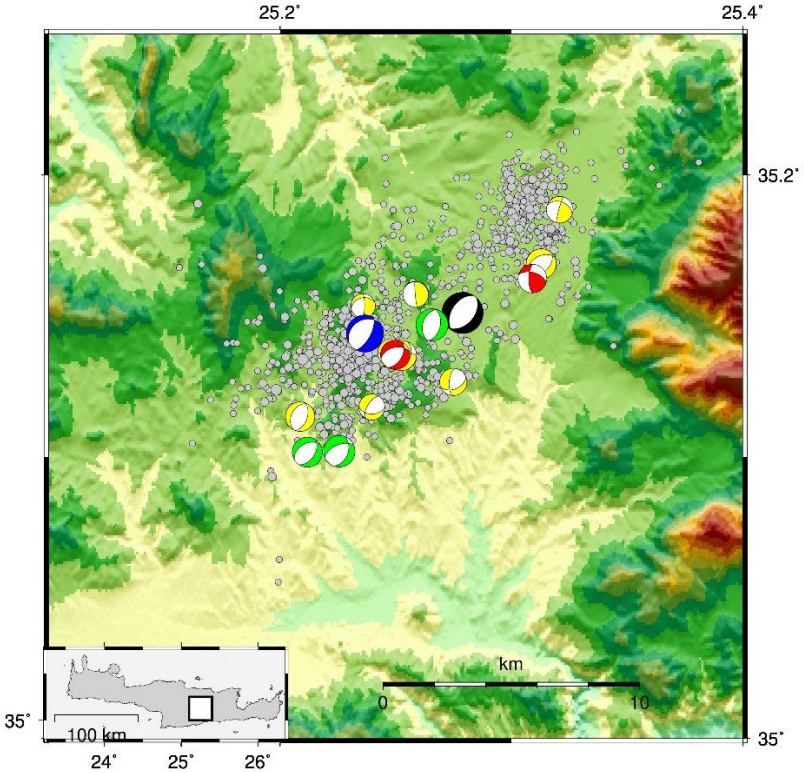
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΡΚΟΥΛΑΚΗ ΕΛΕΝΗ
ΑΕΜ: 5824

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΞΑΡΣΗΣ ΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ, ΚΡΗΤΗΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2022

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΑΡΚΟΥΛΑΚΗ ΕΛΕΝΗ
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5824

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΞΑΡΣΗΣ ΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ, ΚΡΗΤΗΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Γεωφυσικής

Επίβλεψη:
Ε. Παπαδημητρίου, Καθηγήτρια Σεισμολογίας
Συνεπίβλεψη:
Π. Μπονάτης, Υποψήφιος Δρ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

© Αρκουλάκη Ελένη, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Γεωφυσικής, 2022
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΞΑΡΣΗΣ ΤΟΥ 2021 ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ, ΚΡΗΤΗΣ

© Arkoulaki Eleni, School of Geology, Dept. of Geophysics, 2022
All rights reserved.

STUDY OF THE SEISMIC EXCITATION IN THE AREA OF ARKALOCHORI, CRETE, 2021

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα. Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....7
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....8
ABSTRACT.....9
1ºΚεφάλαιο: Εισαγωγή.....10
1.1 Σεισμοτεκτονική Ελλάδας.....10
1.2 Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής της Κρήτης.....12
1.3 Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα Κρήτης.....15
2ο Κεφάλαιο.....19
2.1 Περιοχή μελέτης – Ο σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου 2021.....19
2.2 Μετασεισμική ακολουθία – Μηχανισμοί γένεσης......25
2.3 Μακροσεισμικά αποτελέσματα του κύριου σεισμού.....30
3ο Κεφάλαιο: Ανάλυση δεδομένων.....35
3.1 Συλλογή δεδομένων – Διαδικασία καθορισμού σεισμικών φάσεων.....35
3.2 Υπολογισμός λόγου ταχυτήτων (Vp/Vs).....36
3.3 Εύρεση μοντέλου ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων.....41
3.4 Υπολογισμός χρονικών υπολοίπων σταθμών.....43
3.5 Σχετικός προσδιορισμός εστιών.....44
4ο Κεφάλαιο: Αποτελέσματα.....49
5ο Κεφάλαιο: Συμπεράσματα.....54
Βιβλιογραφία.....56

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στα πλαίσια του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών, του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, εκπονήθηκε η παρούσα διπλωματική εργασία, με θέμα «Μελέτη της σεισμικής έξαρσης του 2021 στη περιοχή Αρκαλοχωρίου, Κρήτης». Βασικοί στόχοι της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας του κύριου σεισμού, μεγέθους M_w=6,0, που έγινε την 27^{η} Σεπτεμβρίου 2021 στο Αρκαλοχώρι της Κρήτης, με επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των εστιών και η συσχέτιση της κατανομής των επικέντρων, με τα υπάρχοντα κανονικά ρήγματα της περιοχής.

Την επίβλεψη της παρούσας διπλωματικής εργασίας είχε η κυρία Ελευθερία Παπαδημητρίου, Καθηγήτρια Σεισμολογίας του Τομέα Γεωφυσικής, την οποία ευχαριστώ θερμά για τη καθοδήγηση, τη συνεχή επικοινωνία και διαθεσιμότητα, κατά τη διάρκεια εκπόνησης αυτής της εργασίας. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Υποψήφιο Διδάκτορα Σεισμολογίας Παύλο Μπονάτη για τη βοήθειά του στο πρακτικό και ερευνητικό κομμάτι της εργασίας, καθώς και στην εκμάθηση της λειτουργίας του λογισμικού GMT (Generic Mapping Tools), το οποίο και χρησιμοποιήθηκε. Η συμβολή του ήταν ανεκτίμητη.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία αφορά τη μετασεισμική ακολουθία, του σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου 2021, μεγέθους M_w=6,0, που έγινε στο Αρκαλοχώρι της Κρήτης. Η περιοχή που μελετήθηκε ορίζεται από γεωγραφικό πλάτος 35,05°-35,25° και γεωγραφικό μήκος 25,10°-25,40°. Πιο συγκεκριμένα, αναλύθηκαν οι μετασεισμοί που έγιναν κατά το διάστημα 27 Σεπτεμβρίου 2021 – 26 Νοεμβρίου 2021, δηλαδή έως και δύο μήνες μετά το κύριο σεισμό.

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφονται οι σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της Κρήτης, σε σύνδεση με την ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα, με σκοπό να δοθεί μια πλήρης εικόνα για τη σεισμική συμπεριφορά της περιοχής και για τους παράγοντες που την επηρεάζουν. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύονται η περιοχή μελέτης και τα χαρακτηριστικά του κύριου σεισμού. Στο τρίτο κεφάλαιο εξετάζονται λεπτομερώς τα βήματα επεξεργασίας της μετασεισμικής ακολουθίας (συλλογή δεδομένων, υπολογισμός λόγου ταχυτήτων και εύρεση μοντέλου ταχυτήτων επιμηκών κυμάτων, υπολογισμός χρονικών υπολοίπων σταθμών και σχετικός επαναπροσδιορισμός εστιών). Τέλος στο τέταρτο και πέμπτο κεφάλαιο γίνεται περιγραφή και ερμηνεία των αποτελεσμάτων, αντίστοιχα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ABSTRACT

This diploma thesis focuses on the study of the aftershock activity, of the mainshock (M_w=6.0), which occurred in Arkalochori, Crete at 27th of September 2021. The studied area is defined by latitude 35.05°-35.25° and longitude 25.10°-25.40°. More specifically, aftershocks that occurred between 27 September 2021 and 26 November 2021, i.e. up to two months after the main earthquake, were analysed.

The first chapter describes the seismotectonic properties of Crete, in connection with historical and instrumental seismicity, in order to provide a complete picture of the seismic behaviour of the region and the factors influencing it. The second chapter analyses the study area and the characteristics of the main earthquake. The third chapter discusses in detail the processing steps of the aftershock sequence (data collection, velocity ratio calculation and finding of a long-wave velocity model, calculation of station time residuals and relative redefinition of focal points). Finally, the fourth and fifth chapters describe and interpret the results, respectively.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

1ºΚεφάλαιο: Εισαγωγή

1.1Σεισμοτεκτονική Ελλάδας

Η Ελλάδα και ο ευρύτερος Ελληνικός χώρος ανήκει στη ζώνη Άλπεων - Ιμαλαΐων και αποτελεί τμήμα του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Εξαιτίας αυτού εμφανίζει περίπλοκα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά και έντονη σεισμική δραστηριότητα. Το κύριο χαρακτηριστικό του ελληνικού χώρου είναι ότι περιβάλλεται από πολλά ενεργά όρια. Τα ενεργά όρια έχουν δημιουργηθεί από τη σύγκλιση των κύριων λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας, της Αφρικής και της Αραβίας και των μικροπλακών της Ανατολίας, του Αιγαίου και της Απούλιας/Αδριατικής.

Η ωκεάνια λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου, που αποτελεί προέκταση της Αφρικανικής πλάκας, καταδύεται κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου. Η ταχύτητα σύγκλισης των δύο πλακών είναι 33-36 mm/yr στο νότιο τμήμα του τόξου και 35mm/yr στο δυτικό Ελληνικό Τόξο (Papazachos, Comninakis, 1971; McKenzie, 1972). Ο Papazachos (1999), χρησιμοποιώντας σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα, προτείνει πως η προς τα ΝΔ ταχύτητα της μικροπλάκας του Αιγαίου είναι ίση με 30-35mm/yr. Η Ελληνική τάφρος βρίσκεται νότια της Κρήτης και έχει κυρτό σχήμα. Σε αυτή κυριαρχούν ανάστροφα ρήγματα μικρής κλίσης και οι ταχύτητες παραμόρφωσης του τόξου κυμαίνονται περίπου στα 13mm/yr (Papazachos, Kiratzi, 1996). Ακόμα, η σεισμική σύζευξη είναι μικρή στο Ελληνικό Τόξο, καθώς μόνο το 10% της συνολικής παραμόρφωσης εκδηλώνεται σεισμικά στο ΝΔ τμήμα του τόξου (Papadimitriou, Karakostas, 2005). Στο ιζηματογενές τόξο (ΝΔ Πελοπόννησος, Κύθηρα, Κρήτη, Κάρπαθος) κυριαρχούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Β-Ν. Αυτά παρουσιάζουν ρυθμό ολίσθησης 1-2mm/yr κοντά στην Κρήτη και 4mm/yr στην Κάρπαθο (Armijo et al. 2003; Flerit et al. 2004) και προκαλούν επέκταση διεύθυνσης Α-Δ με ταχύτητα 2mm/yr (Papazachos, Kiratzi 1996). Στο ηφαιστειακό τόξο (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη, Νίσυρος) κυριαρχούν, επίσης, κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ και κλίση είτε προς Ν είτε προς Β. Έχουν σχηματιστεί στην οπισθότοξη περιοχή λόγω της επέκτασης του Αιγαίου σε διεύθυνση Β-Ν και έχουν ρυθμούς ολίσθησης από 1mm/yr έως 3mm/yr στα δυτικά (Armijo et al. 2003). Πίσω από το ηφαιστειακό τόξο έχει δημιουργηθεί μια οπισθοτόξια λεκάνη, που περιλαμβάνει το κεντρικό-βόρειο Αιγαίο και την κεντρική Ελλάδα. Σε αυτή επικρατούν κανονικά ρήγματα διεύθυνσης Α-Δ και ΔΒΔ-ΑΝΑ (McKenzie, 1978). Αίτια δημιουργίας των ρηγμάτων αυτών είναι ο Β-Ν εφελκυσμός, που προκαλείται από την κίνηση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

του Αιγαίου προς τα ΝΔ, όπως αναφέρεται παρακάτω, και την οπισθοκύλιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας που καταδύεται κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου (LePichon, Angelier, 1981).

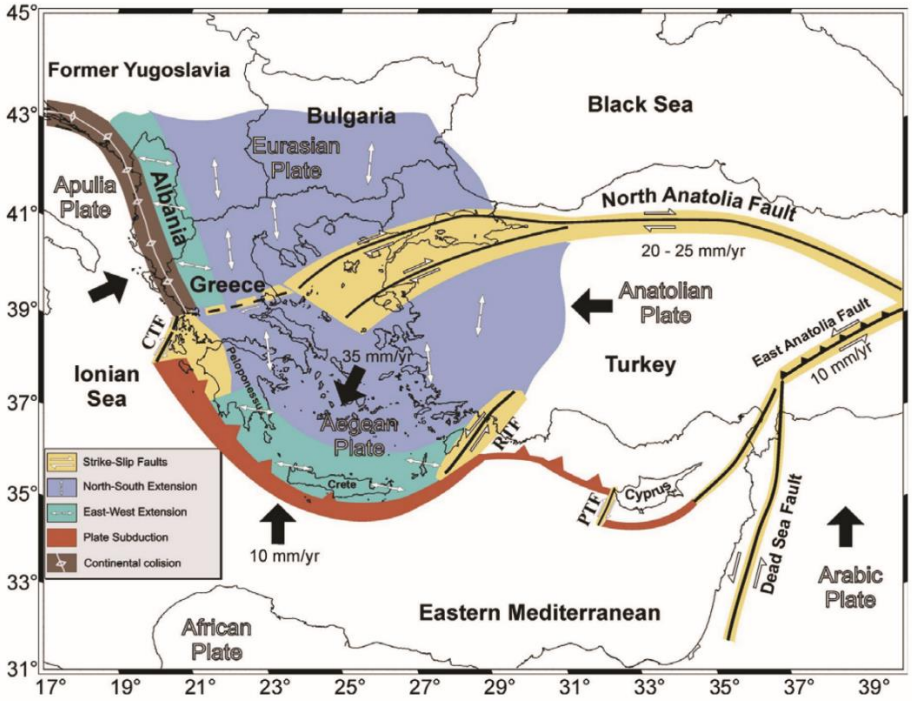
Στα ανατολικά, η Αραβική πλάκα κινείται προς τα βόρεια, ωθώντας τη μικροπλάκα της Ανατολίας προς τα δυτικά (McKenzie 1972, 1978). Η κίνηση αυτή δημιούργησε το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Βόρειας Ανατολίας και τη Τάφρο του Βορείου Αιγαίου, που αποτελεί το όριο μεταξύ της μικροπλάκας του Αιγαίου και της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Από τη κίνηση δημιουργήθηκαν επίσης δεξιόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, που εκτείνονται από το δυτικό τμήμα του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας μέχρι τις ακτές της ηπειρωτικής Ελλάδας, στη δυτική Πελοπόννησο και το Ιόνιο Πέλαγος.

Η οριζόντια δεξιόστροφη κίνηση από το ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας, συνεχίζεται δυτικά στη μικροπλάκα του Αιγαίου κατά μήκος της Τάφρου του Βορείου Αιγαίου. Εκτός από αυτή τη κίνηση, η οπισθοκύληση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου προκαλεί εφελκυσμό διεύθυνσης Β-Ν στη μικροπλάκα του Αιγαίου και εξαιτίας του η μικροπλάκα του Αιγαίου κινείται προς την Ελληνική Τάφρο, δηλαδή προς ΝΔ, με ταχύτητα περίπου 30mm/yr (Le Pichon et al. 1995).

Δυτικά, η Απούλια πλάκα πραγματοποιεί αριστερόστροφη περιστροφή (Ritsema 1974; McKenzie 1972) και μετατοπίζεται προς την Ευρασιατική, δημιουργώντας ζώνη σύγκλισης κατά μήκος του Ιόνιου Πελάγους. Μεταξύ της ηπειρωτικής σύγκλισης και της ωκεάνιας κατάδυσης βρίσκεται η δεξιόστροφη Ζώνη Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς, ένα ενεργό όριο με τον υψηλότερο ρυθμό παραμόρφωσης και ρυθμό έκλυσης σεισμικής ροπής σε όλη την Μεσόγειο (Papazachos et al., 1997), καθώς χαρακτηρίζεται από ταχύτητα παραμόρφωσης 30mm/yr (Papazachos, Kiratzi 1996).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1: Θέση και σχετικές κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών στον Ελληνικό χώρο (Papazachos et al. 1998).

Η σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου εκδηλώνεται με επιφανειακούς και ενδιάμεσου βάθους σεισμούς. Οι ενδιάμεσου βάθους σεισμοί γίνονται στο Ελληνικό τόξο και οι εστίες τους ορίζουν μια ζώνη Benioff με κλίση από τη Μεσόγειο προς το Αιγαίο (Papazachos, Comninakis 1969/70, 1971). Η σεισμικότητα αυξάνει από το κυρτό μέρος του τόξου και αποκτά μέγιστη τιμή στο βάθος των 40-100km και έπειτα ελαττώνεται και γίνεται ελάχιστη κάτω από το ηφαιστειακό τόξο. Η επιφανειακή σεισμικότητα ελαττώνεται από το εξωτερικό προς το εσωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (Papazachos C. 1999).

1.2Σεισμοτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής της Κρήτης

Η Κρήτη βρίσκεται μπροστά από τη ζώνη κατάδυσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου και αποτελεί τμήμα του ιζηματογενούς τόξου. Βρίσκεται δηλαδή βόρεια της Ελληνικής τάφρου, στο επιφανειακό τμήμα της σημερινής ενεργής περιοχής και για τον λόγο αυτό φιλοξενεί ισχυρούς σεισμούς (Delibasis et al., 1981; Drakopoulos et al., 1983; Ganas, Parsons, 2009; Kiratzi, 2016; Papadimitriou et al., 2016). Γενικά, στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα ασκούνται συμπιεστικές τάσεις, που οφείλονται στη σύγκλιση των πλακών, ενώ στον φλοιό οι τάσεις είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.

εφελκυστικές, όπως προαναφέρθηκε. Οι τελευταίες μπορεί να είναι κάθετης, στο Ελληνικό τόξο, διεύθυνσης ή παράλληλης σε αυτό (Angelier 1979). Ο παράλληλος εφελκυσμός προκαλείται από τη κάθετη στο τόξο συμπίεση. Ο κάθετος επηρεάζεται από πολλές παραμέτρους, όπως την οπισθοκύλιση της καταδυόμενης πλάκας και τις πιέσεις της σφήνας του μανδύα (Meier et al. 2004, 2007; Brun, Faccenna 2008; Ganas, Parsons 2009).

Ο προαναφερόμενος εφελκυσμός άρχισε να δρα, πάνω στη Κρήτη, το Μειόκαινο-Τεταρτογενές στα πλαίσια της Αλπικής ορογένεσης, προκαλώντας το σχηματισμό κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Αυτά είναι μεγάλης γωνίας κλίσης, μήκους 4-30km, οργανώνονται σε ζώνες και συνήθως διαχωρίζουν συνεκτικά ανθρακικά και μεταμορφωμένα πετρώματα από πιο χαλαρά αλλούβια και κολλούβια (Caputo et al., 2010). Οι περιοχές στις οποίες σχηματίστηκαν ρήγματα κατά το Άνω Πλειστόκαινο, σήμερα χαρακτηρίζονται από ομαλό ανάγλυφο, σε αντίθεση με τις περιοχές, όπου ασκήθηκαν εφελκυστικές τάσεις κατά το Ολόκαινο. Σε αυτές η μορφολογία είναι απότομη και στα πρανή με συνεκτικά πετρώματα, παρατηρούνται χαρακτηριστικές ανοικτόχρωμες λωρίδες γραμμώσεων ολίσθησης. Η δράση των κανονικών αυτών ρηγμάτων, μαζί με τη τεκτονική ανύψωση, που συμβαίνει στη περιοχή, έχοντας ρυθμό ανύψωσης 0,4±0,1mm·a^{-1}(Caputo et al. 2010), προκάλεσαν το σχηματισμό επίπεδων θαλάσσιων αναβαθμίδων, Ολοκαινικών γραμμώσεων κατά μήκος των ακτών (Pirazzoli et al. 1982; Shaw et al. 2008) και πεδιάδες στο εσωτερικό του νησιού.

Ζώνες ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ υπάρχουν κατά μήκος όλης της Κρήτης, με σημαντικότερες αυτές στη Σητεία (SFZ), στην Ιεράπετρα (IFZ), στο Καστέλι (KF), στον Ανατολικό Ψηλορείτη (EPFZ), στο Ροδωπό (RFZ) και στη Γραμβούσα (GrF). Αυτές προκλήθηκαν από εφελκυσμό παράλληλο στο Ελληνικό τόξο και οι Caputo et al. (2010) έδειξαν ότι παρουσιάζουν ρυθμό ολίσθησης 0,3-1,3 mm·a^{-1}, μπορούν να δώσουν σεισμούς μεγέθους M=6,0-6,5 και έχουν περίοδο επανάληψης 179-812yr. Αντίθετα, οι ζώνες ρηγμάτων με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ δραστηριοποιούνται στις νότιες ακτές της κεντρικής Κρήτης, από τα Σφακιά έως την Αγία Γαλήνη, με ανατολικό όριο τη πεδιάδα της Μεσσαράς και προκλήθηκαν από εφελκυσμό κάθετο στο Ελληνικό τόξο. Ωστόσο, αυτές οι ζώνες με βάση τη μελέτη των Caputo et al. (2010) έχουν διαφορετικά χαρακτηριστικά στο δυτικό και το ανατολικό τμήμα, εξαιτίας της ετερογένειας της καταδυόμενης πλάκας. Στο ανατολικό τμήμα ο ρυθμός ολίσθησης κυμαίνεται μεταξύ 0,6-1,3 mm·a^{-1} και τα ρήγματα μπορούν να δώσουν σεισμούς μεγέθους έως M ~ 6,7 με χρόνο επανάληψης ~900±281yr. Στο δυτικό τμήμα ο ρυθμός

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

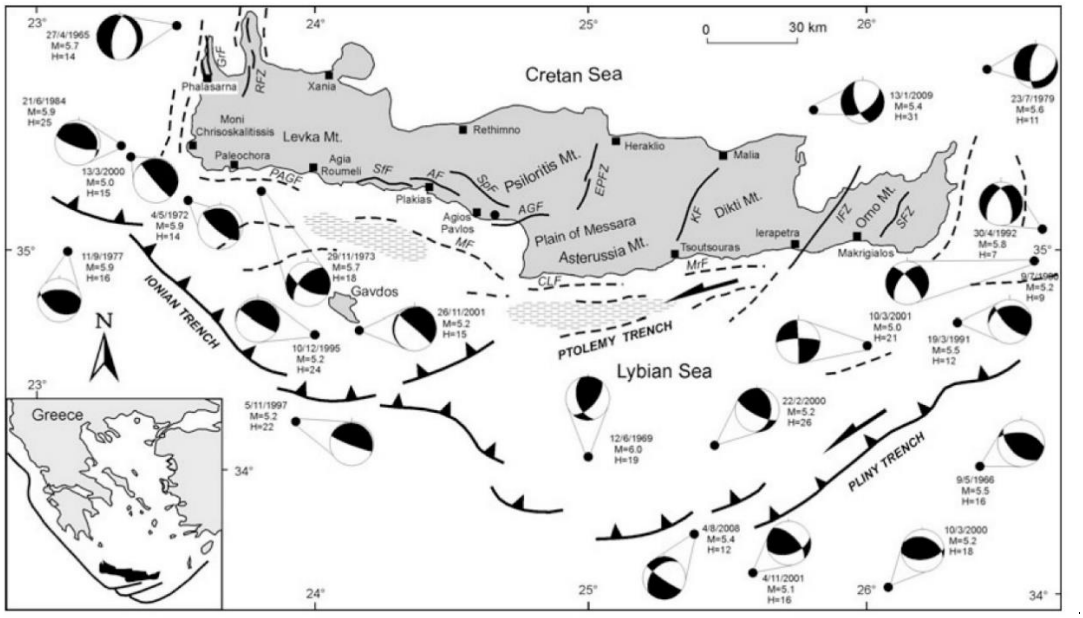
ολίσθησης παρουσιάζει πολύ μεγαλύτερη διακύμανση 0,6-5,8 $mm \cdot a^{-1}$, με αναμενόμενο μέγεθος M=6,3-6,8 και περίοδο επανάληψης μεταξύ 190±30yr έως 590yr.

Η συμπίεση εκδηλώνεται με ανάστροφα ρήγματα κοντά στη τάφρο, δηλαδή στο θαλάσσιο χώρο νότια της Κρήτης. Τα ρήγματα αυτά έχουν διεύθυνση σχεδόν παράλληλη με αυτή της τάφρου, δηλαδή ΒΔ-ΝΑ και ΑΒΑ-ΔΝΔ, (Lyon-Caen et al. 1987; Taymaz et al. 1990; Delibasis et al. 1999; Jost et al. 2002; Pondrelli et al. 2002; Kiratzi, Louvari 2003), όπως φαίνεται και στο σχήμα 2. Τα περισσότερα από αυτά τα ρήγματα δεν έχουν επιφανειακή εμφάνιση και αποτελούν τμήματα μεγαλύτερων σε μήκος και μικρότερης γωνίας κλίσης ανάστροφων ρηγμάτων, με τα οποία και ενώνονται σε βάθος μεγαλύτερο από 25km. Τα ανάστροφα αυτά ρήγματα μπορούν να δώσουν πολύ ισχυρούς σεισμούς της τάξης των M ~7,5, αλλά έχουν τεράστιους χρόνους επανάληψης της τάξης των 10 χιλιάδων χρόνων.

Γενικά, στο ηπειρωτικό τμήμα της Κρήτης οι σεισμοί από δομές συμπίεσης είναι πολύ σπάνιοι, ενώ γεωλογικές μελέτες σε συνδυασμό με μετρήσεις GPS έχουν δείξει ότι, η ενεργή παραμόρφωση από το Μέσο Τεταρτογενές σχετίζεται κυρίως με τη σεισμική δραστηριότητα των κανονικών ρηγμάτων. Ανακεφαλαιώνοντας, η πλειονότητα των σεισμών χαρακτηρίζονται από βάθος μικρότερο των 20km και μέτριο έως μεγάλο μέγεθος. Όπως έδειξε και η μελέτη των Caputo et al. 2010, στη ξηρά οι σεισμοί έχουν μέγεθος M=6,0-6,6 και προκαλούν κατακόρυφη μετατόπιση 11 - 46cm, ενώ στο θαλάσσιο χώρο έχουν μεγέθη M=6,7-6,8 και κατακόρυφη μετατόπιση 144-177cm.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2: Τα σημαντικότερα ρήγματα και ενεργές δομές στην ευρύτερη περιοχή της Κρήτης. Στο ένθετο απεικονίζεται η θέση της Κρήτης στον Ελληνικό χώρο και το μέτωπο κατάδυσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου.

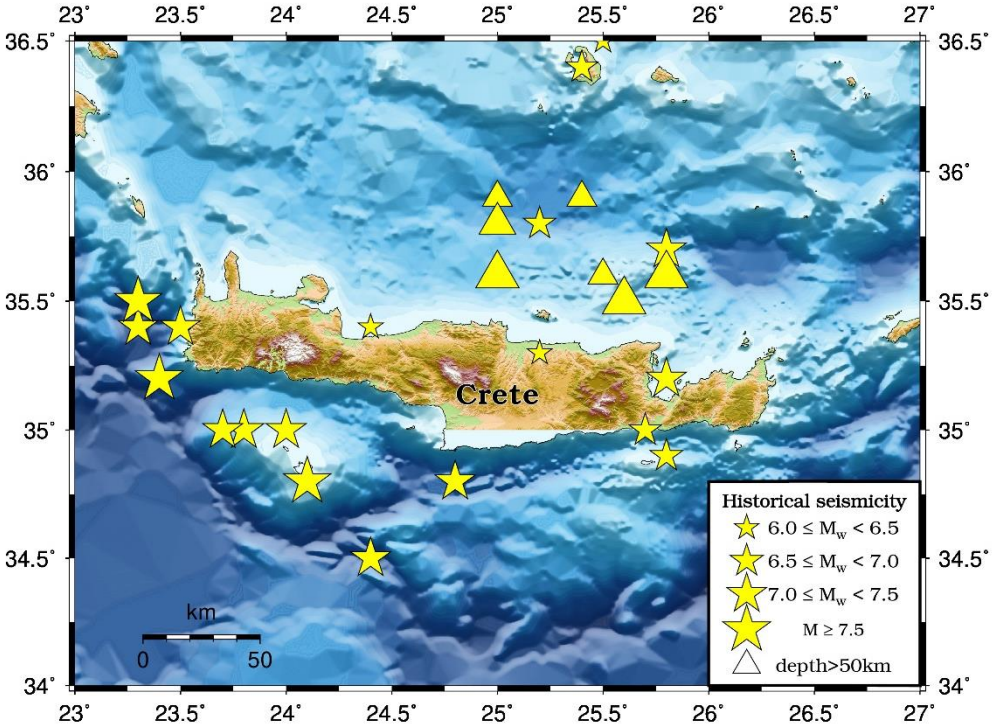
1.3Ιστορική και ενόργανη σεισμικότητα Κρήτης

Όπως έχει αναφερθεί προηγουμένως (Παράγραφος 1.2), η θέση της Κρήτης στην εφιππεύουσα πλάκα κοντά στο μέτωπο κατάδυσης, την καθιστά μια από τις πιο ενεργές σεισμικά περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου. Πλέον της πρόσφατης έντονης σεισμικότητας, πολλοί μικρού και μεγάλου μεγέθους σεισμοί έχουν συμβεί και καταγραφεί στο παρελθόν. Ένας από τους πιο αξιοσημείωτους και καταστροφικούς σεισμούς παγκοσμίως, ήταν ο σεισμός του 365πΧ, ο οποίος προκάλεσε τσουνάμι και αλλαγές στη στάθμη της θάλασσας σχεδόν σε όλη τη Μεσόγειο. Με βάση τη μελέτη των Papadimitriou, Karakostas (2008) ο σεισμός ήταν μεγέθους M=8,3 και έγινε ΝΔ του Ελληνικού τόξου. Σχετίζεται με ανάστροφο ρήγμα μήκους 160km και απελευθέρωσε σεισμική ροπή ίση με $5{,}7 \cdot 10^{28}$dyn·cm, ενώ προκάλεσε ολίσθηση της τάξης των 8,9m. Τα χαρακτηριστικά αυτά συμφωνούν απόλυτα με το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής, στο επιφανειακό τμήμα της ζώνης κατάδυσης. Πολλοί ακόμα ισχυροί σεισμοί έπληξαν την Κρήτη κατά την αρχαιότητα στερώντας τη ζωή από πληθώρα ανθρώπων και καταστρέφοντας μνημεία και ολόκληρους πολιτισμούς (Παπαζάχος, Παπαζάχου, 2003). Στον ακόλουθο χάρτη (Σχ. 3) έχουν χαρτογραφηθεί όλοι οι ιστορικοί σεισμοί, που συνέβησαν στη περιοχή της Κρήτης, πριν το 1900μ.Χ με μέγεθος $M_w \geq 6{,}0$. Όπως φαίνεται οι περισσότεροι έγιναν στο θαλάσσιο χώρο Δ, ΝΔ και Β της Κρήτης, με αυτούς στα Β να είναι ως επί το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

πλείστον ενδιαμέσου βάθους (κίτρινα τρίγωνα). Ακόμα εμφανές είναι ότι οι σεισμοί που γίνονται στη ξηρά είναι της τάξης των $M_w \leq 6,0$.



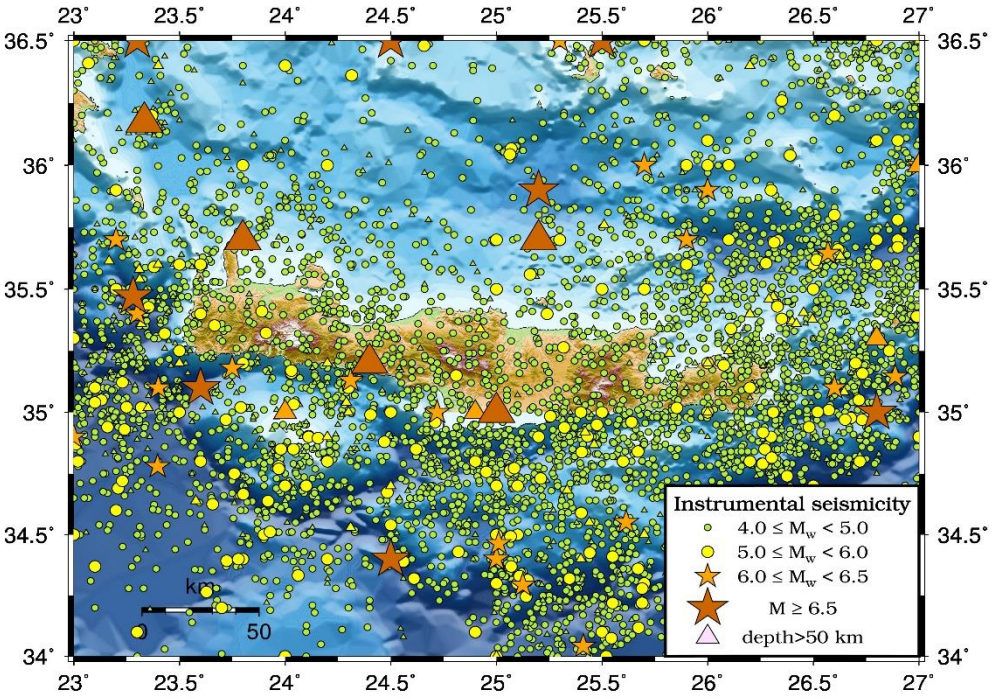
Σχήμα 3: Επικεντρική κατανομή της ιστορικής σεισμικότητας του ευρύτερου χώρου της Κρήτης. Με κίτρινο αστέρι απεικονίζονται τα επίκεντρα σεισμών, που έγιναν σε βάθος μικρότερο των 50km, ενώ με κίτρινο τρίγωνο τα επίκεντρα σεισμών, που έγιναν σε βάθος μεγαλύτερο των 50km. Το μέγεθος των αστεριών και των τριγώνων αυξάνεται όσο αυξάνεται και το μέγεθος του σεισμού.

Η ενόργανη σεισμικότητα (από το 1900μ.Χ μέχρι και σήμερα) είναι επίσης έντονη και συνεχίζει να επηρεάζει τη ζωή και την καθημερινότητα των ανθρώπων. Άξιος αναφοράς είναι ο σεισμός που έγινε στις 14 Μαΐου του 1959, μεγέθους M=6,3, στο χωριό Πιτσίδια του Ηρακλείου, ο οποίος ήταν καταστροφικός για την κεντρική και νότια Κρήτη, αλλά κυρίως για το ΝΔ τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς. Λίγα λεπτά πριν το σεισμό έγινε ο μεγαλύτερος προσεισμός μεγέθους M=4,9, ενώ ο μεγαλύτερος μετασεισμός έγινε δύο μέρες αργότερα και ήταν μεγέθους M=4,4. Μετά το σεισμό παρατηρήθηκαν επιφανειακές διαρρήξεις μήκους 150-200m κοντά στα χωριά Μάταλα και Πιτσίδια, ενώ είχαν πλάτος διάνοιξης 2,5cm (Παπαζάχος, Παπαζάχου, 2003). Ο σεισμός προκάλεσε κατολισθήσεις βράχων, αύξηση της παροχής των πηγών, άνοδο της επιφάνειας του νερού στα πηγάδια, κατάρρευση και ζημιές σε πολλά κτίρια, καθώς και τον τραυματισμό 8 ανθρώπων. Πάρα πολλοί ακόμα σεισμοί έχουν συμβεί και καταγραφεί ενόργανα, οι οποίοι παρουσιάζονται στον παρακάτω χάρτη (Σχ. 4). Και εδώ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

φαίνεται ότι στη ξηρά οι σεισμοί έχουν μικρότερα μεγέθη από ότι στη θάλασσα, της τάξης των $M_w \leq 5,0$, με κάποιες εξαιρέσεις βέβαια, που όμως δεν ξεπερνούν το $M_w=6,0$.



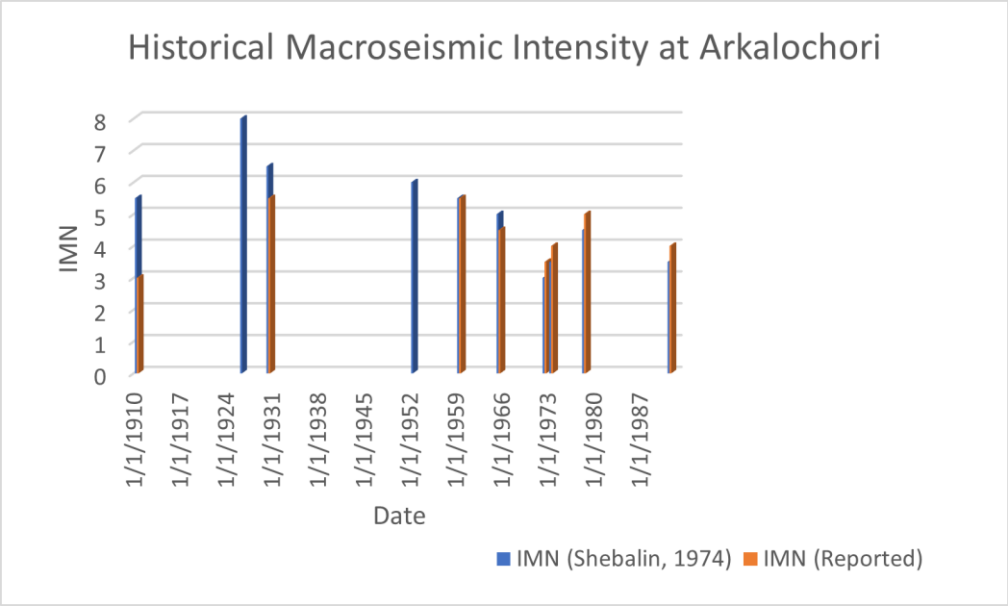
Σχήμα 4: Επικεντρική κατανομή της ενόργανης σεισμικότητας του ευρύτερου χώρου της Κρήτης. Με πράσινο κύκλο απεικονίζονται σεισμοί μεγέθους M_w=4,0 – 5,0, με κίτρινο κύκλο σεισμοί μεγέθους M_w=5,0 – 6,0, με πορτοκαλί αστέρι σεισμοί μεγέθους M_w=6,0 – 6,5 και με σκούρο πορτοκαλί αστέρι σεισμοί μεγέθους M_w>6,5. Με τρίγωνο του ίδιου χρώματος με τα αστέρια αναπαρίστανται σεισμοί ανάλογου μεγέθους, όμως βάθους μεγαλύτερου των 50km.

Ας επικεντρωθούμε όμως περισσότερο στην ευρύτερη περιοχή του Αρκαλοχωρίου, που αφορά η παρούσα εργασία. Παρακάτω παρουσιάζεται ένας πίνακας της ενόργανης σεισμικότητας (Πιν. 1) και το πως αυτή επηρέασε την περιοχή, αλλά και ιστόγραμμα συχνότητας της μακροσεισμικής έντασης αυτών των σεισμών σε συνάρτηση με τον χρόνο (Σχ. 5). Στο ιστόγραμμα φαίνεται ότι η μέγιστη μακροσεισμική ένταση είναι της τάξης των 8, με βάση την ομογενοποιημένη κλίμακα του Shebalin (1974), και επηρέασε τη περιοχή πριν από ένα αιώνα περίπου, ενώ από εκεί και πέρα οι υπόλοιποι σεισμοί προκάλεσαν μικρότερες εντάσεις από 3 έως 6.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Πίνακας 1: Μακροσεισμικές εντάσεις περιοχής Αρκαλοχωρίου (Papazachos et al., 1997).			
DATE	**I_{MN}** (Originally reported)	**I_{MN} (**Generalized by Shebalin, 1974)	**M_w**
18/02/1910	<3	5-6	6.8
26/06/1926		8	7.7
14/02/1930	5-6	6-7	6.8
17/12/1952		6	6.4
14/05/1959	5-6		6.3
14/05/1959	5-6	5-6	6.0
09/04/1965	4-5	5	6.1
04/05/1972	3-4	3	6.5
29/11/1973	4	3-4	6.0
28/01/1978	5	4-5	5.7
19/03/1991	4	3-4	5.8



Σχήμα 5: Ιστόγραμμα μακροσεισμικών εντάσεων ενόργανης σεισμικότητας στην περιοχή του Αρκαλοχωρίου. Με πορτοκαλί ράβδους αναπαρίστανται η πραγματική μακροσεισμική ένταση και με μπλε η εντάσεις με βάση των ομογενοποιημένη κλίμακα του Shebalin (1974).

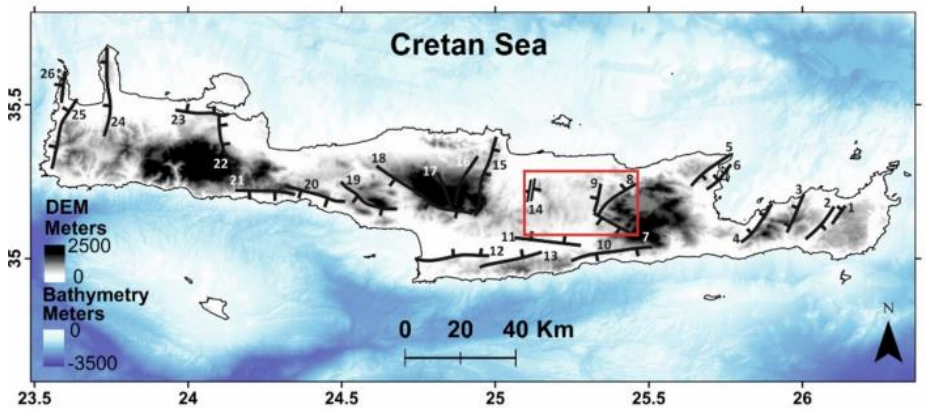
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

2ο Κεφάλαιο

2.1 Περιοχή μελέτης – Ο σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου 2021

Ο σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 έγινε κοντά στο Αρκαλοχώρι, μία κωμόπολη 25-30km νοτιοανατολικά του Ηρακλείου (Σχ. 7). Στην περιοχή αυτή κυριαρχούν κανονικά ρήγματα με σημαντικότερα αυτά του Καστελλίου (KF), του Γερακίου και της Νιπιδιτού (Σχ. 6). Αυτά έχουν διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ, ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ και μήκος ίχνους στην επιφάνεια 6km, 13,5km και 12km, αντίστοιχα. Εκτός από αυτά, στην ευρύτερη περιοχή υπάρχουν τα αντιθετικά ρήγματα του Γιούχτα, διεύθυνσης ΒΒΑ-ΝΝΔ , το ρήγμα του Ασημίου διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ και το ρήγμα Παραλία Τέρτσα διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ (Σχ. 6). Στη περιοχή του Αρκαλοχωρίου και συγκεκριμένα στο ρήγμα του Καστελλίου δεν υπάρχει κάποια παλαιότερη καταγεγραμμένη σεισμική δραστηριότητα, σε αντίθεση με τις γύρω περιοχές και τα γύρω ρήγματα. Πιο συγκεκριμένα, το 2006 έγινε επιφανειακός σεισμός μεγέθους M_w=4,0 και σε βάθος 10km, νοτιοανατολικά του Ηρακλείου, που πιθανόν σχετίζεται με τα ρήγματα της Νιπιδιτού και της Παραλίας Τέρτσας. Το 2021 έγινε σεισμός μεγέθους M_w=4,6 σε βάθος 10km, κοντά στα νότια παράλια του νομού Ηρακλείου, που πιθανόν σχετίζεται με το ρήγμα Παραλία Τέρτσα. Συνήθως όμως, οι σεισμοί γίνονται στο θαλάσσιο χώρο της Κρήτης και σπανιότερα στη ξηρά.



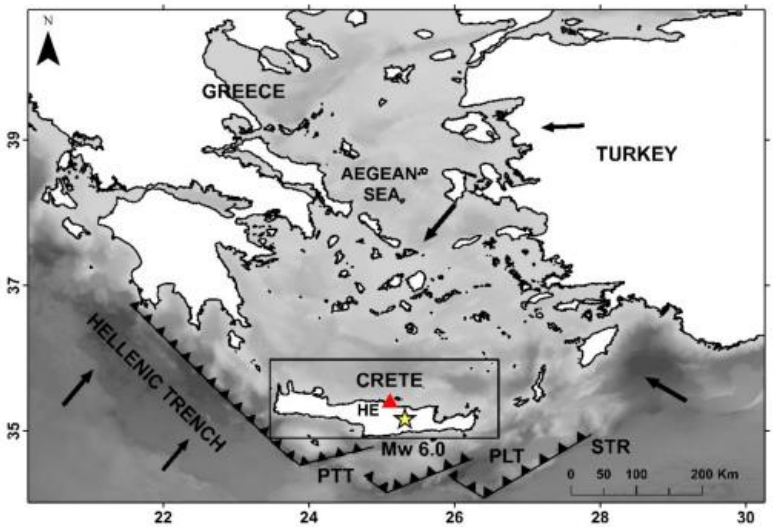
Σχήμα 6: Χάρτης απεικόνισης των κύριων ρηγμάτων της Κρήτης (Triantafyllou et al., 2022).1: ρήγμα Ζους, 2: ρήγμα Συκιάς, 3: ρήγμα Μουλιανών, 4:ζώνη διάρρηξης Ιεράπετρας, 5-6: ζώνη διάρρηξης Ελούντας, 7: ρήγμα Νιπιδιτού, 8: ρήγμα Γερακίου, 9: ρήγμα Καστελλίου, 10: ρήγμα Παραλίας Τέρτσας, 11: ρήγμα Ασημίου, 12: ρήγμα Πόμπιας, 13: ρήγμα Φουρνοφάραγγου, 14: αντιθετικά ρήγματα Γιούχτα, 15: ρήγμα Κρουσώνα, 16: ρήγμα Ανωγείων, 17: ρήγμα Ιδαίου, 18: ζώνη διάρρηξης Ζαρού, 19: ρήγμα Σπηλίου, 20: ρήγμα Σελλίων, 21: ρήγμα Σφακίων, 22: ρήγμα Πεμονίων, 23: ρήγμα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Μαλάξας. 24: ζώνη διάρρηξης Ροδωπού, 25-26: ζώνη διάρρηξης Γραμβούσας. Με κόκκινο πλαίσιο απεικονίζεται η ευρύτερη περιοχή του Αρκαλοχωρίου.

Στις 27 Σεπτεμβρίου του 2021 και ώρα 06:17:21.3 UTC, έγινε ισχυρός σεισμός στην κεντρική Κρήτη και συγκεκριμένα 25-30km ΝΑ της πόλης του Ηρακλείου, στην κωμόπολη του Αρκαλοχωρίου. Πρώτες αναλύσεις έδωσαν μέγεθος M_w5,7 και 5,8, αλλά οι μεπέπειτα αναλύσεις έδωσαν M_w6,0 (USGS) και για άλλους φορείς M_w5,9 (NOA). Με το M_w6,0 συμφωνούν και τα αποτελέσματα των Triantafyllou et al. (2022), που έδωσαν σεισμική ροπή $1{,}14 \times 10^{18}$ N·m. Ο σεισμός είχε εστιακό βάθος περίπου 11km, δηλαδή πρόκειται για επιφανειακό σεισμό, και συντεταγμένες επικέντρου 34,95N και 25,14E. Από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης, βγαίνει το συμπέρασμα ότι ο σεισμός σχετίζεται με κανονικό ρήγμα μικρής οριζόντιας συνιστώσας, παράταξης ΝΝΔ-ΒΒΑ, ως αποτέλεσμα εφελκυστικών τάσεων διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ. Με βάση τις λύσεις διάφορων φορέων, οι τιμές της παράταξης κυμαίνονται από 195°-239° και της γωνίας κλίσης από 28°-70°. Ωστόσο, σχεδόν όλοι οι φορείς, δίνουν δύο κινηματικά επίπεδα και δεν είναι εύκολος ο προσδιορισμός του επιπέδου στο οποίο οφείλεται ο σεισμός. Σύμφωνα με τη μελέτη των Triantafyllou et al. (2022), οι οποίοι έκαναν αντιστροφή InSAR μετρήσεων, το επίπεδο του ρήγματος, πάνω στο οποίο πυροδοτήθηκε ο κύριος σεισμός, έχει τα εξής χαρακτηριστικά: παράταξη ΝΔ-ΒΑ (216°) και γωνία κλίσης 53° προς τα ΒΔ.

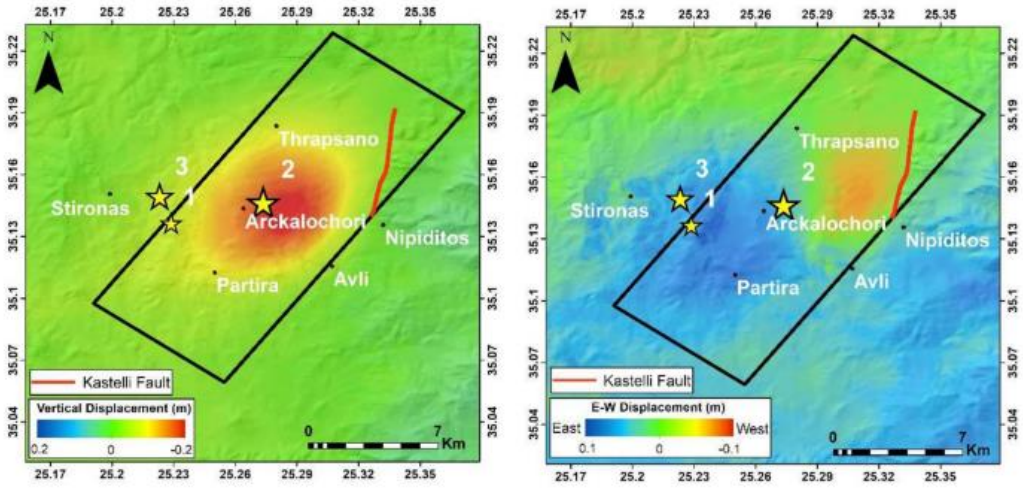


Σχήμα 7: Χάρτης απεικόνισης της περιοχής μελέτης (Triantafyllou et al., 2022). Τα μαύρα βέλη δείχνουν τις διευθύνσεις κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών και οι γραμμές με τις τριγωνικές κορυφές δείχνουν τη ζώνη καταβύθισης της Αφρικανικής κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου. Με κίτρινο αστέρι απεικονίζεται το επίκεντρο του σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου και η θέση του Αρκαλοχωρίου, ενώ με κόκκινο τρίγωνο η πόλη του Ηρακλείου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το συμπέρασμα, ότι πρόκειται για κανονικό ρήγμα, που βυθίζεται προς τα ΒΔ, βγαίνει και μελετώντας τη παραμόρφωση του εδάφους. Οι Triantafyllou et al. (2022) χρησιμοποιώντας διαφορικής συμβολομετρίας ραντάρ συνθετικού ανοίγματος SAR interferometry (DInSAR), η οποία επιτρέπει τη μέτρηση της παραμόρφωσης από δορυφορικές εικόνες SAR (Synthetic Aperture Radar), δημιούργησαν τους παρακάτω χάρτες μετατόπισης LOS. Στο σχήμα 8 αριστερά παρατηρείται μετατόπιση στον κατακόρυφο άξονα περίπου -22cm, ενώ δεν υπάρχουν καθόλου ανυψώσεις στη περιοχή. Στο σχήμα 8 δεξιά παρατηρείται μετατόπιση στον οριζόντιο άξονα, διεύθυνσης Α-Δ. Δυτικά της πόλης του Αρκαλοχωρίου παρατηρείται κίνηση προς τα ανατολικά κατά 14cm (μπλε χρώμα), ενώ ανατολικά της πόλης, κίνηση προς τα δυτικά κατά 7cm (κόκκινο χρώμα). Αυτή η οριζόντια μετατόπιση αποδίδεται στη μικρή οριζόντια συνιστώσα, που αναφέρθηκε προηγουμένως.



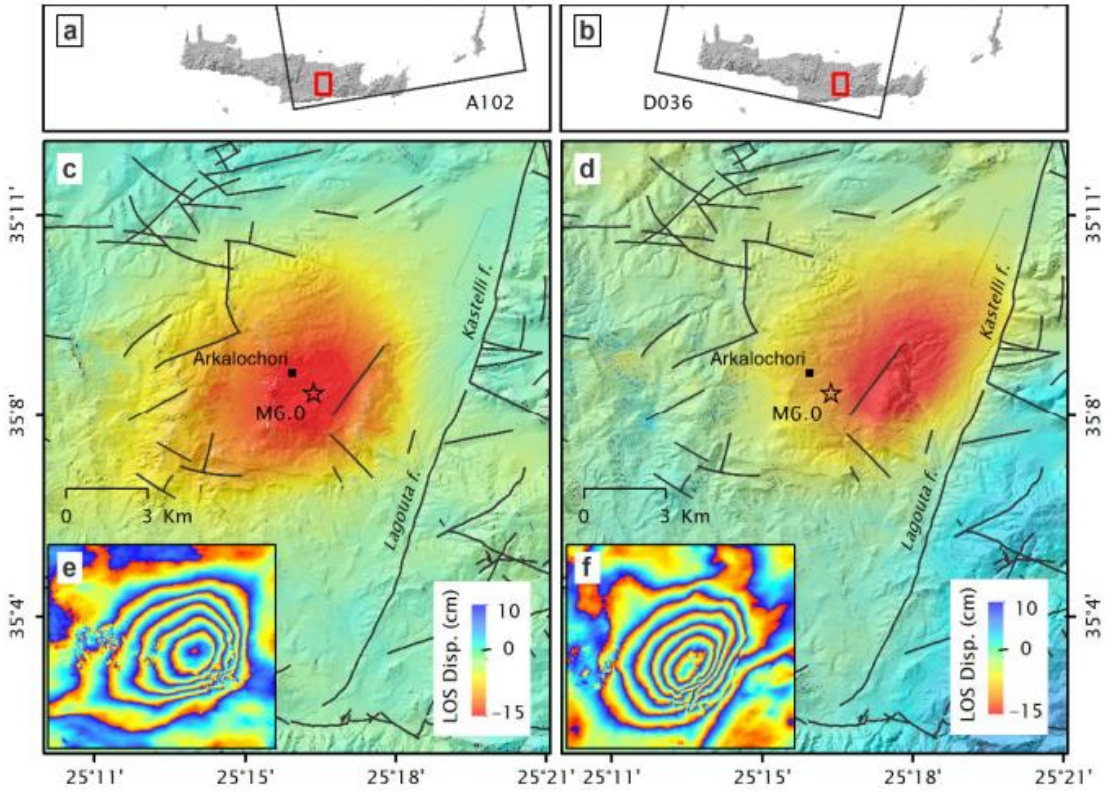
Σχήμα 8: Χάρτες απεικόνισης των μετατοπίσεων στη περιοχή μελέτης, από το σεισμό της 27ης Σεπτεμβρίου (Triantafyllou et al., 2022). Αριστερά αναπαρίστανται οι κατακόρυφες μετατοπίσεις και δεξιά οι μετατοπίσεις διεύθυνσης Α-Δ. Με κόκκινη γραμμή απεικονίζεται η επιφανειακή εμφάνιση του ρήγματος του Καστελλίου, με μαύρο ορθογώνιο παραλληλόγραμμο το γεωδαιτικά προσδιορισμένο επίπεδο ρήγματος, με κίτρινα αστέρια τα επίκεντρα του μεγαλύτερου προσεισμού της 24ης Ιουλίου 2021 (1), του κύριου σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 (2) και του μεγαλύτερου μετασεισμού της 28ης Σεπτεμβρίου 2021 (3) και με μαύρες τελείες οι θέσεις οικισμών.

Οι Vassilakis et al., (2022), επίσης μέσω τεχνικών DInSAR, οδηγήθηκαν στα παρακάτω συμπεράσματα (Σχ. 9). Για το χάρτη c (Σχ. 9), οι μετρήσεις πάρθηκαν με τη χρήση ζευγών δορυφορικών εικόνων ανοδικής τροχιάς (χάρτης a), για το διάστημα 23-29 Σεπτεμβρίου 2021, ενώ για το χάρτη d, με καθοδικής τροχιάς (χάρτης b), στο διάστημα 25 Σεπτεμβρίου με 1 Οκτωβρίου 2021. Παρατηρείται ότι στο c ,για τις πρώτες δύο ημέρες μετά τον κύριο σεισμό,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

οι μετατοπίσεις περιορίζονται γύρω από το επίκεντρο. Αντίθετα, στο d, που περιλαμβάνει τις πρώτες πέντε ημέρες μετά τον M_w6,0, οι μετατοπίσεις έχουν μεγαλύτερη εξάπλωση και φαίνεται να προχωρούν προς τα ΒΑ. Αυτό οφείλεται στο ότι μετά τον κύριο σεισμό, ενεργοποιήθηκαν βορειότερα τμήματα του ρήγματος του Καστελλίου (KF), δίνοντας μετασεισμούς. Επίσης και σε αυτή τη μελέτη παρατηρούνται μόνο βυθίσεις, της τάξης των 15cm. Με βάση αυτό, το Αρκαλοχώρι εκτιμάται ότι πρέπει να βρίσκεται στο άνω τέμαχος ενός κανονικού ρήγματος.



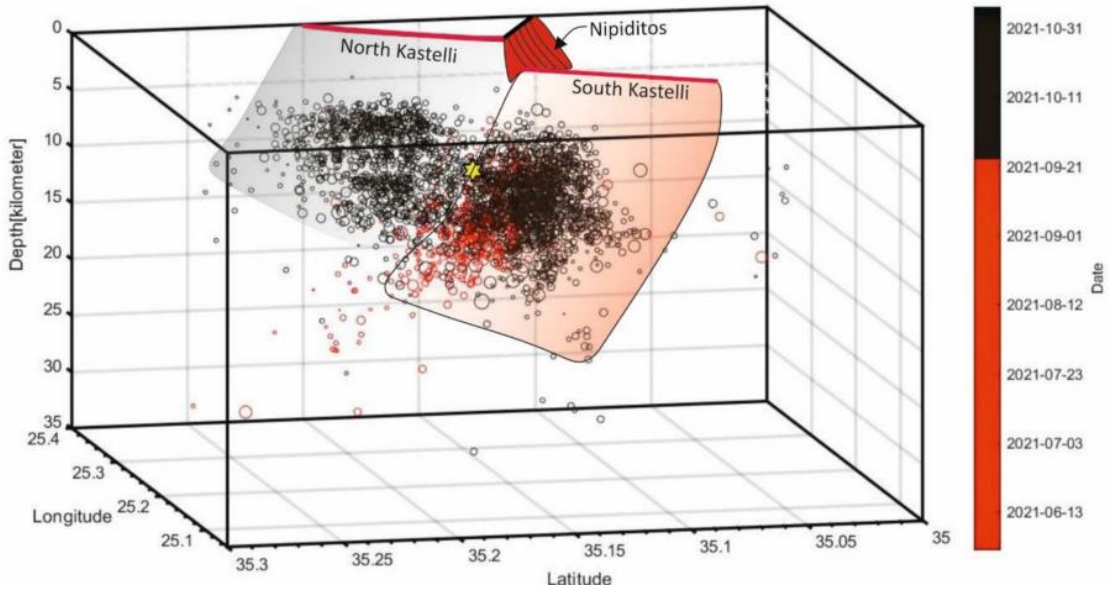
Σχήμα 9: Οι a, b είναι χάρτες στους οποίους φαίνεται ο τρόπος που πάρθηκαν οι μετρήσεις, δηλαδή με τη χρήση ζευγών δορυφορικών εικόνων ανοδικής τροχιάς και με τη χρήση ζευγών δορυφορικών εικόνων καθοδικής τροχιάς, αντίστοιχα. Ο c είναι χάρτης απεικόνισης των μετατοπίσεων στη περιοχή μελέτης το διάστημα 23-29 Σεπτεμβρίου 2021 και με τη χρήση ζευγών δορυφορικών εικόνων ανοδικής τροχιάς. Ο d είναι χάρτης απεικόνισης των μετατοπίσεων στη περιοχή μελέτης το διάστημα 25 Σεπτεμβρίου - 1 Οκτωβρίου 2021 και με τη χρήση ζευγών δορυφορικών εικόνων καθοδικής τροχιάς. Με μαύρο τετράγωνο απεικονίζεται η θέση του Αρκαλοχωρίου, με αστέρι το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 και με μαύρες γραμμές διάφορα ρήγματα. Τα e, f είναι τα διαφορικής συμβολομετρίας διαγράμματα για τους χάρτες c, d, αντίστοιχα (Vassilakis et al., 2022).

Όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 1.3, στην περιοχή υπάρχουν γνωστά κανονικά ρήγματα, που μπορεί να συνδέονται με το σεισμό της 27ης Σεπτεμβρίου, αλλά δεν είχαν δώσει στο παρελθόν κάποιο άλλο ισχυρό σεισμό. Τα ρήγματα αυτά διαμόρφωσαν τη λεκάνη του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ηρακλείου, κατά τον εφελκυσμό του Τεταρτογενούς, στην οποία ανήκει και η περιοχή μελέτης. Έπειτα αποτέθηκαν σε αυτή Νεογενή ιζήματα, στα οποία τοποθετείται το επίκεντρο του σεισμού. Εξέχουσας σημασίας είναι το ρήγμα του Καστελλίου (KF), του Γερακίου και της Νιπιδιτού (Σχ. 6). Το ρήγμα του Κατελλίου αποτελεί το πιο ενεργό ρήγμα από τα τρία, όμως το ρήγμα του Γερακίου είναι αυτό, που κυριαρχεί στη περιοχή, λόγω του μεγάλου μήκους του. Ωστόσο, το ρήγμα της Νιπιδιτού είναι το πιο εκτεθειμένο επιφανειακά ρήγμα, κοντά στο επίκεντρο, και κόβει τις προεκτάσεις των άλλων δύο ρηγμάτων. Σύμφωνα με τους Triantafyllou et al. (2022), ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού ταιριάζει με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος του Καστελλίου, όμως η έκταση παραμόρφωσης και η έκταση της περιοχής στην οποία κατανέμονται οι μετασεισμοί, καταλαμβάνουν περιοχή με μήκος περίπου τρεις φορές μεγαλύτερο από το μήκος της εμφάνισης του ρήγματος, το οποίο είναι περίπου 6km. Απάντηση στο ερώτημα που δημιουργείται, δίνει το ρήγμα της Νιπιδιτού. Όπως αναφέρθηκε, το ρήγμα της Νιπιδιτού τέμνει σχεδόν κάθετα το ρήγμα του Καστελλίου. Προκάλεσε λοιπόν βύθιση του νότιου μέρους του τελευταίου και κάλυψη του με ιζήματα. Τα παραπάνω, καθώς και το γεγονός ότι το βόρειο τμήμα του ρήγματος του Καστελλίου ενεργοποιήθηκε μόνο κατά τους μετασεισμούς, δείχνουν ότι ο κύριος σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου είχε την εστία του στο νότιο βυθισμένο τμήμα του ρήγματος του Καστελλίου (Triantafyllou et al. 2022) (Σχ. 10).



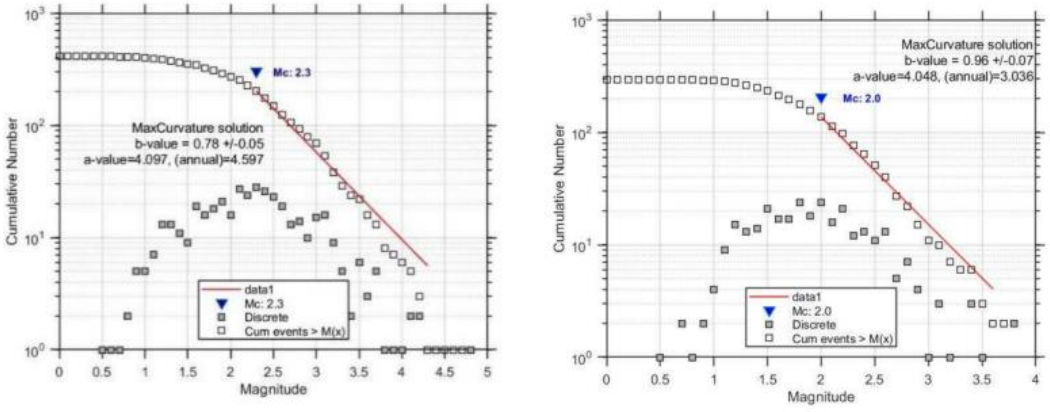
Σχήμα 10: Σεισμοτεκτονικό μοντέλο, που απεικονίζει το τι συμβαίνει στη περιοχή όπως υτή φαίνεται από τα ΒΔ (Triantafyllou et al., 2022). Το κίτρινο αστέρι είναι ο κύριος σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου, οι κόκκινοι κύκλοι είναι οι προσεισμοί και οι μαύροι κύκλοι οι μετασεισμοί που έγιναν μέχρι τις 5 Νοεμβρίου. Με κόκκινη γραμμή απεικονίζεται το ρήγμα του Καστελλίου, το οποίο χωρίζεται από το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ρήγμα της Νιπιδιτού (κόκκινη επιφάνεια με μαύρες γραμμές) σε δύο τμήματα, το βόρειο και το νότιο. Από τα τελευταία μόνο το βόρεια εμφανίζεται επιφανειακά.

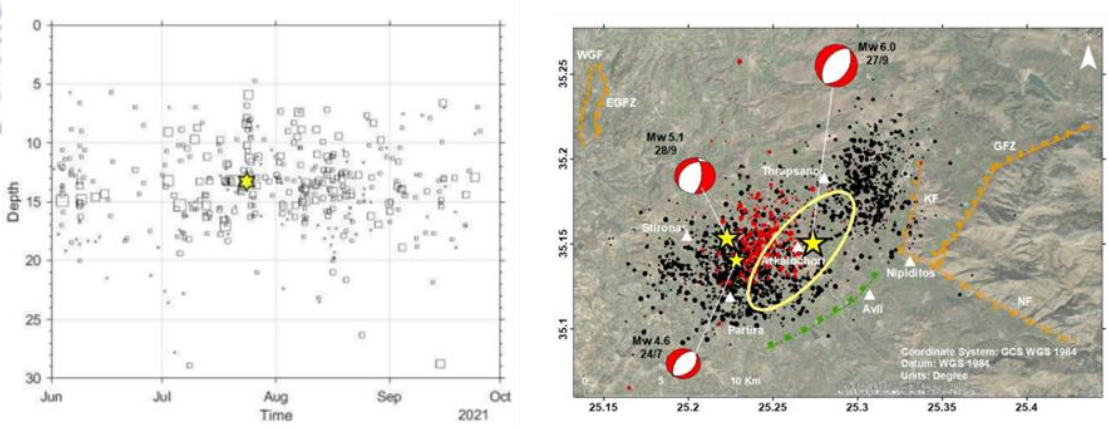
Μια έντονη και ευρέως αισθητή, σε μεγάλη περιοχή της Κρήτης, προσεισμική ακολουθία 4 μηνών, προανήγγειλε τον ισχυρό σεισμό μεγέθους M_w6,0 της 27ης Σεπτεμβρίου 2021, ενώ ο τελευταίος προκάλεσε μια ακόμα πιο έντονη μετασεισμική δραστηριότητα. Οι Triantafyllou et al. (2022) μελέτησαν τη σεισμικότητα της περιοχής από τη 1η Ιανουαρίου 2011 μέχρι και την 27η Σεπτεμβρίου 2021, με στόχο τον αξιόπιστο χρονικό εντοπισμό της προσεισμικής ακολουθίας και το διαχωρισμό της από τη σεισμικότητα υποβάθρου. Υπολόγισαν μέγεθος πληρότητας $M_c = 2,3$, την παράμετρο b=0,78 ±0,05 , καθώς και r=1,72 events/day, για τη περίοδο 1 Ιουνίου - 25 Σεπτεμβρίου 2021 και M_c=2,0, b=0,96±0,07 και r=0,02 events/day, για το διάστημα 1 Ιανουαρίου 2011 - 31 Μαΐου 2021 (Σχ. 11). Γνωρίζοντας, ότι οι προσεισμοί χαρακτηρίζονται, από πτώση της παραμέτρου b και αύξηση του r, βγήκε το συμπέρασμα, ότι το διάστημα 1 Ιουνίου - 25 Σεπτεμβρίου 2021, αποτελεί την προσεισμική ακολουθία. Ο μεγαλύτερος προσεισμός είχε μέγεθος M_w=4,8, συνέβη στις 24 Ιουλίου 2021 και χαρακτηρίζεται από μηχανισμό γένεσης (παράταξη 214°, γωνία κλίσης 52° και διεύθυνση κλίσης προς τα ΒΔ) παρόμοιο με αυτόν του κύριου σεισμού. Άξια αναφοράς είναι η χωρική κατανομή της ακολουθίας αυτής, η οποία περιορίστηκε σε μια μικρή περιοχή, της νοτιότερης μετασεισμικής ομάδας (Σχ. 12), όπως και τα εστιακά βάθη, που κυμαίνονται μεταξύ 5-20km με μέση τιμή 10,6±2,3km. Όσον αφορά στη μετασεισμική ακολουθία, θα αναλυθεί στα επόμενα κεφάλαια εκτεταμένα, καθώς η μελέτη της αποτελεί κύριο θέμα της παρούσας εργασίας.



Σχήμα 11: Διαγράμματα κατανομής συχνότητας - μεγέθους για τη προσεισμική ακολουθία (αριστερά) και τη σεισμικότητας υποβάθρου (δεξιά) (Triantafyllou et al., 2022).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 12: Αριστερά διάγραμμα βάθους- χρόνου για τη προσεισμική ακολουθία. Με κίτρινο αστέρι απεικονίζεται ο μεγαλύτερος προσεισμός της 24ης Ιουλίου. Δεξιά χάρτης απεικόνισης της σεισμικότητας στη περιοχή μελέτης. Τα κίτρινα αστέρια είναι από το μεγαλύτερο στο μικρότερο ο κύριος σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου (M_w6,0), ο μεγαλύτερος μετασεισμός της 28ης Σεπτεμβρίου (M_w5,1) και ο μεγαλύτερος προσεισμός της 24ης Ιουλίου (M_w4,6). Οι κόκκινοι μηχανισμοί γένεσης αντιστοιχούν στους ίδιους σεισμούς ανάλογα με το μέγεθος τους, αντίστοιχα. Με κόκκινες τελείες αναπαρίστανται η προσεισμική ακολουθία, με μαύρες η μετασεισμική ακολουθία και με άσπρα τρίγωνα οι θέσεις των οικισμών. Επίσης, KF: ρήγμα Καστελλίου, GFZ:ρήγμα Γερακίου, NF:ρήγμα Νιπιδιτού, WGF:δυτικό ρήγμα Γιούχτα και EGFZ:ανατολική ζώνη διάρηξης Γιούχτα. Με πράσινη γραμμή απεικονίζεται το νότιο καλυμμένο με ιζήματα τμήμα του ρήγματος του Καστελλίου, ενώ με πορτοκαλί οι επιφανειακές εμφανίσεις των ρηγμάτων. Η έλλειψη δείχνει την επιφανειακή προβολή της περιοχής ολίσθησης του κύριου σεισμού, όπως καθορίστηκε από InSAR παρατηρήσεις (Triantafyllou et al., 2022).

2.2 Μετασεισμική ακολουθία – Μηχανισμοί γένεσης.

Η μελέτη της μετασεισμικής ακολουθίας είναι μείζονος σημασίας σε μία σεισμολογική έρευνα, καθώς δίνει πληροφορίες για τη βραχυπρόθεσμη σεισμική συμπεριφορά του ρήγματος ή της περιοχής, που μελετάται. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, τον κύριο σεισμό (M_w6,0) ακολούθησε μια έντονη και πολλών μηνών, τουλάχιστον δέκα, μετασεισμική περίοδος. Ο μεγαλύτερος μετασεισμός συνέβη στις 28 Σεπτεμβρίου 2021, την επόμενη ημέρα από τον κύριο σεισμό, είχε μέγεθος M_w5,4 και πιθανολογείται ότι συνέβαλλε στις μετατοπίσεις, που αναφέρθηκαν στη παράγραφο 2.1. Αυτός, όπως και οι περισσότεροι μετασεισμοί χαρακτηρίζονται από μηχανισμούς γένεσης παρόμοιους με αυτόν του κύριου σεισμού. Στον πίνακα 2 αναφέρονται ο μηχανισμοί γένεσης του κύριου σεισμού αλλά και των μετασεισμών μεγέθους M_w>3,5, που έγιναν μέχρι τις 7 Νοεμβρίου 2021, όπως προέκυψαν από διάφορα

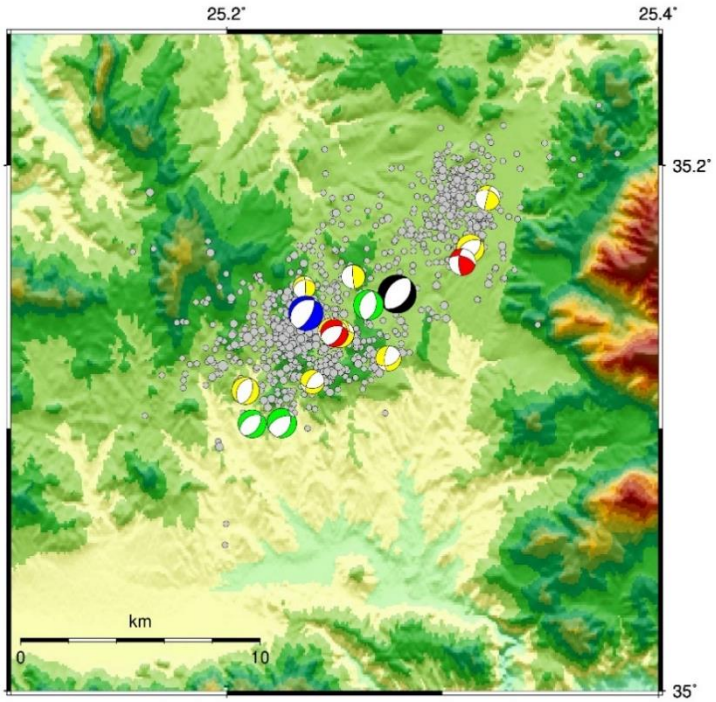
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

ινστιτούτα. Οι περισσότερες πληροφορίες για τους σεισμούς αυτούς συλλέχθηκαν από το Ευρωπαϊκό Μεσογειακό Σεισμολογικό Κέντρο (EMSC), το οποίο συγκεντρώνει στοιχεία από πάνω από 2.500 σεισμολογικούς σταθμούς ανά τον κόσμο. Η πλειονότητα των σταθμών αυτών βρίσκονται στην Ευρώπη, συνεπώς το EMSC είναι κατάλληλο για τη πλήρη κάλυψη των σεισμικών ακολουθιών του σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου. Εκτός από το EMSC, δεδομένα συλλέχθηκαν και από άλλους φορείς. Συγκεντρωτικά όλοι οι φορείς είναι οι εξής: CPPT (Laboratoire de Détection et de Géophysique - Pamatai, French Polynesia), GCMT (Global Centroid Moment Tensor), GFZ (GeoForschungsZentrum – Potsdam, Germany), INGV (Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Roma, Italy), IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris – France), KOERI (Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute – Turkey), NOA (National Observatory of Athens, Geodynamic Institute - Athens, Greece), OCA (GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Valbonne - France), UOA (University of Athens – Athens, Greece) και USGS (United States Geological Survey).

Πριν την ανάλυση των μηχανισμών, αξίζει να αναφερθεί ότι, για αυτούς χρησιμοποιείται το μέγεθος σεισμικής ροπής. Αυτό το έχει υπολογίσει κάθε φορέας, καθώς είναι το πιο αντιπροσωπευτικό από όλα τα μεγέθη, διότι περιγράφει ακριβέστερα το πόσο ισχυρός είναι ένας σεισμός αφού συνδέεται άμεσα με τη σεισμική ροπή (M_o) που εκλύεται στην εστία κατά την ολίσθηση που συμβαίνει τη στιγμή ενός σεισμού.

Για κάθε σεισμό του πίνακα 2 στο σχήμα 13 απεικονίζεται ο μηχανισμός γένεσης του, στη θέση που βρίσκεται το επίκεντρό του.



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Σχήμα 13: Επικεντρική κατανομή της μετασεισμικής ακολουθίας και των μηχανισμών γένεσης των σεισμών του πίνακα 2. Με μαύρο χρώμα αναπαρίσταται ο μηχανισμός του κύριου σεισμού, ο οποίος λήφθηκε από το φορέα GCMT. Με κίτρινο οι μηχανισμοί που πάρθηκαν από το φορέα OCA, με μπλε από το INGV, με πράσινο από το GFZ και με κόκκινο από το NOA. Επίσης το μέγεθος των μηχανισμών αυξάνεται, όσο αυξάνεται και το μέγεθος του σεισμού. Τέλος με γκρι κουκίδες απεικονίζονται οι εστίες όλων των μετασεισμών, οι οποίες έχουν επίσης μέγεθος ανάλογο του μεγέθους του κάθε σεισμού.

Οι περισσότεροι μηχανισμοί γένεσης αναπαριστούν κανονικές διαρρήξεις, οι οποίες σχηματίστηκαν εξαιτίας εφελκυστικών τάσεων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Αυτά τα χαρακτηριστικά προσδίδει στη κύρια διάρρηξη και ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού (Σχ. 13). Ωστόσο, υπάρχουν και ελάχιστοι μηχανισμοί, στα ανατολικά (με κόκκινο και κίτρινο χρώμα), που δείχνουν ανάστροφη διάρρηξη με διεύθυνση συμπιεστικών τάσεων ΝΔ-ΒΑ. Παρατηρείται ότι οι εφελκυστικές και συμπιεστικές τάσεις έχουν κάθετες διευθύνσεις, κάτι το οποίο επαληθεύεται γεωδυναμικά. Όταν π.χ. ασκείται σε μία διεύθυνση συμπίεση, κάθετα σε αυτή τη διεύθυνση ενδέχεται να ασκείται εφελκυσμός και το αντίστροφο. Συνεπώς, ο συνδυασμός εμφάνισης των τάσεων θα μπορούσε να ερμηνευθεί με αυτό το τρόπο. Συμπεραίνεται λοιπόν ότι οι κύριες εφλκυστικές τάσεις με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, προκάλεσαν τις δευτερεύουσες συμπιεστικές τάσεις, με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Ως κύριες και επικρατέστερες τάσεις θεωρούνται οι εφελκυστικές, καθώς τόσο ο κύριος σεισμός όσο και οι περισσότεροι μετασεισμοί περιγράφονται από μηχανισμούς γένεσης κανονικών διαρρήξεων.

Παρατηρώντας τον πίνακα 2 βγαίνει το συμπέρασμα ότι, οι τιμές των παρατάξεων, των γωνιών και των διευθύνσεων κλίσεων, για τα δύο κινηματικά επίπεδα (επίπεδο ρήγματος και βοηθητικό) ποικίλλουν για κάθε φορέα. Επίσης, οι περισσότεροι φορείς δίνουν τα χαρακτηριστικά δύο επιπέδων, ενώ κάποιοι άλλοι μόνο ενός. Τα εύρη στα οποία κυμαίνονται οι προαναφερθείσες τιμές είναι για τις παρατάξεις 0°-195° και 185° - 356°, για τις γωνίες κλίσης 20° - 89° και 5° - 84° και για τις διευθύνσεις κλίσης -150° - 142° και -130° - 175°, για τα επίπεδα ένα και δύο, αντίστοιχα. Οι διαφορές αυτές μπορεί να οφείλονται σε διάφορες παραμέτρους όπως η διαφορετική επιλογή σταθμών που λήφθηκαν υπόψη. Όσον αφορά στο ποιο από τα δύο επίπεδα, που παρέχονται από σχεδόν όλους τους φορείς, είναι αυτό του ρήγματος, δεν είναι πάντα εύκολος ο προσδιορισμός του.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Πίνακας 2: Μηχανισμοί γένεσης κύριου σεισμού και μετασεισμών μεγέθους M_w>3,5, που έγιναν μέχρι 22 Οκτωβρίου 2021.

No	Day	Time	Latitude	Longitude	Depth (km)	Magnitude (Mw)	Strike1	Dip1	Rake1	Strike 2	Dip2	Rake2	References
1	2021-09-27	06:17:20	35.12N	25.21E	10.0	6.0	44	41	-76	207	50	-101	KOERI
		06:17:20	35.13N	25.26E	6.0	6.0	45	20	-90	225	70	-90	OCA
		06:17:20.93	35.1242N	25.2621E	10.0	5.9	26	31	-80	195	59	-95	NOA
		06:17:21.19	35.1368N	25.2680E	14.0	5.9	21	25	-75				UOA
		06:17:22	35.252N	25.26E	6.0	6.0	24	38	-111	229	55	-75	IPGP
		06:17:23	35.239N	25.376E	12.0	6.0	20	68	-107	239	28	-107	CPPT
		06:17:23.04	35.18N	25.25E	16.0	6.0	30	32	-96	218	57	-85	GFZ
		06:17:24	35.12N	25.18E	12.0	5.9	42	44	-84	213	46	-96	GCMT
		06:17:24.2	35.10N	25.18E	10.0	5.9	22	53	-108	230	41	-68	INGV
		06:17:24.5	34.9519N	25.1476E	11.5	6.0	55	57	-79	215	35	-106	USGS
2	2021-09-27	07:30:45.42	35.1342N	25.2464E	12.0	4.4	50	50	-80				UOA
		07:30:47.13	35.12N	25.23E	10.0	4.3	51	48	-79	216	42	-101	GFZ
		07:30:49	35.13N	25.25E	6.0	4.3	25	41	-148	270	70	-54	OCA
3	2021-09-27	10:23:11.86	35.1248N	25.2770E	9.0	3.9	75	48	-63				UOA
		10:23:12	35.17N	25.28E	6.0	3.9	68	46	-36	185	65	-130	OCA
4	2021-09-27	20:10:00.62	35.1280N	25.2354E	12.0	4.4	49	25	-85				UOA
		20:10:04	35.12N	24.99E	6.0	4.0	90	85	36	356	54	174	OCA
5	2021-09-27	21:37:10	35.07N	25.27E	3.0	4.3	45	45	-103	243	46	-78	OCA
6	2021-09-28	04:48:08.8	35.1457N	25.2232E	11.0	5.1	5	64	-112	229	33	-51	NOA
		04:48:09	35.11N	25.17E	5.0	5.2	5	50	-150	255	68	-44	OCA
		04:48:09.2	35.06N	25.14E	16.2	5.3	28	65	-104	238	28	-63	INGV
		04:48:08.95	35.1434n	25.2254E	12.0	5.3	5	68	-89				UOA
		04:48:10	35.14N	25.324E	13.5	5.2	44	59	-79	204	33	-107	CPPT
		04:48:10	35012N	25.21E	13.0	5.2	33	47	-94	220	42	-84	KOERI
		04:48:10.04	35.11N	25.20E	10.0	5.2	19	43	-102	216	47	-78	GFZ
7	2021-09-28	12:09:50	35.17N	25.24E	10.0	3.7	175	86	93	315	5	50	OCA
		12:09:52.08	35.1616N	25.2783E	13.0	3.9	75	75	-65				UOA
8	2021-09-28	15:13:14.77	35.1267N	25.2633E	10.0	4.5	16	54	-85				UOA
		15:13:16.01	35.10N	25.28E	10.0	4.6	12	47	-94	198	42	-85	GFZ
9	2021-09-29	11:54:49	34.97N	25.07E	8.0	4.2	20	50	-95	208	40	-84	OCA
10	2021-10-03	14:31:27	35.18N	25.23E	9.0	3.5	0	80	-123	255	34	-18	OCA

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

No	Day	Time	Latitude	Longitude	Depth (km)	Magnitude (Mw)	Strike1	Dip1	Rake1	Strike 2	Dip2	Rake2	References
11	2021-10-20	02:44:05.02	35.1619N	25.3038E	14.0	4.3	222	84	-91				UOA
	2021-10-20	02:44:05.07	35.1759N	25.3093E	12.0	4.1	181	69	142	286	55	25	NOA
12	2021-10-21	08:12:56.18	35.1338N	25.2534E	15.0	4.2	31	52	-122	256	48	-55	NOA
		08:12:56.690	35.1376N	25.2495E	13.0	4.3	255	34	-59				UOA
		08:12:58.19	35.06N	25.26E	11.0	4.5	39	40	-87	215	50	-92	GFZ
13	2021-10-21	09:38:38.93	35.1271N	25.2433E	12.0	4.3	249	41	-61				UOA
		09:38:39.65	35.00N	25.25E	11.0	4.5	21	43	-126	247	56	-60	GFZ
14	2021-10-22	10:11:30	35.11N	25.23E	10.0	4.2	20	65	-131	264	47	-35	OCA
		10:11:31.4	35.1053N	25.2341E	5.0	4.0	8	59	-135	252	52	-39	NOA
		10:11:31.4	35.08N	25.21E	11.0	4.3	33	49	-108	240	43	-69	GFZ
		10:11:31.04	35.1185N	25.2282E	13.0	4.2	259	42	-59				UOA
15	2021-10-22	17:12:51	35.18N	25.32E	6.0	3.8	195	85	129	291	39	8	OCA
		17:12:51.17	35.1812N	25.3181E	12.0	3.9	259	30	-59				UOA

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ.

2.3 Μακροσεισμικά αποτελέσματα του κύριου σεισμού

Ο σεισμός της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 είναι ο πιο ισχυρός σεισμός που έχει καταγραφεί στη περιοχή του Αρκαλοχωρίου. Ακόμη αποτελεί έναν από τους λιγοστούς σεισμούς μεγέθους M_w>5,0, με επίκεντρο στη ξηρά της Κρήτης, καθώς όπως αναφέρθηκε στη παράγραφο 1.3, η μεγάλη πλειονότητα των ισχυρών σεισμών που έχουν λάβει χώρα κατά το παρελθόν, συμβαίνει στο θαλάσσιο χώρο και κυρίως στα νότια. Όπως ήταν αναμενόμενο, λόγω της μικρής συχνότητας τέτοιων φαινομένων στη περιοχή, ο σεισμός αιφνιδίασε τους πολίτες και προκάλεσε πολλές καταστροφές. Η δόνηση έγινε αισθητή μέχρι την Πελοπόννησο, την Αττική, αλλά και σε νησιά του Αιγαίου. Προκάλεσε το θάνατο ενός ανθρώπου, τραυμάτισε τουλάχιστον 20 και οδήγησε στη καταστροφή πολλών κτιρίων. Εκτός από αυτά όμως, προκάλεσε αναταραχή σε όλη την Κρήτη, αλλά κυρίως στους κατοίκους των γύρω χωριών. Για μέρες δεν τους επιτρεπόταν η είσοδος στα σπίτια τους, καθώς πολλά κρίθηκαν ακατάλληλα, αναγκάζοντάς τους να μένουν στο δρόμο και τους καταυλισμούς που στήθηκαν. Για μία εβδομάδα περίπου είχε σταματήσει η λειτουργία των σχολείων, της ευρύτερης περιοχής του Ηρακλείου, μέχρι να γίνουν οι αναγκαίες επιδιορθώσεις στα κτίρια και να αποκλειστεί το ενδεχόμενο καταστροφών από επερχόμενο σεισμό παρόμοιου μεγέθους. Προβλήματα μικρής και περιορισμένης κλίμακας προκλήθηκαν και στα δίκτυα ύδρευσης, ηλεκτροδότησης και στο οδικό δίκτυο, που όμως σύντομα αποκαταστάθηκαν.

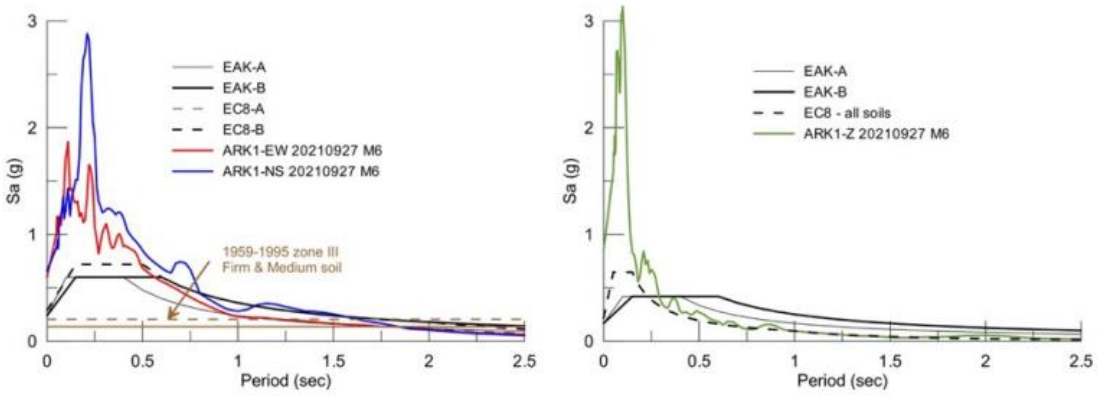
Σχήμα 14: Κατεστραμμένα κτίρια στο Αρκαλοχώρι (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021)

Σύμφωνα με δημοσιευμένη μελέτη του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) κατά τον κύριο σεισμό σημειώθηκαν τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης της τάξης των 0,6g στην οριζόντια και 0,8g στη κατακόρυφη διεύθυνση, οι οποίες κατατάσσονται στις υψηλότερες καταγεγραμμένες τιμές στον Ελληνικό χώρο, ενώ η μέγιστη φασματική επιτάχυνση παρατηρήθηκε στη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

συνιστώσα BN και στη κατακόρυφη για T=0,21sec και T=0,1sec, αντίστοιχα, και ήταν της τάξης των 3g (Σχ. 15). Οι φασματικές τιμές της σεισμικής κίνησης ήταν πολύ μεγαλύτερες από τις αναμενόμενες, σε σύγκριση με αυτές του σύγχρονου αντισεισμικού κανονισμού (ΕΑΚ) και του Ευρωκώδικα (EC8) για περιόδους μικρότερες των 0,25sec για τη κατακόρυφη και 0,5sec για την οριζόντια συνιστώσα. Υπέρβαση παρατηρήθηκε για περιόδους 0,1-0,25sec οριζόντια και 0,05-0,15sec κατακόρυφα.

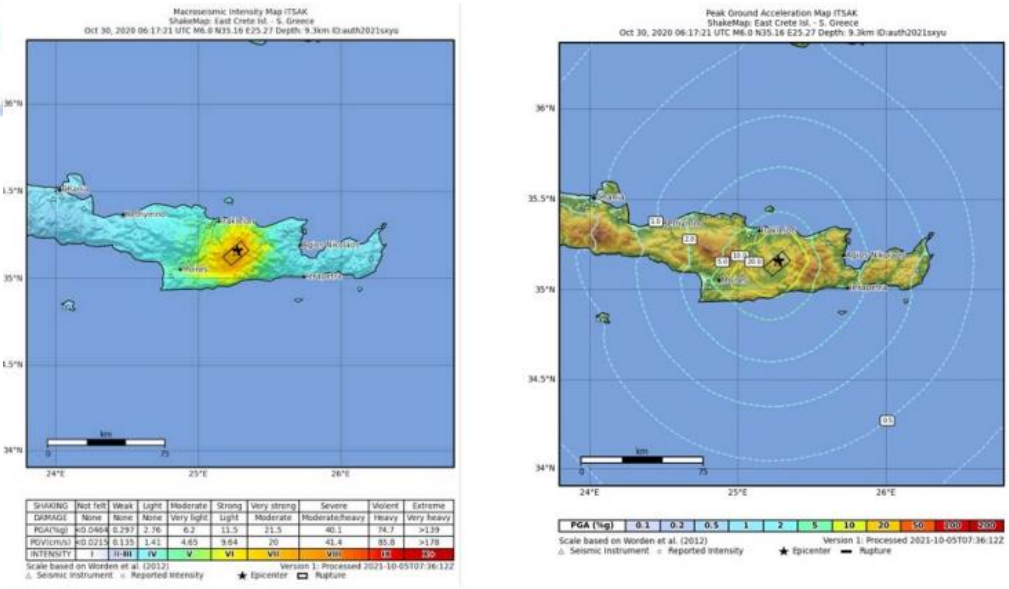


Σχήμα 15: Διαγράμματα σύγκρισης των απολύτων φασμάτων ελαστικής απόκρισης των καταγραφών επιτάχυνσης του κύριου σεισμού στη θέση ARK1, με αυτά που προκύπτουν από τους διάφορους κανονισμούς για ποσοστό κρίσιμης απόσβεσης 5%. Οριζόντιες συνιστώσες (αριστερά) και κατακόρυφη (δεξιά) (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021*)*.

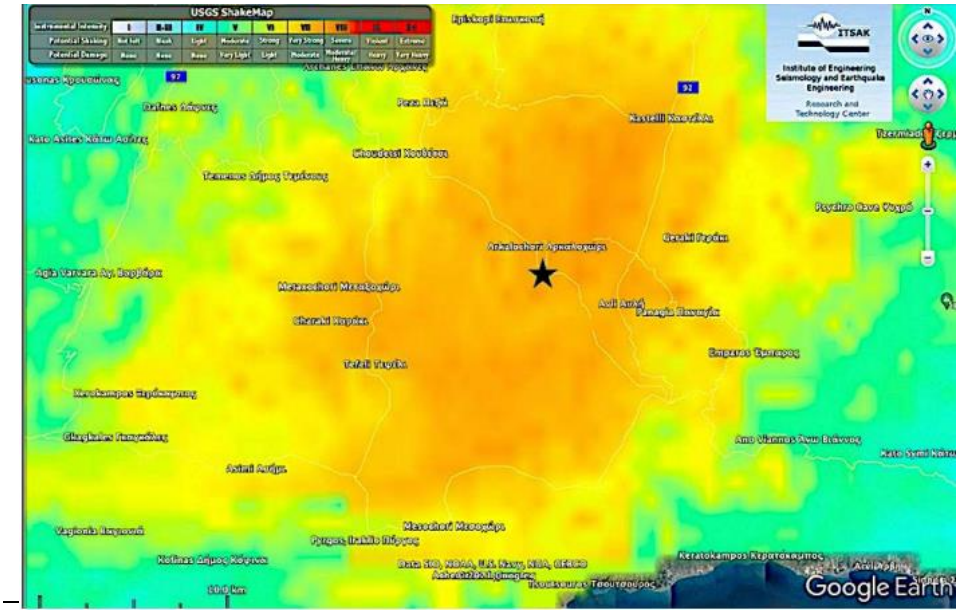
Παρακάτω παρουσιάζονται οι χάρτες αισθητότητας του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.), από τους οποίους προκύπτει ότι η μακροσεισμική ένταση κυμάνθηκε μεταξύ VII και VIII, γύρω από το Αρκαλοχώρι (Σχ. 16, 17).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμή



Σχήμα 16: Χάρτες αισθητότητας (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021). Με μαύρο αστέρι αναπαρίσταται το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου 2021. Αριστερά με τη χρωματική κλίμακα απεικονίζεται η κατανομή της μακροσεισμικής έντασης του κύριου σεισμού. Δεξιά με τις άσπρες διακεκομμένες καμπύλες αναπαρίσταται η κατανομή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (%g) με βάση την επεξεργασία των καταγραφών του δικτύου επιταχυνσιογράφων σε συνδυασμό με σχέσεις πρόβλεψης της ισχυρής κίνησης (Ground Motion Model: Boore et al., 2020).



Σχήμα 17: Χάρτης κατανομής της μακροσεισμικής έντασης στην πλειόσειστη περιοχή μετά τον κύριο σεισμό της 27ης Σεπτεμβρίου 2021. Το μαύρο αστέρι αναπαριστά το επίκεντρο του σεισμού (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

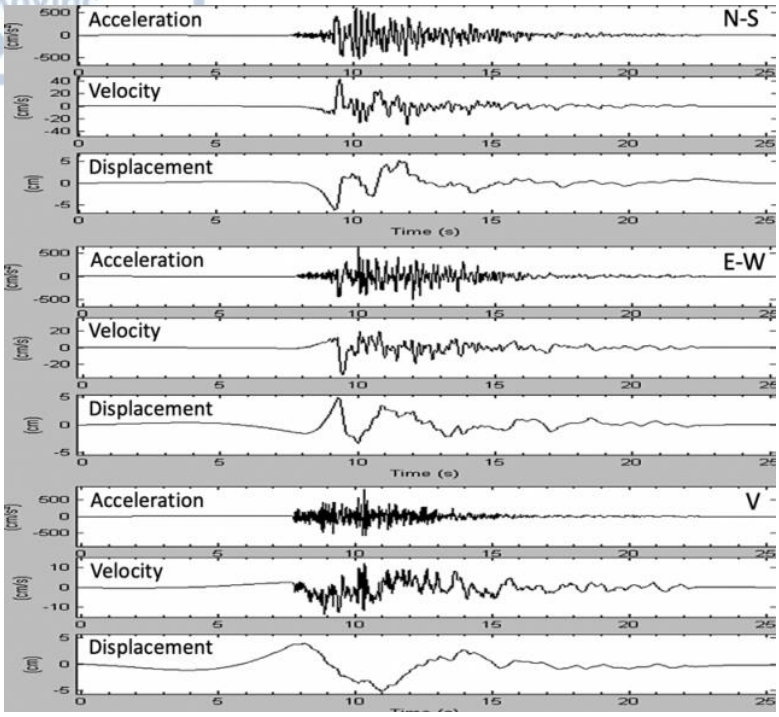
Στον πίνακα 3 που ακολουθεί παρουσιάζονται οι τιμές μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), ταχύτητας (PGV) και μετάθεσης (PGD), για τον κύριο σεισμό και το μεγαλύτερο μετασεισμό. Οι τιμές αυτές υπολογίσθηκαν από τις καταγραφές του σχήματος 18 και 19. Πιο συγκεκριμένα, οι τιμές της εδαφικής επιτάχυνσης για κάθε συνιστώσα ισούνται με το μέγιστο της καταγραφής σε κάθε συνιστώσα αντίστοιχα. Με τον ίδιο τρόπο υπολογίζονται και οι μέγιστες εδαφικές ταχύτητες και μεταθέσεις από τις αντίστοιχες καταγραφές. Επιπλέον, από τις καταγραφές του σχήματος 18 και 19 υπολογίζεται η διάρκεια της ισχυρής εδαφικής κίνησης, η οποία βρέθηκε ότι είναι 6sec και 2sec, για τον κύριο σεισμό (M_w6,0) και το μεγαλύτερο μετασεισμό (M_w5,4), αντίστοιχα.

Πίνακας 3: Μέγιστες τιμές εδαφικής επιτάχυνσης (PGA), εδαφικής ταχύτητας (PGV) και εδαφικής μετάθεσης (PGD) (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021).

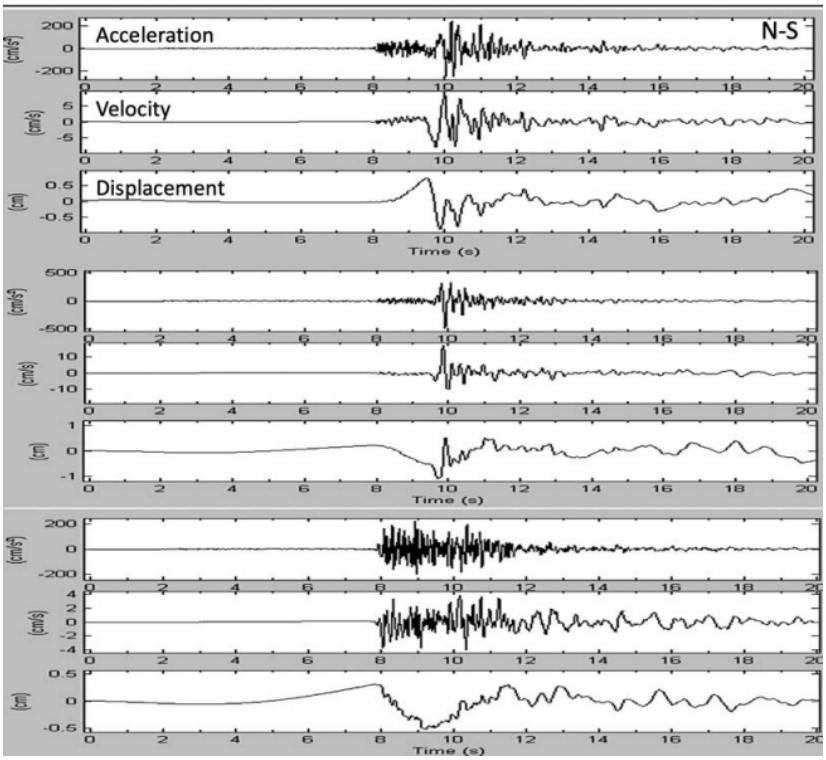
Κύριος σεισμός (M_w6,0)	**PGA (cm/s/s)**	**PGV (cm/s)**	**PGD (cm)**
E-W	585	-32,6	4,92
N-S	609	43,3	-6,2
V	806	-13,7	-5,1
Μεγαλύτερος μετασεισμός (M_w5,4)	**PGA (cm/s/s)**	**PGV (cm/s)**	**PGD (cm)**
E-W	490	17,1	-1,1
N-S	247	9,1	-0,9
V	222	-4,0	-0,5

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ.



Σχήμα 18: Καταγραφές επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης στις τρεις συνιστώσες για τον κύριο σεισμό της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021).



Σχήμα 19: Καταγραφές επιτάχυνσης, ταχύτητας και μετάθεσης στις τρεις συνιστώσες για τον μεγαλύτερο μετασεισμό της 28ης Σεπτεμβρίου 2021 (Ι.Τ.Σ.Α.Κ., 2021).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3ο Κεφάλαιο: Ανάλυση δεδομένων

Με σκοπό τη μελέτη των χωροχρονικών ιδιοτήτων της μετασεισμικής ακολουθίας του σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου 2021 (M_w6,0), πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών και καθορισμός των εστιακών συντεταγμένων των μετασεισμών, που έγιναν στη περιοχή, η οποία ορίζεται από τις εξής συντεταγμένες: γεωγραφικό πλάτος 35,05°-35,25° Β και γεωγραφικό μήκος 25,10°-25,40° Α. Αρχικά, έγινε υπολογισμός των εστιακών συντεταγμένων των μετασεισμών έως και δύο μήνες από τη γένεση του κύριου σεισμού (δηλαδή για το διάστημα 27/09/2021-27/11/2021) και εκτίμηση του τοπικού μεγέθους των αυτόματων λύσεων με M_L≥2,5. Στη συνέχεια, υπολογίστηκε ο λόγος ταχυτήτων των επιμηκών προς τα εγκάρσια κύματα (Vp/Vs), τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών και κατασκευάσθηκε ένα μοντέλο ταχυτήτων για τη περιοχή μελέτης, ώστε αργότερα να γίνει ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων.

Συγκεκριμένα έγινε επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων (HIPOINVERSE, HYPODD) αρκετές φορές και με διαφορετικά κάθε φορά δεδομένα, ώστε τα αποτελέσματα να συγκριθούν μεταξύ τους και να επιλεγούν αυτά που αντιπροσωπεύουν καλύτερα τη σεισμική ακολουθία, την περιοχή, αλλά και αυτά που είναι συμβατά με προϋπάρχουσες μελέτες, που έχουν γίνει για αυτό το σεισμό αλλά και για την ευρύτερη περιοχή της Κρήτης. Επιπλέον, έγιναν διάφορα διαγράμματα των δεδομένων για τη καλύτερη κατανόησή τους χωρικά και χρονικά, αλλά και για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων. Παρακάτω αναφέρονται εκτενέστερα τα βήματα επεξεργασίας των δεδομένων κατά τη μελέτη μιας σεισμικής ακολουθίας και τα λογισμικά που χρησιμοποιήθηκαν.

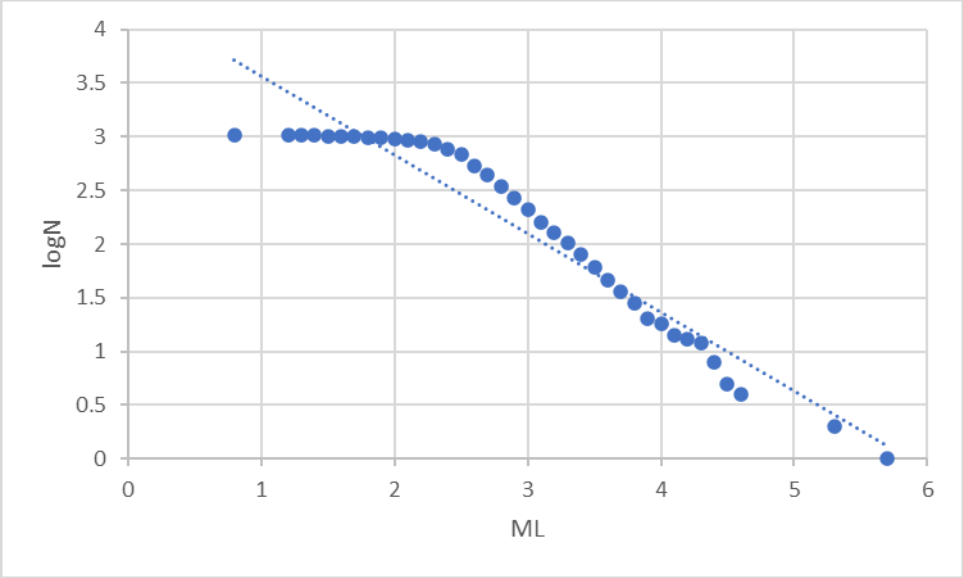
3.1 Συλλογή δεδομένων – Διαδικασία καθορισμού σεισμικών φάσεων

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα δύο μηνών μετά το κύριο σεισμό, δηλαδή από 27 Σεπτεμβρίου έως 26 Νοεμβρίου, τα οποία καταγράφηκαν από σταθμούς του Ενιαίου Εθνικού Δικτύου Σεισμολογικών Σταθμών (http://geophysics.geo.auth.gr/ss/ethniko-diktyo.htm). Στους 1.180 μετασεισμούς περίπου που καταγράφηκαν στο διάστημα αυτό έγινε επαναπροσδιορισμός του τοπικού μεγέθους των αυτόματων λύσεων με M_L≥2,5, με στόχο τον καθορισμό των σεισμικών

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

φάσεων και τη τελική ομογενοποίηση του καταλόγου σε μεγέθη M_L. Αναλυτικότερα, για κάθε σεισμό, έγινε εύρεση αφίξεων των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, με τη χρήση φίλτρων BP2-10Hz στην κυματομορφή. Στη συνέχεια, έχοντας σφάλμα υπολογισμού εστιακών συντεταγμένων (επικεντρικών και εστιακού βάθους) RMS μικρότερο από ~0,3, έγινε υπολογισμός του τοπικού μεγέθους. Ως τελική τιμή του μεγέθους ορίζονταν αυτή για την οποία η τυπική απόκλιση ήταν μικρότερη από ~0,3. Στο σχήμα 20 παρουσιάζεται η κατά μέγεθος κατανομή των τοπικών μεγεθών, σύμφωνα με το νόμο Gutenberg-Richter. Σύμφωνα με το διάγραμμα, μέγεθος πληρότητας αποτελεί το μέγεθος M_L=2,5, για το οποίο η παράμετρος b ισούται με b= -0,943.



Σχήμα 20: Κατά μέγεθος κατανομή των τοπικών μεγεθών των μετασεισμών. Φαίνεται ότι ο κατάλογος είναι πλήρης για μέγεθος M_L=2,5.

3.2 Υπολογισμός λόγου ταχυτήτων (Vp/Vs)

Ο υπολογισμός του λόγου ταχυτήτων είναι απαραίτητος στον υπολογισμό των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων και τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων. Για τον υπολογισμό του χρησιμοποιείται η μέθοδος Wadati (1933). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στο γεγονός ότι ο λόγος ταχυτήτων ισούται με τη κλίση του γραμμικού διαγράμματος μεταξύ των $(t_s^{arr} - t_p^{arr})$ - t_p^{arr}, όπως φαίνεται και στη σχέση 3.1.

$$t_s^{arr} - t_p^{arr} = \frac{Vp}{Vs} t_p^{arr} - t_o \qquad (3.1)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

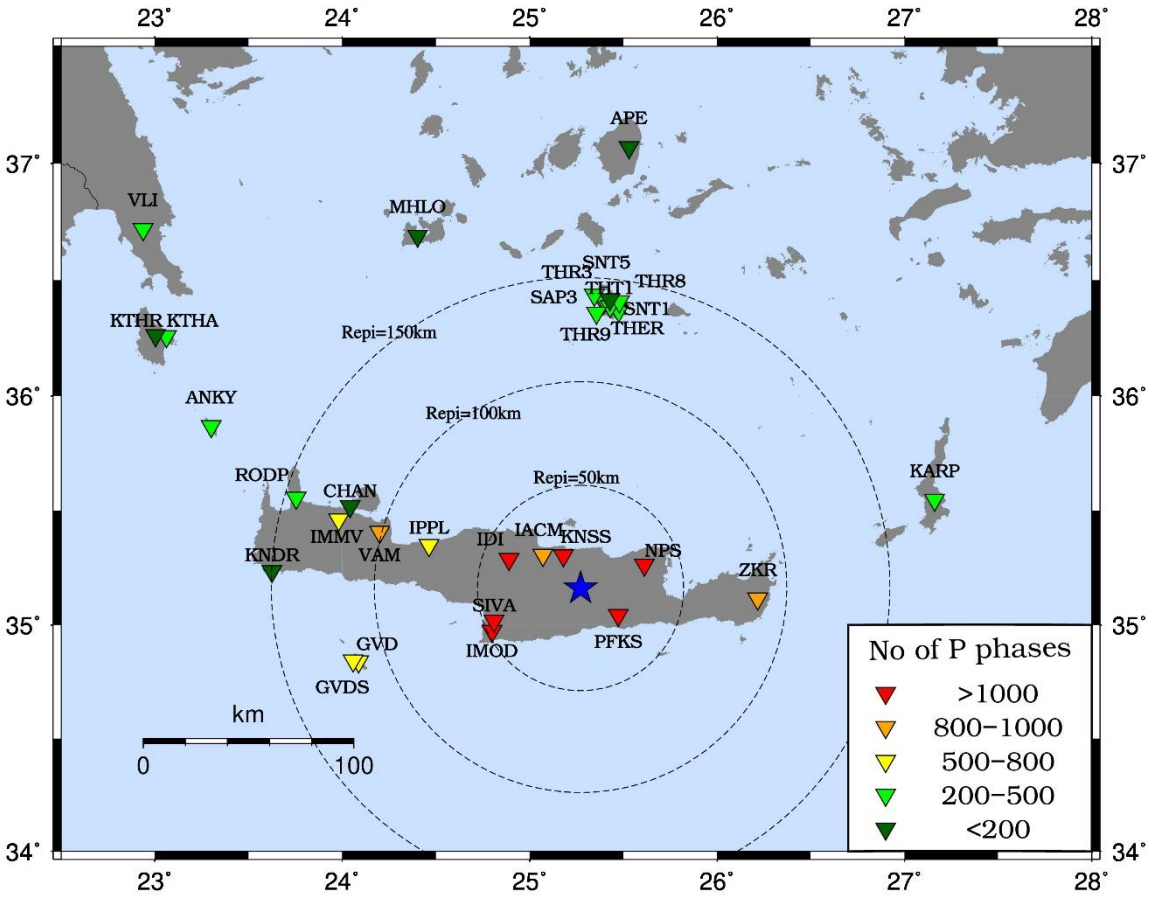
Όπου t_s^{arr}, t_p^{arr} οι χρόνοι άφιξης των εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων και Vs, Vp οι ταχύτητες των εγκαρσίων και επιμηκών κυμάτων, αντίστοιχα και t_o ο χρόνος γένεσης του σεισμού.

Αναλυτικότερα, αρχικά υπολογίζονται για κάθε σεισμό ο χρόνος γένεσης (t_o) και οι χρόνοι διαδρομής των επιμήκων κυμάτων (t_p^{obs}). Έπειτα υπολογίζονται οι χρόνοι άφιξης των εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων και η διαφορά τους χαρτογραφείται ως προς το χρόνο διαδρομής των επιμήκων κυμάτων. Ο χρόνος διαδρομής των επιμήκων κυμάτων αντιστοιχεί στο χρόνο άφιξης αυτών, θεωρώντας ότι όλοι οι σεισμοί έγιναν στο χρόνο μηδέν. Αφού υπολογισθεί ο λόγος ταχυτήτων για κάθε σεισμό, στη συνέχεια υπολογίζεται η μέση τιμή όλων των παρατηρήσεων και η τυπική τους απόκλιση και προκύπτει ο ενιαίος λόγος ταχυτήτων. Η παραπάνω διαδικασία γίνεται σε γλώσσα fortran μέσω του προγράμματος wad_run, το οποίο παίρνει ως δεδομένα τον αριθμό των φάσεων και τον αριθμό των ζευγών Ts-Tp για κάθε σεισμό. Αρχεία εξόδου είναι το διάγραμμα (Ts-Tp)-Tp των χρόνων αφίξεων των κυμάτων, το ιστόγραμμα αθροιστικού αριθμού σεισμών-λόγου ταχυτήτων, για τη κατανομή του λόγου ταχυτήτων και ένα αρχείο με τη τιμή του λόγου, της τυπικής απόκλισης, τον αριθμό σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν.

Για τη παρούσα εργασία έγινε υπολογισμός του λόγου ταχυτήτων λαμβάνοντας υπόψη διάφορες τιμές αφίξεων σεισμικών κυμάτων, ποικίλλων επικεντρικών αποστάσεων και αριθμών ζευγών φάσεων p και s κυμάτων. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν οι σταθμοί που βρίσκονται σε επικεντρικές αποστάσεις 50km και 150km (Σχ. 21) και οι αριθμοί ζευγών φάσεων 4, 6 και 6, 8, 10, για κάθε επικεντρική απόσταση, αντίστοιχα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 21. Χάρτης απεικόνισης σεισμολογικών σταθμών της ευρύτερης περιοχής της Κρήτης. Οι διακεκομμένοι κύκλοι οριοθετούν τις επικεντρικές αποστάσεις 50, 100 και 150km ,από το μικρότερο στο μεγαλύτερο, αντίστοιχα.

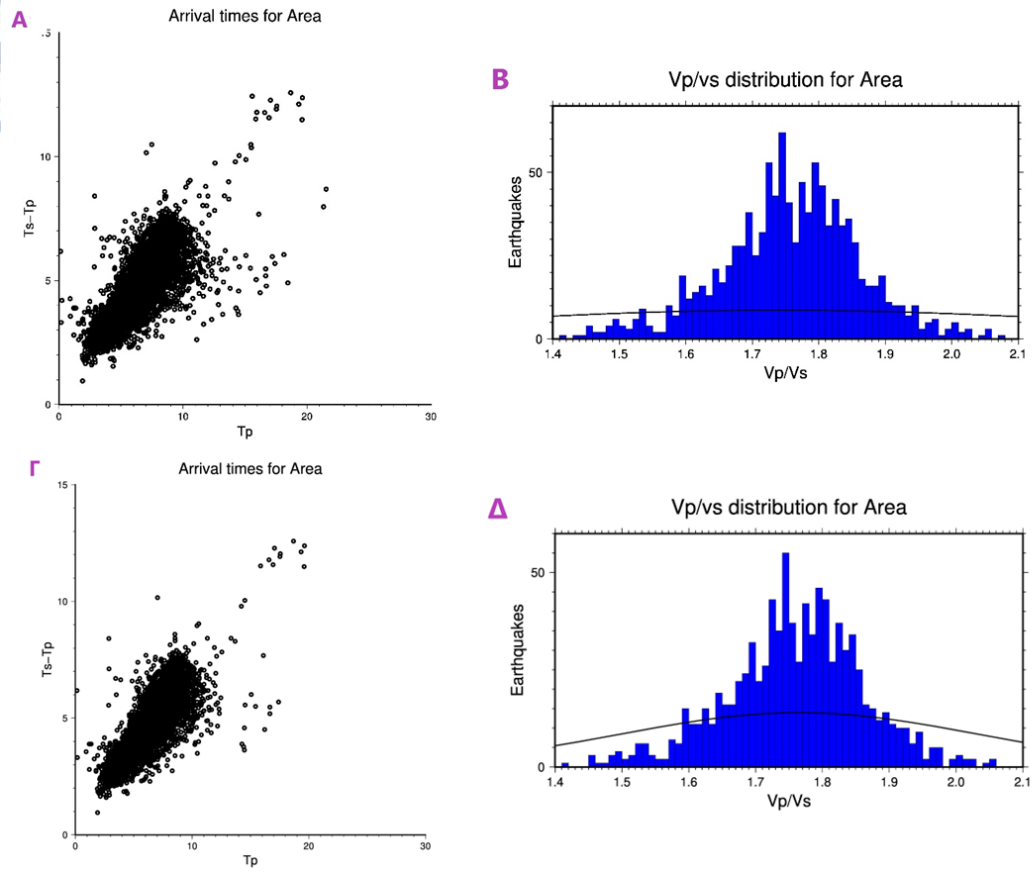
Στον πίνακα 4 φαίνονται συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα της μεθόδου Wadati, δηλαδή ο αριθμός των σεισμών που λήφθηκε υπόψη σε κάθε περίπτωση και ο λόγος ταχυτήτων που υπολογίστηκε.

Πίκανας 4: Λόγοι ταχυτήτων που προέκυψαν ανάλογα με τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν.

Επικεντρική απόσταση (km)	**Φάσεις**	**Αριθμός σεισμών**	**Λόγος ταχυτήτων (Vp/Vs)**
50	4	1114	1,7862
50	6	942	1,7883
150	6	1036	1,7442
150	8	794	1,7430
150	10	582	1,7458

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

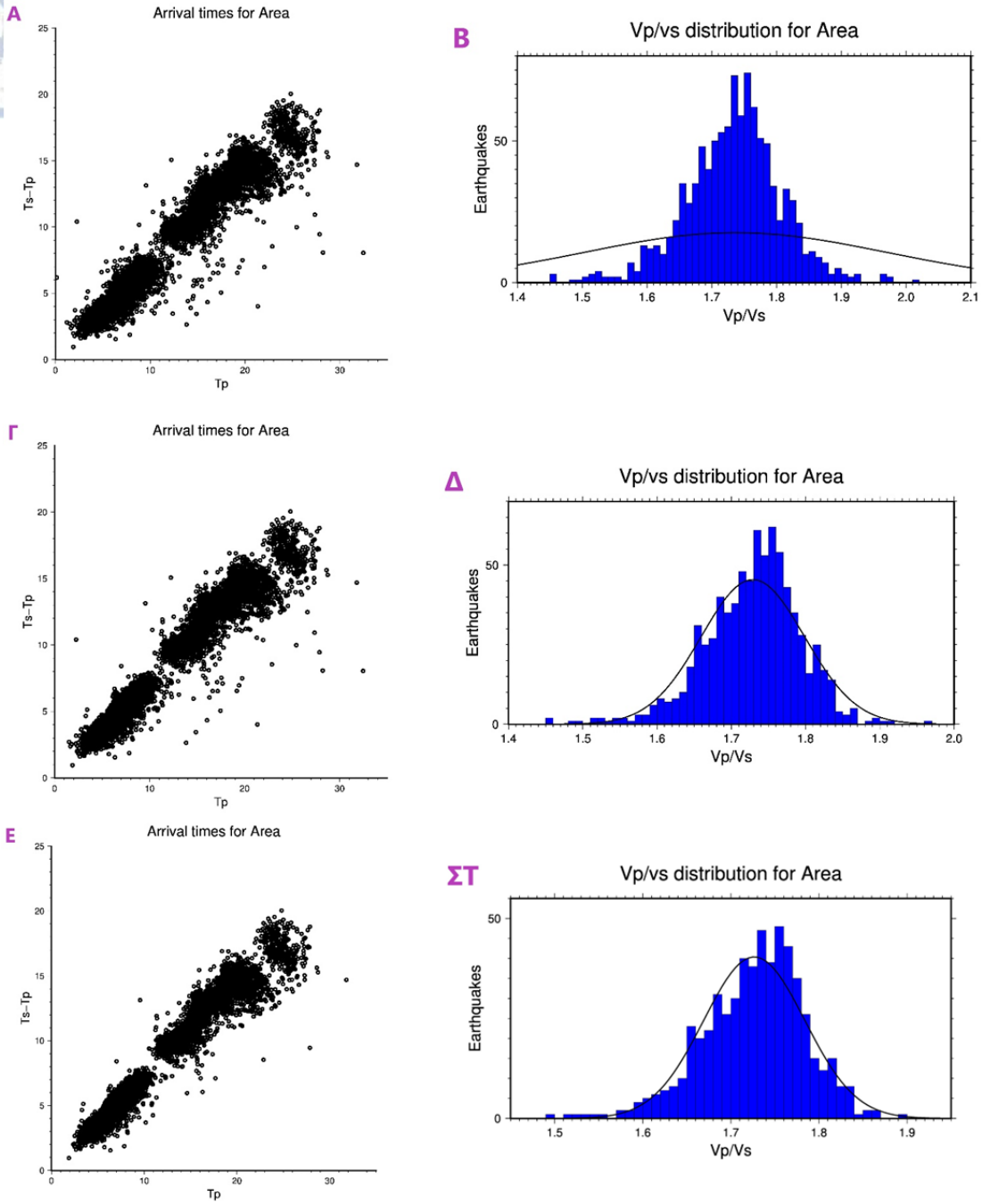
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 22: *Τα Α και Β αντιστοιχούν σε επικεντρική απόσταση 50km, με 4 φάσεις, ενώ τα Γ και Δ σε επικεντρική απόσταση 50km, με 6 φάσεις.*

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 23: Όλα αντιστοιχούν σε επικεντρική απόσταση 150km και συγκεκριμένα τα Α, Β σε 6 φάσεις, τα Γ, Δ σε 8 και τα Ε, ΣΤ σε 10 φάσεις.

Στα διαγράμματα του σχήματος 22 φαίνεται ότι για αποστάσεις 50km τα αποτελέσματα των 6 φάσεων, είναι καλύτερα κατανεμημένα σε σχέση με αυτά των 4 φάσεων, καθώς στο διάγραμμα Γ λιγότερα σημεία αποκλίνουν από τη συγκέντρωση των σημείων και στο Δ η καμπύλη είναι πιο κυρτή από αυτή του Β, κάτι το οποίο δείχνει καλύτερη κατανομή. Στα ιστογράμματα του σχήματος 23 για αποστάσεις 150km, τα αποτελέσματα των 8 και 10 φάσεων είναι πολύ καλύτερα κατανεμημένα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

από αυτά των 6, διότι η καμπύλες ακολουθούν κατά πολύ το ιστόγραμμα. Ωστόσο, καταλληλότερος θεωρήθηκε ο λόγος 1,7883 (~1,79), για επικεντρική απόσταση 50km και 6 φάσεων, καθώς είναι σχεδόν ίδιος με λόγους άλλων εργασιών, για το χώρο της Κρήτης και επίσης δεν είναι απαγορευτική η απόκλιση των λιγοστών σημείων (διάγραμμα Γ, σχήμα 22) και η κυρτότητα της καμπύλης (διάγραμμα Δ, σχήμα 22), ώστε να μη μπορούν να χρησιμοποιηθούν. Άλλες μελέτες έχουν προτείνει λόγο 1,78±0,01 (Nikolintaga et al., 2007), 1,79 (Hatzfeld et al., 1990) και 1,80 (Delibasis et al., 1999). Συνεπώς, χρησιμοποιήθηκε ο Vp/Vs=1,79, για την εύρεση του μοντέλου ταχυτήτων και για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων.

3.3 Εύρεση μοντέλου ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων

Για τον προσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών μιας περιοχής απαιτείται η γνώση της δομής του ανώτερου φλοιού της, δηλαδή το πως μεταβάλλονται οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου με το βάθος στη συγκεκριμένη περιοχή. Η μεταβολή αυτή των ταχυτήτων αποτελεί το μοντέλο ταχυτήτων και χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των κυμάτων. Οι χρόνοι διαδρομής σχετίζονται με τις εστιακές συντεταγμένες και τις ταχύτητες των κυμάτων με μία μη-γραμμική συνάρτηση. Αυτή η μη-γραμμική σχέση ονομάζεται συζευγμένο πρόβλημα εστίας και μοντέλου ταχυτήτων (coupled hypocenter – velocity model problem) (Crosson, 1976; Kissling, 1988; Thurber, 1992) και εξαιτίας της είναι απαραίτητος ο προσδιορισμός μοντέλου ταχυτήτων για κάθε περιοχή.

Το μοντέλο ταχυτήτων στην εργασία αυτή, υπολογίστηκε με το πρόγραμμα VELEST (Kissling et al., 1994), το οποίο παρέχει τη δυνατότητα υπολογισμού της μεταβολής των ταχυτήτων τόσο των επιμήκων όσο και των εγκαρσίων κυμάτων. Ουσιαστικά πραγματοποιεί επαναλαμβανόμενες αντιστροφές της σχέσης υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων (r_i) ενός σταθμού i (Σχέση 3.2) για την ελαχιστοποίηση των χρονικών υπολοίπων και τον υπολογισμό της μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος.

$$r_i = \frac{\theta t_i^{obs}}{\theta x_i}\Delta x + \frac{\theta t_i^{obs}}{\theta y_i}\Delta y + \frac{\theta t_i^{obs}}{\theta z_i}\Delta z + \Delta t \qquad (3.2)$$

Για να εφαρμοστεί το πρόγραμμα VELEST εισάγονται οι συντεταγμένες του κέντρου βάρους της σεισμικότητας, χρησιμοποιώντας θετικό πρόσημο στο γεωγραφικό πλάτος και αρνητικό στο γεωγραφικό μήκος (για τον Ελληνικό χώρο), ο αριθμός των σεισμών, ο λόγος ταχυτήτων, ένα αρχικό μοντέλο ταχυτήτων της περιοχής που έχει βρεθεί βιβλιογραφικά, ο κατάλογος των σταθμών, το αρχείο των σεισμικών φάσεων

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

και ο αριθμός των επαναλήψεων που θα κάνει το πρόγραμμα. Το αρχείο του αρχικού μοντέλου ταχυτήτων πρέπει να είναι κατάληξης .mod και να αναγράφεται η ταχύτητα ανά 1km πάχους στρώματος. Με αυτό το τρόπο θα υπερβληθεί το εμπόδιο του προγράμματος να μη μπορεί να προσαρμόζει το πάχος των στρωμάτων κατά τη διαδικασία της αντιστροφής και να προσθέτει νέα στρώματα. Στο αρχείο των σταθμών θα πρέπει ο σταθμός αναφοράς, δηλαδή αυτός που κρίνεται πιο αξιόπιστος (συνήθως διαθέτει τις περισσότερες παρατηρήσεις), να είναι τελευταίος στον κατάλογο και το αρχείο των σεισμών είναι κατάληξης .cnv. Το τελευταίο προκύπτει από ένα αρχικό HYPOINVERSE, το οποίο επαναπροσδιορίζει τις εστιακές συντεταγμένες και θα αναλυθεί παρακάτω.

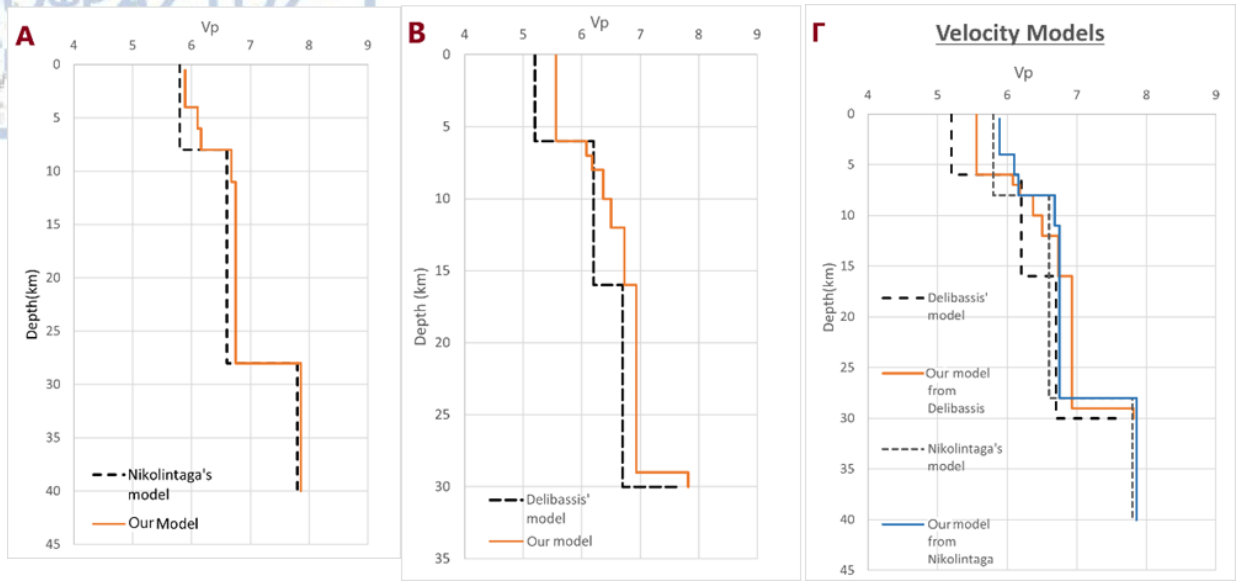
Το πρόγραμμα πραγματοποιεί αντιστροφή αρκετές φορές και κάθε φορά υπολογίζει το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (rms). Στο τέλος επιλέγεται το μοντέλο που προκύπτει από την επανάληψη και διαθέτει τη μικρότερη τιμή σφάλματος. Το νέο μοντέλο που προκύπτει, μαζί με τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών (περιγράφονται στην επόμενη παράγραφο) χρησιμοποιούνται σε ένα δεύτερο HYPOINVERSE, το οποίο πλέον έχει προκύψει από το μοντέλο ταχυτήτων της περιοχής μελέτης.

Δοκιμές με το πρόγραμμα VELEST πραγματοποιήθηκαν αρχικά δύο φορές, χρησιμοποιώντας δύο διαφορετικά αρχικά μοντέλα. Αυτά των Nikolintaga et al. (2007) και των Delibasis et al. (1999). Και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκε ο λόγος ταχυτήτων που υπολογίστηκε ίσος με Vp/Vs=1,79 με τη χρήση σταθμών σε επικεντρική απόσταση έως 50km (Σχήμα 21). Στο Σχήμα 24 φαίνονται τα μοντέλα ταχυτήτων των Nikolintaga et al. (2007) και των Delibasis et al. (1999), μαζί με τα μοντέλα, που προήλθαν από το VELEST (διάγραμμα Α, Β, αντίστοιχα) και στο διάγραμμα Γ παρουσιάζονται όλα μαζί, ώστε να διευκολυνθεί η σύγκρισή τους.

Παρατηρείται ότι τα αρχικά μοντέλα των Nikolintaga et al. (2007) και των Delibasis et al. (1999) δεν διαφέρουν σημαντικά, με αποτέλεσμα το ίδιο να ισχύει και για τα μοντέλα που προκύπτουν από το VELEST. Πιο συγκεκριμένα, των Nikolintaga et al. (2007) χωρίζει τα πρώτα 40km του ανώτερου φλοιού σε τρία στρώματα, ενώ των Delibasis et al. (1999) χωρίζει σε τρία στρώματα μέχρι τα 30km και φαίνεται ότι βαθύτερα υπάρχει και τέταρτο στρώμα μεγαλύτερης ταχύτητας. Άλλη μία διαφορά τους είναι ότι το πρώτο μοντέλο δίνει μικρότερες τιμές Vp για τα πρώτα 8km. Όσον αφορά τα μοντέλα που προέκυψαν, είναι πιο αναλυτικά και διαχωρίζουν το φλοιό σε περισσότερα στρώματα, σε βάθος 5-15km, ενώ συμφωνούν με τα αρχικά σε βάθη μικρότερα των 5km και μεγαλύτερα των 15km.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Εικόνα 24: Διαγράμματα βάθους – ταχύτητας επιμηκών κυμάτων, τα οποία αναπαριστούν μοντέλα ταχυτήτων. Το Α απεικονίζει το μοντέλο ταχυτήτων των Nikolintaga et al. (2007) και το μοντέλο που προέκυψε από το VELEST με αρχικό αυτό των Nikolintaga et al. (2007). Το Β αναπαριστά το μοντέλο ταχυτήτων των Delibasis et al. (1999) και το μοντέλο που προέκυψε από το VELEST με αρχικό αυτό των Delibasis et al. (1999). Στο Γ απεικονίζονται όλα τα προηγούμενα μαζί.

Από τα δύο μοντέλα, που προέκυψαν, για τη μετέπειτα μελέτη της σεισμικής ακολουθίας χρησιμοποιήθηκε αυτό που βασίζεται στο μοντέλο των Delibasis et al. (1999). Το εστιακό βάθος του κύριου σεισμού περίπου στα 12km και το γεγονός ότι το μοντέλο αυτό είναι αναλυτικότερο στο βάθος των 6-15km, σε σχέση με το άλλο που είναι αναλυτικότερο στα 4-11km, το κατέστησε καταλληλότερο για τη συνέχεια της μελέτης.

3.4 Υπολογισμός χρονικών υπολοίπων σταθμών

Τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών (residuals) χρησιμοποιούνται στη διαδικασία επαναπροσδιορισμού των συντεταγμένων των εστιών (HYPOINVERSE), ώστε να βελτιώνονται τα σφάλματα προσδιορισμού των εστιακών συντεταγμένων. Τα σφάλματα αυτά προκύπτουν διότι το μοντέλο ταχυτήτων είναι ένα μονοδιάστατο μοντέλο, που αφορά μόνο τη μεταβολή της ταχύτητας με το βάθος και όχι την οριζόντια μεταβολή. Χρησιμοποιούνται λοιπόν τα χρονικά υπόλοιπα των σταθμών, που ορίζονται ως η διαφορά του θεωρητικού χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων (t^{calc}) από τον παρατηρούμενο χρόνο διαδρομής τους (t^{obs}) (Σχέση 3.3). Οι τιμές των χρονικών υπολοίπων μπορεί να είναι θετικές ή αρνητικές ανάλογα με το αν τα κύματα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

φθάνουν πιο γρήγορα ή πιο αργά, αντίστοιχα, στον συγκεκριμένο σεισμολογικό σταθμό σε σχέση με το θεωρητικό μοντέλο.

$$res_i = t_i^{calc} - t_i^{obs} \qquad (3.3)$$

Ο υπολογισμός των χρονικών υπολοίπων γίνεται μέσω του HYPOINVERSE, με την επιλογή σταθμών σε επικεντρικές αποστάσεις έως 150km, ώστε να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση του χώρου διάδοσης αλλά και για να μη καταγράφονται διαφορετικές φάσεις επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, όπως για παράδειγμα Pn, Sn κλπ.

3.5 Σχετικός προσδιορισμός εστιών

Ο σχετικός προσδιορισμός εστιών αποτελεί τη διαδικασία κατά την οποία επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες ενός σεισμού σε σχέση με το κύριο σεισμό ή σε σχέση με όλους τους διαθέσιμους σεισμούς στο δείγμα δεδομένων. Η πρώτη περίπτωση ονομάζεται HYPOINVERSE και η δεύτερη HYPODD. Στην πρώτη οι εστιακές συντεταγμένες επαναπροσδιορίζονται λαμβάνοντας υπόψη τα χαρακτηριστικά του κύριου σεισμού, ενώ στη δεύτερη γίνεται συσχετισμός γειτονικών σεισμών και με βάση το συσχετισμό αυτό πραγματοποιείται ο επαναπροσδιορισμός.

Για το HYPOINVERSE απαραίτητα είναι το μοντέλο ταχυτήτων, ο λόγος ταχυτήτων, το αρχείο των φάσεων και το αρχείο των σταθμών με ενσωματωμένα τα αντίστοιχα χρονικά υπόλοιπα τους. Τα παραπάνω δεδομένα εισάγονται στο runhyp_reg και το hyp2000 είναι το πρόγραμμα που επαναϋπολογίζει τις εστιακές συντεταγμένες. Στο τέλος εξάγει τρία αρχεία με καταλήξεις .sum, .arc και .prt. Το .sum μέσω του προγράμματος year4inv θα δώσει το κατάλογο των σεισμών (αρχείο .txt) με τις επαναπροσδιορισμένες συντεταγμένες αλλά χωρίς τα μεγέθη των σεισμών και έπειτα εισάγοντας το .txt στο πρόγραμμα replmgn θα προκύψει το πλήρες αρχείο των σεισμών με τις επαναπροσδιορισμένες εστιακές συντεταγμένες και τα μεγέθη των σεισμών. Το .prt αρχείο είναι αυτό που θα χρησιμοποιηθεί στο VELEST και στο HYPODD.

Το πρόγραμμα HYPODD, χρησιμοποιεί τη μέθοδο των διπλών διαφορών (Waldhauser, Ellsworth, 2000). Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη θεώρηση πως αν η απόσταση μεταξύ δύο εστιών είναι μικρή σε σχέση με την απόσταση των εστιών από τον σεισμολογικό σταθμό καταγραφής, τότε ο δρόμος διάδοσης μεταξύ εστίας-σταθμού μπορεί να θεωρηθεί ίδιος και για τους δύο σεισμούς (Frechet, 1985; Got et al., 1994). Έτσι τα χρονικά υπόλοιπα δύο σεισμών i, j, που έχουν καταγραφεί στο σταθμό k μπορούν να υπολογιστούν από τη σχέση 3.4.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \qquad (3.4)$$

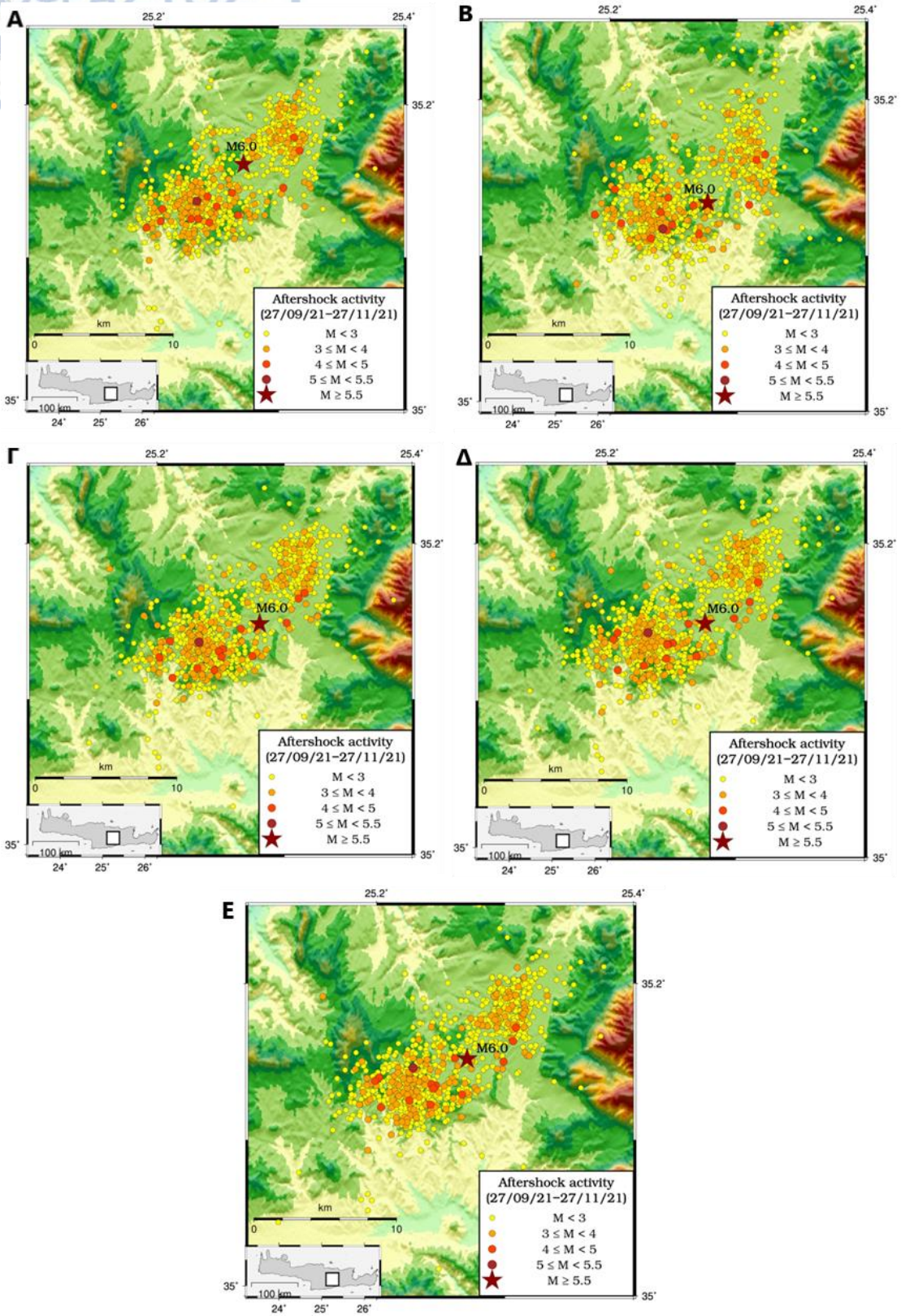
Όπου t^{cal} οι θεωρητικοί και t^{obs} οι παρατηρούμενοι χρόνοι διαδρομής μεταξύ των δύο σεισμών i, j. Με τον τρόπο αυτό οι οριζόντιες μεταβολές της ταχύτητας ακυρώνονται και η διαφορά στους χρόνους διαδρομής δύο σεισμών στον ίδιο σταθμό αποδίδεται στη μεταξύ τους απόσταση. Το κύριο πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι στη σχέση 3.4 μπορούν να χρησιμοποιηθούν όλοι οι διαφορικοί χρόνοι και αυτοί που προκύπτουν από τις αφίξεις των φάσεων των σεισμικών κυμάτων και αυτοί που προκύπτουν μέσω διασυσχέτισης κυματομορφών (η οποία δεν πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της παρούσας μελέτης). Με αυτό τον τρόπο προσδιορίζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια οι εστιακές συντεταγμένες.

Για να γίνει ο επαναπροσδιορισμός με τη μέθοδο διπλών διαφορών πρέπει να χρησιμοποιηθούν μια σειρά προγραμμάτων. Αρχικά μέσω του prt2phdt το αρχείο .prt από το HYPOINVERSE μετατρέπεται σε αρχείο .pha. Έπειτα με το hypsta2dd το αρχείο το σταθμών παίρνει την απαραίτητη μορφή που απαιτεί το HYPODD. Στο ph2dt εισάγουμε τα αρχεία των σταθμών, των φάσεων και κάποιες παραμέτρους, όπως τις μέγιστες και ελάχιστες αποστάσεις μεταξύ δύο εστιών κλπ. Από το τελευταίο παίρνουμε τα αρχεία .ct, .dat, .sel. Στα δύο πρώτα αναγράφονται τα ζεύγη των σεισμών και οι διαφορικοί χρόνοι και χρειάζονται αργότερα στο hypoDD. Για το τελευταίο εισάγονται στο hypoDD.inp τα .ct, .sta, .dat, ορισμένες παράμετροι και το μοντέλο ταχυτήτων και δημιουργούνται μια σειρά αρχείων. Από τα αρχεία αυτά θα χρησιμοποιηθεί το .reloc και μέσω του προγράμματος dd2cat εξάγεται ο κατάλογος των σεισμών με τις επαναπροσδιορισμένες συντεταγμένες χωρίς τα μεγέθη και αυτό στο τέλος μέσω του replmgn θα δώσει τον τελικό κατάλογο σεισμών με τα μεγέθη.

Στη παρούσα εργασία εφαρμόστηκε το πρόγραμμα HYPOINVERSE πολλαπλές φορές και το HYPODD με βάση τα δύο τελευταία αποτελέσματα από το HYPOINVERSE, για λόγους σύγκρισης των αποτελεσμάτων. Στα σχήματα 25 και 26 φαίνονται οι χάρτες με τα επίκεντρα όπως αυτά προέκυψαν κάθε φορά από τα HYPOINVERSE και HYPODD, αντίστοιχα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



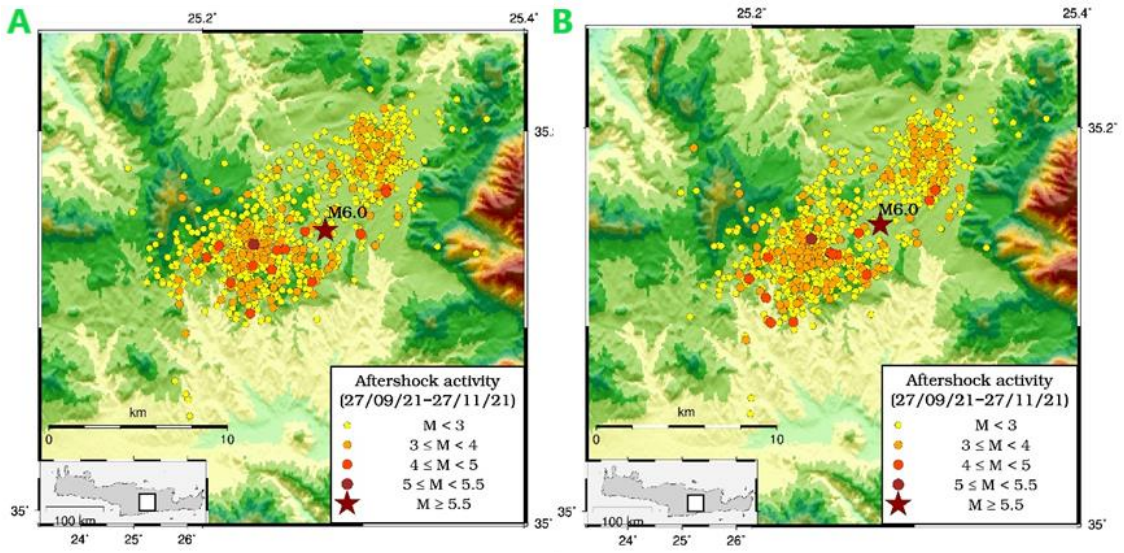
Σχήμα 25: Ο χάρτης Α απεικονίζει τα δεδομένα χωρίς καμία επεξεργασία. Ο χάρτης Β έπειτα από HYPOINVERSE κατά το οποίο λήφθηκαν υπόψη το μοντέλο ταχυτήτων των Delibasis et al. (1999) και λόγος ταχυτήτων 1,75 για επικεντρική απόσταση 150km. Ο Γ απεικονίζει τα δεδομένα έπειτα από HYPOINVERSE κατά το οποίο λήφθηκαν υπόψη το μοντέλο των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Delibasis et al. (1999), λόγος 1,79 για επικεντρική απόσταση 50km. Ο Δ έπειτα από HYPOINVERSE κατά το οποίο λήφθηκαν υπόψη το μοντέλο που έδωσε το VELEST, με αρχικό αυτό των Delibasis et al. (1999) και λόγο 1,79 για επικεντρική απόσταση 50km. Ο Ε έπειτα από HYPOINVERSE κατά το οποίο λήφθηκαν υπόψη το μοντέλο που έδωσε το VELEST, με αρχικό αυτό των Delibasis et al. (1999) και λόγο 1,79, αλλά αυτή τη φορά λαμβάνοντας υπόψη όλους του σταθμούς της Κρήτης, και όχι μόνο αυτούς στα 50km. Με καφέ αστέρι αναπαρίστανται το επίκεντρο του κύριου σεισμού, με καφέ κύκλο του μεγαλύτερου μετασεισμού, με κόκκινο κύκλο οι σεισμοί με M_L=4,0-5,0, με πορτοκαλί κύκλο αυτοί με M_L=3,0-4,0 και με κίτρινο κύκλο αυτοί με M_L<3,0.

Στους χάρτες Α και Β (Σχ. 25) παρατηρείται ότι τα επίκεντρα κατανέμονται σε μία ευρύτερη περιοχή, ενώ στους επόμενους και κυρίως στον Ε η επιφάνεια που καταλαμβάνουν τα επίκεντρα έχει μειωθεί και είναι σχεδόν ορθογωνίου σχήματος με διεύθυνση του μέγιστου άξονα ΒΑ-ΝΔ, η οποία συμφωνεί με την διεύθυνση του ρήγματος του Καστελλίου.



Σχήμα 26: Χάρτες απεικόνισης δεδομένων μετά το HYPODD. Ο Α έγινε μετά το τρίτο HYPOINVERSE (Σχ. 25 χάρτης Δ) και ο Β μετά το τέταρτο HYPOINVERSE (Σχ. 25 χάρτης Ε). Με καφέ αστέρι αναπαρίστανται το επίκεντρο του κύριου σεισμού, με καφέ κύκλο του μεγαλύτερου μετασεισμού, με κόκκινο κύκλο οι σεισμοί με M_L=4,0-5,0, με πορτοκαλί κύκλο αυτοί με M_L=3,0-4,0 και με κίτρινο κύκλο αυτοί με M_L<3,0.

Στους χάρτες του σχήματος 26 είναι επίσης εμφανές ότι από το τελικό HYPODD (Σχ. 26 χάρτης Β) προέκυψαν επίκεντρα, που κατανέμονται σε περιοχή μικρότερου

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

εμβαδού από ότι στο χάρτη Α του σχήματος 26. Αυτή η πιο περιορισμένη κατανομή των επικέντρων σε σχέση με την αρχική τους κατανομή (Σχ. 25, χάρτης Α) δίνει πιο σαφή χαρακτηριστικά στη μετασεισμική ακολουθία. Αυτός ήταν και ο λόγος που έγιναν δοκιμές με διαφορετικά κάθε φορά δεδομένα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

4ο Κεφάλαιο: Αποτελέσματα

Στο κεφάλαιο αυτό θα παρουσιασθούν και θα σχολιασθούν τομές και διαγράμματα, που έγιναν με βάση τα τελικά δεδομένα. Τα τελικά δεδομένα προέκυψαν από τον τελικό επαναπροσδιορισμό των εστιακών συντεταγμένων (HYPODD) της μετασεισμικής ακολουθίας στο διάστημα μεταξύ 27/09/21-26/11/21 (Σχ. 26, χάρτης Β).

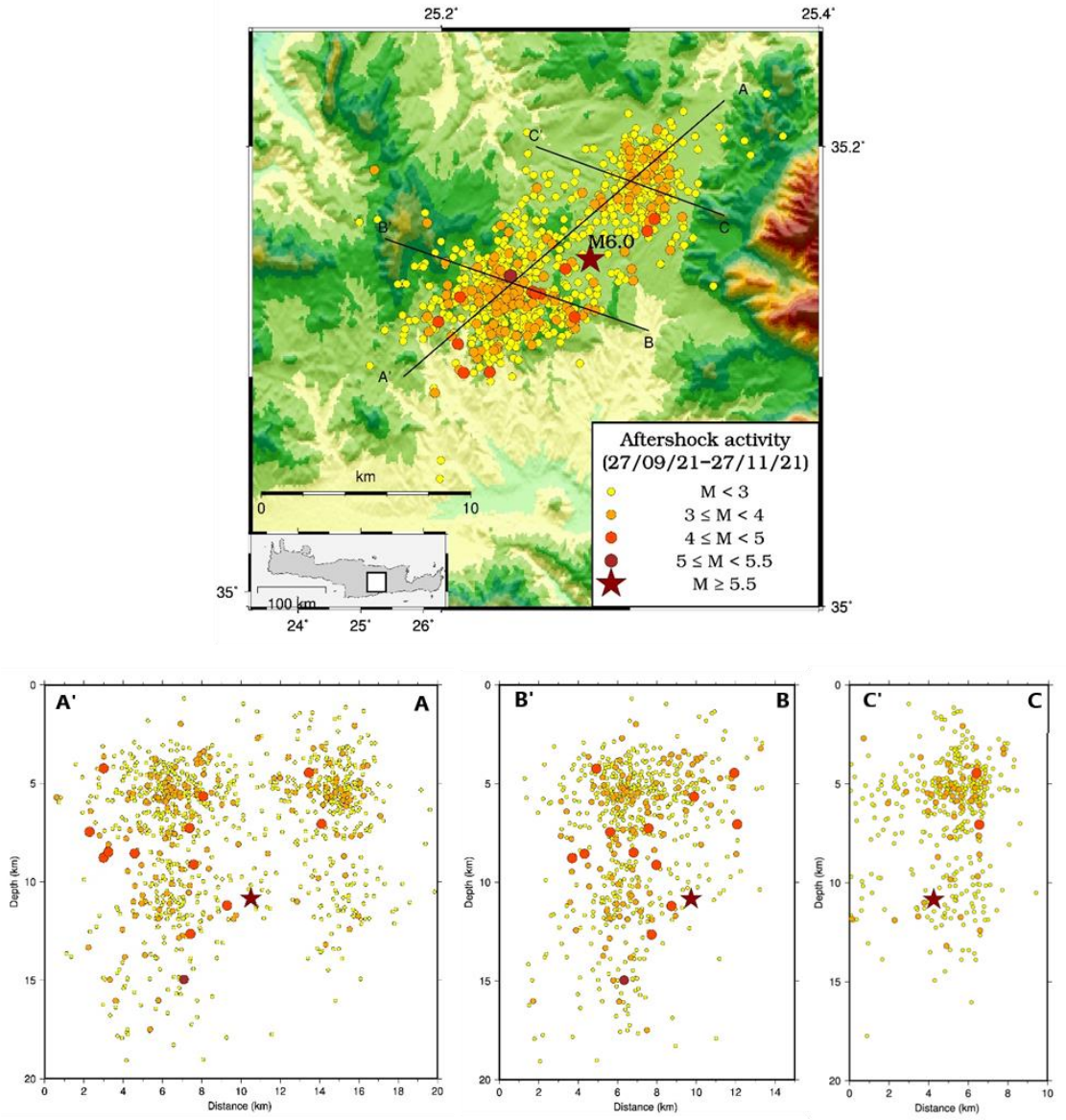
Στο χάρτη του σχήματος 27 απεικονίζονται τα επίκεντρα της μετασεισμικής ακολουθίας, όπως προέκυψαν από το τελικό HYPODD. Η χωρική κατανομή των επικέντρων σχηματίζει μια δομή με τον μεγάλο άξονα να είναι διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, παρόμοια με αυτή του ρήγματος του Καστελλίου. Η δομή αυτή έχει μήκος 20km και πλάτος 7,5km, περίπου. Επίσης, παρατηρείται συγκέντρωση των επικέντρων σε δύο ομάδες. Μια βόρεια και μία νότια, στο ανατολικό και δυτικό τμήμα της σχηματιζόμενης δομής, αντίστοιχα. Πιο συγκεκριμένα, η βόρεια βρίσκεται εντός της περιοχής που ορίζεται από γεωγραφικό πλάτος 35,15°-35,22° Β και γεωγραφικό μήκος 25,27°-25,34° Α και η νότια εντός της περιοχής που ορίζεται από γεωγραφικό πλάτος 35,09°-35,15° Β και γεωγραφικό μήκος 25,18°-25,27° Α. Το επίκεντρο του κύριου σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου βρίσκεται μεταξύ των δύο ομάδων και γύρω του παρατηρείται μειωμένη σεισμικότητα. Συγκρίνοντας τις δύο ομάδες παρατηρείται ότι η νότια καταλαμβάνει μεγαλύτερη έκταση και αποτελείται από περισσότερους, αλλά και ισχυρότερους σεισμούς, ενώ στη βόρεια οι σεισμοί με μέγεθος $M \geq 4,0$ είναι ελάχιστοι.

Για τα δεδομένα αυτά έγιναν τρία διαγράμματα βάθους-απόστασης (Σχ. 27), με βάση τις προβολές των τομών αυτών στην επιφάνεια, όπως φαίνονται στον χάρτη του Σχήματος 27. Τα διαγράμματα έγιναν με στόχο να διαπιστωθεί το πως κατανέμονται οι εστίες με το βάθος. Κάθε τομή έχει γίνει κατακόρυφα και περιλαμβάνει εστίες μέχρι και 5km εκατέρωθεν της τομής. Η πρώτη τομή Α'Α είναι διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ και παράλληλη στον μέγιστο άξονα της επικεντρικής κατανομής της μετασεισμικής ακολουθίας. Στο διάγραμμα της φαίνεται σαφώς ο διαχωρισμός των εστιών σε δύο ομάδες, αλλά και η μειωμένη σεισμικότητα γύρω από την εστία του κύριου σεισμού. Η τομή Β'Β έχει διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ, ακριβώς όπως και η C'C. Στις τομές αυτές αναπαρίστανται ξεχωριστά οι δύο ομάδες εστιών, η νότια και βόρεια, αντίστοιχα. Και στις τρεις τομές παρατηρείται ότι η πλειονότητα των εστιών βρίσκονται σε βάθη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μικρότερα των 10km, ενώ λιγότερες βρίσκονται σε βάθη 10-19km περίπου. Επίσης, άξιο παρατήρησης είναι το γεγονός ότι σε βάθος περίπου 8km, σε όλες τις τομές, αλλά κυρίως στις Α και C, παρατηρείται μία γραμμή μειωμένης σεισμικότητας. Τέλος, το σημαντικότερο από όλα είναι ότι στις τομές Β και C παρατηρείται περιορισμός των εστιών πάνω από μια κεκλιμένη γραμμή με κλίση προς τα ΒΔ. Στη C η κλίση της είναι πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με τη Β και σχεδόν κατακόρυφη. Η σημασία αυτού του γεγονότος θα αναλυθεί στο κεφάλαιο 5.



Σχήμα 27: Πάνω, χάρτης απεικόνισης των τελικών δεδομένων που προέκυψαν από το HYPODD. Με καφέ αστέρι αναπαρίστανται το επίκεντρο του κύριου σεισμού, με καφέ κύκλο του μεγαλύτερου μετασεισμού, με κόκκινο κύκλο οι σεισμοί με M_L=4,0-5,0, με πορτοκαλί κύκλο αυτοί με M_L=3,0-4,0 και με κίτρινο κύκλο αυτοί με M_L<3,0. Οι τρεις μαύρες γραμμές αναπαριστούν τις τομές με βάση τις οποίες έγιναν τα διαγράμματα στο κάτω μέρος της εικόνας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Με σκοπό την διερεύνηση της χωροχρονικής εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας, έχει χαρτογραφηθεί η επικεντρική απόσταση κάθε μετασεισμού σε συνάρτηση με τον χρόνο γένεσης του κύριου σεισμού (Σχ. 28). Η χαρτογράφηση έγινε κατά μήκος της τομής Α'Α (Σχ. 27) και από αυτή προέκυψε ένα ενιαίο διάγραμμα χωροχρονιής εξέλιξης (Σχ. 28). Εκτός από το ενιαίο διάγραμμα, έγιναν και τέσσερα μικρότερα, τα οποία απεικονίζουν με περισσότερη λεπτομέρεια ορισμένα τμήματα του ενιαίου διαγράμματος. Με αυτόν τον τρόπο γίνεται ευκολότερη η παρατήρηση τμημάτων μεγάλης συγκέντρωσης εστιών.

Στο ενιαίο διάγραμμα παρατηρούνται δύο διαστήματα έντονης σεισμικότητας. Ένα αμέσως μετά το κύριο σεισμό μεγέθους M_w=6,0, που διήρκησε περίπου 10 μέρες και ένα δεύτερο την 23^{η} μέρα που διήρκησε περίπου 4 μέρες. Τα υπόλοιπα διαστήματα έως και την 60^{η} μέρα μετά το κύριο σεισμό, χαρακτηρίζονται από πιο ήπια σεισμικότητα. Αναλυτικότερα, την πρώτη μέρα μετά τον κύριο σεισμό έγινε ένας σεισμός με μέγεθος M_L>5,0, ο οποίος και αποτελεί το μεγαλύτερο μετασεισμό μεγέθους M_w=5,4. Τις δύο πρώτες μέρες έγιναν οκτώ σεισμοί μεγέθους M_L>4,0 και μετά από 23 ημέρες ξανά υπήρξε μία έξαρση με τέσσερις σεισμούς μεγέθους M_L>4,0 μέσα σε διάστημα τριών ημερών, δηλαδή μέχρι την 25^{η} μέρα μετά τον κύριο σεισμό. Ως επί το πλείστον όμως συνεχώς γίνονταν σεισμοί μεγέθους M_L<4,0. Ειδικότερα, έγιναν περίπου 1.170 σεισμοί μεγέθους M_L<4,0 μέσα σε διάστημα δύο μηνών.

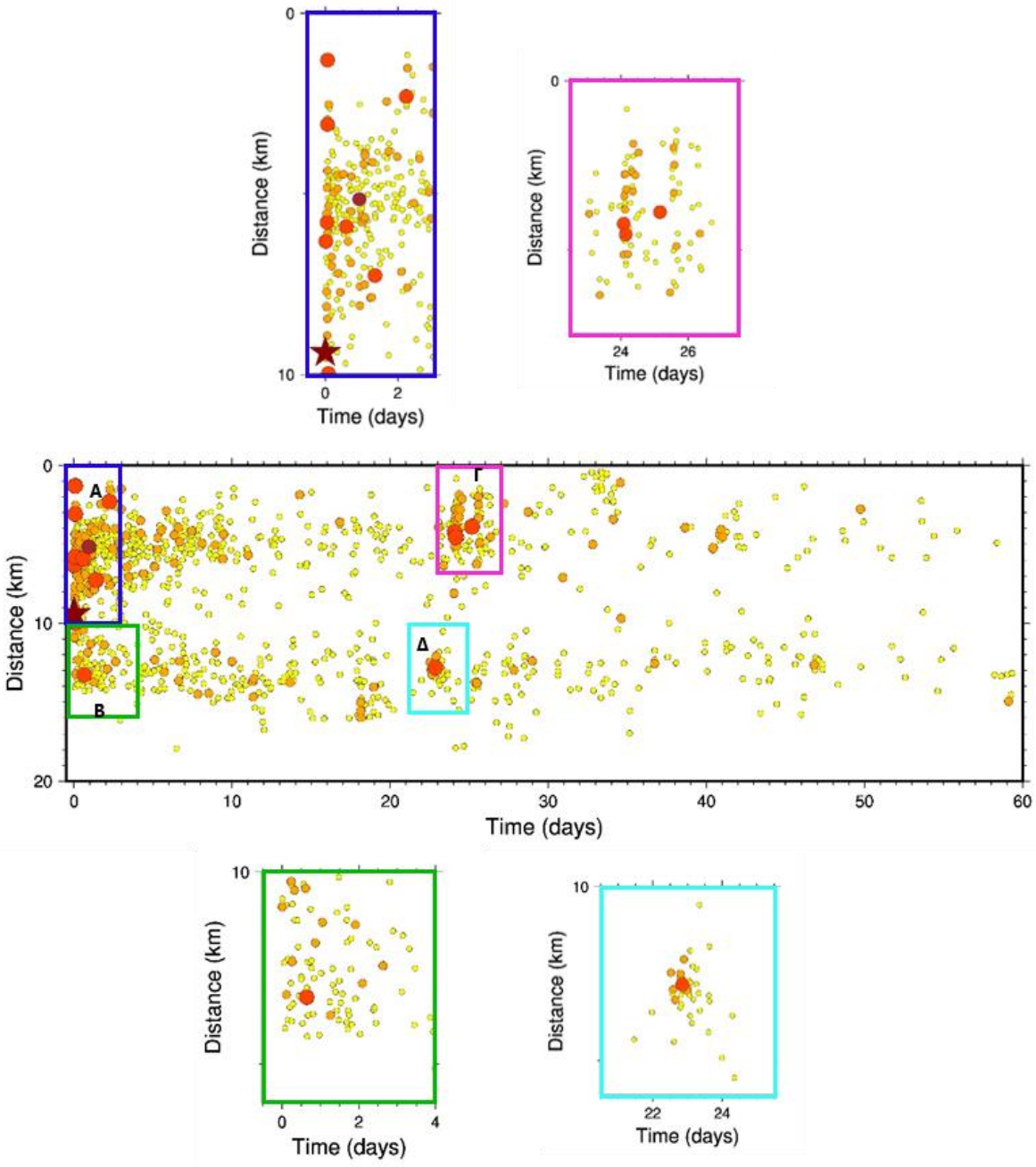
Στο μικρότερο διάγραμμα Α χαρτογραφούνται τα επίκεντρα των τριών πρώτων ημερών έως και 10km από το άκρο Α' της τομής Α'Α. Τα επίκεντρα αυτά ανήκουν στην νότια ομάδα που αναφέρθηκε προηγουμένως. Το διάγραμμα Β αφορά το διάστημα των τεσσάρων πρώτων ημερών και τα επίκεντρα μεταξύ 10-16km της τομής Α'Α, τα οποία ανήκουν στη βόρεια ομάδα. Το διάγραμμα Γ αφορά το διάστημα μεταξύ 23^{ης} -27^{ης} ημέρας από τον κύριο σεισμό και τα επίκεντρα έως και 7km από το άκρο Α' και το Δ το διάστημα μεταξύ 21^{ης} -25^{ης} ημέρας και τα επίκεντρα μεταξύ 10-16km της τομής Α'Α.

Συγκρίνοντας μεταξύ τους τα διαγράμματα Α, Β και Γ, Δ παρατηρείται ότι τα Α και Γ περιλαμβάνουν πιο πολλά επίκεντρα, περίπου έως και τρεις φορές περισσότερα από αυτά των Β, Δ, αντίστοιχα. Επίσης στα Α, Γ παρατηρούνται και περισσότεροι σεισμοί μεγάλου μεγέθους. Πιο συγκεκριμένα, στο Α απεικονίζονται 9 σεισμοί μεγέθους $M_L \geq 4$, στο Γ 3, ενώ στα Β και Δ από ένας. Η νότια ομάδα λοιπόν

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

χαρακτηρίζεται από εντονότερη και ισχυρότερη σεισμική δράση σε σχέση με τη βόρεια. Συγκρίνοντας μεταξύ τα διαγράμματα Α, Γ και Β, Δ, που αφορούν τη νότια και βόρεια ομάδα, αντίστοιχα παρατηρείται ότι τα Α, Β περιλαμβάνουν περισσότερα επίκεντρα σε σχέση με τα Γ, Δ. Συνεπώς με τη πάροδο του χρόνου η σεισμικότητα ελαττώνεται, χωρίς όμως να αποκλείονται εξάρσεις αυτής ανά διαστήματα.

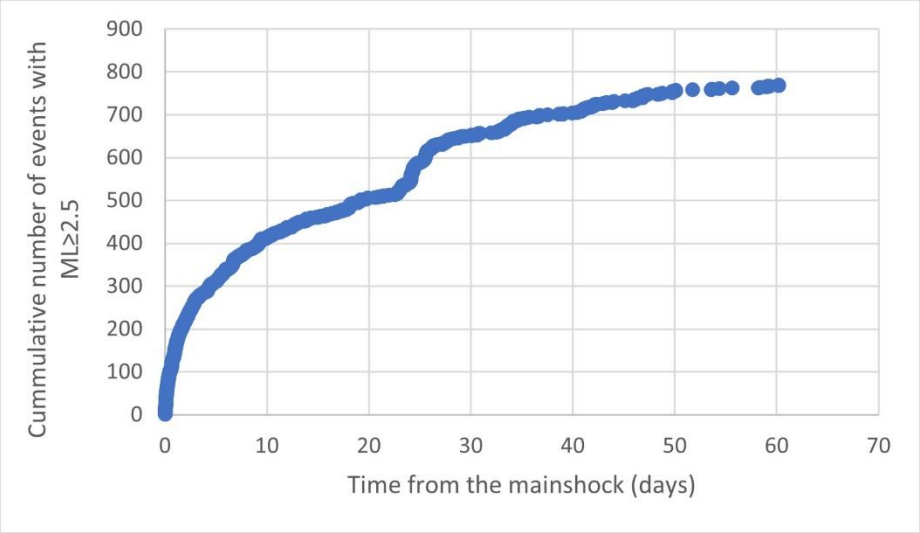


Σχήμα 28: Στο κέντρο, διάγραμμα χωροχρονικής εξέλιξης στο οποίο με καφέ αστέρι αναπαρίστανται το επίκεντρο του κύριου σεισμού, με καφέ κύκλο του μεγαλύτερου μετασεισμού, με κόκκινο κύκλο οι σεισμοί με M_L=4,0-5,0, με πορτοκαλί κύκλο αυτοί με M_L=3,0-4,0 και με κίτρινο κύκλο αυτοί με M_L<3,0. Με μπλε, πράσινο, μωβ και γαλάζιο περίγραμμα αναπαρίστανται τα χωροχρονικά διαγράμματα Α, Β, Γ, Δ, αντίστοιχα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Το σχήμα 29 αποτελεί διάγραμμα του αθροιστικού αριθμού σεισμών με μέγεθος M_L≥2,5 σε συνάρτηση με τον χρόνο. Το διάγραμμα αυτό παρέχει σαφέστερη εικόνα για την χρονική εξέλιξη της μετασεισμικής ακολουθίας. Σε αυτό φαίνεται ότι 400 σεισμοί μεγέθους M_L≥*2,5* έγιναν μέσα στις πρώτες 10 μέρες, δηλαδή στο διάστημα μεταξύ 27/09/21-07/10/21. Το τμήμα αυτό της καμπύλης η κλίση αυξάνεται με μεγάλο ρυθμό. Στις 23 περίπου ημέρες φαίνεται ένα σημείο καμπής της καμπύλης, το οποίο υποδηλώνει τη δεύτερη έξαρση της σεισμικότητας, την 23^{η} μέρα μετά το κύριο σεισμό, με την απότομη αλλαγή της κλίσης της καμπύλης. Από εκεί και πέρα, η κλίση της καμπύλης τείνει να σταθεροποιηθεί, με σχεδόν σταθερό και μειωμένο ρυθμό γένεσης των μετασεισμών.



Σχήμα 29: Διάγραμμα αθροιστικού αριθμού σεισμών με μέγεθος M_L≥2,5 σε συνάρτηση με τον χρόνο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

5ο Κεφάλαιο: Συμπεράσματα

Στο κεφάλαιο αυτό θα ερμηνευθούν όλα όσα έχουν αναφερθεί προηγουμένως και θα αναλυθούν τα συμπεράσματα που προκύπτουν. Όσον αφορά τη χωρική κατανομή των επικέντρων της μετασεισμικής ακολουθίας, αυτά κατανέμονται σε μία ορθογώνια επιφάνεια, διεύθυνσης μέγιστου άξονα ΒΑ-ΝΔ. Η διεύθυνση αυτή συμπίπτει με τη διεύθυνση του ρήγματος του Καστελλίου (KF). Αυτό αλλά και το γεγονός ότι ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού συμπίπτει με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του ρήγματος του Καστελλίου, δείχνουν ότι, τόσο ο κύριος σεισμός, όσο και η μετασεισμική ακολουθία, οφείλονται στην ενεργοποίηση αυτού του ρήγματος. Ωστόσο, το μήκος της ορθογώνιας επιφάνειας που καταλαμβάνουν τα επίκεντρα των μετασεισμών (20km) είναι πολύ μεγαλύτερο από το ίχνος του ρήγματος του Καστελλίου (6km). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το ρήγμα του Καστελλίου δεν εμφανίζεται επιφανειακά σε όλο του το μήκος, πιθανότατα εξαιτίας τεκτονικής βύθισης κάποιου μέρους του και απόθεσης από πάνω νεότερων ιζημάτων. Η βύθιση αυτή του ρήγματος γίνεται αντιληπτή και από τη τομή Α'Α (Σχ. 27), στην οποία παρατηρείται ότι προς τα ΒΑ (άκρο Α) εστίες υπάρχουν έως και 1km βάθος, ενώ ΝΔ (άκρο Α') σχεδόν όλες οι εστίες βρίσκονται σε βάθος μεγαλύτερο των 2km. Η βύθιση θα μπορούσε να οφείλεται στο ρήγμα της Νιπιδιτού, το οποίο τέμνει κάθετα αλλά και οριοθετεί στα νότια το ρήγμα του Καστελλίου, όπως και το ρήγμα του Γερακίου και κλίνει προς τα ΝΔ. Η κλίση αυτή τείνει να προκαλέσει υποβιβασμό του εδάφους που βρίσκεται ΝΔ από το ρήγμα, συνεπώς το νότιο τμήμα του ρήγματος του Καστελλίου έχει υποστεί τεκτονική βύθιση. Άλλο ένα γεγονός που σηματοδοτεί ότι το ρήγμα του Καστελλίου πυροδότησε το σεισμό της 27ης Σεπτεμβρίου είναι ο περιορισμός των εστιών πάνω από μία «γραμμή» με διεύθυνση κλίσης προς τα ΒΔ. Το ρήγμα του Καστελλίου κλίνει επίσης προς την ίδια διεύθυνση, επομένως αυτή η «γραμμή» πιθανόν ταυτίζεται με το ρήγμα αυτό.

Η μειωμένη σεισμικότητα γύρω από το επίκεντρο του κύριου σεισμού (Σχ.27), αλλά και γύρω από την εστία του (Σχ. 28) τόσο οριζόντια όσο και κατακόρυφα, πιθανόν οφείλεται στον ίδιο το κύριο σεισμό. Κατά το σεισμό αυτό και εξαιτίας του μεγάλου μεγέθους του (M_w=6,0), απελευθερώθηκαν μεγάλα ποσά ενέργειας και εκτονώθηκαν τα γειτονικά τμήματα του ρήγματος. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα, τη μη πραγματοποίηση

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

μεγάλου αριθμού σεισμών στα τμήματα αυτά, αλλά και το μικρό μέγεθος των λιγοστών σεισμών που έγιναν.

Η μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της 27ης Σεπτεμβρίου, στο Αρκαλοχώρι της Κρήτης συνεχίστηκε για πάνω από 10 μήνες (τουλάχιστον μέχρι τον Ιούλιο 2022 κατά τον οποίο έγινε η συγγραφή της παρούσας εργασίας). Η πολύμηνη αυτή σεισμική δραστηριότητα συνεχίζει να προκαλεί αναστάτωση στους κατοίκους της ευρύτερης περιοχής, αλλά και αμφιβολία στους επιστήμονες, δημιουργώντας ποικίλα ερωτήματα. Αναμένεται και άλλος μεγάλος σεισμός στη περιοχή του Αρκαλοχωρίου; Υπάρχει περίπτωση ενεργοποίησης των γειτονικών ρηγμάτων; Αποτελεί το Καστέλλι κατάλληλη περιοχή για τη δημιουργία του νέου, ήδη σχεδιασμένου αεροδρομίου του Ηρακλείου; Τα παραπάνω θα απαντηθούν με το χρόνο και με το τρόπο εξέλιξης της μετασεισμικής ακολουθίας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Βιβλιογραφία

Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμολογικών Σταθμών (Ε.Ε.Δ.Σ.). http://geophysics.geo.auth.gr/ss/ethniko-diktyo.htm

ΙΤΣΑΚ, 2021. ΣΕΙΣΜΟΙ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙΟΥ, Μ 6.0 της 27/09/2021 & Μ 5.3 της 28/09/2021: Προκαταρκτική Έκθεση-Καταγραφές του Δικτύου Επιταχυνσιογράφων του ΙΤΣΑΚ και Βλάβες στο Φυσικό και Δομημένο Περιβάλλον, Μονάδα Έρευνας ΙΤΣΑΚ, Θεσσαλονίκη.

Μεσημέρη Μ., 2018. Συμβολή στη μελέτη σμηνοσεισμών, σελ. 41-57.

Παπαζάχος Κ., Παπαζάχου Κ., 2003. Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 264.

Angelier J., 1979. Néotectonique de l'arc égéen, Soc. Geol. Du Nord, σελ. 3, 418.

Armijo R., Flerit F., King G. and Meyer B., 2003. Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, Earth Plan. Sci. Lett., σελ. 217, 85–95.

Boore D., Stewart J.P., Skarlatoudis A. A., Seyhan E., Margaris B.l, Theodoulidis N., Scordilis E., Kalogeras I., Klimis N., Melis N. S.., 2020. A Ground-Motion Prediction Model for Shallow Crustal Earthquakes in Greece. Bull. Seism. Soc. Am., σελ. 2, 111, 857–874.

Brun J.P., Faccenna C., 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback, Earth planet. Sci. Letters, σελ. 272, 1–7.

Caputo R., Catalano S., Monaco C., Romagnoli G., Tortorici G., Tortorici L., 2010. Active faulting on the island of Crete (Greece), Geophysical Journal International, σελ. 111–126.

Crosson R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data 1. Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters. Journal of Geophysical Research.

Delibasis N., Drakopoulos J. K., Fytrolakis N., Katsi-katsos G., Makropoulos K.C., Zamani A., 1981. Seismotectonic Investigation of the area of Crete Island, Proc. of the Intern. Symp. on the Hel-lenic Arc and Trench (H.E.A.T.), σελ. 1, 121-138.

Delibasis N., Ziazia M., Voulgaris N., Papadopoulos T., Stavrakakis G., Papanastassiou D., Drakatos G., 1999. Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece), Tectonophysics, σελ. 308, 237–248.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Drakopoulos J.K., Fytrolakis N., Delibasis N., Makropoulos K.C., 1983. Seismotectonic Map of the area of Crete Island, Publ. by the Techn. Chamb. Crete, σελ. 26.

Flerit F., Armijo R., King G., Meyer B., 2004. The mechanical interaction between the propagating North Anatolian fault and the back–arc extension in the Aegean. Earth Planet. Sci. Lett., σελ. 224, 347–362.

Frechet J., 1985. Simsogene et doublets sismiques. Universite Scientifique et MEdicale de Grenoble.

Ganas A., Parsons T., 2009. Three-dimensional model of Hellenic Arc deformation and origin of the Cretan uplift. J. Geophys. Research, σελ. 114(B6), 1–14.

GéoAzur, Université de Nice Sophia-Antipolis, Valbonne – France (OCA). https://sismoazur.oca.eu/

GeoForschungsZentrum – Potsdam, Germany (GFZ).https://www.gfz-potsdam.de/en/

Global Centroid Moment Tensor (GCMT). https://www.globalcmt.org/

Got J. L., Fréchet J., Klein F. W., 1994. Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. Journal of Geophysical Research, σελ. 99(B8).

Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P., Makropoulos K., 1990. The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey, Geophysical Journal International, σελ.181–202.

Institut de Physique du Globe de Paris – France (IPGP).https://datacenter.ipgp.fr/index.php?&lang=EN

Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - Roma, Italy (INGV).http://terremoti.ingv.it/en

Jost M.L., Knabenbauer O., Cheng J., Harjes H.P., 2002. Fault plane solutions of microearthquakes and small events in the Hellenic arc, Tectonophysics, σελ. 356, 87–114.

Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute – Turkey (KOERI).http://www.koeri.boun.edu.tr/scripts/lasteq.asp

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Kiratzi A., Louvari E., 2003. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the sourrounding lands determined by waveform modeling: a new database, J. Geodyn., σελ. 36, 251–274.

Kiratzi A., 2016. The 16 April 2015 Mw6.1 earthquake sequence near Kasos island at the eastern Hellenic subduction zone. Bulletin of the Geological Society of Greece, σελ. 50.

Kissling E., 1988. Geotomography with local earthquake data. Reviews of Geophysics, σελ. 26(4), 659–698.

Kissling E., Ellsworth W. L., Eberhart-Phillips D., Kradolfer U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. Journal of Geophysical Research, σελ. 99(B10).

Laboratoire de Détection et de Géophysique - Pamatai, French Polynesia (CPPT). http://www-dase.cea.fr/

Le Pichon X., Angelier J., 1981. The Aegean Sea*Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, σελ. 357–372.

Le Pichon X., Chamot-Rooke N., Lallemant S., Noomen R., Veis G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe, Journ. of Geophys. Res., σελ.100.

Lyon-Caen H., 1987. The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc, J. geophys. Res., σελ. 93.

McKenzie D. P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region, Geophys. J. R. Astron. Soc., σελ. 30, 109–185.

McKenzie D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. R. Astr. Soc., σελ. 55, 217–254.

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

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Meier T., Becker D., Endrun B., Rische M., Bohnhoff M., Stockhert B., Harjes H. P., 2007. A model for the Hellenic subduction zone in the area of Crete based on seismological investigations, in Late Palaeozoic and Mesozoic Ecosystems in SE Asia, Geol. Soc. Spec. Pub, σελ.183–199.

National Observatory of Athens, Geodynamic Institute - Athens, Greece (NOA).https://www.gein.noa.gr/

Nikolintaga I., Karakostas V., Papadimitriou E., Vallianatos F., Panopoulou G., 2007. Velocity models inferred from p-waves travel time curves in south Aegean. Bulletin of the Geological Society of Greece, σελ. 40(3).

Papadimitriou E. E., Karakostas V. G., 2005. Faulting geometry and seismic coupling of the southwest part of the Hellenic subduction zone, Abstract in 33th IASPEI General Assembly, Sandiago, Chile, 2-8 October.

Papadimitriou E.E., Karakostas V.G., 2008. Rupture model of the great AD 365 Crete earthquake in the southwestern part of the Hellenic Arc. Acta Geophys, σελ. 56, 293–312.

Papadimitriou E., Karakostas V., Mesimeri M., Vallianatos F., 2016. The Mw6.7 12 October 2013 western Hellenic Arc main shock and its aftershock sequence: implications of the slab properties.

Papazachos B. C., Comninakis, P. E., 1969. Geophysical features of the Greek Island Arc and Eastern Mediterranean Ridge, Com. Ren. Séances Conf. Reunie Madrid, σελ. 16, 74–75.

Papazachos B. C., Comninakis P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. Journ. of Geophys. Res., σελ. 76.

Papazachos C. B., Kiratzi A. A., 1996. A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, Tectonophysics, σελ. 253, 129-153.

Papazachos B., Papazachou C., 1997. The Earthquakes of Greece, Editions ZITI, Thessaloniki, σελ. 304.

Papazachos, 1998. A deterministic seismic hazard analysis for shallow earthquakes in Greece, Scientific Figure on ResearchGate.

Papazachos C. B., 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction, Geoph. Res Lett., σελ. 26.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Pirazzoli P.A., Thommeret J., Thommeret Y., Laborel J., Montaggioni L.F., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikithera (Greece), Tectonophysics, σελ. 86, 27–43.

Pondrelli S., Morelli A., Ekstrom G., Mazza S., Boschi E., Dziewonski A.M., 2002. European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997–2000, Phys. Earth planet. Int., σελ. 130, 71–101.

Ritsema A., 1974. The earthquake mechanics of the Balkan region. R. Netherl. Meteorol. Inst., De Bilt, Sci. Rep.

Shaw B., 2008. Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake, Nat. Geosci., σελ. 268–276.

Shebalin N.V., Karnik V., Hadzievski D., 1974. Catalogue of earthquakes of the Balkan region. I, UNDP-UNESCO Survey of the seismicity of the Balkan region. Skopje, σελ. 600.

Taymaz T., Jackson J., Westaway R., 1990. Earthquke mechanics in the Hellenic Trench near Crete, Geophys. J. Int., σελ. 102, 695–731.

Thurber C. H., 1992. Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. Physics of the Earth and Planetary Interiors, σελ. 75(1–3), 55–62.

Triantafyllou I., Karavias A., Koukouvelas I., Papadopoulos G.A., Parcharidis I., 2022. The Crete Isl. (Greece) Mw6.0 Earthquake of 27 September 2021: Expecting the Unexpected. GeoHazards 2022, σελ. 106–124.

United States Geological Survey (USGS). https://earthquake.usgs.gov/

University of Athens – Athens, Greece (UOA).http://www.geophysics.geol.uoa.gr/stations/maps/recent.html

Vassilakis E., Kaviris G., Kapetanidis V., Papageorgiou E., Foumelis M., Konsolaki A., Petrakis S., Evangelidis C.P., Alexopoulos J., Karastathis V., 2022. The 27 September 2021 Earthquake in Central Crete (Greece)—Detailed Analysis of the Earthquake Sequence and Indications for Contemporary Arc-Parallel Extension to the Hellenic Arc.

Wadati K., 1933. On the travel time of earthquake waves. Part II. Journal of the Meteorological Society of Japan, σελ. 101–111.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Waldhauser F., Ellsworth W. L., 2000. A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. Bulletin of the Seismological Society of America, σελ. 90(6).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης