

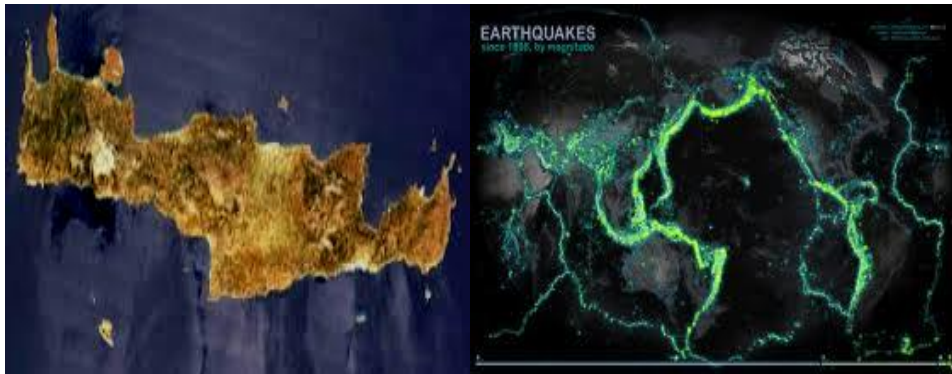


**Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Κρήτης  
Σχολή Εφαρμοσμένων Επιστημών**



**Τμήμα Μηχανικών Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος**

## **Πτυχιακή Εργασία**



**Επαναπροσδιορισμός σεισμολογικού καταλόγου του Σεισμολογικού Δικτύου  
Νοτίου Αιγαίου, για την περιοχή της Δυτικής Κρήτης**

**ΣΠΟΥΔΑΣΤΕΣ  
ΚΟΡΩΝΗΣ ΔΗΜΗΤΡΗΣ  
ΑΘΑΝΑΣΟΠΟΥΛΟΣ ΓΙΑΝΝΗΣ**

**ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ  
ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ ΗΛΙΑΣ**

**Χανιά, 2014**



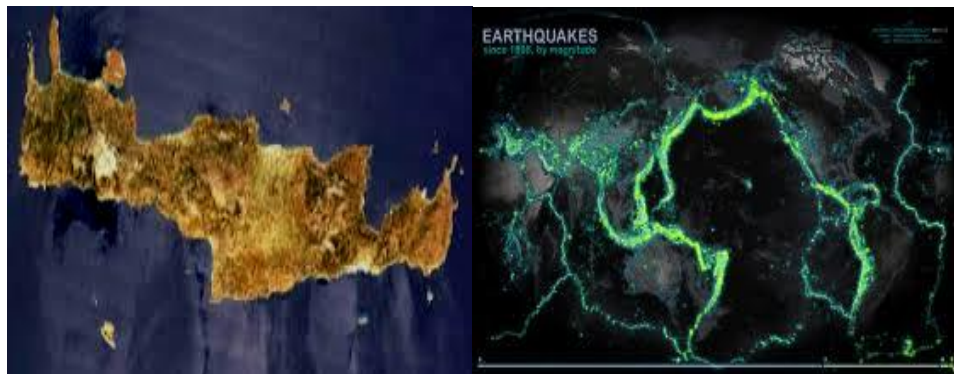


**Technological Educational Institute of Crete  
School of Applied Sciences**



**Department of Environmental and Natural Resources  
Engineering**

### **Under-Graduate Dissertation**



**Relocation of seismic events as reported by the Seismological  
Network of South Aegean, for the Western Crete**

**STUDENTS**

**Koronis Dimitris**

**Athanasopoulos Ioannis**

**SUPERVISOR PROFESSOR  
DR PAPAPOPOULOS ILIAS**

**Chania, 2014**



## **Περίληψη**

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία πραγματοποιείται επαναπροσδιορισμός σεισμικών γεγονότων στη περιοχή της Δυτικής Κρήτης κατά την περίοδο 2009-2012. Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε και έγινε η ανάλυση αυτών είναι το Dimas. Η ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον ,καθώς βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της ευρασιατικής πλάκας με τη αφρικανική αλλά και αποτελεί μέρος της οπισθόταφρου, μιας θαλάσσιας λεκάνης στο κρητικό πέλαγος το μέγιστο βάθος της οποίας φθάνει τα 2000μ περίπου.

## **Abstract**

In this undergraduate thesis we are calculating relocation of seismic events recorded between 2009 and 2012, by the Hellenic Seismological Network of Crete. Analysis of these events is done using Dimas software. The broader area has a lot of seismological interest, since it is in the subduction zone between the African and Eurasian plates.

# Περιεχόμενα

## Κεφάλαιο 1

1.1 Σεισμός.....	-4-
1.2 Δομή της γης.....	-4-
1.3 Τεκτονικός κύκλος.....	-5-
1.4 Πρόδρομα Φαινόμενα.....	-7-
1.5 Τύποι ρηγμάτων.....	-11-
1.6 Τύποι σεισμών.....	-13-
1.7 Κατηγοριοποίηση σεισμών.....	-15-
1.8 Στοιχεία για την εκτίμηση και τον προσδιορισμό των σεισμών.....	-15-
1.9 Κλίμακες μέτρησης των σεισμών.....	-16-
1.10 Σεισμικά κύματα.....	-18-
1.11 Όργανα μέτρησης.....	-21-

## Κεφάλαιο 2

2.1 Γενικά για τα σεισμολογικά δίκτυα.....	-23-
2.2 Σεισμολογικό δίκτυο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών.....	-23-
2.3 Σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης.....	-25-
2.4 Σεισμολογικό δίκτυο Θεσσαλονίκης.....	-27-
2.5 Σεισμολογικό δίκτυο Σαντορίνης.....	-29-

## Κεφάλαιο 3

3.1 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς βόρειας Κρήτης.....	-30-
3.2 Μελέτη του τοπικού πεδίου τάσεων στη Δ. Κρήτη.....	-32-
3.3 Ιστορική αναδρομή σεισμικότητας περιοχής.....	-36-
3.4 Παλαιογεωγραφία Δ.Κρητης.....	-39-
3.5 Πιθανολογική εκτίμη ση σεισμικής επικινδυνότητας Δ. Κρήτης.....	-41-

## Κεφάλαιο 4

4.1 Το ελληνικό τόξο.....	-46-
4.2 Ηφαιστειότητα.....	-49-

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

5.1 Επεξεργασία δεδομένων-ανάλυση σεισμικών γεγονότων.....	-59-
--	------

Βιβλιογραφία.....	-64-
-------------------	------

## Κεφάλαιο 1 : Γενικά για σεισμό

### 1.1 Σεισμός

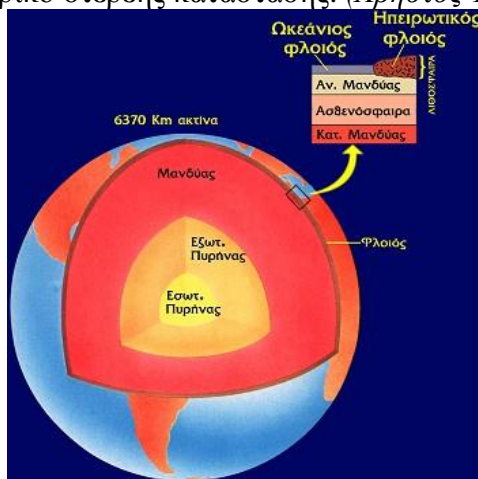
Ίσως το γεωλογικό-φυσικό φαινόμενο πού προκαλεί τον περισσότερο τρόμο στους ανθρώπους, αλλά και στα ζώα, είναι ο σεισμός. Και δικαίως. Διότι και αρκετά συχνά συμβαίνει, ιδίως στις σειсмоγενείς περιοχές, αλλά και διότι οι καταστρεπτικές του συνέπειες είναι φοβερές, όταν βεβαίως είναι ισχυρός. Περίπου ένα εκατομμύριο σεισμοί, οι περισσότεροι, από τους οποίους είναι ασθενείς και δεν γίνονται αντιληπτοί, εκδηλώνονται σε παγκόσμιο επίπεδο κάθε χρόνο. (Χρήστος Τσάμης "περί σεισμών").

Αλλά ας δούμε αναλυτικότερα το φαινόμενο αυτό, τι είναι, πώς εκδηλώνεται, πώς μελετάται και πώς αντιμετωπίζεται.

Όπως και η λέξη δηλώνει, *σεισμός είναι ένα φαινόμενο κατά το οποίο η γη σείεται από την ενέργεια πού εκλύεται, λόγω ελαστικής παραμόρφωσης πετρωμάτων στον τόπο πού γεννιέται και η οποία ενέργεια μεταδίδεται εν συνεχεία προς κάθε κατεύθυνση με τον μηχανισμό τριών τύπων κυμάτων*. Εξ αιτίας αυτού γίνεται και αντιληπτός, με την αίσθηση δηλαδή πού δημιουργεί, ότι χάνεται το έδαφος κάτω απ' τα πόδια μας, ή με την ταλάντωση πού προκαλεί σε διάφορα αντικείμενα (φωτιστικά, γυαλικά, έπιπλα κ.λ.π.). (Χρήστος Τσάμης "περί σεισμών").

### 1.2 Δομή της γης

Ο πλανήτης μας αποτελείται από τρία μέρη, τον πυρήνα, τον μανδύα και τον φλοιό, συνολικού πάχους 6.370 km περίπου (ακτίνα Γής), σχ.1.3.1. Ο φλοιός είναι το στερεό εξωτερικό περίβλημα της Γης πού διακρίνεται σε ηπειρωτικό με πάχος 35km (κάτω όμως από τις μεγάλες οροσειρές μπορεί να φτάσει τα 60 - 70km) και ωκεάνιο με πάχος 7 km. Ο μανδύας φτάνει μέχρι το βάθος των 2.900km. Ο φλοιός μαζί με μέρος του εξωτερικού μανδύα αποτελούν την λιθόσφαιρα πάχους 80 km περίπου. Κάτω από τη λιθόσφαιρα είναι η ασθενόσφαιρα και κάτω από αυτή ο κατώτερος μανδύας. Ο πυρήνας διακρίνεται σε εξωτερικό, πού βρίσκεται σε υγρή κατάσταση και σε εσωτερικό στερεής κατάστασης. (Χρήστος Τσάμης "περί σεισμών")

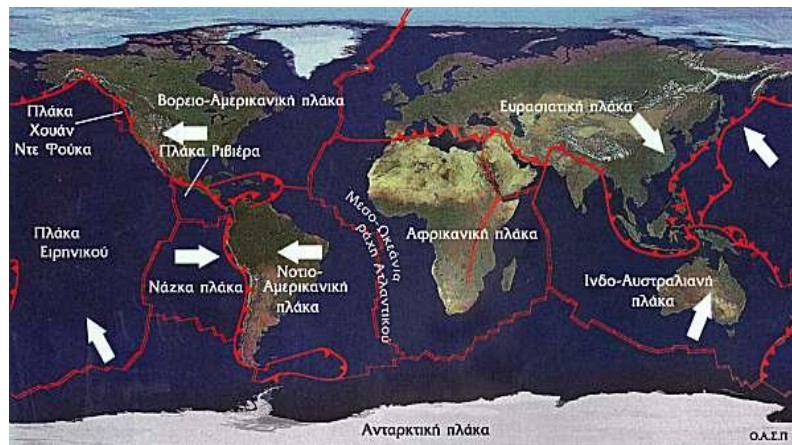


Σχήμα.1.2.1 η δομή του εσωτερικού της γής ΠΗΓΗ:ΟΑΣΠ

### 1.3 Ο τεκτονικός κύκλος

Η λιθόσφαιρα δεν είναι ενιαία αλλά απαρτίζεται από επτά (7) μεγάλες πλάκες (Αφρικανική, Ευρασιατική, Ινδο-Αυστραλιανή, Ανταρκτική, πλάκα του Ειρηνικού, Βορειο-Αμερικανική, Νοτιο-Αμερικανική) και πολλές άλλες μικρότερες, που ολισθαίνουν πάνω στο υποκείμενο παχύρρευστο μανδουακό υλικό την ασθενόσφαιρα, πραγματοποιώντας σχετικές μεταξύ τους κινήσεις. σχ.1.3.1. Οι πλάκες αυτές λέγονται λιθοσφαιρικές πλάκες. (Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005)).

Ως ασθενόσφαιρα χαρακτηρίζεται το στρώμα που αρχίζει αμέσως κάτω από τη λιθόσφαιρα και εκτείνεται μέχρι το βάθος των 700 km. Η ασθενόσφαιρα αποτελείται από υλικό αρκετά θερμό, ώστε να παραμορφώνεται εύκολα και να είναι σε θέση να παρουσιάζει εσωτερική ροή. Η υψηλή κινητικότητα του υλικού της ασθενόσφαιρας επιτρέπει στις λιθοσφαιρικές πλάκες να κινούνται πάνω σ' αυτό που λειτουργεί σαν λιπαντικό στρώμα. Τα αίτια κίνησής των λιθοσφαιρικών πλακών πιθανόν να είναι οι οριζόντιες εφαπτομενικές κινήσεις που ασκούνται στον πυθμένα τους από τα θερμικά ρεύματα μεταφοράς, τα οποία δημιουργούνται στον ασθενοσφαιρικό μανδύα. (Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005)).



Σχήμα1.3.1 Λιθοσφαιρικές πλάκες ΠΗΓΗ:ΟΑΣΠ

Η θεωρία που ερμηνεύει ικανοποιητικά το σύνολο των γεωλογικών και γεωφυσικών παρατηρήσεων, που σχετίζονται με την ενεργό τεκτονική δράση και κατά συνέπεια και με τη σεισμική δράση, είναι αυτή που περιγράφει την κίνηση των λιθοσφαιρικών πλακών. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες αλλού αποκλίνουν, αλλού συγκλίνουν και αλλού η μία κινείται παράλληλα - εφαπτομενικά σε σχέση με τη διπλανή της. Επομένως τριών ειδών κινήσεις μπορούν να συμβούν στα όρια μεταξύ πλακών. (Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005)).

Α. Περιοχές απόκλισης λιθοσφαιρικών πλακών ή όρια εφελκυσμού.

Η διαδικασία αυτή συντελείται στις μεσοωκεάνιες ράχες (μεσοωκεάνιο ρήγμα) των μεγάλων ωκεανών και οδηγεί σε απομάκρυνση των πλακών κατά μερικά cm/year και άνοδο ασθενοσφαιρικού - μαγματικού υλικού, το οποίο στη συνέχεια ψύχεται και δημιουργείται νέα λιθόσφαιρα ή νέο ωκεάνιο δάπεδο κατά μήκος των



δύο πλευρών των ράχων (π.χ. μεσοωκεάνια ράχη Ατλαντικού ωκεανού, απομάκρυνση Αμερικανικής -Αφρικανικής λάκας). Στο όριο αυτό δημιουργείται μια οροσειρά (μεσοωκεάνια ράχη), η οποία αποτελεί το τελευταίο αναδυόμενο πέτρωμα. Καθώς ψύχεται το νέο πέτρωμα τα μαγνητικά του υλικά προσανατολίζονται ανάλογα με τον προσανατολισμό του μαγνητικού πεδίου την εποχή εκείνη. Καθώς το γεωμαγνητικό πεδίο αλλάζει φορά κάθε  $1 \times 10^6$  έτη περιμένουμε να δούμε στρώματα (στην άκρη της ράχης) με εναλλασσόμενη μαγνήτιση. (Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005))

## B. Σύγκλιση λιθοσφαιρικών πλακών

Στην περίπτωση της σύγκλισης των πλακών η πυκνότερη από τις δύο βυθίζεται κάτω από την άλλη, μέχρις ότου λιώσει η πρώτη μέσα στο θερμό μανδυακό υλικό κι έτσι καταστρέφεται λιθοσφαιρικό υλικό. Η δημιουργία νέου ωκεάνιου φλοιού στις μεσοωκεάνιες ράχεις αντισταθμίζεται λοιπόν με την καταστροφή αντίστοιχης ποσότητας στις περιοχές σύγκλισης πλακών, οπότε η συνολική επιφάνεια της Γης παραμένει "σταθερή". Αυτή η περιοχή ονομάζεται ζώνη καταβύθισης και δημιουργεί μεσοωκεάνιες τάφρους, όπου τα ελαφρότερα μέρη της καταβυθιζόμενης πλάκας λιώνουν και αυτά ανέρχονται στην επιφάνεια όπου δημιουργούν ηφαιστεια. Όταν ηπειρωτικά τμήματα από αντίθετες πλάκες συμπιέζονται σε μία ζώνη καταβύθισης επειδή είναι ελαφρότερα από το βυθιζόμενο υπόστρωμα, αναγκάζονται να καμφθούν και σχηματίζουν οροσειρές(Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005)).

## Γ. Ρήγματα μετασχηματισμού

Στις περιοχές που ολισθαίνουν οριζόντια η μία πλάκα σε σχέση με την άλλη χωρίς να συγκρούονται ή να αποχωρίζονται, η κίνηση γίνεται κατά μήκος κατακόρυφων ρηγμάτων μετασχηματισμού. Τα όρια αυτά όπου έχουμε μόνο οριζόντια κίνηση λέγονται ζώνες θραύσης (ή ρήγματα μετασχηματισμού). Εκεί οι σεισμοί είναι συχνό φαινόμενο λόγω της τριβής ανάμεσα στα όρια των πλακών. (Δρ.Ε.Λυκούδη (Αθήνα 2005)).



Σχήμα 1.3.2 κινήσεις τεκτονικών πλακών ΠΗΓΗ:REUTERS

## 1.4 Πρόδρομα Φαινόμενα

Πολυάριθμες είναι οι ομάδες φαινομένων που έχουν διαπιστωθεί σαν πρόδρομοι ενός σεισμικού γεγονότος. Οι κυριότερες σύμφωνα με τον Δρ. Ευθ.Α. Λέκκα είναι οι ακόλουθες:

Μεταβολές της σεισμικής δράσης πριν από τους σεισμούς. Οι παρατηρήσεις της σεισμικής δράσης πριν από μεγάλους σεισμούς αφορούν τις ασυνέχειες των σεισμικών ζωνών ή τα προσωρινά σεισμικά κενά, όπως συνήθως ονομάζονται οι ασυνέχειες αυτές, την ελάττωση δηλαδή της μικροσεισμικής δράσης και τη γένεση σεισμών βάθους πριν από την εκδήλωση σεισμών επιφανείας σε περιοχές σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών.

Μεταβολές των σεισμικών ταχυτήτων. Πρόδρομες μεταβολές του λόγου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ( $V_p/V_s$ ) καθώς και της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων ( $V_p$ ) έχουν παρατηρηθεί σε αρκετές περιπτώσεις κυρίως από Σοβιετικούς επιστήμονες και αφορούν σεισμούς στην περιοχή Garm του Tadzhik. Κατά τη διάρκεια εκδηλώσεις κάποιας ασθενούς σεισμικότητας στο υπόβαθρο, η όποια βέβαια δε γίνεται αισθητή στην επιφάνεια, ο λόγος των σεισμικών ταχυτήτων  $V_p/V_s$  είναι συνήθως ίσος με 1,73. Ώρες η ημέρες πριν από κάποιο μεγάλο σεισμό ο λόγος αυτός μειώνεται κατά 6-15% κυρίως λόγω της ελάττωσης της ταχύτητας των κυμάτων P. Η διάρκεια, αλλά όχι και το μέγεθος, αυτής της περιόδου μείωσης της αναλογίας των ταχυτήτων είναι συνήθως ανάλογη με το μέγεθος του σεισμού που ακολουθεί. Η αναλογία των ταχυτήτων επανέρχεται στα φυσιολογικά μεγέθη ακριβώς πριν από την εκδήλωση του σεισμού.

Αλλαγές των σεισμικών ταχυτήτων και των χρονικών υπολοίπων. Από τότε που άρχισε η χρησιμοποίηση σεισμολογικών οργάνων υψηλής πιστότητας σε ευρεία κλίμακα, διαπιστώθηκαν αλλαγές των σεισμικών ταχυτήτων  $V_p$  και  $V_s$ , χωριστά. Ειδικοί επιστήμονες τονίζουν ότι η πρόδρομη αλλαγή του λόγου  $V_p/V_s$  1.1000 ημέρες πριν από το σεισμό του San Fernando (1971) οφείλεται κυρία σε ελάττωση της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων P κατά 20%. Κατά το σεισμό στο Mt.Mugu στην Καλιφόρνια (1973) παρατηρήθηκε ελάττωση στην ταχύτητα  $V_p$  κατά 20% ενώ επίσης παρατηρήθηκε καθυστέρηση της τάξης του 1 sec στα χρονικά υπόλοιπα διαφόρων σταθμών, 180 ημέρες πριν από το σεισμό. Πριν από το σεισμό Sichi (1970) στην Κίνα παρατηρήθηκε ελάττωση της ταχύτητας  $V_p$  της τάξης του 18%. Ομάδα ερευνητών παρατήρησε ελάττωση της ταχύτητας  $V_p$  στην περιοχή Riverside της Καλιφόρνια από τα μέσα του 1972. Το 1974 ανακοινώθηκε στο Συνέδριο της Γεωφυσικής Ένωσης Αμερικής ότι αναμενόταν σεισμός μεγέθους 5.5 στην περιοχή. Το Φεβρουάριο του 1974 σημειώθηκε πράγματι σεισμός στην εν λόγω περιοχή μεγέθους 4.1. Σύμφωνα με άλλους ερευνητές, παρατηρήθηκε καθυστέρηση στις καμπύλες χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων της τάξης των 0.5 sec ενάμιση χρόνο πριν από την σημοσειρά του 1965-1966 στις περιοχές Aleutian και Tanga. Η παρατηρούμενη χρονική καθυστέρηση αντιστοιχεί σε 20% περίπου ελάττωση της ταχύτητας  $V_p$ .

Μεταβολές στο μηχανισμό γένεσης των μικροσεισμών. Από ορισμένες παρατηρήσεις προκύπτει ότι η διεύθυνση της τάσης συμπίεσης στον εστιακό χώρο μερικών μεγάλων σεισμών μεταβάλλεται πριν από την γένεση των σεισμών αυτών. Τέτοιες μεταβολές παρατηρήθηκαν πριν από δυο σεισμούς που έγιναν στο Garm της πρώην Σοβιετικής Ένωσης το 1966 ( $M=5.4$ ) και το 1969 ( $M=6.1$ ). Οι άξονες

συμπίεσης είχαν αρχικά τυχαίο προσανατολισμό. Κατόπιν, για μερικούς μήνες πριν από τους ισχυρούς σεισμούς και μέχρι την γένεση των ισχυρών σεισμών οι άξονες αυτοί απόκτησαν συστηματικό προσανατολισμό. Ο πρόδρομος χρόνος ορίζεται από 470 μέχρι 130 ημέρες για το σεισμό του 1966 και 360 μέχρι 110 ημέρες για τον σεισμό του 1969. Οι αλλαγές αυτές του πεδίου τάσεων στον εστιακό χώρο φαίνεται να συνδέονται και με την παρατηρούμενη πρόδρομη μεταβολή του λόγου των παλμών των εγκάρσιων και διαμηκών κυμάτων.

Μεταβολή της συχνότητας των σεισμικών κυμάτων. Σύμφωνα με ορισμένες παρατηρήσεις, ο λόγος της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων μεγάλης συχνότητας προς την ενέργεια των σεισμικών κυμάτων μικρής συχνότητας, όπως προκύπτει από τις αναγραφές μικρών σεισμών, μεταβάλλεται πριν από τους μεγάλους σεισμούς. Παρόλα αυτά δεν υπάρχει απόλυτη συμφωνία μεταξύ των διαφόρων σχετικών παρατηρήσεων για τον τρόπο μεταβολής του λόγου αυτού. Συνηθέστερα όμως παρατηρείται αύξηση της τιμής του λόγου πριν από τους μεγάλους σεισμούς. Αυτό ενισχύεται από το γεγονός ότι πολλές φορές ακουστικά κύματα πριν από μεγάλους σεισμούς διαρκούν αρκετά λεπτά της ώρας. Σε κύματα μεγάλης συχνότητας οφείλονται πιθανώς και οι ασυνήθιστες αντιδράσεις ορισμένων ζώων πριν από τους μεγάλους σεισμούς. Οι μεγάλες συχνότητες των σεισμικών κυμάτων κατά την προσεισμική περίοδο αποδίδονται από ορισμένους ερευνητές στο γεγονός ότι κατά την περίοδο αυτή οι τεκτονικές τάσεις στον εστιακό χώρο λαμβάνουν μεγάλες τιμές. Σήμερα γίνονται εκτεταμένες έρευνες για την εφαρμογή των ακουστικών εκπομπών (λευκός θόρυβος) στην πρόγνωση των σεισμών.

Προσεισμική μεταβολή του εστιακού βάθους. Έχει παρατηρηθεί ότι σε πολλές περιπτώσεις η σεισμική δράση βάθους ( $h \geq 60\text{km}$ ) σε ορισμένη περιοχή είναι αυξημένοι πριν από τη γένεση μεγάλων επιφανειακών σεισμών ( $h \leq 60\text{km}$ ) στην ίδια περιοχή. Τέτοιες παρατηρήσεις έγιναν για ορισμένους σεισμούς στο Αιγαίο αλλά και για ορισμένους σεισμούς στην Ιαπωνία και την πρώην Σοβιετική Ένωση. Η διαφορά χρόνου γένεσης των σεισμών βάθους από τους σεισμούς επιφάνειας στις περιοχές αυτές ποικίλει από μερικούς μήνες μέχρι λίγα χρόνια. Δυο απόψεις έχουν εκφραστεί για την ερμηνεία του φαινομένου αυτού. Σύμφωνα με την πρώτη άποψη, άνοδος μάγματος πραγματοποιείται πάνω από υποβυθιζόμενες λιθοσφαιρικές πλάκες και για το λόγο αυτό η σεισμική δράση είναι αρχικά έντονη σε μεγάλα βάθη και αργότερα μετατοπίζεται σε μικρότερα βάθη. Σύμφωνα με τη δεύτερη άποψη, οι διαρρήξεις που προκαλούνται από τους σεισμούς που λαμβάνουν χώρα στα βαθύτερα τμήματα μιας υποβυθιζόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας επιταχύνουν την κίνηση της πλάκας και οδηγούν στη διάρρηξη του πάνω μέρους της.

Παραμόρφωση του γήινου φλοιού. Πριν από την εκδήλωση κάποιου σεισμού παρατηρούνται συνήθως παραμορφώσεις (επιμηκύνσεις, επιβραχύνσεις, αναθλώσεις, πτυχώσεις) στην επιφάνεια του γήινου φλοιού. Το γεγονός αυτό αποτελεί συνέπεια της προσπάθειας προσαρμογής του φλοιού στο νέο καθεστώς τάσεων ενώ συνήθως εντείνεται κατά τις φάσεις έντονης ρηγμάτωσης. Οι παραμορφώσεις αυτές του φλοιού παρακολουθούνται και μετρώνται με ειδικά όργανα τα κλισίμετρα και τα επιμηκυνσιόμετρα, όργανα ακριβείας που μπορούν να καταγράψουν μετακινήσεις ή παραμορφώσεις γενικότερα ακόμα και ενός χιλιοστού του μέτρου σε αποστάσεις δεκάδων χιλιομέτρων. Τα επιμηκυνσιόμετρα είναι συνήθως κατασκευασμένα από σταθερά μέταλλα ή άλλα υλικά (όπως ο χαλαζίας) και τοποθετούνται σε ελεγχόμενα περιβάλλοντα έτσι ώστε να ελαχιστοποιείται η

πιθανότητα λάθους που μπορεί να προκληθεί από τη θερμική διαστολή τους. Τα σύγχρονα κλισίμετρα είναι συχνά όργανα εφοδιασμένα με ακτίνες laser πολύ μεγάλης ακρίβειας. Πάντως, τη στιγμή όπου τα φαινόμενα παραμορφώσεις του φλοιού αρχίζουν να φθάνουν σε κάποιο Επιστημονικό κλιμάκιο η εκδήλωση του σεισμού δεν είναι πάντα εύκολο να καθοριστεί. Για παράδειγμα, μια μεγάλη ανύψωση του γήινου φλοιού (15-25 m) είχε καταγραφεί από το 1960 στο Palmdale, 65 km βόρεια του Los Angeles στην Καλιφόρνια, ενώ η εκδήλωση των συσσωρευμένων τάσεων σε αυτό το τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης του Αγίου Ανδρέα έγινε μετά από τουλάχιστον 20 χρόνια. Στον πίνακα συνοψίζονται όλες οι πρόδρομες γήινες παραμορφώσεις που έχουν παρατηρηθεί στην Ιαπωνία. Τα στοιχεία προέρχονται από τη Μετεωρολογική Υπηρεσία της Ιαπωνίας (J.M.A). Στην περίπτωση που αναφέρονται δυο χρονικές περίοδοι, η πρώτη αναφέρεται στο διάστημα που παρατηρήθηκε η πρώτη μεταβολή και η δεύτερη στο διάστημα που εμφανίστηκε ανώμαλη έκταση πριν από τη γένεση του σεισμού.

*Πίνακας 1: Πρόδρομες παραμορφώσεις του φλοιού της γης στην Ιαπωνία*

α/α	Έτος	Μέγεθος	Ονομασία σεισμού	Πρόδρομος χρόνος
1	1694	7	Noshiro	-
2	1793	6,9	Tsugaru	μερικές ώρες
3	1802	6,6	Sado	4 ώρες
4	1872	7,1	Hamada	περίπου 20 λεπτά
5	1923	7,9	Kanto	10 χρόνια
6	1927	7,5	Northern Tango	2-3 ώρες
7	1927	5,3	Sekihara	-
8	1930	7	Izu-peninsula	-
9	1943	7,4	Tottori	περίπου 6 ώρες
10	1944	8	Tonankai	10 χρόνια
11	1945	7,1	Mikawa	4-5 χρόνια
12	1946	8,1	Nankai	11 χρόνια
13	1952	8,1	Tokachi	5 χρόνια
14	1952	6,8	Daishoji	3 μήνες και 8 ημέρες
15	1952	7	Yoshino	10 μήνες & 10 ημέρες
16	1955	5,7	Futatsui	-
17	1960	6	Odaigahara	μερικές μήνες
18	1961	5,2	Nagaoka	3 χρόνια
19	1961	7	Hyuga	4 χρόνια
20	1961	7	Northern Mino	-
21	1964	7,5	Niigata	10 χρόνια
22	1967	5,1	Omi	-
23	1969	6,6	Central Gifu	290-300 ημέρες
24	1970	6,2	Akita	60-70 ημέρες
25	1971	6,1	Atsumi	250 ημέρες
26	1973	7,4	Nemuro	1 χρόνος
27	1973	5,9	Central Wakayma	-
28	1974	6,9	Izu-peninsula	7 μήνες
29	1975	4,3	Aichi	-
30	1976	5,5	Yamashi	-

Ηλεκτρομαγνητικά πρόδρομα φαινόμενα. Η συσχέτιση των σεισμών με ηλεκτρομαγνητικά φαινόμενα έχει μελετηθεί από πολλούς ερευνητές. Μεταβολές της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου της τάξης μερικών γάμμα (1 γάμμα=1γ=10<sup>-5</sup> Gauss) έχουν παρατηρηθεί πριν από ορισμένους σεισμούς. Εντάσεις αυτής της τάξης μπορούν εύκολα να μετρηθούν με σύγχρονα μαγνητόμετρα (πυρηνικά μαγνητόμετρα, κλπ.). Οι σεισμομαγνητικές μεταβολές οφείλονται σύμφωνα με την πιο πειστική προς το παρόν άποψη, σε πιεζοπαραμένονσα μαγνήτιση που προκαλείται από την άσκηση τεκτονικών συμπιεστικών τάσεων πάνω στα πετρώματα των εστιακών χώρων των σεισμών. Αν  $k_0$  είναι η μαγνητική επιδεκτικότητα σε πίεση μηδέν, η μαγνητική επιδεκτικότητα κατά τη διεύθυνση που ασκείται η πίεση δίνεται από τη σχέση:

$$K=k_0/(1+bp)$$

Όπου  $b$  είναι η σταθερά της τάξης των 10<sup>-4</sup> bar.

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι η μαγνήτιση των πετρωμάτων ελαττώνεται κατά τη διεύθυνση της συμπίεσης. Υπολογίζεται ότι για μεταβολή της πίεσης κατά 100 bar η μεταβολή της έντασης του μαγνητικού πεδίου είναι ίση με 8γ περίπου, δηλαδή της τάξης μεταβολής της έντασης του γεωμαγνητικού πεδίου που παρατηρήθηκε πριν από ορισμένους σεισμούς. Παράλληλα ανάλογες μεταβολές εμφανίζονται και στο ηλεκτρικό πεδίο περιοχών με έντονη τεκτονική καταπόνηση εξαιτίας της οποίας δημιουργούνται μεγάλες πιέσεις και διαφορά δυναμικού με συγκεκριμένη πολικότητα. Η δυσκολία πρόγνωσης των σεισμών με βάση τις ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις οφείλεται στο γεγονός ότι υπάρχουν και άλλες μεταβολές της έντασης των πεδίων αυτών που οφείλονται σε διάφορα αίτια και γι' αυτό είναι δύσκολη η ανίχνευση των μεταβολών που οφείλονται στους σεισμούς. Η σχετική όμως έρευνα συνεχίζεται για την όσο το δυνατό μεγαλύτερη ελάττωση του θορύβου που εμποδίζει την ακριβή μέτρηση των σεισμοηλεκτρομαγνητικών μεταβολών. Στη χώρα μας έχει αναπτυχθεί από τις αρχές του 1980 το σύστημα BAN για το οποίο η έρευνα βρίσκεται σε εξέλιξη έτσι ώστε να καταστεί δυνατή η πραγματική του αξιοποίηση.

Γεωχημεία και υδρογεωλογία των υπόγειων υδάτων. Πριν από την εκδήλωση σεισμού είναι συχνά πιθανές αλλαγές στην κυκλοφορία και τη χημική σύσταση των υπόγειων υδάτων. Οι τάσεις στα κορεσμένα σε νερό στρώματα του υπεδάφους προκαλούν αύξηση των παροχών των πηγών, αλλαγές στη στάθμη των υδάτων στα έργα υδροληψίας (φρέατα και γεωτρήσεις) αλλά και τυρβώδεις ροές. Για παράδειγμα, κατά το σεισμό μεγέθους 6.8 R του 1980 στο Sele Valley στη νότια Ιταλία παρατηρήθηκε αύξηση της παροχής των θερμομεταλλικών πηγών από 300 σε 7.200 λίτρα την ημέρα. Στο Tashkent της πρώην Σοβιετικής Ένωσης, ο σεισμός του 1966 προκάλεσε 200% αύξηση στην περιεκτικότητα των υπόγειων υδάτων σε ραδόνιο. Τα αδρανή αέρια με χαμηλό μοριακό βάρος (αργό, ήλιο, νέο, ραδόνιο και ξένο) είναι τα στοιχεία εκείνα που εμφανίζονται ως τα πλέον ενδεικτικά σεισμικής δραστηριότητας. Οι τάσεις στα πετρώματα επιταχύνουν την υπόγεια κυκλοφορία των υδάτων και επομένως ευνοούν τη μεταφορά των παραπάνω στοιχείων στην επιφάνεια όπου και μπορούν να ανιχνευθούν. Πολλές ενεργές ρηξιγενείς ζώνες αποτελούν επίσης ζώνες απελευθέρωσης γεωθερμικής ενέργειας όπου πολλές φορές είναι δυνατός ο συσχετισμός των μεταβολών στις θερμοκρασίες των θερμών πηγών με την εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας. Για όλα όσα αναφέρθηκαν προηγουμένως, κρίνεται σκόπιμος ο συστηματικός έλεγχος και η παρακολούθηση και μέτρηση των παροχών των πηγών και των ρευμάτων καθώς και η παρακολούθηση της ποιότητας αλλά και της θερμοκρασίας των υδάτων τους.

Παλιρροιακές τάσεις. Προσπάθειες συσχετισμού των παλιρροιών με την εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας έχουν κατά καιρούς οδηγήσει σε αντικρουόμενα συμπεράσματα ενώ φαίνεται πολύ πιθανό ότι με τη μετακίνηση μεγάλων υδάτινων μαζών, οι παλίρροιες βοηθούν στην αποφόρτιση των πετρωμάτων.

Ατμοσφαιρικά φαινόμενα. Συχνά οι σεισμοί συνοδεύονται από την εκδήλωση συγκεκριμένων ατμοσφαιρικών φαινομένων. Η ελαστική (πιεζομετρική) παραμόρφωση των κρυστάλλων του χαλαζία προκαλεί ηλεκτρικές αλλαγές στην γήινη επιφάνεια και επομένως οδηγεί στην εκδήλωση αστραπών και λάμψεων στον ουρανό, των λεγόμενων “σεισμικών λάμψεων”. Ασυνήθιστοι χρωματισμοί στον ουρανό (μοβ, μπλε ή πορτοκαλί) προκαλούνται από την απελευθέρωση υδρογονανθράκων από τα πετρώματα που υφίστανται συσσώρευση της σεισμικής τάσης. Οι Κινέζοι σεισμολόγοι έχουν παρατηρήσει “μπάλες φωτιάς” στον ουρανό οι οποίες είναι πιθανότατα το αποτέλεσμα της πιεζομετρικής ανάφλεξης μεθανίου που απελευθερώνεται από τα πετρώματα όπου εκδηλώνεται σεισμικότητα. Ανάλογα φαινόμενα έχουν αναφερθεί σε ιστορικούς σεισμούς και στον Ελλαδικό χώρο και ιδιαίτερα στη νήσο Ζάκυνθο κατά τους σεισμούς του 1729, 1820 και 1840. Λόγω της πολύ δύσκολης έως αδύνατης πρόβλεψης αυτών των ατμοσφαιρικών φαινομένων είναι δύσκολος ο συστηματικός έλεγχος και η παρακολούθησή τους.

Συμπεριφορά ζώων. Ασυνήθιστη συμπεριφορά έχει παρατηρηθεί σε διάφορα είδη ζώων πριν από την εκδήλωση κάποιου σεισμικού γεγονότος. Πιθανότατα πρόκειται για την αντίδραση των ζώων σε θορύβους πολύ υψηλών συχνοτήτων που προκαλούνται από τη ρωγμάτωση των πετρωμάτων ή πρόκειται ίσως για την επίδραση των αλλαγών των μαγνητικών τάσεων στο ζωικό εγκέφαλο. Τα ζώα που πέφτουν σε χειμέρια νάρκη, όπως τα φίδια για παράδειγμα, ξυπνούν ξαφνικά και εγκαταλείπουν τις φωλιές τους. Οι προσπάθειες που έχουν κατά καιρούς γίνει για την κατανόηση αυτής της ζωικής συμπεριφοράς πριν από κάποιο σεισμό, δεν έχουν δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα πιθανότατα λόγω της έλλειψης γνώσης σχετικής με την ψυχολογία των άγριων ζώων ή των ζώων γενικότερα.

Πολλές είναι οι έρευνες που μένουν ακόμη να γίνουν με σκοπό τη μελέτη και την κατανόηση των πρόδρομων φαινομένων έτσι ώστε να μπορούν να χρησιμεύσουν σαν μέτρα πρόβλεψης των σεισμών. (Δρ. Ευθ.Α..Λέκκας).

## 1.5 Τύποι ρηγμάτων

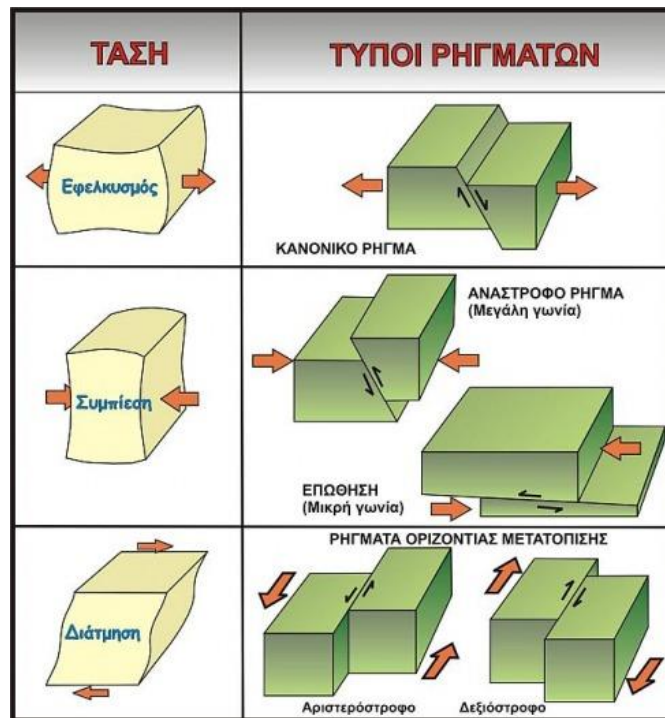
Οι περισσότεροι από τους πιο καταστροφικούς σεισμούς σχετίζονται με τα ρήγματα. Το ρήγμα αποτελεί ένα σπάσιμο στο φλοιό της Γης, κατά μήκος του οποίου απελευθερώνεται η ενέργεια που προέρχεται από ένα σεισμό. Υπάρχουν 3 είδη ρηγμάτων: (1) κανονικά ρήγματα, (2) ανάστροφα ρήγματα και (3) ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης σχ1.6.1. Στα κανονικά και στα ανάστροφα ρήγματα, το σπάσιμο των πετρωμάτων μετακινείται προς τα πάνω ή προς τα κάτω κατά μήκος της επιφάνειας διάρρηξης. Στο κανονικό ρήγμα, το τμήμα της ανώτερης πλευράς της διάρρηξης ολισθαίνει προς τα κάτω. Στο ανάστροφο ρήγμα, το πέτρωμα και στις δύο πλευρές του ρήγματος συμπιέζεται ισχυρά. Οι συμπιεστικές δυνάμεις ωθούν το πάνω τμήμα να ολισθήσει προς τα πάνω και το κατώτερο τμήμα να κατευθυνθεί προς τα κάτω. Στο οριζόντιας μετατόπισης ρήγμα, το σπάσιμο γίνεται κατακόρυφα μέσα στο πέτρωμα και τα τεμάχια του σπασμένου πετρώματος κατά μήκος του ρήγματος ολισθαίνουν το ένα ως προς το άλλο οριζόντια. (Γεωδίφης).

Τα ρήγματα μπορεί να είναι ενεργά ή μη. Τα ενεργά ρήγματα είναι εκείνα τα οποία έχουν προκαλέσει τουλάχιστον ένα σεισμό κατά τη διάρκεια των προηγούμενων 10.000 χρόνων (Ολόκαινο). Η ιστορική και η παλαιοσεισμολογική έρευνα βοηθούν στο χρονικό καθορισμό του τελευταίου μεγάλου σεισμού σε ένα ρήγμα. Στις σεισμολογικές μελέτες πολύ μεγάλο ρόλο παίζει η χαρτογράφηση των ζωνών όπου τα ρήγματα σπάνε. Αυτές είναι οι θέσεις όπου οι μελλοντικοί μεγάλοι σεισμοί θα συμβούν. Κατά συνέπεια η χαρτογράφησή τους είναι μία εργασία πρώτης προτεραιότητας κατά τις μελέτες της σεισμικής επικινδυνότητας ενός χώρου. Το μέγεθος του σεισμού φανερώνει το πόσο μεγάλος είναι ένας σεισμός, υπολογισμένο με βάση την κλίμακα Richter. Η κλίμακα Richter είναι λογαριθμική, που σημαίνει ότι ένας σεισμός με μέγεθος 6 είναι 10 φορές περισσότερο καταστροφικός από ότι ένας σεισμός με μέγεθος 5. (Γεωδίφης).

Οι μεγάλοι σεισμοί λαμβάνουν μέρος σε βαθιές ζώνες διάρρηξης. Η μελέτη των ενεργών σεισμικών ρηγμάτων είναι πολύ σημαντική γιατί μας δίνουν πολύτιμες πληροφορίες για τη δυναμική τους και μας βοηθούν να εκτιμήσουμε τον σεισμικό τους κίνδυνο. Γνωρίζοντας δηλαδή ορισμένα στοιχεία για την ταυτότητα του ρηγματος, μπορούμε να προσδιορίσουμε το ανώτατο μέγεθος του σεισμού που μπορεί να προκαλέσει και την επιτάχυνση που αυτός θα έχει ή τη φορά με την οποία θα διαχυθεί η ενέργειά του. Τα ρήγματα τα συναντά κανείς είτε στην ξηρά είτε στην θάλασσα. Τα υποθαλάσσια ρήγματα με μήκος που φθάνουν έως 15 χιλιόμετρα δεν μπορούν να προκαλέσουν, σε γενικές γραμμές, σεισμό μεγαλύτερο από 6,5 Ρίχτερ. Δύσκολα συναντώνται μόνα τους, συνήθως εμφανίζονται σε ομάδες ρηγμάτων. Στα ανατολικά της Κρήτης υπάρχει μια ομάδα ρηγμάτων που ποτέ δεν έχει δει κανείς από κοντά και που προκάλεσε το 365 μ.Χ. σφοδρό σεισμό, ίσως τον μεγαλύτερο σεισμό που έγινε στη διάρκεια των ιστορικών χρόνων στην Ανατολική Μεσόγειο. Ο σεισμός αυτός προκάλεσε την απότομη ανύψωση της Δυτικής Κρήτης κατά 8 με 10 μέτρα(Γεωδίφης).

Χρησιμοποιώντας διάφορες μεθόδους όπως η γεωφυσική διασκόπηση με την οποία αποστέλλονται ηχητικά κύματα στον πυθμένα και ανακλούν το ανάγλυφο του βυθού μπορούμε να τα εξερευνήσουμε. Η ηλικία των ρηγμάτων ανέρχεται σε εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια ή και σε εκατομμύρια χρόνια. Σχηματίστηκαν δηλαδή πολύ πριν εμφανιστεί ο άνθρωπος στη Γη, από την σύγκλιση και σύγκρουση της Ευρασιατικής με την Αφρικανική πλάκα σε συνδυασμό με τη μετακίνηση της Μικράς Ασίας προς Δυτικά, δηλαδή το Αιγαίο. Κατ' αυτόν τον τρόπο, τα ρήγματα με τη συνεχή τους δράση στην πορεία του χρόνου στάθηκαν η αιτία για να αποκτήσουν τη μορφή που έχει σήμερα τόσο η θάλασσα όσο και η ξηρά στη χώρα μας. (Γεωδίφης).





Σχήμα 1.5.1 είδη ρηγμάτων ΠΗΓΗ: Γεωδίφης

## 1.6 Τύποι Σεισμών

- Τεκτονικοί

Η λιθόσφαιρα αποτελείται από πολλές λιθοσφαιρικές (τεκτονικές) πλάκες που βρίσκονται σε διαρκή κίνηση επιπλέοντας πάνω στο ρευστό υπόστρωμα της ασθενόσφαιρας. Οι πλάκες ασκούν πιέσεις μεταξύ τους κυρίως λόγω των κινήσεων του μάγματος κάτω από αυτές που τις παρασύρει και λιγότερο από τις παλιρροϊκές δυνάμεις που παραμορφώνουν τη γη συμπιέζοντας και εφελκύνοντας την, τη βαρύτητα που τείνει να βυθίζει τις βαρύτερες από αυτές κλπ. Το μάγμα κινείται σε ανοδικά και καθοδικά ρεύματα καθώς κοντά στον πυρήνα της Γης θερμαίνεται από τις ραδιενεργές μεταπτώσεις της βαρύτερης ύλης που είναι συγκεντρωμένη εκεί και ελαφρύτερο ανεβαίνει προς την επιφάνεια όπου ψύχεται και βαραίνει πάλι. Στα σημεία που ο στερεός φλοιός προεξέχει προς τα κάτω, συνήθως κάτω από βουνά, αναπτύσσονται ροπές από τις δυνάμεις τριβής με το ρευστό μάγμα ανάλογα με τη θέση της προεξοχής σε σχέση με τη ροή του μάγματος, το οποίο επανακάμπτει προς τον πυρήνα. Το μάγμα που κινείται κάτω από το φλοιό υπόκειται και στις δυνάμεις του φαινομένου Κοριόλις που σε μεγάλες κλίμακες καθορίζει την κίνηση των τροπικών κυκλώνων και των ωκεάνιων θαλάσσιων ρευμάτων. Αποτέλεσμα της συνισταμένης δυνάμεων και ροπών, είναι η τάση για κίνηση των πλακών που μπορούν ακόμη και να τείνουν να περιστρέφονται. Στα όρια των πλακών δημιουργούνται εφελκυστικές ή συμπιεστικές ζώνες διάρρηξης: εφελκυστικές στα σημεία που οι πλάκες απομακρύνονται μεταξύ τους, συμπιεστικές στα σημεία που πλησιάζουν. (βικιπαίδεια).

Κοντά στις ζώνες διάρρηξης, στα όρια των τεκτονικών πλακών, συσσωρεύεται ενέργεια (τασικό φορτίο) από τους μηχανισμούς εφελκυσμού και συμπίεσης. Εκεί



σχηματίζονται ρωγμές στο φλοιό, τα ρήγματα, τις πλευρές των οποίων συγκρατεί η τριβή που δεν επιτρέπει την ολίσθηση μεταξύ τους.(βικιπαίδεια).

Όταν οι τεκτονικές τάσεις ξεπεράσουν την κρίσιμη τιμή του ορίου θραύσης του πετρώματος στον εστιακό χώρο, το σπάσιμο των σημείων τριβής έχει ως αποτέλεσμα την ολίσθηση του ρήγματος. Η ολίσθηση συνεπάγεται τη βίαιη ταλάντωση των πετρωμάτων και η απελευθερωμένη ενέργεια μεταφέρεται με τα σεισμικά κύματα ώσπου να απορροφηθεί εντελώς. Οι σεισμοί που προκαλούνται με τον τρόπο αυτό αποτελούν την συντριπτική πλειοψηφία (90%) των Γήινων σεισμών. (βικιπαίδεια).

- Ηφαιστειακοί

Το υπόλοιπο 10% των παγκόσμιων σεισμών σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα και συνήθως είναι λιγότερο ισχυροί από τους τεκτονικούς. Ακόμα και αυτοί πάντως, μπορεί να είναι ιδιαίτερα καταστροφικοί, προκαλώντας σχισμές στο έδαφος, μόρφωση του εδάφους, και ζημιές σε κατασκευές. Ηφαιστειακός ονομάζεται ο σεισμός που είναι αποτέλεσμα αλλαγής της πίεσης στο εσωτερικό της γης, λόγω της εισροής ή εκροής μάγματος. Το σήμα τέτοιων σεισμών ονομάζεται ηφαιστειογενής δόνηση. (βικιπαίδεια).

- Εγκατακρημνισιγενείς

Εκτός από τα δύο προηγούμενα αίτια, υπάρχει και ένα ελάχιστο ποσοστό σεισμών που ονομάζονται Εγκατακρημνισιγενείς Σεισμοί επειδή οφείλονται στην εγκατακρήμνιση οροφών υπογείων κοιλωμάτων (π.χ.σπηλαίων) λόγω διάβρωσης. Είναι σεισμοί συνήθως μικρού μεγέθους και τοπικού χαρακτήρα. Ορισμένες φορές έχουν παρατηρηθεί σε μετασεισμική ακολουθία ως συνεπακόλουθο άλλου τύπου σεισμών.(βικιπαίδεια). ( Γαλανόπουλος (1970). Σεισμολογία).

- Κρυογενείς Σεισμοί

Υπάρχουν περιπτώσεις σεισμών που συμβαίνουν με την απότομη πτώση της θερμοκρασίας. Το έδαφος συγκρατεί νερό σε υγρή μορφή. Όταν η θερμοκρασία του πέσει κάτω από το κρίσιμο σημείο που το υγρό νερό γίνεται πάγος, η διαστολή που προκαλεί η αλλαγή φάσης του νερού συμπιέζει τα πετρώματα και είναι πιθανό να προκληθεί διάρρηξη σε αυτά. Οι επιπτώσεις ενός κρυονικού σεισμού (frostquake) δεν είναι σοβαρές, καθώς γίνονται αισθητοί σε ακτίνα ελάχιστων χιλιομέτρων από τον άνθρωπο. Συνοδεύονται από τον κρότο θραύσης και προκαλούν ζημιές σε τσιμεντένιες υποστρώσεις και πλάκες, στο δίκτυο σωληνώσεων και σε υλικά θεμελίωσης που βρίσκονται στη γραμμή θραύσης. Συμβαίνουν συνήθως τις πρώτες πρωινές ώρες κατά τις κρύες περιόδους του χειμώνα. Επειδή δεν προκαλούνται από τεκτονικά αίτια, είναι σημαντικό να αναγνωρίζονται ως κρυογενείς για να μην εισάγουν σφάλμα στα σεισμολογικά δεδομένα των ρηγμάτων.(βικιπαίδεια). Patrick J. Barosh (2000). "Frostquakes in New England". *Engineering Geology* 56: 389-394. *Reports of earth shaking in Maine possibly due to cryoseisms.*

- Τεχνητοί Σεισμοί

Οι τεχνητοί σεισμοί προκαλούνται με εκρήξεις ή χτύπημα της επιφάνειας του φλοιού. Συνήθως χρησιμοποιούνται για την τομογράφηση του υπεδάφους. Σε μεγάλη κλίμακα είναι δυνατή και η πρόκληση σεισμών.(βικιπαίδεια).

## 1.7 Κατηγοριοποίηση των σεισμών του φλοιού της Γης ανάλογα με το βάθος τους

Ανάλογα με την απόσταση του υποκέντρου από την επιφάνεια της Γης (εστιακό βάθος, EB), οι σεισμοί χαρακτηρίζονται ως:

- Επιφανειακοί ή σεισμοί μικρού βάθους (0 - 30 km)
- Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους (30 - 70 km)
- Σεισμοί μεγάλου βάθους (άνω των 70 km) *.(βικιπαίδεια).*

Το εστιακό βάθος είναι σημαντικό χαρακτηριστικό ενός σεισμού, ως προς τις καταστροφές που αυτός μπορεί να επιφέρει στις ανθρώπινες κατασκευές. Π.χ. ένας επιφανειακός σεισμός μεγέθους 6,5 Ρίχτερ είναι καταστρεπτικότερος από ένα σεισμό ενδιάμεσου βάθους μεγέθους 6,9 Ρίχτερ. *(βικιπαίδεια)*. Αυτό συμβαίνει για δύο κυρίως λόγους:

- Όσο αυξάνεται το βάθος, αυξάνεται και η απόσταση μεταξύ εστίας και επιφανείας της Γης, επιφέροντας έτσι εξασθένηση στα σεισμικά κύματα.
- Η διασπορά των σεισμικών κυμάτων είναι μεγαλύτερη

Το μεγαλύτερο εστιακό βάθος που έχει καταγραφεί είναι 750 km και είναι το σημείο όπου ο γήινος φλοιός καταβυθίζεται στον ανώτερο μανδύα. *(βικιπαίδεια)*.

## 1.8 Στοιχεία για την εκτίμηση και τον προσδιορισμό των σεισμών και του μεγέθους τους

Η θέση που πραγματοποιείται η διάρρηξη των πετρωμάτων ονομάζεται εστία ή υπόκεντρο του σεισμού και εκλαμβάνεται ως σημείο μολονότι βεβαίως πρόκειται για ολόκληρη περιοχή. *(Γεωδίφης)*.

Η περιοχή γύρω από την εστία του σεισμού στην οποία γίνονται αντιληπτές οι σεισμικές δονήσεις από τον άνθρωπο λέγεται μακροσεισμική περιοχή και έχει ακτίνα τάξης μεγέθους εκατοντάδων χιλιομέτρων *(Γεωδίφης)*.

. Η προβολή της εστίας πάνω στην επιφάνεια της γης είναι το επίκεντρο, ενώ η απόστασή του επικέντρου από την εστία λέγεται εστιακό βάθος *(Γεωδίφης)*.

Το μέγεθος (M) αντιπροσωπεύει το σύνολο της ενέργειας που εκλύεται από την εστία κατά τη διάρκεια της σεισμικής δόνησης. Αυτό προσδιορίζεται από μετρήσεις του πλάτους, της περιόδου και της διάρκειας των σεισμικών κυμάτων και μετρείται με διάφορες κλίμακες η γνωστότερη των οποίων είναι η κλίμακα Richter. *(Γεωδίφης)*.

Η ένταση του σεισμού αποτελεί μέτρο των βλαβών της σεισμικής δόνησης στους ανθρώπους και στις τεχνικές κατασκευές. Επομένως ποικίλει από περιοχή σε περιοχή και εξαρτάται κυρίως από την απόσταση της περιοχής από την εστία του σεισμού. Με την βοήθεια της έντασης χαράσσονται οι ισόσειστες καμπύλες οι οποίες

περιλαμβάνουν περιοχές με την ίδια ένταση. Περιοχές δηλαδή που ο σεισμός προκάλεσε τις ίδιες ζημιές (Γεωδίφης).

Η πιο γνωστή κλίμακα υπολογισμού της έντασης είναι η 12βάθμια κλίμακα Mercalli. (Γεωδίφης).

## 1.9 Κλίμακες μέτρησης των σεισμών

Υπάρχουν πολλοί διαφορετικοί τρόποι να μετρηθούν οι διαφορετικές όψεις ενός σεισμού. Το μέγεθος  $M$  είναι το πιο κοινό μέτρο ενός σεισμού. Επειδή είναι μέτρο του μεγέθους της πηγής του σεισμού, είναι ο ίδιος αριθμός οπουδήποτε και να είμαστε, όπως και να τον αισθανθούμε. Η κλίμακα Richter μετρά τη μεγαλύτερη διαταραχή-κίνηση στην καταγραφή, αλλά υπάρχουν κι άλλες κλίμακες μεγέθους που μετρούν διαφορετικά μέρη του σεισμού. Μια αύξηση του μεγέθους κατά ένα (για παράδειγμα, από 4.6 σε 5.6) αναπαριστά μια δεκαπλάσια αύξηση στο πλάτος του κύματος σε ένα σειсмоγράφο ή περίπου μια αύξηση περίπου κατά 25 φορές της ελευθερούμενης ενέργειας. Με άλλα λόγια, ένας σεισμός μεγέθους 6.7 ελευθερώνει πάνω από 700 φορές (25 επί 25) την ενέργεια ενός σεισμού 4,7. (*earthquakenet.gr*).

Τα μεγέθη που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση ενός σεισμού είναι τα παρακάτω:

- $ML$  Είναι το τοπικό μέγεθος (Magnitude Local: τοπικό μέγεθος που παρουσιάστηκε από τον Charle Richter το 1935). Η κλίμακα Richter είναι ένας μαθηματικός τύπος.

Το μέγεθος ενός σεισμού καθορίζεται από το λογάριθμο του πλάτους των κυμάτων που καταγράφονται από τους σειсмоγράφους σε μια ορισμένη περίοδο. Το  $ML$  είναι αξιόπιστο, όταν υπολογίζεται από σειсмоγράφους που δεν απέχουν περισσότερο από 600 χιλιόμετρα από το επίκεντρο του σεισμού. Ισχύει μόνο για ορισμένη συχνότητα σεισμικών κυμάτων και για ορισμένη απόσταση από το επίκεντρο. Έτσι, για διαφορετικές αποστάσεις από το επίκεντρο του σεισμού οι σεισμολόγοι βασίζονται σε διαφορετικά σεισμικά κύματα για τους υπολογισμούς τους.

- $Ms$  Είναι το μέγεθος που λαμβάνεται από τη μέτρηση των κυμάτων επιφανείας. Να σημειώσουμε ότι το  $Ms$  είναι μεγαλύτερο από το  $ML$ . Για παράδειγμα, αν το μέγεθος ενός σεισμού μετρήθηκε σαν 5 βαθμοί της κλίμακας Ρίχτερ ( $ML$ ), μπορεί να μετρηθεί και ως 5.5  $Ms$ . Το  $Ms$  είναι αξιόπιστο για επιφανειακούς (< 50 km βάθος) σεισμούς και για μεγάλες αποστάσεις από το επίκεντρο. Χρησιμοποιείται στην Ελλάδα και προτάθηκε από τον Παπαζάχο. Η ενέργεια που εκλύεται δίνεται σε  $erg$  από τον τύπο :

$$\log E = 12,24 + 1,40 Ms.$$

- $MB$  Είναι μια επέκταση της κλίμακας Richter και έτσι εκμεταλλευόμαστε καλύτερα το δίκτυο των σειсмоγράφων. Είναι το μέγεθος που λαμβάνεται από τη μέτρηση των πρωτεύοντων  $P$  κυμάτων (Compressional Body Wave Magnitude). Είναι αξιόπιστο μέγεθος σεισμών με μεγαλύτερα εστιακά βάθη και για μεγάλες αποστάσεις από το επίκεντρο.

- Mw Όλα τα προηγούμενα μεγέθη βγαίνουν από τύπους που περιέχουν ένα συγκεκριμένο πλάτος ταλάντωσης ενός σεισμικού κύματος σε κάποια χρονική στιγμή. Το Mw, το οποίο χρησιμοποιείται για τη μέτρηση μεγάλων σεισμών, υπολογίζεται από ένα πολύπλοκο τύπο και είναι πολύ αξιόπιστο.
- Md Είναι η κλίμακα μεγέθους διάρκειας.
- Mo Η κλίμακα μεγέθους σεισμικής ροπής, που θεωρείται η πιο ακριβής. Προτάθηκε το 1979 και δεν εξαρτάται από την περίοδο των σεισμικών κυμάτων αλλά στη μέτρηση της σεισμικής ροπής.
- Me (Choy and Boatwright 1995), το οποίο εκφράζει το δυναμικό καταστροφικότητας ενός σεισμού και χρησιμοποιείται για την ποσοτικοποίηση εκκλύμενης σεισμικής ενέργειας μεγάλων συμβάντων. (*earthquakenet.gr*).

### **Κλίμακα Μερκάλι (Mercalli)**

- **Βαθμός 1** : Δεν γίνεται αισθητός.
- **Βαθμός 2** : Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε ανάπαυση στους ψηλότερους ορόφους κτιρίων.
- **Βαθμός 3** : Αισθητός μέσα στα σπίτια. Μπορεί να μην αναγνωριστεί ως σεισμός. Δονήσεις σαν να περνάει ελαφρύ φορτηγό.
- **Βαθμός 4** : Τίθενται σε κίνηση κρεμασμένα αντικείμενα. Τζάμια τρίζουν. Σταματημένα αυτοκίνητα κλυδωνίζονται. Δονήσεις σαν να περνάει βαρύ φορτηγό. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες.
- **Βαθμός 5** : Αισθητός στην ύπαιθρο. Αυτοί που κοιμούνται ξυπνούν. Αιώρηση κρεμασμένων αντικειμένων. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων.
- **Βαθμός 6** : Αισθητός από όλους. Πολλοί τρομοκρατούνται και τρέχουν έξω από τα κτίρια. Οι άνθρωποι περπατούν με αστάθεια. Μικρές καμπάνες ηχούν. Μετακίνηση ή ανατροπή πολυάριθμων μεγάλων αντικειμένων και επίπλων. Βλάβες σε σοβάδες, κεραμίδια, καπνοδόχους. Βλάβες λίγες, ελαφρές.
- **Βαθμός 7** : Μεγάλες καμπάνες ηχούν. Πτώση πολυάριθμων κεραμιδιών, καπνοδόχων. Σοβάδες και τοιχοποιία ρηγματώνονται στις συνηθισμένες κατασκευές. Στις κακές κατασκευές πέφτουν σοβάδες, αποκολλούνται τούβλα και πέτρες. Γίνεται αισθητός από οδηγούς αυτοκινήτων. Κυματισμός στις λίμνες, θόλωμα νερού από λάσπη.
- **Βαθμός 8** : Επηρεάζεται η οδήγηση των αυτοκινήτων. Αρκετές ζημιές και μερική κατάρρευση στις συνηθισμένες κατασκευές. Λίγες βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών, και μεγάλες στις κακές κατασκευές. Κλαδιά σπάνε από τα δένδρα. Αλλαγές στη ροή και στη θερμοκρασία του νερού σε πηγές και σε πηγάδια.
- **Βαθμός 9** : Γενική καταστροφή στις κακές κατασκευές. Σοβαρές βλάβες στην τοιχοποιία των καλών κατασκευών. Υπόγειοι αγωγοί σπάζουν. Σε περιοχές με αλλούβια αναβλύζει από το έδαφος λεπτή άμμος, ιλύς και νερό.
- **Βαθμός 10** : Καταστροφή μερικών καλά κατασκευασμένων ξύλινων κτιρίων και γεφυρών. Οι περισσότερες κατασκευές τοιχοποιίας και τα προκατασκευασμένα κτίσματα καταστρέφονται μαζί με τα θεμέλια. Σοβαρές ζημιές σε φράγματα, υδροφράχτες και αναχώματα. Μεγάλες κατολισθήσεις. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται.
- **Βαθμός 11** : Μεγάλες ρωγμές στο έδαφος. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται έντονα. Υπόγειοι αγωγοί καταστρέφονται εντελώς.

- **Βαθμός 12** : Ολική καταστροφή. Αντικείμενα εκτινάσσονται στον αέρα. Μεταβάλλεται η επιφάνεια του εδάφους και η γραμμή του ορίζοντα. *(βικιπαίδεια)*. [www.e-education.psu.edu/GiuseppeMercalli](http://www.e-education.psu.edu/GiuseppeMercalli).

### **Κλίμακα Ρίχτερ (Richter)**

- Μεγάλος: 8+ : Μεγάλες απώλειες ανθρώπινων ζώων και μεγάλες καταστροφές.
- Σημαντικός: 7R-7.9R : Σοβαρότατες ζημιές και πέραν των 100χλμ.
- Ισχυρός: 6R-6.9R : Σοβαρές ζημιές εντός 100 τετραγωνικών χλμ.
- Μέτριος: 5R-5.9R : Ζημιές συνήθως εντός 10 τετραγωνικών χλμ.
- Ασθενής: 4R-4.9R : Αισθητοί με ελαφρές συνήθως ζημιές γύρω από το επίκεντρο.
- Ασήμαντος: 3R-3.9R : Αισθητοί χωρίς ζημιές.
- Μικρός: < 3R : Πολλές φορές ανεπαίσθητοι. *(βικιπαίδεια)*. *US Geological Survey/Earthquakes*

### **1.10 Σεισμικά κύματα**

Τα σεισμικά κύματα μεταφέρουν την ενέργεια μακριά από τον εστιακό χώρο του σεισμού, μέχρι αυτή σταδιακά να απορροφηθεί εντελώς και τότε παύουν. Τα σεισμικά κύματα διακρίνονται σύμφωνα με τον τρόπο με τον οποίο ταξιδεύουν. Ο τρόπος εξαρτάται από το μέσο στο οποίο τα κύματα ταξιδεύουν, που επιτρέπει να διαδίδονται ή όχι συγκεκριμένα είδη ταλάντωσης, ανάλογα με το είδος της ταλάντωσης και το μήκος κύματος του σεισμικού κύματος. Στον εστιακό χώρο ενός τεκτονικού σεισμού με τη θραύση παράγονται όλες οι ακουστικές συχνότητες με ταλαντώσεις πίεσης και παράγονται και ταλαντώσεις ελαστικής παραμόρφωσης. Από τα πρώτα μέτρα ακόμα που διανύουν τα κύματα, οι συχνότητες φιλτράρονται βαθυπερατά σε ολόένα και μικρότερο με την απόσταση εύρος ζώνης και στα πρώτα χιλιόμετρα έχει ήδη γίνει ο διαχωρισμός των κυμάτων που διαδίδονται με διαφορετικό τρόπο ταλάντωσης. Τα σεισμικά κύματα τα μετράμε συνήθως με δειγματοληψία 100Hz, καταγράφουμε δηλαδή συχνότητες των σεισμικών κυμάτων ως και 50Hz. *(βικιπαίδεια)*.

### **Σεισμικά κύματα που διαδίδονται εσωτερικά στη Γη**

- Τα P-κύματα (primary-waves ή πρωτεύοντα κύματα) είναι διαμήκη κύματα πίεσης. Τέτοια κύματα είναι τα ηχητικά κύματα. Τα διαμήκη κύματα ταλαντώνουν τις μονάδες ταλάντωσης του μέσου από το οποίο διέρχονται παράλληλα στη διεύθυνση διάδοσής τους. Προκαλούν πυκνώματα και αραιώματα της ύλης σε επίπεδα κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης και μάλιστα διαδίδονται σε οποιοδήποτε συμπίεσιμο (σε μεγέθη μήκους κύματος) μέσο έχει μνήμη του όγκου του και τον διατηρεί, τουλάχιστο στο χρόνο που το διάμηκες κύμα τον οδεύει. Στερεά, υγρά, αέρια και πλάσμα έως κάποιας πυκνότητας καθώς και ενδιάμεσες καταστάσεις ρευστότητας πληρούν με ευκολία τη συνθήκη αυτή για εύρη συχνοτήτων. Τα P-κύματα μπορούν και εναλλάσσουν μέσα διάδοσης και συνεχίζουν να διαδίδονται διαθλώμενα σε αυτά, τουλάχιστο στο εύρος των συχνοτήτων που δε φιλτράρονται από πιθανή μείωση της χωρικής πυκνότητας των μονάδων ταλάντωσης στο νέο μέσο. Έτσι από το σημείο που φθάνουν κατακόρυφα στην επιφάνεια του φλοιού συνεχίζουν και μεταφέρουν μέρος της ενέργειας του σεισμού πέραν του εδάφους ως και πολύ ψηλά στην ατμόσφαιρα αν και δε μπορούν να καταγραφούν εκεί με συμβατικά αδρανειακά σεισμόμετρα. Τα P-κύματα διαδίδονται σε όλα τα στρώματα της Γης, από το φλοιό ως τον πυρήνα. Ως σεισμικά κύματα τα P έχουν τη μεγαλύτερη ταχύτητα από τα

υπόλοιπα είδη σεισμικών κυμάτων και σε γρανίτη διανύουν περίπου 6 χιλιόμετρα ανά δευτερόλεπτο. *(βικιπαίδεια)*.

- Τα S-κύματα (secondary-waves ή δευτερεύοντα κύματα) είναι εγκάρσια κύματα. Τα κύματα αυτά διαδίδονται με ταλαντώσεις των υλικών κάθετες στην κατεύθυνση του κύματος, διαδίδονται δηλαδή πολωμένα και αλλάζουν προς στιγμήν το σχήμα του μέσου το οποίο διατρέχουν. Διαδίδονται σε μέσα που οι μονάδες ταλάντωσης συνδέονται ελαστικά, δηλαδή υπάρχει μνήμη του σχήματος του υλικού. Το μέσο προσπαθεί να διατηρήσει το σχήμα του, τουλάχιστο σε μήκος ελαφρά πολλαπλάσιο του μήκους κύματος και για χρόνο όσο τουλάχιστο το άθροισμα των περιόδων μερικών ταλαντώσεων. Τα στερεά έχουν ισχυρή μνήμη και έτσι τα S-κύματα διαδίδονται στη λιθόσφαιρα, με ασυνέχεια στους ωκεανούς και την ατμόσφαιρα που δεν πληρούν την παραπάνω συνθήκη ελαστικότητας σε σχέση με τις παραμέτρους διάδοσης των συγκεκριμένων σεισμικών κυμάτων. Η κατάσταση ρευστότητας στο μανδύα φαίνεται πως δίνει στο υλικό του ικανή ελαστικότητα ώστε τα S-κύματα να διαδίδονται εκεί. Έτσι τα S-κύματα διαδίδονται από τη λιθόσφαιρα ως και το κάτω μέρος του μανδύα, σταματούν όμως φθάνοντας στον εξωτερικό πυρήνα της Γης που φαίνεται πως είναι πιο ρευστός ή και υγρός. Τα S-κύματα ταξιδεύουν πιο αργά από τα P και έχουν ταχύτητα κίνησης στο γρανίτη περίπου 3,6 χιλιόμετρα ανά δευτερόλεπτο. *(βικιπαίδεια)*.

Φθάνοντας την επιφάνεια του εσωτερικού πυρήνα σε γωνία διαφορετική των  $90^\circ$ , τα P-κύματα δε διαδίδονται πλέον κανονικά και μετασχηματίζονται σε S-κύματα καθώς το μέσον αλλάζει από υγρό σε στερεό. Έτσι έχουμε την εμφάνιση S-κυμάτων που διαδίδονται στον εσωτερικό πυρήνα. Όταν τα S-κύματα ταξιδεύοντας στο στερεό εσωτερικό πυρήνα συναντήσουν εξερχόμενα τον υγρό εξωτερικό πυρήνα η γωνία πρόσκρουσης είναι πάλι διαφορετική από  $90^\circ$  και μετασχηματίζονται ξανά σε P-κύματα. Στην περίπτωση που φθάνουν τα S-κύματα από το μανδύα μη κάθετα στην ασυνέχεια του εξωτερικού πυρήνα αυτά μετασχηματίζονται σε P-κύματα με τη θεώρηση της μετάβασης από στερεό σε υγρό. Το φαινόμενο είναι πιο πολύπλοκο κατά τη μη κάθετη μετάβαση από στερεό σε στερεό, όπου τα κύματα ανακλώνται μερικώς και λαμβάνεται υπόψιν και η πόλωση των κυμάτων στα παραγόμενα κύματα. *(βικιπαίδεια)*.

Με δεδομένη τη διαφορετική ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων που ταξιδεύουν στο εσωτερικό της Γης, την πόλωσή τους, τις ανακλάσεις, τις διαθλάσεις, τη διαπερατότητα ή μη σε υλικά και τα φαινόμενα των μετασχηματισμών των τύπων των κυμάτων κατά τις αλλαγές της φάσης της ύλης στο δρόμο τους είναι δυνατή η διερεύνηση του εσωτερικού της με την παρατήρηση και ανάλυση των κυμάτων που φθάνουν στα σημεία καταγραφής στην επιφάνειά της ανά την υφήλιο για κάθε μεγάλο σεισμό στον πλανήτη. *(βικιπαίδεια)*.

### **Σεισμικά κύματα που διαδίδονται στην επιφάνεια της Γης**

Τα σεισμικά P- και S-κύματα από σεισμό με μικρό εστιακό βάθος έχουν την τάση φθάνοντας στην επιφάνεια να μετασχηματίζονται σε κύματα που ταξιδεύουν επιφανειακά, ακολουθώντας την καμπύλη της Γης. Καθώς το νέο σεισμικό κύμα οδεύει παγιδευμένο στην επιφάνεια του στερεού φλοιού από την ασυνέχεια του υλικού καθ' ύψος και από την καμπυλότητα της γης, η διαμέριση της ενέργειας δε γίνεται πλέον με το νόμο του αντίστροφου τετραγώνου όπως συνέβαινε κατά τη

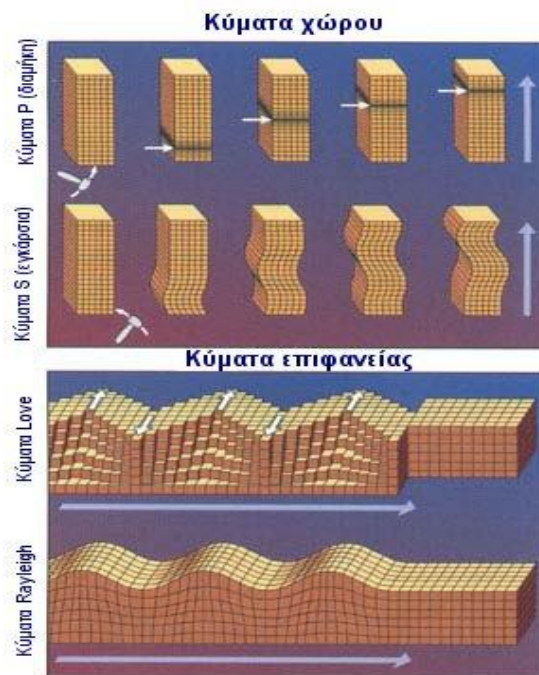
διάδοση των κυμάτων στο εσωτερικό της Γης. Αυτό σημαίνει πως σε ένα κύμα που διαδίδεται επιφανειακά η ενέργεια παραμένει το δυνατόν συγκεντρωμένη, αφού εξαπλώνεται κυρίως σε επιφάνεια αντί να εξαπλώνεται στο χώρο και το κύμα διανύει μεγαλύτερη απόσταση διατηρώντας μεγάλο πλάτος ταλάντωσης, συνεχίζει δηλαδή να επιδρά καταστροφικά και για μεγαλύτερες αποστάσεις. Για το λόγο αυτό τα σεισμικά κύματα που ταξιδεύουν επιφανειακά είναι καταστροφικότερα αυτών που φθάνουν στην επιφάνεια ταξιδεύοντας εσωτερικά στη Γη, καθώς τα τελευταία ταξιδεύοντας από πιο βαθιά πρώτον είναι ήδη εξασθενημένα και δεύτερον ανακλώνται στην επιφάνεια και συνεχίζουν να ταξιδεύουν στο εσωτερικό της Γης. (βικιπαίδεια).

- Τα κύματα Reyleigh είναι το αποτέλεσμα της συμβολής των P- και κατακόρυφα πολωμένων S-κυμάτων που συνεχίζουν και διαδίδονται επιφανειακά. Είναι κύματα πίεσης και ελαστικής παραμόρφωσης ταυτόχρονα που οι μονάδες ταλάντωσης εκτελούν ελλειπτικές κινήσεις με μεγαλύτερους άξονες κοντά στην επιφάνεια, όπου υπάρχει παραμόρφωση και καθ' ύψος και παρατηρούμε το μέγιστο των ταλαντώσεων. Αν ο σεισμός είναι μεγάλος, τα κύματα αυτά μπορεί να διανύσουν ολόκληρη την επιφάνεια της Γης αρκετές φορές ώσπου να απορροφηθούν εντελώς. Ταξιδεύουν με ταχύτητα περίπου 3 χιλιομέτρων ανά δευτερόλεπτο που είναι χαμηλότερη από αυτή της διάδοσης και των P- και των S-κυμάτων. Για το λόγο αυτό είναι δυνατό να γνωρίζουμε, μερικά δευτερόλεπτα πριν, την άφιξή τους και να εφαρμόζουμε συστήματα έγκαιρης προειδοποίησης, τα οποία όμως συχνά δίνουν λάθος συναγερμό. (βικιπαίδεια). *Richard M. Allen, Paolo Gasparini, Osamu Kamigaichi and Maren Böse (2009). "The Status of Earthquake Early Warning around the World: An Introductory Overview". Seismological Research Letters 80: 682-693.*

Λόγω της φύσης τους, η ένταση του σεισμού σε μια περιοχή λόγω αυτών των κυμάτων εξαρτάται από αρκετούς παράγοντες:

- το μέγεθος του σεισμού
- την απόσταση από το επίκεντρο
- το βάθος του σεισμού
- το μηχανισμό της θραύσης στον εστιακό χώρο
- τον προσανατολισμό της θραύσης του σεισμού
- τη γεωλογική δομή του στερεού φλοιού που οδεύει το κύμα και το εξασθενεί
- τη γεωλογική δομή του σημείου παρατήρησης που διαφοροποιεί την ταλάντωση
- την ακριβή θέση παρατήρησης αν συμπίπτει με τη θέση της αρχικής συμβολής των P- και S-κυμάτων (βικιπαίδεια).

- Τα κύματα Love είναι επιφανειακά εγκάρσια κύματα που είναι πολωμένα οριζόντια, διαδίδονται δηλαδή παραμορφώνοντας ελαστικά το φλοιό σε οριζόντιο επίπεδο, κάθετα στην κατεύθυνση που οδεύουν. Ο τρόπος που κυματίζουν την επιφάνεια είναι αυτός που δίνει τη χαρακτηριστική αίσθηση του σεισμού στον άνθρωπο με την κίνηση του εδάφους πέρα-δώθε. Το πλάτος της ταλάντωσης των κυμάτων αυτών μεγιστοποιείται επίσης κοντά στην επιφάνεια Ταξιδεύουν πιο αργά από τα P- και S-κύματα αλλά λίγο πιο γρήγορα από τα Reyleigh. Ως επιφανειακά κύματα είναι εξίσου καταστροφικά και η έντασή τους τοπικά εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες με τα Reyleigh εκτός του παράγοντα συμβολής των P- και S-κυμάτων. Αν ο σεισμός είναι μεγάλος, τα κύματα αυτά μπορούν επίσης να διανύσουν ολόκληρη την επιφάνεια της Γης αρκετές φορές ώσπου να απορροφηθούν εντελώς. (βικιπαίδεια).



σχήμα 1.10.1 τύποι ρηγμάτων Πηγή: <http://www.usgs.gov>

## 1.11 Όργανα μέτρησης των σεισμών

Το όργανο που χρησιμοποιούμε για την μέτρηση των σεισμικών δονήσεων στην επιφάνεια του εδάφους ή του θαλάσσιου πυθμένα στο Γήινο φλοιό ονομάζεται σεισμόμετρο. Ένα σεισμόμετρο με εγγενή δυνατότητα καταγραφής των δονήσεων ονομάζεται σειсмоγράφος και ο όρος έχει παραμείνει σε καθημερινή χρήση και σήμερα, παρόλο που πλέον τα σήματα μεταδίδονται μέσω τηλεπικοινωνιακών δικτύων και καταγράφονται σε μεγάλη απόσταση από τους αισθητήρες. Η λειτουργία του σεισμόμετρου βασίζεται στην αρχή της αδράνειας. Ένα σεισμόμετρο είναι ρυθμισμένο να χρησιμοποιείται εντός του βαρυτικού πεδίου της Γης και σε απόσταση από το κέντρο της, όση έχει και η επιφάνεια του φλοιού. Άρα μετρά σωστά στερεωμένο στο έδαφος ή στο θαλάσσιο βυθό και ακόμη δεν πρέπει να αναρτάται σε σχηματισμούς που ταλαντώνουν ιδιόσυχνα όπως τα κτίρια. (βικιπαίδεια).

Αποτελείται από τα εξής μέρη:

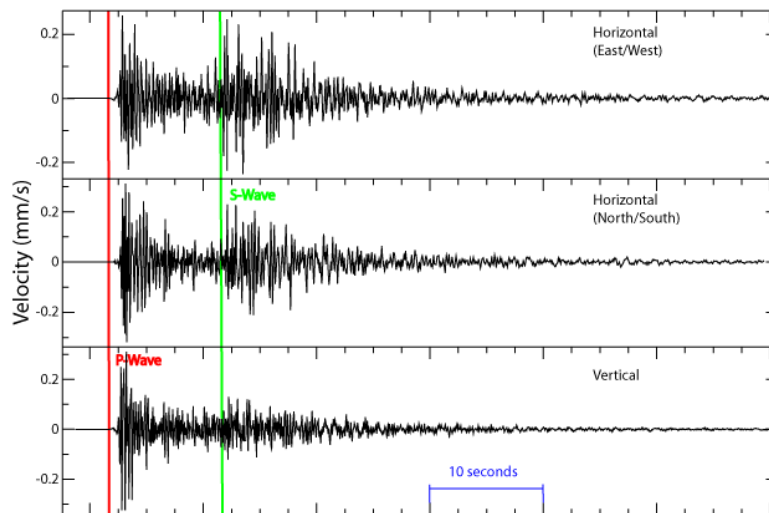
1. Το περίβλημα το οποίο στερεώνει τη διάταξη και ακολουθεί τις κινήσεις του εδάφους.
2. Την μάζα (αδρανειακό υποσύστημα) που τείνει να παραμένει ακίνητη σε σχέση με τις κινήσεις του περιβλήματος και άρα του εδάφους.
3. Το σύστημα ανάρτησης που επιτρέπει την ταλάντωση της μάζας σε μια σταθερή διεύθυνση ανάλογα με τον τύπο προσανατολισμού της καταγραφόμενης μεταβολής και αποσβαίνει την ταλάντωση:
  - για οριζόντιο σεισμόγραμμα ή σειсмоγράφημα: Ελατήριο στηριγμένο σταθερά στο περίβλημα στη μία άκρη του και ανάρτηση της μάζας την άλλη του άκρη. Η μάζα τροχοδρομείται σε οριζόντια διεύθυνση κίνησης και συνδέεται με αποσβεστήρες της ενέργειας ταλάντωσης. Στους



παλαιούς σειсмоγράφους χρησιμοποιούταν εκκρεμές με δυνατότητα κίνησης της μάζας σε καμπύλη που προσέγγιζε την ευθεία της οριζόντιας κίνησης.

- για κατακόρυφο σεισμόγραμμα: Ελατήριο όπου αναρτάται η μάζα όμοια με μετρητή βαρύτητας (δυναμόμετρο ή κανταράκι), τροchioδρόμηση της μάζας στην κατακόρυφη διεύθυνση και αποσβεστήρες.
- Το σύστημα καταγραφής που με διάφορα ηλεκτρομαγνητικά ή οπτικά συστήματα καταγράφει και αποστέλλει τηλεμετρικά για αποτύπωση στο σταθμό συλλογής τη σχετική θέση της αναρτημένης μάζας ως προς το περίβλημα της συσκευής. Στους σειсмоγράφους χρησιμοποιούταν εγγενής καταγραφή με γραφίδα στηριγμένη στη μάζα που άφηνε ίχνος σε ρολό χαρτιού κυλιόμενο κάθετα στη διεύθυνση ταλάντωσης της μάζας. (βικιπαίδεια).

Κανονικά σε θέση εγκαθίστανται τρία σεισμόμετρα με τους άξονες μέγιστης ευαισθησίας κάθετους μεταξύ τους, ώστε να καταγράφονται όλες οι συνιστώσες του σεισμικού κύματος. Με διαφοροποίηση της αντίστασης ελατηρίων που αναρτούν τη μάζα κατακόρυφα στη σύγχρονη αδρανειακή διάταξη, το σεισμόμετρο χρησιμοποιείται για τη μέτρηση των σεισμών και σε άλλα ουράνια σώματα, όπως η Σελήνη και ο Άρης, που έχουν διαφορετική τιμή του πεδίου βαρύτητας στην επιφάνειά τους. (βικιπαίδεια).



σχήμα 1.11.1 καταγραφή σεισμικών κυμάτων. Πηγή:( βικιπαίδεια),( Seismogram.gif)

Οι επιταχυνσιογράφοι καταγράφουν τις ισχυρές εδαφικές κινήσεις σφοδρών σεισμών στο κοντινό πεδίο, ένα αντικειμενικό μέγεθος της εδαφικής κίνησης, απαραίτητο σε πολλούς επιστήμονες όπως σεισμολόγους, μηχανικούς, σχεδιαστές - πολεοδόμους κλπ. Με τη χρήση των δεδομένων της ισχυρής εδαφικής κίνησης, μελετάται η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, οι ιδιότητες της εστίας και της διαδρομής διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στη διαμόρφωση της δόνησης στον

τόπο παρατήρησης, ώστε να βελτιωθούν οι χάρτες σεισμικής επικινδυνότητας και οι αντισεισμικοί κανονισμοί. *(Γεωδυναμικό ινστιτούτο).*

## **Κεφάλαιο 2: Σεισμολογικά δίκτυα**

### **2.1 Γενικά για τα δίκτυα**

Τα σεισμολογικά δίκτυα ανά τον κόσμο τα οποία λειτουργούν από ειδικό επιστημονικό προσωπικό είναι σε θέση να παρακολουθούν τη σεισμικότητα ολόκληρο το εικοσιτετράωρο και να ενημερώνουν την πολιτεία και το κοινό. Ένα τέτοιο μόνιμο δίκτυο λειτουργεί στο Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Αθηνών που είναι ένα από τα παλαιότερα ερευνητικά ινστιτούτα στην Ελλάδα. Η Ελληνική πολιτεία αναγνώρισε από νωρίς το σεισμικό πρόβλημα της χώρας και ίδρυσε το 1893 το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο, που από τότε λειτουργεί συνεχώς. Οι κεντρικές του εγκαταστάσεις ευρίσκονται στην Αθήνα, στον λόφο Νυμφών στο Θησείο. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

### **2.2 Σεισμολογικό δίκτυο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών**

Σκοπός του είναι η μελέτη και η ανάπτυξη της έρευνας στη σεισμολογία, στη φυσική του εσωτερικού της Γης, στη γεωφυσική, στην τεκτονική των πλακών, στην ηφαιστειολογία, τη γεωθερμία τη σεισμοτεκτονική, την Τεχνική Σεισμολογία, και τα θαλάσσια σεισμικά κύματα, η συλλογή και επεξεργασία διαφόρων σεισμολογικών γεωφυσικών παραμέτρων, η εκπόνηση έρευνας και η συμμετοχή του σε ερευνητικά προγράμματα και σχετικές μελέτες, καθώς και η παροχή εκπαίδευσης και υπηρεσιών προς τρίτους. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

Για την επίτευξη των στόχων του Γ.Ι. λειτουργούν:

- Μόνιμο Σεισμολογικό δίκτυο που αποτελείται από 45 σταθμούς, που καλύπτουν όλο τον Ελληνικό χώρο,
- Δίκτυο επιταχυνσιογράφων που έχει εγκατασταθεί στις μεγαλύτερες πόλεις του Ελληνικού χώρου με 70 ψηφιακά όργανα,
- Μόνιμο δίκτυο GPS με 11 σταθμούς,
- Μόνιμο δίκτυο παρακολούθησης tsunami (υπό σχεδιασμό) και
- Δίκτυο φορητών σειсмоγράφων για την καταγραφή των μικροσεισμών, τον έλεγχο της δυναμικής κατάστασης των ρηγμάτων, καθώς και την παρακολούθηση της μετασεισμικής εξέλιξης. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

Το μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο αποτελείται από 45 σεισμολογικούς σταθμούς, που καλύπτουν όλο τον Ελληνικό χώρο. Οι σταθμοί του δικτύου είναι ψηφιακής τεχνολογίας με σεισμόμετρα ευρέως φάσματος, κατάλληλοι να καταγράφουν σε πραγματικό χρόνο τα σεισμικά κύματα που προέρχονται από σεισμούς που συμβαίνουν στον Ελληνικό χώρο και τις περιοχές που εκτείνονται από 34° έως 42° Βόρεια και 19° έως 30° Ανατολικά, καθώς και από ισχυρούς σεισμούς από οποιοδήποτε σημείο της Γης. Με αυτό το δίκτυο γίνεται συνεχής παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας του ευρύτερου Ελληνικού χώρου. Τα δεδομένα των σταθμών χρησιμοποιούνται για την εύρεση των παραμέτρων του σεισμού, δηλαδή τον προσδιορισμό των γεωγραφικών συντεταγμένων του epicέντρου, του βάθους, του χρόνου γένεσης και του μεγέθους του σεισμού. Το δίκτυο αυτό αποτελεί εξέλιξη του

πρώτου δικτύου σειсмоγράφων από 5 σταθμούς με όργανα μηχανικής αναγραφής που εγκαταστάθηκε το 1897, το οποίο την δεκαετία του 1960 εκσυγχρονίστηκε με ηλεκτρομαγνητικά όργανα, την δεκαετία του 1980 μετατράπηκε σε θερμογραφικό με καταγραφές σε πραγματικό χρόνο και την δεκαετία του 1990 μετατράπηκε σε ψηφιακό για να φτάσει την σημερινή του μορφή. Σεισμολογικοί σταθμοί του Ινστιτούτου είναι συνδεδεμένοι με διεθνή δίκτυα. Ο σταθμός των Ανωγείων Κρήτης ΙΔΙ ανήκει στο δίκτυο IMS (International Monitoring System) του ΟΗΕ καθώς και στο Μεσογειακό Δίκτυο MEDNET. Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο συνεργάζεται με το δίκτυο Geofon εγκαθιστώντας σταθμούς στο νότιο Αιγαίο, ενώ ανταλλάσει συνεχώς σεισμολογικά δεδομένα σε πραγματικό χρόνο με γειτονικές χώρες. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

Το 2006, μέσω του «Επιχειρησιακού Προγράμματος Ανταγωνιστικότητας και Επιχειρηματικότητας - ΕΠΙΑΝ», χρηματοδοτήθηκε η συγκρότηση του «Εθνικού Δικτύου Σειсмоγράφων» ώστε να γίνει δυνατή η διασύνδεση των σεισμολογικών δικτύων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (συντονιστής) και των Πανεπιστημιακών Εργαστηρίων Σεισμολογίας των Αθηνών, της Θεσσαλονίκης και των Πατρών Κατά συνέπεια, δημιουργήθηκαν οι προϋποθέσεις για:

- λεπτομερέστερη και ακριβέστερη καταγραφή της σεισμικής δραστηριότητας της χώρας μας
- άμεση, λεπτομερή και εγκυρότερη ενιαία πληροφόρηση της πολιτείας και του κοινού,
- κοινή παρακολούθηση και ανταλλαγή όλων των διαθέσιμων στοιχείων μεταξύ των φορέων αναφορικά με τη σεισμικότητα στη χώρα μας
- ενιαίο υπολογισμό των σεισμικών παραμέτρων, έκδοση κοινών ανακοινωθέντων, σύνταξη εθνικού καταλόγου σεισμών
- συγκέντρωση πρωτογενών στοιχείων για έρευνα και δυνατότητα άμεσης διάθεσής τους στην επιστημονική κοινότητα και - ακριβέστερη μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας στην χώρα μας και γενικότερα την ποιοτική αναβάθμιση των σεισμολογικών δεδομένων και της σεισμολογικής έρευνας. Το Εθνικό Δίκτυο Σειсмоγράφων έχει αρχίσει να υλοποιείται από τα τέλη του 2007. Η σημερινή του διάρθρωση αποτελείται από 120 σταθμούς. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

Καθημερινά γίνεται ενημέρωση ειδικών Υπηρεσιών (Ο.Α.Σ.Π., Γραμματεία Πολιτικής Προστασίας και Υ.Π.Ε.ΧΩ.Δ.Ε.) για τη σεισμική δραστηριότητα του Ελληνικού χώρου, ενώ πληροφορίες παρέχονται σε δημόσιες υπηρεσίες, σε ιδιωτικές εταιρίες και στο κοινό. Εκτιμήσεις των σεισμικών παραμέτρων αποστέλλονται καθημερινά ή σε εβδομαδιαία βάση στα Διεθνή Σεισμολογικά Κέντρα (USGS, ISC, CSEM). (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

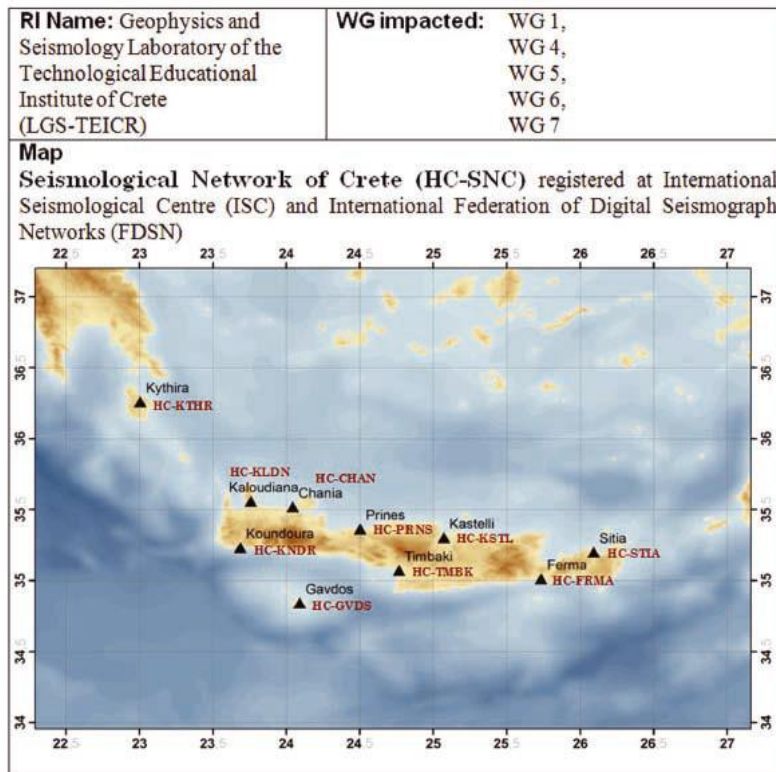
Δίκτυο επιταχυνσιογράφων έχει εγκατασταθεί από το 1972 στις μεγαλύτερες πόλεις του Ελληνικού χώρου με 15 αναλογικά όργανα. Σήμερα έχει φθάσει στον αριθμό των 70 ψηφιακών οργάνων τα οποία στην πλειονότητά τους συνδέονται τηλεμετρικά με το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Η πλειονότητα των επιταχυνσιογράφων του δικτύου είναι εγκατεστημένοι σε πολεοδομικά συγκροτήματα, λαμβάνοντας υπόψη τη σεισμικότητα και την πολεοδομική ανάπτυξη. Τοπικά δίκτυα έχουν επίσης

αναπτυχθεί σε επιλεγμένες πόλεις, με πιο σημαντικό το τοπικό δίκτυο της ευρύτερης περιοχής της Αθήνας. Επίσης περιορισμένος αριθμός οργάνων έχει εγκατασταθεί σε χώρους αρχαιολογικού ή ιστορικού ενδιαφέροντος. Πρόσφατα εγκαταστάθηκε μόνιμο δίκτυο 11 σταθμών GPS για την συνεχή παρακολούθηση αλλαγών του στερεού φλοιού της γης. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

Από την ίδρυσή του το 1893 μέχρι σήμερα το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο εκδίδει Μηνιαίο Σεισμολογικό Δελτίο στο οποίο περιέχονται όλες οι ενόργανες σεισμολογικές πληροφορίες, καθώς και οι παράμετροι των σεισμών του Ελληνικού χώρου. Στα δελτία αυτά, για τους μεγάλους σεισμούς υπάρχουν και μακροσεισμικές πληροφορίες, δηλαδή αναφέρονται οι παρατηρηθείσες καταστροφές ή βλάβες στα κτίρια, οι περιοχές που ο σεισμός έγινε αισθητός, κλπ. Το Μηνιαίο Σεισμολογικό Δελτίο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου αποτελεί σημαντική πηγή δεδομένων για πολλές ερευνητικές μελέτες, και διανέμεται έντυπα ή ηλεκτρονικά σε Σεισμολογικά Ινστιτούτα και υπηρεσίες σε ολόκληρο τον κόσμο καθώς και σε πολλούς ελληνικούς φορείς. (*Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών*).

### **2.3 Σεισμολογικό δίκτυο Κρήτης**

Το Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας του Τμήματος Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος του Τεχνολογικού Εκπαιδευτικού Ιδρύματος Κρήτης παραδοσιακά δραστηριοποιείται σε ευρύ τμήμα της έρευνας που διενεργείται στα πεδία της Σεισμολογίας, της Φυσικής του Εσωτερικού της Γης και της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Ιδιαίτερα, εστιάζει τις ερευνητικές του προσπάθειες στην πολυπαραμετρική μελέτη των σεισμικών καταστροφών, στη σεισμοτεκτονική, στην πρόγνωση των σεισμών, στην πολυκλαδική χωροχρονική εκτίμηση και διαχείριση της σεισμικής επικινδυνότητας, στις μικροζωνικές μελέτες, στην παραμόρφωση και δομή του φλοιού και του άνω μανδύα της Γης, στη φυσική των γεωλικών, στη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης με σεισμολογικές και γεωφυσικές μεθόδους διασκόπησης με έμφαση στον καθορισμό της δομής των ανώτερων στρωμάτων που παρουσιάζουν οικονομικό, περιβαλλοντικό και αρχαιολογικό ενδιαφέρον (αρχαιομετρία). Επίσης, εφαρμόζει αρχές Τηλεπισκόπησης και GIS στη Γεωφυσική, τη Σεισμολογία και το Γεωπεριβάλλον. (*Φ. Βαλλιανάτος: Καθηγητής, ΤΕΙ Κρήτης*).



Σχήμα 2.3.1 Κατανομή των on-line σταθμών του Δικτύου στο Νότιο Αιγαίο

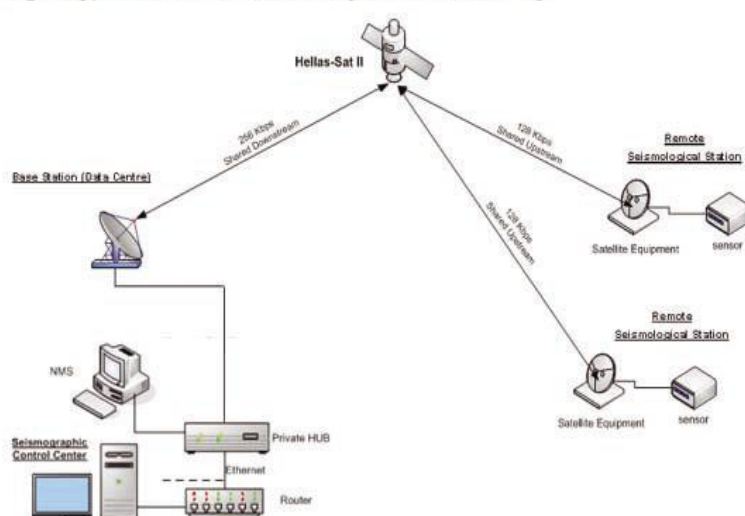
Στην κατεύθυνση επίλυσης των επιστημονικών προβλημάτων που την απασχολούν, η ερευνητική ομάδα του Εργαστηρίου Γεωφυσικής & Σεισμολογίας έχει εγκαταστήσει και λειτουργεί ένα προηγμένο τηλεμετρικό δίκτυο σεισμολογικών σταθμών εγκατεστημένων στην Κρήτη και το Ν. Αιγαίο και μεριμνά για την αδιάλειπτη λειτουργία του. Για την απρόσκοπτη διασύνδεση των περιφερειακών σταθμών, εφαρμόζονται σύγχρονες και αξιόπιστες ευρυζωνικές τεχνικές, με κορυφαία τη χρήση δορυφορικών ζεύξεων (με χρήση του Ελληνικού δορυφόρου Hellas Sat II) μέσω του μοναδικού σε σεισμολογικό φορέα στην Ελλάδα και στη Νοτιο Ανατολική Μεσόγειο Private Satellite Hub που διαθέτουμε και το οποίο μπορεί να αξιοποιηθεί και από άλλους σεισμολογικούς φορείς. (Φ. Βαλλιανάτος: Καθηγητής, ΤΕΙ Κρήτης).



Σχήμα 2.3.2 Α) Ο Δορυφορικός Σεισμολογικός Σταθμός στη Γαύδο. Ο Νοτιότερος Σεισμολογικός Σταθμός της Ευρώπης. Β) Ο σεισμολογικός Σταθμός στα Φέρμα.

Τα μέχρι τώρα επιστημονικά συμπεράσματα της ανωτέρω έρευνας έχουν ανακοινωθεί από έγκριτα διεθνή επιστημονικά βήματα. Όλοι οι σταθμοί του Τηλεμετρικού Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης (HSNC) είναι δηλωμένοι στους επίσημους καταλόγους των International Seismological Centre (ISC) και International Federation of Digital Seismograph Networks(FDSN).Το Εργαστήριο έχει διαρκή και στενή συνεργασία με ερευνητικές ομάδες από την Ελλάδα και σχεδόν όλες τις χώρες της Μεσογείου (με έμφαση αναφέρεται η ιδιαίτερα στενή συνεργασία με την Ιταλία),καθώς επίσης το Ηνωμένο Βασίλειο, την Ιαπωνία, τη Ρωσία, τις Η.Π.Α. και άλλες χώρες. Αξιοσημείωτη είναι και η υφιστάμενη συνεργασία με τη Διεύθυνση Φυσικών Καταστροφών της UNESCO. (Φ. Βαλλιανάτος: Καθηγητής, ΤΕΙ Κρήτης).

Topology of Satellite Seismological Networking

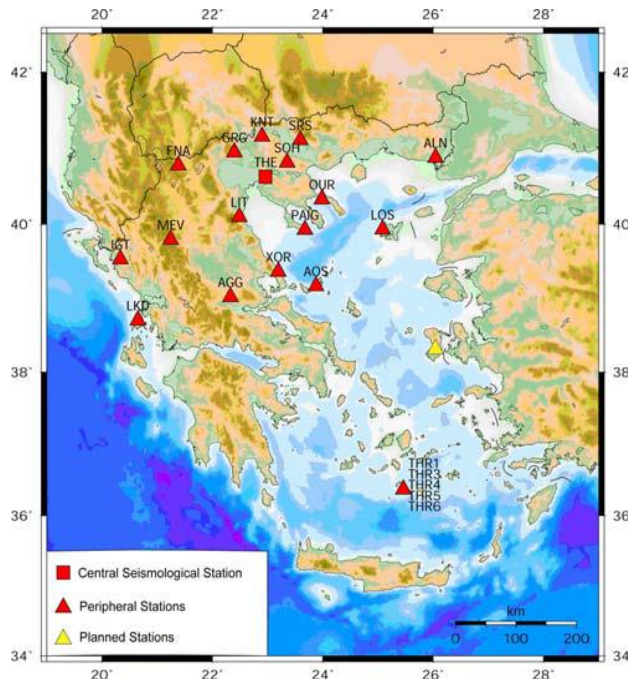


Σχήμα 2.3.3 Τοπολογία Δορυφορικού Σεισμολογικού Δικτύου

## 2.4 Σεισμολογικό δίκτυο Θεσσαλονίκης

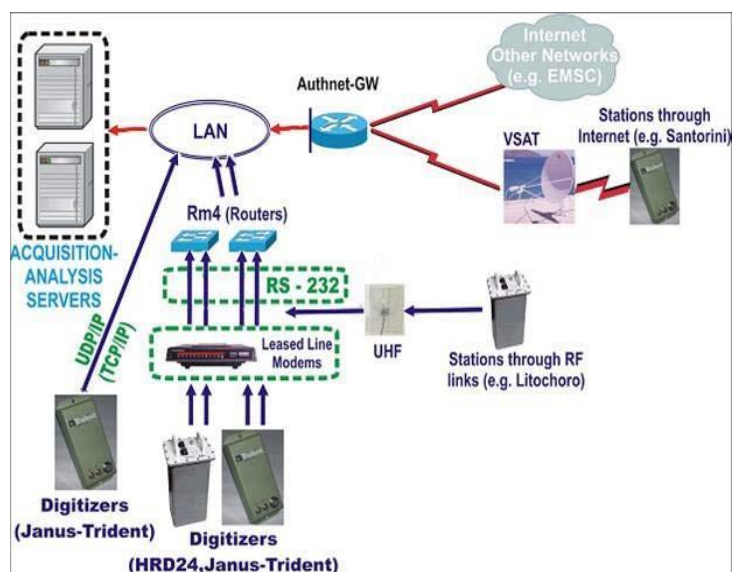
Σήμερα το σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ αποτελείται από 22 σεισμολογικούς σταθμούς (σχήμα2.4.1)οι περισσότεροι των οποίων είναι εγκατεστημένοι στη βόρεια και κεντρική Ελλάδα, ενώ 8 εξ αυτών βρίσκονται σε νησιά του Αιγαίου και του Ιονίου πελάγους. Όλοι οι σταθμοί μεταδίδουν τα δεδομένα τους στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό της Θεσσαλονίκης σε πραγματικό χρόνο (real-time) με διάφορες μεθόδους επικοινωνίας (μισθωμένες τηλεφωνικές γραμμές 1020 και 1025 με τη χρήση leased-line modems, UHF modems, δορυφορική μετάδοση). (Σεισμολογικό δίκτυο ΑΠΘ.)





Σχήμα 2.4.1 Το σεισμολογικό δίκτυο του ΑΠΘ

Στο σχήμα 2.4.1 φαίνεται η σημερινή διαμόρφωση του δικτύου μετά την πρόσφατη αναμόρφωση και μετάβαση από το παλιό αναλογικό στο νέο ψηφιακό δίκτυο (αρχές 2003). Οι σεισμολογικοί σταθμοί είναι εφοδιασμένοι κυρίως με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα Teledyne S-13 τα οποία σταδιακά αντικαθίστανται από σεισμόμετρα ευρέως φάσματος τύπου CMG-3ESP (100s-50Hz). Για την ψηφιοποίηση του σήματος γίνεται χρήση ψηφιοποιητών 24-bit Nanometrics (κυρίως Janus-Trident καθώς και παλαιότερων 5 HRD24). Η μετάδοση των δεδομένων γίνεται α) με modem μισθωμένης γραμμής (μέσω ΟΤΕ) και κατάλληλους routers της εταιρείας Nanometrics (RM4) για serial-IP conversion, β) UHF modem (ασύρματη σύνδεση) σε IP-επίπεδο και, γ) με VSAT link (δορυφορική σύνδεση) σε IP επίπεδο για τους σταθμούς της Σαντορίνης και της Λευκάδας. Μια επιπλέον δορυφορική σύνδεση έχει προγραμματιστεί για τον νέο σταθμό που θα εγκατασταθεί το Μάρτιο του 2006 στη Χίο καθώς και στη Νίσυρο στο τέλος του 2006). (Σεισμολογικό δίκτυο ΑΠΘ).



Σχήμα 2.4.2 Σχηματική Δομή του σεισμολογικού δικτύου Θεσσαλονίκης



## 2.5 Σεισμολογικό δίκτυο Σαντορίνης

Το σημερινό σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης αποτελείται από τέσσερις σειсмоγράφους μιας συνιστώσας, που τοποθετήθηκαν σε επιλεγμένα σημεία στον Προφ. Ηλία, το Ακρωτήριο, την Οία και τη Θηρασία, καθώς και ένα σειсмоγράφο τριών συνιστωσών που τοποθετήθηκε στη Νέα Καμένη. *(Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης).*

Ο κεντρικός σταθμός βρίσκεται στον Πρ. Ηλία, σε ένα μικρό κτίριο που κατασκευάστηκε στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος και είναι συνδεδεμένος με τα τοπικά δίκτυα του ΟΤΕ και της ΔΕΗ. Στην οροφή του σταθμού βρίσκονται οι κεραίες λήψης των αναλογικών σημάτων, μέσω των οποίων μεταφέρονται στο εσωτερικό του και καταγράφονται τα σεισμικά γεγονότα, καθώς και μια ψηφιακή κεραία που εξασφαλίζει επικοινωνία με το κτίριο του ΙΜΠΗΣ στα Φηρά. Στον κεντρικό σταθμό λειτουργεί και ένας επί πλέον σειсмоγράφος ευρέως φάσματος που αποτελεί μια εφεδρική και συμπληρωματική πληροφόρηση για το δίκτυο του ΙΜΠΗΣ. *(Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης).*

Κάθε σειсмоγράφος λειτουργεί με τη χρήση μπαταρίας η οποία είναι σε συνεχή φόρτιση χάρη στον ηλιακό συλλέκτη που διαθέτουν οι σταθμοί για το σκοπό αυτό. Με κατάλληλο εξοπλισμό που είναι προσαρμοσμένος στο σύστημα γίνεται η τηλεμετρική μετάδοση του αναλογικού σήματος όλων των σταθμών στο κεντρικό σταθμό του Προφ. Ηλία. Κατάλληλοι ψηφιοποιητές αναλαμβάνουν να μετατρέψουν τα αναλογικά σήματα σε ψηφιακά, τα οποία και μεταφέρονται μέσω ψηφιακής κεραίας στο χώρο που στεγάζεται το ΙΜΠΗΣ. Σε τελική φάση, το σύνολο των δεδομένων που συλλέγονται από το τοπικό δίκτυο της Σαντορίνης, μεταφέρονται ψηφιακά πλέον μέσω διαδικτύου και γραμμής ADSL, από το ΙΜΠΗΣ στον κεντρικό Σεισμολογικό Σταθμό του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, όπου υπάρχει συνεχής και σε 24ωρη βάση παρακολούθηση για το σύνολο των σημάτων του νέου Εθνικού Δικτύου Σειсмоγράφων, αλλά και άλλων δικτύων. Εκεί γίνεται άμεσα η επεξεργασία και η ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων από τους σεισμολόγους του Εργαστηρίου. *(Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης).*

Όλη την υπό παρακολούθηση περίοδο, καταγράφηκε και μελετήθηκε ένας ικανός αριθμός σεισμών, με μεγέθη, MD , από 0.5 μέχρι 4.2. Από τη μελέτη των αποτελεσμάτων μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η κύρια σεισμική δραστηριότητα η οποία σχετίζεται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα λαμβάνει χώρα σε ένα βάθος έως και 15 km. Συγχρόνως σε προβολές τομών των εστιών των μικροσεισμών που έγιναν με το βάθος είναι φανερή η ύπαρξη "κενών" περιοχών από επίκεντρα σε ένα βάθος 10km περίπου. Η πιθανότερη εξήγηση της έλλειψης μικροσεισμών στα σημεία αυτά είναι η ύπαρξη πλαστικής παραμόρφωσης που σχετίζεται με την ύπαρξη θύλακα τηγμένου μαγματικού υλικού, αλλά η αναγκαιότητα για περισσότερα δεδομένα είναι προφανής για μία πιο σίγουρη επιστημονική εξήγηση του φαινομένου αυτού. *((Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης).*

Από τον Οκτώβρη του 2007, μια νέα υπηρεσία παρακολούθησης της σεισμικής δραστηριότητας σε πραγματικό χρόνο είναι διαθέσιμη από την ιστοσελίδα του Σεισμολογικού Σταθμού του Α.Π.Θ. Μέσω της σελίδας αυτής ο χρήστης μπορεί να

ενημερωθεί για τη σεισμική δραστηριότητα σε επιλεγμένες περιοχές, έχοντας μάλιστα τη δυνατότητα να αποκτήσει και λεπτομερή στοιχεία για τους σεισμούς της περιοχής αυτής. Σε χάρτες που ανανεώνονται αυτόματα κάθε 5 λεπτά, είναι πλέον δυνατό ο κάθε επισκέπτης να έχει πλήρη εικόνα για τους σεισμούς του τελευταίου μήνα, της τελευταίας εβδομάδας, αλλά και των τελευταίων 48 ωρών. Λόγω της ιδιαιτερότητας της περιοχής της Σαντορίνης, παρουσιάζεται η σεισμικότητα της σε ξεχωριστό χάρτη, ενώ και το αρχείο των αντίστοιχων σεισμών είναι διαθέσιμο. Πέρα από την άμεση ενημέρωση της επιστημονικής κοινότητας, η νέα υπηρεσία έχει ως κύριο στόχο την ενημέρωση του απλού πολίτη, αλλά και της πολιτείας για την σεισμική δραστηριότητα της περιοχής, ενώ σε επίπεδο τοπικής αυτοδιοίκησης και πολιτικής προστασίας η άμεση πληροφόρηση κρίνεται απαραίτητη. (*Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης*).



*Σχήμα 2.5.1 Η θέση όπου βρίσκεται ο σεισμογράφος και ο ηλιακός συλλέκτης στη Νέα Καμένη*

## Κεφάλαιο 3: Σεισμοτεκτονικό καθεστώς Κρήτης

### 3.1 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς βόρειας Κρήτης

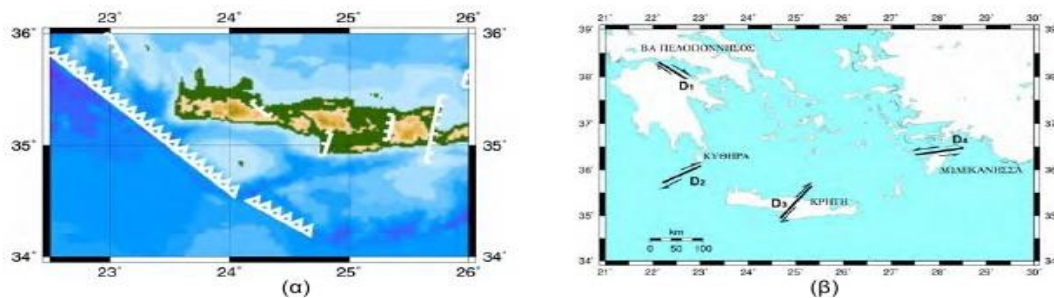
Η περιοχή της δυτικής Κρήτης αποτελεί τμήμα του Ελληνικού Τόξου (Σχήμα 3.1.1) και είναι μια από τις πιο ενεργές σεισμοτεκτονικά περιοχές της δυτικής Ευρασίας, με μεγέθη έως  $M=8.3$ . (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962 (Parazachos, 1990)). Η έντονη ενεργός παραμόρφωση του χώρου αυτού είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού της κατάδυσης του ανατολικού τμήματος της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από αυτή του χώρου του Αιγαίου (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962 (Parazachos and Delibasis, 1969; Parazachos and Comninakis, 1970)) καθώς της προς τα νοτιοδυτικά κίνησης της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου, ως αποτέλεσμα της προς τα δυτικά κίνησης της Ανατολίας κατά μήκος της τάφρου του βορείου Αιγαίου. Αυτή η κατάδυση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Μεσογείου κάτω από αυτή του Αιγαίου, όπως αποκαλύπτεται από τη ζώνη Benioff των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962 (π.χ. Parazachos et al., 2000)) και τομογραφικά (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962 (π.χ. Spakman, 1988, Parazachos and Nolet, 1997)) έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη ισχυρών συμπιεστικών τάσεων κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου. Αυτή είναι η κύρια αιτία που παρατηρούνται ανάστροφα ρήγματα σε όλο το μήκος του Τόξου του Αιγαίου (Σχήμα 2α), τα οποία έχουν πολύ σταθερή διεύθυνση σε όλο το μήκος του τόξου και μικρή γωνία κλίσης (~10ο) ενώ γενικά παρατηρούνται σε βάθη μέχρι περίπου 40-50km. Οι σεισμοί αυτοί έχουν μεγέθη έως και μεγαλύτερα από  $M=8.0$ , όπως ο γνωστός σεισμός του 365 μ.Χ, ο οποίος είναι ο μεγαλύτερος γνωστός σεισμός της Μεσογείου με εκτιμώμενο μέγεθος  $M=8.3$  (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962 (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003)).



Σχήμα 3.1.1 Γενικό γεωδυναμικό και τεκτονικό μοντέλο του ευρύτερου Ελληνικού χώρου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσεται κατά μήκος του εσωτερικού τμήματος του Ελληνικού Τόξου με ρήγματα διεύθυνσης περίπου Β-Ν. Η ζώνη αυτή έχει μεγάλη σημασία για την περιοχή που εξετάζουμε γιατί διέρχεται από την δυτική Κρήτη (Σχήμα 3.1.2α). (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Μια άλλη μεγάλη κατηγορία ρηγμάτων που άμεσα επηρεάζουν την υπό μελέτη περιοχή είναι αυτά που βρίσκονται πάνω στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα και οδηγούν στη γένεση σεισμών ενδιάμεσου βάθους, οι οποίοι έχουν κατά τους αρχαίους και ιστορικούς χρόνους καταστρεπτικά αποτελέσματα, τόσο στην Κρήτη, όσο και σε ολόκληρη την νοτιοανατολική Μεσόγειο (Σχήμα 3.1.2.β). Στο σχήμα 3.1.2 παρουσιάζονται τα κυριότερα επιφανειακά ανάστροφα και κανονικά ρήγματα τα οποία θεωρούνταν ότι επηρεάζουν την ευρύτερη περιοχή της δυτικής Κρήτης πριν την παρούσα μελέτη, καθώς και τα αντίστοιχα κύρια ρήγματα σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Ν. Αιγαίου (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962). (Parazachos and Papazachou, 1997, Παπαζάχος και συν. 2001).



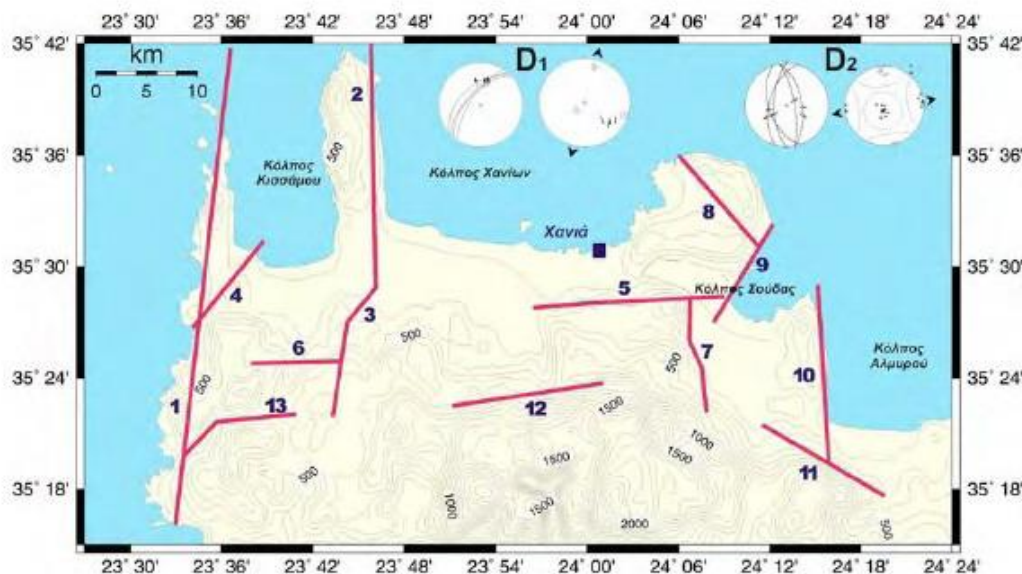
Σχήμα 3.1.2. α) Κύρια επιφανειακά ρήγματα επιφανειακών σεισμών που επηρεάζουν τη δυτική Κρήτη Παπαζάχος και συν., 2001) και, β) κύρια ρήγματα σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Ν. Αιγαίου (Parazachos and Papazachou, 1997).

### 3.2 Μελέτη του τοπικού πεδίου τάσεων στη Δ. Κρήτη

Για τη μελέτη του πεδίου τάσεων και των κύριων ενεργών ρηγμάτων στο ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης, πραγματοποιήθηκαν εκτεταμένες εργασίες πεδίου στην περιοχή της Δυτικής Κρήτης, για τη λεπτομερή αποτύπωση της γεωλογίας της περιοχής και τη μελέτη της ενεργού τεκτονικής της περιοχής. Η μελέτη ανέδειξε την ύπαρξη 13 μεγάλων κανονικών ρηγμάτων, μεγάλης γωνίας κλίσης, τα οποία δραστηριοποιούνται ανάλογα από το Μέσο-Άνω Μειόκαινο μέχρι σήμερα. Τα ρήγματα αυτά παρουσιάζονται απλοποιημένα στο σχήμα 3 και είναι: 1. Ρ. Δυτικής Κρήτης, 2. Ρ. Μαλάθου-Ροδοπού, 3. Ρ. Κεράς-Καρθιακών, 4. Ρ. Πλατάνου, 5. Ρ. Μαλάξας-Κόλπου Σούδας, 6. Ρ. Τοπολίων, 7. Ρ. Ζαχαριάς-Πεμονίων, 8. Ρ. Ακρωτηρίου, 9. Ρ. Μάραθου-Άπτερα, 10. Ρ. Δρεπανοκεφάλας-Γεωργιούπολης, 11. Ρ. Αργυρούπολης-Κουρνά-Χαμπαθά, 12. Ρ. Ζούρβα, 13. Ξηροποτάμου-Έλους-Μύλων. Κινηματική ανάλυση, στρωματογραφικά κριτήρια και κριτήρια αλληλοεπίδρασης μεταξύ των γραμμών ολίσθησης πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες, αλλά και των ίδιων των ρηγμάτων μεταξύ τους, έδειξαν ότι τα ρήγματα αυτά εντάσσονται στα πλαίσια δράσης δύο κύριων εφελκυστικών τεκτονικών γεγονότων (D1 & D2, βλέπε σχήμα



3.2.1). (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).



Σχήμα 3.2.1 Απλοποιημένη παρουσίαση των κύριων νεοτεκτονικών ρηγμάτων της Δυτικής Κρήτης τα οποία εντοπίστηκαν από την νεοτεκτονική έρευνα υπαίθρου. Στα ένθετα σχήματα παρουσιάζεται το πεδίο τάσεων των δύο κύριων τεκτονικών γεγονότων που εντοπίστηκαν από την έρευνα (Παλαιότερο-D1, Νεότερο-D2), καθώς και οι παρατηρούμενες ολισθήσεις σε επιλεγμένες ομάδες ρηγμάτων από κάθε τεκτονικό γεγονός

Το πρώτο και παλαιότερο τεκτονικό γεγονός, D1, έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Μέσου/Άνω Μειοκαίνου έως το Άνω Πλειόκαινο, καθώς αναγνωρίζεται μέσα στα Μειοκαινικά και Πλειοκαινικά ιζήματα των λεκανών της Δυτικής Κρήτης, όχι όμως σε νεότερα Τεταρτογενή ιζήματα. Με το D1 γεγονός συνδέονται τα μεγάλα κανονικά ρήγματα της Δ. Κρήτης με Α-Δ ανάπτυξη και μικρές αποκλίσεις προς τα ΑΒΑ-ΔΝΔ έως ΑΝΑ-ΔΒΔ. Τα ρήγματα αυτά εμφανίζονται με κύρια βύθιση προς τα βόρεια και μεγάλη γωνία κλίσης. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

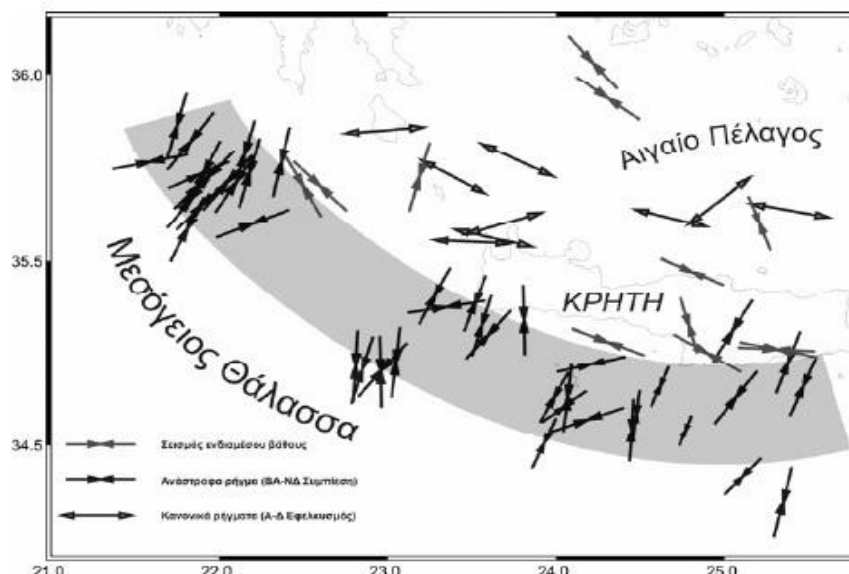
Κινηματική ανάλυση των κυρίαρχων αυτών ρηξιγενών δομών της Δ. Κρήτης έδειξε ότι πρόκειται για κανονικά ρήγματα με σημαντική την κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης προς τα κάτω. Μετρήθηκαν έτσι, γραμμώσεις ολίσθησης με διεύθυνση βύθισης με μεγάλη γωνία κλίσης προς τα ΒΒΑ έως ΒΒΔ συνδεδεμένες με μια στροφή της κίνησης προς τα αριστερά από τα ΒΒΑ προς ΒΒΔ, η οποία αποτελεί και τη σχετικά νεότερη κίνηση. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Το δεύτερο τεκτονικό γεγονός, D2, έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Άνω Πλειοκαίνου και μετά κατά το Τεταρτογενές, καθώς αναγνωρίζεται στα Πλειοκαινικά ιζήματα. Τα ρήγματα, που συνδέονται με το D2 αυτό γεγονός επηρεάζουν τα προηγούμενα D1-ρήγματα ή κόβουν τον κατακλαστίτη που αναπτύσσεται μέσα στα D1 ρήγματα. Επιπλέον πολλές φορές η δράση των D2 ρηγμάτων εντοπίστηκε και μέσα σε πρόσφατες τεταρτογενείς αποθέσεις. Με το D2-γεγονός συνδέονται αρχικά μεγάλα ρήγματα με κυρίαρχη Β-Ν παράταξη με απόκλιση προς τα ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ και κυρίαρχη διεύθυνση βύθισης προς τα Δυτικά. Πρόκειται για ρήγματα κανονικά με σημαντική την κατακόρυφη συνιστώσα κίνησης προς τα κάτω και

βύθιση των γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες προς τα Βόρεια ή Νότια με μεγάλη γωνία pitch (περίπου 75-85°). (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Στενά συνδεδεμένα με την D2 κινηματική βρίσκονται ρήγματα με κύρια ΒΑ-ΝΔ αλλά και δευτερευόντως με ΒΔ-ΝΑ παράταξη. Πρόκειται για κανονικά και πλαγιοκανονικά ρήγματα με σημαντική αριστερόστροφη ή δεξιόστροφη οριζόντια συνιστώσα κίνησης. Ορισμένα από τα ρήγματα αυτά και κυρίως αυτά με ΒΑ-ΝΔ παράταξη φαίνεται να σχηματίζουν μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες μεταφοράς μεταξύ τμημάτων των μεγάλων ρηγμάτων με Β-Ν ανάπτυξη. Επιπλέον πάνω στις ρηξιγενείς επιφάνειες αυτών των πλαγιοκανονικών ρηγμάτων των συμβατών με την D2 κινηματική και δυναμική αναγνωρίζονται παλιότερες D1 γραμμώσεις, γεγονός που δείχνει την επαναδραστηριοποίηση ορισμένων εξ αυτών κατά την D2 τεκτονική. Η D2 κινηματική αποτυπώνεται συχνά και στα παλιότερα Α-Δ διεύθυνσης D1 – ρήγματα με την επαναλειτουργία τους ως αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης. Το γεγονός αυτό αναγνωρίζεται από την ύπαρξη περίπου οριζόντιων γραμμώσεων ολίσθησης πάνω στη ρηξιγενή επιφάνεια που καλύπτουν τις παλαιότερες κατακόρυφες D1 – γραμμώσεις ολίσθησης. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

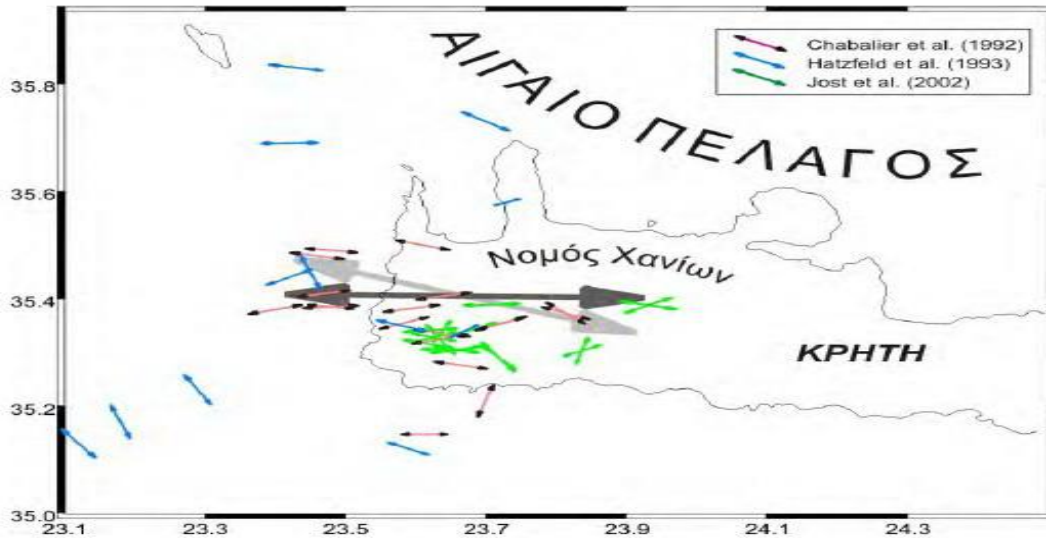
Για την επιβεβαίωση των παραπάνω αποτελεσμάτων της νεοτεκτονικής μελέτης και της σχέσης που έχουν με την ενεργό τεκτονική, αναλύθηκε το σύνολο των μηχανισμών γένεσης επιφανειακών σεισμών που ήταν διαθέσιμοι για την ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Στο σχήμα 3.2.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των κύριων οριζόντιων αξόνων τάσης που αφορούν μηχανισμούς γένεσης ισχυρών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή έρευνας. Είναι εμφανής η διαφοροποίηση των κυρίων αξόνων, ανάλογα με τον τύπο των ενεργών ρηγμάτων που παρουσιάζονται στο σχήμα 2, σε τρεις κύριες ομάδες: α) ΒΑ-ΝΔ συμπίεση η οποία είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία των ΒΔ-ΝΑ επιφανειακών ανάστροφων ρηγμάτων του Ελληνικού τόξου (γκρι ζώνη), β) εφελκυσμός με διεύθυνση ~Α-Δ ο οποίος είναι υπεύθυνος για τα ~Β-Ν επιφανειακά κανονικά ρήγματα και, γ) η σχεδόν οριζόντια συμπίεση ΔΒΔ-ΑΝΑ σε βάθη >50km, η οποία είναι υπεύθυνη για τα πλάγιο-ανάστροφα ρήγματα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. Είναι σημαντικό ότι η περιοχή του επιφανειακού εφελκυσμού Α-Δ συμπίπτει με την ΔΒΔ-ΑΝΑ συμπίεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους και οριοθετείται με αρκετά σαφή τρόπο από τη ΒΑ-ΝΔ συμπίεση λόγω της βύθισης της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από το χώρο του Αιγαίου. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).



Σχήμα 3.2.2 Κύριοι οριζόντιοι άξονες τάσεων, όπως καθορίζονται από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης σεισμών ( $M > 4.0$ ) για την ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Είναι εμφανής η χωρική ομαδοποίηση των αξόνων σε τρεις κύριους τύπους και η μετάβαση από την ΒΑ-ΝΔ συμπίεση των επιφανειακών ανάστροφων ρηγμάτων (γκριζώνη) στην σχεδόν ΔΒΔ-ΑΝΑ συμπίεση των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962)

Αν και ο επιφανειακός εφελκυσμός που κυριαρχεί βόρεια της ηπειρωτικής Κρήτης (σχήμα 3.2.2) είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τον πιο πρόσφατο D2 εφελκυσμό, όπως προκύπτει από τα νεοτεκτονικά δεδομένα (σχήμα 3.2.1), οι διαθέσιμοι μηχανισμοί σχετικά ισχυρών σεισμών δεν παρείχαν πληροφορίες για τη δυτική Κρήτη, με εξαίρεση ορισμένους μηχανισμούς στο βόρειο τμήμα των χερσονήσων Γραμβούσας και Ροδοπού. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν όλοι οι μηχανισμοί γένεσης μικροσεισμών οι οποίοι αναφέρονταν σε μελέτες σεισμικότητας (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962). (Chabalier et al., 1992, Hatzfeld et al., 1993, Jost et al., 2002).

Η συντριπτική πλειοψηφία των σεισμών που περιέχονταν στις συγκεκριμένες εργασίες και αναφέρονταν στη Δυτική Κρήτη αντιστοιχούν σε κανονικά (B-N) ή πλαγιοκανονικά (BA-ΝΔ, ΒΔ-ΝΑ) ρήγματα, με κυρίαρχο εφελκυσμό Ανατολής-Δύσης. Στο σχήμα 3.2.3 παρουσιάζονται οι οριζόντιες προβολές των αξόνων T των μηχανισμών γένεσης, καθώς και το μέσο πεδίο τάσεων, όπως αυτό καθορίζεται με τη μεθοδολογία Papazachos and Kiratzi (1992) (μεγάλο σκούρο γκρι βέλος) και Gephart and Forsyth (1984) (μεγάλο ανοικτό γκρι βέλος). Και οι δύο μέσες λύσεις δείχνουν έναν κυρίαρχο σύγχρονο εφελκυσμό περίπου Α-Δ, σε εξαιρετική συμφωνία με τα γενικά γεωτεκτονικά μοντέλα και αναμενόμενα ρήγματα και αλλά και το πρόσφατο νεοτεκτονικό πεδίο τάσεων (γεγονός D2). (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).



Σχήμα 3.2.3 Οριζόντιες προβολές των εφελκυστικών αξόνων τάσης  $T$  από τους διαθέσιμους μηχανισμούς γένεσης μικροσεισμών για την περιοχή της Δυτικής Κρήτης. Με σκούρο και ανοικτό μεγάλο βέλος σημειώνεται το μέσο πεδίο τάσεων όπως αυτό προσδιορίζεται με τις μεθοδολογίες των Parazachos and Kiratzi (1992) και Gephart and Forsyth (1984). (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962)

Τα αποτελέσματα του σχήματος 3.2.3 δείχνουν ότι τα συμπεράσματα τις νεοτεκτονικής μελέτης για κάθε ρήγμα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη μελέτη του μηχανισμού γένεσης μελλοντικών σεισμών, σε κάθε ένα από τα ρήγματα του σχήματος 3.2.1. Η σύγκριση αυτή δείχνει ότι ακόμα και στην τοπική κλίμακα κάθε ρήγματος υπάρχει εξαιρετική συμφωνία νεοτεκτονικών-σεισμολογικών δεδομένων, τόσο σε ότι αφορά τα γεωμετρικά, όσο και τα κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων αυτών. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Μεγαλύτερη διαφοροποίηση παρατηρείται για το ρήγμα του Ζούρβα, για το οποίο τα νεοτεκτονικά στοιχεία δείχνουν ποικιλία κινήσεων και διαφοροποίηση της τοπικής παράταξης και για το οποίο τα αντίστοιχα σεισμολογικά στοιχεία είναι εξαιρετικά περιορισμένα. Όμως, σε κάθε περίπτωση η εξαιρετική συμφωνία των γεωμετρικών και κινηματικών στοιχείων επιτρέπει με ασφάλεια την επέκταση της χρήσης των χαρακτηριστικών των νεοτεκτονικών δεδομένων για τις αιτιοκρατικές προσομοιώσεις των σεισμών στις περιοχές του ανατολικού και κεντρικού τμήματος του Ν. Χανίων, για τις οποίες δεν υπάρχουν επαρκή στοιχεία μηχανισμών γένεσης ισχυρών σεισμών. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

### 3.3 Ιστορική αναδρομή σεισμικότητας περιοχής

Ο σεισμός του 365 μ.Χ. έλαβε χώρα στο δυτικό τμήμα της ελληνικής τάφρου. Ο σεισμός προκάλεσε εκτεταμένες καταστροφές στην κεντρική και νότια Ελλάδα, στην Λιβύη, στην Μικρά Ασία και την Αίγυπτο. Σχεδόν όλες οι πόλεις της Κρήτης καταστράφηκαν από το σεισμό. Το σεισμό ακολούθησε ένα τσουνάμι που προξένησε καταστροφές σε ολόκληρη την Ανατολική Μεσόγειο, ιδίως στο δέλτα του Νείλου και την Αλεξάνδρεια, όπου σκότωσε χιλιάδες και έφτασε σχεδόν 3 χιλιόμετρα στην ενδοχώρα. Επίσης προκάλεσε την ανύψωση της δυτικής Κρήτης μέχρι και 9 μέτρα. Ο



σεισμός είχε μεγάλο αντίτυπο στους ανθρώπους στο τέλος της αρχαιότητας και αναφέρεται από μεγάλο αριθμό έργων διαφόρων συγγραφέων. (Βικιπαίδεια).

Αν ο σεισμός ήταν αποτέλεσμα της βύθισης της πλάκας της Αφρικής κάτω από την πλάκα του Αιγαίου, τότε οφείλεται σε ένα ρήγμα μήκους 160 χιλιομέτρων το οποίο ολίσθησε κατά μέσο όρο περίπου 9 μέτρα. Ένας τέτοιος σεισμός δεν έχει επαναληφθεί από τότε πιθανόν επειδή οι δύο πλάκες είναι σε μεγάλο βαθμό αποσυζευγμένες και η σχετική τους κίνηση γίνεται χωρίς την πρόκληση σεισμών στο 90% της έκτασής τους σύμφωνα με στοιχεία των τελευταίων 100 ετών. (Βικιπαίδεια). *Eleftheria E. Papadimitriou, Vassilios G. Karakostas (Ιούνιος 2008). "Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc". Acta Geophysica 56 (2): 293-312.*

Σύμφωνα με μια άλλη άποψη, το σεισμογόνο ρήγμα του σεισμού του 365 είναι ένα ρήγμα μήκους 100 χιλιομέτρων ανάμεσα στην Ελληνική Τάφρο και τις ακτές της Κρήτης, το οποίο ολίσθησε περίπου 20 μέτρα σχεδόν σε όλο του το μήκος. Υπολογίζεται στο ρήγμα συσσωρεύεται αρκετή τάση για να δημιουργήσει ένα τέτοιο σεισμό περίπου κάθε 5.000 χρόνια. Τέτοια ρήγματα υπάρχουν και σε άλλα σημεία της ζώνης καταβύθισης, ένα τέτοιο ρήγμα θεωρείται ότι προκάλεσε το μεγάλο σεισμό του 1303, ο οποίος προκάλεσε επίσης ένα μεγάλο τσουνάμι. (Βικιπαίδεια) *Beth Shaw (2012). "The AD 365 Earthquake: Large Tsunamigenic Earthquakes in the Hellenic Trench". Active tectonics of the Hellenic subduction zone Springer Theses: 7-28.*

Ο σεισμός προκάλεσε τσουνάμι το οποίο προκάλεσε πολλές καταστροφές σε όλη την ανατολική Μεσόγειο, ιδίως στην Κρήτη και το δέλτα του Νείλου. Στην νοτιοδυτική Κρήτη τα κυμάτα από το σεισμό υπολογίζεται ότι είχαν ύψος 12 μέτρων.[4] (Βικιπαίδεια (Κοκολάκης Μανώλης (2011-04-05). Σενάριο για τσουνάμι στην Κρήτη)). Τα κύματα ήταν επίσης μεγάλα και στο δέλτα του Νείλου, όπου υπολογίζεται ότι στην Αλεξάνδρεια είχαν ύψος 9,5 μέτρα. (Βικιπαίδεια).

Η λίστα των των μεγαλύτερων καταγραμμένων ιστορικά σεισμών στην Κρήτη στο πέρασμα των αιώνων, όπως καταγράφηκαν από ιστορικούς, περιηγητές και σύγχρονους σεισμολόγους (*Αγώνας της Κρήτης (Perrey 1848, Mallet 1854, Σταυράκη 1890, Ξανθουδίδης 1925, Siebert 1932, Μαρεβελάκης)*), έχει ως εξής:

**368 π.Χ. M = (7.7R) Κρήτη.**

Κατά τον Dapper και οι 100 πόλεις της Κρήτης καταστράφηκαν από το σεισμό, ενώ κατά τον Πλίνιο, 60 από αυτές τις πόλεις έπαθαν τεράστια καταστροφή. Ο σεισμός έγινε έντονα αισθητός σε μεγάλη έκταση (*Σταυράκης 1890, Sieberg 1932 B*)

**267 π.Χ. M = (7.0R) Κρήτη.**

**255 π.Χ. M = (6.8R) Κρήτη**

**55 μ.Χ. M = (7.2R) Κρήτη** Ο σεισμός κατέστρεψε πολλές πόλεις της Κρήτης και από την επιδημία που ακολούθησε προκλήθηκαν θάνατοι (*Siebert 1932*).

**66 μ.Χ. M = (7.0 R) Ηράκλειο.** Ο *Γεωργιάδης (1904)* τοποθετεί το σεισμό το 62 μ.Χ και παραθέτει αποσπάσματα από το *Φυλόστρατο* όπου αναφέρεται ότι στο Λεβινάιο ιερό (ναός του Ασκληπιού στη νότια ακτή της Κρήτης που σήμερα λέγεται Κεφάλαι), ενώ γινόταν συζήτηση μεταξύ του Απολλωνίου και των ιερέων του Ναού γύρω στο

μεσημέρι έγινε σεισμός που συγκλόνισε ολόκληρη την Κρήτη. Μερικοί άνθρωποι που ήρθαν από βόρεια ανήγγειλαν ότι κατά το μεσημέρι έγινε τρομερός σεισμός που αναδύθηκε νησί από τη θάλασσα στον πορθμό μεταξύ Θήρας και Κρήτης. Ο Sieberg (1932 B) γράφει ότι ο σεισμός κατέστρεψε την Κνωσό και προκάλεσε σοβαρές βλάβες στη Φαιστό. Έγινε αισθητός σε ολόκληρο το Αρχιπέλαγος. (Αιγαίο). Ο Πλατάκης (1950) παραθέτει αποσπάσματα από τους Μαλάμα και Σουίδα, και από τα οποία προκύπτει ότι κατά το 13ο έτος της Βασιλείας του Κλαύδιου Καίσαρα όλη η Κρήτη καταστράφηκε από αυτή την θεομηνία. 251 μ.Χ M – (7.5R) Κνωσός. Κατά τον Coronelli στις 9 Ιουλίου του 251 έγινε μεγάλος σεισμός ο οποίος κατέστρεψε μέγα μέρος της Κρήτης. Ανέτρεψε την Κνωσό και πολλές άλλες πόλεις του νησιού (Σταυράκης 1890, Ξανθουδίδης 1952)

**365 μ.Χ. M = (9.2R)** Τέσσερα μίλια νότια-ανατολικά των Φαλασάρνων. Καταστροφή Κισάμου και Φαλασάρνων, ανύψωση του δυτικού τμήματος της Κρήτης με καταστροφικές συνέπειες είναι άξιο λόγου η αναφορά του Αμμιανού Μαρκελλίνου: 21 Ιουλίου 365 ο ιστορικός βιώνει και περιγράφει την τρομερή καταστροφή που παρόμοια της δεν βρίσκει κανείς ούτε στους θρύλους αλλά ούτε στα αληθινά ιστορικά γεγονότα: Η θάλασσα αποσύρθηκε και τα νερά τραβήχτηκαν σε τέτοια έκταση ώστε να αποκαλυφτεί ο βυθός της. Πολλά πλοία εξόκειλαν και οι άνθρωποι περιπλανιόταν στα λίγα νερά που απόμειναν μαζεύοντας ψάρια και οστρακοειδή. Εντός ολίγου όμως υπερυψωμένα θαλάσσια κύματα όρμησαν ισοπεδώνοντας κτήρια ή οτιδήποτε άλλο συναντούσαν στο δρόμο. Μερικά μεγάλα πλοία είχαν εκσφενδονιστεί από το κύμα στις στέγες σπιτιών και άλλα σε απόσταση 2 μιλίων από την ξηρά. Πρόκειται για τεκτονικό σεισμό, λόγω σύγκρουσης της αφρικανικής με την ευρωπαϊκή πλάκα.

**439 μ.Χ M = (7.6R)** Κρήτη Από το Μαλάμα προκύπτει ότι ο σεισμός ήταν τρομακτικός και κατέστρεψε όλη σχεδόν την Ν. Κρήτη (Σαθός 1867)

**796 μ.Χ M = (7.5R)** Κρήτη – Γόρτυνα Ο Θεοφάνης αναφέρει ότι έγινε φοβερός σεισμός στην Κρήτη τη νύχτα της 7ης Απριλίου του έτους 796 (Γεωργιάδης 1904). ο Sieberg 1932 γράφει ότι ο Σεισμός προξένησε στην Κρήτη εκτός των άλλων μεγάλες ζημιές στην Γόρτυνα. Μια βασιλική κατέρρευσε κατά το μεγαλύτερο μέρος της. Στην Αλεξάνδρεια η δόνηση ήταν τόσο ισχυρή ώστε βλάφτηκε ο φάρος της. Έγινε αισθητός και στη Σικελία.

**1246μ.ΧM=(6.8R)** Χανιά. Ο σεισμός γκρέμισε τα τείχη της πόλης των Χανίων (Perrey 1848).

**1306μ.ΧM = (6.5R)** Ηράκλειο

**1494 μ.Χ M = (7.2R)** Ηράκλειο. Από διηγήσεις των περιηγητών της εποχής Olivier και Thenet προκύπτει ότι έγινε το 1490 σεισμός που συγκλόνισε το νησί από ανατολή προς δύση και προξένησε πολύ μεγάλες καταστροφές. Οι δονήσεις συνεχίστηκαν για ένα μήνα. Σε διήγηση του περιηγητή της εποχής Pietro Casola αναφέρεται ότι ο σεισμός έγινε την 1η Ιουλίου 1494 ημέρα Τρίτη στις 4 το απόγευμα. Ήταν τόσο ισχυρός στο Ηράκλειο ώστε τον έριξε στο έδαφος. Το μοναστήρι του Αγίου Φραγκίσκου στο Ηράκλειο έπαθε σοβαρές βλάβες. Προκλήθηκαν μεγάλες ζημιές ιδιαίτερα στα κωδωνοστάσια εκκλησιών και στα σπίτια. Ο λαός πανικοβλήθηκε. Στο λιμάνι μεγάλα κύματα προξένησαν τόσο βίαιες

συγκρούσεις αγκυροβολημένων πλοίων ώστε αυτά φαινόταν ότι θα γίνουν κομμάτια. Την επομένη 2 Ιουλίου νέες δονήσεις έγιναν αισθητές. Στην κυβέρνηση της πόλης έφθαναν μηνύματα από διάφορα μέρη του νησιού που ανέφεραν ότι ο σεισμός είχε καταστρέψει πολλές περιοχές της Κρήτης. (*Πλατάκης 1950 Αντωνόπουλος 1973*)

**1508 29/5  $\mu.X M = (7.2R)$**  Ιεράπετρα Σε επιστολή του Δούκα της Κρήτης *Ιερώνυμου Δωνάτου*, διοικητή του νησιού κατά το χρόνο εκείνο προς το φίλο του *Πέτρο Κονταρηνό*, σταλμένο στις 15 Ιουλίου του 1508 αναφέρεται ότι προηγήθηκε του σεισμού στις 29 Μαΐου 1508 θόρυβος. Ο σεισμός κράτησε 15 με 20 δευτερόλεπτα. Στο Ηράκλειο μόνο 4 ή 5 σπίτια έμειναν κατοικήσιμα. Ο σεισμός κατέστρεψε την Ιεράπετρα και τη Σητεία κατά το μεγαλύτερο μέρος. Βλάβες έπαθε η ανατολική Κρήτη. Σείσθηκαν έντονα το Ρέθυμνο και τα Χανιά αλλά δεν καταστράφηκαν. Ο σεισμός έγινε αισθητός μέχρι την Εύβοια και την Φρυγία. Η πόλη της Ιεράπετρας που ανατράπηκε δεν ξαναχτίστηκε αλλά χτίστηκε στη θέση της ένα χωριό με ένα μικρό κάστρο. Υπέφεραν επίσης η Πάρος και η Νάξος.

**1595 26/11  $\mu.X M = (6.8R)$**  Κρήτη Ο σφοδρός σεισμός προκάλεσε ζημιές και καταστροφές (*Κριάρης 1930, Schreiner 1975*). Σε κώδικα του Αγ. Νικολάου Άνδρου αναφέρεται ότι έγινε μεγάλος σεισμός στις 16 Νοεμβρίου 1595 (*Μαραβελάκης 1938*)

**1612 8/11  $\mu.X M = (7.0 R)$**  Ηράκλειο Οι δονήσεις έγιναν αισθητές σε πολλά μέρη της Μεσογείου (*Perrey 1848, Mallet 1854*)

**1655 Ιανουάριος  $\mu.X M = (6.7R)$**  Ηράκλειο Ο σεισμός κατέστρεψε σπίτια στο Ηράκλειο κι έγινε αισθητός και στη Ζάκυνθο (*Sieberg 1932 B*).

**1681 10/1 $\mu.X M = (7.0R)$**  Ηράκλειο Για τρεις ημέρες σεισμοί συγκλόνισαν το νησί της Κρήτης και καταστράφηκε το ένα τρίτο της πόλης του Ηρακλείου. Στα Χανιά έγιναν αισθητές δύο δονήσεις από ανατολικά προς τα δυτικά οι οποίες έγιναν αντιληπτές και στα πλοία (*Σταυράκης 1890, Sieberg 1932 B*).

**1780 Οκτώβριος  $\mu.X M = (7.0R)$**  Ιεράπετρα Στις αρχές του Οκτωβρίου έγινε ένας σφοδρός σεισμός του οποίου προηγήθηκαν άλλοι για αρκετό καιρό. Το φρούριο της Ιεράπετρας γκρεμίστηκε (καταβροχθίστηκε). Με τον ίδιο τρόπο 13 χωριά με τους κατοίκους τους εξαφανίστηκαν. Στα Χανιά ο σεισμός παρουσιάστηκε ως μέτριος.

**1805 3/7  $\mu.X M = (7.2R)$**  Χανιά Με την ανατολή του ηλίου 4 ισχυρές σεισμικές δονήσεις έγιναν αισθητές στα Χανιά σε διάστημα 8 λεπτών. Τις μεγαλύτερες βλάβες έπαθαν τα Χανιά και το Ρέθυμνο. Έγιναν αισθητές και στην Σικελία (*Perrey, 1848, Mallet 1854*). Σε ενθύμηση η οποία αναγράφεται στο πίσω μέρος της σελίδας του βιβλίου του Αρχιεπισκόπου Συμεών του Μακαρίου αναφέρεται ότι το έτος 1805 στις 21 Ιουνίου (παλ. ημερολόγιο) πριν ανατείλει ο ήλιος έγινε μεγάλος σεισμός σε ολόκληρο το νησί της Κρήτης από τον οποίο καταστράφηκαν πολλά σπίτια τζαμιά και επαύλεις στις πόλεις και τα χωριά της. Η γη δονείτο συνεχώς νύχτα και μέρα (*Σπυριδάκης 1953*). Σύμφωνα με πληροφορίες από τον *Baratta* ο σεισμός έγινε αισθητός και στη Νεάπολη (*Karnik 1971*).

**1810 16/2  $\mu.X M = (7.8R)$**  Ηράκλειο Ο περιηγητής *John Galt* σε επιστολή που έγραφε στη Χίο στις 10 Απριλίου αναφέρει ότι από πληροφορίες του ο σεισμός κατέστρεψε το ένα τρίτο των σπιτιών του Ηρακλείου και σκότωσε πολλές χιλιάδες

ανθρώπων. Ο σεισμός αυτός είχε προκαλέσει σε αυτόν υπερβολικό τρόπο, όταν βρισκόταν στην Τριπολιτσά, και έγινε αισθητός σε όλα τα μέρη που επισκέφθηκε κατόπιν. Ο αριθμός των νεκρών υπολογίζεται μεταξύ 2.000 και 3.000. Το μοναστήρι του Αγίου Ασωμάτου, ένα βαρύ βενετσιάνικο οικοδόμημα στη νοτιοδυτική πλευρά του όρους Ίδη καταστράφηκε από το σεισμό. Έγινε έντονα αισθητός στον Μάλτα όπου κράτησε 2 λεπτά και μάλλον έντονα στη Νεάπολη όπου κράτησε ένα λεπτό. Στο Οντάριο (Κάτω Ιταλία) κάτοικοι έμειναν έξω από τα σπίτια τους όλη τη νύχτα από το φόβο. Έγινε επίσης αισθητός στην Τεργέστη στην Αφρική (Βόρεια) και στην Κύπρο. Ο σεισμός αυτός έμεινε στην παράδοση του λαού της Κρήτης για μεγάλο χρονικό διάστημα. (*Αγώνας της Κρήτης*) (Perrey 1848, Mallet 1854, Σταυράκη 1890, Ξανθουδίδης 1925, Siebert 1932, Μαρεβελάκης).

### 3.4 Παλαιογεωγραφία Κρήτης

Η Κρήτη σχηματίστηκε από τα υπολείμματα του ωκεανού της Τηθύος και είναι αποτέλεσμα της αλπικής ορογένεσης. Βυθίστηκε και αναδύθηκε τρεις φορές από το τέλος του Παλαιοζωικού ως τη βάση του Μειοκαίνου (αρχή Νεογενούς), περίοδο κατά την οποία ήταν καλυμμένη από τη θάλασσα, οπότε και αναδύεται εκ νέου ως τρία χωριστά νησιά (ορεινοί όγκοι Λευκών Ορεων, Ψηλορείτη και Λασιθιώτικων Ορέων). (IGME, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο: Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Με την απόσυρση τη θάλασσας στο Μεσσήνιο (τέλος Μειοκαίνου), λόγω της ξηρότητας της Μεσογείου (κρίση αλατότητας του Μεσσηνίου), σχηματίζεται λόγω εξάτμισης γύψος και ανυδρίτης. Άφθονα απολιθώματα (γαστερόποδα, εχινόδερμα κ.ά.) βρίσκονται μέσα στα νεογενή ιζήματα και ειδικά στα μειοκαινικά, όπου κατά θέσεις τα λιμναία ανω-μειοκαινικά ιζήματα συνυπάρχουν με πανίδα θηλαστικών απολιθωμάτων. (IGME, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο: Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Στο Πλειόκαινο έχουμε πάλι αύξηση του βάθους της θάλασσας και κατά συνέπεια ιζηματογένεση προοδευτικά βαθύτερης θάλασσας. Η πλήρωση με ιζήματα των νεογενών λεκανών ένωσε τους ορεινούς όγκους. Στη συνέχεια, το νησί, με την ανάδυση της χερσονήσου λόγω τεκτονικών διεργασιών, απέκτησε μορφή που πλησίασε τη σημερινή. (IGME, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο: Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Η αναφορά στη γεωλογία του Νομού Χανίων και της Νήσου Γαύδου ακολουθεί τη στρωματογραφική σειρά και την τεκτονική τοποθέτηση από τα κατώτερα προς τα ανώτερα μέλη των σχηματισμών. Η Κρήτη έχει μια ιδιαίτερα σύνθετη και πολύπλοκη γεωλογική δομή, λόγω της άμεσης γειτονίας με το χώρο υποβύθισης της αφρικανικής πλάκας κάτω από την ευρασιατική. Η δομή της χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη τεκτονικών καλυμμάτων προαλπικών και αλπικών πετρωμάτων, αλλά και μετααλπικών νεογενών λεκανών με διεύθυνση Α-Δ ή Β-Ν με ιζήματα που

ενώνουν τους ορεινούς όγκους και σχηματίζουν το νησί. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Τα προαλπικά-άλπικα καλύμματα της Κρήτης είναι:

Πλακώδεις ασβεστόλιθοι (Plat- tenkalk) (Μ. Ιουρασικό-Ολιγόκαινο, 170-28 εκατομ. χρόνια), κάλυμμα ανθρακικών πετρωμάτων που αποτέθηκαν σε νηριτικό (αβαθές) περιβάλλον, το οποίο μεταβλήθηκε σε πελαγικό (βαθιάς θάλασσας). Η απόθεση κλείνει με τον ολιγοκαινικό φλύσχη της σειράς, υπολείμματα του οποίου εμφανίζονται σε μικρή έκταση στον Ψηλορείτη. Είναι η μόνη ενότητα που σχηματίστηκε στην Κρήτη, γι' αυτό και καλείται αυτόχθονη. Οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι απαρτίζουν τους ορεινούς όγκους της Κρήτης. Τα βαθύτερα μέλη τους τα συναντάμε στα Λευκά Όρη (μάρμαρα Παντοκράτορα). Οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι καλύπτουν τον ορεινό όγκο των Λευκών Ορέων με υψηλότερη κορυφή τις «Πάχγες» και υψόμετρο 2.453 μέτρα. Μέσα στον εν λόγω σχηματισμό των Λευκών Ορέων αναπτύσσονται τα δύο μεγάλα οροπέδια, Ομαλού και Ασκύφου, και το μικρότερο της Κράμπης, πόλγες που οφείλουν το σχηματισμό τους στο συνδυασμό καρστικής διάβρωσης και τεκτονικής επίδρασης. Στη ΒΑ παρυφή του ορεινού αυτού συγκροτήματος έχει σχηματιστεί η λίμνη Κουρνά, η οποία αποτελεί τεράστια λιμνο-δολίνη και είναι η θέση όπου τέμνονται τρία μεγάλα ρήγματα. Άλλο χαρακτηριστικό του σχηματισμού είναι οι μεγάλες χαραδρώσεις, με κύρια διεύθυνση Β-Ν και δευτερεύουσα Α-Δ, που συνήθως καταλήγουν στη νότια περιοχή των Λευκών Ορέων. Μεταξύ αυτών των μεγάλων χαραδρώσεων περιλαμβάνονται τα φαράγγια της Ίμπρου, της Αγίας Ειρήνης, της Σαμαριάς κ.ά. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Οι μεγάλες πηγές Στύλου, Αρμένων, Λίμνης Κουρνά, Αγιάς και Γεωργιούπολης τροφοδοτούνται από τον ορεινό όγκο των Λευκών Ορέων και υδρεύουν το μεγαλύτερο μέρος του Νομού. Τα ανώτερα μέλη του σχηματισμού των Πλακωδών Ασβεστολίθων απαντώνται στον Ψηλορείτη (λεπτοπλακώδεις ασβεστόλιθοι με πυριτικές ενστρώσεις ή κονδύλους). Στη βάση των πλακωδών ασβεστολίθων και κατά θέσεις (π.χ. Φόδελε-Σίτσες) εμφανίζονται ανθρακικά πετρώματα Πέρμιας ηλικίας (300-250 εκατομ. χρόνια), ασβεστόλιθοι και δολομίτες, που θεωρούνται παρόμοια με τα πετρώματα του Γκίγκιλου στα Λευκά Όρη. Τα στρώματα Γκίγκιλου αναπτύσσονται νοτίως του Οροπεδίου του Ομαλού των Λευκών Ορέων και καλύπτουν το όρος Γκίγκιλος, απ' όπου και η ονομασία τους. Ίσως να είναι και σειρά υποκείμενη των πλακωδών ασβεστολίθων. Τα στρώματα αυτά παρουσιάζουν απότομο ανάγλυφο και μεγάλους όγκους πλευρικών κορημάτων. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

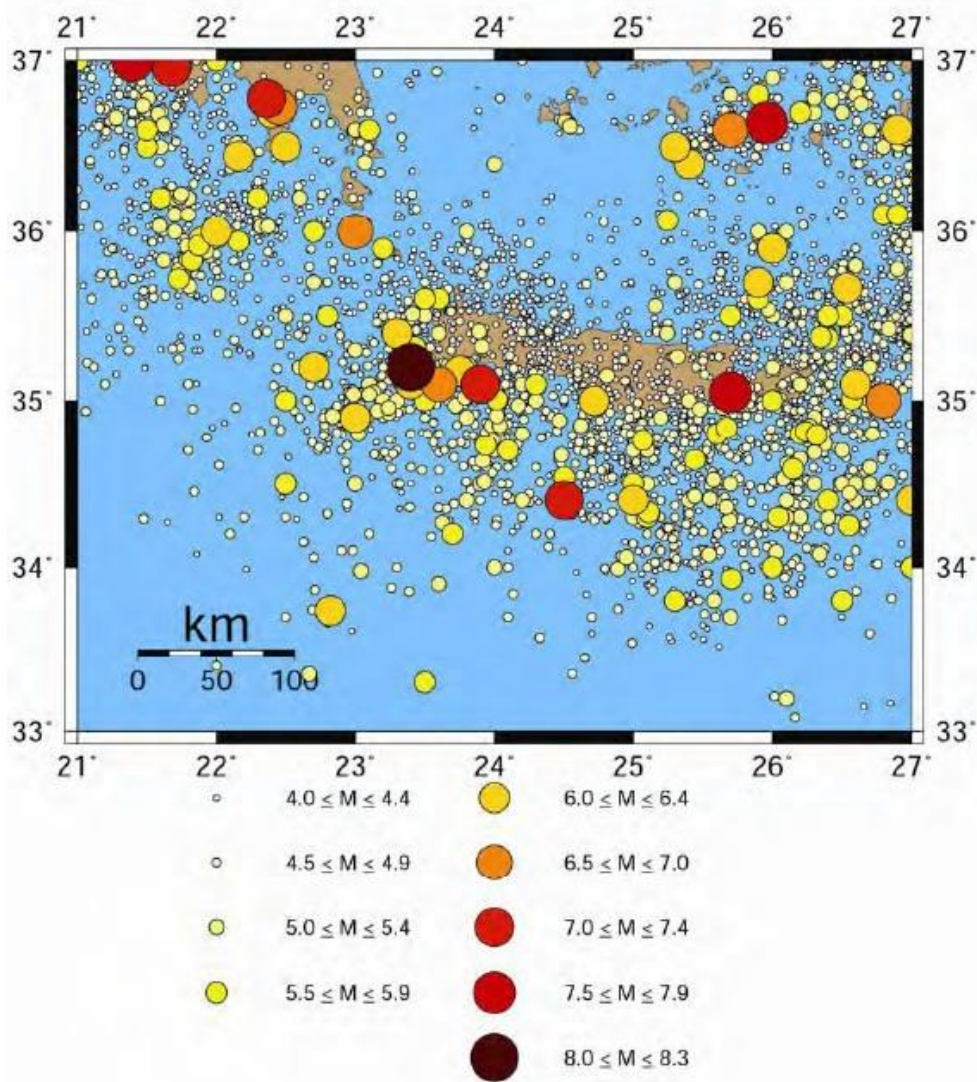
Το κάλυμμα του Τρυπαλίου, άγνωστης ηλικίας, «κάθεται» τεκτονικά αμέσως πάνω στους πλακώδεις ασβεστολίθους σε ορισμένες θέσεις, στη Δ. Κρήτη. Περιλαμβάνει ανθρακικά κροκαλοπαγή, ασβεστολίθους και κυρίως δολομίτες. Στο Νομό Χανίων απαντάται σε μικρές σχετικά εμφανίσεις, όπως στο όρος Τρυπάλι, ΝΑ του Νομού, βόρεια του Οροπεδίου του Ομαλού. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων- γεωπάρκων .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Το κάλυμμα της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς, είναι πιθανόν προαλπικό ηπειρωτικό τέμαχος, που αποτελείται από φυλλίτες, σχιστόλιθους, χαλαζίτες, μάρμαρα, ραουβάκες και γύψους. Είναι μεταμορφωμένα πετρώματα σε συνθήκες υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας. Βρίσκεται, τεκτονικά, πάνω από το σχηματισμό των πλακωδών ασβεστολίθων. Στο Νομό Χανίων απαντώνται μεγάλες εμφανίσεις της σειράς στα δυτικά του Νομού (στην περιοχή Κισσάμου) και στα νότια (Παλαιό-χωρα-Χρυσοσκαλίτισσα), όπου στα κατώτερα μέλη αυτής (ραουβάκης) φιλοξενείται γύψος. Το πάχος της σειράς υπερβαίνει τα 1.500 μ. Τα τεκτονικά καλύμματα της Ζώνης Τρίπολης και της Ζώνης Πίνδου αποτελούν τη συνέχεια προς τα νότια των καλυμμάτων Γαβρόβου-Τρίπολης και Πίνδου της ηπειρωτικής Ελλάδας. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων-γεωπαρκών .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

Στη βάση του καλύμματος Τρίπολης απαντά ο σχηματισμός των ραβδούχων, Μεσο-Ανω-Τριαδικής ηλικίας σχηματισμός (245-200 εκατομ. χρόνια), που αποτελείται από αργιλικούς σχιστολίθους και κλαστικά ιζήματα. Στο Νομό Χανίων αναπτύσσονται στη χερσόνησο Ροδωπού, δίπλα στον οικισμό με το τοπωνύμιο Ραβδούχα. Το πάχος της σειράς φθάνει τα 300-600 μ. Μέσα στο σχηματισμό απαντώνται ενώσεις σιδήρου, με τις οποίες συνδέεται η ύπαρξη παλιού μεταλλείου στην περιοχή, για την εκμετάλλευση σιδηρομεταλλεύματος. Η Ζώνη Τρίπολης αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα Μεσοζωικής κυρίως ηλικίας, ασβεστολίθους και δολομίτες νηριτικής ιζηματογένεσης, και «κλείνει» με το φλύσχη (πηλίτες, ψαμίτες και κροκαλοπαγή) Ανω-Ηω-καινικής ηλικίας (30 εκατομ. χρόνια). Στο Νομό Χανίων η ανθρακική σειρά εμφανίζεται στην περιοχή της Παλαιόχωρας, Καστελίου, σε μικρά υπολείμματα, στην περιοχή Ακρωτηρίου και στα δύο ακρωτήρια Σπάθας και Γραμβούσας της περιοχής Κισσάμου. Ο φλύσχος της σειράς απαντάται σε μικρές εμφανίσεις στην ευρύτερη περιοχή Καστελίου και στην περιοχή Παλαιόχωρας. (ΙΓΜΕ, Γεωδιαδρομές 2009 Έργο:Ανάδειξη γεωτόπων-γεωπαρκών .Συμβολή στην αειφόρο ανάπτυξη).

### 3.5 Πιθανολογική εκτίμηση σεισμικής επικινδυνότητας Δ.Κρήτης

Ο χάρτης του σχήματος 3.5.1 δίνει μια ποιοτική εκτίμηση της γεωγραφικής κατανομής των επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης επειδή το δείγμα δεδομένων το οποίο χρησιμοποιήθηκε είναι μεγάλο, είναι πλήρες και επειδή έχουν χρησιμοποιηθεί διαφορετικά σύμβολα για να δηλώσουν τα διαφορετικά διαστήματα μεγεθών των σεισμών. Τα δεδομένα προέρχονται από τον κατάλογο του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ (<http://lemnos.geo.auth.gr>). Από το χάρτη αυτό φαίνεται ότι στο βόρειο τμήμα της Κρήτης η σεισμικότητα είναι χαμηλή σε αντίθεση με το νότιο και βορειοδυτικό όπου η σεισμικότητα είναι πολύ υψηλή. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).



Σχήμα 3.5.1. Γεωγραφική κατανομή των επίκεντρων των επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή της Δυτικής Κρήτης. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962)

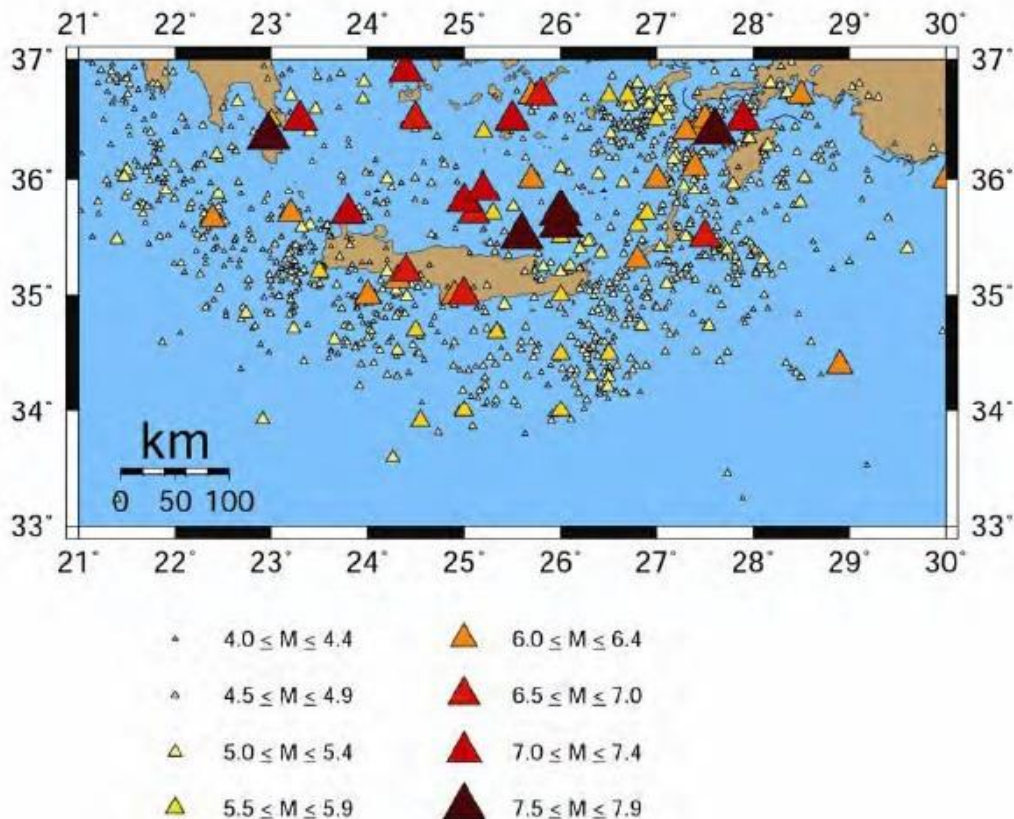
Τα επίκεντρα των ισχυρών ( $M \geq 6.0$ ) σεισμών κατανέμονται κατά μήκος του άξονα του Ελληνικού Τόξου και σχετίζονται με το μέτωπο σύγκρουσης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική πλάκα. Η σεισμική δράση στο εξωτερικό μέρος προς την Μεσόγειο είναι πολύ περιορισμένη. Το πάχος του σειсмоγόνου στρώματος στην περιοχή αυτή είναι μεγάλο και φτάνει μέχρι τα 50 km ενώ στο Αιγαίο είναι της τάξης των 20 km (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962). (Papazachos, 1990; Papazachos et al., 2000).

Σύμφωνα με τους Papazachos et al. (2000) από το βάθος των 20km και κατά μήκος του εξωτερικού τμήματος του ελληνικού τόξου, αρχίζει να σχηματίζεται μια ζώνη Benioff το επιφανειακό τμήμα της οποίας (20-100km) βυθίζεται με μικρή γωνία (~30ο) προς το Αιγαίο. Στο διάστημα αυτών των βαθών λαμβάνει χώρα σύζευξη



μεταξύ του παλιού ωκεάνιου φλοιού της ανατολικής Μεσογείου και της λιθόσφαιρας του Αιγαίου, η οποία εφίππευει πάνω σε αυτόν. Αυτό πιστοποιείται από το γεγονός ότι όλοι οι μεγάλοι ενδιάμεσου βάθους σεισμοί με μεγέθη μέχρι 8.0 γίνονται σε αυτά τα βάθη. Σε μεγαλύτερα βάθη ( $100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$ ) της ζώνης Benioff η σεισμική δραστηριότητα είναι πιθανό ότι οφείλεται στην ελεύθερη βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Τέτοια βύθιση χωρίς ισχυρή σύζευξη εξηγεί το γεγονός ότι δε γίνονται σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο από περίπου 7.0 σε αυτό το βαθύ τμήμα της ζώνης Benioff. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Ο χάρτης του σχήματος 3.5.2 δίνει τη γεωγραφική κατανομή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους ( $h > 60\text{km}$ ) στο νότιο Αιγαίο. Από το χάρτη αυτό φαίνεται ότι οι σεισμοί κατανέμονται σε μία αμφιθεατρικού σχήματος ζώνη Benioff, η οποία κλίνει από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του Ελληνικού Τόξου (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962). (Parazachos and Comninakis, 1971).



Σχήμα 3.5.2 Γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962)

Οι ενδιάμεσου βάθους σεισμοί με μέγεθος μικρότερο του 7.0 οι οποίοι γίνονται σε μεγάλα βάθη ( $h > 100\text{km}$ ) συνήθως δεν προκαλούν σοβαρές βλάβες ενώ σπάνια προκαλούν τέτοιες βλάβες και οι αντίστοιχοι μεγέθους σεισμοί οι οποίοι γίνονται σε βάθη μεταξύ 60km και 100km. Από την άλλη πλευρά, οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους με μέγεθος  $M \geq 7.0$  συνήθως προκαλούν σοβαρές βλάβες σε μεγάλες αποστάσεις κατά



μήκος ολόκληρου του ελληνικού τόξου και όταν φθάνουν σε μεγέθη  $M \geq 7.5$ , προκαλούν βλάβες ακόμα και σε περιοχές οι οποίες βρίσκονται στο εξωτερικό τμήμα του τόξου όπως στην Κύπρο, Δέλτα του Νείλου, Σικελία, Μέση Ανατολή (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962). (Parazachos and Parazachou 1997, 2003).

Για την ποσοτική εκτίμηση της σεισμικότητας μίας περιοχής χρησιμοποιούνται ποσότητες όπως είναι η μέση περίοδος επανάληψης των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα ενός συγκεκριμένου μεγέθους ή το πιθανότερο μέγιστο μέγεθος κατά τη διάρκεια ενός συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος. Όλα αυτά τα μέτρα σεισμικότητας, τα οποία χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των *Gutenberg και Richter (1944)*.

Σύμφωνα με το νόμο αυτό, ο αθροιστικός αριθμός  $N$ , των σεισμών με μεγέθη μεγαλύτερα ή ίσα του  $M$ , που έχουν εστίες σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα,  $t$ , δίνεται από τη σχέση:

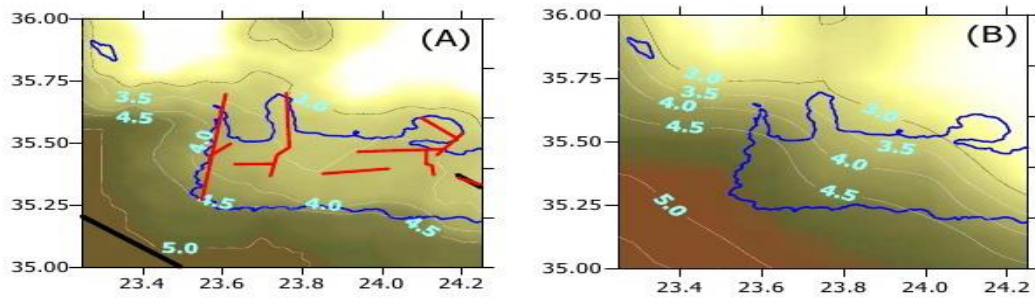
$$\log N = at - bM \quad (1)$$

όπου  $a$  και  $b$  είναι παράμετροι. Η παράμετρος  $b$  εξαρτάται από το πεδίο των τάσεων της περιοχής και την ομοιογένεια του υλικού. Η παράμετρος  $a$  εξαρτάται από τη σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα,  $t$ , στο οποίο έγιναν οι σεισμοί. Συνήθως ανάγουμε την παράμετρο  $a$  σε χρονικό διάστημα ενός έτους και σε μια μονάδα επιφάνειας με τη σχέση:

$$a = at - \log(tS) \quad (2)$$

όπου  $S$  είναι η επιφάνεια της περιοχής που μελετάται. Η ποσότητα  $a/b$  αποτελεί μέτρο της σεισμικότητας. Απαραίτητη προϋπόθεση για την ορθότητα των υπολογισμών είναι τα δεδομένα να είναι πλήρη. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

Λαμβάνοντας υπόψη τον κατάλογο σεισμών για το Νότιο Αιγαίο, τις τιμές των σταθερών της σχέσης των *Gutenberg-Richter* για τα 13 ρήγματα του σχήματος 3 και των ρηγμάτων των ισχυρών σεισμών (*Παπαζάχος και συνεργάτες 2001*) καθώς και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά τους καθορίστηκε η γεωγραφική κατανομή της παραμέτρου  $a/b$ , δηλαδή του πιθανότερου ετήσιου μεγέθους για τους επιφανειακούς σεισμούς στην ευρύτερη περιοχή. Τα αποτελέσματα δίνονται στο σχήμα 10Α. Στο σχήμα 10Β για λόγους σύγκρισης δίνονται και τα αποτελέσματα της χωρικής κατανομής της παραμέτρου  $a/b$  χωρίς τη χρήση των παραμέτρων των 13 ρηγμάτων. Από τη σύγκριση των δύο σχημάτων προκύπτει ότι τα αποτελέσματα διαφοροποιούνται. Συγκεκριμένα, το ομαλό πεδίο τιμών, το οποίο καθορίζεται από την επίδραση του ρήγματος της Ελαφονήσου, διαταράσσεται από την επίδραση των τοπικών ρηγμάτων με αποτέλεσμα για την περιοχή του Ακρωτηρίου οι τιμές να είναι υψηλότερες ενώ για το κεντρικό τμήμα οι τιμές να είναι χαμηλότερες. Αυτό το αποτέλεσμα δείχνει την πρακτική σημασία της αξιοποίησης της γεωλογικής γνώσης σε θέματα σεισμολογίας. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5–7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).

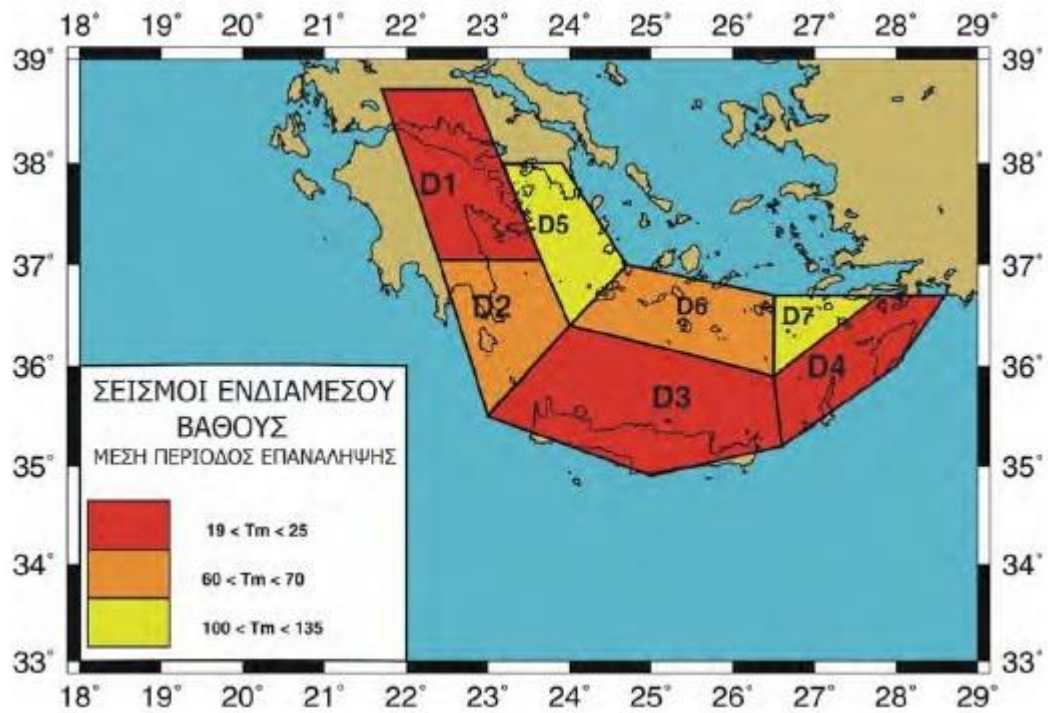


Σχήμα 3.5.3 Σύγκριση της γεωγραφικής κατανομής του πιθανότερου ετήσιου μεγέθους στην ευρύτερη περιοχή του Νομού Χανίων λαμβάνοντας υπόψη τα 12 ρήγματα της σεισμοτεκτονικής μελέτης (A) με τα αποτελέσματα με χρήση μόνο των ρηγμάτων των ισχυρών σεισμών (B) (Μουντράκης, 2004).

Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους και ιδιαίτερα οι ισχυρότεροι από αυτούς κατανέμονται στη ζώνη Benioff και για το λόγο αυτό μπορούμε προκειμένου να μελετήσουμε αποτελεσματικά τη γεωγραφική κατανομή της σεισμικότητας των σεισμών ενδιαμέσου βάθους στο Νότιο Αιγαίο να καθορίσουμε τις σεισμικές πηγές τους και να προσδιοριστούν τα μέτρα σεισμικότητας σε κάθε μία από αυτές. Στην εργασία αυτή υιοθετήθηκε το μοντέλο σεισμικών πηγών το οποίο πρότειναν οι Παραιοαννου and Παραζαχος (2000) και το οποίο αποτελείται από τέσσερις σεισμικές πηγές για το ανώτερο τμήμα της ζώνης Benioff και τρεις για το κατώτερο τμήμα για τις οποίες υπολόγισαν τις τιμές των σταθερών της σχέσης των Gutenberg and Richter (1944). Με βάση τις τιμές αυτές υπολογίστηκε η μέση περίοδος επανάληψης σεισμών με μέγεθος  $M \geq 6.5$  σε κάθε μία από τις σεισμικές πηγές με βάση τη σχέση:

$$T_M = 10^{bM-a}$$

Η σεισμική πηγή D3 η οποία περιλαμβάνει την Κρήτη έχει την μικρότερη μέση περίοδο επανάληψης με τιμή  $T_M=19$  έτη. (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962).



Σχήμα 3.5.4 Γεωγραφική κατανομή της μέσης περιόδου επανάληψης σεισμών μεγέθους  $M \geq 6.5$  στις σεισμικές πηγές των σεισμών ενδιάμεσου βάθους (3<sup>ο</sup> Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962)

## Κεφάλαιο 4: Γεωλογία ευρύτερης περιοχής Κρήτης

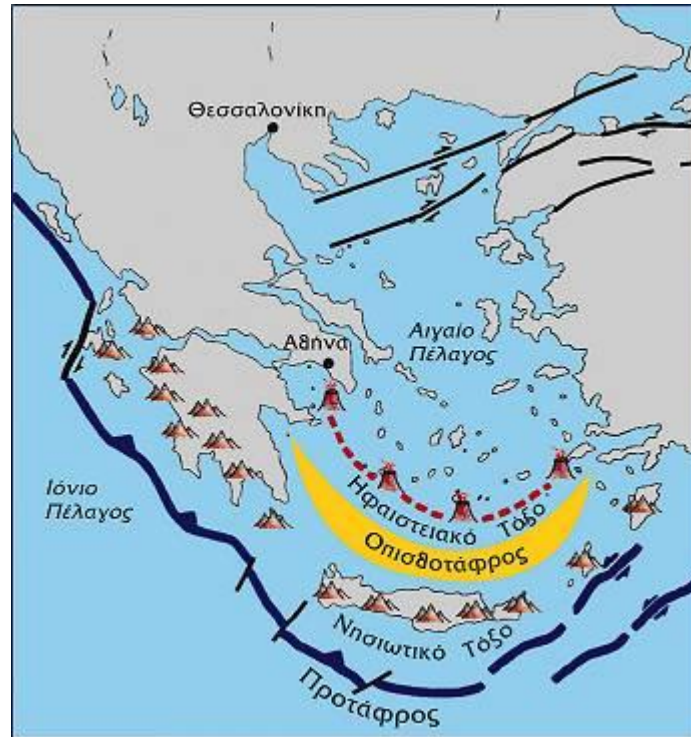
### 4.1 Το ελληνικό τόξο

Ο ελληνικός χώρος βρίσκεται στα όρια επαφής και σύγκλισης της Ευρασιατικής πλάκας με την Αφρικανική, γι' αυτό και είναι χώρος μεγάλης σεισμικότητας (η σεισμικότητα ενός τόπου καθορίζεται από τη συχνότητα εμφάνισης των σεισμών και τα μεγέθη τους). Σύμφωνα με στατιστικά στοιχεία η Ελλάδα, από άποψη σεισμικότητας, κατέχει την πρώτη θέση στη Μεσόγειο και την Ευρώπη καθώς και την έκτη θέση σε παγκόσμιο επίπεδο, μετά την Ιαπωνία, Νέες Εβρίδες, Περού, νησιά Σολομώντα και Χιλή. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας )

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

Το τόξο που δημιουργείται στην περίπτωση αυτή αποτελείται από την ελληνική τάφρο, το νησιωτικό τόξο, την οπισθοτάφρο και το ηφαιστειακό τόξο. Η τάφρος δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών. Πρόκειται για ένα σύστημα τάφρων , μία σειρά από βαθιές θαλάσσιες λεκάνες από τη Ρόδο έως και την Κεφαλονιά (γνωστή και ως ελληνική διάυλος) Το μέγιστο βάθος της εντοπίστηκε νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου στο Ιόνιο πέλαγος (βάθος περίπου 4.500m). Αυτό είναι το βαθύτερο σημείο της Μεσογείου. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας )

Το νησιωτικό τόξο αποτελείται από μία σειρά διαδοχικών νησιών όπως η Ρόδος, η Κρήτη, τα Κύθηρα και από την Πελοπόννησο. Τοποθετείται παράλληλα ως προς την τάφρο και σε μικρή απόσταση από αυτήν. Το τόξο αυτό δημιουργείται από την παραμόρφωση και ανύψωση πετρωμάτων (κυρίως ιζηματογενών) του περιθωρίου της Ευρασιατικής πλάκας και περιλαμβάνει πολύ παραμορφωμένα πετρώματα της Αλπικής πτύχωσης. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας )



σχήμα 4.1.1 Το Ελληνικό τόξο (Παπανικολάου Δ., 1998).

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

Το ηφαιστειακό τόξο αποτελείται από διαδοχικά ηφαίστεια (ενεργά και ανενεργά) Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος. Η δημιουργία τους οφείλεται σε ανάτηξη υλικού της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας. Κατά την άνοδό του το υλικό αυτό διαπερνά την Ευρασιατική πλάκα και σχηματίζει τα ηφαίστεια. Όσον αφορά την περιοχή του Β. Αιγαίου, βασικό της μορφολογικό χαρακτηριστικό είναι η τάφρος του Βορείου Αιγαίου, με βάθος 1.500m περίπου. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας )

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

- τα epicέντρα των επιφανειακών σεισμών στον ελληνικό χώρο και στις γύρω περιοχές εμφανίζουν σημαντική διασπορά. Παρόλα αυτά όμως, τα περισσότερα διατάσσονται κατά μήκος μίας τοξοειδούς ζώνης στην περιοχή του ελληνικού τόξου (Δ. Αλβανία – νησιά Ιονίου πελάγους – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος – Ν.Δ. Τουρκία). Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται επίσης και στην περιοχή του Β. Αιγαίου και της Β.Δ. Ανατολίας οι σεισμοί ενδιάμεσου βάθους εκδηλώνονται στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα epicέντρα διατάσσονται σε μία ζώνη παράλληλη με το ελληνικό τόξο, ενώ οι εστίες βρίσκονται πάνω στη ζώνη Benioff η οποία

κλίνει με γωνία περίπου 35ο από το κυρτό προς το κοίλο μέρος του τόξου, από την Ανατ. Μεσόγειο προς το Αιγαίο πέλαγος. Τα εστιακά τους βάθη φτάνουν έως 160km περίπου. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας )



σχήμα 4.1.2 Σχηματική απεικόνιση (τομή) του ελληνικού τόξου (Παπανικολάου Δ., 1998).

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

- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στη σύγκλιση της Αφρικανικής – Ανατ. Μεσογείου λιθοσφαιρικής πλάκας με την αντίστοιχη Ευρασιατική – Αιγαίο. Η σύγκλιση αυτή προκαλεί τους επιφανειακούς σεισμούς κατά μήκος του Ελληνικού τόξου καθώς και τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους στο Ν. Αιγαίο.
- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται στην αριστερόστροφη περιστροφή της Αδριατικής – Απουλίας πλάκας. Η περιστροφή προκαλεί τη γένεση επιφανειακών σεισμών κατά μήκος των δυτικών ακτών της Κεντρικής Ελλάδας, της Αλβανίας και της πρώην Γιουγκοσλαβίας.
- συμπιεστικής δύναμης που οφείλεται κυρίως στην κίνηση της Τουρκικής- Ανατολίας, λιθοσφαιρικής πλάκας προς τα δυτικά, που με τη σειρά της η κίνηση αυτή οφείλεται στην προς Βορρά κίνηση της Αραβικής πλάκας.
- οριζόντιων εφελκυστικών δυνάμεων που έχουν διεύθυνση βορρά – νότου και αναπτύσσονται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου εξαιτίας της οριζόντιας κίνησης των ρευμάτων



μεταφοράς. ( Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας ).



Σχήμα 4.1.3 Σχηματική αποτύπωση των δυνάμεων που ασκούνται στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου. Οι συμπιεστικές δυνάμεις Σ1, Σ2 και Σ3 που ασκούν οι γειτονικές λιθосφαιρικές πλάκες στη λιθόσφαιρα του Αιγαίου απεικονίζονται με τα κόκκινα βέλη. Οι εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται στην κάτω επιφάνεια της λιθόσφαιρας με τα κίτρινα βέλη (Παπαζάχος Β., 1989).

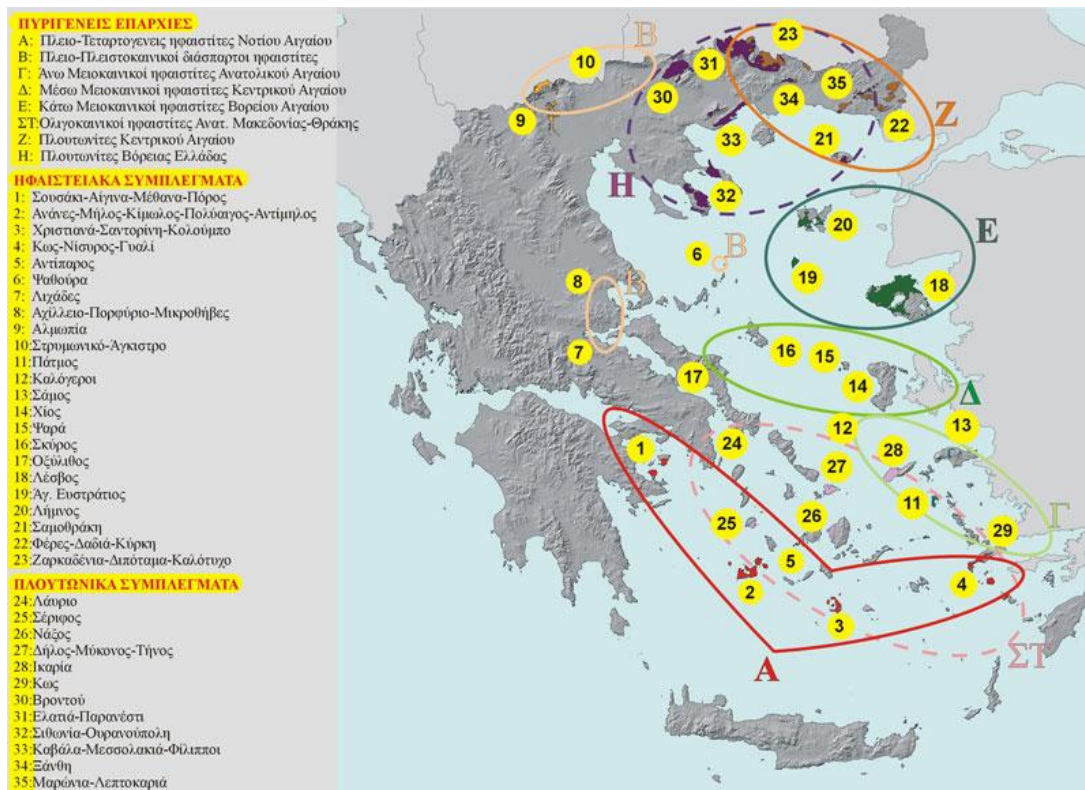
## 4.2 Ηφαιστειότητα

### Ηφαιστειακή δραστηριότητα στον ελληνικό χώρο

Στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο παρατηρείται όπως είναι γνωστό η σύγκλιση των δύο λιθосφαιρικών πλακών, της Ευρωπαϊκής που απωθείται και κινείται προς τα νοτιονοτιοδυτικά και της Αφρικανικής που υποβιβύζεται και κινείται προς την αντίθετη κατεύθυνση. Το όριο σύγκλισης των δυο λιθосφαιρικών πλακών διέρχεται από το Ιόνιο πέλαγος δυτικά των Ιονίων νήσων, από τα νότια παράλια της Κρήτης και συνεχίζει νοτιοανατολικά της νήσου Ρόδου.

Η υποβιβύζομενη Αφρικανική λιθосφαιρική πλάκα εισέρχεται σε χώρους υψηλών θερμοκρασιών, γεγονός που έχει σαν αποτέλεσμα την τήξη της. Το τήγμα αυτό έχει μικρότερη πυκνότητα και ανέρχεται στην επιφάνεια διαπερνώντας την Ευρωπαϊκή πλάκα που υπέρκειται. Τα υλικά που δεν έχουν το χρόνο να στερεοποιηθούν δημιουργούν τα ηφαιστεια των Λιχάδων, του Σουσακίου, του Πόρου, των Μεθάνων, της Μήλου-Αντιμήλου, της Κιμώλου, της Θήρας, της Αντιπάρου, των Χριστιανών, της Κω και της Νισύρου για τα όποια έχει πιστοποιηθεί δραστηριότητα κατά τα τελευταία 2 εκατομμύρια χρόνια.





Σχήμα 4.2.1 οι πυριγενείς "επαρχίες" του ελληνικού χώρου Πηγή: Γ. βουγιουκαλάκης, μελέτη καινοζωικής Ηφαιστειότητας Ελλάδας, ΙΓΜΕ 2001

Θα πρέπει να επισημανθεί ότι τα ηφαιστεια του Ελληνικού χώρου τα οποία έδρασαν και σε παλαιότερες γεωλογικές περιόδους είναι πάρα πολλά, αλλά θεωρούνται πλέον ανενεργά χωρίς πιθανότητα ενεργοποίησης.

## Ηφαιστειακή και Σεισμό-Ηφαιστειακή επικινδυνότητα του Ελληνικού χώρου

Η ηφαιστειακή επικινδυνότητα στον Ελληνικό χώρο είναι ουσιαστικά μηδενική εκτός από τις περιοχές κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου και ειδικότερα τις περιοχές των υφιστάμενων ηφαιστειακών κέντρων, δηλαδή των Μεθάνων, της Μήλου, της Σαντορίνης και της Νισύρου. Η επικινδυνότητα στις ανωτέρω θέσεις θα μπορούσε να χαρακτηριστεί μικρή σε σχέση με άλλες ηφαιστειακές ζώνες του πλανήτη, είναι όμως υπαρκτή, γεγονός το οποίο αυτόματα επιβάλλει και δρομολόγηση κάποιων ενεργειών μείωσης του ηφαιστειακού κινδύνου. Οι ενέργειες θα πρέπει να περιλαμβάνουν συστήματα παρακολούθησης και έλεγχου των πρόδρομων φαινομένων μιας ηφαιστειακής δράσης όπως πχ παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας, των μεταβολών των κλίσεων του εδάφους, της βαρύτητας, της μεταβολής της θερμοκρασίας και της έντασης έκλυσης των αέριων και γενικότερα όλων των γεωφυσικών δεικτών. Ιδιαίτερη σημασία θα πρέπει να δίνεται στον μακροπρόθεσμο σχεδιασμό χρήσεων γης γύρω από τα ηφαιστειακά κέντρα που θα στηρίζεται σε ανάλυση και χαρτογράφηση όλων των πιθανολογικών επιμέρους ηφαιστειακών κινδύνων.

Παρόλο που μια ενδεχόμενη ηφαιστειακή δραστηριότητα κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου φαίνεται περιορισμένη, εντούτοις αυξημένος εμφανίζεται ο κίνδυνος από μια σεισμό-ηφαιστειακή δραστηριότητα, δηλαδή μια “ηφαιστειακή δράση-διαίρεση” με η χωρίς εμφανείς επιπτώσεις στην επιφάνεια, αλλά με ταυτόχρονη εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας, λόγω των συμπαρομαρτούμενων ανακατατάξεων στο ηφαιστειακό κέντρο.

Η εκδήλωση αυτή της σεισμικής δραστηριότητας έστω και αν δεν περιλαμβάνει σεισμούς με μεγάλα μεγέθη –συνήθως όχι πάνω από 5.5R- εντούτοις λόγω του ενδεχόμενου μικρού βάθους των εστιών - 1 έως 5 χιλιόμετρα - μπορεί να αποδειχθεί ιδιαίτερα επικίνδυνη για τους παρακείμενους οικισμούς και πόλεις οι οποίες μάλιστα χαρακτηρίζονται από υψηλή σεισμική τρωτότητα λόγω της ανεξέλικτης ανάπτυξης, των αρνητικών πολεοδομικών χαρακτηριστικών και της τεράστιας τουριστικής κίνησης κατά τους θερινούς μήνες.

Η σεισμό-ηφαιστειακή επικινδυνότητα ελέγχεται κυρίως από δυο σημαντικούς παράγοντες και ειδικότερα από τις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες και από ορισμένους γεωλογικούς σχηματισμούς με προβληματική σεισμική απόκριση.

Ειδικότερα στον Ελληνικό χώρο, κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου η ηφαιστειακή δραστηριότητα ελέγχθηκε η συνοδεύτηκε σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες οι οποίες έδρασαν πριν, ταυτόχρονα η μετά από μια ηφαιστειακή δραστηριότητα με πλέον χαρακτηριστικό παράδειγμα στον ηφαιστειακό χώρο της Μήλου, της Κω και της Νισύρου. Οι ρηξιγενείς αυτές ζώνες αποτελούν και τα ευπαθή σημεία η τις περιοχές υψηλού κινδύνου. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι η περίπτωση των σεισμών του 1992 στη Μήλο, που εκδηλώθηκε στην επιφάνεια επαναδραστηριοποίηση μεγάλων ρηγμάτων τα οποία είχαν εκ των πρότερων χαρτογραφηθεί. Κατά μήκος των επαναδραστηριοποιηθέντων ρηγμάτων εκδηλώθηκαν οι σημαντικότερες βλάβες, ενώ παρατηρήθηκε και μικρή μεταβολή της θερμοκρασίας και της έντασης των αέριων των παρακείμενων ηφαιστειακών οπών-κρατήρων.

Ένας άλλος παράγοντας που αυξάνει την σεισμο-ηφαιστειακή επικινδυνότητα είναι η παρουσία ηφαιστειακών σχηματισμών που έχουν προβληματική σεισμική απόκριση. Ιδιαίτερα η εμφάνιση ορισμένων ηφαιστειακών προϊόντων, όπως της κίσηρης, της τέφρας και των λοιπών τυροκλαστικών πετρωμάτων που αποτελούν ψαθυρά πετρώματα και μάλιστα με μικρά πάχη πάνω από συμπαγείς λάβες που αποτελούν βραχώδεις σχηματισμούς, συνθέτουν ένα κατεξοχήν αρνητικό εδαφοδυναμικό πλαίσιο που είναι ακατάλληλο για θεμελίωση κατασκευών, εκτός εάν ληφθούν υπόψη ειδικά κατασκευαστικά μετρά. Πρόσθετα, το προηγούμενο λιθοστρωματογραφικό – γεωτεχνικό πλαίσιο λόγω των μορφολογικών χαρακτήρων ενός ηφαιστείου που συνήθως αντιπροσωπεύονται από μεγάλες μορφολογικές κλίσεις συνθέτουν ένα ευνοϊκό πεδίο εκδήλωσης κατολισθητικών φαινομένων ιδιαίτερα σε περίπτωση δονήσεων, οι οποίες αυξάνουν τον κίνδυνο για ολόκληρες οικιστικές περιοχές.

Τα ιστορικά στοιχεία που αναφέρονται σε εκδήλωση σεισμών κατά τη διάρκεια των περιόδων ηφαιστειακής δράσης ή των ενδιάμεσων περιόδων, τα πρόσφατα παραδείγματα από καταστροφικούς σεισμούς σε ηφαιστειακά κέντρα στον Ελληνικό

χώρο (πχ Μήλος 1992), αλλά και τα ανωτέρω στοιχεία, υποδεικνύουν την αναγκαιότητα εισαγωγής και αξιολόγησης δεδομένων για τον σεισμό-ηφαιστειακό κίνδυνο που μαζί με τα υπόλοιπα δεδομένα θα βοηθήσουν στον καλύτερο μακροπρόθεσμο σχεδιασμό των χρήσεων γης στις ηφαιστειακές περιοχές.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: Επεξεργασία δεδομένων**

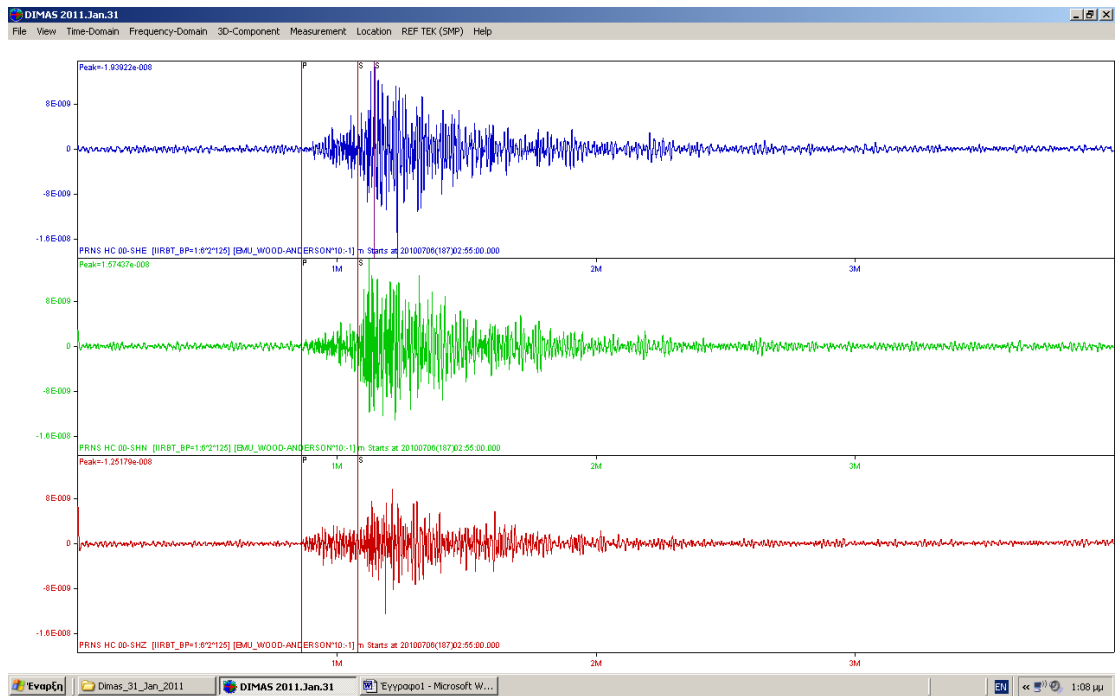
### **5.1 Επεξεργασία δεδομένων-ανάλυση σεισμικών γεγονότων**

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία πραγματοποιήθηκε επεξεργασία και επαναπροσδιορισμός σεισμικών γεγονότων από δεδομένα του τηλεμετρικού δικτύου σεισμολογικών σταθμών του Τμήματος Φυσικών Πόρων και Περιβάλλοντος, του Τεχνολογικού Εκπαιδευτικού Ιδρύματος Κρήτης, που είναι εγκατεστημένο στη Κρήτη και το νότιο Αιγαίο.

Ο κατάλογος των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε αφορούσε τη χρονική περίοδο από 07/10/2009 έως 14/06/2012. Η περιοχή μελέτης ορίστηκε δυτικά της Κρήτης, με συντεταγμένες  $34.00 < \text{Latitude} < 37.00$  και  $20.00 < \text{Longitude} < 23.30$ . Η επεξεργασία πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια του προγράμματος DIMAS αναλύοντας τα δεδομένα των σταθμών του δικτύου. Νοτίου Αιγαίου.

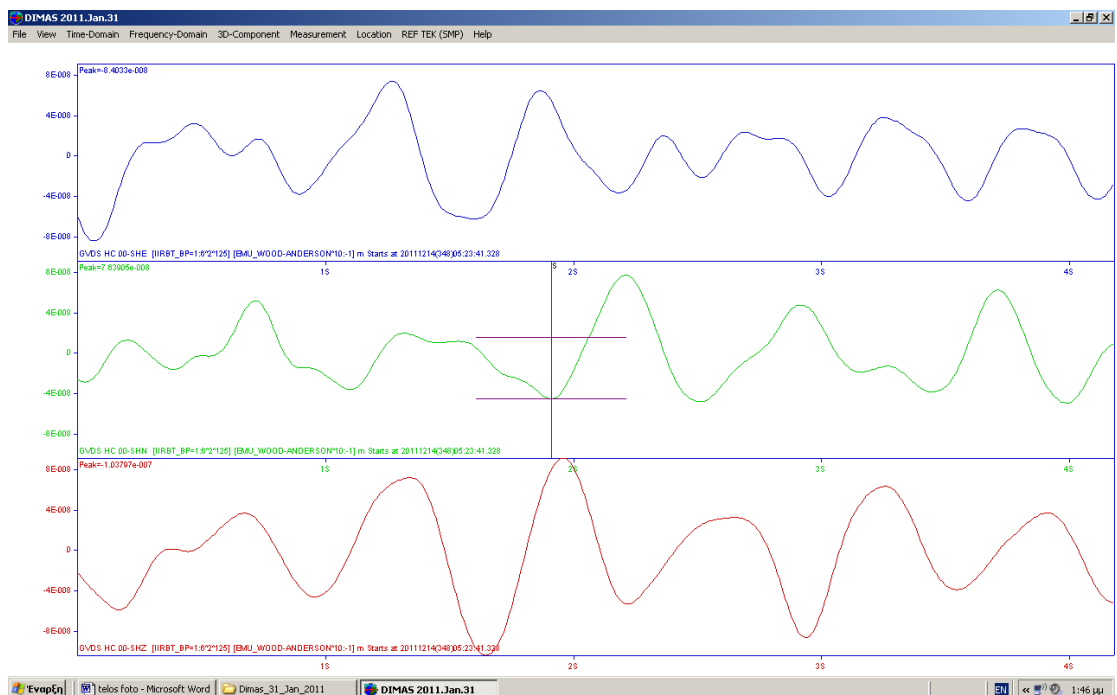
Το πρόγραμμα Dimas έχει σχεδιαστεί για τη λεπτομερή επεξεργασία και οπτική ανάλυση των ψηφιακών σεισμικών σημάτων από ψηφιακά σεισμικούς σταθμούς. Είναι ειδικά σχεδιασμένο για τους χρήστες των οποίων το έργο είναι να καθορίσει γρήγορα τις παραμέτρους του σεισμού από έναν ή μια ομάδα των σεισμικών σταθμών στο σύστημα σεισμικής παρακολούθησης και υπηρεσίες προειδοποίηση για τσουνάμι. Το πρόγραμμα επιτρέπει μια ποικιλία από λειτουργίες σεισμικών σημάτων στις χρονικές και φασματικές περιοχές. Έχει μια απλή και λειτουργική διεπαφή χρήστη.

Ξεκινώντας τη διαδικασία και κάνοντας έλεγχο ώστε το πρόγραμμα να αναγνωρίζει σωστά τα δεδομένα, να τα απεικονίζει με τα σωστά χρώματα και να εμφανίζεται το όνομα του σταθμού, η ημερομηνία και η ώρα, εφαρμόζουμε μια σειρά από φίλτρα. Μετά από αυτό το στάδιο μπορεί να γίνει επιλογή των τριών συνιστωσών του σεισμομέτρου και με την κατάλληλη εντολή να γίνει ο προσδιορισμός του χρόνου των πρώτων αφίξεων των P και S κυμάτων στην κατακόρυφη συνιστώσα.



σχήμα 5.1.1 προσδιορισμός αριζέων  $p$  και  $s$  κυμάτων

Στη συνέχεια χρησιμοποιήσαμε προσομοίωση σε Wood-Anderson και μαρκάραμε το μέγιστο πλάτος στα κύματα  $S$  του σεισμού και στις δύο οριζόντιες συνιστώσες και αποθηκεύσαμε το κάθε αρχείο στην έκθεσή μας. Η διαδικασία αυτή έγινε για όλους τους σεισμούς που εκδηλώθηκαν στη περιοχή έρευνάς μας .



σχήμα 5.1.2 προσδιορισμός μέγιστου πλάτους  $s$  κύματος

Ύστερα από το μαρκάρισμα των μέγιστων πλατών ζητάμε από το πρόγραμμα να μας δώσει την εκτίμηση του σεισμικού γεγονότος (μέρα, ώρα, γεωγραφικό μήκος και πλάτος, βάθος και μέγεθος).

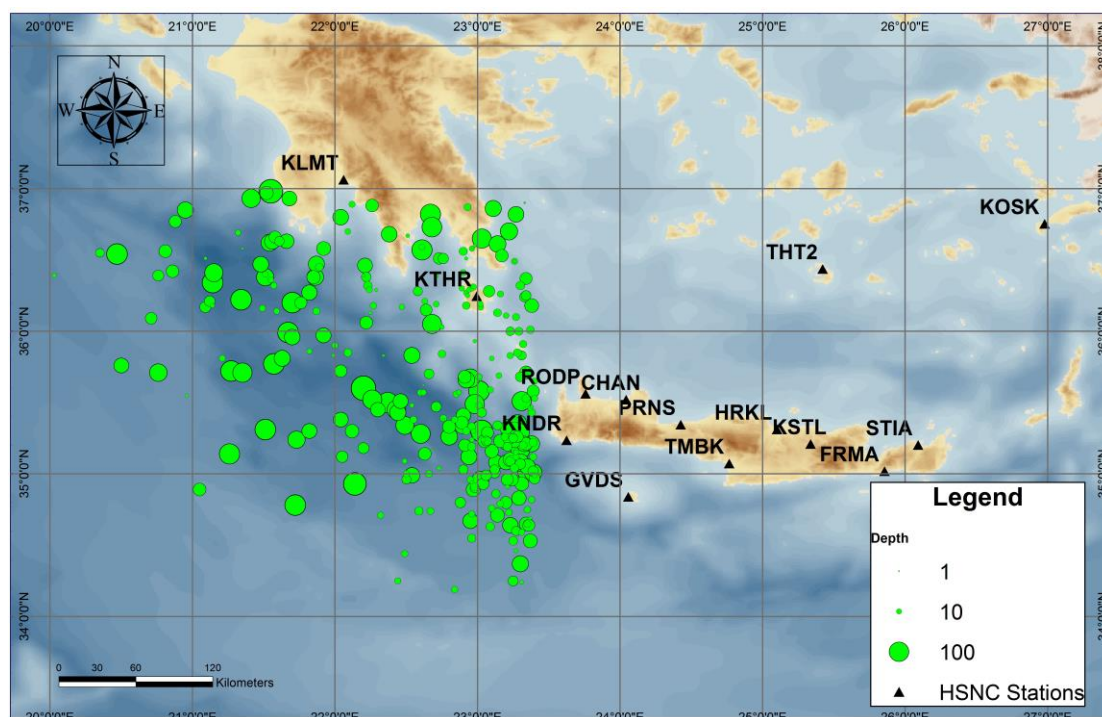




Το πρόγραμμα στο τέλος αποθηκεύει μαζί όλους τους χρόνους άφιξης των p και s κυμάτων και όλα τα μέγιστα πλάτη έχοντας τη δυνατότητα να ανακτήσουμε και να επεξεργαστούμε ξανά τα δεδομένα.

Παρότι το λογισμικό υπολογίζει το μέγεθος των σεισμών, στην παρούσα πτυχιακή δεν συμπεριλάβαμε τα αποτελέσματα του μεγέθους, όπως προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων. Η ανάλυση και τα συμπεράσματα μας αφορούν την χωρική κατανομή των σεισμικών γεγονότων και τη σε βάθος διασπορά τους, όπως αυτά έχουν καταγραφεί από το Σεισμολογικό Δίκτυο Νοτίου Αιγαίου.

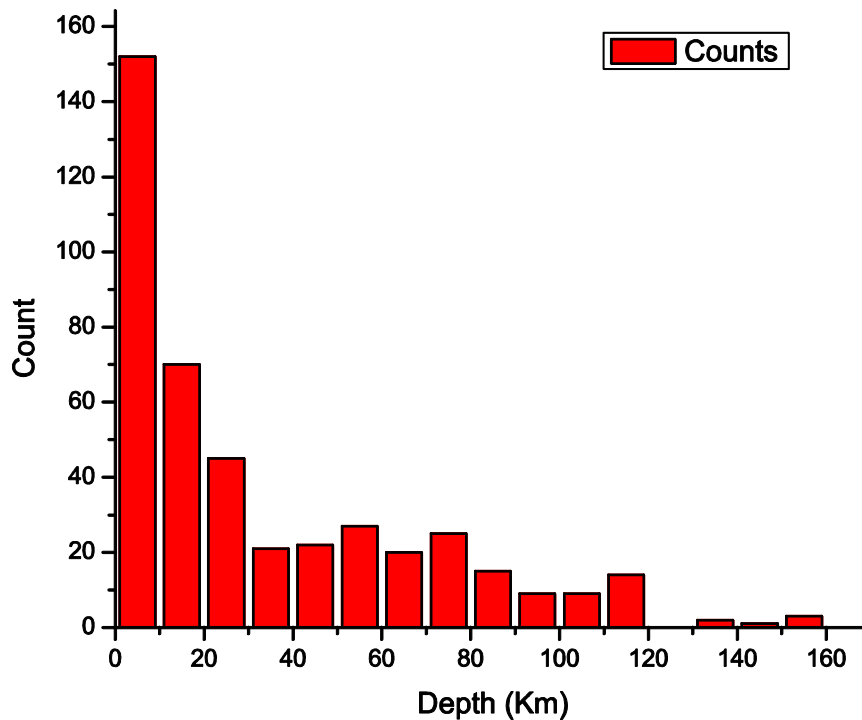
Συνολικά καταγράφησαν 519 σεισμικά γεγονότα στο χρονικό διάστημα 01/06/2008 έως 31/12/2012, για την περιοχή του χώρου μελέτης. Οι καταγραφές βασίζονται στο αυτόματο σύστημα αναγνώρισης σεισμικού σήματος που είναι εγκατεστημένο στον Κεντρικό Σταθμό του Τ.Ε.Ι. Κρήτης. Στο χάρτη του σχήματος 5.1.4 φαίνεται η περιοχή μελέτης και ο κατάλογος των σεισμών που αναλύθηκαν στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής.



Σχήμα 5.1.4. Χάρτης της περιοχής μελέτης. Με πράσινους κύκλους φαίνονται τα επίκεντρα των σεισμών που αναλύθηκαν στην παρούσα πτυχιακή.

Από το σχήμα 5.1.4. γίνεται φανερό το μέγεθος κατακερμάτισης της πλάκας, μιας και η Κρήτη βρίσκεται ακριβώς στο σημείο σύγκρουσης μεταξύ της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής πλάκας. Το βάθος του υποκέντρου παρουσιάζει μεγάλη διασπορά, από επιφανειακά μέχρι το βάθος των 160 Km. Στο σχήμα 5.1.5 παρουσιάζεται η διασπορά βάθους για τους σεισμούς του σχήματος 5.1.4.





Σχήμα 5.1.5. Διασπορά του βάθους των σεισμών που έχουν αναλυθεί στην παρούσα πτυχιακή.

Όπως προκύπτει από το ιστόγραμμα του βάθους, οι περισσότεροι σεισμοί είναι επιφανειακοί (<30 Km). Παρόλα αυτά, σημαντικός αριθμός σεισμικών γεγονότων συμβαίνει σε βάθη ενδιάμεσα βάθη (30~70 Km), ενώ υπάρχουν και κάποια μεμονωμένα γεγονότα σε μεγάλα βάθη, λόγω της ύπαρξης της καταβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας.

Η συνολική αποτίμηση της πτυχιακής δείχνει ότι στην περιοχή συμβαίνουν πολλά σεισμικά γεγονότα, με μεγάλη διασπορά στο βάθος, αν και οι περισσότεροι είναι επιφανειακοί. Το γεγονός ότι συμβαίνουν στον υποθαλάσσιο χώρο δυτικά της Κρήτης τους κάνει να μην γίνονται αισθητοί στους κατοίκους, παρόλα αυτά η έκλυση ενέργειας είναι μεγάλη.

## Βιβλιογραφία

- Γεωδυναμικό Ινστιτούτο Πανεπιστήμιο Αθηνών τμήμα γεωλογίας
- Γεωλογική παλαιογραφική εξέλιξη του Αιγαίου Πελάγους και γεωλογική δομή νήσου Πάρου Δρ. Διονύσης Ματαράγκας Δρ. Μυρσίνη Βαρθή-Ματαράγκα
- Μουντράκης Δ. 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας.
- Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και προστασίας (ΟΑΣΠ) 1999.
- Παπαζάχος Β. 1997. Εισαγωγή στη σεισμολογία. Θεσσαλονίκη.
- Παπαζάχος Β. Παπαζάχου 1989. Οι σεισμοί της Ελλάδος.
- Παυλίδης Σ. 2003 Γεωλογία των σεισμών.
- Τσελέντης, Α., 1997. Σύγχρονη σεισμολογία. Αθήνα: Παπασωτηρίου, Α' Τόμος, σ. 1-20
- ΥΠΕΧΩΔΕ
- Φυσικές και Τεχνολογικές Καταστροφές Ευθ.Α..Λέκκας 'Β έκδοση ΑΘΗΝΑ σελ.136-140
- 3ο Πανελλήνιο Συνέδριο Αντισεισμικής Μηχανικής & Τεχνικής Σεισμολογίας. 5-7 Νοεμβρίου, 2008 Άρθρο 1962. Πιθανολογική και Αιτιοκρατική Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας στη Δ. Κρήτη με την Ολοκληρωμένη Χρήση Γεωλογικών, Σεισμολογικών και Σεισμοτεκτονικών Δεδομένων. σελ 3-14.
- Alcántara – Ayala, I. 2000. *Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries*. *Geomorphology*, 47, p. 35.
- Makropoulos, K., Kaviris, G., Kouskouna, V., 2012. *An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900*. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 1425–1430.
- <http://users.sch.gr/xtsamis/OkosmosMas/Seismoi.htm>
- <http://www.gein.noa.gr/el/genika>
- <http://el.wikipedia.org/wiki/%CE%9B%CE%B9%CE%B8%CF%8C%CF%83%CF%86%CE%B1%CE%B9%CF%81%CE%B1>
- <http://www.geodifis.com/2/post/2010/01/9.html>

- <http://www.elke.teicrete.gr/LinkClick.aspx?fileticket=ADqK2KMuvS4%3D&tabid=1398>
- <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/network.pdf>
- <http://ismosav.santorini.net/index.php?id=1081&L=1>
- <https://el.wikipedia.org/wiki>

## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1**

### **Εικόνες**

Εικόνα 1.2.1 Πηγή ΟΑΣΠ

Εικόνα 1.3.1 Πηγή ΟΑΣΠ

Εικόνα 1.3.2 Πηγή REUTERS

Εικόνα 1.5.1 <http://www.geodifhs.com/2/post/2010/01/9.html>

Εικόνα 1.10.1 Πηγή: <http://www.usgs.gov>

Εικόνα 1.11.1 Πηγή: (Seismogram.gif)

Σχήμα 2.3.1

<http://www.elke.teicrete.gr/LinkClick.aspx?fileticket=ADqK2KMuvS4%3D&tabid=1398>

Σχήμα 2.3.2

<http://www.elke.teicrete.gr/LinkClick.aspx?fileticket=ADqK2KMuvS4%3D&tabid=1398>

Σχήμα 2.3.3

<http://www.elke.teicrete.gr/LinkClick.aspx?fileticket=ADqK2KMuvS4%3D&tabid=1398>

Σχήμα 2.4.1 <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/network.pdf>

Σχήμα 2.4.2 <http://geophysics.geo.auth.gr/ss/network.pdf>

Σχήμα 2.5.1 <http://ismosav.santorini.net/index.php?id=1081&L=1>

Σχήμα 3.1.1 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.1.2 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.2.1 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.2.2 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.2.3 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.5.1 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.5.2 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.5.3 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

Σχήμα 3.5.4 [http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368\\_papaioannou2.pdf](http://library.tee.gr/digital/m2368/m2368_papaioannou2.pdf)

σχήμα 4.1.1 <http://www.oasp.gr/node/207>

σχήμα 4.1.2 <http://lyk-akrot.chan.sch.gr/texnomatheia/seismos/char.php>

Σχήμα 4.1.3 <http://lyk-akrot.chan.sch.gr/texnomatheia/seismos/char.ph>

Σχήμα 4.2.1

<http://gymkorinth3.wordpress.com/%CE%B7%CF%86%CE%B1%CE%B9%CF%83%CF%84%CE%B5%CE%B9%CE%B1-%CF%83%CF%84%CE%B7%CE%BD-%CE%B5%CE%BB%CE%BB%CE%B1%CE%B4%CE%B1/%CE%B7%CF%86%CE%B1%CE%B9%CF%83%CF%84%CE%B9%CE%B1%CE%BA%CE%BF%CF%83-%CF%87%CE%B1%CF%81%CF%84%CE%B7%CF%83-%CE%B5%CE%BB%CE%BB%CE%B1%CE%B4%CE%B1%CF%83/>