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

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ - ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΡΤΕΜΙΣ ΟΡΦΑΝΙΔΟΥ

Πτυχιούχος Μαθηματικός

Συνθετικές συναρτήσεις Green και αντιστροφή του τανυστή της σεισμικής ροπής: εφαρμογή στην μετασεισμική ακολουθία της Κω – Αλικαρνασσού 2017

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: **ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2019

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

- Κυρατζή Αναστασία, Καθηγήτρια Σεισμολογίας, Α.Π.Θ. (Επιβλέπουσα)
- Θεοδουλίδης Νικόλαος, Διευθυντής Ερευνών, ΙΤΣΑΚ-ΟΑΣΠ (Μέλος)
- Καρακαϊσης Γεώργιος, καθ. ΑΠΘ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

©Άρτεμις, Ορφανίδου, Μαθηματικός, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

Συνθετικές συναρτήσεις Green και αντιστροφή του τανυστή της σεισμικής ροπής: εφαρμογή στην μετασεισμική ακολουθία της Κω – Αλικαρνασσού 2017- Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

©Artemis, Orfanidou, BSc Mathematics, 2019

All rights reserved.

Green's functions and moment tensor inversion: example from the 2017 Kos – Halicarnassus earthquake sequence – Master Thesis

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 τον 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.

Πίνακας Περιεχομένων

1 Κεφάλαιο 1 – Εισαγωγή 8
1.1 Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας 8
1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς του νοτίου Αιγαίου Πελάγους 8
1.3 Περιοχή Μελέτης 12
1.4 Ιστορική Σεισμικότητα της Ευρύτερης Περιοχής 13
2 Κεφάλαιο 2 - Επαναπροσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων 16
2.1 Δεδομένα και μέθοδος ανάλυσης 16
2.2 Απόλυτος Προσδιορισμός των Εστιακών Παραμέτρων 19
2.2.1 Παράμετροι και εντολές για το Hypoinverse 20
2.2.2 Υπολογισμός Χρονικών Υπολοίπων 22
2.3 Σχετικός Προσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων 23
2.3.1 Επεξεργασία Δεδομένων με το πρόγραμμα HypoDD 25
2.3.2 Αποτελέσματα από την εφαρμογή στην ακολουθία της Κω 26
2.3.3 Επιλογή Μοντέλου Ταχυτήτων 37
3 Κεφάλαιο 3 - Μηχανισμοί Γένεσης 39
3.1 Η Γεωμετρία του Σεισμικού Ρήγματος 39
3.1.1 Μηχανισμοί Γένεσης 40
3.1.2 Τύποι Ρηγμάτων 41
3.2 Συναρτήσεις Green 44
3.3 Ισοδύναμες Δυνάμεις Χώρου 45
3.4 Τανυστής Σεισμικής Ροπής 47
3.4.1 Ανάλυση του Τανυστή Σεισμικής Ροπής 50
3.4.2 Υπολογισμός Τανυστή Σεισμικής Ροπής με τη Μέθοδο της Αντιστροφής 52
3.5 Εφαρμογή και αποτελέσματα 53
4 Κεφάλαιο 4 - Στοχαστική Προσομοίωση της Εδαφικής Κίνησης 63

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

4.1 Εισαγωγή 63

4.2 Θεωρητικό υπόβαθρο 64

4.3 Εφαρμογή και αποτελέσματα 67

5 Συμπεράσματα 82

6 Βιβλιογραφία 83

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α 87

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β 137

Η εργασία αυτή χρηματοδοτήθηκε εν μέρει στο πλαίσιο της Πράξης«HELPOS – Ελληνικό Σύστημα Παρατήρησης της Λιθόσφαιρας» (MIS5002697) που εντάσσεται στη Δράση «Ενίσχυση των Υποδομών Έρευνας και Καινοτομίας» και χρηματοδοτείται από το Επιχειρησιακό Πρόγραμμα «Ανταγωνιστικότητα, Επιχειρηματικότητα και Καινοτομία» στο πλαίσιο του ΕΣΠΑ 2014-2020, με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης (Ευρωπαϊκό Ταμείο Περιφερειακής Ανάπτυξης).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Περίληψη

Στόχος της παρούσας μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας είναι η συμβολή στη μελέτη της σεισμικής ακολουθίας Κω – Αλικαρνασσού 2017. Ο κύριος σεισμός μεγέθους M_w=6.6 σημειώθηκε στις 20 Ιουλίου 2017, στις 22:31:11 (UTC). Το επίκεντρό του τοποθετήθηκε στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ των πόλεων της Κω και της Αλικαρνασσού, με συνέπεια να προκαλέσει ζημιές και στις δύο περιοχές.

Στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφονται τα σεισμοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής του νοτίου Αιγαίου Πελάγους. Επίσης, γίνεται σύντομη αναφορά στους σημαντικότερους ιστορικούς σεισμούς που έλαβαν χώρα στην περιοχή μελέτης. Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται η συλλογή των δεδομένων και στη συνέχεια η επεξεργασία τους με τα προγράμματα Hypoinverse (Klein, 2002) καιHypoDD (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Ο σκοπός της διαδικασίας αυτής ήταν ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων. Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η διαδικασία υπολογισμού των μηχανισμών γένεσης ορισμένου αριθμού σεισμών της ακολουθίας, για το χρονικό διάστημα από 20/07/2017 έως 24/09/2017. Ο υπολογισμός των μηχανισμών γένεσης έγινε με χρήση του λογισμικού πακέτου ISOLA (Sokos and Zahradník, 2008, 2013). Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής κίνησης, με χρήση του λογισμικού EXSIM (Boore, 2009). Οι προσομοιώσεις αυτές αφορούν τρεις σταθμούς στην περιοχή της Τουρκίας, καθώς και τον σταθμό στην πόλη της Κω όπου δεν υπήρχαν διαθέσιμες καταγραφές για τον σεισμό της 20ης Ιουλίου. Στόχος των προσομοιώσεων είναι η περαιτέρω διερεύνηση της κλίσης του σεισμικού ρήγματος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Abstract

The main goal of the present thesis is to study the geometric characteristics of the fault that ruptured during the 2017 Kos – Halicarnassus earthquake sequence, and enhance the properties of the aftershocks. The mainshock with moment magnitude M_w=6.6 occurred on July 20, at 22:31:11 (UTC). Its epicenter was located offshore, in the mid-distance between the cities of Kos and Bodrum. Significant structural damage was observed in both cities.

Here, we relocated the aftershock sequence, using phase data from the seismological stations located in Greece and Turkey, and adopting the codes of Hypoinverse and HypoDD. From the distribution of epicenters, it is evident that the sequence operated at depths from 5 – 17 km, in the crust. Using moment tensor inversion and the ISOLA code (Sokos and Zahradník, 2008, 2013), we calculated the focal mechanisms for the mainshock and the largest aftershocks. The results show that the mainshock and the major aftershocks are connected with normal faulting, striking E-W, in accordance with the direction of ~N-S extension in the Gulf of Gökova. Neither the distribution of the aftershocks, nor the cross sections perpendicular to the strike of the fault, provided any evidence regarding the dip of the fault, i.e. towards north nor south, as both polarities are compatible with the major faults bounding the basin. In an attempt to constrain the dip angle, we simulated the ground motion at three sites, which recorded acceleration, using EXSIM code. We tested both polarities for the dip angle and we adopted suitable models from the literature. The results show that the simulated motions are slightly better for a north-dipping fault, especially for the lower periods, of the PSA.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την καθηγήτρια Σεισμολογίας (ΑΠΘ) κα. Αναστασία Κυρατζή για την ειλικρινή της υποστήριξη και βοήθεια σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών, τη δημιουργία ενός ευχάριστου κλίματος συνεργασίας, καθώς και για την οικονομική υποστήριξη που μου παρείχε μέσω του προγράμματος HELPOS.

Ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή Σεισμολογίας (ΑΠΘ) κ. Γεώργιο Καρακαΐση και τον διευθυντή ερευνών του ΙΤΣΑΚ/ΟΑΣΠ κ. Νικόλαο Θεοδουλίδη, μέλη της τριμελούς επιτροπής, για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου και τη συμβολή τους στην ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στη Δρ. Μαρία Μεσημέρη τόσο για τη διάθεση και επεξήγηση των αλγορίθμων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία, όσο και για την παρακολούθηση της εξέλιξης της.

Κλείνοντας θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου και όλους τους κοντινούς μου ανθρώπους, των οποίων η συνεχής ενθάρρυνση ήταν πολύ σημαντική σε όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

1 Κεφάλαιο 1 – Εισαγωγή

1.1 Αντικείμενο της μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας

Ένας ισχυρός επιφανειακός σεισμός, μεγέθους M_w=6.6 έλαβε χώρα στις 20 Ιουλίου 2017 στις 22:31:11 (UTC) στην περιοχή του Νοτιοανατολικού Αιγαίου. Το επίκεντρό του τοποθετήθηκε στη θαλάσσια περιοχή του κόλπου της Gökova, ανατολικά της Κω και νότια της πόλης Bodrum της Τουρκίας. Η τιμή της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης στο Bodrum που βρίσκεται σε επικεντρική απόσταση περίπου 12km, ήταν 158.76cm/sec^2 σύμφωνα με την τουρκική Υπηρεσία Διαχείρισης Καταστροφών και Εκτάκτων Αναγκών (AFAD). Από τον σεισμό προκλήθηκαν στην πόλη της Κω εκτεταμένες βλάβες και καταρρεύσεις κυρίως σε παλαιότερα κτίρια και σε μνημεία, που είχαν ως αποτέλεσμα τον θάνατο δύο τουριστών και τον τραυματισμό πολλών ακόμα ατόμων. Βλάβες υπέστη επίσης και το κεντρικό λιμάνι της πόλης. Τέλος, παρατηρήθηκε θαλάσσιο κύμα βαρύτητας (tsunami) ύψους 1.5m στο λιμάνι του νησιού. Παρόμοια φαινόμενα παρατηρήθηκαν και στη χερσόνησο του Bodrum.

Στην παρούσα εργασία μελετάται η σεισμική ακολουθία του 2017 στην περιοχή της Κω-Αλικαρνασσούστο ανατολικό τμήμα της Ελληνικής Ζώνης Κατάδυσης. Πιο συγκεκριμένα στο πλαίσιο της έρευνας γίνεται:

- Επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων της ακολουθίαςγια την χωρική αποτύπωση της περιοχής που ενεργοποιήθηκε, την καλύτερη κατανομή των εστιών και τη διερεύνηση της κλίσης του σεισμογόνου ρήγματος.

- Προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης των μετασεισμών με την μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή της σεισμικής ροπής.

- Στοχαστικές προσομοιώσεις της σεισμικής εδαφικής κίνησης για την διερεύνηση της κατανομής της εδαφικής κίνησης σε σχέση με τις βλάβες.

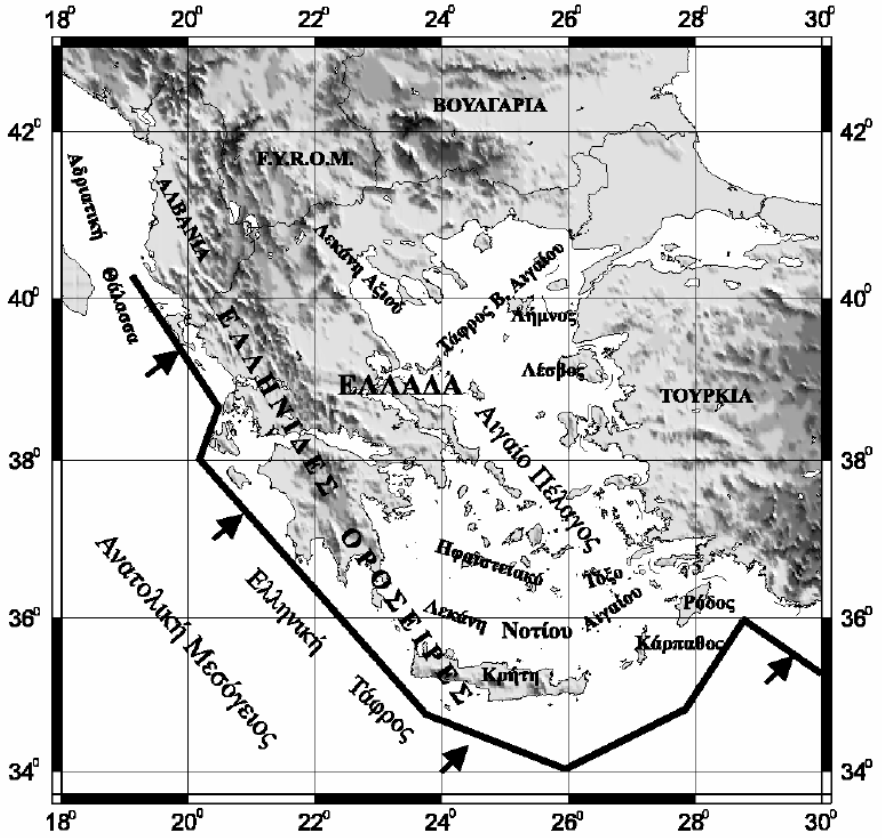
1.2 Σεισμοτεκτονικό καθεστώς του νοτίου Αιγαίου Πελάγους

Μια από τις πλέον ενεργά τεκτονικές περιοχές της Ευρασιατικής πλάκας αποτελεί ο χώρος του Νοτίου Αιγαίου (Σχήμα 1.1). Η έντονη ενεργή παραμόρφωση που επικρατεί στην περιοχή οφείλεται σε δύο βασικά αίτια: 1) στην κίνηση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας προς το

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Βορρά, που έχει σαν συνέπεια την καταβύθισή της κάτω από την Ευρασιατική πλάκα (Papazachos and Comninakis, 1971) και 2) Την προς τα δυτικά κίνηση της μικροπλάκας της Τουρκίας κατά μήκος του δεξιόστροφου ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και της προέκτασης του στο Βόρειο Αιγαίο, με αποτέλεσμα την ώθηση της μικροπλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά (McKenzie, 1970; Taymaz et al., 1991).



Σχήμα 1.1: Βασικά τεκτονικά χαρακτηριστικά της ευρύτερης περιοχής του Αιγαίου (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1997).

Η σύγκλιση των πλακών Ευρασίας και Αφρικής γίνεται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου (Σχήμα 1.2). Κατά τη σύγκλιση αυτή πραγματοποιείται η καταβύθιση της λιθόσφαιρας της Ανατολικής Μεσογείου, που αποτελεί το μπροστινό τμήμα της Αφρικανικής πλάκας, κάτω από τη λιθόσφαιρα του Αιγαίου που αποτελεί το μπροστινό τμήμα της Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Αυτό συμβαίνει γιατί η ωκέανια λιθοσφαιρική πλάκα της Ανατολικής Μεσογείου έχει μεγαλύτερη πυκνότητα από την ηπειρωτική λιθόσφαιρα του Αιγαίου.

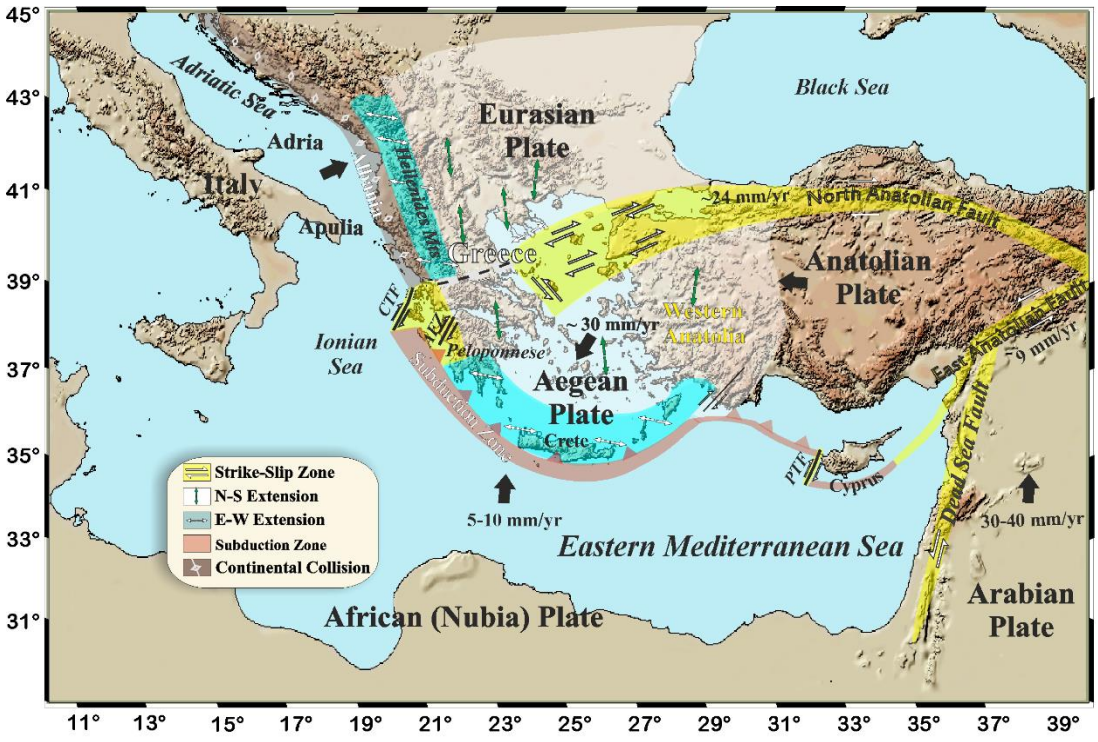
Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, την Ελληνική περιφερειακή τάφρο και το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο. Το ιζηματογενές τόξο περιλαμβάνει τις Ελληνίδες

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

ορεσειρές, τα Κύθηρα, την Κρήτη, την Κάρπαθο και τη Ρόδο. Το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο περιλαμβάνει τα ηφαίστεια Σουσάκι, των Μεθάνων, της Μήλου, της Σαντορίνης και της Νισύρου. Το ηφαιστειακό τόξο τοποθετείται παράλληλα προς το ιζηματογενές τόξο και στο εσωτερικό τους βρίσκεται η λεκάνη του Νοτίου Αιγαίου (Κρητικό πέλαγος). Η Ελληνική τάφρος δημιουργείται κατά μήκος της επαφής των δύο πλακών, βρίσκεται σε σχετικά μικρή απόσταση από το ιζηματογενές τόξο και το περιβάλλει εξωτερικά από το Ιόνιο πέλαγος, νότια της Κρήτης έως και νότια της Ρόδου.

Στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου λόγω της σύγκλισης των πλακών επικρατούν ισχυρές συμπιεστικές δυνάμεις, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ανάστροφων ρηγμάτων στην περιοχή. Το πλέον χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο σεισμός που έγινε το 365 μ.Χ., στις 21 Ιουλίου, με το επίκεντρό του να τοποθετείται νοτιοδυτικά της Κρήτης και με εκτιμώμενο μέγεθος M=8.3, ο οποίος είναι ο μεγαλύτερος γνωστός σεισμός της Μεσογείου.



Σχήμα 1.2: Χάρτης της Ανατολικής Μεσογείου που δείχνει την ενεργό γεωδυναμική κατάσταση, τις κινήσεις των μικροπλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου και του Κυπριακού τόξου (τροποποιημένο από Papazachos et al. 1998).

Ωστόσο αυτό το σύστημα σύγκλισης παρουσιάζει μεγαλύτερη πολυπλοκότητα, καθώς κατά τη σύγκλιση των δύο πλακών (Ευρασίας – Αφρικής) από τα περιθώρια τους αποκόπτονται μικρότερα τεμάχη (μικροπλάκες) τα οποία κινούνται ανεξάρτητα. Συγκεκριμένα, από την

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Αφρικανική πλάκα έχει αποκοπεί η μικροπλάκα της Αραβίας, η οποία κινείται ανεξάρτητα προς το Βορρά, με μεγαλύτερη ταχύτητα από αυτήν της Αφρικής. Κατά την ανοδική της πορεία η Αραβική μικροπλάκα πιέζει στην περιοχή της Μικράς Ασίας το Ευρασιατικό περιθώριο, αναγκάζοντας έτσι την Τουρκική μικροπλάκα να κινηθεί δυτικά με ταχύτητα 2.5cm/yr προς τον χώρο του Αιγαίου, μέσω του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας. Επιπλέον, από τα βορειοδυτικά η μικροπλάκα του Αιγαίου δέχεται πίεση και από την Απουλία μικροπλάκα, η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως προέκταση της Αφρικανικής πλάκας. Αποτέλεσμα αυτών των κινήσεων είναι η ώθηση της πλάκας του Αιγαίου προς τα νοτιοδυτικά, η οποία κινείται με ταχύτητα 3.5cm/yr (Papazachos, 1999).

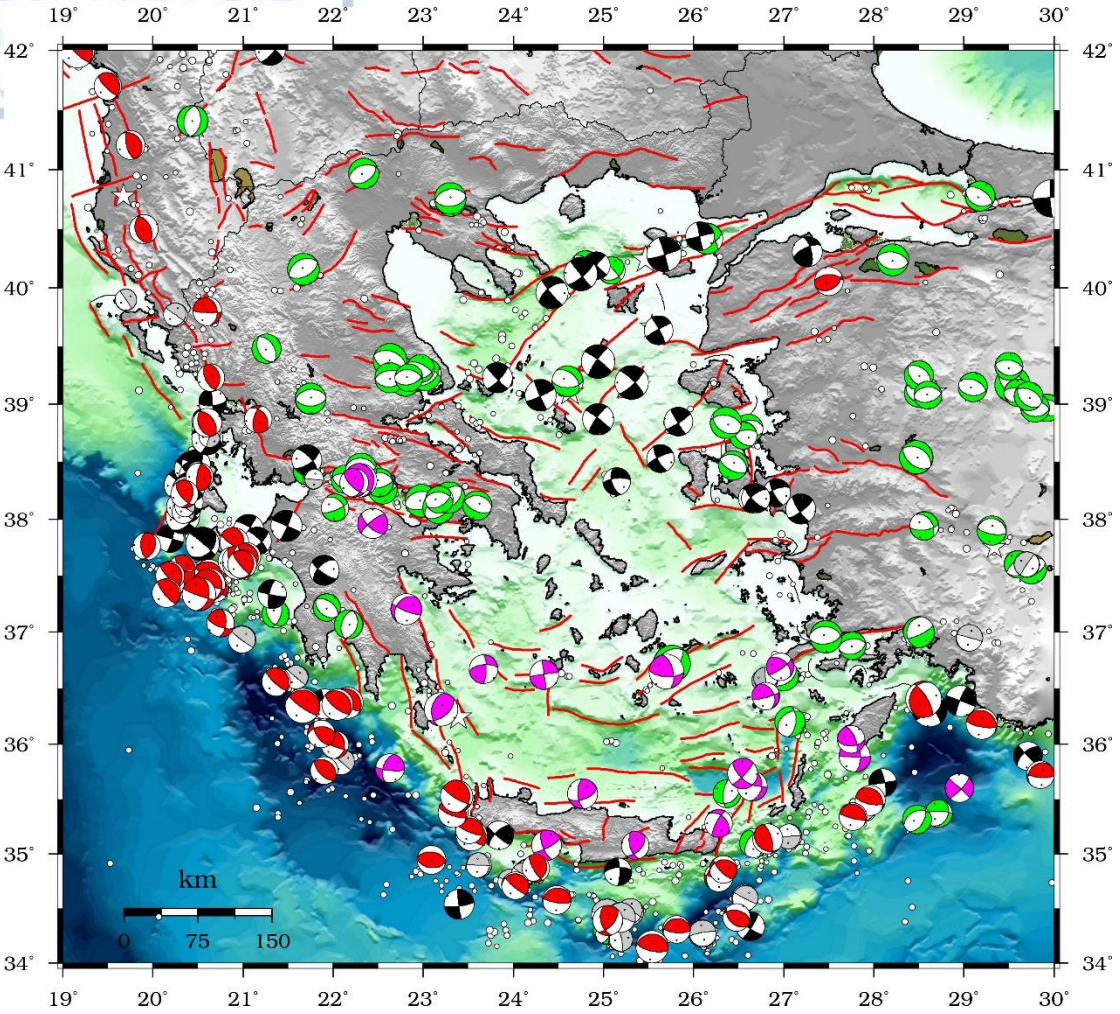
Παρατηρούμε λοιπόν ότι η εξέλιξη του Ελληνικού τόξου δεν οφείλεται μόνο στη σύγκλιση των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρώπης και της Αφρικής, αλλά και στις δυνάμεις που αναπτύσσονται πλευρικά. Αποτέλεσμα όλων αυτών των κινήσεων είναι η έντονη σεισμικότητα που χαρακτηρίζει όλο το Αιγαίο.

Με τον καθορισμό των εστιών των σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι Papazachos and Comninakis (1971) διαπίστωσαν την καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους κατανέμονται σε μια αμφιθεατρική επιφάνεια, τη ζώνη Benioff, η οποία κλίνει από την Ελληνική τάφρο προς το εσωτερικό του τόξου. Παρατήρησαν επιπλέον πως η ηφαιστειακή δραστηριότητα του Νοτίου Αιγαίου συνδέεται με την καταβύθιση της Αφρικανικής πλάκας, καθώς χαράσσοντας τις ισοβαθείς καμπύλες για τα εστιακά βάθη των σεισμών διαπίστωσαν πως η ισοβαθής των 150km συμπίπτει με το ηφαιστειακό τόξο.

Όπως αναφέρθηκε και νωρίτερα, έχει αποδειχθεί με σεισμολογικές μελέτες (υπολογισμός μηχανισμών γένεσης) (Papazachos and Kiratzi, 1996) πως κατά μήκος της Ελληνικής τάφρου επικρατούν ισχυρές συμπιεστικές δυνάμεις που έχουν σαν αποτέλεσμα την εμφάνιση ανάστροφων ρηγμάτων. Ωστόσο, στο πίσω μέρος του τόξου επικρατούν εφελκυστικές δυνάμεις με γενική διεύθυνση Βορρά – Νότου, που έχουν ως συνέπεια την εμφάνιση κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση Ανατολής – Δύσης. Εξαίρεση αποτελούν τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στην τάφρο του Βορείου Αιγαίου που σχετίζονται με το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Βόρειας Ανατολίας, αλλά και κάποια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης στο Ιόνιο πέλαγος.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 1.3: Μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών με μέγεθος M>5.5, κατά τη χρονική περίοδο 1965-2018.

1.3 Περιοχή Μελέτης

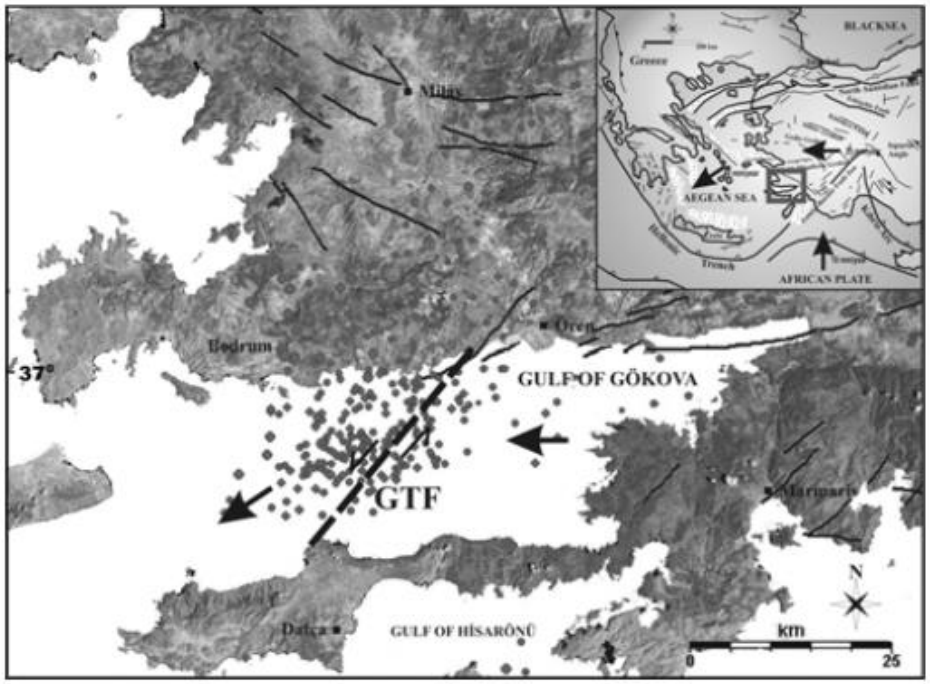
Στην παρούσα εργασία η περιοχή ενδιαφέροντος τοποθετείται στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο, μεταξύ της νήσου Κω και του κόλπου Gökova (Κεραμικός κόλπος) της Νοτιοδυτικής Τουρκίας. Οι διαστάσεις του κόλπου είναι περίπου 25km σε πλάτος κατά τη διεύθυνση Βορρά – Νότου και 90km σε μήκος κατά τη διεύθυνση Ανατολής – Δύσης. Περιβάλλεται δυτικά από το νησί της Κω, βόρεια από τη χερσόνησο του Bodrum και νότια από τη χερσόνησο της Datca.

Από μελέτες που έχουν γίνει (Kurt et al., 1999; Ulug et al., 2005) και βασίζονται τόσο στη σεισμικότητα της περιοχής και στους μηχανισμούς γένεσης, όσο και στην επιφανειακή μορφολογία, προκύπτει ότι στην περιοχή του κόλπου της Gökova επικρατούν εφελκυστικές δυνάμεις με διεύθυνση Βορρά – Νότου, όπως συμβαίνει και στην οπισθότοξη περιοχή του

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

Ελληνικού τόξου. Σαν αποτέλεσμα των παραπάνω, στην περιοχή επικρατούν κανονικά ρήγματα με διεύθυνση Ανατολής – Δύσης (Σχήμα 1.4).



Σχήμα 1.4: Σεισμοτεκτονικός χάρτης της περιοχής του κόλπου της Gökova (Ulug et al., 2005).

Σύμφωνα με τους Kurt et al. 1999 ένα κανονικό ρήγμα, με διεύθυνση Ανατολής – Δύσης που βυθίζεται προς τον Βορρά ήταν υπεύθυνο για τη δημιουργία του κόλπου. Το ρήγμα αυτό βρίσκεται στο νοτιότερο τμήμα του και ονομάζεται ρήγμα της Datca. Ωστόσο ο μηχανισμός της ρηγμάτωσης στον κόλπο Gökova παρουσιάζει ανομοιομορφία ανάμεσα στο δυτικό και στο ανατολικό τμήμα του και σύμφωνα με τους Ulug et al. (2005) αυτό οφείλεται στη δράση ενός νεότερου αριστερόστροφου ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης, το οποίο ονομάζεται ρήμα μετασχηματισμού της Gökova(GökovaTransferFault, GTF) και τοποθετείται στο κέντρο του κόλπου με ΒΑ - ΝΔ διεύθυνση.

1.4 Ιστορική Σεισμικότητα της Ευρύτερης Περιοχής

Πληροφορίες για τους ιστορικούς σεισμούς της Ελλάδας, αλλά και ειδικότερα για την περιοχή μελέτης υπάρχουν από το 550 π.Χ. σύμφωνα με τους Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003). Οι πληροφορίες για τους σεισμούς με μέγεθος M≥6 συνοψίζονται στον παρακάτω πίνακα και στη συνέχεια περιγράφονται συνοπτικά τα αποτελέσματά τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 1.1: Πληροφορίες για τους ιστορικούς σεισμούς της Κω (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003).

Έτος	Ημερομηνία	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Μέγεθος	Ένταση
412 π.Χ.		36.8	27.2	6.8	IX
334		36.9	27.4	6.6	VIII
556	Αύγουστος	36.8	27.3	7.0	X
1493	18 Αυγούστου	36.7	27.1	6.8	IX (Κέφαλος)
1933	23 Απριλίου	36.80	27.30	6.6	IX

Οι περιγραφές που υπάρχουν μέχρι και τον σεισμό του 556 είναι αρκετά συνοπτικές, ωστόσο δίνονται οι μακροσεισμικές εντάσεις τους σύμφωνα με τους Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003). Ο σεισμός του 412 π.Χ., σύμφωνα με τον Θουκυδίδη, ήταν ο ισχυρότερος που συνέβη έως τότε στο νησί από μαρτυρίες των κατοίκων και είχε σαν αποτέλεσμα να γκρεμιστούν τα τείχη της πόλης αφήνοντας την εκτεθειμένη (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003; Ambraseys and White, 1997). Το 334 ο σεισμός είχε σαν αποτέλεσμα την καταστροφή πολλών πόλεων του νησιού, ενώ τον σεισμό του 556 ακολούθησε θαλάσσιο σεισμικό κύμα μεγάλου ύψους που είχε σαν συνέπεια την καταστροφή των οικημάτων στις ακτές του νησιού, καθώς και τον θάνατο πολλών ανθρώπων. Επίσης, όπως αναφέρεται ο σεισμός προκάλεσε και την καταστροφή της Ιατρικής Σχολής η οποία είχε οικοδομηθεί το 400 π.Χ. Ωστόσο, ένας από τους σεισμούς που ήταν ιδιαίτερα καταστροφικός για την Κω ήταν ο αυτός του 459 (Κνίδος, M=6.6), καθώς είχε σαν αποτέλεσμα την ολοκληρωτική καταστροφή το νησιού.

Για τους δύο τελευταίους σεισμούς στις 18 Αυγούστου 1493 και στις 23 Απριλίου 1933 υπάρχουν περισσότερες πληροφορίες. Ο πρώτος ήταν πολύ καταστρεπτικός και κόστισε τη ζωή σε μεγάλο αριθμό ανθρώπων (περίπου 5.000 νεκροί). Πολλά σπίτια κατέρρευσαν τόσο στην Κέφαλο, όσο και στην Αντιμάχεια, στα Καρδάμαινα και στο Πυλί, ενώ βλάβες καταγράφηκαν και σε περιοχές της Τουρκίας. Ο σεισμός που έλαβε χώρα στις 23 Απριλίου του 1933 προκάλεσε την ολική καταστροφή της πόλης της Κω και έγινε αιτία να χάσουν τη ζωή τους 200 άνθρωποι. Σύμφωνα με τους Παπαζάχος και Παπαζάχου (2003) το έδαφος έπαθε

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

καθίζηση έως και 1 μέτρο, ενώ καταστροφές σημειώθηκαν και στην πόλη Bodrum της Τουρκίας.

Ο κόλπος της Gökova αποτελεί επίσης περιοχή που παρουσίασε έντονη σεισμική δραστηριότητα κατά το παρελθόν. Οι πιο καταστροφικοί ιστορικά σεισμοί που επηρέασαν την περιοχή ήταν οι σεισμοί του 412π.Χ. και του 227 π.Χ. (Ambraseys and White, 1997). Ιδιαίτερα καταστροφικοί ωστόσο για την περιοχή ήταν και οι σεισμοί στις 18 Αυγούστου 1493 και στις 23 Απριλίου 1933. Ορισμένοι από τους πιο πρόσφατους μεγάλους σεισμούς που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Gökova σύμφωνα με τη Γεωλογική Υπηρεσία των Ηνωμένων Πολιτειών (USGS) είναι στις 19 Φεβρουαρίου 1989 (M_w=5.4), 5 Οκτωβρίου 1999 (M_w=5.2), 4 Αυγούστου 2004 (M_w=5.6) και στις 10 Ιανουαρίου 2005 (M_w=5.5). Έντονη σεισμική δραστηριότητα σημειώθηκε στην περιοχή κατά το χρονικό διάστημα 2004-2005, στο οποίο παρατηρήθηκε (Kalafat and Horasan, 2012) πως η απελευθέρωση της ενέργειας στον κόλπο της Gökova γίνεται κυρίως με τη μορφή σμηνοσεισμών.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2 Κεφάλαιο 2 - Επαναπροσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων

2.1 Δεδομένα και μέθοδος ανάλυσης

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται διαδικασία επαναπροσδιορισμού (relocation) των εστιακών παραμέτρων για τη σεισμική ακολουθία της Κω. Η διαδικασία αυτή έχει σαν στόχο να επιτευχθεί, με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια,ο υπολογισμός των συντεταγμένων των εστιών.Οι παράγοντες που επηρεάζουν την ακρίβεια των εστιακών συντεταγμένων είναι κυρίως η γεωμετρία του δικτύου και ο αριθμός των διαθέσιμων φάσεων των P ή Sκυμάτων. Επιπλέον αβεβαιότητες εισέρχονται απότη χρήσηγενικευμένων μοντέλων ταχυτήτων, λόγω ανεπαρκούς γνώσης της δομής του φλοιού στην περιοχή μελέτης, αλλά και σφάλματα που αφορούνστην ανάγνωση του χρόνου άφιξης των σεισμικών κυμάτων.Για τον επαναπροσδιορισμό τωνεστιών, αρχικάεφαρμόζεται το πρόγραμμαHypoinverse (Klein, 2002) (απόλυτος προσδιορισμός) και στη συνέχεια επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες με τη χρήση του προγράμματος HypoDD (σχετικός προσδιορισμός) (Waldhauser and Ellsworth, 2000).Το πρώτο βήμα για την εφαρμογή της διαδικασίας επαναπροσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων είναι η συλλογή των φάσεων σεισμικών κυμάτων. Για το χρονικό διάστημα και την περιοχή μελέτης, συλλέχθηκαν από τις ημερήσιες αναλύσεις του Σεισμολογικού Σταθμού του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΣΣ-ΑΠΘ)και από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΓΕΙΝ-ΕΑΑ) όλες οι διαθέσιμες φάσεις.

Για τον ορισμό της περιοχής μελέτης χρησιμοποιήθηκαν τα γεωγραφικά πλάτη που ανήκουν στο εύρος 36.49°Β – 37.39°Β και τα γεωγραφικά μήκη που ανήκουν στο εύρος 26.86°Α – 28.05°Α. Στη συνέχεια, για τη συγκεκριμένη περιοχή συλλέχθηκαν οι λύσεις των σεισμών για την χρονική περίοδο από τις 20/07/2017 έως το τέλος του ίδιου έτους. Ωστόσο, επειδή οι λύσεις αποθηκεύονται σε μορφή GSE2.0, μετατράπηκαν μέσω κατάλληλου κώδικα στη Matlabσε ένα αρχείο που αποτελεί τον κατάλογο των σεισμών (gse2cat.txt) και σε ένα αρχείο φάσεων (bul.pha) το οποίο αποτελεί το αρχείο εισαγωγής για το πρόγραμμα Hypoinverse.

Υπολογισμός Λόγου Ταχυτήτων (Vp/Vs)

Η πρώτη παράμετρος που υπολογίζεται είναιο λόγος της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων,με βάση τη μέθοδο που προτάθηκε από τον Wadati (1933). Το πλεονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι ότι μπορούμε να υπολογίσουμε τόσο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

τον λόγο ταχυτήτων (V_p/V_s), όσο και τον χρόνο γένεσης ενός σεισμού χωρίς να είναι απαραίτητη η γνώση της δομής του φλοιού.

Για να επιλεχθεί η τιμή του λόγου ταχυτήτων χρησιμοποιείται το αρχείο φάσεωνκαι κατασκευάζονται τα διαγράμματα Wadati για κάθε έναν σεισμό χωριστά. Στα διαγράμματα αυτά την ανεξάρτητη μεταβλητή (x-άξονας) αποτελεί ο χρόνος διαδρομής των επιμήκων κυμάτων ($t_p - t_0$), ενώ την εξαρτημένη μεταβλητή (y-άξονας) αποτελεί η διαφορά των χρόνων άφιξης εγκαρσίων και επιμήκων κυμάτων ($t_s^{arr} - t_p^{arr}$).Για τους χρόνους άφιξης ισχύουν οι παρακάτω σχέσεις:

Χρόνος άφιξης επιμήκων κυμάτων: $t_p^{arr} = t_{0+} \frac{\Delta}{V_p}$ (2.1)

Χρόνος άφιξης εγκαρσίων κυμάτων: $t_s^{arr} = t_{0+} \frac{\Delta}{V_s}$ (2.2)

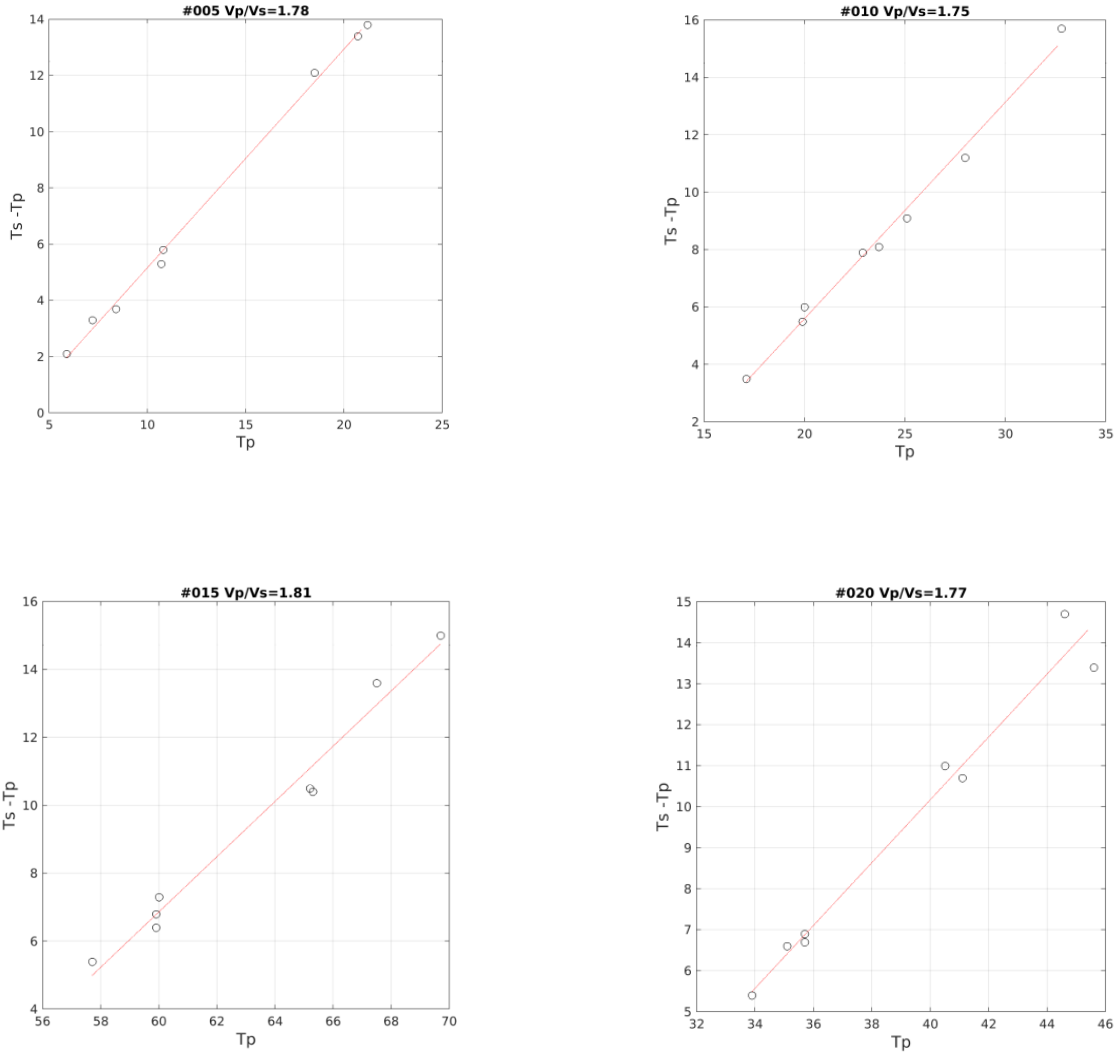
όπου t_0, ο χρόνος γένεσης, και Δ, η επικεντρική απόσταση.

Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζονται τα διαγράμματα Wadati για 4 σεισμούς, με 8 αφίξεις επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων για τον καθένα,για τους οποίους υπολογίστηκεο λόγοςV_p/V_s μεμονωμένα, με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων.

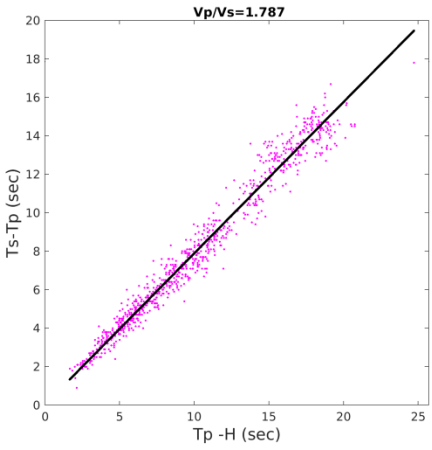
Ο τελικός λόγος ταχυτήτων προκύπτει από τον υπολογισμό της μέσης τιμής όλων αυτών των παρατηρήσεων. Το Σχήμα 2.2 προκύπτει χρησιμοποιώντας όλα τα διαθέσιμα δεδομένα. Στην περίπτωση αυτή γίνεται αντιστοίχιση του χρόνου διαδρομής των επιμήκων κυμάτων με τον χρόνο άφιξης τουσεισμού, με την παραδοχή πωςκάθε σεισμός έγινε στο χρόνο μηδέν. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.2, η τιμή του λόγου ταχυτήτων υπολογίστηκε στο 1.787.

Ο λόγος αυτός χρησιμοποιήθηκε με τα 2 μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων και από τον συνδυασμό τους υπολογίστηκε έμμεσα η ταχύτητα των S κυμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης



Σχήμα 2.1: Διαγράμματα Wadati για 4 τυχαίους σεισμούς.



Σχήμα 2.2:Γραφική απεικόνιση του λόγου ταχυτήτων V_p/V_sμε τη μέθοδο Wadatiαπό τις 117 καταγραφές σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

2.2 Απόλυτος Προσδιορισμός των Εστιακών Παραμέτρων

Για να καθοριστούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι εστιακές παράμετροι για κάθε σεισμό της ακολουθίας χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Hypoinverse (Klein, 2002). Το συγκεκριμένο λογισμικό υπολογίζει τις θέσεις των εστιών, τον χρόνο γένεσης και το μέγεθος των σεισμών από τα διαθέσιμα δεδομένα των σεισμολογικών σταθμών, όπως για παράδειγμααπό τις αφίξεις των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων καθώς καιαπό τα πλάτη και τις διάρκειες των σεισμικών καταγραφών.Το πλεονέκτημά του σε σχέση με παλαιότερα προγράμματα (όπως το HYPO71) είναι η μεγαλύτερη ακρίβεια στους υπολογισμούς.Ο καθορισμός των εστιώνγίνεται μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας (μέθοδος Geiger, 1912) εφαρμόζοντας τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Αρχικά, θεωρούμε τις συντεταγμένες ενός i σεισμολογικού σταθμού (x_i,y_i,z_i) και τις θεωρητικές συντεταγμένες που αντιστοιχούν στο επίκεντρο (x_0,y_0,z_0). Ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής t_i^{cal} ,δηλαδή ο χρόνος που υπολογίζεται από το μοντέλο ταχυτήτων που έχουμε επιλέξει, μπορεί να γραφεί σαν συνάρτηση του t_i^{obs} που είναι ο πραγματικός χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων που έχουν καταγραφεί από τον i σεισμολογικό σταθμό. Επομένως, ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής t_i^{cal} μπορεί να γραφεί στη μορφή:

$$t_i^{cal} = t_i^{obs}(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 \tag{2.3}$$

Η διαφορά του πραγματικού και του θεωρητικού χρόνου διαδρομής σε έναν σταθμό συμβολίζεται ως $res_i = t_i^{obs} - t_i^{cal}$ και ονομάζεται χρονικό υπόλοιπο (time residual). Παρατηρούμε ότι η σχέση (2.3) αποτελεί μια εξίσωση με τέσσερις αγνώστους, τις συντεταγμένες εστίας(x_0,y_0,z_0) και τον χρόνο γένεσης t_0. Για τον καθορισμό των αγνώστων αυτών είναι απαραίτητες τέσσερις παρατηρήσεις (χρόνους διαδρομής) από τρεις τουλάχιστον σταθμούς. Για την εξίσωση αυτή αποδεκτή είναι μια λύση για την οποία ελαχιστοποιούνται τα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σταθμό.Ο προσδιορισμός των εστιώνμε την επαναληπτική μέθοδο βασίζεται στη γραμμικοποίηση του προβλήματος. Για τον σκοπό αυτό,επιλέγουμε να δώσουμε μια αρχική θέση για την εστία και μια τιμή για τον χρόνο γένεσης.Οι συντεταγμένες της εστίας επιλέγονται έτσι ώστε να βρίσκονται κοντά στην θέση που βρίσκεται ο σταθμός που κατέγραψε την πρώτη άφιξη του σεισμικού κύματος. Ο χρόνος γένεσης παίρνει την τιμή του από τον χρόνο άφιξης της πρώτης φάσης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Σύμφωνα με τη μέθοδο του Geigerκατασκευάζονται εξισώσεις της μορφής:

$$res_i = \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial x}\Delta x + \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial y}\Delta y + \frac{\partial t_i^{obs}}{\partial z}\Delta z + \Delta t_0 \quad (2.4)$$

όπου $\frac{\partial t_i^{obs}}{\partial x}$, $\frac{\partial t_i^{obs}}{\partial y}$ και $\frac{\partial t_i^{obs}}{\partial z}$ οι μερικέςπαράγωγοι του χρόνου διαδρομής και Δx, Δy, Δz και Δt_0 οι διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στον χρόνο γένεσης (Δt_0) του σεισμού και στις συντεταγμένες της εστίας(Δx, Δy, Δz).

Η σχέση (2.4) μπορεί να γραφεί και με τη μορφή πινάκων ως εξής:

$$r = Gx \quad (2.5)$$

όπου rείναι το διάνυσμα των χρονικών υπολοίπων, G είναι ο πίνακας των μερικών παραγώγων του χρόνου διαδρομής και χείναι το διάνυσμα των διορθώσεων που πρέπει να γίνουν στη θέση της εστίας και στον χρόνο γένεσης.Οι 4 άγνωστοι όροι του συστήματος προσδιορίζονται επαναληπτικά με τη χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Η διαδικασία συνεχίζεται έως ότου να ελαχιστοποιηθούν τα χρονικά υπόλοιπα, δηλαδή έως ότου η διαφορά $res_i = t_i^{obs} - t_i^{cal}$ τείνει να μηδενιστεί.

2.2.1 Παράμετροι και εντολές για το Hypoinverse

Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζεται και αναλύεται το αρχείο εισαγωγής παραμέτρων στο πρόγραμμα Hypoinverse:

Πίνακας 2.1:Επεξήγηση παραμέτρων εισαγωγής στο Hypoinverse.

Γραμμή	Εντολή
1	200 f 2000 0
2	h71 2 1 2
3	sta '**hyp.sta**'
4	phs '**only.pha**'
5	crh 1 **'panagiotopoulos.crh'**
6	Pos**1.787**
7	rms 4 2 1.5 4
8	dis 4 200 1 2
9	ztr 7 F
10	rep t t
11	prt**'bul.prt'**
12	sum **'bul.sum'**
13	arc **'bul.arc'**
14	fil

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- Στην πρώτη γραμμή η εντολή **200** καθορίζει τη μορφή που θα έχουν τα αρχεία που θα εισαχθούν στο πρόγραμμα, ενώ η παράμετρος**f** δηλώνει ότι χρησιμοποιούνται αρχεία με παλαιότερη μορφοποίηση. Η εντολή **2000** δηλώνει τον αιώνα που θα χρησιμοποιήσει το πρόγραμμα και το **0** αφορά τη μονάδα μέτρησης του πλάτους των καταγραφών σε mm.

- Στη δεύτερη γραμμή η εντολή **h71** καθορίζει αν η μορφοποίηση των αρχείων θα είναι για HYPO71 ή για Hypoinverse. Εν συνεχεία οι παράμετροι **2 1 2** καθορίζουν τη μορφή του εξερχόμενου αρχείου σε μορφοποίηση HYPO71, τη μορφή του εισερχόμενου αρχείου σε μορφοποίηση Hypoinverse και τη μορφή του αρχείου των σταθμών σε μορφοποίηση HYPO71, αντίστοιχα.

- Η εντολή **sta** στην τρίτη γραμμή αφορά το αρχείο εισαγωγής που περιέχει τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν.

- Η εντολή **phs** στην τέταρτη γραμμή αποτελεί το αρχείοτων διαθέσιμων φάσεων των σεισμικών κυμάτων.

- Με την εντολή **crh1** (πέμπτη γραμμή) καθορίζεται από τον χρήστη το μοντέλο ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων που θα χρησιμοποιηθεί.

- Στην έκτη γραμμή με την εντολή **pos** εισάγεται ο λόγος ταχυτήτωνV_p/V_s, όπως αυτός υπολογίστηκε σε προηγούμενο στάδιο.

- Η εντολή **rms** στην έβδομη γραμμή καθορίζει τα βάρη που θα εφαρμοστούν στους σταθμούς που παρουσιάζουν μεγάλα χρονικά υπόλοιπα. Σκοπός είναι να μειώσει τα βάρη στις αφίξεις που παρουσιάζουν μεγάλα χρονικά υπόλοιπα. Η συνάρτηση βάρους των υπολοίπων παίρνει την τιμή 0.0 για μεγάλες τιμές χρονικών υπολοίπων και 1.0 για μικρές τιμές, ενώ για τις ενδιάμεσες τιμές ακολουθεί συνημιτονοειδή μείωση (cosine taper).

- Στην όγδοη γραμμή με την εντολή **dis** εφαρμόζονταιστους σεισμολογικούς σταθμούς βάρη ανάλογα με την επικεντρική τους απόσταση. Η συνάρτηση βάρους της απόστασης ορίζεται με τρόπο ανόλογο με εκείνο της συνάρτησης βάρους χρονικών υπολοίπων. Για μακρινούς σταθμούς παίρνει την τιμή 0.0, για κοντινούς σταθμούς 1.0, ενώ για τις ενδιάμεσες απόστάσεις ακολουθεί συνημιτονοειδή μείωση (cosine taper).

- Με την εντολή **ztr** (ένατη γραμμή)καθορίζεται το αρχικό βάθος σε km.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- Στη δέκατη γραμμή με την εντολή **rep** μπορούμε να επιλέξουμε (με χρήση της παραμέτρου t) μετά το πέρας των επαναλήψεων, να εκτυπώνεται στην οθόνη η τελική λύση που υπολογίστηκε για κάθε σεισμό.

- Οι γραμμές 11-13 απότελούν τα output αρχεία του προγράμματος. Το αρχείο **bul.prt** περιέχει τις λύσεις για κάθε σεισμό, το **bul.sum** είναι ο τελικός κατάλογος των σεισμών που προκύπτει από το Hypoinverse και το **bul.arc** περιέχει όλα τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε σταθμό.

- Στην τελευταία γραμμή (14η γραμμή) η εντολή **fil**, που δε συνοδεύεται από κάποια άλλη παράμετρο, δηλώνει οτι η μορφή του αρχείου των φάσεων έχει ήδη καθοριστεί με την εντολή **phs**.

2.2.2 Υπολογισμός Χρονικών Υπολοίπων

Ο όρος χρονικά υπόλοιπα αναφέρεται στη διαφορά μεταξύ του θεωρητικού χρόνου διαδρομής που υπολογίζεται από το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιείται και του πραγματικού χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, όπως αυτός καταγράφεται σε κάποιον σεισμολογικό σταθμό ($res_i = t_i^{obs} - t_i^{cal}$). Η ποσότητα αυτή μπορεί να πάρει τόσο θετικές, όσο και αρνητικές τιμές ανάλογα με το αν τα σεισμικά κύματα φτάνουν σε έναν σεισμολογικό σταθμό πιο γρήγορα ή πιο αργά από το θεωρητικό χρόνο άφιξης τους.

Η μέθοδος υπολογισμού των χρονικών υπολοίπων βοηθά στη μείωση των σφαλμάτων που υπεισέρχονται κατά τον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων, αλλά και στον υπολογισμό του βάθους για κάθε έναν σεισμό. Τα σφάλματα αυτά οφείλονται στη χρήση των μονοδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης. Το πρόβλημα έγκειται στο γεγονός ότι τα μοντέλα αυτά μας πληροφορούν για την κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων σε συνάρτηση με το βάθος, χωρίς να παρέχουν πληροφορίες για την οριζόντια μεταβολή αυτής.

Για να εξασφαλιστεί η ελαχιστοποίηση της επίδρασης του δρόμου διάδοσης επιλέγονται σταθμοί σε μικρές επικεντρικές αποστάσεις. Κατά τον υπολογισμό των χρονικών υπολοίπων σύμφωνα με τη σχέση (2.4) ακολουθείται η εξής διαδικασία: 1) Παράγονται τα αρχεία 'bul.prt' και 'bul.sum'με τη χρήση του Hypoinverse, 2) Υπολογίζονται τα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σταθμό, 3) Γίνεται εισαγωγή των χρονικών υπολοίπων στο αρχείο των σταθμών ('hyp.sta') και 4) Επαναπροσδιορίζονται οι εστιακές συντεταγμένες με το πρόγραμμα Hypoinverse

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

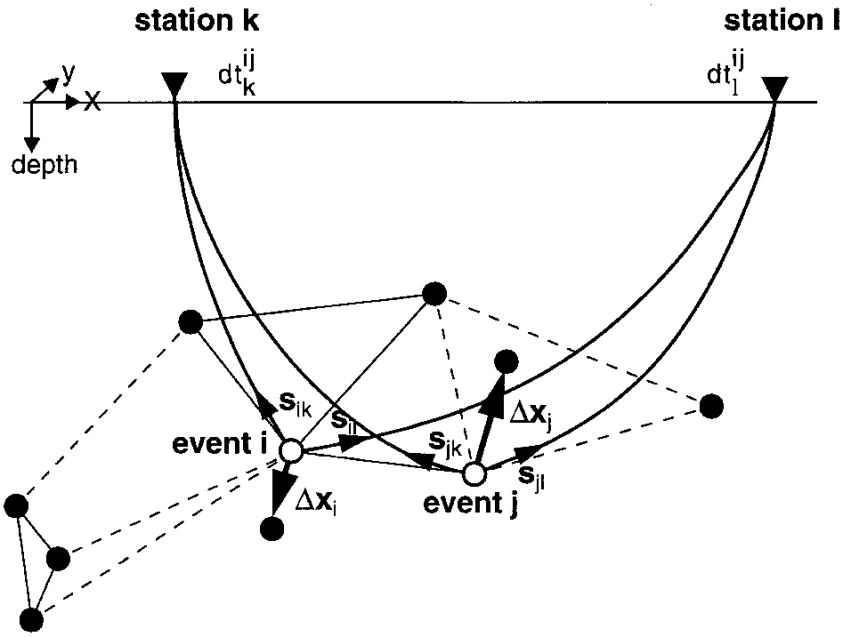
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

λαμβάνοντας υπόψιν τα χρονικά υπόλοιπα που υπολογίστηκαν για κάθε σταθμό. Οι λύσεις (αρχείο 'bul.prt') που προκύπτουν χρησιμοποιούνται στη συνέχεια για τον σχετικό προσδιορισμό των εστιών.

2.3 Σχετικός Προσδιορισμός Εστιακών Παραμέτρων

Για τη μείωση των σφαλμάτων που προκύπτουν κατά τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, τα οποία οφείλονται στη μη επαρκή γνώση της δομής του φλοιού στην εξεταζόμενη περιοχή, μπορούν να χρησιμοποιηθούν με μεγάλη αποτελεσματικότητα οι μέθοδοι σχετικού προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού.

Στην περίπτωση που έχουμε δύο σεισμούς για τους οποίους ισχύει ότι η απόσταση των εστιών τους είναι αρκετά μικρή, συγκριτικά με την απόσταση τους από τον σταθμό καταγραφής και σε σχέση με την ετερογένεια που παρουσιάζει η ταχύτητα στην ευρύτερη περιοχή, θεωρούμε πως ο δρόμος διάδοσης των σεισμικών ακτινών είναι σχεδόν ίδιος και για τους δύο σεισμούς. Αντίθετα, όσο η απόσταση μεταξύ δύο εστιών μεγαλώνει ο δρόμος διάδοσης των σεισμικών ακτινών είναι διαφορετικός.



Σχήμα 2.3: Σχηματική απεικόνιση του αλγορίθμου της μεθόδου των Διπλών Διαφορών, για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού (από Waldhauser and Ellsworth, 2000).

Ο σχετικός προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων στην παρούσα εργασία γίνεται με χρήση της μεθόδου των Διπλών Διαφορών (Double-Difference, Σχήμα 2.3) (Waldhauser and Ellsworth,

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2000). Πρόκειται επίσης για μια επαναληπτική μέθοδο η οποία χρησιμοποιεί ως δεδομένα τον πραγματικό και τον θεωρητικό χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων ενός σεισμού i, που καταγράφονται σε έναν σταθμό k. Στη συνέχεια συγκρίνει αυτούς τους χρόνους με τους αντίστοιχους χρόνους διαδρομής κάποιου άλλου σεισμού j, που καταγράφηκαν στον ίδιο σταθμό k και υπολογίζει τις διπλές διαφορές σύμφωνα με τη σχέση:

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{obs} - (t_k^i - t_k^j)^{cal} \quad (2.6)$$

Ο πρώτος όρος του δεύτερου μέλους της σχέσης (2.6) αντιστοιχεί στη διαφορά των πραγματικών χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, ενώ ο δεύτερος όρος στη διαφορά των θεωρητικών χρόνων διαδρομής για κάθε σεισμό. Η ποσότητα dr_k^{ij} είναι σε αυτή την περίπτωση το υπόλοιπο (residual) ανάμεσα στις διαφορές των δύο ειδών χρόνων διαδρομής.

Σκοπός της μεθόδου των διπλών διαφορών είναι η ελαχιστοποίηση των υπολοίπων για κάθε ζεύγος σεισμών και σταθμού που δημιουργείται. Για να προκύψει αυτό στηριζόμαστε στη σχέση του Geiger (1910) για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού $r_i = \frac{\partial t_k^i}{\partial m}\Delta m$, όπου $r_i = t_i^{obs} - t_i^{cal}$, η οποία σε αυτή την περίπτωση θα πάρει τη μορφή:

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial m}\Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial m}\Delta m^j \quad (2.7)$$

με $\Delta m = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)$ τις διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στις συντεταγμένες του υποκέντρου και στο χρόνο γένεσης κάθε σεισμού. Αναπτύσσοντας την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι:

$$dr_k^{ij} = (\frac{\partial t_k^i}{\partial x}\Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y}\Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z}\Delta z^i + \Delta t_0^i) - (\frac{\partial t_k^j}{\partial x}\Delta x^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial y}\Delta y^j + \frac{\partial t_k^j}{\partial z}\Delta z^j + \Delta t_0^j) \quad (2.8)$$

Συνυπολογίζοντας κάθε εξίσωση που προκύπτει για κάθε ζεύγος σεισμών – σταθμού, η σχέση (2.8) μπορεί να γραφεί και ως ένα γραμμικό σύστημα εξισώσεων ως εξής:

$$WGm = Wd \quad (2.9)$$

όπου G είναι ο πίνακας των μερικών παραγώγων, m ο πίνακας που περιέχει τις διορθώσεις (Δx, Δy, Δz, Δt) των εστιακών παραμέτρων κάθε σεισμού, d το διάνυσμα των διπλών διαφορών και W ο διαγώνιος πίνακας που περιέχει τα βάρη που πρέπει να εφαρμοστούν σε κάθε εξίσωση.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.1 Επεξεργασία Δεδομένων με το πρόγραμμα HypoDD

Το HypoDD είναι ένα πακέτο προγραμμάτων που χρησιμοποιείται για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών και βασίζεται στη μέθοδο των διπλών διαφορών (Waldhauser and Ellsworth, 2000). Επειδή σχετίζεται με τη δημιουργία ζευγών σεισμών που βρίσκονται σε μικρή απόσταση σε σχέση με τον σταθμό καταγραφής, βρίσκει εφαρμογή κυρίως σε περιοχές με έντονη σεισμική δραστηριότητα όπου οι αποστάσεις μεταξύ εστιών είναι αρκετά μικρές. Στη συγκεκριμένη τεχνική μπορούν να χρησιμοποιηθούν συνδυασμοί όλων των διαθέσιμων δεδομένων φάσεων, τόσο από καταλόγους σεισμών όσο και από διαφορικούς χρόνους που υπολογίζονται από διασυσχέτιση κυματομορφών.

Η εφαρμογή του HypoDD λαμβάνει χώρα σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο γίνεται ο υπολογισμός των διαφορικών χρόνων διαδρομής από το πρόγραμμα **ph2dt**, με χρήση των χρόνων διαδρομής των σεισμών που προέκυψε μετά τον απόλυτο προσδιορισμό τους. Το πρόγραμμα αυτό διαβάζει τον κατάλογο των φάσεων και εντοπίζει ζεύγη σεισμών που έχουν καταγραφεί στον ίδιο σταθμό, ώστε τελικά να δημιουργήσει το αρχείο των διπλών διαφορών. Το βέλτιστο σενάριο είναι να δημιουργηθεί ένα δίκτυο από δεσμούς μεταξύ των εστιών των σεισμών, με στόχο τη δημιουργία αλληλουχίας σεισμών στη μικρότερη δυνατή ακτίνα.

Ωστόσο, σε αυτήν την ομαδοποίηση δεν χρησιμοποιείται το σύνολο των δεδομένων του αρχείου φάσεων, καθώς το πρόγραμμα διαθέτει παραμέτρους σύμφωνα με τις οποίες ορίζονται κάποιοι περιορισμοί. Οι παράμετροι αυτές είναι: i) η MAXNGH που ορίζει τον μέγιστο αριθμό σεισμικών γεγονότων από τον οποίο θα απαρτίζεται κάθε μια γειτονιά σεισμών (μέγιστος αριθμός συνδεδεμένων σεισμών), ii) η MAXSEP που δηλώνει τη μέγιστη επιτρεπτή ακτίνα μέσα στην οποία θα ανήκουν οι σεισμοί μιας γειτονιάς, iii) η MINLNK με βάση την οποία ο δεσμός μεταξύ δύο σεισμών χαρακτηρίζεται ως ισχυρός αν ο συνολικός αριθμός των φάσεων των δύο σεισμών είναι μεγαλύτερος από την τιμή της και ως ασθενής στην αντίθετη περίπτωση, και iv) οι παράμετροι MINOBS και MAXOBS που καθορίζουν τον ελάχιστο και τον μέγιστο αριθμό φάσεων για ένα ζεύγος σεισμών.

Στο δεύτερο στάδιο με το πρόγραμμα **hypoDD** γίνεται ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών συντεταγμένων των σεισμών, χρησιμοποιώντας ως δεδομένα τους διαφορικούς χρόνους διαδρομής που υπολογίστηκαν στο προηγούμενο στάδιο. Τα ζεύγη των σεισμών που έχουν δημιουργηθεί χωρίζονται στη συνέχεια σε ομάδες σεισμών (clusters), όπου για κάθε μια ομάδα ξεχωριστά υπολογίζονται οι διορθώσεις (Δx, Δy, Δz, Δt) λύνοντας το σύστημα (2.9).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Μερικές σημαντικές παράμετροι που ορίζονται στο hypoDD για τις επαναλήψεις που γίνονται σε κάθε ομάδα σεισμών είναιοι WTCTP και WTCTS που αντιστοιχούν στα βάρη των P και S φάσεων, αντίστοιχα, και η WDCT, η οποία ορίζει τη μέγιστη απόσταση μεταξύ δύο σεισμών.

Η επαναληπτική διαδικασία που ακολουθείται για την επίλυση του παραπάνω συστήματος εξισώσεωνμπορεί να γίνει με δύο τρόπους, είτε με τη μέθοδο των Ελαχίστων Τετραγώνων (LSQR) είτε με τη μέθοδο Αποσύνθεσης Ιδιαζουσών Τιμών (Singular Value Decomposition ή SVD). Η μέθοδος αποσύνθεσης ιδιαζουσών τιμών (SVD) εφαρμόζεται στην περίπτωση μικρού μεγέθους συστημάτων και απαιτεί περίπου 2 έως 3 επαναλήψεις μέχρι να καταλήξουμε σε σταθερή λύση. Αντίθετα, σε περιπτώσεις που έχουμε μεγάλο αριθμό σεισμών και αντίστοιχα μεγάλου μεγέθους συστήματα εξισώσεων, καταλληλότερη μέθοδος είναι η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων (LSQR). Οι επαναλήψεις που απαιτούνται έως ότου επιτευχθεί σταθερή λύση με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων είναι περίπου 5 με 10. Ωστόσο το μειονέκτημα που παρουσιάζει η τελευταία μέθοδος κατά την εφαρμογή της είναι η υποεκτίμηση των σφαλμάτων. Για τον λόγο αυτό θα πρέπει να γίνει επανεξέταση τους με εφαρμογή στατιστικών μεθόδων αναδειγματοληψίας (βλ. Waldhauser and Ellsworth, 2000, Mesimeri et al., 2018) ή με χρήση της μεθόδου SVD σε μικρό πλήθος σεισμών για τον προσδιορισμό τους (βλ. Mesimeri et al., 2016).

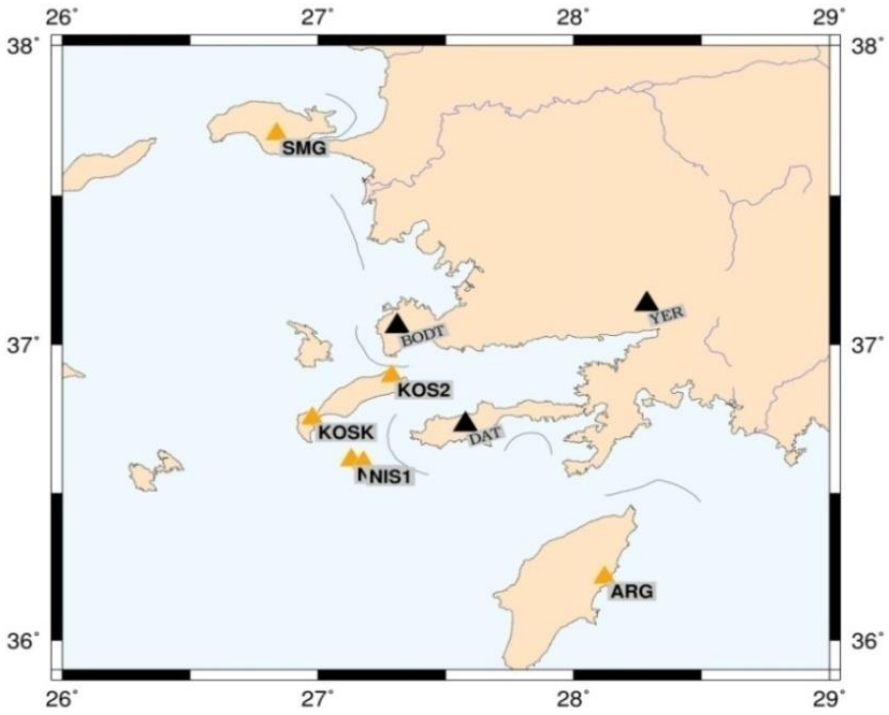
2.3.2 Αποτελέσματα από την εφαρμογή στην ακολουθία της Κω

Για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων της σεισμικής ακολουθίας της Κω χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα που αφορούσαν την περίοδο 20/07/2017 – 30/12/2017. Χρησιμοποιήθηκαν οι λύσεις των σεισμών από τον Σεισμολογικό Σταθμό του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Στη συνέχεια, για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων, ορίστηκε η μέγιστη επικεντρική απόσταση στα 150km και επιλέχθηκαν 9 σεισμολογικοί σταθμοί (Σχήμα 2.4).

Για τον υπολογισμό των εστιακών συντεταγμένων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα Hypoinverse και δύο μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων, που προτάθηκαν από τουςPanagiotopoulos (1984) (Πίνακας 2.2) και Akyol et al. (2006) (Πίνακας 2.3).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π



Σχήμα 2.4: Χάρτης με σταθμούς σε αποστάσεις έως 150 km.

Το μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) επιλέχθηκε διότι χρησιμοποιείται στις αναλύσεις ρουτίνας, ενώ το μοντέλο των Akyol et al. (2006) διότι δημιουργήθηκε μετά από την εγκατάσταση ενός προσωρινού δικτύου σεισμογράφων στην περιοχή της δυτικής Τουρκίας.

Πίνακας 2.2: Μοντέλο ταχυτήτων Panagiotopoulos (1984)

Ταχύτητα Επιμήκων κυμάτων (km/sec)	Βάθος (km)
6.0	0.0
6.6	19.0
7.9	31.0

Πίνακας 2.3: Μοντέλο ταχυτήτων Akyol et al. (2006)

Ταχύτητα Επιμήκων κυμάτων (km/sec)	Βάθος (km)
4.73	0.0
5.06	1.5
5.84	3.0
6.00	5.0
6.25	15.0
6.43	21.0
7.80	29.0

Παρατηρούμε ότι οι μετασεισμοί δημιουργούν δύο ευδιάκριτες ομάδες κατά τη διεύθυνση Ανατολής Δύσης. Από αυτές τις δύο ομάδες η πρώτη, στην οποία συγκαταλέγεται ο κύριος

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

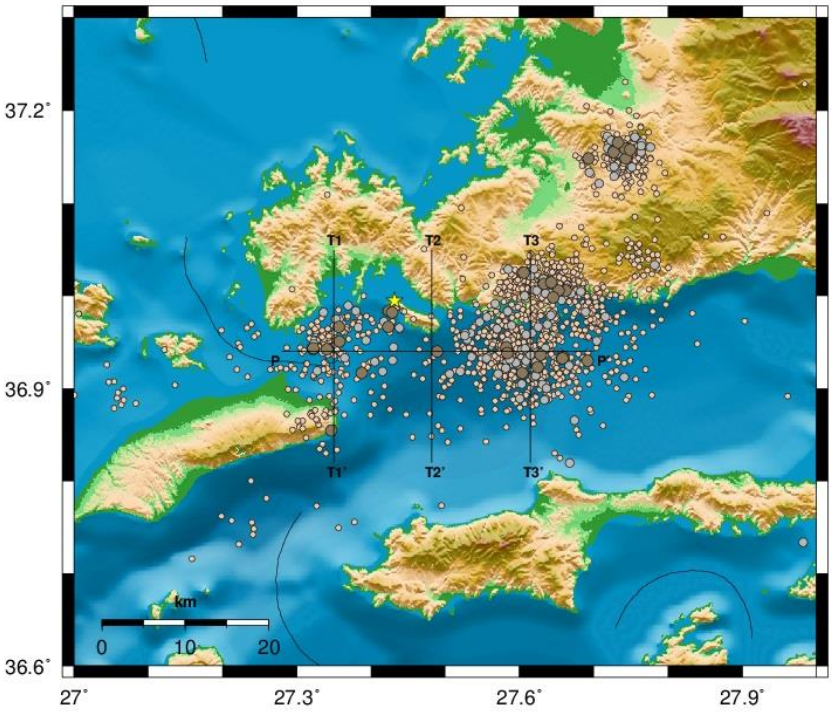
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

σεισμός, είναι αυτή με το μικρότερο αριθμό σεισμών. Για την απεικόνιση των εστιών μετά τον προσδιορισμό των παραμέτρων τους έγιναν στο σύνολο τους τέσσερις τομές, μια παράλληλα στην κύρια διεύθυνση και άλλες τρείς κάθετα σε αυτή (Σχήματα 2.5 και 2.6).

Τα χρονικά υπόλοιπα που υπολογίστηκαν σύμφωνα με το μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) είναι μικρότερα από τα αντίστοιχα του μοντέλου των Akyol et al. (2006), με εξαίρεση τους σταθμούς BODT και DAT (Πίνακας 2.4).

Πίνακας 2.4: Συγκεντρωτικός πίνακας χρονικών υπολοίπων που προέκυψαν και για τα δύο μοντέλα ταχυτήτων

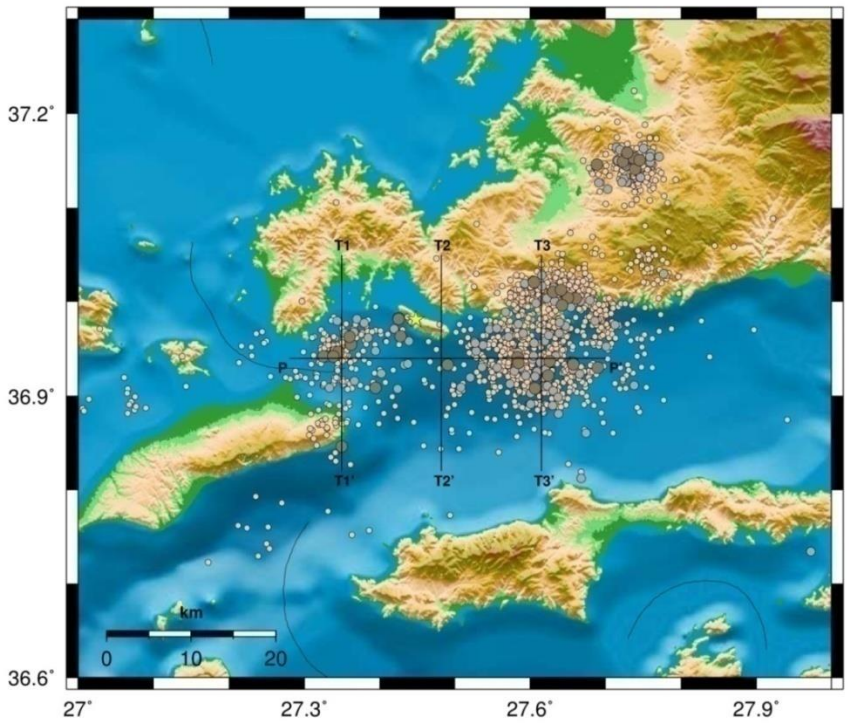
Σταθμός	Χρονικά Υπόλοιπα (sec) Panagiotopoulos (1984)	Χρονικά Υπόλοιπα (sec) Akyol et al. (2006)
ARG	-0.06	0.09
KOS2	-0.02	0.27
KOSK	0.08	0.25
NIS1	-0.07	0.13
NISR	0.01	0.19
SMG	0.01	0.10
BODT	-0.32	-0.06
DAT	-0.70	-0.41
YER	0.18	0.32



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Σχήμα 2.5: Χάρτης κατανομής των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας, με το μοντέλο Panagiotopoulos (1984). Με μαύρες γραμμές συμβολίζονται οι τέσσερις τομές.

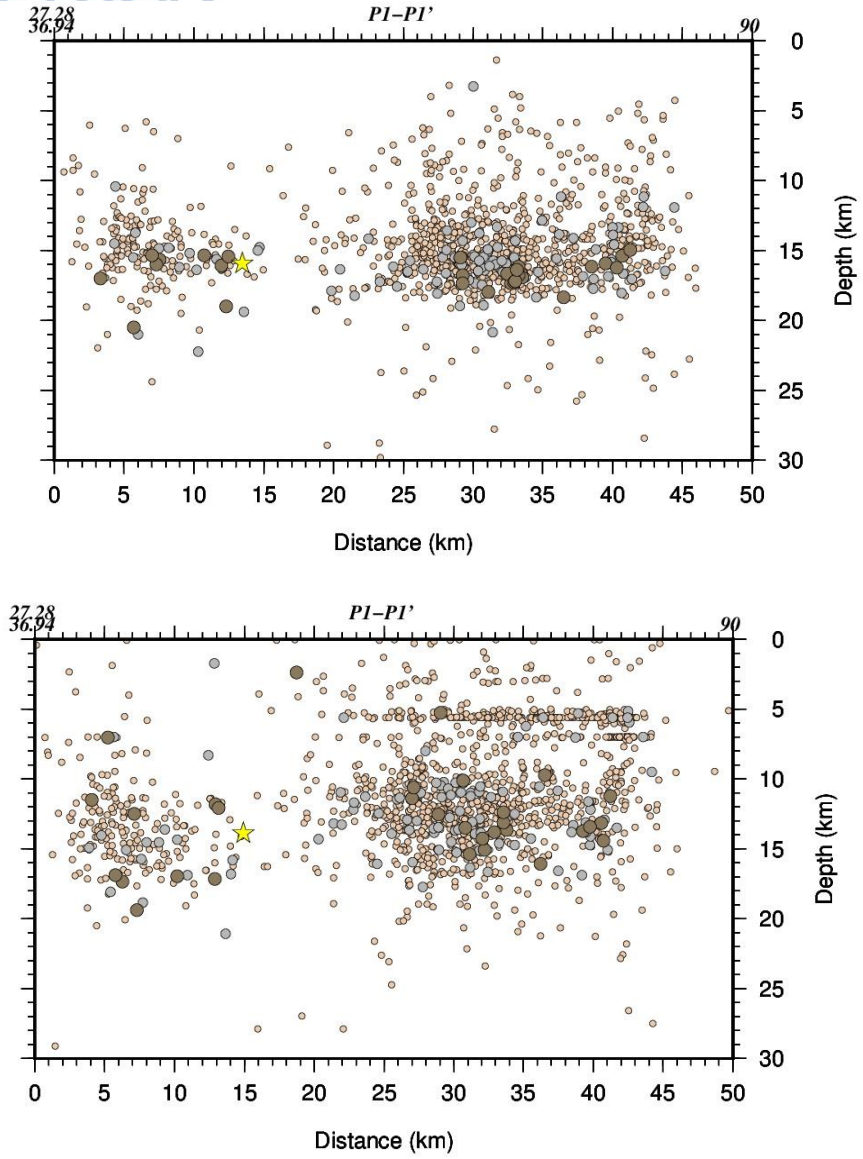


Σχήμα 2.6: Χάρτης κατανομής των επικέντρων των σεισμών της ακολουθίας, με το μοντέλο των Akyol et al. (2006). Με μαύρες γραμμές συμβολίζονται οι τέσσερις τομές.

Τα Σχήματα 2.7-2.8 δείχνουν την κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών, όπως προέκυψαν μετά τον απόλυτο προσδιορισμό τους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

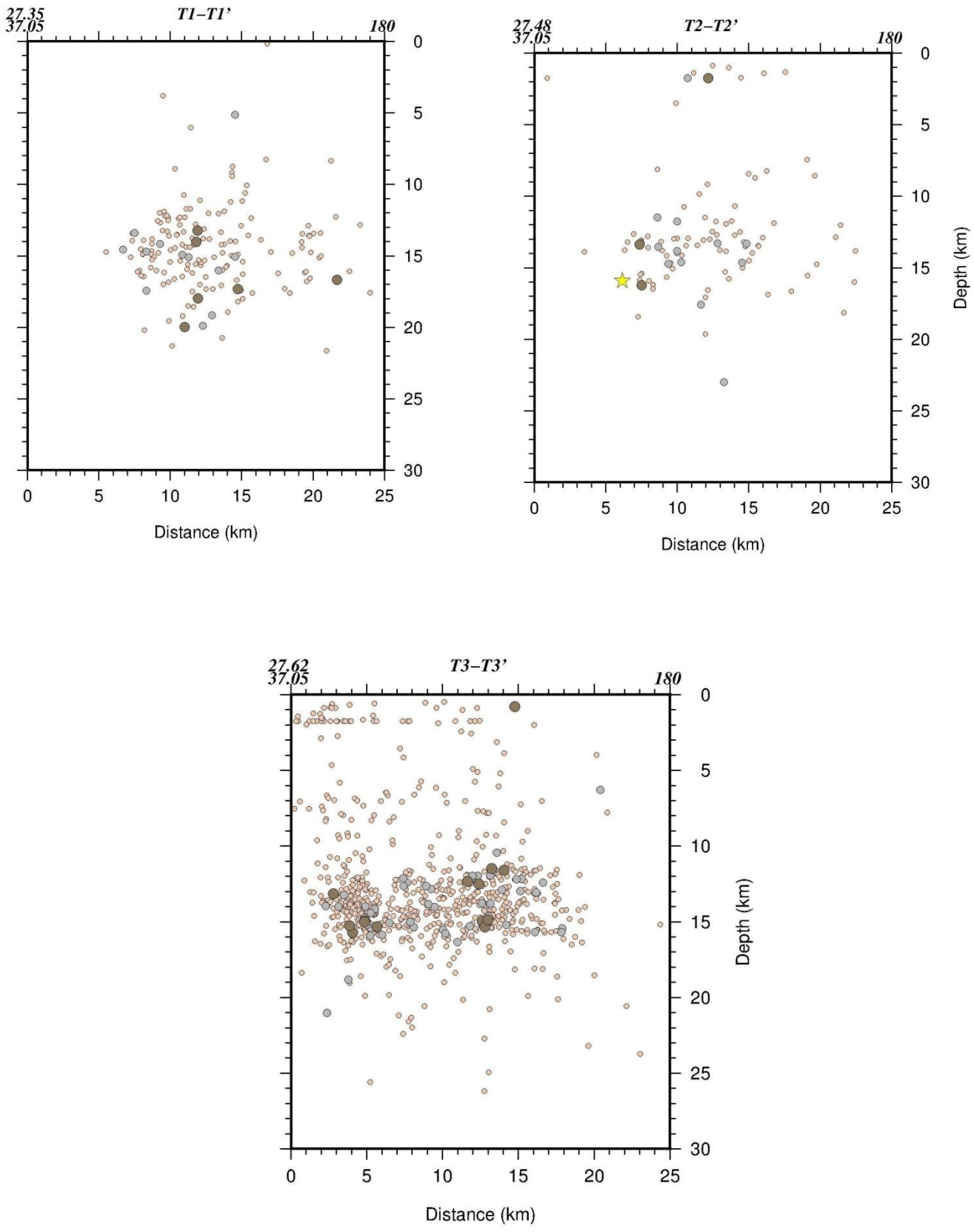
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γε
Α.Π



Σχήμα 2.7: Η παράλληλη τομή P1-P1' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης, η επάνω τομή αντιστοιχεί στο μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) και η κάτω σε αυτό τωνAkyol et al. (2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

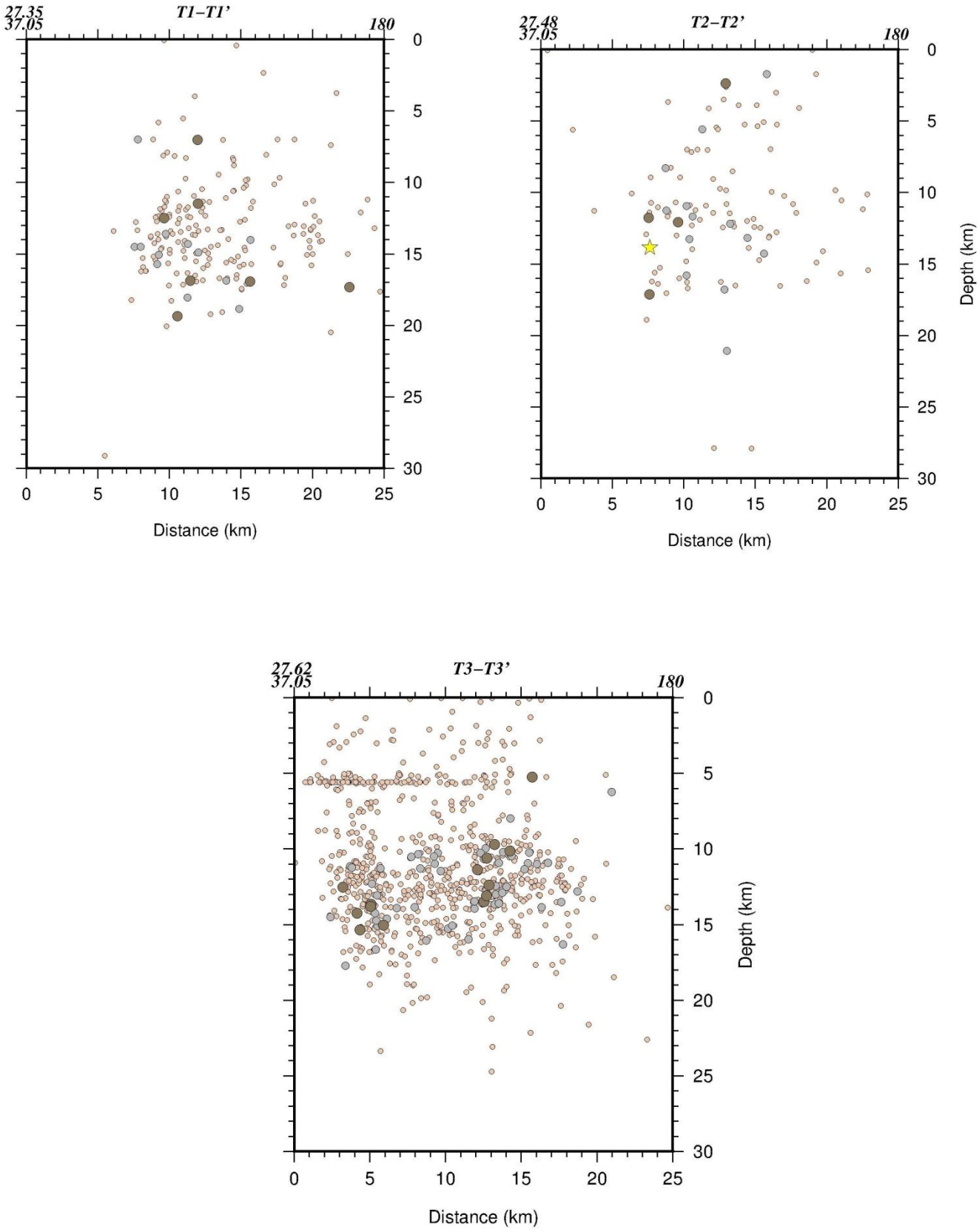
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.8: Οι τρεις κάθετες τομές T1-T1', T2-T2' και T3-T3' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης (μοντέλο Panagiotopoulos, 1984).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

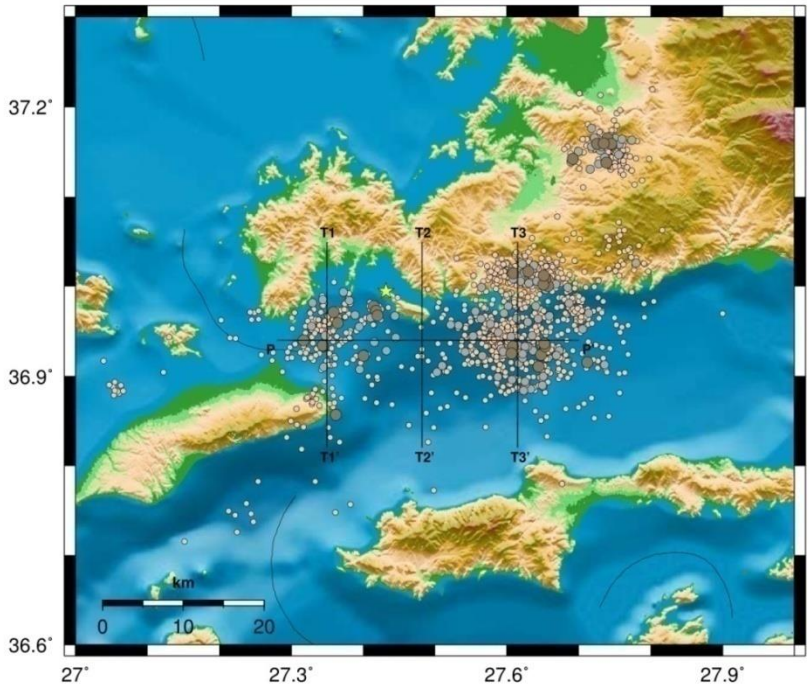


Σχήμα 2.9: Οι τρεις κάθετες τομές T1-T1', T2-T2' και T3-T3' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης (μοντέλο Akyol et al., 2006).

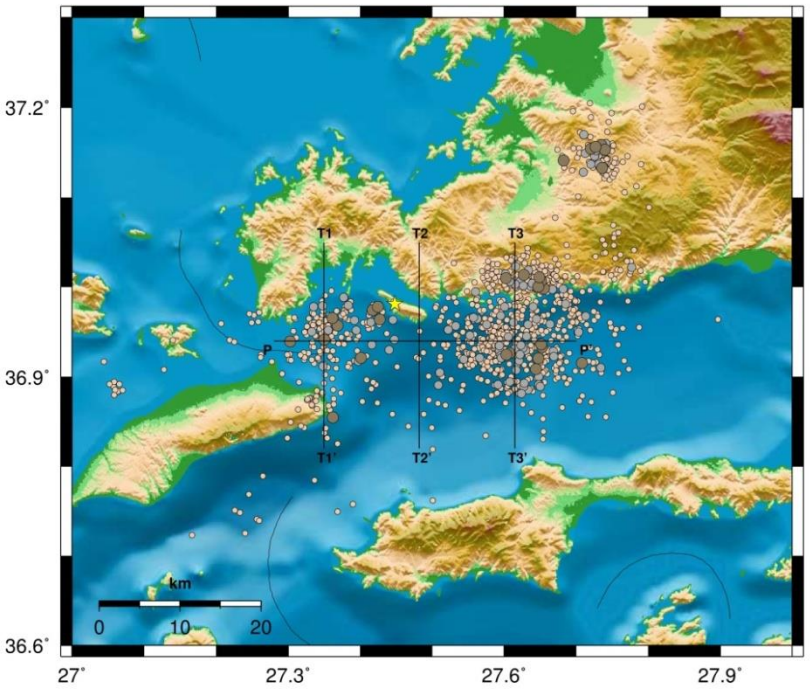
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Οι χάρτες στο Σχήμα 2.10 δείχνουν την χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών μετά την εφαρμογή του HypoDD.



α)



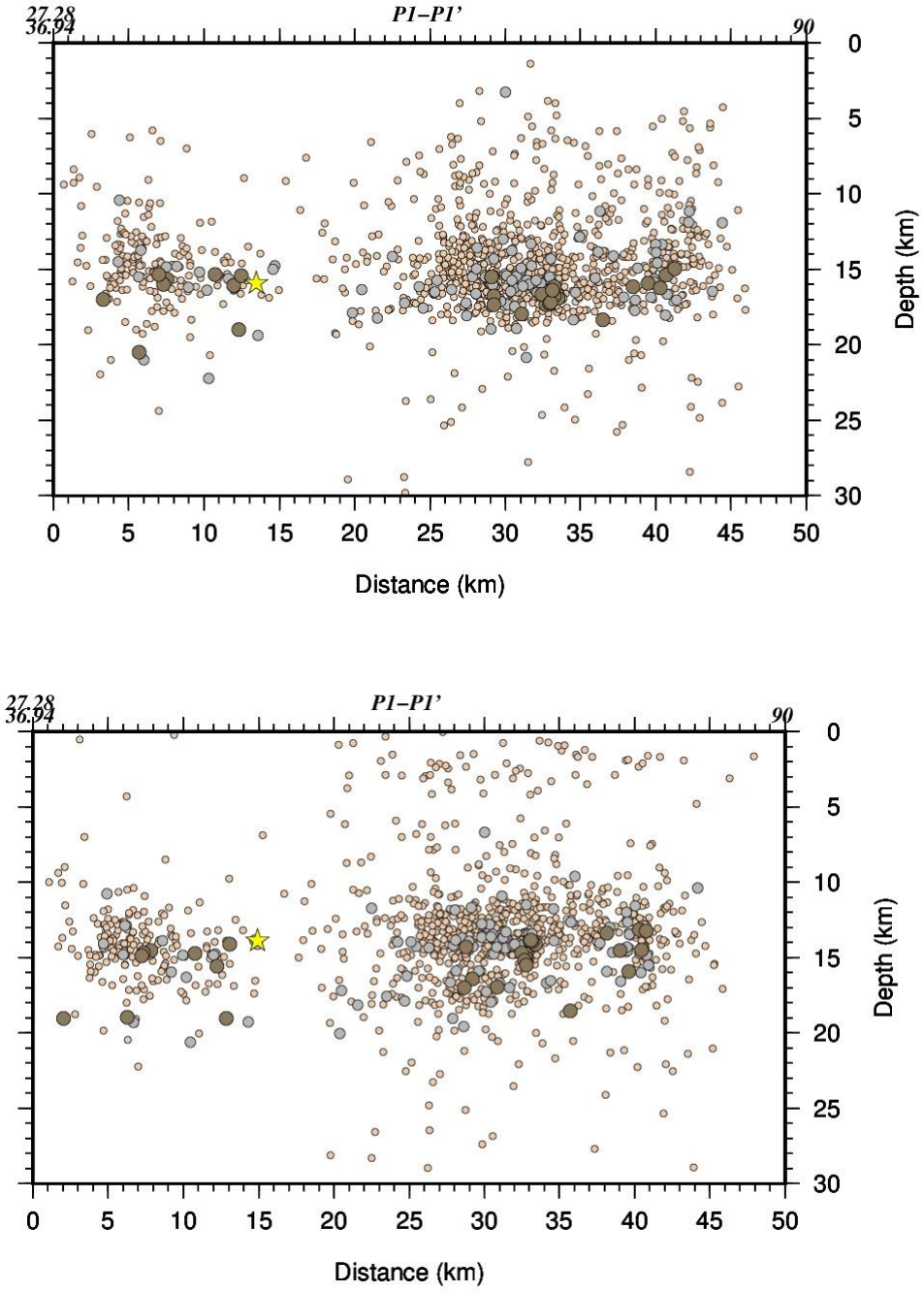
β)

Σχήμα 2.10: Κατανομή των επικέντρων των σεισμών μετά την επεξεργασία με το πρόγραμμα HypoDD και οι τέσσερις τομές που έγιναν για τη χαρτογράφηση των εστιακών βαθών. α) για το μοντέλο Panagiotopoulos (1984) και β) για το μοντέλο Akyol et al. (2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

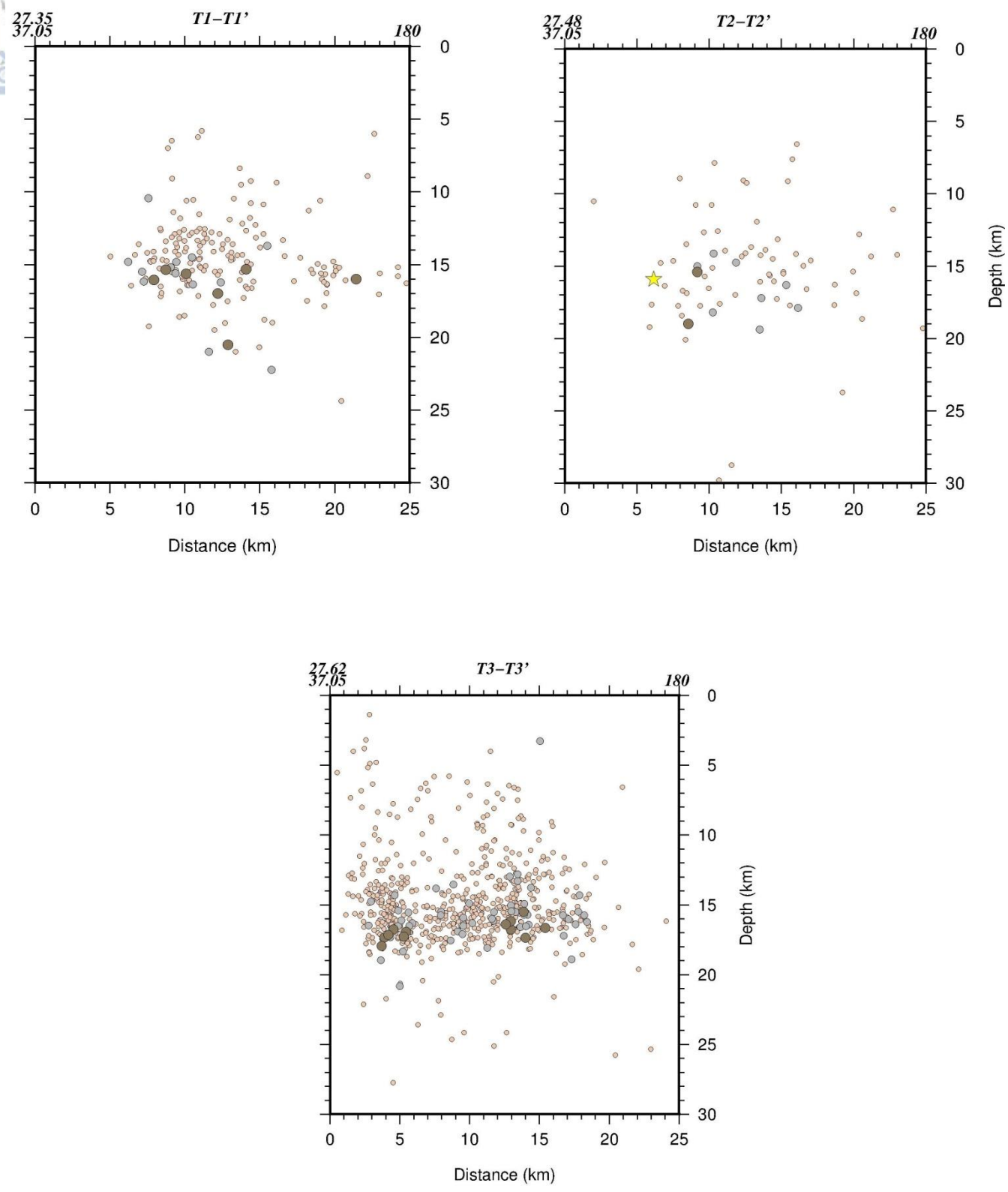
Τα Σχήματα 2.11 - 2.13 δείχνουν την κατανομή των εστιακών βαθών των σεισμών, όπως προέκυψαν μετά τον σχετικό προσδιορισμό τους.



Σχήμα 2.11: Παράλληλη τομή P1-P1' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης. Η επάνω τομή αντιστοιχεί στο μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) και η κάτω σε αυτό των Akyol et al. (2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

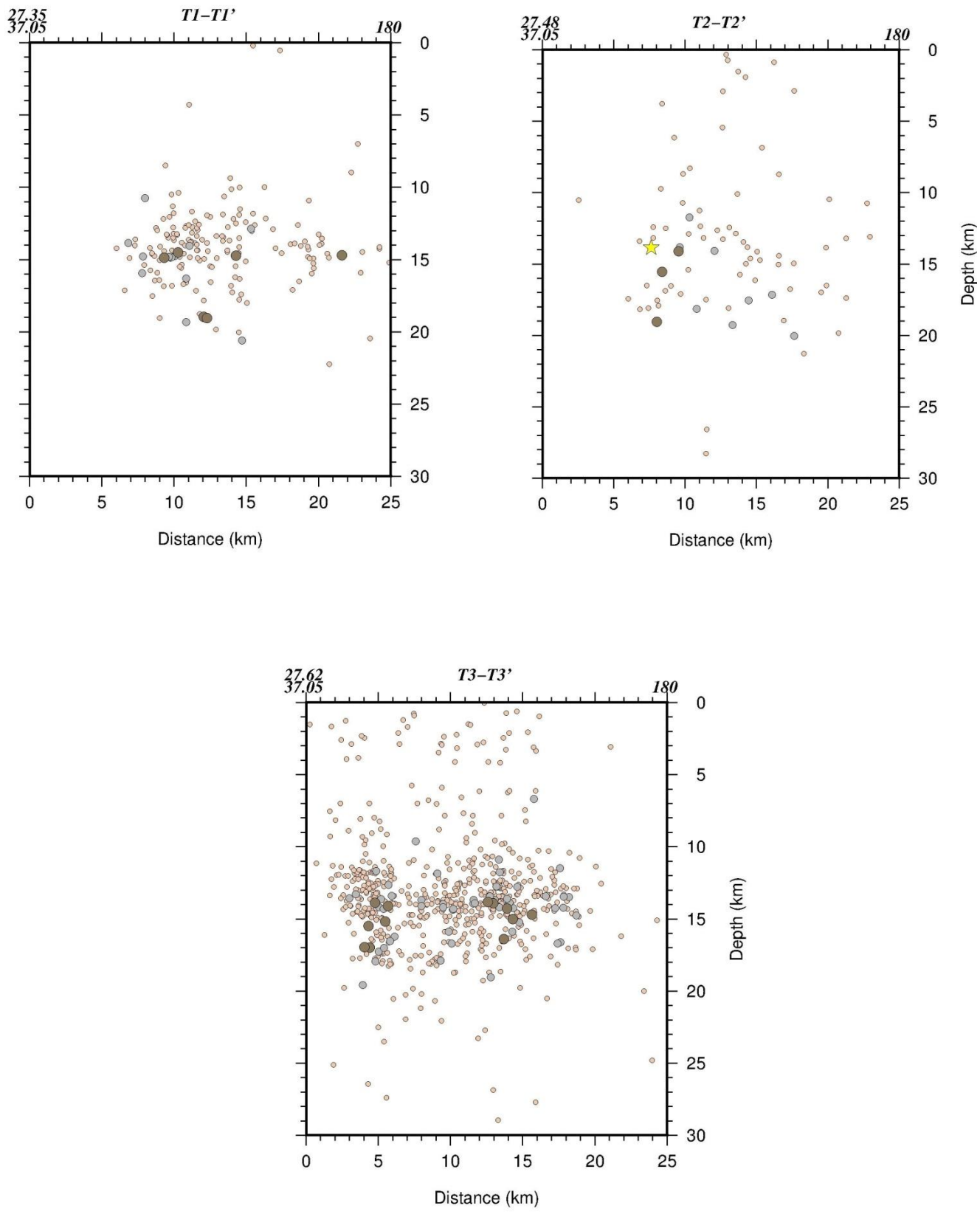
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.12: Οι τρεις κάθετες τομές T1-T1', T2-T2' και T3-T3' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης (μοντέλο Panagiotopoulos, 1984).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 2.13: Οι τρεις κάθετες τομές T1-T1', T2-T2' και T3-T3' προς τη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης (μοντέλο Akyol et al., 2006).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

2.3.3 Επιλογή Μοντέλου Ταχυτήτων

Για την τελική επιλογή ανάμεσα στα δύο μοντέλα ταχυτήτων ελέγχθηκαν τα αντίστοιχα σφάλματά τους ως προς τον χρόνο γένεσης (RMS), τον προσδιορισμό του επικέντρου (ERH) και του εστιακού βάθους (ERZ) (Πίνακας 2.5).

Πίνακας 2.5: Πίνακας κατανομής μέσης τιμής και τυπικής απόκλισης των σφαλμάτων, όπου το μοντέλο 1 αντιστοιχεί στο μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) ενώ το μοντέλο 2 σε εκείνο των Akyol et al. (2006).

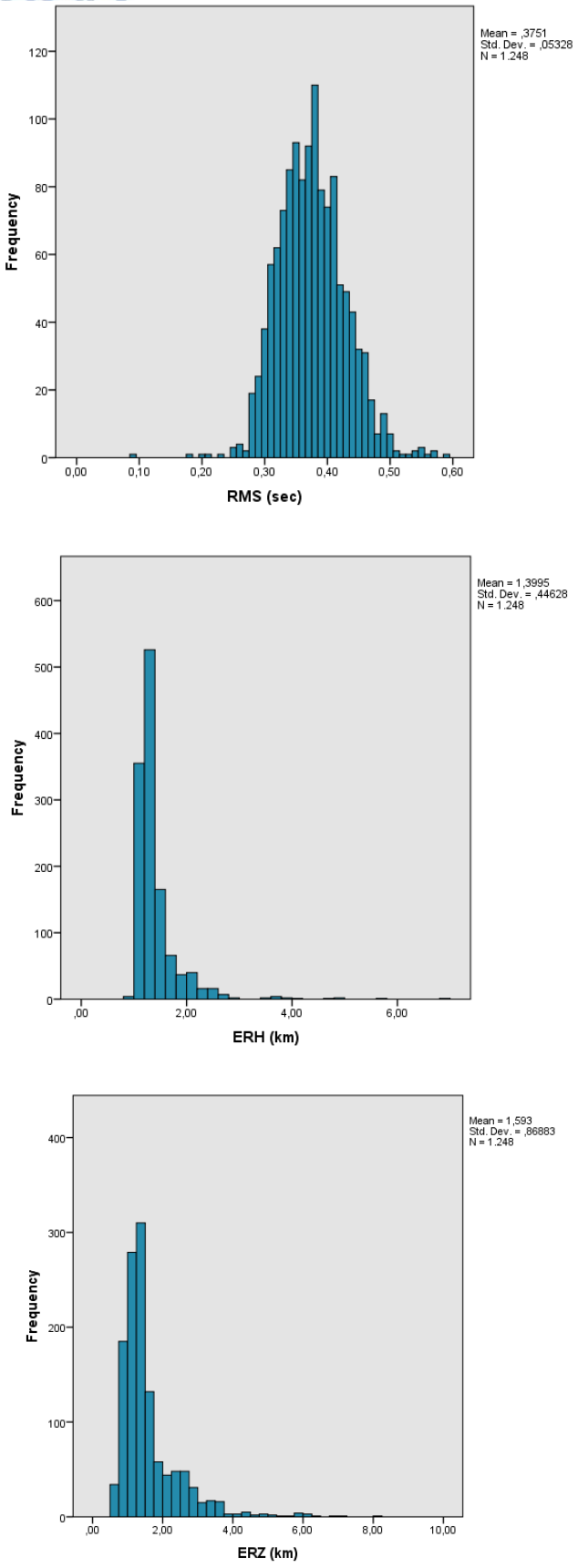
Descriptive Statistics

	N	Mean		Std. Deviation
	Statistic	Statistic	Std. Error	Statistic
ERH_model_1	1248	1,3995	,01263	,44628
ERH_model_2	1167	1,5019	,01330	,45427
ERZ_model_1	1248	1,5930	,02459	,86883
ERZ_model_2	1167	1,7151	,02891	,98755
RMS_model_1	1248	,3751	,00151	,05328
RMS_model_2	1167	,3766	,00175	,05987
Valid N (listwise)	1167			

Από την ανάλυση των σφαλμάτων προκύπτει πως το μοντέλο του Panagiotopoulos (1984) δίνει καλύτερα αποτελέσματα από εκείνο των Akyol et al. (2006). Ένας από τους λόγους που το δεύτερο παρουσιάζει μεγαλύτερα σφάλματα αποτελεί το γεγονός πως το δίκτυο ήταν εγκατεστημένο στην ενδοχώρα της δυτικής Τουρκίας και οι σεισμοί έγιναν κοντά σε εκείνη την περιοχή, συνεπώς δεν είναι εφικτή η ορθή απεικόνιση του φλοιού στα παράλια. Σύμφωνα με τα παραπάνω, το μοντέλο που υιοθετήθηκε τελικά ήταν του Panagiotopoulos (1984). Στο Σχήμα 2.14 φαίνονται τα ιστογράμματα των σφαλμάτων του μοντέλου που επιλέχθηκε.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



Σχήμα 2.14: Ιστογράμματα των σφαλμάτων του χρόνου γένεσης, του επικέντρου και του εστιακού βάθους κατά σειρά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

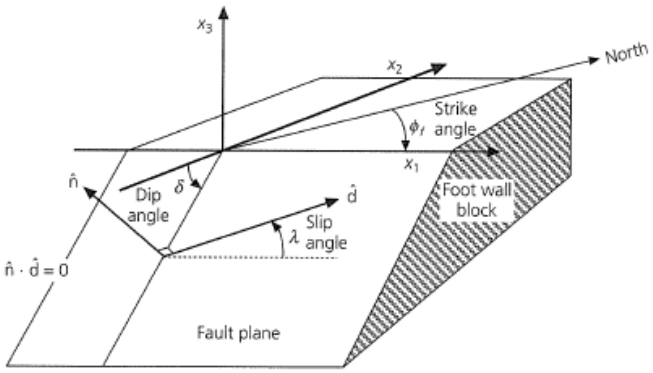
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

3 Κεφάλαιο 3 - Μηχανισμοί Γένεσης

3.1 Η Γεωμετρία του Σεισμικού Ρήγματος

Μετά τον μεγάλο σεισμό του Σαν Φρανσίσκο το 1906 ο H.Reid, βασιζόμενος σε παρατηρήσεις κατά μήκος του ρήγματος του Αγ. Ανδρέα, διατύπωσε την θεωρία της ελαστικής ανάπαλσης (Elastic rebound theory) συνδέοντας με αυτόν τον τρόπο τους σεισμούς με την απότομη ολίσθηση πάνω στην επιφάνεια ενεργών ρηγμάτων. Τα ρήγματα αποτελούν μια απότομη διακοπή της συνέχειας των πετρωμάτων λόγω θραύσης και αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να ορίζονται δύο τεμάχη. Με βάση τη θέση του κάθε τεμάχους ως προς το επίπεδο του ρήγματος τα χαρακτηρίζουμε ως υπερκείμενο (hanging wall) και ως υποκείμενο τέμαχος (footwall block). Σημαντικά χαρακτηριστικά του επιπέδου του ρήγματος είναι το κάθετο διάνυσμα, $\bar{n}$, προς την επιφάνεια του και το διάνυσμα ολίσθησης, $\bar{d}$, που κείται πάνω στο επίπεδο του ρήγματος. Από αυτά συνεπάγεται ότι τα δύο αυτά διανύσματα είναι κάθετα μεταξύ τους. Το διάνυσμα ολίσθησης $\bar{d}$ μας δίνει την διεύθυνση κίνησης του υπερκείμενου σε σχέση με το υποκείμενο τέμαχος. Επομένως, το ζεύγος $\left(\bar{n},\bar{d}\right)$ είναι δυνατόν να αποτελέσει ένα σύστημα συντεταγμένων του ρήγματος.

Ωστόσο, για τον προσδιορισμό ενός σεισμικού ρήγματος στον χώρο χρησιμοποιούμε ένα σύστημα γεωγραφικών συντεταγμένων (φ,δ,λ), όπου τα κύρια αυτά χαρακτηριστικά του ρήγματος είναι η παράταξή του (strike), η κλίση του (dip) και η γωνία ολίσθησης (rake) (Σχήμα 3.1).



Σχήμα 3.1: Η γεωμετρία του σεισμικού ρήγματος (από Stein and Wysession, 2003).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Η παράταξη, φ, του ρήγματος είναι η δεξιόστροφη γωνία που σχηματίζεται με αρχή τον Βορρά έως το ίχνος του ρήγματος στην επιφάνεια του εδάφους (άξονας x_1) και παίρνει τιμές από 0° έως 360° ($0° \le \varphi \le 360°$). Η κλίση, δ, είναι η γωνία που σχηματίζεται από την επιφάνεια του εδάφους (οριζόντιο επίπεδο ή άξονας x_2) και το επίπεδο του ρήγματος και παίρνει τιμές από 0° έως και 90° ($0° \le \delta \le 90°$). Τέλος, ως γωνία ολίσθησης, λ, ορίζεται η αριστερόστροφη γωνία που δημιουργούν ο άξονας x_1 με το διάνυσμα ολίσθησης $\bar{d}$ και παίρνει τιμές από 0° έως 360° ($0° \le \lambda \le 360°$). Από την τιμή της γωνίας ολίσθησης μπορούμε να συμπεράνουμε την κίνηση του άνω τεμάχους του ρήγματος σε σχέση με το κάτω. Επειδή θεωρούμε την επιφάνεια του ρήγματος ως ορθογώνιο παραλληλόγραμμο, η διάσταση του ορθογωνίου κατά μήκος της διεύθυνσης της παράταξης αντιστοιχεί στο μήκος του ρήγματος, L (fault length), ενώ η διάσταση κατά μήκος της διεύθυνσης της κλίσης αντιστοιχεί στο πλάτος του ρήγματος, W (fault width).

3.1.1 Μηχανισμοί Γένεσης

Μηχανισμός γένεσης (fault plane solution) ενός σεισμού ονομάζεται ο τρόπος ή η γεωμετρία της διάρρηξης των πετρωμάτων στην εστία του σεισμού, καθώς επίσης και το σύστημα των δυνάμεων και των τάσεων σε αυτή. Το επίπεδο το οποίο συμπίπτει με την επιφάνεια διάρρηξης στην εστία του σεισμού ονομάζεται επίπεδο του ρήγματος (fault plane). Ωστόσο, από τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης προκύπτουν δύο επίπεδα, το επίπεδο του ρήγματος και το κάθετο σε αυτό, το οποίο ονομάζεται βοηθητικό επίπεδο (auxiliary plane).Τα δυο αυτά κάθετα επίπεδα ονομάζονται ορικά (nodal planes).

Για τον συμβολισμό των μηχανισμών γένεσης χρησιμοποιούνται συγκεκριμένα σύμβολα, γνωστά ως ``beachballs''. Τα σύμβολα αυτά αποτελούν την προβολή του κάτω ημισφαιρίου μιας θεωρητικής σφαίρας (focal sphere) στο οριζόντιο επίπεδο, μέσα στην οποία περιβάλλεται η σεισμική εστία. Η εστιακή σφαίρα διαιρείται από τα ορικά επίπεδα σε τέσσερα τεταρτημόρια, δύο συμπιεστικά (compressional) και δύο εφελκυστικά (dilatational). Τα γκρίζα τεταρτημόρια αντιστοιχούν σε συμπίεση, ενώ τα λευκά σε εφελκυσμό (Σχήμα 3.2).

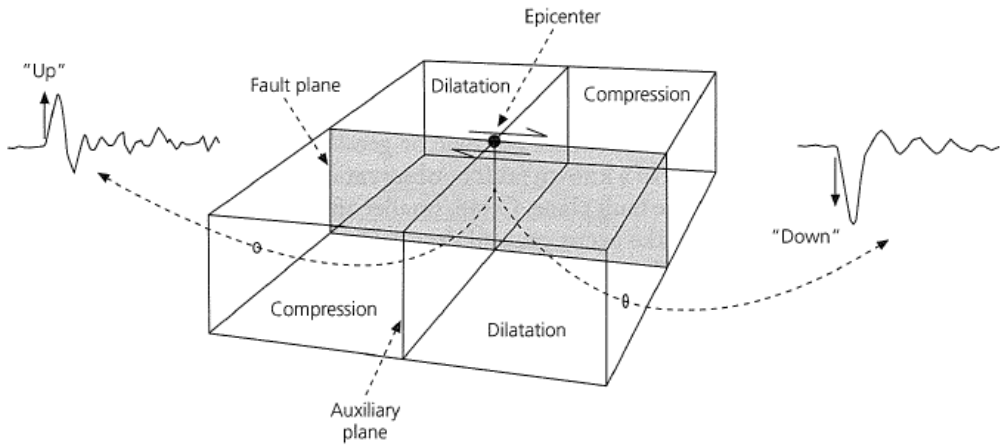
Η διεύθυνση της ολίσθησης κατά τη διάρρηξη καθορίζεται από το πεδίο των τάσεων. Οι μηχανισμοί γένεσης μας βοηθούν να συμπεράνουμε τον προσανατολισμό του πεδίου των τάσεων μέσα στη Γη. Μπορούμε να βρούμε τον άξονα της μέγιστης συμπίεσης (P) και τον άξονα της ελάχιστης συμπίεσης (T) διχοτομώντας αντίστοιχα τα εφελκυστικά και τα συμπιεστικά τεταρτημόρια. Επίσης, το βοηθητικό επίπεδο τέμνει το επίπεδο του ρήγματος

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

κατά μήκος του άξονα Β, ο οποίος λέγεται μηδενικός άξονας (null axis), καθώς τα σημεία που ανήκουν σε αυτόν δεν υφίστανται μετάθεση κατά την ολίσθηση των τεμαχών του ρήγματος.

Συνεπώς, για να βρεθεί ο μηχανισμός γένεσης ενός σεισμού αρκεί να βρεθούν τα δύο ορικά επίπεδα. Μια μέθοδος που χρησιμοποιείται γι' αυτόν τον σκοπό είναι η μέθοδος των πρώτων αποκλίσεων των επιμήκων κυμάτων. Βασίζεται στο γεγονός ότι οι πρώτες αφίξεις των επιμήκων κυμάτων έχουν διαφορετική πολικότητα μεταξύ των σεισμολογικών σταθμών που βρίσκονται σε διαφορετικές κατευθύνσεις από το επίκεντρο του σεισμού. Όταν η πρώτη άφιξη των P κυμάτων που καταγράφεται στην κατακόρυφη συνιστώσα ενός σεισμογράφου έχει φορά από κάτω προς τα πάνω τότε αυτή αναγράφεται ως συμπίεση, ενώ αν έχει φορά από πάνω προς τα κάτω τότε αυτή αναγράφεται ως αραίωση (Σχήμα 3.2). Ωστόσο, στην παρούσα εργασία ο προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης έγινε με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής, η οποία αναλύεται στη συνέχεια.



Σχήμα 3.2: Οι παρατηρηθείσες πρώτες αφιξείς P-κυμάτων από σεισμογράφους σε διάφορες διευθύνσεις από την εστία μας δίνουν πληροφορίες για τον προσανατολισμό του ρήγματος. Τα δύο ορικά επίπεδα χωρίζουν μεταξύ τους τα εφελκυστικά (dilatational) και τα συμπιεστικά (compressional) τεταρτημόρια, ωστόσο δεν μπορούμε να συμπεράνουμε από αυτά τα δεδομένα ποιο είναι το επίπεδο του ρήγματος (από Stein and Wysession, 2003).

3.1.2 Τύποι Ρηγμάτων

Η ταξινόμηση των ρηγμάτων γίνεται ανάλογα με το πεδίο των τάσεων που προκάλεσε τη θραύση των πετρωμάτων καθώς και βάσει της σχετικής κίνησης των δύο τεμαχών τους (Σχήμα 3.3). Οι βασικοί τύποι ρηγμάτων είναι οι εξής:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

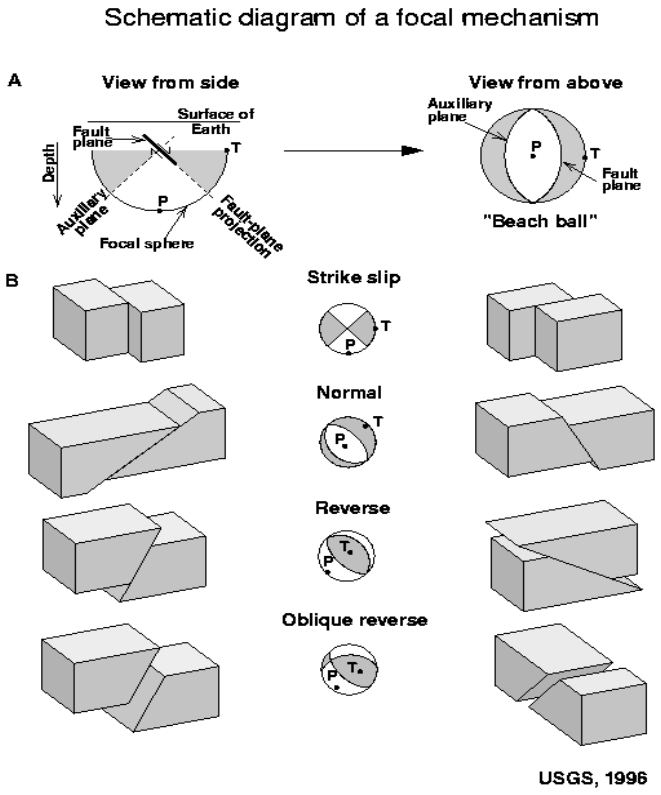
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

- **Κανονικά ρήγματα (normal faults)** είναι τα ρήγματα στα οποία τα δυο τεμάχη απομακρύνονται μεταξύ τους, με το υπερκείμενο τέμαχος να βυθίζεται προς τα κάτω παράλληλα προς την κλίση του ρήγματος. Συνεπώς, τα κανονικά ρήγματα είναι αποτέλεσμα εφελκυστικών τάσεων.

- **Ανάστροφα ρήγματα (thrust faults)** είναι τα ρήγματα στα οποία κατά τη σχετική κίνηση των τεμαχών το υπερκείμενο τέμαχος ανυψώνεται, ενώ το υποκείμενο τέμαχος βυθίζεται παράλληλα προς την κλίση του ρήγματος. Συνεπώς, τα ανάστροφα ρήγματα είναι αποτέλεσμα συμπιεστικών τάσεων.

- **Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip faults)** είναι τα ρήγματα στα οποία η μετατόπιση γίνεται παράλληλα προς την παράταξη του ρήγματος. Διακρίνονται σε δύο κατηγορίες, στα δεξιόστροφα (dextral ή right lateral strike-slip faults) και στα αριστερόστροφα (sinistralή left lateral strike-slip faults).

- **Ρήγματα πλάγιας ολίσθησης (oblique-slip faults)** είναι τα ρήγματα στα οποία η σχετική κίνηση των τεμαχών είναι ένας συνδυασμός των ανωτέρω.

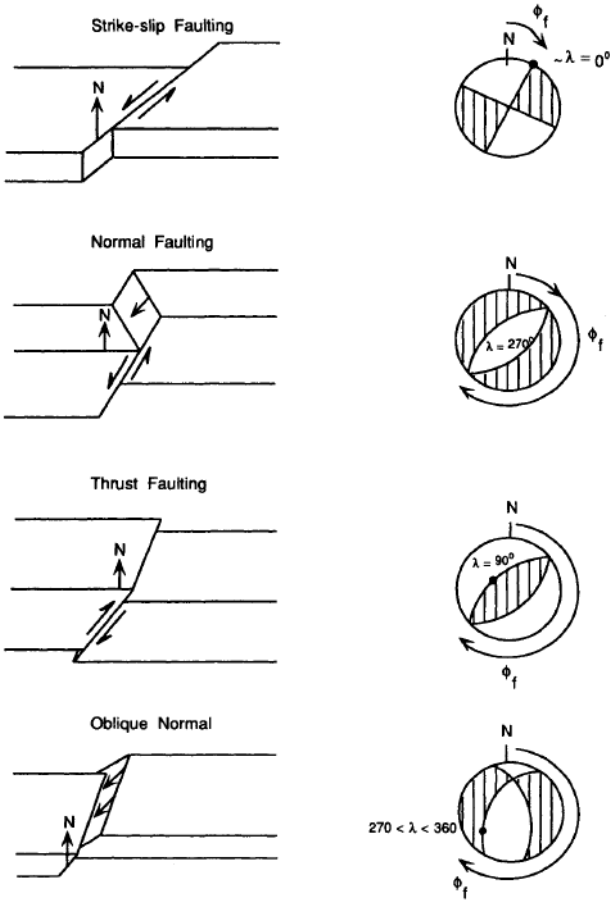


Σχήμα 3.3: Σχηματικό διάγραμμα μηχανισμών γένεσης (USGS, 1996).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Ανάλογα με τις τιμές που παίρνει η γωνία ολίσθησης (slip angle) λ, μπορούμε να καθορίσουμε σε ποια από τις παραπάνω κατηγορίες ανήκει ένα ρήγμα (Σχήμα 3.4). Στην περίπτωση που ισχύει ότι λ=0° ή λ=180°, δηλαδή όταν το διάνυσμα της ολίσθησης $\vec{d}$ είναι παράλληλο προς τη διεύθυνση του ρήγματος, τότε το ρήγμα είναι οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip). Ειδικότερα για λ=0° το ρήγμα είναι δεξιόστροφο, δηλαδή κάθε τέμαχος του φαίνεται να κινείται από αριστερά προς τα δεξιά ως προς έναν παρατηρητή. Διαφορετικά για λ=180° το ρήγμα είναι αριστερόστροφο, δηλαδή κάθε τέμαχος του φαίνεται να κινείται από δεξιά προς τα αριστερά ως προς έναν παρατηρητή. Σε περίπτωση που ισχύει ότι λ=90° ή λ=270° (ή -90°) η διάρρηξη λέγεται διάρρηξη κλίσης (dip-slip). Πιο συγκεκριμένα όταν λ=90° το υπερκείμενο τέμαχος ανυψώνεται σε σχέση με το υποκείμενο και συνεπώς το ρήγμα είναι ανάστροφο. Διαφορετικά, όταν λ=270° το υπερκείμενο τέμαχος βυθίζεται σε σχέση με το υποκείμενο και συνεπώς το ρήγμα είναι κανονικό.



Σχήμα 3.4: Βασικοί τύποι σεισμικών ρηγμάτων και οι αντίστοιχοι μηχανισμοί γένεσής τους. Οι σκούρες περιοχές υποδηλώνουν συμπίεση (από Lay and Wallace, 1995).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

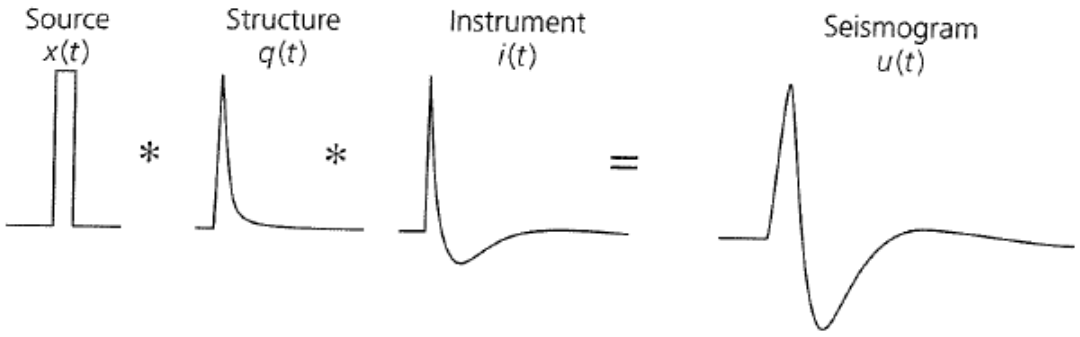
3.2 Συναρτήσεις Green

Τόσο η προσομοίωση των κυματομορφών όσο και η αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής που θα μελετήσουμε στη συνέχεια, βασίζονται στη δημιουργία συνθετικών κυματομορφών και στη σύγκριση τους με πραγματικές καταγραφές κυμάτων χώρου (bodywaves) και επιφανειακών κυμάτων (surface waves). Σκοπός για την κατασκευή των συνθετικών κυματομορφών είναι η εύρεση ενός μοντέλου που προσεγγίζει όσο το δυνατόν καλύτερα τα πραγματικά δεδομένα. Αυτό επιτυγχάνεται είτε λύνοντας το ευθύ πρόβλημα είτε μέσω της αντιστροφής.

Η καταγραφή κάθε σεισμικού κύματος σε ένα σεισμογράφο εξαρτάται από τις ιδιότητες τις εστίας, τον δρόμο διάδοσης του σεισμικού κύματος από την εστία έως το σεισμογράφο και από την απόκριση του οργάνου καταγραφής (Σχήμα 3.5). Με αυτόν τον τρόπο μπορούμε να περιγράψουμε την κυματομορφή ως μια συνάρτηση u(t), η οποία ορίζεται ως η συνέλιξη των τριών αυτών παραγόντων ως εξής:

$$u(t) = x(t) * e(t) * q(t) * i(t) \tag{3.1}$$

όπου x(t) η χρονική συνάρτηση της πηγής (source time function), οι όροι e(t) και q(t) συμβολίζουν την επίδραση του δρόμου διάδοσης και i(t) η απόκριση του σεισμογράφου.



Σχήμα 3.5: Άφιξη P κύματος ενός σεισμού η οποία συνδυάζει την χρονική συνάρτηση της πηγής x(t), την απόσβεση q(t) και την απόκριση του οργάνου i(t). Όταν οι αποστάσεις είναι 30°< Δ < 90°από τη σεισμική πηγή ο παράγοντας e(t) μπορεί να απουσιάζει (από Stein and Wysession, 2003).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Δεδομένου ότι η πράξη της συνέλιξης στο πεδίο του χρόνου αντιστοιχεί στην πράξη του πολλαπλασιασμού στο πεδίο των συχνοτήτων, η σχέση (3.1) γράφεται:

$$U(\omega) = X(\omega) \cdot E(\omega) \cdot Q(\omega) \cdot I(\omega) \quad (3.2)$$

Ο άγνωστος που θέλουμε να υπολογίσουμε σε αυτή τη σχέση είναι η χρονική συνάρτηση της πηγής x(t), από την οποία θα πάρουμε πληροφορίες για διάφορες παραμέτρους της εστίας του σεισμού όπως το εστιακό βάθος, τη σεισμική ροπή M_0, καθώς και τις παραμέτρους του ρήγματος (φ,δ,λ). Για την επίτευξη αυτού του σκοπού χρησιμοποιούμε τη μέθοδο των συναρτήσεων Green. Η συνάρτηση Green ορίζεται ως ο συνδυασμός των ελαστικών και ανελαστικών αποσβέσεων που θα υποστεί το σεισμικό κύμα, κατά τη διάδοση του από την εστία έως το σεισμογράφο, και δίνεται από τη σχέση:

$$g(t) = e(t) * q(t) \quad (3.3)$$

Στην ουσία η συνάρτηση Green περιγράφει το σήμα που θα καταγραφεί από το σεισμογράφο, αν η συνάρτηση της πηγής ήταν μια συνάρτηση δέλτα. Σύμφωνα με τα παραπάνω οι σχέσεις (3.1) και (3.2) παίρνουν, αντίστοιχα, τη μορφή:

$$u(t) = x(t) * g(t) * i(t) \quad (3.4)$$

$$U(\omega) = X(\omega) \cdot G(\omega) \cdot I(\omega) \quad (3.5)$$

Συνεπώς, για να βρούμε τη συνάρτηση της πηγής χρησιμοποιούμε τη σχέση

$$X(\omega) = \frac{U(\omega)}{G(\omega) \cdot I(\omega)} \quad (3.6)$$

3.3 Ισοδύναμες Δυνάμεις Χώρου

Στο μακρινό πεδίο, για να απλοποιήσουμε την διαδικασία εύρεσης μηχανισμού γένεσης για έναν σεισμό, θεωρούμε την σεισμική πηγή ως σημειακή (point source). Για να γίνει αυτό θα πρέπει οι σεισμικές καταγραφές που θα χρησιμοποιηθούν να έχουν περιόδους ίσες ή μεγαλύτερες από τη διάρκεια της διάρρηξης και τα μήκη κύματος να είναι μεγαλύτερα από τις διαστάσεις του ρήγματος. Αυτές οι δύο προϋποθέσεις συνοψίζονται σύμφωνα με τη σχέση $r \cdot \lambda >> L^2$, όπου r η απόσταση του σημείου παρατήρησης από την πηγή, λ το μήκος κύματος και L οι διαστάσεις του ρήγματος. Η χρονική συνάρτηση της σεισμικής πηγής $M(t)$ ή $x(t)$ (source time

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

function) αποτελεί την πρώτη παράγωγο (ή τον ρυθμό έκλυσης) της συνάρτησης της σεισμικής ροπής M(t) (seismic moment function) που δίνεται από τη σχέση

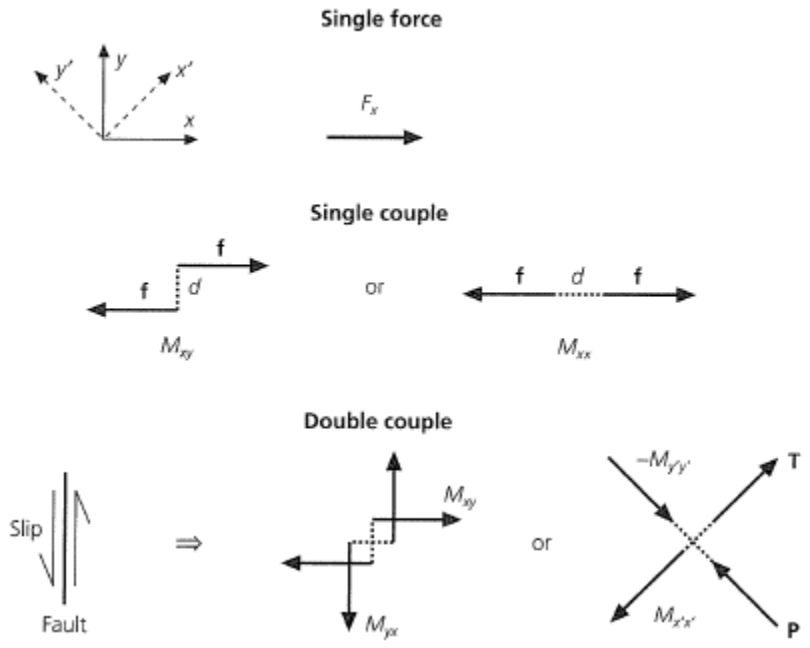
$$M(t) = \mu D(t) S(t) \tag{3.7}$$

όπου μ είναι ο συντελεστής δυσκαμψίας και D(t), S(t) η χρονοϊστορίατης ολίσθησης και της επιφάνειας του ρήγματος αντίστοιχα.

Ωστόσο, το καλύτερο μέτρο για το μέγεθος ενός σεισμού και την ενέργεια που παράχθηκε αποτελεί η βαθμωτή σεισμική ροπή M_0 (scalar seismic moment), που προκύπτει σε σχέση με τη μέση ολίσθηση $\bar{D}$ που έλαβε χώρα στην επιφάνεια του ρήγματος.

$$M_0 = \mu \bar{D} S \tag{3.8}$$

Στην προσπάθεια να συμπεριλάβουμε και άλλους τύπους σεισμικών πηγών καταλήγουμε στον Τανυστή της Σεισμικής Ροπής (Seismic Moment Tensor), ο οποίος μας παρέχει επιπλέον πληροφορίες όσον αφορά στη διαδικασία της διάρρηξης. Σε αυτή την προσέγγιση θεωρούμε πως η ολίσθηση σε ένα ρήγμα αναπαρίσταται από ένα διπλό ζεύγος ισοδύναμων δυνάμεων χώρου που παράγουν την ίδια σεισμική ακτινοβολία.



Σχήμα 3.6: Ισοδύναμες δυνάμεις για τις περιπτώσεις της μονής δύναμης (single force), του μονού ζεύγους δυνάμεων (single couple) και του διπλού ζεύγους δυνάμεων (double couple), όπου τα ζεύγη της μορφής M_{xx} δεν προκαλούν ροπή στρέψης (από Stein and Wysession, 2003).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.6 κάθε ζεύγος ισοδύναμων δυνάμεων αποτελείται από δύο δυνάμεις ίδιων μέτρων f και αντίθετων διευθύνσεων (±x), τα σημεία εφαρμογής των οποίων απέχουν μεταξύ τους κατά απόσταση d. Στο ζεύγος M_{xy} τα σημεία εφαρμογής των δυνάμεων απέχουν κατά d ως προς τον άξονα y και γι' αυτόν τον λόγο αυτό το ζεύγος προκαλεί ροπή μέτρου fd (dyn-cm ή N-m). Αντιθέτως, στο ζεύγος M_{xx} τα σημεία εφαρμογής και των δύο δυνάμεων βρίσκονται πάνω στον άξονα x με αποτέλεσμα να μην προκαλείται ροπή στρέψης.

Με αυτή την προσέγγιση, δηλαδή συνδυάζοντας ζεύγη δυνάμεων με διάφορους προσανατολισμούς, μπορούμε να μελετήσουμε και άλλα είδη σεισμικών πηγών. Αν και το μοντέλο του διπλού ζεύγους δυνάμεων αποτελεί μια αρκετά απλή και ικανοποιητική προσομοίωση της διάρρηξης σε ένα ρήγμα κατά την διάρκεια ενός σεισμού, δεν μπορεί να περιγράψει πλήρως όλες τις φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε αυτό. Αυτό οφείλεται κυρίως στο γεγονός ότι κατά τη διάρρηξη η ολίσθηση που συμβαίνει στην επιφάνεια του ρήγματος μεταβάλλεται τόσο χρονικά όσο και χωρικά.

3.4 Τανυστής Σεισμικής Ροπής

Μια απλή μαθηματική αναπαράσταση που μας βοηθά να αντιληφθούμε καλύτερα τι συμβαίνει στην εστία ενός σεισμού είναι ο τανυστής σεισμικής ροπής (seismic moment tensor). Αποτελεί ένα ιδιαιτέρως χρήσιμο εργαλείο καθώς μας δίνει περαιτέρω λεπτομέρειες ως προς την διαδικασία της διάρρηξης και επιπλέον απλοποιεί σε μεγάλο βαθμό την αντιστροφή των σεισμικών καταγραφών, βοηθώντας με αυτόν τον τρόπο τον υπολογισμό των παραμέτρων της εστίας. Οι παράμετροι αυτοί είναι ο μηχανισμός γένεσης (διεύθυνση, κλίση, ολίσθηση) και η σεισμική ροπή (M_0). Ο τανυστής σεισμικής ροπής μπορεί να υπολογιστεί από τις ελεύθερες ταλαντώσεις της Γης και από επιφανειακά κύματα, αλλά και κύματα χώρου μακράς περιόδου.

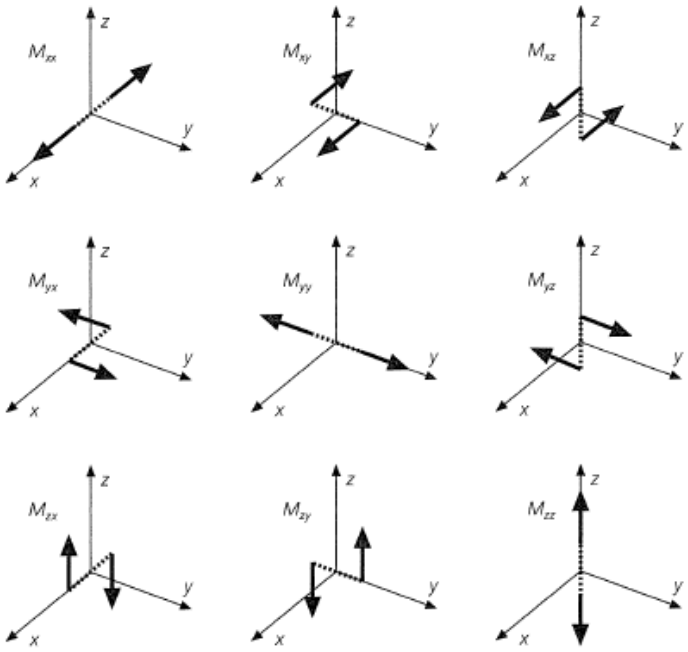
Ο τανυστής της σεισμικής ροπής (M_{ij}) αναπαριστά τις ισοδύναμες δυνάμεις χώρου για τις διάφορες γεωμετρίες σεισμικών πηγών. Αποτελείται από εννιά στοιχεία, καθένα από τα οποία αντιστοιχεί σε ένα ζεύγος δυνάμεων (Σχήμα 3.7).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

Τα στοιχεία που βρίσκονται πάνω στην κύρια διαγώνιο του τανυστή (M_{xx}, M_{yy}, M_{zz}) αναπαριστούν ζεύγη δυνάμεων που δεν προκαλούν ροπή στρέψης και ονομάζονται διανυσματικά δίπολα (vector dipoles), ενώ τα υπόλοιπα στοιχεία του πίνακα αναπαριστούν ζεύγη δυνάμεων (force couples).



Σχήμα 3.7: Τα εννέα ζεύγη δυνάμεων που αποτελούν τις συνιστώσες του τανυστή σεισμικής ροπής (από Stein and Wysession, 2003).

Μπορούμε να ορίσουμε τον τανυστή σεισμικής ροπής σε ένα οποιοδήποτε ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων. Αν θεωρήσουμε στην επιφάνεια ενός ρήγματος ένα τυχαία προσανατολισμένο διπλό ζεύγος δυνάμεων, τότε μπορούμε να ορίσουμε τον τανυστή με την βοήθεια των ορθομοναδιαίων διανυσμάτων $\bar{n}$ και $\bar{d}$. Το $\bar{n}$ είναι το μοναδιαίο κάθετο διάνυσμα στην επιφάνεια του ρήγματος και το $\bar{d}$ είναι το μοναδιαίο διάνυσμα ολίσθησης.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Επομένως, ο τανυστής που αντιστοιχεί σε ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων (double couple source) μπορεί να γραφεί σύμφωνα με τις σχέσεις:

$$M_{ij} = M_0(n_i d_j + n_j d_i) \quad (3.10)$$

$$M_{ij} = M_0 \begin{bmatrix} 2n_x d_x & n_x d_y + n_y d_x & n_x d_z + n_z d_x \\ n_y d_x + n_x d_y & 2n_y d_y & n_y d_z + n_z d_y \\ n_z d_x + n_x d_z & n_z d_y + n_y d_z & 2n_z d_z \end{bmatrix} \quad (3.11)$$

Από την παραπάνω αναπαράσταση βγάζουμε δύο συμπεράσματα:

1) Ο τανυστής είναι συμμετρικός ($M_{ij}=M_{ji}$), η φυσική σημασία του οποίου είναι ότι η ολίσθηση τόσο στο επίπεδο του ρήγματος όσο και στο βοηθητικό έχει την ίδια σεισμική ακτινοβολία.

2) Το ίχνος του τανυστή είναι ίσο με 0. $\sum_i M_{ii} = 2M_0 n_i d_i = 2M_0 \bar{n}\bar{d} = 0$, καθώς τα διανύσματα $\bar{n}$, $\bar{d}$ είναι κάθετα μεταξύ τους και επομένως το εσωτερικό τους γινόμενο είναι 0. Οι τανυστές ροπής με μη μηδενικό ιχνός, δεν αντιστοιχούν σε σεισμική πηγή, αλλά σε άλλα είδη πηγών που σχετίζονται με μεταβολή του όγκου (π.χ. εκρήξεις, εσωτερικές καταρρεύσεις).

Επομένως, ο τανυστής που αφορά ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων είναι πραγματικός και συμμετρικός και δίνει πραγματικές ιδιοτιμές και ορθογώνια ιδιοδιανύσματα. Οι χαρακτηριστικές του ιδιότητες είναι: 1) η μια ιδιοτιμή του είναι μηδενική και 2) το άθροισμα των ιδιοτιμών του είναι επίσης μηδενικό, καθώς η μια ιδιοτιμή είναι ίση με 0 και οι άλλες δύο είναι αντίθετες. Τα ιδιοδιανύσματα του τανυστή, που είναι ορθογώνια μεταξύ τους, είναι παράλληλα προς τις διευθύνσεις των αξόνων P, T και B. Πιο συγκεκριμένα, το ιδιοδιάνυσμα στο οποίο αντιστοιχεί η μηδενική ιδιοτιμή είναι παράλληλο προς τον μηδενικό άξονα B, αυτό στο οποίο αντιστοιχεί η θετική ιδιοτιμή είναι παράλληλο προς τον άξονα ελάχιστης συμπίεσης T, και τέλος αυτό στο οποίο αντιστοιχεί η αρνητική ιδιοτιμή είναι παράλληλο προς τον άξονα μέγιστης συμπίεσης P.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

3.4.1 Ανάλυση του Τανυστή Σεισμικής Ροπής

Σύμφωνα με τους Jost and Herrmann (1989) ένας τανυστής μπορεί να αναλυθεί σε στοιχειώδεις τανυστές. Επομένως, μια σεισμική πηγή δεν μπορεί να περιγραφεί εξολοκλήρου από έναν μηχανισμό διπλού ζεύγους. Γι αυτόν τον λόγο ο τανυστής της σεισμικής ροπής αναλύεται σε ένα ισότροπο και σε ένα αποκλίνον κομμάτι.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ο τανυστής σεισμικής ροπής μπορεί να μετασχηματιστεί από ένα ορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων σε ένα άλλο, χωρίς όμως αυτό να επηρεάσει τη φυσική του έννοια. Ένας τέτοιος μετασχηματισμός μπορεί να γίνει με την βοήθεια της ανάλυσης ιδιοτιμών (m_i) (eigenvalue decomposition), όπου τα αντίστοιχα ορθομοναδιαία ιδιοδιανυσμάτα (a_i) αποτελούν τη βάση του νέου συστήματος συντεταγμένων. Σύμφωνα με αυτή την ανάλυση ο τανυστής μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$M = \begin{bmatrix} \bar{a}_1 & \bar{a}_2 & \bar{a}_3 \end{bmatrix} \cdot m \cdot \begin{bmatrix} \bar{a}_1^T \\ \bar{a}_2^T \\ \bar{a}_3^T \end{bmatrix} \quad (3.12)$$

$$M = \begin{bmatrix} a_{1x} & a_{2x} & a_{3x} \\ a_{1y} & a_{2y} & a_{3y} \\ a_{1z} & a_{2z} & a_{3z} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} m_1 & 0 & 0 \\ 0 & m_2 & 0 \\ 0 & 0 & m_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a_{1x} & a_{1y} & a_{1z} \\ a_{2x} & a_{2y} & a_{2z} \\ a_{3x} & a_{3y} & a_{3z} \end{bmatrix} = U \cdot m \cdot U^T \quad (3.13)$$

όπου ο m είναι ο διαγωνιοποιημένος τανυστής σεισμικής ροπής και τα στοιχεία του είναι οι ιδιοτιμές του M. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι: $m = U^T \cdot M \cdot U$.

Μπορούμε λοιπόν τώρα να ορίσουμε τον τανυστή m στο νέο σύστημα συντεταγμένων ως εξής:

$$m = \frac{1}{3} \cdot \begin{bmatrix} tr(M) & 0 & 0 \\ 0 & tr(M) & 0 \\ 0 & 0 & tr(M) \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} m_1' & 0 & 0 \\ 0 & m_2' & 0 \\ 0 & 0 & m_3' \end{bmatrix} \quad (3.14)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

όπου tr(M) το ίχνος του τανυστή, δηλαδή $tr(M) = m_1 + m_2 + m_3$, και οι ιδιοτιμές m_i' προκύπτουν από την σχέση: $m_i' = m_i - \frac{1}{3} \cdot (m_1 + m_2 + m_3) = m_i - \frac{1}{3} \cdot tr(M)$. Ο πρώτος όρος (isotropic part) είναι πολύ σημαντικός, καθώς από τις ιδιοτιμές του μπορούμε να ποσοτικοποιήσουμε την μεταβολή του όγκου που λαμβάνει χώρα στην εστία. Ο δεύτερος όρος (deviatoric part) προκύπτει αφαιρώντας από τις ιδιοτιμές του M την ποσότητα $\frac{1}{3} \cdot tr(M)$ και μπορεί να αναλυθεί σε παραπάνω συνιστώσες.

Τις περισσότερες φορές επιλέγεται η ανάλυση του αποκλίνοντα τανυστή σε μια συνιστώσα που αντιστοιχεί σε ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων (DC) και σε μια συνιστώσα ενός γραμμικού διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης (CLVD).

Αν στην εστία επιδρά μόνο ένα διπλό ζεύγος δυνάμεων (pure DC), τότε για τις ιδιοτιμές m_i' ισχύει ότι $m_1' = -m_2'$ και $m_3' = 0$. Παρόλα αυτά τις περισσότερες φορές αυτό δεν ισχύει και ο αποκλίνων τανυστής έχει και ένα CLVD μέρος.

Θεωρώντας $|m_1'| \geq |m_2'| \geq |m_3'|$, τότε ο αποκλίνων τανυστής της σχέσης (1) μπορεί να αναλυθεί με τον παρακάτω τρόπο σε μια DC και σε μια CLVD συνιστώσα αντίστοιχα:

$$\begin{bmatrix} m_1' & 0 & 0 \\ 0 & m_2' & 0 \\ 0 & 0 & m_3' \end{bmatrix} = (1-2\varepsilon) \cdot \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -m_3' & 0 \\ 0 & 0 & m_3' \end{bmatrix} + \varepsilon \cdot \begin{bmatrix} -m_3' & 0 & 0 \\ 0 & -m_3' & 0 \\ 0 & 0 & 2m_3' \end{bmatrix} \quad (3.15)$$

οπότε η σχέση (3.4.6) τελικά γίνεται

$$m = \frac{1}{3} \cdot \begin{bmatrix} tr(M) & 0 & 0 \\ 0 & tr(M) & 0 \\ 0 & 0 & tr(M) \end{bmatrix} + (1-2\varepsilon) \cdot \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & -m_3' & 0 \\ 0 & 0 & m_3' \end{bmatrix} + \varepsilon \cdot \begin{bmatrix} -m_3' & 0 & 0 \\ 0 & -m_3' & 0 \\ 0 & 0 & 2m_3' \end{bmatrix}$$

(3.16)

όπου $m_i' = m_i - \frac{1}{3} \cdot tr(M)$. Οι όροι της σχέσης (3.16) αντιστοιχούν κατά σειρά στο ισότροπο μέρος, στο διπλό ζεύγος δυνάμεων (DC) και στο γραμμικό διανυσματικό δίπολο αντιστάθμισης

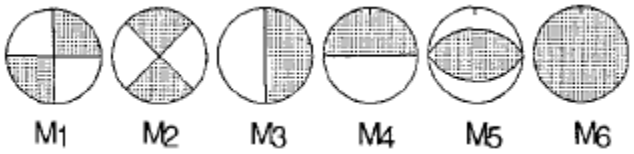
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

(CLVD). Η παράμετρος ε χρησιμοποιείται για να υπολογίσουμε την αναλογία μεταξύ του διπλού ζεύγους και του γραμμικού διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης και ισχύει ότι $\varepsilon = \left| \frac{m_{\min}}{m_{\max}} \right|$ σύμφωνα με τους Dziewonski et al. (1981), όπου m_{min} η μικρότερη και m_{max} η μεγαλύτερη ιδιοτιμή. Στην περίπτωση που το ε=0 τότε έχουμε καθαρά μια πηγή διπλού ζεύγους δυνάμεων καθώς για τη μικρότερη ιδιοτιμή ισχύει $m_{min}=0$, ενώ αν ε=0.5 τότε έχουμε μόνο CLVD. Όσο αυξάνεται η τιμή του διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης μειώνεται η περίπτωση του διπλού ζεύγους, με αποτέλεσμα να οδηγούμαστε σε μια λύση που δεν είναι ικανοποιητική.

3.4.2 Υπολογισμός Τανυστή Σεισμικής Ροπής με τη Μέθοδο της Αντιστροφής

Θεωρώντας τη σεισμική πηγή ως σημειακή, μπορούμε να εκφράσουμε κάθε συνιστώσα της εδαφικής μετάθεσης ως συνδυασμό των συνιστωσών του τανυστή σεισμικής ροπής και των συναρτήσεων Green. Σύμφωνα με τους Kikuchi and Kanamori (1991) ο τανυστής σεισμικής ροπής ορίζεται ως ένας γραμμικός συνδυασμός 6 στοιχειωδών μηχανισμών γένεσης (Σχήμα 3.8).



Σχήμα 3.8: Στοιχειώδεις μηχανισμοί γένεσης που χρησιμοποιούνται για την αντιστροφή του τανυστή σεισμικής ροπής (Kikuchi and Kanamori, 1991).

Οι μηχανισμοί M_1 και M_2 παριστάνουν ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike slip), οι M_3 και M_4 ρήγματος κλίσης (dip slip), ο M_5 παριστάνει ανάστροφο ρήγμα με κλίση 45° και ο M_6 που δεν αντιστοιχεί σε σεισμική πηγή καθώς έχει μόνο ισότροπη συνιστώσα. Σε αυτούς τους μηχανισμούς αντιστοιχούν οι τανυστές:

$$M_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad M_2 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & -1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad M_3 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \\ 0 & 1 & 0 \end{bmatrix},$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$$M_4 = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad M_5 = \begin{bmatrix} -1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad M_6 = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

Τότε η μετάθεση δίνεται από τη σχέση:

$$u_n(x,t) = M_{ij} * G_{ni,\,j} \tag{3.17}$$

όπου η μετάθεση είναι γνωστή από το σταθμό καταγραφής και οι μερικές παράγωγοι των συναρτήσεων Green υπολογίζονται βάσει του μοντέλου ταχυτήτων που θα επιλέξουμε. Για να υπολογίσουμε τον τανυστή της σεισμικής ροπής θα λύσουμε τελικά το σύστημα:

$$u = G \cdot M \tag{3.18}$$

Η σχέση (3.18) μπορεί να επίσης να εκφραστεί και με τη μορφή πινάκων. Το u είναι το διάνυσμα στήλη του οποίου οι συνιστώσες είναι οι καταγραφές σε n σταθμούς και G είναι ο πίνακας των συναρτήσεων Green, του οποίου ο αριθμός των γραμμών είναι ίσος με το πλήθος n των σταθμών, και ο αριθμός των στηλών είναι ίσος με 6 (πλήθος συνιστωσών του τανυστή σεισμικής ροπής).

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ . \\ . \\ . \\ . \\ . \\ u_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} & G_{15} & G_{16} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} & G_{25} & G_{26} \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} & G_{n5} & G_{n6} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ m_3 \\ m_4 \\ m_5 \\ m_6 \end{bmatrix} \tag{3.19}$$

Ωστόσο, επειδή ο πίνακας G δεν είναι τετραγωνικός, δεν μπορεί να αντιστραφεί κι έτσι παίρνουμε τον γενικευμένο αντίστροφο του. Με χρήση της μεθόδου αποσύνθεσης ιδιαζουσών τιμών (SVD) η λύση του συστήματος είναι:

$$\mathrm{M} = (G^T G)^{-1} G^T u \tag{3.20}$$

3.5 Εφαρμογή και αποτελέσματα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Στην παρούσα εργασία έγινε ο προσδιορισμός των μηχανισμών γένεσης ενός αριθμού σεισμών της ακολουθίας της Κω, με χρήση του λογισμικού πακέτου **ISOLA** (Sokos and Zahradník, 2008, 2013) για το χρονικό διάστημα 20/07/2017 – 24/09/2017.

Πρώτο στάδιο της διαδικασίας αποτελεί η συλλογή και η επεξεργασία των δεδομένων. Οι κυματομορφές που χρησιμοποιήθηκαν προήλθαν από τη βάση δεδομένων του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (http://eida.gein.noa.gr/), από τους μόνιμους σταθμούς του δικτύου GEOFON και από το Ινστιτούτο Σεισμολογικών Ερευνών KOERI της Τουρκίας. Οι καταγραφές αυτές διορθώθηκαν για την απόκριση του οργάνου. Στη συνέχεια, επιλέγεται ένα μοντέλο φλοιού για την περιοχή μελέτης. Με βάση το μοντέλο φλοιού, τις τιμές απόσβεσης των επιμήκων (Q_p) και των εγκαρσίων κυμάτων (Q_s) καθώς τις θέσεις των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν υπολογίζονται οι συναρτήσεις Green.

Κατά τη διάρκεια της διαδικασίας εφαρμόζεται ένα ζωνοπερατό (band pass) φίλτρο στις διαθέσιμες κυματομορφές. Το φίλτρο αυτό χρησιμοποιείται και κατά την κατασκευή των συναρτήσεων Green. Η άνω τιμή του φίλτρου καθορίζει μέχρι ποια συχνότητα θα γίνει η μοντελοποίηση των κυματομορφών και εξαρτάται από την ακρίβεια του μοντέλου φλοιού, ενώ η κάτω συχνότητα καθορίζεται σε σχέση με τα επίπεδα θορύβου. Η επιλογή του εύρους συχνοτήτων ποικίλει ανάλογα με το μέγεθος του σεισμού, την επικεντρική απόσταση και την ποιότητα του σήματος. Σύμφωνα με τους Zahradník et al. (2008) μικροί σεισμοί μεγέθους M_w~ 3.0 - 3.9 μπορούν να μοντελοποιηθούν με επιτυχία για ένα εύρος συχνοτήτων 0.07 - 0.15Hz. Για σεισμούς με μεγαλύτερα μεγέθη M_w>5 απομονώνονται συνήθως οι συχνότητες 0.02 – 0.05Hz. Ο τανυστής της σεισμικής ροπής υπολογίζεται τελικά με την αντιστροφή των κυματομορφών που προκύπτουν στο πεδίο του χρόνου.

Από τη λύση του τανυστή που προκύπτει παίρνουμε πληροφορίες για τον μηχανισμό γένεσης του σεισμού που μελετάμε, για το κεντροειδές (centroid), το μέγεθος της σεισμικής ροπής M_w, αλλά και για την προσαρμογή των συνθετικών κυματομορφών που παρήχθησαν με τα πραγματικά δεδομένα. Επίσης, προκύπτει ένα ποσοστό που αντιστοιχεί στη δράση διπλού ζεύγους δυνάμεων (DC) στην εστία και το ποσοστό του διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης (CLVD). Ωστόσο, πριν αποδεχτούμε μια λύση που υπολογίζεται θα πρέπει αυτή να περάσει από έναν έλεγχο κριτηρίων. Η ποιότητα της λύσης βασίζεται στα κριτήρια που προτάθηκαν από τους Sokos and Zahradnik (2013).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Οι δύο πρώτες παράμετροι που εξετάζονται σχετίζονται με την ποιότητα της λύσης και θεωρούνται συμπληρωματικές. Ο πρώτος παράγοντας που ελέγχεται είναι η ποσότητα VR (Variance Reduction) με τον οποίο βλέπουμε πόσο καλά τα συνθετικά δεδομένα προσεγγίζουν τα πραγματικά. Ορίζεται από τη σχέση $VR = 1 - \frac{\sum (obs - syn)^2}{\sum obs^2}$, όπου με obs συμβολίζουμε τα πραγματικά δεδομένα και με syn τα συνθετικά. Όσο πιο κοντά στη μονάδα είναι ο παράγοντας VR τόσο καλύτερη είναι η προσέγγιση. Παρόλα αυτά μια μεγάλη τιμή του VR από μόνη της δεν αρκεί για να θεωρηθεί μια λύση αξιόπιστη, καθώς αν κατά την αντιστροφή έχει χρησιμοποιηθεί μικρός αριθμός σταθμών αυτό μπορεί να έχει σαν αποτέλεσμα μια μεγάλη τιμή για το VR χωρίς αυτή να είναι αντικειμενική. Η επόμενη παράμετρος είναι το CN (Condition Number) που ορίζεται από τη σχέση $CN = \sqrt{\frac{e_{\max}}{e_{\min}}}$, όπου $e_{\max}$ η μεγαλύτερη και $e_{\min}$ η μικρότερη ιδιοτιμή του πίνακα $G^T G$. Για να θεωρηθεί αξιόπιστη μια λύση θα πρέπει το CN να παίρνει σχετικά μικρές τιμές (CN<10), ενώ στην αντίθετη περίπτωση το πρόβλημα θεωρείται πως δεν είναι καλά ορισμένο.

Οι επόμενοι παράγοντες που εξετάζονται σχετίζονται με το μηχανισμό γένεσης του σεισμού.Οι δείκτες FMVAR καιSTVAR περιγράφουν τη μεταβολή του μηχανισμού γένεσης και την χωρο-χρονική ανάλυση του κεντροειδούς. Ο δείκτης FMVAR (Focal Mechanism Variability Index) ποσοτικοποιεί τη μεταβολή του μηχανισμού στην περιοχή υψηλής συσχέτισης (βέλτιστων λύσεων). Ο δείκτης STVAR (Space Time Variability Index) ποσοτικοποιεί τη χωρο-χρονική μεταβολή του μηχανισμού. Οι δύο αυτοί δείκτες είναι συμπληρωματικοί και συμπεραίνουμε ότι όσο μικρότερες τιμές παίρνουν, τόσο πιο σταθερή είναι η λύση που υπολογίστηκε. Μια λύση μπορεί να θεωρηθεί καλή όταν ισχύει ότι FMVAR<30° και STVAR<0.40.

Τέλος, προκειμένου να βρεθεί το βέλτιστο εστιακό βάθος ακολουθείται μια επαναληπτική διαδικασία. Ορίζονται το αρχικό βάθος από το οποίο θα ξεκινήσει η αναζήτηση, ο συνολικός αριθμός των πιθανών πηγών και το βήμα που αντιστοιχεί στην χιλιομετρική απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών πηγών. Κριτήριο για την επιλογή της βέλτιστης λύσης είναι η μεγιστοποίηση του ποσοστού δράσης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία (DC%) και του ποσοστού προσαρμογής των συνθετικών δεδομένων στα πραγματικά (VR%). Με χρήση του προγράμματος **ISOLA** (Sokos and Zahradnik, 2008, 2013) υπολογίστηκαν λύσεις των μηχανισμών γένεσης για τον κύριο σεισμό, καθώς και για 25 μετασεισμούς της ακολουθίας

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

κατά τη διάρκεια της χρονικής περιόδου 20/07/2017 – 24/09/2017. Ο κύριος σεισμός της ακολουθίας σημειώθηκε στις 20 Ιουλίου του 2017, στις 22:31:11 (UTC). Η ισχυρή σεισμική δόνηση μεγέθους M_w=6.6 έλαβε χώρα στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ των πόλεων της Κω και της Αλικαρνασσού (Bodrum), με το επίκεντρο του σεισμού να τοποθετείται κοντά στη νησίδα KaraAda. Από τις διαθέσιμες λύσεις για το μηχανισμό γένεσης του σεισμού, (Πίνακας 3.1, Σχήμα 3.9) συμπεραίνουμε ότι πρόκειται για ένα κανονικό ρήγμαμε διεύθυνση σχεδόν Ανατολής – Δύσης (strike= 288°) το οποίο παρουσιάζει έντονη μεταβλητότητα ως προς την γωνία κλίσης του.

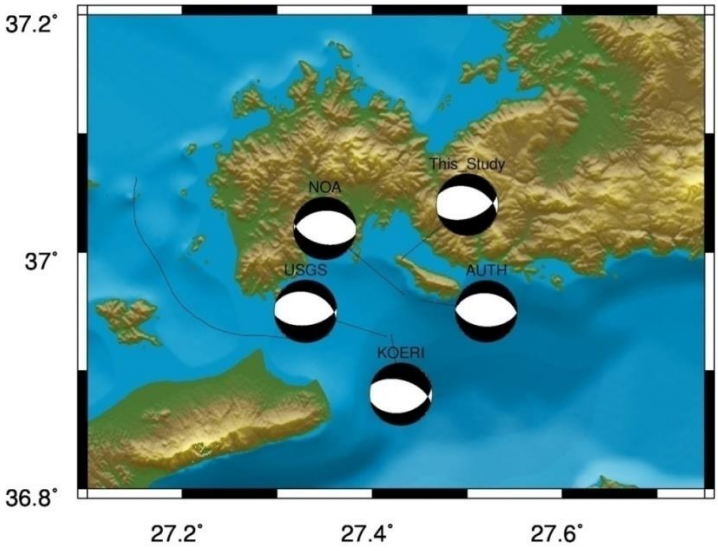
Κατά την αντιστροφή των κυματομορφών για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης, χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές από τους σεισμολογικούς σταθμούς που φαίνονται στο Σχήμα 3.10 και το μοντέλο φλοιού των Karagianni et al. (2005) για την περιοχή του Νοτίου Αιγαίου Πελάγους (Πίνακας 3.2). Στις κυματομορφές εφαρμόστηκε ζωνοπερατό (band pass) φίλτρο μεταξύ των συχνοτήτων 0.02-0.06 Hz και σε συνδυασμό με τη βοήθεια του μοντέλου ταχυτήτων που αναφέρθηκε, παράχθηκαν οι συναρτήσεις Green. Το βάθος του κεντροειδούς (centroid depth) προσδιορίστηκε στα 6km, όπου σε αυτό το βάθος παρατηρήθηκαν οι βέλτιστες τιμές για την εφαρμογή των συνθετικών δεδομένων στα πραγματικά, καθώς και για το ποσοστό του διπλού ζεύγους δυνάμεων (DC%).

Πίνακας 3.1: Σύνοψη παραμέτρων για τον μηχανισμό γένεσης του κύριου σεισμού, με 1 συμβολίζεται η λύση που υπολογίστηκε για τη συγκεκριμένη διατριβή.

Αναφορά	Ημ. Γένεσης	Χρόνος Γένεσης	φ (°N)	λ (°E)	ΒάθοςΚεντροειδούς (km)	M_w	Επίπεδο 1		
							ϕ_1 (°)	δ_1(°)	λ_1(°)
1 (παρούσα εργασία)	20170720	22:31:11	36.9947	27.4315	6	6.5	288	42	-62
AUTH			36.959	27.453	7	6.5	275	41	-88
NOA			36.9643	27.4332	6	6.6	265	43	-102
KOERI			36.93	27.42	6	6.6	286	53	-72
GCMT			36.79	27.56	12	6.6	275	36	-85
USGS			36.929	27.414	12	6.6	285	39	-73

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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



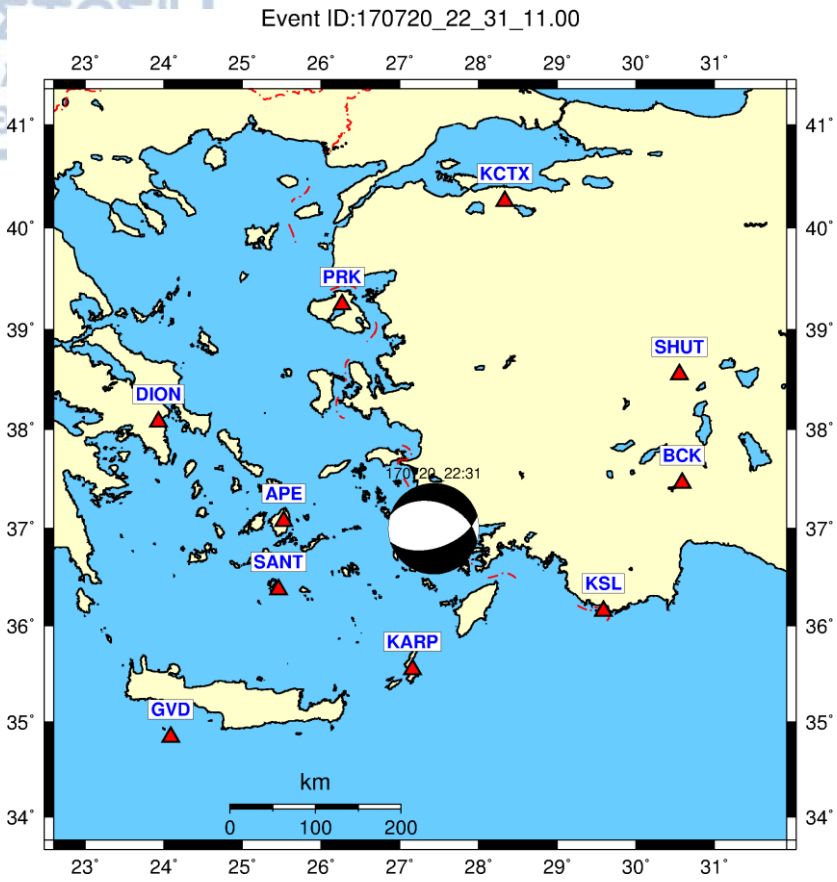
Σχήμα 3.9: Σχηματική αναπαράσταση των μηχανισμών γένεσης

Πίνακας 3. 2:Μοντέλο ταχυτήτων Karagianni et al. (2005).

Ταχύτητα Επιμήκων κυμάτων (km/sec)	Βάθος (km)
2.97	0.0
5.87	2.5
5.96	14.5
7.65	20.5
6.62	27.5
7.65	40.5

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ Τμήμα Γεω Α.Π.Θ



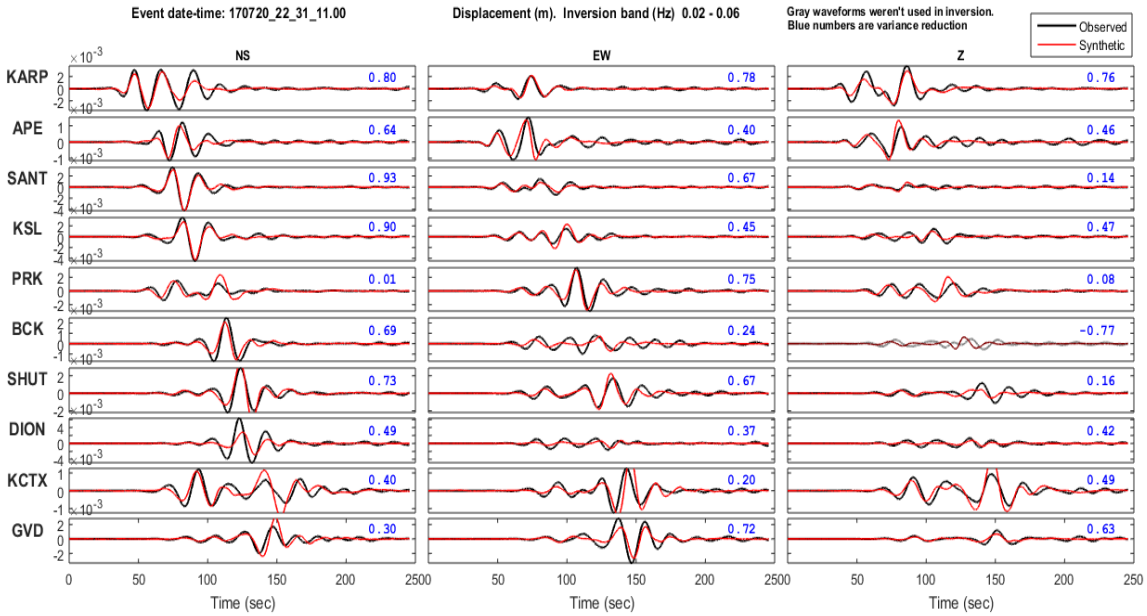
Σχήμα 3.10: Χωρική κατανομή των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν κατά την αντιστροφή των κυματομορφών.

Στο Σχήμα (3.11) συσχετίζονται οι πραγματικές με τις συνθετικές κυματομορφές. Οι κυματομορφές που παριστάνονται με μαύρο χρώμα αντιστοιχούν στις πραγματικές, ενώ με κόκκινο χρώμα αντιστοιχούν στις συνθετικές.Ο αριθμός που αναγράφεται με μπλε χρώμα σε κάθε πλαίσιο είναι το VR για καθεμία συνιστώσα όλων των σταθμών. Οι συνιστώσες που τελικά δεν συμπεριλαμβάνονται στην αντιστροφή αναπαρίστανται με γκρι χρώμα.

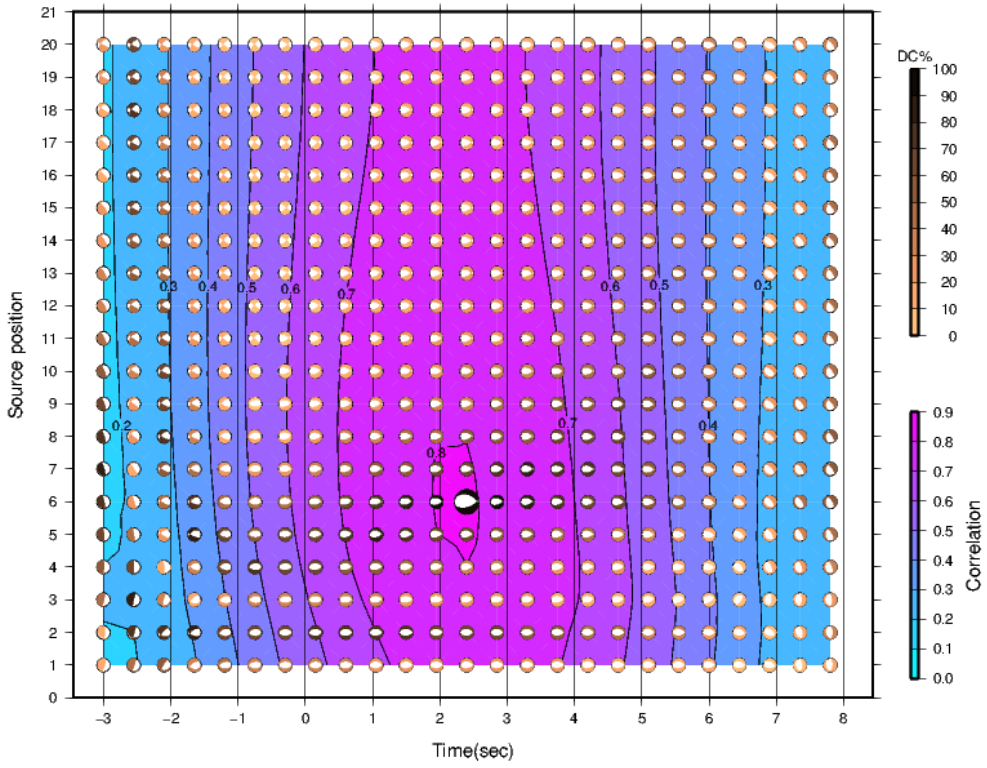
Στο γράφημα του Σχήματος (3.12) παρατηρούμε τη χωροχρονική μεταβολή του μηχανισμού. Επίσης, μπορούμε να συμπεράνουμε το βάθος του κεντροειδούς, καθώς η βέλτιστη λύση εντοπίζεται στη θέση 6 για την πηγή, η οποία αντιστοιχείσε βάθος 6km. Όπως φαίνεται από το Σχήμα (3.13) ο μηχανισμός του σεισμού είναι σχετικά σταθερός.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.11: Αποτέλεσμα της εφαρμογής των συνθετικών κυματομορφών που κατασκευάστηκαν στις πραγματικές. Σε κάθε πλαίσιο αναγράφεται με μπλε χρώμα το VR για κάθε συνιστώσα ανά σταθμό.

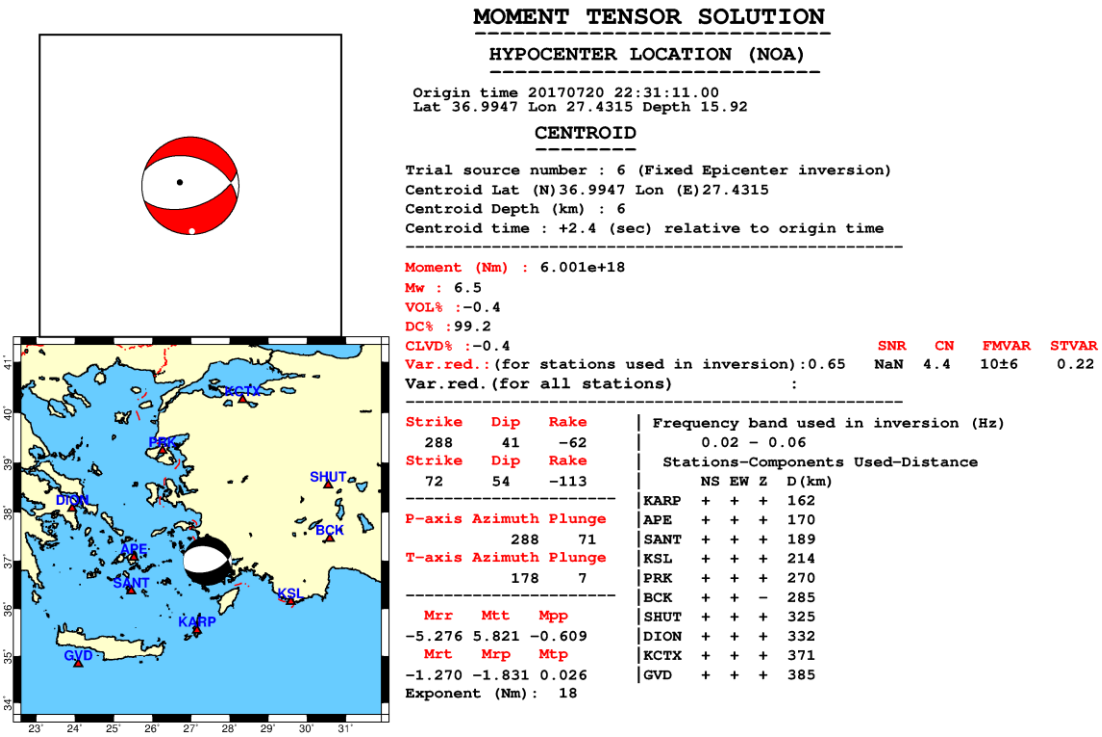


Σχήμα 3.12: Γράφημα που αναπαριστά την αναζήτηση της βέλτιστης λύσης. Με τη χρωματική κλίμακα στο φόντο καθορίζεται εφαρμογή των συνθετικών δεδομένων στα πραγματικά, ενώ το χρώμα του μηχανισμού υποδηλώνει το ποσοστό δράσης διπλού ζεύγους δυνάμεων στην εστία.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Μετά το πέρας της αντιστροφής το ISOLA παράγει ένα γράφημα με την περίληψη της λύσης για τον υπό μελέτη σεισμό. Σε αυτό το γράφημα περιλαμβάνονται οι παράμετροι των δύο ορικών επιπέδων που υπολογίστηκαν. Σημαντικό μέρος του καταλαμβάνει ο χάρτης με την αναπαράσταση του μηχανισμού γένεσης και ακολουθεί ο χάρτης με τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν κατά την αντιστροφή. Μας παρέχει επιπλέον πληροφορίες για το ποσοστό του διπλού ζεύγους δυνάμεων (DC) και του διανυσματικού διπόλου αντιστάθμισης (CLVD), όπως και για την προσομοίωση των πραγματικών από τα συνθετικά δεδομένα (VR) και τα αποτελέσματα των λοιπών κριτηρίων για την ποιότητα της λύσης (CN, FMVAR, STVAR). Επίσης, αναγράφεται το εύρος των συχνοτήτων που επιλέχθηκαν και δίνεται το βάθος του κεντροειδούς που προέκυψε. Τέλος, μας παρέχει πληροφορίες για τους άξονες τάσης P καιT.



Σχήμα 3.13: Αποτελέσματα της λύσης του κύριου σεισμού με χρήση του προγράμματος ISOLA.

Από τη λύση του μηχανισμού προκύπτει, σε συμφωνία και με τα άλλα δίκτυα, πως ο σεισμός σχετίζεται με ένα κανονικό ρήγμα με διεύθυνση 288° και γωνία κλίσης 42°, ο οποίος παρουσιάζει μικρό ποσοστό CLVD και σχεδόν μηδενική μεταβολή του όγκου στην εστία του. Ο Πίνακας 3.3 δίνει τα στοιχεία των μηχανισμών γένεσης που υπολογίστηκαν για 25 μετασεισμούς της σεισμικής ακολουθίας.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

Πίνακας 3.3: Παράμετροι των μετασεισμών που υπολογίστηκαν.

Ημερομηνία	Χρόνος Γένεσης	φ (°N)	λ (°E)	ΒάθοςΚεντροειδούς (km)	M_w	Επίπεδο 1 ϕ_1 (°)	δ_1(°)	λ_1(°)	Επίπεδο 2 ϕ_2 (°)	δ_2(°)	λ_2(°)	T-άξονας		P-άξονας		DC	CLVD
20170721	00:33:35	36.884	27.6233	5	4	279	55	-63	56	43	-123	349	6	245	67	51.5	48.5
20170721	01:25:35	36.9784	27.4148	13	3.6	32	9	-102	224	81	-88	312	36	136	54	90.5	9.5
20170721	01:35:44	36.9332	27.6084	9	4.2	119	87	-25	210	65	-177	167	15	72	20	97.4	2.6
20170721	02:12:35	36.8547	27.3468	8	4.3	234	55	-121	100	45	-54	346	5	87	65	100	0
20170721	05:04:01	36.9363	27.6283	6	4.4	53	54	-91	235	36	-89	144	9	319	81	97.4	2.6
20170721	05:14:00	36.9232	27.6247	6	4.2	89	52	-95	277	38	-84	183	7	334	82	92.8	7.2
20170721	05:52:13	36.9823	27.3362	16	4.1	219	50	-139	100	60	-48	161	6	63	54	66.9	33.1
20170721	09:55:54	36.9303	27.6917	12	4.2	84	43	-98	275	48	-83	0	2	245	84	89.8	10.2
20170721	17:09:50	36.9427	27.3217	10	4.9	274	63	-62	45	38	-133	344	13	228	61	98.5	1.5
20170722	00:34:12	36.9222	27.5818	4	3.8	83	55	-87	258	35	-94	171	10	4	80	97.4	2.6
20170723	18:02:35	36.9727	27.4175	14	3.8	314	59	-116	177	39	-54	62	11	177	65	74.5	25.5
20170730	07:02:14	37.025	27.6055	4	4.2	268	58	-87	82	32	-95	356	13	188	76	88	12
20170730	17:51:19	37.0058	27.6625	4	4.4	287	65	-81	87	26	-108	10	20	214	69	97.4	2.6

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

20170807	05:18:48	37.0132	27.6328	4	4.5	269	57	-103	113	36	-70	9	11	142	74	86	14
20170807	05:44:26	37.0025	27.6412	6	4.1	262	57	-93	88	33	-85	354	12	160	78	98.9	1.1
20170807	18:25:58	37.006	27.6525	6	4	282	58	-56	51	45	-132	349	7	246	61	94.4	5.6
20170808	01:46:20	37.0022	27.6506	4	4.3	276	67	-93	103	24	-83	8	22	180	68	97.8	2.2
20170808	07:42:21	37.001	27.624	4	5.3	271	52	-75	68	40	-108	350	6	232	77	95.1	4.9
20170809	22:56:19	37.0028	27.668	5	3.9	81	33	-93	266	57	-88	354	12	183	77	95.5	4.5
20170813	12:28:15	37.1422	27.6915	8	4.1	245	30	-133	112	69	-69	186	21	53	60	95.9	4.1
20170813	16:35:22	37.1268	27.7578	9	4.3	97	36	-95	283	54	-86	10	9	209	81	94.9	5.1
20170814	02:43:49	37.1527	27.7037	9	4.7	246	36	-138	120	66	-61	189	17	70	58	90.2	9.8
20170818	12:47:33	36.912	27.626	5	4.2	278	53	-95	107	37	-83	11	8	162	81	86.4	13.6
20170818	14:10:48	36.922	27.64	5	4.3	278	62	-93	103	28	-85	10	17	182	73	86.9	13.1
20170924	16:57:17	36.931	27.3285	12	4.2	273	43	-76	74	48	-103	173	2	277	80	99.6	0.4

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

4 Κεφάλαιο 4 - Στοχαστική Προσομοίωση της Εδαφικής Κίνησης

4.1 Εισαγωγή

Μια από τις πλέον σημαντικές προσεγγίσεις για την εκτίμηση της ισχυρής σεισμικής κίνησης κατά τη γένεση ενός σεισμού, αποτελεί η στοχαστική μέθοδος προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης. Η συγκεκριμένη μέθοδος, η οποία είναι γνωστή και ως μέθοδος του λευκού θορύβου, προτάθηκε αρχικά από τον Boore (1983) για την προσομοίωση υψίσυχνων σεισμικών κινήσεων (με συχνοτικό περιεχόμενο 1-10Hz). Κατά συνέπεια μπορεί να φανεί ιδιαιτέρως χρήσιμη στην εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας σε περιοχές όπου δεν υπάρχει επαρκής αριθμός δεδομένων.

Η στοχαστική μέθοδος αρχικά χρησιμοποιήθηκε για την προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης, με την υπόθεση της σημειακής σεισμικής πηγής και εφαρμόστηκε με επιτυχία σε μεγάλο πλήθος εργασιών (Boore, 1983; Atkinson and Boore, 1995). Ωστόσο η σεισμική κίνηση, ιδιαίτερα στην περίπτωση μεγάλων σεισμών, επηρεάζεται και από άλλους παράγοντες, όπως τις διαστάσεις του ρήγματος, καθώς και την κατευθυντικότητα της διάρρηξης. Αυτό οδήγησε τους Beresnev and Atkinson (1997) να αντικαταστήσουν την αρχική υπόθεση της σημειακής σεισμικής πηγής, με το μοντέλο του πεπερασμένου ρήγματος (FINSIM). Σύμφωνα με αυτήν την τεχνική το σεισμικό ρήγμα διαιρείται σε ορισμένο αριθμό μικρότερων υποριγμάτων. Κάθε ένα από τα υποριγματα θεωρείται πλέον ως μια σημειακή πηγή, στην οποία αντιστοιχεί ένα θεωρητικό φάσμα τύπου ω^2. Η συνθετική καταγραφή στη θέση ενδιαφέροντος προκύπτει αθροίζοντας τα επιμέρους αποτελέσματα από κάθε υποπηγή, στα οποία έχουν εφαρμοστεί κατάλληλες χρονικές διορθώσεις.

Οι Motazedian and Atkinson (2005) παρατήρησαν πως τα αποτελέσματα του λογισμικού FINSIM παρουσιάζουν μεγάλη εξάρτηση από το θεωρούμενο μέγεθος των υποπηγών, το οποίο έχει σαν αποτέλεσμα να υπάρξουν απώλειεςστη συνολική ενέργεια που ακτινοβολείται από το σεισμικό ρήγμα. Αυτόοδήγησε στη δημιουργία ενός νέου λογισμικού EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005; Boore, 2009) που βασίζεται στη χρήση της δυναμικής γωνιακής συχνότητας. Στην παρούσα εργασία γίνεται προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης, για την οποία ακολουθείται η προσέγγιση του στοχαστικού μοντέλου πεπερασμένου ρήγματος με χρήση του λογισμικού EXSIM.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

4.2 Θεωρητικό υπόβαθρο

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, η καταγραφή ενός σεισμικού σήματος εξαρτάται από τις ιδιότητες της πηγής, την επίδραση τόσο του δρόμου διάδοσης όσο και των τοπικών εδαφικών συνθηκών και από την απόκριση του οργάνου καταγραφής. Η συνέλιξη αυτών των παραγόντων στο πεδίο του χρόνου δίνει σαν αποτέλεσμα τη ζητούμενη σεισμική καταγραφή. Μεταβαίνοντας ωστόσο από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο των συχνοτήτων, η πράξη της συνέλιξης αντικαθίσταται από αυτή του πολλαπλασιασμού και το αποτέλεσμα που προκύπτει είναι το φάσμα Fourier του σεισμικού σήματος.

Στη στοχαστική μέθοδο προσομοίωσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης το φάσμα της σεισμικής κίνησης, σύμφωνα με τον Boore (2003), περιγράφεται από τη σχέση:

$$Y(M_o, R, f) = E(M_o, f) \cdot P(R, f) \cdot G(f) \cdot I(f) \qquad (4.1)$$

όπου M_o η σεισμική ροπή και R η απόσταση του σταθμού από την εστία.

Στην παραπάνω αναπαράσταση ο πρώτος όρος $E(M_o, f)$, που αποτελεί συνάρτηση του μεγέθους του σεισμού, αντιστοιχεί στο φάσμα της πηγής και δίνεται από τη σχέση:

$$E(M_o, f) = C \cdot M_o \cdot S(M_o, f) \qquad (4.2)$$

Ο παράγοντας $S(M_o, f)$ είναι το φάσμα της μετάθεσης της εστίας και συνήθως περιγράφεται από το μοντέλο ω^2. Η παράμετρος C είναι μια σταθερά που προκύπτει από τον τύπο:

$$C = \frac{R_{\theta\varphi} F V}{4\pi\rho\beta^3 R} \qquad (4.3)$$

όπου η ποσότητα $R_{\theta\varphi}$ σχετίζεται με το μοντέλο ακτινοβολίας των κυμάτων, F είναι η επίδραση της ελεύθερης επιφάνειας του εδάφους (συνήθως ισούται με 2), V είναι ο παράγοντας που αντιστοιχεί στο διαχωρισμό της ενέργειας μεταξύ των δύο οριζόντιων συνιστωσών (συνήθως ισούται με $1/\sqrt{2}$), ρ η πυκνότητα του μέσου, β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και R είναι μια απόσταση αναφοράς που συνήθως είναι ίση με 1 km.

Η επίδραση του δρόμου διάδοσης $P(R, f)$, που ορίζεται ως το αποτέλεσμα τόσο της γεωμετρικής διασποράς όσο και της ανελαστικής απόσβεσης, περιγράφεται από τη σχέση:

$$P(R, f) = Z(R) \cdot e^{\left(\frac{-\pi f R}{Q(f) c_Q}\right)} \qquad (4.4)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

όπου $Z(R)$ είναι η συνάρτηση της γεωμετρικής διασποράς, Q ο παράγοντας ποιότητας της ανελαστικής απόσβεσης και c_Q η κυματική ταχύτητα που χρησιμοποιείται κατά τον υπολογισμό του Q. Η γεωμετρική διασπορά προκύπτει από τις σχέσεις:

$$Z(R)=\begin{cases}\dfrac{R_o}{R}, & R\le R_1\\ Z(R_1)\left(\dfrac{R_1}{R}\right)^{p_1}, & R_1\le R\le R_2\\ \vdots & \\ Z(R_n)\left(\dfrac{R_n}{R}\right)^{p_n}, & R_n\le R\end{cases} \qquad (4.5)$$

Τις περισσότερες φορές, αντί της υποκεντρικής απόστασης, ως απόσταση R χρησιμοποιούμε τη μικρότερη δυνατή απόσταση από την επιφάνεια της διάρρηξης.

Η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στο φάσμα της σεισμικής κίνησης περιγράφεται από τον όρο $G(f)$ και αναλύεται στο γινόμενο:

$$G(f)=A(f)\cdot D(f) \qquad (4.6)$$

όπου η συνάρτηση $A(f)$ εκφράζει την ενίσχυση των αναγραφόμενων πλατών λόγω των τοπικών εδαφικών συνθηκών και ο όρος $D(f)$ αποτελεί τη συνάρτηση απόσβεσης του υψίσυχνου τμήματος της σεισμικής κίνησης, από μια συγκεκριμένη τιμή συχνότητας ($f_{\max}$) και άνω. Τα δύο συνηθέστερα φίλτρα που χρησιμοποιούνται για την αποκοπή των υψηλών συχνοτήτων βασίζονται στις παραμέτρους $f_{\max}$ και k_o. Με χρήση της παραμέτρου $f_{\max}$, η συνάρτηση $D(f)$ δίνεται από τη σχέση:

$$D(f)=\left[1+\left(\frac{f}{f_{\max}}\right)^{8}\right]^{-\frac{1}{2}} \qquad (4.7)$$

ενώ με χρήση της παραμέτρου k_o, η συνάρτηση $D(f)$ δίνεται από τη σχέση:

$$D(f)=e^{(-\pi k_o f)} \qquad (4.8)$$

Ο τελευταίος παράγοντας $I(f)$ της (4.1) εκφράζει την απόκριση του οργάνου καταγραφής και υπολογίζεται μέσω της σχέσης:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

$$I(f) = (2\pi fi)^n \tag{4.9}$$

όπου $i = \sqrt{-1}$ και n = 0, 1 ή 2 για εδαφική μετάθεση, ταχύτητα ή επιτάχυνση, αντίστοιχα.

Για την επέκταση της στοχαστικής μεθόδου στην περίπτωση πηγών με πεπερασμένες διαστάσεις, το σεισμικό ρήγμα διαιρείται σε ορισμένο αριθμό ορθογωνίων στοιχείων με διαστάσεις $\Delta l \times \Delta w$ (Beresnev and Atkinson, 1997). Κάθε ένα από αυτά τα υπορήγματα θεωρείται πλέον ως μια σημειακή σεισμική πηγή, που χαρακτηρίζεται από ένα φάσμα της μορφής ω^2. Για την περιγραφή του φάσματος απαιτούνται δύο παράμετροι, η σεισμική ροπή m_o και η γωνιακή συχνότητα f_c. Θεωρώντας ότι ισχύει η απλή περίπτωση κατά την οποία $\Delta l = \Delta w$, η σεισμική ροπή κάθε υποπηγής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$m_o = \Delta\sigma \cdot \Delta l^3 \tag{4.10}$$

και η γωνιακή συχνότητα από την εξίσωση:

$$\kappa_o = \frac{f_c \cdot \Delta l}{\beta} \tag{4.11}$$

όπου β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και κ_o ο παράγοντας που χρησιμοποιείται για την αποκοπή των υψηλών συχνοτήτων.

Η μέθοδος όμως των Beresnev and Atkinson(1997) παρουσίαζε ορισμένα μειονεκτήματα, που οφείλονταν στην εξάρτησή της τόσο από τον αριθμό όσο και από τις διαστάσεις των υποπηγών. Για τον λόγο αυτό οι Motazedian and Atkinson (2005) πρότειναν το μοντέλο της δυναμικής γωνιακής συχνότητας, που περιγράφεται από τη σχέση:

$$f_{c_{ij}}(t) = N_R(t)^{-\frac{1}{3}} 4.9\times10^6 \beta \left(\frac{\Delta\sigma}{\mathrm{M}_{o_{ave}}}\right)^{\frac{1}{3}} \tag{4.12}$$

όπου $N_R(t)$ ο αθροιστικός αριθμός των διεγερμένων πηγών σε χρόνο t, $\Delta\sigma$ η παράμετρος της τάσης (bars), β η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων και ο όρος $\mathrm{M}_{o_{ave}} = \frac{\mathrm{M}_o}{\mathrm{N}}$ (dyn·cm) είναι η μέση σεισμική ροπή που προκύπτει από τις υποπηγές. Σύμφωνα με αυτήν την προσέγγιση η γωνιακή συχνότητα είναι αντιστρόφως ανάλογη της επιφάνειας που αντιστοιχεί στις υποπηγές που έχουν διεγερθεί. Συνεπώς κατά την έναρξη της διάρρηξης, η γωνιακή συχνότητα παίρνει υψηλές τιμές οι οποίες όμως μειώνονται με την πάροδο του χρόνου. Με τη μείωση της

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

γωνιακής συχνότητας, μειώνεται επίσης και η ακτινοβολούμενη ενέργεια στις υψηλές συχνότητες. Τελικά η σχέση με την οποία μπορεί να περιγραφεί το φάσμα της επιτάχυνσης, για την ij υποπηγή του ρήγματος είναι:

$$A_{ij}(f) = CM_{o_{ij}} H_{ij} \frac{(2\pi f)^2}{\left[1+\left(\frac{f}{f_{c_{ij}}}\right)^2\right]} G(R_{ij}) e^{-\frac{\pi f R_{ij}}{Q\beta}} S(f) e^{-\pi f \kappa_o} \quad (4.13)$$

όπου οι όροι $G(R_{ij})$ και $S(f)$ εκφράζουν τη γεωμετρική διασπορά και την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών, αντίστοιχα. Η παράμετρος H_{ij} αποτελεί έναν παράγοντα διόρθωσης, για τη διατήρηση των υψηλών φασματικών συχνοτήτων σε κάθε μία υποπηγή.

Στη συνέχεια βάσει της παραπάνω μεθόδου πραγματοποιούνται σε συγκεκριμένους σταθμούς προσομοιώσεις της εδαφικής κίνησης για τον σεισμό της Κω στις 20Ιουλίου 2017, με χρήση του λογισμικού EXSIM (Motazedian and Atkinson, 2005).

4.3 Εφαρμογή και αποτελέσματα

Ο σεισμός της 20ης Ιουλίου 2017 παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, όπως έχει ήδη αναφερθεί, ως προς τη διεύθυνση της κλίσης του ρήγματος που τον προκάλεσε. Υπάρχουν εργασίες όπως των Ganas et al. (2019), Karasozen et al. (2018) σύμφωνα με τις οποίες το ρήγμα το οποίο ήταν υπεύθυνο για τον κύριο σεισμό κλίνει προς τον Βορρά. Αντιθέτως, σύμφωνα με τους Kiratzi and Koskosidi (2018), Saltogianni et al. (2017) το σεισμικό ρήγμα κλίνει προς το Νότο.

Με στόχο την περαιτέρω διερεύνηση αυτού του παράγοντα, έγινε προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης σε τρεις περιοχές. Οι θέσεις που επιλέχθηκαν για την προσομοίωση βρίσκονται στην περιοχή της Τουρκίας και συγκεκριμένα στις πόλεις Bodrum, Datca και Gulluk. Δεδομένου ότι δεν υπήρχε καταγραφή από την Κω, οι σταθμοί αυτοί επιλέχθηκαν λόγω της μικρής τους επικεντρικής απόστασης, αλλά και λόγω των υψηλών τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) που κατέγραψαν (Πίνακας 4.1).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Πίνακας 4.1: Σύνοψη πληροφοριών των σταθμών στους οποίους έγιναν οι προσομοιώσεις (kyhdata.deprem.gov.tr).

Θέση	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Επικεντρική Απόσταση (km)	PGA(cm/sec^2)		
Bodrum	37.03304	27.43997	12	158.76	102	88.04
Datca	36.71225	27.68801	32	37.85	39.77	32.13
Gulluk	37.2401	27.6031	37	79.04	57.98	31.73

Παράμετροι εισόδου

Κατά την έναρξη της στοχαστικής μεθόδου, μέσω του αρχείου εισόδου (parameter file), γίνεται εισαγωγή των απαιτούμενων παραμέτρων, που σχετίζονται με τη γεωμετρία του ρήγματος, την επίδραση του δρόμου διάδοσης από την πηγή εώς την θέση παρατήρησης και των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Με το ίδιο αρχείο εισάγονται επίσης ο μηχανισμός γένεσης και η θέση του επικέντρου.

Για τις προσομοιώσεις που έγιναν στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, χρησιμοποιήθηκαν δύο μοντέλα ρηγμάτων. Το πρώτο μοντέλο ρήγματος που υιοθετήθηκε είναι αυτό που προτάθηκε από τους Ganas et al. (2019). Το μήκος του ρήγματος προσδιορίστηκε στα 14km και το πλάτος του στα 12.5km. Η κλίση του ρήγματος θεωρήθηκε προς το Βορρά και ο μηχανισμός γένεσης που αντιστοιχεί σε αυτό το επίπεδο είναι: παράταξη 265°, γωνία κλίσης 43° και γωνία ολίσθησης -102°. Επίσης, θεωρήθηκε ότι το ρήγμα βρίσκεται σε βάθος 2.5km απο την επιφάνεια του εδάφους.

Το δεύτερο μοντέλο ρήγματος που υιοθετήθηκε είναι αυτό που προτάθηκε από τους Kiratzi and Koskosidi (2018). Το μήκος του ρήγματος προσδιορίστηκε στα 30km και το πλάτος του στα 15km. Η κλίση του ρήγματος σε αυτό το μοντέλο θεωρήθηκε προς το Νότο και ο μηχανισμός γένεσης που αντιστοιχεί σε αυτό το επίπεδο είναι: παράταξη 275°, γωνία κλίσης 41° και γωνία ολίσθησης -88°.

Γιατη διακριτοποίηση της πεπερασμένης σεισμικής πηγής σε μικρότερες υποπηγές διαστάσεων ΔlxΔw, χρησιμοποιήθηκε η εμπειρική σχέση των Beresnev and Atkinson (2001):

$$\log \Delta l = -2 + 0.4 \cdot M \qquad (4.14)$$

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

όπου Δl η διάσταση της υποπηγής κατά μήκος της παράταξης και Δw η διάσταση της υποπηγής κατά μήκος της κλίσης. Γίνεται η παραδοχή Δl=Δw. Τέλος, ο υπολογισμός του αριθμού των υποπηγών έγινε σύμφωνα μετις σχέσεις:

$$N_L = \frac{L}{\Delta l} \qquad (4.15)$$

$$Nw = \frac{W}{\Delta w} \qquad (4.16)$$

όπου N_L ο αριθμός των υποπηγών κατά μήκος της παράταξης και N_W ο αριθμός των υποπηγών κατά μήκος της κλίσης του ρήγματος.

Για την κατανομή της ολίσθησης το πρόγραμμα παρέχει τις εξής δυνατότητες: τυχαία ολίσθηση (random weights), ομοιόμορφη ολίσθηση για κάθε υποπηγή (unity slip for all subfaults) και εισαγωγή αρχείου με τους συντελεστές ολίσθησης. Στην παρούσα εργασία οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν για ομοιόμορφη κατανομή της ολίσθησης.

Οι προσομοιώσεις γίνονται κατηγοριοποιώντας τις θέσεις παρατήρησης ανάλογα με τη μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (Vs_{30}) στα πρώτα 30m της εδαφικής στήλης. Ο διαχωρισμός των εδαφών γίνεται ως εξής:

- B $360 \leq Vs_{30} \leq 750$ m/s
- C $180 \leq Vs_{30} < 360$ m/s
- D $Vs_{30} < 180$ m/s

Από τους τρεις σταθμούς ενδιαφέροντος η ταχύτητα Vs_{30} είναι γνωστή μόνο για το Bodrum (Vs_{30}=747m/s), και η τιμή της αντιστοιχεί σε κατηγορία εδάφους B. Για τους άλλους δύο σταθμούς έγιναν προσομοιώσεις για κάθε μια από τις κατηγορίες B, C και D ξεχωριστά.

Οι παράμετροι που επηρεάζουν το υψίσυχνο κομμάτι κατά την προσομοίωση της ισχυρής σεισμικής κίνησης, είναι η παράμετρος τάσης (Δσ) και η παράμετρος αποκοπής των υψηλών συχνοτήτων (k_o). Η τιμή της παραμέτρου τάσης, Δσ, που υιοθετήθηκε είναι 56 bars, η οποία σύμφωνα με τους Margaris and Boore (1998) αποτελεί τη μέση τιμή για τον Ελληνικό χώρο. Η παράμετρος k_o παίρνει τιμές ανάλογα με την κατηγορία εδάφους. Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία για κατηγορία εδάφους B ισχύει ότι k_o=0.035±0.007, για κατηγορία C ισχύει ότι k_o=0.05±0.009 και για κατηγορία D ισχύει ότι k_o=0.065±0.008. Για τη γεωμετρική διασπορά των

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο 1/r. ΣτουςΠίνακες 4.2 – 4.3 συνοψίζονται οι κυριότερες από τις παραμέτρους εισαγωγής στο πρόγραμμα EXSIM για τα δύο προτεινόμενα μοντέλα ρηγμάτων.

Πίνακας 4.2: Παράμετροι για την στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης, μοντέλο ρήγματος Ganas et al. (2019).

Παράμετρος	Τιμή
Προσανατολισμός ρήγματος	ϕ=265°, λ=43°
Διαστάσεις ρήγματος	L = 14km W = 12.5km
Βάθος άνω άκρου ρήγματος	2.5km
Μέγεθος σεισμικής ροπής	M_w=6.6
Διαστάσεις υποπηγών	4x4 km
N_LxN_W	4x3
Παράμετρος τάσης	Δσ = 56bars
Είδος ρήγματος	N
Πυκνότητα	ρ = 2.8 g/cm^3
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β = 3.7 km/s
Κατανομή ολίσθησης	Unity Slip

Πίνακας 4.3: Παράμετροι για την στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής εδαφικής κίνησης, μοντέλο ρήγματος Kiratzi and Koskosidi (2018).

Παράμετρος	Τιμή
Προσανατολισμός ρήγματος	ϕ=275°, λ=41°
Διαστάσεις ρήγματος	L = 30km W = 15km
Βάθος άνω άκρου ρήγματος	2.5km
Μέγεθος σεισμικής ροπής	M_w=6.6
Διαστάσεις υποπηγών	4x4 km
N_LxN_W	7x4
Παράμετρος τάσης	Δσ = 56bars
Είδος ρήγματος	N
Πυκνότητα	ρ = 2.8 g/cm^3
Ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων	β = 3.7 km/s
Κατανομή ολίσθησης	Unity Slip

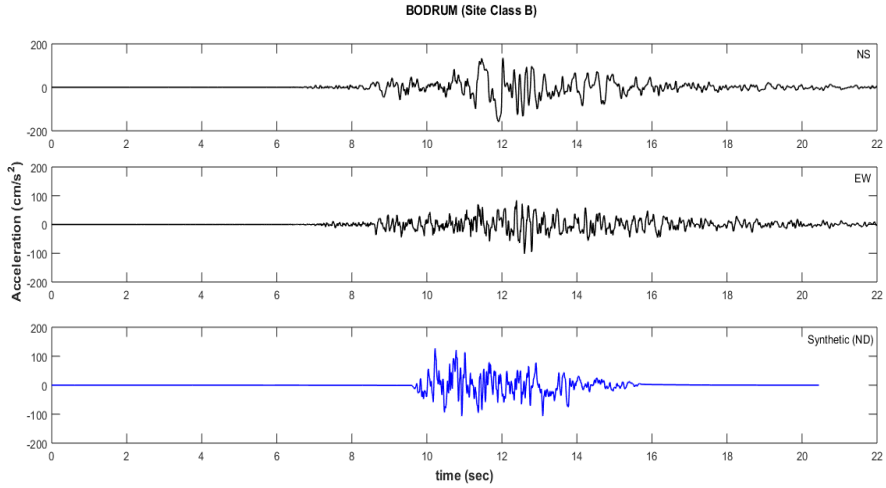
Στη συνέχεια, παρατίθενται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για τα δύο μοντέλα ρηγμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

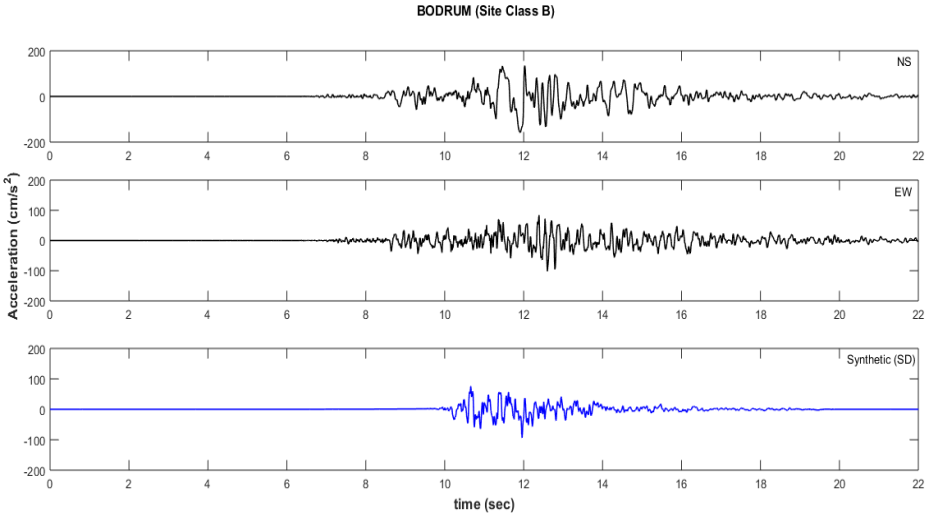
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Αρχικά γίνεται σύγκριση των πραγματικών χρονοϊστοριών που καταγράφηκαν σε κάθε σταθμό με τις αντίστοιχες συνθετικές χρονοϊστορίες που προέκυψαν από τη χρήση του EXSIM (Σχήματα 4.1 και 4.2), ενώ ακολουθεί η σύγκριση των πραγματικών και των συνθετικών φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) (Σχήμα 4.3).

BODRUM – Κατηγορία Εδάφους Β



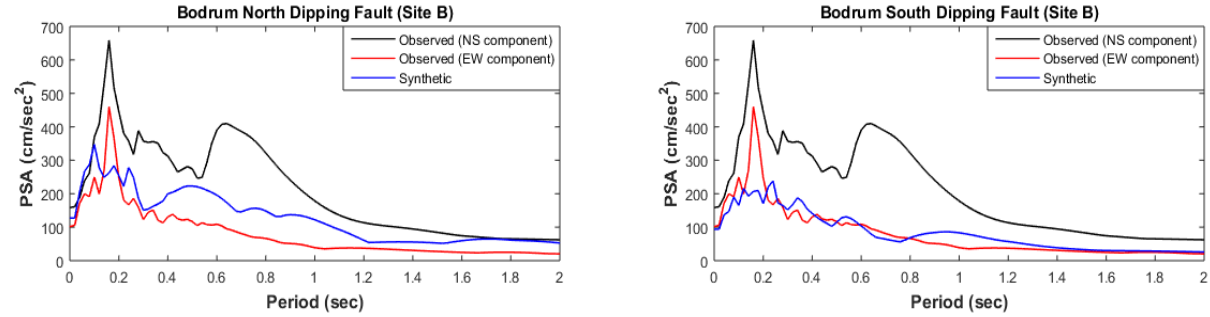
Σχήμα 4.1: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή του Bodrum, κατηγορία εδάφους Β. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.



Σχήμα 4.2: Ομοίως με 4.1 για μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

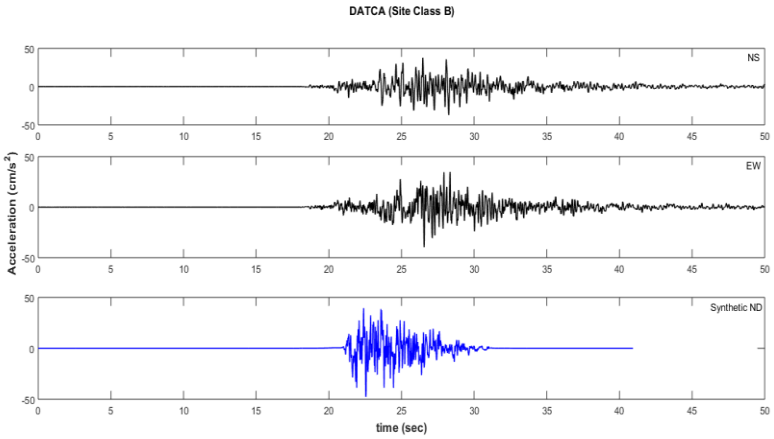
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.3: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Οι συνθετικές χρονοϊστορίες που αφορούν το ρήγμα που κλίνει προς τον Βορρά, παρουσιάζουν μεγαλύτερα πλάτη σε σχέση με την οριζόντια συνιστώσα με διεύθυνση Α–Δ και η διάρκεια καταγραφής τους είναι μικρότερη σε σχέση με τη διάρκεια των πραγματικών. Οι τιμές των συνθετικών φασματικών επιταχύνσεων προσεγγίζουν καλύτερα τη συνιστώσα Α-Δ, καθώς για τις περιόδους 0.6 – 0.9 sec η συνιστώσα Β-Ν παρουσιάζει μια δεύτερη ενίσχυση. Παρατηρούμε επιπλέον πως για τις μικρές περιόδους οι συνθετικές τιμές της φασματικής επιτάχυνσης προσεγγίζουν καλύτερα τις πραγματικές για το ρήγμα που κλίνει προς το Νότο, ενώ στις μεγαλύτερες περιόδους οι συνθετικές καταγραφές του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά φαίνεται ότι είναι σε καλύτερη συμφωνία με τις πραγματικές.

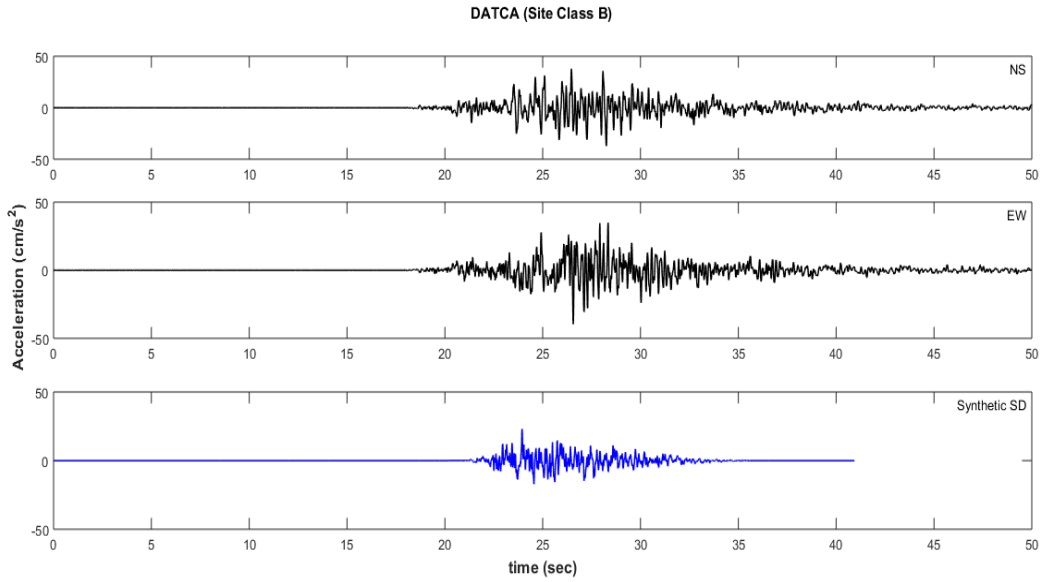
DATCA – Κατηγορία Εδάφους Β



Σχήμα 4.4: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Datca, κατηγορία εδάφους Β. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.

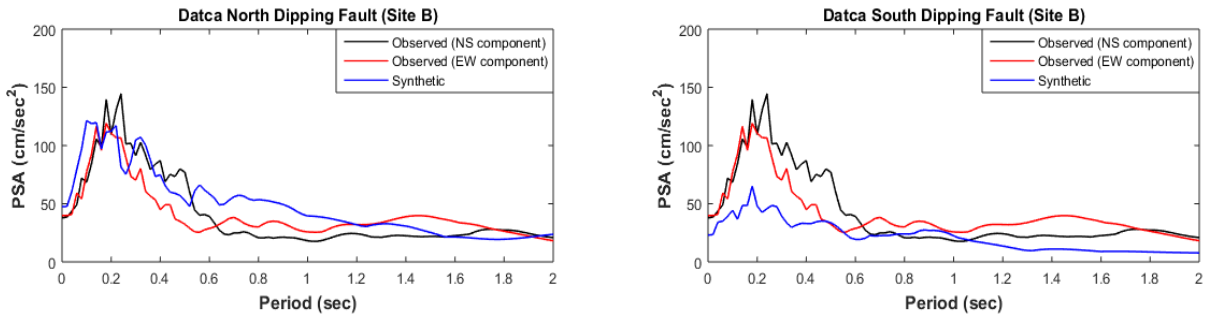
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 4.5: Ομοίως με 4.4 για μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

Από τα διαγράμματα των επιταχύνσεων (Σχήματα 4.4 και 4.5) παρατηρούμε πως παρόλο που οι συνθετική καταγραφή που προέκυψε για το ρήγμα που κλίνει προς το Βορρά έχει μικρότερη διάρκεια σε σχέση με τις πραγματικές καταγραφές, προσεγγίζει καλύτερα τα πλάτη σε σχέση με την καταγραφή για το ρήγμα που κλίνει προς το Νότο.



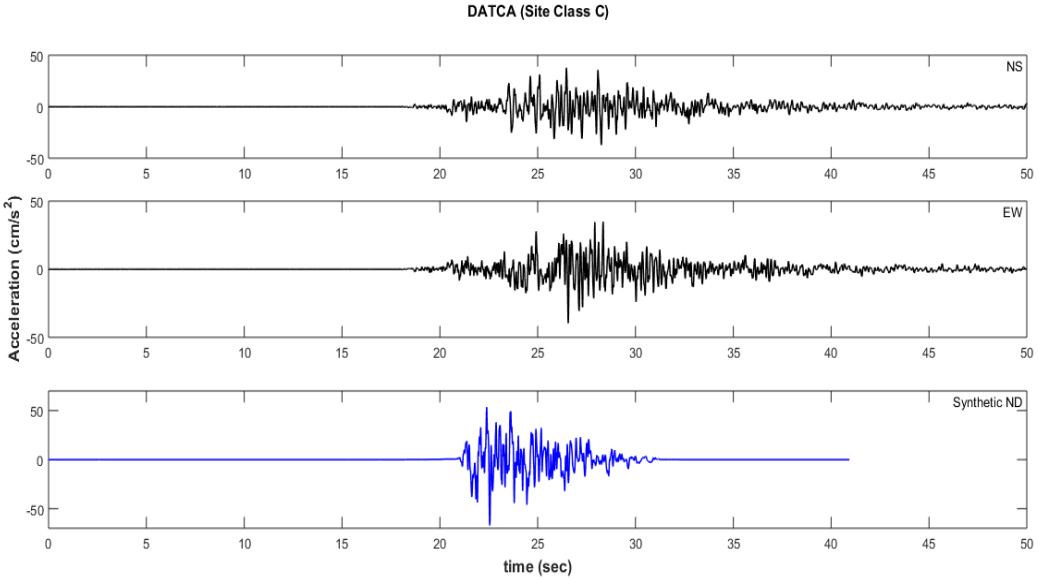
Σχήμα 4.6: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Στην περίπτωση των φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (Σχήμα 4.6) η συνθετική καταγραφή του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά βρίσκεται σε σχετικά καλή συμφωνία με τις πραγματικές καταγραφές, σε αντίθεση με την καταγραφή του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο, οι οποία παρουσιάζει μικρότερα πλάτη στις υψηλές συχνότητες.

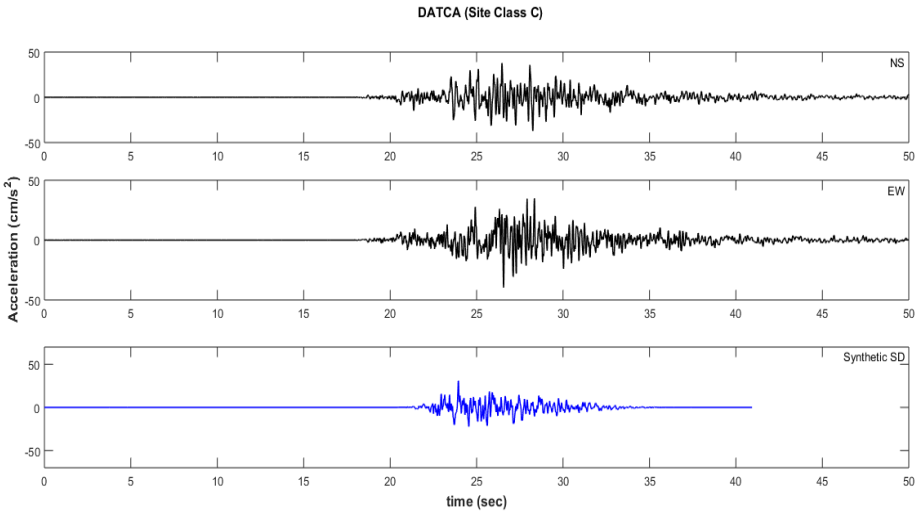
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

DATCA – Κατηγορία Εδάφους C



Σχήμα 4.7: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Datca, κατηγορία εδάφους C. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.

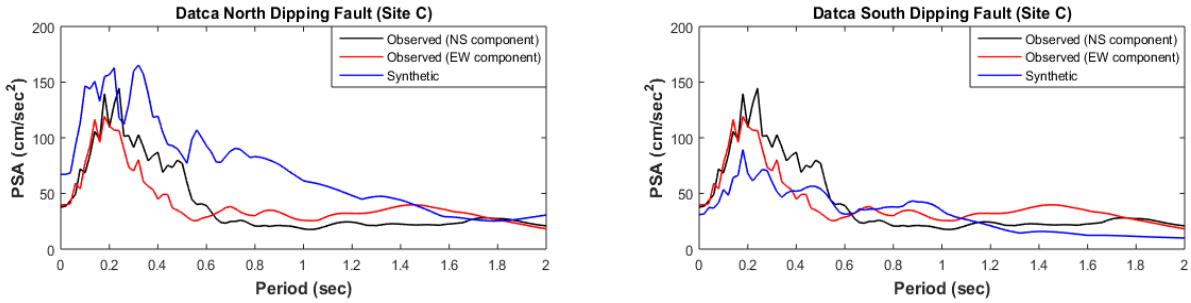


Σχήμα 4.8: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Datca, κατηγορία εδάφους C. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
ΑΠΘ

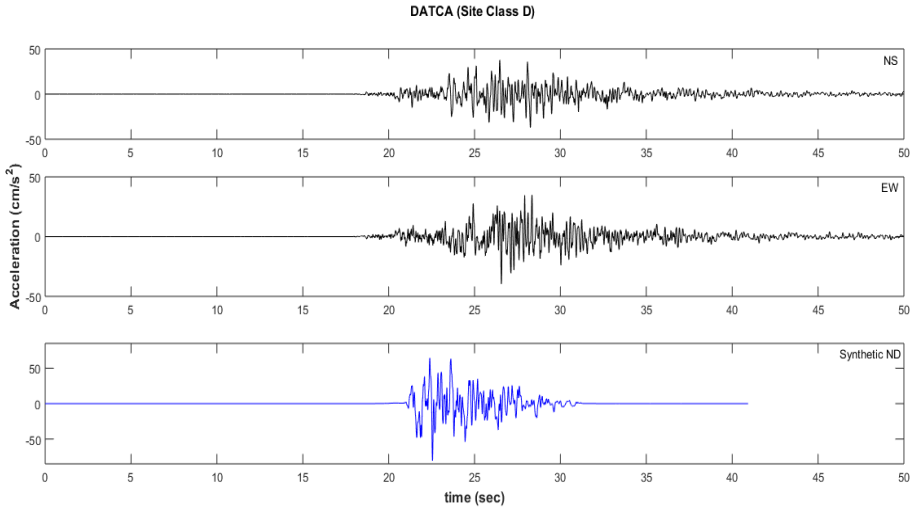
Στα Σχήματα 4.7 και 4.8 από τη σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης με τις δύο συνθετικές καταγραφές φαίνεται ότι και πάλι το ρήγμα που κλίνει προς τον Βορρά προσεγγίζει καλύτερα τα πλάτη, σε σχέση με εκείνο που κλίνει προς το Νότο.



Σχήμα 4.9: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Ωστόσο, στο διάγραμμα των φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (Σχήμα 4.9) η συνθετική καταγραφή του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο βρίσκεται σε καλύτερη συμφωνία με τις πραγματικές καταγραφές.

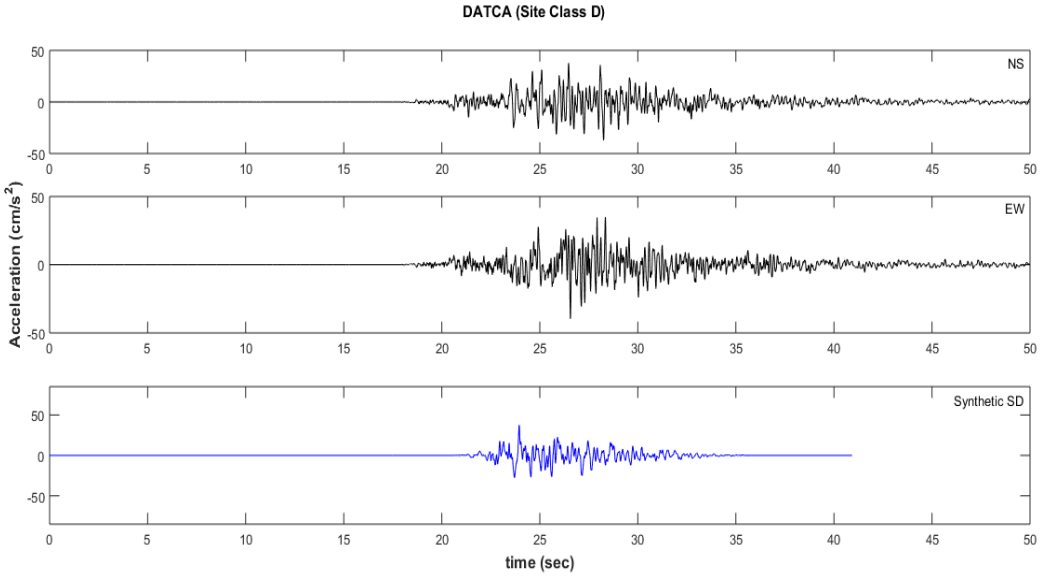
DATCA – Κατηγορία Εδάφους D



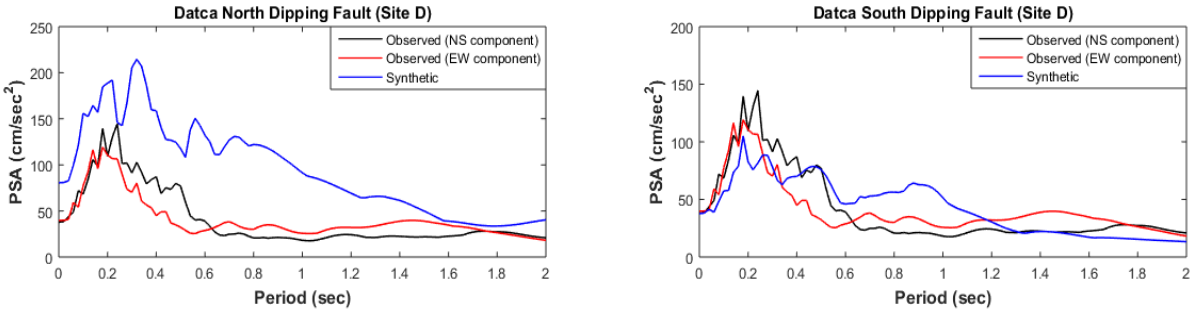
Σχήμα 4.10: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Datca, κατηγορία εδάφους D. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.11: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Datca, κατηγορία εδάφους D. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.



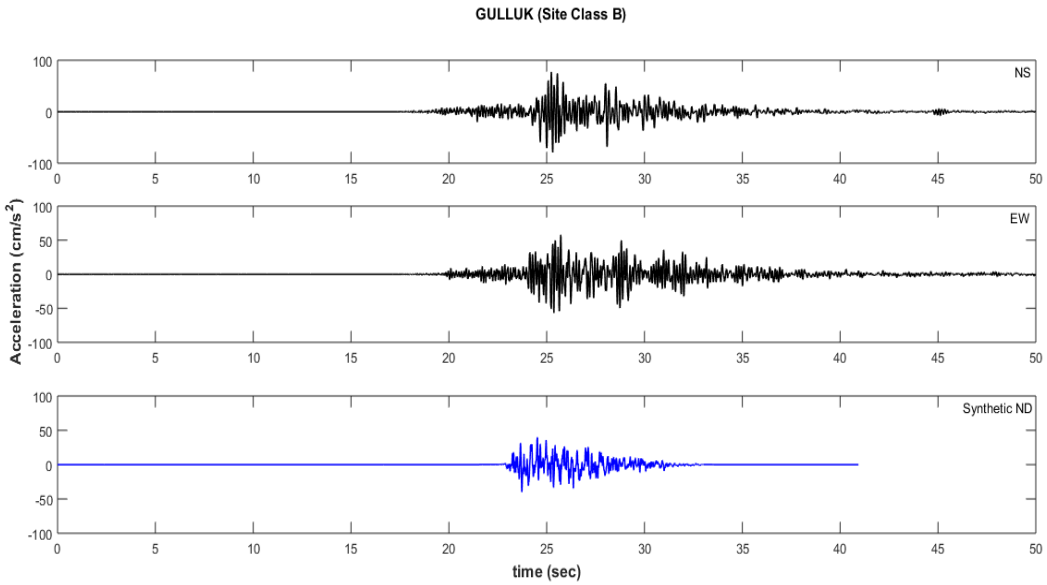
Σχήμα 4.12: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Για την κατηγορία εδάφους D (Σχήματα 4.10, 4.11 και 4.12) για την περιοχή της Datca ισχύουν οι παρατηρήσεις που έγιναν και για την κατηγορία C. Τα πλάτη στις συνθετικές χρονοϊστορίες των επιταχύνσεων προσεγγίζουν καλύτερα τα πραγματικά στην περίπτωση του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά. Επιπλέον, τα πλάτη των συνθετικών φασματικών επιταχύνσεων βρίσκονται σε καλή συμφωνία με τα πραγματικά στην περίπτωση του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο, σε αντίθεση με τα συνθετικά πλάτη του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά, τα οποία παρουσιάζουν μια υπερεκτίμηση.

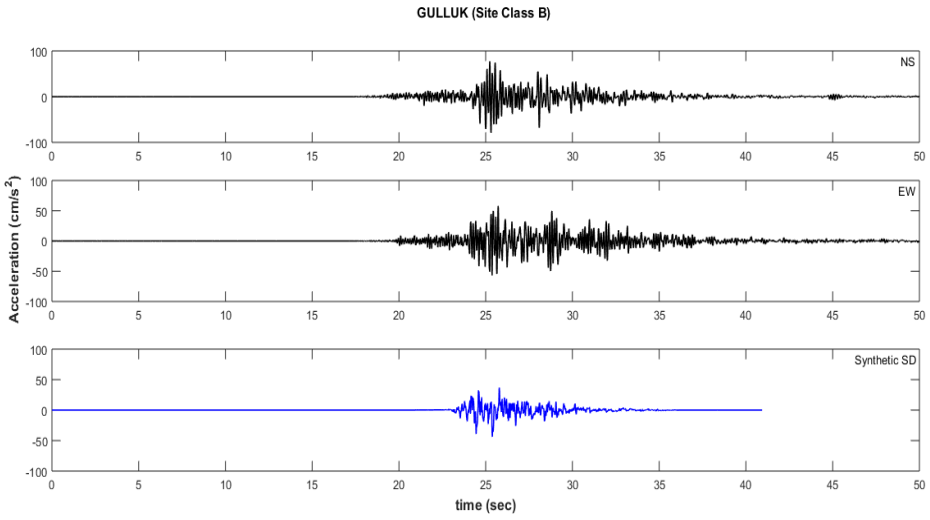
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

GULLUK – Κατηγορία Εδάφους B



Σχήμα 4.13: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους Β. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.

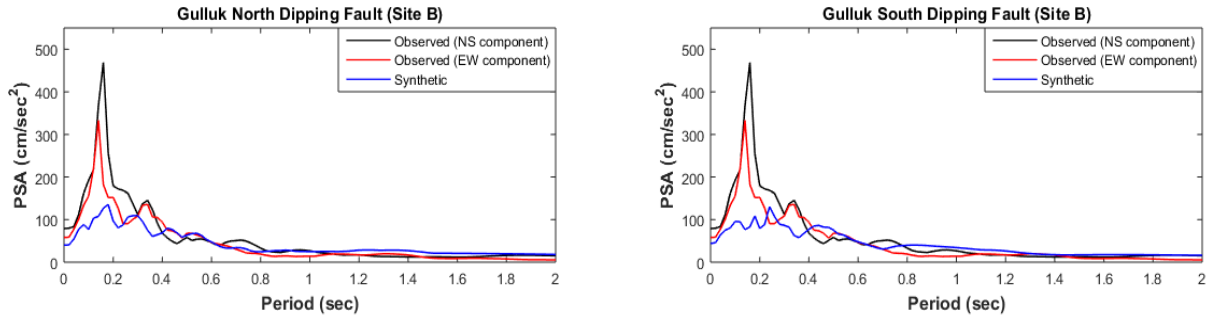


Σχήμα 4.14: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους Β. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

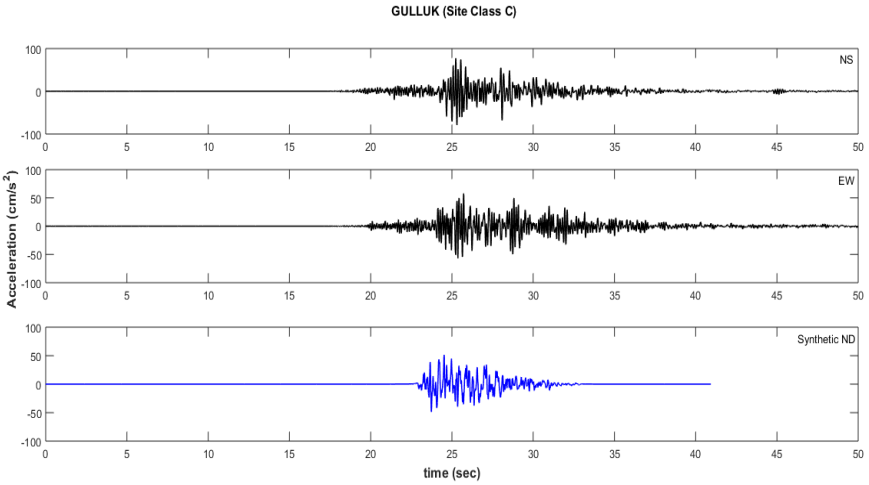
Από τα διαγράμματα των επιταχύνσεων (Σχήματα 4.13 και 4.14) παρατηρούμε πως οι συνθετικές καταγραφές που προέκυψαν και για τους δύο τύπους ρηγμάτων προσεγγίζουν αρκετά καλά τα πλάτη, κυρίως της πραγματικής συνιστώσας με διεύθυνση Α-Δ.



Σχήμα 4.15: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Στα διαγράμματα ωστόσο των φασματικών επιταχύνσεων (Σχήμα 4.15) παρατηρείται, και για τα δύο πιθανά ρήγματα, ότι τα πλάτη των συνθετικών καταγραφών είναι κατά πολύ μικρότερα από εκείνα των πραγματικών για το διάστημα 0.1-0.3sec, ενώ υπάρχει καλύτερη συμφωνία στις μεγαλύτερες περιόδους.

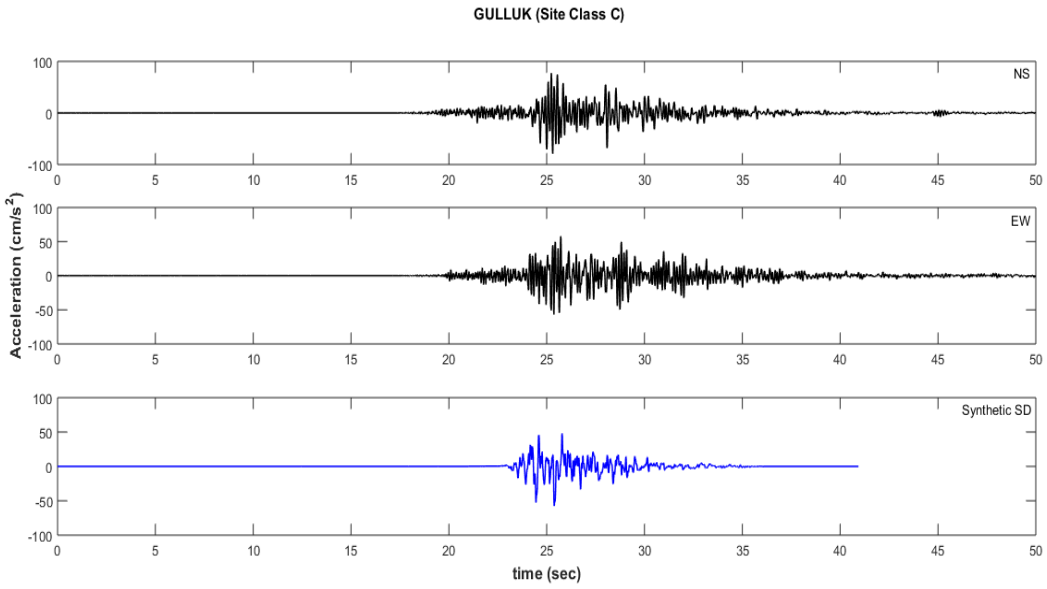
GULLUK – Κατηγορία Εδάφους C



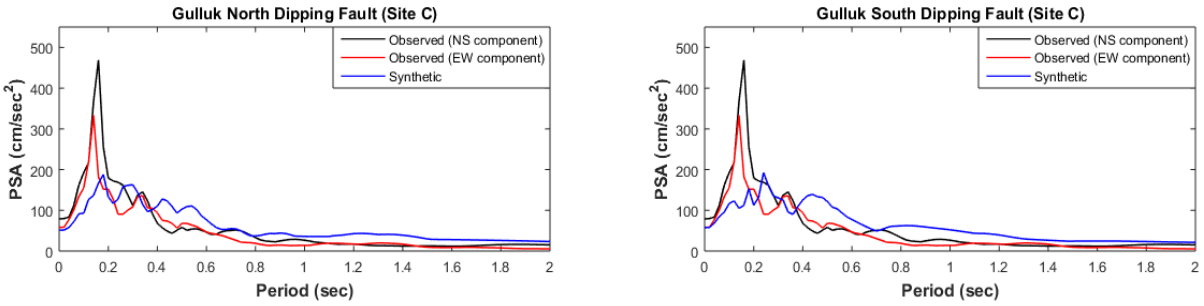
Σχήμα 4.16: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους C. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Σχήμα 4.17: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους C. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

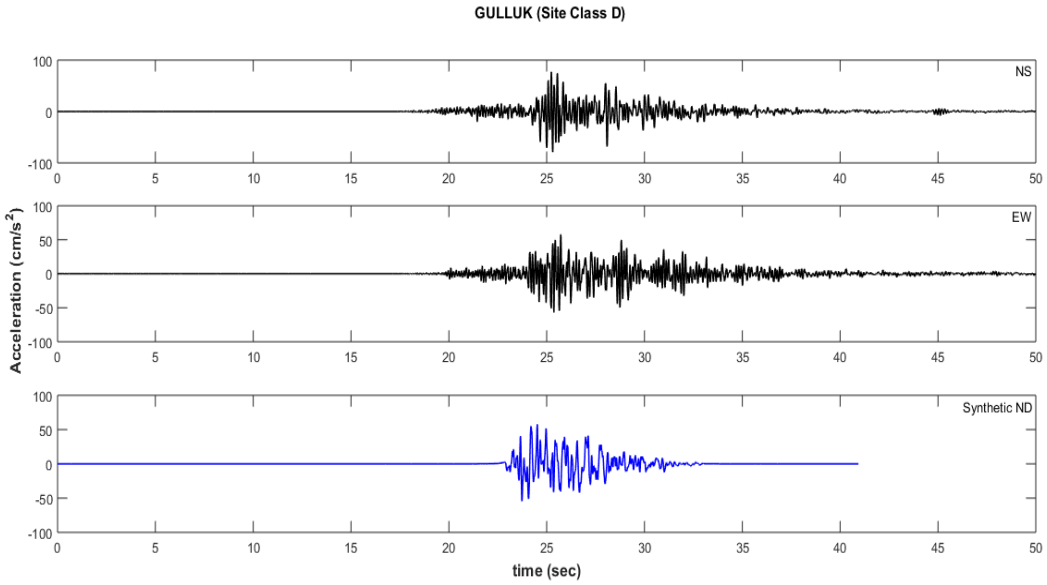


Σχήμα 4.18: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

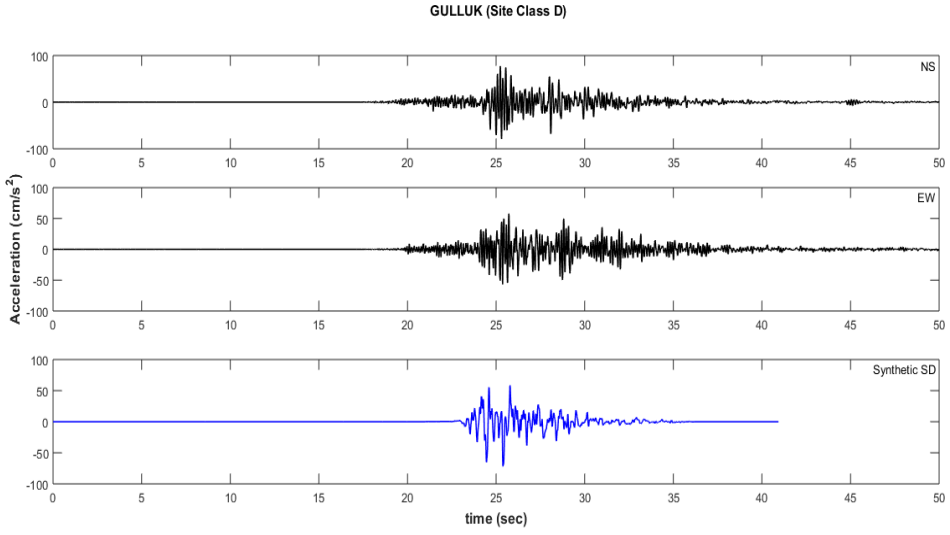
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

GULLUK – Κατηγορία Εδάφους D



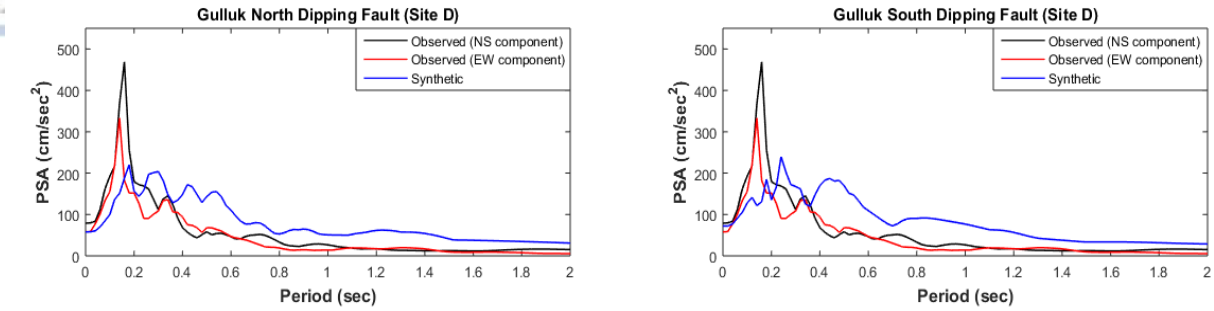
Σχήμα 4.19: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους D. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς τον Βορρά.



Σχήμα 4.20: Σύγκριση των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης για την περιοχή της Gulluk, κατηγορία εδάφους D. Οι δύο πρώτες καταγραφές του σχήματος αντιστοιχούν στις δύο παρατηρούμενες οριζόντιες συνιστώσες, ενώ η τελευταία αποτελεί τη συνθετική κυματομορφή που υπολογίστηκε και αντιστοιχεί στο μοντέλο του ρήγματος που κλίνει προς το Νότο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας



Σχήμα 4.21: Διάγραμμα φασματικών ψευδοεπιταχύνσεων (PSA) των πραγματικών καταγραφών, αλλά και των συνθετικών καταγραφών που υπολογίστηκαν.

Ανάλογα με την κατηγορία εδάφους Β και στις κατηγορίες C (Σχήματα 4.16, 4.17 και 4.18) και D (Σχήματα 4.19, 4.20 και 4.21) υπάρχει σχετικά καλή προσέγγιση των πραγματικών καταγραφών των χρονοϊστοριών της επιτάχυνσης από τις αντίστοιχες συνθετικές καταγραφές και από τα δύο πιθανά ρήγματα. Επίσης, και σε αυτές τις δύο κατηγορίες στα διαγράμματα των φασματικών επιταχύνσεων παρατηρούνται πολύ μικρότερα πλάτη για τις συνθετικές καταγραφές σε σχέση με τις πραγματικές στο διάστημα 0.1-0.3sec και καλύτερη συμφωνία για τις μεγαλύτερες περιόδους.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Α.Π.Θ

5 Συμπεράσματα

Βασικός στόχος της διατριβής αυτής ήταν η μελέτη της σεισμικής ακολουθίας Κω – Αλικαρνασσού 2017. Για τον σκοπό αυτό αρχικά έγινε επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων, στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης για τον κύριο σεισμό και 25 μετασεισμούς της ακολουθίας και τέλος έγινε στοχαστική προσομοίωση της ισχυρής κίνησης για δύο προτεινόμενα μοντέλα ρηγμάτων, ώστε οι συνθετικές καταγραφές να συγκριθούν με τις πραγματικές.

Ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων έγινε σε δύο στάδια. Αρχικός στόχος ήταν ο καλύτερος προσδιορισμός των εστιών χρησιμοποιώντας δεδομένα φάσεων σεισμικών κυμάτων. Με τη βοήθεια κατάλληλου μοντέλου φλοιού, υπολογίστηκαν τα χρονικά υπόλοιπα για κάθε σεισμολογικό σταθμό σε επικεντρική απόσταση έως 150km. Έπειτα με τη μέθοδο των διπλών διαφορών προέκυψε ο επαναπροσδιορισμένος κατάλογος των επικέντρων. Από τις τομές που έγιναν στον χάρτη με τη χωρική κατανομή των επικέντρων, κάθετα στη διεύθυνση της σεισμικής ζώνης προέκυψε ότι το βάθος της σεισμικής ακολουθίας είναι ~5-17km. Επιπλέον οι μετασεισμοί κατανέμονται σε μια μεγαλύτερη από την αναμενόμενη περιοχή, το οποίο υποδεικνύει την ύπαρξη ρηγμάτων εντός του Κεραμικού κόλπου.

Για το χρονικό διάστημα από τις 20/07/2017 έως τις 24/09/2017 υπολογίστηκαν 25 μηχανισμοί γένεσης, με τη μέθοδο της αντιστροφής του τανυστή σεισμικής ροπής. Οι μηχανισμοί που υπολογίστηκαν, δείχνουν την δράση κανονικών ρηγμάτων, και βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με το σεισμοτεκτονικό καθεστώς που διέπει την περιοχή του Κεραμικού κόλπου (Gökova Gulf).

Με καμία ωστόσο από τις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν δεν κατέστη δυνατό να βρεθούν σαφή συμπεράσματα για την κλίση του ρήγματος που προκάλεσε τον ισχυρό σεισμό της 20ης Ιουλίου.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

6 Βιβλιογραφία

Ελληνόγλωσσες

Ινστιτούτο Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (ΙΤΣΑΚ) (2017), Σεισμός Mw=6.6 της 21/07/2017 – Προκαταρκτική Έκθεση.

Παπαζάχος, Β. Κ., & Παπαζάχου, Κ. (2003). *Οι σεισμοί της Ελλάδας*, Εκδόσεις Ζήτη.

Ξενόγλωσσες

Ambraseys, N. N., &White, D. (1997). The seismicity of the eastern Mediterranean region 550–1 BC: A re-appraisal. Journal of Earthquake Engineering, 1(04), 603-632.

Atkinson, G. M., & Boore, D. M. (1995). Ground-Motion Relations for Eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *85*(1), 17-30.

Beresnev, I. A., & Atkinson, G. M. (1997). Modeling finite-fault radiation from the ω n spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *87*(1), 67-84.

Beresnev, I., & Atkinson, G. (2001). Subevent structure of large earthquakes—A ground-motion perspective. *Geophysical Research Letters*, *28*(1), 53-56.

BOORE, D. M. (1983). STOCHASTIC SIMULATION OF HIGH-FREQUENCY GROUND MOTIONS BASED ON SEISMOLOGICAL MODELS OF THE RADIATED SPECTRA. *Bulletin of the Se~ smologmal Society of America*, *73*(6), 1865-1894.

BOORE, D. M. (2003). Simulation of Ground Motion Using the Stochastic Method. *Pure appl. geophys*, *160*, 635-676.

Dziewonski, A. M., Chou, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *86*(B4), 2825-2852.

Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., Briole, P., Kassaras, I., Argyrakis, P., Barberopoulou, A.,& Moshou, A. (2019). The July 20, 2017 M6. 6 Kos earthquake: seismic

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
Τμήμα Γεωλογίας

and geodetic evidence for an active north-dipping normal fault at the western end of the Gulf of Gökova (SE Aegean Sea). *Pure and Applied Geophysics*, *176*(10), 4177-4211.

Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from Geiger's 1910 German article). *Bull. St. Louis Univ*, *8*(1), 56-71.

Jost, M. U., & Herrmann, R. B. (1989). A student's guide to and review of moment tensors. *Seismological Research Letters*, *60*(2), 37-57.

KALAFAT, D. (2012). A seismological view to Gkova region at southwestern Turkey. International Journal of Physical Sciences, 7(30), 5143-5153.

Karagianni, E. E., Papazachos, C. B., Panagiotopoulos, D. G., Suhadolc, P., Vuan, A., & Panza, G. F. (2005). Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, *160*(1), 127-143.

Karasözen, E., Nissen, E., Büyükakpınar, P., Cambaz, M. D., Kahraman, M., Kalkan Ertan, E., Abgarmi, B., Bergman, E., Ghods, A.,& Özacar, A. A. (2018). The 2017 July 20 M w 6.6 Bodrum–Kos earthquake illuminates active faulting in the Gulf of Gökova, SW Turkey. *Geophysical Journal International*, *214*(1), 185-199.

Kikuchi, M., & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—III. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *81*(6), 2335-2350.

Kiratzi, A., & Koskosidi, A. (2018). Constrains on the near source motions of the Kos-Bodrum 20 July 2017 Mw 6.6 earthquake. Proceedings of the *16th European conference of earthquake engineering* (pp. 18-21).

Klein, F. W. (2002). User's Guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes 4/2002 version. USGS, Open File Report 02-171 Version, 1, 123.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
Τμήμα Γεωλογίας

Kurt, H., Demirbağ, E., & Kuşçu, İ. (1999). Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia–southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. Tectonophysics, 305(4), 477-496.

Lay, T., & Wallace, T. C. (1995). *Modern global seismology* (No. 550.34 LAY).

Margaris, B. N., & Boore, D. M. (1998). Determination of Δσ and κ 0 from response spectra of large earthquakes in Greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *88*(1), 170-182.

McKenzie, D. P. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226(5242), 239.

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Schaff, D., & Tsaklidis, G. (2016). Spatio-temporal properties and evolution of the 2013 Aigion earthquake swarm (Corinth Gulf, Greece). Journal of Seismology, 20(2), 595-614.

Mesimeri, M., Karakostas, V., Papadimitriou, E., Tsaklidis, G., & Jacobs, K. (2017). Relocation of recent seismicity and seismotectonic properties in the Gulf of Corinth (Greece). Geophysical Journal International, 212(2), 1123-1142.

Motazedian, D., & Atkinson, G. M. (2005). Stochastic Finite-Fault Modeling Based on a Dynamic Corner Frequency. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *95*(3), 995-1010.

Panagiotopoulos, D. G., & Papazachos, B. C. (1985). Travel times of Pn-waves in the Aegean and surrounding area. *Geophysical Journal International*, *80*(1), 165-176.

Papazachos, B. C., & Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. Journal of Geophysical Research, 76(35), 8517-8533.

Papazachos, C. B., & Kiratzi, A. A. (1996). A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area. Tectonophysics, 253(1-2), 129-153.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
Τμήμα Γεωλογίας

Saltogianni, V., Taymaz, T., Yolsal-Çevikbilen, S., Eken, T., Gianniou, M., Öcalan, T.,Pytharouli, S.,& Stiros, S. (2017). Fault-model of the 2017 Kos-Bodrum (east Aegean Sea) Mw 6.6 earthquake from inversion of seismological and GPS data—preliminary report.

Sokos, E. N., & Zahradník, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, *34*(8), 967-977.

Sokos, E., & Zahradník, J. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of ISOLA software. *Seismological Research Letters*, *84*(4), 656-665.

Stein, S., & Wysession, M. (2003). An Introduction toSeismology, Earthquakes, and Earth structure. *Malden: Blackwell Publishing*.

Taymaz, T., Jackson, J., & McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the north and central Aegean Sea. Geophysical Journal International, 106(2), 433-490.

Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Özel, E., & Avcı, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. Marine Geology, 221(1-4), 381-395.

Wadati, K., & Oki, S. (1933). On the travel time of earthquake waves.(Part II). *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *11*(1), 14-28.

Waldhauser, F. (2001). hypoDD--A program to compute double-difference hypocenter locations.

Waldhauser, F., & Ellsworth, W. L. (2000). A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, California. BulletinoftheSeismologicalSocietyofAmerica, 90(6), 1353-1368.

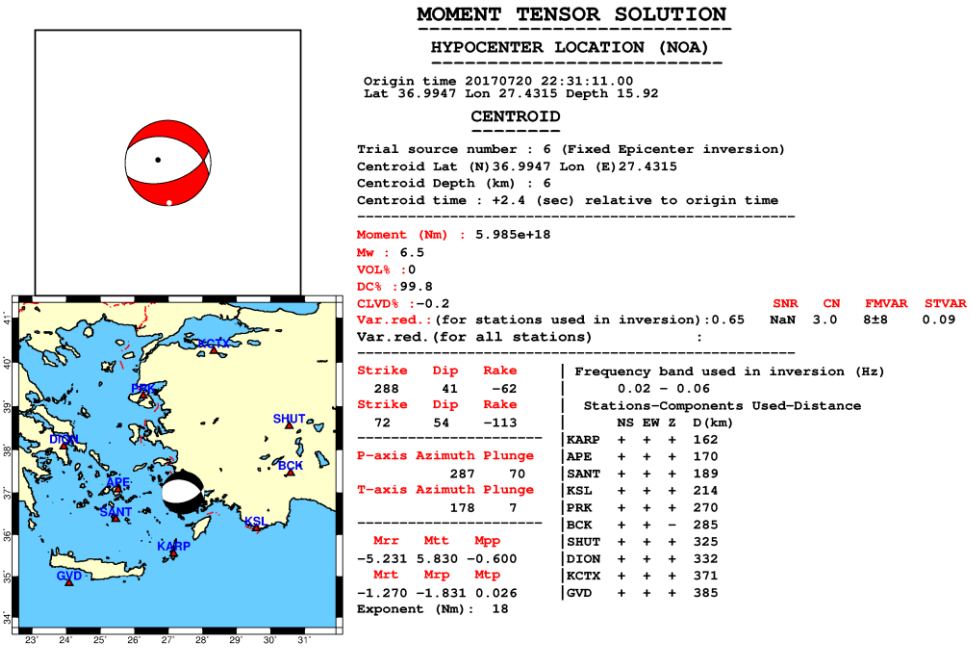
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

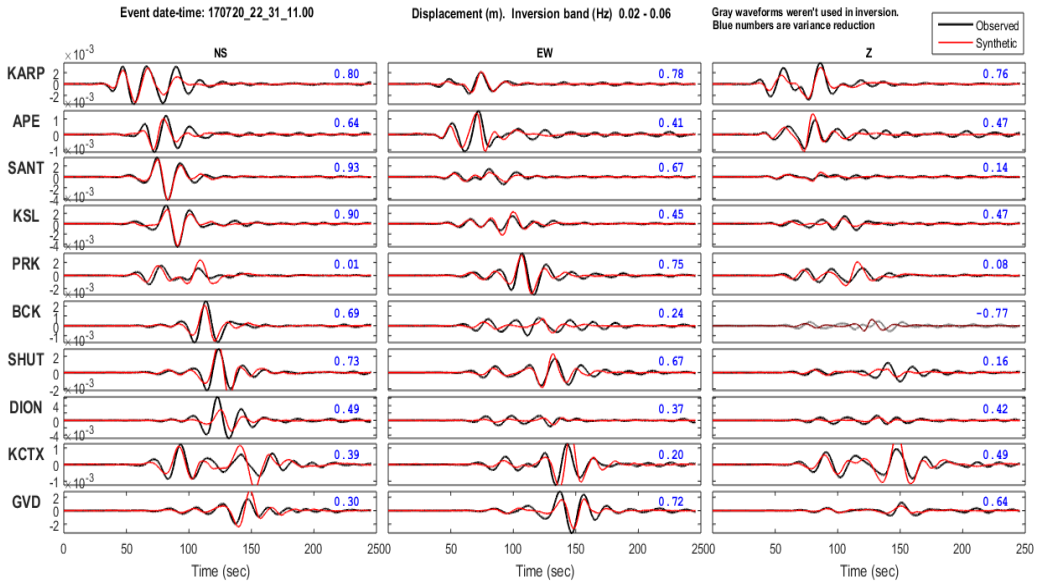
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΑ

Διαγράμματαπουπροέκυψανκατάτονυπολογισμότωνμηχανισμώνγένεσης. Τα διαγράμματα αυτά για κάθε σεισμό αντιστοιχούν στην περίληψη της λύσης, στη σύγκριση των συνθετικών με τις πραγματικές καταγραφές, στη μεταβολή του μηχανισμού γένεσης σε σχέση με το βάθος και στη γραφική αναπαράσταση της βέλτιστης λύσης.

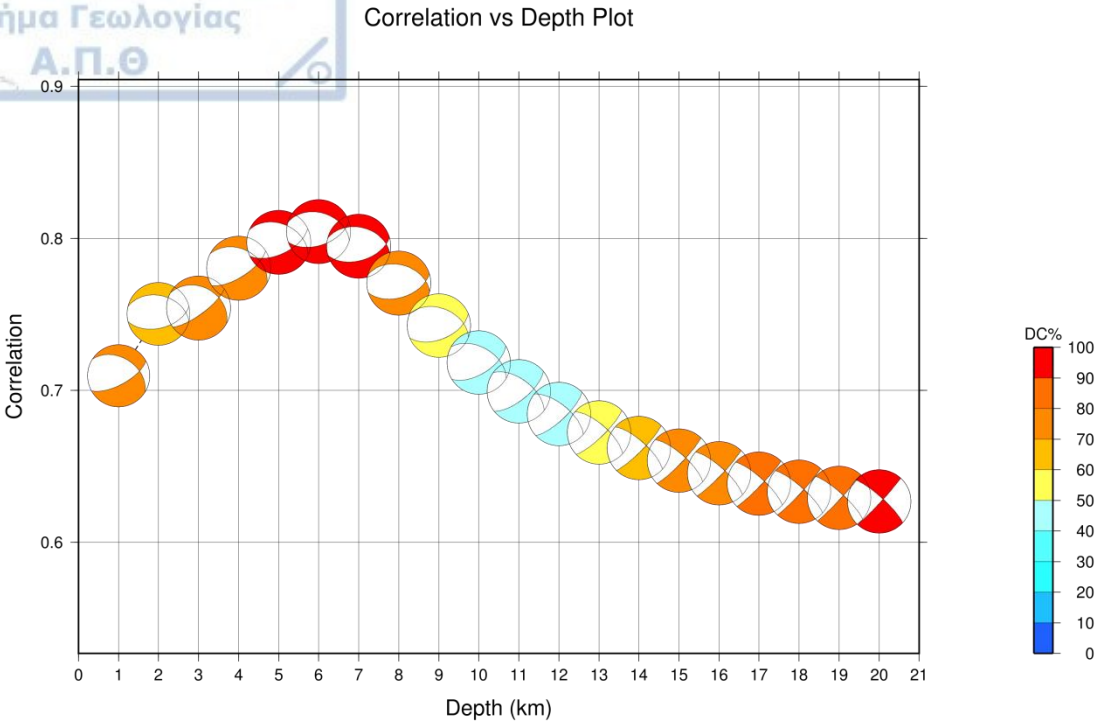
- **<u>21/07/2017, 00:33:35</u>**

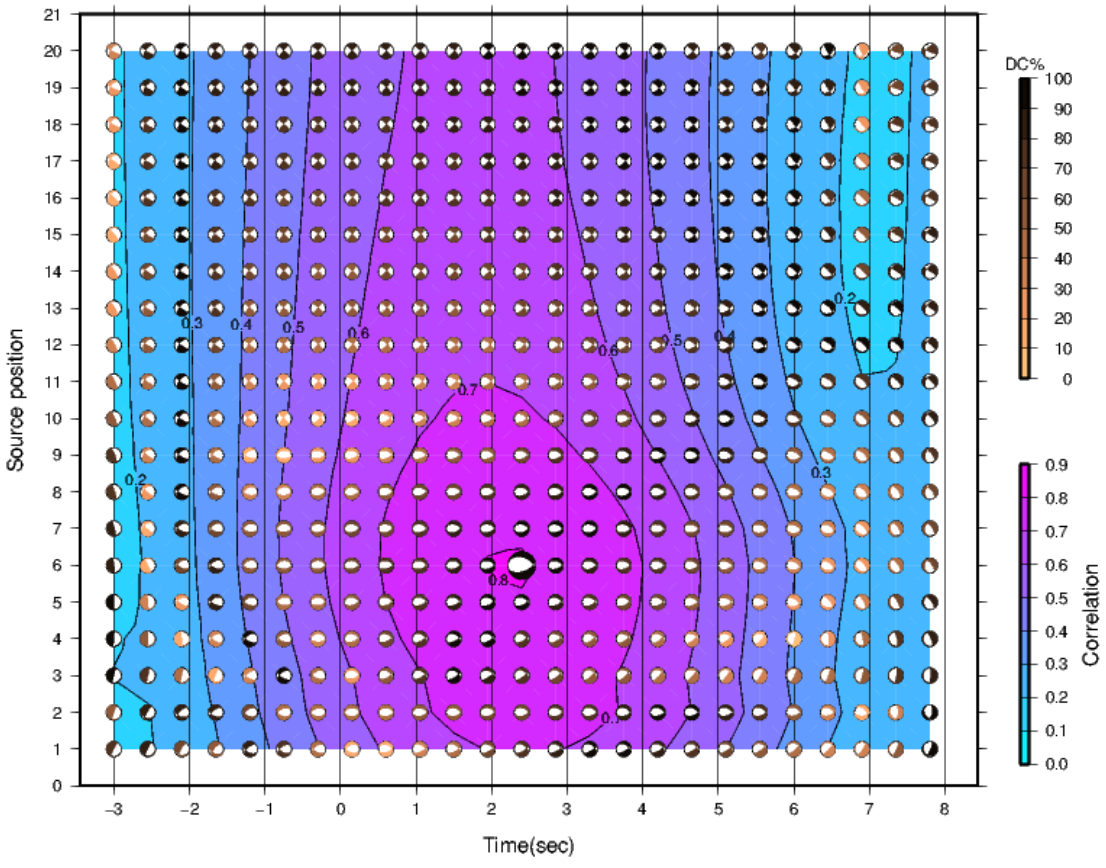




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

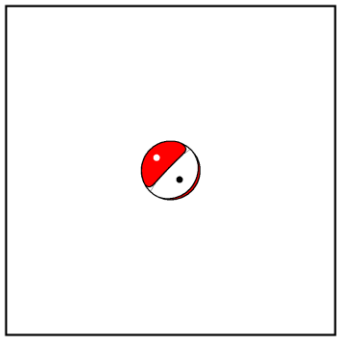




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 01:25:34**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 01:25:35.00
Lat 36.9784 Lon 27.4148 Depth 16.06

CENTROID

Trial source number : 13 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9784 Lon (E)27.4148
Centroid Depth (km) : 13
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.740e+14
Mw : 3.6
VOL% :0
DC% :90.5
CLVD% :9.5

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.44	NaN	3.0	7±6	0.09
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
32	9	-102
Strike	Dip	Rake
224	81	-88

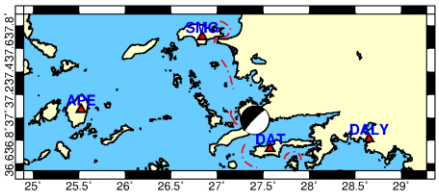
	Azimuth	Plunge
P-axis	136	54
T-axis	312	36

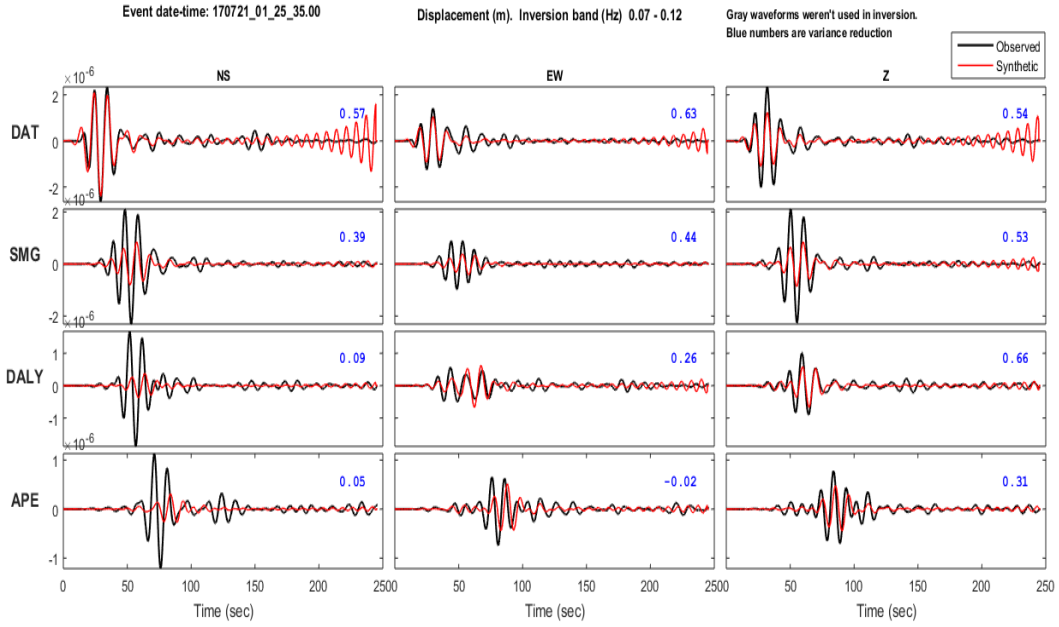
Mrr	Mtt	Mpp
-0.789	0.281	0.508
Mrt	Mrp	Mtp
1.809	1.865	0.524

Exponent (Nm): 14

Frequency band used in inversion (Hz)
0.07 - 0.12
Stations-Components Used-Distance

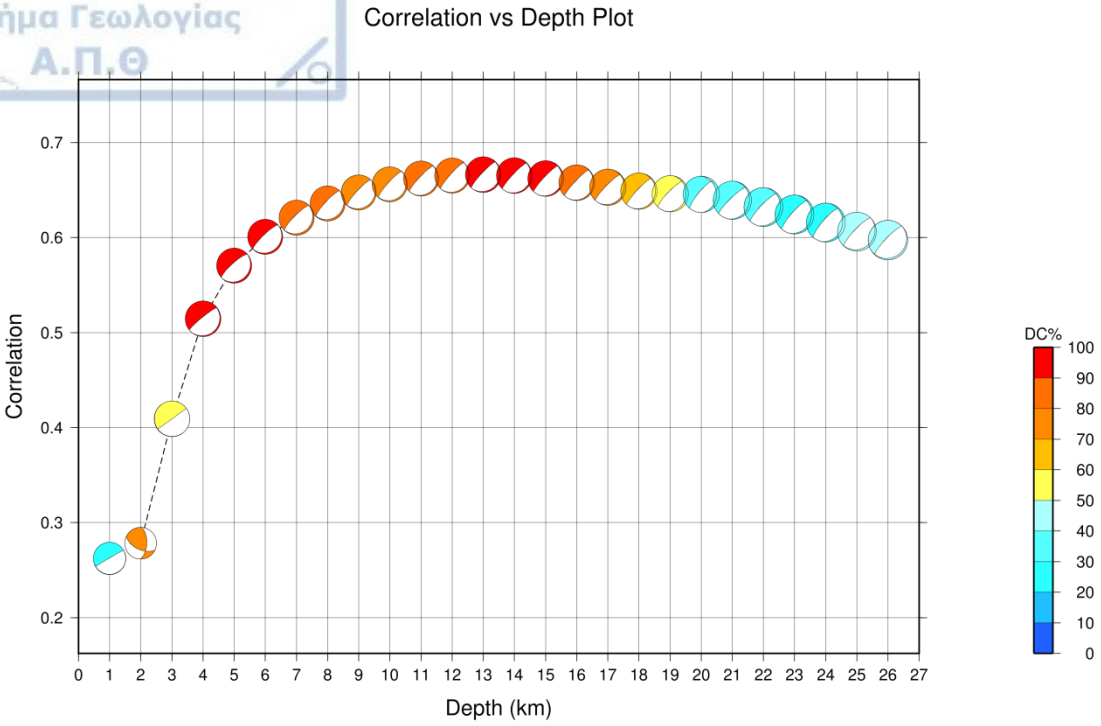
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	31
SMG	+	+	+	95
DALY	+	+	+	112
APE	+	+	+	169

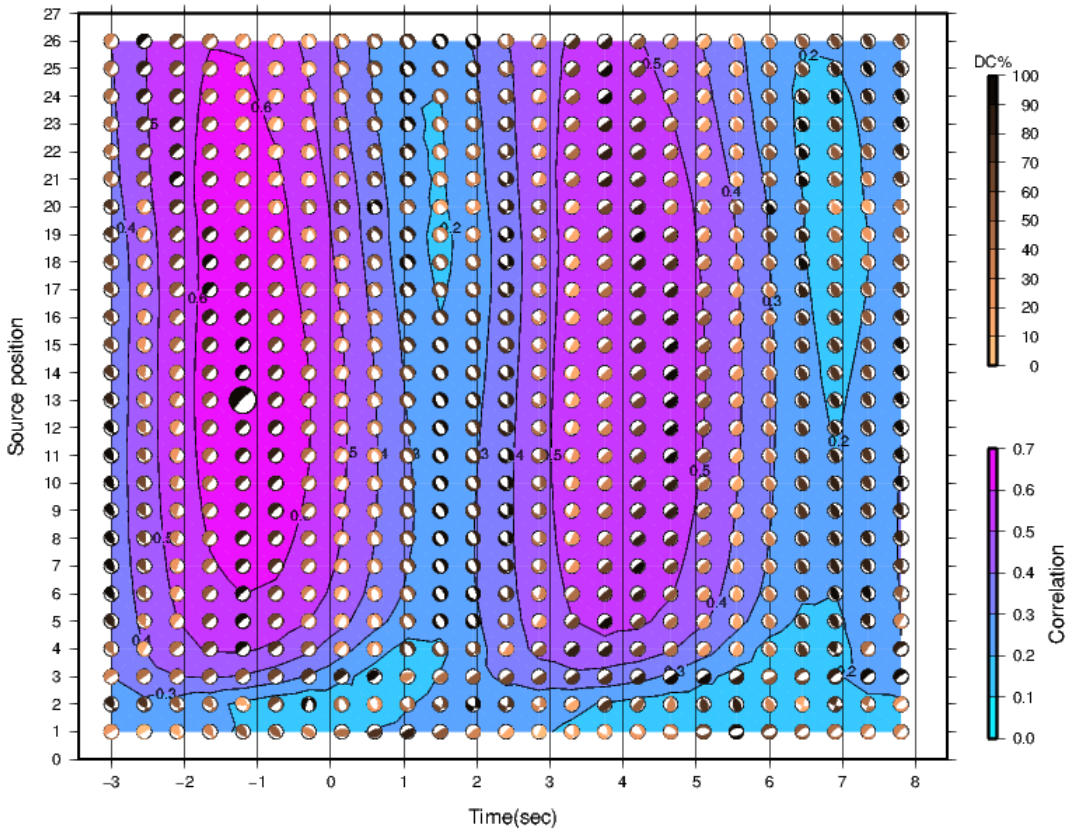




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

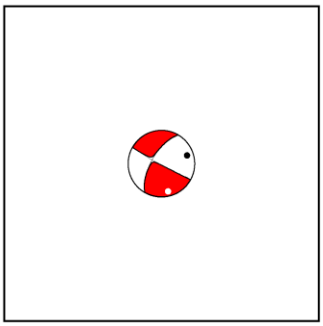




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 01:35:44**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

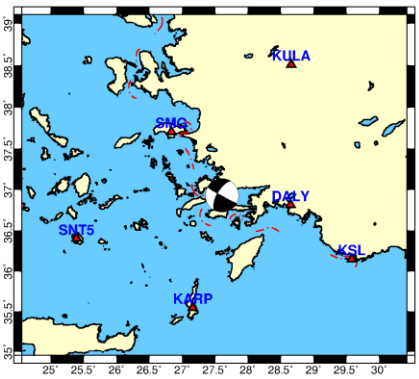
Origin time 20170721 01:35:44.00
Lat 36.9332 Lon 27.6084 Depth 16.76

CENTROID

Trial source number : 9 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9332 Lon (E)27.6084
Centroid Depth (km) : 9
Centroid time : +1.05 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.730e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :97.4
CLVD% :2.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.51	NaN	1.7	5±6	0.09
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
119	87	-25
Strike	Dip	Rake
210	65	-177

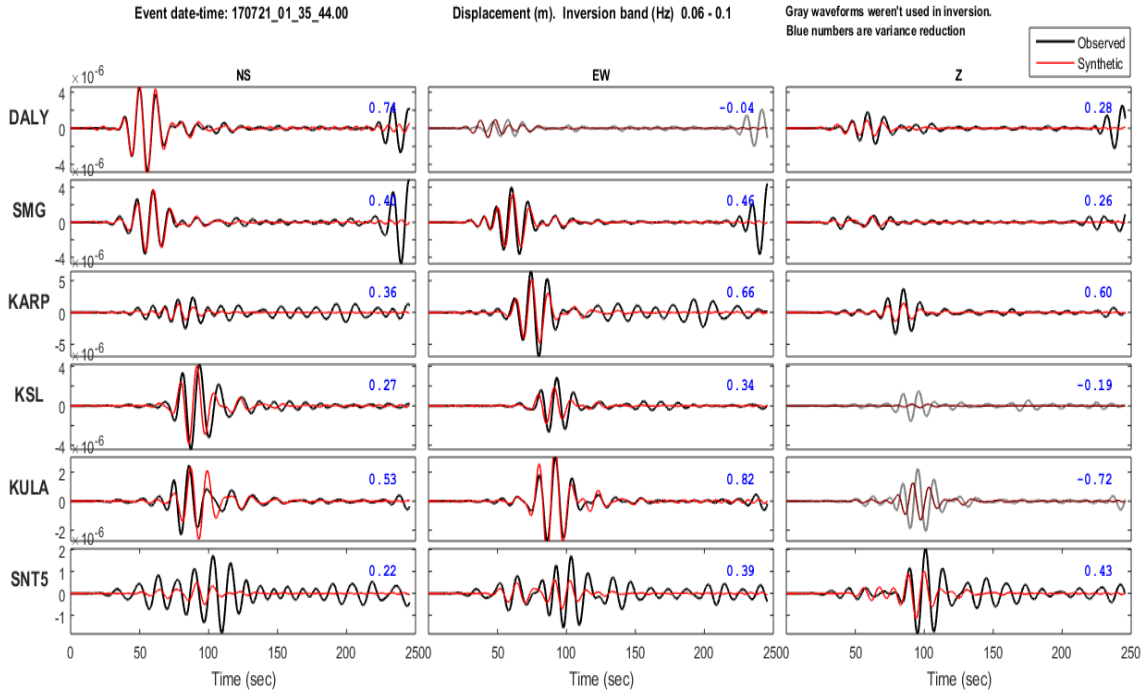
P-axis	Azimuth	Plunge
	72	20
T-axis	Azimuth	Plunge
	167	15

Mrr	Mtt	Mpp
-0.144	2.189	-2.045
Mrt	Mrp	Mtp
-0.957	0.644	1.275

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 – 0.1
Stations–Components Used–Distance

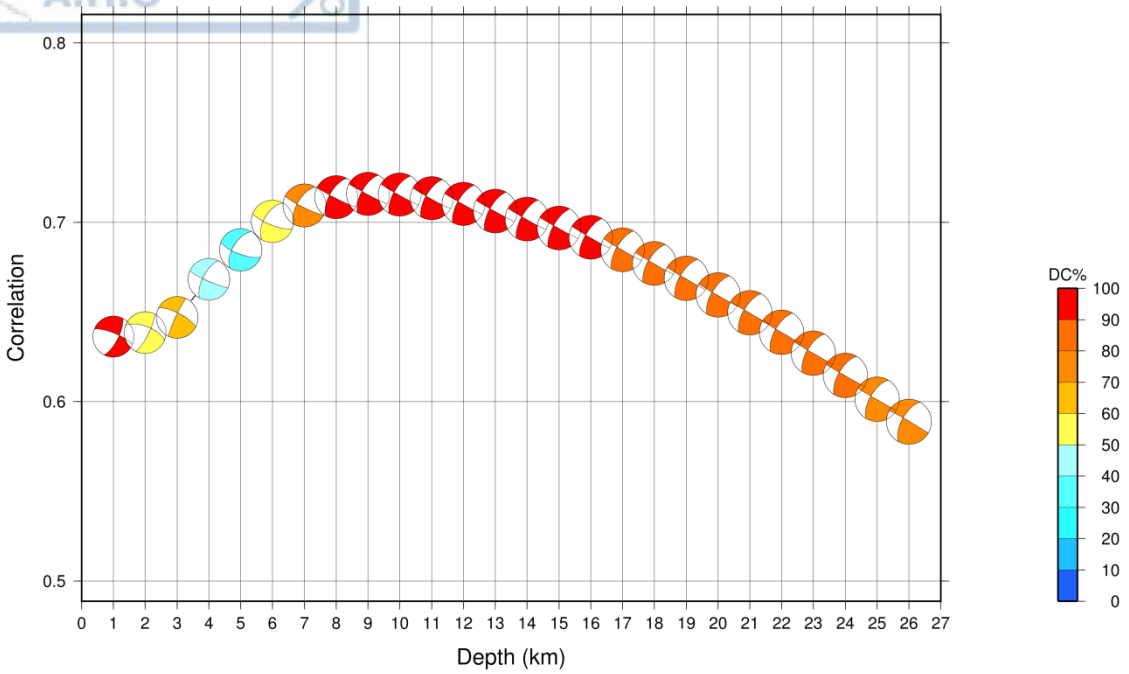
	NS	EW	Z	D(km)
DALY	+	–	+	94
SMG	+	+	+	109
KARP	+	+	+	159
KSL	+	+	–	197
KULA	+	+	–	199
SNT5	+	+	+	206

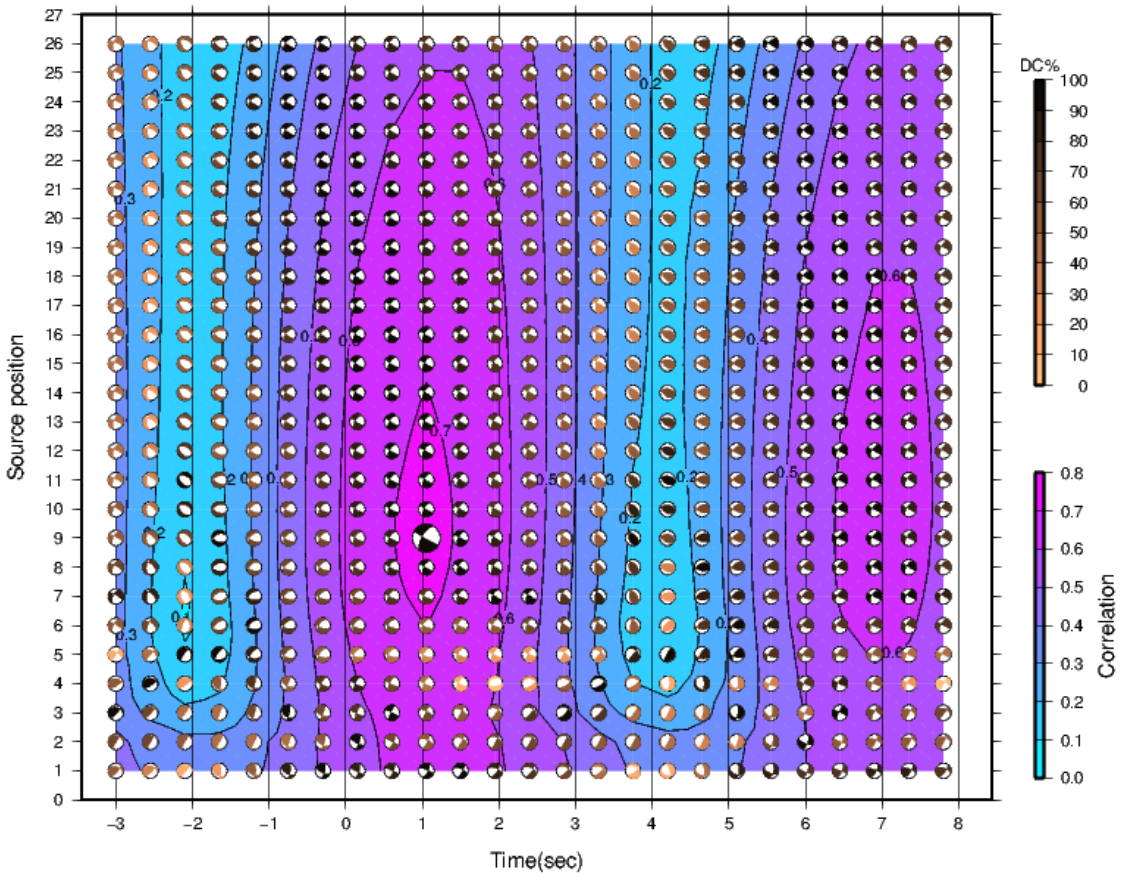


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

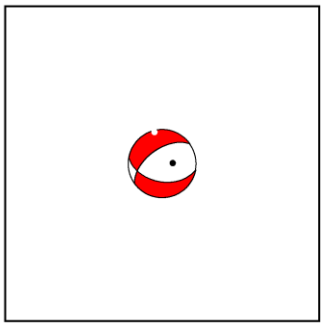




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 02:12:35**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

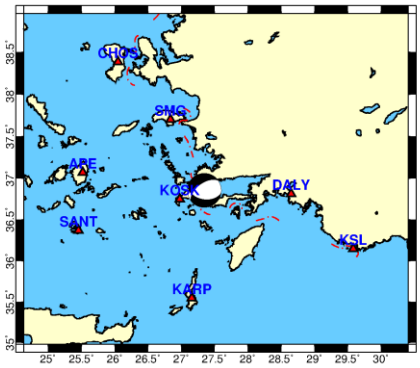
Origin time 20170721 02:12:35.00
Lat 36.8547 Lon 27.3468 Depth 16.69

CENTROID

Trial source number : 4 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.8547 Lon (E)27.3468
Centroid Depth (km) : 8
Centroid time : -0.75 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.957e+15
Mw : 4.3
VOL% :0
DC% :100
CLVD% :0

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.67	NaN	2.2	11±8	0.14
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
234	55	-121
Strike	Dip	Rake
100	45	-54

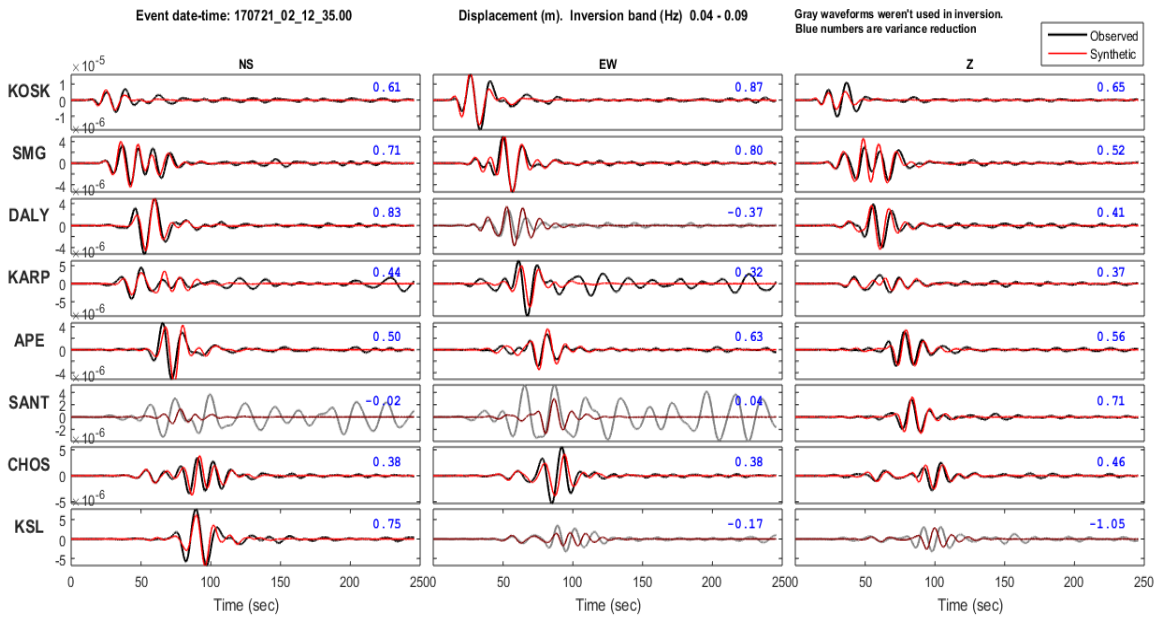
P-axis	Azimuth	Plunge
	87	65
T-axis	Azimuth	Plunge
	346	5

Mrr	Mtt	Mpp
-3.197	3.684	-0.486
Mrt	Mrp	Mtp
0.255	1.618	0.981

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 - 0.09

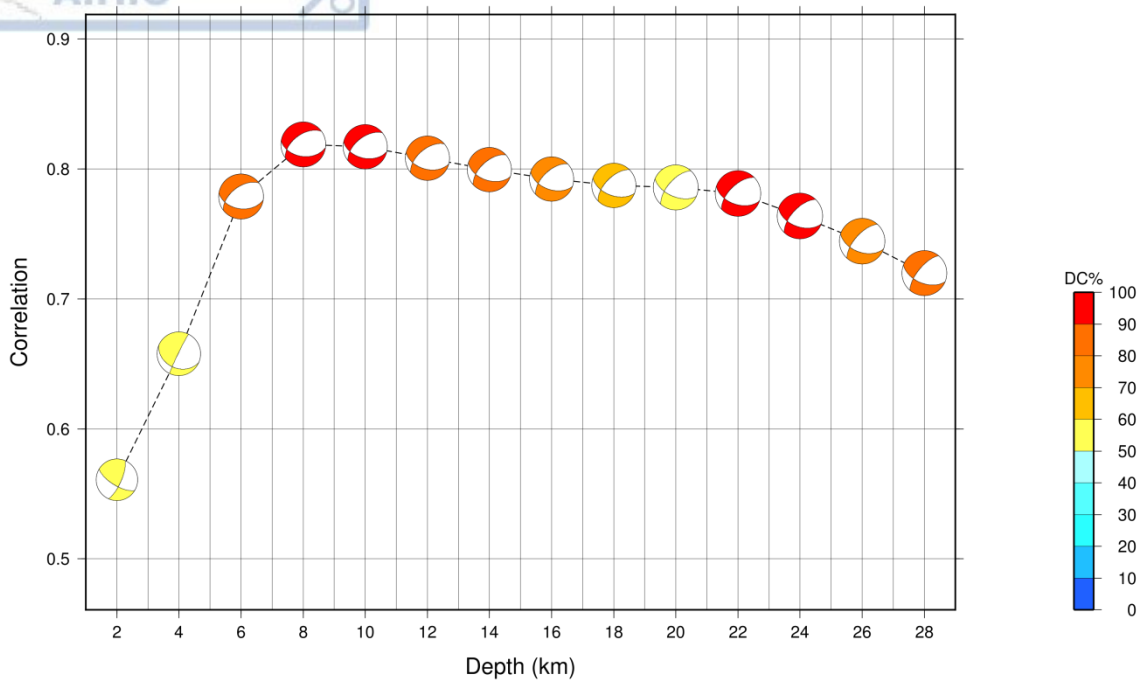
Stations-Components Used-Distance				
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	35
SMG	+	+	+	105
DALY	+	-	+	117
KARP	+	+	+	146
APE	+	+	+	164
SANT	-	-	+	177
CHOS	+	+	+	205
KSL	+	-	-	215

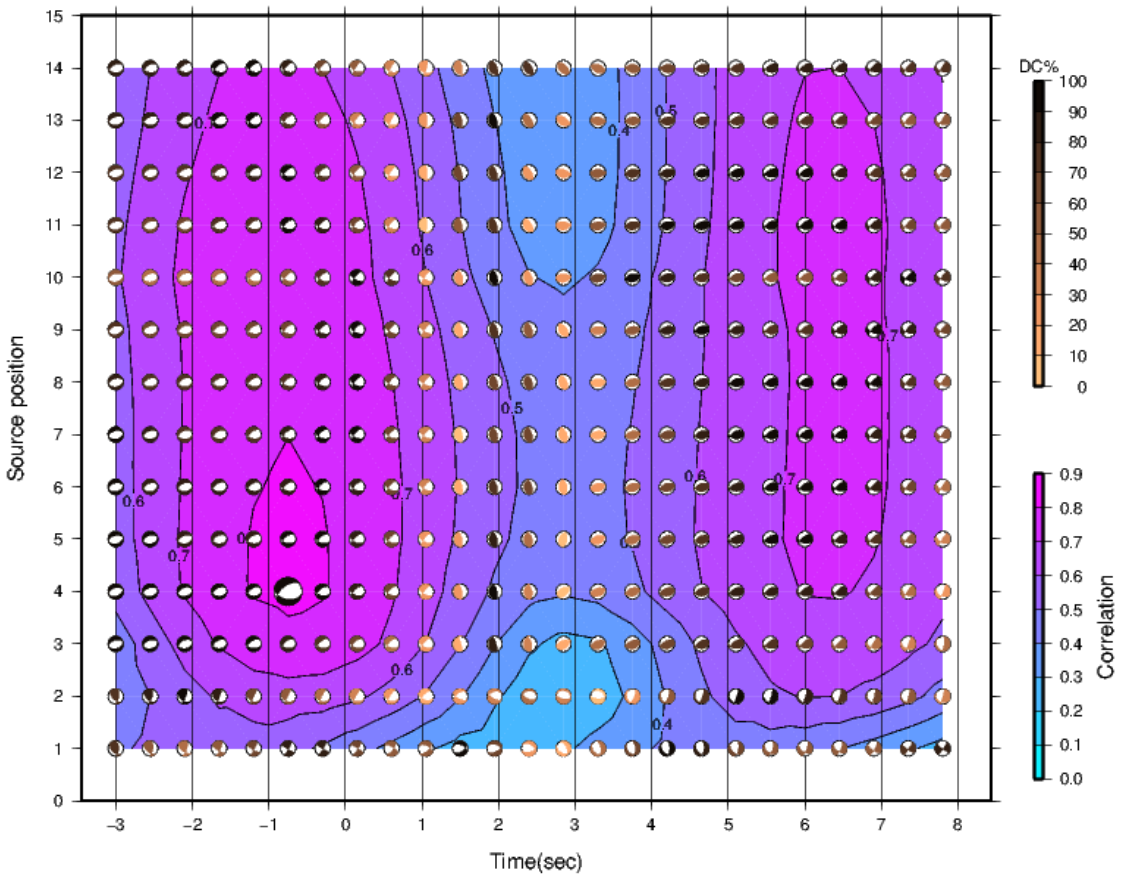


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

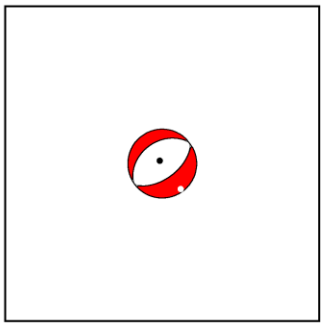




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 05:04:01**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 05:04:01.00
Lat 36.9363 Lon 27.6283 Depth 14.96

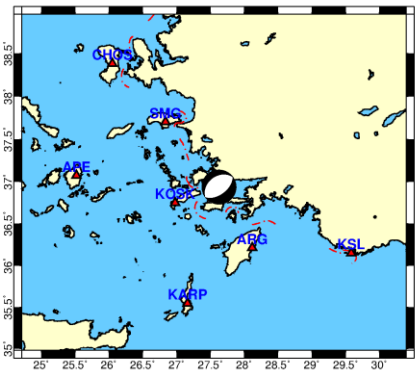
CENTROID

Trial source number : 3 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9363 Lon (E)27.6283
Centroid Depth (km) : 6
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 4.575e+15
Mw : 4.4
VOL% :0
DC% :97.4
CLVD% :2.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.64	NaN	2.3	1±1	0.02

Var.red.(for all stations) :



Strike	Dip	Rake
53	54	-91
Strike	Dip	Rake
235	36	-89

P-axis	Azimuth	Plunge
	319	81
T-axis	Azimuth	Plunge
	144	9

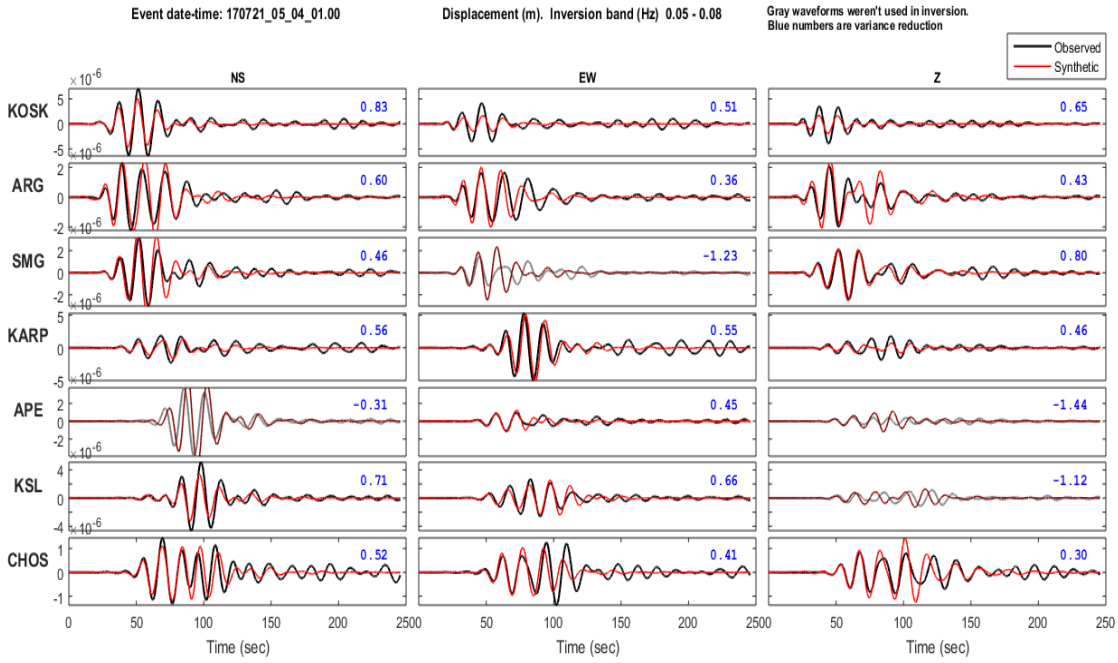
Mrr	Mtt	Mpp
-4.300	2.843	1.457
Mrt	Mrp	Mtp
-1.160	-0.913	2.099

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.08

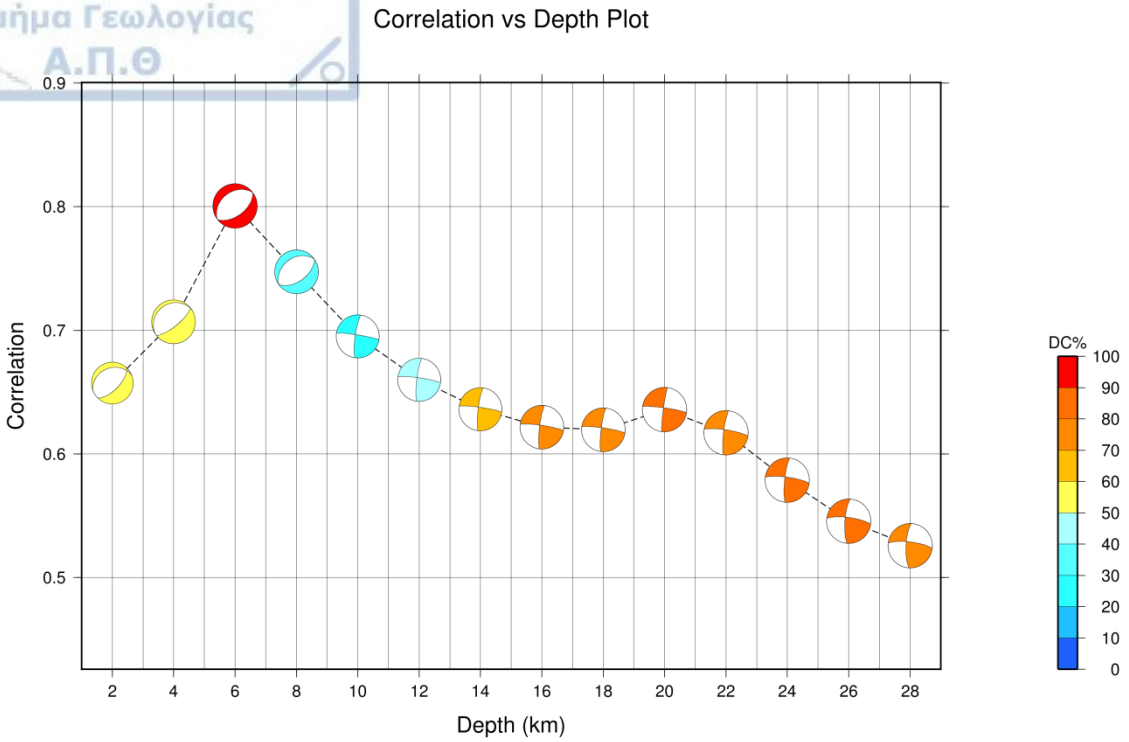
Stations-Components Used-Distance

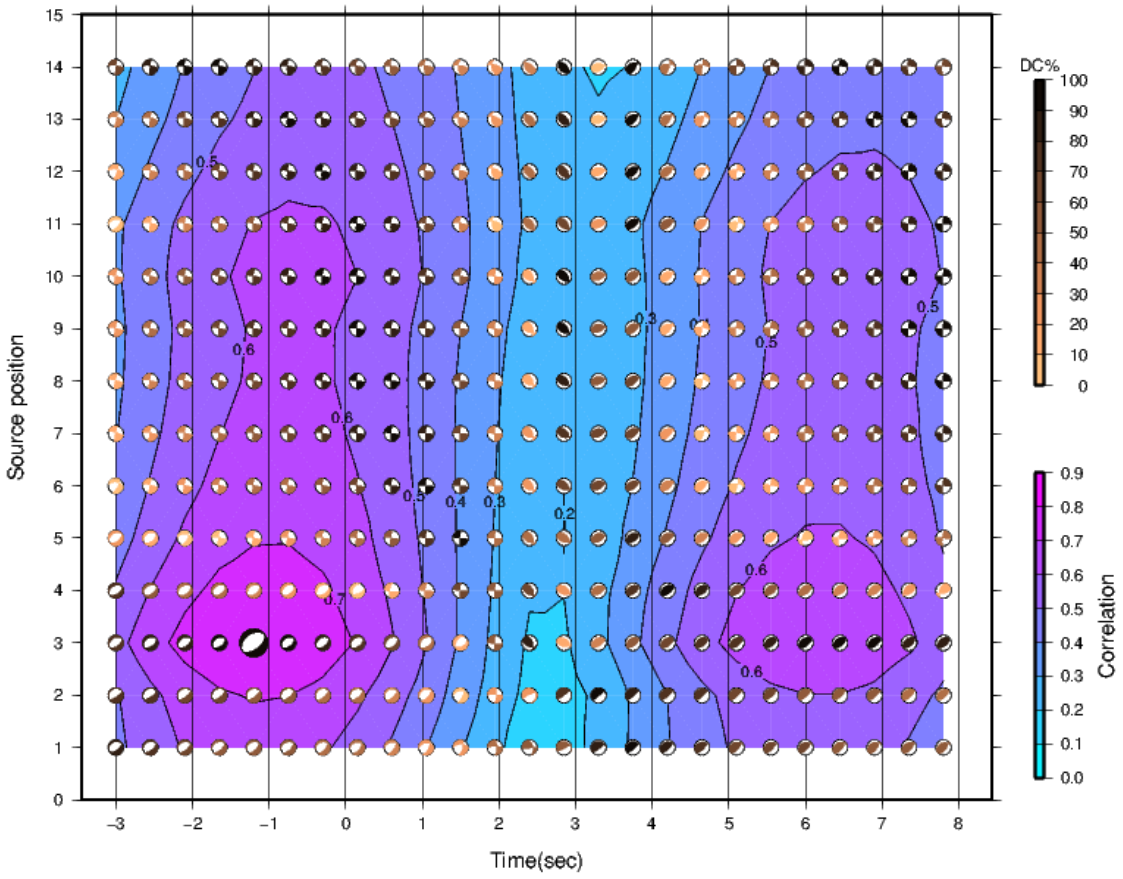
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	61
ARG	+	+	+	92
SMG	+	-	+	110
KARP	+	+	+	160
APE	-	+	-	188
KSL	+	+	-	196
CHOS	+	+	+	213



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

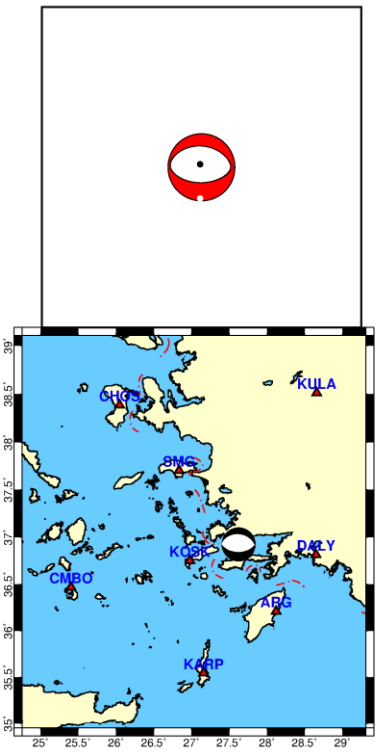




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 05:14:00**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 05:14:00.00
Lat 36.9232 Lon 27.6247 Depth 11.61

CENTROID

Trial source number : 3 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9232 Lon (E)27.6247
Centroid Depth (km) : 6
Centroid time : -0.3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.445e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :92.8
CLVD% :-7.2
Var.red.:(for stations used in inversion):0.65
Var.red.(for all stations) :

SNR	CN	FMVAR	STVAR
NaN	2.5	3±2	0.03

Strike	Dip	Rake
89	52	-95
Strike	Dip	Rake
277	38	-84

P-axis	Azimuth	Plunge
	334	82
T-axis	Azimuth	Plunge
	183	7

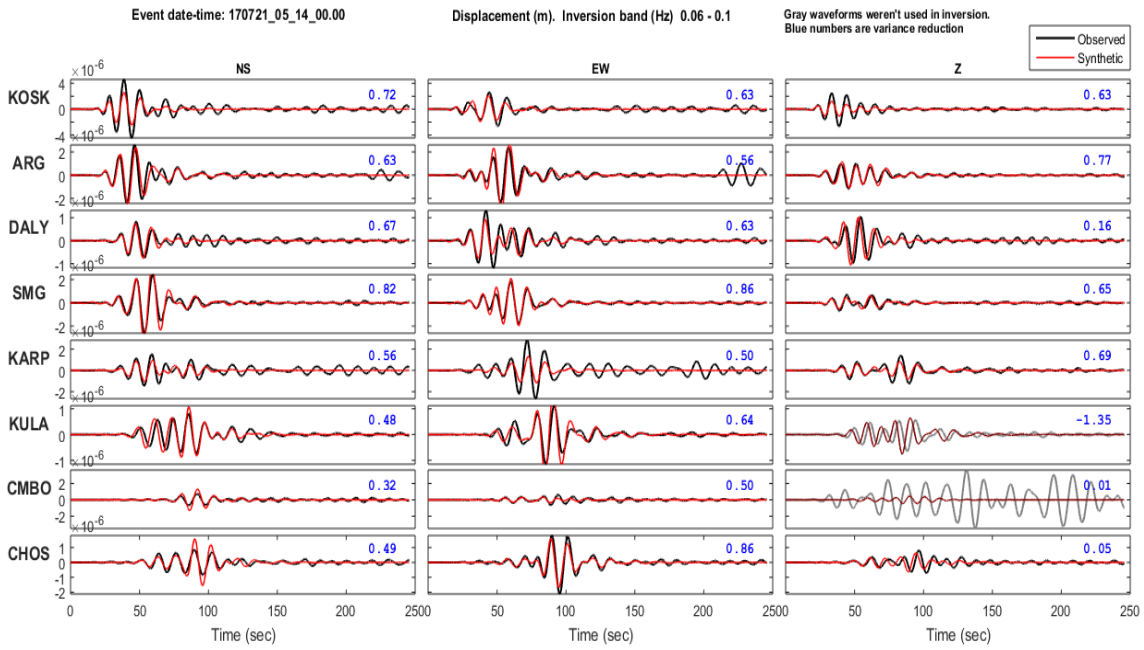
Mrr	Mtt	Mpp
-2.408	2.322	0.086
Mrt	Mrp	Mtp
-0.586	-0.138	-0.131

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 - 0.1

Stations-Components Used-Distance

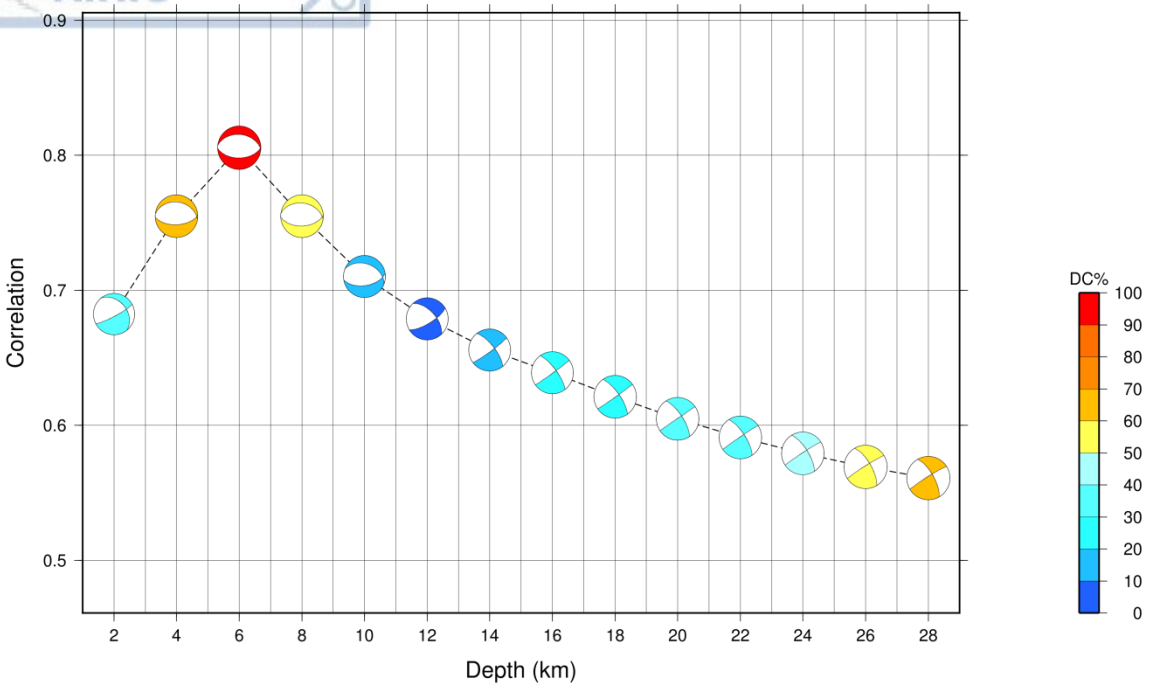
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	61
ARG	+	+	+	90
DALY	+	+	+	92
SMG	+	+	+	111
KARP	+	+	+	158
KULA	+	+	-	199
CMBO	+	+	-	205
CHOS	+	+	+	214

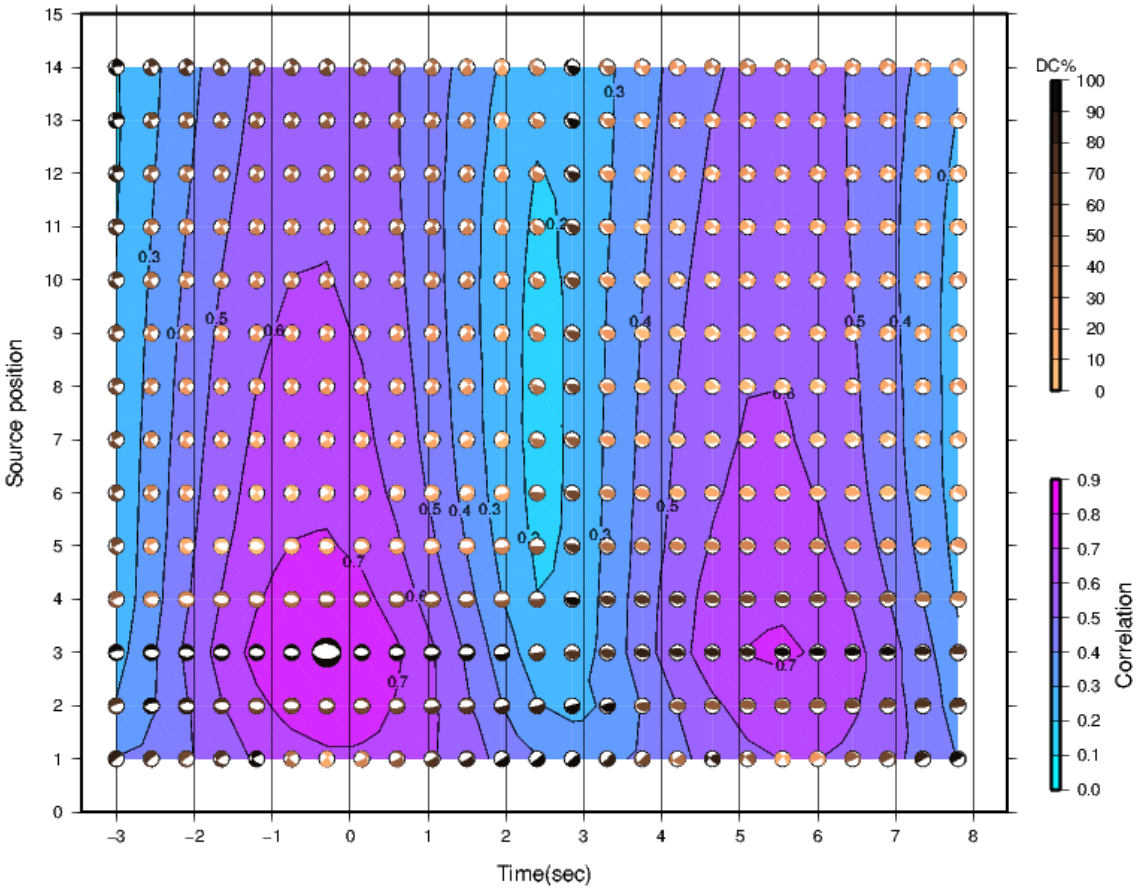


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

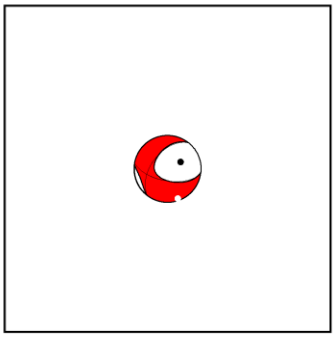




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 05:52:13**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 05:52:13.00
Lat 36.9823 Lon 27.3362 Depth 13.4

CENTROID

Trial source number : 8 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9823 Lon (E)27.3362
Centroid Depth (km) : 16
Centroid time : +1.95 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.765e+15
Mw : 4.1
VOL% :0
DC% :66.9
CLVD% :-33.1

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.61	NaN	2.0	8±4	0.17
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
219	50	-139
Strike	Dip	Rake
100	60	-48

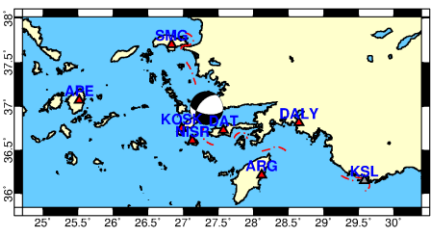
P-axis	Azimuth	Plunge
	63	54
T-axis	Azimuth	Plunge
	161	6

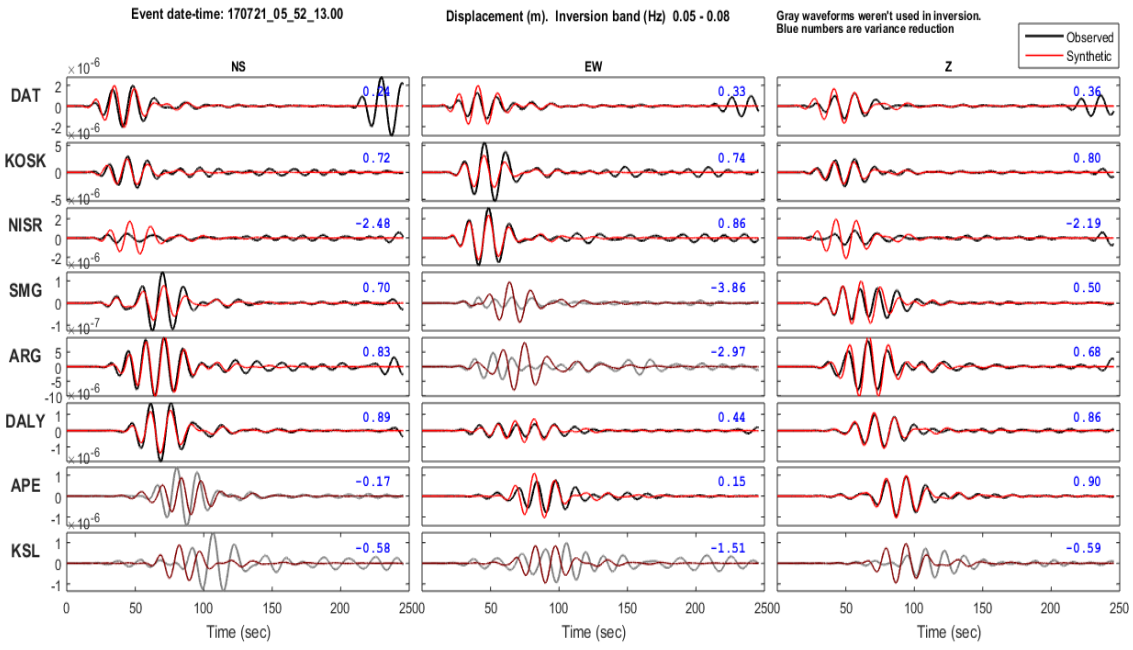
Mrr	Mtt	Mpp
-1.118	1.291	-0.174
Mrt	Mrp	Mtp
-0.590	0.904	0.689

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.08
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	35
KOSK	+	+	+	41
NISR	+	+	+	45
SMG	+	-	+	91
ARG	+	-	+	111
DALY	+	+	+	119
APE	-	+	+	162
KSL	-	-	-	222

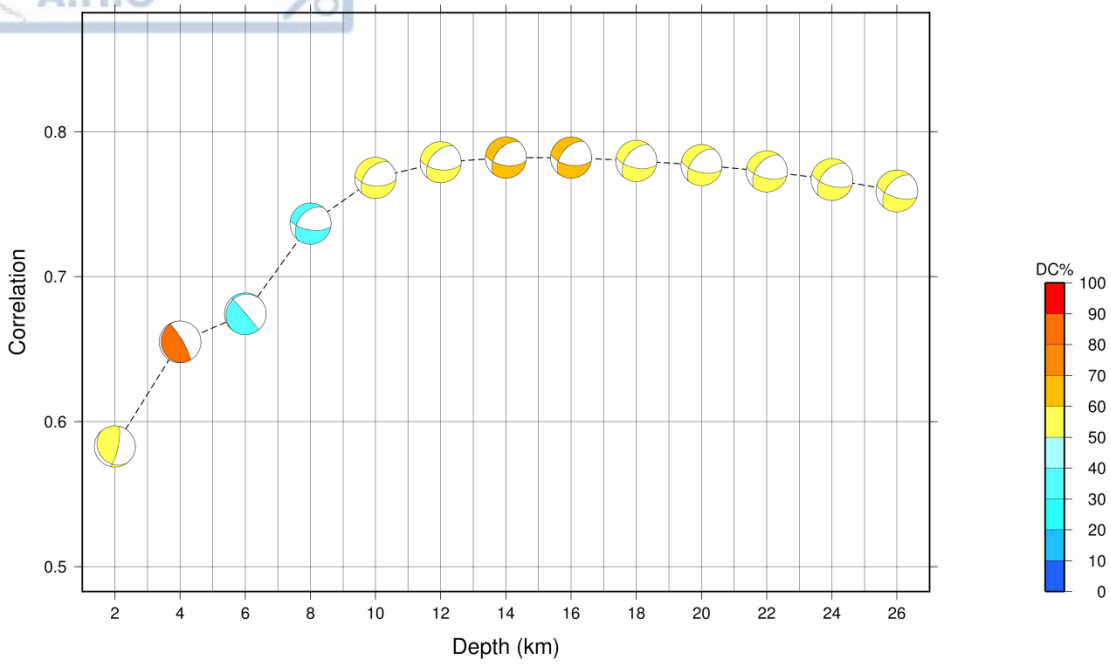


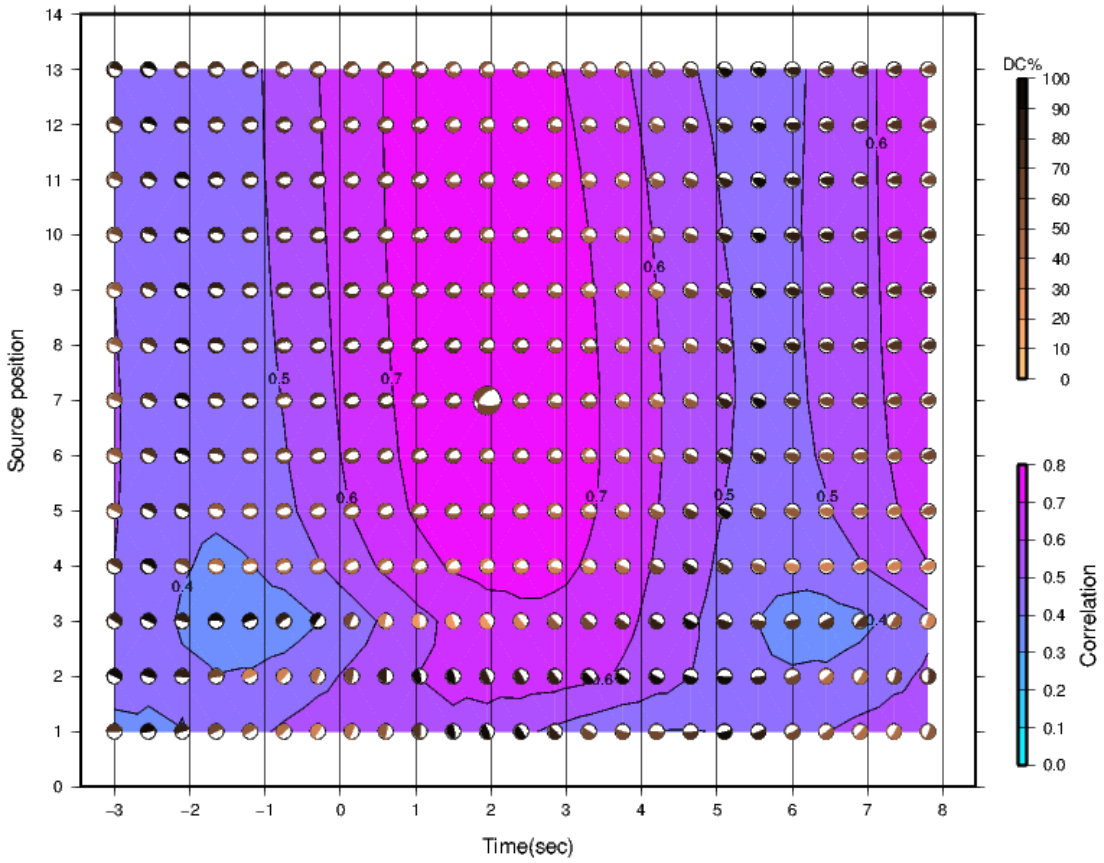


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

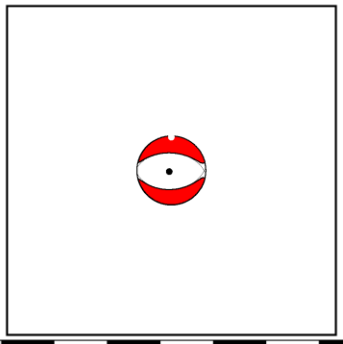


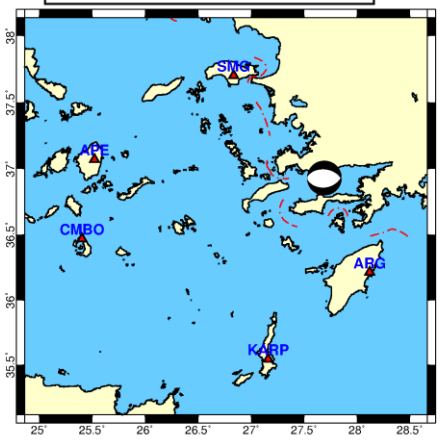


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 09:55:54**





MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 09:55:54.00
Lat 36.9303 Lon 27.6917 Depth 11.5

CENTROID

Trial source number : 6 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9303 Lon (E)27.6917
Centroid Depth (km) : 12
Centroid time : +0.6 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.369e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :89.8
CLVD% :10.2

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.76	NaN	1.9	10±7	0.10
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
84	43	-98
Strike	Dip	Rake
275	48	-83

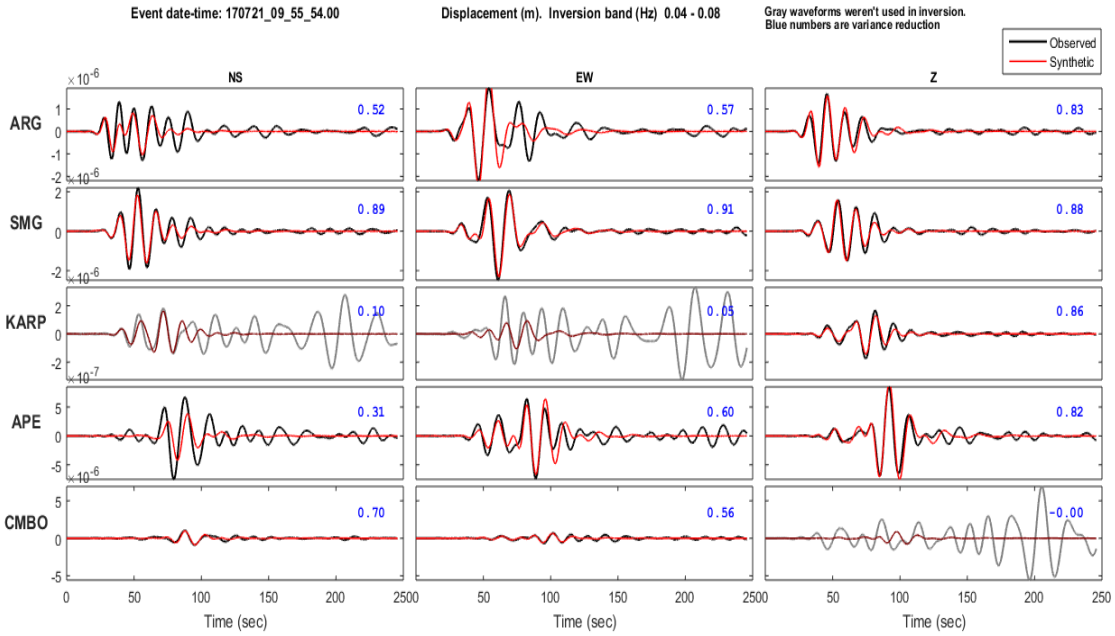
P-axis	Azimuth	Plunge
	245	84
T-axis	Azimuth	Plunge
	0	2

Mrr	Mtt	Mpp
-2.276	2.419	-0.143
Mrt	Mrp	Mtp
0.204	-0.205	0.007

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 - 0.08
Stations-Components Used-Distance

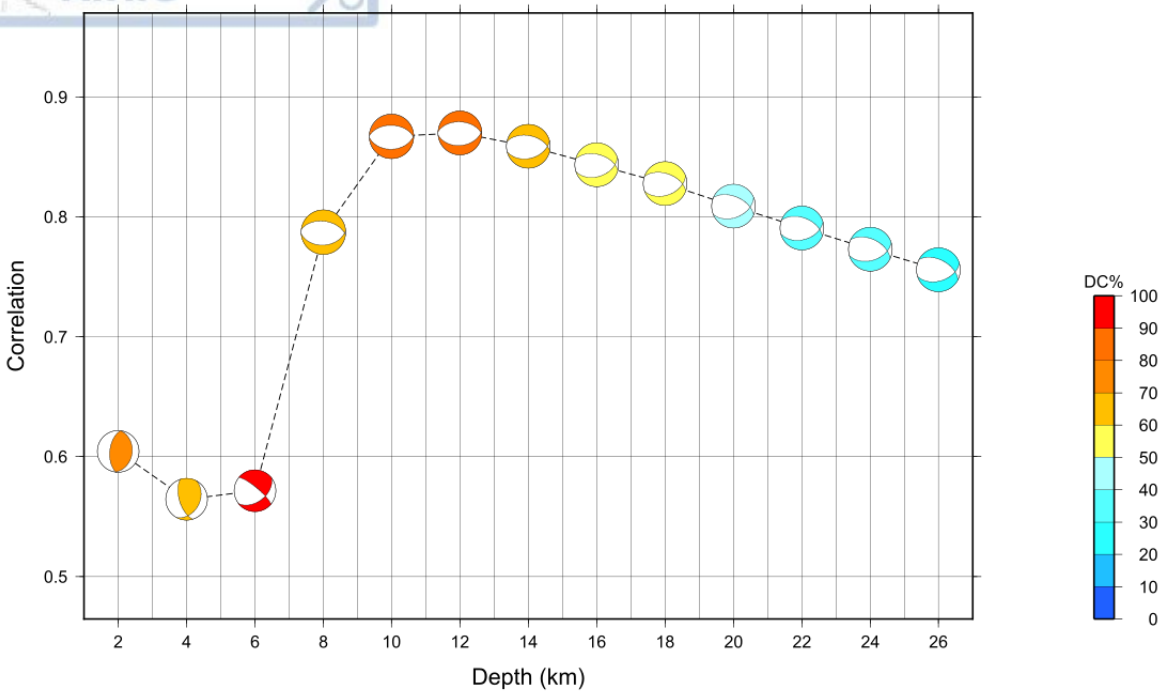
	NS	EW	Z	D(km)
ARG	+	+	+	88
SMG	+	+	+	114
KARP	-	-	+	161
APE	+	+	+	194
CMBO	+	+	-	211

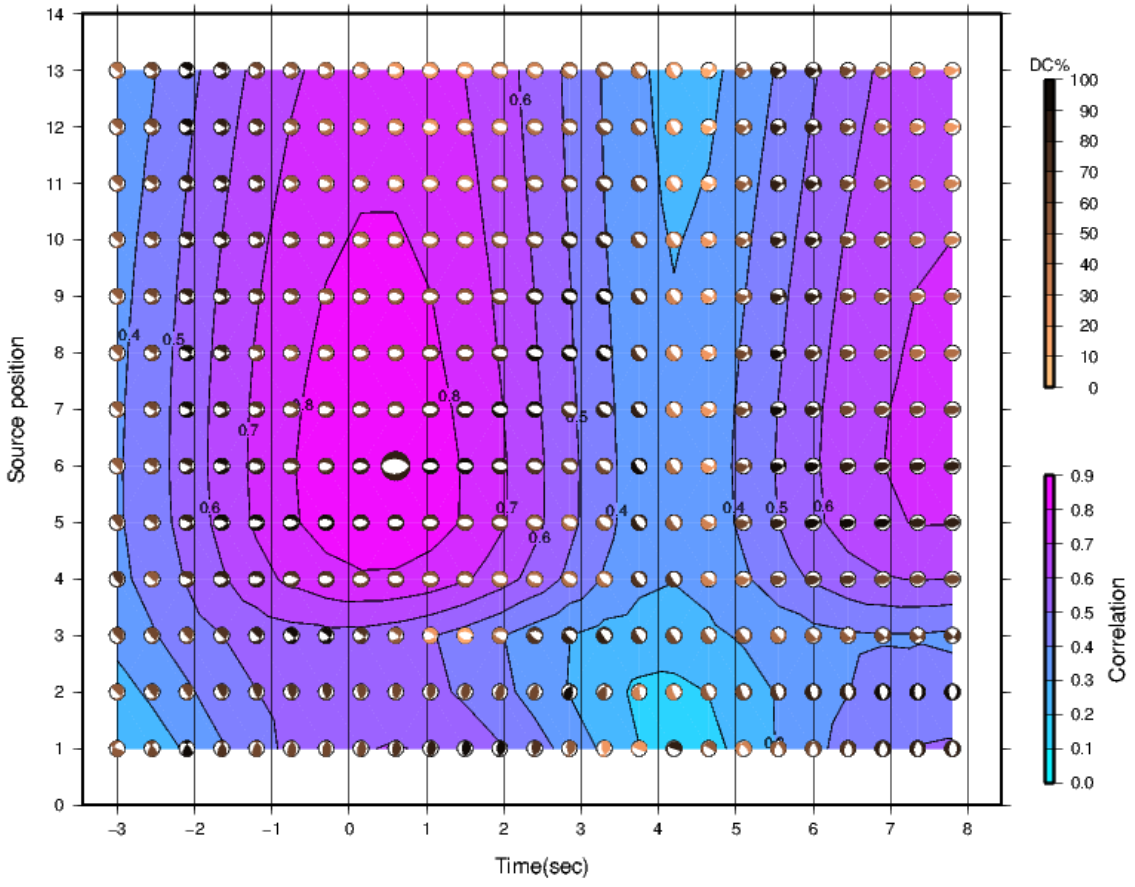


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

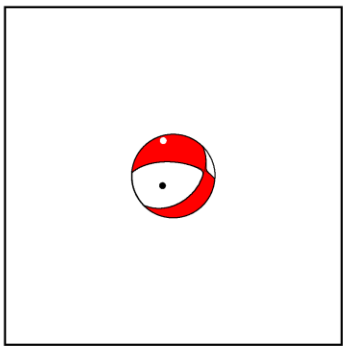




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **21/07/2017, 17:09:50**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170721 17:09:50.00
Lat 36.9427 Lon 27.3217 Depth 13.25

CENTROID

Trial source number : 5 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9427 Lon (E)27.3217
Centroid Depth (km) : 10
Centroid time : +0.6 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.182e+16
Mw : 4.9
VOL% :0
DC% :98.5
CLVD% :-1.5

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.71	NaN	2.0	8±6	0.13
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
274	63	-62
Strike	Dip	Rake
45	38	-133

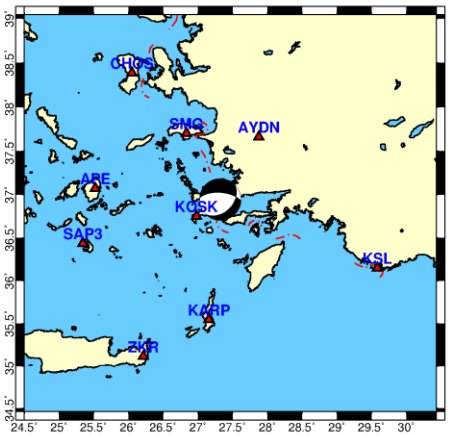
P-axis	Azimuth	Plunge
	228	61
T-axis	Azimuth	Plunge
	344	13

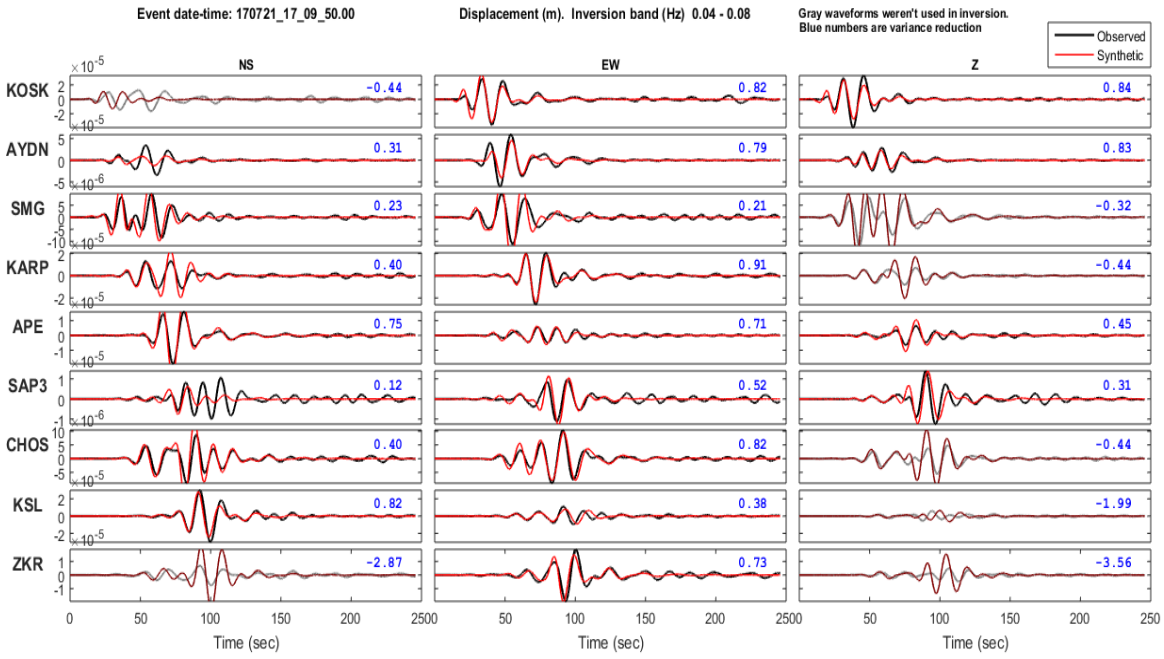
Mrr	Mtt	Mpp
-2.283	2.456	-0.173
Mrt	Mrp	Mtp
1.580	-0.823	1.147

Exponent (Nm): 16

Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 - 0.08
Stations-Components Used-Distance

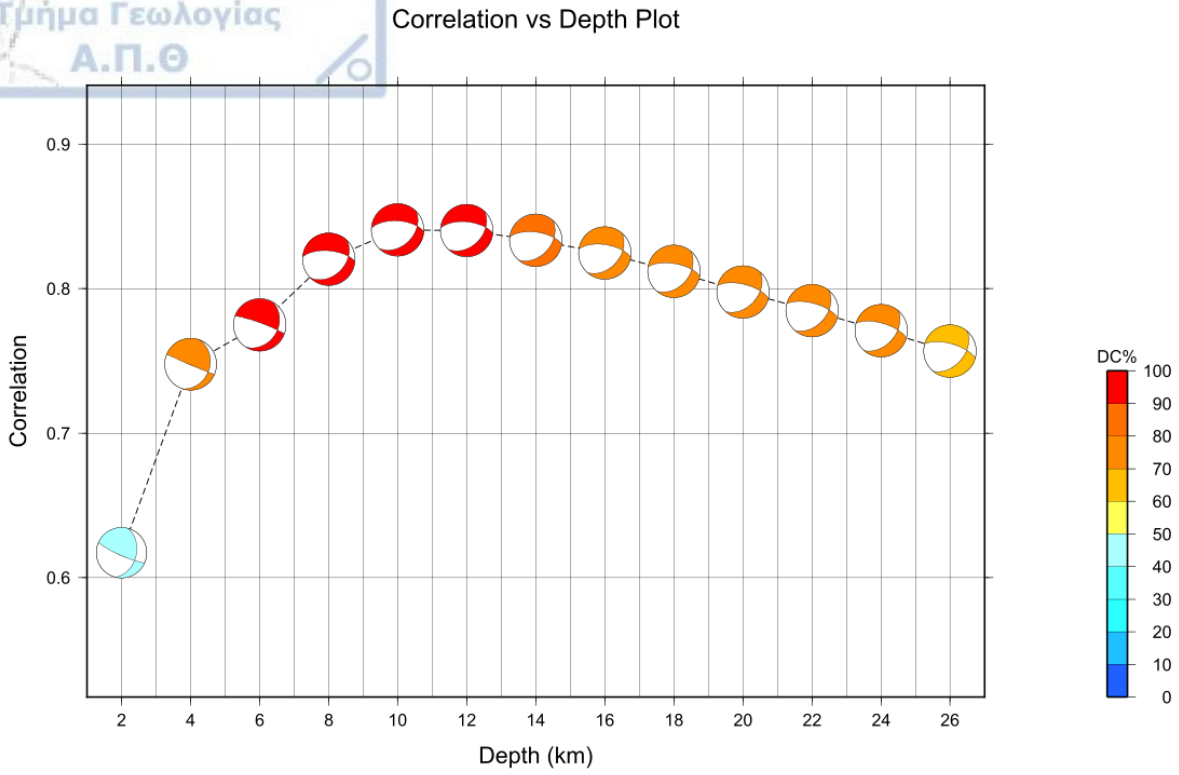
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	-	+	+	37
AYDN	+	+	+	94
SMG	+	+	-	95
KARP	+	+	-	156
APE	+	+	+	161
SAP3	+	+	+	185
CHOS	+	+	-	196
KSL	+	+	-	221
ZKR	-	+	-	226

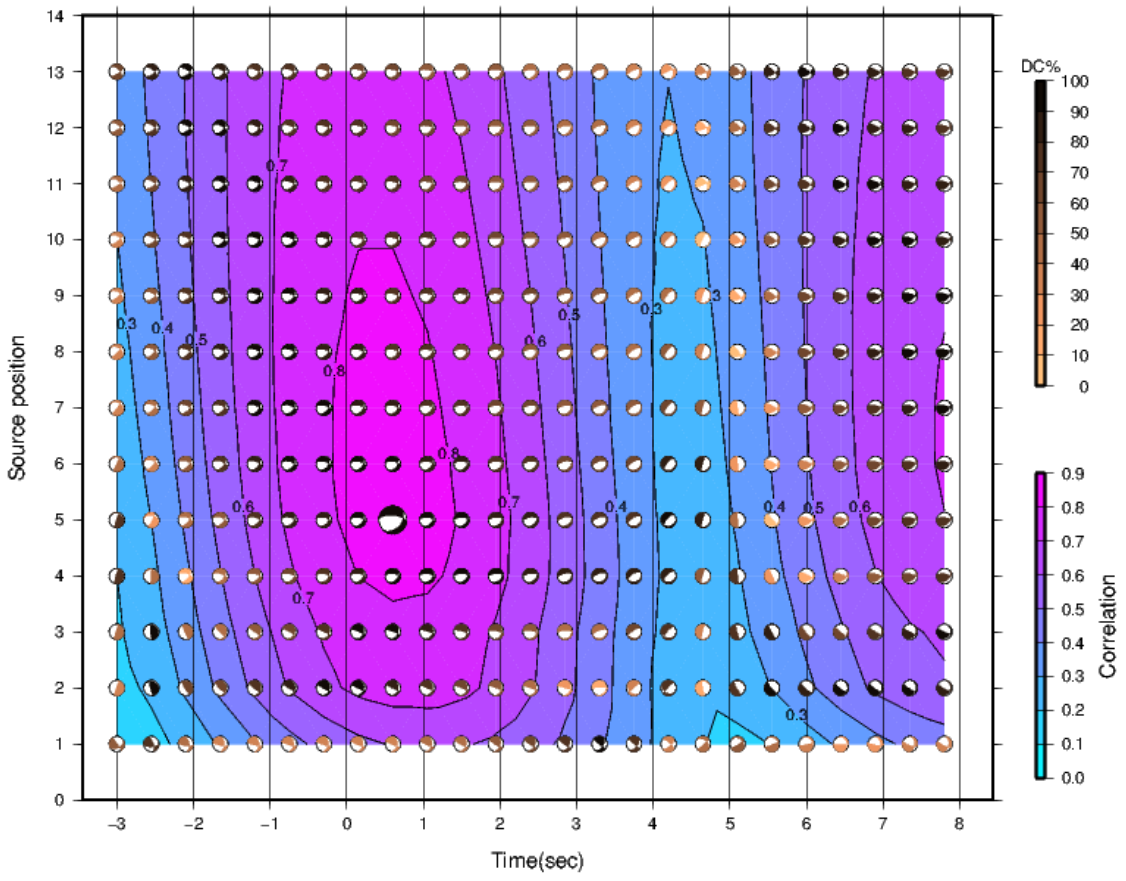




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

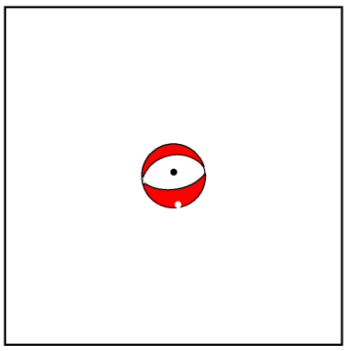




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **22/07/2017, 00:34:12**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170722 00:34:12.00
Lat 36.9222 Lon 27.5818 Depth 15.2

CENTROID

Trial source number : 2 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9222 Lon (E)27.5818
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 6.056e+14
Mw : 3.8
VOL% :0
DC% :97.4
CLVD% :2.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.54	NaN	2.1	6±4	0.02
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
83	55	-87
Strike	Dip	Rake
258	35	-94

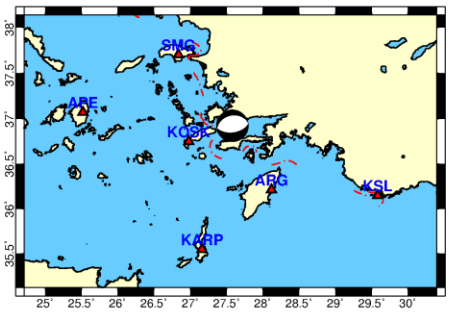
P-axis	Azimuth	Plunge
	4	80
T-axis	Azimuth	Plunge
	171	10

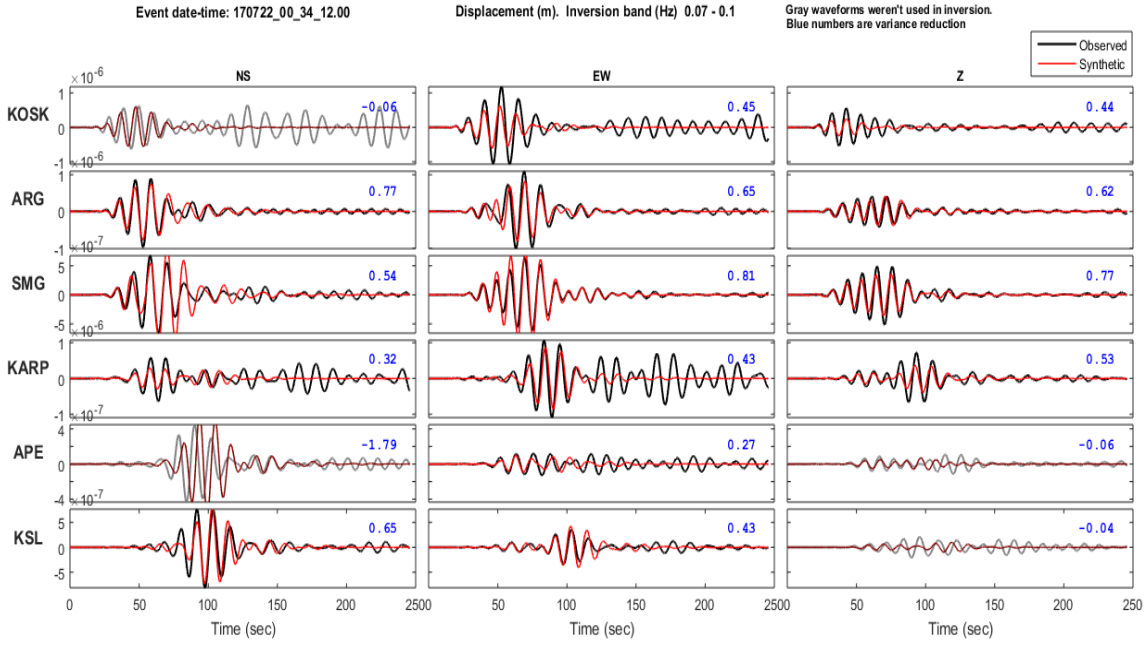
Mrr	Mtt	Mpp
-5.635	5.561	0.073
Mrt	Mrp	Mtp
-2.099	-0.097	0.963

Exponent (Nm): 14

Frequency band used in inversion (Hz)
0.07 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

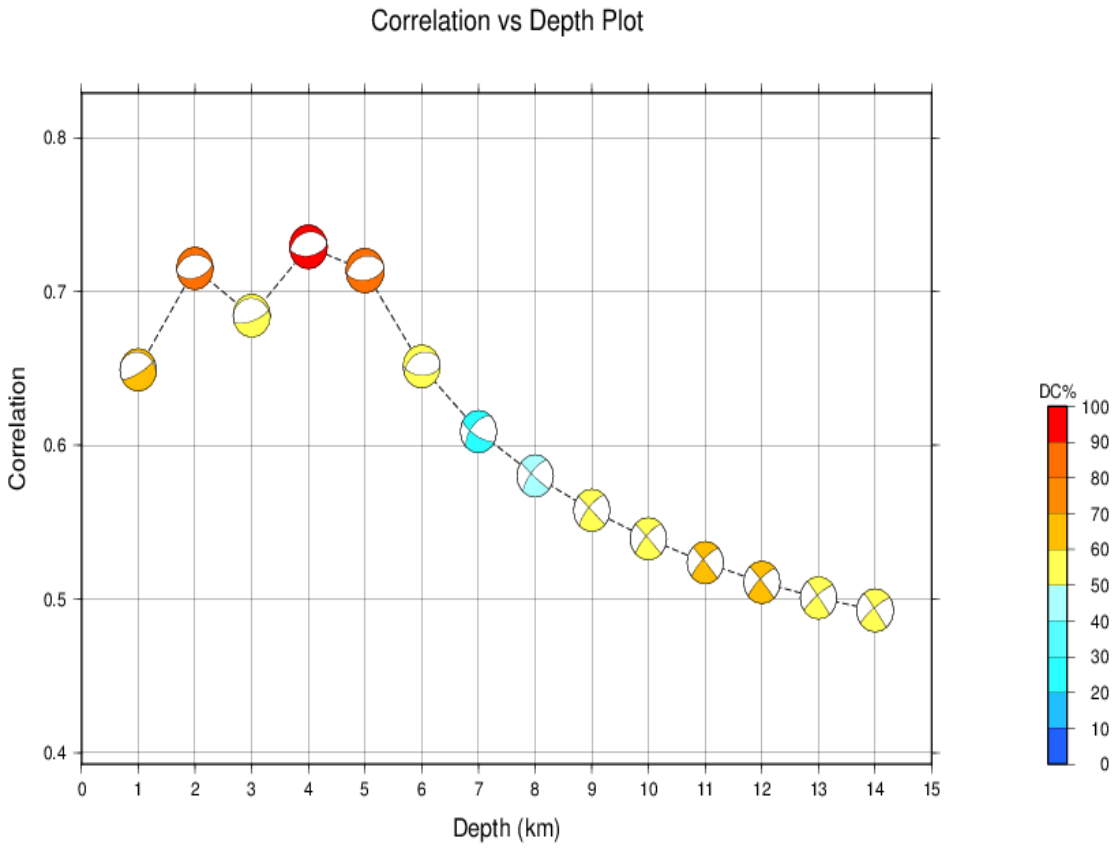
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	-	+	+	57
ARG	+	+	+	92
SMG	+	+	+	109
KARP	+	+	+	157
APE	-	+	-	184
KSL	+	+	-	199

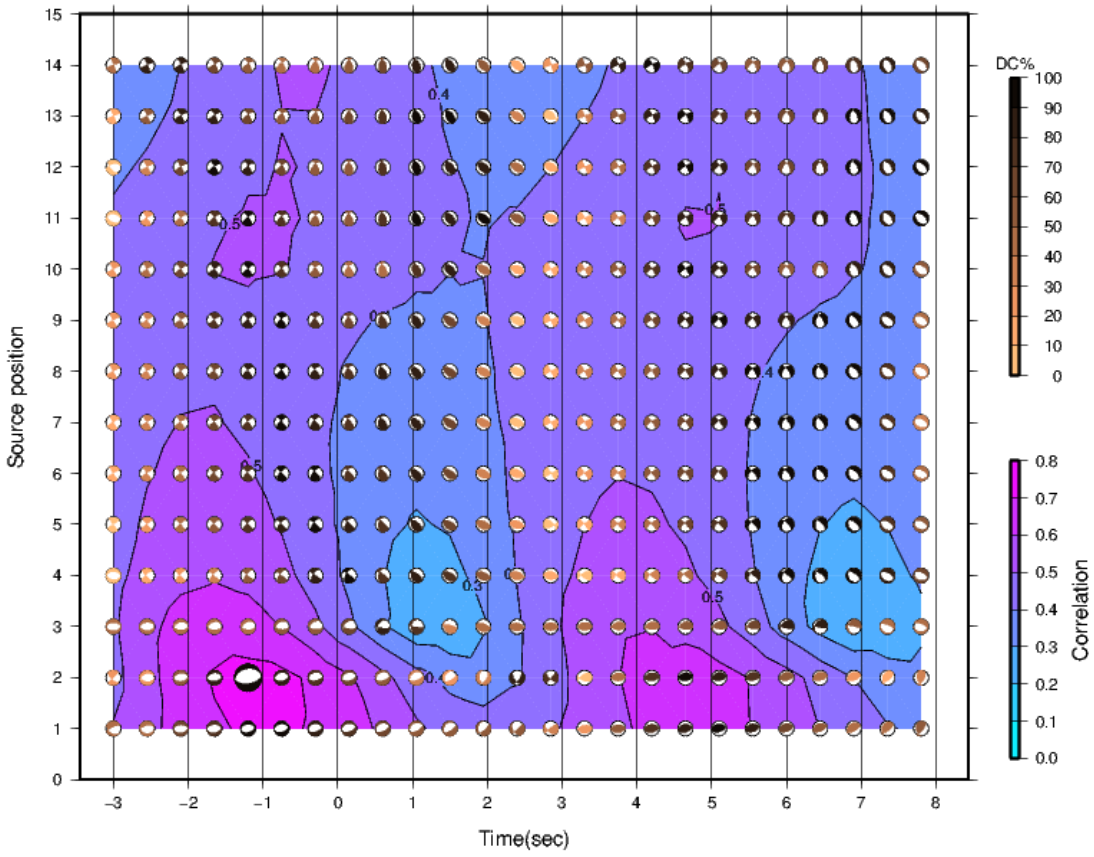




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη

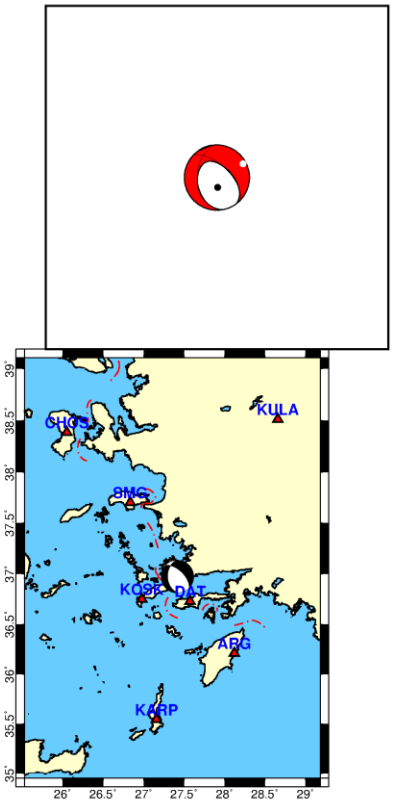




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **23/07/2017, 18:02:35**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170723 18:02:35.00
Lat 36.9727 Lon 27.4175 Depth 11.5

CENTROID

Trial source number : 7 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.9727 Lon (E)27.4175
Centroid Depth (km) : 14
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 6.567e+14
Mw : 3.8
VOL% :0
DC% :74.5
CLVD% :-25.5

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.51	NaN	3.9	5±3	0.09
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
314	59	-116
Strike	Dip	Rake
177	39	-54

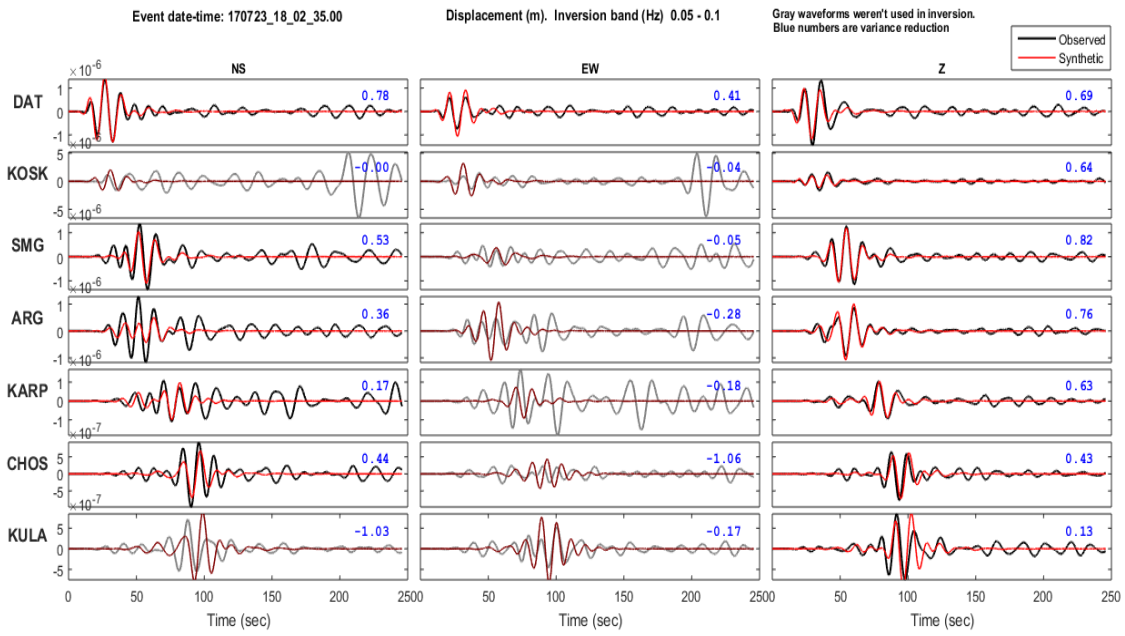
P-axis	Azimuth	Plunge
	177	65
T-axis	Azimuth	Plunge
	62	11

Mrr	Mtt	Mpp
-5.439	0.613	4.826
Mrt	Mrp	Mtp
3.394	-0.651	-2.137

Exponent (Nm): 14

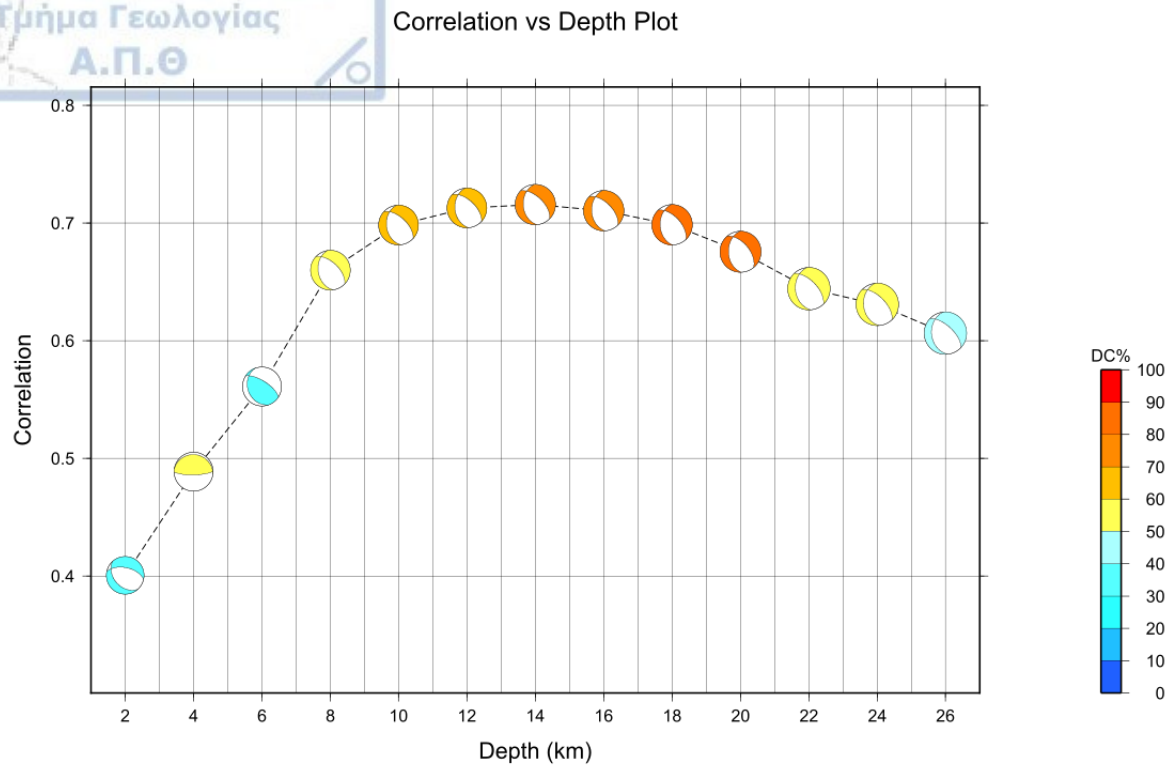
Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

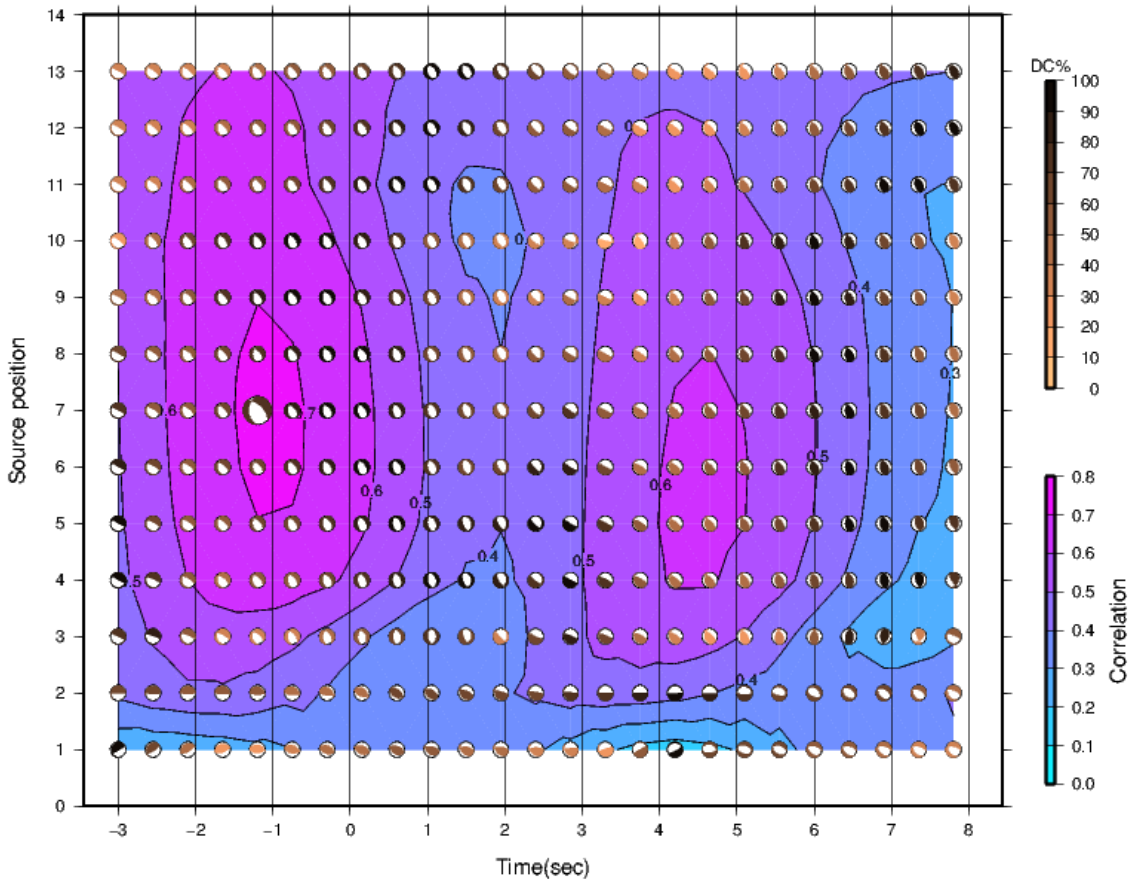
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	30
KOSK	-	-	+	46
SMG	+	-	+	96
ARG	+	-	+	105
KARP	+	-	+	160
CHOS	+	-	+	198
KULA	-	-	+	203



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

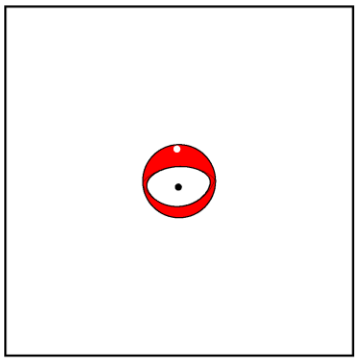




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **30/07/2017, 07:02:14**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

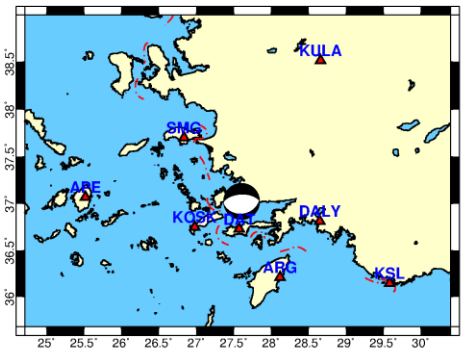
Origin time 20170730 07:02:14.00
Lat 37.025 Lon 27.6055 Depth 13.15

CENTROID

Trial source number : 2 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.025 Lon (E)27.6055
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.280e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :88
CLVD% :-12

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.64	NaN	3.2	7±4	0.03
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
268	58	-87
Strike	Dip	Rake
82	32	-95

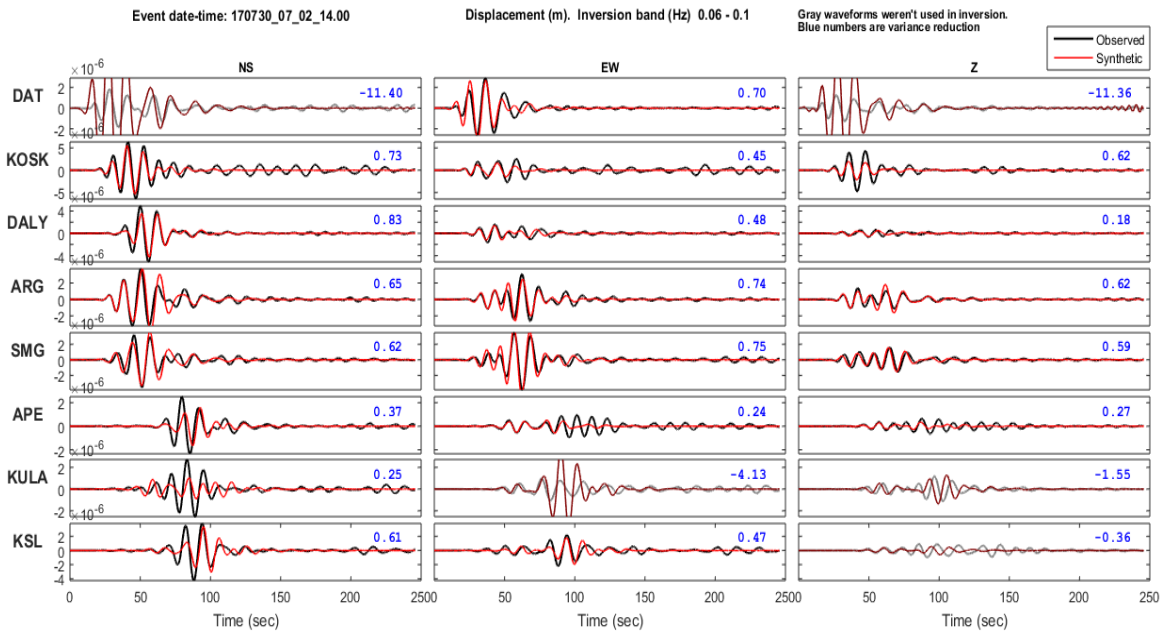
P-axis	Azimuth	Plunge
	188	76
T-axis	Azimuth	Plunge
	356	13

Mrr	Mtt	Mpp
-2.101	1.952	0.149
Mrt	Mrp	Mtp
1.021	-0.047	0.168

Exponent (Nm): 15

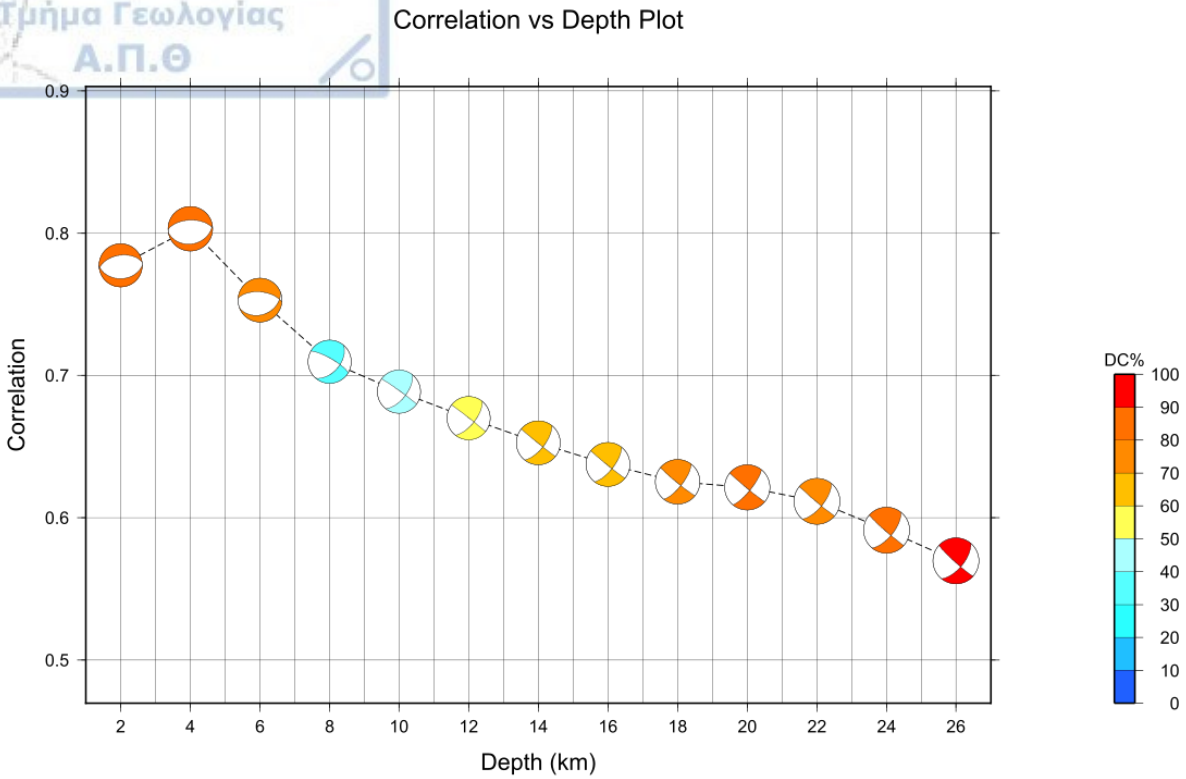
Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

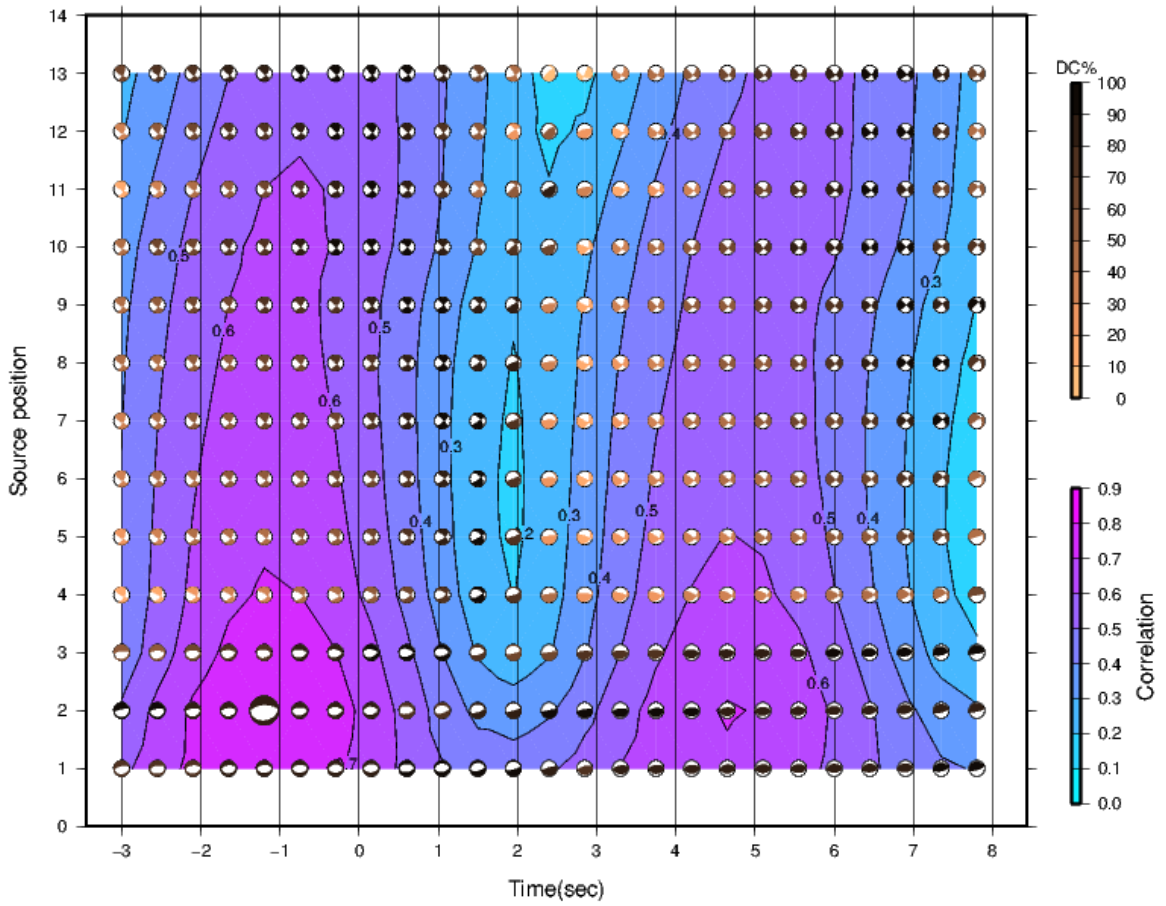
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	-	+	-	33
KOSK	+	+	+	64
DALY	+	+	+	96
ARG	+	+	+	101
SMG	+	+	+	102
APE	+	+	+	185
KULA	+	-	-	190
KSL	+	+	-	202



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

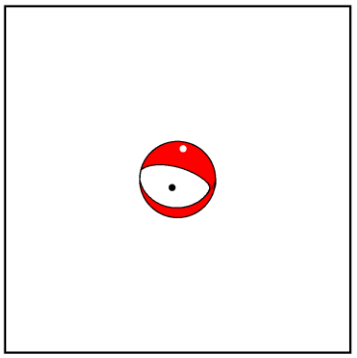




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **30/07/2017, 17:51:19**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170730 17:51:19.00
Lat 37.0058 Lon 27.6625 Depth 14.92

CENTROID

Trial source number : 2 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.0058 Lon (E)27.6625
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : -1.65 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 5.086e+15
Mw : 4.4
VOL% :0
DC% :97.4
CLVD% :-2.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.69	NaN	2.9	8±5	0.03
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
287	65	-81
Strike	Dip	Rake
87	26	-108

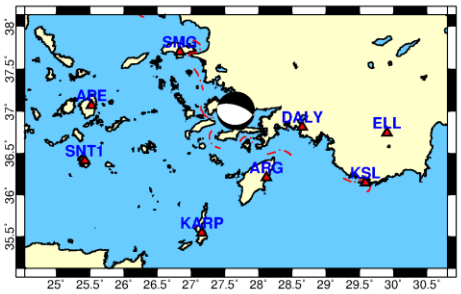
P-axis	Azimuth	Plunge
	214	69
T-axis	Azimuth	Plunge
	10	20

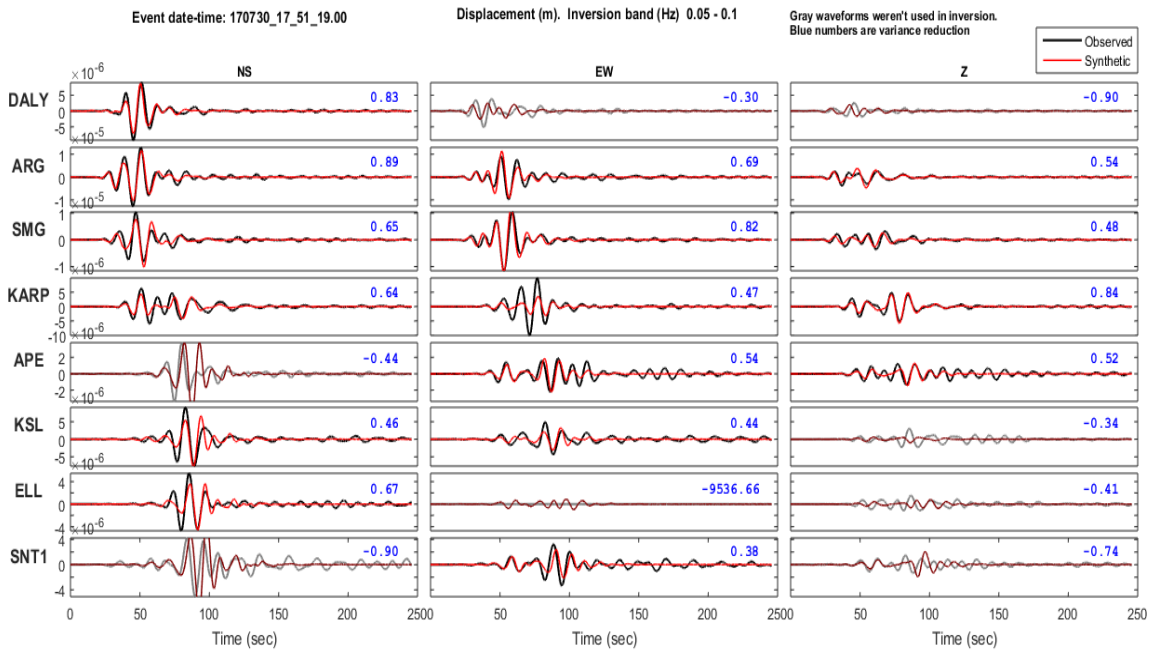
Mrr	Mtt	Mpp
-3.867	3.873	-0.006
Mrt	Mrp	Mtp
3.009	-1.273	-0.465

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)
DALY	+	-	-	91
ARG	+	+	+	97
SMG	+	+	+	107
KARP	+	+	+	168
APE	-	+	+	190
KSL	+	+	-	197
ELL	+	-	-	202
SNT1	-	+	-	210

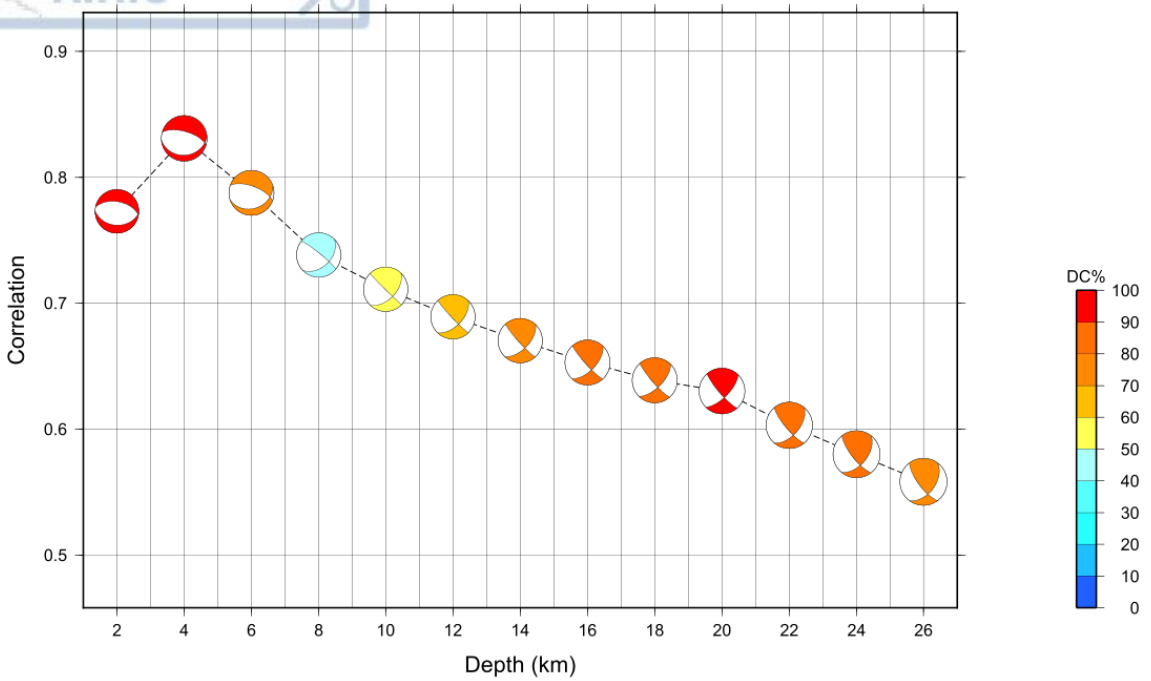


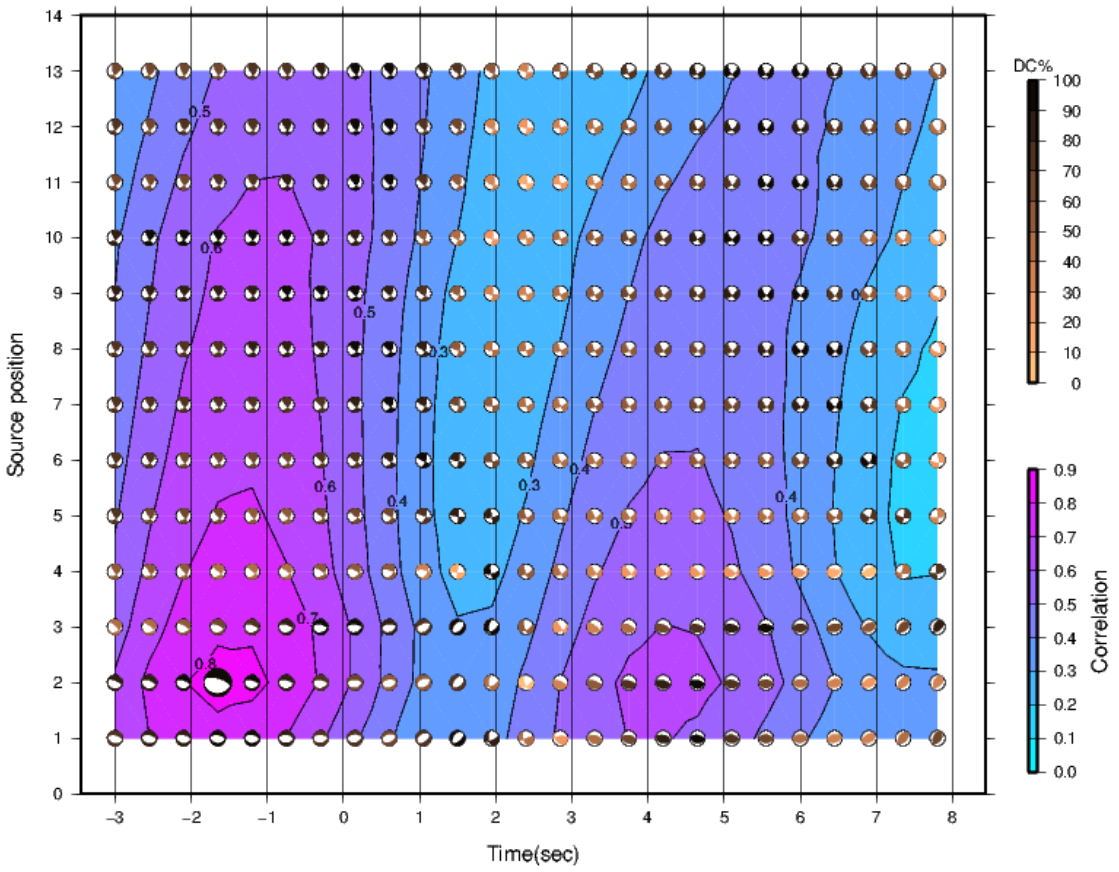


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

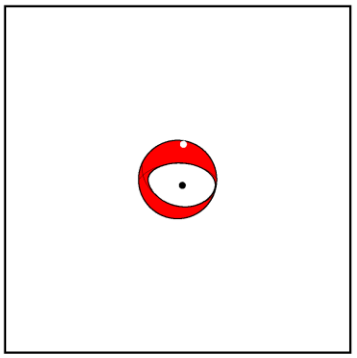




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **07/08/2017, 05:18:48**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170807 05:18:48.00
Lat 37.0132 Lon 27.6328 Depth 15.73

CENTROID

Trial source number : 2 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.0132 Lon (E)27.6328
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : -0.3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 8.189e+15
Mw : 4.5
VOL% :0
DC% :86
CLVD% :-14

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.68	NaN	2.4	7±4	0.03
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
269	57	-103
Strike	Dip	Rake
113	36	-70

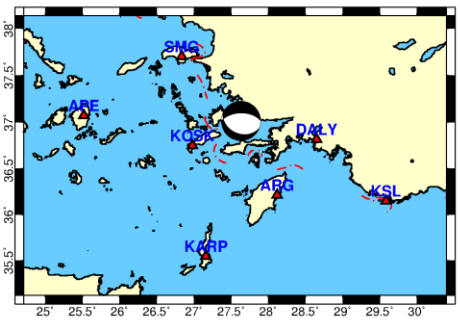
P-axis	Azimuth	Plunge
	142	74
T-axis	Azimuth	Plunge
	9	11

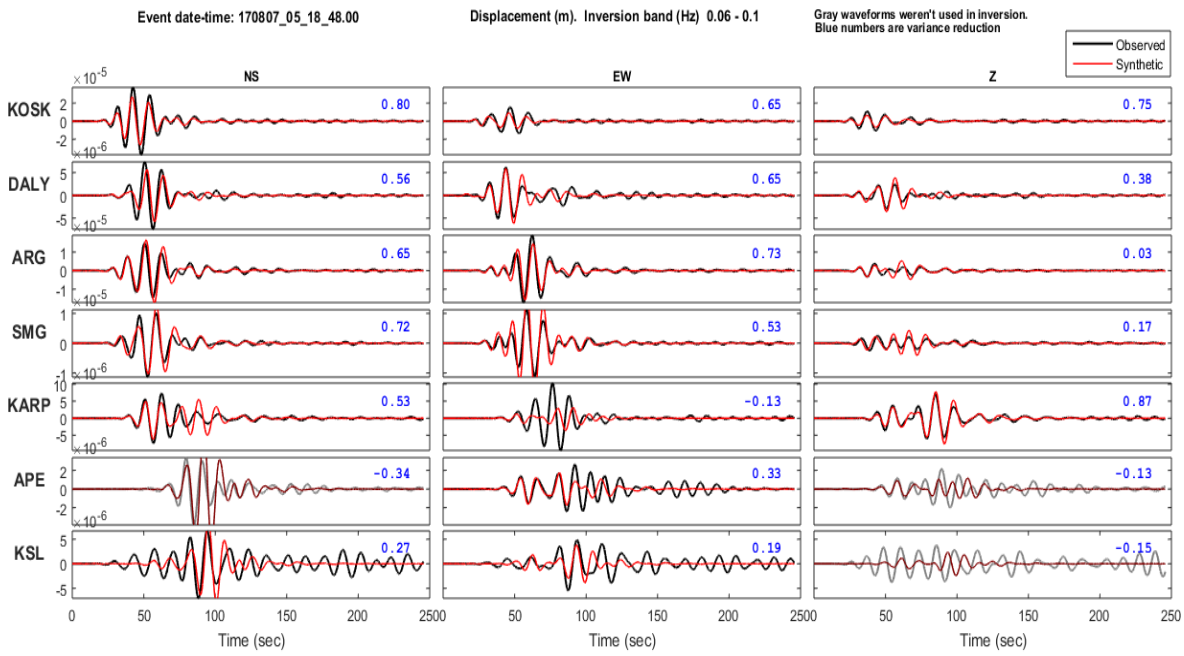
Mrr	Mtt	Mpp
-7.547	7.043	0.503
Mrt	Mrp	Mtp
3.190	1.254	-1.384

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	65
DALY	+	+	+	94
ARG	+	+	+	99
SMG	+	+	+	104
KARP	+	+	+	168
APE	-	+	-	188
KSL	+	+	-	199

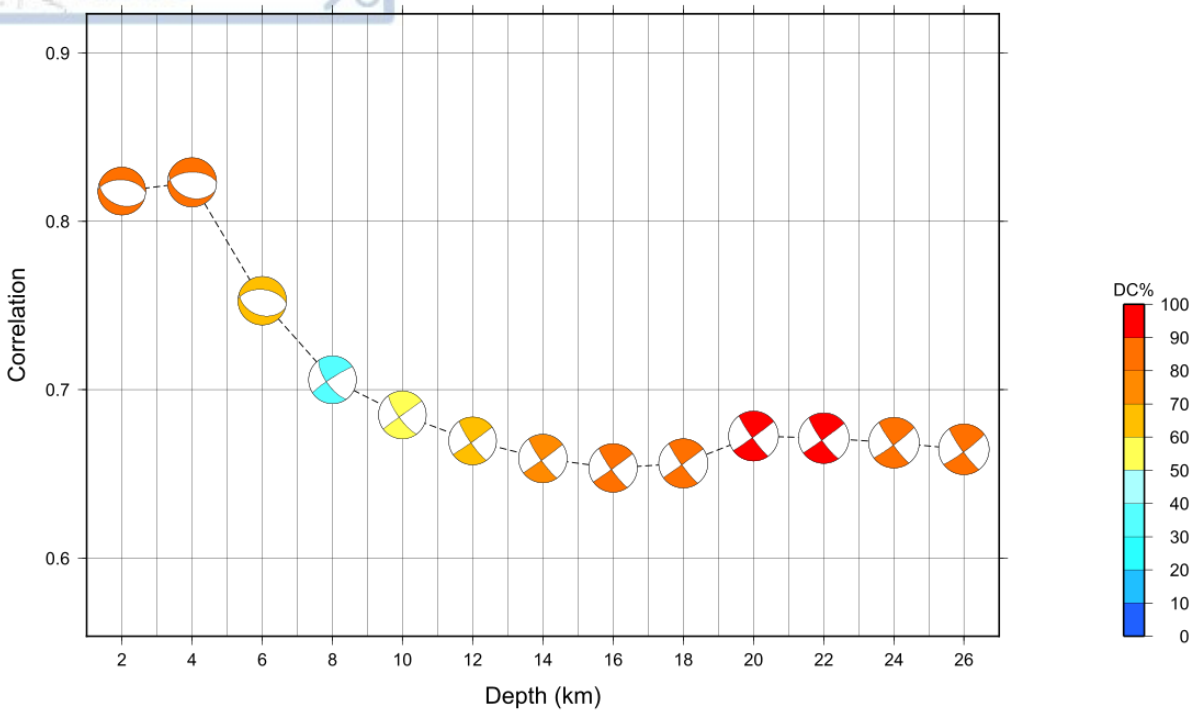


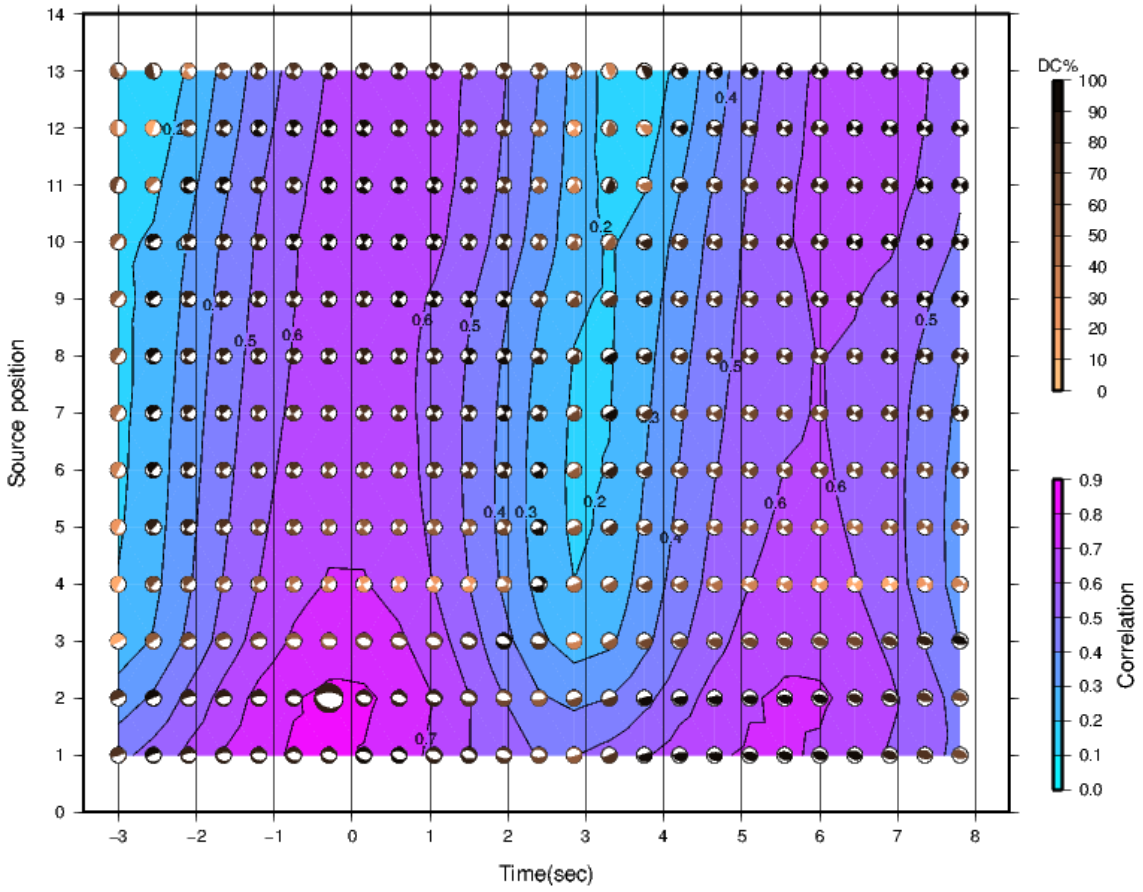


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

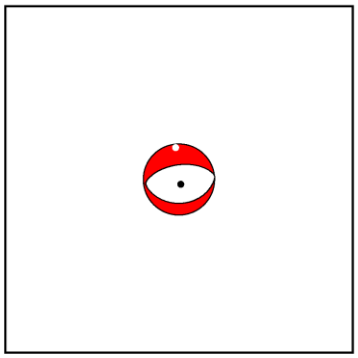




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **07/08/2017, 05:44:26**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170807 05:44:26.00
Lat 37.0025 Lon 27.6412 Depth 15.4

CENTROID

Trial source number : 3 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.0025 Lon (E)27.6412
Centroid Depth (km) : 6
Centroid time : -0.3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.954e+15
Mw : 4.1
VOL% :0
DC% :98.9
CLVD% :-1.1

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.7	NaN	2.5	8±9	0.04
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
262	57	-93
Strike	Dip	Rake
88	33	-85

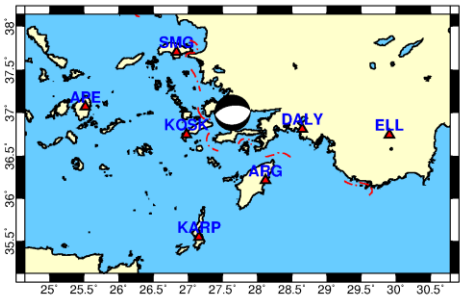
P-axis	Azimuth	Plunge
	160	78
T-axis	Azimuth	Plunge
	354	12

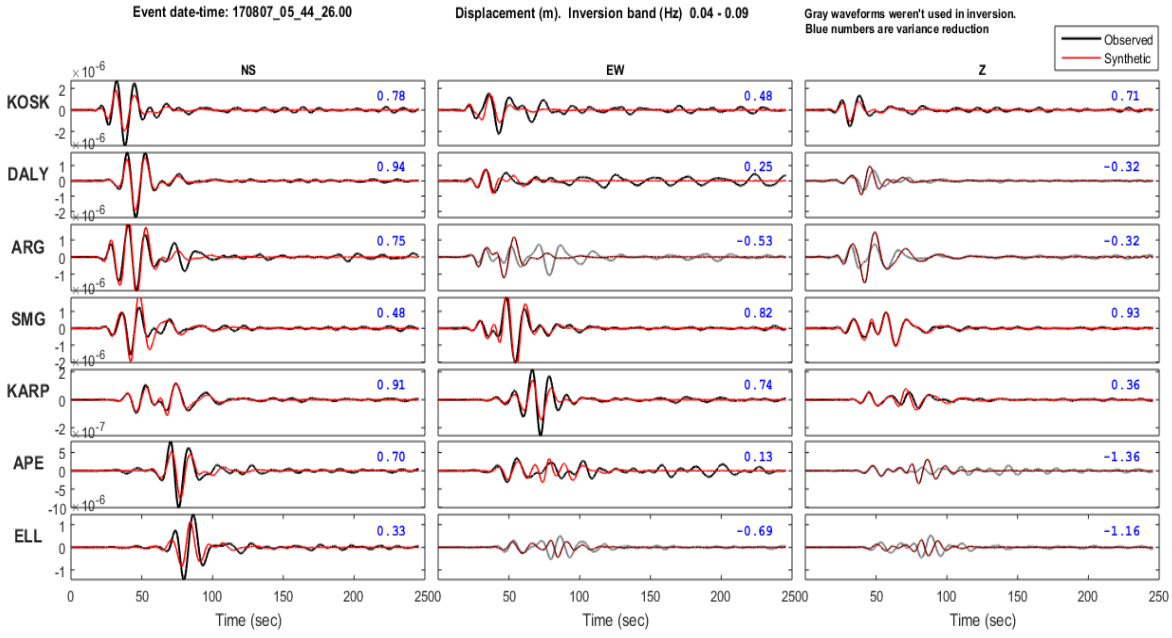
Mrr	Mtt	Mpp
-1.792	1.774	0.019
Mrt	Mrp	Mtp
0.765	0.176	0.154

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 - 0.09
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	65
DALY	+	+	-	93
ARG	+	-	-	98
SMG	+	+	+	106
KARP	+	+	+	167
APE	+	+	-	189
ELL	+	-	-	204

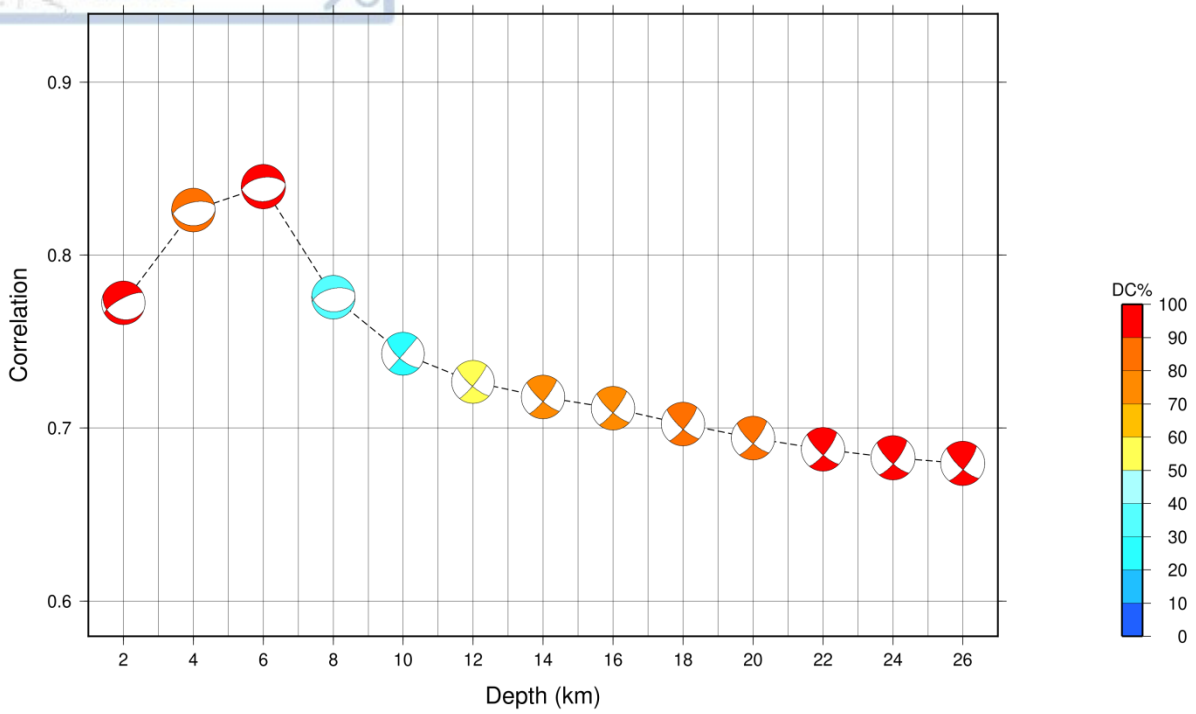


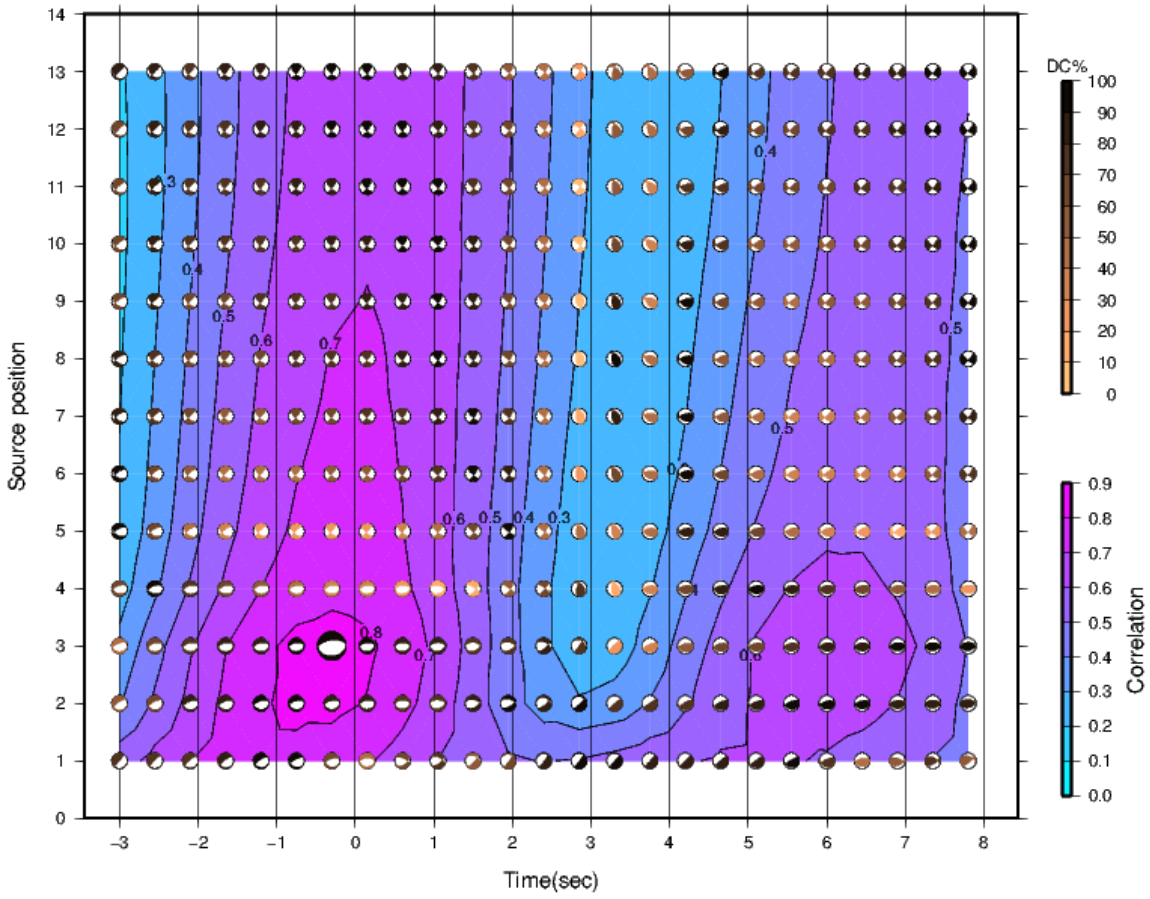


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

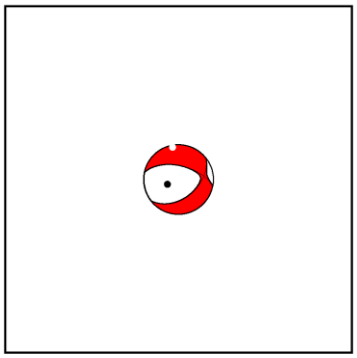




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **07/08/2017, 18:25:58**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170807 18:25:58.00
Lat 37.006 Lon 27.6525 Depth 15

CENTROID

Trial source number : 3 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.006 Lon (E)27.6525
Centroid Depth (km) : 6
Centroid time : +0.15 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.291e+15
Mw : 4
VOL% :0
DC% :94.4
CLVD% :-5.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.44	NaN	2.5	19±13	0.06
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
282	58	-56
Strike	Dip	Rake
51	45	-132

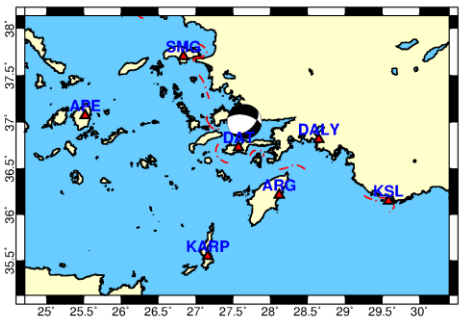
P-axis	Azimuth	Plunge
	246	61
T-axis	Azimuth	Plunge
	349	7

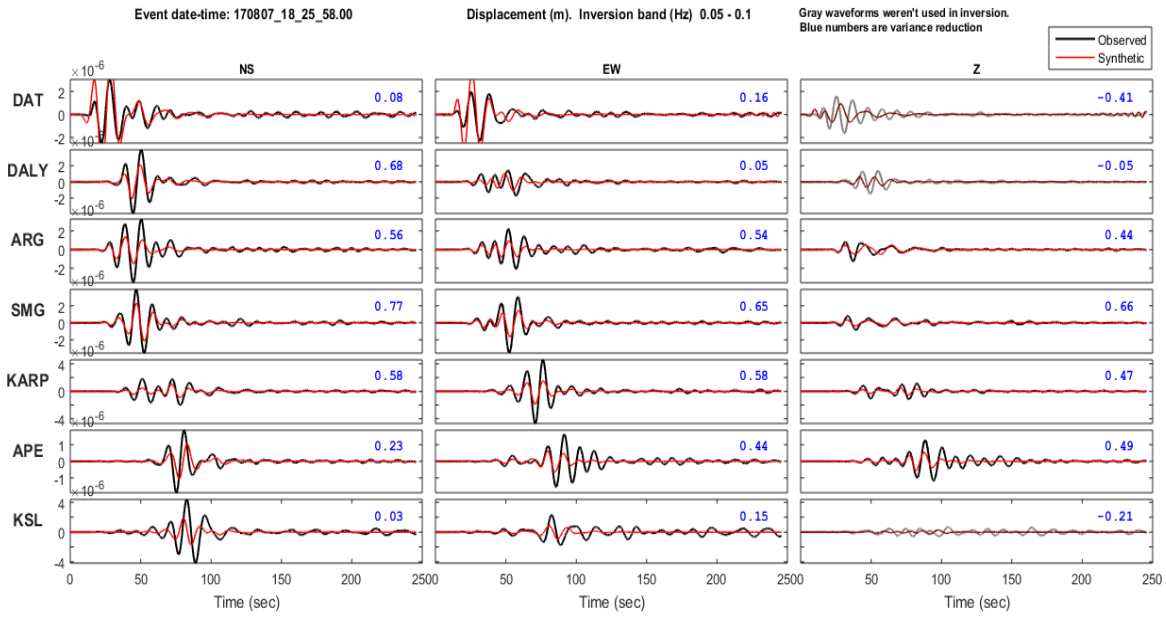
Mrr	Mtt	Mpp
-0.968	1.157	-0.189
Mrt	Mrp	Mtp
0.384	-0.496	0.346

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	-	31
DALY	+	+	-	92
ARG	+	+	+	97
SMG	+	+	+	106
KARP	+	+	+	168
APE	+	+	+	190
KSL	+	+	-	197

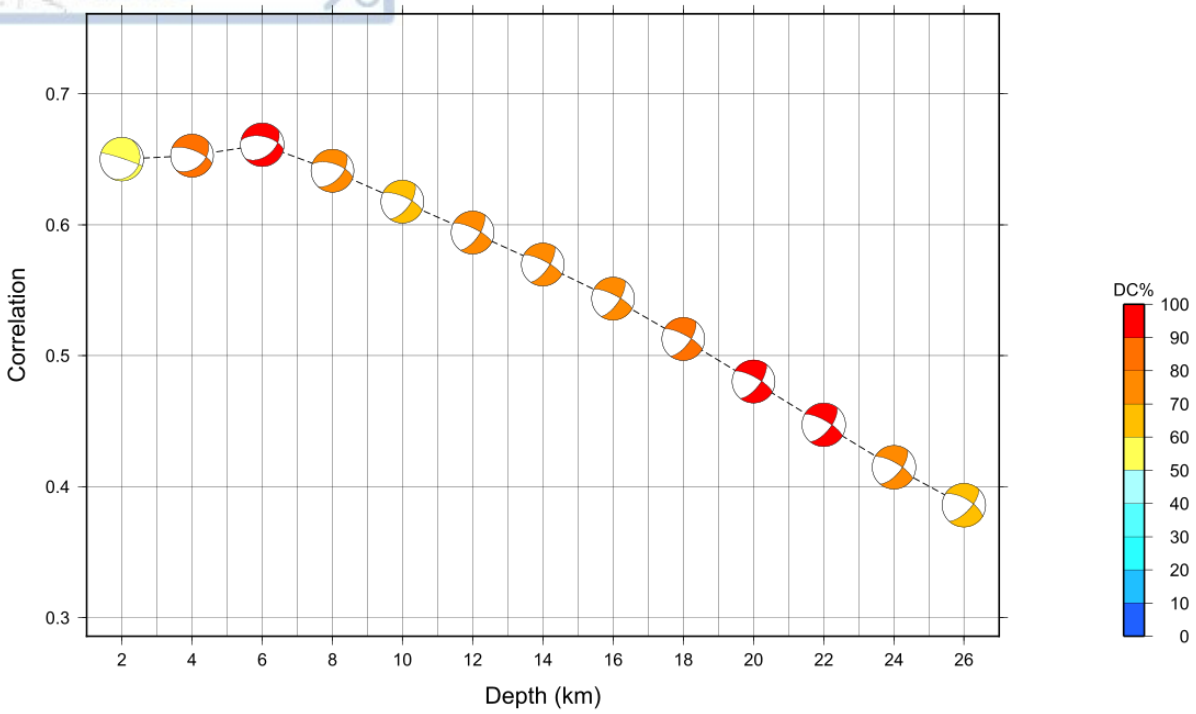


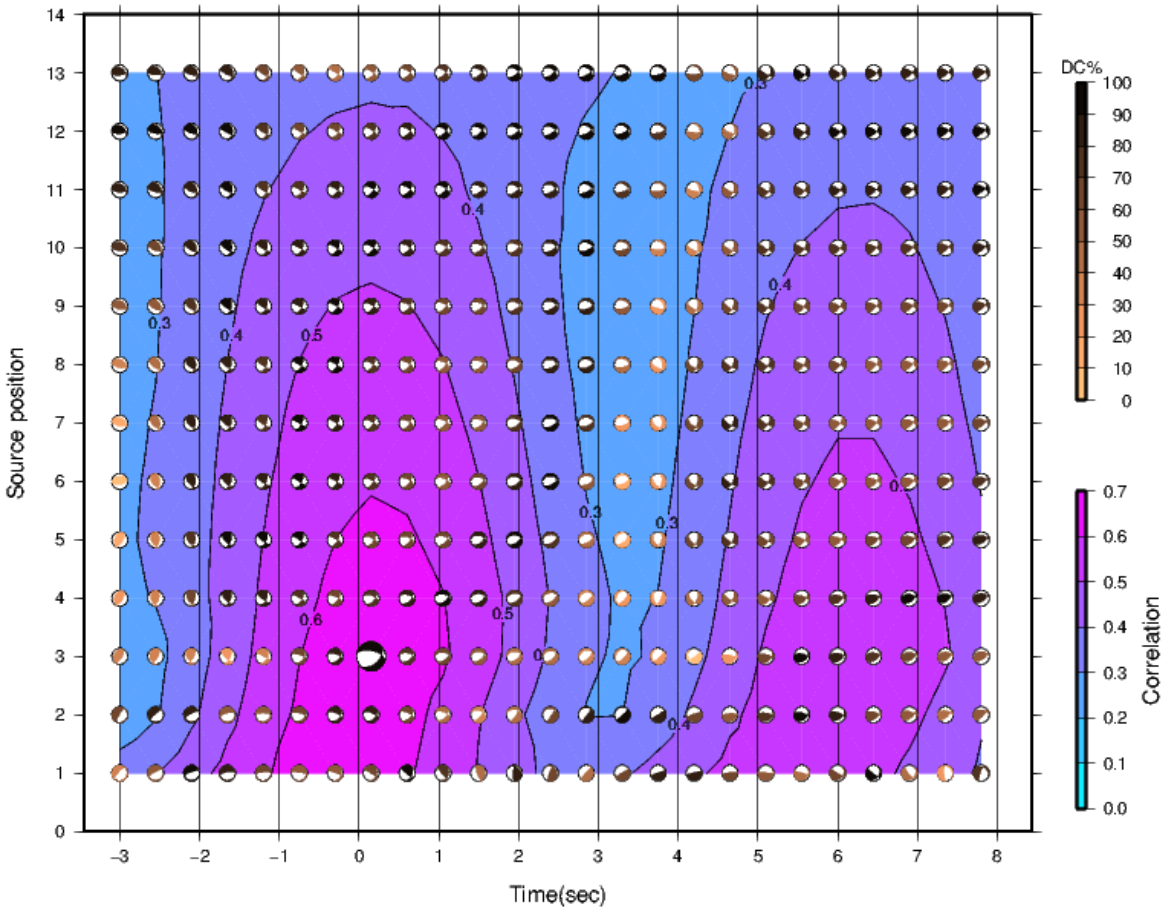


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

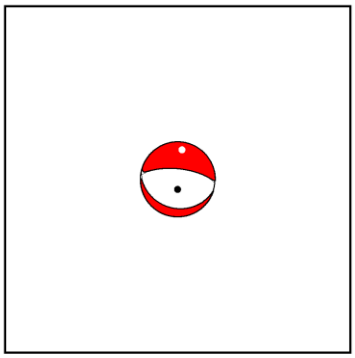




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **08/08/2017, 01:46:20**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170808 01:46:20.00
Lat 37.0022 Lon 27.6506 Depth 17.27

CENTROID

Trial source number : 4 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.0022 Lon (E)27.6506
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.992e+15
Mw : 4.3
VOL% :0
DC% :97.8
CLVD% :2.2

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.72	NaN	2.9	10±6	0.04
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
276	67	-93
Strike	Dip	Rake
103	24	-83

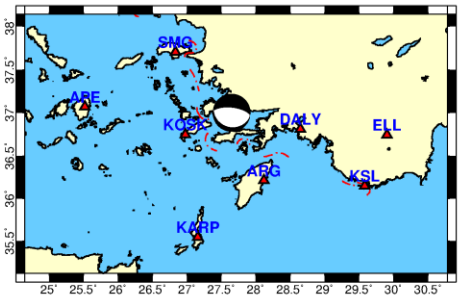
P-axis	Azimuth	Plunge
	180	68
T-axis	Azimuth	Plunge
	8	22

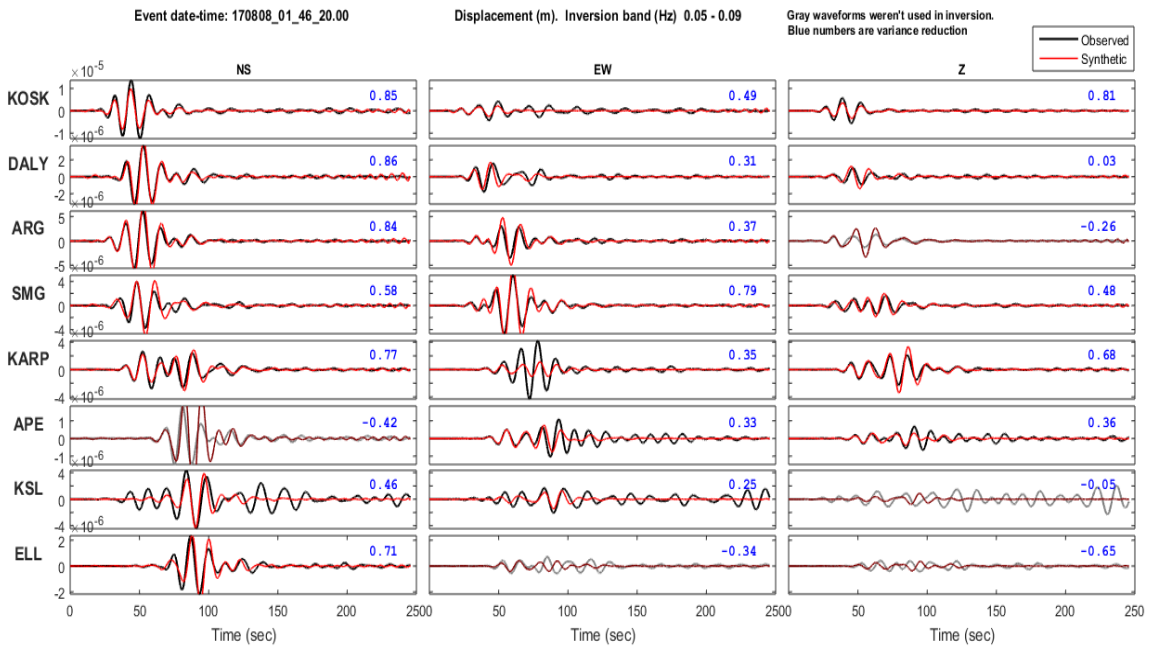
Mrr	Mtt	Mpp
-2.889	2.865	0.024
Mrt	Mrp	Mtp
2.718	-0.200	-0.479

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.09
Stations-Components Used-Distance

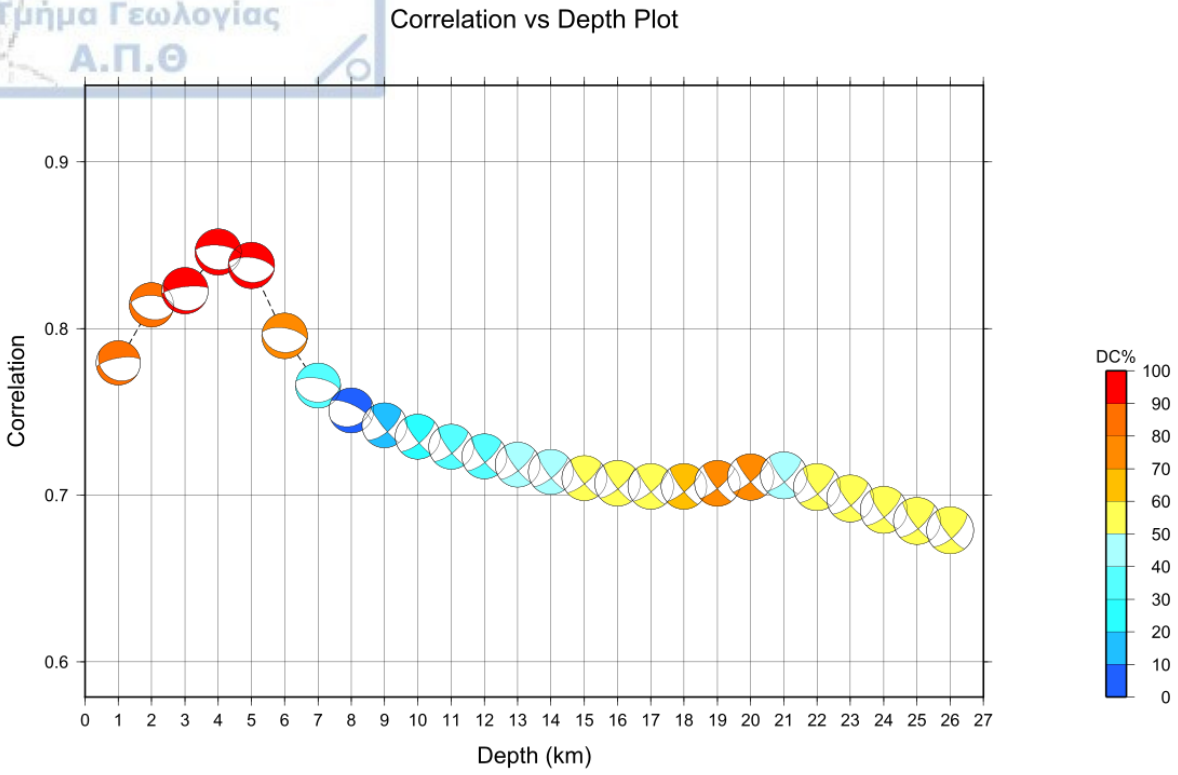
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	66
DALY	+	+	+	92
ARG	+	+	-	97
SMG	+	+	+	106
KARP	+	+	+	167
APE	-	+	+	189
KSL	+	+	-	197
ELL	+	-	-	203

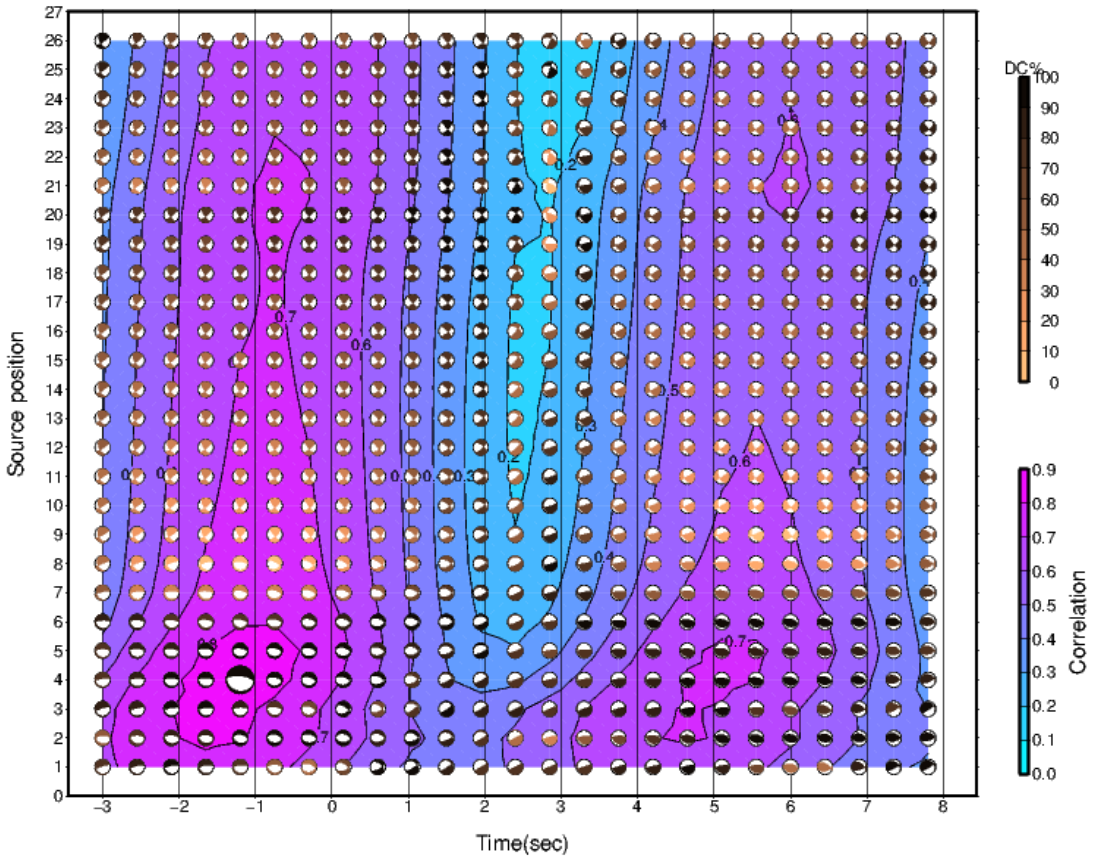




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

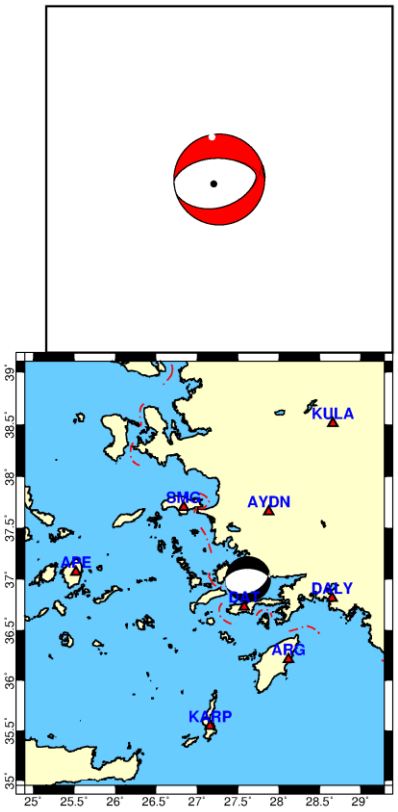




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **08/08/2017, 07:42:21**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170808 07:42:21.00
Lat 37.001 Lon 27.624 Depth 5.04

CENTROID

Trial source number : 4 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.001 Lon (E)27.624
Centroid Depth (km) : 4
Centroid time : +1.95 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 9.873e+16
Mw : 5.3
VOL% :0
DC% :95.1
CLVD% :-4.9

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.6	NaN	2.6	5±5	0.03
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
271	52	-75
Strike	Dip	Rake
68	40	-108

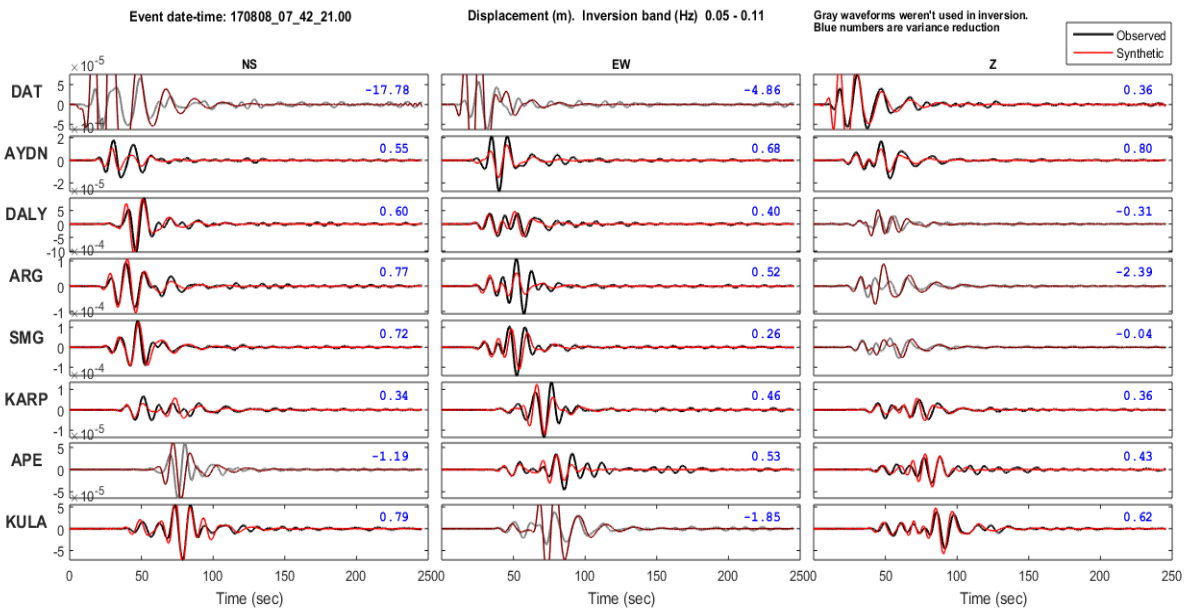
P-axis	Azimuth	Plunge
	232	77
T-axis	Azimuth	Plunge
	350	6

Mrr	Mtt	Mpp
-9.334	9.166	0.168
Mrt	Mrp	Mtp
2.448	-1.631	1.806

Exponent (Nm): 16

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.11
Stations-Components Used-Distance

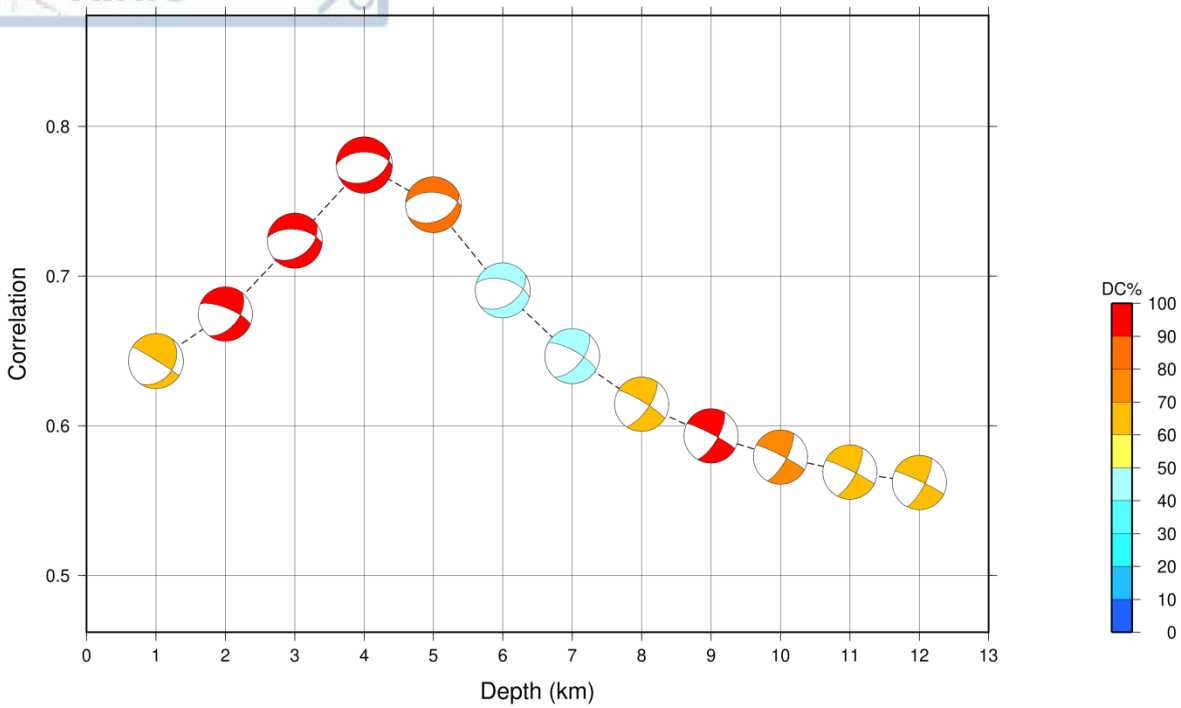
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	-	-	+	30
AYDN	+	+	+	77
DALY	+	+	-	94
ARG	+	+	-	98
SMG	+	+	-	105
KARP	+	+	+	167
APE	-	+	+	187
KULA	+	-	+	191

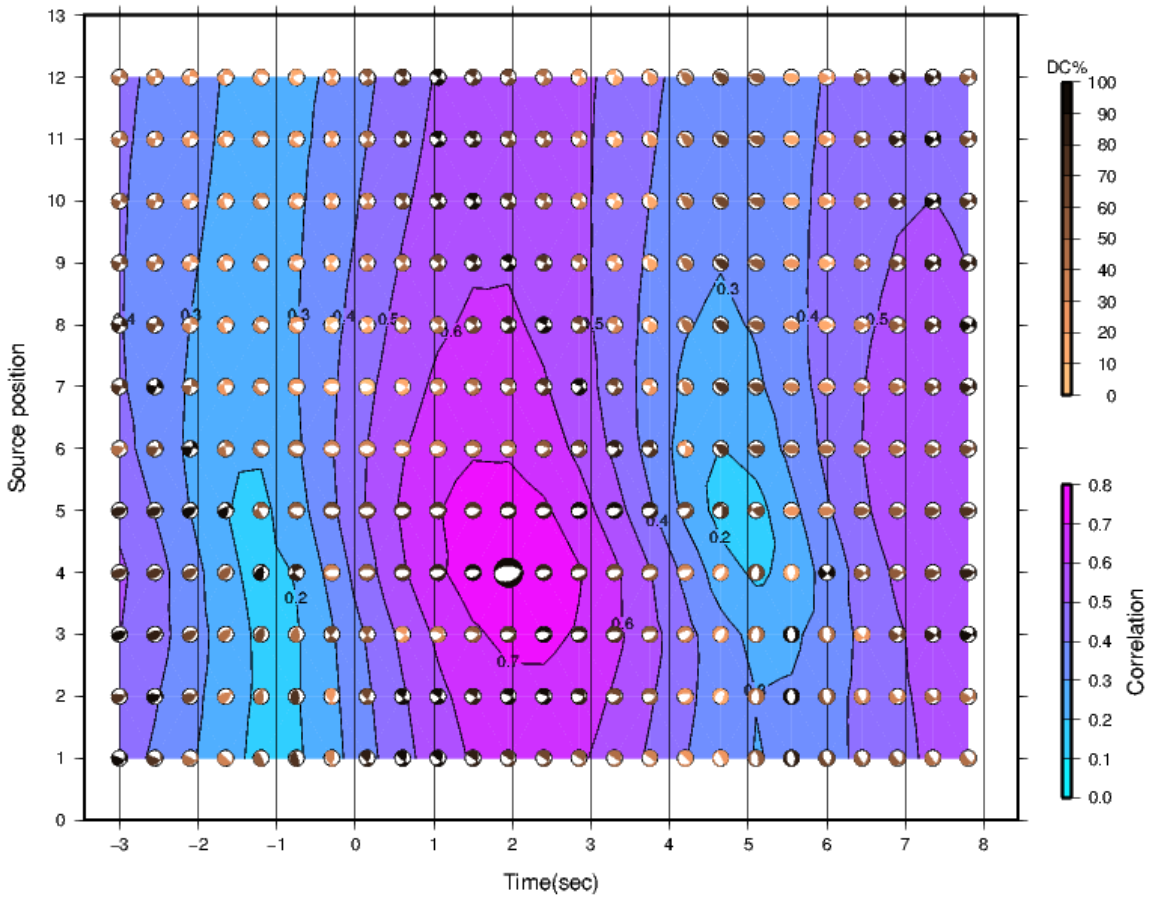


Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

Correlation vs Depth Plot

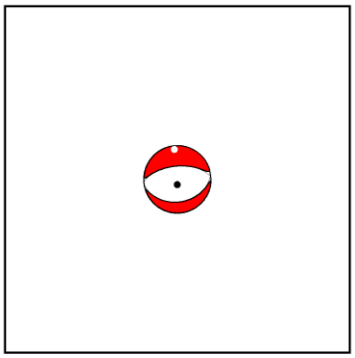




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **09/08/2017, 22:56:19**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

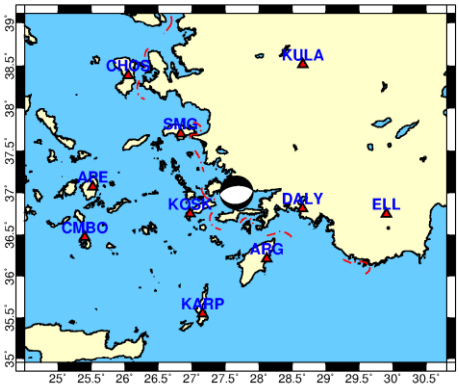
Origin time 20170809 22:56:19.00
Lat 37.0028 Lon 27.668 Depth 18.35

CENTROID

Trial source number : 5 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.0028 Lon (E)27.668
Centroid Depth (km) : 5
Centroid time : +0.45 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 8.705e+14
Mw : 3.9
VOL% :0
DC% :95.5
CLVD% :4.5

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.5	NaN	2.3	9±18	0.02
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
81	33	-93
Strike	Dip	Rake
266	57	-88

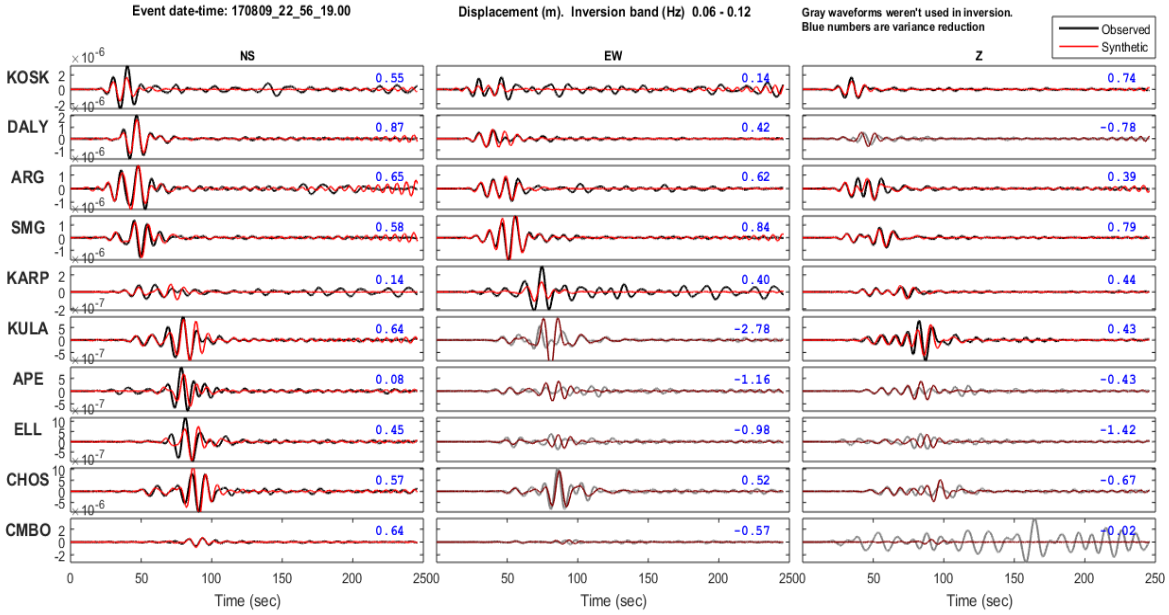
P-axis	Azimuth	Plunge
	183	77
T-axis	Azimuth	Plunge
	354	12

Mrr	Mtt	Mpp
-7.792	7.896	-0.104
Mrt	Mrp	Mtp
3.657	0.115	0.925

Exponent (Nm): 14

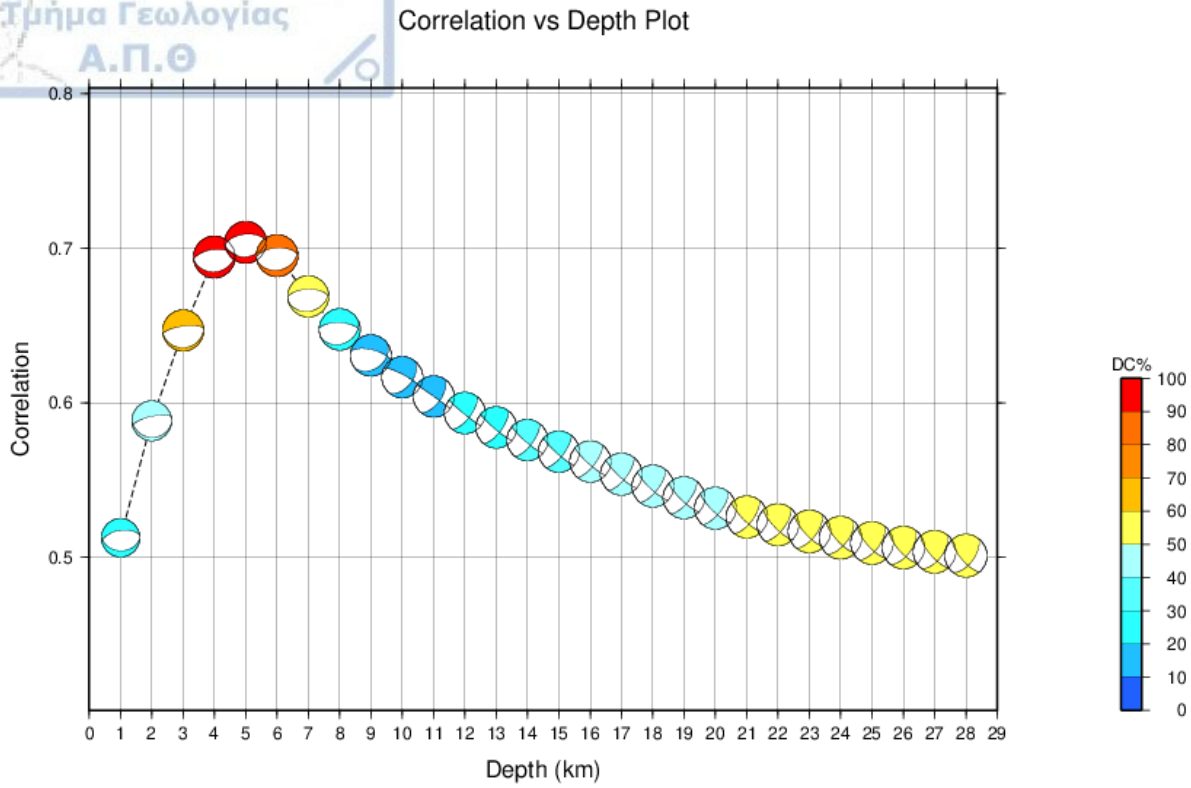
Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 - 0.12
Stations-Components Used-Distance

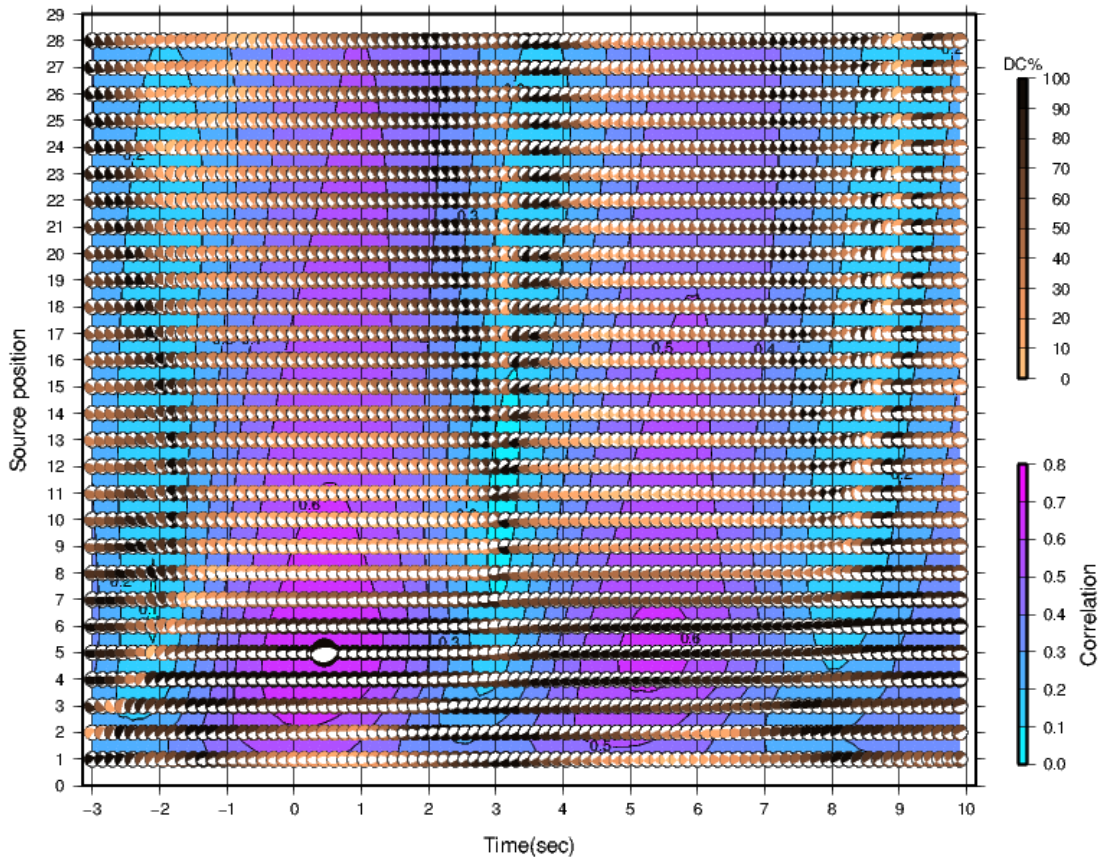
	NS	EW	Z	D(km)
KOSK	+	+	+	67
DALY	+	+	-	90
ARG	+	+	+	97
SMG	+	+	+	107
KARP	+	+	+	168
KULA	+	-	+	189
APE	+	-	-	191
ELL	+	-	-	202
CHOS	+	-	-	210
CMBO	+	-	-	211



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

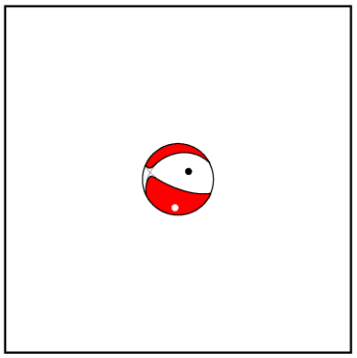




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **13/08/2017, 12:28:15**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

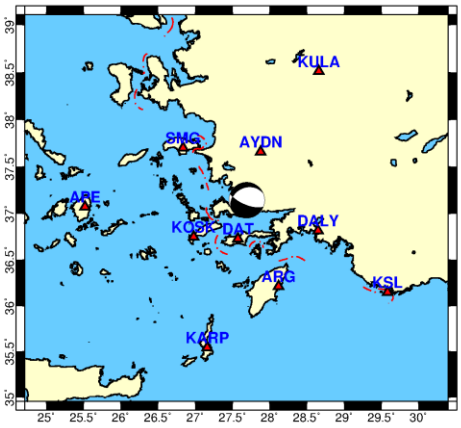
Origin time 20170813 12:28:15.00
Lat 37.1422 Lon 27.6915 Depth 18.35

CENTROID

Trial source number : 8 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.1422 Lon (E)27.6915
Centroid Depth (km) : 8
Centroid time : -0.3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.893e+15
Mw : 4.1
VOL% :0
DC% :95.9
CLVD% :4.1

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.68	NaN	1.5	12±7	0.07
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
245	30	-133
Strike	Dip	Rake
112	69	-69

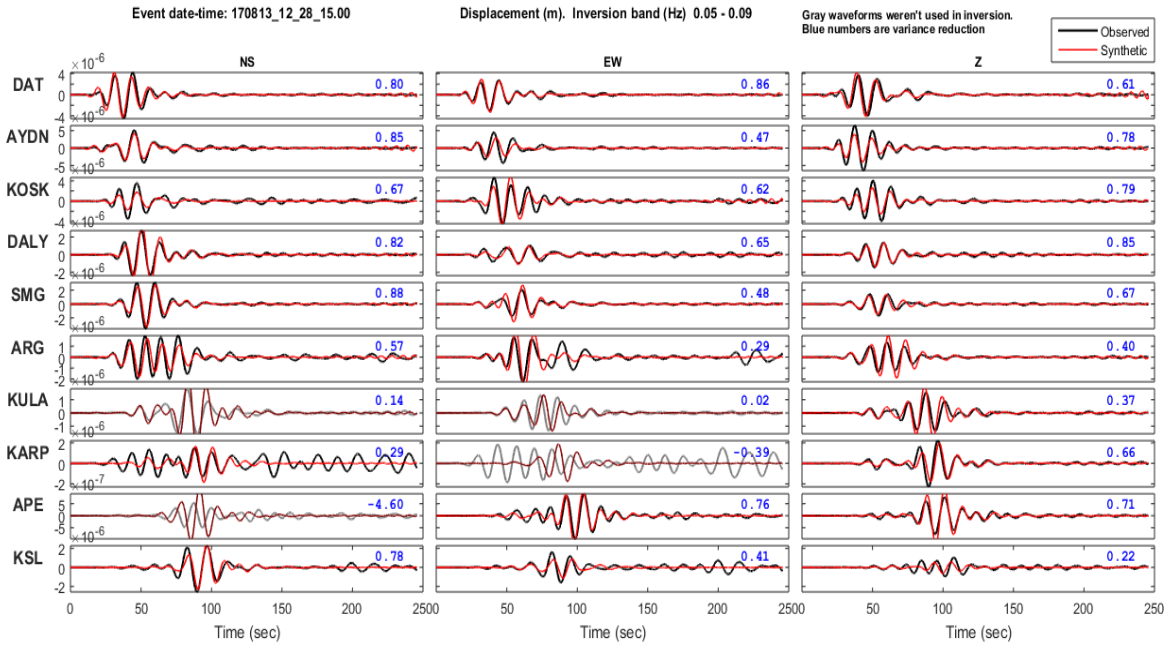
P-axis	Azimuth	Plunge
	53	60
T-axis	Azimuth	Plunge
	186	21

Mrr	Mtt	Mpp
-1.168	1.477	-0.309
Mrt	Mrp	Mtp
-1.127	0.703	0.035

Exponent (Nm): 15

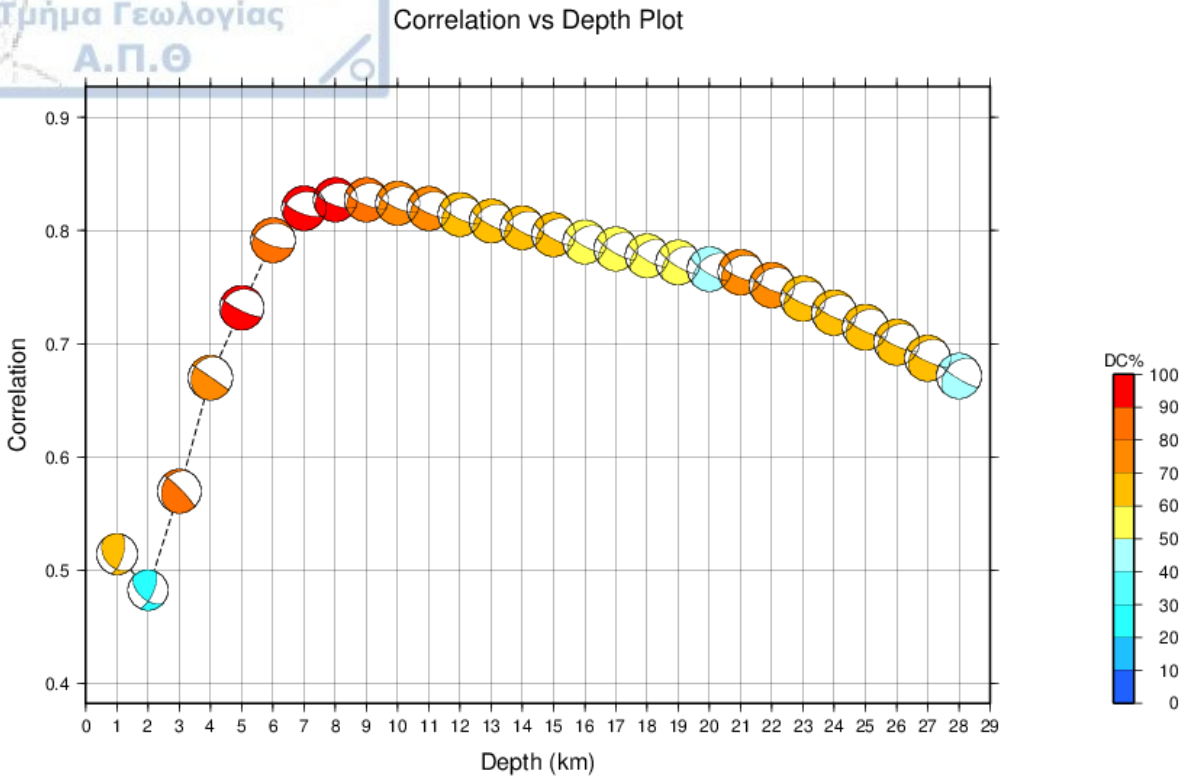
Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.09
Stations-Components Used-Distance

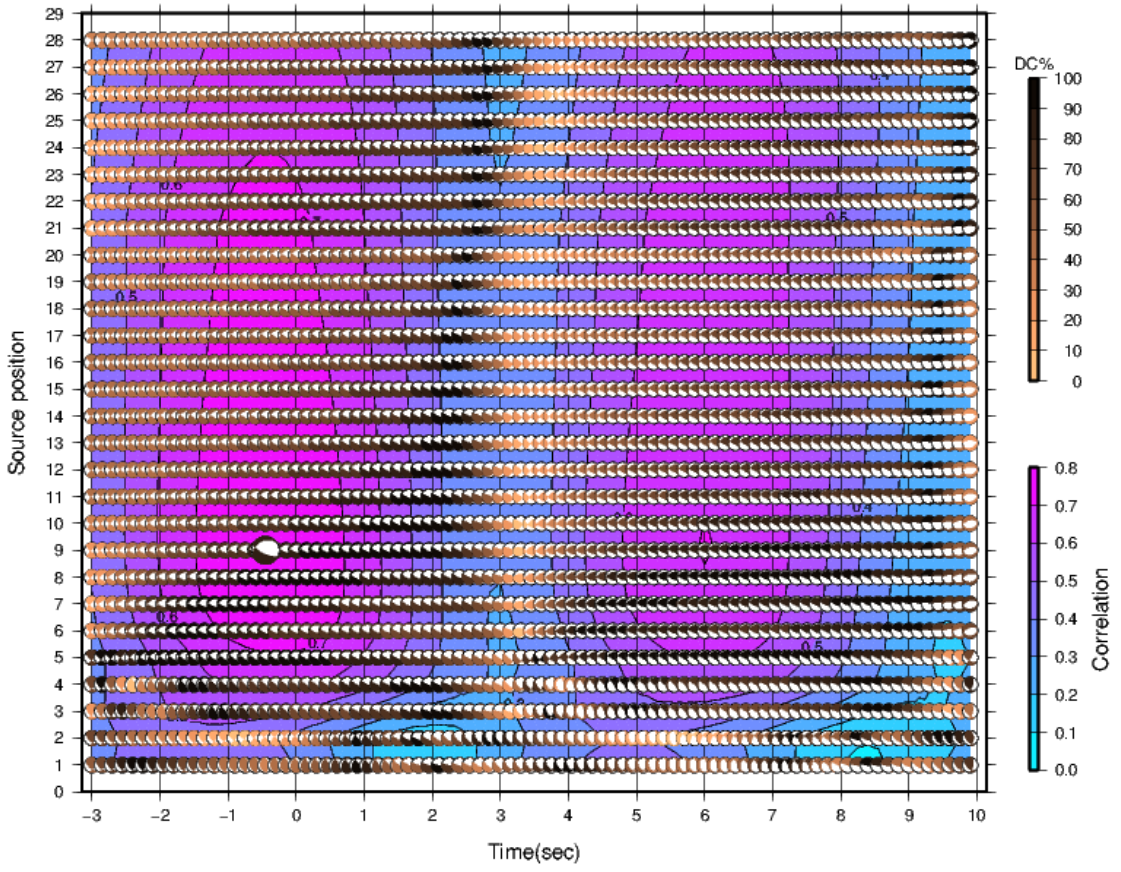
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	47
AYDN	+	+	+	60
KOSK	+	+	+	77
DALY	+	+	+	93
SMG	+	+	+	98
ARG	+	+	+	110
KULA	-	-	+	175
KARP	+	-	+	183
APE	-	+	+	193
KSL	+	+	+	202



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

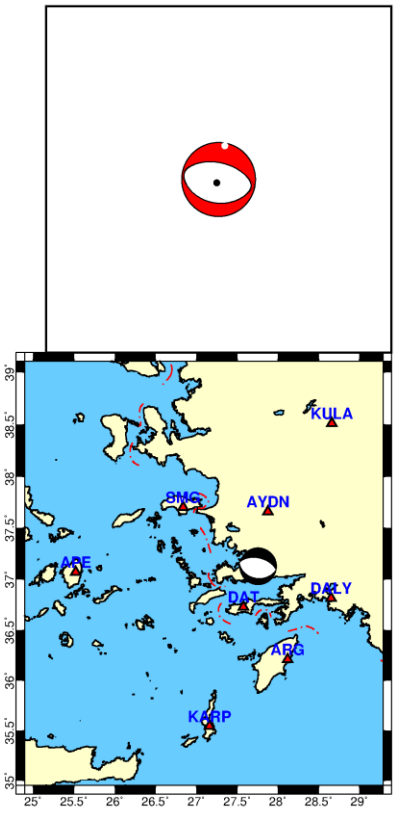




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **13/08/2017, 16:35:22**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170813 16:35:22.00
Lat 37.1268 Lon 27.7578 Depth 9

CENTROID

Trial source number : 9 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.1268 Lon (E)27.7578
Centroid Depth (km) : 9
Centroid time : +1.05 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.507e+15
Mw : 4.3
VOL% :0
DC% :94.9
CLVD% :-5.1

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.7	NaN	1.8	36±35	0.15
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
97	36	-95
Strike	Dip	Rake
283	54	-86

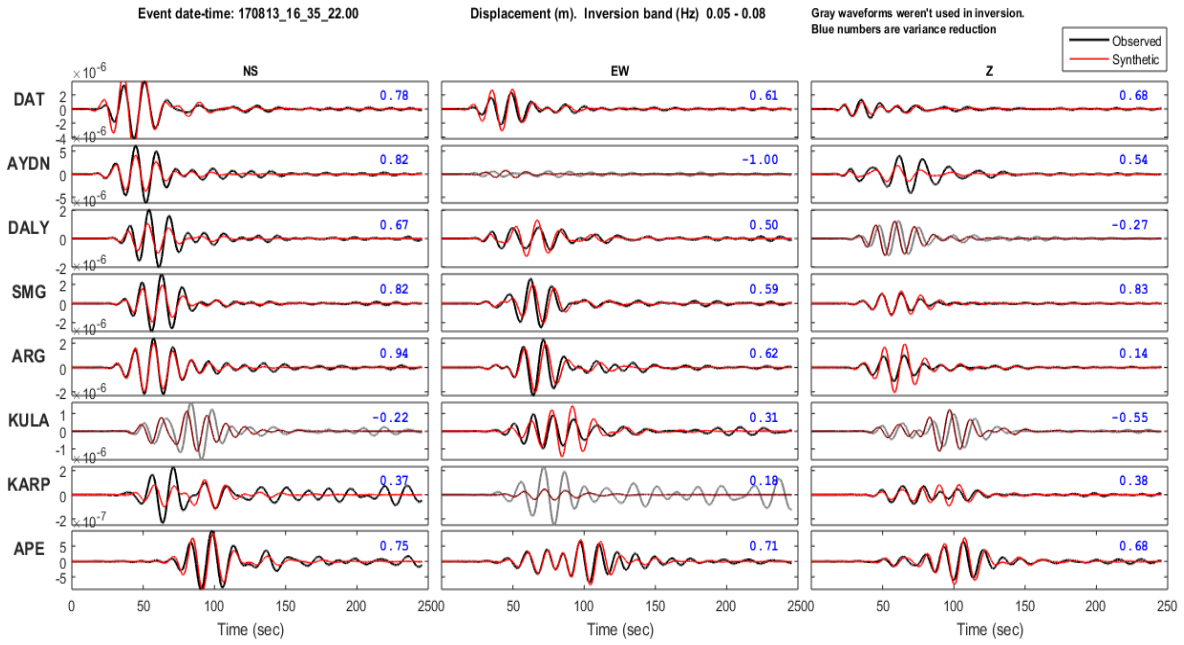
P-axis	Azimuth	Plunge
	209	81
T-axis	Azimuth	Plunge
	10	9

Mrr	Mtt	Mpp
-3.378	3.208	0.169
Mrt	Mrp	Mtp
1.008	-0.373	-0.529

Exponent (Nm): 15

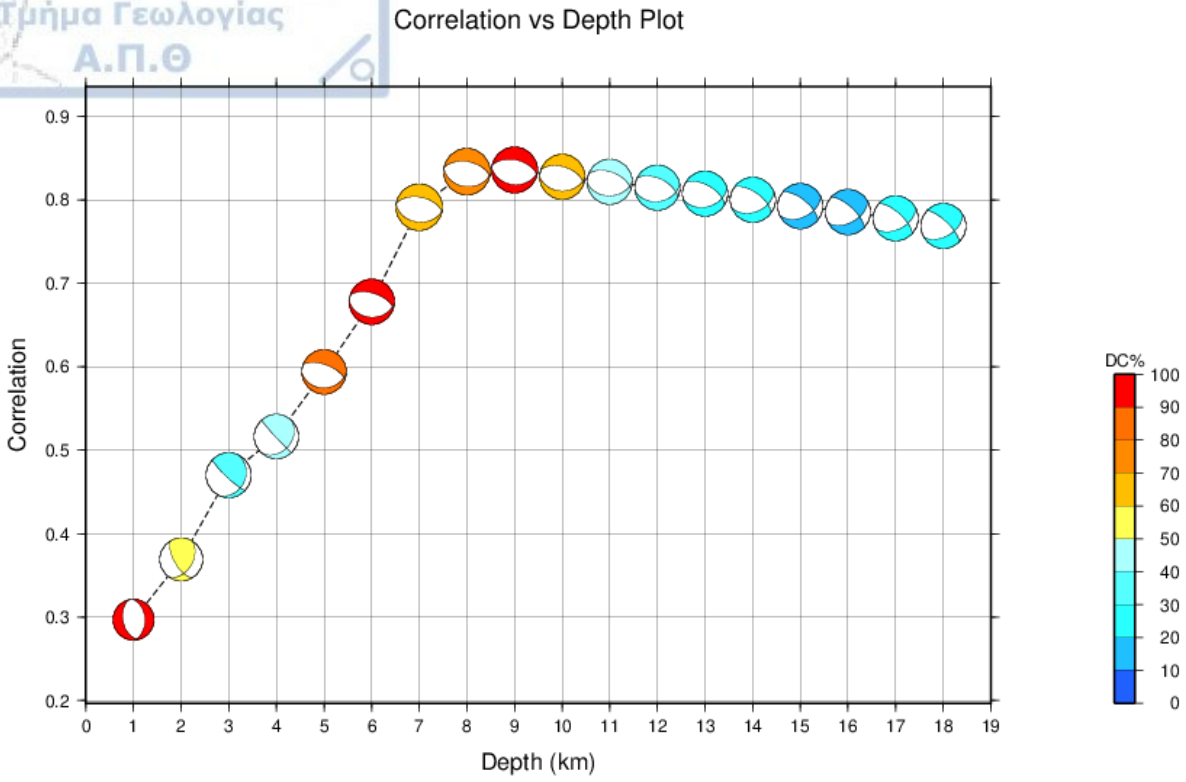
Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.08
Stations-Components Used-Distance

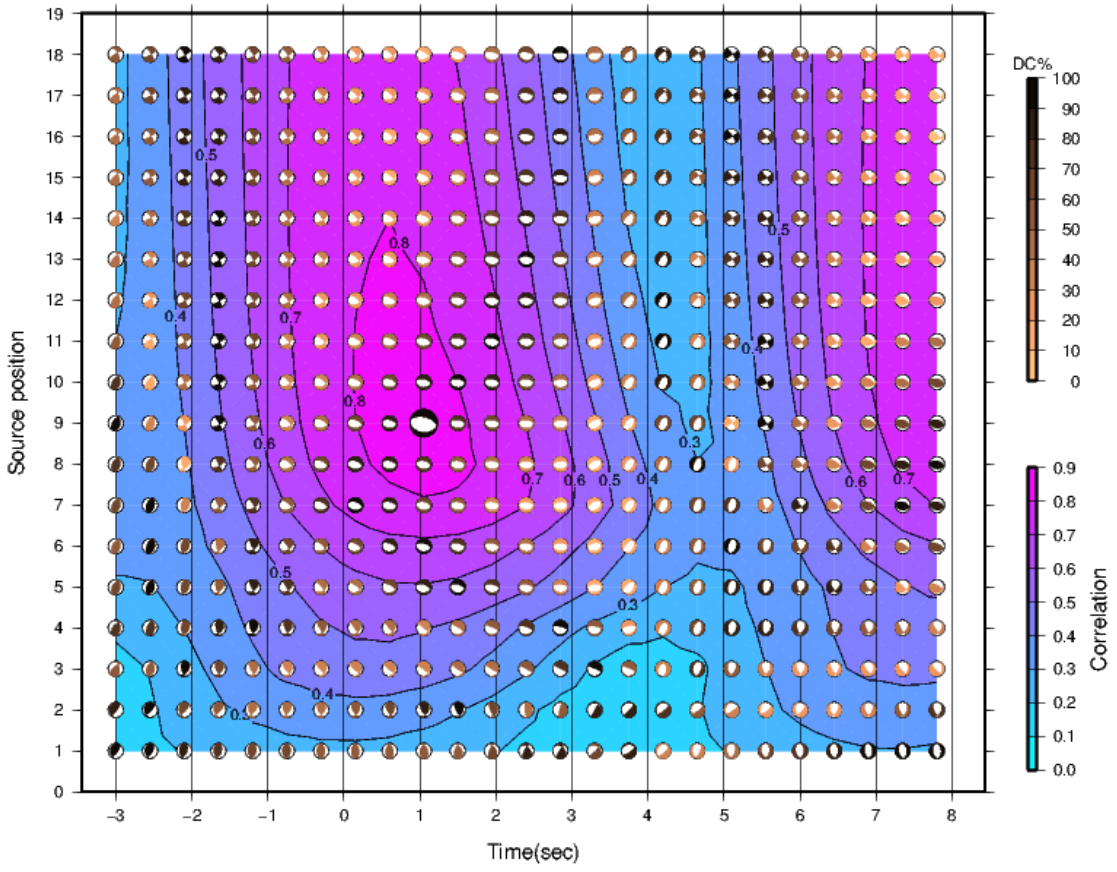
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	47
AYDN	+	-	+	60
DALY	+	+	-	87
SMG	+	+	+	104
ARG	+	+	+	106
KULA	-	+	-	173
KARP	+	-	+	183
APE	+	+	+	199



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

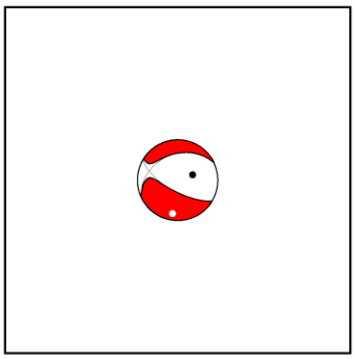




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **14/08/2017, 02:43:49**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

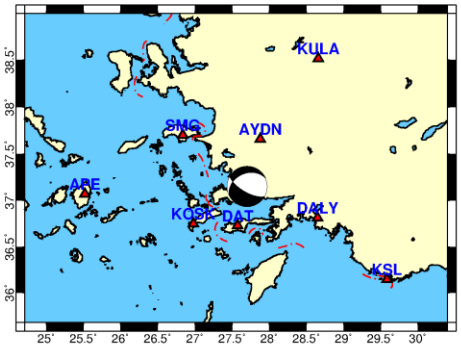
Origin time 20170814 02:43:49.00
Lat 37.1527 Lon 27.7037 Depth 4.8

CENTROID

Trial source number : 9 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)37.1527 Lon (E)27.7037
Centroid Depth (km) : 9
Centroid time : -0.3 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 1.246e+16
Mw : 4.7
VOL% :0
DC% :90.2
CLVD% :9.8

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.79	NaN	1.7	6±3	0.11
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
246	36	-138
Strike	Dip	Rake
120	66	-61

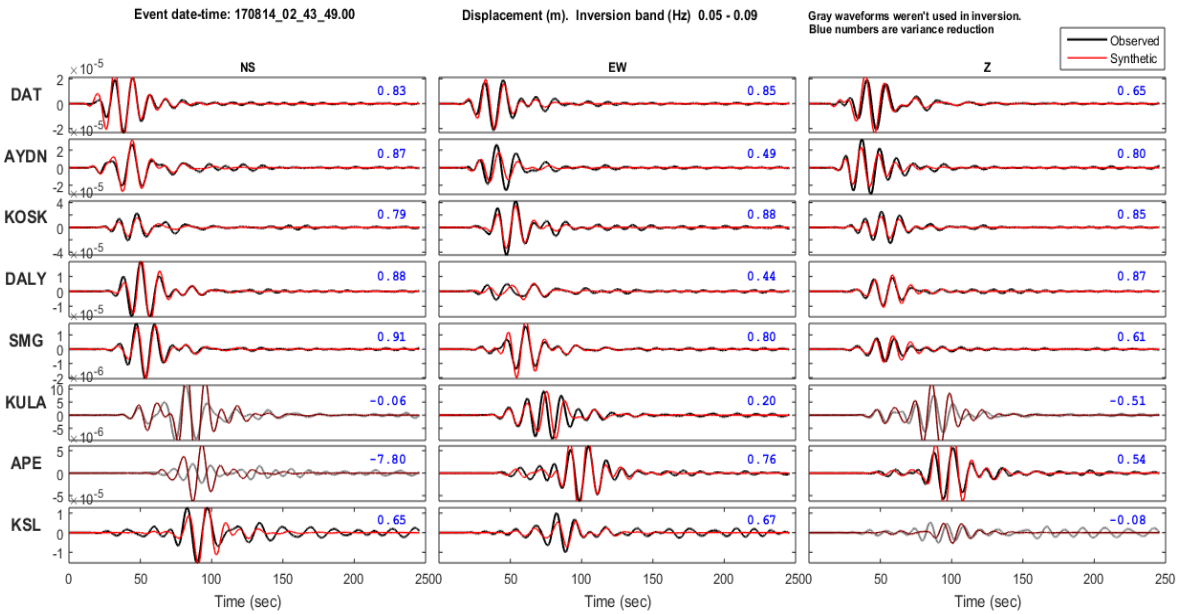
P-axis	Azimuth	Plunge
	70	58
T-axis	Azimuth	Plunge
	189	17

Mrr	Mtt	Mpp
-0.787	1.098	-0.311
Mrt	Mrp	Mtp
-0.534	0.545	-0.099

Exponent (Nm): 16

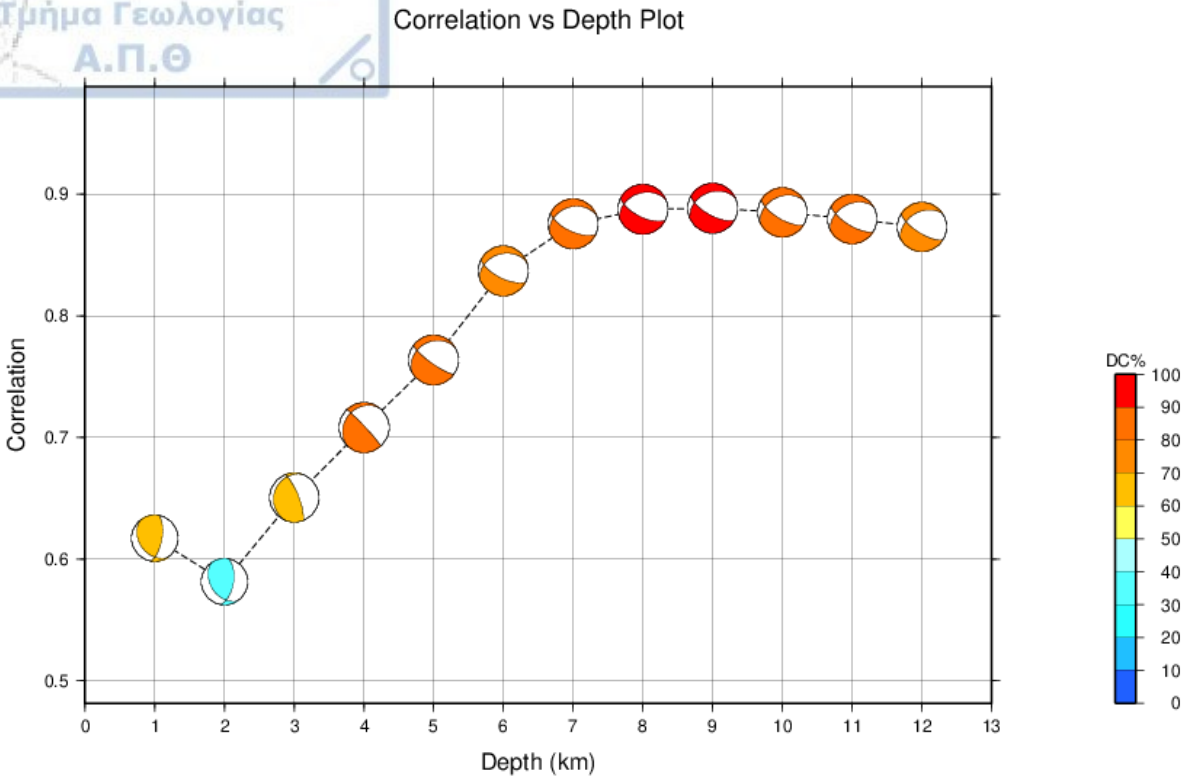
Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.09
Stations-Components Used-Distance

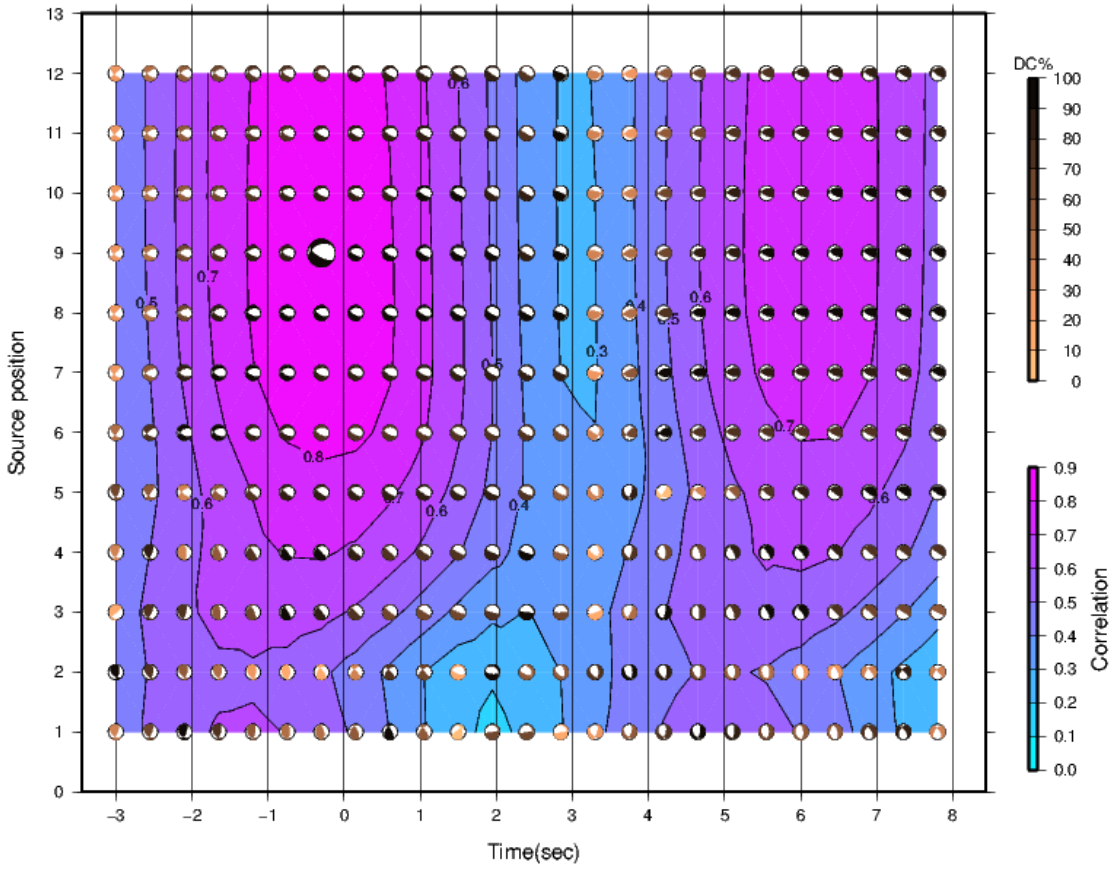
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	48
AYDN	+	+	+	58
KOSK	+	+	+	78
DALY	+	+	+	92
SMG	+	+	+	98
KULA	-	+	-	173
APE	-	+	+	194
KSL	+	+	-	202



Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

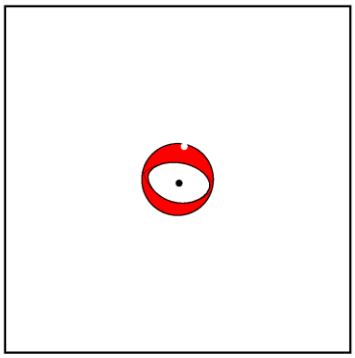




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **18/08/2017, 12:47:33**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170818 12:47:33.00
Lat 36.912 Lon 27.626 Depth 8

CENTROID

Trial source number : 5 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.912 Lon (E)27.626
Centroid Depth (km) : 5
Centroid time : -1.65 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.249e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :86.4
CLVD% :-13.6

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.71	NaN	2.8	5±3	0.05
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
278	53	-95
Strike	Dip	Rake
107	37	-83

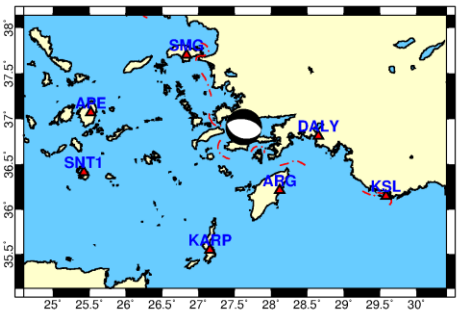
P-axis	Azimuth	Plunge
	162	81
T-axis	Azimuth	Plunge
	11	8

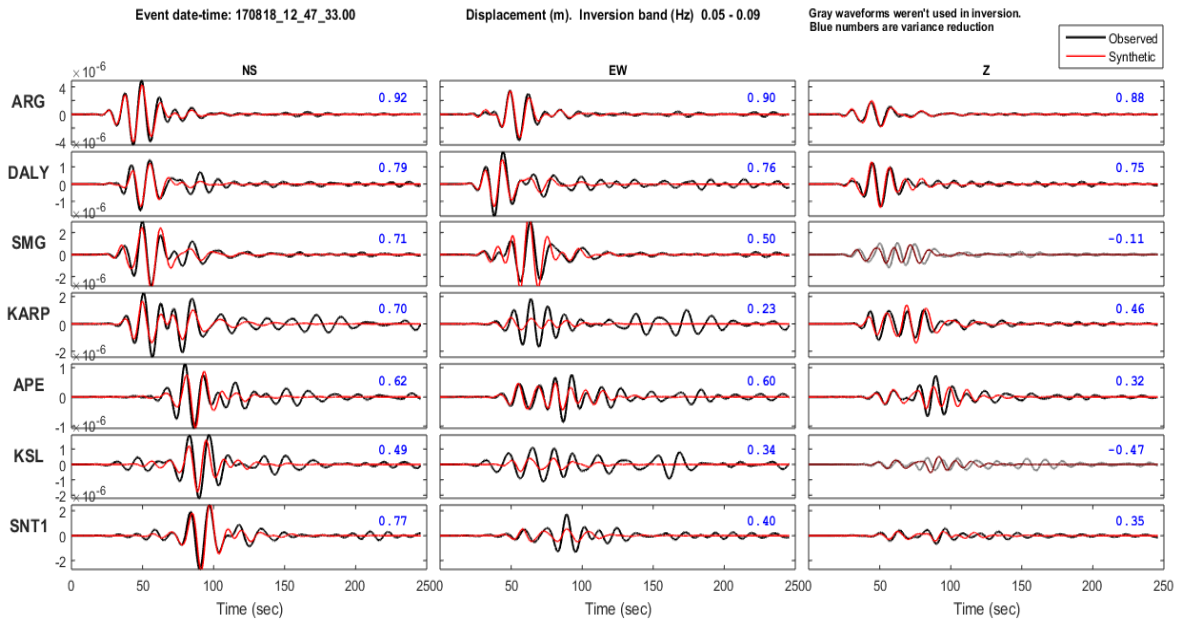
Mrr	Mtt	Mpp
-2.227	1.997	0.230
Mrt	Mrp	Mtp
0.627	0.064	-0.402

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.05 - 0.09
Stations-Components Used-Distance

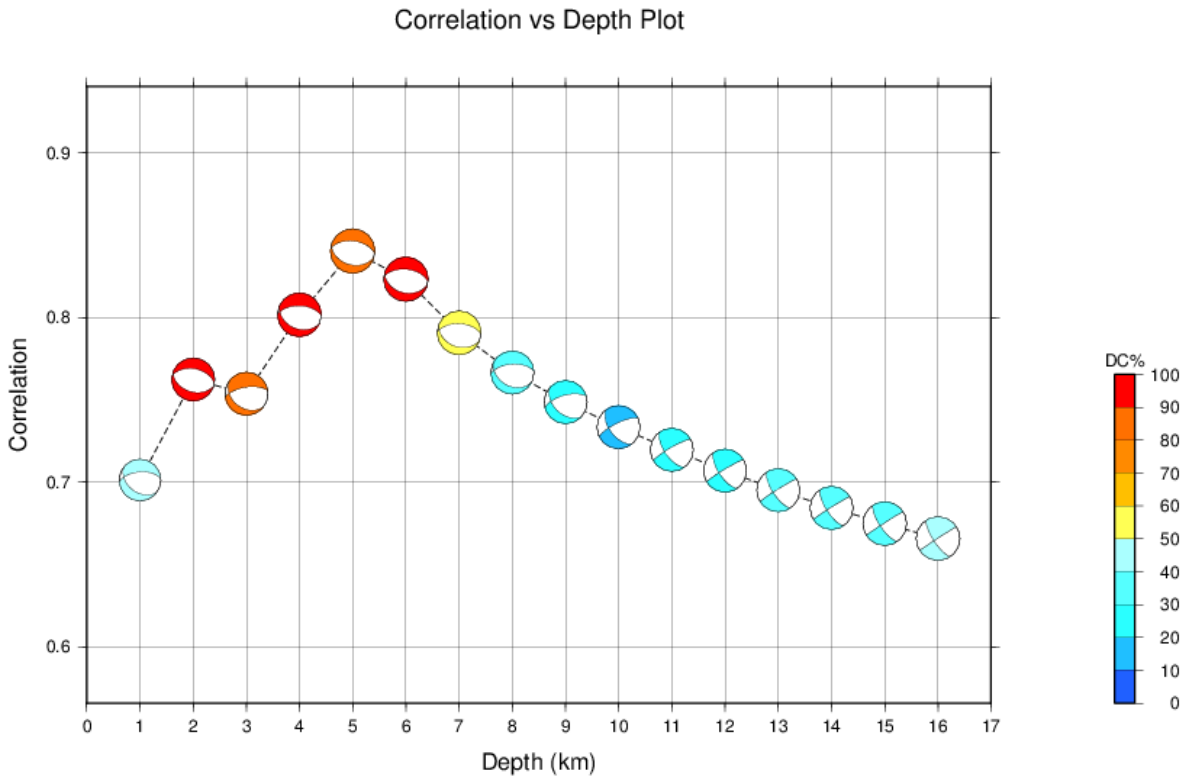
	NS	EW	Z	D(km)
ARG	+	+	+	89
DALY	+	+	+	92
SMG	+	+	-	112
KARP	+	+	+	157
APE	+	+	+	188
KSL	+	+	-	195
SNT1	+	+	+	204

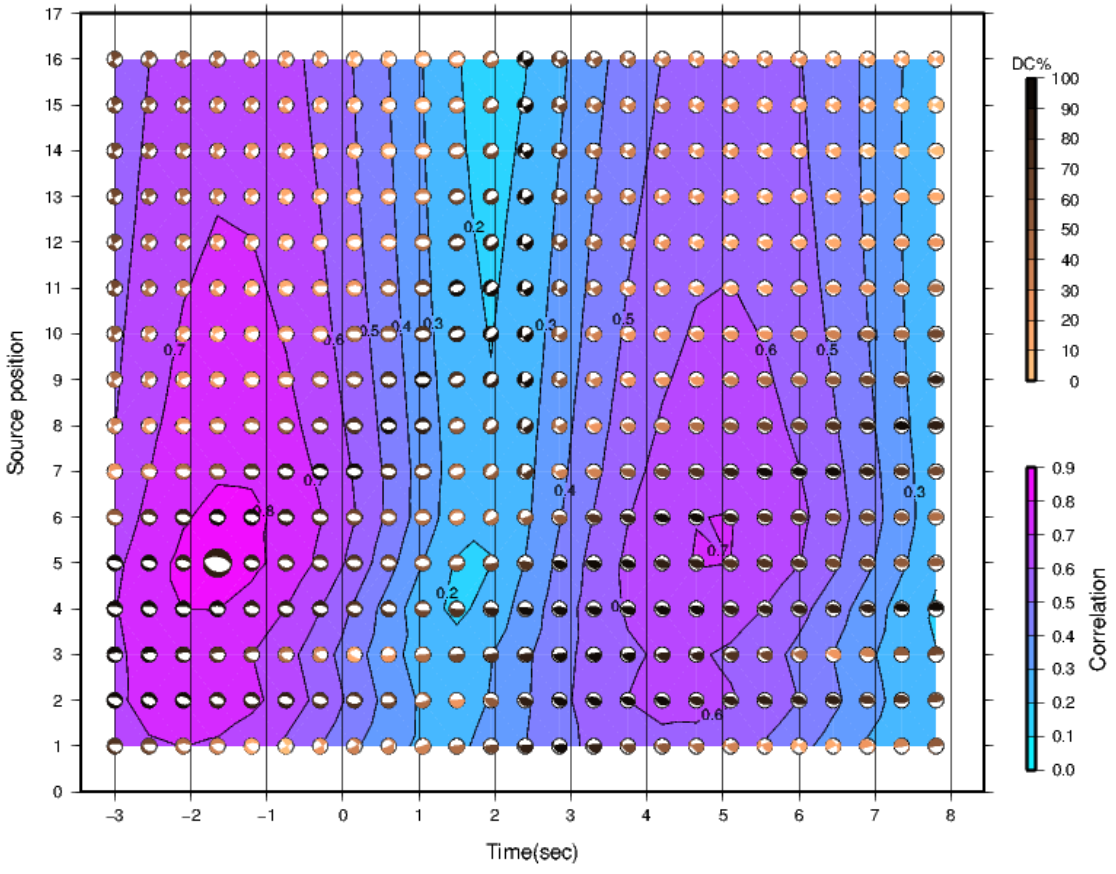




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη

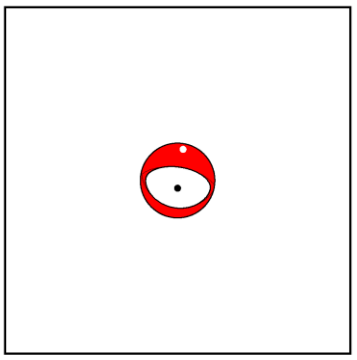




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **18/08/2017, 14:10:48**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

Origin time 20170818 14:10:48.00
Lat 36.922 Lon 27.64 Depth 8.9

CENTROID

Trial source number : 5 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.922 Lon (E)27.64
Centroid Depth (km) : 5
Centroid time : -1.2 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 3.924e+15
Mw : 4.3
VOL% :0
DC% :86.9
CLVD% :-13.1

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.7	NaN	2.9	7±5	0.05
Var.red.(for all stations) :				

Strike	Dip	Rake
278	62	-93
Strike	Dip	Rake
103	28	-85

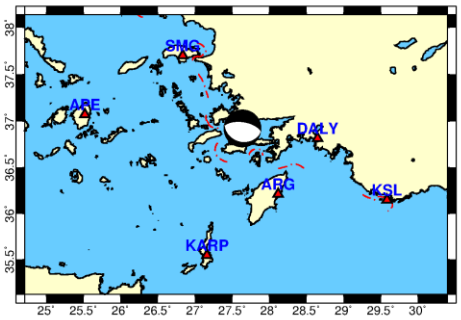
P-axis	Azimuth	Plunge
	182	73
T-axis	Azimuth	Plunge
	10	17

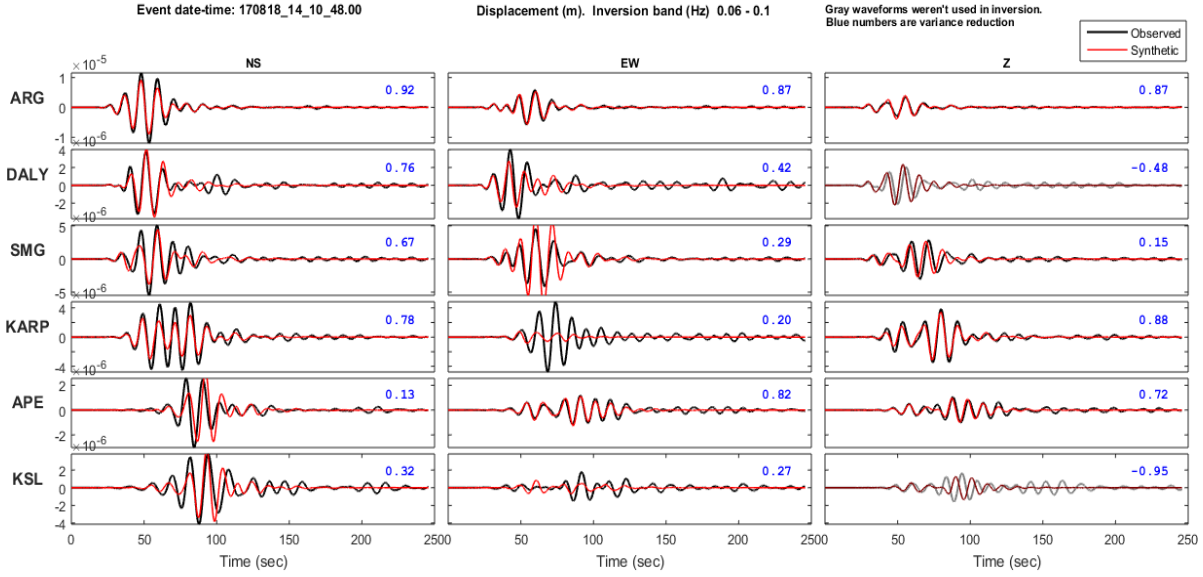
Mrr	Mtt	Mpp
-3.384	3.021	0.363
Mrt	Mrp	Mtp
2.170	-0.215	-0.539

Exponent (Nm): 15

Frequency band used in inversion (Hz)
0.06 - 0.1
Stations-Components Used-Distance

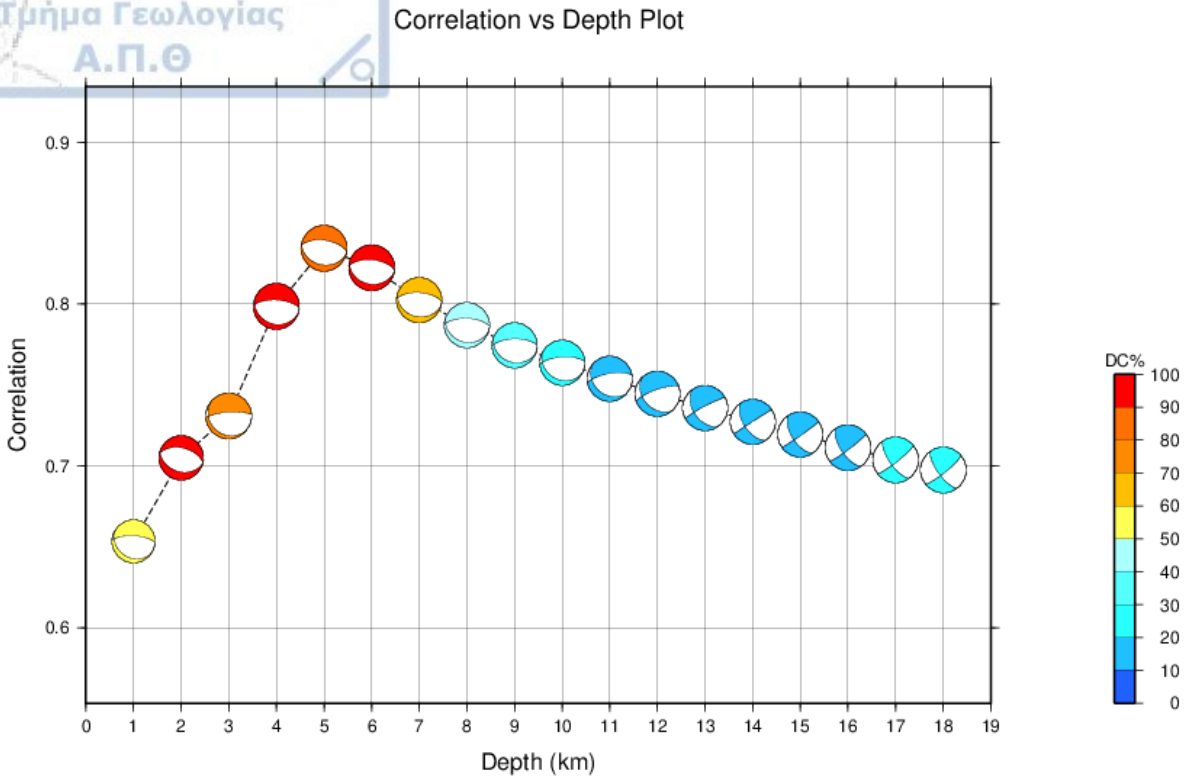
	NS	EW	Z	D(km)
ARG	+	+	+	90
DALY	+	+	-	91
SMG	+	+	+	112
KARP	+	+	+	159
APE	+	+	+	189
KSL	+	+	-	194

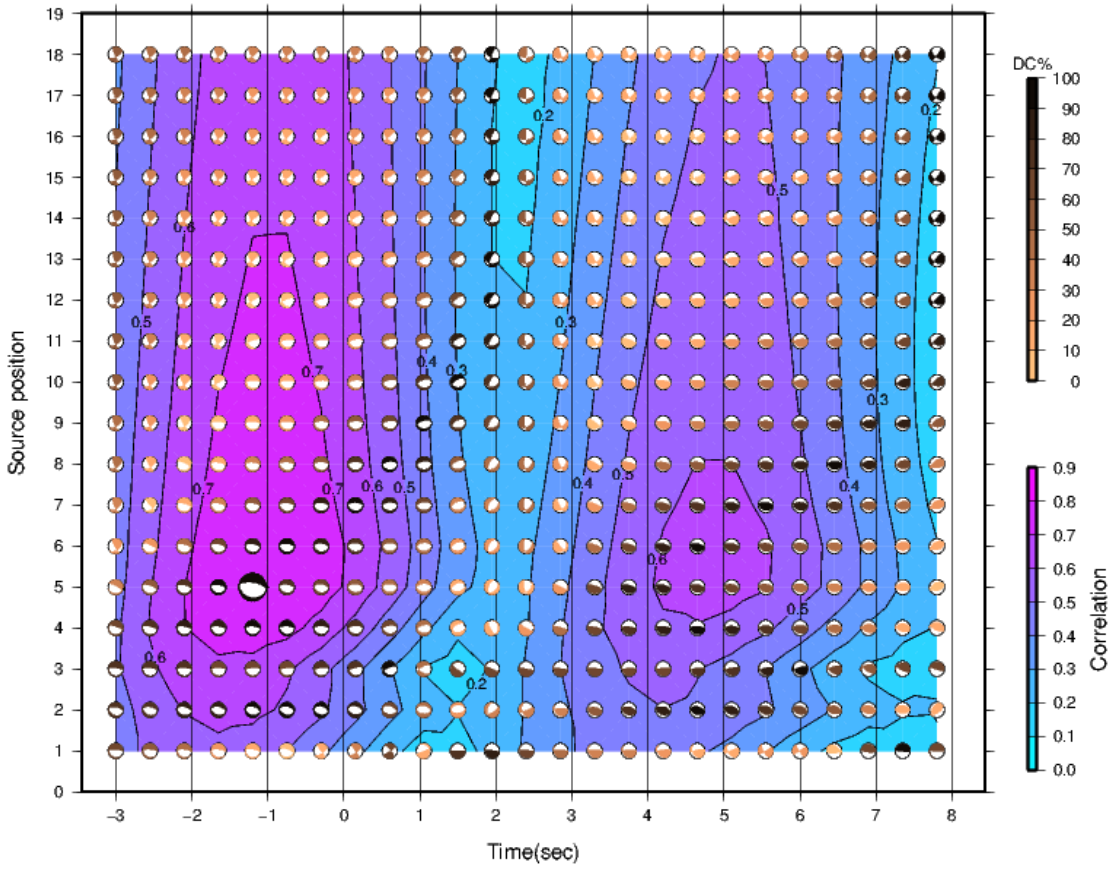




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

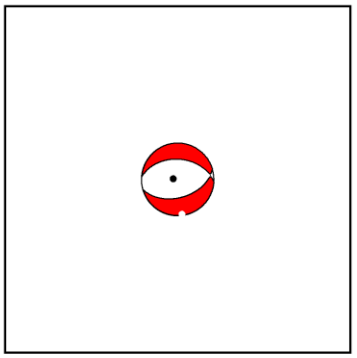




Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

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

- **24/09/2017, 16:57:17**



MOMENT TENSOR SOLUTION

HYPOCENTER LOCATION (NOA)

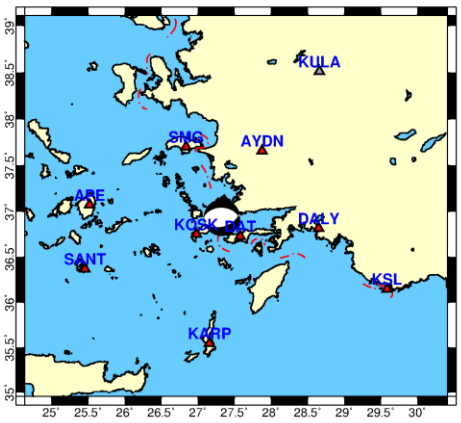
Origin time 20170924 16:57:17.00
Lat 36.931 Lon 27.3285 Depth 11.9

CENTROID

Trial source number : 6 (Fixed Epicenter inversion)
Centroid Lat (N)36.931 Lon (E)27.3285
Centroid Depth (km) : 12
Centroid time : −0.75 (sec) relative to origin time

Moment (Nm) : 2.377e+15
Mw : 4.2
VOL% :0
DC% :99.6
CLVD% :0.4

	SNR	CN	FMVAR	STVAR
Var.red.:(for stations used in inversion):0.58	NaN	2.2	6±15	0.11
Var.red.(for all stations) :				



Strike	Dip	Rake
273	43	−76
Strike	Dip	Rake
74	48	−103

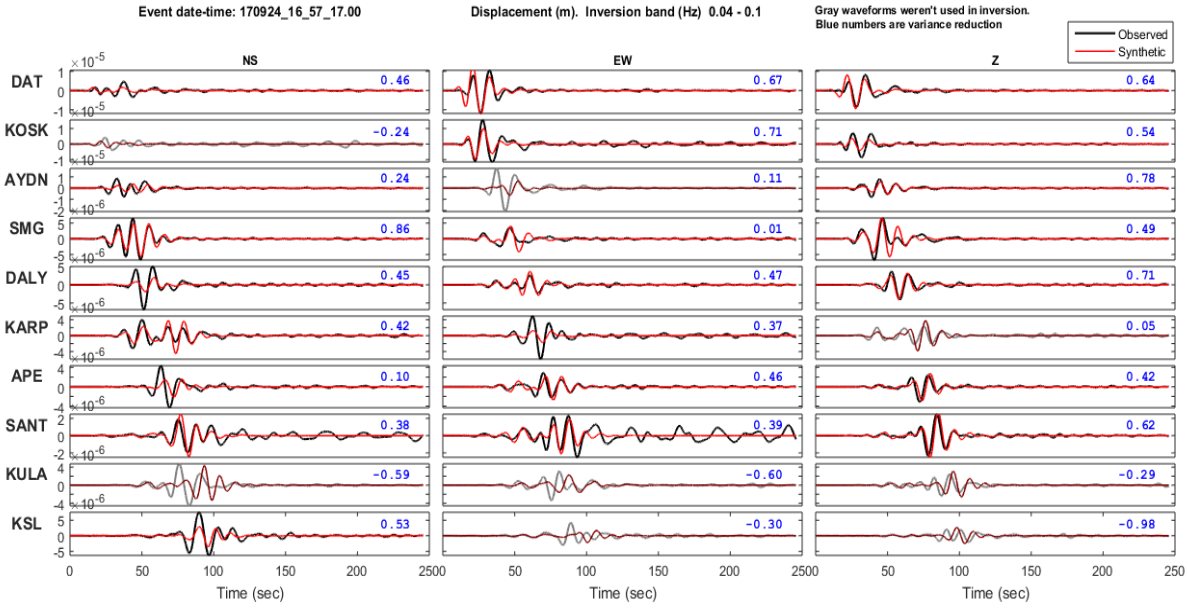
P-axis	Azimuth	Plunge
	277	80
T-axis	Azimuth	Plunge
	173	2

Mrr	Mtt	Mpp
−2.296	2.342	−0.045
Mrt	Mrp	Mtp
−0.156	−0.419	0.263

Exponent (Nm): 15

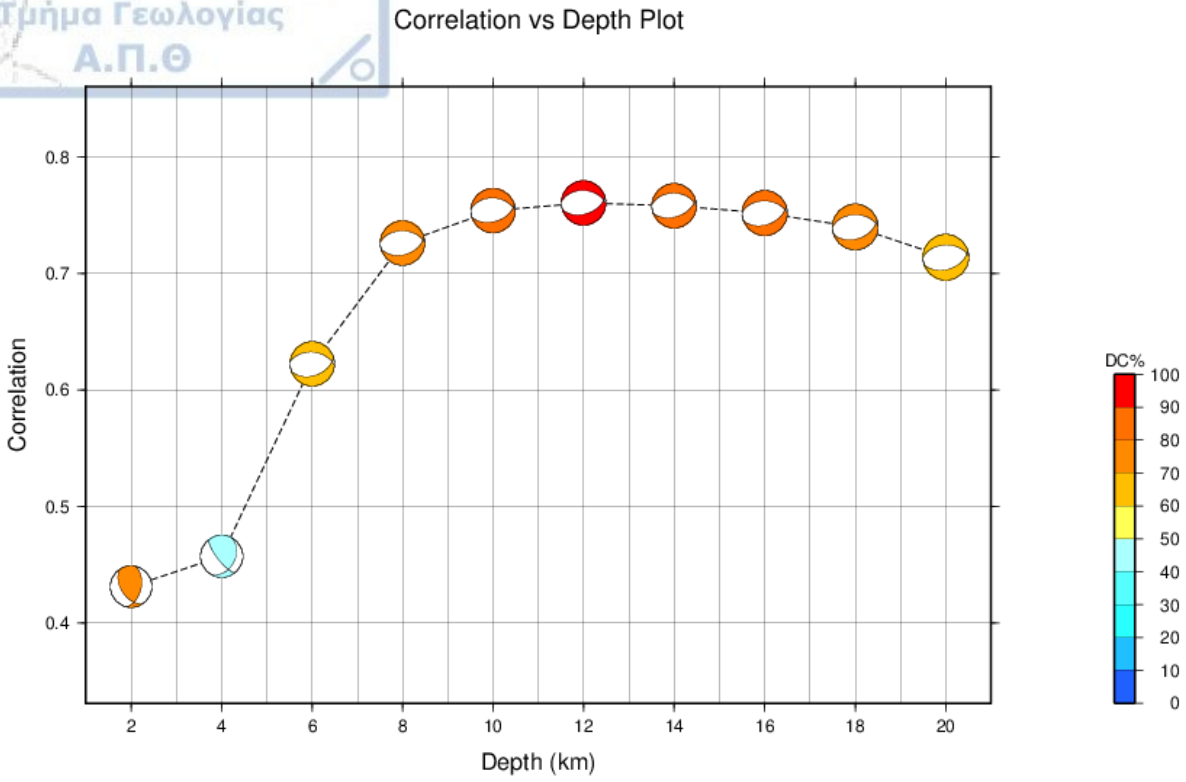
Frequency band used in inversion (Hz)
0.04 – 0.1
Stations-Components Used-Distance

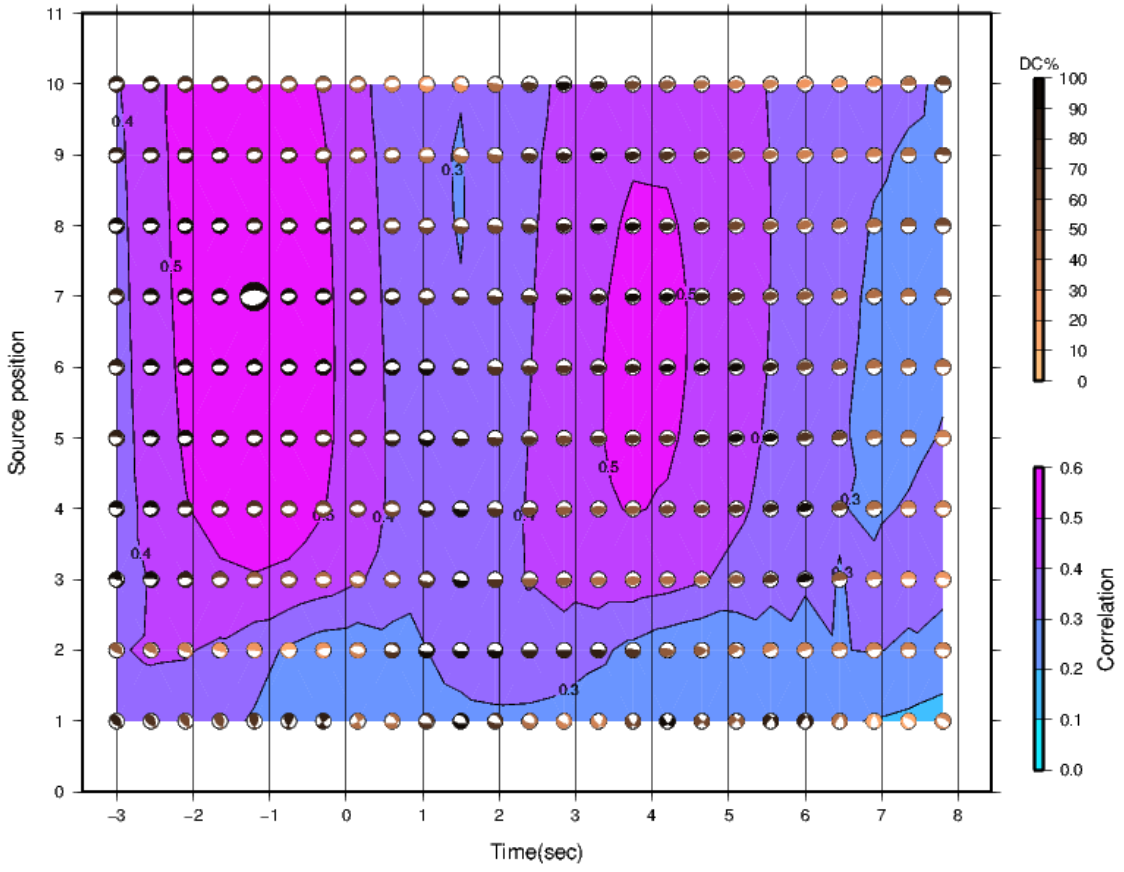
	NS	EW	Z	D(km)
DAT	+	+	+	31
KOSK	−	+	+	37
AYDN	+	−	+	95
SMG	+	+	+	96
DALY	+	+	+	119
KARP	+	+	−	154
APE	+	+	+	161
SANT	+	+	+	178
KULA	−	−	−	211
KSL	+	−	−	220



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

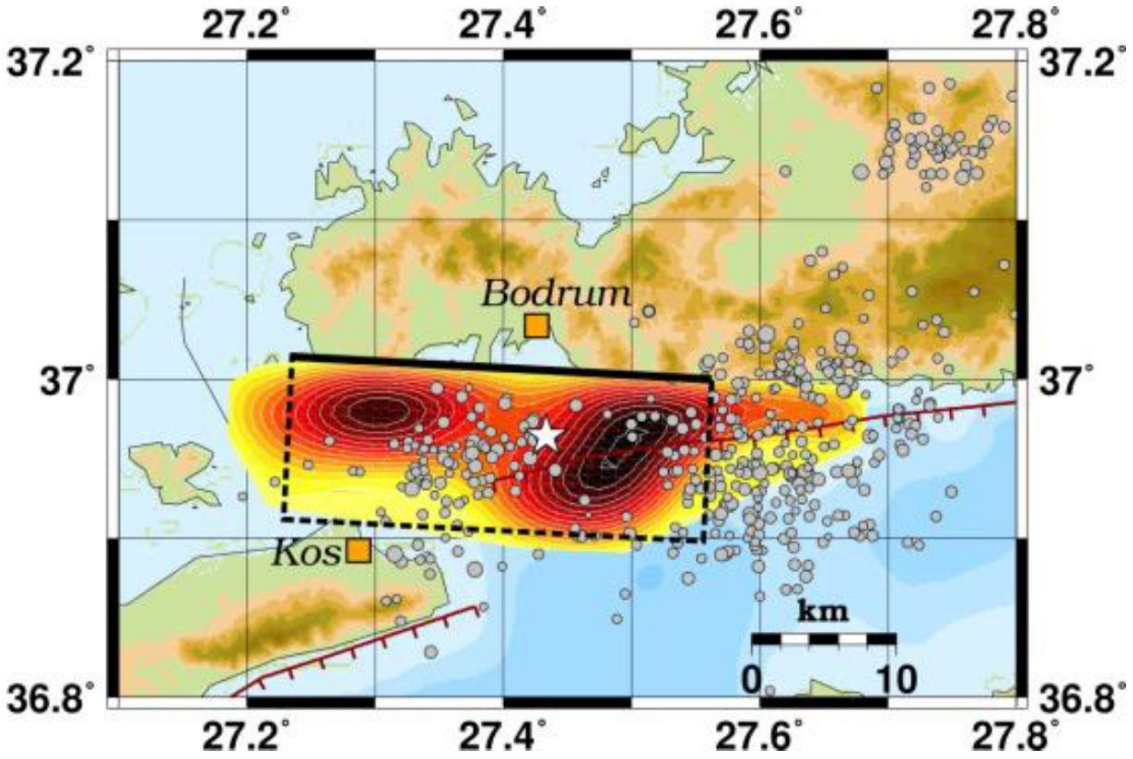
Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΒ

Πίνακας 2:Σύνοψη πληροφοριών των σταθμών στους οποίους έγιναν οι προσομοιώσεις (kyhdata.deprem.gov.tr).

Θέση	Κωδ. Σταθμού	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Επικεντρική Απόσταση (km)	PGA(cm/sec^2)			Vs_{30} (m/sec)
Bodrum	4809	37.03304	27.43997	12	158.76	102	88.04	747
Datca	4812	36.71225	27.68801	32	37.85	39.77	32.13	-
Gulluk	4817	37.2401	27.6031	37	79.04	57.98	31.73	-

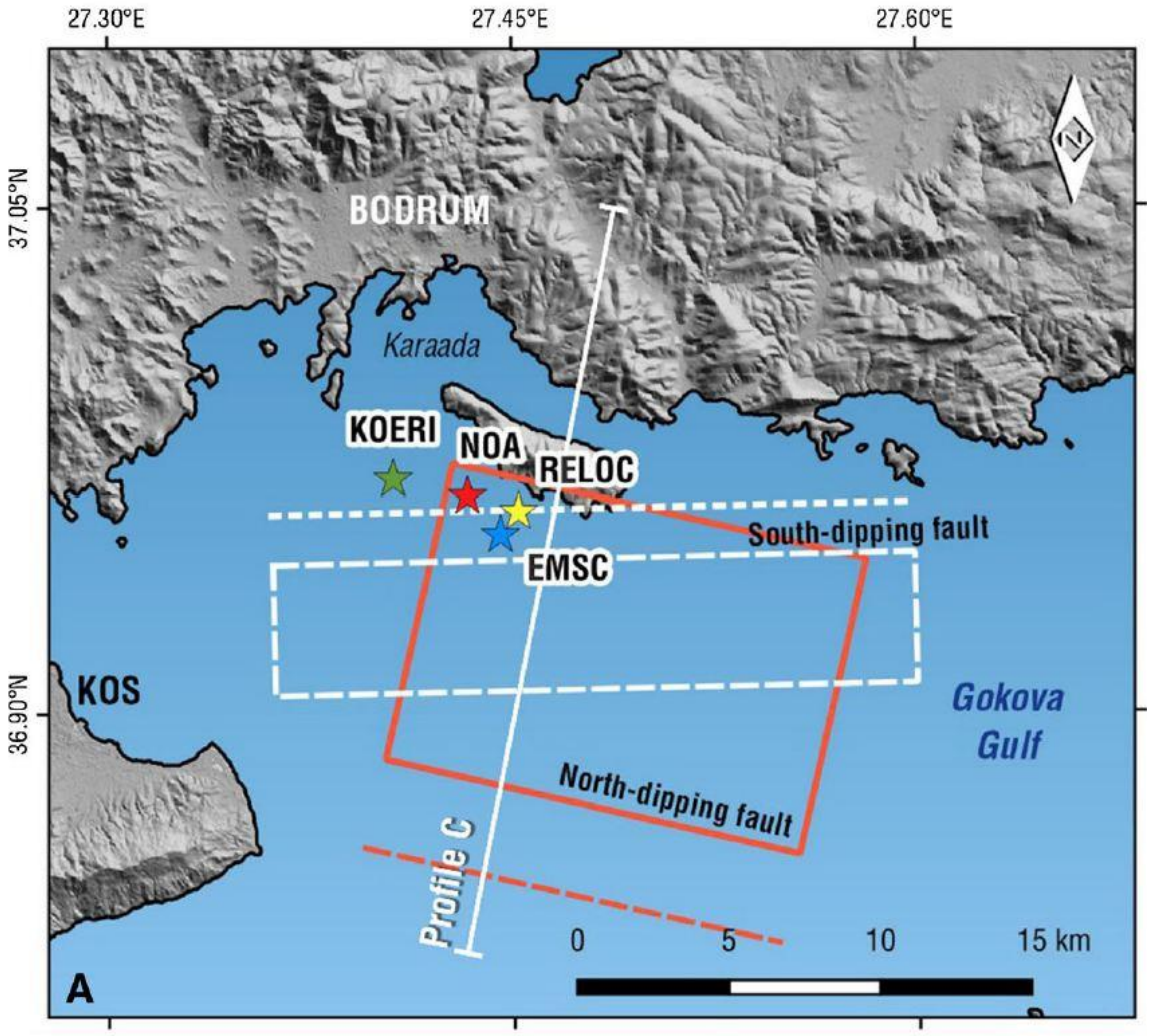
Τα δύο μοντέλα ρηγμάτων που υιοθετήθηκαν για την στοχαστική προσομοίωση της εδαφικής κίνησης.



Σχήμα 1: Μοντέλο ρήγματος KiratziandKoskosidi (2018),με κλίση προς το Νότο.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Ψηφιακή συλλογή
Βιβλιοθήκη



Σχήμα 2: Μοντέλο ρήγματος Ganasetal. (2019),με κλίση προς τον Βορρά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης