

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Επιβλέπουσα καθηγήτρια: Παπαδημητρίου Ελευθερία

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ:

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ
ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΟΥ 1992 ΣΤΟ ΛΑΣΙΘΙ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ**



ΕΠΙΜΕΛΕΙΑ ΕΡΓΑΣΙΑΣ:

**ΒΑΣΙΛΕΙΑΔΟΥ ΣΟΦΙΑ
ΚΑΡΑΓΩΓΟΥ ΤΑΝΙΑ**

**A.E.M.: 3232
A.E.M.: 3401**

**ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2005**

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ.....	5
---------------------------------------	---

• 1.1. Το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών.....	5
• 1.2. Σεισμικά κενά.....	6
• 1.2.1. Σεισμικό κενό πρώτου είδους.....	7
• 1.2.2. Σεισμικό κενό δεύτερου είδους.....	7
• 1.3. Πρόδρομα φαινόμενα.....	8
• 1.3.1. Παραμορφώσεις του φλοιού της Γης.....	9
• 1.3.2. Μεταβολές της σεισμικής δράσης.....	9
• 1.3.3. Μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων.....	10
• 1.4. Ερμηνεία των πρόδρομων φαινομένων.....	11

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.....	13
---	----

• 2.1. Πληροφορίες για της σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου.....	13
• 2.2. Είδη σεισμών στην Ελλάδα.....	15
• 2.3. Αίτια γένεσης των σεισμών του ελληνικού χώρου.....	18

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ.....	22
---	----

• 3.1. Γεωφυσικές και γεωδυναμικές ιδιότητες του χώρου του Αιγαίου.....	22
• 3.2. Μεσογειακή ορογενετική λωρίδα – γεωδυναμική παραμόρφωση.....	25
• 3.3. Γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης κατά το Α.Μειόκαινο έως σήμερα.....	27
• 3.4. Τεκτονικό περιβάλλον της Κρήτης.....	29
• 3.5. Περιγραφή πολύ ισχυρών σεισμών στην περιοχή της Κρήτης.....	30

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΧΩΡΟΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟ ΣΕΙΣΜΟΓΟΝΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΣΕΙΣΜΟΥ ΤΟΥ 1992 ΣΤΟ ΛΑΣΙΘΙ.....	34
--	----

• 4.1. Εισαγωγή.....	34
• 4.2. Δεδομένα.....	37
• 4.3. Χρονική μεταβολή της σεισμικότητας.....	37
• 4.4. Χωρική μεταβολή της σεισμικότητας.....	42
• 4.5. Συμπεράσματα.....	46

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	48
-------------------	----

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Σκοπός αυτής της εργασίας είναι η μελέτη της χωροχρονικής μεταβολής της σεισμικότητας στο σεισμογόνο χώρο του σεισμού του 1992 στο Λασίθι της Κρήτης. Η εργασία αυτή μας ανατέθηκε υπό την επίβλεψη της κυρίας Ε. Παπαδημητρίου ως διπλωματική εργασία κατά το ακαδημαϊκό έτος 2004 – 2005.

Το πρώτο κεφάλαιο της εργασίας ασχολείται γενικά με την προγνώση των σεισμών.

Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στη σεισμικότητα της Ελλάδας, στα είδη των σεισμών αλλά και στα αίτια γένεσης αυτών.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα τεκτονικά και γεωφυσικά στοιχεία του Αιγαίου και της Κρήτης.

Στο τέταρτο και τελευταίο κεφάλαιο ασχολούμαστε με την χρονική αλλά και χωρική μεταβολή της σεισμικότητας στο χώρο του σεισμού του 1992.

Ευχαριστούμε θερμά την κυρία Ε. Παπαδημητρίου για την ανάθεση της εργασίας, την συνεργασία της και την πολύτιμη βοήθεια της καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας.

Βασιλειάδου Σοφία – Καραγώγου Σουλτάνα

1.ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

1.1. Το πρόβλημα της πρόγνωσης των σεισμών

Πρόγνωση ενός σεισμού ουσιαστικά αποτελεί η γνώση του χώρου γένεσης, του χρόνου γένεσης αλλά και του μεγέθους του σεισμού αυτού πριν από τη γένεση του. Η πρόγνωση αυτή λέγεται και «ειδική πρόγνωση» προς διάκριση από τη «γενική πρόγνωση» που αποτελεί τη γνώση της σεισμικότητας μιας περιοχής ή της σεισμικής επικινδυνότητας ενός τόπου.

Μερικοί επιστήμονες πιστεύουν ότι και όταν γίνει δυνατή η ακριβής πρόγνωση των σεισμών, δεν μπορεί να εφαρμοστεί οποιοδήποτε σύστημα προειδοποίησης, γιατί οι ζημιές, λόγω του πανικού των κατοίκων θα είναι μεγαλύτερες του κέρδους. Αυτοί οι επιστήμονες δεν έχουν τελείως άδικο, όμως στην πραγματικότητα η ακριβής πρόγνωση των σεισμών θα δώσει την δυνατότητα επιλογής της καλύτερης δυνατής λύσης, κάθε φορά, ώστε να πετύχουμε τα καλύτερα δυνατά αποτελέσματα. Επιπλέον η έρευνα που σχετίζεται με την πρόγνωση θα συμβάλει στη γενική πρόοδο της Σεισμολογίας και ιδιαίτερα στην ανάπτυξη των μεθόδων επίλυσης του γενικότερου προβλήματος της προστασίας του δομημένου περιβάλλοντος και της ζωής των ανθρώπων.

Την πρόγνωση των σεισμών τη διακρίνουμε σε τρεις κατηγορίες: Α) την μακράς διάρκειας Β) τη βραχείας διάρκειας και τέλος Γ) την άμεση πρόγνωση.

Α) Στη μακράς διάρκειας πρόγνωση ο χρόνος γένεσης του σεισμού καθορίζεται με ακρίβεια μερικών ετών ή δεκαετιών. Β) Στη βραχείας διάρκειας πρόγνωση ο χρόνος γένεσης του σεισμού καθορίζεται με ακρίβεια της τάξης των εβδομάδων ή λίγων μηνών. Γ) Τέλος στην άμεση πρόγνωση ο χρόνος καθορίζεται με ακρίβεια μερικών ωρών ή λίγων ημερών.

Σήμερα οι επιστημονικές προσπάθειες λύσεις του προβλήματος της πρόγνωσης των σεισμών ακολουθούν δυο βασικές κατευθύνσεις.

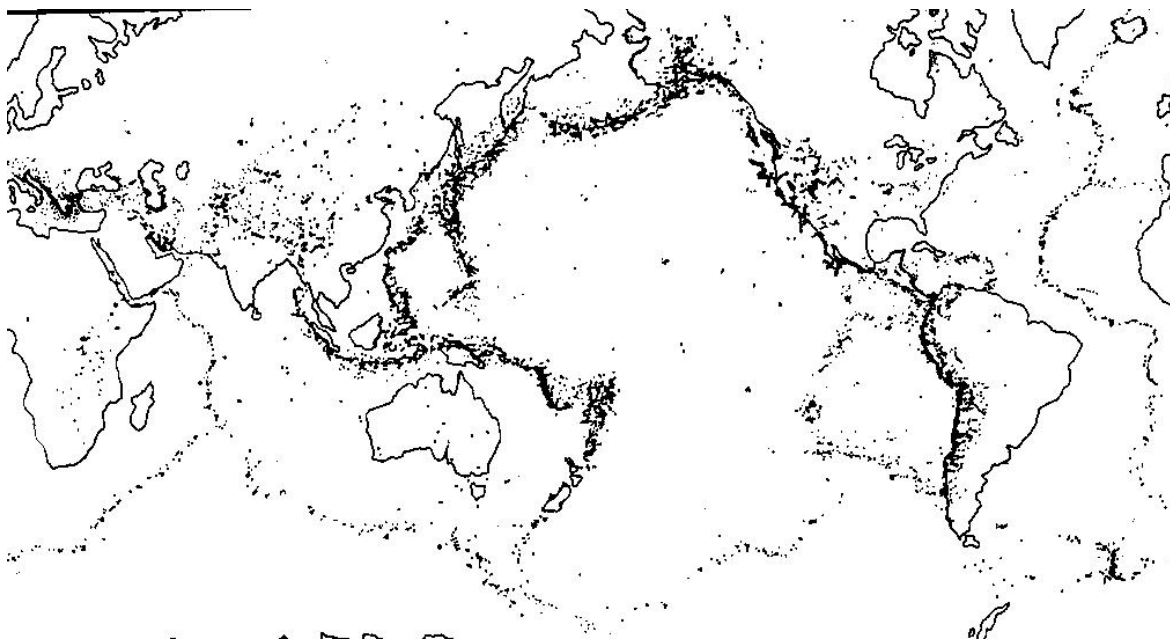
Η πρώτη βασίζεται στην αρχή ότι αν μπορούμε να μετράμε με ακρίβεια την ταχύτητα της σχετικής κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών αλλά και την αντοχή των πετρωμάτων σε ορισμένο χώρο τότε θα είναι δυνατό να εντοπίσουμε το χρόνο και την έκταση θραύσης των πετρωμάτων. Με άλλα λόγια να προβλέψουμε τόσο το χρόνο γένεσης όσο και το μέγεθος του

επερχόμενου σεισμού. Αυτή η αρχή σχετίζεται άμεσα με τα προσωρινά σεισμικά κενά. Κατά τις τελευταίες δεκαετίες του εικοστού αιώνα αποκτήθηκαν σημαντικές γνώσεις πάνω στο θέμα αυτό. Οι γνώσεις αυτές είναι αρκετά χρήσιμες για την αντιμετώπιση του προβλήματος της πρόγνωσης αλλά δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για τη βραχείας διάρκειας και για την άμεση πρόγνωση.

Η δεύτερη κατεύθυνση, που βασίζεται σε εργαστηριακά πειράματα και σε γεωφυσικές και γεωδαιτικές παρατηρήσεις, υποστηρίζει ότι πριν από το στάδιο διάρρηξης των πετρωμάτων προηγείται ένα προπαρασκευαστικό στάδιο στον εστιακό χώρο του σεισμού. Συνέπεια των φυσικών διαδικασιών κατά το προπαρασκευαστικό στάδιο είναι η εμφάνιση διάφορων πρόδρομων φαινομένων.

1.2. Σεισμικά κενά

Οι σεισμολόγοι έφθασαν στην υπόθεση του σεισμικού κενού αφού πρώτα κατανόησαν ότι η σεισμική δράση δεν κατανέμεται τυχαία στην επιφάνεια της Γης αλλά κατά μήκος ορισμένων ζωνών που αποτελούν τα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών.



Σχ. 1.1. Γεωγραφική κατανομή των επίκεντρων σεισμών, που έγιναν μεταξύ 1961 και 1967 (Barazangi και Dorman 1969).

Από τη γεωγραφική κατανομή των σεισμών, οι οποίοι έγιναν σε ορισμένο χρονικό διάστημα, (σχ. 1.1) προκύπτει ότι υπάρχουν ορισμένες περιοχές όπου οι σεισμικές ζώνες παρουσιάζουν ασυνέχειες. Παλιότερα επικρατούσε η άποψη ότι σε αυτές τις περιοχές δεν γίνονται σεισμοί. Δείχθηκε όμως ότι σε αυτές τις περιοχές έχουν γίνει σεισμοί κατά το παρελθόν (δηλαδή πριν από το χρονικό διάστημα που καλύπτουν τα δεδομένα του χάρτη). Προκύπτει λοιπόν το συμπέρασμα ότι υπάρχει αυξημένη πιθανότητα να γίνει σεισμός στο προσεχές μέλλον σ' αυτές τις προσωρινές ασυνέχειες. Οι ασυνέχειες αυτές αποτελούν τα σεισμικά κενά. Για να θεωρηθεί όμως μια περιοχή ως σεισμικό κενό θα πρέπει να μην έχει γίνει σεισμός κατά τα τελευταία 30 χρόνια. Τα σεισμικά κενά διακρίνονται σε πρώτου είδους και δεύτερου είδους (Παπαζάχος Β.Κ., 1997).

1.2.1. Σεισμικό κενό πρώτου είδους

Σεισμικό κενό πρώτου είδους θεωρείται ένα τμήμα μιας σεισμικής ζώνης το οποίο δεν αποτέλεσε σεισμογόνο όγκο μεγάλου σεισμού κατά τη διάρκεια ορισμένου χρονικού διαστήματος κατά το οποίο τα γειτονικά τμήματα της ζώνης αποτέλεσαν σεισμογόνους όγκους μεγάλου σεισμού.

Η θεωρία των σεισμικών κενών μας δίνει τη δυνατότητα να κατανοήσουμε τόσο τη συσσώρευση της ενέργειας παραμόρφωσης των πετρωμάτων αλλά και την απελευθέρωση της κατά τη γένεση των μεγάλων σεισμών. Σύμφωνα με αυτήν την θεωρία, αν το σεισμικό κενό και τα γειτονικά του τμήματα καθορίζουν μια ζώνη που αποτελεί το όριο δυο λιθοσφαιρικών πλακών και έχει ξεκινήσει μια ευρεία διάρρηξη (γένεση ισχυρών σεισμών) η οποία έχει πρόσφατα προσβάλλει τα γειτονικά τμήματα, τότε είναι φυσικό να αναμένεται η επέκταση της διάρρηξης (γένεση μεγάλου σεισμού) και στο χώρο του σεισμικού κενού.

1.2.2. Σεισμικό κενό δεύτερου είδους

Σεισμικό κενό δεύτερου είδους θεωρείται ένα τμήμα μιας σεισμικής ζώνης στο οποίο η συχνότητα των σεισμών μικρού μεγέθους ελαττώνεται σημαντικά σε σχέση προς την συνηθισμένη συχνότητα και σε σχέση προς τη συχνότητα στα γειτονικά τεμάχια της ζώνης, για ορισμένο χρονικό διάστημα πριν τη γένεση ενός ισχυρού σεισμού στο τμήμα αυτό της ζώνης.

Συνηθίζεται από ορισμένους σεισμολόγους να χρησιμοποιούν τον όρο σεισμική ησυχία (seismic quiescence) και να χαρτογραφούν τον αθροιστικό

αριθμό των μικρών σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο ελάττωσης του ρυθμού σεισμικότητας (αριθμός σεισμών ανά μονάδα χρόνου). Κανονικός ρυθμός σεισμικότητας είναι ο ανά μονάδα χρόνου και όγκου αριθμός σεισμών, με μεγέθη μεγαλύτερα ορισμένης τιμής, που παρατηρείται κατά τη διάρκεια μιας σταθερής κατάστασης της σεισμικότητας μέσα σ'ένα συγκεκριμένο σεισμογόνο χώρο κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ δυο ισχυρών σεισμών. Εάν ο ρυθμός σεισμικότητας μειώνεται σημαντικά σε σχέση με τον κανονικό ρυθμό, τότε η περίοδος της μείωσης ονομάζεται περίοδος σχετικής σεισμικής ησυχίας σε σεισμογόνους χώρους μελλοντικών σεισμών.

Σε γενικές γραμμές οι σεισμογόνοι χώροι των μεγάλων σεισμών (πάντα σε μια ενεργό σεισμική ζώνη) αποτελούν σεισμικά κενά τόσο του πρώτου όσο και του δεύτερου είδους. Αξίζει να σημειωθεί η ύπαρξη κάποιων εξαιρέσεων όπως αυτή κατά την οποία ορισμένοι ισχυροί σεισμοί γίνονται χωρίς να προηγηθεί ελάττωση της συχνότητας των μικρών σεισμών στο σεισμογόνο χώρο, δηλαδή χωρίς την εμφάνιση σεισμικού κενού δεύτερου είδους. Αυτό βέβαια καθορίζεται πάντα από τις ιδιότητες του γήινου φλοιού σε κάθε περιοχή.

Επιπρόσθετα έχει παρατηρηθεί ότι μερικές φορές μετά την ελάττωση της σεισμικής δραστηριότητας παρατηρείται εκ νέου αύξηση αυτής πριν από τη γένεση του κύριου σεισμού. Όμως αυτού του είδους η σεισμικότητα περιορίζεται στην περιοχή γύρω από την εστία του αναμενόμενου σεισμού και στα άκρα του σεισμογόνου όγκου και παρουσιάζει σταδιακή αύξηση καθώς πλησιάζει ο χρόνος γένεσης του κύριου σεισμού.

Η σεισμική ησυχία μπορεί να ερμηνευθεί αν σκεφτεί κανείς την θεωρία της διασταλτικότητας. Σύμφωνα με αυτήν αρχικά τα πετρώματα παραμορφώνονται συνεχώς και πλησιάζουν το σημείο θραύσης τους. Στην συνέχεια όμως λόγω δημιουργίας μικρορωγμών αυτά διαστέλλονται με αποτέλεσμα την ελάττωση της πίεσης των πόρων. Αυτό ουσιαστικά αποτελεί αύξηση της αντοχής των πετρωμάτων και συνεπώς ελάττωση της σεισμικής δράσης.

1.3. Πρόδρομα φαινόμενα

Σύμφωνα με τον Reid, η ενέργεια που απελευθερώνεται κατά τη γένεση ενός σεισμού συσσωρεύεται για μεγάλο χρονικό διάστημα στο σεισμογόνο χώρο με τη μορφή ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης. Αυτή η παραμόρφωση των πετρωμάτων πριν από τη γένεση του σεισμού έχει ως συνέπεια τη μεταβολή των φυσικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων του χώρου

αυτού και άλλων φυσικών παραμέτρων με αποτέλεσμα την εμφάνιση των πρόδρομων φαινομένων. Οι τιμές αυτών των παραμέτρων αποκλίνουν από τις κανονικές τους τιμές για ορισμένο χρονικό διάστημα (δηλαδή ορισμένες ώρες μέχρι και αρκετά χρόνια πριν το σεισμό) και παίρνουν την κανονική τους τιμή λίγο πριν το σεισμό ή κατά τη γένεση του.

Σήμερα η κύρια επιστημονική προσπάθεια επινόησης ασφαλούς και ακριβούς μεθόδου πρόγνωσης των σεισμών βασίζεται στη συνεχή και όσο το δυνατόν ακριβέστερη μέτρηση διαφόρων φυσικών παραμέτρων ώστε να βρεθούν τόσο οι κανονικές τιμές τους όσο και οι μεταβολές εκείνες που οφείλονται στις διαδικασίες οι οποίες λαμβάνουν χώρα στους εστιακούς χώρους των μεγάλων σεισμών πριν από τη γένεση τους. Οι σημαντικότερες από τις παραμέτρους αυτές αφορούν παραμορφώσεις του φλοιού της Γης, μεταβολές της σεισμικής δράσης και ορισμένες μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων (Παπαζάχος Β.Κ., 1997).

1.3.1. Παραμορφώσεις του φλοιού της Γης

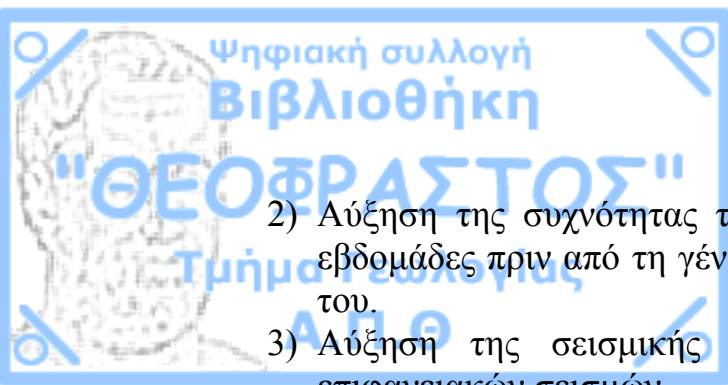
Οι κυριότερες παραμορφώσεις του φλοιού της Γης είναι οι εξής:

- 1) Οριζόντιες μεταβολές του εδάφους, δηλαδή επιμηκύνσεις που μετριούνται συνεχώς με επιμηκυνσιόμετρα ή ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα με γεωδαιτικές μεθόδους.
- 2) Κατακόρυφες μεταβολές του εδάφους δηλαδή ανυψώσεις και καθιζήσεις της τάξης μερικών εκατοστών, που έχουν προσδιοριστεί στην ξηρά με ανάγνωση κατακόρυφου κανόνα με τηλεσκόπιο και στις ακτές με μέτρηση των μεταβολών της μέσης στάθμης της θάλασσας.
- 3) Μεταβολές της κλίσης του εδάφους που έχουν μετρηθεί με κλισίμετρα.

1.3.2. Μεταβολές της σεισμικής δράσης

Οι σπουδαιότερες μεταβολές της σεισμικής δράσης είναι οι εξής:

- 1) Ελάττωση του ρυθμού γένεσης των μικρών σεισμών στον εστιακό χώρο μεγάλων σεισμών η οποία αρχίζει ορισμένα χρόνια πριν και διαρκεί μέχρι τη γένεση του σεισμού.



- 2) Αύξηση της συχνότητας των μικρών σεισμών ορισμένες ημέρες ή εβδομάδες πριν από τη γένεση του κύριου σεισμού κοντά στην εστία του.
- 3) Αύξηση της σεισμικής δράσης βάθους πριν από τη γένεση επιφανειακών σεισμών.

1.3.3. Μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων

Οι μεταβολές γεωφυσικών παραμέτρων πριν από σεισμούς είναι:

- 1) Ελάττωση του λόγου α/β της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκάρσιων μέχρι 15% της κανονικής τιμής.
- 2) Μεταβολή του μηχανισμού γένεσης των μικρών σεισμών.
- 3) Μεταβολή της ειδικής αντίστασης των πετρωμάτων του εστιακού χώρου.
- 4) Μεταβολή της έντασης του γεωηλεκτρικού πεδίου.
- 5) Μεταβολή της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου.
- 6) Μεταβολή της έντασης του πεδίου βαρύτητας.
- 7) Μεταβολή του ύψους και της θερμοκρασίας του υπόγειου νερού.
- 8) Μεταβολή της περιεκτικότητας του ραδονίου στο μεταλλικό νερό.

Οι μεταβολές των περισσότερων φυσικών παραμέτρων ακολουθούν κοινό στατιστικό νόμο όσον αφορά το χρόνο εμφάνισής τους πριν από τους σεισμούς. Για τις παραμέτρους αυτές βρέθηκε ότι ο χρόνος T (σε μέρες) μεταξύ της εμφάνισης της μεταβολής και της γένεσης του σεισμού εξαρτάται άμεσα από το μέγεθος του σεισμού, M , και δίνεται από τη σχέση:

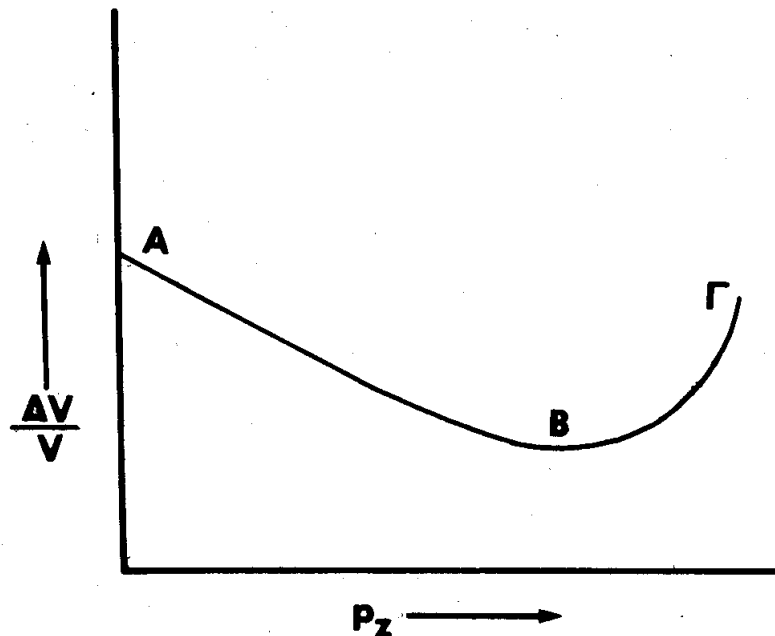
$$\text{Log}T = 0.76M - 1.8 \quad (1.1)$$

Πρέπει να αναφερθεί όμως ότι υπάρχουν φαινόμενα τα οποία εμφανίζονται λίγες ώρες πριν από το σεισμό και δεν εξαρτώνται από το μέγεθος του, όπως και άλλα φαινόμενα κατά τα οποία ο χρόνος εμφάνισης είναι εντελώς τυχαίος.

1.4. Ερμηνεία των πρόδρομων φαινομένων

Έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες ώστε να ερμηνευθούν οι μεταβολές που παρατηρούνται πριν από τη γένεση σεισμών. Οι προσπάθειες αυτές βασίστηκαν τόσο σε θεωρητικά μοντέλα όσο και σε εργαστηριακές έρευνες. Συνέπεια των εργαστηριακών ερευνών είναι η θεωρία της διασταλτικότητας (dilatancy theory).

Αν σε ορισμένο πέτρωμα εφαρμόσουμε τάσεις συμπίεσης κατά τις διευθύνσεις ενός τρισσορθογώνιου συστήματος αξόνων και χαρτογραφήσουμε την ανηγμένη παραμόρφωση, $\Delta V/V$, (δηλαδή το λόγο της μεταβολής του όγκου προς τον αρχικό όγκο του πετρώματος) σε συνάρτηση με την τάση P θα προκύψει το σχήμα (1.2). Παρατηρούμε λοιπόν ότι όταν αυξάνεται η τάση, αρχικά ελαττώνεται ο όγκος, δηλαδή, το πέτρωμα συστέλλεται και η ανηγμένη παραμόρφωση είναι σχεδόν γραμμική συνάρτηση της τάσης (τμήμα AB). Μετά από κάποιο σημείο όμως η σχέση παύει να είναι γραμμική και το πέτρωμα διαστέλλεται πάρα την αύξηση της τάσης κι έτσι έχουμε το φαινόμενο της διασταλτικότητας (τμήμα BΓ) μέχρις ότου το πέτρωμα υποστεί θραύση (σημείο Γ).



Σχ. 1.2. Μεταβολή της ανηγμένης παραμόρφωσης πετρώματος σε συνάρτηση με την εξασκούμενη σ' αυτό μέγιστη τάση συμπίεσης. AB κανονική συστολή, BΓ διασταλτικότητα (Παπαζάχος 1991).

Μπορούμε να πούμε ότι η διασταλτικότητα οφείλεται στο γεγονός ότι κατά την διάρκεια αυτής δημιουργούνται κενά στο πέτρωμα, λόγω της δημιουργίας ρωγμών μέσα σε αυτό. Υποθέτοντας ότι το φαινόμενο της διασταλτικότητας συμβαίνει και στον εστιακό χώρο πριν από τους σεισμούς μπορούμε να οδηγηθούμε στο συμπέρασμα ότι οι μικρορωγμές που δημιουργούνται κατά τη διάρκεια αυτής αποτελούν τις εστίες των προσεισμών. Από το άλλο μέρος η πλήρωση των ρωγμών με νερό μπορεί να ερμηνεύσει τη μεταβολή, πριν από τη γένεση του σεισμού, του λόγου της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων. Αυτό συμβαίνει γιατί η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων είναι περισσότερο ευαίσθητη σε μεταβολές του βαθμού διάβρωσης του πετρώματος.

2. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

2.1. Πληροφορίες για της σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου

Πληροφορίες για τη σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου υπάρχουν από τον 6^ο π.Χ. αιώνα καθώς αρχαίοι Έλληνες, Λατίνοι και άλλοι ιστορικοί, περιέγραψαν τα μακροσεισμικά αποτελέσματα διαφόρων ισχυρών σεισμών οι οποίοι έγιναν κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου 550 π.Χ.-300 μ.Χ. Τέτοιες περιγραφές μακροσεισμικών αποτελεσμάτων διαφόρων ισχυρών σεισμών πραγματοποιήθηκαν αργότερα από Βυζαντινούς συγγραφείς κατά τη διάρκεια της περιόδου 300-1550. Οι περιγραφές αυτές συνεχίστηκαν με γρηγορότερο ρυθμό κατά την περίοδο 1550-1845 και γίνονταν συνήθως από ταξιδιώτες, μοναχούς, κ.λ.π..

Από τα μέσα του 19^{ου} αιώνα μέχρι τα μέσα του 20^{ου} αιώνα, εκτός από την περιγραφή των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων συγκεκριμένων σεισμών (Βεργωτής 1867, Mitzopoulos 1894, Χρηστομάνος 1899, Critikos 1916, Galanopoulos 1949), δημοσιεύτηκαν κατάλογοι που περιλαμβάνουν ημερομηνίες και μακροσεισμικές περιγραφές για διαφόρους σεισμούς και πραγματοποιήθηκε ποιοτική μελέτη της σεισμικότητας διαφόρων περιοχών της Ελλάδας με παρουσίαση κυρίως χαρτών επικέντρων.

Η ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας εκφράζεται συνήθως με τη μέση περίοδο επανάληψης των σεισμών ορισμένων μεγεθών ή με άλλες σχετικές ποσότητες (πιθανότητες, κ.λ.π.). Μερικές φορές η σεισμικότητα εκφράζεται με το ρυθμό απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας ή άλλων παρόμοιων ποσοτήτων (ρυθμός έκλυσης σεισμικής ροπής, κ.λ.π.). Οι μέθοδοι αυτές βασίζονται συνήθως στην κατανομή των μεγεθών σύμφωνα με το νόμο Gutenberg-Richter (1944) και στη χρονική κατανομή γένεσης των σεισμών σύμφωνα με το νόμο του Poisson.

Σύμφωνα με τους Gutenberg-Richter (1944), ο αριθμός, N_t , των σεισμών που γίνονται σε μια συγκεκριμένη περιοχή κατά τη διάρκεια t ετών και έχουν μεγέθη ίσα ή μεγαλύτερα του M δίνεται από τη σχέση:

$$\text{Log } N_t = a_t - bM \quad (2.1)$$

Όπου a_i και b είναι παράμετροι που μπορούν να καθοριστούν από τα διαθέσιμα δεδομένα για κάθε περιοχή. Ο ετήσιος αριθμός, N , των σεισμών με μέγεθος M ή μεγαλύτερο που γίνονται σε μια περιοχή δίνεται από τη σχέση:

$$\text{Log } N = a - bM \quad (2.2)$$

Όπου

$$a = at - \log t \quad (2.3)$$

Ενώ ο ετήσιος αριθμός, N^* , των σεισμών ανά μονάδα επιφάνειας δίνεται από τη σχέση:

$$\text{Log } N^* = a^* - bM \quad (2.4)$$

Όπου

$$a^* = a - \log S \quad (2.5)$$

Αν S είναι η επιφάνεια της περιοχής όπου βρίσκονται τα επίκεντρα των σεισμών.

Διάφορες ποσότητες που έχουν προταθεί ως μέτρα της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι συναρτήσεις των παραμέτρων a και b της παραπάνω σχέσης. Τέτοια μέτρα της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι η μέση περίοδος επανάληψης T_m , των σεισμών με μεγέθη M ή μεγαλύτερα οι οποίοι γίνονται στην περιοχή. Αυτή δίνεται από τη σχέση:

$$T_m = 10^{bM} / 10^a \quad (2.6)$$

Άλλες τέτοιες ποσότητες είναι η πιθανότητα, P_t , ένας σεισμός με μέγεθος M ή μεγαλύτερο να συμβεί κατά το χρονικό διάστημα t , ετών, υποθέτοντας χρονική κατανομή Poisson, η οποία δίνεται από τη σχέση:

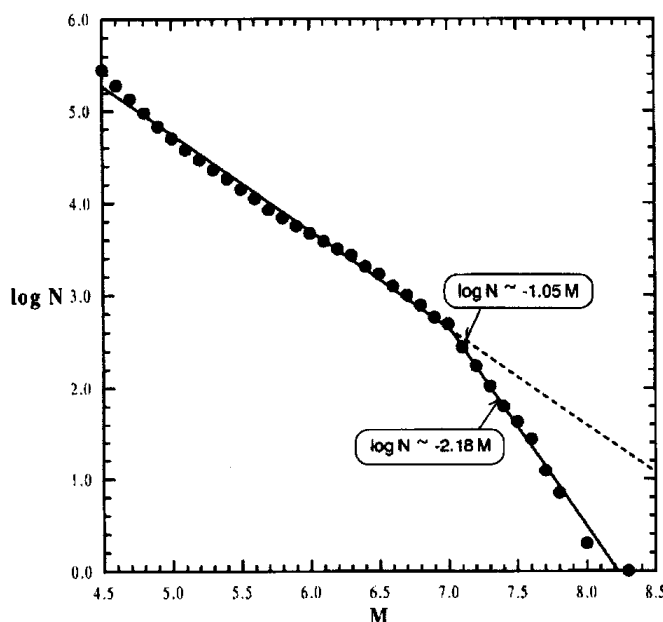
$$P_t = 1 - \exp(-10^{a-bM} \cdot t) \quad (2.7)$$

Και το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος, M , του σεισμού που γίνεται στην περιοχή σε χρονικό διάστημα t και δίνεται από τη σχέση:

$$M = (a + \log t) / b \quad (2.8)$$

Η μέθοδος με την οποία συνδυάζονται διάφορα πλήρη δείγματα δεδομένων, όπως είναι αυτά που ορίζονται από τις παραπάνω σχέσεις, σε μια ομάδα δεδομένων για αξιόπιστο υπολογισμό των παραμέτρων (a , b),

ονομάζεται μέθοδος μέσης τιμής και έχειδειχθεί ότι υπερέχει της «μεθόδου των ακραίων τιμών», που επίσης εφαρμόζεται για τον καθορισμό αυτών των παραμέτρων (Milne and Davenport 1969). Σύμφωνα με τη «μέθοδο της μέσης τιμής», η συχνότητα των σεισμών (αριθμός σεισμών) κάθε μεγέθους ανάγεται σε χρονικό διάστημα ενός έτους με διαίρεση της τιμής της με την περίοδο του αντίστοιχου δείγματος και στη συνέχεια υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα, $N(M)$. Το σχήμα (2.1) παρίστανει την αθροιστική κατανομή των μεγεθών των επιφανειακών σεισμών που έγιναν στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές. Παρατηρείται ότι τα δεδομένα προσαρμόζονται σε δυο ευθείες γραμμές οι οποίες τέμνονται στο σημείο που αντιστοιχεί στο μέγεθος $M=7.0$. Αυτό δείχνει ότι ρήγματα μεγάλου μήκους ($L > 50\text{km}$) που προκαλούν σεισμούς με $M > 7.0$ δεν υπάρχουν σε όλες τις περιοχές του υπό μελέτη χώρου.



Σχ. 2.1. Αθροιστική συχνότητα των μεγεθών των επιφανειακών σεισμών στον Ελληνικό χώρο (Παπαζάχος Κ. 1999).

2.2. Είδη σεισμών στην Ελλάδα

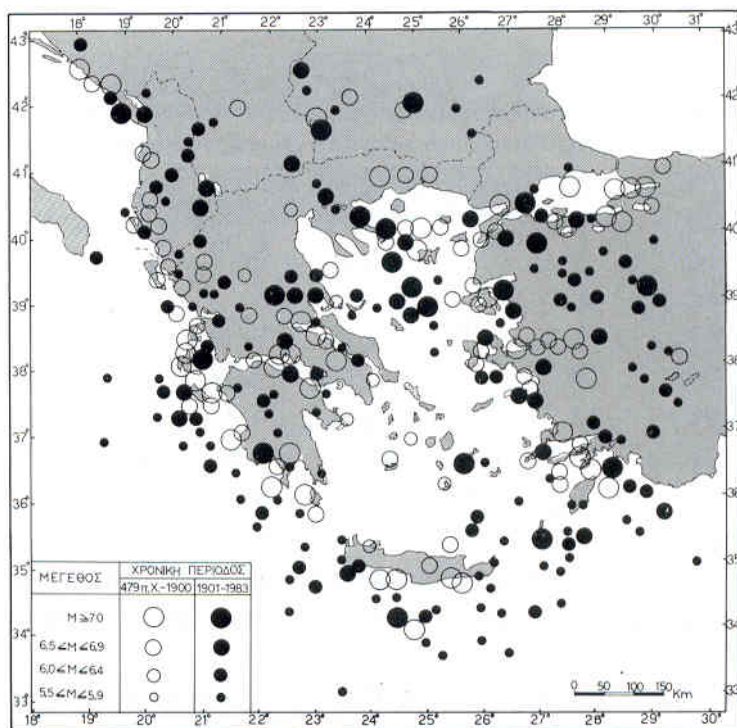
Στον ελληνικό χώρο δε γίνονται σεισμοί μεγάλου βάθους αλλά μόνο σεισμοί που το βάθος τους φτάνει μέχρι 150 Km περίπου δηλαδή γίνονται

μόνο επιφανειακοί και ενδιάμεσοι βάθους σεισμοί (Παπαζάχος Β.Κ. και Δρακόπουλος Ι.Κ., 1992).

α) Επιφανειακοί σεισμοί

Σε γενικές γραμμές το σύνολο σχεδόν των επιφανειακών σεισμών του ελληνικού χώρου έχουν εστιακά βάθη μέχρι 15Km. Μεγαλύτερα βάθη (μέχρι 40 Km) παρουσιάζουν οι επιφανειακοί σεισμοί στο κυρτό μέρος του ελληνικού τόξου (νότια Πελοποννήσου – Κρήτης – Ρόδου).

Από το σχήμα προκύπτει ότι η επιφανειακή σεισμική δράση στην Ελλάδα εμφανίζει σημαντική διασπορά. Όμως, αυτή η σεισμική δράση ακολουθεί ορισμένες σεισμικές ζώνες όπου η σεισμικότητα είναι υψηλή, ενώ υπάρχουν περιοχές πολύ χαμηλής επιφανειακής σεισμικότητας όπως είναι π.χ. το κεντρικό Αιγαίο.



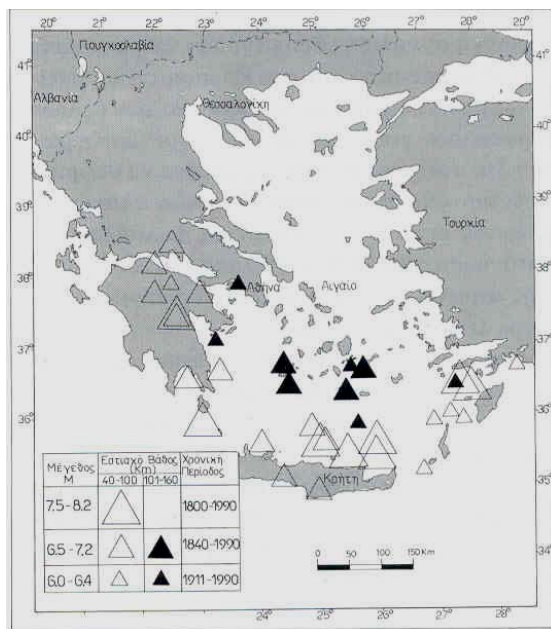
Σχ. 2.2. Κατανομή των epicέντρων των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος 1992).

Δεν έχει παρατηρηθεί επιφανειακός σεισμός μεγέθους μεγαλύτερου του 7.5 κατά τα τελευταία 400 χρόνια στον ελλαδικό χώρο. Ο τελευταίος επιφανειακός σεισμός τέτοιου μεγέθους έγινε στις 9 Ιουλίου 1956 στην

Αμοργό. Φαίνεται, όμως, ότι στο κυρτό μέρος του ελληνικού τόξου γίνονται και μεγαλύτεροι επιφανειακοί σεισμοί των οποίων τα μεγέθη είναι της τάξης του 8. Τέτοιος ήταν ο σεισμός της 21 Ιουλίου του 365μ.Χ. ($M=8.2$) ο οποίος προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε όλο το Μεσογειακό χώρο. Είναι πιθανόν, οι πολύ μεγάλοι αυτοί επιφανειακοί σεισμοί να έχουν πολύ μεγάλη περίοδο επανάληψης(>1000 έτη).

β) Σεισμικότητα ενδιάμεσου βάθους

Στην Ελλάδα, εκτός από των επιφανειακών σεισμών, που αναφέρθηκαν προηγουμένως, γίνονται και σεισμοί των οποίων το εστιακό βάθος υπερβαίνει τα 40 Km και μπορεί να φθάσει μέχρι τα 160 Km περίπου. Στο σχήμα (2.3) εμφανίζονται τα επίκεντρα μεγάλων σεισμών ενδιάμεσου βάθους ($h = 40 - 180$ Km), οι οποίοι έγιναν στον ελληνικό χώρο κατά την περίοδο 1800 - 1990. Πέντε σύμβολα έχουν χρησιμοποιηθεί για να παραστήσουν δυο διαστήματα εστιακών βαθών και δυο διαστήματα μεγεθών.



Σχ. 2.3. Κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο ελληνικό χώρο (Παπαχάχος 1992).

Είναι εμφανές ότι μεγάλοι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή αυτή γίνονται μόνο στο νότιο ελληνικό χώρο και συνδέονται με το ελληνικό τόξο. Οι εστίες των σεισμών αυτών βρίσκονται σε μια ζώνη Benioff, η

οποία κλίνει με γωνία 35° από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του ελληνικού τόξου, δηλαδή από την ανατολική Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Σ' αυτή τη ζώνη έγιναν οκτώ πολύ μεγάλοι σεισμοί με μεγέθη μεταξύ 7.5 και 8.2 κατά τα τελευταία 190 έτη. Ο τελευταίος από αυτούς έγινε στις 26 Ιουνίου 1926 στο ανατολικό μέρος του τόξου. Αυτός είχε μέγεθος $M = 8.0$ και προκάλεσε μεγάλες καταστροφές σε μεγάλη έκταση κατά μήκος του ανατολικού τμήματος του ελληνικού τόξου (Ρόδος, Κάρπαθος, Ηράκλειο), άλλα και στη νοτιοδυτική Τουρκία, στη Μέση Ανατολή και στην Αίγυπτο (Κάιρο, Αλεξάνδρεια).

Τέτοιοι πολύ μεγάλοι σεισμοί $M > 7.5$ στο ελληνικό τόξο αποτελούν τη σημαντικότερη σεισμική απειλή για τη χώρα μας κατά τις επόμενες δεκαετίες.

2.3. Αίτια γένεσης των σεισμών του ελληνικού χώρου

Οι σεισμοί, σύμφωνα με τις σύγχρονες αντιλήψεις, οφείλονται στις σχετικές κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών. Ο ελληνικός χώρος βρίσκεται στην περιοχή σύγκλισης δύο μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών, της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής. Συνεπώς, ως βασική αιτία των σεισμών και των άλλων γεωλογικά πρόσφατων γεωδυναμικών φαινομένων (ηφαιστειακή δράση, κ.λ.π.) στο χώρο αυτό θα μπορούσε να θεωρηθεί η σύγκρουση των δύο αυτών λιθοσφαιρικών πλακών. Όμως, ο χώρος αυτός είναι σεισμοτεκτονικά πολύπλοκος και για την κατανόηση των αιτιών γένεσης των σεισμών και της χωρικής κατανομής της σεισμικής δράσης, απαιτείται περισσότερο λεπτομερής έρευνα.

Πρόσφατη έρευνα έδειξε ότι οι σεισμοί στο χώρο του Αιγαίου και των γύρω περιοχών οφείλονται : α) Σε συμπιεστικές, Σ , δυνάμεις που ασκούν στα όρια του χώρου αυτού τρεις γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες κατά την κίνηση τους προς αυτό το χώρο και β) Σε εφελκυστικές, $E\phi$, δυνάμεις που ασκούνται μέσα στη λιθόσφαιρα αυτού του χώρου και προκαλούνται από αίτια που βρίσκονται μέσα ή στον πυθμένα αυτής της λιθόσφαιρας (Σχ.2.4).

α) Συμπιεστικές δυνάμεις

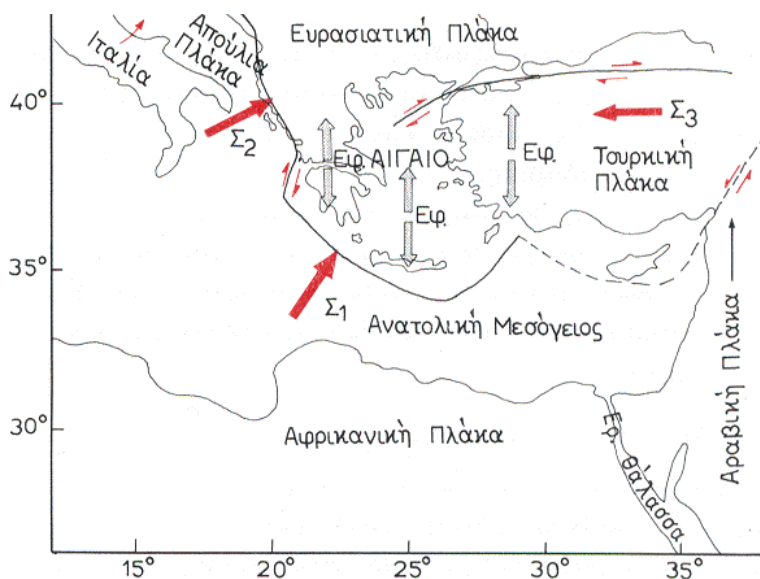
Συμπιεστικές δυνάμεις στη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου ασκούνται από τη λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου, από την Απούλια (Αδριατική) λιθοσφαιρική πλάκα και από την Τουρκική λιθοσφαιρική πλάκα.

Η συμπιεστική δύναμη $\Sigma 1$ (σχ.2.4) οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου, που αποτελεί το μπροστινό μέρος της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας, και στη λιθόσφαιρα του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου, που αποτελεί το μπροστινό μέρος της Ευρασιατικής

λιθοσφαιρικής πλάκας. Η σύγκλιση αυτή πραγματοποιείται κατά μήκος του κυρτού μέρους του ελληνικού τόξου (Ζάκυνθος, νότιες ακτές Κρήτης, νότια Ρόδου), με μια σχετική ταχύτητα περίπου 4.5cm/yr (4.5 εκατοστά το χρόνο) και έχει ως συνέπεια την κατάδυση της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου υπό γωνία 35° περίπου. Η λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου πραγματοποιεί την κίνηση αυτή κατά μια Βόρεια-Βορειοανατολική κατεύθυνση ($B\ 34^\circ\ A$). Σ' αυτή την κίνηση οφείλεται η επιφανειακή σεισμική δράση κατά μήκος του ελληνικού τόξου και οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο.

Η συμπιεστική δύναμη $\Sigma 2$ οφείλεται στην αριστερόστροφη περιστροφή της Απούλιας (Αδριατικής) λιθοσφαιρικής πλάκας. Η περιστροφή αυτή έχει ως συνέπεια την εξάσκηση της συμπιεστικής αυτής δύναμης και τη γένεση επιφανειακών σεισμών, κατά μήκος των δυτικών ακτών της κεντρικής Ελλάδας, καθώς και των ακτών της Αλβανίας.

Η συμπιεστική δύναμη $\Sigma 3$ δημιουργείται από την κίνηση της Τουρκικής λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα δυτικά. Στην κίνηση αυτή οφείλεται το μεγάλο δεξιόστροφο ρήγμα της βόρειας Ανατολίας του οποίου κλάδοι επεκτείνονται μέχρι το βόρειο Αιγαίο.

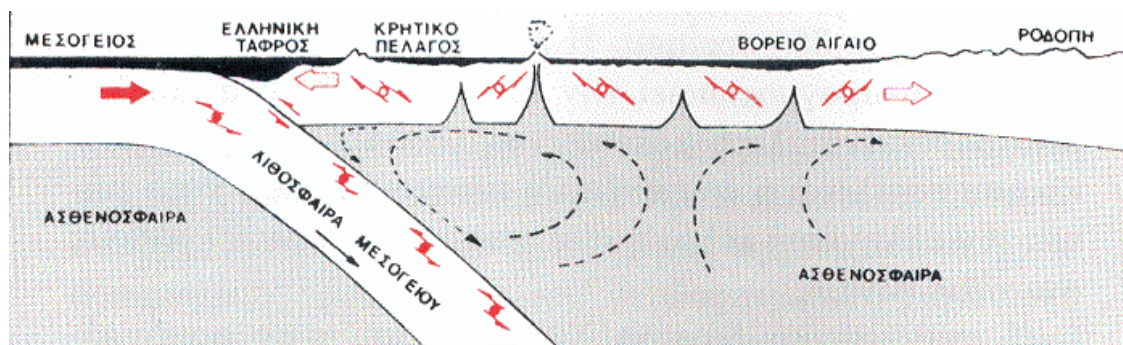


Σχ. 2.4. Οι συμπιεστικές δυνάμεις που ασκούν οι γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου και των γύρω περιοχών και οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται μέσα σ' αυτή τη λιθόσφαιρα (Παπαζάχος 1992).

β) Εφελκυστικές δυνάμεις

Το γεωδυναμικό μοντέλο του σχήματος (2.5) προτάθηκε (Παπαζάχος και Κομνηνάκης, 1978) για να ερμηνευτούν οι σεισμοί που παράγονται με εφελκυστικές δυνάμεις στο Αιγαίο πέλαγος και τις γύρω περιοχές καθώς και άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα που παρατηρούνται στο χώρο αυτό (ηφαιστειακή δράση, αυξημένη ροή θερμότητας από το εσωτερικό της Γης, κλπ.).

Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, κατά την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του νότιου Αιγαίου, παράγεται θερμότητα στην πάνω επιφάνεια της καταδυόμενης λιθόσφαιρας λόγω τριβής, με συνέπεια τη δημιουργία ρευμάτων μεταφοράς στο χώρο της ασθενόσφαιρας που βρίσκεται μεταξύ της υποβυθιζόμενης λιθόσφαιρας και της λιθόσφαιρας του Αιγαίου (στιγμένες γραμμές στο σχήμα 2.5). Έτσι, θερμό υλικό ανεβαίνει προς τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου και όταν φθάσει στον πυθμένα της κινείται οριζόντια, ψύχεται και ξαναβυθίζεται.



Σχ. 2.5. Μοντέλο για την ερμηνεία των γεωδυναμικών φαινομένων στο χώρο του Αιγαίου (Παπαζάχος και Κομνηνάκης 1978).

Το θερμό αυτό υλικό κατέχει τον σεισμικό χώρο (χωρίς εστίες σεισμών) κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Τα σεισμικά κύματα που διέρχονται μέσα από το θερμό αυτό υλικό υφίστανται έντονη απόσβεση.

Κατά την οριζόντια κίνησή τους, τα ρεύματα μεταφοράς ασκούν οριζόντιες εφελκυστικές δυνάμεις στην κάτω επιφάνεια (πυθμένα) της λιθόσφαιρας του Αιγαίου με συνέπεια την ανάπτυξη δυνάμεων εφελκυσμού, Εφ, μέσα σ' αυτή τη λιθόσφαιρα (επεκτατικές δυνάμεις) κατά τη διεύθυνση βορρά-νότου, τη θραύση της και τη διείδυση σ' αυτή θερμού υλικού της ασθενόσφαιρας. Στη θραύση αυτή οφείλονται οι επιφανειακοί σεισμοί που παρατηρούνται στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου και στη διείδυση του θερμού υλικού οφείλεται η ηφαιστειακή δράση και οι γεωθερμικές εκδηλώσεις καθώς και άλλες γεωφυσικές ιδιότητες του χώρου αυτού.

Είναι φανερό ότι το μοντέλο του σχήματος (2.5) ερμηνεύει και τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που βρίσκονται στη ζώνη Benioff του νοτίου Αιγαίου, γιατί η ζώνη αυτή δημιουργείται κοντά στην πάνω επιφάνεια της Μεσογειακής λιθόσφαιρας κατά την κατάδυση της λιθόσφαιρας αυτής.

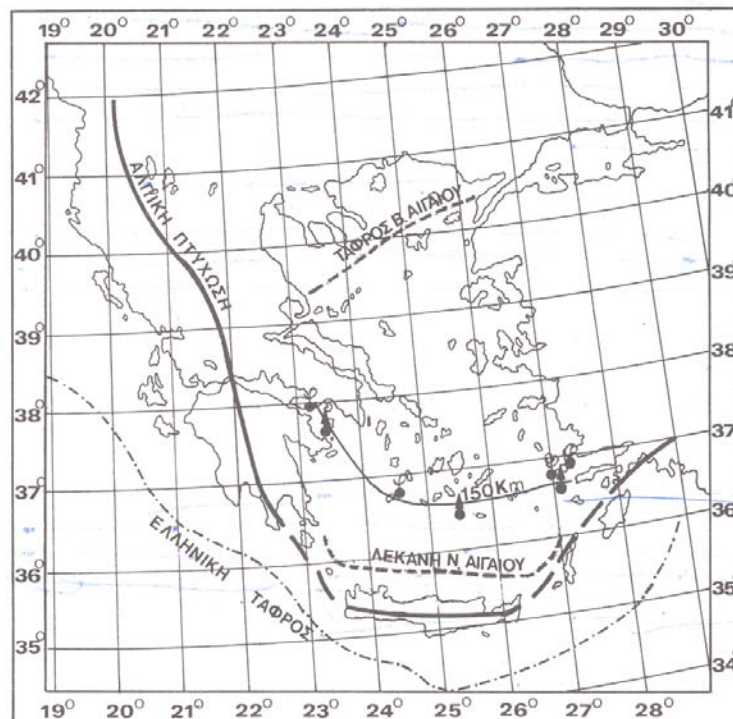
3. ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΚΑΙ ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ ΚΑΙ ΤΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

3.1. Γεωφυσικές και γεωδυναμικές ιδιότητες του χώρου του Αιγαίου

Ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου παρουσιάζει σημαντικό ενδιαφέρον από τεκτονικής άποψης, γιατί απ' αυτόν περνάει η Ευρασιατική-Μελανησιακή ζώνη, που αποτελεί τη μια από τις δυο μεγάλες ζώνες του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Η ενεργός τεκτονική δράση στο χώρο αυτό είναι έντονη. Μαρτυρία αυτού αποτελούν η σχετικά υψηλή σεισμικότητα του χώρου, η έντονη διάρρηξη και πτύχωση των πετρωμάτων, τα ηφαιστειακά και γεωθερμικά φαινόμενα κ.λ.π.

Βασικό τεκτονικό γνώρισμα του χώρου του Αιγαίου αποτελεί το Ελληνικό τόξο (Hellenic arc). Αυτό έχει αρκετές από τις βασικές ιδιότητες των νησιωτικών τόξων. Το σχήμα (3.1) δείχνει χάρτη του Αιγαίου και των γύρω περιοχών όπου φαίνονται οι θέσεις (μαύροι μικροί κύκλοι) των σπουδαιότερων ηφαιστειακών εκδηλώσεων (θειονιών, ατμίδων), η ισοβαθής καμπύλη των 150 Km των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στο νότιο Αιγαίο, ο άξονας της Αλπικής πτύχωσης (ιζηματογενές τόξο), ο άξονας της Ελληνικής τάφρου και οι άξονες των δυο λεκανών του νότιου και βόρειου Αιγαίου.

Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο. Το εσωτερικό (κοίλο) μέρος του τόξου (Αιγαίο) αποτελείται από ηφαιστειογενή νησιά και περιλαμβάνει τα ηφαίστεια των Μεθάνων, της Θήρας και της Νισύρου καθώς και περιοχές ατμίδων και θειωνιών. Κάτω από το ηφαιστειακό τόξο υπάρχουν εστίες των ενδιάμεσου βάθους σεισμών που το μέσο βάθος τους είναι 150 Km. Ο άξονας του ιζηματογενούς μέρους του τόξου είναι σχεδόν παράλληλος προς το ηφαιστειακό τόξο και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 120 Km απ' αυτό. Το ιζηματογενές τόξο αποτελεί τμήμα της Αλπικής πτύχωσης. Αυτό ακολουθεί τη γραμμή: Ελληνίδες οροσειρές Κύθηρα - Κρήτη - Κάρπαθος - Ρόδος και ενώνεται με τις Ταυρίδας οροσειρές της Τουρκίας. Μεταξύ του ηφαιστειακού και του ιζηματογενούς τόξου υπάρχει στο νότιο Αιγαίο μικρή θαλάσσια λεκάνη (Κρητικό Πέλαγος) που το μέγιστο βάθος της είναι περίπου 2000m περίπου.



Σχ. 3.1. Το Ελληνικό τόξο (Παπαζάχος 1991).

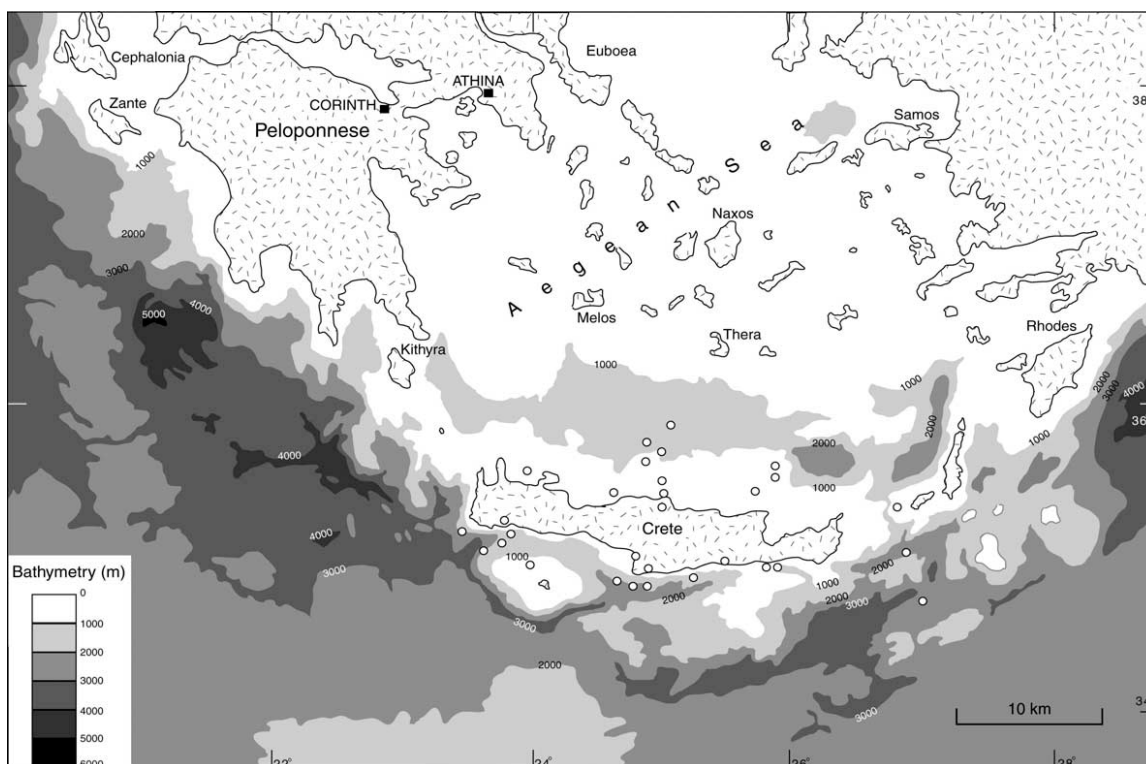
Στο εξωτερικό (κυρτό) μέρος του ελληνικού τόξου (Μεσόγειο) υπάρχει η Ελληνική Τάφρος που αποτελείται από σειρά γραμμικών τάφρων μικρότερου μήκους (τάφροι του Πλίνιου και του Στράβωνα νοτιοανατολικά της Κρήτης κλπ.) που σε ορισμένες από αυτές το βάθος είναι μεγαλύτερο από 3 km (σχ. 3.2). Αυτές πιθανώς αντιπροσωπεύουν την ανάστροφη ρηγματογενή ζώνη που διαχωρίζει την Αφρικανική από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα (McKenzie, 1972; Le Pichon and Angelier, 1979; Taymaz et al., 1990). Η Ελληνική τάφρος είναι παράλληλη προς το Ελληνικό Τόξο και παρόμοια, ως προς πολλές ιδιότητες, με τις ωκεάνιες τάφρους που βρίσκονται στα κυρτά μέρη των νησιωτικών τόξων που πραγματοποιείται σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών.

Νοτιότερα από την τάφρο, υπάρχει έξαρση του φλοιού παράλληλη προς την ελληνική τάφρο και προς το ελληνικό τόξο και λέγεται Μεσογειακή ράχη. Παρά το όνομα της αυτή δεν έχει τις ιδιότητες των μέσο-ωκεάνιων ταχέων.

Στο εσωτερικό μέρος του τόξου (Αιγαίο) οι βαρυτομετρικές ανωμαλίες ελευθέρου αέρα είναι θετικές. Παρατηρήθηκαν επίσης στο Αιγαίο μαγνητικές ανωμαλίες. Οι μεγαλύτερες τιμές των βαρυτομετρικών ανωμαλιών παρατηρούνται στο νότιο Αιγαίο, ενώ οι μεγαλύτερες τιμές των μαγνητικών ανωμαλιών παρατηρούνται στο βόρειο Αιγαίο όπου υπάρχει

θαλάσσια λεκάνη της οποίας το μέγιστο βάθος είναι 1500 m περίπου. Η ροή θερμότητας έχει επίσης μεγάλη σχετικά τιμή στο Αιγαίο (μέχρι $2.7 \mu\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$).

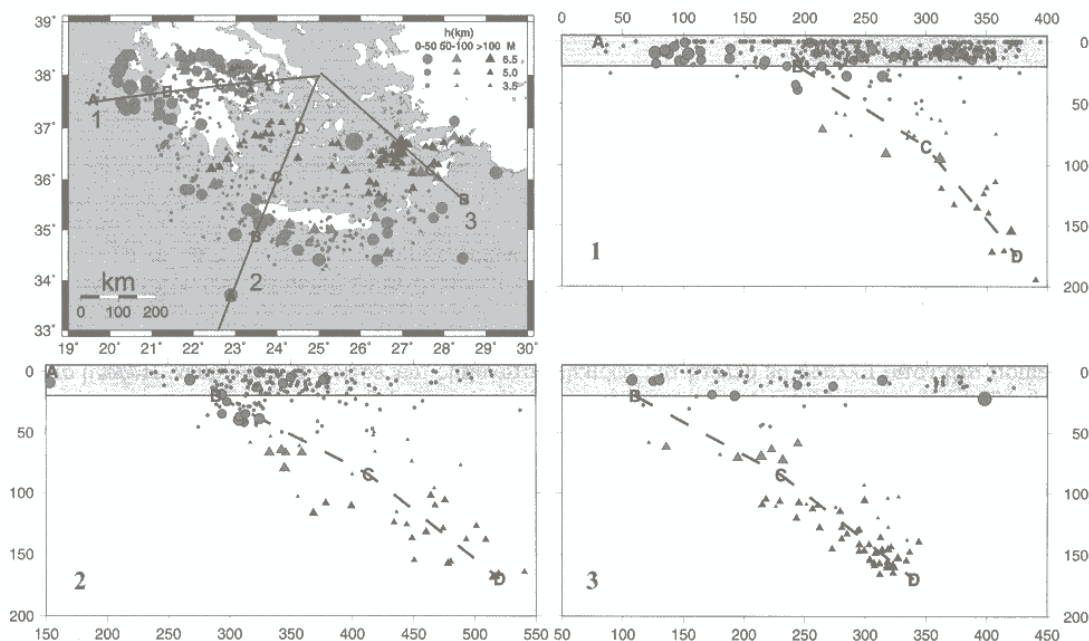
Αντίθετα, στο εξωτερικό μέρος του τόξου, δηλαδή, στην ελληνική τάφρο, οι βαρυτομετρικές ανωμαλίες είναι θετικές, οι μαγνητικές ανωμαλίες είναι σχεδόν μηδενικές και η ροή θερμότητας μικρή.



Σχ. 3.2. Βαθυμετρικός χάρτης γύρω από την περιοχή της Κρήτης (Βασισμένος σε βαθ. χάρτη της UNESCO, με κλίμακα 1:1.000.000).

Αξίζει να σημειωθεί ότι ένα από τα βασικότερα χαρακτηριστικά του νότιου Αιγαίου είναι η σεισμική ζώνη Benioff. Η διαπίστωση της ύπαρξης της ήταν το πρώτο βασικό βήμα για την κατανόηση της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών σ' αυτή την περιοχή γιατί η ύπαρξη αυτής της σεισμικής ζώνης απετέλεσε το ισχυρότερο επιστημονικό στοιχείο για την κατάδυση της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου (Παπαζάχος και Κομνηνάκης 1969/70, 1971). Έχει βρεθεί τις τελευταίες δεκαετίες ότι η σεισμική ζώνη Benioff αποτελείται από ένα επιφανειακό τμήμα και ένα βαθύτερο τμήμα που έχουν διαφορετικές κλίσεις (Παπαζάχος 1990, Κυρατζή και Παπαζάχος Κ. 1995). Πρόσφατα ο Παπαζάχος και οι συνεργάτες του (2000) καθόρισαν την

κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών στο δυτικό, κεντρικό και ανατολικό τμήμα του Ελληνικού τόξου όπως φαίνεται στο σχήμα (3.3). Τα σημεία Β δείχνουν τις θέσεις στο τόξο όπου αρχίζει η κατάδυση και τα σημεία C τις θέσεις όπου αλλάζει κλίση η ζώνη Benioff.



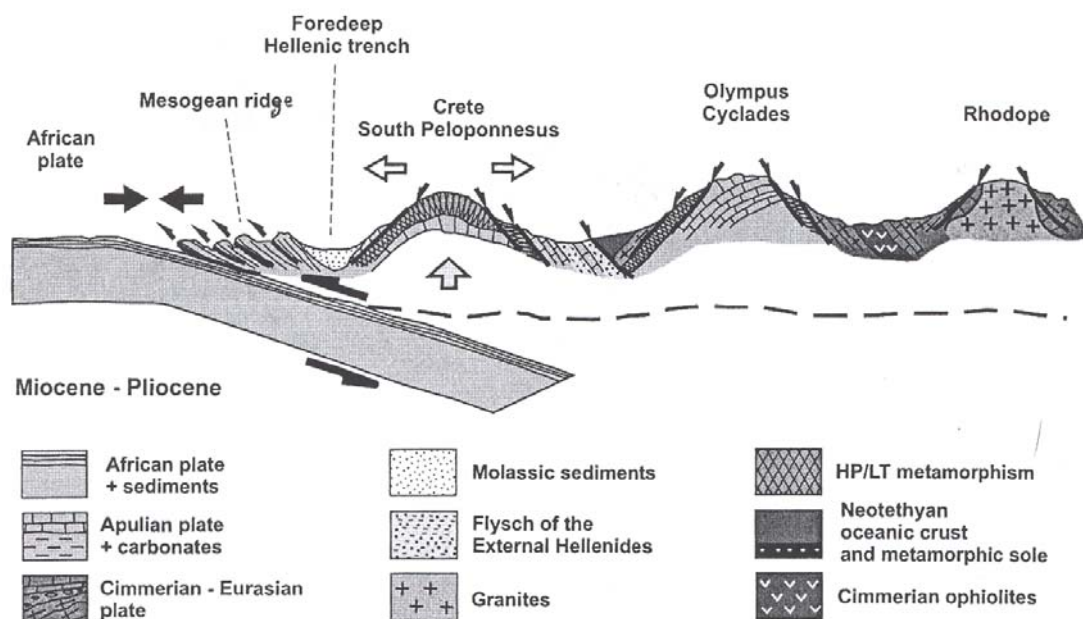
Σχ. 3.3. Η ζώνη Benioff πάνω σε κατακόρυφες τομές: στο δυτικό (1), στο κεντρικό (2) και στο ανατολικό (3) μέρος του Ελληνικού τόξου (Papazachos et al. 2000).

3.2 Μεσογειακή ορογενετική λωρίδα – γεωδυναμική παραμόρφωση

Την περίοδο Μειόκαινου - Πλειοκαίνου, η σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών μετατοπίστηκε ακόμα πιο εξωτερικά στην περιοχή νότια της Κρήτης και νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Μετατοπίστηκαν επομένως νότια, έξω από το χώρο του ελληνικού τόξου και οι συνθήκες συμπίεσης, πτυχώνοντας και λιώνοντας τα ιζήματα της Μεσογείου. Άρχισε δηλαδή η δημιουργία της Μεσογειακής Ράχης που αργότερα (σήμερα-μέλλον) θα εξελιχθεί σε νέο πρίσμα επαύξησης-πάχυνσης του φλοιού. (σχ. 3.3).

Ταυτόχρονα στο Μειόκαινο-Πλειόκαινο η περιοχή του προηγούμενου πρίσματος επαύξησης (Κρήτη και Νότια Πελοπόννησος) που είχε δημιουργηθεί από τη συμπίεση του Ολιγόκαινου, υφίσταται πλέον την εφελκυστική τεκτονική, την ανύψωση-αναθόλωση και την κατάρρευση του παχυμένου ηπειρωτικού φλοιού. Τα αποτελέσματα αυτά της εφελκυστικής

τεκτονικής Μειόκαινου-Πλειόκαινου οδηγούν στην εκταφή της κάτω πλάκας. Έτσι η ζώνη HP/LT ηλικίας 25 Ma που είχε δημιουργηθεί από την προηγούμενη συμπίεση, όπως και τα κάτω απ' αυτή ανθρακικά ιζήματα, αποκαλύπτονται υπό μορφή νέων τεκτονικών παραθύρων στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη. Ο Πάρνων και ο Ταΰγετος είναι τα δυο μεγάλα τεκτονικά παράθυρα της Πελοποννήσου ενώ στην Κρήτη ο Ψηλορείτης και τα Λευκά Όρη, τα δυο μεγαλύτερα βουνά της νήσου, είναι δυο σπουδαία παράθυρα των πλακωδών ασβεστόλιθων και των φυλλιτών (HP/LT) της κάτω πλάκας, ενώ πολλά αλλά μικρότερα όμοια παράθυρα ή ημιπαράθυρα αποκαλύπτονται διάσπαρτα σε όλη την έκταση της Κρήτης.



Σχ. 3.3. Αναπαράσταση της γεωδυναμικής εξέλιξης των Ελληνίδων κατά τη Μεσογειακή ορογένεση. Δείχνονται η μετανάστευση της συμπιεστικής παραμόρφωσης στη Μεσογειακή Ράχη Νότια της Κρήτης, η εφελκυστική τεκτονική στο εσωτερικό των Ελληνίδων που προκαλεί ανύψωση, αναθόλωση και εκταφή των τεκτονικών παραθύρων (Μουντράκης 1988).

Η εφελκυστική αυτή τεκτονική Μειόκαινου-Πλειόκαινου, που θεωρείται ότι συνεχίζεται μέχρι σήμερα, αποτέλεσμα της κατάδυσης της Μεσογειακής Πλάκας κάτω από το Αιγαίο, με τα τεκτονικά παράθυρα που δημιούργησε και την εφελκυστική παραμόρφωση που προκάλεσε στα γύρω από τα παράθυρα πετρώματα, συνιστούν τη Μεσογειακή ορογένεση που φυσικά συνεχίζεται.

Με τη δημιουργία της Μεσογειακής ορογενετικής λωρίδας στο εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου, συμπληρώθηκε το ένθετο πλέον Ελληνικό ορογένης αποτελούμενο από τρεις διακριτές ορογενετικές λωρίδες : την Κιμμερική, την Αλπική και τη Μεσογειακή από τα εσωτερικά προς τα εξωτερικά του Ελληνικού Τόξου. Το τελευταίο πήρε την οριστική του μορφή από τη συνεχιζόμενη ενεργή αμφιθεατρική βύθιση της Αφρικάνικης πλάκας κάτω από το Αιγαίο και τη διαφυγή-επέκταση προς τα ΝΔ του φλοιού του Αιγαίου που συνιστά το παραμορφώσιμο ηπειρωτικό περιθώριο της σύγχρονης-σύνθετης Ευρασιατικής πλάκας.

3.3 Γεωλογική εξέλιξη της Κρήτης κατά το Α.Μειόκαινο έως σήμερα

Η παράγραφος αυτή αναφέρεται στα αποτελέσματα μιας λεπτομερούς κινηματικής αναπαράστασης της τεκτονικής της Κρήτης κατά την περίοδο, Α. Μειόκαινου-σήμερα. Η κινηματική αυτή αναπαράσταση αναλύθηκε χρησιμοποιώντας προοδευτικά πρότυπα (Meijer and Wortel, 1996). Το αντικείμενο αυτής της ανάλυσης είναι να εξηγηθεί η τεκτονική εξέλιξη της Κρήτης με μηχανισμούς οι οποίοι σχετίζονται με το όριο του ενεργού τόξου.

Με τη βοήθεια της τεκτονικής και στρωματογραφικής έρευνας βρέθηκαν πέντε επεισόδια που καθορίζουν την τεκτονική αναδόμηση της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης.

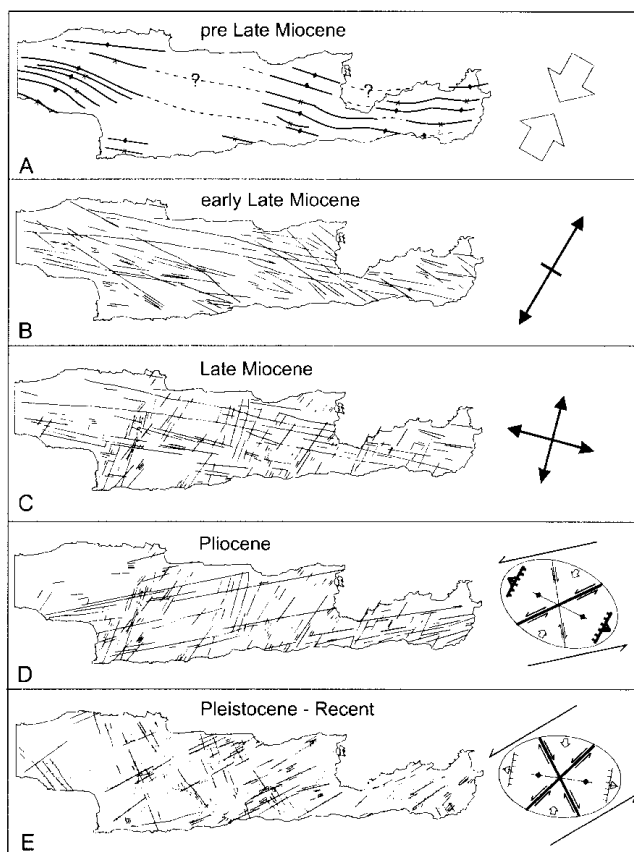
Επεισόδιο 1: Η συμπίεση ήταν ο επικρατέστερος τρόπος παραμόρφωσης στην προ-Μειόκαινου εποχή και οδήγησε στο σχηματισμό των B130°Α και B100°Δ πτυχών (σχ. 3.5 Α), οι οποίες είναι κατά κύριο λόγο ισοκλινείς (Fassoulas et al., 1994).

Επεισόδιο 2: Κατά τη διάρκεια του Τορτονίου, ένας σχηματισμός από B130°Α και B100°Δ κανονικά ρήγματα, ενεργοποιήθηκαν σχηματίζοντας μια ορθορομβική συμμετρία. Λαμβάνοντας υπόψιν τα φυσικά χαρακτηριστικά αυτών των ρηγμάτων, οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι η κύρια τάση πρέπει να είχε BBA – NNΔ διεύθυνση.

Επεισόδιο 3: Η εποχή του Α.Μειοκαίνου χαρακτηρίστηκε από την παραμόρφωση κατά μήκος B100°Α και B020°Α κανονικών ρηγμάτων. Δεν ήταν εφικτό να χρονολογηθεί η δράση όλων αυτών των ρηγμάτων (Ten Veen and Postma, 1998), αλλά μπορούν να δοθούν χρονικοί περιορισμοί για την δραστηριότητα τους.

Επεισόδιο 4: Κατά το Κ. Πλειόκαινο, η διάρρηξη κατά μήκος του B075A ρήγματος, είχε ξεκινήσει μεταξύ των περιόδων Μεσίνη και Κ. Πλειόκαινο (Ten Veen and Postma, 1998). (σχ. 3.5 D).

Επεισόδιο 5: Οι αναλύσεις από τους Mercier (1981) και Mercier et al. (1989), έδειξαν περίπου ΒΔ-ΝΑ τάσεις κατά τη διάρκεια του μέσο-Πλειστόκαινου μέχρι σήμερα, οι οποίες συνδέονται με τα B050A ρήγματα. Κανονικές μέχρι ελαφρώς πλάγιες μετατοπίσεις αυτών των ρηγμάτων, είναι σύμφωνες με τις ΒΔ-ΝΑ τάσεις. Στο σχήμα (3.5 E) τα B050A ρήγματα, συμβολίζονται με έντονες μαύρες γραμμές. Ρήγματα τα οποία ξεκίνησαν νωρίτερα, αλλά ενεργοποιήθηκαν πρόσφατα, συμβολίζονται με διακεκομμένες γραμμές.

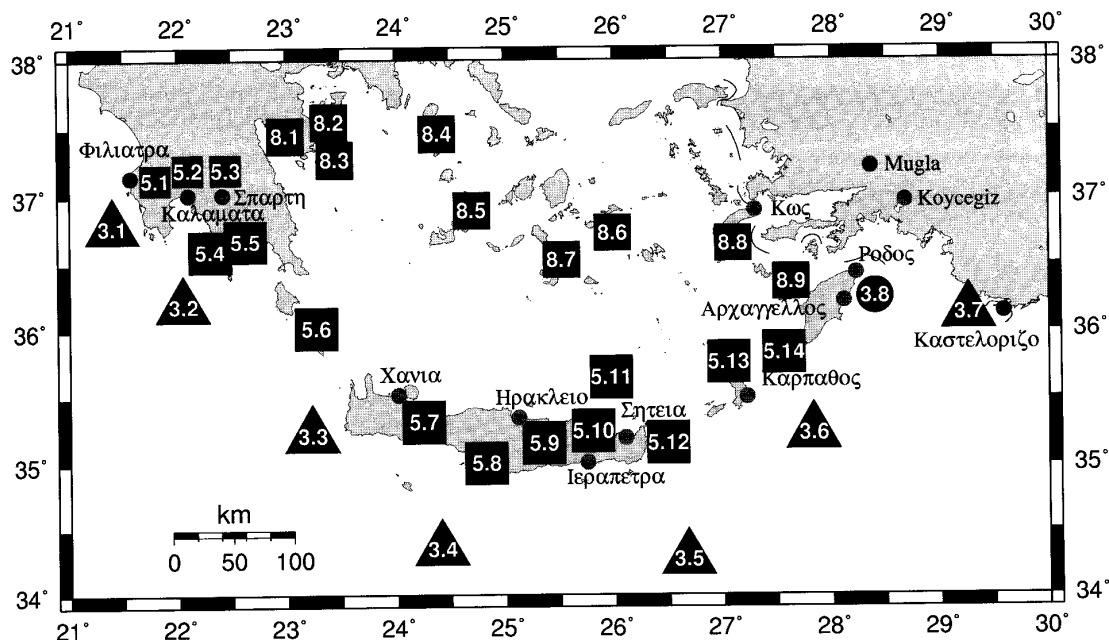


Σχ. 3.5. Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης. Οι δομές παρατηρήθηκαν από δορυφόρο με παρατηρήσεις του εδάφους. Οι μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν τα ρήγματα και τις πτυχές, ενώ οι γκρίζες γραμμές τα ανενεργά ρήγματα (Ten Veen and Postma, 1998).

3.4. Τεκτονικό περιβάλλον της Κρήτης

Νότια της Κρήτης, στο εξωτερικό μέρος του ελληνικού τόξου υπάρχουν διάφορες ωκεάνιες τάφροι, που σε ορισμένες από αυτές το βάθος είναι μεγαλύτερο από 3 km. Αυτές πιθανώς αντιπροσωπεύουν την ανάστροφη ρηγματογενή ζώνη που διαχωρίζει την Αφρικανική από την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα (McKenzie, 1972; Le Pichon and Angelier, 1979; Taymaz et al., 1990). Αυτή η κύρια ρηγματογενής ζώνη είναι συνδεδεμένη με την έντονη σεισμικότητα του νησιού και πιθανώς ελέγχει τη γεωμορφολογική και τεκτονική εξέλιξή του. Η σύγκρουση της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα έχει ανυψώσει την Κρήτη περίπου 2 με 3 km τα τελευταία 13 εκ. χρόνια (Angelier, 1979). Αυτή η ανύψωση συνεχίζεται και σήμερα όπως φαίνεται από τα ανυψωμένα θαλάσσια ιζήματα των ακτογραμμών (Angelier, 1979; Pirazzoli et al., 1982; 1996).

Το σχήμα (3.6) που ακολουθεί παρουσιάζει τις θέσεις των κυριότερων ρηγμάτων της Κρήτης άλλα και τα ρήγματα των γειτονικών με αυτήν περιοχών. Αυτά τα ρήγματα συνδέονται με τη γένεση των κυριότερων επιφανειακών σεισμών κατά το χρονικό διάστημα 480 π.Χ. – 2002.



Σχ. 3.6. Οι θέσεις των 7 ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου (3.1, ..., 3.7), το αριστερόστροφο ρήγμα μετασχηματισμού (3.8) στη Ρόδο, των 14 κανονικών ρηγμάτων παράταξης βορρά – νότου στο ιζηματογενές ελληνικό τόξο (5.1, ..., 5.14) και των 9 κανονικών ρηγμάτων (8.1, ..., 8.9) παράταξης ανατολής – δύσης στο ηφαιστειακό τόξο (Παπαζάχος 1999).

Στην περιοχή που θα μελετήσουμε υπάρχουν τρία κανονικά ρήγματα (5.10, 5.12, 5.13). Οι σεισμοί που προκλήθηκαν εξαιτίας αυτών των ρηγμάτων αλλά και οι παράμετροι αυτών παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 3.1. Πληροφορίες για τα βασικότερα ρήγματα της περιοχής και για τους σεισμούς που προκάλεσαν.

Ρήγμα	Όνομα	φ	λ	L	ζ	θ	λ	Έτη και μεγέθη σεισμών.
5.10	Ιεράπετρα	35.15	25.70	65	10	47	-98	1508(7.9), 1780(6.8), 1815(6.8)
5.12	Ζάκρος	35.16	26.49	40	14	47	-98	1922(6.8), 1992(6.1)
5.13	Κάρπαθος	35.76	27.05	60	185	47	-98	1948(7.1)

3.5. Περιγραφή πολύ ισχυρών σεισμών στην περιοχή της Κρήτης

Ο πίνακας που ακολουθεί μας δίνει στοιχεία για ισχυρούς σεισμούς που έλαβαν χώρα στην υπό μελέτη περιοχή.

Πίνακας 3.2. Βασικά στοιχεία των ισχυρών σεισμών στην υπο μελέτη περιοχή.

ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΓΕΩΓΡ.ΠΛΑΤΟΣ	ΓΕΩΓΡ.ΜΗΚΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ (M)
29/05/1508	35.20	25.80	7.2
Οκτώβριος 1780	34.90	25.80	6.8
Δεκέμβριος 1815	35.00	25.70	6.8
21/08/1910	34.30	26.80	6.0
13/08/1922	35.00	26.80	6.8
13/08/1922	35.00	26.80	5.9
29/02/1940	35.60	26.10	6.0
17/08/1943	35.37	26.40	5.5
09/02/1948	35.70	27.00	7.1
28/07/1948	35.50	26.50	5.0
20/09/1948	34.90	27.00	5.3

04/01/1949	34.90	27.00	5.0
30/07/1956	35.70	26.10	6.0
27/12/1959	35.10	26.20	5.0
14/02/1966	35.00	27.10	5.0
07/04/1970	34.79	26.26	5.1
03/01/1971	34.90	26.30	5.4
01/01/1971	34.62	26.11	5.2
09/06/1972	34.70	26.50	5.0
20/01/1972	35.39	26.99	5.2
30/04/1992	35.10	26.60	6.1

- **1508, ΜΑΙΟΣ 29, 35.2 N, 25.8 E, h=n, M=7.2, Ιεράπετρα (X).**

Πληροφορίες δίνονται κυρίως από επιστολή του Δούκα της Κρήτης Ιερώνυμου Δονάτου, διοικητή του νησιού κατά το χρόνο εκείνο, στον φίλο του Πέτρο Κονταρινό, που στάλθηκε στις 15 Ιουλίου 1508. Μνημονεύεται επίσης ο σεισμός σε ενθυμήσεις διάφορων μοναστηριών (Ιβήρων, Αγ. Τριάδος, Αγ. Νικολάου Άνδρου, Κύπρου) και σε ποιήματα. Του σεισμού προηγήθηκε θόρυβος. Ο κλονισμός κράτησε 15 έως 20 δευτερόλεπτα. Στο Ηράκλειο μόνο 4-5 σπίτια έμειναν κατοικήσιμα και 3 ή 4 σπίτια σωριάστηκαν στο έδαφος. Τρεις εκκλησίες και όλα τα καμπαναριά κατέρρευσαν. Τα τείχη παρέμειναν άθικτα. Τα ανθρώπινα θύματα δεν ξεπέρασαν τους 300. Τρεις ώρες μετά την ανατολή έγινε ένας καινούριος σεισμός αλλά αρκετά ασθενέστερος. Η πόλη της Ιεράπετρας ανατράπηκε και δεν ξαναχτίστηκε. Στη θέση της δημιουργήθηκε ένα μικρό χωριό με ένα μικρό πύργο. Ο σεισμός κατέστρεψε τη Σητεία και ολόκληρη η ανατολική Κρήτη έπαθε βλάβες. Το Ρέθυμνο και η Κυδωνιά σείστηκαν αλλά δεν καταστράφηκαν. (Schmidt 1867a, Cayeux 1904, Μαραβελάκης 1938, Σιμόπουλος 1972, Schreiner 1975).

- **1780, ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ, 34.9 N, 25.8 E, h=n, M=6.8, Ιεράπετρα (X).**

Στις αρχές του Οκτωβρίου έγινε ένας σφοδρός σεισμός. Είχαν όμως προηγηθεί κι άλλες δονήσεις για κάποιο διάστημα. Το φρούριο της Ιεράπετρας με τη φρουρά του από 300 Τούρκους σωριάστηκε στο έδαφος. Με τον ίδιο τρόπο 13 χωριά με τους κάτοικους τους εξαφανίστηκαν. Ο

σεισμός έγινε μέτρια αισθητός στα Χανιά. Τον κύριο σεισμό ακολούθησαν πολλοί ισχυροί ή λιγότερο ισχυροί σεισμοί (Mallet 1854, Schmidt 1867a, Sieberg 1932b).

- **1815, ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ, 35.0 N, 25.7 E, h=n, M=6.8, Ιεράπετρα (VII).**

Ο σεισμός ήταν σφοδρός στο νότιο και ανατολικό μέρος του νησιού της Κρήτης και προκάλεσε την καταστροφή ενός μεγάλου τμήματος της πόλης της Ιεράπετρας. Καταστροφές επίσης προκάλεσε και σε ένα μεγάλο μέρος των Ενετικών κτισμάτων της Εθιάς (επαρχία Μονοφασικού-Μυραμπελου) καθώς και στο μοναστήρι της Ακρωτηριανής (Μονή Τομπλου) (Sieberg 1932a, Karnik 1971).

- **1910, ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 21, 17:14:30, 34.3 N, 26.8 E, h=n, M=6.0, ΝΑ. Κρήτη.**

Τα στοιχεία αυτού του σεισμού λήφθηκαν από τον κατάλογο της UNESCO (Shebalin et al. 1974a).

- **1922, ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 13, 00:09:54, 35.0 N, 26.8 E, h=n, M=6.8, Α.Κρητη (VI+, Ζάκρος).**

Ο σεισμός προκάλεσε ελαφρές ζημιές στα Μάλια και στο ανατολικό μέρος της Κρήτης, στη Ζάκρο. Έγινε αισθητός στο Ηράκλειο, στη Σαντορίνη και στη Νάξο. Προηγήθηκε στις 11 Αυγούστου ισχυρός προσεισμός (08:19:14, M=6.3), ο οποίος έγινε αισθητός στην Ιεράπετρα και στα Μάλια (ΑΟΑ 1926, Sieberg 1932a). Ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε την ίδια μέρα με την κύρια δόνηση (12:46, M=5.9).

- **1940, ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 29, 16:07:44, 35.6 N, 26.1 E, h=n, M=6.0, Λασιθι (V, Σητεία).**

Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στη Σητεία (Comninakis and Papazachos 1986).



- **1948, ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 9, 12:58:13, 35.7 N, 27.0 E, $h=n$, $M=7.1$, Κάρπαθος (IX).**

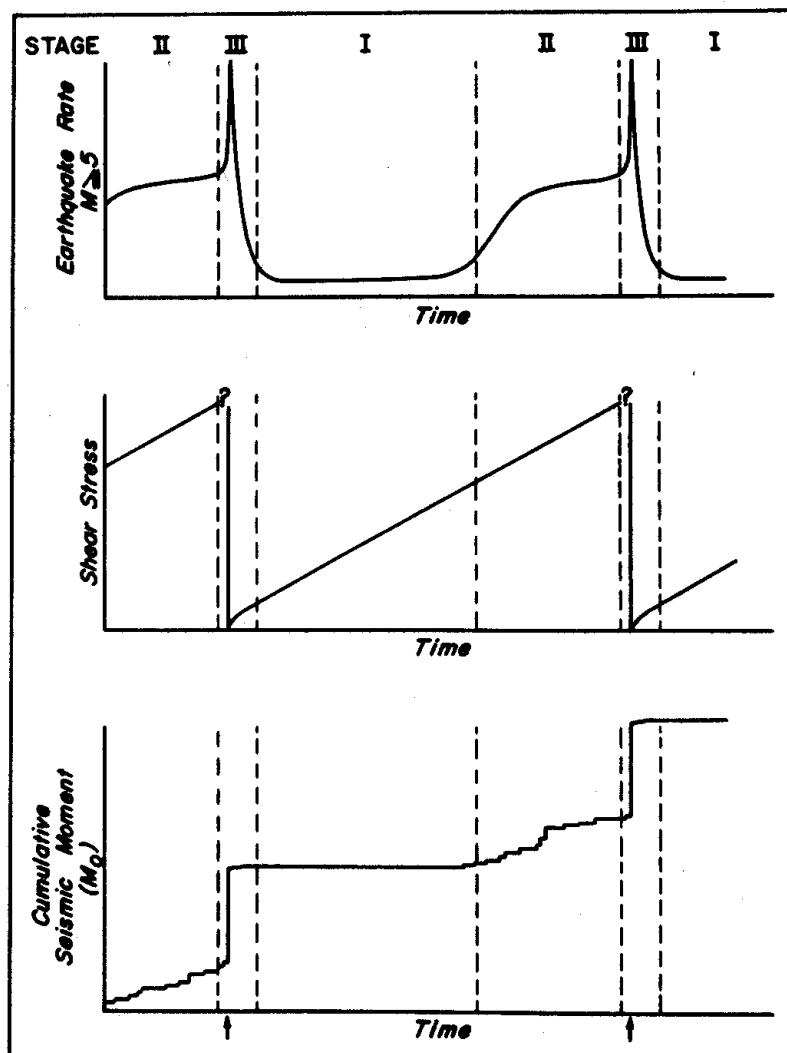
Ο σεισμός προκάλεσε σοβαρές καταστροφές στην Κάρπαθο και περισσότερες στο κεντρικό μέρος του νησιού. Βλάφτηκαν 13 οικισμοί, όπου 573 σπίτια καταστράφηκαν εντελώς, 644 βλάφτηκαν μάλλον σοβαρά και 895 ελαφρά. Το σεισμό ακολούθησε ένα τεράστιο θαλάσσιο κύμα (τσουνάμι) που προχώρησε σε ένα βάθος 1 Km και ολοκληρώθηκαν οι καταστροφές στο νησί. Το θαλάσσιο κύμα προκάλεσε βλάβες και στη νοτιοδυτική ακτή της Ρόδου. Οι μετασεισμοί προκάλεσαν βλάβες στην Κάρπαθο και Κάσο (Γαλανοπουλος 1955, Ambraseys 1988b). Ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε στις 29 Μαρτίου (02:33, $M=5.6$).

- **1956, ΙΟΥΛΙΟΣ 30, 09:14:57, 35.7 N, 26.1 E, $h=n$, $M=6.0$, Λασιθί (V+, Ιεράπετρα).**

Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός στην Ιεράπετρα, Νεάπολη και Φουρνή (BGİNOA 1956). Προηγήθηκαν δονήσεις η μεγαλύτερη από τις οποίες έγινε την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό (05:40, $M=5.0$) και ακολούθησαν μετασεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε επίσης την ίδια μέρα με τον κύριο σεισμό (10:39, $M=5.6$).

- **1992, ΑΠΡΙΛΙΟΣ 30, 11:44:40, 35.1 N, 26.6 E, $h=n$, $M=6.1$, Λασιθί (IV+, Αγία Τριάδα).**

Ο σεισμός έγινε κυρίως αισθητός στην ανατολική Κρήτη καθώς και στην Κάρπαθο, Κάσο, Ρόδο και Κω (BGİNOA 1992).



Σχ. 4.1. Σχηματικό διάγραμμα των σταδίων του σεισμικού κύκλου (Ellsworth 1981).

Σημαντικό ενδιαφέρον έχει παρουσιαστεί στους επιστήμονες σχετικά με την αύξηση της σεισμικότητας πριν από την εμφάνιση ισχυρών σεισμών, αλλά και γενικότερα με τη χωροχρονική μεταβολή της.

Ο Knopoff και οι συνεργάτες του (1996) μελέτησαν τη μεταβολή της σεισμικότητας πριν και μετά από τη γένεση των έντεκα πιο ισχυρών σεισμών (με $M \geq 6.8$) στην Καλιφόρνια από το 1941 έως και το 1993. Τα αποτελέσματα της μελέτης τους δείχνουν ότι πριν από όλους αυτούς τους σεισμούς λάμβανε χώρα μια σημαντική αύξηση της εμφάνισης των σεισμών με μέγεθος της τάξης $M \geq 5.1$ η οποία διαρκούσε μέχρι την γένεση του κύριου σεισμού, ενώ υπήρχαν και περιπτώσεις κατά τις οποίες συνεχίζονταν

η αύξηση όταν εμφανιζόταν ένας νέος μεγάλος σεισμός σε σύντομο χρονικό διάστημα. Η πρόδρομη αυτή δραστηριότητα ήταν εστιασμένη σε περιοχές με διαστάσεις της τάξης μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων. Γενικά ενδιάμεσου μεγέθους σεισμοί με $M \leq 4.5$ δεν φαίνεται να συμμετείχαν στην παραπάνω διαδικασία. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα πρόδρομα αυτά φαινόμενα έκαναν την εμφάνιση τους περίπου πέντε έως και δέκα χρόνια πριν από τη γένεση του κύριου σεισμού.

Οι Sykes και Jaume (1990) βρήκαν ότι ο ρυθμός έκλυσης της σεισμικής ροπής, για σεισμούς με μεγέθη $5.0 \leq M \leq 6.5$, παρουσίαζε αύξηση πριν από τους σεισμούς του 1868, 1906 και 1989 στη βόρεια Καλιφόρνια αλλά και για σεισμούς με μεγέθη $4.0 \leq M < 6.0$, παρουσιάστηκε πάλι αύξηση πριν τον κύριο σεισμό με $M = 6.0$ του 1948 στη νότια Καλιφόρνια.

Ο Mogi παρατήρησε ότι η σεισμική δραστηριότητα στην δυτική Ιαπωνία αυξάνεται σημαντικά πριν από τη γένεση ισχυρών σεισμών και μειώνεται μετά από αυτούς. Θεωρώντας ότι ο βαθμός σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής αποτελεί ένδειξη της τάσης που επικρατεί σε αυτήν, οδηγήθηκε στο συμπέρασμα ότι μόλις η τάση πάρει μια συγκεκριμένη τιμή τότε έχουμε τη γένεση ενός ισχυρού επιφανειακού σεισμού.

Επίσης ο Ellsworth και οι συνεργάτες του (1981) κατέγραψαν μια σημαντική αύξηση των σεισμών με $M \geq 5$, 25 χρόνια πριν από τη γένεση του σεισμού του 1906 στο Σαν Φρανσίσκο. Οι σεισμοί αυτοί είχαν τα επίκεντρα τους στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου του Σαν Φρανσίσκο.

Μια άλλη εργασία που από επιστημονικής άποψης παρουσιάζει μεγάλο ενδιαφέρον είναι αυτή του Ohtake (1980) για την αποτίμηση της επιτυχούς πρόγνωσης του σεισμού ($M = 7.7$) του 1978 στην περιοχή του νότιου Μεξικού. Βρέθηκε ότι η σεισμικότητα στην περιοχή αυτή ακολούθησε τα εξής στάδια: α) το στάδιο μιας παρατεταμένης περιόδου σεισμικής ησυχίας β) το στάδιο της αύξησης της σεισμικής δραστηριότητας και γ) το τελικό στάδιο της εμφάνισης του κύριου σεισμού. Σε γενικές γραμμές η αναγνώριση του δεύτερου σταδίου, δηλαδή της αύξησης της σεισμικότητας, δεν προσδιορίζει ακριβώς το χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού αλλά μπορεί να λειτουργήσει ως προειδοποιητικό στοιχείο ότι ο χρόνος που απομένει πριν την εμφάνιση του σεισμού δεν είναι μεγάλος. Αυτή η εργασία δείχνει καθαρά ότι το φαινόμενο της σεισμικής ησυχίας αποτελεί ένα από τα πιο υποσχόμενα προειδοποιητικά φαινόμενα για τη μακράς διάρκειας πρόγνωση ενός ισχυρού σεισμού σε μια ενεργά σεισμική ζώνη. Το φαινόμενο αυτό είναι αρκετά χρήσιμο για τον εντοπισμό της περιοχής που πρέπει να επικεντρωθούν οι παρατηρήσεις για τη βραχείας διάρκειας πρόγνωση σεισμών.

Τέλος ο Bowman και οι συνεργάτες του (1998) βρήκαν ότι πριν από όλους τους σεισμούς με μεγέθη της τάξης $M \geq 6.5$ από το 1950 έως το 1998 κατά μήκος του ρήγματος του Αγίου Ανδρέα στη Καλιφόρνια, υπήρχαν περίοδοι επιταχυνόμενης έκλυσης σεισμικής ενέργειας.

Η απελευθέρωση αυτή λάμβανε χώρα σε περιοχές που το μέγεθος της επιφάνειας τους ήταν ανάλογο του μεγέθους του επικείμενου κύριου σεισμού.

Στην παρούσα εργασία ενδιαφερόμαστε να εξετάσουμε πως επηρεάστηκε η σεισμική δραστηριότητα, τόσο χρονικά όσο και χωρικά, πριν αλλά και μετά από τον κύριο σεισμό του 1992 στο Λασιίθι της Κρήτης ($35,1^\circ$ N, $26,6^\circ$ E, $M = 6.1$), αλλά και να εντοπίσουμε αν παρατηρήθηκε το φαινόμενο της σεισμικής ησυχίας πριν από αυτόν το σεισμό.

4.2. Δεδομένα

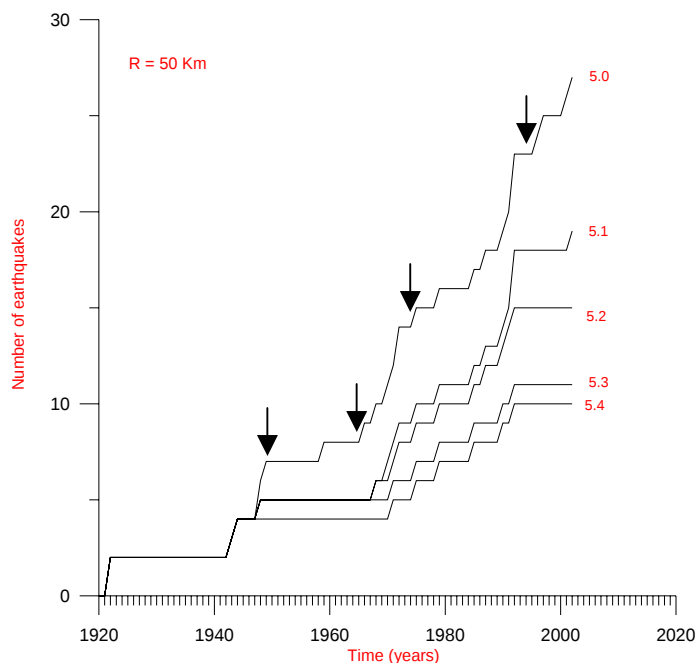
Ο ρυθμός εμφάνισης σεισμών σε μια περιοχή (πάνω από κάποιο μέγεθος) για ένα δοσμένο χρονικό διάστημα χρησιμοποιείται ως ποσοτικό μέτρο σεισμικότητας της περιοχής αυτής. Κατάλογοι σεισμών που περιέχουν το χρόνο γένεσης, συντεταγμένες των επικέντρων, εστιακά βάθη και μεγέθη σεισμών της Ελλάδας και των γύρω περιοχών, έχουν δημοσιευτεί κατά τις τέσσερις τελευταίες δεκαετίες (Galanopoulos 1953b, 1960a, 1961a, 1963, Karnik 1969, 1971, Papazachos and Comninakis 1972, 1982, Comninakis and Papazachos 1978, 1986, 1989, Makropoulos 1978, Karakostas 1988, Makropoulos et al 1989, Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989, Papazachos and Papazachou 1997, Papazachos et al 1998b). Οι κατάλογοι αυτοί έχουν χρησιμοποιηθεί για την ποιοτική και ποσοτική μελέτη της σεισμικότητας του ευρύτερου Ελληνικού χώρου. Στην τράπεζα δεδομένων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης υπάρχουν πληροφορίες για τις βασικές εστιακές παραμέτρους (χρόνος γένεσης, επίκεντρο εστιακό βάθος, μέγεθος) για περισσότερους από 40000 σεισμούς που έγιναν σ' αυτή την περιοχή κατά την περίοδο 550π.Χ. – 2002 και έχουν μεγέθη στο διάστημα 3.0 – 8.3.

4.3. Χρονική μεταβολή της σεισμικότητας

Για αυτή την εργασία χωρίσαμε την υπό μελέτη περιοχή σε δυο κυκλικές περιοχές που έχουν ως κέντρο τους το επίκεντρο του κύριου σεισμού και ακτίνες 50 και 100 km. Η επιλογή των ακτίνων είναι αυθαίρετη

εν τούτοις η πρώτη ακτίνα είναι ανάλογη του μήκους της κύριας διάρρηξης και η μεγαλύτερη ακτίνα είναι ανάλογη της έκτασης της περιοχής που επηρεάζεται από την διαδικασία προετοιμασίας του κύριου σεισμού.

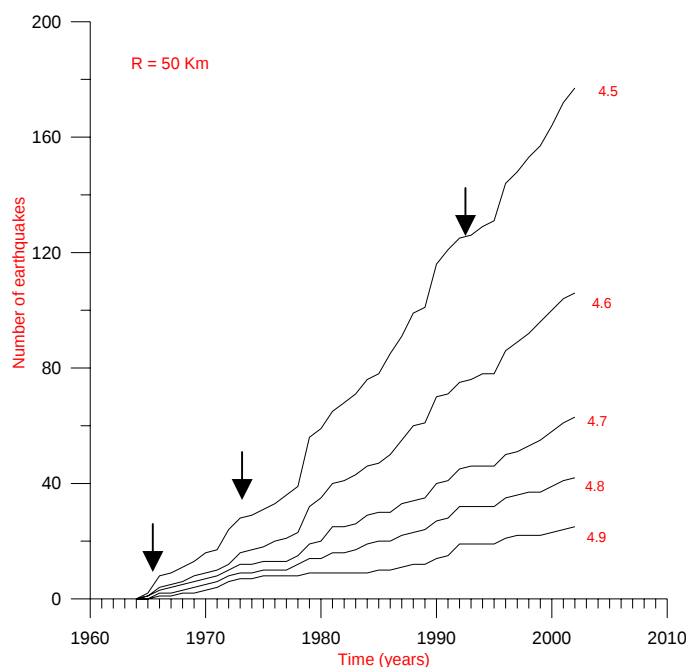
Ουσιαστικά λοιπόν, χωρίσαμε τα δεδομένα μας σε τρία δείγματα. Το πρώτο δείγμα περιλαμβάνει όλους τους σεισμούς της χρονικής περιόδου 1920 –2002 που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 0-100 km (ως 0 θεωρείται το σημείο του επίκεντρου του κύριου σεισμού). Το δεύτερο δείγμα περιλαμβάνει όλους τους σεισμούς της ίδιας χρονικής περιόδου, που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 0-50 km. Ενώ το τρίτο και τελευταίο δείγμα όλους τους σεισμούς που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 50-100 km. Για τη μελέτη της χρονικής μεταβολής της σεισμικότητας χρειάστηκε να φτιάξουμε γραφικές παραστάσεις και για τα τρία δείγματα, που απεικονίζουν την αθροιστική συχνότητα των σεισμών για διάφορα μεγέθη σε συνάρτηση με το χρόνο. Παρακάτω εμφανίζονται αυτές οι γραφικές παραστάσεις.



Σχ. 4.2. Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1920 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.0$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 5.1$, $M \geq 5.2$, $M \geq 5.3$, $M \geq 5.4$.

Για τους σεισμούς που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 0-50 Km (σχ. 4.2) αναγνωρίζεται μια περίοδος από το 1947 έως το 1964 η οποία σχετίζεται άμεσα με τον ισχυρό σεισμό του 1948 στην Κάρπαθο (35.7° N,

27.0° E, $M = 7.1$) οπότε μπορεί να θεωρηθεί ότι η σεισμικότητα αυτής της περιόδου δεν συνδέεται με το σεισμό του 1992. Στη συνέχεια παρατηρείται μια περίοδος από το 1965 έως το 1972 που παρουσιάζεται αύξηση του ρυθμού σεισμικότητας ($r=0.75$) για σεισμούς με $M \geq 5.0$. μετά ακολουθεί μια σχετική μείωση του ρυθμού αυτού ($r=0.279$) κατά το χρονικό διάστημα του 1973 – 1991 δηλαδή πριν από τον κύριο σεισμό του 1992. η σεισμική δραστηριότητα αυξάνεται ξανά ($r=0.424$) μετά το 1992 κατά την περίοδο 1993 – 2002.

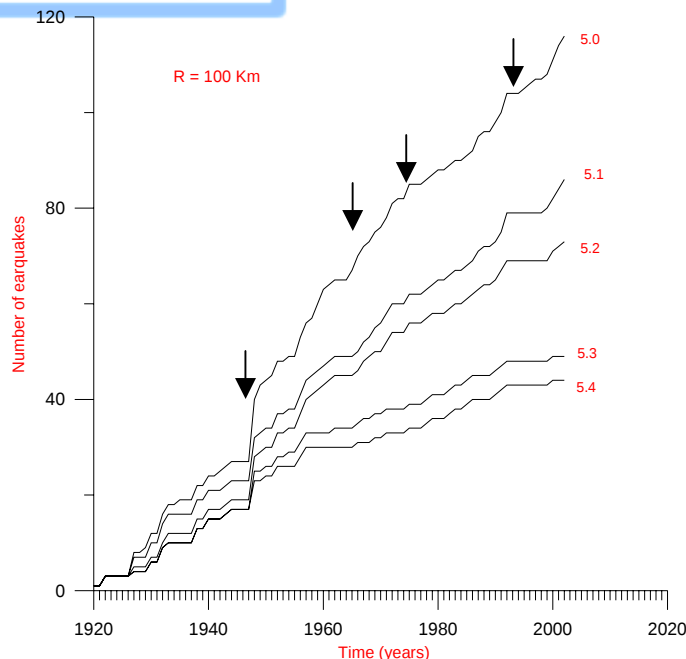


Σχ. 4.3. Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1964 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.5$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 4.6$, $M \geq 4.7$, $M \geq 4.8$, $M \geq 4.9$.

Από το σχήμα (4.3) ξεχωρίζουμε τρεις χρονικές περιόδους. Κατά την πρώτη δηλαδή από το 1965 – 1972 ο ρυθμός σεισμικότητας είναι $r = 2.64$. Κατά την επόμενη περίοδο 1973 – 1991 ο ρυθμός αυτός παρουσιάζει μια σημαντική αύξηση $r = 5.24$. Τέλος κατά το τρίτο και τελευταίο διάστημα (1993 – 2002) παρατηρείται μια εκ νέου μικρή αύξηση του $r = 5.87$.

Για τη μεταβολή της σεισμικότητας για τους σεισμούς με $M \geq 5.0$ που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 0 – 100 Km παρατηρούνται τα εξής (σχ. 4.4): για την περίοδο 1965 – 1972 ο ρυθμός σεισμικότητας είναι $r=1.81$, κατά την περίοδο 1973 – 1991 παρατηρείται μια σημαντική μείωση

του ($r=0.92$) και τέλος για την περίοδο 1993 – 2002 έχουμε αύξηση του ($r=1.297$).

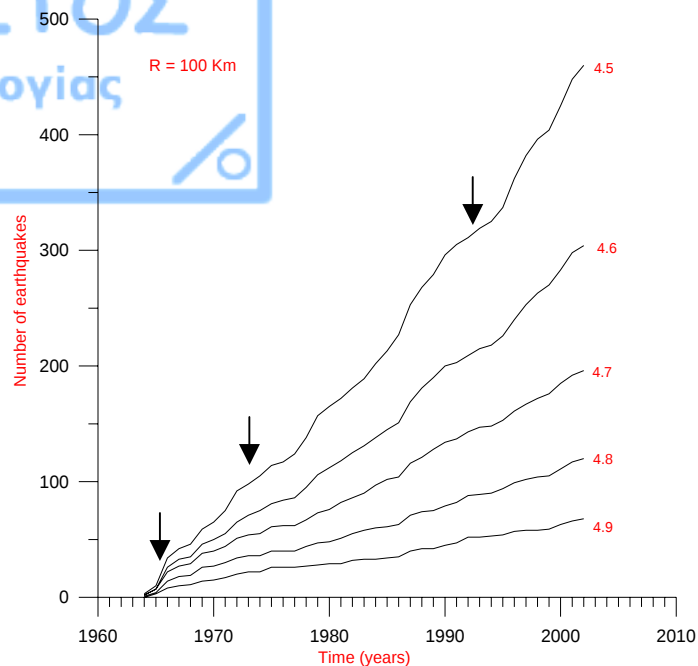


Σχ. 4.4. Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1920 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.0$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 5.1$, $M \geq 5.2$, $M \geq 5.3$, $M \geq 5.4$.

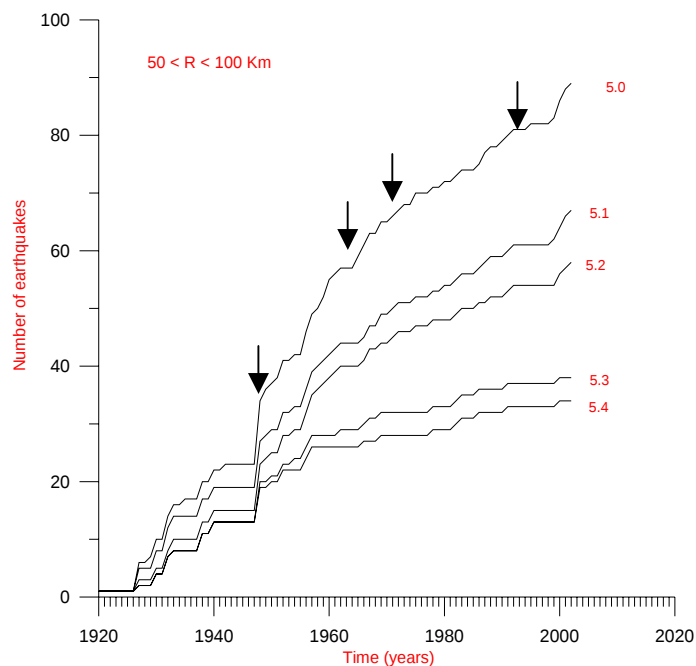
Για τους σεισμούς που έχουν τα επίκεντρα τους στην περιοχή από 0-100 Km και μέγεθος $M \geq 4.5$ (σχ. 4.5), προκύπτουν ανάλογα συμπεράσματα με αυτά του σχήματος (4.4). Έτσι κατά την περίοδο 1965 – 1972 ο ρυθμός σεισμικότητας είναι $r = 10.25$, κατά την περίοδο 1973 – 1991 παρουσιάζει αύξηση και παίρνει την τιμή $r = 11.78$ και κατά την περίοδο 1993 – 2002 γίνεται $r = 16.42$.

Για τους σεισμούς με $M \geq 5.0$ με επίκεντρα στην περιοχή με ακτίνα $50 \leq R \leq 100$ km παρατηρούνται οι εξής αλλαγές του ρυθμού σεισμικότητας (σχ. 4.6): κατά την χρονική περίοδο 1965 – 1972 αύξηση του ρυθμού σεισμικότητας ($r=1.06$). Κατά την περίοδο 1973 – 1991 μείωση ($r=0.64$), ενώ κατά την περίοδο 1993 – 2002 πάλι μια σχετική αύξηση ($r=0.87$).

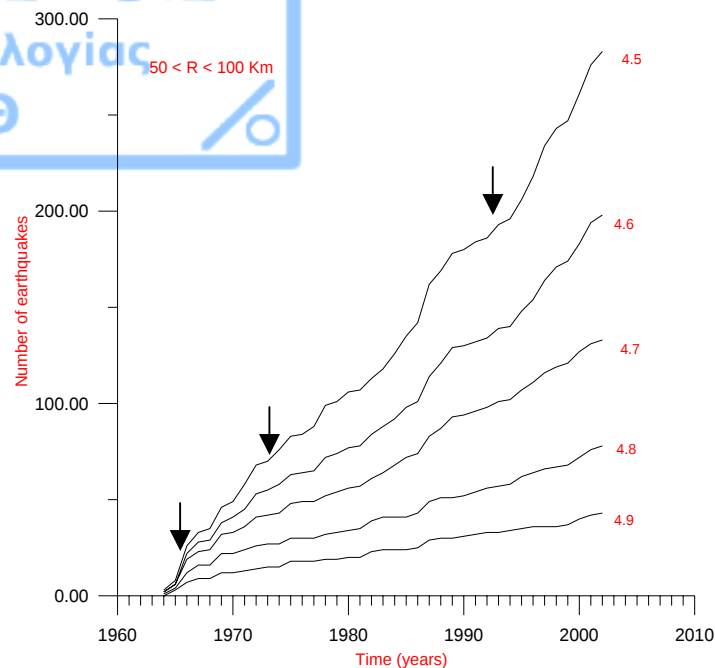
Ενώ για τους σεισμούς με $M \geq 4.5$ και επίκεντρα στη περιοχή με ίδια ακτίνα (σχ. 4.7) ο ρυθμός σεισμικότητας παίρνει τις εξής τιμές: $r = 7.61$ για το διάστημα 1965 – 1972, $r = 6.54$ για το διάστημα 1973 – 1991 και τέλος για το διάστημα 1993 – 2002 $r = 10.55$.



Σχ. 4.5 Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1964 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.5$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 4.6$, $M \geq 4.7$, $M \geq 4.8$, $M \geq 4.9$.



Σχ.4.6 Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1920 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 5.0$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 5.1$, $M \geq 5.2$, $M \geq 5.3$, $M \geq 5.4$.



Σχ. 4.7 Αθροιστική συχνότητα σεισμών από το 1964 έως το 2002, η πρώτη καμπύλη είναι για σεισμούς με μέγεθος $M \geq 4.5$ και οι υπόλοιπες αντίστοιχα για σεισμούς με $M \geq 4.6$, $M \geq 4.7$, $M \geq 4.8$, $M \geq 4.9$.

Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε ότι με τη βοήθεια των παραπάνω γραφικών παραστάσεων βρέθηκαν τέσσερα χρονικά διαστήματα (1947 – 1964, 1965– 1972, 1973 –1991 και τέλος 1993 –2002), κάθε ένα από τα οποία παρουσιάζει αξιοσημείωτη αύξηση ή μείωση του ρυθμού σεισμικότητας.

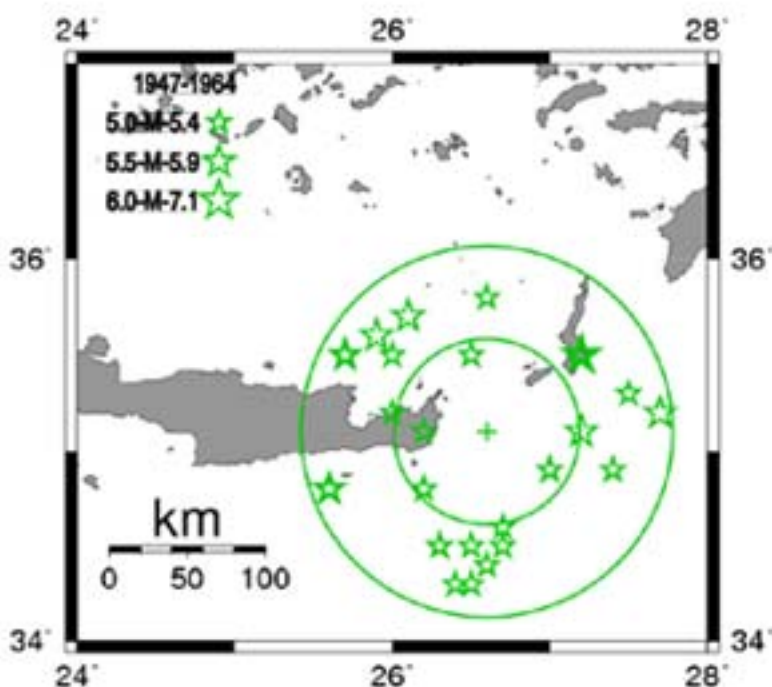
4.4. Χωρική μεταβολή της σεισμικότητας

Προκειμένου να εξετάσουμε τον τρόπο με τον οποίο μεταβάλλεται η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής χωρικά κατά τα τέσσερα χρονικά διαστήματα (δηλαδή για τα διαστήματα 1947 – 1964, 1965– 1972, 1973 – 1991 και τέλος 1993 –2002) που βρέθηκαν από την προηγούμενη διαδικασία δηλαδή τη μελέτη της χρονικής μεταβολής της σεισμικότητας, αλλά και για το έτος 1992, χαρτογραφήσαμε τα επίκεντρα των σεισμών με $M \geq 5.0$ για τα αυτές τις χρονικές περιόδους.

Κατά την περίοδο του 1947 – 1964 η σεισμική δραστηριότητα της υπό μελέτη περιοχής σχετίζεται άμεσα με τον ισχυρό σεισμό του 1948 στην Κάρπαθο (35.7° N, 27.0° E, $M = 7.1$). Οπότε μπορεί να θεωρηθεί ότι η

δραστηριότητα αυτής της περιόδου δεν έχει άμεση σχέση με τον εξεταζόμενο σεισμό (σχ. 4.8).

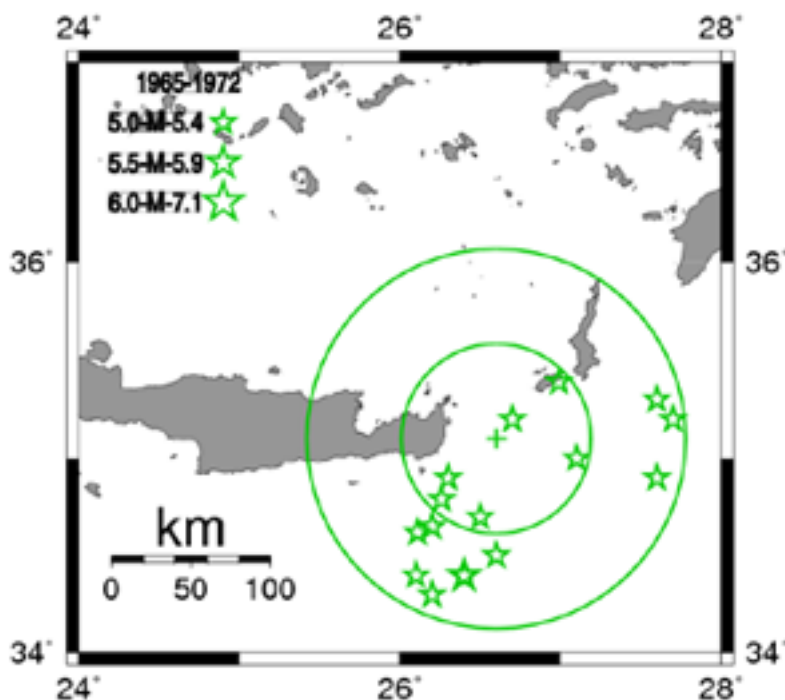
Στο σχήμα (σχ. 4.9) έχουν χαρτογραφηθεί όλα τα επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1965 – 1972. Παρατηρούμε λοιπόν ότι κατά το χρονικό αυτό διάστημα οι περισσότεροι σεισμοί εμφανίζονται στη περιοχή με ακτίνα 50 – 100 Km, τα μεγέθη αυτών είναι της τάξης του $5.0 \leq M \leq 5.4$, ενώ υπάρχει και ένας σεισμός μεγαλύτερου μεγέθους ($M=5.8$). Τέλος στην περιοχή με ακτίνα 0 – 50 Km έχουμε λιγότερους σεισμούς που τα μεγέθη τους δεν ξεπερνούν το $M=5.4$.



Σχ. 4.8. Επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1947 – 1964.

Κατά το χρονικό διάστημα του 1973 – 1991 (σχ. 4.10), δηλαδή την περίοδο πριν από την γένεση του κύριου σεισμού, έχουμε μόνο την εμφάνιση σεισμών με $5.0 \leq M \leq 5.4$. Τα επίκεντρα αυτών των σεισμών εμφανίζονται και στις δυο κυκλικές περιοχές. Όπως φαίνεται και από το σχήμα δεν παρατηρείται το φαινόμενο της σεισμικής ησυχίας. Αυτό συμβαίνει καθώς την χρονική περίοδο πριν από τον κύριο σεισμό στην περιοχή με ακτίνα 0 – 50 Km (δηλαδή στην περιοχή κοντά στο επίκεντρο του αναμενόμενου ισχυρού σεισμού) έχουμε αρκετούς σεισμούς ενώ σύμφωνα με το φαινόμενο αυτό θα έπρεπε να μην υπάρχουν σεισμοί ή έστω να έχουμε ελάχιστους. Παρατηρούμε λοιπόν, την υπαρξη οκτώ σεισμών

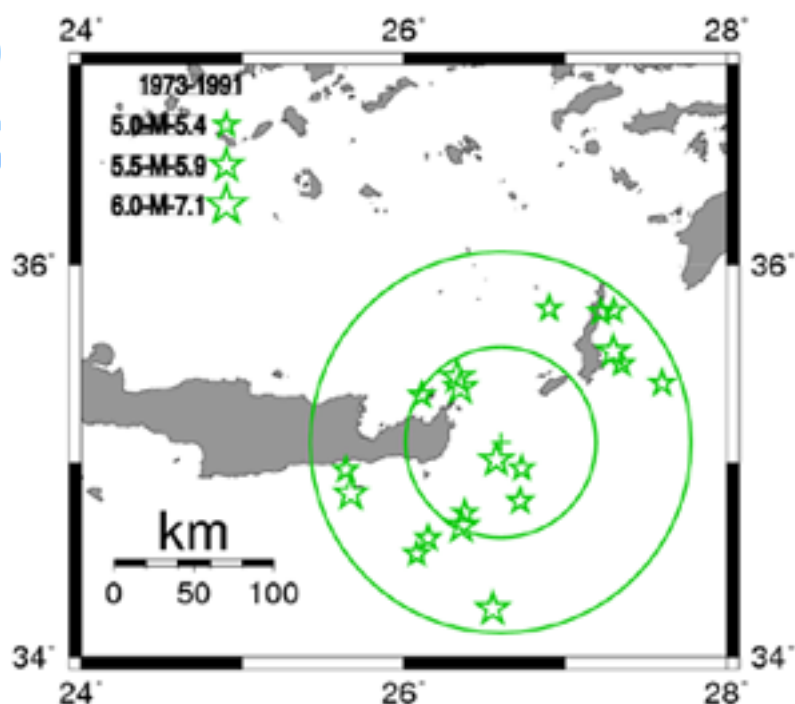
μέσα στον κύκλο των 50 Km και έντεκα σεισμών με επίκεντρα στην περιοχή των 50 – 100 Km. Ουσιαστικά ο αριθμός των σεισμών στην πρώτη περιοχή είναι λίγο μικρότερος από αυτόν που παρατηρείται σε αποστάσεις 50 – 100 Km.



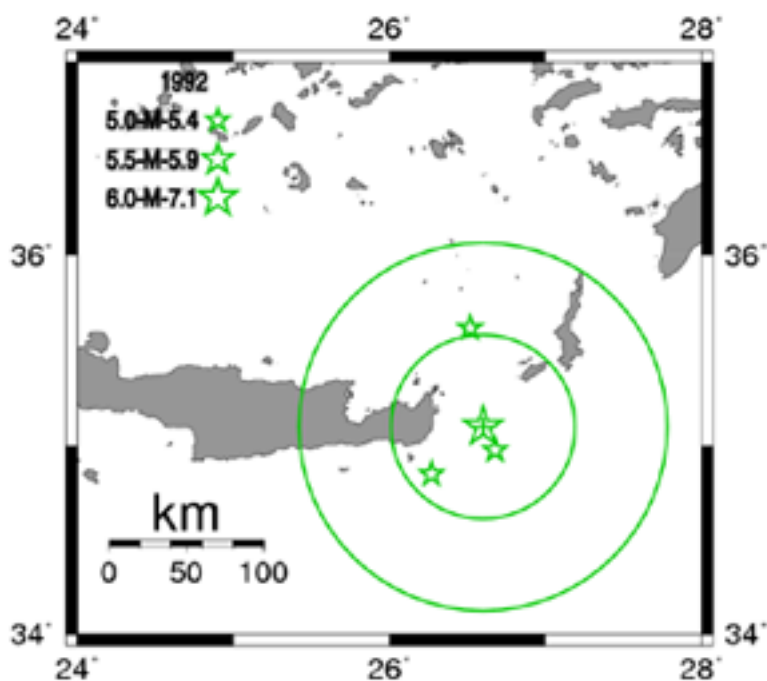
Σχ. 4.9. Επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1965 – 1972.

Το σχήμα (4.11) περιέχει όλα τα επίκεντρα των σεισμών που συνέβησαν κατά το 1992 δηλαδή κατά το έτος που έλαβε χώρα η γένεση του κύριου σεισμού στο Λασιθί. Από το σχήμα εντοπίζεται εκτός από τον κύριο σεισμό του 1992 ($35,1^\circ \text{ N}$, $26,6^\circ \text{ E}$, $M = 6.1$) η ύπαρξη άλλων δυο σεισμών στην πρώτη περιοχή (με ακτίνα 0 - 50 Km) ο ένας από τους οποίους παρουσιάστηκε πριν από τον κύριο σεισμό (34.85° N , 26.27° E , $M = 5.1$) και ο άλλος μετά (34.977° N , 26.677° E , $M = 5.1$). Επίσης παρατηρείται ένας ακόμα σεισμός στην περιοχή με ακτίνα 50 – 100 Km.

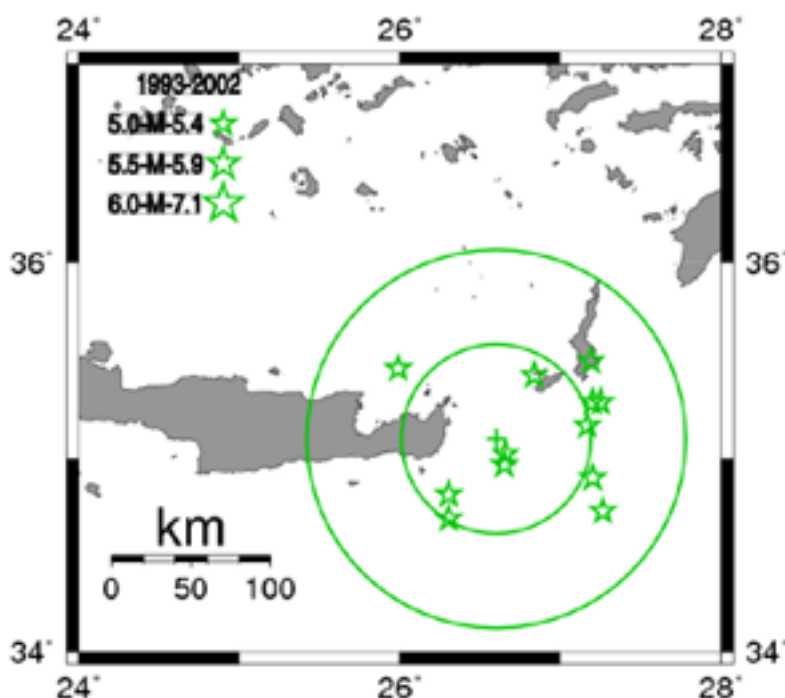
Στο σχήμα (4.12) περιλαμβάνονται οι σεισμοί που εμφανίστηκαν κατά την περίοδο του 1993 – 2002 δηλαδή την περίοδο μετά τη γένεση του κύριου σεισμού του 1992. Βλέπουμε ότι όλοι οι σεισμοί έχουν μέγεθος της τάξης του $5.0 \leq M \leq 5.4$. τα επίκεντρα τους βρίσκονται τόσο στην πρώτη περιοχή ($R=50\text{Km}$) όσο και στην δεύτερη ($50 \leq R \leq 100 \text{ Km}$). Μπορούμε να πούμε όμως ότι τα περισσότερα τοποθετούνται στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα της υπό μελέτη περιοχής.



Σχ. 4.10. Επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1973 – 1991.



Σχ. 4.11. Επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1992.



Σχ. 4.12 Επίκεντρα σεισμών με $5.0 \leq M \leq 7.1$ κατά τη χρονική περίοδο 1993 – 2002.

4.5. Συμπεράσματα

Όπως είπαμε και στην εισαγωγή αυτού του κεφαλαίου το φαινόμενο της σεισμικής ησυχίας αποτελεί ένα πολύ σημαντικό βοήθημα για την πρόγνωση των σεισμών, καθώς όταν εμφανιστεί αυτό το φαινόμενο σε μια περιοχή οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι αυτή η περιοχή υπάρχει μεγάλη πιθανότητα να αποτελέσει σεισμογόνο χώρο μελλοντικού σεισμού. Σε γενικές γραμμές τα αποτελέσματα της εργασίας μας έρχονται σε αντίθεση με τη θεωρία της σεισμικής ησυχίας. Σύμφωνα με αυτήν, θα έπρεπε το χρονικό διάστημα πριν τη γένεση του κύριου σεισμού να μην παρατηρούνται σεισμοί κοντά στο επίκεντρο αυτού, δηλαδή στην προκείμενη περίπτωση στην περιοχή με ακτίνα $0 \leq R \leq 50$ Km, ενώ μπορεί να γίνονται σεισμοί στο γειτονικό χώρο, δηλαδή στην περιοχή με ακτίνα $50 \leq R \leq 100$ Km. Επίσης τη χρονική περίοδο μετά τη γένεση του κύριου σεισμού θα έπρεπε να εμφανίζονται σεισμοί με επίκεντρα κοντά στο σεισμογόνο χώρο και λιγότεροι στις γύρω περιοχές (με $50 \leq R \leq 100$ Km).

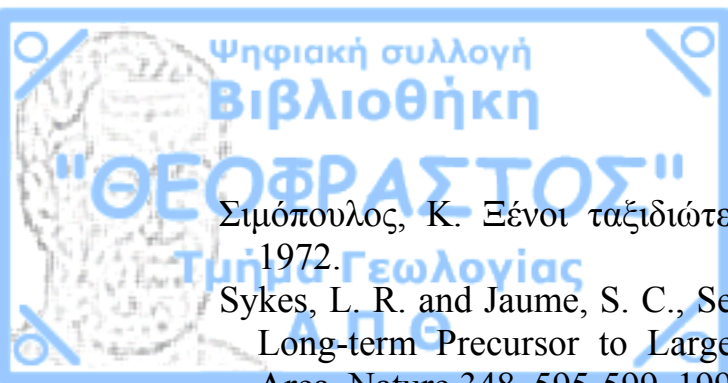
Το γεγονός ότι τα αποτελέσματα δεν συμφωνούν με την θεωρία της σεισμικής ησυχίας μπορεί να οφείλεται σε ποικίλους παράγοντες. Θα

μπορούσαμε λοιπόν να πούμε ότι ίσως ένας από τους παράγοντες αυτούς είναι οι φυσικές ιδιότητες της υπό μελέτη περιοχής και πιο συγκεκριμένα οι ιδιότητες του γήινου φλοιού.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ambraseys, N. N. Engineering Seismology. Earthq. Engin. Struct. Dyn., 17, 1-105, 1988b.
- Βεργωτής, Π. Ο σεισμος της 23 Ιανουαρίου 1867. Τυπογραφείον η Κεφαλληνία, Αργοστόλι, 15σελ., 1867.
- Bowman, D. D., Ouillon, G., Sammis, C. G., Sornette, A., and Sornette, D., An Observational Test of the Critical Earthquake Concept. J. Geophys. Res. 103, 24,359-24,372, 1998.
- Comninakis, P. E. and Papazachos, B. C. A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901-1985. Publ. Geophys. Lab. Univ. Thessaloniki, 1, 167 pp. 1986.
- Critikos, N. A. L' ile de Leucade et sismes du 23 et du 27 Novembre 1914. Ann. De l' Observ. Nat. d' Athenes, 7, 62 – 81, 1916.
- Galanopoulos, A. G. The Koroni earthquake of October 6, 1947. Bull. Seism. Soc. Am., 39, 33 – 39, 1949.
- Galanopoulos, A. G. Katalog der Erdbeben in Griechenland fur die Zeit von 1879 bis 1892. Ann. Geol. Pays Hellen., 5, 144 –229, 1953.
- Γαλανόπουλος, Α. Γ. Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδος. Γεωλογικά Χρονικά Ελληνικών Χρόνων, 6, 83-121, 1955.
- Galanopoulos, A. G. A catalogue of shocks with $I_0 \geq VI$ or $M \geq 5$ for the years 1801 –1958. Athens, pp. 119, 1960.
- Ellsworth, W. L., Lindh, A. G., Prescott, W. H., and Herd, D. G., The 1906 San Francisco earthquake and the seismic cycle. In Earthquake Prediction: An International Review (eds. Simpson, D. W. and Richards, P. G.), (AGU, Washington, D. C. 1981), pp. 126-140, 1981.
- Fedotov, S. A., Regularities in the Distribution of Strong l' Earthquakes in Kamchatka, the Kuriles, and Northeastern Japan, Akad. Nauk USSR Inst. Fiz. Zeml.: Trudy 36,223-246, 1965 .
- Karnik, V. Seismicity of the European Area, Part II, 1801-1900. D. Reidel Publ. Comp. Dordrecht, Netherlands, 218 pp., 1971.
- Knopoff, L., Levshina, T., Keilis-Borok, V. I., and Mattoni, C., Increased Long-range Intermediate-magnitude Earthquake Activity prior to Strong Earthquakes in California, J. Geophys. Res. 101,5779-5796, 1996.
- LePichon, X. and Angelier, J., The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics* 60, 1–42, 1979.
- Mallet, R. Catalogue of recorded earthquakes from 1606 BC to AD 1850. Report of the Twenty Third Meeting of the British Association for the Advancement of Science, 22, 1-176, 1852; 23, 118-212, 1853; 24, 1-326, 1854.
- Μαραβελάκης, Μ.Ι. Συμβολή εις την γνώσιν του ιστορικού των σεισμών της Ελλάδος και των γειτονικών αυτής χωρών εκ των ενθυμήσεων. Δημοσιεύσεις Παν. Θεσσαλονίκης, 13, 80 σελ., 1938.

- McKenzie, D., Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. Royal astron. Soc.* 30, 109–185, 1972.
- Mitzopoulos, C. Die Erdbeben von Theben und Lokris in der Jahren 1893 und 1894. *Gotha*, 40, 217 – 227, 1894.
- Mogi, K., Seismicity in western Japan and long-term earthquake forecasting, In *Earthquake Prediction: An International Review* (eds. Simpson, D. W. and Richards, P. G.), (AGU, Washington, D. C. 1981), pp 43-51, 1981.
- Μουντράκης, Δημ., Συνοπτική Γεωτεκτονική Εξέλιξη Του Ευρύτερου Ελληνικού Χώρου, Πανεπιστημιακό Τυπογραφείο 1999-2000, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα, 1998.
- Ohtake, M., Earthquake Prediction Based on the Seismic Gap with Special Reference to the 1978 Oaxaca, Mexico Earthquake, *Rept. Nat. Cent. Disaster Prev.* 23, 65-110 (in Japanese), 1980.
- Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517 – 8533, 1971.
- Παπαζάχος, Β., Εισαγωγή Στη Σεισμολογία, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα, 1997.
- Παπαζάχος, Β., Εισαγωγή Στη Γεωφυσική, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα (1999).
- Παπαζάχος, Β. και Παπαζάχου, Κ., Οι Σεισμοί Της Ελλάδας, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα (2002).
- Παπαζάχος, Β. Κ. και Δρακόπουλος, Ι. Κ., Σεισμοί Και Μέτρα Προστασίας, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα, 1992.
- Pirazzoli, P., Ausseil-Badie, J., Giresse, P., Hadjidaki, E. and Arnold, M., Historical environmental changes at Phalasarna harbor, west Crete, *Geoarchaeology* 7, 371–392, 1992.
- Pirazzoli, P., Laborel, J. and Stiros, S., Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times, *J. Geophys. Res.* 101, 6083–6097, 1996.
- Schmidt, J. Πραγματεία περί του γενομένου το 1861 Δεκεμβρίου 26 σεισμού του Αιγίου. Εθνικό Τυπογραφείο, Αθήναι, 52 σελ., 1867a.
- Schreiner, P. Die Byzantiscen Kleinchroniken. Verlag der Osterreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien, 1975.
- Shebalin, N.V. (editor). Catalogue of earthquakes. Part 1, 1901-1970, Part 2, prior to 1901. UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region, Skopje, 1974a.
- Sieberg, A. Erdbebengeographie. Handbuch der Geophysik, Berlin, 4, 687-1005, 1932a.
- Sieberg, A. Untersuchungen uber Erdbeben und Bruchschollenbau im ostlichen Mittelmeergebiet. Velag von Gustav Fisher, Jena, 1932b.



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

Sykes, L. R. and Jaume, S. C., Seismic Activity on Neighboring Faults as a Long-term Precursor to Large Earthquakes in the San Francisco Bay Area, *Nature* 348, 595-599, 1990.

Ten Veen, J. H. and Meijer, P. Th., Late Miocene to Recent Tectonic Evolution of Crete (Greece): Geological Observations and Model Analysis, Faculty of Earth Sciences, Vening Meinesz Research School of Geodynamics, Utrecht University, Budapestlaan 4 3584 CD Utrecht, Netherlands, 1998.

Taymaz, T., Jackson, J. and Westaway, R. : Earthquake mechanisms in the Hellenic trench near Crete, *Geophys. J. Int.* 102, 695–731, 1990.

Χρηστομάνος, Α. Ο σεισμός της 28 Ιανουαρίου (9 Φεβρουαρίου) 1893, 45 σελ., Αθήναι, 1899.