14 Ιανουαρίου 1969**	**ΝΔ Τουρκία**	**6.2**
110	**12 Μαΐου 1971**	**Δ Τουρκία**	**6.2**
111	**30 Απριλίου 1992**	**Λασίθι**	**6.1**
112	**20 Ιουλίου 1996**	**Κάρπαθος**	**6.0**

412πΧ Κως M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο με συντεταγμένες (36.8^o,27.2^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές (Γεωργιάδης 1904, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

334πΧ Απάμεια M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.9^o,29.9^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Guidoboni et al. 1994).

227πΧ Ρόδος M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (28.4^o,36.4^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες βλάβες. Μία από τις σημαντικότερες καταστροφές που προκλήθηκε είναι η καταστροφή του Κολοσσού της Ρόδου. Με βάση τις καταγραφές της εποχής ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι το νησί Τήλος.

Στο σεισμό αναφέρονται οι Πολύβιος, Διόδωρος, Στράβων, Πλίνιος, Παυσανίας (Hoff 1840, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

200πΧ Σάμος M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,26.9^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Με βάση τις καταγραφές προκλήθηκαν καταστροφές κάθε τύπου (Bousquet and Pechux 1978, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

Αύγουστος 198πΧ Ρόδος M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.3^o,28.2^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. (Robert 1978, Guidoboni et al 1994).

90πΧ Απάμεια M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.8^o,29.8^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Με βάση τις καταγραφές δημιουργήθηκαν λίμνες, πηγές και ποτάμια ενώ άλλα εξαφανίστηκαν (Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

27πΧ Τράλλεις M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.8^o,28.1^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε καταστροφές στη Κω και Λαοδίκεια (Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

17 Σάρδεις M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (38.63^o,27.59^o) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός προκαλώντας καταστροφές στη Μαγνησία, Τήμνο, Φιλαδέλφεια, Αιγές, Απολλωνιδέα, Μοστήνη, Υρκανία, Ιεροκαισάρεια, Μύρινα, Κύμη και Τμώλο. Με βάση τις καταγραφές ο σεισμός προκάλεσε βύθιση βουνών και ανύψωση πεδιάδων (Γεωργιάδης 1904, Guidoboni et al. 1994).

23 Κίβυρα M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.2^o,30^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1989).

46 Θήρα M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^o,25.4^o). Ο σεισμός προηγήθηκε της έκρηξης του ηφαιστείου. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη όπου δημιουργήθηκε και θαλάσσιο κύμα (Schmidt 1867a, Sieberg 1932b, Bousquet and Pechux 1978).

53 Απάμεια M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,29.8^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Guidoboni et al. 1994).

60 Λαοδίκεια M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.9^o,29.1^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός

στις πόλεις Ιεράπολη και Κολοσσές (Γεωργιάδης 1904, Sieberg 1932a, Guidoboni et al. 1994).

142 Ρόδος M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (29^o,36.3^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Με βάση τις καταγραφές της εποχής ο σεισμός έγινε αισθητός στις πόλεις Λυκία, Καρία, Κω, Ρόδο, Σέριφο και Σμύρνη. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα.

241 Αφροδισιάδα M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.3^o,28.8^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Με βάση τις καταγραφές ο σεισμός καταβρόχθισε ολόκληρες πόλεις (Reynolds 1982, Guidoboni et al. 1994).

9 Ιουλίου 251 Κρήτη M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (25^o,35.6^o) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές στην Κρήτη (Σταυράκης 1890, Μουγιάρης 1994).

334 Κως M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.9^o,27.4^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Guidoboni et al. 1994).

344 Ρόδος M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.3^o,28.3^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Hoff 1840, Perrey 1848, Mallet 1854, Γεωργιάδης 1904, Guidoboni et al. 1994).

417 Κίβυρα M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.2^o,29.9^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Με βάση τις καταγραφές ο σεισμός καταβρόχθισε την πόλη Κίβυρα και τις γύρω περιοχές (Guidoboni et al. 1994).

459 Κνίδος M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.7^o,27.3^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός κατέστρεψε την Κνίδο και Κω (Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

476 Ρόδος M=6.7: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^o,28.3^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Schreiner 1975, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

494 Λαοδίκεια M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (38^o,29^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός προκαλώντας καταστροφές στις πόλεις Φρυγία, Λαοδίκεια, Ιεράπολη, Τρίπολη και Αγαθικός (Σάθας 1867, Guidoboni et al. 1994).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

515 Ρόδος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^{o},28.2^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Σάθας 1867, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994).

530 Μύρα M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.2^{o},30^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Σάθας 1867, Guidoboni et al. 1994).

Αύγουστος 556 Κως M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε σο σημείο (36.8^{o},27.3^{o}) και είχε ένταση X προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα και έγινε αισθητός στις Τράλλεις. Με βάση τις καταγραφές οι κάτοικοι εξαφανίστηκαν. Επίσης, ο σεισμός κατέστρεψε την Ιατρική σχολή που βρισκόταν 3,5km δυτικά της πόλης (Γεωργιάδης 1904, Μουγιάρης 1994, Guidoboni et al. 1994, Sieberg 1932a,b).

18 Αυγούστου 1303 Ρόδος M=8.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (29.4^{o},36.1^{o}) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Ο σεισμός αυτός κατέστρεψε τη Ρόδο και προκάλεσε έντονες καταστροφές στην Κρήτη, Αίγυπτο, Ιορδανία, Συρία, Ισραήλ, Κύπρο και στη Ν Τουρκία. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κωνσταντινούπολη και σε περιοχές της Δ Μεσογείου. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα που προκάλεσε καταστροφές στην Κρήτη, Αίγυπτο, Παλαιστίνη και Αδριατική. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με το μεγάλο ανάστροφο ρήγμα μεταξύ του μπροστινού τμήματος της πλάκας της Αφρικής με το μπροστινό τμήμα της πλάκας της Ευρασίας.

Ο σεισμός αυτός έγινε αισθητός μέχρι τη Ν Πελοπόννησο. Ο σεισμός είχε πολλά θύματα στη Ρόδο, Κρήτη και Αλεξάνδρεια. Ο σεισμός προκλήθηκε από θραύση ολόκληρου του ρήγματος ενώ τμήματα του ρήγματος αυτού έδωσαν ισχυρούς σεισμούς πριν και μετά από αυτό το σεισμό. Το θαλάσσιο κύμα προέκυψε λόγω του ότι η τάφρος με το βαθύτερο πυθμένα στη Μεσόγειο βρίσκεται εκεί που βρίσκεται το ρήγμα (Ευαγγελάτου- Νοταρά 1993, Ambraseys et al. 1994, Guidoboni and Comastri 1997, Μαραβελάκις 1938, Ξανθουλίδης 1950, Papazachos and Comninakis 1971, Papazachos et al. 2000).

30 Απριλίου 1366 Ρόδος M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.8^{o},28.6^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός προκαλώντας καταστροφές στο Ταργκουζλού και λόγω του σεισμού κατέρρευσε το κάστρο της Ρόδου (Luttrell 1999).

3 Μαΐου 1481 Ρόδος M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.2^{o},29^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα μετά τον κύριο σεισμό. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Τουρκία προκαλώντας καταστροφές καθώς και στο Ισραήλ και

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Αίγυπτο. Ο σεισμός συνδέεται με το ρήγμα του Καστελόριζου και με τη τάφρο που δημιουργεί αυτό λόγω της δημιουργίας του θαλάσσιου κύματος. Ο σεισμός δεν προκάλεσε σημαντικές βλάβες στη Ρόδο λόγω του ότι η εστία του είναι στο ανατολικό μέρος του ρήγματος όπου η τάφρος έχει μεγάλο βάθος (Αντωνόπουλος 1973, Ben-Menahem 1979, Ευαγγελάτου-Νοταρά 1993, Papazachos 1996).

18 Αυγούστου 1493 Κως M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.7^o,27.1^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Τουρκία, Αρχιπέλαγος, Αίγυπτο και Ισραήλ. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν αρκετά θύματα (Perrey 1848, Mallet 1854, Sieberg 1932b, Αντωνόπουλος 1973, Ben-Menahem 1979).

29 Μαΐου 1508 Ιεράπετρα M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.2^o,25.8^o) και είχε ένταση X προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Πριν από τον κύριο σεισμό δημιουργήθηκε θόρυβος και ακολουθήθηκε από ένα μετασεισμό. Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές στη Σητεία και στην Α Κρήτη και έγινε αισθητός στο Ρέθυμνο, Κυδωνία, Πάρο, Νάξο, Χίο, Ζάκυνθο, Εύβοια, Φρυγία και Κύπρο. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν θύματα (Schmidt 1867a, Cayeux 1904, Μαραβελάκις 1938, Σιμόπουλος 1972, Schreiner 1975).

28 Μαρτίου 1513 Ρόδος M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^o,28.2^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στο Κάιρο (Ambraseys and Finkel 1995, Luttrel 1999).

26 Νοεμβρίου 1595 Κρήτη M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.3^o,25.2^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές κυρίως στο Ηράκλειο (Fallkener 1854, Μουγιάρης 1904).

1604 Ηράκλειο M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.8^o,25.2^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Σύμφωνα με τις καταγραφές προκλήθηκε καθίζηση (Σταυράκης 1890, Κριάρης 1930).

Απρίλιος 1609 Ρόδος M=72: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.2^o,29^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε και θαλάσσιο κύμα όπου πνίγηκαν πολλοί άνθρωποι. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την Αίγυπτο και τη Συρία (Ambraseys and Finkel 1995).

1616 Ρόδος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^o,28.5^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές (Ambraseys and Finkel 1995).

1646 Δ Τουρκία M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.8^o,28.4^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός προκάλεσε

καταστροφές και κατολισθήσεις στο Kuyucak και Γιενίσε καθώς και στη Χίο. Η εστία του σεισμού είναι στην κοιλάδα του Μπουγιούκ Μεντερές. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν αρκετά θύματα (Ζολώτας 1921, Ambraseys and Finkel 1995).

9 Οκτωβρίου 1650 Θήρα M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^o,25.5^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός προκάλεσε ηφαιστειακή δραστηριότητα και τη δημιουργία του ηφαιστείου Κολούμπο. Επίσης, δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα που έγινε αισθητό στη Πάτμο, Σίκινο, Κέα και Κρήτη. Οι σεισμικές δονήσεις ξεκίνησαν το 1649 και συνοδεύονταν από άνοδο της θερμοκρασίας. Η ηφαιστειακή τέφρα μεταφέρθηκε μέχρι τη Μ Ασία. Λόγω των δηλητηριωδών αερίων από το ηφαίστειο υπήρξαν θύματα (Perrey 1848, Mallet 1854, Sieberg 1932b, Μαραβελάκις 1938, Βέης 1944, Αντωνόπουλος 1973, Ambraseys and Finkel 1995).

8 Ιουνίου 1651 Λαοδίκεια M=6.7: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.9^o,29.1^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός είχε αρκετά θύματα (Μαραβελάκις 1938).

22 Φεβρουαρίου 1653 Αϊδίνιο M=7.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.76^o,27.8^o) και είχε ένταση X προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές στις πόλεις Kizilasari, Tire, Νασλί, Κοσκ, Ντενιζλί, Σουλτάνχισαρ, Kuyucak και Ezine. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σμύρνη. Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές στην κοιλάδα Μπουγιούκ Μεντερές και υπήρξαν πολλά θύματα. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από ελαφρές σεισμικές δονήσεις (Hoff 1840, Mallet 1858, Μαραβελάκις 1938, Ambraseys and Finkel 1995).

Ιανουάριος 1665 Ηράκλειο M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.9^o,25^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν αρκετά θύματα (Perrey 1848, Schmidt 1867a).

7 Μαΐου 1673 Ηράκλειο M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36^o,25.4^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Ζάκυνθο (Hoff 1840, Perrey 1848, Schmidt 1867a, Sieberg 1932b).

25 Φεβρουαρίου 1702 ΝΔ Τουρκία M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,29.1^o) και είχε ένταση X προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σμύρνη και Χίο και προκάλεσε καταστροφές στη Λαοδίκεια. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν πάρα πολλά θύματα και άλλαξε ο ρους του ποταμού Γκουμούς Γκαγί (Ambraseys and Finkel 1995).

19 Νοεμβρίου 1717 ΝΔ Τουρκία M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,29.2^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο

σεισμός έγινε αισθητός στη Σατάλια και προκάλεσε καταστροφές στη Λαοδίκεια. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν πολλά θύματα (Ambraseys and Finkel 1995).

31 Ιανουαρίου 1741 Ρόδος M=7.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.2^o,29.3^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Η θάλασσα αποσύρθηκε και πλημμύρισε το νησί της Ρόδου 12 φορές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη, Κύπρο, Καστελόριζο και Κάιρο. Οι μετασεισμοί συνεχίστηκαν για ένα χρόνο (Ambraseys and Finkel 1995).

18 Ιουνίου 1751 Σάμος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,27.1^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μ Ασία προκαλώντας καταστροφές σε αρκετές πόλεις. Με βάση τις καταγραφές τα βουνά σχίστηκαν λόγω του ότι ο σεισμός ήταν ισχυρός (Σταματιάδης 1887).

13 Φεβρουαρίου 1756 Ρόδος M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (27.5^o,36.3^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας μικρές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κάρπαθο, Ρόδο, Κάιρο και Σατάλια (Ambraseys and Finkel 1995).

Δεκέμβριος 1769 Ηράκλειο M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.6^o,25.5^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές στις κατασκευές. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν πολλά θύματα (Ambraseys and Finkel 1995).

Οκτώβριος 1780 Ιεράπετρα M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (34.9^o,25.8^o) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στα Χανιά και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Mallet 1854, Schmidt 1867a, Sieberg 1932b).

16 Φεβρουαρίου 1810 Ηράκλειο M=7.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (25.6^o,35.5^o) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μάλτα, Νάπολη, Τεργέστη, Κύπρο και Β Αφρική. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν πολλά θύματα (Perrey 1846, Mallet 1854, Σταυράκης 1890, Ξανθουλίδης 1925, Sieberg 1932a, Μαραβελάκις 1938).

Δεκέμβριος 1815 Ιεράπετρα M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (34.9^o,25.7^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός ήταν έντονος στο νότιο και ανατολικό τμήμα της Κρήτης (Sieberg 1932a,b, Karnik 1971).

3 Απριλίου 1831 Σάμος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^o,26.8^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί.

18 Οκτωβρίου 1843 Χάλκη M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^{o},27.7^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί στην ευρύτερη περιοχή. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν αρκετά θύματα (Perrey 1848).

28 Μαρτίου 1846 Ηράκλειο M=7.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.8^{o},25^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλη την Κρήτη καθώς και στη Ρόδο, Μυτιλήνη, Ζάκυνθο, Σμύρνη, Συρία, Αλεξάνδρεια, Σικελία και Μάλτα (Barbiani and Barbiani 1864, Schmidt 1879a, Cayeux 1904).

13 Ιουνίου 1846 Σάμος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.6^{o},27^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μ Ασία. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από ένα ισχυρό μετασεισμό (Σταματιάδης 1887).

28 Φεβρουαρίου 1851 ΝΔ Τουρκία M=7.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.6^{o},28.8^{o}) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές στη Μ Ασία και Ρόδο. Οι μετασεισμοί πραγματοποιούνταν για ένα χρόνο και γίνονταν αισθητοί στη Ρόδο, Χάλκη και Μάκρη (Schmidt 1879a, Sieberg 1932a,b).

12 Οκτωβρίου 1856 Ηράκλειο M=7.7: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (25.8^{o},35.6^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός ήταν καταστρεπτικός στην Κρήτη, Ρόδο, Κάρπαθο, Κάσο και Σαντορίνη. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σύμη, Καστελόριζο, Αμοργό, Πάτρα, Κύπρο και Συρία. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα στη Χάιφα και στο Λίβανο. Ο σεισμός αυτός είχε αρκετά θύματα και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Barbiani and Barbiani 1864, Schmidt 1879a, Σταυράκης 1890, Ξανθουλίδης 1925, Sieberg 1932a, Κυριαζόπουλος 1979).

24 Μαρτίου 1862 Ρόδος M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^{o},27.4^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Νίσυρο και Χάλκη καθώς και στις τουρκικές ακτές (Karnik 1971).

22 Απριλίου 1863 Ρόδος M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (27.6^{o},36.4^{o}) και είχε ένταση X προκαλώντας σοβαρές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Κω, Χάλκη, Σμύρνη, Ηράκλειο, Ζάκυνθο, Σάμο, Χίο, Αλεξανδρούπολη, Βηρυτό, Αλεξάνδρεια, Κάιρο, Τρίπολη της Λιβύης, Μερσίνα και στις ΝΔ ακτές της Τουρκίας. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Εφημερίδα «Αμάλθεια Σμύρνης» 19/04/1863, Barbiani and Barbiani 1864, Σταυράκης 1890, Cayeux 1904, Sieberg 1932a,b, Karnik 1971).

2 Οκτωβρίου 1864 Καστελόριζο M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^{o},29.7^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μάκρη (Karnik 1971).

11 Οκτωβρίου 1865 Σάμος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.6^{o},27^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σμύρνη (Σταματιάδης 1887, Sieberg 1932a).

31 Ιανουαρίου 1866 Θήρα M=6.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^{o},25.4^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν μικρές δονήσεις και ακολουθήθηκε από υποχώρηση του εδάφους. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη. Η ύπαρξη αυτής της σεισμικής ακολουθίας προκάλεσε και την ύπαρξη ηφαιστειακής δραστηριότητας (Georgalas 1962, Skourtis 1995).

3 Μαΐου 1868 Σάμος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.6^{o},26.9^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σμύρνη (Εφημερίδα «Σάμος» 8/05/1868, Σταματιάδης 1887).

18 Απριλίου 1869 Σύμη M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},27.6^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλα τα Δωδεκάνησα και στη Μ Ασία, Σμύρνη και Προύσα. Ο σεισμός έγινε ελαφρά αισθητός στη Σάμο. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς και προκλήθηκαν κατολισθήσεις. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν αρκετά θύματα. Ο ισχυρότερος μετασεισμός έγινε αισθητός στη Ρόδο και Νίσυρο (Sieberg 1932a,b, εφημερίδα «Σάμος» 9/04/1869).

1 Δεκεμβρίου 1869 ΝΔ Τουρκία M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.98^{o},28.32^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μάκρη, Σύμη, Αλικαρνασσό και Μυτιλήνη και βίαια αισθητός στη Σμύρνη και Σάμο. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στις πόλεις Μέντες, Ούλα, Μούγγλα και Μαρμαρίδα (Εφημερίδα «Σάμος» 26/11/1869, Sieberg 1932b, Karnik 1971).

22 Φεβρουαρίου 1870 ΝΔ Τουρκία M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},28.8^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την Άμφισσα και παρατηρήθηκε ανύψωση της ακτής της Μάκρης (Sieberg 1932a,b, Karnik 1971).

31 Ιανουαρίου 1873 Σάμος M=6.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^{o},27.1^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε

βίαια αισθητός στη Σμύρνη και Καραχισάρ και έγινε αισθητός μέχρι τη Θεσσαλονίκη. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Schmidt 1879b, Σταματιάδης 1889, Sieberg 1932a, Karnik 1971).

16 Νοεμβρίου 1874 Ρόδος M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},27.9^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την Κωνσταντινούπολη (Sieberg 1932b).

14 Οκτωβρίου 1877 Σάμος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^{o},27^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Sieberg 1932a).

17 Ιουλίου 1887 Ηράκλειο M=7.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.7^{o},26^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε βίαια αισθητός στη Ρόδο, Ζάκυνθο, Καλαμάτα, Τρίπολη, Μεσολόγγι, Μέθανα, Πάτρα και Α Πελοπόννησο. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Χίο, Μύκονο, Σμύρνη, Αλεξάνδρεια και Νάπολη Ιταλίας (Σταυράκης 1890, Galanopoulos 1953).

14 Δεκεμβρίου 1890 Έφεσος M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (38^{o},27.4^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σάμο και Σαντορίνη (Karnik 1971).

12 Μαρτίου 1893 Σάμος M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (38^{o},27.2^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Λάρισα (Παπαϊωάννου 1988c, εφημερίδα «Σάμος» 3/03/1893 παλιά ημερομηνία).

19 Αυγούστου 1895 Αϊδίνιο M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.8^{o},28.1^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές στην περιοχή του Αϊδινίου και του Νασλί (Karnik 1971).

27 Οκτωβρίου 1896 Ρόδος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},28.3^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στην Αλικαρνασσό και Μαρμαρίδα και έγινε αισθητός στη Μούγγλα και ελαφρά στο Αϊδίνιο και Σμύρνη. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί (Sieberg 1932a, Karnik 1971).

20 Σεπτεμβρίου 1899 ΝΔ Τουρκία M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.82^{o},28.25^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στις περιοχές Buldan, Ντενιζλί, Tire και Uzak. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Ανατολία, Θράκη, Μαρμαρά, Εσκί-Σεχίρ και Ρόδο και προκάλεσε κατολισθήσεις. Σε αυτό το σεισμό υπήρξαν πολλά θύματα καθώς και ρευστοποίηση του εδάφους. Σε αυτό το σεισμό υπήρξε εμφάνιση επιφανειακού ίχνους κανονικού ρήγματος μήκους 40km με διεύθυνση Α-Δ και

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

πτώση του νότιου τεμάχους κατά 1m (Karnik 1971, Ambraseys and Finkel 1987b).

11 Αυγούστου 1904 Σάμος M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.66^o,26.93^o) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός προκάλεσε καταστροφές στη Σάμο και έγινε έντονα αισθητός στην Πάτμο, Χίο, Ικαρία, Σαντορίνη, Νάξο και δυτική Μ Ασία και ελαφρά αισθητός στο Σουέζ, Αθήνα και Ερυθρά θάλασσα. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Σε αυτό το σεισμό δεν υπήρξαν πολλά θύματα (AOA 1910, Sieberg 1932a).

17 Μαΐου 1908 Ηράκλειο M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.7^o,25.1^o) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε αισθητός σε όλη την Κρήτη καθώς και στο Βόλο, Ζάκυνθο και Ν Ιταλία (Sieberg 1932b, Πλατάκης 1950).

21 Αυγούστου 1910 ΝΑ Κρήτη M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (34.3^o,26.8^o).

4 Απριλίου 1911 Θήρα M=7.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^o,25.5^o) και είχε ένταση IV. Ο σεισμός έγινε ελαφρά αισθητός στη Μεσσηνία, Σαντορίνη και Νάξο (AOA 1912).

30 Απριλίου 1911 Ν ακτές Τουρκίας M=6.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36^o,30^o) και προκάλεσε καταστροφές στη Φοινίκη (Karnik 1969).

3 Οκτωβρίου 1914 ΝΔ Τουρκία M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (38^o,30^o) και είχε ένταση X προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς και υπήρξαν πολλά θύματα. Το επίκεντρο του σεισμού ήταν στη λίμνη Μπουρντούρ (Karnik 1971, Ambraseys and Finkel 1987a).

16 Ιουλίου 1918 Μήλος M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.7^o,25.8^o) και είχε ένταση VI. Πριν από τον κύριο σεισμό προκλήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Μήλο, Σέριφο, Σαντορίνη, Νάξο, Σύρο και Κρήτη. Ένας ισχυρός μετασεισμός (M=4.9 11/09/1918) προκάλεσε ρωγμές στο έδαφος και έξοδο αερίων και έγινε αισθητός στη Σέριφο, Σύρο, Σίφνο και Ανάφη (Sieberg 1932b, Πλατάκης 1950).

25 Οκτωβρίου 1919 Θήρα M=6.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^o,25.3^o) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Νάξο, Ίο, Μήλο, Σέριφο και Κρήτη. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (AOA 1926, Sieberg 1932b).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

15 Νοεμβρίου 1920 Θήρα M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36^{o},25.7^{o}) και είχε ένταση VI. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σαντορίνη, Νάξο, Ηράκλειο και Ρέθυμνο. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από ένα μετασεισμό (AOA 1926).

13 Αυγούστου 1922 Α Κρήτη M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35^{o},26.8^{o}) και είχε ένταση VI+. Ο σεισμός έγινε αισθητός στο Ηράκλειο, Σαντορίνη και Νάξο. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας ισχυρός προσεισμός(M=6,3) που έγινε αισθητός στην Ιεράπετρα και τα Μάλια και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (AOA 1926, Sieberg 1932a).

1 Αυγούστου 1923 Ρέθυμνο M=6.8: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35^{o},25^{o}) και είχε ένταση IV. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη και Σαντορίνη (AOA 1928).

1 Μαρτίου 1926 Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.2^{o},29.6^{o}).

18 Μαρτίου 1926 Καστελόριζο M=6.9: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^{o},29.6^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σάμο, Κρήτη, Θήρα, Ηράκλειο, Κύπρο, Συρία, Κάιρο, Dinar και Konya. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Critikos 1928c, Sieberg 1932b, Ambraseys 1988b).

26 Ιουνίου 1926 Ρόδος M=7.7: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (27.5^{o},36.5^{o}) και είχε ένταση XI προκαλώντας κατάρρευση όλων σχεδόν των κτιρίων. Ο σεισμός ήταν καταστρεπτικός στη Ρόδο, Κάρπαθο, Καστελόριζό, Κω, Ηράκλειο, Αίγυπτο και στις ακτές της Μ. Ασίας. Ο σεισμός έγινε αισθητός στα Χανιά, Ρέθυμνο, Αργυρούπολη, Σητεία, Ανώγεια, Λούξορ, Παλαιστίνη, Κύπρο, Ιταλία, Αλβανία, Κυρηναϊκή και σε όλη σχεδόν τη Μ. Ασία. Ο σεισμός αυτός δεν είχε πολλά θύματα. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και κυρίως κραδασμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Critikos 1928b, Sieberg 1932b, Πλατάκης 1950, Ambraseys 1988b).

23 Απριλίου 1933 Κως M=6.6: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.8^{o},27.3^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές στην Κω και Νίσυρο. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς και υπήρξαν αρκετά θύματα. Από το σεισμός προκλήθηκε καθίζηση καθώς και απομάκρυνση του νερού των πηγών (Μουρίκης 1934, Ambraseys 1988b).

9 Νοεμβρίου 1934 Σητεία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.7^{o},25.7^{o}) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη, Σίκινο, Ανάφη, Σαντορίνη, Φολέγανδρο, Πάρο και Αμοργό (AOA 1943).

25 Φεβρουαρίου 1935 Λασίθι M=7.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.9^{o},25.2^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη, Κυκλάδες, Πελοπόννησο, Αθήνα, Ιόνια νησιά, Κάιρο και Jenna και είχε λίγα θύματα αλλά αρκετούς τραυματίες (Εφημερίδα «Ακρόπολις» 26/02/1933, «Καθημερινή» 27/02/1933, «Αθηναϊκά Νέα» 27/02/1935, Montandon 1953).

18 Μαρτίου 1935 Σαντορίνη M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.3^{o},26.8^{o}) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σαντορίνη, Σητεία και Χανιά (AOA 1943).

29 Φεβρουαρίου 1940 Λασίθι M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.6^{o},26.1^{o}) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στη Σητεία (Comninakis and Papazachos 1986).

23 Μαΐου 1941 ΝΔ Τουρκία M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37^{o},28.1^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από έναν ισχυρό μετασεισμό (M=5.5) (Ambraseys 1988b).

13 Δεκεμβρίου 1941 ΝΔ Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37^{o},28.2^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Μούγγλα (Comninakis and Papazachos 1986).

21 Ιουνίου 1942 ΝΔ Τουρκία M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36^{o},27^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές στη Μάκρη και ΝΔ Τουρκία (Comninakis and Papazachos 1986).

16 Οκτωβρίου 1943 ΝΔ Τουρκία M=6.3: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},27.5^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές βλάβες στο Koyecegiz (Comninakis and Papazachos 1986).

27 Μαΐου 1944 Ρόδος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^{o},27.1^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη Ρόδο (Comninakis and Papazachos 1986).

2 Σεπτεμβρίου 1945 ΝΑ Ρόδος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (34.4^{o},28.9^{o}).

9 Φεβρουαρίου 1948 Κάρπαθος M=7.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.7^{o},27^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας εκτεταμένες καταστροφές. Εκτός από το σεισμό δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα προκαλώντας καταστροφές στη

Ρόδο και Κάρπαθο. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς που προκάλεσαν καταστροφές στη Κάρπαθο και Κάσο (Γαλανόπουλος 1955, Ambraseys 1988b).

16 Ιουλίου 1955 Αγαθονήσι M=6.9: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.55^{o},27.15^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σάμο, Λέρο και Κάλυμνο. Εκτός από το σεισμό δημιουργήθηκε θαλάσσιο κύμα. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (BGINOA 1955, Ambraseys 1988b, Σαμιακά Νέα 24/07/1955, Ψιλοβίκος 1996, εφημερίδα «Ελλάς» 27/07/1955).

9 Ιουλίου 1956 Αμοργός M=7.5: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (25.9^{o},36.6^{o}) και είχε ένταση IX προκαλώντας ισχυρές καταστροφές. Ο σεισμός ήταν καταστρεπτικός στη Σαντορίνη, Αμοργό, Ανάφη, Αστυπάλαια, Ίο, Πάρο, Νάξο, Κάλυμνο, Λέρο, Πάτμο και Λειψούς. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από ένα ισχυρό μετασεισμό με M=6.9. Εκτός από το σεισμό προκλήθηκε θαλάσσιο κύμα που έγινε αισθητό στην Αμοργό, Αστυπάλαια, Φολέγανδρο, Σμύρνη και σε ακτές του Ν Αιγαίου. Ο σεισμός δεν είχε πολλά θύματα. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός με M=4.9 (BGINOA 1956).

30 Ιουλίου 1956 Λασίθι M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.7^{o},26.1^{o}) και είχε ένταση V+. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Ιεράπετρα, Νεάπολη και Φουρνή. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (BGINOA 1956).

25 Απριλίου 1957 Ρόδος M=7.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.5^{o},28.6^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη ήλο και Σύμη. Ο μεγαλύτερος προσεισμός έγινε αισθητός από τα Δαρδανέλλια και Bolou στο βορρά μέχρι το Τελ Αβίδ και Αλεξάνδρεια στο νότο και στην ηπειρωτική Ελλάδα.

Ο σεισμός δεν προκάλεσε πολλά θύματα. Ο κύριος σεισμός έγινε αισθητός σε μια περιοχή πιο μικρή σε σχέση με τον ισχυρό προσεισμό. Ο κύριος σεισμός προκάλεσε κυρίως τις μεγάλες καταστροφές (BGINOA 1957, Galanopoulos 1958, Ocal 1958b, Ipek 1964, Ergin et al 1967, Plassard and Kogoj 1968, Shebalin and Karnik 1974, Ambraseys 1988b).

30 Ιουνίου 1958 Σύμη M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.4^{o},27.3^{o}) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Σύμη, Ρόδο, Κάλυμνο, Καστελόριζο, Κω, Κάρπαθο, Ρέθυμνο και Σάμο καθώς και στο Κάιρο (BGINOA 1958).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

25 Απριλίου 1959 ΝΔ Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.9^{o},28.7^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές καταστροφές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Ρόδο, Κάλυμνο, Κω και Σάμο. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς και ο ισχυρότερος είχε μέγεθος M=5.4 (BGINOA 1959).

23 Μαΐου 1961 Ρόδος M=6.4: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.7^{o},28.5^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι τη Χίο, Εύβοια, Ρέθυμνο και Κάιρο. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες σε περιοχές της Τουρκίας καθώς και στη Ρόδο, Κω και Λέρο. Τα μακράς περιόδου αποτελέσματα του σεισμού έγιναν αισθητά σε σημαντικές αποστάσεις προκαλώντας σημαντικές καταστροφές σε πηγές και σε κτίρια κτισμένα σε αλλούβια. Το επίκεντρο του σεισμού ήταν κοντά στην ακτή (BGINOA 1961, Galanopoulos 1964, Cagpar 1967, Ergin et al 1967, Shebalin and Karnik 1974, Ambraseys 1988b).

28 Νοεμβρίου 1965 Ρόδος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^{o},27.4^{o}) και είχε ένταση VI. Ο σεισμός ήταν ενδιαμέσου βάθους και έγινε αισθητός στη Ρόδο, Τήλο, Σύμη, Κω, Κάρπαθο, Κάσο, Κρήτη και Κύπρο (BGINOA 1965).

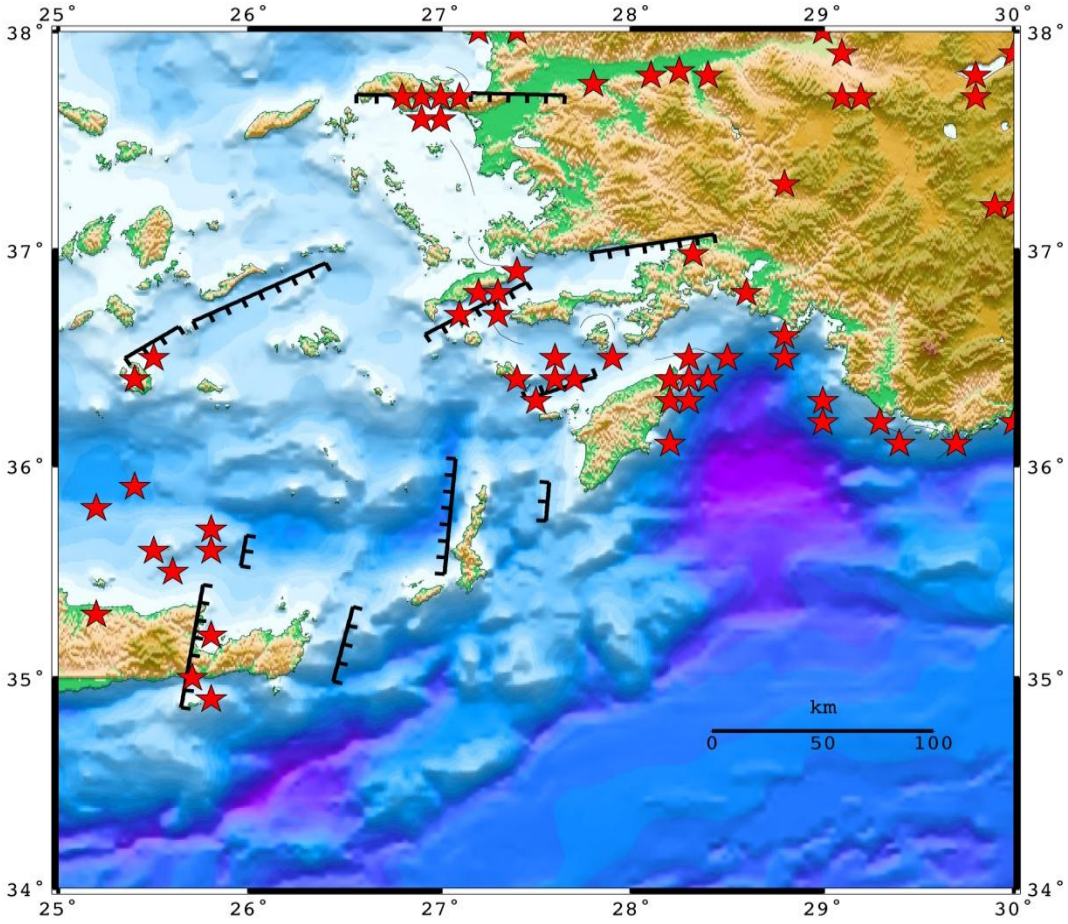
5 Δεκεμβρίου 1968 Νίσυρος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.6^{o},27.1^{o}) και είχε ένταση V+. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Νίσυρο, Κω και Νάξο. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (BGINOA 1968).

14 Ιανουαρίου 1969 ΝΔ Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.1^{o},29.2^{o}) και είχε ένταση VII προκαλώντας κυρίως ρωγμές. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Ρόδο και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός προκάλεσε βλάβες στη ΝΔ Τουρκία και στο Καστελόριζο. Το επίκεντρο του σεισμού ήταν στη ΝΔ ακτή κοντά στην Τουρκία (BGINOA 1969, Shebalin and Karnik 1974, Ambraseys 1988b).

12 Μαΐου 1971 Δ Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (37.7^{o},30^{o}) και είχε ένταση VIII προκαλώντας σημαντικές βλάβες. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Χίο, Ρόδο, Λέσβο, Χάλκη και Σάμο. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς και προκάλεσε φαινόμενα ρευστοποίησης και καταρρεύσεις βράχων. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός που προκάλεσε καταστροφές κυρίως στη νότια ακτή της λίμνης Μπουρντούρ (Erinc et al 1970, Erinc et al 1971, Ergünay 1971, Tezcan et al 1971, Dülgeroglu 1972, Tezcan et al 1972, Citipitioglu and Uzsoy 1972, Keightley 1975, Ambraseys 1975, Kudo 1983, Ambraseys 1988b).

30 Απριλίου 1992 Λασίθι M=6.1: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (35.1^{o},26.6^{o}) και είχε ένταση IV+. Ο σεισμός έγινε αισθητός στην Κρήτη, Κάρπαθο, Κάσο, Κω και Ρόδο (BGINOA 1992).

20 Ιουλίου 1996 Κάρπαθος M=6.0: Ο σεισμός προκλήθηκε στο σημείο (36.07^{o},27.46^{o}) και είχε ένταση V. Ο σεισμός έγινε αισθητός στη Κάρπαθο, Κρήτη, Ρόδο, Θήρα καθώς και μέχρι τη Σάμο, Χίο, Λέσβο, Κύθηρα, Γαλαξίδι και Βόνιτσα. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο μεγαλύτερος είχε μέγεθος M=5.2.



Σχήμα 2.1: Χάρτης με τους ιστορικούς σεισμούς της περιοχής και με τα ρήγματα που συνδέονται.

Στο Σχήμα 2.1 απεικονίζονται οι ιστορικοί σεισμοί για ο διάστημα 1900-1996. Σε αυτό το χάρτη απεικονίζονται και τα ρήγματα που συνδέονται με τους σεισμούς.

3. ΙΣΧΥΡΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

3.1. Σεισμικές Ακολουθίες

1904

11 Αυγούστου Σάμος M=6.8: Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου οι ισχυρότεροι πραγματοποιήθηκαν στις 18/08/1904 με μέγεθος M=5.9 και στις 12/08/1904 και 6/10/1904. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα σύμφωνα και με το μηχανισμό γένεσης (strike=91^{o}, dip=45^{o}, rake=-115^{o})(Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

1914

3 Οκτωβρίου ΝΔ Τουρκία M=7.0: Ο σεισμός που πραγματοποιήθηκε ακολουθήθηκε από 10 μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 11/10/1914 με μέγεθος M=5.5. Η σεισμική δραστηριότητα συνεχίστηκε μέχρι τις 11/11/1914 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1919

25 Οκτωβρίου Θήρα M=6.1: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί και ακολουθήθηκε από 5 μετασεισμούς. Ο ισχυρότερος μετασεισμός προκλήθηκε στις 25/10/1919 με μέγεθος M=5.6 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1920

15 Νοεμβρίου Θήρα M=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 10/08/1920 με μέγεθος M=5.0. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 10/08/1920-23/01/1921 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1922

13 Αυγούστου Α Κρήτη M=6.8: του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 11/08/1922 με μέγεθος M=6.3. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 13/08/1922 με μέγεθος M=5,9. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα με διεύθυνση Β-Ν σύμφωνα και με τον μηχανισμό γένεσης (strike=14^{o}, dip=47^{o}, rake=-98^{o})(Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

1926

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

18 Μαρτίου Καστελλόριζο M=6.9: Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 24/03/1926 με μέγεθος M=5.6. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 18/03-22/04/1926 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

26 Ιουνίου Ρόδος M=7.6: Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 5/07/1926 με μέγεθος M=5.6. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 26/06-8/12/1926 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1933

23 Απριλίου Κως M=6.6: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 7/12/1932 με μέγεθος M=5.0. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος συνέβη στις 23/04/1933 με μέγεθος M=4.7. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα σύμφωνα και με τον μηχανισμό γένεσης (strike=65^{o}, dip=50^{o}, rake=-90^{o})(Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

1940

29 Φεβρουαρίου Λασίθι M=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 6/01/1940 με μέγεθος M=5.6 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1941

23 Μαΐου ΝΔ Τουρκία M=6.0: Στην περιοχή πραγματοποιήθηκαν δύο ισχυροί σεισμοί, ο πρώτος στις 23/05/1941 με μέγεθος M=6.0 και ο δεύτερος στις 13/12/1941 με μέγεθος M=6.2. Στο διάστημα μεταξύ των δύο σεισμών πραγματοποιήθηκαν αρκετοί σεισμοί όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 23/05/1941 με μέγεθος M=5.5 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1942

21 Ιουνίου ΝΔ Τουρκία M=6.3: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 9/05/1942 με μέγεθος M=5.6. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από έναν ισχυρό μετασεισμό στη 1/09/1942 με μέγεθος M=5.8 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1944

27 Μαΐου Ρόδος M=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν δύο προσεισμοί όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 5/01/1944 με μέγεθος M=5.6. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις

20/07/1944 και 9/08/1944 με μέγεθος M=5.6. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 5/01-17/08/1944 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1948

9 Φεβρουαρίου Κάρπαθος M=7.1: Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από αρκετούς μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 29/03/1948 με μέγεθος M=5.6. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 9/02/1948-28/12/1950. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα σύμφωνα και με τον μηχανισμό γένεσης (strike=185^{o}, dip=47^{o}, rake=-98^{o})(Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

1955

16 Ιουλίου Αγαθονήσι M=6.9: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός με μέγεθος M=4.4 στις 15/07/1955. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 28/08/1955 με μέγεθος M=5.1. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι τις 11/11/1955. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα σύμφωνα και με τον μηχανισμό γένεσης (strike=91^{o}, dip=45^{o}, rake=-115^{o})(Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

1956

9 Ιουλίου Αμοργός M=7.5: Κατά το χρονικό διάστημα 1933-1955 στην περιοχή δεν συνέβησαν ισχυρά γεγονότα ενώ σε μεγαλύτερες αποστάσεις τα σεισμικά γεγονότα ήταν πιο ισχυρά. Κατά το χρονικό διάστημα 1957-1983 στην περιοχή συνέβησαν πολλά σεισμικά γεγονότα με μικρό μέγεθος. Ταυτόχρονα, τα σεισμικά γεγονότα με μεγάλο μέγεθος συγκεντρώθηκαν στο σημείο όπου πραγματοποιήθηκε ο σεισμός της Αμοργού. Μετά τον κύριο σεισμό οι μετασεισμοί που πραγματοποιήθηκαν ήταν 18. Η σεισμική δραστηριότητα συνεχίστηκε στην ευρύτερη περιοχή μέχρι τις 22 Ιουλίου 1956 σύμφωνα με τον κατάλογο των σεισμών του Σεισμολογικού Σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός με μέγεθος M=4.9. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός πραγματοποιήθηκε την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό με μέγεθος M=6.9. Ο σεισμός αυτός συνδέεται με το ΑΒΑ κανονικό ρήγμα που βρίσκεται παράλληλα με την ακτή στα νότια του νησιού και συνδέεται και με σεισμούς που έχουν προκληθεί στη Σαντορίνη. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα σύμφωνα και με τον μηχανισμό γένεσης (strike=65^{o}, dip=40^{o}, rake=-90^{o}) (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Papadimitriou et al. 2005).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

30 Ιουλίου Λασίθι Μ=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν προσεισμοί όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 30/07/1956 με μέγεθος Μ=5.6. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 30/07/1956 με μέγεθος Μ=5.6. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 28/07-29/10/1956 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1957

25 Απριλίου Ρόδος-Φετιγιέ Μ=7.2: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 24/04/57 με μέγεθος Μ=6.8. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μερικούς μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 26/04/57 με μέγεθος Μ=6.1. Η σεισμική δραστηριότητα συνεχίστηκε μέχρι τις 26/04/1957. Οι σεισμοί αυτοί συνδέονται με ένα ανάστροφο ρήγμα παράταξης με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003, Tan et al. 2008, Kalafat et al. 2009, Görgün et al. 2014).

1958

30 Ιουνίου Σύμη Μ=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν δύο προσεισμοί στις 9/05/1958 και στις 27/05/1958 με μέγεθος Μ=5.4. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από δύο μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 4/09/1958 με μέγεθος Μ=5.4 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1959

25 Απριλίου ΝΔ Τουρκία Μ=6.2: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν 9 προσεισμοί όπου οι ισχυρότεροι προκλήθηκαν στις 7/01/1959 και 11/01/1959 με μέγεθος Μ=4.7. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από αρκετούς μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 25/04/1959 με μέγεθος Μ=5.4. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 6/01/1959-29/01/1960 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1960

26 Ιανουαρίου (36.6^{o}-37.02^{o},28.6^{o}-29.11^{o}) Μ=5.1: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 17/01/1960 και διήρκησε μέχρι τις 29/01/1960. Ο ισχυρότερος σεισμός πραγματοποιήθηκε στις 26/01/1960. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν 4 προσεισμοί και ακολουθήθηκε από 6 μετασεισμούς. Ο ισχυρότερος προσεισμός προκλήθηκε στις 19/01/1960 με μέγεθος Μ=4.5 και ο ισχυρότερος μετασεισμός προκλήθηκε στις 26/01/1960 με μέγεθος Μ=4.5 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

1961

23 Φεβρουαρίου (36.5^{o}-36.7^{o},26.9-27.4^{o}) M=5.6: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 23/02/1961 και διήρκησε μέχρι τις 13/03/1961. Ο ισχυρότερος σεισμός πραγματοποιήθηκε στις 23/02/1961. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από 6 μετασεισμούς. Ο ισχυρότερος μετασεισμός πραγματοποιήθηκε στις 27/02/1961 με μέγεθος M=5.3 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

1965

28 Νοεμβρίου Ρόδος M=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός με μέγεθος M=4.7 στις 8/11/1965. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από ένα μετασεισμό που προκλήθηκε στις 7/12/1965 με μέγεθος M=4.5 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1966

9 Μαΐου (34.1^{o}-34.5^{o},26.4^{o}-26.8^{o}) M=5.8: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 9/05/1966 και διήρκησε μέχρι τις 23/09/1966. Ο ισχυρότερος σεισμός πραγματοποιήθηκε στις 09/05/1966. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από 14 μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 11/05/1966 με μέγεθος M=5.0 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

1968

27 Ιουλίου (35^{o}-35.6^{o},27.6^{o}-28.5^{o}) M=5.5: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 13/07/1968 και διήρκησε μέχρι τις 27/09/1968. Ο ισχυρότερος σεισμός πραγματοποιήθηκε στις 27/07/1968. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν 3 προσεισμοί όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 27/02/1968 με μέγεθος M=4.6. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από 9 μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 31/07/1968 με μέγεθος M=5.2 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

5 Δεκεμβρίου Νίσυρος M=6.0: Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν πολλοί προσεισμοί όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 31/10/1968 με μέγεθος M=5.7. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από πολλούς μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 21/12/1968 με μέγεθος M=4.8. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 5/09/1968-27/03/1969 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1969

14 Ιανουαρίου ΝΔ Τουρκία M=6.2: Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος προκλήθηκε στις 14/01/1969 με μέγεθος M=4.3 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

1 Μαΐου (35^o-35.4^o,27.7^o-28.2^o) M=5.5: Η σεισμική ακολουθία ξεκίνησε στις 26/03/1969 και διήρκησε μέχρι τις 21/05/1969. Ο ισχυρότερος σεισμός πραγματοποιήθηκε στη 01/05/1969. Του κύριου σεισμού προηγήθηκαν 8 προσεισμοί και ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 16/04/1969 με μέγεθος M=5.4. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από 17 μετασεισμούς και ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 14/05/1969 με μέγεθος M=5.3 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

1971

12 Μαΐου Δ Τουρκία M=6.2: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 11/05/1971 με μέγεθος M=3.4. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από πολλούς μετασεισμούς που πραγματοποιούνταν στην περιοχή περίπου μέχρι το τέλος του χρόνου. Ο ισχυρότερος μετασεισμός πραγματοποιήθηκε στις 12/05/1971 με μέγεθος M=5.6 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1987

Ιανουάριος Ρόδος-Μαρμαρίδα: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε για μεγάλο χρονικό διάστημα και άρχισε με την αρχή του χρόνου. Στις περιοχές Μαρμαρίδα και Köycegiz η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι το τέλος Νοεμβρίου. Στην περιοχή Ντάτσα-Ρόδος- Μαρμαρίδα η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε όλο το χρόνο. Τα μεγέθη των σεισμών ήταν μεταξύ M=4.0-5.1 (Kalafat et al. 2004).

1989

24 Φεβρουαρίου Χονάζ-Ντενιζλί M=5.0: Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 24/02/1989. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από δύο μετασεισμούς με μεγέθη M=4.4-4.5 που προκλήθηκαν την ίδια μέρα. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι το τέλος του χρόνου (Kalafat et al. 2004).

27 Απριλίου Κόλπος Gökova M=5.3: Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 27/04/1989. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από 4 μετασεισμούς στις 28/04/1989 με μεγέθη M=4.0-5.1 (Kalafat et al. 2004).

1990

18 Ιουλίου Gölhisar-Altinyayla-Καμελί-Ντενιζλί M_b=5.1: Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 18/07/1990. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από οκτώ ισχυρούς μετασεισμούς με μεγέθη M=4.0-4.2. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι το Σεπτέμβριο (Kalafat et al. 2004).

1992

20 Μαρτίου Μήλος M_s=5.3: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 20/03/1992 και διήρκησε 10 ημέρες. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 20/03/1992 σε βάθος h=9,6km. Οι περισσότεροι σεισμοί αυτής της ακολουθίας προέκυψαν σε βάθος h<5km. Για τον κύριο σεισμό υπολογίστηκε η παράμετρος b όπου η τιμή της απεικονίζει τεκτονική δραστηριότητα (b=0,96)(Delibasis N.D., Drakopoulos J.C. 1993).

30 Απριλίου Λασίθι M=6.1: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός με μέγεθος M=4.2 στις 28/04/1992. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από λίγους μετασεισμούς όπου ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 30/04/1992 με μέγεθος M=4.4 (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

1993

26 Αυγούστου Μαρμαρίδα M_b=5.3: Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 26/08/1993. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Kalafat et al. 2004).

1995

Αύγουστος Νίσυρος M_s=5.2-5.3: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι το 1997 όπου τον Αύγουστο καταγράφηκαν οι δύο ισχυροί σεισμοί. Οι σεισμοί αυτοί είχαν μεγέθη M_s=5.3 και M_s=5.2 (Papadopoulos et al 1998). Η πλειονότητα των σεισμών πραγματοποιήθηκε στον ανώτερο φλοιό σε βάθος h=10km. Ταυτόχρονα, αρκετοί σεισμοί προκλήθηκαν σε μεγαλύτερα βάθη (h=30-40km) όπου και καταγράφηκαν (Caliro et al. 2005).

1 Οκτωβρίου Δινάρ M=6.1: Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στη 01/10/1995 και ακολουθήθηκε από αρκετούς μετασεισμούς. Ο σεισμός συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα με συνιστώσα παράταξης. Το επίκεντρο του σεισμού βρίσκεται κοντά στο ρήγμα Δινάρ-Civril. Οι μηχανισμοί γένεσης των σεισμών απεικονίζουν το πεδίο τάσεων με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Αυτό το πεδίο τάσεων δημιουργείται λόγω της σύγκλισης της πλάκας της Αφρικής με την μικροπλάκα του Αιγαίου.

Ο σεισμός αυτός είχε αρκετά θύματα και προκάλεσε καταστροφές σε πολλά κτίρια. Εκτός από τις καταστροφές των κτιρίων προκλήθηκαν και ρωγμές. Οι ρωγμές απεικονίζουν δύο κατευθύνσεις που αυτές απεικονίστηκαν και από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Η ύπαρξη των δύο κατευθύνσεων απεικονίζει τον τρόπο διάρρηξης (Öncel et al. 1998, Altunel et al. 2000).

1996

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

20 Ιουλίου Κάρπαθος M=6.2: Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός στις 17/07/96 με μέγεθος M=4.3. Ο σεισμός ακολουθήθηκε από αρκετούς μετασεισμούς και ο ισχυρότερος πραγματοποιήθηκε στις 25/07/1996 με μέγεθος M=5.2. Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 12/04/1996 και διήρκησε μέχρι τα τέλη Σεπτεμβρίου όπου σε αυτό το διάστημα πραγματοποιήθηκαν 35 σεισμοί (Παπαζάχος και Παπαζάχου 2003).

Τέλη Απριλίου Μποντρούμ: Η σεισμική δραστηριότητα άρχισε στα τέλη Απριλίου και συνεχίστηκε για ένα μεγάλο χρονικό διάστημα. Σε διάστημα δύο ημερών καταγράφηκαν 20 σεισμοί (Kalafat et al. 2004).

1998

Ιανουάριος Ταβσανλί-Κιουτάχεια: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε τον Ιανουάριο και διήρκησε μέχρι το τέλος του χρόνου. Την ίδια εποχή σεισμική δραστηριότητα παρατηρήθηκε στις περιοχές Sindirgi-Bigadic-Σαβαστέπη-Balikesir και Σόμα-Kirkagac-Akhisar-Μάνισα (Kalafat et al. 2004).

1999

5 Οκτωβρίου Μαρμαρίδα-Μηλάς-Μούγγλα M=5.6: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 30/04/1999 όπου πραγματοποιήθηκε μια σεισμική ακολουθία μέχρι τα τέλη Μαΐου. Στην περιοχή Μαρμαρίδα-Μούγγλα η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 5/10/1999 με την καταγραφή ενός σεισμού και συνεχίστηκε μέχρι το τέλος του χρόνου. Σεισμική δραστηριότητα παρατηρήθηκε στις περιοχές Φετιγιέ-κόλπος Gökova-Μποντρούμ, κόλπος της Αντάλια και στην Κύπρο (Kalafat et al. 2004).

2000

5 Απριλίου (34.1^o-34.9^o,25.1^o-25.9^o) M=5.7: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 31/03/2000. Ο ισχυρότερος σεισμός προκλήθηκε στις 05/04/2000. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι τις 24/05/2000 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

13 Ιουνίου (35.1^o-35.7^o,26.8^o-27.3^o) M=5.3: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 5/06/2000. Ο ισχυρότερος σεισμός προκλήθηκε στις 13/06/2000. Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε μέχρι τις 4/07/2000 (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

2001

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

22 Ιουνίου Σαβαστέπη-Μπιγκαντίκ M=5.0: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στην αρχή του χρόνου και συνεχίστηκε μέχρι τα τέλη Οκτωβρίου όπου καταγράφηκαν 300 σεισμοί. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 22/06/2001 (Kalafat et al. 2004).

2003

23-26 Ιουλίου Ντενιζλί-Μπουλντάν M=5.0-5.6: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στα τέλη Ιουλίου. Οι ισχυροί σεισμοί στην περιοχή καταγράφηκαν στις 23/07 και 26/07/2003. Στην περιοχή σε μία εβδομάδα καταγράφηκαν 833 σεισμοί. Ο μηχανισμός γένεσης του σεισμού στις 26/07/2003 είχε ως λύση ένα κανονικό ρήγμα (Kalafat et al. 2004).

2004

3-4 Αυγούστου Κόλπος Gökova-Μούγγλα Ml=5.0-5.4: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις αρχές Ιουλίου. Οι ισχυροί σεισμοί προκλήθηκαν στις 3-4/08/2004. Μέχρι τις 5/08/2004 στην περιοχή καταγράφηκαν 835 σεισμοί. Οι σεισμοί συνδέονται με τα κανονικά ρήγματα που οριοθετούν τον κόλπο (Kalafat et al. 2004).

2009

13 Ιανουαρίου (35.3^o-35.7^o,26^o-26.4^o) M_w=5.2: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 13-19/01/2009. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 13/01/2009 και ακολουθήθηκε από μερικούς μετασεισμούς. Με βάση τη λύση του μηχανισμού γένεσης οι σεισμοί αυτοί συνδέονται με ένα ρήγμα παράταξης με κανονική συνιστώσα (strike=56^o, dip=50^o, rake=-31^o) (Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ, ΝΟΑ).

20 Ιουνίου (37.5^o-37.8^o,26.6^o-26.9^o) M=5.1: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 19-25/06/2009. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 20/06/2009 και προηγήθηκε από προσεισμούς και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Με βάση την λύση που προκύπτει από τον μηχανισμό γένεσης οι σεισμοί συνδέονται με ένα κανονικό ρήγμα (strike=288^o, dip=31^o, rake=-89^o)(Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ, ΝΟΑ).

2010

3 Οκτωβρίου (35^o-35.6^o,26^o-26.9^o) M=5.3: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 28/09-09/11/2010. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 03/10/2010 και προηγήθηκε από προσεισμούς και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Οι

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

σεισμοί συνδέονται με ένα κανονικό ρήγμα (strike=65^{o}, dip=41^{o}, rake=-87^{o})(Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ, ΝΟΑ).

2011

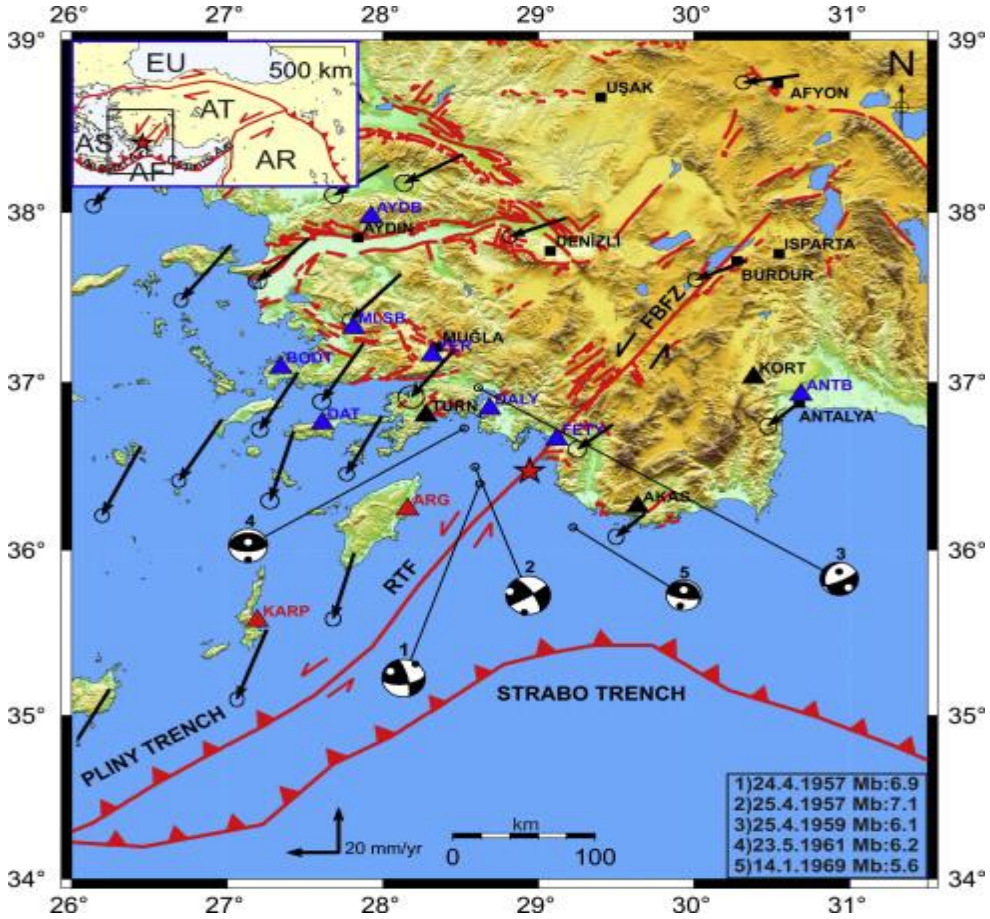
27 Δεκεμβρίου (37.9^{o}, 27.2^{o}) M_w=5.0: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 21-28/12/2011. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός και ακολουθήθηκε από τέσσερις μετασεισμούς. Με βάση τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης οι σεισμοί συνδέονται με ένα ρήγμα παράταξης με ανάστροφη συνιστώσα (strike=232^{o}, dip=87^{o}, rake=167^{o})(Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

23 Νοεμβρίου (34^{o}-34.5^{o},26^{o}-26.9^{o}) M=5.5: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 22/11/2011-17/01/2012. Ο κύριος σεισμός προκλήθηκε στις 23/11/2011. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμούς και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός με βάση τη λύση του μηχανισμού γένεσης συνδέεται με ένα κανονικό ρήγμα (strike=29^{o}, dip=72^{o}, rake=-108^{o})(Σεισμολογικό Σταθμός ΑΠΘ, ΝΟΑ).

2012

27 Ιανουαρίου Σαντορίνη M=5.3: Η σεισμική ακολουθία πραγματοποιήθηκε στη ζώνη ρηγμάτων των Χριστιανών. Η σεισμική ακολουθία ήταν ισχυρή και προκλήθηκε στις 26-27/01/2012. Του κύριου σεισμού προηγήθηκε ένας προσεισμός και ακολουθήθηκε από μετασεισμούς. Ο σεισμός συνδέεται με ένα ρήγμα παράταξης με κανονική συνιστώσα σύμφωνα με τον μηχανισμό γένεσης (strike=181^{o}, dip=87^{o}, rake=-138^{o})(Papadimitriou et al. 2015, Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).

10 Ιουνίου Δωδεκάνησα-Fethiye M=6.1: Η σεισμική δραστηριότητα ξεκίνησε στις 10/06/2012 με την καταγραφή του κύριου σεισμού. Ο κύριος σεισμός ακολουθήθηκε από μετασεισμούς (Dogan et al. 2015). Το υπόκεντρο του σεισμού βρίσκεται κοντά στον κόλπο Φετιγιέ. Ο σεισμός συνδέεται με τη ζώνη των ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ όπου τα ρήγματα είναι κανονικά. Παρόλα αυτά, αυτός ο σεισμός συνδέεται με ένα ρήγμα παράταξης με ανάστροφη συνιστώσα σε βάθος h=30km (strike=109^{o}, dip=89^{o}, rake=-175^{o}). Ο σεισμός αυτός προκλήθηκε στην περιοχή όπου είχε προκληθεί και η σεισμική ακολουθία του 1957 (Görgün et al. 2014, Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ).



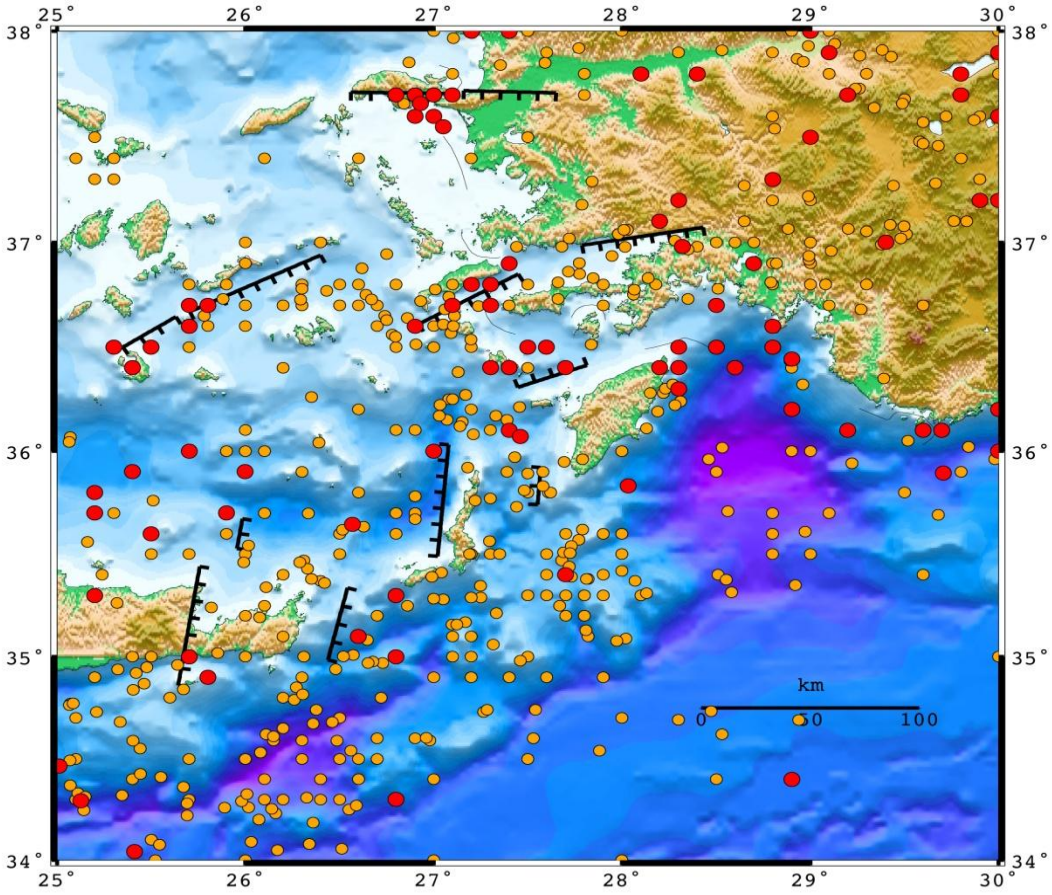
Σχήμα 3.1: Χάρτης όπου με το κόκκινο αστέρι απεικονίζεται ο κύριος σεισμός στις 10/06/2012. Απεικονίζονται οι μηχανισμοί γένεσης των προηγούμενων ισχυρών γεγονότων (από Görgün E., Zang A., Kalafat D., Kekovali K. 2014).

Στο Σχήμα 3.1 απεικονίζονται και η ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ καθώς και το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου που συνδέεται με τις τάφρους των Πλίνιου και Στράβωνα. Αυτές οι δομές είναι αρκετά σημαντικές για την περιοχή μελέτης. Οι μηχανισμοί γένεσης απεικονίζουν τα ισχυρότερα γεγονότα της σεισμικής ακολουθίας στις 25 Απριλίου 1957. Στον χάρτη αναφέρεται η ημερομηνία που προκλήθηκαν καθώς και το μέγεθός τους (Tan et al. 2008, Kalafat et al. 2009).

2015

16 Απριλίου Κρήτη M_w=6.0: Η σεισμική δραστηριότητα διήρκησε το διάστημα 5/01-7/07/2015. Ο κύριος σεισμός έγινε στις 16/04/2015 στην ανατολική Κρήτη. Με βάση τον μηχανισμό γένεσης ο σεισμό συνδέεται με ένα ανάστροφο ρήγμα με συνιστώσα παράταξης. Ο σεισμός προκλήθηκε σε βάθος h=30km. Επιπλέον, οι μηχανισμοί γένεσης των προσεισμών και μετασεισμών απεικονίζουν ρήγματα παράταξης με ανάστροφη συνιστώσα (strike=46^o, dip=82^o, rake=37^o). Στις 17/04/2015 στην περιοχή προκλήθηκε ένας ισχυρός μετασεισμός με μέγεθος M_w=5.0. Με βάση τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης προκύπτει ότι ο άξονας Τ

έχει μια διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ. Η ζώνη διάρρηξης του κύριου σεισμού αντιστοιχεί σε μήκος 10-20km (Görgün et al. 2016).



Σχήμα 3.2: Χάρτης με τους σεισμούς με μέγεθος 5,0<=M<=5,9 (πορτοκαλί κύκλοι) και μέγεθος M>=6,0 (κόκκινοι κύκλοι). Στο χάρτη απεικονίζονται και τα ρήγματα.

Στο Σχήμα 3.2 απεικονίζονται οι ισχυροί σεισμοί που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή μελέτης. Σε αυτό το χάρτη απεικονίζονται τα ρήγματα με τα οποία συνδέονται αυτοί οι σεισμοί. Αρκετοί σεισμοί εμφανίζονται διάσπαρτοι χωρίς να συνδέονται με κάποιο συγκεκριμένο ρήγμα.

4. ΜΕΛΕΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

4.1. Χωρική Κατανομή της Σεισμικότητας

Ο σκοπός αυτού του κεφαλαίου είναι η μελέτη των ενεργών δομών που συνδέονται με την σεισμικότητα της περιοχής με γεωγραφικό πλάτος 34^o-38^o και γεωγραφικό μήκος 25^o-30^o για το χρονικό διάστημα 490π. Χ.-2015. Οι σεισμοί που μελετώνται αφορούν τα μεγέθη M=0.0-7.0 καθώς και κυρίως το χρονικό διάστημα 1980-2015.

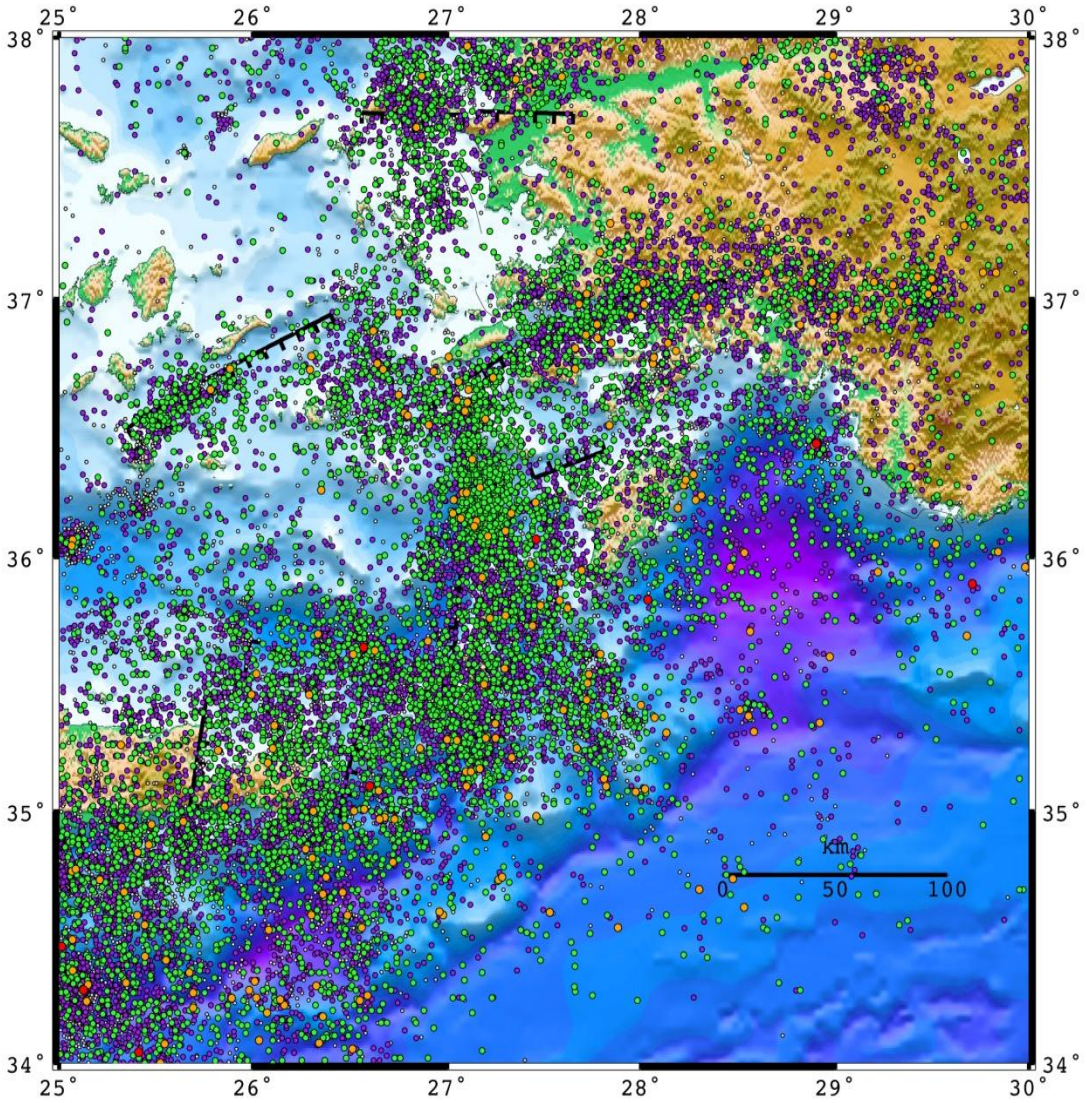
Η περιοχή μελέτης αρχικά μελετάται στο σύνολό της και στη συνέχεια μελετάται ένα μικρότερο τμήμα όπου εμφανίζει σημαντικό ενδιαφέρον. Το μικρότερο τμήμα βρίσκεται στις συντεταγμένες με γεωγραφικό πλάτος 35.5^o-37.5^o και γεωγραφικό μήκος 26.5^o-29^o.

Το Σχήμα 4.1.1 αντιστοιχεί στους σεισμούς που έγιναν στην περιοχή το διάστημα 1980-2015. Από τον χάρτη φαίνεται ότι στην περιοχή μελέτης επικρατούν κυρίως οι σεισμοί με μέγεθος M=3.0-5.0 (Σχήμα 4.1.1). Ο τρόπος που εμφανίζονται οι σεισμοί απεικονίζει το ΝΑ τμήμα της σημερινής ενεργής ζώνης κατάδυσης. Οι σεισμοί με μέγεθος M=5.0-6.0 είναι αρκετοί αλλά βρίσκονται διάσπαρτοι χωρίς να καθορίζουν κάποια συγκεκριμένη δομή στην περιοχή (Σχήμα 4.1.1). Οι σεισμοί με μέγεθος M=6.0-7.0 είναι αρκετά λίγοι και εμφανίζονται διάσπαρτοι στην περιοχή (Σχήμα 4.1.1).

Στο ΝΑ τμήμα της περιοχής μελέτης καθώς και στο ΒΔ τμήμα δεν εμφανίζονται πολλοί σεισμοί και οι σεισμοί που έχουν καταγραφεί σε αυτά τα τμήματα είναι κυρίως σεισμοί μικρού μεγέθους. Οι σεισμοί μικρού μεγέθους δεν καθορίζουν συγκεκριμένες ζώνες λόγω του ότι ο αριθμός τους είναι μεγάλος και καλύπτουν ένα μεγάλο τμήμα. Οι σεισμοί μεγάλου μεγέθους καθορίζουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τις τεκτονικές δομές.

Στην περιοχή μελέτης οι σεισμοί εμφανίζονται κυρίως σε έναν άξονα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και κατά τόπους η συγκέντρωση των σεισμών είναι αυξημένη (Σχήμα 4.1.1). Τα επίκεντρα των περισσότερων σεισμών βρίσκονται στον θαλάσσιο χώρο αλλά δεν προκαλούν έντονες καταστροφές. Στην υπόλοιπη περιοχή μελέτης οι ισχυροί σεισμοί εμφανίζονται σε τμήματα όπου υπάρχουν και σεισμοί με μικρότερα μεγέθη. Όπως φαίνεται, οι περισσότεροι σεισμοί συνδέονται με ένα ρήγμα του χάρτη. Στα σημεία όπου υπάρχουν τα ρήγματα εμφανίζονται και οι μεγαλύτερες συγκεντρώσεις των σεισμών.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.1.1: Χάρτης όπου εμφανίζονται όλοι οι σεισμοί το διάστημα 1980-2015. Πιο συγκεκριμένα, με λευκό χρώμα είναι οι σεισμοί με 2.0<=M<3.0, με μωβ χρώμα οι σεισμοί με 3.0<=M<4.0, με πράσινο χρώμα οι σεισμοί με 4.0<=M<5.0, με πορτοκαλί χρώμα οι σεισμοί με 5.0<=M<6.0, με κόκκινο χρώμα οι σεισμοί με 6.0<=M<7.0. Στον χάρτη εμφανίζονται τα ρήγματα της περιοχής.

Με βάση το Σχήμα 4.1.1 οι περισσότεροι σεισμοί συνδέονται με το ρήγμα της Κω, της Σύμης, της Καρπάθου και τη ζώνη ρηγμάτων Σάμου-Μπουγιούκ Μεντερές. Αρκετοί σεισμοί συνδέονται και με τη ζώνη ρηγμάτων Αμοργού-Σαντορίνης αλλά σε αυτή την περίπτωση οι περισσότεροι εμφανίζονται στο τμήμα της Σαντορίνης και σε ένα μικρό τμήμα της Αμοργού.

Στην περιοχή της Ρόδου καθώς και στην τάφρο εμφανίζονται πολλοί σεισμοί που συνδέονται με το ρήγμα της περιοχής. Στην περιοχή της Κρήτης οι σεισμού που υπάρχουν συνδέονται με τη ζώνη κατάδυσης και επαληθεύουν και τα ρήγματα που εμφανίζονται σε αυτή.

Οι χάρτες που προκύπτουν από τους σεισμούς με μεγέθη 5.0<=M<=5.9 βοηθούν στον καθορισμό των διάφορων δομών με μεγαλύτερη ακρίβεια. Σε αυτό το χάρτη απεικονίζονται και οι σεισμοί με μέγεθος M>=6.0 (Σχήμα 3.2). Οι περισσότεροι από τους σεισμούς με M>=6.0 συνδέονται με κάποιο από τα ρήγματα που εμφανίζονται σε αυτό το χάρτη. Οι σεισμοί με 5.0<=M<=5.9 εμφανίζονται σχετικά διάσπαρτοι καθορίζοντας με μεγαλύτερη ακρίβεια η ζώνη κατάδυσης. Οι περισσότεροι σεισμοί συνδέονται με τη ζώνη ρηγμάτων Σάμου-Μπουγιούκ Μεντερές, το ρήγμα της Κω και τη ζώνη ρηγμάτων της Μαρμαρίδας.

Στο Σχήμα 2.1 απεικονίζονται οι ιστορικοί σεισμοί μαζί με τα ρήγματα. Αρκετοί συνδέονται με το ρήγμα της Κω και της Σύμης. Στη ζώνη ρηγμάτων της Αμοργού-Σαντορίνης εμφανίζονται δύο ιστορικοί σεισμοί ενώ αρκετοί εμφανίζονται και στη ζώνη ρηγμάτων Σάμου-Μπουγιούκ Μεντερές. Οι υπόλοιποι σεισμοί είναι διάσπαρτοι και εμφανίζουν μια μεγάλη συγκέντρωση στο ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου.

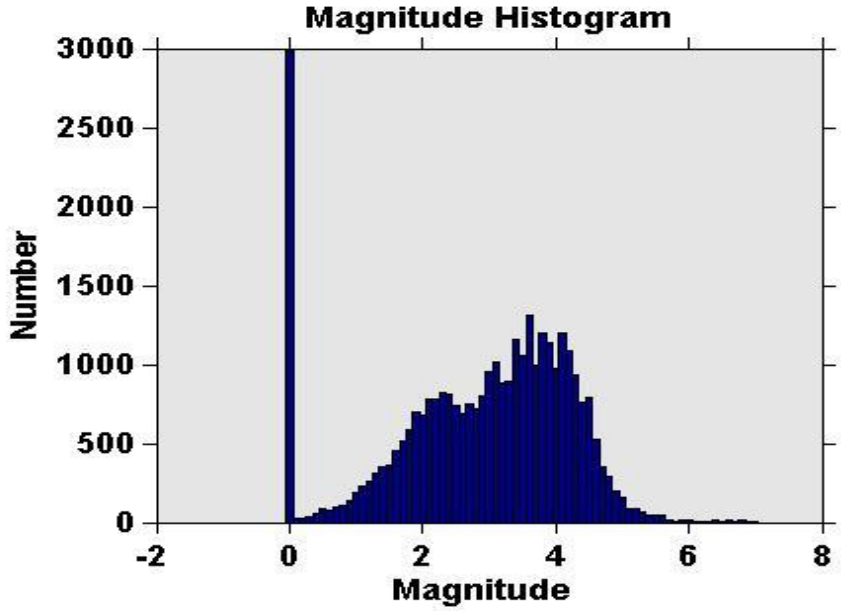
4.2. Στατιστική μελέτη

Η στατιστική μελέτη πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια του προγράμματος zmap καθώς και με τη βοήθεια του Microsoft Excel.

Με βάση τη στατιστική μελέτη που έχει πραγματοποιηθεί στην περιοχή στο διάγραμμα του χρόνου με τις αθροιστικές τιμές των σεισμών (Σχήμα 4.2.2) παρατηρείται μια σχετικά απότομη αύξηση λίγο πριν το 2000 όπου τα έτη 2000-2015 παρατηρούνται οι περισσότεροι καταγεγραμμένοι σεισμοί. Στο παρελθόν οι σεισμοί είναι ελάχιστοι και οι καταγεγραμμένοι είναι οι ισχυροί σεισμοί.

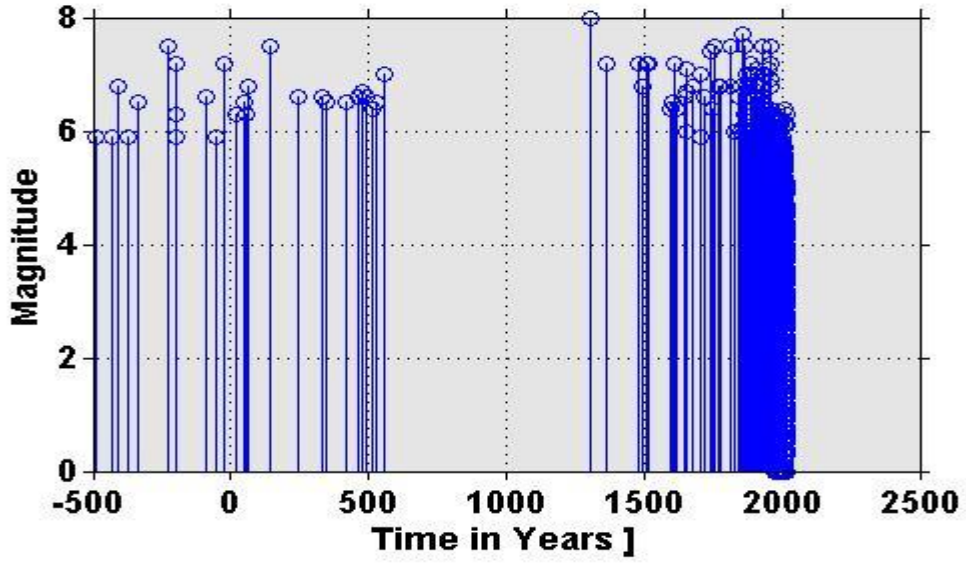
Το ιστόγραμμα του αριθμού των σεισμών σε σχέση με το μέγεθος παρουσιάζει ένα μέγιστο που αντιστοιχεί στο μέγεθος M=0.0 (Σχήμα 4.2.1). Στη συνέχεια ο αριθμός των σεισμών παρουσιάζει μερικά μέγιστα για τα μεγέθη κοντά στην τιμή M=4.0. Ο αριθμός των σεισμών για τιμές μεγεθών M>4.0 μειώνεται συνεχώς. Ο αριθμός των σεισμών για τιμές M<4.0 αυξάνεται συνεχώς. Το ιστόγραμμα αυτό σχηματίζει μια καμπύλη γραμμή.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.2.1: Ιστόγραμμα μεγέθους σεισμών με αριθμό γεγονότων.

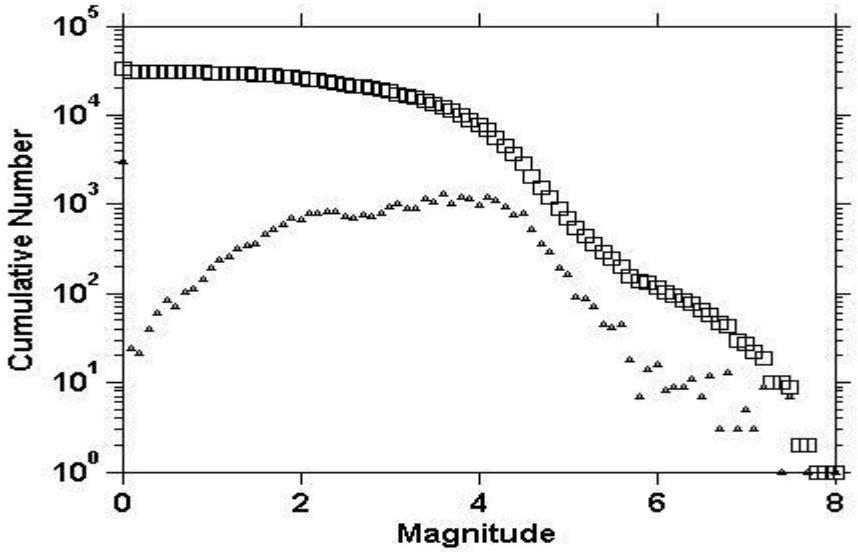
Στο Σχήμα 4.2.2 εμφανίζεται ένα κενό περίπου τα έτη 500-1250 όπου δεν έχουν καταγραφεί σεισμοί στην περιοχή. Επιπλέον, στο διάγραμμα αυτό οι περισσότεροι σεισμοί εμφανίζονται περίπου το έτος 1970 και μετά. Στο παρελθόν οι σεισμοί που υπάρχουν είναι ελάχιστοι και τα μεγέθη αυτών είναι M>6.0.



Σχήμα 4.2.2: Διάγραμμα μεγέθους σεισμών σε σχέση με το χρόνο.

Το διάγραμμα του αθροιστικού αριθμού των σεισμών με το μέγεθος εμφανίζει μια πτωτική τάση (Σχήμα 4.2.3). Αρχικά, η καμπύλη είναι σταθερή και η πτωτική τάση ξεκινάει στο σημείο όπου η τιμή του μεγέθους είναι M=4.0. Η μη

αθροιστική καμπύλη παρουσιάζει αρχικά μια αύξηση μέχρι το σημείο όπου M=4.0 και στη συνέχεια μειώνεται. Σε αυτό το διάγραμμα η αθροιστική καμπύλη απεικονίζεται από την καμπύλη με τα τετράγωνα και η μη αθροιστική καμπύλη από την καμπύλη με τα τρίγωνα.

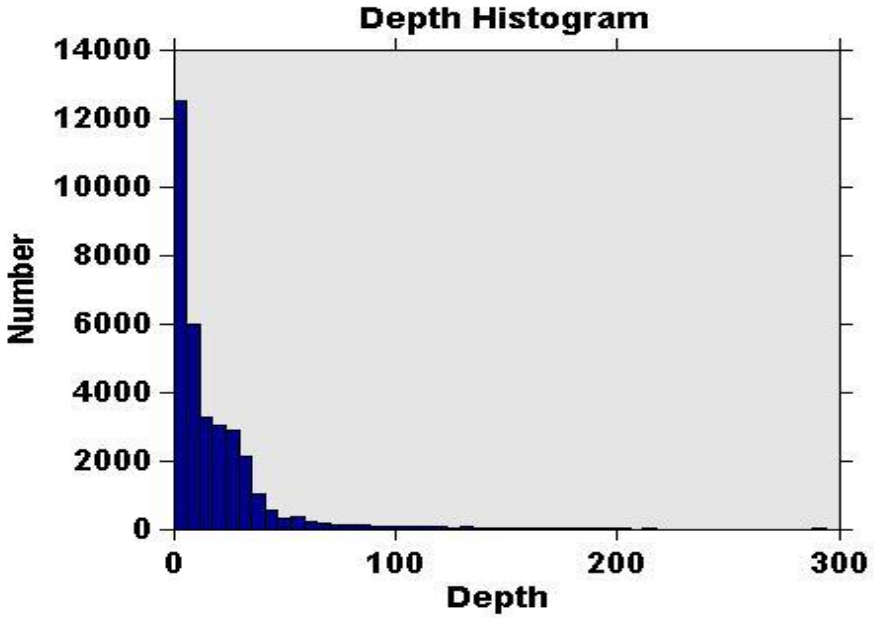


Σχήμα 4.2.3: Αθροιστική και μη αθροιστική καμπύλη αθροιστικού αριθμού σεισμών.

Στο σημείο όπου M=6.0-8.0 στην μη αθροιστική καμπύλη τα σημεία εμφανίζονται διασκορπισμένα χωρίς να προκύπτει κάποιο συγκεκριμένο συμπέρασμα. Στην αθροιστική καμπύλη όταν ξεκινάει η πτωτική τάση η καμπύλη αποκτά σχετικά σταθερή κλίση σχηματίζοντας ευθεία γραμμή. Επιπλέον, στην αθροιστική καμπύλη ο αριθμός των σεισμών μειώνεται καθώς αυξάνεται το μέγεθος αυτών, το οποίο συμπίπτει με το ιστόγραμμα του μεγέθους με τον αριθμό των σεισμών.

Η αθροιστική καμπύλη εμφανίζει μια σταθερή πτωτική τάση. Αντίθετα, η μη αθροιστική καμπύλη εμφανίζει μερικές αυξομειώσεις που οφείλεται στην ύπαρξη περισσότερων σεισμών ενός μεγέθους σε σύγκριση με ένα άλλο. Καθώς το μέγεθος των σεισμών αυξάνεται η μη αθροιστική καμπύλη δεν παρουσιάζει κάποιο συγκεκριμένο μοτίβο και πιο συγκεκριμένα για το μέγεθος M<=6.0.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.



Σχήμα 4.2.4: Ιστόγραμμα αριθμού γεγονότων με βάθος.

Επίσης, το ιστόγραμμα του αριθμού των σεισμών με το βάθος όπου αυτοί προκαλούνται παρουσιάζει μια πτωτική τάση (Σχήμα 4.2.4). Πιο συγκεκριμένα, οι περισσότεροι σεισμοί είναι επιφανειακοί και ελάχιστοι σεισμοί εμφανίζονται σε βάθος μεγαλύτερο ή ίσο με 100km. Το μεγαλύτερο καταγεγραμμένο βάθος στην περιοχή είναι περίπου τα 175km. Τα έτη 2000-2015 το μεγαλύτερο καταγεγραμμένο βάθος στην περιοχή είναι περίπου τα 150km.

Για τον υπολογισμό των παραμέτρων a και b και για την τιμή του Mc χρησιμοποιήθηκε ο νόμος των Gutenberg-Richter (Νόμος κατανομής των μεγεθών). Πιο συγκεκριμένα, η σχέση αυτή υπολογίζει τα μέτρα σεισμικότητας και δίνεται από τη σχέση

$$LogN=a-b*M \qquad (1)$$

όπου N ο αθροιστικός αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από M, a και b σταθερές που υπολογίζονται με τη μέθοδο των Ελαχίστων Τετραγώνων και M το μέγεθος του σεισμού. Μία ακόμη παράμετρος που υπολογίζεται είναι η μέση περίοδος επανάληψης και υπολογίζεται από τη σχέση

$$T_m=10exp(b*M)/10exp(a) \qquad (2)$$

όπου T_m η μέση περίοδος επανάληψης (Εισαγωγή στη Σεισμολογία, 2005). Η μέση περίοδος επανάληψης είναι το αντίστροφο της παραμέτρου LogN.

Οι παράμετροι καθώς και οι τιμές των LogN και Mc υπολογίζονται για το διάστημα 1980-2015 ανά πέντε χρόνια.

Πίνακας 2: Τιμές των παραμέτρων a και b και των τιμών LogN και Mc.

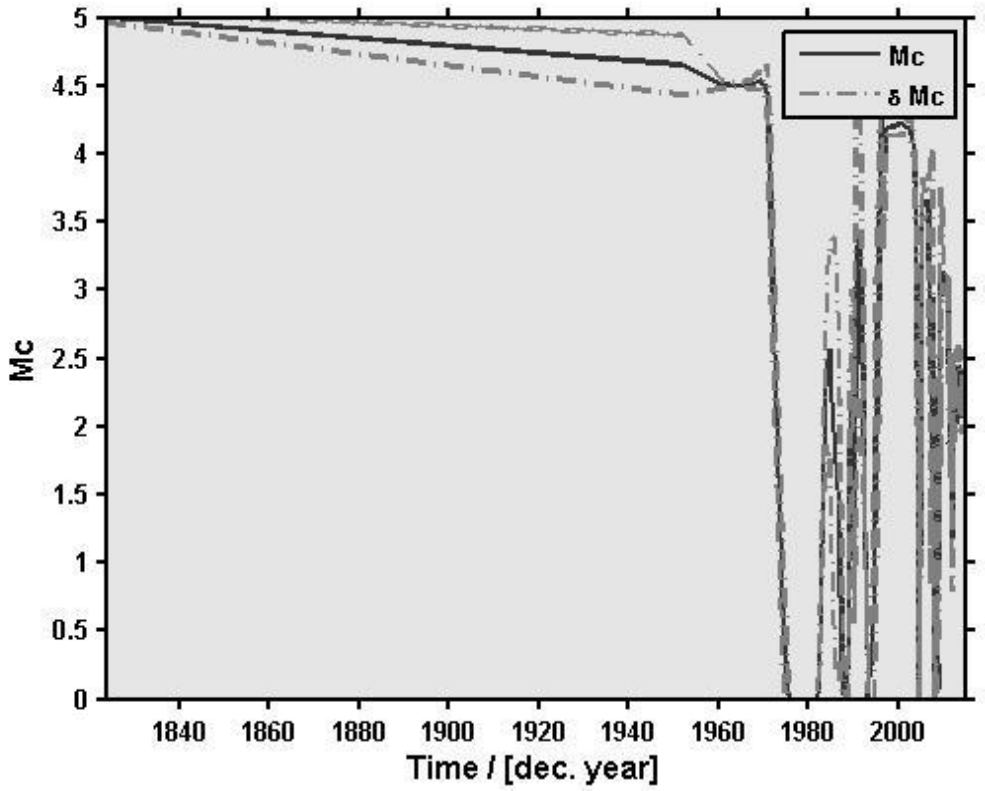
Έτος	Παράμετρος a	Παράμετρος b	Παράμετρος LogN	Παράμετρος Mc
1980	2,39	0,217	2,39	0
1985	5,03	0,814	2,26	3,4
1990	6,18	0,927	2,66	3,8
1995	9,75	1,78	2,1	4,3
2000	9,99	1,8	2,43	4,2
2005	7,34	1,23	2,91	3,6
2010	6,74	1,28	2,9	3
2015	3,69	0,736	1,92	2,4

Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στην περιοχή της εστίας του σεισμού. Η παράμετρος a εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής, το εμβαδόν της επιφάνειας που καλύπτουν τα επίκεντρα των σεισμών και το χρονικό διάστημα όπου πραγματοποιήθηκαν οι σεισμοί (Εισαγωγή στη Σεισμολογία, 2005).

Με βάση τη Σχέση (1) προκύπτει ότι η συχνότητα των σεισμών μιας περιοχής αυξάνεται όταν ελαττώνεται το μέγεθος αυτών. Τα δεδομένα που έχουν χρησιμοποιηθεί προέρχονται από τον κατάλογο των σεισμών του Σεισμολογικού Σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου. Οι παράμετροι του νόμου κατανομής των μεγεθών στον Πίνακα 2.

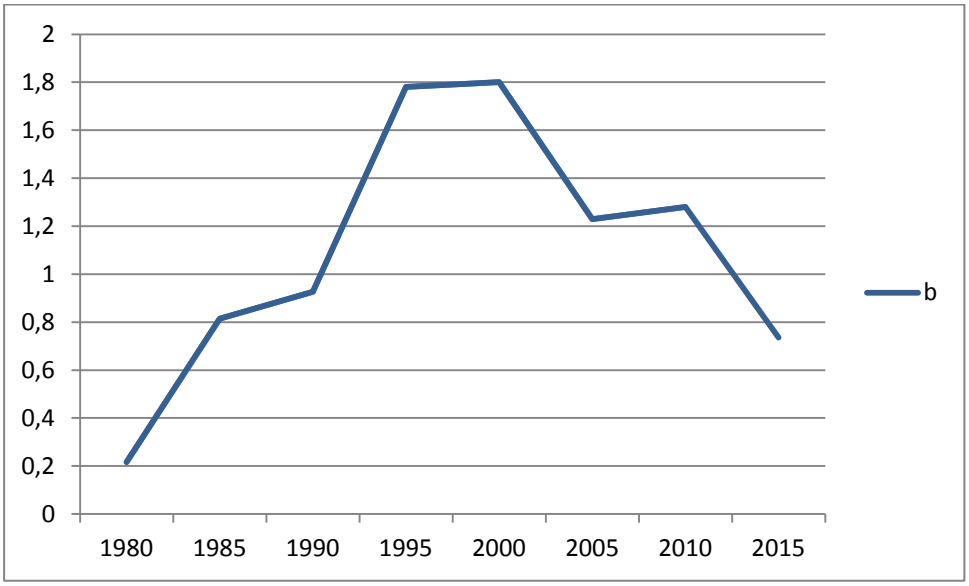
Το διάγραμμα της πληρότητας με το χρόνο για όλους τους σεισμούς του καταλόγου παρουσιάζει αρχικά μια πτωτική μορφή μέχρι το έτος 1970 (Σχήμα 4.2.5). Στη συνέχεια η καμπύλη αυξομειώνεται συνεχώς χωρίς να παρουσιάζει σταθερή μορφή. Αυτές οι συνεχόμενες αλλαγές οφείλονται στην έλλειψη στοιχείων για πιο ακριβή αποτελέσματα. Στην καμπύλη το μέγιστο μετά το έτος 1970 εμφανίζεται το έτος 2000. Το διάγραμμα αυτό αντιστοιχεί σε όλους τους καταγεγραμμένους σεισμούς στην περιοχή μελέτης δίνοντας μία γενικότερη εικόνα για την περιοχή. Το διάγραμμα αυτό επαληθεύει το Σχήμα 4.2.8 που απεικονίζει ένα μικρότερο χρονικό διάστημα.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

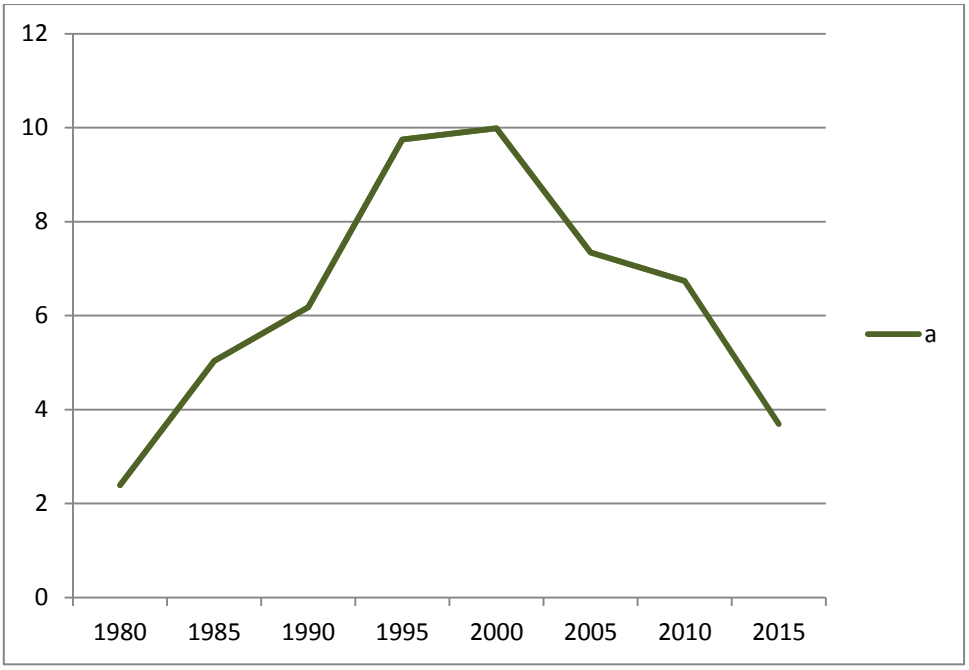


Σχήμα 4.2.5: Διάγραμμα πληρότητας με τον χρόνο.

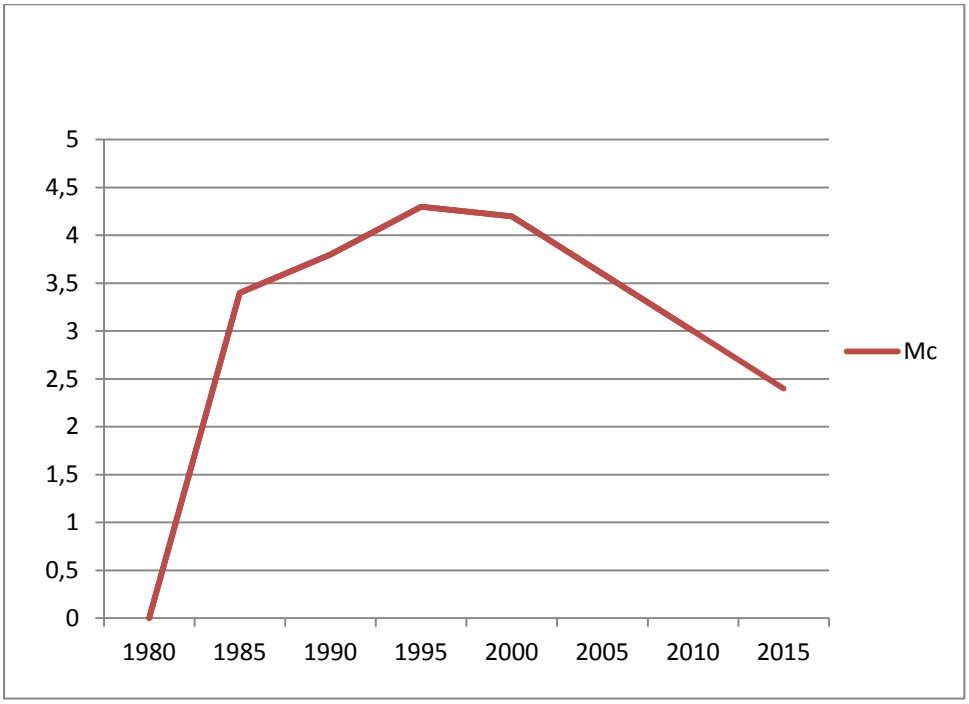
Οι παράμετροι a, b και Mc έχουν υπολογιστεί από το πρόγραμμα zmap. Σε αυτό το πρόγραμμα εισάγεται το αρχείο με τους καταγεγραμμένους σεισμούς και υπολογίζονται οι διάφορες παράμετροι. Στη συνέχεια, οι τιμές αυτών των παραμέτρων χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό της παραμέτρου LogN με τη βοήθεια του Microsoft Excel.



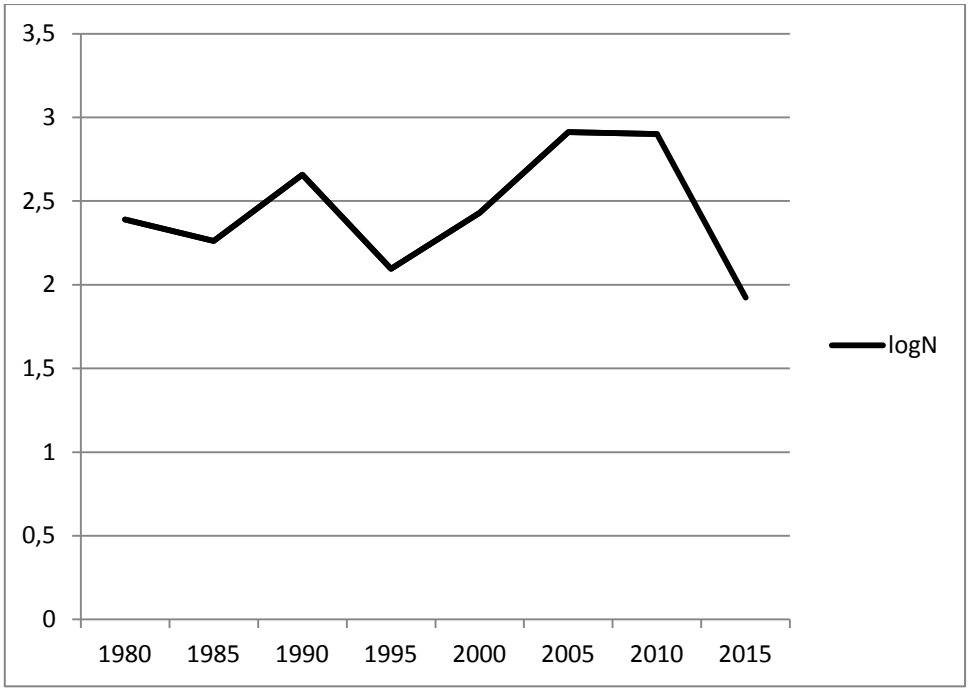
Σχήμα 4.2.6: Διάγραμμα χρόνου με παράμετρο b.



Σχήμα 4.2.7: Διάγραμμα χρόνου με παράμετρο a.



Σχήμα 4.2.8: Διάγραμμα χρόνου με παράμετρο Mc.



Σχήμα 4.2.9: Διάγραμμα χρόνου σε σχέση με τον αθροιστικό αριθμό των σεισμών.

Το Σχήμα 4.2.6 απεικονίζει τη μεταβολή της παραμέτρου b σε σχέση με τον χρόνο. Όπως φαίνεται στο σχήμα η παράμετρος αυτή μεταβάλλεται αρκετά με την πάροδο των χρόνων χωρίς να παρουσιάζει γραμμική μεταβολή. Η μέγιστη τιμή παρατηρείται το διάστημα 1995-2000 όπου στη συνέχεια παρουσιάζει μια πτωτική τάση. Το διάστημα 1980-1995 η καμπύλη παρουσιάζει ανοδική πορεία με μεγαλύτερη κλίση τα διαστήματα 1980-1985 και 1990-1995. Το διάστημα 2000-2015 παρουσιάζει πτωτική τάση εμφανίζοντας μία ανοδική πορεία το διάστημα 2005-2010.

Το Σχήμα 4.2.7 απεικονίζει τη μεταβολή της παραμέτρου a σε σχέση με το χρόνο. Η μέγιστη τιμή εμφανίζεται το έτος 2000. Το διάστημα 1980-2000 εμφανίζει ανοδική πορεία η καμπύλη ενώ το διάστημα 2000-2015 εμφανίζει πτωτική πορεία. Η καμπύλη δεν εμφανίζει έντονες μεταβολές ανά τα έτη.

Το Σχήμα 4.2.8 απεικονίζει τη μεταβολή της παραμέτρου Mc με το χρόνο. Η καμπύλη παρουσιάζει ένα μέγιστο το έτος 1995. Το διάστημα 1980-1995 η καμπύλη παρουσιάζει ανοδική πορεία ενώ το διάστημα 1995-2015 η καμπύλη παρουσιάζει πτωτική πορεία. Το διάστημα 1980-1985 η καμπύλη αυξάνεται με ένα σταθερό ρυθμό που διαφέρει από το ρυθμό αύξησης κατά το διάστημα 1985-1995.

Το Σχήμα 4.2.9 απεικονίζει τη μεταβολή της παραμέτρου LogN με το χρόνο. Η μέγιστη τιμή εμφανίζεται το διάστημα 2005-2010. Η καμπύλη παρουσιάζει ένα

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ακόμη μέγιστο το 1990 όπου μετά μειώνεται μέχρι το 1995 και στη συνέχεια αυξάνεται μέχρι να μειωθεί ξανά το διάστημα 2010-2015. Το διάστημα 1980-1985 η καμπύλη εμφανίζει πτωτική τάση ενώ το διάστημα 1985-1990 εμφανίζει ανοδική τάση.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

5.1. Συμπεράσματα Χωρικής Κατανομής της Σεισμικότητας

Όπως αναφέρθηκε στην Εισαγωγή, στην περιοχή μελέτης η πλειοψηφία των σεισμών είναι μικρού μεγέθους όπως επαληθεύτηκε και από τους διάφορους χάρτες και τα στατιστικά στοιχεία. Οι ισχυροί σεισμοί εμφανίζονται στη ζώνη κατάδυσης και στο ανάστροφο ρήγμα της Ρόδου κυρίως. Ελάχιστοι ισχυροί σεισμοί εμφανίζονται στην περιοχή της Τουρκίας. Στην υπόλοιπη περιοχή επικρατούν οι σεισμοί με μέγεθος M<5.0. Αυτό επαληθεύεται από το διάγραμμα του αθροιστικού αριθμού των σεισμών με το μέγεθος όπου η καμπύλη εμφανίζει πτωτική τάση μετά το σημείο με M=4.0 (Σχήμα 4.2.1) και επαληθεύεται από το Σχήμα 4.1.1 με όλα τα μεγέθη των σεισμών.

Οι σεισμοί που εμφανίζονται κάτω από την Κρήτη και φθάνουν μέχρι τη Ρόδο απεικονίζουν τη ζώνη κατάδυσης. Πιο συγκεκριμένα, η ζώνη κατάδυσης απεικονίζεται από τους σεισμούς με μικρό μέγεθος και επαληθεύεται από τους ισχυρότερους σεισμούς που δεν είναι αρκετά συχνοί στην περιοχή (Σχήμα 4.1.1).

Στο χώρο του Αιγαίου απεικονίζεται το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό στην Αμοργό το 1956 καθώς και τους σεισμούς που εμφανίζονται στην περιοχή της Σαντορίνης (λόγου χάρη οι σεισμοί του 1911, 1919, 1920, 1935). Σε αυτή την περίπτωση, οι σεισμοί είναι λίγοι και εμφανίζονται σε ένα μικρό τμήμα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ όπως απεικονίζεται στο χάρτη. Η ζώνη αυτών των ρηγμάτων δεν προκαλεί συχνά ισχυρούς σεισμούς αλλά οι σεισμοί μικρού μεγέθους μπορεί να προκαλέσουν δραστηριότητα στο ηφαίστειο της Σαντορίνης (Σχήμα 4.1.1).

Με βάση τον χάρτη που εμφανίζεται στο τέταρτο κεφάλαιο η ύπαρξη των σεισμών με μέγεθος 5.0<=M<=5.9 και M>=6.0 καθορίζει ρήγματα που συνδέονται με τους σεισμούς του καταλόγου του Σεισμολογικού Σταθμού. Με βάση τις πληροφορίες από τους ιστορικούς σεισμούς οι σεισμοί συνδέονται με ένα ρήγμα που επαληθεύεται από τους σεισμούς που συνέβησαν στην ευρύτερη περιοχή μετέπειτα (Σχήμα 4.1.1, Σχήμα 2.1).

Το ανάστροφο ρήγμα που εμφανίζεται στην περιοχή της Ρόδου αποτελεί το ρήγμα μετασχηματισμού της Ρόδου (RTF). Αυτή η ζώνη ρηγμάτων έχει καθοριστεί από αρκετούς σεισμούς . Το ρήγμα αυτό συνδέεται με τη ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ όπου και σε αυτή τη ζώνη έχουν προκληθεί αρκετοί σεισμοί.

Ο κόλπος της Gökova επαληθεύεται από την ύπαρξη σεισμών στην περιοχή που καθορίζουν τη ζώνη ρηγμάτων. Στον κόλπο αυτό οι σεισμοί που εμφανίζονται έχουν μέγεθος κυρίως M=5.0-6.0 αλλά η δομή είναι ευδιάκριτη λόγω του ότι υπάρχουν αρκετοί σεισμοί. Στη ζώνη ρηγμάτων Φετιγιέ-Μπορντούρ εμφανίζονται

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ισχυροί σεισμοί που επαληθεύουν αυτή τη δομή. Η διεύθυνση της ζώνης αυτής είναι ΒΑ-ΝΔ και κατά μήκος της εμφανίζονται αρκετοί σεισμοί. Στην περιοχή Μπουγιούκ Μεντερές οι σεισμοί που εμφανίζονται είναι πιο αραιοί αλλά και πάλι η δομή καθορίζεται σχετικά εύκολα (Σχήμα 4.1.1).

Στην περιοχή μελέτης επικρατούν οι επιφανειακοί σεισμοί λόγω των διάφορων δομών που επικρατούν. Αυτή επαληθεύεται από το διάγραμμα του βάθους των σεισμών με τον αριθμό των σεισμών (Σχήμα 4.2.4). Οι επιφανειακοί σεισμοί επαληθεύουν τις διάφορες δομές που είναι τα ρήγματα κυρίως.

Με βάση τους ιστορικούς σεισμούς και το χάρτη που προκύπτει από αυτούς οι περισσότεροι σεισμοί είναι συγκεντρωμένοι στο ανάστροφο ρήγμα της Ρόδου (λόγου χάρη οι σεισμοί του 1926 και 1935). Επιπλέον, αρκετοί σεισμοί εμφανίζονται στη ζώνη ρηγμάτων της Gökova. Ταυτόχρονα, αρκετοί σεισμοί εμφανίζονται στη σημερινή ενεργή ζώνη κατάδυσης όπου με αυτό τον τρόπο επαληθεύεται (Σχήμα 4.1.1).

Στο Σχήμα 3.2 εμφανίζονται τα ρήγματα της περιοχής που συνδέονται με πιο ισχυρούς σεισμούς και καθορίζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια. Οι περισσότεροι σεισμοί συνδέονται με τη ζώνη ρηγμάτων Σάμου-Μπουγιούκ Μεντερές καθώς και με το ρήγμα της Κω.

5.2. Στατιστικά Συμπεράσματα

Στο διάγραμμα της πληρότητας με το χρόνο για το σύνολο των καταγεγραμμένων σεισμών παρατηρούνται αρκετές μεταβολές (Σχήμα 4.2.5). Οι μεταβολές αυτές οφείλονται στο ότι στην περιοχή οι σεισμοί που έχουν καταγραφεί τα τελευταία χρόνια δεν είναι ισχυροί. Επίσης, η καμπύλη που σχηματίζεται οφείλεται στην έλλειψη αρκετών σεισμών για την εξαγωγή ενός ακριβούς συμπεράσματος. Το συμπέρασμα που μπορεί να εξαχθεί είναι η μείωση της μεταβλητής Mc με την πάροδο του χρόνου. Η μείωση αυτή οφείλεται στην ύπαρξη πολλών σεισμών με μικρό μέγεθος. Το Σχήμα 4.2.8 επαληθεύει την έντονη μεταβολή της παραμέτρου Mc σε ένα μικρότερο χρονικό διάστημα.

Με βάση τα διάφορα διαγράμματα που έχουν κατασκευαστεί προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι περισσότεροι σεισμοί έχουν καταγραφεί από τη δεκαετία 1970 μέχρι σήμερα. Αυτό οφείλεται στο ότι το δίκτυο των σεισμογράφων είναι πιο πυκνό. Στο παρελθόν είναι καταγεγραμμένοι κυρίως οι ισχυροί σεισμοί και σε ελάχιστες περιπτώσεις υπάρχουν αναφορές σε προσεισμούς ή μετασεισμούς.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.2.1, το άθροισμα των γεγονότων που αντιστοιχεί σε κάθε μέγεθος εμφανίζει πτωτική τάση από το σημείο M=4.0. Η μέγιστη συγκέντρωση γεγονότων εμφανίζεται για μέγεθος μεταξύ των τιμών M=3.0-4.0.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Αυτή η παρατήρηση επιβεβαιώνει την ύπαρξη μικρών σεισμών στην περιοχή και ταυτίζεται με αυτό που απεικονίζουν οι χάρτες σεισμικότητας της περιοχής.

Ένα ακόμη στοιχείο που επιβεβαιώνει την ύπαρξη μικρού μεγέθους σεισμών στην περιοχή είναι το Σχήμα 4.2.3. Σε αυτό το διάγραμμα η αθροιστική καμπύλη εμφανίζει πτωτική τάση υποδηλώνοντας ότι τα περισσότερα γεγονότα έχουν μικρό μέγεθος. Επιπλέον, η μη αθροιστική καμπύλη εμφανίζει αρχικά ανοδική τάση και στη συνέχεια πτωτική. Το μέγιστο σημείο της καμπύλης αντιστοιχεί σε τιμές για M=4.0 και επιβεβαιώνει το Σχήμα 4.2.1.

Το Σχήμα 4.2.4 επιβεβαιώνει ότι οι περισσότεροι σεισμοί έχουν καταγραφεί σε μικρό βάθος. Όπως αναφέρθηκε στο κεφάλαιο της Εισαγωγής οι σεισμοί που έχουν καταγραφεί σε ενδιάμεσο βάθος βοηθούν στον καθορισμό της ζώνης Benioff καθώς και της ασυνέχειας Mohorovicic. Οι σεισμοί σε όλα τα βάθη βοηθούν στον καθορισμό των ζωνών ρηγμάτων που αναφέρθηκαν νωρίτερα.

Για την περιοχή μελέτης υπολογίστηκαν οι παράμετροι του νόμου Gutenberg-Richter και οι τιμές τους απεικονίζονται σε ένα πίνακα καθώς και με τα αντίστοιχα διαγράμματα. Το χρονικό διάστημα για το οποίο υπολογίστηκαν οι τιμές είναι 1980-2015.

Τα Σχήματα 4.2.6-4.2.8 δεν καθορίζουν κάποια συγκεκριμένη δομή ούτε παράγεται από αυτά κάποιο συγκεκριμένο συμπέρασμα. Αυτό οφείλεται στην έλλειψη αρκετών δεδομένων ώστε να υπολογιστούν για όλα τα έτη οι παράμετροι αυτές. Σε αυτά τα σχήματα η καμπύλη εμφανίζει αρκετές μεταβολές και όχι γραμμική μεταβολή. Επίσης, αυτό που προκύπτει είναι η έντονη μεταβολή των παραμέτρων αυτών.

Με βάση το Σχήμα 4.2.9 τα περισσότερα καταγεγραμμένα γεγονότα εμφανίζονται το διάστημα 2005-2010 γιατί τότε εμφανίζει το μέγιστο η καμπύλη. Το σχήμα αυτό επαληθεύει και το Σχήμα 4.2.2 όπου σε αυτό απεικονίζεται η συνολική εικόνα του αριθμού των σεισμών για κάθε έτος για όλη την περιοχή.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

ΤΙΤΛΟΣ: ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ ΝΑ ΑΙΓΑΙΟΥ

ΠΕΡΙΛΗΠΤΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ

Στην περιοχή του ΝΑ Αιγαίου οι σεισμοί που προκύπτουν σπάνια είναι μεσαίοι έως ισχυροί και συνδέονται με τα ήδη καταγεγραμμένα ρήγματα. Καλύπτει ένα τμήμα της οπισθοτόξιας λεκάνης του Αιγαίου Πελάγους, η οποία επηρεάζεται από την κατάδυση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου. Μερικοί από τους ιστορικούς σεισμούς καθώς και οι σεισμοί της βιομηχανικής περιόδου, όπως ο πολύ ισχυρός σεισμός του 1956 στην Αμοργό, προκάλεσαν θαλάσσια κύματα και ήταν υπεύθυνοι για πολλές καταστροφές. Ο σκοπός αυτής της εργασίας είναι η μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας σε αυτή την περιοχή.

Πιο συγκεκριμένα, οι δομές, οι οποίες σχετίζονται με τους ισχυρούς (M>=6.0) σεισμούς καθορίζονται. Η επικεντρική εξάπλωση ήταν σημαντική στον καθορισμό των δομών (ρήγματα, τάφροι, λεκάνες, κλπ.). Τα μέτρα σεισμικότητας (a, b, LogN, Mc) υπολογίζονται και χρησιμοποιούνται στην περιγραφή των σεισμικών χαρακτηριστικών.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

TITLE: CHARACTERISTICS OF SEISMIC ACTIVITY IN THE REGION OF SE AEGEAN

ABSTRACT

In the region of SE Aegean moderate to strong earthquakes often occur and are related with the faults that are known from the historical times. It concerns part of the back arc Aegean Sea, influenced by the subduction of the oceanic lithosphere of the eastern Mediterranean beneath the Aegean microplate. Some of the historical earthquakes and instrumental ones as well, like the very strong 1956 Amorgos earthquake, created tsunamis and were responsible for many disasters. The purpose of this report is the study of seismic activity in this region.

More specifically, the structures, which are related with the strong (M>=6.0) earthquakes, are defined. The epicentral distribution helped in defining the structures (faults, trenches, basins, etc.). The seismicity parameters (a, b, LogN, Mc) were calculated and are used for describing the seismicity characteristics.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙ Α

Δημοσιεύσεις

Aktug B., Nocquet J.M., Cingöz A., Parsons B., Erkan Y., England P., Lenk O., Gürdal M.A., Kilicoglu A., Akdeniz H., Tekgül A., 2009, "Deformation of western Turkey from a combination of permanent and campaign GPS data: Limits to block-like behavior." Journal of Geophysical Research, vol. 114, B10404.

Altunel E., Barka A., Akyüz S., 2000, "Palaeoseismicity of the Dinar fault, SW Turkey." Terra Nova vol. 11, pp 297-302.

Ambraseys N., 1975, "Studies in historical seismicity and tectonics." Geodynamics Today, Royal SOC. Publ., London.

Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1987a, "The Saros-Marmara Earthquake of 9 August 1912." Earthq. Engin. Struct. Dyn. vol. 15, pp 189-211.

Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1987b, "Seismicity of Turkey and neighboring regions, 1899-1915." Annales Geophysicae vol. 3, pp 701-726.

Ambraseys N.N., 1988b, "Engineering Seismology." Earthquake Engineering and Structural Dynamics vol. 17, pp1-105.

Ambraseys N.N., Melville C.P., Adams R.D., 1994, "The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea: a historical review." Cambridge.

Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1995, "Seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800." Publ. Muhittin Salih EREN, Istanbul.

Ambraseys N.N., Finkel C.F., 1999, "Unpublished Ottoman information on the seismicity of the Balkans during the period 1500-1800." Proceedings of Symposium on Natural Disasters in the Ottoman Empire held in Rethymnon, Crete 10-12 January 1997, pp 89-107.

Ayhan M. E., et al., 2002, "Interseismic strain accumulation in the Marmara Sea region." Bull. Seismol. Soc. Am. vol. 92, pp 216– 229.

Barbiani D.G., Barbiani B.A., 1864, "Memoires sur les tremblements de terre dans l'ile de Zante." Presented by A. Perrey in Academic Imperiale des Sciences, pp 1-112.

Barka A., Reilinger R., Saroglu F., Sengör A.M.C., 1995, "The Isparta Angle: its importance in the neotectonic of the eastern Mediterranean region." Abstract IESCA 12 mir Turkey.

Barka A., Reilinger R., 1997, "Active tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data." Ann. Geofis. Vol. 11, pp 587-610.

Ben-Menahem A., 1979, “Earthquake catalogue for the Middle East (92B.C.-1980A.D.).” Boll. Geof. Teor. ed Applic. vol. 84, pp 245-313.

Berckhemer H., 1977, “Some aspects of the evolution of marginals seas deduced from observations in the Aegean region.” In: Biju-Duval B., Montadert L. (Eds.), Structural History of the Mediterranean Basins. Editions Technip, Paris, pp 303–314.

Bohnhoff M., Makris J., Papanikolaou D., Stavrakakis G., 2001, “Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data.” Tectonophysics vol. 343, pp 239–262.

Bohnhoff M., Harjes H.P., Meier T., 2005, “Deformation and stress regimes in the Hellenic subduction zone from focal mechanisms.” J. Seismol. Vol. 9, pp 341-366.

Bousquet B., Pechoux P.Y., 1978, “Researchers bibliographic sur la seismicite historique.” Rapport Final D’Activite Scientifique De L’Equipe Du Laboratoire De Geologie Dynamique De L’Universite Paris Sud Sur Le Resultat Des Edudes De Neotectonique en Greece.

Bozkurt E., 2001, “Neotectonics of Turkey-a synthesis.” Geodinamica Acta vol. 14, pp 3-30.

Bozkurt E., 2003, “Origin of NE-trending basins in western Turkey.” Geodinamica Acta vol. 16, pp 61-81.

Cagpar A., 1967, “Turkiye depremleri uzerine makrosismik incelemeler.” Turk. Jeojzikl. Dernegi Yayini Ankara vol. 9, pp 103-110.

Caliro S., Chiodini G., Galluzzo D., Granieri D., La Rocca M., Saccorotti G., Ventura G., 2005, “Recent activity of Nisyros volcano(Greece) inferred from structural, geochemical and seismological data.” Bulletin of Volcanology vol. 67, pp 358-369.

Cayeux L., 1904, “Les lignes directices de plissements de l’ile de Crete.” Comptes Rendus IX Congress. Geol. Internat. De Vienne.

Citipitioglu E., Uzsoy S., 1972, “12 mayis 1971 Burdur depreminde dolgu duvarlarin bina cerceve davranisina etc.” Turkiyede Deprem Sorunu & Deprem Muhend. Sempozyumu, M.E.T.U. Ankara, pp 1-19.

Clarke P. J. et al. 1998, “Crustal strain in central Greece from repeated GPS measurements in the interval 1989–1997.” Geophys. J. Int. vol. 135, pp 195– 214.

Cocard, M. et al. 1999, “New constraints on the rapid crustal motion of the Aegean region: Recent results inferred from GPS measurements (1993–1998) across the West Hellenic Arc, Greece.” Earth Planet. Sci. Lett. vol. 172, pp 39– 47.

Comninakis P.E., Papazachos B.C., 1986, “A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985.” Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki vol. 1.

Critikos N.A., 1928b, “Le tremblements de terre de la mer de Crete du 26 Juin 1926.” Ann. de l’Observ. Nat. d’Athens, vol. 10, pp 39-46.

Delibasis N.D., Drakopoulos J.C., 1993, “The milos island earthquake of March 20, 1992 and its tectonic significance.” Pure and Applied Geophysics vol. 141, pp 43-58.

Dewey J.F., Sengör A.M.C., 1979, “Aegean and surrounding regions. Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone.” Geol. Soc. Am. Bull. 90, pp 84–92.

Dewey J.F., 1988, “Extensional collapse of orogens.” Tectonics vol. 7, pp 1123–1139.

Dülgeroglu K. **S.,** 1972, “12 mayis 1971 Burdur depremi.” Turkiyede Deprem Sorunu & Deprem Miihend. Sempozyumu, M.E.T.U. Ankara, pp 1-10.

Dumont J.F., Poisson A., Sahinci A., 1979, “Sur l’existence de caulissements sènestres rècents a l’extrèmitè orientale de l’arc Ègèen (sud-ouest de la Turquie).” C.R. Acad. Sci. Paris, vol. 289, pp 261-264.

Dogan B., Irmak S.T., Karakas A., Kalafat D., 2015, “Seismotectonic content by the source parameters of the 10 June 2012 Ölüdeniz-Fethiye (Dodecanese Islands) Mw 6.1 earthquake and aftershocks(southwestern Turkey).” Acta Geod. Geophys.

Endrun B., Lebedev S., Meier T., Tirel C., Friederich W., 2011, “Complex layered deformation within the Aegean crust and mantle revealed by seismic anisotropy.” Nature Geoscience vol. 4, pp 203-207.

Ergin K., Cuclu U., Uz Z., 1967, “A catalogue of earthquakes for Turkey and surrounding area; 11AD-1964.” Maden Fakiilt. Arz Fizigi Enstitüsü Istanbul vol. 24, pp 169.

Ergünay O., 1971, “Burdur depremi.” Report Deprem Aragt. Batkan. June, Ankara.

Erinc S., Bilgin T., Bener M., 1970, “28 Mart 1970 Gediz depremi: tatbiki jeomorfolojik etud.” Istanbul Uniu. Edebiyat Fakult. Yayini, Istanbul vol. 1520.

Erinc S., 1971, “The Gediz earthquake of 1970.” Geology & History of Turkey, Ed. A. Campbell, the Petrol. Explor. SOC Libya, Tripoli, pp 443-451.

Eyidogan H., Barka A., 1996, “The 1 October 1995 Dinar earthquake, S Turkey.” Terra Nova vol. 8, pp 479-485.

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 vol. 115.

Fytikas M., Kolios N., Vougioukalakis G., 1990, "Post-Minoan volcanic activity of the Santorini volcano. Volcanic hazard and risk, forecasting possibilities." In: Hardy D.A. (Ed.), Thera and the Aegean World III, vol. 2, the Thera Foundation, London, pp 183–198.

Galanopoulos A.G., 1953, "Katalog der Erdbeben in Griechenland fur die Zeit von 1879 bis 1892." Ann. Geol. Pays Hellen. vol. 5, pp 144-229.

Galanopoulos A., 1958, "Seismological Institute Bulletin 1957" Publ. vol. 8, Natl. Observ. Athens.

Galanopoulos A., 1964, "Seismological Institute Bulletin 1961." Bull. Natl. Observ. Athens vol. 12.

Gautier P., Brun J.P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L., 1999, "Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments.", Tectonophysics vol. 315, pp 31-72.

Georgalas G.C., 1962, "Active volcanoes in the world included solfatara fields." Edited by the International Volcanological Association, part XII, pp 1-40.

Görgün E., Zang A., Kalafat D., Kekovali K., 2014, "The 10 June 2012 Fethiye Mw 6,0 aftershock sequence and its relation to the 24-25 April 1957 Ms 6,9-7,1 earthquakes in SW Anatolia, Turkey." Journal of Asian Earth Sciences vol. 93, pp 102-112.

Görgün E., Kekovali K., Kalafat D., 2016, "The 16 April 2015 Mw 6, 0 offshore eastern Crete earthquake and its aftershock sequence: implications for local/regional seismotectonics." International Journal of Earth Sciences pp 1-17.

Görür N., Sengör A.M.C., Sakınc M., Tüysüz O., Akkök R., Yîgitbas, E., Oktay, F.Y., Barka A., Sarıca N., Ecevitoglu B., Demirbag E., Ersoy S., Algan O., Güneysu C., Aykol A., 1995, "Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea." Geol. Mag. vol. 132, pp 637–650.

Gregersen S., 1977, "P wave travel-time residuals caused by a dipping plate in the Aegean arc in Greece." Tectonophysics vol. 37, pp 83-93.

Guidoboni E., Comastri A., Traina G., 1994, "Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century." SGA Storia Geofisica Ambiente, Bologna, pp 504.

Guidoboni E., Comastri A., 1997, "The large earthquake of 8 August 1303 in Crete: seismic scenario and tsunami in the Mediterranean area." J. Seismology vol. 1, pp 55-72.

Habermann R.E., 1987, “Man-made changes of seismicity rates.” Bulletin Seismological Society of America vol. 77, pp 141–159.

Hall J., Aksu A.E., Yaltirak C., Winsor J.D., 2009, “Structural architecture of the Rhodes basin: a deep depocentre that evolved since the Pliocene at the junction of Hellenic and Cyprus arcs, eastern Mediterranean.” Mar. Geol. Vol. 258, pp 1-23.

Hall J., Aksu A.E., Elitez I., Yaltirak C., Cifci G., 2014, “The Fethiye-Burdur Fault Zone: A component of upper plate extension of the subduction transform edge propagator fault linking Hellenic and Cyprus Arcs, Eastern Mediterranean.” Tectonophysics, vol. 635, pp 80-89.

Hatzfeld D., 1993, “Geodynamics of the Aegean: a microseismotectonic approach.” Annuli di Geofisica, vol. 36, pp 215-227.

Hatzidimitriou P.M., Papadimitriou E.E., Mountrakis D.M., 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 vol. 120, pp 141-151.

Hatzidimitriou P.M., Karakaisis G.F., Papazachos B.C., 1994, “Seismicity of the Aegean sea and surrounding area.” Proc. XXIV Gen. Ass. Europ. Seism. Comm. Athens 19-24 Sept. vol. 1, pp 155-164.

Hoff K.V., 1841, “Chronic der Erdbeben und Vulkan-Ausbrucke, mit vorausgehender Abhandlung uber die Natur dieser erscheinungen-Gesch.” Ueberliederung nachgew. Natur. Verander. Erdoberflache.

İlkisik O.M., 1995, “Regional heat flow in western Anatolia using silica temperature estimates from thermal springs.” Tectonophysics vol. 244, pp 175–184.

Ipek M., 1964, “Earthquake problems of structures in Turkey.” Individual Studies Int. Inst. Seism. & Earthquake Eng., Tokyo, vol. 1, pp 17-44.

Iscan Y., Tur H., Gokasan E., 2013, “Morphologic and seismic features of the Gulf of Gökova, SW Anatolia: evidence of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime.” Geo-Marine Letters vol. 33, pp 31-48.

Jackson J.A., McKenzie D.P., 1988, “The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East, Geophys. J. vol. 93, pp 45–73.

Jolivet L., Faccenna C., Huet B., Labrousse L., Le Pourhiet L., Lacombe O., Lecomte E., Burov E., Denele Y., Brun J.P., Philippon M., Paul A., Salaun G., Karabulut H., Piromallo C., Monie P., Gueydan F., Okay A.I., Oberhansli R., Pourteau A., Augier R., Gadenne L., Driussi O., 2013, “Aegean tectonics: Strain localization, slab tearing and trench retreat.” Tectonophysics vol. 597-598, pp 1-33.

Kalafat D., Gunes Y., Kekovali K., Berberoglu M., 2004, “Earthquake activity of the Gulf of Gökova.” Preliminary Field Report, 6p, EMSC European Mediterranean Seismological Centre, www.emsc-csem.org

Kalafat D., Kekovali K., Günes Y., Yilmazer M., Kara M., Deniz P., Berberoglu M., 2009, “A catalogue of source parameters of moderate and strong earthquakes for Turkey and its surrounding area (1938-2008).” Bogazici University Press, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Istanbul.

Karnik V., 1969, “Seismicity of the European Area, Part I.” D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Netherlands.

Karnik V., 1971, “Seismicity of the European Area, Part II 1801-1900.” D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Netherlands.

Keightley W., 1975, “Destructive earthquakes in Burdur and Bingol, Turkey.” Publ. National Academy of Sci., Washington.

Khan P.K., 2005, “Mapping of b-value Beneath the Shillong Plateau.” Gondwana Research vol. 8, pp 271 –276.

Kiratzi A.A., Papazachos C.B., 1995, “Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone.” J. Geodynamics vol. 19, pp 65-78.

Kiriakidis L.G., 1989, “The Vardar ophiolite: a continuous belt under the Axios basin sediments.” Geophys. J. Int. vol. 98, pp 203-212.

Koçyigit A., Yusufoglu H., Bozkurt E., 1999a, “Evidence from the Gediz Graben for episodic two-stage extension in western Turkey.” J. Geol. Soc. London vol. 156, pp 605–616.

Kotzev V., Nakov R., Burchfiel B.C., King R., Reilinger R., 2001, “GPS study of active tectonics in Bulgaria: Results from 1996 to 1998.” J. Geodyn. vol. 31, pp 189–200.

Kudo K., 1983, “Seismic source characteristics of recent major earthquakes in Turkey.” in Y. Ohta ed. A Comprehensive Study on Earthquake Disasters in Turkey. Publ. Faculty Eng. Hokkaido Univ., Sapporo.

Kurt H., Demirbag E., Kuscu I., 1999, “Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data.” Tectonophysics vol. 305, pp 477-496.

Le Pichon X., Angelier J., Aubouin J., Lyberis N., Monti S., Renard V., Got H., Hsu K., Mart Y., Mascle J., Matthews D., Mitropoulos D., Tsoflias P., Chronis G., 1979, “From subduction to transform motion: a seabeam survey of the Hellenic trench system.” Earth Planet Sci. Lett. vol. 44, pp 441-450.

Le Pichon X., Angelier J., 1979, “The Aegean arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area.” Tectonophysics, vol. 60, pp 1-42.

Le Pichon X., Angelier J., 1981, “The Aegean Sea.” Philos. Trans. R. Soc. London A 300, pp 357–372.

Le Pichon X., 1982, “Land-locked oceanic basins and continental collision: the Eastern Mediterranean as a case example.” In: Hsü K.J., Mountain Building Processes. Academic Press, London, pp 201–211.

Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R., Veis G., 1995, “Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: implications for eastern Mediterranean tectonics.” Journal of Geophysical Research, pp 12675-12690.

Le Pichon X., Kreemer C., 2010, “The Miocene-to-Present kinematic evolution of the Eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics.” Annual Review of Earth and Planetary Sciences vol. 38, pp 323–351.

Leite O., Mascle J., 1982, “Geological structures on the south Cretan continental margin and Hellenic trench (eastern Mediterranean).” Mar. Geol. Vol. 49, pp 199-223.

Luttrel A., 1999, “Earthquakes in the Dodecanese: 1303-1513.” Proceedings of Symposium on Natural Disasters held in Rethymnon, Crete 10-12 January 1997.

Makris J., 1975, “Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from Geophysical surveys.” J. Geophys. Vol. 41, pp 441-443.

Makris J., 1976, “A dynamical model of the Hellenic arc deduced from geophysical data.” Tectonophysics vol. 36, pp 339-346.

Makris J., 1978, “The crust and upper mantle of the Aegean region obtained from deep seismic soundings.” Tectonophysics vol. 46, pp 269-284.

Mallet R., 1854, “Catalogue of recorded earthquakes from 1606BC to AD 1850.” Report of the 23rd Meeting of the British Association for the Advancement of Science.

Mascle J., Quellec P.L., Leite O., Jongsma D., 1982, “Structural sketch of the Hellenic continental margin between the western Peloponnesus and eastern Crete.” Geology vol. 10, pp 113-116.

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. et al., 2000, “Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus.” Journal of Geophysical Research, vol. 105, pp 5695-5719.

McKenzie D.P., 1970, “The plate tectonics of the Mediterranean region.” Nature vol. 226, pp 239-243.

McKenzie D.P., 1972, “Active tectonics of the Mediterranean region.” Geophysics J.R. Astron. Soc., vol. 30, pp 109-185.

McKenzie D.P., 1978a, “Some remarks on the development of sedimentary Basins.” Earth Plane. Sci. Lett. vol. 40, pp 25–32.

McKenzie D.P., 1978b, “Active tectonics of the Alpine Himalayan Belt, the Aegean Sea and surrounding regions.” Geophysics J.R. Astron. Soc., vol. 55, pp 217-252.

Meade B. J., Hager B.H., McClusky S.C., Reilinger R., Ergintav S., Lenk O., Barka A., Ozener H., 2002, “Estimates of seismic potential in the Marmara Sea region from block models of secular deformation constrained by Global Positioning System measurements.” Bull. Seismol. Soc. Am. vol. 92, pp 208–215.

Meier T., Rische M., Endrun B., Vafidis A., Harjes H.P., 2004, “Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks.” Tectonophysics vol. 383, pp 149-169.

Meulenkamp J.E., Wortel M.J.R., Van Wamel W.A., Spakman W., Hoogerduyn Strating E.,1988a, “ On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene.” Tectonophysics vol. 146, pp 203–215.

Meulenkamp J.E., Van Der Zwaan G.J., Van Wamel W.A., 1994, “On Late Miocene to recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic arc.” Tectonophysics vol. 234, pp 53–72.

Milne J., 1912, “Catalogue of destructive earthquakes.” Report of the 18th Meeting of the British Association for the Advancement of Science, Portsmouth, London.

Montandon F., 1953, “Les tremblements de terre destructive en Europe. Catalogue par territories sismiques de l’ans 1000 a 1940.” Geneve.

Mutlu A.K., Karabulut H., 2011, “Anisotropic Pn tomography of Turkey and adjacent regions.” Geophysical Journal International vol. 187, pp 1743-1758.

Nyst M., Thatcher W., 2004, “New constraints on the active tectonic deformation of the Aegean.” Journal of Geophysical Research B11406, vol. 109, pp 1-23.

Öcal N., 1958b, “25 Nisan 1957 Fethiye zelzelesi.” Istanbul Kandilli Rasathan. Sismoloji Publ. vol. 3, Istanbul.

Öncel A.O., Koral H., Alptekin Ö., 1998, “The Dinar Earthquake (Mw=6,2 October 1, 1995; Afyon-Turkey) and Earthquake Hazard of the Dinar-Civril Fault.” Pure and Applied Geophysics vol. 152, pp 91-105.

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.

Özbakir A.D., Sengör A.M.C., Wortel M.J.R., Govers R., 2013, "The Pliny-Strabo trench region: A large shear zone resulting from slab tearing." Earth and Planetary Science Letters vol. 375, pp 188-195.

Papadimitriou E., Sourlas G., Karakostas V., 2005, "Seismicity variations in the southern Aegean, Greece, before and after the large (M 7.7) 1956 Amorgos earthquake due to evolving stress." Pure appl. Geophys. vol. 162, pp 783-804.

Papadimitriou P., Kapetanidis V., Karakonstantis A., Kaviris G., Voulgaris N., Makropoulos K., 2015, "The Santorini Volcanic Complex: A detailed multi-parameter seismological approach with emphasis on the 2011-2012 unrest period." Journal of Geodynamics vol. 85, pp 32-57.

Papadopoulos G.A., Kondopoulou D.P., Leventakis G.A., Pavlides S.B., 1986, "Seismotectonics of the Aegean region." Tectonophysics vol. 124, pp 67-84.

Papadopoulos G.A., Sachpazi M., Panopoulos G., Stavrakakis G., 1998, "The volcanoseismic crisis of the 1996-97 in Nisyros, SE Aegean Sea, Greece." Terra Nova vol. 10, pp 151-154.

Papazachos B.C., Delibasis N.D., 1969, "Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece." Tectonophysics vol. 7, pp 231-255.

Papazachos B.C., Comninakis P.E., 1970, "Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge." Com. Ren. Des Seances de la Conference Reunie a Madrid vol. 16, pp 74-75.

Papazachos B.C., Comninakis P.E., 1971, "Geophysical and tectonic features of the Aegean arc." J. Geophys. Res. vol. 76, pp 8517-8533.

Papazachos B.C., 1990, "Seismicity of the Aegean and surrounding area." Tectonophysics vol. 178, pp 287-308.

Papazachos B.C., 1996, "large seismic faults in the Hellenic arc." Annali di Geofisica vol. 39, pp 391-203.

Papazachos C.B., Nolet G.P., 1997, "P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times." J. Geophys. Res. vol. 102, pp 8349-8367.

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 implication." Boll. Geof. Teorica Applicata vol. 39, pp 199-218.

Papazachos C.B., 1999, "An alternative method for a reliable estimation of seismicity with an application in Greece and surrounding area." Bull. Seism. Soc. Am. vol.89, pp 111-119.

Papazachos B.C., Karakostas B.G., Papazachos C.B., Scordilis E.M., 2000, "The geometry of the Wadati-Benioff zone and Lithospheric kinematics in the Hellenic arc." Tectonophysics vol. 319, pp 275-300.

Perrey A., 1848, "Memoire sur les tremblements de terre ressentis dans la peninsule Turco-Hellenique et en Syrie." Publ. Academie Royale de Belgique.

Peters J.M., Huson W.J., 1985, "The Pliny and Strabo trenches (eastern Mediterranean): Integration of seismic reflection data and SeaBeam bathymetric maps." Marine Geology, vol. 64, pp 1-17.

Piromallo C., Morelli A., 2003, "P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area." J. Geophys. Res. vol. 108.

Plassard J., Kogoj B., 1968, "Catalogue des seismes ressentis au Liban', Annales-Memoires Obseruatoire de Ksara 4." Ksara par Zahleh vol. 1, pp 27.

Polat O., Gok E., Yilmaz D., 2008, "Earthquake Hazard of the Aegean Extension Region (West Turkey)." Turkish Journal of Earth Sciences, vol. 17, pp. 593-614.

Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrance S., Ergintav S., Cakmak R., Özener H., Kadirov F., Guliev Í., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., ArRajehi A., Paradissis D., Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S., Gomez F., Ghazzi R., Karam G., 2006, "GPS constrains on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implication for the dynamics of plate interactions." J Geophys Res.

Reilinger R., McClusky S., Paradissis D., Ergintav S., Vernant P., 2010, "Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone." Tectonophysics vol. 488, pp 22–30.

Reynolds J., 1982, "Aphrodisias and Rome."

Richter C., 1958, "Elementary Seismology." W.H. Freeman and Co., San Francisco.

Robert L., 1978, "Documents d'Asie Mineure V. Stele funeraire de Nicomedie et seismes dans le inscriptions." Bull. Corresp. Hellenique, vol. 102, pp 395-408.

Rontogianni S., 2010, "Comparison of geodetic and seismic strain rates in Greece by using a uniform processing approach to campaign GPS measurements over the interval 1994-2000." Journal of Geodynamics.

Rontogianni S., Konstantinou K.I., Evangelidis C., Melis N.S., 2011, "Investigation Potential Seismic Hazard in the Gulf of Gökova(South Eastern Aegean Sea) Deduced from Recent Shallow Earthquake Activity." American Geological Union, Fall Meeting San Francisco USA.

Salaün G., Pedersen H., Paul A., Farra V., Karabulut H., Hatzfeld D., Childs D.M., Pequegnat C., the SIMBAAD Team, 2012, "High-resolution surface wave

tomography beneath the Aegean-Anatolia region: constraints on upper mantle structure." Geophysical Journal International vol. 190, pp 406–420.

Sayil N., Osmansahim I., 2008, "An investigation of seismicity for western Anatolia." Springer Science Business Media vol. 44, pp 51-64.

Schmidt J., 1867a, "Πραγματεία περί του γενομένου το 1861 Δεκεμβρίου 26 σεισμού του Αιγίου." Εθνικό Τυπογραφείο Αθήναι.

Schmidt J., 1867b, "Πραγματεία περί του γενομένου τω 1867 Ιανουαρίου 23 σεισμού της Κεφαλληνίας." Εθνικό Τυπογραφείο Αθήναι.

Schmidt J., 1879a, "Monographien von Orient Erdbeben 1837-1873." Alwin Georgi, Leipzig, pp 34-136.

Schmidt J., 1879b, "Benerkungen zu dem Katalogue der Orient Erdbeben 1874-1878." Alwin Georgi, Leipzig, pp 356-360.

Schreiner P., 1975, "Die Byzantiscen Kleinchroniken." Verlag der Osterreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.

Sengör A.M.C., 1979, "The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance." J. Geol. Soc. London vol. 136, pp 269–282.

Sengör A.M.C., 1980, "Mesozoic–Cenozoic tectonic evolution of Anatolia and surrounding regions." Abstract, Bureau Res. Geol. Min. Bull. France vol. 115.

Sengör A.M.C., 1982, "Egenin neotektonik evrimini yöneten etkenler (Factors controlling the neotectonics of the Aegean)." in: Erol O., Oygür V. (Eds.), Batı Anadolunun Genç Tektonigi ve Volkanizması Paneli, Congress of the Geological Society of Turkey Publications, pp 59–72.

Sengör A.M.C., Görür N., Saroglu F., 1985, "Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study." in: Biddle K., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, vol. 37, pp 227–264.

Sengör A.M.C., 1987, "Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey, in: Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (Eds.), Continental Extensional Tectonics, Special Publications, Geological Society, London, vol. 28, pp 575–589.

Shaw B., Jackson J., 2010, "Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone." Geophys. J. Int. vol. 181, pp 966-984.

Shebalin N.V., 1974a, "Catalogue of earthquakes. Part 1, 1901-1970, Part 2, prior to 1901." UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje.

Shebalin N.V., 1974b, “Atlas of isoseismals. Part III.” UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje.

Shebalin N., Karnik V., 1974,”Catalogue of earthquakes” & UNDP Survey of Seism. Balkan Region, Part I, “Atlas of isoseismal maps.” Skopje, UNESCO.

Sieberg A., 1932a, “Erdbebengeographie.” Handbuch der Geophysic, Berlin vol. 4, pp 687-1005.

Sieberg A., 1932b, “Untersuchungen uber Erdbeben und Bruchschollenbau im ostlichen Mittelmeergebiet.” Velag von Gustav Fisher, Jena.

Skourtis I., 1995, “Itineraire diplomatique et litteraire de Gobineau en Greece (1864-1868).” Publ. Vanias Thessaloniki.

Sodoudi, F., Kind R., Hatzfeld D., Priestley K., Hanka W., Wylegalla K., Stavrakakis G., Vafidis A., Harjes H.P., Bohnhoff M., 2006, “Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver Functions” J. Geophys. Res. vol. 111.

Spakman W., van der Lee S., van der Hilst R., 1993, “Travel-time tomography of the European–Mediterranean mantle.” Physics of the Earth and Planetary Interiors vol. 79, pp 3–74.

Tan O., Tapırdamaz M.C., Yörük A., 2008, “The earthquake catalogues for Turkey.” Turkish J. Earth Sci. vol. 17, pp 405–418.

Telesca L., Cuomo V., Lapenna V., Vallianatos F., 2000, “Self-similarity properties of seismicity in the Southern Aegean Sea.” Tectonophysics vol. 321, pp 179-188.

Tezcan, S. Ipek M., Altinok E., 1971, “Burdur ve Bingol depremleri.” Insaat Muhenisleri Odasi, Istanbul Subesi Yayinlari Istanbul vol. 6.

Tezcan S., Ipek M., Acar, S., 1972, “Dynamic analysis of Lycee Building damaged by the Burdur earthquake.” Turkiyede Deprem Sorunu & Deprem Muhend. Sempozyumu, M.E.T.U. Ankara, pp 1-19.

Tirel C., Brun J.P., Burov E., 2004b, “Thermo-mechanical modeling of extensional gneiss domes.” In: Whitney D.L., Teyssier C., Siddoway C.S. (Eds.), Gneiss Domes in Orogeny: Geological Society of America Special Paper, Boulder, Colorado, pp 67–78.

Ücer S.B., Crampin S., Evans R. et al., 1985, “The MARNET radio linked seismometer network spanning the Marmara Sea and the seismicity of western Turkey.” Geophys. J. R. Astr. Soc. Vol. 83, pp 17–30.

Verhaert G., Muchez P., Sintubin M., Similox-Tohon D., Vandycke S., Waelkens M., 2003, ‘Reconstruction of neotectonic activity using carbonate precipitates: a case study from the northwestern extremity of the Isparta Angle(SW Turkey).” Journal of Geochemical Exploration 78-79, pp 197-201.

Vougioukalakis G., Francalanci L., Sbrana A., Mitropoulos D., 1995, "The 1649–1650 Kolumbo submarine volcano activity, Santorini, Greece." In: Barberi F., Casale R., Frata M. (Eds.), the European Laboratory Volcanoes, Workshop Proceeding, European Commission. European Science Foundation, Luxemburg, pp 189–192.

Wessel P., Smith W.H.F., 1998, "New, improved version of the Generic Mapping Tools Released." EOS Trans AGU vol. 79.

Westerhaus M., Wyss M., Yilmaz R., Zschau J., 2002, "Correlating variations of b values and crustal deformations during the 1990s may have pinpointed the rupture initiation of the Mw= 7.4 İzmit earthquake of 1999 August 17." Geophysical Journal of International vol. 148, pp 139–152.

Wilson T., Kato H., 1992, "Interpretation of the Matsumoto Basin gravity low." Bulletin Geological Survey of Japan vol. 43, pp 31–42.

Wilson T., Kato H., 1995, "Gravity model studies of the northern Fossa Magna: Central Honshu, Japan." Bulletin Geological Survey of Japan vol. 46, pp 1–22.

Woodside J., Mascle J., Huguen C., Volkonskaia A., 2000, "The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough." Mar. Geol. Vol. 165, pp 1-12.

Wyss M., Wiener S., Zuniga R., 2001, "Typical applications and uses: a cookbook."

Wyss, M., Matsumura S., 2002, "Most likely locations of large earthquakes in the Kanto and Tokai areas, Japan, based on the local recurrence times." Physics of Earth and Planetary Interiors vol. 131, pp 173–184.

Yolsal-Cevikbilen S., Taymaz T., Helvaci C., 2014, "Earthquake mechanisms in the Gulfs of Gökova, Sigacik, Kusadasi and the Simav Region (western Turkey): Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications." Tectonophysics vol. 635, pp 100-124.

Αντωνόπουλος Ι.Α., 1973, "Tsunamis της Ανατολικής Μεσογείου από της αρχαιότητος μέχρι σήμερον." Αθήναι σελ. 168.
Βέης Ν.Α., 1944, "Σεισμολογικά εκ των έργων του Κωνσταντίνου Καισάριου Δαπόντε. " Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών 4 Μαρτίου, σελ. 120-123.

Βογιατζόγλου Β.Η., 1992, "Η Σπάρτη της Μικράς Ασίας." Σύμμεικτα Λαογραφικά Β' Έκδοση Ένωση Σπάρτης Μ Ασίας.

Γαλανόπουλος Α.Γ., 1955, "Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδος." Γεωλογικά Χρονικά Ελληνικών Χρόνων, σελ 83-121.

Γκέγκας Α., 2014, "Ανάλυση μικρομετακινήσεων στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου πελάγους με συνδυασμό ιστορικών γεωδαιτικών, γεωφυσικών και σύγχρονων δορυφορικών μετρήσεων." Διδακτορική Διατριβή Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, σελ. 1-135.

Γεωργιάδης Σ.Α., 1904, "Περί σεισμών και κατασκευής αντισεισμικών οικοδομημάτων." Τυπογρ. Σ. Κουσουλίνου, Αθήνα, σελ. 246.

Δελήμπασης Ν., 1981, "Απορρόφηση σεισμικών κυμάτων και δομή του φλοιού στην περιοχή του Αιγαίου." Διδακτορική Διατριβή Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, σελ. 1-115.

Ευαγγελάτου-Νοταρά Φλ., 1993, "Σεισμοί στο Βυζάντιο από τον 13^{ο} μέχρι και τον 15^{ο} αιώνα, ιστορική εξέταση." Παρουσία, Παράρτημα αρ. 24, σελ. 184.

Ζολώτας Ι.Γ., 1921, "Ιστορία της Χίου." Τυπογρ. Σακελαρίου Π.Δ., Εν Αθήναις τόμος Α.

Καλλίας Σ.Κ., 1897, "Η Χαλκίς υπό φυσική και ιατρική έποψιν." Τυπογρ. Της Εστίας, σελ. 114.

Καραγιάννη Ε., 2002, "Σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου." Διδακτορική Διατριβή Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης Τμήμα Γεωλογίας Τομέας Γεωφυσικής, σελ. 1-233.

Κριάρης Π.Κ., 1930, "Ιστορία της Κρήτης." Τυπογρ. Φραντζεσκάκη, Αθήνα, τόμος 2.

Κυριαζόπουλος Β.Δ., 1979, "Δύο κείμενα για το σεισμό του 1956 και για την έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας του 1866." Δελτίο Ιστορικής και Εθνολογικής Εταιρείας της Ελλάδας, τόμος 22, σελ. 5-22.

Λάμπρος Σ.Π., 1910, "Ενθυμήσεων, ήτοι χρονικών σημειωμάτων συλλογή πρώτη." Νέος Ελληνομνήμων, τόμος 7.

Μαραβελάκις Μ.Ι., 1938, "Συμβολή εις την γνώσιν του ιστορικού των σεισμών της Ελλάδος και των γειτονικών αυτής χωρών εκ των ενθυμήσεων." Δημοσιεύσεις Παν. Θεσσαλονίκης, τόμος 13, σελ. 80.

Μουγιάρης Ν.Κ., 1994, "Σεισμική ιστορία της Αιγαίας χώρας." Διδακτορική Διατριβή Παν. Πατρών, σελ. 452.

Μουρίκης Μ.Δ., 1934, "Οι σεισμοί εν Ελλάδι." Τυπογρ. Σαρρή, Αθήναι, σελ. 68.

Ξανθουλίδης Στ., 1925, "Ο σεισμός του 1856." Νέα Εφημερίς Ηράκλειο Κρήτης.

Παπαϊωάννου Ι., 1988c, "Η σεισμική ιστορία της Λάρισας κατά τον 18^{ο} και 19^{ο} αιώνα." Εφημ. Ελευθερία 7 Αυγούστου Λάρισα.

Παπαζάχος Κ.Β., 1994, "Συμβολή στη μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων." Διδακτορική Διατριβή Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, σελ. 1-208.

Παπαζάχος Β.Κ., Μουντράκης Δ.Μ., Παπαζάχος Κ.Β., Τρανός Μ.Δ., Καρακαΐσης Γ.Φ., Σαββαΐδης Α.Σ., 2001, "Τα ρήγματα που προκάλεσαν τους γνωστούς ισχυρούς σεισμούς στην Ελλάδα και τη γύρω περιοχή από τον 5ο αιώνα π. Χ. μέχρι σήμερα." 2ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής και Τεχνικής Σεισμολογίας, 28-30 Νοεμβρίου, τόμος 1, σελ. 17-26.

Πλατάκης Ε., 1950, "Οι σεισμοί της Κρήτης." Κρητικά Χρονικά, Ηράκλειο, τόμος 4, σελ. 463-526.

Σάθας Κ.Ν., 1867, "Μεσαιωνικόν Σεισμολόγιον της Ελλάδος και ιδίως της Κεφαλληνίας και Λευκάδος." Αιών, Αθήναι.

Σιμόπουλος Κ., 1972, "Ξένοι ταξιδιώτες στην Ελλάδα, 333μ.Χ.-1700." Αθήνα.

Σταματιάδης Ε.Ι., 1887, "Ιστορία της Σάμου από τους αρχαίους χρόνους μέχρι σήμερα." Σαμιακά, τόμος 5, σελ. 612-636.

Σταυράκης Ν., 1890, "Στατιστική του πληθυσμού της Κρήτης μετά διαφόρων γεωγραφικών, ιστορικών, αρχαιολογικών, εκκλησιαστικών κλπ. Ειδήσεων περί της νήσου." Αθήναι, σελ. 107-111.

Σταυρόπουλος Α., 1954, "Ιστορία της πόλεως του Αιγίου." Πάτραι, σελ. 658.

Βιβλία

Μουντράκης Δ.Μ., 2010, «Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας.» University Studio Press, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος Β.Κ., Καρακαΐσης Γ.Φ., Χατζηδημητρίου Π.Μ., 2005, «Εισαγωγή στη Σεισμολογία.» Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Παπαζάχος Β., Παπαζάχου Κ., 2003, «Οι σεισμοί της Ελλάδας.» Γ' Έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη Θεσσαλονίκη.

Διαδίκτυο

www.geo.auth.gr(Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ)
www.soest.hawaii.edu/gmt(Generic Mapping Tools version 5.2.1, Wessel and Smith 1998)
geophysics.geo.auth.gr/ss/station_index.html(Σεισμολογικός Σταθμός ΑΠΘ)
bbnet.gein.noa.gr/HL/seismicity(Σεισμολογικός Σταθμός Πανεπιστημίου Αθηνών)
www.seismo.ethz.ch/prod/software/zmap/index_EN(ZMAP version 6.0, Wyss et al. 2001)
www.themathworks.com(MATLAB version 7.11.0, Moler C. 1970)

5/12/2016 Ψηφιακή Βιβλιοθήκη Θεόφραστος - Τμήμα Γεωλογίας - Α.Π.Θ.