

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

Μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας στην
ευρύτερη περιοχή της Κρήτης με τη χρήση
δεδομένων του σεισμολογικού δικτύου EGELADOS

Διπλωματική Εργασία

Γιάννης Παπαζάχος

Χανιά
Οκτώβριος, 2010

Επιβλέπων καθηγητής: Αντώνιος Βαφείδης

Εξεταστική επιτροπή: Αντώνιος Βαφείδης
Γεώργιος Εξαδάκτυλος
Θεόδωρος Μαρκόπουλος

Περίληψη

Στην παρούσα διπλωματική εργασία μελετήθηκε η σεισμική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή της Κρήτης για τον Ιανουάριο του 2006, με χρήση του προσωρινού σεισμολογικού δικτύου EGELADOS, το οποίο περιλαμβάνει 77 χερσαίους και 22 υποθαλάσσιους σεισμολογικούς σταθμούς στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Από τις καταγραφές του δικτύου EGELADOS, επιλέχθηκαν με αυτοματοποιημένο σύστημα 230 γεγονότα προς ανάλυση. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν 77 επιπλέον γεγονότα από τον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (NOA), λόγω μη ικανοποιητικής λειτουργίας της αυτόματης επιλογής.

Τα παραπάνω δεδομένα επεξεργάστηκαν με το λογισμικό ATLAS και πραγματοποιήθηκε ο εντοπισμός της θέσης και του χρόνου γένεσης συνολικά για 164 γεγονότα. Τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με τα αντίστοιχα του καταλόγου του NOA.

Στη συνέχεια έγινε η ψηφιοποίηση των ρηγμάτων της περιοχής ενδιαφέροντος, τα οποία απεικονίζονται σε χάρτες, μαζί με τα επίκεντρα των σεισμών που επεξεργάστηκαν. Έτσι, δημιουργήθηκαν χάρτες σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής ενδιαφέροντος, δηλαδή της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης που ορίζεται από γεωγραφικό μήκος 23° - 27° και γεωγραφικό πλάτος 34.5° - 36.5° .

Ευχαριστίες

Καταρχήν, θέλω να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή της εργασίας μου, κ. Αντώνη Βαφείδη, για τη σωστή καθοδήγηση, την υπομονή και την συνεργασία του, όχι μόνο στα πλαίσια αυτής της διπλωματικής εργασίας, αλλά και κατά τη διάρκεια όλων των χρόνων της φοίτησής μου στο τμήμα.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τον Νίκο Ανδρονικίδη, τον Νίκο Οικονόμου, τον Dr. Hamdan και τη Χρύσα Βεντουζή, των οποίων η βοήθεια ήταν πολύτιμη.

Ευχαριστώ θερμά τον αναπληρωτή καθηγητή Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και θείο μου, Κώστα Παπαζάχο, για τη βοήθειά και την όρεξη του για μετάδοση των ατελείωτων γνώσεών του.

Τέλος, πάνω απ' όλα, θέλω να ευχαριστήσω την οικογένειά μου, τους φίλους μου και την Ευτυχία, για την αγάπη και τη συνεχή υποστήριξη τους όλα αυτά τα χρόνια.

Περιεχόμενα

1	Εισαγωγικά στοιχεία	9
1.1	Δομή του εσωτερικού της Γης	9
1.1.1	Συστήματα διάρρηξης	10
1.1.2	Θεωρία λιθοσφαιρικών πλακών	12
1.2	Σεισμοί	14
1.2.1	Γένεση και κατηγορίες σεισμών	14
1.2.2	Χαρακτηριστικά σεισμών	15
1.2.3	Σεισμικότητα	16
1.3	Καταγραφή και μέτρηση σεισμών	17
1.3.1	Σεισμικά κύματα	17
1.3.2	Όργανα καταγραφής σεισμών	19
1.3.3	Μέτρηση σεισμών	20
2	Γεωτεκτονικό καθεστώς	23
2.1	Κινήσεις	24
2.2	Τεκτονικές δομές ελληνικού χώρου	26
2.3	Κρήτη	30
3	Πρόγραμμα EGELADOS	33
3.1	Επιστημονικοί στόχοι προγράμματος	34
3.1.1	Σεισμική απεικόνιση	34
3.1.2	Σεισμικότητα	35
3.1.3	Μοντελοποίηση	36

4	Λήψη και επεξεργασία δεδομένων	37
4.1	Λήψη δεδομένων	37
4.2	Λογισμικό ATLAS	39
4.3	Επεξεργασία δεδομένων με το ATLAS	39
4.3.1	Καταχώρηση δεδομένων	39
4.3.2	Επεξεργασία κυματομορφών	41
4.3.3	Φίλτρα απαλοιφής θορύβου	43
4.4	Επίλυση και αποτελέσματα	45
5	Παρουσίαση αποτελεσμάτων	47
5.1	Αποτελέσματα επεξεργασίας	47
5.2	Απεικόνιση αποτελεσμάτων	61
6	Συμπεράσματα	71

Κατάλογος σχημάτων

1.1	Δομή του εσωτερικού της Γης	10
1.2	Συστήματα διάρρηξης	11
1.3	Λιθοσφαιρικές πλάκες	13
1.4	Σχηματική παράσταση σεισμογόνου ρήγματος, εστίας, επικέ- ντρου και εστιακού βάθους.	15
1.5	Αναπαράσταση σεισμικών κυμάτων	18
1.6	Όργανα καταγραφής σεισμών	20
2.1	Βασικά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης πε- ριοχής	25
2.2	Το ελληνικό τόξο	27
2.3	Πεδίο τάσεων για το Αιγαίο και τις γειτονικές περιοχές	29
2.4	Η μετακίνηση της Κρήτης	31
3.1	Δίκτυο σεισμογράφων EGELADOS.	35
4.1	Περιβάλλον εργασίας ATLAS.	40
4.2	Επεξεργασία κυματομορφών.	42
4.3	Κυματομορφή χωρίς χρήση και με χρήση φίλτρου	44
4.4	Αποτελέσματα επίλυσης.	45
4.5	Χάρτης επικέντρου.	46
5.1	Επίκεντρο σεισμού, 2/1/2006, 01:02	61
5.2	Επίκεντρο σεισμού, 8/1/2006, 19:50	62
5.3	Επίκεντρο σεισμού, 12/1/2006, 04:33	62
5.4	Επίκεντρο σεισμού, 16/1/2006, 12:37	63

5.5	Επίκεντρο σεισμού, 17/1/2006, 05:38	63
5.6	Επίκεντρο σεισμού, 21/1/2006, 08:35	64
5.7	Επίκεντρο σεισμού, 21/1/2006, 20:59	64
5.8	Επίκεντρο σεισμού, 22/1/2006, 22:41	65
5.9	Επίκεντρα σεισμών δικτύου EGELADOS.	66
5.10	Επίκεντρα σεισμών δικτύου EGELADOS και επίκεντρα σει- σμών από τα συμπληρωματικά δεδομένα.	67
5.11	Επίκεντρα σεισμών του καταλόγου του NOA.	68
5.12	Επίκεντρα κοινών σεισμών του δικτύου EGELADOS και του καταλόγου του NOA, με συσχέτιση των επικέντρων.	69

Κατάλογος πινάκων

2.1	Ιστορικοί σεισμοί στην περιοχή της Κρήτης	30
5.1	Πίνακας σεισμών του δικτύου EGELADOS για τον Ιανουάριο του 2006.	48
5.2	Πίνακας σεισμών που συμπληρώθηκαν στην αρχική λίστα, σύμφωνα με τη λίστα του NOA για τον Ιανουάριο του 2006. . . .	52
5.3	Πίνακας σεισμών του NOA για τον Ιανουάριο του 2006. . . .	54
5.4	Πίνακας κοινών σεισμών δικτύου EGELADOS και καταλόγου NOA για τον Ιανουάριο του 2006.	58
5.5	Πίνακας κοινών σεισμών συμπληρωματικής λίστας NOA και καταλόγου NOA για τον Ιανουάριο του 2006.	59

Κεφάλαιο 1

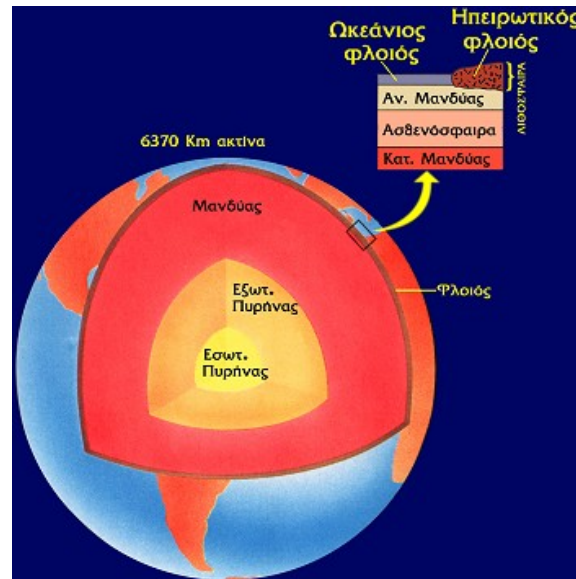
Εισαγωγικά στοιχεία

Η μελέτη της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι σημαντική όχι μόνο για θεωρητικούς σκοπούς, όπως, για παράδειγμα, την καλύτερη κατανόηση του γεωτεκτονικού καθεστώτος της περιοχής αυτής, αλλά, μαζί με τον διαχωρισμό σεισμικών ζωνών, αποτελούν σημαντικό μέσο για την επίλυση δύο βασικών προβλημάτων της σεισμολογίας, την εκτίμηση των σεισμικών καταστροφών και την πρόβλεψη των σεισμών.

1.1 Δομή του εσωτερικού της Γης

Η μελέτη των σεισμικών κυμάτων (P, S και επιφανειακών) και οι μεταβολές όπου αυτά υφίστανται ανάλογα με τη δομή του μέσου διάδοσής τους, οδήγησαν στην κατανόηση της δομής του εσωτερικού της Γης. Ήδη πριν από τα μέσα του 20ου αιώνα υπάρχει μια σχεδόν πλήρης γνώση της κύριας σφαιρικής δομής της Γης. Με τη μελέτη κυρίως των κυμάτων χώρου (P και S) ανακαλύφθηκε το 1909 από τον Mohorovicic η ασυνέχεια που χωρίζει το φλοιό από το μανδύα (ασυνέχεια Mohorovicic ή Moho) και το 1913 από τον Gutenberg η ασυνέχεια η οποία χωρίζει το μανδύα από τον πυρήνα (ασυνέχεια Gutenberg). Η ασυνέχεια Moho βρίσκεται σε ένα μέσο βάθος 35 Km στις ηπείρους και 6 Km στους ωκεανούς, ενώ η ασυνέχεια Gutenberg βρίσκεται σε ένα μέσο βάθος 2900 Km (πηγή: en.wikipedia.org).

Εκτός από τις δύο αυτές κύριες ασυνέχειες, υπάρχουν και ασυνέχειες δεύτερης τάξης, όπου οι αλλαγές των ταχυτήτων διάδοσης είναι μεν μικρότερες, αλλά σημαντικές για την κατανόηση της δομής και της σύστασης του εσωτερικού της Γης. Ο φλοιός χωρίζεται στον ηπειρωτικό φλοιό, με μέσο πάχος 35 Km και στον ωκεάνιο, με μέσο πάχος 6 Km. Ο μανδύας χωρίζεται στον άνω μανδύα, ο οποίος αρχίζει από την ασυνέχεια Moho και φτάνει σε βάθος 660 Km και



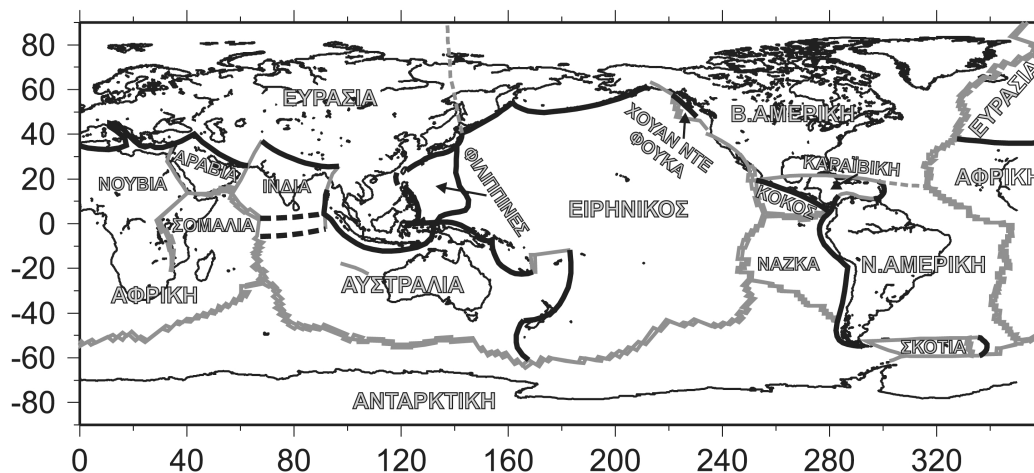
Σχήμα 1.1: Δομή του εσωτερικού της Γης (πηγή: www.oasp.gr).

στον κάτω μανδύα, ο οποίος αρχίζει στα 660 Km και τελειώνει στην ασυνέχεια Gutenberg. Τέλος, όπως ανακαλύφθηκε το 1936 από την Lehman, ο πυρήνας χωρίζεται στον εσωτερικό και στον εξωτερικό. Ο εξωτερικός πυρήνας βρίσκεται μεταξύ της ασυνέχεια Gutenberg και του βάθους των 5150 Km. Ο εσωτερικός πυρήνας αρχίζει από το βάθος των 5150 Km και φτάνει μέχρι το κέντρο της Γης, δηλαδή σε βάθος 6371 Km (πηγή: en.wikipedia.org).

1.1.1 Συστήματα διάρρηξης

Η σεισμική δράση μιας περιοχής, καθώς και τα γεωδυναμικά φαινόμενα που σχετίζονται με αυτήν, είναι αποτέλεσμα γεωλογικής διαδικασίας η οποία ονομάζεται ενεργός τεκτονική της περιοχής αυτής. Τα πιο σημαντικά γεωτεκτονικά φαινόμενα που παρατηρούνται στην επιφάνεια της Γης και είναι αποτέλεσμα της ενεργού τεκτονικής, συμβαίνουν πάνω σε ορισμένες ζώνες διάρρηξης του φλοιού, οι οποίες χωρίζονται σε τρία συστήματα:

- ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης
- σύστημα των μεσσωκεάνιων ραχών (ωκεάνιο σύστημα διάρρηξης)
- θερμές κηλίδες



Σχήμα 1.2: Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης (μαύρες γραμμές) και το σύστημα των μεσσωκεάνιων ραχών (γκρίζες γραμμές) [16].

Το ηπειρωτικό σύστημα διάρρηξης αποτελείται από την Ευρασιατική - Μελανησιακή Ζώνη και από την Περιερηνική Ζώνη. Ένα από τα κυριότερα χαρακτηριστικά γνωρίσματα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης είναι τα νησιώτικα τόξα, τα οποία παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον από τεκτονικής άποψης. Οι μεσσωκεάνιες ράχες είναι εξάρσεις του ωκεάνιου φλοιού, δηλαδή οροσειρές σχεδόν πάντα υποθαλάσσιες, με ύψη που συχνά είναι μεγαλύτερα από 3000 m. Τέμνονται κάθετα σε διάφορα μέρη από ρήγματα που ονομάζονται ρήγματα μετασχηματισμού, τα οποία έχουν μεγάλη γεωτεκτονική σημασία. Τέλος, οι θερμές κηλίδες (hot spots) είναι ανώμαλες εξάρσεις της επιφάνειας της Γης όπου παρατηρείται ενεργή ηφαιστειακή δράση.

1.1.2 Θεωρία λιθοσφαιρικών πλακών

Η θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, αντίθετα με παλαιότερες θεωρίες (όπως οι θεωρίες περί συστολής ή διαστολής της Γης), ξεκίνησε να αναπτύσσεται από τα τέλη της δεκαετίας του 60 και ερμηνεύει σημαντικό αριθμό γεωφυσικών και γεωλογικών παρατηρήσεων που σχετίζονται με την ενεργό τεκτονική δράση άρα και με τη σεισμική δράση [9][8][4][3]. Ο φλοιός μαζί με μέρος του ανώτερου μανδύα αποτελούν τη λιθόσφαιρα, η οποία είναι το δύσκαμπτο επιφανειακό στρώμα της Γης, με μέσο πάχος 80 Km. Το κατώτερο τμήμα της λιθόσφαιρας (βάθος 40-80 Km) αναφέρεται συνήθως ως σεισμικό κάλυμμα (Seismic LID). Το εύκαμπτο στρώμα το οποίο βρίσκεται κάτω από τη λιθόσφαιρα (80-220 Km) ονομάζεται ασθενόσφαιρα. Η ασθενόσφαιρα αποτελείται από παχύρρευστο υλικό διότι στο βάθος αυτό η θερμοκρασία πλησιάζει το σημείο τήξης του μανδύα μεταβάλλοντας τις ιζωελαστικές ιδιότητες του μανδουακού υλικού, δίνοντάς του τις χαμηλότερες τιμές ιξώδους. Έτσι δίνεται στη λιθόσφαιρα η δυνατότητα κίνησης πάνω στην εύκαμπτη ασθενόσφαιρα.

Η λιθόσφαιρα χωρίζεται σε διάφορα μεγάλα τμήματα τα οποία ονομάζονται λιθοσφαιρικές πλάκες (Σχήμα 1.3) και κινούνται πάνω στη παχύρρευστη ασθενόσφαιρα, με σχετικές μεταξύ τους ταχύτητες που κυμαίνονται από 1 cm/year έως 25 cm/year. Η επικρατούσα επιστημονική αντίληψη είναι ότι θερμικά ρεύματα μεταφοράς στο μανδύα είναι υπεύθυνα για τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, αν και ο ακριβής μηχανισμός που δρουν τα ρεύματα αυτά δεν είναι πλήρως γνωστός. Οι επιφάνειες επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών συμπίπτουν με το ηπειρωτικό και ωκεάνιο σύστημα διάρρηξης.

Οι ωκεάνιες λιθοσφαιρικές πλάκες, δημιουργούνται στις μεσοωκεάνιες ράχες από μαγματικό κυρίως υλικό που προέρχεται από το μανδύα. Η ψύξη και η στερεοποίηση του μαγματικού υλικού οδηγεί στο σχηματισμό τμημάτων δύο λιθοσφαιρικών πλακών και από τις δύο πλευρές κάθε ράχης, προκαλώντας έτσι την απόκλιση και απομάκρυνσή τους από τη ράχη. Η σχετική κίνηση μεταξύ των γειτονικών πλακών γίνεται πάνω σε ρήγματα μετασχηματισμού, με κατεύθυνση από τις μεσοωκεάνιες ράχες προς τις ηπειρωτικές ζώνες διάρρηξης. Κατά την κίνησή τους αυτή, οι ωκεάνιες λιθοσφαιρικές πλάκες συγχρούονται



Σχήμα 1.3: Λιθοσφαιρικές πλάκες (πηγή: www.oasp.gr).

με άλλες πλάκες, ηπειρωτικές ή ωκεάνιες. Στην περίπτωση σύγκρουσης ωκεάνιας με ηπειρωτική πλάκα, η ωκεάνια πλάκα έχοντας πολύ μικρότερο πάχος φλοιού και λιθόσφαιρας, αλλά και μεγαλύτερη πυκνότητα, θα βυθιστεί κάτω από την ηπειρωτική, εισχωρώντας μέσα στο θερμό μανδύα, όπου και θα καταστραφεί. Στην περίπτωση σύγκρουσης δύο ωκεάνιων πλακών, θα βυθιστεί όποια από τις δύο παρουσιάζει τοπικά συνθήκες που ευνοούν τη βύθισή της. Σε κάθε περίπτωση, οι λιθοσφαιρικές πλάκες βυθίζονται και καταστρέφονται στις περιοχές του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης.

Οι μεγαλύτερες λιθοσφαιρικές πλάκες είναι η αφρικανική, η ευρασιατική, η ινδο-αυστραλιανή, η ανταρκτική, η πλάκα του Ειρηνικού, η βορειο-αμερικανική και η η νοτιο-αμερικανική. Οι διευθύνσεις των κινήσεων τους φαίνονται στο Σχήμα 1.3.

1.2 Σεισμοί

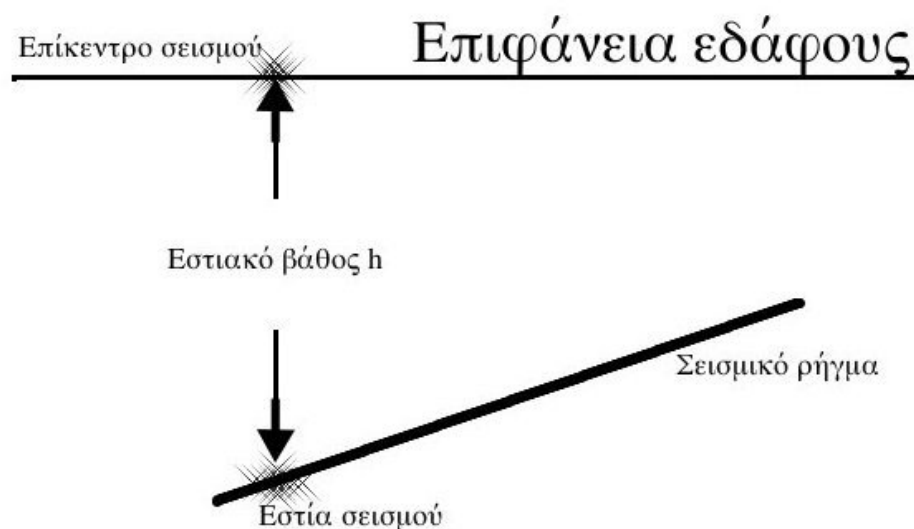
1.2.1 Γένεση και κατηγορίες σεισμών

Κατά την σχετική κίνηση και σύγκρουση των λιθοσφαιρικών πλακών, προκαλείται παραμόρφωση στα πετρώματα που βρίσκονται κοντά στις επιφάνειες επαφής τους. Συγκεντρώνονται έτσι μεγάλα ποσά δυναμικής ενέργειας στα πετρώματα αυτά και αναπτύσσονται τάσεις, οι οποίες όταν αυξηθούν αρκετά ώστε να υπερβούν τα όρια αντοχής των πετρωμάτων, οδηγούν στη θραύση τους και στο σχηματισμό επιφανειών που χωρίζουν τα πετρώματα στα δύο και ονομάζονται σεισμικά ρήγματα. Στη συνέχεια, οι δύο πλευρές του ρήγματος ολισθαίνουν η μία πάνω στην άλλη μέχρι να έρθει το σύστημα πάλι σε ισορροπία. Αναπτύσσονται έτσι πολύ έντονες δυνάμεις τριβής, αφού οι επιφάνειες τριβής δεν είναι ομαλές. Τα υλικά σημεία των δύο πλευρών του ρήγματος οδηγούνται σε ταλάντωση, την οποία και μεταφέρουν στα γειτονικά τους σημεία και αυτά με τη σειρά τους κάνουν το ίδιο, με αποτέλεσμα τη διάδοση ταλαντώσεων μέσα στη Γη. Οι ταλαντώσεις αυτές ονομάζονται σεισμικά κύματα και η άφιξή τους στην επιφάνεια αποτελεί το σεισμό.

Ο σεισμός όμως μπορεί να είναι και αποτέλεσμα ανθρώπινης δραστηριότητας (π.χ. υπόγειας έκρηξης). Έτσι, ανάλογα με τον τρόπο γένεσής τους, οι σεισμοί χωρίζονται σε φυσικούς και τεχνητούς. Επίσης, στους φυσικούς σεισμούς μπορούμε να διακρίνουμε τους τεκτονικούς, τους εγκατακρημνισιγενείς και τους ηφαιστειακούς. Το 90% περίπου των επιφανειακών και το σύνολο των πλουτώνιων σεισμών είναι τεκτονικοί, και λόγω της μεγάλης συχνότητάς τους αυτοί ουσιαστικά αποτελούν το μεγαλύτερο σεισμικό κίνδυνο. Ηφαιστειακοί είναι οι σεισμοί που σχετίζονται με εκρήξεις ηφαιστείων και αποτελούν το 7% του συνόλου των επιφανειακών σεισμών. Οι εγκατακρημνισιγενείς οφείλονται σε τοπικά αίτια, κυρίως σε κατακρήμνιση οροφών φυσικών εγκοίλων - σπηλαίων και αποτελούν το 3% του συνόλου των επιφανειακών σεισμών.

1.2.2 Χαρακτηριστικά σεισμών

Ο χώρος γύρω από το σεισμικό ρήγμα λέγεται σεισμογόνος χώρος και περιέχει την ενέργεια που απελευθερώνεται κατά την παραπάνω διαδικασία. Είναι προφανές το ότι όσο μεγαλύτερος είναι ο σεισμογόνος χώρος τόσο μεγαλύτερος θα είναι και ο σεισμός που θα προκύψει. Το σημείο που αρχίζει η διάρρηξη του ρήγματος ονομάζεται εστία του σεισμού και η προβολή της εστίας στην επιφάνεια της Γης ονομάζεται επίκεντρο. Η κατακόρυφη απόσταση του επικέντρου από την εστία λέγεται εστιακό βάθος. Ανάλογα λοιπόν με το μέγεθος του εστιακού βάθους, διακρίνουμε τους επιφανειακούς σεισμούς (έως 60 Km), τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους (από 60 έως 300 Km) καθώς και τους σεισμούς μεγάλου βάθους (300 Km και άνω). Οι σεισμοί ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους αναφέρονται συνήθως ως πλουτώνιοι σεισμοί.



Σχήμα 1.4: Σχηματική παράσταση σεισμογόνου ρήγματος, εστίας, επικέντρου και εστιακού βάθους.

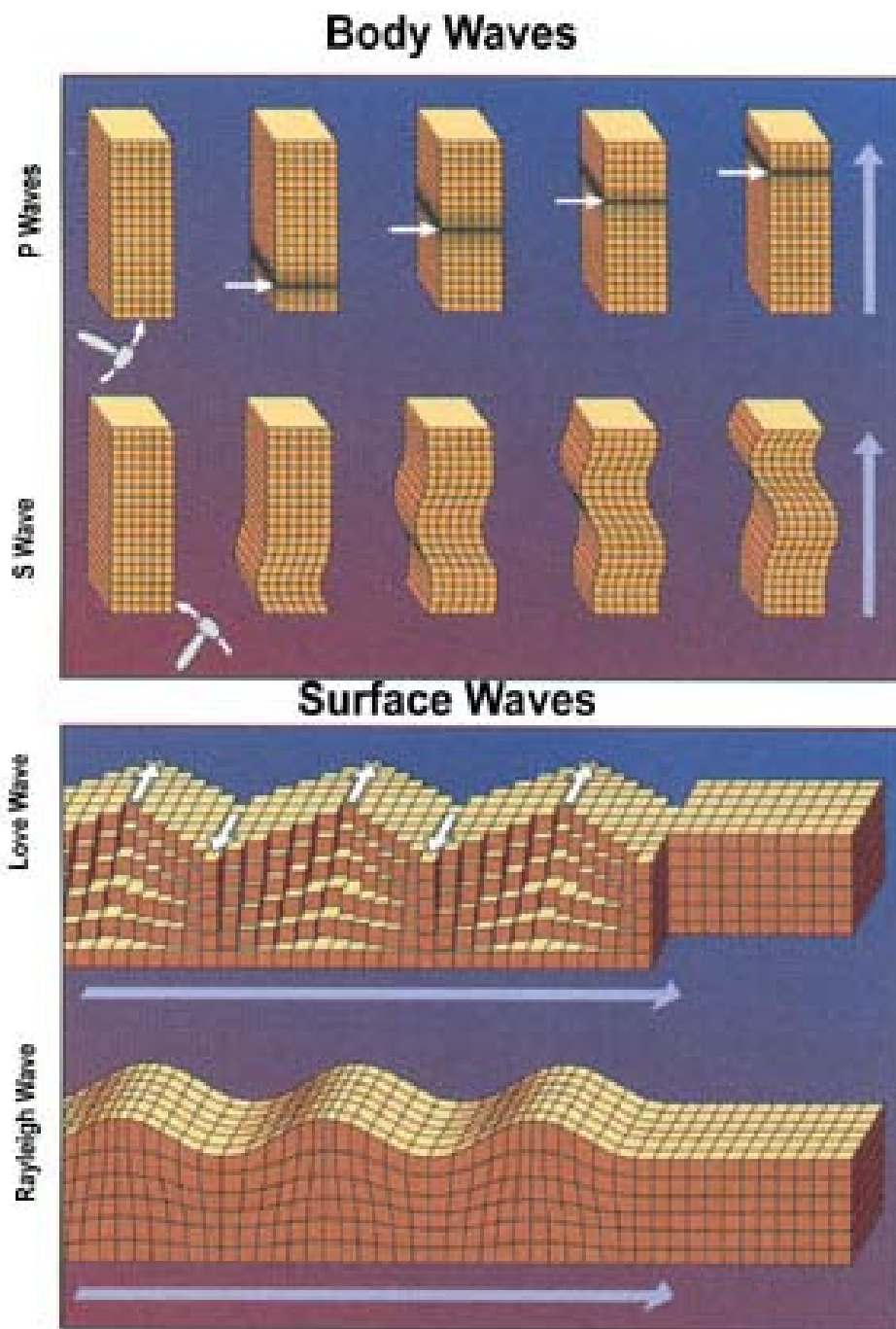
1.2.3 Σεισμικότητα

Η σεισμικότητα μιας περιοχής μπορεί να οριστεί ως μια συνάρτηση του μεγέθους και της συχνότητας εμφάνισης των σεισμών στην περιοχή αυτή. Ο βασική σχέση που εφαρμόζεται στον καθορισμό της σεισμικότητας μιας περιοχής είναι η στατιστική σχέση συχνότητας-μεγέθους [22]. Ο σεισμός, εκτός από τις άμεσες επιπτώσεις, έχει ως επακόλουθο την ενεργοποίηση άλλων γεωλογικών φαινομένων, όπως η ρευστοποίηση εδαφών, οι καταπτώσεις βράχων, οι κατολισθήσεις και τα θαλάσσια κύματα βαρύτητας (τσουνάμι).

1.3 Καταγραφή και μέτρηση σεισμών

1.3.1 Σεισμικά κύματα

Οι σεισμικές δονήσεις προκαλούνται από δύο είδη σεισμικών κυμάτων: τα κύματα χώρου και τα επιφανειακά κύματα (Σχήμα 1.5). Στα κύματα χώρου, η διαταρχή διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις ενός στερεού σώματος (όπως η Γη), ενώ στα επιφανειακά κύματα η διαταραχή διαδίδεται σε διαχωριστικές επιφάνειες (όπως η επιφάνεια της Γης). Τα κύματα χώρου διακρίνονται στα διαμήκη κύματα (P από το primary) και στα εγκάρσια κύματα (S από το secondary) [23]. Τα διαμήκη κύματα κινούνται ταχύτερα από τα εγκάρσια, γεγονός που δικαιολογεί την καθυστέρηση καταγραφής εγκάρσιων κυμάτων, η οποία καθυστέρηση είναι ανάλογη με την απόσταση της εστίας του σεισμού από το σημείο καταγραφής (εστιακή απόσταση). Αυτό σημαίνει ότι η διαφορά των χρόνων άφιξης των P και των S κυμάτων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό της εστιακής απόστασης. Μάλιστα, ένας γρήγορος τρόπος που χρησιμοποιείται για υπολογισμό της εστιακής απόστασης, ο οποίος βέβαια προϋποθέτει ότι η εστιακή απόσταση πρέπει να είναι μικρότερη από 200 Km, είναι να πολλαπλασιαστεί η παραπάνω χρονική διαφορά, σε δευτερόλεπτα, επί 8 Km ανά δευτερόλεπτο, με αποτέλεσμα την εστιακή απόσταση σε Km. Για ακριβή προσδιορισμό, απαιτείται η γνώση των ταχυτήτων διάδοσης των δύο ειδών κυμάτων, στο εκάστοτε υλικό διάδοσης. Επίσης, όσο περισσότερο αυξάνεται η εστιακή απόσταση, άρα και η απόσταση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, τόσο πιο πολύ αυτά εξασθενούν και αυξάνεται η διασπορά τους. Συμπεραίνουμε έτσι ότι ένας σεισμός μικρού βάθους είναι πολύ πιο καταστροφικός από κάποιον άλλο, ίδιου μεγέθους, αλλά μεγαλύτερου βάθους. Άλλα είδη σεισμικών κυμάτων, μικρότερης σημασίας για την καταγραφή των σεισμών, είναι τα επιφανειακά κύματα Rayleigh και Love.



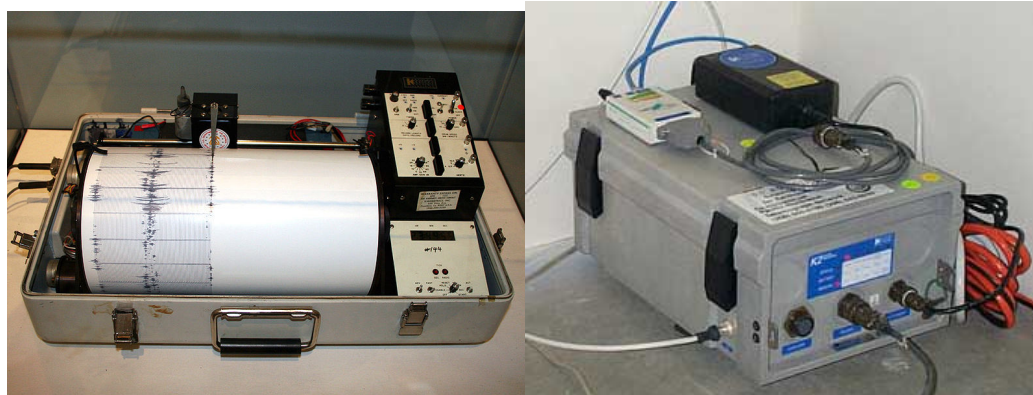
Σχήμα 1.5: Αναπαράσταση σεισμικών κυμάτων χώρου και επιφανειακών (πηγή: en.wikipedia.org).

1.3.2 Όργανα καταγραφής σεισμών

Τα όργανα καταγραφής των σεισμικών δονήσεων είναι τα σεισμοσκόπια, οι σειсмоγράφοι, και τα σεισμόμετρα. Το πρώτο σεισμοσκόπιο εφευρέθηκε από τον Κινέζο Zhang Heng το 132 μ.Χ. Ο πρώτος σεισμός που καταγράφηκε από αυτό το σεισμοσκόπιο δεν έγινε αισθητός στην Κίνα αλλά αναφέρθηκε μέρες αργότερα από κάποιον ταξιδιώτη.

Οι σειсмоγράφοι είναι όργανα με τα οποία επιτυγχάνεται αυτόματα αλλά όχι πιστή αναγραφή της σεισμικής κίνησης. Η αναγραφή αυτή, ονομάζεται σειсмоγράφημα και γίνεται με γραφίδα πάνω σε αιθαλωμένη ταινία ή με φωτεινή κηλίδα πάνω σε φωτογραφική ταινία. Ο σειсмоγράφος αποτελείται από το εκκρεμές, το σύστημα ενίσχυσης (ή μεγέθυνσης) και το σύστημα αναγραφής. Η μάζα του εκκρεμούς πρέπει να είναι σημαντική ώστε η δύναμη της αδράνειας να υπερνικήσει τις τριβές της γραφίδας και των αρθρώσεων των μοχλών. Ωστόσο επειδή οι σειсмоγράφοι δεν διέθεταν σύστημα απόσβεσης της κίνησης, το οποίο θα επανέφερε γρήγορα το εκκρεμές στη θέση ηρεμίας ώστε να ανταποκριθεί σε νέα δόνηση, οι καταγραφές τους ήταν αποτέλεσμα όχι μόνο της σεισμικής κίνησης αλλά και της αιώρησης του εκκρεμούς. Για τον πλήρη καθορισμό της μετάθεσης σε ένα σταθμό πρέπει να υπάρχουν τρεις σειсмоγράφοι, ένας για την κατακόρυφη συνιστώσα και δυο για τις οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης.

Τα σεισμόμετρα είναι όργανα που καταγράφουν με σημαντική ακρίβεια τις σεισμικές κινήσεις. Η βασική διαφορά μεταξύ σεισμομέτρου και σειсмоγράφου είναι ότι το σεισμόμετρο διαθέτει συσκευή με την οποία πετυχαίνεται απόσβεση της αιώρησης του εκκρεμούς και έτσι είναι δυνατή η πιστότερη αναγραφή της σεισμικής κίνησης. Οι αναγραφές των σεισμομέτρων λέγονται σειсмоγράμματα. Η αναγραφή των σεισμικών κυμάτων στα σεισμόμετρα γίνεται με τρεις κυρίως τρόπους. Πρώτον, με μηχανική αναγραφή (σεισμόμετρα Mainka, Wiechert). Δεύτερον, με οπτική αναγραφή (σεισμόμετρα Milne - Show, Wood - Anderson). Τρίτον, με ηλεκτρομαγνητική αναγραφή (σεισμόμετρο κινούμενου πηνίου Galitzin και το σεισμόμετρο μεταβαλλόμενης μαγνητικής αντίστασης Benioff, πηγή: www.noa.gr).



(α') Seismograph

(β') Seismometer

Σχήμα 1.6: Όργανα καταγραφής σεισμών (πηγή: en.wikipedia.org).

1.3.3 Μέτρηση σεισμών

Οι ποσότητες που χρησιμοποιούνται για τη μέτρηση των σεισμών είναι το μέγεθος σεισμού και η ένταση σεισμού. Το μέγεθος μετράει την ενέργεια του σεισμού ενώ η ένταση χρησιμοποιείται για την εκτίμηση των αποτελεσμάτων του. Ο προσδιορισμός του μεγέθους βασίζεται σε μετρήσεις των πλατών των σεισμικών κυμάτων, που καταγράφονται με τα σεισμόμετρα. Ανάλογα με τα σεισμικά κύματα των οποίων τα πλάτη καταγράφονται, υπάρχουν διάφορες κλίμακες μεγεθών.

Το 1935 επινοήθηκε από τον Richter η ομώνυμη κλίμακα τοπικού μεγέθους, M_L , η οποία βασίζεται στην καταγραφή των μέγιστων πλατών των απευθείας εγκάρσιων κυμάτων, σε μικρές αποστάσεις. Η κλίμακα Richter είναι λογαριθμική. Αύξηση του μεγέθους του σεισμού κατά μια αχέραια μονάδα της κλίμακας ισούται με δεκαπλασιασμό του πλάτους των δονήσεων που καταγράφονται από ένα σειсмоγράφο Wood-Anderson και με 31.5 φορές μεγαλύτερη έκλυση ενέργειας. Ως βαθμός '0' της κλίμακας επιλέχθηκε η μικρότερη δόνηση όπου μπορούσε να καταγραφεί. Οι μεγαλύτεροι βαθμοί που έχουν καταγραφεί αντιστοιχούν σε βαθμούς 9 - 9.5 της κλίμακας Richter. Η κλίμακα επιφανειακού μεγέθους, M_s , προτάθηκε από τον Gutenberg το 1945 και στηρίζεται σε καταγραφές πλατών επιφανειακών κυμάτων. Επίσης, την ίδια χρονιά, ο

Gutenberg πρότεινε και το χωρικό μέγεθος, m , το οποίο στηρίζεται σε καταγραφές πλατών επιμήκων κυμάτων σε μεγάλες αποστάσεις. Η κλίμακα σεισμικής ροπής, M , προτάθηκε το 1977 και πλεονεκτεί σε σχέση με τις υπόλοιπες τόσο για μικρούς όσο και για μεγάλους σεισμούς.

Η ένταση σεισμού, είναι ένα μέτρο των μακροσεισμικών αποτελεσμάτων του σεισμού στους ανθρώπους και στις τεχνικές κατασκευές. Οι κυριότερες κλίμακες που χρησιμοποιούνται για τη μέτρησή της είναι η κλίμακα Mercalli (MM) και η κλίμακα MSK (Medvedev, Sponheuer, Karnik), οι οποίες είναι δωδεκαβάθμιες, καθώς και η οκταβάθμια κλίμακα JMA (Japanese Meteorological Agency). Το 1992 το Συμβούλιο της Ευρώπης υιοθέτησε μία νέα κλίμακα, την EMS (European Macroseismic Scale), η οποία αποτελεί εξέλιξη της MSK και έχει προσαρμοστεί σε ευρωπαϊκά δεδομένα [25].

Η δωδεκαβάθμια κλίμακα Mercalli

- | | |
|-------------|--|
| <i>I</i> | Δεν γίνεται αισθητός. |
| <i>II</i> | Αισθητός από μερικούς ανθρώπους που βρίσκονται σε ανάπαυση στους ψηλότερους ορόφους κτιρίων. |
| <i>III</i> | Αισθητός μέσα στα σπίτια. Μπορεί να μην αναγνωριστεί ως σεισμός. Δονήσεις σαν να περνάει ελαφρύ φορτηγό. |
| <i>IV</i> | Τίθενται σε κίνηση κρεμασμένα αντικείμενα. Τζάμια τρίζουν. Σταματημένα αυτοκίνητα κλυδωνίζονται. Δονήσεις σαν να περνάει βαρύ φορτηγό. Κρότος παραθύρων, χτύπος στις πόρτες. |
| <i>V</i> | Αισθητός στην ύπαιθρο. Αυτοί που κοιμούνται ξυπνούν. Αιώρηση κρεμασμένων αντικειμένων. Ανατροπή μερικών μικρών αντικειμένων. |
| <i>VI</i> | 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. |
| <i>VII</i> | 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. |
| <i>VIII</i> | 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. |
| <i>IX</i> | 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. |
| <i>X</i> | 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. |
| <i>XI</i> | Μεγάλες ρωγμές στο έδαφος. Οι σιδηροτροχιές κάμπτονται έντονα. Υπόγειοι αγωγοί καταστρέφονται εντελώς. |
| <i>XII</i> | Ολική καταστροφή. Αντικείμενα εκτινάσσονται στον αέρα. Μεταβάλλεται η επιφάνεια του εδάφους και η γραμμή του ορίζοντα. |

Κεφάλαιο 2

Γεωτεκτονικό καθεστώς περιοχής μελέτης

Η μεγάλη σεισμικότητα της Ελλάδας, η οποία κατέχει την έκτη θέση στην παγκόσμια κατάταξη και την πρώτη στην Ευρώπη, οφείλεται στα ιδιαίτερα γεωλογικά χαρακτηριστικά της, τα οποία έχουν διαμορφωθεί από τις κινήσεις των τεκτονικών πλακών στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Το Αιγαίο και οι γύρω περιοχές, βρίσκονται στη ζώνη επαφής και σύγκλισης της αφρικανικής λιθόσφαιρικής πλάκας με την ευρασιατική λιθόσφαιρική πλάκα, γεγονός το οποίο ευθύνεται για την έντονη ενεργό τεκτονική της περιοχής. Οι έντονες γεωτεκτονικές διεργασίες έχουν επιδράσει καταλυτικά στη δομή της λιθόσφαιρας και της ασθενόσφαιράς της περιοχής. Χρησιμοποιώντας στοιχεία σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, προσδιορίστηκε ένα μέσο πάχος φλοιού από 35 ως 45 Km για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και ένα σχετικά μικρό πάχος (≈ 90 Km) για τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου [10][17][19][20]. Γενικά, το πάχος της λιθόσφαιρας υπολογίστηκε ότι αυξάνει προς τη βόρεια Ελλάδα και τη Βουλγαρία αποκτώντας πάχη της τάξης των 110-140 Km [2][1].

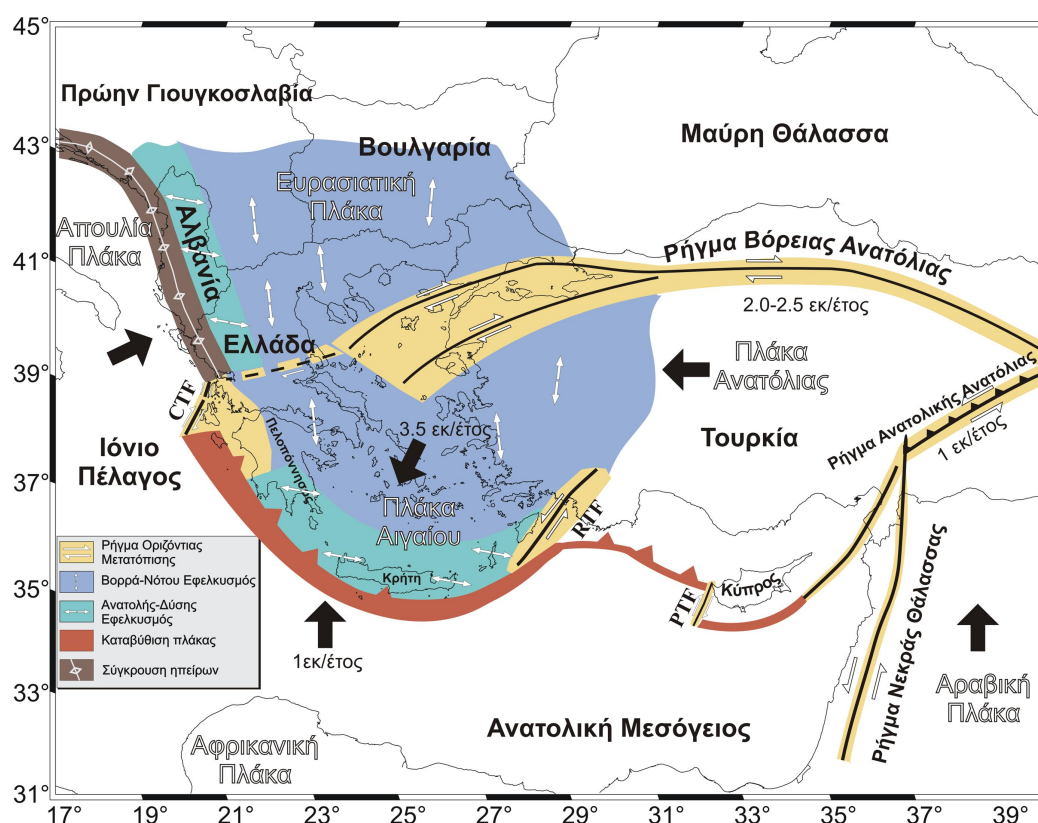
2.1 Κινήσεις

Τα σημαντικότερα αποτελέσματα της μελέτης της ενεργού τεκτονικής στο χώρο του Αιγαίου, προέκυψαν κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες στα πλαίσια της Νέας Παγκόσμιας Τεκτονικής, με συνδυασμό διαφόρων μεθόδων (γεωφυσικών, γεωδαιτικών, γεωλογικών) για τον ακριβέστερο καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή, των κατευθύνσεων κίνησης των πλακών αυτών και του ρυθμού παραμόρφωσής τους. Προέκυψε, έτσι, το συμπέρασμα ότι η λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου (μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας) συγκλίνει με τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου (μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας) και ότι η ωκεάνια λιθόσφαιρα της ανατολικής Μεσογείου, λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητάς της, καταδύεται κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου [12]. Αποτέλεσμα της κατάδυσης αυτής είναι και η εκδήλωση σεισμικής δραστηριότητας ενδιαμέσου βάθους (εστιακά βάθη σεισμών μεγαλύτερα των 60 χιλιομέτρων) κάτω από την Πελοπόννησο και ανατολικά αυτής, περίπου ως τον χώρο των Κυκλάδων.

Αξιόπιστες λύσεις μηχανισμών γένεσης επιφανειακών σεισμών σε συνδυασμό με τη γεωγραφική κατανομή των σεισμικών επικέντρων οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η λιθόσφαιρα του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών (Ελλάδας, Τουρκίας) αποτελούν τη μικροπλάκα του Αιγαίου η οποία επεκτείνεται κατά τη διεύθυνση βορρά - νότου [5][6]. Συνδυασμός δορυφορικών και γεωφυσικών στοιχείων έδειξε ότι το Αιγαίο πραγματοποιεί νοτιοδυτική γραμμική κίνηση κατά τη νοτιοδυτική κατεύθυνση με ταχύτητα που αυξάνει προς την ίδια κατεύθυνση [18].

Η Τουρκία κινείται δυτικά προς το Αιγαίο με ταχύτητα από 20 έως 25 mm/y, κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας. Το Αιγαίο ακολουθεί την κίνηση αυτή και κινείται με την ίδια ταχύτητα σε σχέση με την Ευρώπη, κατά μήκος της τάφρου του Βορείου Αιγαίου, προς τα δυτικά. Η τάφρος του Βορείου Αιγαίου είναι η πιο ενδιαφέρουσα γεωμορφολογική δομή τεκτονικής προέλευσης στο Βόρειο Αιγαίο, με βάθος που φτάνει έως τα 1500m. Ταυτόχρονα όμως, η κίνηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νότια, με ταχύτητα

η οποία φθάνει περίπου τα 10 mm/y, έχει ως αποτέλεσμα, ο ρυθμός ολίσθησης στο νότιο τμήμα του Αιγαίου, να φθάνει ως τα 35 mm/y, περίπου, με διεύθυνση βορειοανατολικά - νοτιοδυτικά. Επειδή και η Αφρική κινείται προς τα βόρεια, με ταχύτητα 10 mm/y, ο ρυθμός σύγκλισης μεταξύ της αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας με εκείνης του Αιγαίου, φαινόμενο που ξεκίνησε περίπου πριν από 3 εκατομμύρια χρόνια, είναι της τάξεως των 45 mm/y, με αποτέλεσμα τη διαρκή επέκταση του Αιγαίου. Η πίεση που ασκείται με την κίνηση της αφρικανικής πλάκας, είναι πιθανώς η αιτία ύπαρξης εσωτερικής παραμόρφωσης στην πλάκα του Αιγαίου, η οποία περιστρέφεται με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού.



Σχήμα 2.1: Βασικά σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής [15].

2.2 Τεκτονικές δομές ελληνικού χώρου

Η κυριότερη τεκτονική δομή του ελληνικού χώρου που βρίσκεται σε ενεργό δράση σήμερα είναι το Ελληνικό τόξο, το οποίο αποτελείται από το ιζηματογενές τόξο (Ελληνίδες οροσειρές - Κρήτη - Ρόδος) και το ηφαιστειακό τόξο (Νίσυρος - Σαντορίνη - Μήλος - Μέθανα - Σουσάκι). Παράλληλα προς το ελληνικό τόξο είναι η Ελληνική τάφρος (δυτικά Ζακύνθου – νότια Κρήτης – ανατολικά Ρόδου), της οποίας στο μέγιστο θαλάσσιο βάθος είναι 5 Km, ενώ στο κοίλο μέρος του τόξου βρίσκεται η περιθωριακή θάλασσα του Αιγαίου. Η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα παρουσιάζεται στο δυτικό τμήμα του ελληνικού Τόξου. Κατά μήκος των ακτών της Δυτικής Ελλάδας από την Κέρκυρα ως τη Δυτική Κρήτη, η σεισμική δραστηριότητα μπορεί να διακριθεί γενικά σε τρεις περιοχές. Η πρώτη περιοχή βρίσκεται βόρεια της Λευκάδας και η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται σε συμπιεστικές δυνάμεις περίπου κάθετες στη διεύθυνση των ακτών της Δυτικής Ελλάδας. Η δεύτερη περιοχή βρίσκεται νότια της Κεφαλλονιάς και αποτελεί το δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. Η σεισμική δραστηριότητα εκεί οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ της αφρικανικής πλάκας και αυτής του Αιγαίου και της κατάδυσης της πρώτης κάτω από τη δεύτερη. Η τρίτη περιοχή βρίσκεται μεταξύ των δύο προηγούμενων, στον ευρύτερο χώρο της Κεφαλλονιάς, από τη Ζάκυνθο ως τη Λευκάδα. Η σεισμική δραστηριότητα εδώ εκδηλώνεται κυρίως κατά μήκος ενός ρήγματος, το οποίο έχει διεύθυνση βορειοανατολική - νοτιοδυτική.

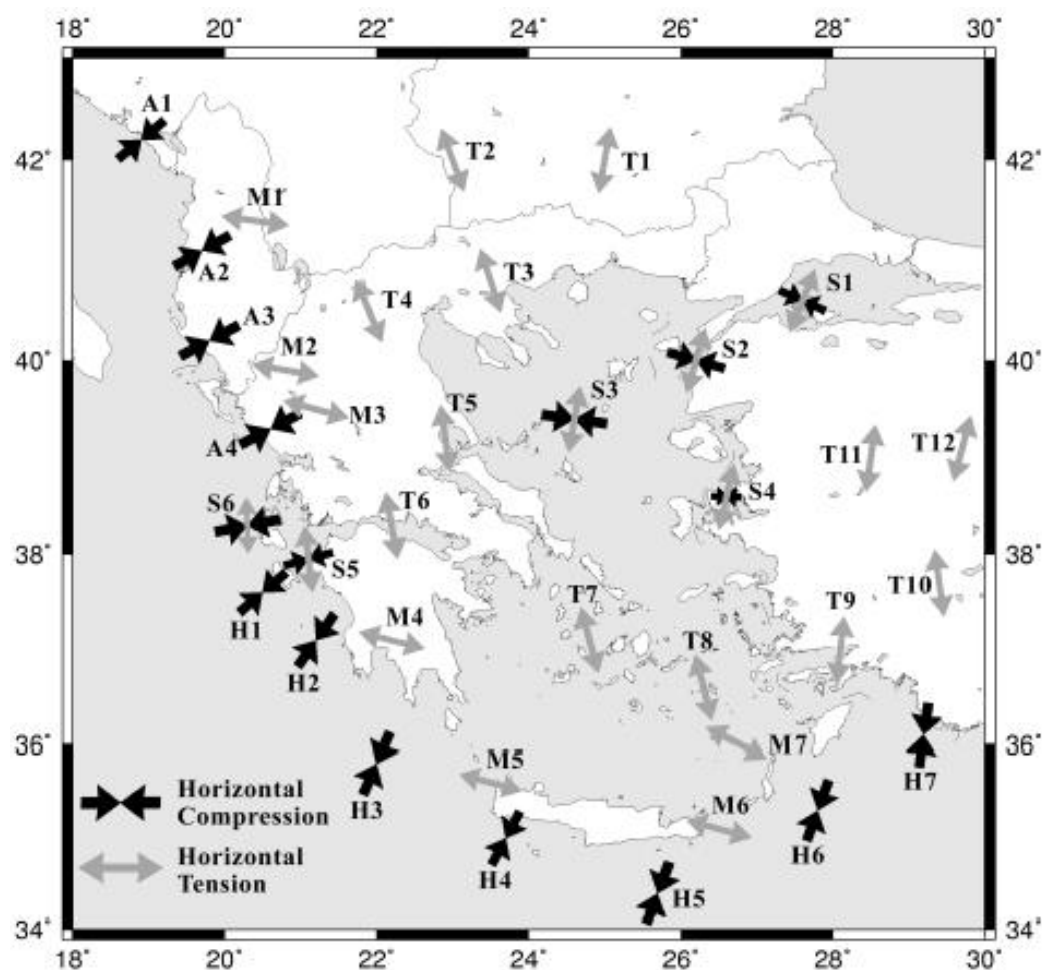
Η κατάδυση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Μεσογείου κάτω από αυτή του Αιγαίου, είναι η αιτία που παρατηρούνται ανάστροφα ρήγματα σε όλο το μήκος του τόξου του Αιγαίου. Τα ανάστροφα ρήγματα χωρίζονται στα μικρής γωνίας κλίσης (περίπου 10^0), τα οποία γενικά παρατηρούνται σε μικρά βάθη και σε αυτά με μεγαλύτερες γωνίες κλίσης και τα οποία παρατηρούνται σε μεγαλύτερα βάθη. Στο κεντρικό τμήμα του Αιγαίου παρατηρούνται κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ [7]. Δεξιόστροφα ρήγματα παρατηρούνται κυρίως στην περιοχή του βορείου Αιγαίου, λόγω της εκεί ύπαρξης των κλάδων του ρήγματος της βόρειας Ανατόλιας καθώς και στην περιοχή της Κεφαλονιάς.



Σχήμα 2.2: Το ελληνικό τόξο και τα βασικότερα στοιχεία του (πηγή: www.oasp.gr).

Ενδιαφέρον παρουσιάζει μια ζώνη κανονικών ρηγμάτων που αναπτύσσεται κατά μήκος του εσωτερικού τμήματος του ελληνικού Τόξου, με κανονικά ρήγματα διεύθυνσης B-N. Η ζώνη αυτή διέρχεται από το ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης και οφείλεται στην επίδραση ενός εφελκυστικού πεδίου με διεύθυνση A-Δ (Σχήμα 2.1), ενώ η παρουσία της είναι εμφανής και ανατολικά της Κρήτης, χωρίς να είναι κατ' αρχήν σαφές από τα διαθέσιμα στοιχεία εάν συνεχίζεται στο κεντρικό τμήμα της Κρήτης. Η ζώνη αυτή εκτείνεται εσωτερικά του Ελληνικού τόξου, ανάμεσα στην εξωτερική ζώνη συμπίεσεων και στον εσωτερικό χώρο του Αιγαίου που κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης A-Δ (εφελκυσμός περίπου B-N). Επιπλέον, η ζώνη αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, αφού μπορεί να συνδεθεί με τη δημιουργία μιας σειράς από εφελκυστικές δομές που εμφανίζονται κυρίως στην περιοχή της Ν. Πελοποννήσου και δυτικής Κρήτης, αλλά και κατά μήκος όλης αυτής της ζώνης (π.χ. ρήγματα Οχρίδας, Πρεσπών, Κόνιτσας, Πίνδου, Καρπάθου, Δ. Ρόδου, κλπ.).

Μια άλλη μεγάλη κατηγορία ρηγμάτων που άμεσα επηρεάζουν την υπό μελέτη περιοχή είναι αυτά που βρίσκονται πάνω στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου και οδηγούν στη γένεση σεισμών ενδιαμέσου βάθους, οι οποίοι έχουν κατά τους αρχαίους και ιστορικούς χρόνους καταστρεπτικά αποτελέσματα τόσο στην Κρήτη όσο και σε ολόκληρη την νοτιο-ανατολική Μεσόγειο.



Σχήμα 2.3: Πεδίο τάσεων για το Αιγαίο και τις γειτονικές περιοχές. (A1-A4) Ζώνη συμπίεσεων λόγω της σύγκρουσης της πλάκας της Απουλίας με αυτή του Αιγαίου. (H1-H7) Ζώνη συμπίεσεων λόγω της σύγκρουσης της λιθόσφαιρας της Α. Μεσογείου με αυτή του Αιγαίου. (M1-M7) Ζώνη εφελκυσμού διεύθυνσης Α-Δ στο εσωτερικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου. (T1-T12) Ζώνη εφελκυσμού διεύθυνσης Β-Ν που κυριαρχεί στον εσωτερικό χώρο του Αιγαίου και στις γειτονικές (Τουρκία) περιοχές. (S1-S6) Δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην περιοχή του Β. Αιγαίου (κλάδοι ρήγματος Ανατόλιας) και της Κεφαλλονιάς [13].

2.3 Κρήτη

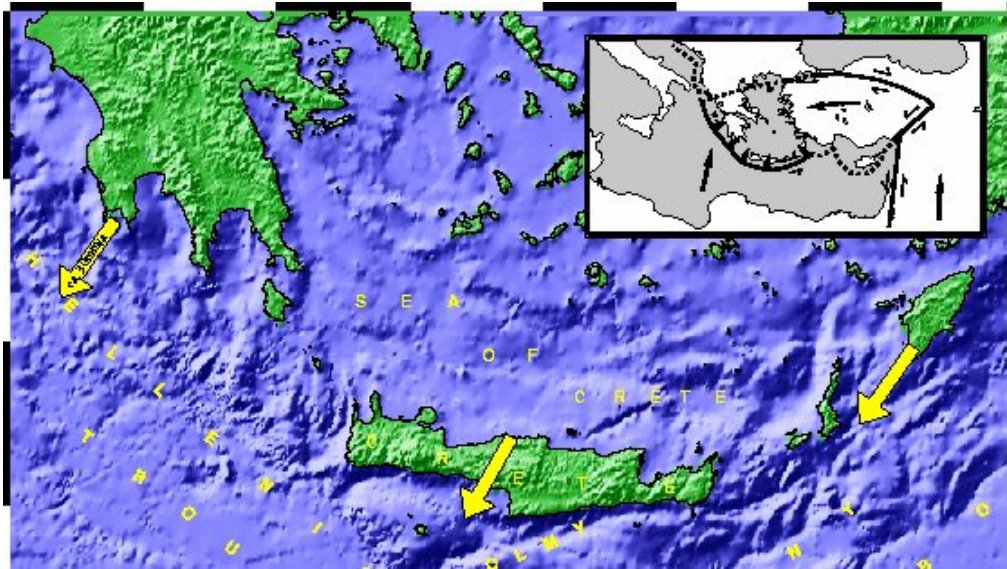
Η περιοχή της Κρήτης, αποτελεί τμήμα του Ελληνικού Τόξου και είναι μια από τις πιο ενεργές σεισμοτεκτονικά περιοχές της δυτικής Ευρασίας. Στην περιοχή αυτή εκδηλώνεται περισσότερο από το 60% της Ευρωπαϊκής σεισμικότητας με μεγέθη έως $M 8.3$ [11]. Η έντονη ενεργός παραμόρφωση του χώρου αυτού είναι το αποτέλεσμα της κατάδυσης του ανατολικού τμήματος της λιθόσφαιρας της Μεσογείου κάτω από αυτή του χώρου του Αιγαίου καθώς και η προς δυσμάς κίνηση της λιθοσφαιρικής πλάκας της Ανατόλιας κατά μήκος της τάφρου του βορείου Αιγαίου.

Ήδη από τους αρχαίους χρόνους παρατηρούμε σεισμούς μεγάλων εντάσεων στην περιοχή της Κρήτης. Αξίζει να αναφερθεί ο σεισμός που έλαβε χώρα το 368 π.Χ., με μέγεθος 7.7 της κλίμακας Richter και κατέστρεψε την πλειοψηφία των πόλεων της Κρήτης [14]. Με την πάροδο των χρόνων παρατηρείται η έντονη σεισμογεννητική ιδιότητα του χώρου της Κρήτης, καθώς λαμβάνουν χώρα, τακτικά, σεισμοί με μεγέθη που είτε πλησιάζουν είτε ξεπερνούν κιόλας τα 7 Richter. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποιοι τέτοιοι σεισμοί και το μέγεθός τους.

Πίνακας 2.1: Ιστορικοί σεισμοί στην περιοχή της Κρήτης[14].

Χρονολογία	M	Χρονολογία	M
267 π.Χ.	7	1810 μ.Χ.	7,8
55 μ.Χ.	7,2	1846 μ.Χ.	7,7
251 μ.Χ.	7,5	1856 μ.Χ.	8,2
796 μ.Χ.	7,5	1887 μ.Χ.	7,5
1246 μ.Χ.	6,8	1935 μ.Χ.	7
1494 μ.Χ.	7,2	1948 μ.Χ.	6,6
1612 μ.Χ.	7	1952 μ.Χ.	7
1780 μ.Χ.	7	1977 μ.Χ.	6,3

Αποτέλεσμα της τεκτονικής αναδιοργάνωσης που συντελείται στο ελληνικό τόξο, λόγω όλων των προαναφερθέντων κινήσεων, είναι και η ανύψωση της δυτικής Κρήτης [24].



Σχήμα 2.4: Η μετακίνηση της Κρήτης [21].

Κεφάλαιο 3

Πρόγραμμα EGELADOS

Το πρόγραμμα EGELADOS¹ είναι ένα σεισμικό πείραμα στην Ελληνική Ζώνη Καταβύθισης, που διεξάγεται στα πλαίσια του Collaborative Research Center 526, 'Rheology of the Earth', του Ruhr-University του Bochum. Στόχος του προγράμματος είναι η διερεύνηση της σεισμικής δραστηριότητας κατά μήκος του νησιώτικου τόξου της Ελληνικής Ζώνης Καταβύθισης. Για τη διεξαγωγή του πειράματος, με το Ruhr-University συνεργάστηκαν τα παρακάτω ιδρύματα:

- Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, εκπροσωπούμενο από τον Καθηγητή Δρ. Κώστα Παπαζάχο,
- Istanbul Technical University, εκπροσωπούμενο από τον Καθηγητή Δρ. Tuncay Taymaz,
- Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, εκπροσωπούμενο από τον Δρ. Γεώργιο Σταυρακάκη,
- Πολυτεχνείο Κρήτης, εκπροσωπούμενο από τον Καθηγητή Δρ. Αντώνιο Βαφείδη,

¹Exploring the **GE**odynamics of subducted **L**ithosphere using an **A**mphibian **D**eployment **O**f **S**eismographs
website: www.geophysik.ruhr-uni-bochum.de/research/egelados/index.html

- GeoForschungsZentrum Potsdam, εκπροσωπούμενο από τον Καθηγητή Δρ. Rainer Kind,
- University of Hamburg, εκπροσωπούμενο από τον Καθηγητή Δρ. Torsten Dahm.

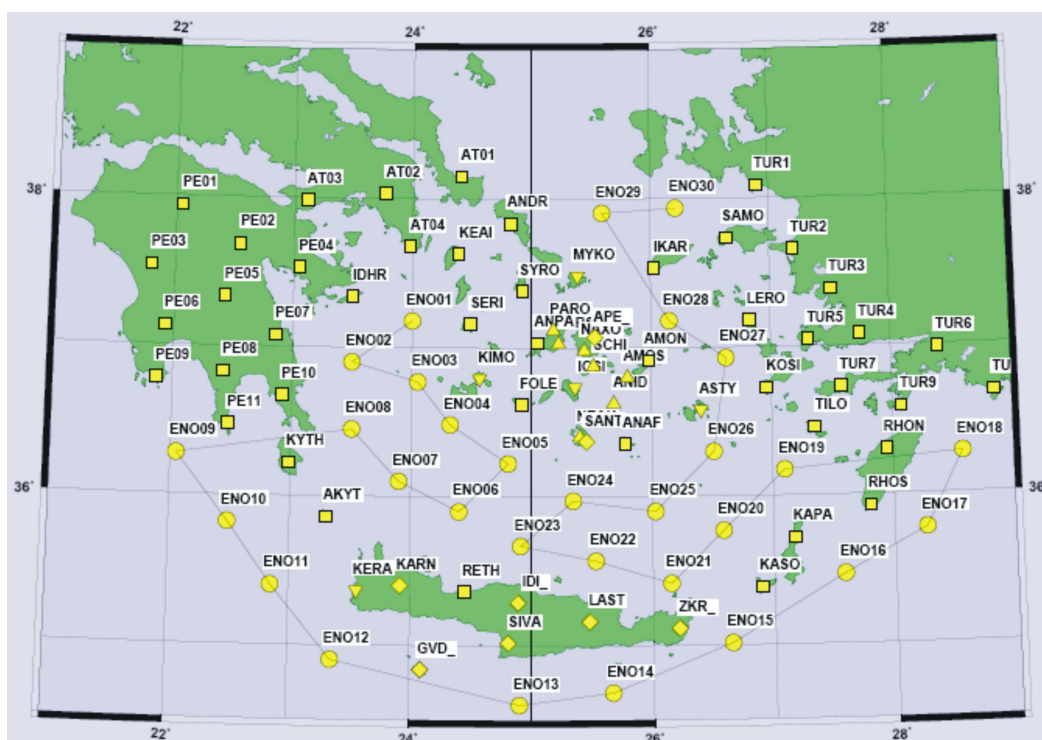
3.1 Επιστημονικοί στόχοι προγράμματος

3.1.1 Σεισμική απεικόνιση

Με σκοπό τη λεπτομερή διερεύνηση των ιδιοτήτων της Ελληνικής Ζώνης Καταβύθισης, χρησιμοποιούνται κυματομορφές από ένα προσωρινό, πυκνό δίκτυο σειсмоγράφων, το οποίο αποτελείται από 22 υποθαλάσσιους και 77 χερσαίους ευρυζωνικούς σειсмоγράφους. Η περιοχή στην οποία αναπτύχθηκε το δίκτυο περιλαμβάνει την Πελοπόννησο, την περιοχή του Ν. Αιγαίου και τα παράλια της Τουρκίας. Πιο συγκεκριμένα, οι στόχοι είναι:

1. Η ζώνη επαφής της καταβυθιζόμενης αφρικανικής λιθόσφαιρας και του μανδύα του Αιγαίου, ώστε να εξακριβωθεί ότι κάποια τμήματα της ζώνης αυτής είναι ασεισμικά.
2. Το τασικό πεδίο του μανδύα πάνω από το τμήμα της πλάκας που εκτείνεται από το κρητικό πέλαγος έως το ηφαιστειακό τόξο των Κυκλάδων, ώστε να διαπιστωθούν οι σχέσεις μεταξύ των ενεργών επιφανειακών ηφαιστείων, των ρευστών που ανέρχονται από την υποβυθιζόμενη πλάκα και της σεισμικότητας που σχετίζεται με αφυδάτωση.
3. Πλευρικές διακυμάνσεις στις ιδιότητες της πλάκας, ώστε να εξακριβωθεί ότι κατά μήκος της εμβάθυνσης της πλάκας προκαλείται η κατάτμησή της.

Η αναζήτηση της λεπτομερούς δομής των παραπάνω περιοχών θα συμπληρωθεί με μια υψηλής ευκρίνειας τομογραφική εικόνα ολόκληρης της περιοχής. Επίσης, ένα τέτοιο μοντέλο είναι ουσιαστικό για τον ακριβή προσδιορισμό της εστίας ενός σεισμού. Η κύρια μέθοδος της έρευνας είναι η μοντελοποίηση και η αντιστροφή σεισμικών κυματομορφών, βασισμένη στη θεωρία σκέδασης και στην αριθμητική μοντελοποίηση.



Σχήμα 3.1: Δίκτυο σειсмоγράφων EGELADOS.

3.1.2 Σεισμικότητα

Το δίκτυο EGELADOS επιτρέπει την παρακολούθηση ρηχής σεισμικότητας της Ελληνικής Ζώνης Καταβύθισης, για το χρόνο διεξαγωγής. Τα ενεργά σεισμικά ρήγματα της λιθόσφαιρας του Αιγαίου εντοπίζονται με υψηλή ακρίβεια. Η σεισμικότητα της περιοχής επαφής των δύο πλακών μπορεί να μελετηθεί κατά μήκος ολόκληρου του τόξου, δηλαδή από τα νησιά του Ιονίου, μέσω της

Κρήτης και της Ρόδου, έως τη νοτιοδυτική Τουρκία. Παράλληλα, το δίκτυο EGELADOS είναι ιδανικό και για τη μελέτη σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην Ελληνική Ζώνη Καταβύθισης. Αυτοί οι σεισμοί, θεωρείται ότι σχετίζονται με την αφυδάτωση της υποβυθιζόμενης λιθόσφαιρας.

3.1.3 Μοντελοποίηση

Η μοντελοποίηση της Ελληνικής Ζώνης Καταβύθισης αποτελεί χρήσιμο εργαλείο ερμηνείας των αποτελεσμάτων του πειράματος. Οι πληροφορίες που αφορούν τη δομή της περιοχής, μπορούν να χρησιμοποιηθούν στη δημιουργία ενός μοντέλου, με σκοπό τη μελέτη της παραμόρφωσης και της κατάστασης πίεσης της λιθόσφαιρας. Τα αποτελέσματα προσφέρουν μια νέα θεώρηση για τις δυναμικές διεργασίες που συμβαίνουν μέσα στη ζώνη καταβύθισης και ελέγχουν τη σεισμικότητά της.

Κεφάλαιο 4

Λήψη και επεξεργασία δεδομένων

4.1 Λήψη δεδομένων

Στην παρούσα εργασία επεξεργάστηκαν γεγονότα¹ που καταγράφηκαν από το δίκτυο EGELADOS, καθώς και συμπληρωματικά γεγονότα από τον κατάλογο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Αθηνών (NOA). Όλα τα γεγονότα που χρησιμοποιήθηκαν αφορούν τον Ιανουάριο του 2006 και εντοπίζονται στην περιοχή που ορίζεται από γεωγραφικό μήκος 23° - 27° και γεωγραφικό πλάτος 34.5° - 36.5° .

Αρχικά, ο χαρακτηρισμός ενός γεγονότος ως σεισμός έγινε βάσει αυτόματης επιλογής. Η αυτόματη επιλογή λειτούργησε μέσω κάποιου αλγορίθμου, ο οποίος ανάλογα με το πλάτος της κυματομορφής ενός καταγεγραμμένου γεγονότος και επίσης ανάλογα με τον αριθμό των σεισμολογικών σταθμών που κατέγραψαν το γεγονός, χαρακτήριζε το γεγονός αυτό ως σεισμικό γεγονός. Πιο συγκεκριμένα, η αυτόματη επιλογή περιελάμβανε 230 γεγονότα. Η λήψη των δεδομένων έγινε κυρίως από χερσαίους σειсмоγράφους. Στα 230 αρχικά γεγονότα της αυτόματης επιλογής και λόγω του ότι αυτή δε λειτούργησε ικα-

¹Ως γεγονότα ορίζουμε καταγραφές οι οποίες είτε αφορούν σεισμούς είτε αναταράξεις του εδάφους από άλλες αιτίες.

νοποιητικά, προστέθηκαν 77 επιπλέον γεγονότα, σύμφωνα με τον κατάλογο σεισμών του ΝΟΑ για τον Ιανουάριο του 2006. Κατά την επεξεργασία παρατηρήθηκε ότι κάποια από τα επιλεγμένα γεγονότα δεν αφορούσαν σεισμούς, καθώς και ότι κάποια ήταν εκτός της περιοχής ενδιαφέροντος.

4.2 Λογισμικό ATLAS

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό ATLAS Seismic Data Analysis Tool, Nanometrics Inc². Το ATLAS είναι ένα διαδραστικό πακέτο επεξεργασίας δεδομένων το οποίο παρέχει στο χρήστη τα εργαλεία ώστε να εξάγει, να εντοπίσει και να οργανώσει σεισμικά δεδομένα. Προορίζεται για αρχική επεξεργασία δεδομένων παρέχοντας εργαλεία προβολής κυματομορφής γεγονότων, εντοπισμού θέσης, φασματικής ανάλυσης και φιλτραρίσματος, το οποίο περιλαμβάνει και διόρθωση χρόνων απόκρισης των οργάνων.

Στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε το ATLAS για υπολογισμό των επικέντρων των προς επεξεργασία γεγονότων, ενώ ο υπολογισμός του μεγέθους δεν ήταν δυνατός, οπότε και χρησιμοποιήθηκαν τα μεγέθη που δίνει το NOA για όσους σεισμούς ήταν κοινοί.

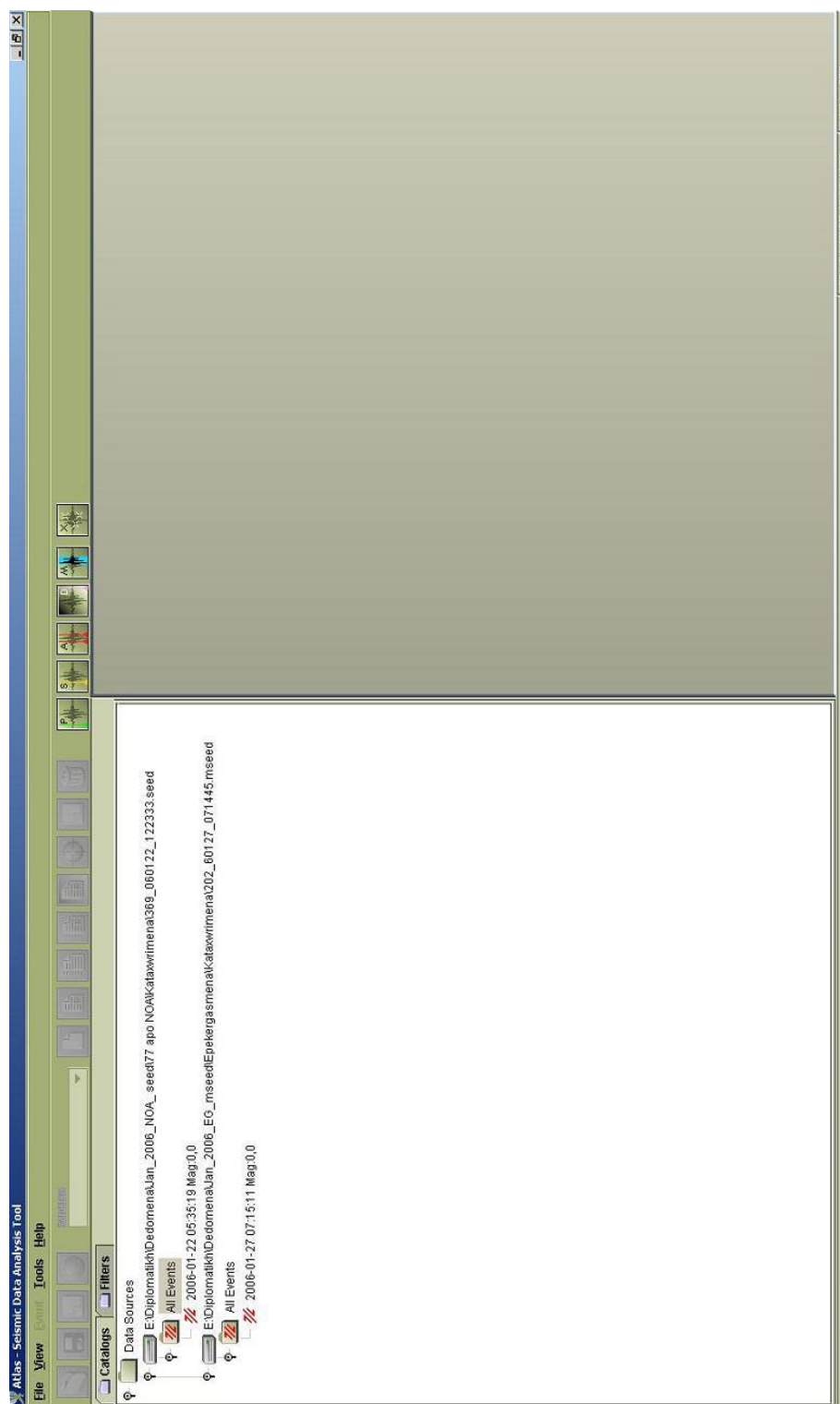
4.3 Επεξεργασία δεδομένων με το ATLAS

Στο παρόν κεφάλαιο δε θα περιγραφούν όλες οι δυνατότητες του ATLAS αλλά μόνο αυτές που χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια της εργασίας. Τα δεδομένα που επεξεργάστηκαν βρίσκονταν σε μορφή *.seed και *.mseed.

4.3.1 Καταχώρηση δεδομένων

Ξεκινώντας το ATLAS, εμφανίζεται το περιβάλλον εργασίας του, στο οποίο εισάγονται αρχικά από το χρήστη δεδομένα στο 'δέντρο δεδομένων' του προγράμματος. Στο Σχήμα 4.1 παρουσιάζεται το περιβάλλον εργασίας, καθώς και το δέντρο δεδομένων, στο οποίο έχουν εισαχθεί δύο γεγονότα για το συγκεκριμένο παράδειγμα.

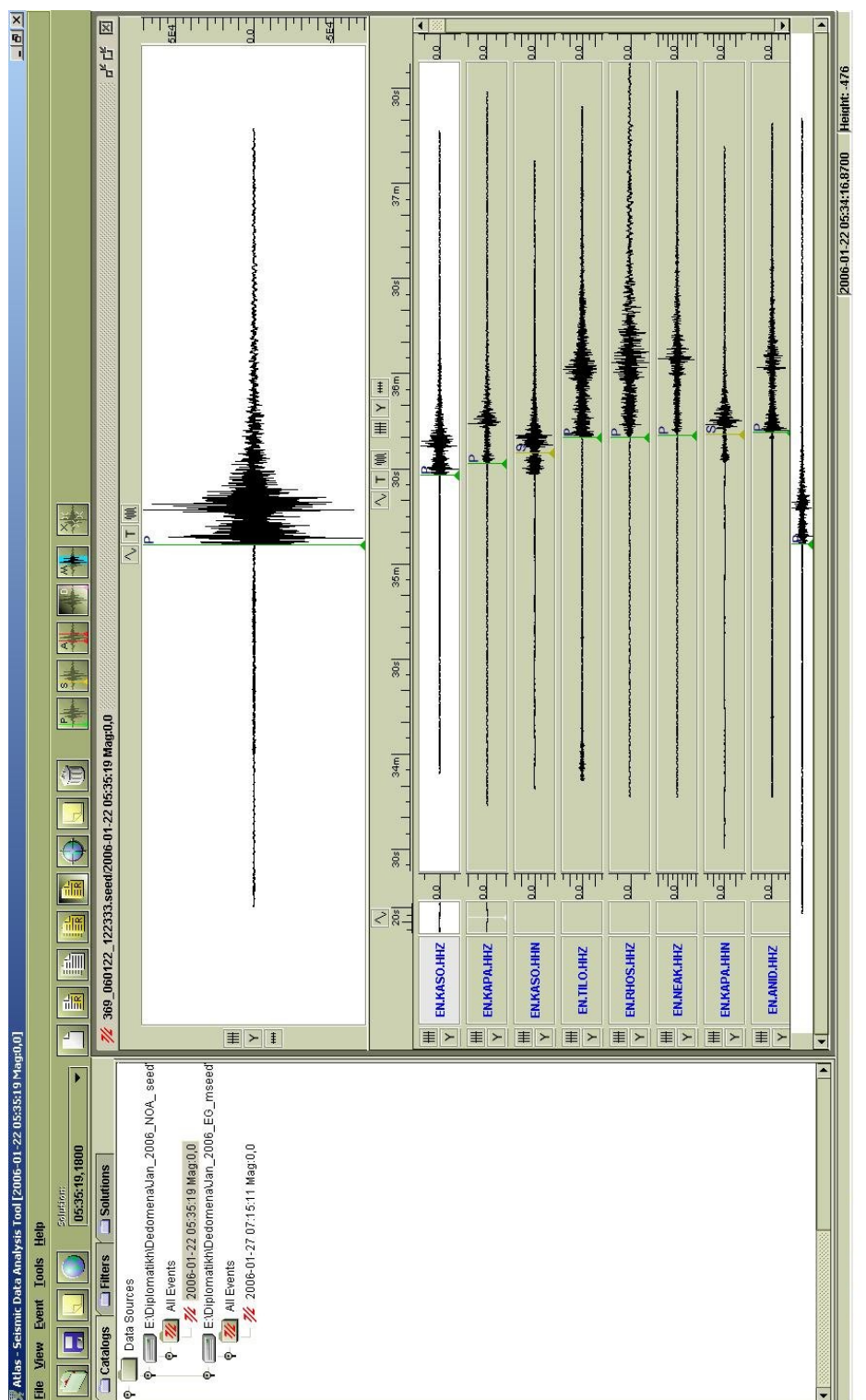
²Χρησιμοποιήθηκε το ATLAS Seismic Data Analysis Tool, version 1.2.8
website: <http://www.nanometrics.ca>



Σχήμα 4.1: Περιβάλλον εργασίας ATLAS.

4.3.2 Επεξεργασία κυματομορφών

Η πρώτη καταχώρηση του παραπάνω παραδείγματος βρίσκεται σε μορφή .seed και αφορά σεισμό ο οποίος έλαβε χώρα στις 22-1-2006 και ώρα 05:35:19. Το μέγεθος του σεισμού αυτού σύμφωνα με το NOA ήταν 4.2 βαθμοί της κλίμακας Richter. Ανοίγοντας το συγκεκριμένο γεγονός εμφανίζεται το παράθυρο επεξεργασίας κυματομορφών, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.2. Ο χρήστης του ATLAS, επιλέγει πάνω στα σειсмоγράμματα εμπειρικά το χρόνο άφιξης των P και S κυμάτων (επιλογή χρόνων αντιστροφής). Κάθε σταθμός δίνει τρία σειсмоγράμματα, ένα για κάθε συνιστώσα του σεισμικού κύματος που καταγράφτηκε. Το ATLAS χρησιμοποιώντας συγκεκριμένο γεωλογικό μοντέλο της περιοχής, υπολογίζει τα χαρακτηριστικά ενός σεισμού. Οι σεισμοί έχουν χαρακτηριστικές κυματομορφές, στις οποίες η επιλογή των χρόνων αντιστροφής για τα P και S κύματα γίνεται μέσω εξοικείωσης και εμπειρίας του χρήστη. Για μια έγκυρη επίλυση, είναι απαραίτητη η χρήση σειсмоγραμμάτων από τουλάχιστον τρεις σταθμούς. Στο παράδειγμα του σχήματος 4.2, διακρίνονται κυματομορφές στις οποίες έχει ήδη γίνει επιλογή των χρόνων αντιστροφής, ενώ στο κεντρικό παράθυρο είναι φαίνεται η μια συνιστώσα από το σταθμό της Κάσου.



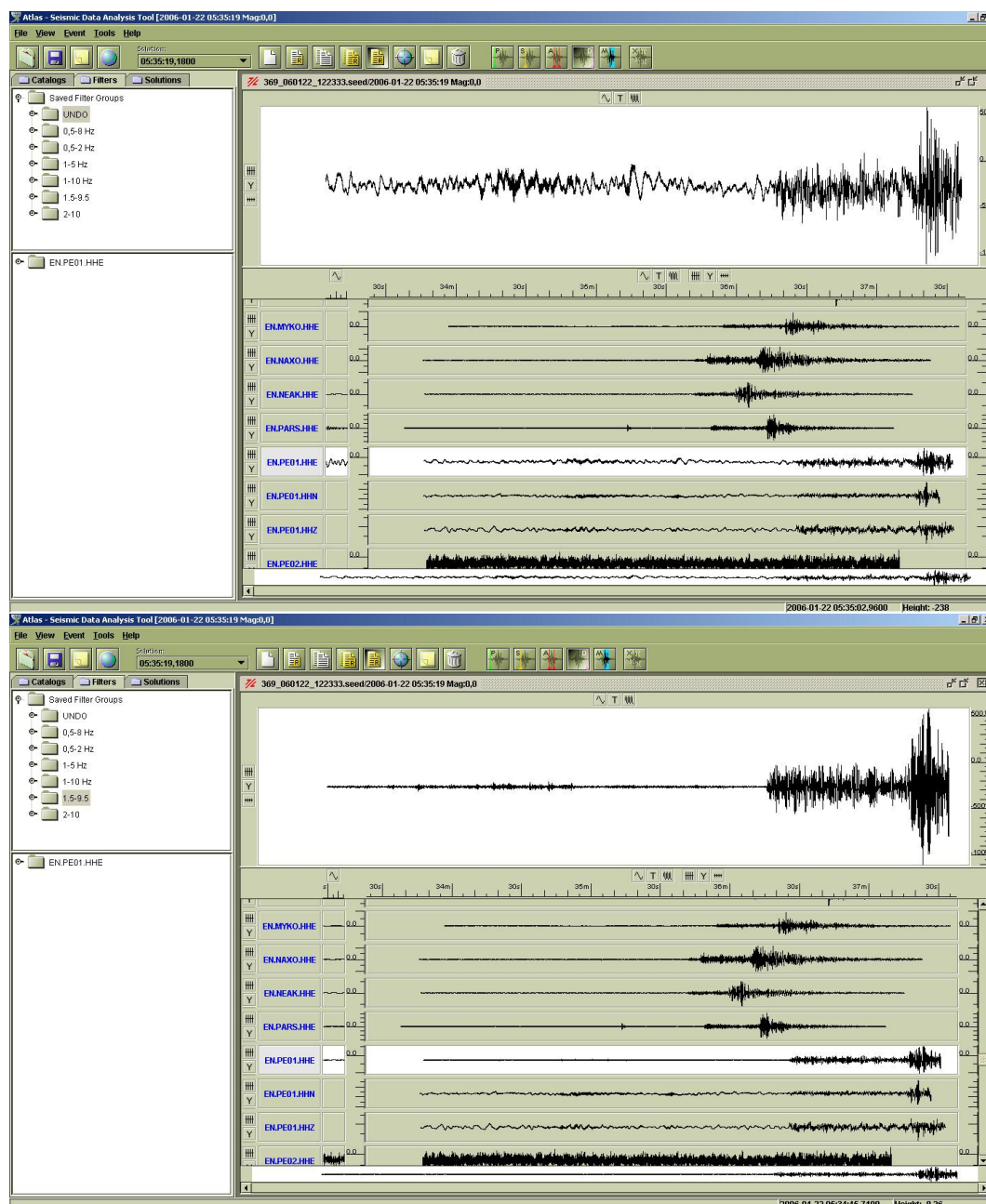
Σχήμα 4.2: Επεξεργασία κυματομορφών.

4.3.3 Φίλτρα απαλοιφής θορύβου

Πριν από την επεξεργασία είναι απαραίτητη η χρήση κάποιου από τα φίλτρα απαλοιφής θορύβου που παρέχει το λογισμικό, έτσι ώστε να είναι πιο ξεκάθαρες οι κυματομορφές, άρα και πιο εύκολη η επιλογή των χρόνων αντιστροφής. Στο Σχήμα 4.3 φαίνεται η ίδια κυματομορφή χωρίς και με χρήση φίλτρου αντίστοιχα. Πιο συγκεκριμένα, στο Σχήμα 4.3 φαίνεται η χρήση του φίλτρου 1.5-1.9 Hz. Τα υπόλοιπα διαθέσιμα φίλτρα φαίνονται στο αριστερό μέρος της εικόνας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΛΗΨΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

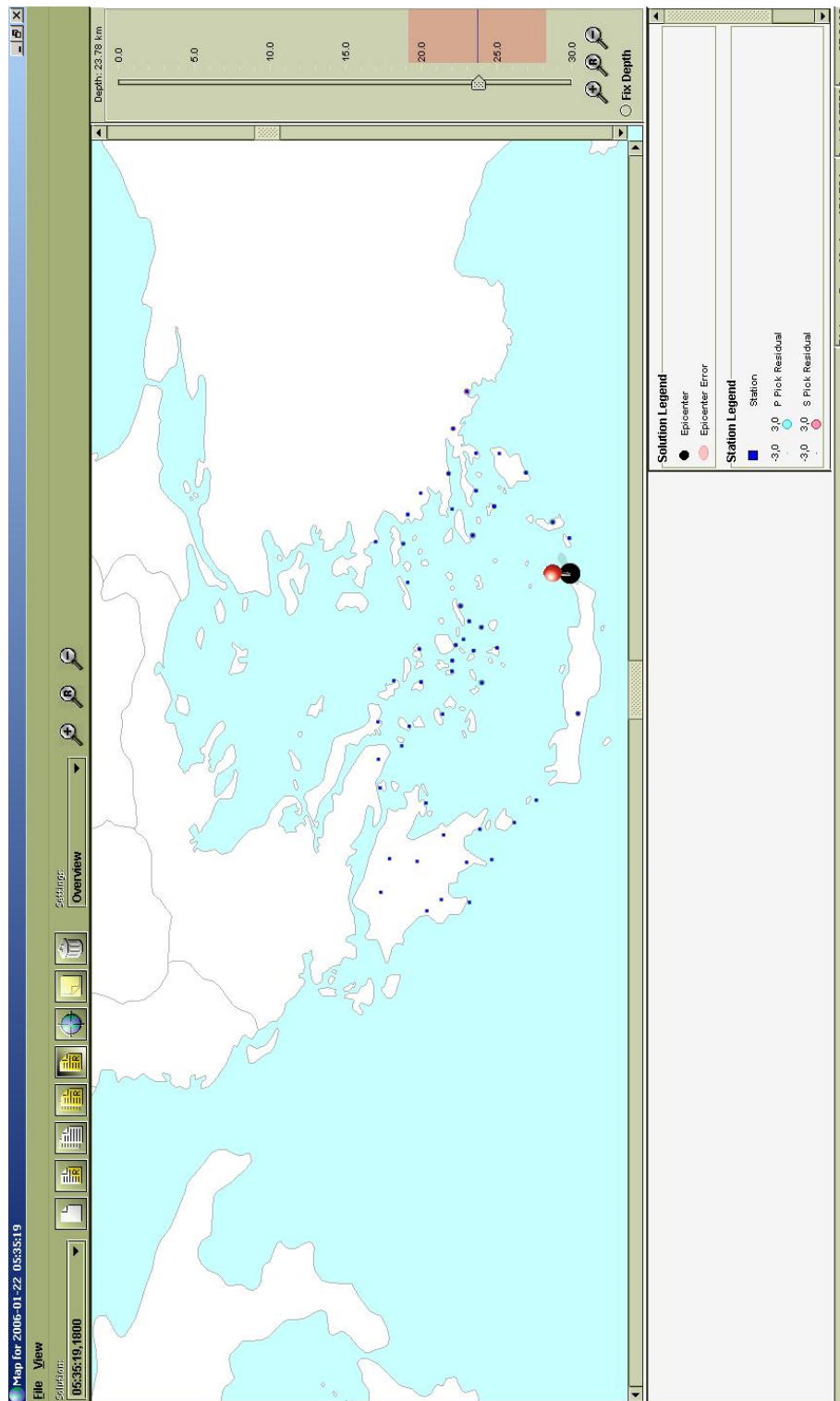
44



Σχήμα 4.3: Κυματομορφή χωρίς χρήση φίλτρου(πάνω) και με χρήση φίλτρου(κάτω).

Στο Σχήμα 4.4 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επίλυσης για το σεισμό του παραδείγματος του σχήματος 4.2. Στα αποτελέσματα περιλαμβάνονται οι συντεταγμένες του επικέντρου (latitude, longitude), το βάθος, το οριζόντιο και το κάθετο σφάλμα, καθώς και το RMS error. Επίσης παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα για κάθε σταθμό που χρησιμοποιήθηκε για την επίλυση. Επίσης το ATLAS δίνει τη δυνατότητα απεικόνισης του επικέντρου σε χάρτη, καθώς και των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση, όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.5.

Σχήμα 4.4: Αποτελέσματα επίλυσης.



Σχήμα 4.5: Χάρτης επιέντρου.

Κεφάλαιο 5

Παρουσίαση αποτελεσμάτων

Στα προηγούμενα κεφάλαια αναλύθηκε ο τρόπος συλλογής και επεξεργασίας των δεδομένων, τα οποία, όπως προαναφέρθηκε, αφορούν τον Ιανουάριο του 2006 και εντοπίζονται στην περιοχή που ορίζεται από γεωγραφικό μήκος 23° - 27° και γεωγραφικό πλάτος 34.5° - 36.5° . Στο παρόν κεφάλαιο θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων αυτών. Επίσης, θα γίνει σύγκριση ανάμεσα στα αποτελέσματα της επεξεργασίας και στα δεδομένα του καταλόγου του NOA, για τους κοινούς σεισμούς.

5.1 Αποτελέσματα επεξεργασίας

Από την επεξεργασία προέκυψε ότι από τα 230 αρχικά γεγονότα της αυτόματης επιλογής, 98 αφορούσαν σεισμούς που εντοπίζονται στην περιοχή ενδιαφέροντος, οι οποίοι παρουσιάζονται αναλυτικά στον πίνακα 5.1. Από τα 77 συμπληρωματικά γεγονότα, 66 επεξεργάστηκαν και παρουσιάζονται στον πίνακα 5.2. Στον πίνακα 5.3 παρουσιάζονται οι σεισμοί του καταλόγου του NOA για τη συγκεκριμένη περίοδο και για τη συγκεκριμένη περιοχή. Στον πίνακα 5.4 παρουσιάζονται οι κοινοί σεισμοί του δικτύου EGELADOS και του καταλόγου του NOA.

Πίνακας 5.1: Πίνακας σεισμών του δικτύου EGELADOS για τον Ιανουάριο του 2006.

Ημερομηνία	A/A	Ώρα	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικό Μήκος (°)
1	1	10,23,39,6600	34,9432	23,6415
1	2	19,31,27,0600	35,4612	23,5907
2	3	01,02,41,5600	34,8828	25,1725
2	4	03,53,03,6100	35,9143	23,5558
2	5	18,50,12,1100	35,3082	23,6843
2	6	21,44,45,7800	34,9678	24,8997
3	7	09,00,47,4200	35,2485	26,1868
3	8	23,16,41,7700	34,8633	24,6473
4	9	12,11,21,1700	34,908	24,9713
5	10	00,22,43,8400	34,7887	24,366
5	11	02,48,45,2500	35,3477	26,1408
6	12	11,27,11,8700	34,9145	23,3328
6	13	14,49,07,6300	35,3012	25,9467
6	14	21,11,29,8500	34,8995	23,5925
7	15	06,47,29,5900	35,296	24,2742
7	16	09,29,28,2500	34,9663	26,5058
7	17	17,15,03,5700	34,8045	25,4418
8	18	17,47,08,0200	36,1617	23,334
8	19	19,50,38,3800	35,8198	23,7928
8	20	22,22,42,4700	36,1462	23,296
9	21	01,29,22,4900	34,8488	24,9895
9	22	02,32,15,9300	36,1542	23,3532
9	23	06,04,43,9500	36,1782	23,3318
9	24	18,13,28,7900	36,1725	23,374
10	25	09,15,49,0400	35,3518	25,2592
10	26	15,39,26,5900	35,0893	24,2388
11	27	14,09,14,6400	34,7335	25,5352
11	28	21,33,59,1000	36,1817	23,3377

11	29	21,40,18,5300	35,2988	24,884
12	30	03,51,17,5200	36,1282	23,2938
12	31	04,33,07,2500	35,0963	23,9752
12	32	06,48,27,7800	35,0422	25,0568
12	33	22,19,24,0800	35,0842	23,9812
13	34	03,07,32,7200	34,8723	24,8148
13	35	10,42,56,8500	36,009	23,2783
13	36	14,03,37,9700	34,8865	24,9452
14	37	04,55,02,3600	34,8902	26,0173
14	38	09,49,31,8900	34,6903	24,7943
14	39	21,30,53,2100	34,5532	23,9568
15	40	10,30,14,3800	36,2812	23,4732
15	41	20,44,38,3800	35,1455	25,0677
16	42	12,37,24,1500	36,1842	23,3858
16	43	22,44,29,7000	34,903	26,1842
16	44	22,49,44,0200	35,0052	24,7468
17	45	05,38,59,6300	34,8187	25,0115
17	46	11,27,17,9900	36,2205	23,4605
19	47	17,35,53,5700	34,882	25,2927
19	48	20,12,08,7100	35,085	23,5953
20	49	04,39,07,6600	34,9255	24,7448
20	50	22,06,47,2800	34,8603	24,1217
21	51	06,09,06,8300	35,1772	24,255
21	52	08,35,12,0700	35,1902	23,76
21	53	08,46,46,0000	36,479	23,0497
21	54	15,20,28,7900	34,867	25,0147
21	55	17,41,01,2800	34,9112	24,9897
21	56	20,59,14,4700	34,8653	24,9673
21	57	22,16,19,5700	34,5948	23,7033
21	58	23,56,06,1200	34,8242	25,3665
22	59	00,32,02,5400	34,8633	24,9473
22	60	01,23,19,2600	35,0445	26,5495
22	61	04,20,07,4300	35,4225	23,0058

22	62	22,41,49,9000	35,3315	25,402
23	63	06,46,10,4500	34,787	24,435
23	64	21,41,57,0100	34,4522	25,5563
23	65	21,45,22,7000	34,7852	25,6137
23	66	21,57,40,0500	35,8058	25,7013
23	67	22,14,15,9000	35,0202	25,2378
24	68	06,44,35,9700	35,6777	26,7822
24	69	20,38,33,1400	36,099	23,8008
24	70	22,50,50,8400	34,9125	24,2493
24	71	23,53,47,4400	35,3018	24,9767
25	72	10,26,03,5900	34,756	24,3777
25	73	16,52,31,1800	36,2648	23,5175
25	74	17,49,11,8700	34,8197	24,302
25	75	19,33,29,8200	36,189	23,1497
25	76	20,53,53,5800	34,9172	25,6928
25	77	21,37,54,4300	34,6655	25,4445
25	78	23,38,26,2900	34,5272	23,9842
26	79	00,23,54,0400	34,4558	23,9415
26	80	00,45,27,8000	34,7648	24,2542
26	81	08,18,05,9200	36,2677	23,4742
26	82	09,59,28,1600	34,831	24,1303
26	83	18,32,45,3700	34,9455	23,6492
26	84	23,11,58,2400	34,8787	24,8788
27	85	05,15,10,2300	35,4413	26,3357
27	86	05,37,17,7700	36,2297	23,505
27	87	07,15,11,1200	35,5532	23,7793
27	88	20,41,52,8900	34,5648	23,5165
28	89	12,46,45,2900	35,7065	23,283
28	90	16,25,12,3900	35,0573	23,303
28	91	21,10,12,0300	36,3098	23,0263
29	92	01,24,33,5700	34,8362	24,778
29	93	03,10,01,3000	34,878	24,7232
29	94	07,01,59,9100	35,7015	23,2328

30	95	17,47,30,3800	35,982	26,4862
30	96	21,53,56,7400	36,2565	23,4828
30	97	23,29,37,4900	35,0732	23,2918
31	98	07,12,48,4700	35,9062	23,8473

Πίνακας 5.2: Πίνακας σεισμών που συμπληρώθηκαν στην αρχική λίστα, σύμφωνα με τη λίστα του ΝΟΑ για τον Ιανουάριο του 2006.

Ημερομηνία	A/A	Ωρα	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικό Μήκος (°)
1	1	02,46,28,2800	35,2678	23,2355
1	2	04,31,39,5400	34,3578	26,3963
1	3	02,39,42,6000	36,036	25,7638
3	4	02,02,21,0100	35,1675	26,5232
4	5	14,56,38,3900	35,2978	26,5758
5	6	06,40,10,9200	36,5588	25,461
6	7	17,18,44,3400	36,458	27,0632
6	8	21,48,55,5300	36,465	23,099
6	9	23,34,51,9800	36,4842	27,065
8	10	11,34,55,6600	36,2158	23,494
8	11	11,41,01,1700	36,2195	23,4753
8	12	11,47,19,2800	36,2905	23,5162
8	13	11,47,18,7000	36,2847	23,5122
8	14	11,47,18,7000	36,2847	23,5122
8	15	12,01,52,5400	36,1905	23,3728
8	16	12,17,32,3500	36,2628	23,5057
8	17	12,20,47,1000	36,126	23,363
8	18	12,51,06,9800	36,115	23,3622
8	19	13,04,35,3100	36,046	23,3293
8	20	13,05,45,2500	36,21	23,3837
8	21	13,08,05,1300	36,2118	23,3678
8	22	13,18,01,0200	35,9507	23,0243
8	23	13,21,34,3400	36,1465	23,3978
8	24	13,32,14,7700	36,1437	23,3365
8	25	15,19,42,6100	36,1597	23,3662
8	26	17,12,08,7900	36,156	23,4075
8	27	17,23,58,6900	36,17	23,367
8	28	17,30,26,5900	36,1812	23,3945

8	29	19,57,14,5100	36,1727	23,4155
9	30	00,37,54,5300	36,1667	23,4638
9	31	00,41,51,5900	35,1327	27,1687
9	32	04,36,27,4600	36,1838	23,3903
9	33	05,34,52,4200	36,175	23,3777
9	34	08,13,12,4600	36,163	23,4028
9	35	09,17,08,2100	36,1732	23,3647
9	36	12,14,49,3200	36,2578	23,4797
9	37	16,00,02,3000	36,2525	23,3395
9	38	23,11,13,3400	36,2698	23,4923
10	39	22,31,04,3600	36,256	23,4445
11	40	10,34,52,9500	36,2485	23,4955
11	41	17,56,44,9900	36,16	23,3535
11	42	18,29,45,9100	36,2063	23,4827
11	43	20,14,04,9700	36,268	23,4613
12	44	02,28,36,7200	36,2837	23,4965
12	45	10,55,05,0800	35,5655	26,5678
12	46	12,17,17,7600	36,1233	22,9145
13	47	00,16,13,6100	36,2358	23,571
13	48	15,18,15,1800	36,2445	23,5232
15	49	19,30,18,5500	36,4	27,1712
17	50	05,13,36,4100	36,3898	23,064
18	51	04,04,37,8000	36,3882	27,092
18	52	04,08,49,2900	36,3838	27,0838
18	53	04,30,59,4000	35,35	27,157
18	54	21,43,51,5700	36,1863	23,4472
19	55	17,23,23,6600	36,2568	23,451
19	56	20,19,27,6600	36,2132	23,4812
21	57	07,03,29,1400	36,1845	23,4263
22	58	05,35,19,1800	35,3955	26,4243
22	59	10,40,49,9000	36,139	22,8838
23	60	10,17,18,3300	36,27	22,838
25	61	01,37,59,5600	36,5443	27,0852

26	62	10,06,36,7900	36,1905	23,3698
28	63	10,16,03,2500	35,7085	23,2483
28	64	19,15,45,4300	36,2385	23,4565
31	65	15,13,40,7600	35,6927	26,1408
31	66	20,55,56,2500	34,901	25,4667

Πίνακας 5.3: Πίνακας σεισμών του ΝΟΑ για τον Ιανουάριο του 2006.

Ημερομηνία	A/A	Ώρα	Γεωγραφικό Πλάτος (°)	Γεωγραφικό Μήκος (°)
1	1	02,46,24,3	35,13	23,14
1	2	04,31,41,3	34,74	26,09
1	3	13,30,05,3	34,81	25,47
1	4	15,41,27,2	35,58	24,03
1	5	17,25,03,2	35,94	24,99
2	6	01,02,37,6	34,61	25,12
2	7	02,17,26,5	36,06	26,55
2	8	02,39,42,2	36,03	25,73
3	9	02,02,09,3	34,29	26,73
4	10	14,56,34,4	34,91	26,6
5	11	06,40,10,6	36,55	25,46
6	12	21,48,54,3	36,49	23,16
8	13	11,34,54,0	36,21	23,41
8	14	11,40,59,5	36,2	23,37
8	15	11,46,25,0	36,29	23,55
8	16	11,47,17,2	36,13	23,36
8	17	11,52,11,0	36,1	23,38
8	18	12,01,50,7	36,3	23,67
8	19	12,06,27,4	36,16	23,41
8	20	12,17,31,6	36,32	23,57
8	21	12,20,46,0	36,18	23,36
8	22	12,51,05,4	36,12	23,38

8	23	13,04,34,3	36,19	23,68
8	24	13,05,43,8	36,27	23,35
8	25	13,08,03,2	36,18	23,32
8	26	13,17,59,0	35,85	23,16
8	27	13,21,32,9	36,1	23,2
8	28	13,32,13,1	36,19	23,34
8	29	15,19,41,2	36,27	23,59
8	30	17,12,06,8	36,14	23,36
8	31	17,23,56,2	36,13	23,26
8	32	17,30,24,5	36,17	23,41
8	33	19,39,53,3	36,27	23,47
8	34	19,50,35,9	35,85	23,51
8	35	19,57,12,2	36,19	23,44
9	36	00,37,52,0	36,36	23,74
9	37	04,36,24,6	36,37	23,79
9	38	05,34,51,2	36,28	23,4
9	39	08,13,10,2	36,19	23,34
9	40	09,17,06,3	36,18	23,39
9	41	12,14,47,8	36,23	23,44
9	42	15,59,59,6	36,23	23,45
9	43	23,11,11,6	36,21	23,51
10	44	22,31,01,9	36,17	23,4
11	45	10,34,50,6	36,19	23,39
11	46	14,09,17,4	34,91	25,64
11	47	17,56,42,4	36,19	23,45
11	48	18,29,43,0	36,17	23,43
11	49	20,14,02,7	36,2	23,4
11	50	23,34,48,3	35,61	25,65
12	51	02,28,35,7	36,13	23,37
12	52	04,33,06,1	35,09	23,83
12	53	08,54,51,1	34,87	26,29
12	54	10,55,05,0	35,55	26,55
12	55	11,50,44,0	34,87	25,6

12	56	12,17,16,9	36,17	23,09
13	57	00,16,12,3	36,2	23,51
13	58	15,18,12,6	36,18	23,5
16	59	12,37,22,4	36,19	23,39
16	60	22,44,28,4	34,81	26,15
17	61	05,13,35,5	36,39	23,11
17	62	05,38,57,2	34,53	25,09
17	63	11,27,16,7	36,19	23,46
18	64	04,08,48,4	36,38	27
18	65	04,30,58,2	35,28	27,01
18	66	21,43,49,3	36,19	23,45
19	67	17,23,20,2	36,25	23,66
19	68	17,35,52,1	34,78	25,37
19	69	20,12,14,7	35,67	24,23
19	70	20,19,25,1	35,99	23,22
21	71	07,03,27,2	36,18	23,45
21	72	08,35,09,9	35,14	23,57
21	73	20,59,14,6	34,79	25
21	74	22,16,21,0	34,63	23,88
22	75	05,35,15,4	35,25	26,47
22	76	10,40,51,5	36,18	23,15
22	77	19,04,20,5	36,11	24
22	78	22,41,49,4	35,4	25,37
23	79	21,41,57,5	34,41	25,61
23	80	21,45,21,9	34,53	25,53
23	81	22,14,14,9	35,05	25,75
24	82	20,38,41,8	36,44	23,19
24	83	22,50,54,6	36,11	24,78
25	84	01,37,59,2	36,56	27,06
26	85	10,06,31,8	36,08	23,56
27	86	07,15,15,0	35,46	24,24
28	87	10,16,02,4	35,76	23,27
28	88	16,25,12,6	35,06	23,25

28	89	19,15,43,8	36,22	23,4
29	90	11,37,05,1	36,16	23,4
31	91	15,13,38,4	35,89	26,24
31	92	20,55,52,4	34,87	25,7
31	93	23,27,47,3	35,22	26,76

Πίνακας 5.4: Πίνακας κοινών σεισμών δικτύου EGELADOS και καταλόγου NOA για τον Ιανουάριο του 2006.

Ημερομηνία	A/A EGE	A/A NOA	Ώρα EGE	Ώρα NOA	Απόσταση Επικέντρων (Km)
2	3	6	01,02,41,5600	01,02,37,6	30,62
8	19	34	19,50,38,3800	19,50,35,9	25,78
11	27	46	14,09,14,6400	14,09,17,4	21,77
12	31	52	04,33,07,2500	04,33,06,1	13,24
16	42	59	12,37,24,1500	12,37,22,4	0,74
16	43	60	22,44,29,7000	22,44,28,4	10,8
17	45	62	05,38,59,6300	05,38,57,2	44,86
17	46	63	11,27,17,9900	11,27,16,7	3,37
19	47	68	17,35,53,5700	17,35,52,1	13,28
21	52	72	08,35,12,0700	08,35,09,9	18,19
21	56	73	20,59,14,4700	20,59,14,6	8,88
21	57	74	22,16,19,5700	22,16,21,0	16,69
22	62	78	22,41,49,9000	22,41,49,4	8,14
23	64	79	21,41,57,0100	21,41,57,5	6,79
23	65	80	21,45,22,7000	21,45,21,9	32,51
23	67	81	22,14,15,9000	22,14,14,9	46,92
28	90	88	16,25,12,3900	16,25,12,6	4,83
Μέση απόσταση επικέντρων (Km)					18,08

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται οι κοινοί σεισμοί ανάμεσα στα δεδομένα της συμπληρωματικής λίστας από το ΝΟΑ και στα δεδομένα του καταλόγου του ΝΟΑ.

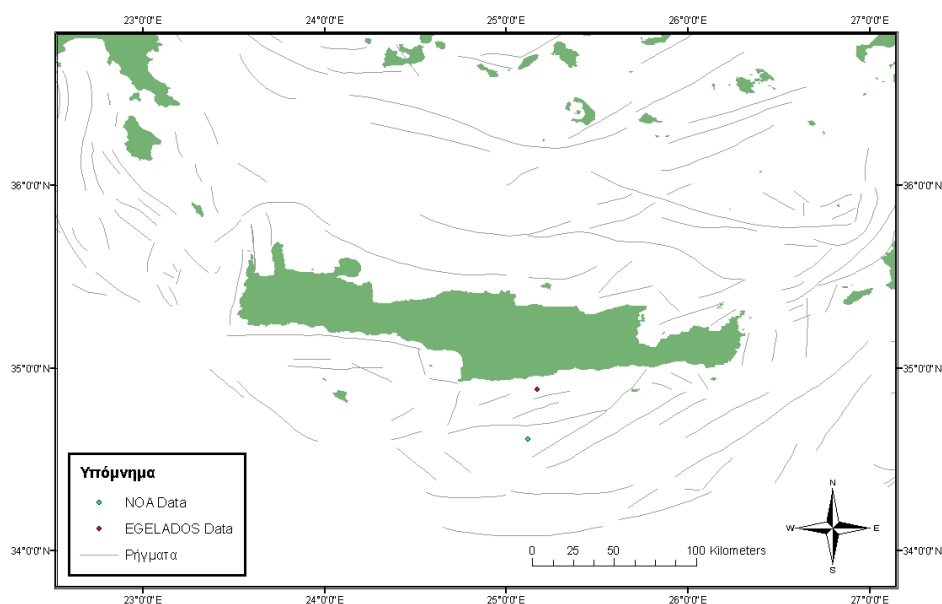
Πίνακας 5.5: Πίνακας κοινών σεισμών συμπληρωματικής λίστας ΝΟΑ και καταλόγου ΝΟΑ για τον Ιανουάριο του 2006.

Ημερομηνία	A/A NOA Extra	A/A NOA	Ωρα ΝΟΑ Extra	Ωρα ΝΟΑ	Απόσταση Επικέντρων (Km)
8	10	13	11,34,55,6600	11,34,54,0	7,52
8	11	14	11,41,01,1700	11,40,59,5	9,83
8	13	16	11,47,18,7000	11,47,17,2	21,8
8	15	18	12,01,52,5400	12,01,50,7	29,35
8	16	20	12,17,32,3500	12,17,31,6	8,6
8	17	21	12,20,47,1000	12,20,46,0	6,04
8	18	22	12,51,06,9800	12,51,05,4	1,7
8	19	23	13,04,35,3100	13,04,34,3	35,38
8	20	24	13,05,45,2500	13,05,43,8	7,25
8	21	25	13,08,05,1300	13,08,03,2	6,65
8	22	26	13,18,01,0200	13,17,59,0	16,5
8	23	27	13,21,34,3400	13,21,32,9	18,42
8	24	28	13,32,14,7700	13,32,13,1	5,16
8	25	29	15,19,42,6100	15,19,41,2	23,56
8	26	30	17,12,08,7900	17,12,06,8	4,57
8	27	31	17,23,58,6900	17,23,56,2	10,44
8	28	32	17,30,26,5900	17,30,24,5	1,97
8	29	35	19,57,14,5100	19,57,12,2	3,05
9	30	36	00,37,54,5300	00,37,52,0	32,83
9	32	37	04,36,27,4600	04,36,24,6	41,23
9	33	38	05,34,52,4200	05,34,51,2	11,83
9	34	39	08,13,12,4600	08,13,10,2	6,52
9	35	40	09,17,08,2100	09,17,06,3	2,44
9	36	41	12,14,49,3200	12,14,47,8	4,09

9	38	43	23,11,13,3400	23,11,11,6	6,8
10	39	44	22,31,04,3600	22,31,01,9	10,25
11	40	45	10,34,52,9500	10,34,50,6	11,5
11	41	47	17,56,44,9900	17,56,42,4	9,5
11	42	48	18,29,45,9100	18,29,43,0	6,25
11	43	49	20,14,04,9700	20,14,02,7	9,29
12	44	51	02,28,36,7200	02,28,35,7	20,3
12	45	54	10,55,05,0800	10,55,05,0	1,76
12	46	56	12,17,17,7600	12,17,16,9	17,07
13	47	57	00,16,13,6100	00,16,12,3	6,02
13	48	58	15,18,15,1800	15,18,12,6	7,54
17	50	61	05,13,36,4100	05,13,35,5	4,16
18	52	64	04,08,49,2900	04,08,48,4	7,54
18	53	65	04,30,59,4000	04,30,58,2	15,26
18	54	66	21,43,51,5700	21,43,49,3	0,58
19	55	67	17,23,23,6600	17,23,20,2	18,81
19	56	70	20,19,27,6600	20,19,25,1	34,46
21	57	71	07,03,29,1400	07,03,27,2	2,18
22	58	75	05,35,19,1800	05,35,15,4	16,59
22	59	76	10,40,49,9000	10,40,51,5	24,75
25	61	84	01,37,59,5600	01,37,59,2	2,8
26	62	85	10,06,36,7900	10,06,31,8	21,09
28	64	89	19,15,45,4300	19,15,43,8	1,68
31	65	91	15,13,40,7600	15,13,38,4	23,54
31	66	92	20,55,56,2500	20,55,52,4	21,42
Μέση απόσταση επικέντρων (Km)					12,61

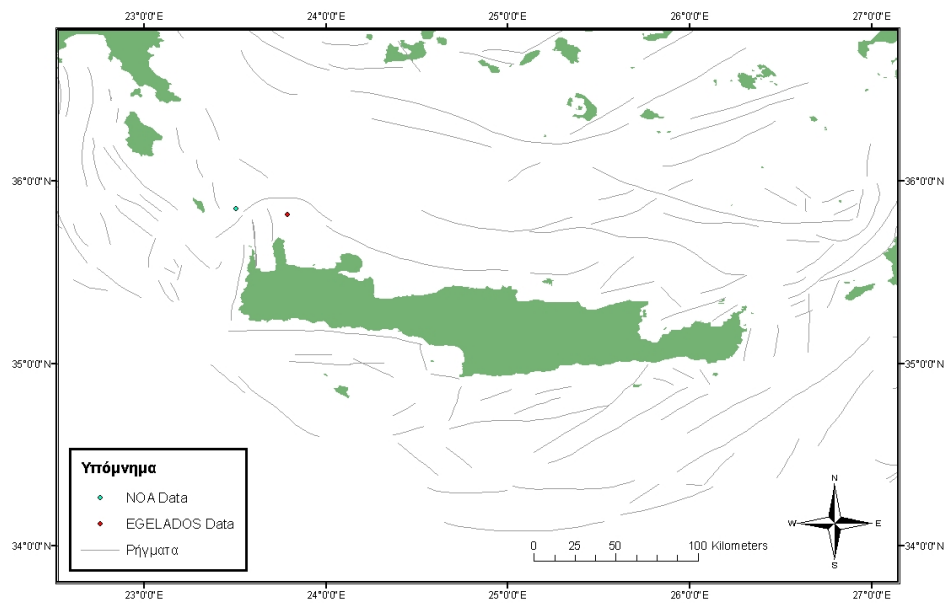
5.2 Απεικόνιση αποτελεσμάτων

Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι χάρτες επικέντρων, οι οποίοι προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων. Για την ψηφιοποίηση των ρηγμάτων της περιοχής και για την απεικόνιση των επικέντρων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό ArcGIS, ESRI Inc¹. Στους παρακάτω χάρτες παρουσιάζονται, ενδεικτικά, τα επίκεντρα μεμονωμένων γεγονότων του πίνακα 5.4, ο οποίος αφορά κοινά γεγονότα του EGELADOS και του καταλόγου του NOA.

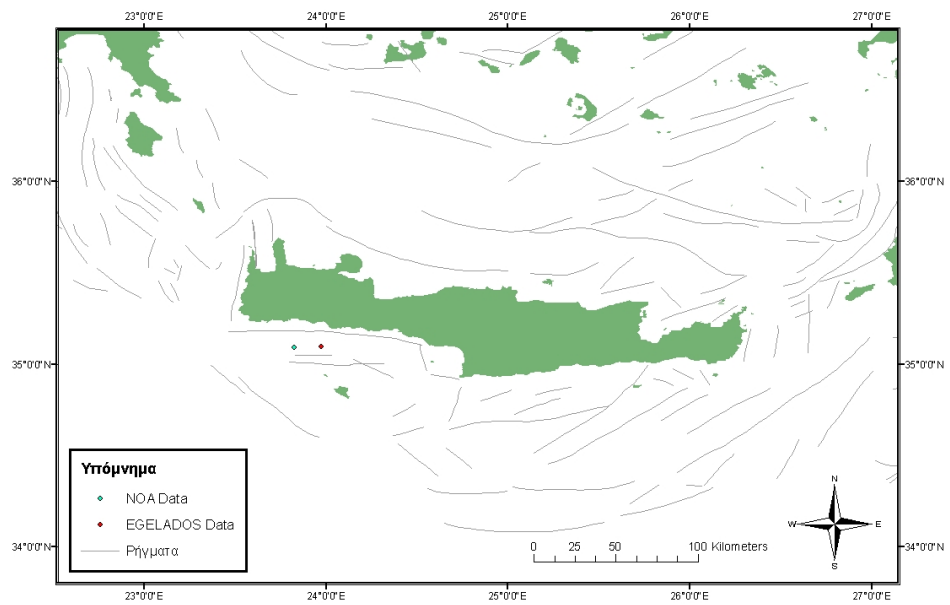


Σχήμα 5.1: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 2/1/2006 και ώρα 01:02.

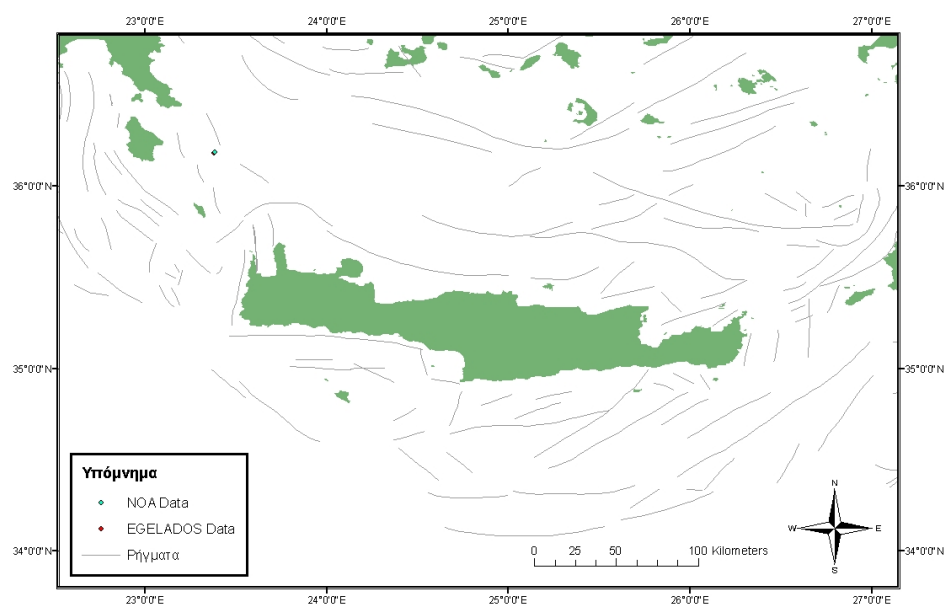
¹Χρησιμοποιήθηκε το ArcMap 9.3, website: <http://www.esri.com>



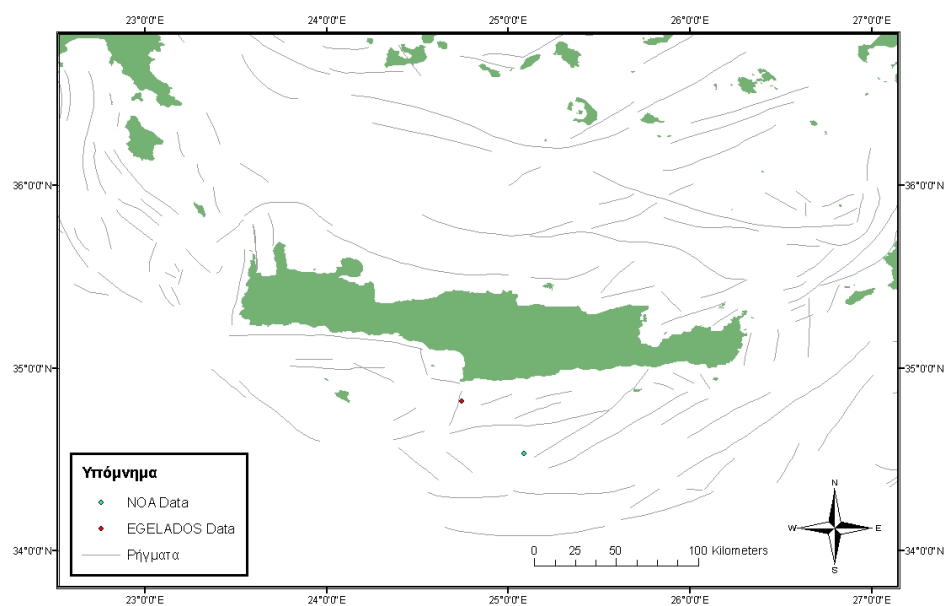
Σχήμα 5.2: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 8/1/2006 και ώρα 19:50.



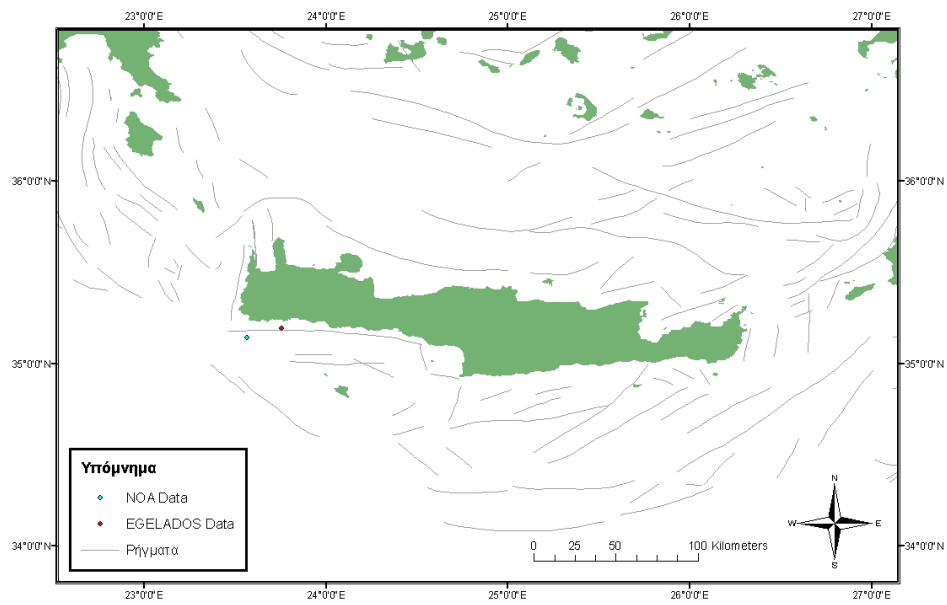
Σχήμα 5.3: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 12/1/2006 και ώρα 04:33.



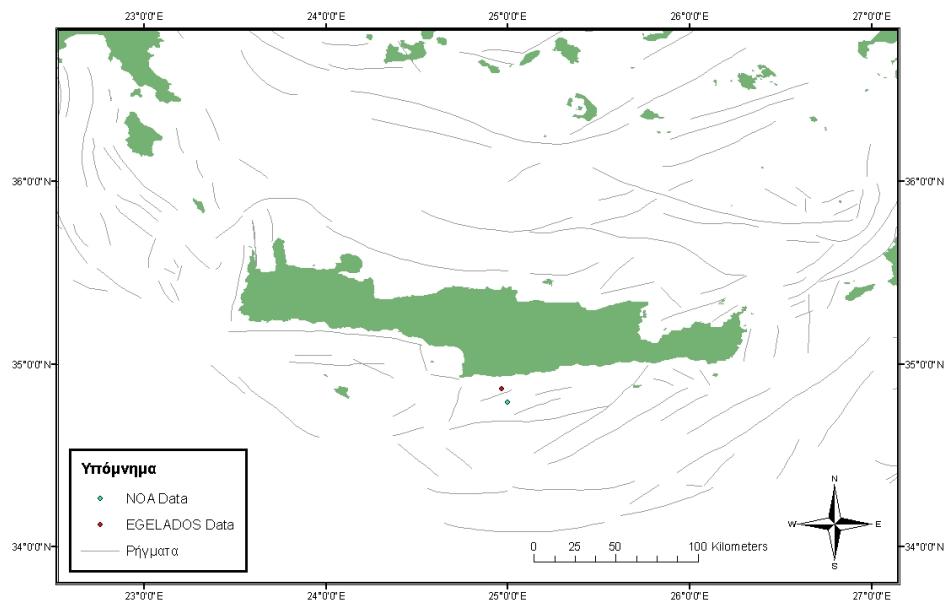
Σχήμα 5.4: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 16/1/2006 και ώρα 12:37.



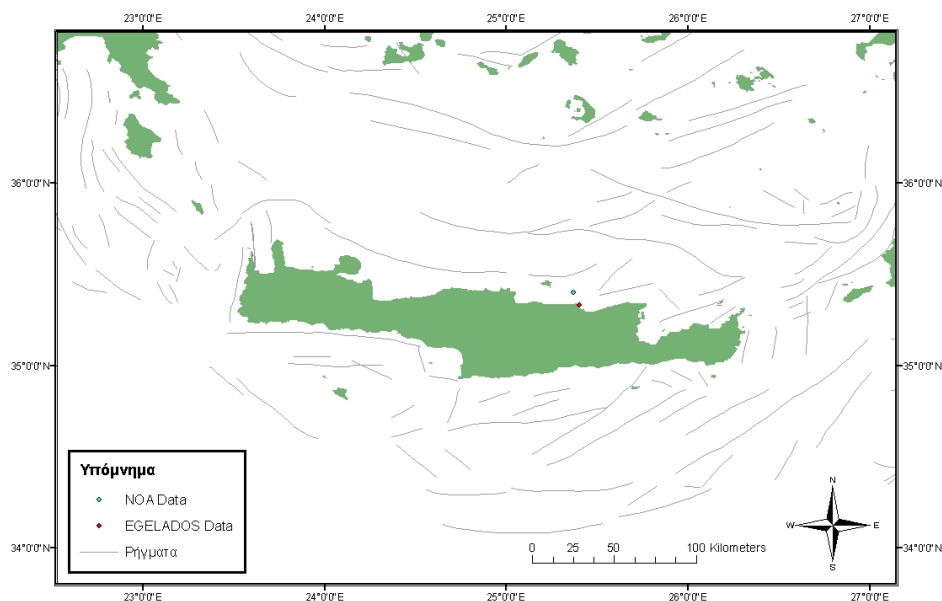
Σχήμα 5.5: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 17/1/2006 και ώρα 05:38.



Σχήμα 5.6: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 21/1/2006 και ώρα 08:35.

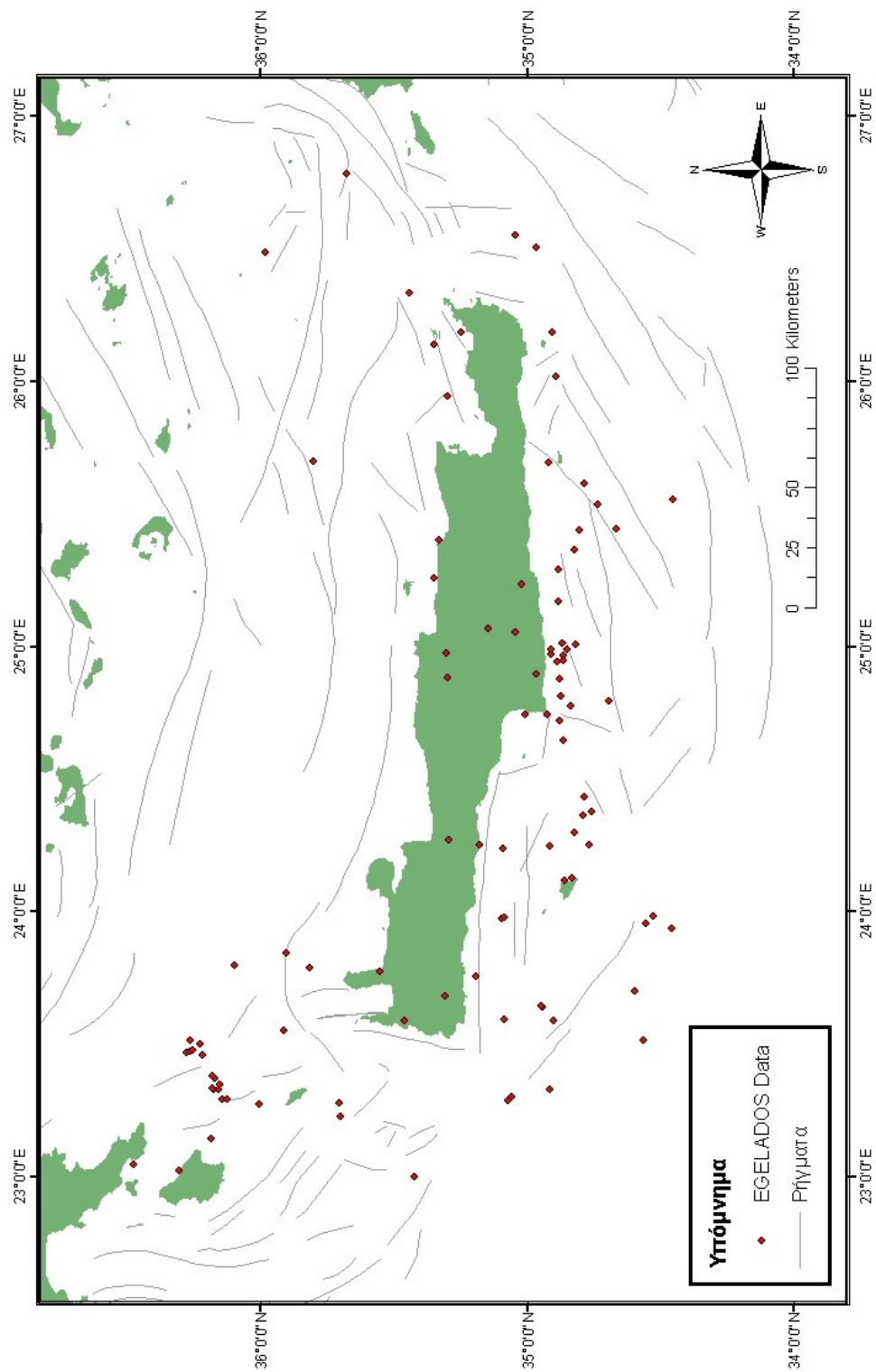


Σχήμα 5.7: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 21/1/2006 και ώρα 20:59.

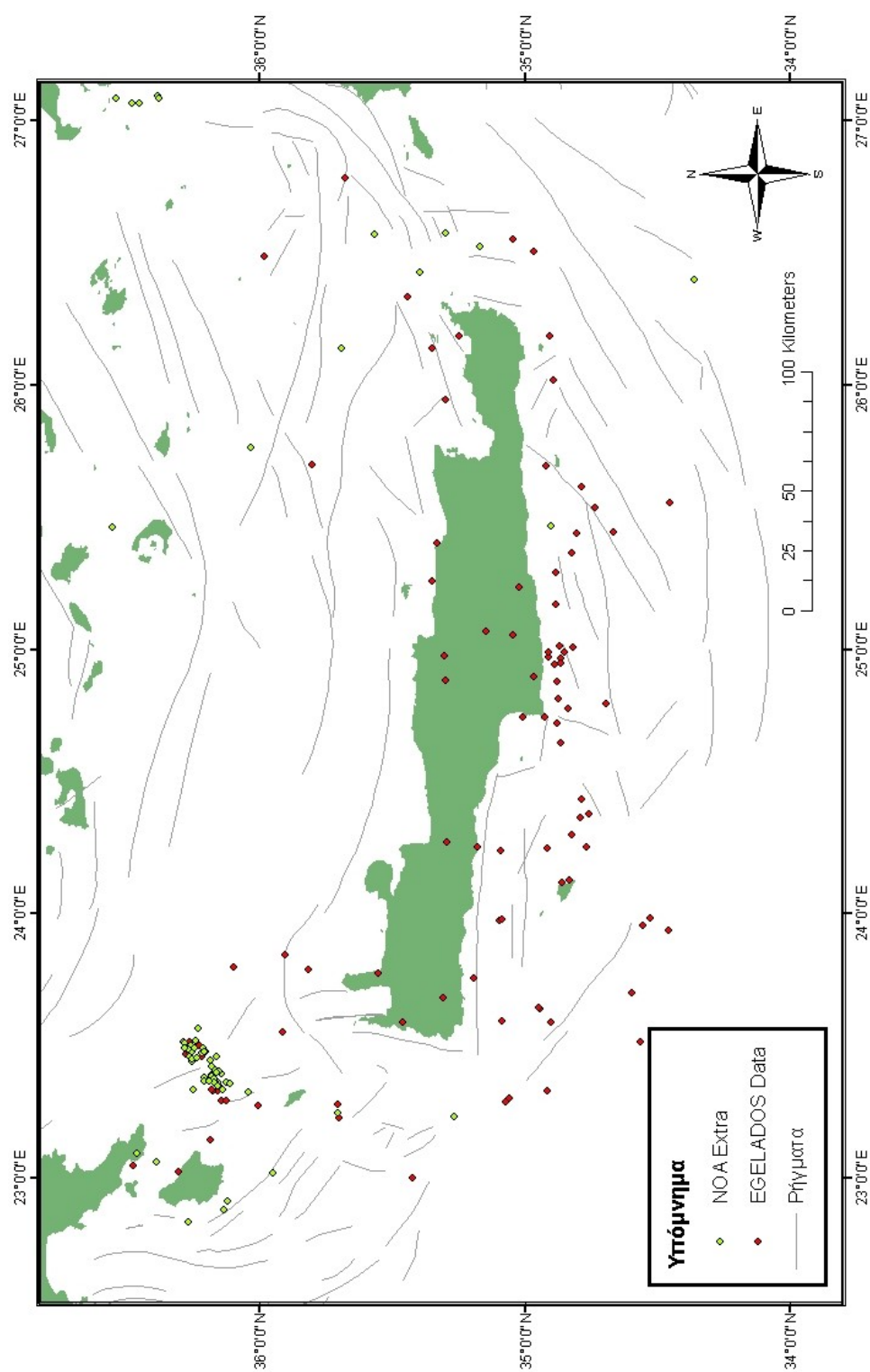


Σχήμα 5.8: Επίκεντρο σεισμού που συνέβη στις 22/1/2006 και ώρα 22:41.

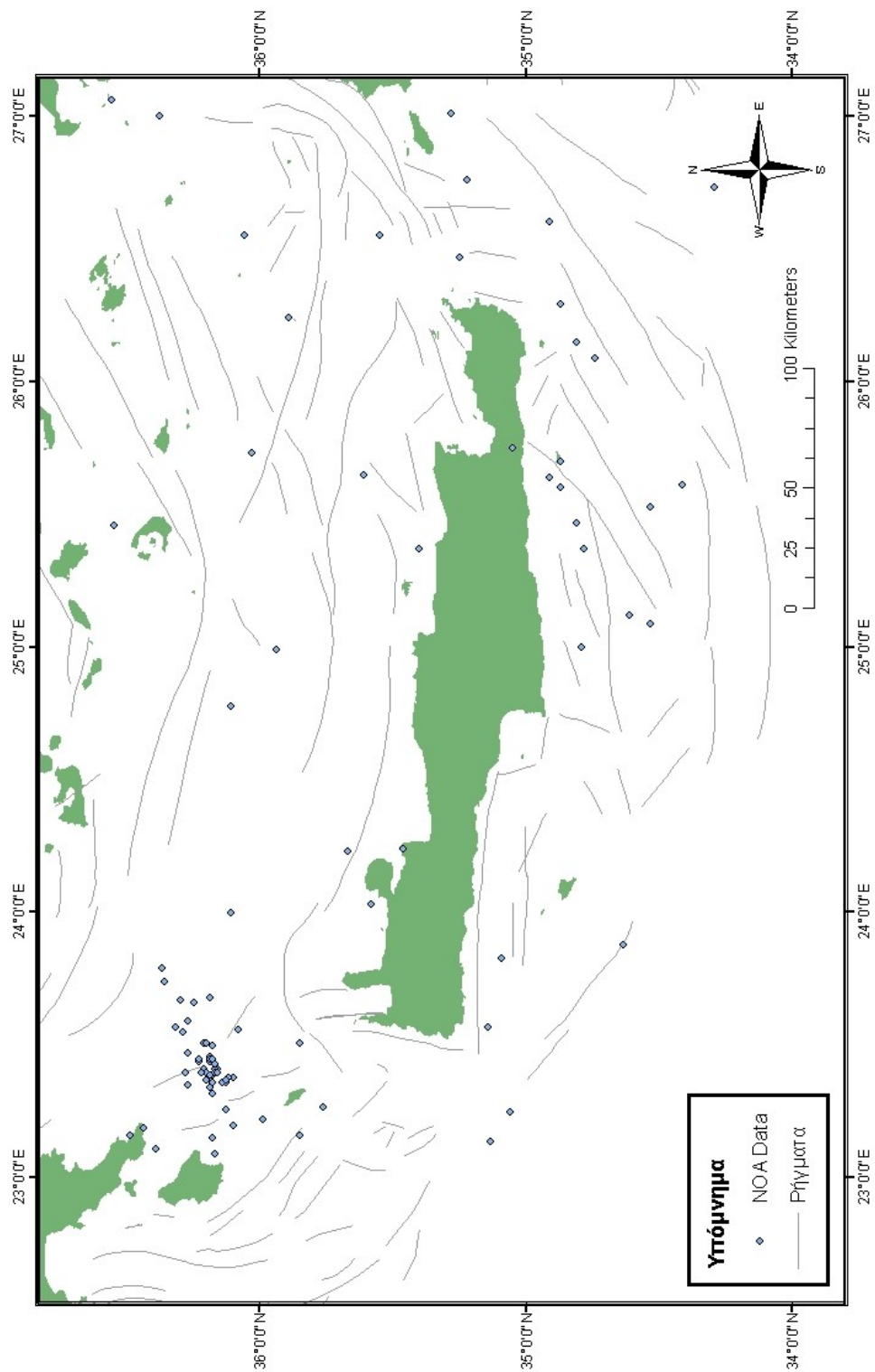
Στο Σχήμα 5.9 διακρίνονται τα επίκεντρα 98 σεισμών, τα οποία προέκυψαν από την επεξεργασία των καταγραφών του δικτύου EGELADOS. Στο Σχήμα 5.10 διακρίνονται τα 98 παραπάνω επίκεντρα καθώς και τα επίκεντρα 66 σεισμών, τα οποία προέκυψαν από την επεξεργασία των συμπληρωματικών δεδομένων. Στο Σχήμα 5.11 διακρίνονται τα επίκεντρα σεισμών σύμφωνα με τον κατάλογο του NOA και στο Σχήμα 5.12 τα επίκεντρα των κοινών σεισμών του δικτύου EGELADOS και του καταλόγου του NOA.



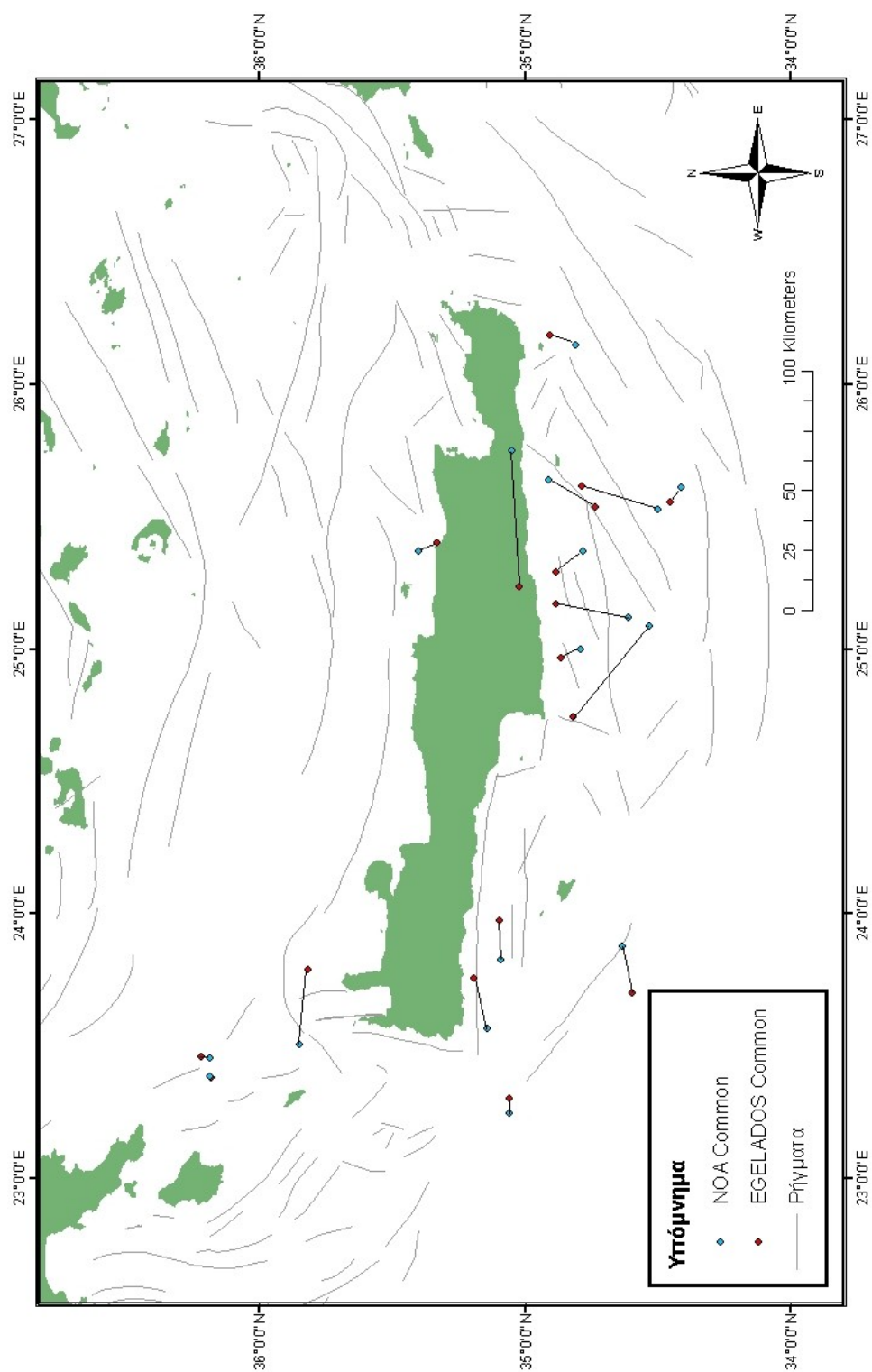
Σχήμα 5.9: Επίκεντρα σεισμών δικτύου ΕΓΕΛΑΔΟΣ.



Σχήμα 5.10: Επικέντρα σεισμών δικτύου EGELADOS και επίκεντρα σεισμών από τα συμπληρωματικά δεδομένα.



Σχήμα 5.11: Επίκεντρα σεισμών του καταλόγου του ΝΟΑ.



Σχήμα 5.12: Επικέντρα κοινών σεισμών του δικτύου EGEIADOS και του καταλόγου του NOA, με συσχέτιση των επιπλέοντων.

Κεφάλαιο 6

Συμπεράσματα

Η επεξεργασία των δεδομένων είχε σαν αποτέλεσμα τον εντοπισμό των επικέντρων και του χρόνου γένεσης για 164 σεισμικά γεγονότα, καθώς και τη δημιουργία καταλόγου σεισμικής δραστηριότητας για τον Ιανουάριο του 2006 στην περιοχή που ορίζεται από γεωγραφικό μήκος 23° - 27° και γεωγραφικό πλάτος 34.5° - 36.5° . Παρατηρήθηκε κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας ότι τα εστιακά βάθη που προέκυπταν παρουσίαζαν μεγάλα σφάλματα σε σχέση με τα σφάλματα που αφορούσαν τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη. Αυτό οφείλεται στο μοντέλο ταχυτήτων που επιλέχθηκε για την επεξεργασία, οπότε και τα βάθη αυτά δε λήφθηκαν υπόψη.

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε σύγκριση συντεταγμένων επικέντρων, ανάμεσα στα κοινά γεγονότα του παραπάνω καταλόγου και του καταλόγου του NOA για την ίδια χρονική περίοδο και για την ίδια περιοχή. Η σύγκριση αυτή αφορούσε 17 γεγονότα (Πίνακας 5.4), με αποκλίσεις ανάμεσα στις συντεταγμένες των επικέντρων που κυμαίνονταν από 0,74 Km έως και 46,92 Km και με μέσο όρο αποστάσεων 18,08 Km. Επίσης, συγκρίθηκαν και οι συντεταγμένες επικέντρων που προέκυψαν από την επεξεργασία των επιπλέον γεγονότων από τον κατάλογο του NOA, σε σχέση με τις συντεταγμένες που δίνει ο κατάλογος του NOA για τα ίδια γεγονότα. Αυτή η σύγκριση αφορούσε 49 γεγονότα (Πίνακας 5.5), με αποκλίσεις που κυμαίνονταν από 0,58 Km έως και 41.23 Km και με μέσο όρο αποστάσεων 12,61 Km.

Από τις παραπάνω συγκρίσεις παρατηρήθηκε σχετικά μεγάλη απόκλιση

ανάμεσα στις συντεταγμένες των επικέντρων των κοινών σεισμών των δύο καταλόγων. Ο κυριότερος παράγοντας που συνέβαλε στην απόκλιση αυτή, είναι η μη ικανοποιητική κάλυψη από το δίκτυο EGELADOS αλλά και από το δίκτυο του NOA. Επίσης, για την επίλυση αρκετών γεγονότων, χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από λίγους σταθμούς, γεγονός το οποίο επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την ακρίβεια των αποτελεσμάτων.

Επίσης παρατηρήθηκε από την απεικόνιση των αποτελεσμάτων, η μεγάλη σεισμικότητα στην περιοχή ανατολικά των Κυθήρων τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο. Η σεισμικότητα αυτή είναι αποτέλεσμα του μεγάλου σεισμού που συνέβη στις 8 Ιανουαρίου του 2006 και της μετασεισμικής ακολουθίας. Ο σεισμός αυτός δεν αναλύθηκε στην παρούσα διπλωματική εργασία.

Βιβλιογραφία

- [1] V. Babuska, J. Plomerova, and E. Spassov. Lithosphere thickness beneath the territory of boulgaria - a model derived from teleseismic p residuals. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 31:266-283, 1986.
- [2] G. Calcagnile, F. D'Ingeo, P. Farrugia, and G. F. Panza. The lithosphere in the central-eastern mediterranean area. *Pure and Applied Geophysics*, 120:389-406, 1982.
- [3] B.. Isacks, J. Oliver, and L Sykes. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73:5855, 1968.
- [4] X. Le Pichon. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73:3661-3697, 1968.
- [5] D.P. McKenzie. The plate tectonics of the mediterranean region. *Nature*, 226:239-243, 1970.
- [6] D.P. McKenzie. Active tectonics of the mediterranean region. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30:109-185, 1972.
- [7] D.P. McKenzie. Active tectonics of the alpine-himalayan belt: the aegean sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55:217-254, 1978.
- [8] D.P. McKenzie and R.L. Parker. The north pacific, an example of tectonics on a sphere. *Nature*, 216:1276-1280, 1967.

-
- [9] W.J. Morgan. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73:1959, 1968.
- [10] B.C. Papazachos. Phase velocities of rayleigh waves in the southeastern europe and eastern mediterranean sea. *Pure and Applied Geophysics*, 75:47-55, 1969.
- [11] B.C. Papazachos. Seismicity of the aegean and surrounding area. *Tectonophysics*, 178:287-308, 1990.
- [12] B.C. Papazachos and P.E. Comninakis. Geophysical and tectonic features of the aegean arc. *Journal of Geophysical Research*, 76:8517-8533, 1971.
- [13] B.C. Papazachos, C.B. Papazachos, Ch.A. Papaioannou, and A.S. Savvaidis. Rupture zones in the aegean region. *Tectonophysics*, 308:205-221, 1999.
- [14] B.C. Papazachos and C. Papazachou. *Οι σεισμοί της Ελλάδας*. Εκδόσεις ZHTH, Θεσσαλονίκη, 1989.
- [15] B.C. Papazachos and C. Papazachou. *Οι σεισμοί της Ελλάδας, 3η έκδοση*. Εκδόσεις ZHTH, Θεσσαλονίκη, 2003.
- [16] C.B. Papazachos and B.C. Papazachos. *Εισαγωγή στη Γεωφυσική*. Εκδόσεις ZHTH, Θεσσαλονίκη, 2008.
- [17] B.C. Papazachos, M. Polatou, and N. Mandalos. Dispersion of surface waves recorded in athens. *Pure and Applied Geophysics*, 67:95-106, 1967.
- [18] C.B. Papazachos. Seismological and gps evidence for the aegean-anatolia interaction. *Geophysical Research Letters*, 26:2653-2656, 1999.
- [19] G. Payo. Crustal structure of the mediterranean sea by surface waves, i, group velocity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57:151-172, 1967.

- [20] G. Payo. Crustal structure of the mediterranean sea by surface waves, ii, phase velocity and travel time. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59:23-42, 1969.
- [21] B. Gutenberg, C.F. Richter. Seismicity of the hellenic subduction zone in the area of western and central crete observed by tempo- rary local seismic network. *Tectonophysics*, 383:149-169, 2004.
- [22] T. Meier, M. Rische, B. Endrun, A. Vafidis, and H. Harjew. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34:185-188, 1944.
- [23] Α. Βαφείδης. Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι: Σεισμικές Μέθοδοι. Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, 1993.
- [24] Β. Μόσιαλος. Μικροσεισμική δραστηριότητα στην Κεντρική Κρήτη κατά την χρονική περίοδο Φεβρουαρίου-Αυγούστου 2001. Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, 2006.
- [25] Σ. Τσιλιγιάννη. Επεξεργασία των δεδομένων του σεισμολογικού δικτύου EGELADOS για τη μελέτη σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή της Δυτικής Κρήτης τον Ιανουάριο του 2006. Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, 2009.