



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ
ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΔΟΜΗΣ
ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ
ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ
ΑΙΓΑΙΟΥ

BENTOYΖΗ ΧΡΥΣΑΝΘΗ - [ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2016]





ΧΡΥΣΑΝΘΗ Α. ΒΕΝΤΟΥΖΗ
Πτυχιούχος Msc Γεωλόγος

**ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ
ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Γεωφυσικής
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης : 19-12-2016

Τριμελής συμβουλευτική επιτροπή :

Παπαζάχος Κωνσταντίνος - Καθηγητής Α.Π.Θ., Επιβλέπων

Χατζηδημητρίου Παναγιώτης - Καθηγητής Α.Π.Θ., Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής
Επιτροπής

Παπαϊωάννου Χρήστος – Διευθυντής Ερευνών Ο.Α.Σ.Π.-Ι.Τ.Σ.Α.Κ., Μέλος Τριμελούς
Συμβουλευτικής Επιτροπής

Εξεταστική Επιτροπή

Παπαζάχος Κωνσταντίνος - Καθηγητής Α.Π.Θ.

Χατζηδημητρίου Παναγιώτης - Καθηγητής Α.Π.Θ.

Παπαϊωάννου Χρήστος - Διευθυντής Ερευνών Ο.Α.Σ.Π.-Ι.Τ.Σ.Α.Κ.

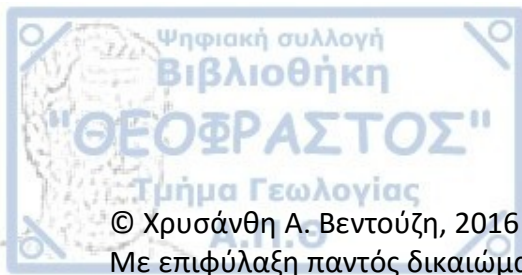
Παναγιωτόπουλος Δημήτρης - Καθηγητής Α.Π.Θ.

Δρακάτος Γεώργιος – Διευθυντής Ερευνών Γ.Ι.-Ε.Α.Α.

Μπασκούτας Ιωάννης- Διευθυντής Ερευνών Γ.Ι.-Ε.Α.Α.

Θεοδουλίδης Νίκος- Διευθυντ ής Ερευνών Ο.Α.Σ.Π.-Ι.Τ.Σ.Α.Κ.





© Χρυσάνθη Α. Βεντούζη, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΤΟ ΧΩΡΟ ΤΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

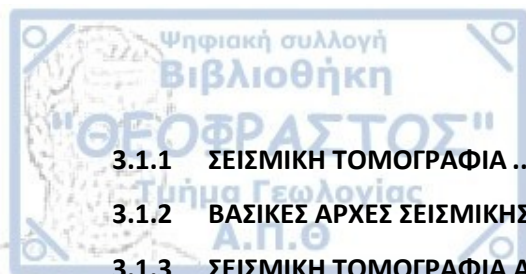
Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.





ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	ii
1. ΖΩΝΗ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ - ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗ	2
1.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	2
1.1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ	4
1.1.2 ΔΟΜΗ ΒΑΘΟΥΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ	8
1.1.3 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ-ΖΩΝΗ BENIOFF.....	16
1.1.4 ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ.....	27
1.2 ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ	33
1.2.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	33
1.2.2 ΓΕΩΜΕΤΡΙΚΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑ-ΣΚΕΔΑΣΗ-ΠΟΛΛΑΠΛΗ ΔΙΟΔΕΥΣΗ	36
1.2.3 ΕΣΩΤΕΡΙΚΗ-ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗ	39
2. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.....	50
2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΟΠΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ	50
2.1.1 ΔΙΚΤΥΟ CYCNET.....	50
2.1.2 ΔΙΚΤΥΟ EGELADOS	56
2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	63
2.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	63
2.2.2 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΔΙΚΤΥΟΥ CYCNET.....	64
2.2.3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΔΙΚΤΥΟΥ EGELADOS	69
2.3 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.....	72
2.3.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΚΛΙΣΗΣ-ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	72
2.3.2 ΑΥΤΟΜΑΤΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	80
2.3.3 ΜΗ ΑΥΤΟΜΑΤΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.....	85
2.4 ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ-ΣΦΑΛΜΑΤΑ.....	88
3. 3-D ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ	104
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	104



3.1.1	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ	105
3.1.2	ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ	107
3.1.3	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	110
3.1.4	ΜΕΛΕΤΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ	117
3.2	ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ	123
3.2.1	ΓΕΝΙΚΑ-ΜΕΘΟΛΟΓΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	123
3.2.2	ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΧΩΡΟΥ ΤΟΠΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ	130
3.3	ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ	135
3.3.1	ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	135
3.3.2	ΔΟΚΙΜΕΣ ΔΙΑΚΡΙΤΙΚΗΣ ΙΚΑΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	147
3.3.3	ΝΕΟ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ	162
4.	ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΙ ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	174
4.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	174
4.2	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΤΕΛΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	175
4.3	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΚΑΙ ΣΧΕΣΕΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	180
4.3.1	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ	180
4.3.2	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΡΟΤΕΙΝΟΜΕΝΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ	186
4.4	ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ..	201
4.4.1	ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΩΝ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ	201
4.4.2	ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	205
4.4.3	ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΜΕ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΣΕ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	217
4.5	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ	224
5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ	228
6.	ΠΕΡΙΛΗΨΗ	238



7.	ABSTRACT	242
8.	BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ-ΑΝΑΦΟΡΕΣ	245
9.	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1	ii





Στόχος της παρούσας διατριβής είναι η μελέτη της τρισδιάστατης δομής ανελαστικής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων στο χώρο του Ν. Αιγαίου. Η ανελαστική απόσβεση είναι μια γεωφυσική παράμετρος όπως και η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, αλλά περισσότερο ευαίσθητη σε ορισμένες φυσικές ιδιότητες των υλικών. Οι φυσικές αυτές ιδιότητες είναι οι μεταβολές της θερμοκρασίας, η κατανομή του μεγέθους των κόκκων των πετρωμάτων, καθώς και η περιεκτικότητά τους σε νερό [Karato, 1993; Jackson *et al.*, 2002; Aizawa *et al.*, 2008]. Ιδιαίτερα στις ζώνες κατάδυσης στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, η χωρική κατανομή και το βάθος των ανωμαλιών της θερμοκρασίας, η χωρική κατανομή των ρευστών, συμπεριλαμβανομένων αυτών από μερική τήξη και των πτητικών συστατικών που προέρχονται από το βυθιζόμενο τέμαχος στη σφήνα του μανδύα πάνω από την καταδυόμενη λιθόσφαιρα, είναι μεγάλης σημασίας για την κατανόηση της γεωδυναμικής/γεωφυσικής δομής στις περιοχές αυτές. Επίσης, η μελέτη της δομής απόσβεσης σε μια περιοχή με πολύπλοκο γεωδυναμικό περιβάλλον, όπως αυτή του Ν. Αιγαίου, παρέχει πολύτιμες πληροφορίες για την Τεχνική Σεισμολογία, κυρίως σε σχέση με την εκτίμηση των χωρικών μεταβολών της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής μελετήθηκε η δομή απόσβεσης του Ν. Αιγαίου με τη χρήση δεδομένων από σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην περιοχή κατά μήκος μιας καλά διαμορφωμένης ζώνης Wadati-Benioff. Χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από δύο τοπικά δίκτυα που λειτούργησαν στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και από τα φάσματα πλάτους της εδαφικής επιτάχυνσης των καταγραφών αυτών, μετρήθηκαν οι χρόνοι απόσβεσης των κυμάτων χώρου, με εφαρμογή μιας αυτοματοποιημένης διαδικασίας η οποία περιελάμβανε τον αυτόματο υπολογισμό της κλίσης των φασμάτων αυτών πάνω από τη γωνιακή συχνότητα. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν, με στόχο τον προσδιορισμό ενός τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης του Ν. Αιγαίου. Τέλος, έγινε αξιολόγηση του μοντέλου αυτού, με τη σύγκριση του με άλλες έρευνες που αφορούν την περιοχή αυτή. Ειδικότερα οι εργασίες που έγιναν στην παρούσα διατριβή παρουσιάζονται στα παρακάτω κεφάλαια :

1° ΚΕΦΑΛΑΙΟ : Δίνονται πληροφορίες για την ευρύτερη περιοχή μελέτης που αφορούν τη γεωδυναμική, την τεκτονική και τη σεισμικότητα της. Δίνονται πληροφορίες από προηγούμενες μελέτες δομής που έχουν πραγματοποιηθεί για το χώρο του Ν. Αιγαίου και την ευρύτερη περιοχή, με εφαρμογή διαφόρων μεθοδολογιών. Περιγράφονται οι κυριότεροι μηχανισμοί μείωσης των πλατών των σεισμικών κυμάτων, οι οποίοι είναι η γεωμετρική διασπορά, η σκέδαση, η πολλαπλή διόδευση (*multipathing*) και η εσωτερική απορρόφηση ή ανελαστική απόσβεση. Αναλύεται εκτενέστερα ο μηχανισμός της ανελαστικής απόσβεσης που υφίστανται τα σεισμικά κύματα, η ποσοτική περιγραφή της, καθώς και οι μαθηματικές εξισώσεις υπολογισμού μοντέλων ανελαστικής απόσβεσης.

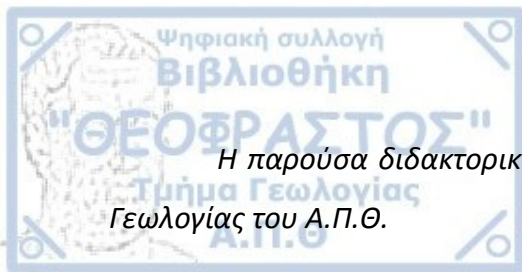
2° ΚΕΦΑΛΑΙΟ : Παρουσιάζονται πληροφορίες σχετικές με τα τοπικά σεισμολογικά δίκτυα, οι καταγραφές των οποίων αποτέλεσαν τα δεδομένα της συγκεκριμένης διατριβής. Περιγράφεται η διαδικασία συλλογής και επεξεργασίας των κυματομορφών, η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε με στόχο τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων, η διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου υπολογισμού της κλίσης των φασμάτων επιτάχυνσης και του προσδιορισμού των χρόνων απόσβεσης, και, τέλος, πραγματοποιείται μια αρχική μελέτη της χωρικής κατανομής των χρόνων αυτών, καθώς και των σφαλμάτων υπολογισμού τους.

3° ΚΕΦΑΛΑΙΟ : Αναφέρονται οι γενικές αρχές που διέπουν τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, αναφέρονται οι τομογραφικές μελέτες της ανελαστικής απόσβεσης που έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορες περιοχές του κόσμου καθώς και έρευνες που έχουν γίνει για τον Ελλαδικό χώρο. Γίνεται περιγραφή της μεθόδου για την επίλυση του αντίστροφου μαθηματικού προβλήματος και περιγράφεται ο τρόπος εφαρμογής του στη σεισμική τομογραφία ανελαστικής απόσβεσης κυμάτων χώρου τοπικών σεισμών, με ειδική αναφορά στους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους του Ν. Αιγαίου, δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή. Γίνονται δοκιμές της διακριτικής ικανότητας των λύσεων με στόχο την εξέταση της αξιοπιστίας του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης που προκύπτει από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης. Μετά από τους ελέγχους αξιοπιστίας, παρουσιάζεται το προτεινόμενο τρισδιάστατο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που προέκυψε για το χώρο του Ν. Αιγαίου και το πιθανό γεωδυναμικό μοντέλο της περιοχής που ερμηνεύει την ύπαρξη του συγκεκριμένου μοντέλου απόσβεσης που προσδιορίστηκε.

4^ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ : Πραγματοποιείται αξιολόγηση του προτεινόμενου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης με τη σύγκρισή του με αποτελέσματα ισχυρής σεισμικής κίνησης που αφορούν τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους της περιοχής μελέτης, με εφαρμογή του σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα. Γίνεται εκτίμηση και σύγκριση του μοντέλου με τα αρχικά πειραματικά δεδομένα στα οποία μετρήθηκαν οι κλίσεις των φασμάτων επιτάχυνσης των καταγραφών. Προτείνεται μια νέα προσέγγιση για το χαρακτηρισμό των σεισμολογικών σταθμών ως εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου (back-arc ή fore-arc) ανάλογα με τη θέση τους σε σχέση με το ελληνικό τόξο και παρουσιάζεται ένα σχηματικό προσομοίωμα της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του πως αυτά επηρεάζονται από το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης.

5^ο ΚΕΦΑΛΑΙΟ : Παρουσιάζονται τα συμπεράσματα τα οποία προέκυψαν από την παρούσα διατριβή και η τρισδιάστατη απεικόνιση του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης του Ν. Αιγαίου, το οποίο περιγράφει στις τρεις διαστάσεις τη δομή απόσβεσης που επικρατεί στην περιοχή αυτή. Επίσης γίνεται αναφορά στις δυνατότητες για μελλοντική έρευνα και εξέλιξη του προτεινόμενου μοντέλου απόσβεσης αλλά και νέες πιθανές εφαρμογές του.





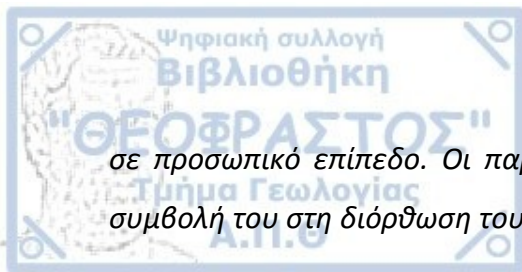
Η παρούσα διδακτορική διατριβή εκπονήθηκε στον Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.

Η συγκεκριμένη διδακτορική βασίστηκε κατά κύριο λόγο σε δεδομένα του προγράμματος **EGELADOS** (*Exploring the Geodynamics of subducted Lithosphere using an Amphibian Deployment Of Seismographs*). Το πρόγραμμα **EGELADOS** αποτελεί ένα παθητικό σεισμολογικό πείραμα στην Ελληνική ζώνη Υποβύθισης το οποίο διεξήχθη στο πλαίσιο του Συνεργατικού Ερευνητικού Κέντρου (CRC: Collaborative Research Center) 526 «Ρεολογία της Γης» στο Πανεπιστήμιο Ruhr του Bochum Γερμανίας καθώς και σε δεδομένα του πειράματος **CYCNET** του Πανεπιστημίου Ruhr του Bochum Γερμανίας, με εξοπλισμό του εθνικού ερευνητικού κέντρου Γεωεπιστημών της Γερμανίας GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam. Επιπλέον, τμήμα της διατριβής χρηματοδοτήθηκε και υλοποιήθηκε στο πλαίσιο του έργου **ΑΡΙΣΤΕΙΑ** επιχειρησιακού προγράμματος «ΕΚΠΑΙΔΕΥΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗ» (ΕΣΠΑ 2007-2013) με τίτλο «**Δημιουργία ενός επικαιροποιημένου τρισδιάστατου σεισμοτεκτονικού-γεωφυσικού μοντέλου για την αιτιοκρατική εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στην κατάδυση του Νοτίου Αιγαίου**» (3D-SEGMENTS/1337).

Στο συγκεκριμένο σημείο, και με το πέρας της διατριβής αυτής θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε όλους όσους συνέβαλαν, ο καθένας με το δικό του τρόπο, στην ολοκλήρωσή της.

Πρωτίστως θα ήθελα να εκφράσω τις θερμότερες ευχαριστίες μου στον καθηγητή Σεισμολογίας, Φυσικής της Λιθόσφαιρας και Εφαρμ. Γεωφυσικής **Κωνσταντίνο Παπαζάχο**, αρχικά για την εμπιστοσύνη και την ανάθεση του θέματος της συγκεκριμένης διατριβής. Τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για την καθοδήγησή του, τις πολύτιμες επιστημονικές συμβουλές του και την άψογη συνεργασία μας από τα προπτυχιακά μου ακόμα χρόνια, η οποία υπήρξε κάτι παραπάνω από πολύτιμη στη μέχρι τώρα σταδιοδρομία μου. Τον ευχαριστώ τόσο για την οικονομική, όσο και την ηθική υποστήριξή του όλα αυτά τα χρόνια, τις ευκαιρίες που μου έχει προσφέρει, και εύχομαι να συνεχίσει να είναι πολύτιμος συνεργάτης και πραγματικός φίλος για μένα.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ θα ήθελα επίσης να εκφράσω στον καθηγητή Σεισμολογίας **Χατζηδημητρίου Παναγιώτη** για την υποστήριξή και τη βοήθειά του σε επιστημονικό αλλά και



σε προσωπικό επίπεδο. Οι παρατηρήσεις και οι υποδείξεις του υπήρξαν ουσιαστικές και η συμβολή του στη διόρθωση του κειμένου ήταν ιδιαίτερα χρήσιμη και πολύτιμη.

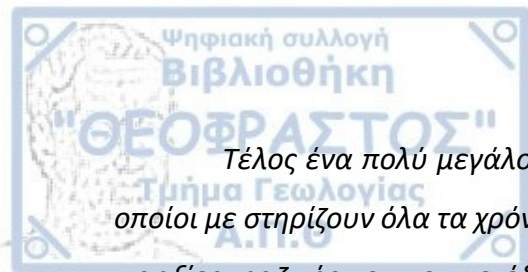
Στο τρίτο μέλος της συμβουλευτικής επιτροπής, τον διευθυντή Ερευνών **Χρήστο Παπαϊωάννου**, οφείλω επίσης ένα μεγάλο ευχαριστώ για τις επιστημονικές του υποδείξεις όλα τα χρόνια της συνεργασίας μας, που ξεκίνησε πριν την έναρξη της διδακτορικής μου διατριβής, για την οικονομική ενίσχυση, για τις υποδείξεις του και πάνω από όλα για το προσωπικό ενδιαφέρον που πάντα εξέφραζε.

Ευχαριστίες θα ήθελα επίσης να εκφράσω στους καθηγητές **Thomas Meier** (σήμερα Παν/μιο Κιέλου) και **Wolfgang Friederich** του Πανεπιστημίου του Μπόχουμ της Γερμανίας (Ruhr-Universität Bochum), οι οποίοι διέθεσαν τα σεισμολογικά δεδομένα από το προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο **CYCNET**, αλλά και για τη φιλοξενία στο συγκεκριμένο πανεπιστήμιο στο πλαίσιο του προγράμματος **EGELADOS**, καθώς και για την καθοδήγηση και συμβουλές κατά την παραμονή μου στη Γερμανία όπως και όλοι οι υπόλοιποι συνεργάτες του πειράματος.

Θα ήταν παράλειψη να μην ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., οι οποίοι, καθένας με το δικό του τρόπο, βοήθησαν όχι μόνο στην ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής, αλλά και σε όποια προβλήματα επιστημονικά και μη εμφανίστηκαν σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών και στη μετέπειτα εργασιακή μου σχέση με το Σεισμολογικό Σταθμό του Α.Π.Θ.. Τους ευχαριστώ από καρδιάς για τη συμπαράσταση, ηθική και ουσιαστική, καθώς και για την εργασιακή πορεία μου στο χώρο της Σεισμολογίας.

Σε όλους τους φίλους μεταπτυχιακούς φοιτητές και υποψήφιους διδάκτορες του Τομέα Γεωφυσικής, οφείλω ένα ευχαριστώ για τη βοήθειά τους, που υπήρξε απλόχερη όποτε τη χρειαζόμουν, σε επιστημονικό και όχι μόνο επίπεδο. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους μου **Ανθυμίδα Μάριο**, **Κκαλλά Χαράλαμπο** και **Ελένη Τέζα** για τις ατελείωτες ώρες που περάσαμε στο ίδιο γραφείο, για τους προβληματισμούς που μοιραστήκαμε σε επιστημονικά (και όχι μόνο) θέματα, για το άψογο κλίμα συνεργασίας, και για όλες τις στιγμές, ευχάριστες και δυσάρεστες, που μοιραστήκαμε μαζί όλα αυτά τα χρόνια.

Θερμές ευχαριστίες, την ευγνωμοσύνη και την αγάπη μου θα ήθελα να εκφράσω στο σύντροφό μου **Νίκο Παπαδόπουλο**, ο οποίος είναι δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια, για τη συνεχή συμπαράστασή και υπομονή του, καθώς και την αμέριστη στήριξή του σε όλες τις επιλογές μου.



Τέλος ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στους γονείς μου **Αναστάσιο** και **Σοφία**, οι οποίοι με στηρίζουν όλα τα χρόνια της ζωής μου, οικονομικά, ηθικά και ψυχολογικά και για όλες τις αξίες της ζωής που μου μετέδωσαν. Τους εκφράζω την αγάπη μου και το θαυμασμό μου. Στον αδερφό μου **Γιάννη** θέλω επίσης να εκφράσω την αγάπη μου και ένα μεγάλο ευχαριστώ για την υποστήριξή του, τη συμπαράστασή του, τις συμβουλές του και την επιστημονική του βοήθεια όλα τα χρόνια των σπουδών μου και μετέπειτα. Είναι πάντα δίπλα μου σε ό,τι χρειαστώ.

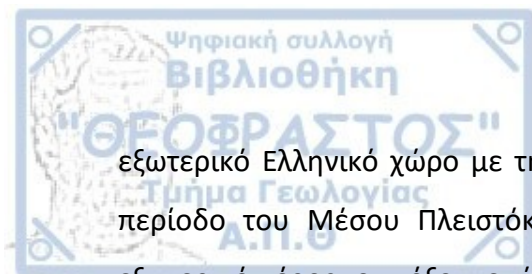
Χρυσάνθη Βεντούζη



1. ΖΩΝΗ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ - ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η ευρύτερη περιοχή μελέτης της παρούσας διατριβής αποτελεί μία από τις περιοχές με το μεγαλύτερο γεωλογικό, γεωφυσικό και τεκτονικό ενδιαφέρον σε παγκόσμιο επίπεδο, λόγω της πολυπλοκότητας του γεωδυναμικού περιβάλλοντος που επικρατεί. Από τα τέλη της δεκαετίας του 1960 ξεκίνησε η μελέτη των ιδιοτήτων των φυσικών διεργασιών που ελέγχουν τη δομή του εσωτερικού της Γης και την ενεργό τεκτονική για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου. Η δομή του φλοιού και του μανδύα της περιοχής του Αιγαίου είναι το αποτέλεσμα μιας πολύπλοκης εξελικτικής ιστορίας η τελευταία φάση της οποίας πιθανά ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του Άνω Κρητιδικού [McKenzie, 1972]. Αυτή η φάση είχε ως αποτέλεσμα την υποβύθιση της Αν. Μεσογείου κάτω από την Ευρασία, τη δημιουργία των Ελληνίδων οροσειρών (κύριος άξονας Αλπικής πτύχωσης στον ελληνικό χώρο) από τη σύγκρουση της Απουλίας λιθοσφαιρικής πλάκας με τη δυτική Ελλάδα, καθώς και τη δημιουργία των περιοχών εφελκυσμού, στις αρχές του Μειόκαινου. Κατά το ανώτερο Μειόκαινο-κατώτερο Πλειόκαινο, ασκούνται ισχυρές συμπιεστικές τάσεις σε ολόκληρο τον ελληνικό χώρο και πραγματοποιείται η πρώτη διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου ενώ, μεταγενέστερα, στο Πλειόκαινο αναπτύσσεται στο χώρο του Αιγαίου εκτεταμένο εφελκυστικό πεδίο με τη δημιουργία κανονικών ρηγμάτων ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης και παράλληλα, δημιουργήθηκαν οι μεγάλες τάφροι του Ελληνικού χώρου. Κατά την περίοδο του Πλειο-Πλειστόκαινου-κάτω Πλειστόκαινου συμπιεστικά πεδία τάσεων διακόπτουν την περίοδο του εφελκυσμού στο χώρο του εσωτερικού Αιγαίου καθώς και στον



εξωτερικό Ελληνικό χώρο με τη δημιουργία ανάστροφων ρηγμάτων. Στη συνέχεια, κατά την περίοδο του Μέσου Πλειστόκαινου έως σήμερα, οι συμπιεστικές τάσεις συνεχίζουν στο εξωτερικό μέρος του τόξου, ενώ στον εσωτερικό ελληνικό χώρο ασκούνται εφελκυστικές τάσεις γενικής διεύθυνσης B-N με σχηματισμό κανονικών ρηγμάτων. Οι συμπιεστικές αυτές τάσεις πιθανά προέρχονται από κάποια αλλαγή στην ταχύτητα της κίνησης των πλακών της Αφρικής και της Ευρασίας ή σε πιθανή εντονότερη κίνηση της Τουρκικής πλάκας κατά μήκος του ρήγματος της Β. Ανατολίας.

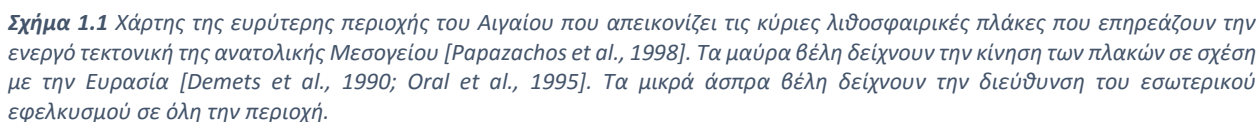
Σύμφωνα με τη θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, νέος ωκεάνιος φλοιός δημιουργείται στις μέσο-ωκεάνιες ράχες, από την άνοδο θερμού υλικού από το μανδύα, το οποίο στη συνέχεια επιστρέφει στο εσωτερικό της Γης στις ζώνες κατάδυσης, όπου η βαρύτερη ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα βυθίζεται κάτω από την ελαφρύτερη και περισσότερο “επιπλεύσιμη” ηπειρωτική πλάκα. Η διαδικασία αυτή είναι η κύρια αιτία που οι ζώνες κατάδυσης αποτελούν τις περισσότερο ενεργές σε σεισμικότητα και ηφαιστειότητα περιοχές της Γης. Σήμερα είναι αποδεκτό ότι οι ζώνες κατάδυσης αποτελούν στοιχείο-κλειδί στην τεκτονική των λιθοσφαιρικών πλακών, αφού η κατάδυση είναι μαζί με αυτή της γένεσης της ωκεάνιας λιθοσφαιρας στις μεσο-ωκεάνιες ράχες, κυρίαρχη διαδικασία στην εξέλιξη της Γης. Η ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου βρίσκεται στο όριο σύγκρουσης λιθοσφαιρικών πλακών όπου λαμβάνει χώρα η υποβύθιση της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία αποτελεί τμήμα της ηπειρωτικής λιθοσφαιρικής πλάκας της Ευρασίας [Parazachos and Delibasis, 1969; Parazachos and Comninakis, 1971; LePichon and Angelier, 1979]. Για το λόγο αυτό η περιοχή αυτή παρουσιάζει την πιο έντονη ενεργή παραμόρφωση κατά μήκος όλης της ζώνης σύγκρουσης της Αφρικανικής με την Ευρασιατική λιθοσφαιρική πλάκα και από σεισμολογικής άποψης είναι η περιοχή με το μεγαλύτερο σεισμικό κίνδυνο σε ολόκληρη την Ευρώπη. Έχουν σημειωθεί τουλάχιστον 12 καταστρεπτικοί σεισμοί κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα [Parazachos and Parazachou, 2003] ενώ το ποσοστό της σεισμικότητας ξεπερνάει το 60% της συνολικής σεισμικότητας του Ευρωπαϊκού χώρου, με μεγέθη σεισμών έως $M_w=8.3$ [Parazachos, 1990]. Η έντονη παραμόρφωση της περιοχής αυτής οφείλεται και στην προς τα δυτικά κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας κατά μήκος του ομώνυμου ρήγματος της Ανατολίας, το οποίο προεκτείνεται στο βόρειο Αιγαίο [McKenzie, 1970, 1972]. Η προς βορρά κίνηση και βύθιση της πλάκας της Αν. Μεσογείου αποδεικνύεται τόσο από την ύπαρξη ασβεσταλκαλικής ηφαιστειότητας στο εσωτερικό μέρος του τόξου, όσο και από τη

χωρική κατανομή των σεισμών βάθους και τις λεπτομερείς τομογραφικές απεικονίσεις, ενώ έχει περιστραφεί αριστερόστροφα σε σχέση με την Ευρασιατική πλάκα τα τελευταία 92 εκατομμύρια χρόνια [McElhinny and McFadden, 1999; Mueller and Kahle, 2013]. Ωστόσο στην περιοχή του Αιγαίου εμφανίζεται έντονος εφελκυσμός μέσης διεύθυνσης περίπου B-N, καθώς και σημαντική λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού, η οποία σχετίζεται και με την υψηλή ροή θερμότητας που χαρακτηρίζει την οπισθότοξη περιοχή.

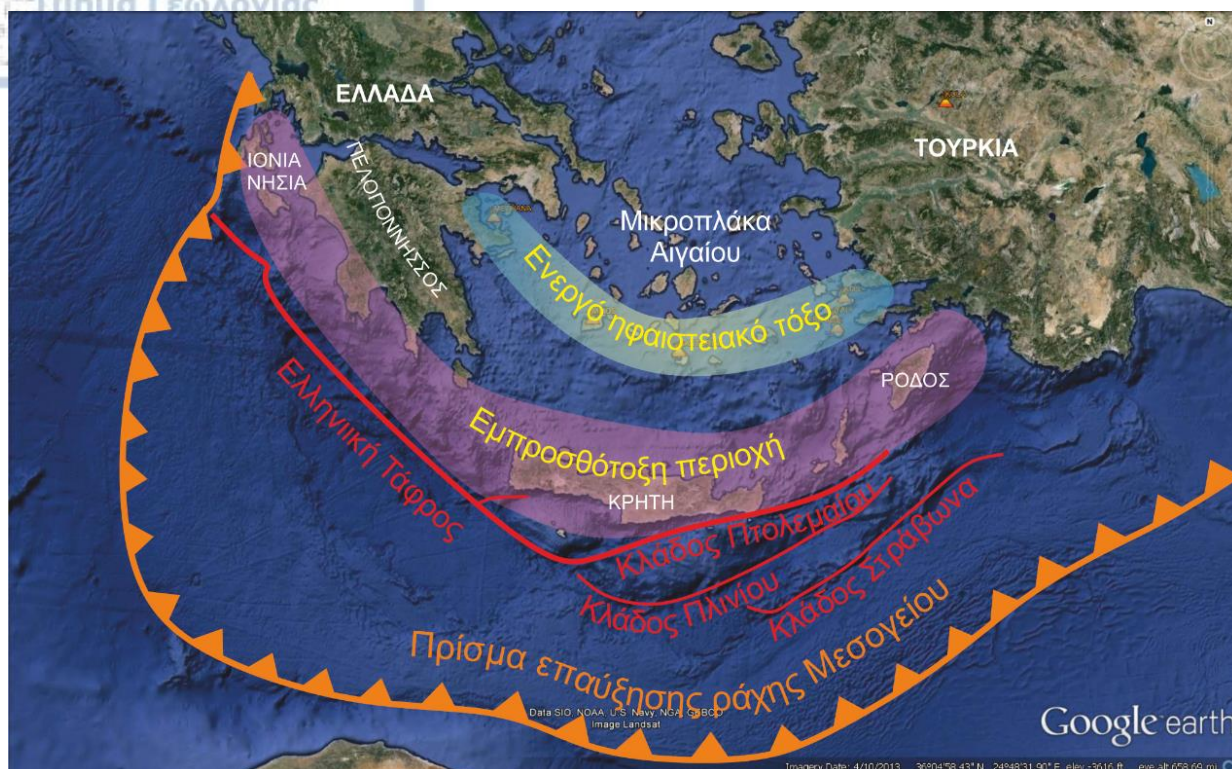
1.1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ

Το σεισμοτεκτονικό καθεστώς της ελληνικής ζώνης κατάδυσης, έτσι όπως έχει διαμορφωθεί σήμερα, καθορίζεται από τις κινήσεις τριών κύριων λιθοσφαιρικών πλακών, της Ευρασίας, της Αφρικής, και της Αραβίας, αλλά και από την κίνηση τριών μικρότερων πλακών του Αιγαίου, της Ανατολίας και της Απουλίας. Αποτελεί μέρος της ζώνης σύγκρουσης Άλπεων-Ιμαλαίων με τον Μεσοζωικής ηλικίας θαλάσσιο πυθμένα της Μεσογείου [Chaumillon and Mascle, 1995, 1997] ο οποίος βυθίζεται προς βορρά κάτω από την Κρήτη με ρυθμό 3.5-4 cm/year [Angelier, 1978; LePichon and Angelier, 1979; Ten Veen and Th. Meijer, 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; McClusky et al., 2000].

Ο ρυθμός βύθισης της Αν. Μεσογείου κάτω από την Κρήτη ξεπερνάει κατά πολύ το ρυθμό σύγκλισης της Αφρικής με την Ευρασία (0.5-1cm/year), εξαιτίας της κίνησης προς τα ΝΔ του νοτίου Αιγαίου σε σχέση με την Ευρασία [McKenzie, 1972; Reilinger et al., 2006] (**Σχήμα 1.1**). Η εξέλιξη του σημερινού τεκτονικού περιβάλλοντος της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου ξεκίνησε κατά το Άνω Κρητιδικό, με την διάσπαση της Πανγαίας και την αριστερόστροφη περιστροφή της Αφρο-Αραβικής λιθοσφαιρικής πλάκας ως προς τη λιθοσφαιρική πλάκα της Ευρασίας [Dercourt et al., 1986; Faccenna et al., 2003]. Η εξέλιξη της ελληνικής ζώνης κατάδυσης ξεκίνησε κατά το Ολιγο-Μειόκαινο, περίπου 26 εκ. χρόνια πριν [Meulenkamp et al., 1988]. Κατά την Ολιγο-Μειοκαινική φάση, η ελληνική ζώνη κατάδυσης κυριαρχείται αποκλειστικά από τη μετανάστευση προς τα νότια της πλάκας του Αιγαίου λόγω της οπισθοκύλισης της λιθόσφαιρας της Αν. Μεσογείου [Mascle and Martin, 1990; McClusky et al., 2000; Armijo et al., 2004] η οποία υποτίθεται πως είναι η κύρια αιτία του εφελκυσμού στην περιοχή του Αιγαίου, αλλά μπορεί επίσης να επιδρά στην περιστροφή της πλάκας Αιγαίου-Ανατολίας [McClusky et al.,

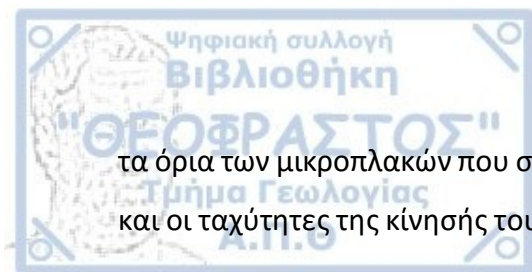


5



Σχήμα 1.2 Βασικά μορφολογικά χαρακτηριστικά της ελληνικής ζώνης κατάδυσης

Σύμφωνα με πρόσφατες μελέτες, η επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου πραγματοποιήθηκε σε εμφανώς διαχωρισμένες φάσεις και όχι με ένα τρόπο ο οποίος θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως προοδευτικός ή συνεχής [Forster and Lister, 2009]. Παρόλα αυτά, ο τρόπος ο οποίος εξηγεί την παραμόρφωση που οδηγεί στον εφελκυσμό, είναι αμφιλεγόμενος. Η επέκταση του κάτω φλοιού του νοτίου Αιγαίου, η οποία σχετίζεται με το σχηματισμό μεταμορφωμένων πετρωμάτων, καθώς και η σημαντική παραμόρφωση της λιθόσφαιρας σε ολόκληρο το χώρο του Αιγαίου, βρέθηκε από πρόσφατες μελέτες σεισμικής ανισοτροπίας να ακολουθούν μια πολύπλοκη τρισδιάστατη διαδικασία [Endrun et al., 2011]. Σήμερα, το άκρο της ηπειρωτικής λιθοσφαιρικής πλάκας της Αφρικής καταδύεται στο κέντρο της ελληνικής ζώνης κατάδυσης [Ten Veen and Kleinspehn, 2003; Meier et al., 2004a], ενώ στο δυτικό και ανατολικό τμήμα της κατάδυσης υπάρχουν ακόμα υπολείμματα του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος τα οποία βυθίζονται κάτω από την πλάκα του Αιγαίου. Η ενεργός τεκτονική της Ανατολικής Μεσογείου παρουσιάζεται σχηματικά στο **Σχήμα 1.1**, όπου απεικονίζονται οι κύριες λιθοσφαιρικές πλάκες,



τα όρια των μικροπλακών που συμμετέχουν στην παραμόρφωση του χώρου του Αιγαίου, καθώς και οι ταχύτητες της κίνησής τους σε σχέση με την Ευρασιατική πλάκα [Parazachos et al., 1998].

Το ηπειρωτικό όριο της πλάκας του Αιγαίου, προσδιορίζεται περίπου στα 100km νότια της Κρήτης [Bohnhoff et al., 2001]. Τα κυριότερα μορφολογικά χαρακτηριστικά της ζώνης κατάδυσης παρουσιάζονται στο **Σχήμα 1.2**. Επιφανειακά, το συστήμα υποβύθισης καλύπτεται από ένα ιζηματογενές στρώμα πάχους περίπου 10km, υπερκείμενο του ωκεάνιου φλοιού, το οποίο παραμορφώνεται σε ένα ευρύ πρίσμα επαύξησης, νότια της Κρήτης, γνωστό ως ράχη της Μεσογείου [Le Pichon et al., 1979, 1982; Kenyon et al., 1982; Kastens et al., 1992; Chaumillon and Mascle, 1997; Knappmeyer and Harjes, 2000; Bohnhoff et al., 2001; Huguen et al., 2001, 2006]. Βορειότερα, μεταξύ της Πελοποννήσου και της Κρήτης υπάρχει μια απότομη κατωφέρεια με νότιο προσανατολισμό σε σχήμα τόξου, η οποία διαχωρίζεται σε τουλάχιστον τρεις κλάδους νότια της Κρήτης, που συνεχίζουν ανατολικότερα μέχρι την περιοχή νότια της Ρόδου ως οι κλάδοι των τάφρων του Πτολεμαίου, του Πλίνιου και του Στράβωνα ενώ τελειώνει στα δυτικά με το ρήγμα μετασχηματισμού της Κεφαλλονιάς [Mckenzie, 1978; Le Pichon et al., 1979; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004]. Η κατωφέρεια αυτή αναφέρεται ως η ελληνική τάφρος, παρά το γεγονός ότι δεν αποτελεί μια σαφή ωκεάνια τάφρο, με τη συνήθη έννοια, καθώς οι σεισμοί κάτω από αυτήν προέρχονται από μικρής γωνίας ανάστροφα ρήγματα [Taymaz et al., 1990]. Η περιοχή η οποία αποτελεί το νοτιότερο τμήμα της μπροστά του τόξου περιοχής (**Σχήμα 1.2**), κάτω από την Κρήτη, χωρίζεται σε κλάδους νότια και νοτιοανατολικά της νήσου και δεν είναι συνδεδεμένη με τις ΔΝΔ-ΑΒΑ τάφρους. Τα τμήματα αυτά ερμηνεύονται ως αποσχισμένα τεμάχια της μπροστά από το τόξο περιοχής, τα οποία διαχωρίστηκαν από τους διεφελκυστικούς κλάδους του Πτολεμαίου και του Πλίνιου [Huguen et al., 2001; Ten Veen and Kleinspehn, 2003; Meier et al., 2004b].

Ανατολικότερα, η νοτιότερη περιοχή της εμπροσθότοξης περιοχής (**Σχήμα 1.2**), κυριαρχείται από τη λεκάνη της Ρόδου, η οποία βρίσκεται νοτιοανατολικά της νήσου Ρόδου και αποτελεί το μεγαλύτερο βύθισμα όλης της θάλασσας της Μεσογείου [Jongsma and Mascle, 1981; Woodside et al., 2000]. Τα νησιά της Κρήτης, Κάσου, Καρπάθου και Ρόδου στα ανατολικά, αποτελούν το ύψωμα της εμπροσθότοξης περιοχής, το οποίο ανυψώθηκε από το Πλειόκαινο [Ten Veen and Kleinspehn, 2002; Zachariasse et al., 2008], ενώ στα δυτικά συνεχίζεται στο δυτικό τμήμα της Πελοποννήσου και στα Ιόνια νησιά. Το κεντρικό τμήμα της βόρειας εμπροσθότοξης περιοχής, (Κρητικό πέλαγος), ορίζεται από την Α-Δ διεύθυνσης εφελκυστική λεκάνη του

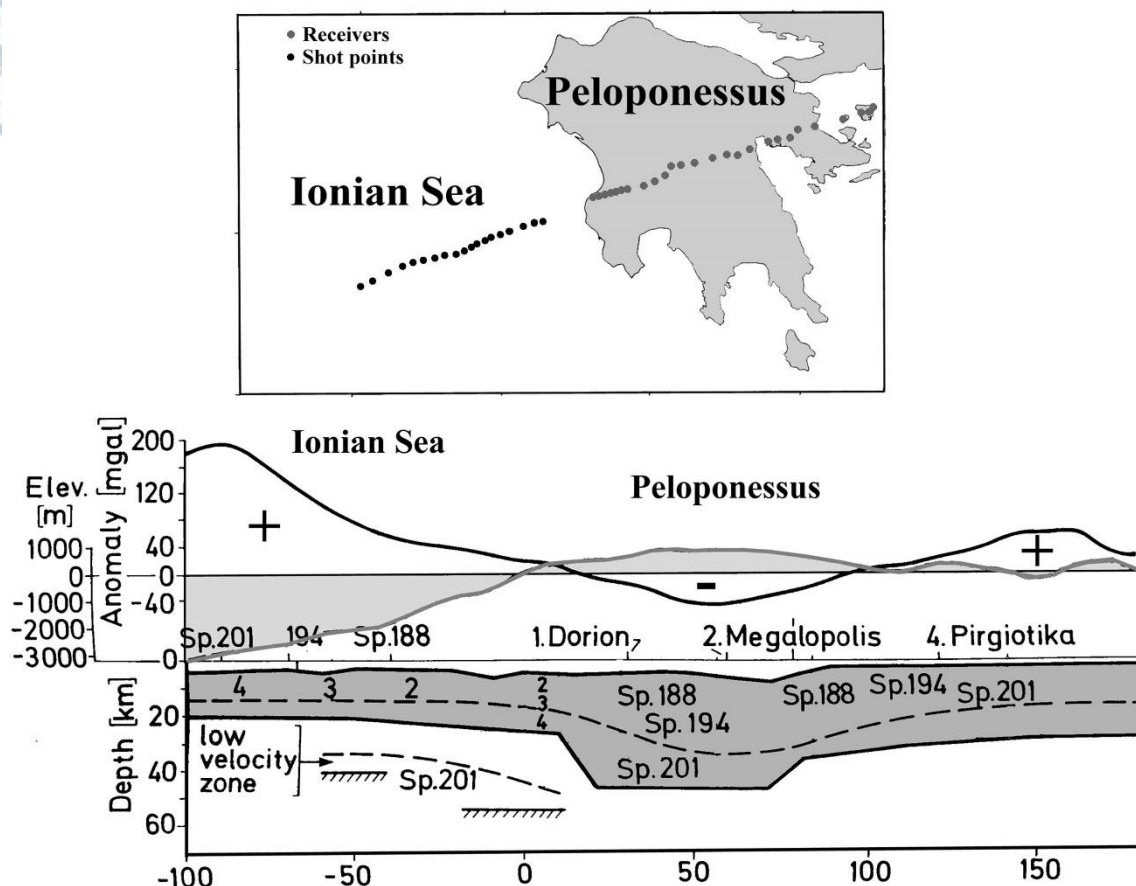
Ηρακλείου, η οποία άρχισε να δημιουργείται από τις δυνάμεις οπισθοκύλισης του Αφρικανικού βυθιζόμενου τεμάχους της ωκεάνιας πλάκας η οποία ξεκίνησε από το άνω Μειόκαινο [Mascle and Martin, 1990]. Το ηφαιστειακό τόξο βορειότερα περιλαμβάνει τα τέσσερα κυριότερα ηφαιστειακά κέντρα της Νισύρου, Σαντορίνης, Μήλου και Μεθάνων από τα ανατολικά προς τα δυτικά [Papazachos and Panagiotopoulos, 1993; Bohnhoff et al., 2006]. Το ανατολικό άκρο της ελληνικής ζώνης κατάδυσης αντιστοιχεί στη μετάβαση από την πλάκα του Αιγαίου στην πλάκα της Ανατολίας με τάφρους διεύθυνσης Α-Δ που εκφράζουν το καθεστώς εφελκυσμού στη ΝΔ Τουρκία [Kurt et al., 1999; Uluğ et al., 2005; Çiftçi and Bozkurt, 2009].

1.1.2 ΔΟΜΗ ΒΑΘΟΥΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ

Η δομή της λιθόσφαιρας και της ασθενόσφαιρας του Ν. Αιγαίου, έχει επηρεαστεί από τις έντονες γεωτεκτονικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή, και συγκέντρωσε το ενδιαφέρον των γεωφυσικών για τη μελέτη της. Εμφανίζονται σημαντικές χωρικές μεταβολές της δομής του φλοιού και του άνω μανδύα, οι οποίες είναι άρρηκτα συνδεδεμένες με τη γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης περιοχής. Οι πρώτες μελέτες της δομής του Ν. Αιγαίου, στηρίχτηκαν στους χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων χώρου και στη σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων [Papazachos et al., 1966, 1967; Payo, 1967, 1969; Papazachos, 1969].

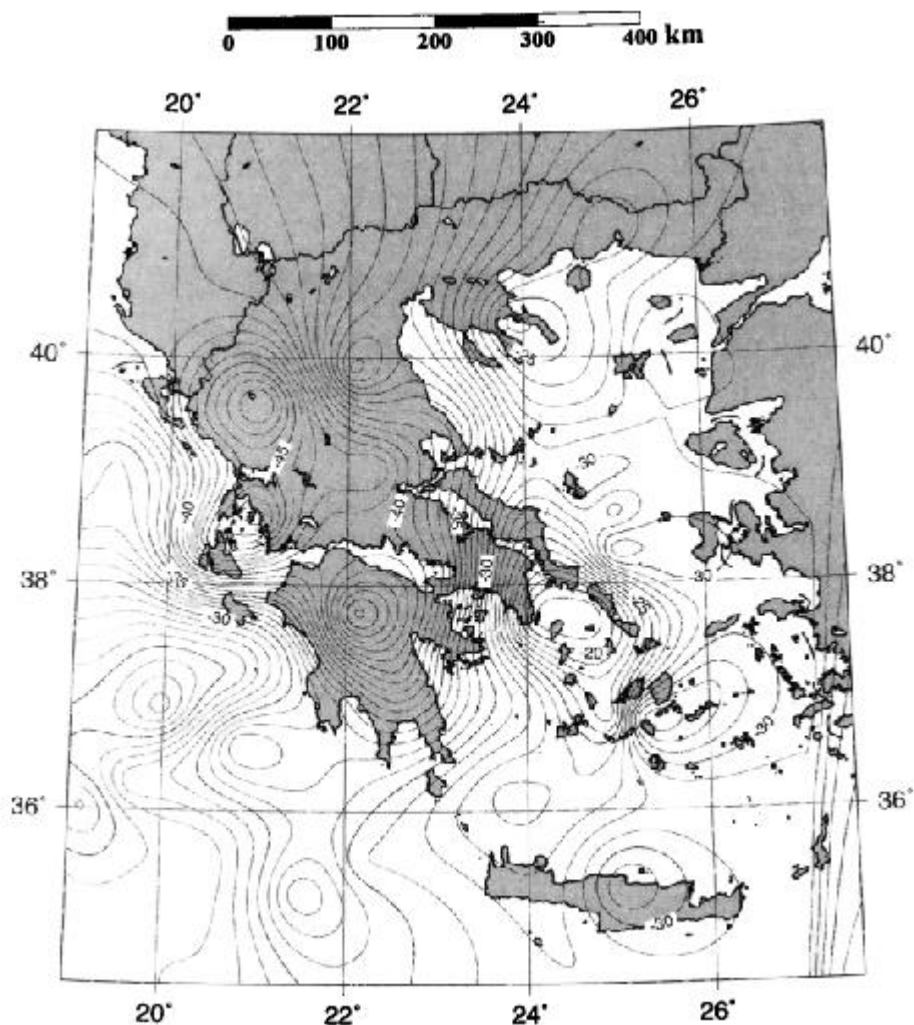
Από τις πρώτες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν με στόχο τη τρισδιάστατη διερεύνηση της δομής του Ν. Αιγαίου είναι αυτές του Μακρή [Makris, 1975, 1976, 1978], τα αποτελέσματα των οποίων προέρχονται από πειράματα σεισμικής διάθλασης με τη χρήση χρόνων διαδρομής από τεχνητές εκρήξεις, καθώς και τη σύνθεση ενός νέου βαρυτικού χάρτη Bouguer. Στις πρωτοποριακές αυτές μελέτες, προτείνεται μέσο πάχος του φλοιού των Ελληνίδων οροσειρών, μεταξύ 30 και 44km, ενώ για το Ν. Αιγαίο μεταξύ 20 και 25km και λιγότερο από 20km για το Ιόνιο πέλαγος. Τα αποτελέσματα αυτά παρουσιάζονται στο [Σχήμα 1.3](#) [Makris, 1976], όπου φαίνεται το μοντέλο δομής του φλοιού κατά μήκος μιας βαθιάς τομής σεισμικής διάθλασης από το Ιόνιο μέχρι την Πελοπόννησο σε συνδυασμό με τα βαρυτικά αποτελέσματα. Οι μεταβολές στο πάχος του φλοιού είναι σε πολύ καλή συμφωνία με τις ανωμαλίες Bouguer, ενώ η μορφολογία συμφωνεί με την υπόθεση της βαρυτικής ισοστασίας.

Σε παρόμοια αποτελέσματα με τη χρήση δεδομένων από βαθιά σεισμικά προφίλ



Σχήμα 1.3 Μοντέλο δομής του φλοιού τροποποιημένο από τον Makris (1976), κατά μήκος ενός σεισμικού προφίλ στη Δ. Πελοπόννησο. Παρουσιάζονται με μαύρη γραμμή η ανωμαλία Bouguer και με γκρι γραμμή η μορφολογία.

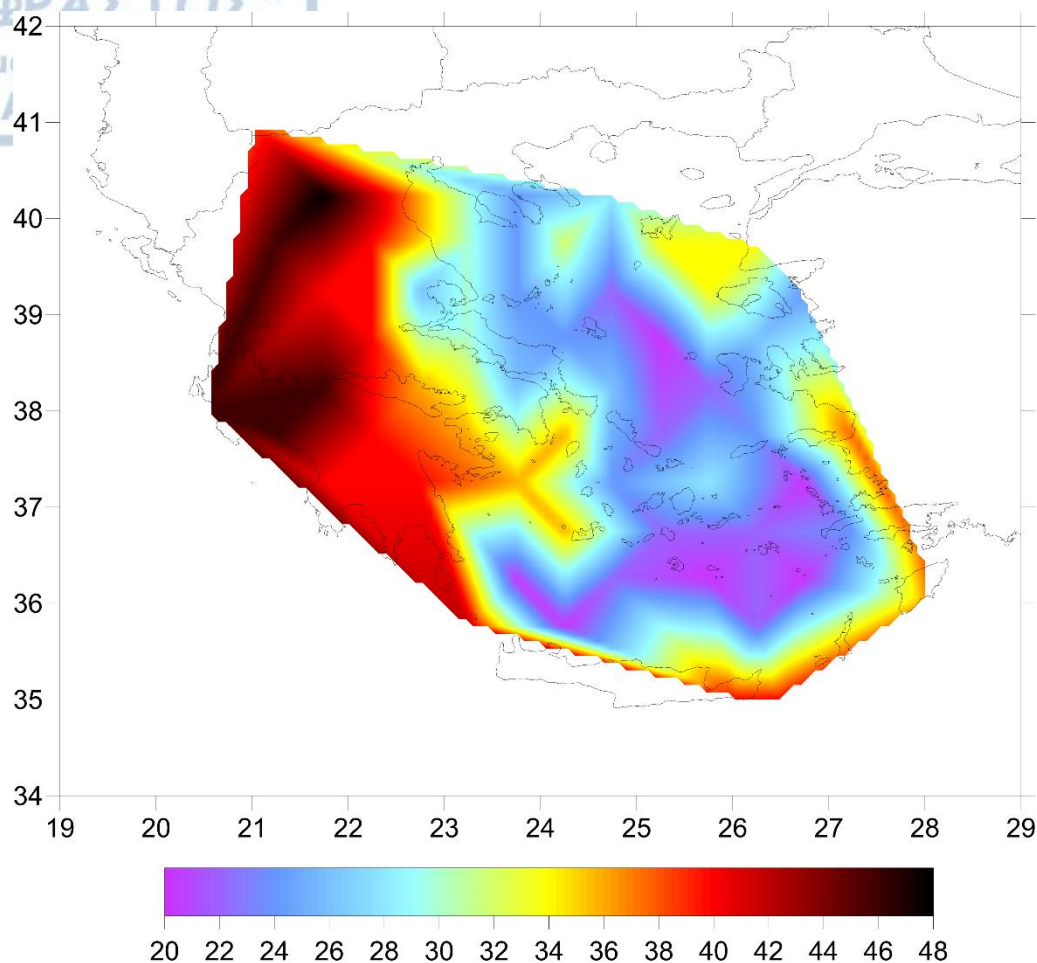
κατέληξαν και οι μελέτες διαφόρων ερευνητών π.χ. [Makris and Stobbe, 1984; Delibasis et al., 1988; Bohnhoff et al., 2001; Clement et al., 2004]. Πρόσθετα αποτελέσματα που αφορούν τη δομή της λιθόσφαιρας-ασθενόσφαιρας προέκυψαν και από μελέτες με τη χρήση χρόνων διαδρομής από τοπικούς σεισμούς [Panagiotopoulos and Parazachos, 1985; Παπαζάχος, 1994; Parazachos et al., 1995]. Επίσης, χρησιμοποιώντας βαρυτικά δεδομένα, κατασκευάστηκαν χάρτες της ασυνέχειας Moho οι οποίοι απεικόνιζαν τις διαφοροποιήσεις του πάχους του φλοιού στην Ελλάδα και στο Αιγαίο [LePichon and Angelier, 1979; Makris and Stobbe, 1984; Tsokas and Hansen, 1997; Tirel et al., 2004]. Τα πάχη του φλοιού επίσης υπολόγισε ο [Παναγιωτόπουλος, 1984] με τη χρήση σεισμολογικών δεδομένων από δύο μετασεισμικές ακολουθίες του Ελληνικού χώρου (Θεσσαλονίκης-1978, Αλκυονίδων-1981). Υπολόγισε το μέσο πάχος φλοιού στις Δυναρίδες-Ελληνίδες οροσειρές στα 43km (4km ιζηματογενές στρώμα, 23km γρανιτικό στρώμα και 16km βασαλτικό στρώμα), στο Κεντρικό-Ανατολικό Αιγαίο και τις γύρω περιοχές το μέσο πάχος του φλοιού στα 31km (1.5km ιζηματογενές, 17km γρανιτικό και 12.5km βασαλτικό



Σχήμα 1.4 Χάρτης της ασυνέχειας Μοχο με τη χρήση βαρυτικών δεδομένων από τους Tsokas and Hansen [1997].

στρώμα). Οι Tsokas and Hansen [1997], (**Σχήμα 1.4**), κατασκεύασαν χάρτη του βάθους της ασυνέχειας Μοχο κατά μήκος έξι τομών στο Αιγαίο με τη χρήση βαρυτικών δεδομένων και υπολόγισαν μέσο πάχος φλοιού της περιοχής της Ελλάδας της τάξης των 32km, ενώ στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο εμφανίζεται λέπτυνση του φλοιού σε 20 και 25km, αντίστοιχα. Τέλος τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής παρουσιάζουν ένα πάχος φλοιού 40-49km, κάτω από την οροσειρά των Ελληνίδων στη δυτική Ελλάδα. Πιο πρόσφατα, οι Tiral et al. (2004), κατέληξαν στο συμπέρασμα από βαρυτικών δεδομένων αντιστροφή, ότι υπάρχει ένας ομογενής και σχετικά λεπτός φλοιό 25km περίπου με παχύτερο φλοιό μόνο κατά 2km κοντά στην ηπειρωτική Ελλάδα και στην Ανατολία, και λεπτότερο φλοιό κατά 2km στο βόρειο Αιγαίο και στο Κρητικό πέλαγος.

Οι πληρέστερες εικόνες της δομής του Αιγαίου προέρχονται από τομογραφικά αποτελέσματα χρησιμοποιώντας είτε μακρινούς σεισμούς [Spakman, 1986, 1988; Granet and

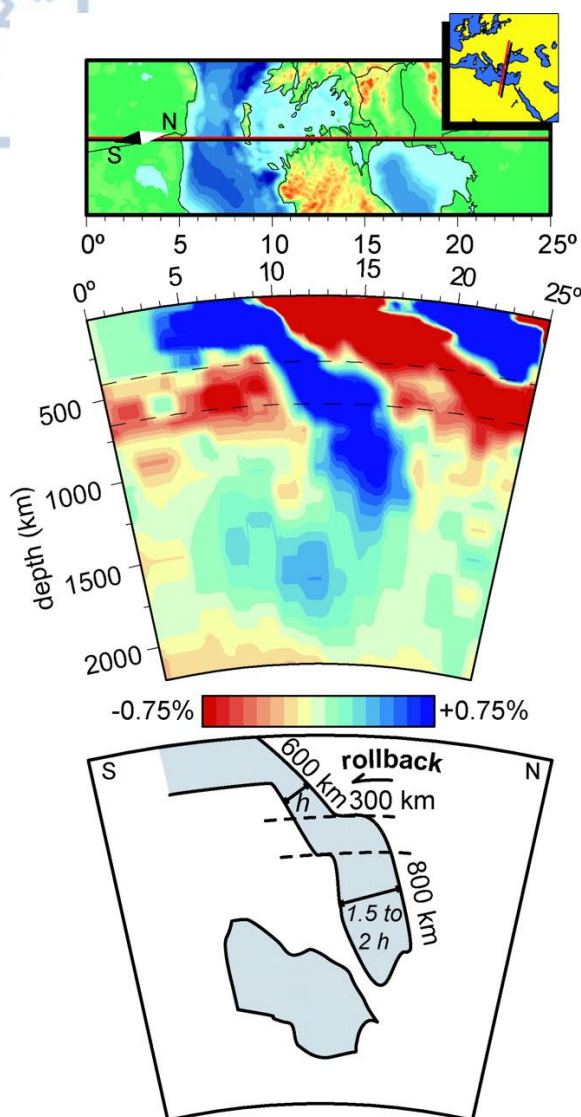


Σχήμα 1.5 Βάθος της ασυνέχειας Moho στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου όπως καθορίστηκε από τη συνδυαστική αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και Love από τους Karagianni and Papazachos [2007].

Trampert, 1989; Ligdas et al., 1990; Spakman et al., 1993; Bijwaard et al., 1998], είτε χρόνους διαδρομής τοπικών σεισμών [Christodoulou and Hatzfeld, 1988; Drakatos, 1989; Drakatos and Drakopoulos, 1991; Ligdas and Lees, 1993; Papazachos et al., 1995; Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a], είτε με τη χρήση των επιφανειακών κυμάτων των σεισμών [Kalogeras and Burton, 1996; Abers et al., 2004; Karagianni et al., 2004; Bourova et al., 2005; Karagianni and Papazachos, 2007; Endrun et al., 2008]. Τα τελευταία χρόνια, ιδιαίτερη εφαρμογή έχουν βρει οι τεχνικές αξιοποίησης των σεισμικών καταγραφών με στόχο τον προσδιορισμό χρόνων διαδρομής συγκεκριμένων σεισμικών φάσεων, συνδυάζοντας ερμηνεία χρόνων διαδρομής και πλατών αναγραφής. Μια από τις περισσότερο διαδεδομένες τεχνικές είναι αυτή των συναρτήσεων δέκτη (receiver functions), η οποία έχει εφαρμοστεί και στο χώρο του Αιγαίου [Knapmeyer and Harjes, 2000; Bohnhoff et al., 2001; Li et al., 2003; Endrun et al., 2004; Sodoudi et al., 2006, 2015]

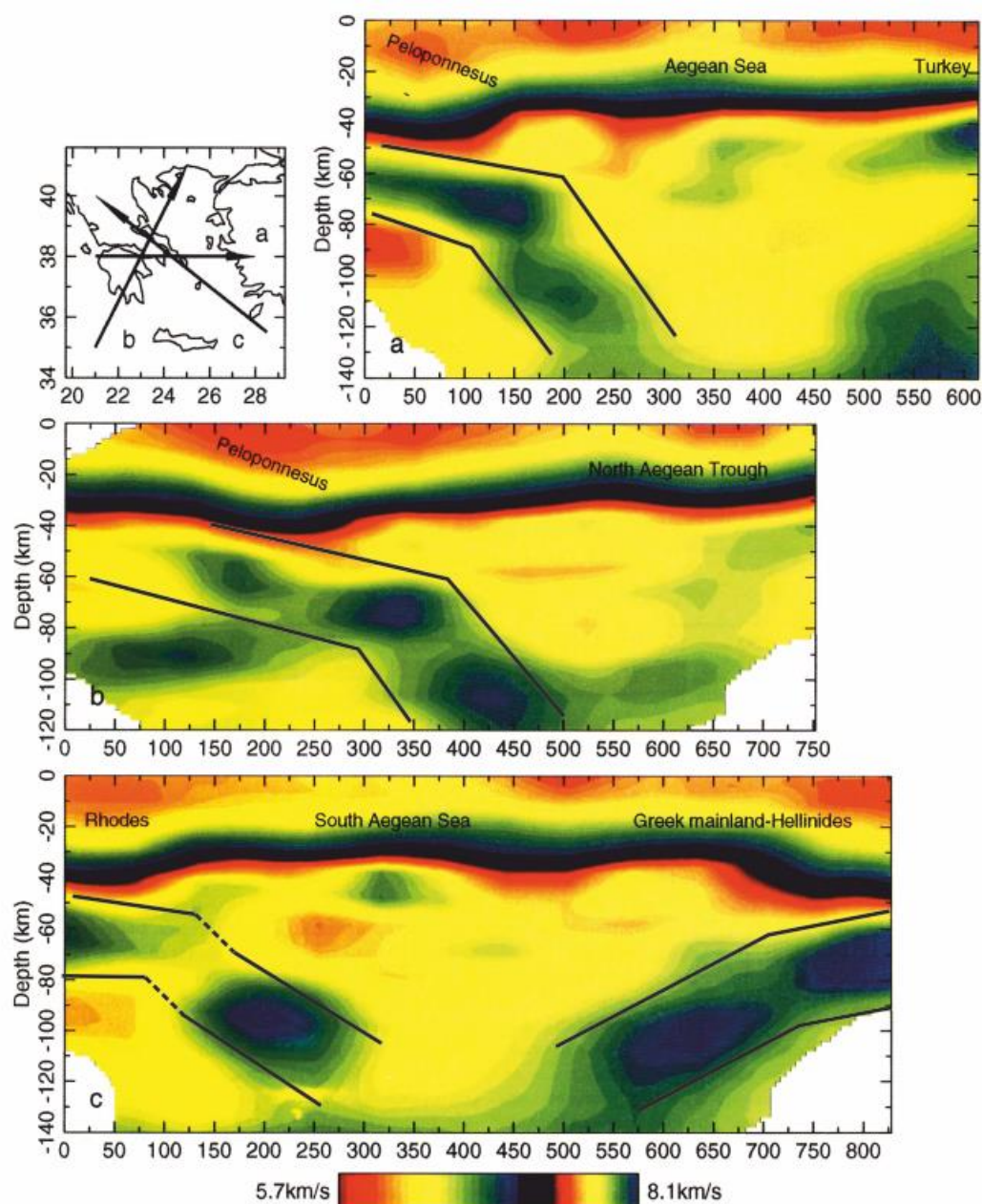
Από τα αποτελέσματα όλων αυτών των εργασιών προκύπτει ότι το βάθος της ασυνέχειας Moho ποικίλει σημαντικά κατά μήκος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης. Φτάνει το βάθος των 40-45km στο ελληνικό τόξο κάτω από την Πελοπόννησο [Makris, 1978; Παναγιωτόπουλος, 1984; Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Karagianni et al., 2004; Karagianni and Papazachos, 2007; Sachpazi et al., 2007] και τη Ρόδο [Papazachos and Nolet, 1997a], ενώ στη νοτιοδυτική Τουρκία το βάθος της Moho υπολογίζεται στα 30km περίπου [Papazachos and Nolet, 1997a]. Κάτω από τις Κυκλάδες, στο κεντρικό τμήμα του ηφαιστειακού τόξου, το όριο φλοιού-μανδύα έχει καθοριστεί στα 20-28km [Makris, 1978; Παναγιωτόπουλος, 1984; Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Bohnhoff et al., 2001; Karagianni et al., 2002, 2004; Tirel et al., 2004; Karagianni and Papazachos, 2007; Endrun et al., 2008]. Η λέπτυνση αυτή της λιθόσφαιρας στο νότιο Αιγαίο οφείλεται στην οπισθοκύλιση του βυθιζόμενου τεμάχους της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου. Στο Κρητικό πέλαγος ο φλοιός του Αιγαίου απεικονίζεται ακόμα λεπτότερος, και το βάθος της Moho δεν ξεπερνάει τα 20km [Makris, 1978; Bohnhoff et al., 2001; Karagianni et al., 2004; Karagianni and Papazachos, 2007; Endrun et al., 2008], ενώ στην Κρήτη, στο κεντρικό ελληνικό τόξο, το πάχος του φλοιού κυμαίνεται από 24-26km στο δυτικό και ανατολικό τμήμα του νησιού, και φτάνει μέχρι τα 32km στο κεντρικό τμήμα [Makris, 1978; Bohnhoff et al., 2001; Endrun et al., 2004; Sodoudi et al., 2006]. Στο **Σχήμα 1.5** απεικονίζεται το βάθος της ασυνέχειας Moho από την εργασία των [Karagianni and Papazachos, 2007], όπως προέκυψε από τη συνδυαστική αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων (Rayleigh και Love) τοπικών σεισμών, οι οποίοι καταγράφηκαν από ένα φορητό δίκτυο σειсмоγράφων με σεισμόμετρα ευρέως φάσματος το οποίο είχε εγκατασταθεί στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου και ήταν σε λειτουργία για έξι μήνες.

Εκτός από το βάθος της Moho, οι τομογραφικές μελέτες απεικονίζουν και το βυθιζόμενο τέμαχος της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου κατά μήκος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης είτε με τεχνικές αντιστροφής χρόνων διαδρομής σεισμικών κυμάτων [Spakman et al., 1988b, 1993; Ligdas et al., 1990; Drakatos and Drakopoulos, 1991; Papazachos et al., 1995; Papazachos and Nolet, 1997; Bijwaard et al., 1998; Bijwaard and Spakman, 2000; Hosa, 2008; Berk Biryol et al., 2011], είτε με τεχνικές αντιστροφής κυματομορφών [Marone, 2004] ή και συνδυαστική αντιστροφή αυτών [Schmid et al., 2008; Suckale et al., 2009]. Πρόσφατες τομογραφικές εικόνες αντιστροφής χρόνων άφιξης μακρινών σεισμών με την εφαρμογή ακανόνιστου πλέγματος κόμβων απεικονίζουν το υψηλών ταχυτήτων καταδυόμενο τέμαχος της



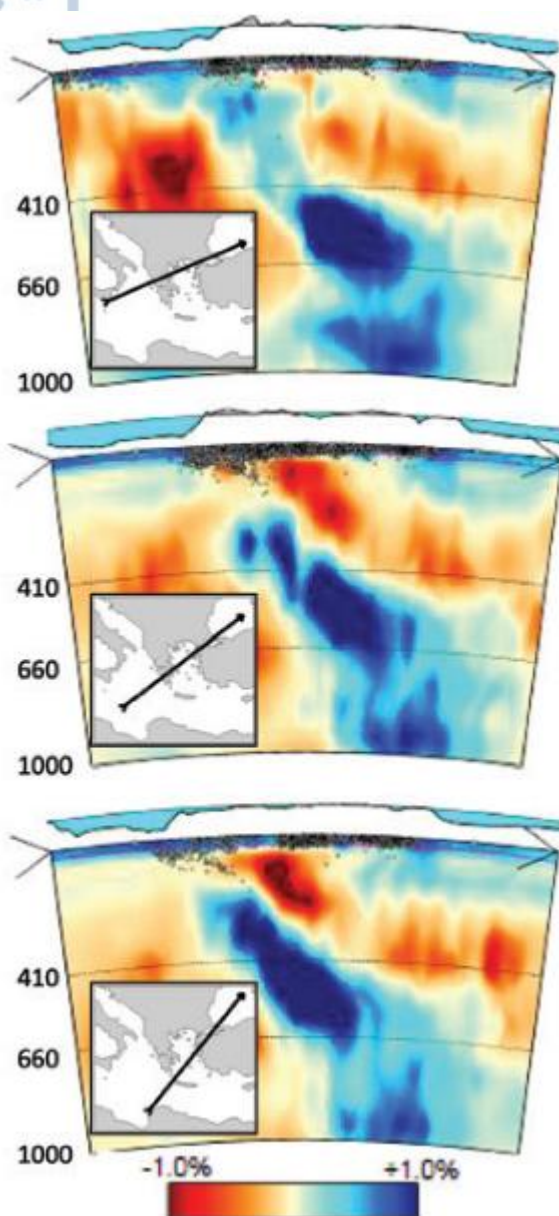
Σχήμα 1.6 Κατακόρυφη τομή κατά μήκος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης από την εργασία των *Bijwaard et al.* [1998]. Το βυθιζόμενο τέμαχος παρουσιάζεται να βυθίζεται συνεχόμενα σε όλο τον ανώτερο, αλλά και τον κάτω μανδύα.

Αφρικανικής πλάκας να βυθίζεται συνεχόμενα σε όλο τον άνω μανδύα και μέσα στον κάτω μανδύα, σε βάθη μεγαλύτερα από 1500km [*Bijwaard et al.*, 1998]. Στο **Σχήμα 1.6** παρουσιάζεται η κατακόρυφη τομή του προτεινόμενου μοντέλου της ελληνικής ζώνης κατάδυσης από τους *Bijwaard et al.* [1998]. Λεπτομερέστερες τομογραφικές μελέτες, με τη χρήση δεδομένων τοπικών σεισμών [*Parazachos and Nolet*, 1997a], παρουσιάζουν τη γεωμετρία του βυθιζόμενου τεμάχους έντονα κυρτή, με την κλίση να αλλάζει διεύθυνση από ανατολικά κάτω από την Πελοπόννησο, σε νοτιοδυτικά στο νότιο και νοτιοανατολικό Αιγαίο (**Σχήμα 1.7**). Η γωνία βύθισης της πλάκας αυξάνεται από 20° περίπου στο δυτικό τμήμα, σε περίπου 35° στο ανατολικό άκρο της ελληνικής ζώνης κατάδυσης.



Σχήμα 1.7 Τομογραφικές εικόνες από την εργασία των *Parazachos and Nolet* [1997a] όπου παρατηρείται το καταδυόμενο τέμαχος της λιθοσφαιρικής πλάκας της ανατολικής Μεσογείου με τις υψηλότερες ταχύτητες, καθώς και η αλλαγή στην κλίση στο βάθος περίπου των 75-80km.

Στα τομογραφικά αποτελέσματα από την εργασία των *Berk Biryol et al.* [2011], υποστηρίζεται η ύπαρξη ενός κάθετου σχισίματος στο βάθος των 500km, με πλάτος περίπου 300km κάτω από την περιοχή της Ισπάρτα. Το σχίσμο αυτό, χωρίζει την ελληνική από την κυπριακή λιθοσφαιρική πλάκα και τοποθετεί το ανατολικό σύνορο της ελληνικής ζώνης κατάδυσης στα δυτικά παράλια της Τουρκίας. Και το δυτικό όριο της θεωρείται ότι είναι κατά



Σχήμα 1.8 Κατακόρυφες τομές κατανομής ταχύτητας P κυμάτων εγκάρσια στην ελληνική ζώνη κατάδυσης που προέκυψαν από τομογραφία χρόνων διαδρομής σε παγκόσμια κλίμακα από την εργασία της Hosa [2008], συμπεριλαμβανομένου και των χρόνων άφιξης από το πείραμα MEDUSA (Multidisciplinary Experiments for Dynamic Understanding of Subduction under the Aegean Sea). Οι τρεις τομές απεικονίζουν τις μεταβολές της δομής κατά μήκος της διεύθυνσης της ελληνικής ζώνης κατάδυσης. Οι εστίες των σεισμών παριστάνονται με μαύρους κύκλους.

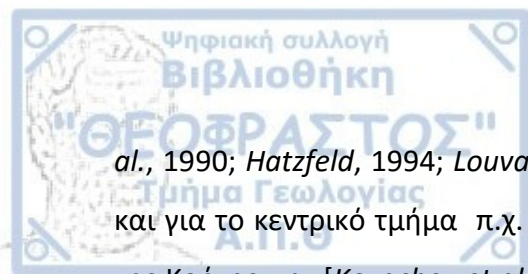
μήκος του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Τόσο στο δυτικό όσο και στο ανατολικό άκρο της πλάκας, υποστηρίζεται η ύπαρξη της λεγόμενης ζώνης STEP (Subduction Transform Edge Propagator) στην καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Αφρικής, μεταξύ των τάφρων του Αιγαίου και της Κύπρου, οι οποίες ορίζονται από τα αριστερόστροφα ρήγματα των κλάδων του Πλινίου και του Στράβωνα (ανατολικά) [Govers and Wortel, 2005] ενώ δυτικά κάτω από την κεντρική

ελληνική ζώνη διάτμησης [Suckale et al., 2009]. Στα άκρα αυτά, υπολογίζονται επίσης, αυξημένοι ρυθμοί οπισθοκύλισης του βυθιζόμενου τεμάχους σε σχέση με αυτούς βορειότερα του ρήγματος μετασχηματισμού της Κεφαλλονιάς, και του Κυπριακού τόξου.

Σε ότι αφορά τη θεωρία της αποκόλλησης της βυθιζόμενης πλάκας, υπάρχουν αντικρουόμενες απόψεις. Μελέτες όπως αυτές των *Spakman et al.* (1988a), *Spakman* (1990) και *Carminati et al.* (1998), υποστηρίζουν την ύπαρξη μιας οριζόντιας ασυνέχειας σε βάθος 170-240km, η οποία χωρίζει το επιφανειακότερο με το βαθύτερο τμήμα της πλάκας, κάτω από την Πελοπόννησο. Οι τομογραφικές εικόνες κατακόρυφων τομών στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, όπως προέκυψαν από σεισμολογικά δεδομένα (**Σχήμα 1.8**), παρουσιάζουν μια πλευρική ασυνέχεια στο βυθιζόμενο τέμαχος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας [Hosa, 2008]. Η παρατήρηση αυτή έχει ερμηνευτεί ως ένδειξη πιθανής αποκόλλησης του τεμάχους στην περιοχή αυτή. Άλλες έρευνες προσδιορίζουν μια πιθανή ασυνέχεια κάτω από τη δυτική Κρήτη σε βάθος 100-150km [Piromallo and Morelli, 1997, 2003], όμως τα υψηλής ανάλυσης τομογραφικά αποτελέσματα των [Parazachos et al., 1995; Parazachos and Nolet, 1997a], δεν επαληθεύουν τη θεωρία της αποκόλλησης της πλάκας, αλλά υποστηρίζουν την ύπαρξη βύθισης μιας συνεχούς λιθοσφαιρικής πλάκας.

1.1.3 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΛΛΗΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΤΑΔΥΣΗΣ-ΖΩΝΗ BENIOFF

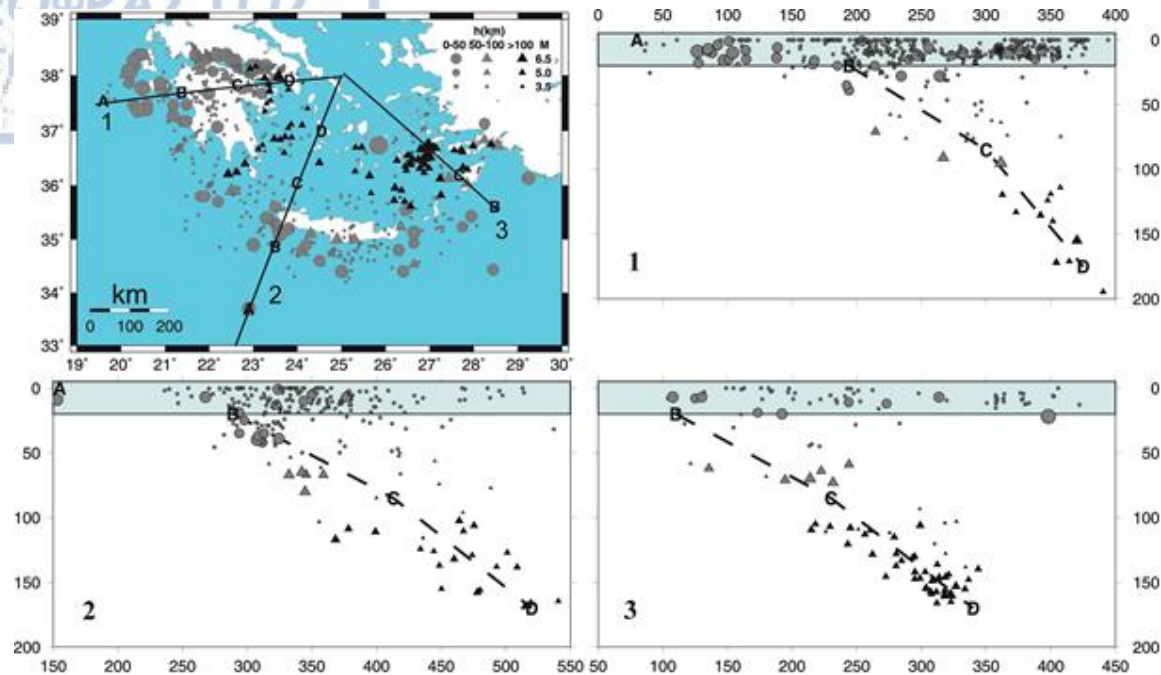
Οι φυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στο χώρο του Αιγαίου και στο Ελληνικό Τόξο έχουν ως αποτέλεσμα να την καθιστούν μια από τις περιοχές με την υψηλότερη σεισμικότητα παγκοσμίως [McKenzie, 1972; Mercier et al., 1976; Mckenzie, 1978; Jackson and King, 1982; Parazachos, 1990; Armijo et al., 1996]. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές μελέτες που αφορούν τη σεισμικότητα της περιοχής χρησιμοποιώντας είτε μόνιμα είτε προσωρινά δίκτυα, με στόχο την κατανόηση της ενεργού τεκτονικής της ελληνικής ζώνης κατάδυσης. Μελέτες οι οποίες αφορούν τη σεισμικότητα σε όλη τη ζώνη κατάδυσης έχουν γίνει από πολλούς ερευνητές [Parazachos and Comninakis, 1970; Comninakis and Parazachos, 1972; Makropoulos and Burton, 1984; Parazachos, 1990; Hatzfeld, 1993; Hatzfeld et al., 1993; Parazachos and Kiratzi, 1996; Parazachos et al., 2000; Sodoudi et al., 2015]. Τοπικής κλίμακας μελέτες που αφορούν κυρίως το δυτικό τμήμα της ζώνης κατάδυσης έχουν επίσης πραγματοποιηθεί π.χ. [Hatzfeld et



al., 1990; Hatzfeld, 1994; Louvari et al., 1999; Sachpazi et al., 2000; Suckale et al., 2009], όπως και για το κεντρικό τμήμα π.χ. [Bohnhoff et al., 2004, 2006], αλλά και ειδικότερα την περιοχή της Κρήτης π.χ. [Kovachev et al., 1992; Delibasis et al., 1999; Meier et al., 2004b; Becker, 2007; Becker et al., 2010]. Λεπτομερής μελέτη της σεισμικότητας του ανατολικού τμήματος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο της διατριβής ειδίκευσης της Bruestle [2012], με τη χρήση δεδομένων από το προσωρινό δίκτυο EGELADOS, το οποίο αποτελεί και τη βάση δεδομένων και της παρούσας διατριβής.

Η γνώση της χωρικής κατανομής των εστιών των σεισμών αλλά και των μηχανισμών γένεσης αυτών, ιδιαίτερα σε περιοχές όπου υπάρχει αλληλεπίδραση λιθοσφαιρικών πλακών, είναι εξαιρετικής σημασίας, αφού καθορίζουν τόσο τα όρια, όσο και την κίνηση των πλακών. Σε περιοχές ζωνών κατάδυσης, όπως είναι και αυτή του Ν. Αιγαίου, οι σεισμοί χωρίζονται σε επιφανειακούς σεισμούς με μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος ως $M=8.3$, οι οποίοι απαντώνται στο όριο σύγκλισης των δύο πλακών (Ευρασιατικής-Αφρικανικής) στην ελληνική τάφρο, σε σεισμούς ενδιάμεσου βάθους με μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος $M=8.0$ στο ανώτερο τμήμα του βυθιζόμενου τεμάχους της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου, και σε επιφανειακούς σεισμούς οι οποίοι γίνονται στην πλάκα του Αιγαίου με μέγιστο παρατηρημένο μέγεθος $M=7.5$ [Papazachos and Papazachou, 2003]. Η γνώση της σεισμικότητας των ενδιάμεσου βάθους σεισμών επιτρέπει τον ακριβή προσδιορισμό της ζώνης Wadati-Benioff, και συνεπώς σε μια περιοχή σύγκλισης, τον καθορισμό των ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών που αλληλεπιδρούν. Οι πρώτες προσπάθειες καθορισμού της ελληνικής ζώνης Wadati-Benioff πραγματοποιήθηκαν με τον ακριβή προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων σεισμών ενδιάμεσου βάθους ($60\text{km} \leq h \leq 100\text{km}$) από τους Papazachos and Comninakis [1970, 1971] με τη χρήση χρόνων άφιξης από το σεισμολογικό σταθμό της Αθήνας. Οι μελέτες αυτές αποτέλεσαν το πρώτο σημαντικό βήμα για την κατανόηση των κινήσεων των λιθοσφαιρικών πλακών της περιοχής, αφού η ύπαρξη αυτής της σεισμικής ζώνης αποτέλεσε την κυριότερη απόδειξη της κατάδυσης της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την πλάκα του Αιγαίου.

Λεπτομερέστερη μελέτη της ζώνης Wadati-Benioff πραγματοποιήθηκε από τους Papazachos et al. [2000], οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα από 961 επιφανειακούς και ενδιάμεσου βάθους σεισμούς για το χρονικό διάστημα 1956-1995, οι οποίοι έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του ελληνικού τόξου. Στο **Σχήμα 1.9** παρουσιάζονται οι κατακόρυφες τομές από την εργασία αυτή στο δυτικό, κεντρικό και ανατολικό τμήμα του τόξου, όπου φαίνεται η



Σχήμα 1.9 Εστίες των επιφανειακών και ενδιάμεσου βάθους σεισμών στην περιοχή του Ν. Αιγαίου και τρεις κάθετες τομές στις οποίες εμφανίζεται η ζώνη Wadati-Benioff κατά μήκος του ελληνικού τόξου. Παρατηρείται επίσης, η αλλαγή στην κλίση της ζώνης σε βάθη μεγαλύτερα από 100km [Parazachos et al., 2000].

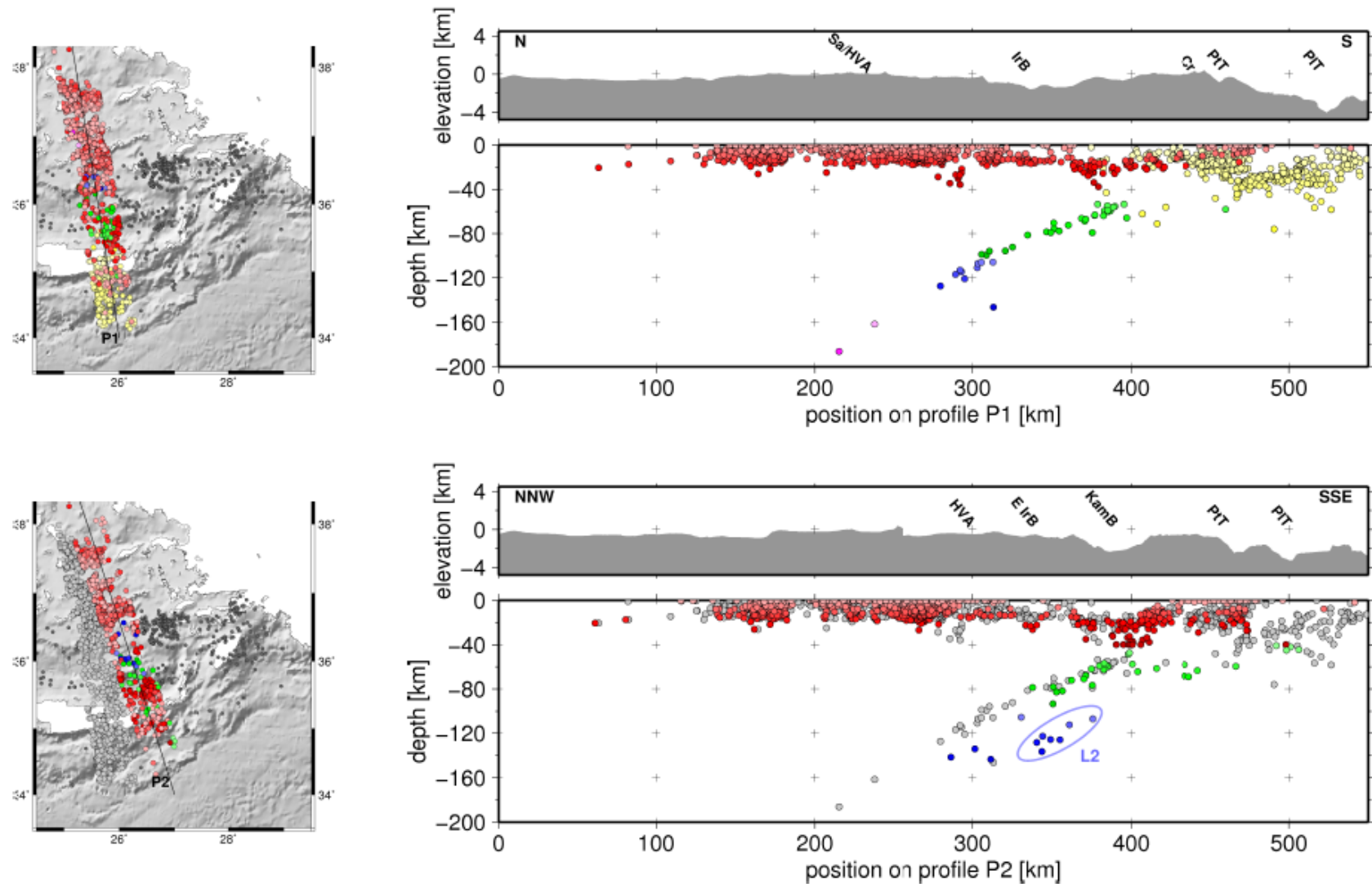
γεωμετρία της ζώνης Wadati-Benioff η οποία ξεκινάει από το βάθος των 20km περίπου στην εξωτερική πλευρά του ιζηματογενούς τμήματος του τόξου (δυτική Πελοπόννησος-δυτικά των Κυθήρων-νότια της Κρήτης-νοτιοδυτικά της Ρόδου) και κλίνει προς την οπισθότοξη περιοχή όπου φτάνει σε βάθος περίπου 150-170km στην περιοχή λίγο βόρεια από το ηφαιστειακό τόξο. Η ζώνη χωρίζεται σε δύο κλάδους, έναν επιφανειακότερο (βάθη $20\text{km} \leq h \leq 100\text{km}$) με γωνία κλίσης περίπου 20° - 30° , και ένα βαθύτερο κλάδο (βάθη $100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) με γωνία κλίσης $\sim 45^\circ$. Η αλλαγή αυτή της κλίσης της ζώνης Wadati-Benioff είναι σε εξαιρετική συμφωνία με τα τομογραφικά αποτελέσματα της περιοχής [Parazachos and Nolet, 1997a] (**Σχήμα 1.7**), τα οποία επίσης αποκαλύπτουν αυτή την αλλαγή στην κλίση. Στον επιφανειακότερο κλάδο της ζώνης Wadati-Benioff υπάρχει σύζευξη της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου με την υπερκείμενη πλάκα του Αιγαίου, ενώ στο βαθύτερο κλάδο η ωκεάνια πλάκα βυθίζεται ελεύθερα κάτω από το ηφαιστειακό τόξο με μεγαλύτερη γωνία χωρίς να υπάρχει σύζευξη μεταξύ των δύο πλακών [Parazachos et al., 2000; Bohnhoff et al., 2006]. Στο δυτικό τμήμα του τόξου η έντονη σεισμικότητα που παρατηρείται με την ύπαρξη επιφανειακών σεισμών οφείλεται στη γρήγορη κίνηση προς τα νοτιοδυτικά της πλάκας του Αιγαίου, ενώ σεισμοί με μεγάλα εστιακά βάθη



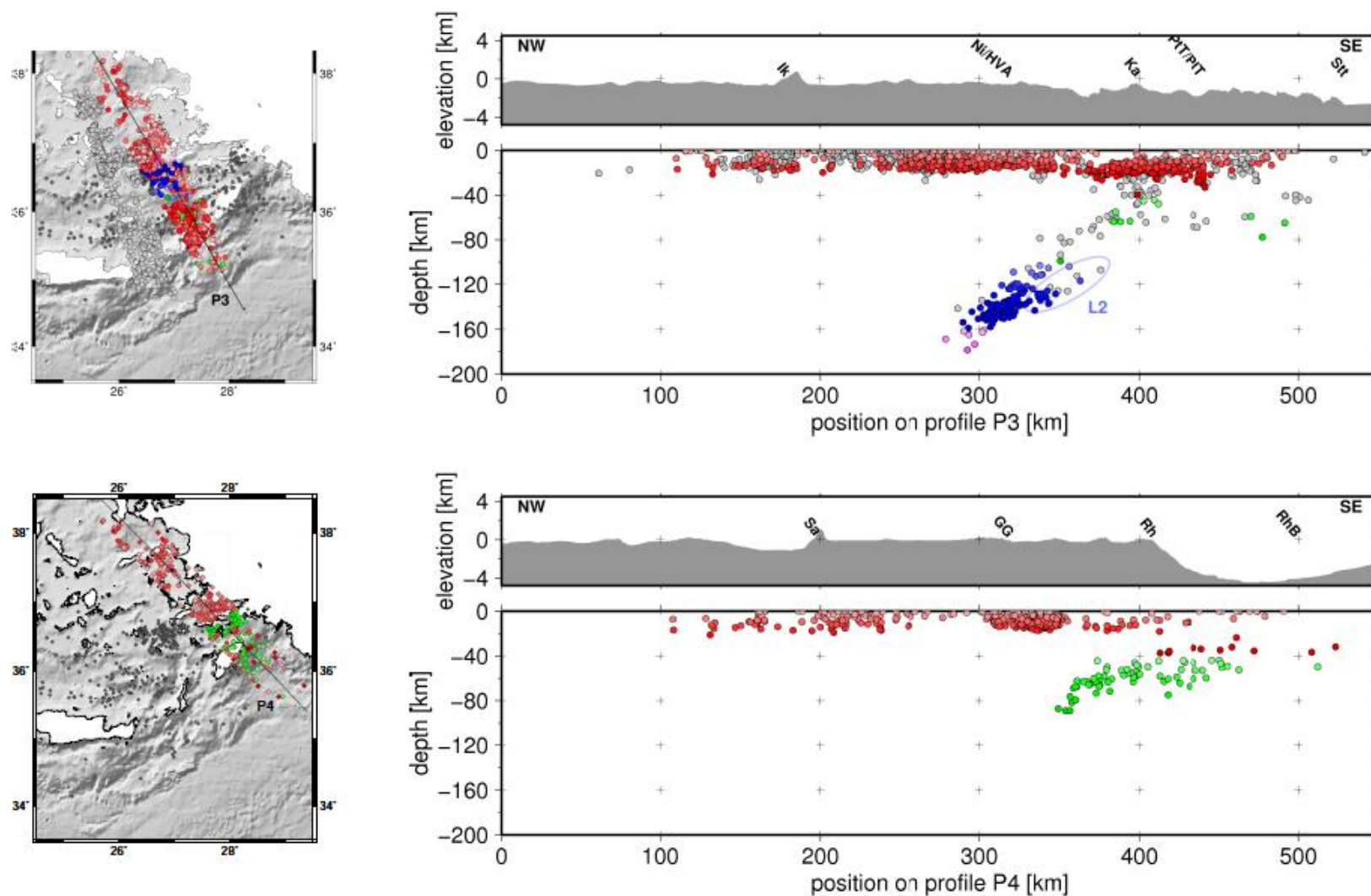
$h > 100\text{km}$ στο νοτιοδυτικό τμήμα της εμπροσθότοξης περιοχής υποδεικνύουν την αφυδάτωση του ωκεάνιου φλοιού λόγω της οπισθοκύλισης του βυθιζόμενου τεμάχους.

Σε ότι αφορά το ανατολικό τμήμα της ελληνικής ζώνης κατάδυσης, η *Bruestle* [2012], χρησιμοποιώντας δεδομένα από τα δίκτυα EGELADOS και CYCNET μελέτησε αναλυτικά τη σεισμικότητα του τμήματος αυτού. Συνολικά αναλύθηκαν 6969 σεισμοί, 6318 από τους οποίους είχαν εστιακά βάθη μικρότερα των 20km, 234 με βάθη μικρότερα των 40km και τέλος 417 σεισμοί με βάθη μεγαλύτερα των 40km. Στα **Σχήματα 1.10** και **1.11** φαίνονται τα επίκεντρα των σεισμών που αναλύθηκαν από τα δύο αυτά προσωρινά δίκτυα, καθώς και από το προσωρινό αμφίβιο δίκτυο LIBNET [*Becker et al.*, 2010] για το ανατολικό τμήμα του ελληνικού τόξου, στο πλαίσιο της διατριβής της *Bruestle* [2012], καθώς και τέσσερις κατακόρυφες τομές που έγιναν κάθετα στο τόξο με απόσταση 30km μεταξύ τους. Από τις εστίες των σεισμών, φαίνεται ότι η ζώνη Wadati-Benioff είναι συνεχής από τη βόρεια ακτή της Κρήτης σε βάθος 50km περίπου και φτάνει σε βάθος περίπου 190km κάτω από το ηφαιστειακό τόξο. Η γωνία βύθισης της ζώνης είναι $\sim 25^\circ$ και κλίνει προς βορά στα πρώτα 100km, ενώ ακόμα βορειότερα η γωνία βύθισης αυξάνει σε περίπου 45° . Επιπλέον η απότομη διακοπή της ζώνης υποβύθισης στο νοτιονατολικό τμήμα του τόξου (κάτω από το νοτιοδυτικό τμήμα της πλάκας της Ανατολίας) υποδεικνύει το ανατολικό όριο της ελληνικής ζώνης κατάδυσης.

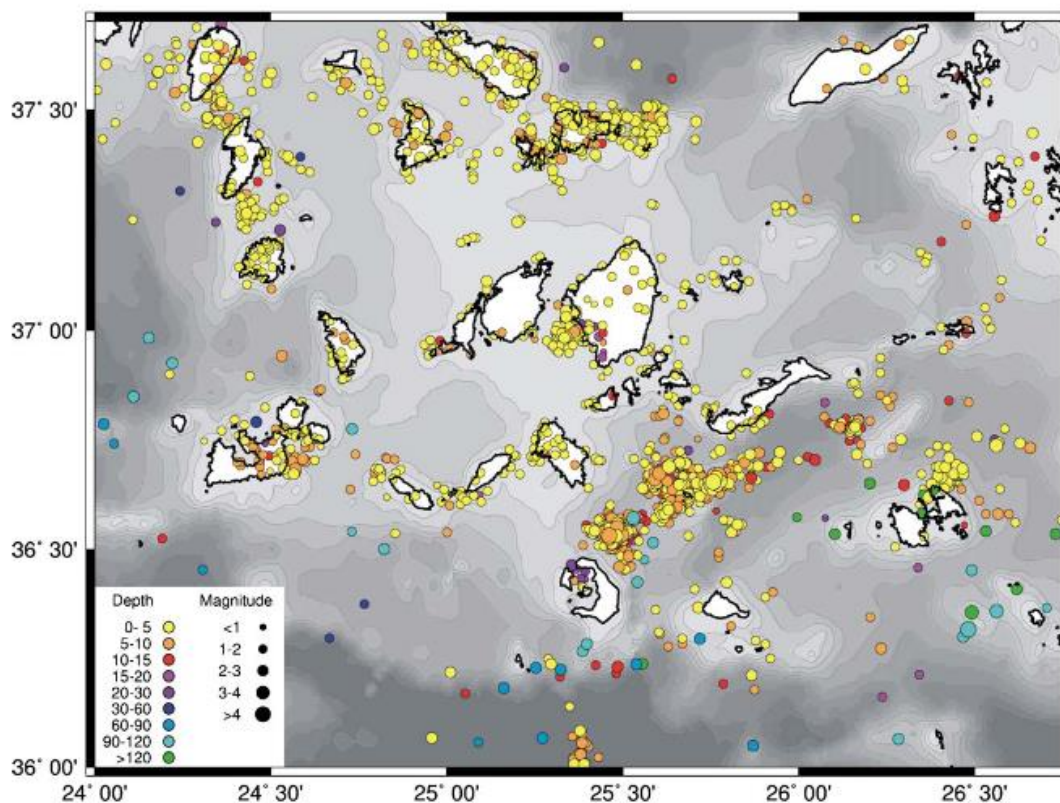
Στις τομές 2 και 3 παρατηρείται μια ομάδα σεισμών οι οποίοι περικλείονται με την έλλειψη L2, κάτω από τις ζώνες Πτολεμαίου-Νισύρου-Κεραμεικού, με μια μετατόπιση σε μεγαλύτερα βάθη της τάξης των 40km περίπου, η οποία φαίνεται να διαχωρίζει ένα επιφανειακότερο βυθιζόμενο προς το βορρά τέμαχος στο κεντρικό Αιγαίο, από ένα τέμαχος το οποίο βυθίζεται με μεγαλύτερη κλίση στο ανατολικό τμήμα της ελληνικής ζώνης κατάδυσης [*Bruestle*, 2012]. Η έντονη ενδιαμέσου βάθους σεισμικότητα κάτω από το ηφαίστειο της Νισύρου (τομή 3) υποδηλώνει την ύπαρξη μιας πιθανά συγχωνευμένης διπλής ζώνης Wadati-Benioff [*Bruestle*, 2012]. Η αυξανόμενη πίεση και θερμοκρασία κατά μήκος του βυθιζόμενου τεμάχους προκαλεί την αφυδάτωση της ένυδρης ωκεάνιας πλάκας και όπως είναι γνωστό η διαδικασία αυτή της αφυδάτωσης προκαλεί αύξηση στη σεισμικότητα ενδιαμέσου βάθους σεισμών [*Hacker et al.*, 2003]. Ειδικότερα στο επιφανειακότερο τμήμα της ζώνης Wadati-Benioff οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους οφείλονται στην αφυδάτωση του βασάλτη, ενώ στο βαθύτερο τμήμα της ζώνης η σεισμικότητα προκαλείται με τον ίδιο τρόπο ή από μια δεύτερη παρόμοια αφυδάτωση του ένυδρου εκλογίτη [*Papazachos et al.*, 2005].



Σχήμα 1.10 Επάνω τμήμα: Ο χάρτης των επικέντρων και η κατακόρυφη τομή P1 από τις καταγραφές των δικτύων CYCNET και EGELADOS. Με κίτρινους κύκλους παριστάνονται οι εστίες των σεισμών του δικτύου LIBNET [Becker et al., 2010]. Κάτω τμήμα : Ο χάρτης και η κατακόρυφη τομή P2 από το ίδιο σύνολο δεδομένων. Τα επίκεντρα της τομής P1 παριστάνονται με γκρι κύκλους στην τομή P2. Συντομογραφίες: Sa/HVA: Ηφαίστειο Σαντορίνης/ Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, IrB: Λεκάνη Ηρακλείου, Cr: Κρήτη, PtT: Τάφρος Πτολεμαίου, Plt: Τάφρος Πλίνιου, KamB: Λεκάνη Καμολήνσι [Bruestle, 2012].

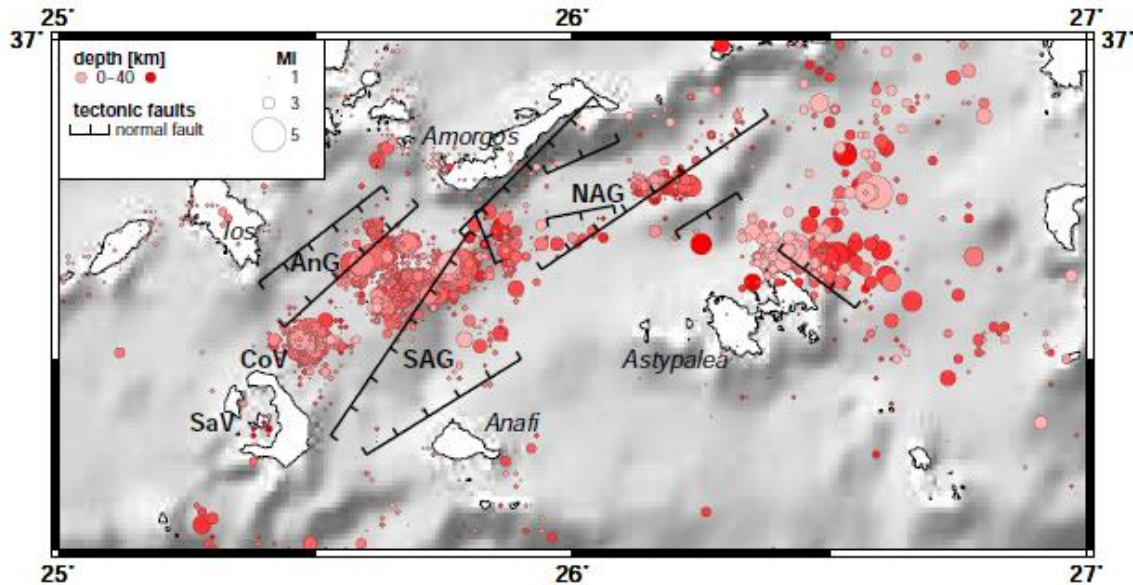


Σχήμα 1.11 Επάνω τμήμα: Ο χάρτης και η κατακόρυφη τομή P3 από τις καταγραφές των δικτύων CYCNET και EGELADOS [Bruestle, 2012]. Τα επίκεντρα της τομής P2 παριστάνονται με γκρι κύκλους στην τομή P3. Κάτω τμήμα : Ο χάρτης και η κατακόρυφη τομή P4 από το ίδιο σύνολο δεδομένων. Συντομογραφίες: Ik: Ικαρία, Ni/HVA: Νίσυρος/Ελληνικό ηφαιστειακό τόξο, Ka: Κάρπαθος, StT: Τάφος Στράβωνα, Sam: Σάμος, GG: Τεκτονική τάφος Κεραμεικού, Rh: Ρόδος, RhB: Λεκάνη Ρόδου [Bruestle, 2012].



Σχήμα 1.12 Χάρτης με τα επίκεντρα των 2175 σεισμών από το δίκτυο CYCNET (Σεπτέμβριος 2002- Ιούλιος 2004). Τα βάθη παριστάνονται με διαφορετικό χρώμα και το μέγεθος των κύκλων ορίζεται από το μέγεθος των σεισμών. Η επιφανειακή σεισμικότητα που παρατηρείται στο κεντρικό ελληνικό ηφαιστειακό τόξο δεν είναι τυχαία κατανομημένη, αλλά εμφανίζει μια συστηματική χωροχρονική κατανομή, αφού ένα μεγάλο μέρος της σεισμικότητας σχετίζεται με την ύπαρξη νησιών και παραθαλάσσιων περιοχών με βάθος νερού <100m. Αυτή η χωρική κατανομή των επικέντρων δεν οφείλεται στην κατανομή των σταθμών του δικτύου CYCNET, καθώς παρατηρείται και σε νησιά όπου δεν υπήρχε εγκατεστημένος σταθμός του δικτύου αυτού. Σε αντίθεση, οι περισσότερες θαλάσσιες περιοχές με μεγαλύτερο βάθος νερού φαίνεται να έχουν χαμηλότερη σεισμική δραστηριότητα [Bohnhoff et al., 2006]

Στο κεντρικό τμήμα του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου έχει πραγματοποιηθεί λεπτομερής μελέτη της μικρο-σεισμικότητας και του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος της περιοχής από τις εστιακές παραμέτρους σεισμών που καταγράφηκαν από το προσωρινό δίκτυο CYCNET κατά τη χρονική περίοδο 2002-2004 [Bohnhoff et al., 2004, 2006]. Η κατανομή των επικέντρων των σεισμών από τις καταγραφές του δικτύου αυτού φαίνεται στο χάρτη του **Σχήματος 1.12**. Σύμφωνα με τους Bohnhoff et al. [2006] η μικροσεισμική δραστηριότητα συνδέεται με την ύπαρξη των νήσων τα οποία αποτελούν δομές τεκτονικού κέρατος ή είναι συγκεντρωμένη στη ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού στην οποία εκδηλώθηκε ο μεγαλύτερος σεισμός του Ν. Αιγαίου της ενόργανης περιόδου (1956,



Σχήμα 1.13 Κατανομή των επικέντρων των επιφανειακών σεισμών ($h < 40 \text{ km}$) στην περιοχή του κεντρικού ελληνικού ηφαιστειακού τόξου για τη χρονική περίοδο Σεπτέμβριος 2002-Μάρτιος 2007 [Bruestle, 2012]. Η ηφαιστειακή σεισμικότητα κατά την περίοδο λειτουργίας των δικτύων CYCNET και EGEADOS παρατηρήθηκε αποκλειστικά στο υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο, ΒΑ του ηφαιστειακού συμπλέγματος της Σαντορίνης. Υψηλή σεισμικότητα παρατηρήθηκε επίσης κατά μήκος της τάφρου Αμοργού-Άνυδρου, ΝΑ της Αστυπάλαιας. Οι κύριες τεκτονικές δομές που παρουσιάζονται προέρχονται από τα σεισμικά προφίλ ανάκλασης των Perissoratis and Paradourous [1999]. Συντομογραφίες: CoV: Ηφαίστειο Κολούμπο, SaV: ηφαίστειο Σαντορίνης, AnG: Τεκτονική τάφρος Άνυδρου, SAG: Τεκτονική τάφρος νοτίου Αμοργού, NAG: Τεκτονική τάφρος βορείου Αμοργού.

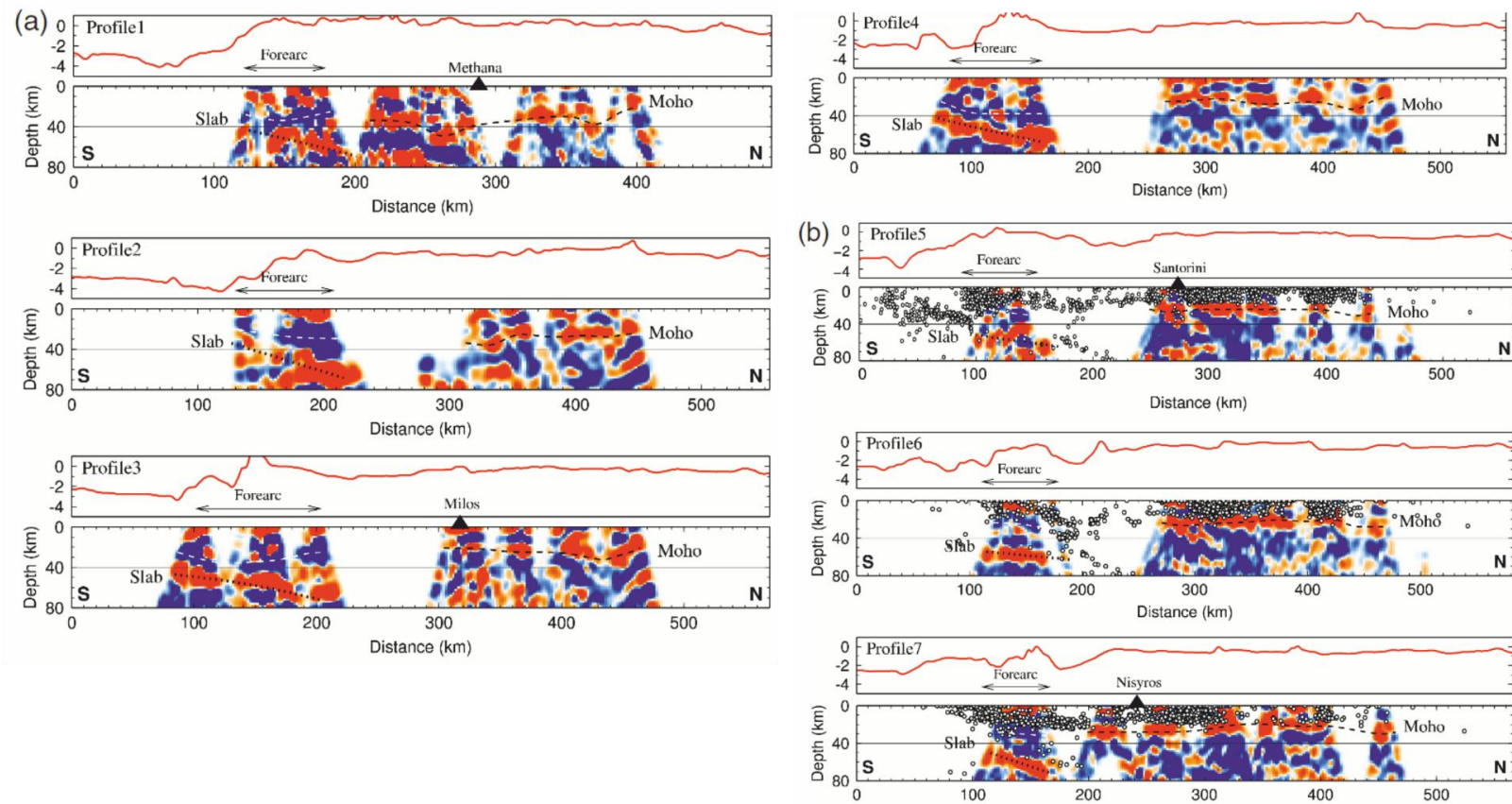
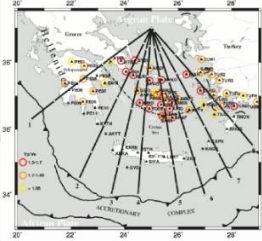
M=7.5).

Σε αυτή την περιοχή, το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο εμφανίζει κατά περιόδους μεγάλες μεταβολές της σεισμικότητας. Η επιφανειακή αυτή δραστηριότητα (5-8km βάθος) φαίνεται να είναι άμεσα συνδεδεμένη με την κεντρική δεξαμενή μάγματος του συμπλέγματος της Σαντορίνης και τη μετανάστευση των ρευστών και του μάγματος προς την επιφάνεια π.χ. [Dimitriadis et al., 2009] στα δύο επιμέρους ηφαιστειακά κέντρα, της καλδέρας της Σαντορίνης και του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο. Βορειοανατολικά του Κολούμπο διακρίνεται η υψηλή σεισμικότητα γύρω από τον Άνυδρο και μπορεί να θεωρηθεί πιθανή περιοχή μελλοντικής ηφαιστειακής δραστηριότητας σε αυτή τη ζώνη λέπτυνσης του φλοιού ή είναι περιοχή διεξόδου των ρευστών ή ακόμα είναι αποτέλεσμα απλής εφελκυστικής τεκτονικής διεργασίας του βυθίσματος (graben) της Ανύδρου. Η ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού η οποία βρίσκεται σε ένα δεξιόστροφο εφελκυστικό πεδίο τάσεων, αποτελεί ένα μεγάλο όριο στη δομή του ηφαιστειακού τόξου, χωρίζοντας το κεντρικό τμήμα του ηφαιστειακού τόξου σε δύο

τμήματα, το δυτικό και το ανατολικό. Το δυτικό τμήμα είναι χαμηλής σεισμικής και ηφαιστειακής δραστηριότητας ενώ το ανατολικό τμήμα είναι το περισσότερο ενεργό. Το μοντέλο αυτό υποστηρίζεται από τη μελέτη του πεδίου ταχυτήτων μετακίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών από μετρήσεις GPS της περιοχής, από τη γένεση ισχυρών ιστορικών σεισμών καθώς και από την ύπαρξη ρηγμάτων μεγάλων διαστάσεων στην περιοχή.

Πρόσθετη μελέτη της σεισμικότητας της περιοχής, πραγματοποιήθηκε έπειτα από την προσθήκη νέων δεδομένων από το δίκτυο EGELADOS, το οποίο αποτέλεσε συνέχεια του δικτύου CYCNET. Το ενιαίο σύνολο των δεδομένων των δύο δικτύων κάλυπτε το χρονικό διάστημα Σεπτέμβριος 2002-Μάρτιος 2007. Στο χάρτη του [Σχήματος 1.13](#) φαίνονται τα επίκεντρα των επιφανειακών σεισμών που καταγράφηκαν στην περιοχή του κεντρικού τμήματος του ηφαιστειακού τόξου για την περίοδο αυτή [Bruestle, 2012]. Φαίνεται και πάλι ότι η σεισμική δραστηριότητα είναι συγκεντρωμένη σε δύο κυρίως ομάδες, κατά μήκος της δομής τεκτονικού κέρατος μεταξύ νότια της Αμοργού και της τάφρου του Άνυδρου, καθώς και στα βορειοανατολικά του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο. Η τάφρος βόρεια της Αμοργού εμφανίζει σχετικά μικρή σεισμική δραστηριότητα. Επίσης, αυξημένη συγκέντρωση σεισμικών εστιών εμφανίζεται κατά μήκος της βορειοανατολικής ακτογραμμής της Αστυπάλαιας, όπου τομές από σεισμικά διάθλασης [Perissoratis and Papadopoulos, 1999], έχουν δείξει την ύπαρξη κανονικών ρηγμάτων με την ίδια διεύθυνση που παρουσιάζουν τα επίκεντρα.

Μελέτη της σεισμικότητας σε συνδυασμό με αποτελέσματα από συναρτήσεις δέκτη P κυμάτων πραγματοποιήθηκαν πρόσφατα από τους Sodoudi et al. [2015] με τη χρήση των δεδομένων από τα δίκτυα CYCNET, EGELADOS και LIBNET [Becker et al., 2010]. Τα αποτελέσματα της εργασίας των Sodoudi et al. [2015] φαίνονται στο [Σχήμα 1.14](#) με τη μορφή κατακόρυφων τομών, οι οποίες δείχνουν τη μεταβολή των συναρτήσεων δέκτη με το βάθος, καθώς και τις εστίες των σεισμών που υπολογίστηκαν από τις καταγραφές



Σχήμα 1.14 Κατακόρυφες τομές κατά μήκος των διευθύνσεων που φαίνονται στο χάρτη των συναρτήσεων δέκτη που υπολογίστηκαν από τους Sodoudi et al. [2015]. Οι θετικές τιμές παριστάνονται με κόκκινο και οι αρνητικές με μπλε χρώμα. Οι θέσεις των ηφαιστείων φαίνονται με μαύρα τρίγωνα. Η ασυνέχεια Moho παριστάνεται με μαύρη διακεκομμένη γραμμή ενώ η βυθιζόμενη Αφρικανική πλάκα με στικτή γραμμή. Στις τομές 5-8 φαίνεται και η κατανομή των εστίων των σεισμών από τα προσωρινά δίκτυα [Becker et al., 2010; Bruestle et al., 2014]. Η υψηλότερη σεισμικότητα παρατηρείται πάνω ή κάτω από τη σερπεντινωμένη σφήνα του μανδύα στην περιοχή μπροστά από το τόξο.

των προσωρινών δικτύων (τομές 5-8) κατά μήκος όλης της ελληνικής ζώνης κατάδυσης. Συνδυάζοντας τις συναρτήσεις δέκτη με νέες εστιακές παραμέτρους σεισμών πρότειναν ένα λεπτομερές μοντέλο της βυθιζόμενης Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την ηπειρωτική μικροπλάκα του Αιγαίου στο νότιο και κεντρικό Αιγαίο. Οι μικρές τιμές ταχύτητας της ασυνέχειας Moho της πλάκας του Αιγαίου κατά μήκος όλης της εμπροσθότοξης περιοχής, δείχνει ξεκάθαρα την ύπαρξη της σερπεντινωμένης σφήνας μανδύα πάνω από το βυθιζόμενο τέμαχος, η οποία φαίνεται να είναι ασεισμική. Προσδιορίστηκε πάχος φλοιού της τάξης των 48-50km κάτω από τη χερσόνησο της Πελοποννήσου, ενώ λεπτότερος φλοιός της τάξης των 27-30km παρατηρήθηκε κάτω από τις δυτικές ακτές της Τουρκίας. Το πάχος του φλοιού του Αιγαίου υπολογίστηκε στα 23-27km κάτω από το κεντρικό και νότιο Αιγαίο, αποτελέσματα που έρχονται σε πολύ καλή συμφωνία με προϋπάρχουσες έρευνες της δομής του χώρου του Αιγαίου

Το βάθος της ασυνέχειας Moho είναι σε εξαιρετική συμφωνία με την κατανομή της σεισμικότητας. Η ανάλυση των αποτελεσμάτων των *Sodoudi et al.* [2015] δείχνει τη βύθιση του τεμάχους της πλάκας της Αν. Μεσογείου κάτω από την πλάκα του Αιγαίου στο δυτικό τμήμα με μικρή γωνία κλίσης ($\sim 25^\circ$) μέχρι το βάθος των 100km. Τα αποτελέσματα των συναρτήσεων δέκτη δεν εμφανίζουν αλλαγή στη γωνία κλίσης της βύθισης της πλάκας σε μεγαλύτερα βάθη κάτω από το νοτιοανατολικό Αιγαίο. Αντίθετα, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως τα αποτελέσματα από τις ακριβείς εστιακές παραμέτρους των σεισμών που αναλύθηκαν, εμφανίζουν μια ζώνη παραμόρφωσης η οποία διαχωρίζει το επιφανειακότερο τμήμα της πλάκας στα δυτικά με βύθιση προς βορρά, από το βαθύτερο τμήμα στα ανατολικά και με μεγαλύτερη γωνία κλίσης ($\sim 35^\circ$) με βύθιση προς τα ΒΔ.

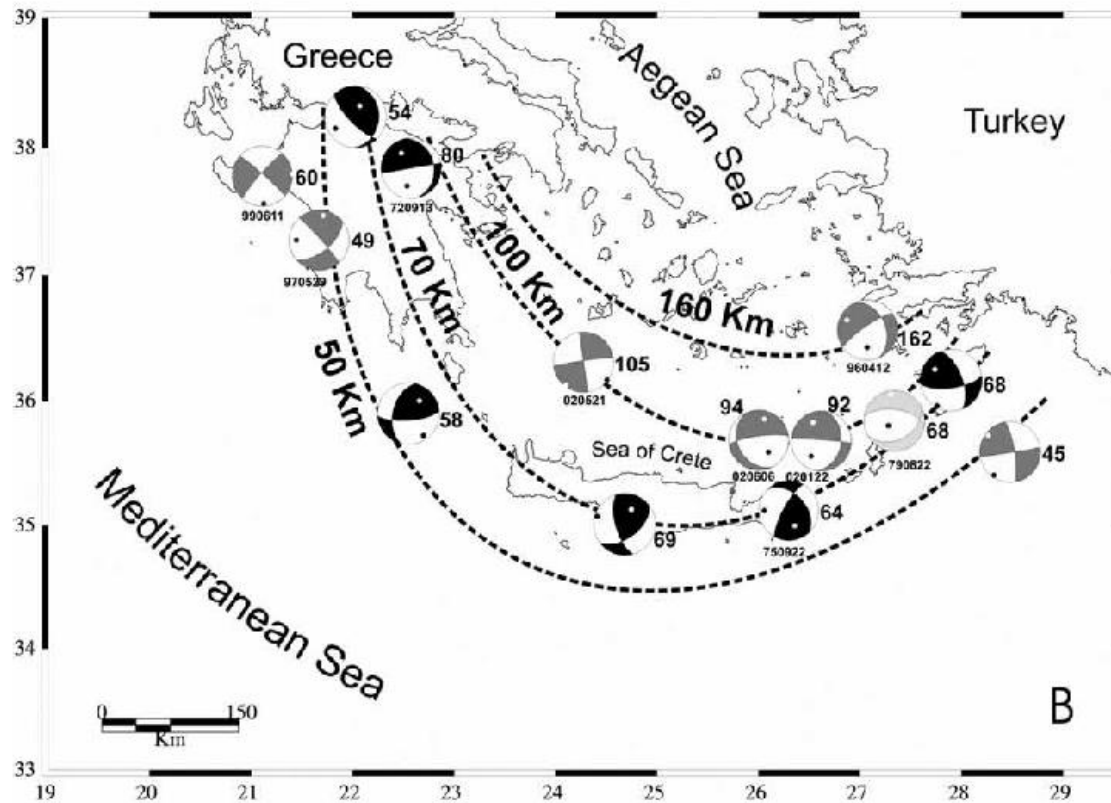
Όπως προαναφέρθηκε, εξαιρετικά σημαντικές πληροφορίες για τις κινήσεις των λιθοσφαιρικών πλακών, ειδικά σε περιοχές με πολύπλοκο γεωτεκτονικό περιβάλλον, όπως είναι οι ζώνες κατάδυσης, δίνονται από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών. Μελέτες των μηχανισμών γένεσης των σεισμών στην ελληνική ζώνη κατάδυσης έχουν πραγματοποιηθεί από πολλούς ερευνητές, οι οποίες συνέβαλαν τόσο στην αναγνώριση ζωνών ρηγμάτων αλλά και στον καθορισμό του πεδίου τάσεων της περιοχής από τους άξονες συμπίεσης και εφελκυσμού των μηχανισμών. Από τη μελέτη των μηχανισμών γένεσης προσδιορίστηκε η ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων κατά μήκος της περιοχής μπροστά από το ελληνικό τόξο [Papazachos and Delibasis, 1969], το εφελκυστικό πεδίο στην ηπειρωτική Ελλάδα [McKenzie, 1970, 1972] και τη συνέχιση αυτού στην περιοχή βόρεια της ζώνης του βορείου Αιγαίου [Papazachos et al., 1979], όπως επίσης και τα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης του βορείου Αιγαίου [Galanopoulos, 1967; McKenzie, 1972] και της περιοχής της Κεφαλλονιάς [Scordilis et al., 1985; Louvari et al., 1999].

Για τη μελέτη του πεδίου των τάσεων που επικρατεί στην ελληνική ζώνη κατάδυσης, έχουν πραγματοποιηθεί πολλές έρευνες με τη χρήση διαφορετικών δεδομένων και διαφόρων μεθοδολογιών. Η συνεχής ενημέρωση και επικαιροποίηση των καταλόγων των μηχανισμών γένεσης, από δεδομένα από μόνιμα ή προσωρινά δίκτυα, παρέχει όλο και πληρέστερες πληροφορίες σχετικά με το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον της περιοχής. Η πλειοψηφία των μελετών που έχουν πραγματοποιηθεί για την περιοχή αυτή [Taymaz et al., 1990, 1991; Kiratzi and Papazachos, 1995; Papazachos and Kiratzi, 1996; Papazachos et al., 1998; Benetatos et al., 2004; Bohnhoff et al., 2005; Shaw and Jackson, 2010; Yolsal-Çevikbilen and Taymaz, 2012] κ. α., συμφωνούν στην ύπαρξη ζωνών με συγκεκριμένου τύπου μηχανισμούς γένεσης που οφείλονται στο σεισμοτεκτονικό καθεστώς της εκάστοτε ζώνης και τον τύπο παραμόρφωσης. Έτσι, σε ότι αφορά τους επιφανειακούς σεισμούς ($h < 40\text{km}$) οι Taymaz et al. [1990], έχουν κατατάξει τους μηχανισμούς γένεσης αυτών σε τέσσερις βασικές κατηγορίες : α) κανονικά ρήγματα με διεύθυνση B-N στο χώρο πάνω από τη ζώνη κατάδυσης, β) μικρής γωνίας κλίσης ανάστροφους μηχανισμούς με διεύθυνση A-Δ, γ) μεγάλης γωνίας ανάστροφα ρήγματα και, δ) σεισμούς οι οποίοι απαντώνται στη βυθιζόμενη λιθόσφαιρα με διεύθυνση P άξονα περίπου A-Δ. Είναι ήδη

γνωστό από τους [McKenzie, 1972; LePichon and Angelier, 1979; Benetatos et al., 2004] ότι το εξωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου, ξεκινώντας νότια της Ζακύνθου μέχρι τις ακτές της Τουρκίας, παραμορφώνεται με τη δράση ανάστροφων ρηγμάτων μεγάλης γωνίας κλίσης και επιπτεύσεων μικρής γωνίας κλίσης, με P άξονες ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης δηλαδή κάθετα στη ράχη στο δυτικό τμήμα και παράλληλα σε αυτή στο ανατολικό τμήμα. Η ταχεία ανύψωση των δυτικών ακτών της Κρήτης οφείλεται στην επίδραση των ρηγμάτων αυτών. Σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξαν και οι Bohnhoff et al. [2005], οι οποίοι επίσης υποστηρίζουν ότι η κυρίαρχη δύναμη στη διαδικασία κατάδυσης που είναι υπεύθυνη για την οπισθοκύλιση (κίνηση προς τα νότια) του ελληνικού τόξου είναι αυτή που προέρχεται από τη βύθιση της λιθόσφαιρας (slab pull). Πρόσφατα οι Shaw and Jackson [2010] πρότειναν ότι το βυθιζόμενο τέμαχος της Αφρικανικής λιθόσφαιρας παραμορφώνεται από συρρίκνωση παράλληλη με το τόξο σε όλα τα βάθη, ενώ οι T άξονες ευθυγραμμίζονται με το βυθιζόμενο τέμαχος. Πιο πρόσφατα, οι Yolsal-Çevikbilen and Taymaz [2012] επιβεβαίωσαν τα παραπάνω αποτελέσματα, και κατατάσσουν τους σεισμούς σε τρεις βασικές κατηγορίες: Σε σεισμούς με μηχανισμούς γένεσης οι οποίοι δείχνουν τον εφελκυσμό Β-Ν στην υπερκείμενη μικροπλάκα του Αιγαίου, σε σεισμούς οι οποίοι σχετίζονται με τη σύγκλιση των πλακών Αιγαίου-Αφρικής και σε σεισμούς οι οποίοι απαντώνται στο βυθιζόμενο τέμαχος της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Αφρικής.

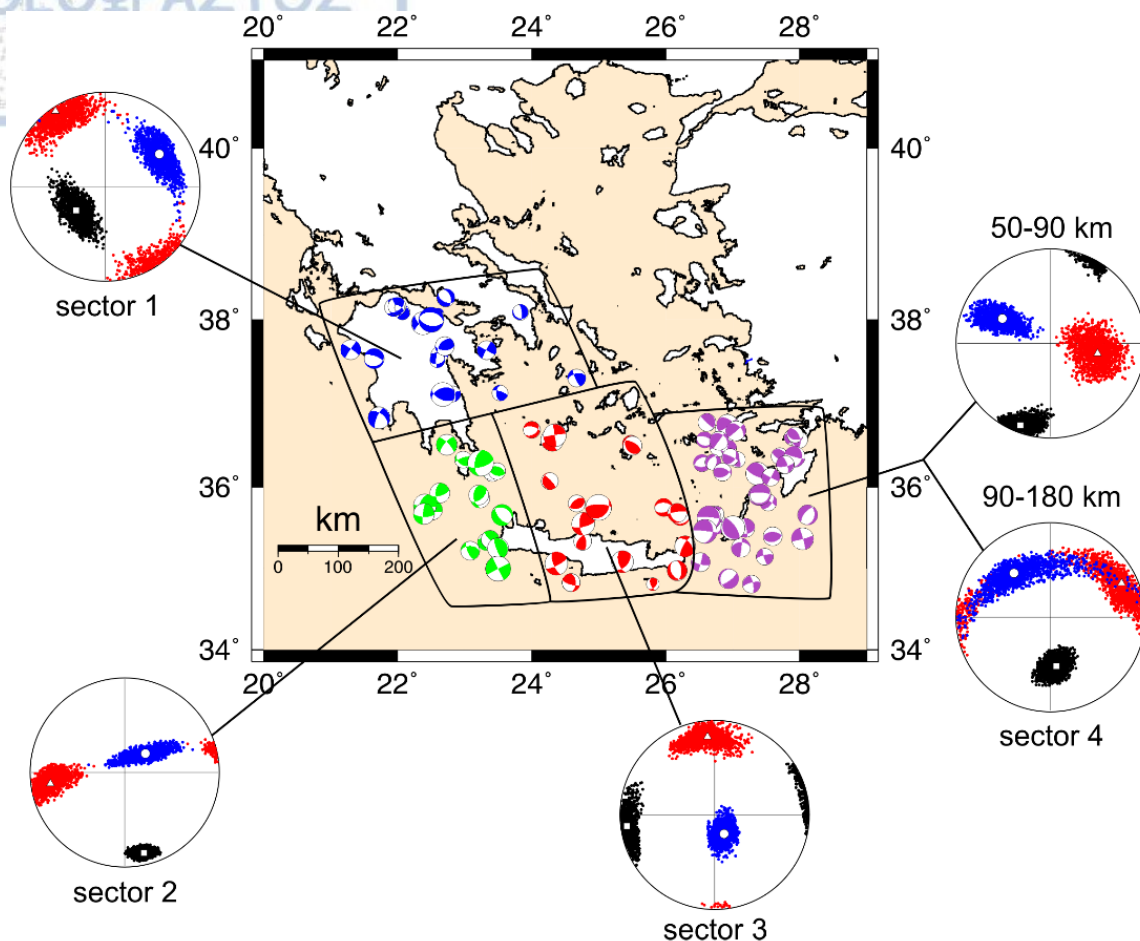
Οι μηχανισμοί γένεσης ενδιαμέσου βάθους σεισμών έχουν επίσης μελετηθεί από διάφορους ερευνητές. Η κατανομή των μηχανισμών γένεσης από την εργασία των Benetatos et al. [2004] (Σχήμα 1.15), με την εφαρμογή της μεθόδου της αντιστροφής των κυματομορφών υποδεικνύει την ύπαρξη συμπίεσης παράλληλα με το τόξο σε συμφωνία με τη μελέτη των Parazachos and Kiratzi [1996]. Είναι κυρίως μηχανισμοί οριζόντιας μετατόπισης, με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα κυρίως στο ανατολικό και δυτικό άκρο του τόξου. Στο ανατολικό τμήμα οι P άξονες εφελκυσμού των συγκεκριμένων μηχανισμών ακολουθούν τη γενική διεύθυνση του τόξου, κάτι το οποίο δεν είναι τόσο ευδιάκριτο στο δυτικό τμήμα.

Οι Rontogianni et al. [2011] χρησιμοποίησαν δεδομένα μηχανισμών γένεσης 100 σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι υπολογίστηκαν από διάφορους φορείς και μελέτες, και χώρισαν την περιοχή της ελληνικής ζώνης κατάδυσης σε τέσσερις επιμέρους υπό-περιοχές



Σχήμα 1.15 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης σεισμών με εστιακά βάθη $>40\text{km}$ οι οποίοι υπολογίστηκαν με αντιστροφή κυματομορφών. Οι μηχανισμοί στους οποίους δεν αναγράφεται ημερομηνία είναι μέσοι μηχανισμοί γένεσης που αντιστοιχούν στις θέσεις αυτές και για διάφορα εστιακά βάθη [Benetatos et al., 2004].

βάσει διαφορών στο καθεστώς τάσεων, τη γεωμετρία της βυθιζόμενης λιθόσφαιρας [Papazachos and Nolet, 1997a; Konstantinou and Melis, 2008] και το εστιακό βάθος των σεισμών. Οι περιοχές είναι αυτές της Πελοποννήσου, Κυθήρων-Δυτικής Κρήτης, Κρήτης και Καρπάθου-Ρόδου. Στο χάρτη του **Σχήματος 1.16** παρουσιάζονται οι 100 μηχανισμοί γένεσης που χρησιμοποιήθηκαν με διαφορετικούς χρωματισμούς για κάθε υπό-περιοχή καθώς και οι αντίστοιχες οριζόντιες προβολές των διευθύνσεων των κύριων αξόνων τάσης. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της εργασίας αυτής, στην περιοχή της Πελοποννήσου οι τάσεις οι οποίες ασκούνται είναι αποτέλεσμα των δυνάμεων που «τραβούν» το βυθιζόμενο τέμαχος και αντιστοιχούν σε ένα πιθανό σχίσμο του τεμάχους κάτω από τη συγκεκριμένη περιοχή. Σε ότι αφορά τις περιοχές των Κυθήρων-Δυτικής Κρήτης και Κρήτης, ο μηχανισμός της οπισθοκύλισης θεωρείται πως είναι υπεύθυνος για την κατανομή των τάσεων που παρατηρούνται στην

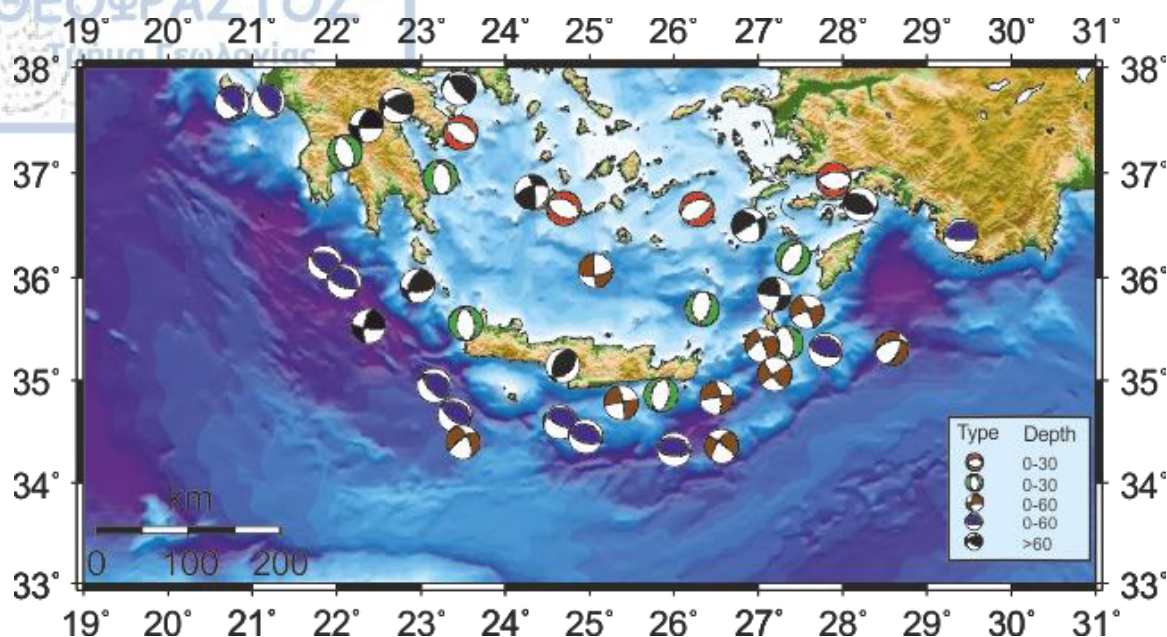


Σχήμα 1.16 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης που υπολογίστηκαν από την εργασία των Rontogianni et al. [2011]. Τα διαφορετικά χρώματα αντιστοιχούν στις υπό-περιοχές στις οποίες διαιρέθηκε η περιοχή μελέτης. Μπλε-Πελοπόννησος, πράσινο-Κύθηρα-δυτική Κρήτη, κόκκινο-Κρήτη και μωβ-Κάρπαθος-Ρόδος. Επίσης παρουσιάζονται για κάθε ζώνη η οριζόντια προβολή των κύριων αξόνων τάσης. Τετράγωνα- σ_1 άξονας, κύκλοι- σ_3 , τρίγωνα- σ_2 . Οι κόκκινες, μπλε, μαύρες τελείες αντιστοιχούν στο 68% διάστημα εμπιστοσύνης των αξόνων σ_1 , σ_2 , σ_3 .

περιοχή, με την ελάχιστη συμπίεση να είναι σχεδόν υπό-κάθετη στο βυθιζόμενο τέμαχος, ενώ οι διαφορές που παρατηρούνται στο σχετικό μέγεθος τάσης και του προσανατολισμού του άξονα μέγιστης συμπίεσης σ_1 , μπορεί να οφείλονται σε αλλαγές της καμπυλότητας του βυθιζόμενου τεμάχους. Τέλος, στην περιοχή Καρπάθου-Ρόδου εμφανίζεται διαφοροποίηση στο καθεστώς τάσεων για εστιακά βάθη 50-90km και 90-180km, αφού σε βάθη 50-90km φαίνεται να επικρατούν δυνάμεις που «τραβούν» (slab pull) το βυθιζόμενο τέμαχος ενώ σε βάθη 90-180km φαίνεται να επικρατεί εφελκυσμός. Η διαφοροποίηση αυτή, μπορεί να ερμηνευτεί σαν μια καλυμμένη διπλή ζώνη Wadati-Benioff.

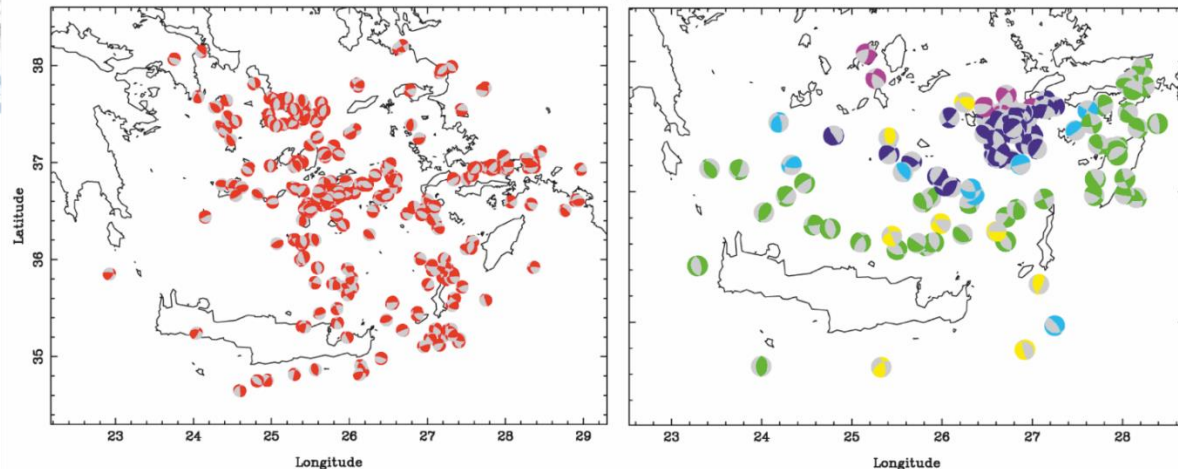
Σε παρόμοια αποτελέσματα με αυτά των *Rontogianni et al.* [2011], κατέληξαν και οι *Kkallas et al.* [2013] οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα από το αμφίβιο δίκτυο EGELADOS, με τη διάκριση τεσσάρων βασικών τύπων ρηγμάτων και αντίστοιχων τάσεων: α) τη ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων με ΒΔ-ΝΑ κυρίαρχη διεύθυνση μέχρι τα 60km βάθος η οποία ακολουθεί τη γενική κλίση του ελληνικού τόξου με τους Ρ-άξονες να έχουν σταθερή διεύθυνση, σχεδόν κάθετη στη διεύθυνση του τόξου στο δυτικό και κεντρικό τμήμα του τόξου και σχεδόν παράλληλη στο ανατολικό τμήμα. β) τη ζώνη κανονικών ρηγμάτων με Τ-άξονες οι οποίοι υποδεικνύουν εφελκυσμό διεύθυνσης ~Β-Ν, σχεδόν κάθετο στην τυπική διεύθυνση του ηφαιστειακού τόξου μέχρι το βάθος των ~30km, γ) τη ζώνη κανονικών ρηγμάτων με Τ-άξονες οι οποίοι υποδεικνύουν εφελκυσμό διεύθυνσης ~Α-Δ, παράλληλοι στην τυπική διεύθυνση του ηφαιστειακού τόξου μέχρι το βάθος των ~30km, δ) τη ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα, η οποία αντιστοιχεί στους ενδιαμέσου βάθους σεισμούς κατά μήκος της ζώνης Wadati-Benioff, με εστιακά βάθη τα οποία αυξάνουν βαθμιαία από 50km στην περιοχή Κυθήρων-δυτικής Κρήτης έως ~100-120km στην περιοχή του νότιου τόξου και ε) τη ζώνη ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης κοντά στο νοτιοανατολικό άκρο του ελληνικού τόξου για σεισμούς με εστιακά βάθη ως τα 60km, ενώ δε φαίνεται να παρατηρείται η ετερογένεια των τάσεων όπως πρότειναν οι *Rontogianni et al.* [2011] για τη συγκεκριμένη περιοχή. Επίσης οι ίδιοι ερευνητές υποδεικνύουν ότι η μετάβαση από τα ανάστροφα ρήγματα σε ενδιαμέσου βάθους σεισμούς με μηχανισμούς οριζόντιας μετατόπισης αλλά με σημαντική ανάστροφη συνιστώσα, πραγματοποιείται σε μικρότερα βάθη στην περιοχή της Πελοποννήσου και των Κυθήρων από αυτά που είχαν θεωρηθεί παλιότερα. Οι μέσοι μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν από την προαναφερθείσα μελέτη παρουσιάζονται στο **Σχήμα 1.17** για όλες τις ομάδες εστιακών βαθών.

Μελέτη των χωρικών μεταβολών των τάσεων στο νότιο Αιγαίο και στην ελληνική ζώνη κατάδυσης με τον υπολογισμό 540 μηχανισμών γένεσης με τη χρήση της μεθόδου των αποκλίσεων των πρώτων αφίξεων που αφορούν σεισμούς με μικρότερα μεγέθη και 140 μηχανισμών γένεσης σεισμών μεγαλύτερων μεγεθών με τη χρήση της μεθόδου της αντιστροφής του τανυστή τάσης, από τα προσωρινά δίκτυα CYCNET και EGELADOS, πραγματοποιήθηκε πρόσφατα από τους *Friederich et al.* [2014]. Στο **Σχήμα 1.18** απεικονίζονται οι μηχανισμοί γένεσης επιφανειακών σεισμών(<20km- αριστερά) και σεισμών με εστίες σε μαγλύτερα βάθη



Σχήμα 1.17 Μέσοι μηχανισμοί γένεσης για διάφορα εστιακά βάθη χωρισμένοι σε πέντε διαφορετικές τυπικές ομάδες. Οι δύο πρώτες ομάδες (κόκκινοι και πράσινοι) αντιπροσωπεύουν τα ~Α-Δ ρήγματα του ηφαιστειακού τόξου και τα ~Β-Ν ρήγματα του ιζηματογενούς τόξου που υποδεικνύουν ένα Β-Ν και Α-Δ αντίστοιχα εφελκυστικό πεδίο τάσεων. Η μπλε ομάδα είναι τυπικοί ανάστροφοι μηχανισμοί που απαντώνται στο εξωτερικό τμήμα του τόξου με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Η καφέ ομάδα είναι μηχανισμοί οριζόντιας μετατόπισης στις τάφρους του Πλίνιου και του Στράβωνα και τέλος η μαύρη ομάδα η οποία αντιστοιχεί σε μηχανισμούς γένεσης ενδιάμεσου βάθους σεισμών με εμφανή εφελκυσμό στη διεύθυνση της βύθισης και συμπίεση παράλληλα στο τόξο [Kallias et al., 2013].

(>20km- δεξιά) οι οποίοι υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των πρώτων αφίξεων. Στα επιφανειακά στρώματα, το πεδίο των τάσεων κυριαρχείται από συμπίεση με άξονες συμπίεσης μεγάλης κλίσης, εκτός από τις περιοχές όπου υπάρχει σύζευξη μεταξύ του βυθιζόμενου τεμάχους και της υπερκείμενης μικροπλάκας του Αιγαίου. Οι άξονες εφελκυσμού είναι γενικά σχεδόν οριζόντιοι. Ακριβώς πίσω από εμπροσθότοξη περιοχή, ο φλοιός βρίσκεται σε εφελκυστικό καθεστώς παράλληλα στο τόξο, ενώ στις περιοχές γύρω από την Κω, Αστυπάλαια και Κολούμπο οι κύριοι άξονες εφελκυσμού και οι μέσοι άξονες σχεδόν εκφυλίζονται πιθανά λόγω μαγματικής πηγής. Στην περιοχή της τάφρου Αμοργού-Σαντορίνης, καθώς και στην περιοχή των νησιών της Μυκόνου, Άνδρου και Τήνου, οι εφελκυστικές τάσεις είναι σημαντικές με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Στη δυτική Τουρκία, όπου ο άξονας εφελκυσμού έχει περιστραφεί και παρουσιάζει ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση. Για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς, το πεδίο των τάσεων του βυθιζόμενου τεμάχους καθορίζεται από δύο μεγάλες ομάδες μηχανισμών γένεσης. Κάτω από τα Δωδεκάνη-



Σχήμα 1.18 Κατανομή των μηχανισμών γένεσης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των πρώτων αφίξεων. Αριστερά : Επιφανειακοί σεισμοί (<20km). Δεξιά : Σεισμοί με μεγαλύτερα εστιακά βάθη. Πράσινο: 20-40km, Γαλάζιο: 80-100km, Μπλε: 100-150km, Μωβ: >150km. [Friederich et al., 2014]

σα στο βυθιζόμενο τέμαχος επικρατεί εφελκυσμός κατά τη φορά βύθισης και συμπίεση κάθετη σε αυτό. Ο εφελκυστικός άξονας τάσης όμως έχει περιστραφεί κατά περίπου 35° προς τα δυτικά σε σχέση με την υποτιθέμενη διεύθυνση βύθισης. Αυτή η συμπεριφορά μπορεί να οφείλεται στην απουσία στήριξης στο δυτικό τμήμα του τεμάχους λόγω κατακερματισμού ή ακόμα και ενός κάθετου σχισίματος κατά μήκος μιας ευθείας Β-Ν δυτικά της Καρπάθου. Κάτω από το Κρητικό πέλαγος στο βυθιζόμενο τμήμα εμφανίζεται να επικρατεί συμπίεση ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης η οποία μπορεί να ερμηνευτεί με μείωση της καμπυλότητας του τόξου νότια της Κρήτης λόγω της αρχικής σύγκρουσης της πλάκας του Αιγαίου με την ηπειρωτική Αφρικανική πλάκα.

1.2 ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

1.2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε ένα μέσο, το πλάτος τους ελαττώνεται με την απόσταση. Είναι φυσικά γνωστή η μείωση των πλατών των σεισμικών κυμάτων κατά τη διάδοσή τους σε ένα στρωματωμένο περιβάλλον, εξαιτίας της διάθλασης και της ανάκλασης,

αφού η Γη δεν είναι ένα ομογενές μέσο με ίδιες ιδιότητες παντού (π.χ. πυκνότητα). Έτσι, καθώς τα σεισμικά κύματα διαδίδονται από ένα στρώμα με συγκεκριμένες ιδιότητες σε ένα άλλο με διαφορετικές ιδιότητες, ένα μέρος της ενέργειας του κύματος θα ανακλαστεί στο πρώτο στρώμα και ένα δεύτερο μέρος θα μεταδοθεί (διαθλαστεί) στο επόμενο. Εκτός όμως από τη διάθλαση και την ανάκλαση, η μείωση των πλατών των κυμάτων χώρου των σεισμικών κυμάτων οφείλεται και σε πολλούς άλλους παράγοντες, αν και δεν είναι γνωστοί όλοι οι μηχανισμοί οι οποίοι είναι υπεύθυνοι για την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων [Stein and Wysession, 2003]. Οι κυριότεροι όμως μηχανισμοί οι οποίοι προκαλούν την ελάττωση των σεισμικών πλατών είναι τέσσερις: η γεωμετρική διασπορά (*geometrical spreading*), η σκέδαση (*scattering*), η πολλαπλή διόδευση (*multipathing*), και η εσωτερική απορρόφηση ή ανελαστική απόσβεση (*intrinsic attenuation*). Οι τρεις πρώτες διαδικασίες, οι οποίες γενικά μειώνουν τα πλάτη των κυμάτων, είναι ελαστικές, δηλαδή η ενέργεια διατηρείται κατά τη διάδοση, ενώ αντίθετα η τελευταία αποτελεί ανελαστική διαδικασία, με τη μετατροπή της ενέργειας σε θερμότητα κατά τη διάδοση, γι' αυτό και καλείται ανελαστική απόσβεση [Stein and Wysession, 2003; Shearer, 2009]. Δηλαδή, στην περίπτωση της ανελαστικής απόσβεσης δεν υπάρχει διατήρηση της ολικής ενέργειας του κύματος.

Στην επιστήμη της Σεισμολογίας, έχει χρησιμοποιηθεί κατά κόρον, η προσέγγιση της Γης ως ένα ελαστικό μέσο κατά τη διάδοση της σεισμικής κίνησης. Παρόλα αυτά, η προσέγγιση αυτή μπορεί να είναι ικανοποιητική για την προκαταρκτική μελέτη της διάδοσης των κυμάτων στο εσωτερικό της Γης, όμως στην πραγματικότητα δεν ισχύει αφού αν η Γη ήταν ένα τέλεια ελαστικό μέσο, τότε τα σεισμικά κύματα τα οποία παράγονται από κάθε σεισμό ο οποίος συμβαίνει στη Γη, θα συνέχιζαν να διαδίδονται και να ανακλώνται στο άπειρο έως ότου οι συσσωρευμένες ανακλάσεις θα τη θρυμμάτιζαν [Stein and Wysession, 2003].

Η απώλεια της κινητικής ενέργειας των σεισμικών (ελαστικών) κυμάτων εξαιτίας της μετατροπής της σε θερμότητα, είναι το αποτέλεσμα της ανελαστικότητας, προκαλώντας μόνιμη παραμόρφωση στο μέσο διάδοσης. Ο μακροσκοπικός όρος αυτής της διαδικασίας ονομάζεται εσωτερική τριβή, ενώ μικροσκοπικά οι μηχανισμοί οι οποίοι προκαλούν αυτήν την απορρόφηση είναι ατέλειες στα ορυκτά, τριβή ολίσθησης στα όρια των κόκκων και ροή ένυδρων ρευστών ή μάγματος μέσω των ορίων των κόκκων. Η μελέτη της σεισμικής απόσβεσης υστερεί σε σχέση με

τη μελέτη των ταχυτήτων των ελαστικών κυμάτων εξαιτίας των πολύπλοκων διαδικασιών που εμπλέκονται στον υπολογισμό της και του φυσικού αιτίου που την προκαλεί. Αν και η μέτρηση του πλάτους του σεισμικού κύματος είναι απλή, το πλάτος εξαρτάται τόσο από την πηγή, η οποία δεν είναι πλήρως γνωστή, όσο και από ελαστικές και ανελαστικές διεργασίες σε οποιοδήποτε τμήμα κατά μήκος του δρόμου διάδοσης που ακολούθησε το κύμα από την πηγή μέχρι τη θέση καταγραφής, με συνέπεια να είναι πολύ δύσκολη η διάκριση των ανελαστικών από τις ελαστικές διεργασίες. Αυτή η έμφυτη δυσκολία μπορεί εν μέρει να αναιρεθεί από το γεγονός ότι οι ανελαστικές αποσβέσεις είναι συχνά μεγάλες, όπως φαίνεται από τη σύγκριση δύο κυματομορφών ενός σεισμού ενδιαμέσου βάθους με επίκεντρο στην Αστυπάλαια όπως καταγράφηκε από ένα σταθμό στην Κρήτη (αριστερά) και από ένα σταθμό στη Μύκονο (δεξιά) σε παρόμοιες υποκεντρικές αποστάσεις στο [Σχήμα 2.15](#) του επόμενου κεφαλαίου της παρούσας διατριβής. Τα πλάτη αναγραφής και το συχνотικό περιεχόμενο της κυματομορφής στη Μύκονο είναι πολύ διαφορετικά από αυτά στο σταθμό της Κρήτης, υποδεικνύοντας την έντονη ανελαστική απόσβεση στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου σε σχέση με το εξωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου.

Η μελέτη της ανελαστικής απόσβεσης είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τη μελέτη των θερμοκρασιακών μεταβολών στο εσωτερικό της Γης. Πολλές σημαντικές γεωφυσικές διεργασίες όπως η διάδοση θερμότητας στο μανδύα, ο μαγματισμός, η κίνηση των τεκτονικών πλακών, περιλαμβάνουν ή προβλέπουν, σημαντικές χωρικές μεταβολές στη θερμοκρασία. Οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων είναι και αυτές ευαίσθητες στις θερμοκρασιακές μεταβολές, αλλά απεικονίζουν καλύτερα ψυχρότερες περιοχές (υψηλότερες ταχύτητες), όπως οι βυθιζόμενες ψυχρές λιθοσφαιρικές πλάκες, παρά περιοχές θερμού (χαμηλών ταχυτήτων) υλικού, όπως στις μεσοωκεάνιες ράχες ή στη σφήνα του μανδύα πάνω από τη βυθιζόμενη πλάκα σε περιοχές κατάδυσης. Σημαντικό ρόλο παίζει η ανελαστική απόσβεση και στο σχεδιασμό των κατασκευών και των κτιρίων, καθώς σε περιοχές με έντονη ανελαστική απόσβεση τα σεισμικά κύματα φτάνουν με πολύ μικρότερα πλάτη, αφού η ανελαστικότητα λειτουργεί ως παράγοντας απόσβεσης στην ταλάντωση του εδάφους, ενώ σε περιοχές χωρίς απόσβεση τα πλάτη των κυμάτων είναι πιθανό να παραμείνουν μεγάλα.

Η πιο εμφανής επίδραση στη διαφοροποίηση των πλατών των σεισμικών κυμάτων κατά τη διάδοσή τους σε σχέση με την απόσταση οφείλεται στη γεωμετρική διασπορά, όπου η ενέργεια ανά μήκος κύματος μεταβάλλεται καθώς το μέτωπο του κύματος εξαπλώνεται. Η γεωμετρική διασπορά είναι διαφορετική για τα κύματα χώρου από αυτή για τα επιφανειακά κύματα, και επίσης αλλάζει ανάλογα με τον τύπο των κυμάτων (π.χ. απευθείας ή διαθλώμενα κλπ.)

Για τα κύματα χώρου, θεωρώντας ένα σφαιρικό κύμα από ένα σεισμό βάθους τότε, σύμφωνα με την αρχή διατήρησης της ενέργειας, η ενέργεια θα διατηρείται καθώς διαδίδεται το κύμα του οποίου η επιφάνεια του μετώπου του θα είναι $4\pi r^2$, όπου r η απόσταση. Συνεπώς, η κινητική ενέργεια καθώς μεγαλώνει το μέτωπο κύματος θα μειώνεται ανάλογα με το $1/r^2$, οπότε το πλάτος κύματος θα μειώνεται ανάλογα με το $1/r$. Επιπλέον, επειδή τα κύματα χώρου στην πραγματικότητα ταξιδεύουν σε μη ομογενή Γη, το πλάτος τους εξαρτάται και από την «εστίαση» ή όχι των ακτινών, ανάλογα με τη δομή ταχύτητας, δηλαδή αναμένονται μεγαλύτερα πλάτη σε περιοχές με μεγάλη πυκνότητα σεισμικών ακτινών και μικρότερα πλάτη σε περιοχές με μικρότερη πυκνότητα. Το πλάτος αναγραφής των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται επίσης από τον τρόπο ακτινοβολίας της πηγής, το εστιακό βάθος, καθώς και από τη συχνότητα λόγω της φύσης του φάσματος της σεισμικής πηγής.

Στην περίπτωση της σκέδασης, η ενέργεια του σεισμικού κύματος αναμεταδίδεται λόγω ανακλάσεων, διαθλάσεων, περιθλάσεων σε διαφορετικές κατευθύνσεις ή πολώνεται διαφορετικά αν το σεισμικό κύμα κατά τη διάδοσή του συναντήσει κάποια ετερογένεια ή ανωμαλία, όπως είναι ρωγμές ή πλευρικές ανωμαλίες στην ταχύτητα με διαστάσεις ανάλογες σε μέγεθος με το μήκος κύματος. Φυσικά, όσο περισσότερο ταξιδεύει το κύμα σε ετερογενείς περιοχές, τόσο το φαινόμενο της σκέδασης γίνεται εντονότερο. Η σκέδαση είναι πολύ σημαντική στον ηπειρωτικό φλοιό ο οποίος έχει πολλά στρώματα μικρού πάχους και γεωφυσικές δομές μικρής κλίμακας, αποτέλεσμα της γεωλογικής εξέλιξης των ηπείρων. Παρά το γεγονός ότι αυτές οι δομές δεν επηρεάζουν σημαντικά τα κύματα με μήκη κύματος μεγαλύτερα των δεκάδων

χλιομέτρων, σε μικρότερα μήκη κύματος, μπορεί να λειτουργήσουν ως σημεία σκέδασης ή πηγές Huygens (κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος, μπορεί να θεωρηθεί ως μια δευτερεύουσα πηγή σφαιρικού κύματος). Έτσι, κάποια από την σκεδασμένη ενέργεια φτάνει στο δέκτη μετά από τον αρχικό παλμό ο οποίος υπακούει στην αρχή του Fermat και ακολουθεί τον πιο σύντομο δρόμο. Αυτή η σκεδαζόμενη ενέργεια έχει ως αποτέλεσμα μετά την άφιξη του πρώτου κύριου (P ή S) κύματος να εμφανίζονται κάποια «πρόσθετα» κύματα, δηλαδή μια «ουρά» (coda) από κύματα με διάφορες συχνότητες, μήκη κύματος, ταχύτητες, πλάτη και φάσεις. Επίσης, σε αντίθεση με το τμήμα της άφιξης του κυρίως κύματος όπου παρατηρείται συσχέτιση της πολικότητας με την κατεύθυνση από την οποία έρχεται το κύμα, τα κύματα διασποράς καταφθάνουν από διάφορες διευθύνσεις με αποτέλεσμα να μην εμφανίζουν κάποια συστηματική κατευθυντικότητα στην κίνηση των υλικών σημείων.

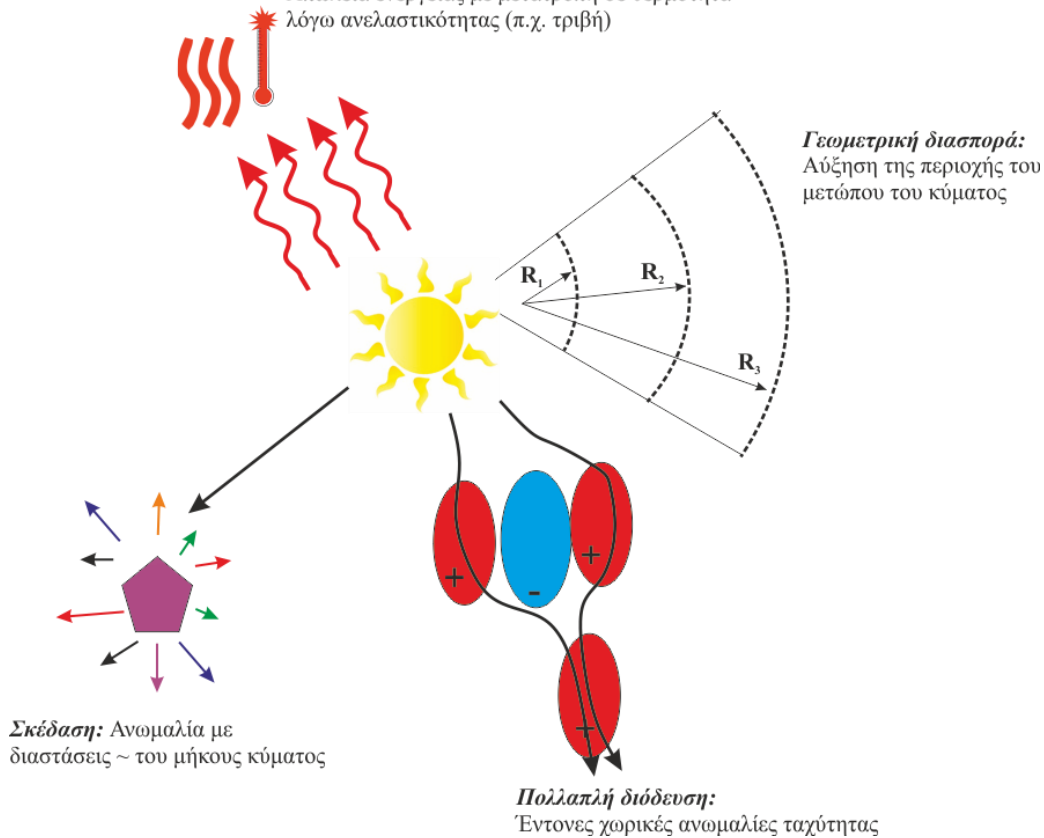
Το φαινόμενο της σκέδασης είναι ιδιαίτερα εμφανές στη Σελήνη. Σε ένα σεισμό στη Γη το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας καταφθάνει σε ένα σταθμό με τα κύματα χώρου (απευθείας ή διαθλώμενα) P και S κύματα. Αντίθετα, στη Σελήνη η ενέργεια των κυμάτων υφίσταται έντονη σκέδαση και δεν μπορούν να διακριθούν οι κύριες αφίξεις P και S κυμάτων σε ένα σεισμογράμμα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα ανώτερα στρώματα της σελήνης είναι ιδιαίτερα κατακερματισμένα, πιθανότατα λόγω του LHB (Late Heavy Bombardment), με αποτέλεσμα η ενέργεια να μην απορροφάται αλλά να ανακλάται/σκεδάζεται σε μικρές δομές, σε αντίθεση με τη Γη όπου υπάρχει έντονη εσωτερική απόσβεση λόγω των ρευστών τα οποία μειώνουν κατά πολύ τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων για μικρά μήκη κύματος (υψηλές συχνότητες) [Stein and Wysession, 2003].

Τα σεισμικά κύματα επηρεάζονται επίσης από τις πλευρικές διαφοροποιήσεις στη δομή ταχύτητας, επειδή τα κύματα διαδίδονται από τα στρώματα με την υψηλότερη ταχύτητα (αρχή ελάχιστου χρόνου) με αποτέλεσμα τη συγκέντρωση ενέργειας σε περιοχές υψηλών ταχυτήτων. Παρά το γεγονός ότι ο φυσικός μηχανισμός του φαινομένου αυτού είναι ο ίδιος με αυτόν των κατακόρυφων μεταβολών στην ταχύτητα εντούτοις, διαχωρίζεται από αυτόν με τον όρο *πολλαπλή διόδευση (multipathing)*. Οι μεταβολές αυτές στην ταχύτητα επηρεάζουν τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων σε μεγαλύτερες αποστάσεις. Για παράδειγμα, μικρές ανωμαλίες στην ταχύτητα κοντά στην περιοχή γένεσης ενός σεισμού μπορεί να προκαλέσει μεγάλες μεταβολές

Πηγή Φωτός (σεισμική πηγή)

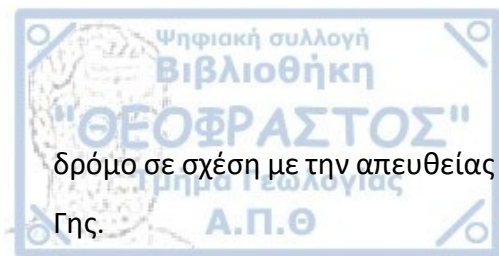
Εσωτερική ή ανελαστική απόσβεση:

Απώλεια ενέργειας με μετατροπή σε θερμότητα λόγω ανελαστικότητας (π.χ. τριβή)



Σχήμα 1.19 Σχηματική απεικόνιση των μηχανισμών που επιδρούν στην απόσβεση των σεισμικών κυμάτων κατ' αναλογία με τα κύματα φωτός: Μηχανισμός γεωμετρικής διασποράς με ελάτωση των πλατών του κύματος με την απόσταση, μηχανισμός σκέδασης με μεταβολή στα πλάτη από ανωμαλίες μεγέθους ανάλογου του μήκους κύματος, μηχανισμός πολλαπλής διάδοσης με διαφοροποιήσεις στα πλάτη από πλευρικές ανωμαλίες στην ταχύτητα και τέλος μηχανισμός ανελαστικής απόσβεσης με μείωση των πλατών των κυμάτων από απώλεια ενέργειας λόγω ανελαστικών διεργασιών (τριβή) και μετατροπή σε θερμότητα.

στα πλάτη των σεισμικών κυμάτων σε τηλεσεισμικές αποστάσεις. Το φαινόμενο αυτό μπορεί να γίνει σημαντικό, αφού οι περισσότεροι σεισμοί απαντώνται σε περιοχές ορίων των λιθοσφαιρικών πλακών, όπως είναι οι ζώνες κατάδυσης και οι μεσο-ωκεάνιες ράχες, όπου υπάρχουν σημαντικές ετερογένειες στην ταχύτητα. Όταν εμφανίζεται το φαινόμενο της πολλαπλής διάδοσης (multipathing), για τα σεισμικά κύματα τα οποία φτάνουν σε ένα σεισμολογικό σταθμό οι σεισμικές τους ακτίνες εμφανίζονται σαν να έχουν διανύσει επιπλέον

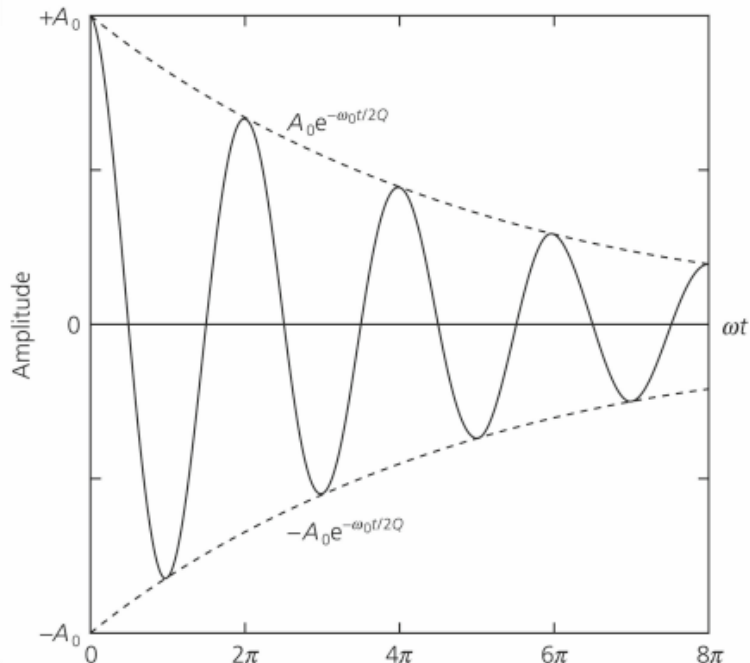
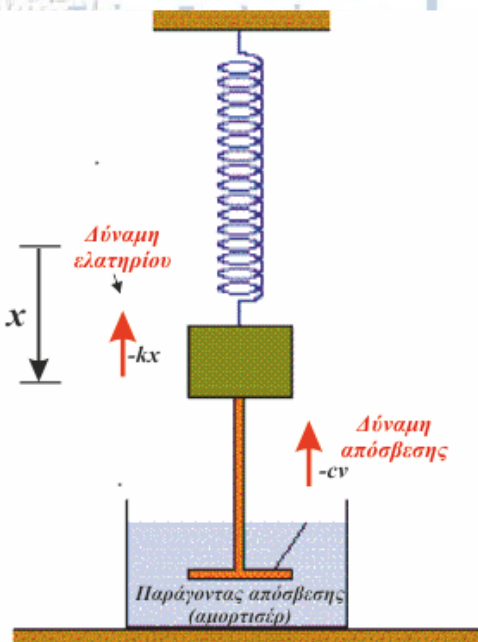


δρόμο σε σχέση με την απευθείας διαδρομή, και να έχουν «καλύψει» μεγαλύτερες περιοχές της Γης.

Στο **Σχήμα 1.19** παρουσιάζεται ένα απλοποιημένο σχήμα, το οποίο απεικονίζει τους τρόπους με τους οποίους αποσβένεται η ενέργεια ενός σεισμικού κύματος, συσχετίζοντας το με τη συμπεριφορά του φωτός και τους τρόπους με τους οποίους συμπεριφέρεται το αντίστοιχο ηλεκτρομαγνητικό κύμα φωτός. Αρχικά, καθώς το φως απομακρύνεται από την πηγή, και διανύει μεγαλύτερες αποστάσεις, η ενέργεια του κύματος μειώνεται καθώς αυτό εξαπλώνεται σε μεγαλύτερες περιοχές. Επίσης, η ένταση του φωτός μειώνεται από τη σκέδαση στα μόρια του αέρα, σκόνης και νερού που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα (των οποίων τα μεγέθη είναι παρόμοια με το μέγεθος του μήκους κύματος του φωτός), με αποτέλεσμα να εμφανίζεται το φαινόμενο της σκέδασης. Ακόμη το φως εστιάζεται ή αποκλίνει από μεταβολές στις διαθλαστικές ιδιότητες του αέρα. Η διαδικασία αυτή προκαλεί π.χ. τους αντικατοπτρισμούς, όπου το φως διαθλάται διαφορετικά από το ζεστό αέρα πάνω από το έδαφος, οδηγώντας το φως σε πολλαπλή διόδευση. Τέλος, ένα ποσοστό της ενέργειας του φωτός απορροφάται από τον αέρα και μετατρέπεται σε θερμότητα. Αυτή η διαδικασία διαφέρει από τις άλλες τρεις, διότι η ενέργεια του κύματος χάνεται και δεν ανακατευθύνεται σε άλλες διαδρομές, όπως συμβαίνει στις τρεις άλλες περιπτώσεις. Η διαδικασία αυτή μείωσης των πλατών των κυμάτων για την περίπτωση των σεισμικών κυμάτων (αλλά και του φωτός) είναι ανελαστική, γι' αυτό και ονομάζεται ανελαστική απόσβεση ή εσωτερική απορρόφηση. Περισσότερες λεπτομέρειες για την ανελαστική απόσβεση, τον τρόπο που επιδρά στα σεισμικά κύματα, καθώς και τον τρόπο μέτρησης της δίνονται στη συνέχεια καθώς και στο επόμενο κεφάλαιο.

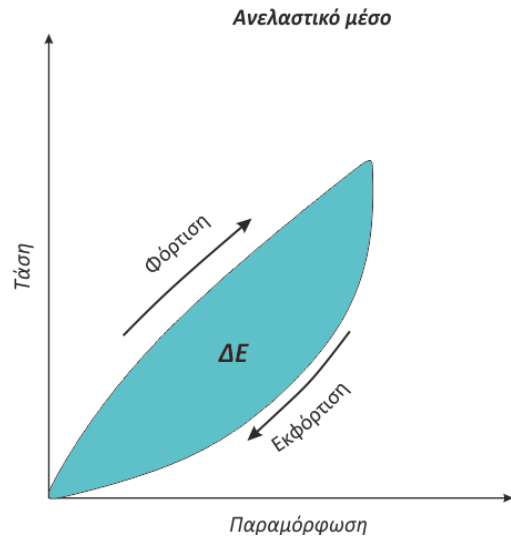
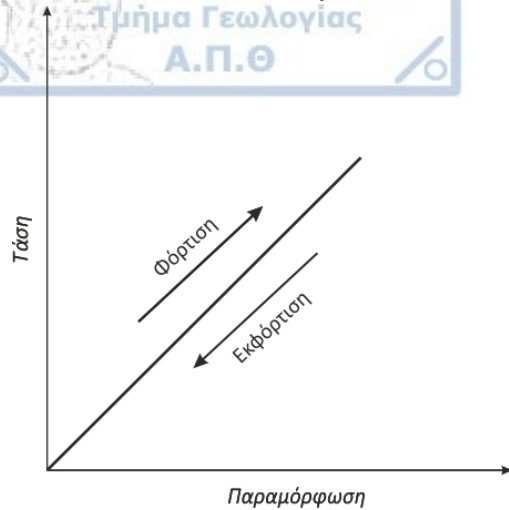
1.2.3 ΕΣΩΤΕΡΙΚΗ-ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗ ΑΠΟΣΒΕΣΗ

Ο απλούστερος τρόπος περιγραφής της ανελαστικής απόσβεσης είναι με τη χρήση ενός απλού αρμονικού ταλαντωτή με απόσβεση ο οποίος αποτελείται από ένα ελατήριο και ένα αμορτισέρ. Αν δεν υπήρχε ο παράγοντας απόσβεσης στο ελατήριο (δηλαδή το αμορτισέρ) και δεν υπήρχε καθόλου τριβή, τότε από τη στιγμή που θα ξεκινούσε η ταλάντωση του ελατηρίου



Σχήμα 1.20 Αρμονική ταλάντωση με απόσβεση. Το πλάτος της ταλάντωσης που φαίνεται από την περιβάλλουσα συνάρτηση (διακεκομμένες γραμμές) είναι αρχικά A_0 , αλλά φθίνει με το χρόνο με ρυθμό ο οποίος καθορίζεται από τον ποιότητα ή παράγοντα απόσβεσης της ταλάντωσης [Stein and Wysession, 2003].

δε θα σταματούσε ποτέ, αφού δε θα υπήρχε απώλεια ενέργειας. Στο ελατήριο όμως υπάρχει ένας μηχανισμός απόσβεσης, με αποτέλεσμα να υπάρχει απώλεια ενέργειας η οποία μετατρέπεται σε θερμότητα. Η δύναμη απόσβεσης είναι ανάλογη της ταχύτητας της μάζας του ταλαντωτή και αντιτίθεται στην κίνηση του ελατηρίου, με αποτέλεσμα τη μείωση των πλατών του κύματος της ταλάντωσης με το χρόνο. Έτσι στην εξίσωση της κίνησης της μάζας του ελατηρίου εισέρχεται ο παράγοντας απόσβεσης, ο οποίος εκφράζεται συνήθως με τον **παράγοντα ποιότητας, Q** , που καθορίζει την μείωση των πλατών του κύματος με το χρόνο και η ταλάντωση πλέον δεν είναι απλή αρμονική, αλλά αρμονική με απόσβεση. Στο **Σχήμα 1.20** παριστάνεται μια αρμονική ταλάντωση με απόσβεση, καθώς και η περιβάλλουσα του πλάτους της ταλάντωσης (διακεκομμένες γραμμές) η οποία έχει αρχικό πλάτος A_0 , το οποίο μειώνεται με ρυθμό ο οποίος καθορίζεται από τον παράγοντα ποιότητας Q [Stein and Wysession, 2003]. Ο παράγοντας ποιότητας Q είναι αντιστρόφως ανάλογος με τον παράγοντα απόσβεσης, με αποτέλεσμα όσο μικρότερος είναι ο παράγοντας απόσβεσης, τόσο μεγαλύτερος να είναι ο



Σχήμα 1.21 Διαγράμματα τάσης-παραμόρφωσης για ένα ελαστικό μέσο (αριστερά) και ένα ανελαστικό μέσο (δεξιά). Στο ανελαστικό μέσο η διαδρομή που ακολουθείται για την επαναφορά στην αρχική κατάσταση του μέσου είναι διαφορετική από τη διαδρομή που ακολουθήθηκε για να φτάσει το σώμα στην εντατική του κατάσταση υπό την εφαρμογή μιας τάσης. Το εμβαδό που σχηματίζει η λεγόμενη καμπύλη υστέρησης-η καμπύλη που σχηματίζεται από τη διαδρομή της φόρτισης και εκφόρτισης του μέσου- αποτελεί το ποσό ενέργειας που μετατρέπεται σε θερμότητα (ΔE).

παράγοντας ποιότητας.

Κατ' αντιστοιχία, η Γη, στην οποία διαδίδονται τα σεισμικά κύματα, δεν αποτελεί ελαστικό μέσο, και άρα υπάρχει απώλεια ενέργειας κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων καθώς ταλαντώνονται τα υλικά σημεία του μέσου (Γη) και έχουμε μετατροπή της σε θερμότητα. Σε αναλογία με τον παράγοντα ποιότητας σε μια ταλάντωση με απόσβεση, η ανελαστική απόσβεση των σεισμικών κυμάτων περιγράφεται ποσοτικά με την αδιάστατη ποσότητα του παράγοντα ποιότητας Q , ο οποίος δηλώνει το ποσοστό της απώλειας ενέργειας λόγω της εσωτερικής τριβής σε ένα μήκος κύματος σύμφωνα με τη σχέση:

$$\frac{1}{Q} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} = \frac{\zeta}{2\pi}$$

1.1

όπου ζ ο παράγοντας απόσβεσης ($\Delta E/E$), E είναι η ενέργεια που περιέχεται στο διαδιδόμενο κύμα και ΔE , η απώλεια ενέργειας που συμβαίνει σε μια περίοδο της ταλάντωσης (ή σε ένα

μήκος κύματος). Η απώλεια αυτή της ενέργειας οφείλεται στην ανελαστικότητα του μέσου διάδοσης (Γη) καθώς ταλαντώνονται τα υλικά του σημεία κατά τη διάδοση του σεισμικού κύματος. Στο **Σχήμα 1.21** φαίνεται το διάγραμμα τάσης-παραμόρφωσης για ένα ελαστικό και ένα ανελαστικό μέσο. Παρατηρείται ότι σε αντίθεση με ένα ελαστικό μέσο, το οποίο επιστρέφει στην αρχική του κατάσταση μετά την εφαρμογή τάσης η οποία το παραμορφώνει χωρίς την απώλεια ενέργειας, στο ανελαστικό μέσο υπάρχει απορρόφηση ενέργειας κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης από την άσκηση τάσεων η οποία μετατρέπεται σε θερμότητα, με αποτέλεσμα στη φάση της εκφόρτισης να επιστρέφει στην αρχική του κατάσταση ακολουθώντας διαφορετική διαδρομή, δημιουργώντας τη λεγόμενη καμπύλη υστέρησης. Το εμβαδό της επιφάνειας που δημιουργείται στο διάγραμμα τάσης-παραμόρφωσης μεταξύ της καμπύλης της φόρτισης και της καμπύλης εκφόρτισης, αποτελεί το ποσό της ενέργειας που έχει απορροφηθεί από το μέσο (ΔE). Κατ' αντιστοιχία, στο παράδειγμα του ελατηρίου, αν ασκηθεί μια δύναμη σε αυτό, είτε συμπιεστική είτε εφελκυστική, τότε, το ελατήριο στο οποίο υπάρχει η συσκευή απόσβεσης θα επιστρέφει στην αρχική του κατάσταση ακολουθώντας διαφορετική διαδρομή ανάλογα με τις ιδιότητες του αμορτισέρ (δηλαδή του παράγοντα απόσβεσης που εφαρμόζεται στο ελατήριο), με την μετατροπή της ενέργειας σε θερμότητα.

Αντί του παράγοντα ποιότητας Q συνήθως χρησιμοποιείται η ποσότητα Q^{-1} επειδή έχει το πλεονέκτημα να είναι ανάλογη και όχι αντιστρόφως ανάλογη με την απόσβεση (**Εξίσωση 1.1**). Αυτό σημαίνει ότι περιοχές με χαμηλές τιμές του παράγοντα ποιότητας έχουν μεγαλύτερη απόσβεση από περιοχές με υψηλότερες τιμές του Q . Η μείωση των πλατών των σεισμικών κυμάτων καθορίζεται από την κατανομή των υλικών και τις ιδιότητες τους (π.χ. θερμοκρασία) στο εσωτερικό της Γης που έχουν σαν αποτέλεσμα την ανελαστική απώλεια ενέργειας. Έτσι, αυτή η κατανομή των υλικών μπορεί να περιγραφεί χρησιμοποιώντας τον όρο δομή Q ή **δομή ανελαστικής απόσβεσης**, κατ' αντιστοιχία με τη δομή ταχύτητας. Κατ' αναλογία, μπορεί να περιγραφεί η δομή απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων και των κυμάτων χώρου, καθώς και δομή απόσβεσης των επιμήκων Q_P και Q_S των εγκαρσίων κυμάτων αντίστοιχα, όπως και με τη δομή ταχύτητας.

Στα σεισμικά κύματα που διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης, η μετατροπή ενέργειας ανά μήκος κύματος είναι πολύ μικρή ($Q \gg 1$), για αυτό και μπορεί να χρησιμοποιηθεί η

παρακάτω σχέση που δίνει το πλάτος, $A(x)$, ενός ελαστικού κύματος με συχνότητα, ω , και ταχύτητα διάδοσης, c , σε απόσταση, x , σε σχέση με το αρχικό πλάτος, A_0 :

$$A(x) = A_0 e^{\frac{-\omega x}{2cQ}}$$

1.2

όπου το x υπολογίζεται κατά τη διεύθυνση της διάδοσης και c είναι η ταχύτητα διάδοσης. Η **Εξίσωση 1.2** δείχνει ότι για σταθερό Q , όσο μεγαλύτερη είναι η συχνότητα ω τόσο μεγαλύτερη είναι και η απόσβεση. Αυτό συμβαίνει διότι σε μια δεδομένη απόσταση το κύμα με τη μεγαλύτερη συχνότητα θα κάνει περισσότερες ταλαντώσεις από το κύμα μικρότερης συχνότητας [Lay and Wallace, 1995. Η ταχύτητα c εξαρτάται από τον τύπο του κύματος, δηλαδή αν είναι Ρ ή S κύμα. Έτσι το πλάτος των αρμονικών κυμάτων μπορεί να γραφτεί ως το γινόμενο ενός πραγματικού εκθετικού όρου και ενός φανταστικού εκθετικού όρου. Η μείωση του πλάτους λόγω της ανελαστικής απόσβεσης ενσωματώνεται στον πραγματικό όρο, ενώ ο φανταστικός όρος περιγράφει τις αρμονικές ταλαντώσεις. Οι δύο αυτοί εκθετικοί όροι ενσωματώνονται σε μια εξίσωση η οποία περιγράφει το πλάτος των αρμονικών κυμάτων :

$$A(x, t) = A_0 e^{-\omega x/2cQ} e^{-i\omega(t-\frac{x}{c})}$$

1.3

όπου ο πραγματικός εκθετικός όρος περιγράφει τη φθίνουσα περιβάλλουσα συνάρτηση του σήματος του **Σχήματος 1.20**, δηλαδή το ολικό πλάτος καθώς διαδίδεται το κύμα. Η παραπάνω εξίσωση μπορεί να γραφτεί ως συνάρτηση του χρόνου αν θέσουμε $t = x/c$:

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-\omega t}{2Q}}$$

1.4

Η ανελαστική απόσβεση των κυμάτων χώρου συχνά περιγράφεται χρησιμοποιώντας τον όρο t^* , ο οποίος ονομάζεται **χρόνος απόσβεσης** και αν οι σεισμικές ακτίνες διαδίδονται σε μια περιοχή σταθερού Q δίνεται από την παρακάτω σχέση :

$$t^* = \frac{t}{Q} = \frac{\text{χρόνος διαδρομής}}{\text{παράγοντας ποιότητας}}$$

1.5

Λόγω της μεταβολής του παράγοντα ποιότητας Q , στο εσωτερικό της Γης, ο χρόνος απόσβεσης t^* υπολογίζεται με ολοκλήρωση της **Εξίσωσης 1.5** κατά μήκος του δρόμου διάδοσης [Stein and Wysession, 2003]:

$$t^* = \int_L \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^N \frac{\Delta t_i}{Q_i}$$

1.6

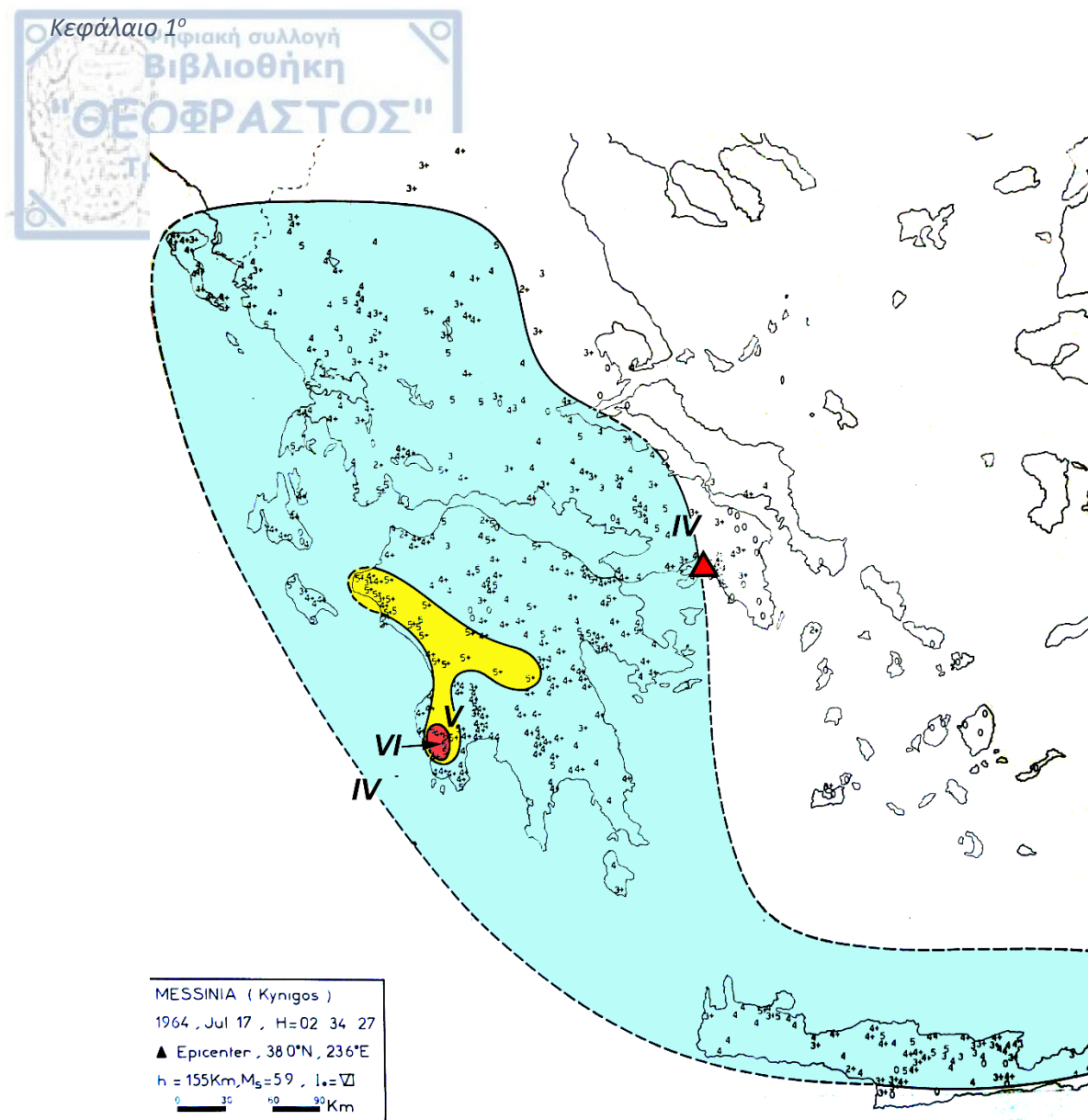
όπου Δt_i και Q_i είναι ο χρόνος διαδρομής και ο παράγοντας ποιότητας, αντίστοιχα, στο i τμήμα της διαδρομής L , θεωρώντας μια σεισμική ακτίνα με N διακριτά τμήματα i , με σταθερή τιμή Q_i σε κάθε τμήμα. Με βάση την παραπάνω σχέση και χρησιμοποιώντας τους χρόνους ανελαστικής απόσβεσης t^* των κυμάτων χώρου μπορούν να υπολογιστούν οι αντίστοιχοι παράγοντες ποιότητας, και στη συνέχεια να κατασκευαστούν μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης στο χώρο με την αντιστροφή των δεδομένων αυτών όπως γίνεται με την αντιστροφή των χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων για τον καθορισμό της δομής ταχυτήτων σε μια περιοχή. Περισσότερες λεπτομέρειες για τη σεισμική τομογραφία ανελαστικής απόσβεσης παρουσιάζονται στο 3^ο Κεφάλαιο της παρούσας διατριβής.

Τα μοντέλα δομής ταχυτήτων του μανδύα έχουν εξελίξει τη γνώση μας για τη δυναμική του μανδύα της Γης σε κλίμακα μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων [Romanowicz, 2008]. Ωστόσο, αυτά τα μοντέλα ταχύτητας δεν επαρκούν από μόνα τους για να περιγράψουν τις φυσικές διεργασίες στο εσωτερικό της Γης. Όμως τα μοντέλα δομής ανελαστικής απόσβεσης όταν συνδυάζονται με τα μοντέλα δομής ταχυτήτων μπορούν να προσφέρουν συμπληρωματικές πληροφορίες σχετικά με τη φυσική κατάσταση των υλικών στο εσωτερικό της Γης, λόγω του ότι η εξάρτηση της ανελαστικής απόσβεσης από τη θερμοκρασία, την περιεκτικότητα σε νερό, τη χημική σύνθεση και τη μερική τήξη είναι διαφορετικές από εκείνη της ταχύτητας. Η ανελαστική απόσβεση έχει πολύ ισχυρότερη ευαισθησία στη θερμοκρασία και στην περιεκτικότητα σε νερό από την ελαστική ταχύτητα, μικρότερη ευαισθησία στη σύνθεση

και διαφορετική ευαισθησία στην τήξη [Anderson, 1967; Sato et al., 1989; Karato and Jung, 1998; Hammond and Humphreys, 2000a, 2000b; Jackson et al., 2002; Faul et al., 2004; Faul and Jackson, 2005; Shito et al., 2013].

Η δομή ανελαστικής απόσβεσης δεν έχει μελετηθεί σε τέτοια έκταση όσο η δομή ταχύτητας, και τα παγκόσμια μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης έχουν καθοριστεί μόνο για μεγάλα μήκη κύματος, αφού τα αποτελέσματα της ανελαστικής απόσβεσης δεν μπορούν να διακριθούν εύκολα από τη σκέδαση, την εστίαση/αποεστίαση, την τοπική ενίσχυση του φλοιού και άλλα φαινόμενα που επιδρούν στα πλάτη των σεισμικών κυμάτων, ακόμα και αν θεωρηθεί η Γη ως τελείως ελαστική αλλά ετερογενής. Παρόλα αυτά, το βάθος και η κατανομή των ανωμαλιών της θερμοκρασίας και των ρευστών, συμπεριλαμβανομένου της τήξης και της απελευθέρωσης των πτητικών στοιχείων από το βυθιζόμενο λιθοσφαιρικό τέμαχος στη σφήνα του μανδύα στις ζώνες κατάδυσης, είναι εξαιρετικής σημασίας για την κατανόηση της δομής και της δυναμικής των συστημάτων αυτών. Τα τελευταία χρόνια έχουν πραγματοποιηθεί διάφορες μελέτες που αφορούν τη δομή ανελαστικής απόσβεσης σε ζώνες κατάδυσης, όπως ενδεικτικά των Roth et al., [1999, 2000] για τη ζώνη κατάδυσης της Τόνγκα, των Pozgay et al., [2009] για την περιοχή των Μαριανών, των Rychert et al., [2008] και Chen and Clayton, [2009, 2012] για την κεντρική Αμερική, των Salah and Zhao, [2003], Liu et al., [2014] και Liu and Zhao, [2015] για την Ιαπωνία, των Stachnik et al., [2004] για την Αλάσκα.

Από το 1933 ο Sieberg παρατηρώντας μακροσεισμικά δεδομένα, κυρίως σεισμών βάθους στην περιοχή του Ν. Αιγαίου, διαπίστωσε την έντονη απόσβεση κυρίως των εγκαρσίων κυμάτων στην περιοχή των Κυκλάδων, που είχε ως αποτέλεσμα την ύπαρξη μικρότερων μακροσεισμικών εντάσεων στις περιοχές αυτές από ότι σε λιγότερο απομακρυσμένες από το επίκεντρο περιοχές. Η ύπαρξη της ζώνης έντονης απόσβεσης στο ηφαιστειακό τόξο του Ν. Αιγαίου μελετήθηκε από τους Parazachos and Comninakis [1971], οι οποίοι διαπίστωσαν πολύ μεγάλες αλλαγές στα αναγραφόμενα πλάτη σεισμών ενδιαμέσου βάθους σε σταθμούς που βρίσκονταν πίσω και μπροστά από το ελληνικό τόξο. Σε ανάλογο συμπέρασμα για την ύπαρξη ζώνης απόσβεσης κατέληξε ο Delibasis [1982] χρησιμοποιώντας το λογισμικό RATLIM (Ray Tracing Program) των Psencik and Cervený [1978] σε συνδυασμό με τον υπολογισμό του λόγου Poisson στην περιοχή του Ν. Αιγαίου όπου υπάρχει μικρή σεισμικότητα, θερμική ροή και μαγματισμός



Σχήμα 1.22 Σεισμός ενδιάμεσου βάθους της 17^{ης} Ιουλίου 1964, με μέγεθος $M=5.9$ και εστιακό βάθος $h=155\text{km}$ στην περιοχή της Αττικής και αντίστοιχες ισόσειστες καμπύλες που προέκυψαν από τις παρατηρούμενες μακροσεισμικές εντάσεις [Parazachos et al., 1982]. Η μεγαλύτερη ένταση, σε αντίθεση με την περιοχή της Αθήνας που η τιμή της ένταση βρέθηκε ίση με IV, παρατηρήθηκε στη Μεσσηνία (χωρίς Κυνηγός), πολύ μακρύτερα από το επίκεντρο του σεισμού (VI).

όπως φαίνεται και από τα ηφαίστεια που υπάρχουν στην περιοχή. Πιο πρόσφατα, οι Konstantinou and Melis [2008], ανέλυσαν τις ιδιότητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων σεισμών ενδιάμεσου βάθους κατά μήκος της ελληνικής ζώνης υποβύθισης χρησιμοποιώντας δεδομένα του μόνιμου δικτύου σειсмоγράφων του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Σε ότι αφορά την περιοχή του Ν. Αιγαίου, η μελέτη της δομής απόσβεσης είναι εξαιρετικά σημαντική αφού μπορεί να συμβάλλει στον αξιόπιστο καθορισμό του μεγέθους των σεισμών βάθους, στην πρόγνωση της εδαφικής σεισμικής κίνησης για τις ανάγκες του αντισεισμικού κανονισμού, αλλά και στον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών της δομής της Γης που δεν μπορούν εύκολα να μελετηθούν χρησιμοποιώντας μόνο τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων. Για παράδειγμα, πολλοί σεισμολόγοι έχουν παρατηρήσει πολύ μεγαλύτερα πλάτη αναγραφής σεισμών ενδιαμέσου βάθους σε πιο απομακρυσμένους από το επίκεντρο σταθμούς από ότι σε περισσότερο κοντινούς. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται κυρίως στην ανελαστική απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα καθώς διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα της ύπαρξης έντονης απόσβεσης στο Ν. Αιγαίο δίνεται στο **Σχήμα 1.22** [Parazachos et al., 1982] όπου παρουσιάζεται ο χάρτης των μακροσεισμικών εντάσεων με τη μορφή ισόσειστων καμπυλών, που παρατηρήθηκαν από ένα σεισμό ενδιαμέσου βάθους ~155km στην περιοχή της Αθήνας. Αν και ο εστιακός χώρος του συγκεκριμένου σεισμού ήταν κάτω από την περιοχή της Αττικής, οι μεγαλύτερες τιμές μακροσεισμικής έντασης, επομένως και ισχυρής εδαφικής κίνησης, παρατηρήθηκαν πολύ μακρύτερα από το επίκεντρο, και συγκεκριμένα στην περιοχή της Μεσσηνίας.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτή η αναγκαιότητα προσδιορισμού ενός νέου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης για την περιοχή του Ν. Αιγαίου, όπου λαμβάνει χώρα η υποβύθιση της πλάκας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Ο προσδιορισμός ενός τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης μπορεί να προσφέρει πληροφορίες για τη σφήνα του μανδύα μεταξύ της πλάκας του Αιγαίου και της καταδυόμενης πλάκας της Αν. Μεσογείου, κάτω από το ηφαιστειακό τόξο αλλά και την κατανομή των ανωμαλιών ανελαστικής απόσβεσης κατά μήκος του ελληνικού τόξου, οι οποίες αποτελούν πολύτιμο εργαλείο τόσο για τη μελέτη της δυναμικής της ζώνης κατάδυσης όσο και για τη μελλοντική χρήση του μοντέλου στις σχέσεις ισχυρής σεισμικής κίνησης σε ότι αφορά τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην ευρύτερη περιοχή.



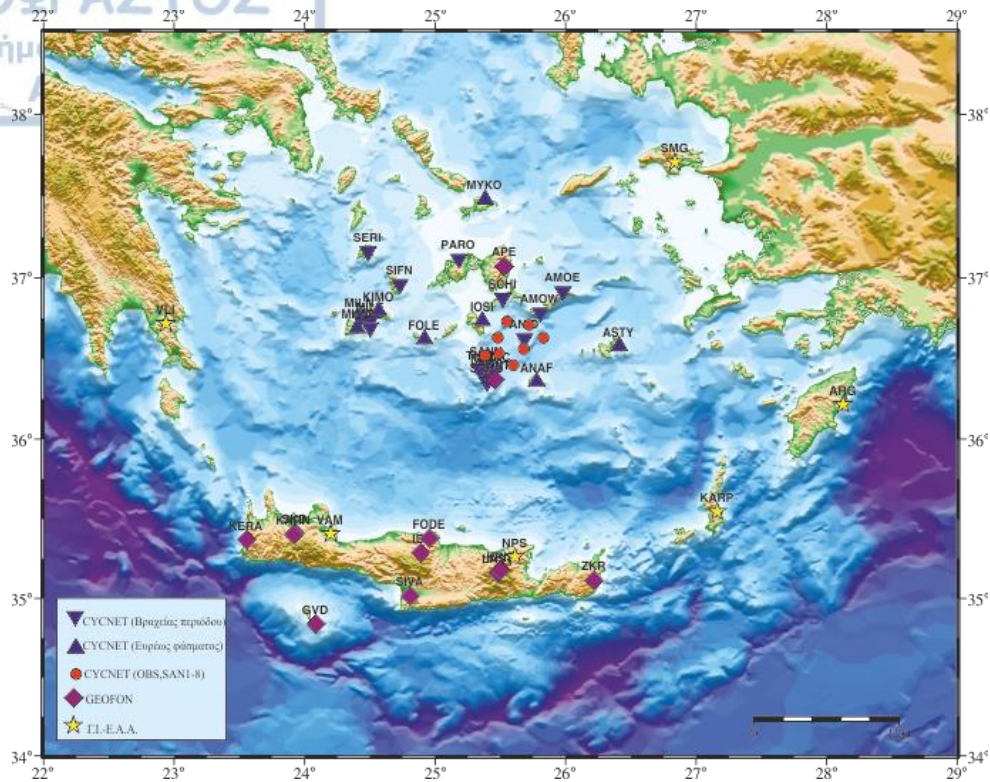


2. ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΟΠΙΚΑ ΔΙΚΤΥΑ ΚΑΤΑΓΡΑΦΗΣ ΣΕΙΣΜΩΝ

2.1.1 ΔΙΚΤΥΟ CYCNET

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από ένα τοπικό δίκτυο σειсмоγράφων που είχε εγκατασταθεί στην περιοχή του Ν. Αιγαίου και συγκεκριμένα στην περιοχή των Κυκλάδων από το πανεπιστήμιο Ruhr University, Bochum, χρησιμοποιώντας εξοπλισμό που είναι διαθέσιμος στο εθνικό ερευνητικό κέντρο Γεωεπιστημών της Γερμανίας GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam. Το δίκτυο αυτό, με τον κωδικό CYCNET [Bohnhoff et al., 2004], βρισκόταν σε λειτουργία από το Σεπτέμβριο του 2002 έως και τον Οκτώβριο του 2005. Συνολικά είχαν εγκατασταθεί 22 σταθμοί σε 17 νησιά, οι οποίοι κάλυπταν το κεντρικό τμήμα του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου με σκοπό τον ακριβή προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών που παρατηρούνται στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου, καθώς και 8 υποθαλάσσιοι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι εγκαταστάθηκαν μεταξύ των νησιών Αμοργού-Σαντορίνης, με σκοπό την λεπτομερέστερη μελέτη των σεισμών στη σεισμογενή ζώνη μεταξύ των δύο νησιών. Στα δεδομένα που καταγράφηκαν από τους σταθμούς αυτούς προστέθηκαν



Σχήμα 2.1 Κατανομή των σταθμών του δικτύου CYCNET, καθώς και των σταθμών των δικτύων GEOFON και του μόνιμου δικτύου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (NOA) οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο του ίδιου έργου. Τα μπλε τρίγωνα παριστάνουν τους σταθμούς του CYCNET που ήταν εξοπλισμένοι με ευρέως φάσματος σεισμόμετρα, τα ανεστραμμένα τρίγωνα παριστάνουν τους σταθμούς του δικτύου που ήταν εξοπλισμένοι με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα και οι κόκκινοι κύκλοι τους υποθαλάσσιους σταθμούς που εγκαταστάθηκαν στη ζώνη Σαντορίνης-Αμοργού. Οι σταθμοί του δικτύου GEOFON παριστάνονται με ρόμβους ενώ οι σταθμοί του NOA με αστέρι.

και τα δεδομένα από 11 σταθμούς του μόνιμου δικτύου του GEOFON [Hanka and Kind, 1994], που είναι εγκατεστημένοι στον Ελληνικό χώρο, καθώς επίσης και από 7 σταθμούς από το μόνιμο δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την καλύτερη αξιμουθιακή και χωρική κάλυψη της ευρύτερης περιοχής, η οποία είναι ιδιαίτερα σημαντική στην περίπτωση της καταγραφής σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Στο χάρτη του **Σχήματος 2.1** φαίνεται η χωρική κατανομή των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν από το δίκτυο CYCNET, και στον **Πίνακα 2.1** δίνονται τα ονόματα των σταθμών, οι γεωγραφικές συντεταγμένες τους, ο τύπος του ψηφιοποιητή και του σεισμομέτρου και ο σειριακός αριθμός του, η ημερομηνία έναρξης και λήξης λειτουργίας του κάθε σταθμού και τυχόν αλλαγές στο όργανο, καθώς και οι διορθώσεις στους χρόνους διαδρομής των P και S κυμάτων που υπολογίστηκε ότι πρέπει να γίνουν για τον υπολογισμό των επικέντρων (station corrections).



Σταθμός	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Υψόμετρο	Ψηφιοποιητής	Αισθητήρας	Ημερομηνία έναρξης	Ημερομηνία λήξης	Pcorr	Scorr
AMOE	36.915	25.9788	210	EDL/3042	L4-3D/1904	13.09.2002	14.11.2003	-0.32	-0.87
	36.915	25.9788	210	EDL/3978	L4-3D/1528	14.11.2003	11.10.2004	-0.32	-0.87
	36.915	25.9788	210	EDL/3977	L4-3D/1528	10.10.2004	23.11.2004	-0.32	-0.87
	36.915	25.9788	210	EDL/3944	L4-3D/2621	23.11.2004	19.10.2005	-0.32	-0.87
AMOW	36.7838	25.8062	325	EDL/3043	L4-3D/1828	13.09.2002	16.07.2003	-0.05	-0.33
ANAF	36.3581	25.7783	305	EDL/3056	L4-3D/1907	23.09.2002	20.11.2002	0.07	0.21
	36.3581	25.7783	305	EDL/3023	L4-3D/1907	20.11.2002	11.03.2003	0.07	0.21
	36.3581	25.7783	305	EDL/3023	STS-2	11.03.2003	15.11.2003	0.07	0.21
	36.3581	25.7783	305	EDL/3976	STS-2	15.11.2003	10.05.2004	0.07	0.21
	36.3581	25.7783	305	EDL/3976	CMG-3/0051	10.05.2004	11.10.2005	0.07	0.21
ANID	36.6251	25.6847	181	EDL/3052	L4-3D/1903	22.09.2002	02.07.2003	-0.06	-0.24
	36.6251	25.6847	181	EDL/3017	L4-3D/1903	02.07.2003	16.11.2003	-0.06	-0.24
	36.6251	25.6847	181	EDL/3982	L4-3D/1327	16.11.2003	13.10.2005	-0.06	-0.24
ASTY	36.5795	26.4114	192	EDL/3038	STS-2	27.09.2002	16.11.2003	0	0.4
	36.5795	26.4114	192	SEIS/-1	L4-3D/1947	16.11.2003	08.05.2004	0	0.4
	36.5795	26.4114	192	EDL/3345	STS-2	08.05.2004	20.10.2005	0	0.4
FOLE	36.6216	24.9197	292	EDL/3045	L4-3D/1169	16.09.2002	14.11.2003	-0.13	-0.71
	36.6216	24.9197	292	EDL/3979	CMG-3/0050	14.11.2003	14.10.2005	-0.13	-0.71
IOSI	36.7347	25.3618	52	EDL/3031	L4-3D/1350	15.09.2002	14.03.2003	-0.34	-0.9
	36.7347	25.3618	52	EDL/3031	STS-2	14.03.2003	11.11.2003	-0.34	-0.9
	36.7347	25.3618	52	EDL/3984	STS-2	11.11.2003	15.10.2005	-0.34	-0.9
KIMO	36.7949	24.568	156	EDL/3047	L4-3D/1343	18.09.2002	16.03.2003	0.11	-0.58
	36.7949	24.568	156	EDL/3047	STS-2	16.03.2003	08.11.2003	0.11	-0.58
	36.7949	24.568	156	EDL/3980	STS-2	08.11.2003	15.10.2005	0.11	-0.58
MILN	36.7581	24.4232	148	EDL/3978	L4-3D/1528	29.11.2002	06.11.2003	0.19	-1.86
MILO	36.6899	24.4018	176	EDL/3089	STS-2	18.09.2002	06.11.2003	0.23	-0.17
MILS	36.6932	24.5028	164	EDL/3975	L4-3D/1326	30.11.2002	06.11.2003	0.12	-0.58
MYKO	37.4822	25.3844	147	EDL/3066	L4-3D/1338	13.09.2002	20.03.2003	-0.06	-0.64
	37.4822	25.3844	147	EDL/3066	STS-2	20.03.2003	11.11.2003	-0.06	-0.64

	37.4822	25.3844	147	EDL/3978	STS-2	11.11.2003	17.10.2005	-0.06	-0.64
NAXO	36.98	25.44	119	EDL/3988	L4-3D1947	19.10.2004	19.10.2005	-0.32	-0.21
NEAK	36.4087	25.4014	59	EDL/3977	L4-3D/1527	04.12.2002	17.11.2003	0.09	0.75
	36.4087	25.4014	59	EDL/3987	SM-06	05.06.2005	05.10.2005	0.09	0.75
PARO	37.115	25.1825	71	EDL/3051	L4-3D/1165	12.09.2002	12.11.2003	-0.13	-0.4
	37.115	25.1825	71	EDL/3983	L4-3D/2615	12.11.2003	16.10.2005	-0.13	-0.4
PARS	37.0285	25.2253	121	EDL/3989	L4-3D/1529	16.02.2004	16.10.2005	-0.2	-0.23
SANC	36.4218	25.4514	80	EDL/3976	L4-3D/1327	03.12.2002	13.03.2003	0.34	1.08
SANN	36.4602	25.3938	154	EDL/3087	L4-3D/1891	08.09.2002	07.11.2003	0.16	0.43
	36.4602	25.3938	154	EDL/3986	SM-06	05.06.2005	30.09.2005	0.16	0.43
SANS	36.3557	25.3972	103	EDL/3053	L4-3D/1906	08.09.2002	07.11.2003	0.11	0.22
	36.3557	25.3972	103	EDL/3985	SM-06	04.06.2005	20.09.2005	0.11	0.22
SCHI	36.8744	25.518	106	EDL/3055	L4-3D/1908	12.09.2002	12.11.2003	-0.26	-0.62
	36.8744	25.518	106	EDL/3975	L4-3D/1326	12.11.2003	19.10.2005	-0.26	-0.62
SERI	37.161	24.4853	463	EDL/3339	CMG-3/0045	01.12.2002	16.10.2004	-0.19	-0.91
SIFN	36.9587	24.7297	222	EDL/3067	L4-3D/1905	18.09.2002	24.03.2003	-0.12	-1.11
	36.9587	24.7297	222	EDL/3976	L4-3D/1905	24.03.2003	07.11.2003	-0.12	-1.11
THIR	36.4339	25.343	159	EDL/3979	L4-3D/1950	03.12.2002	08.11.2003	0.16	0.47
SAN1	36.5199	25.3803	-280	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	0.16	0.84
SAN2	36.6305	25.48	-420	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	0.17	0.78
SAN3	36.7304	25.5503	-270	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	-1.17	-1.55
SAN4	36.7099	25.7199	-350	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	0.26	0.42
SAN5	36.6301	25.8297	-620	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	2.3	3.59
SAN6	36.56	25.6799	-250	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	0.05	0.48
SAN7	36.4599	25.5992	-290	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	1.81	4.44
SAN8	36.5313	25.4892	-210	SED3	SM-6B	20.04.2002	11.06.2005	-0.86	-0.99

Δίκτυο	Σταθμός	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Υψόμετρο	Ψηφιοποιητής	Αισθητήρας	Ημερομηνία έναρξης	Ημερομηνία λήξης	Pcorr	Scorr
GE/GEOFON	APEZ	34.9777	24.8859	435	Q4120-M	STS-2	(μέχρι 12.2004)		0.76	0.54
	FODE	35.3797	24.9576	50	Q4120-M	STS-2	(μέχρι 07.2003)		-0.2	-0.71



HL/NOA	GVD	34.8392	24.0873	180	Q4120-M	STS-2		0.47	-7.77
		34.8392	24.0873	180	PS6-SC	STS-2	(από 11.2003)	0.47	-7.77
	KERA	35.3691	23.5577	300	PS6-SC	STS-2	(από 06.2003)	0.51	0.56
	KRIS	35.178	25.503	850	Q4120-M	STS-2	(μέχρι 05.2004)	0.11	0.09
	LAST	35.1611	25.4786	870	Q4120-M	STS-2	(από 06.2004)	0.06	0.24
		35.1611	25.4786	870	PS6-SC	STS-2	(από 10.2006)	0.06	0.24
	SANT	36.371	25.459	540	Q4120-M	STS-2		0.08	-0.24
	SKD	35.412	23.928	306	Q4120-M	STS-2	(μέχρι 10.2004)	0.48	-0.35
	ZKR	35.1147	26.217	270	Q4120-M	STS-2	(από 09.2003)	0.83	1.23
	APE	37.0689	25.5306	620	DR24-SC	LE-3D/20	(από 06.2003)	-0.34	-0.29
	ARG	36.2137	28.1212	148	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	0.29	0.71
	ATH	37.9738	23.7177	93	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	0.39	0.31
		37.9738	23.7177	93	DR24-SC	STS-2	(από 09.2003)	0.39	0.31
	ITM	37.1787	21.9252	423	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	0	0
	KARP	35.5471	27.1611	524	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	0.48	0.95
	NPS	35.2625	25.6125	370	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	0.08	-0.33
	SMG	37.7043	26.8377	348	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	-1.32	-6.64
	VLI	36.718	22.9467	220	DR24-SC	LE-3D/20	(από 03.2003)	-0.26	-1.02
MN/MedNet	IDI	35.288	24.89	750	Qx80	STS-1		-0.45	-0.74
					Qx80	STS-2	(από 04.2003)	-0.45	-0.74

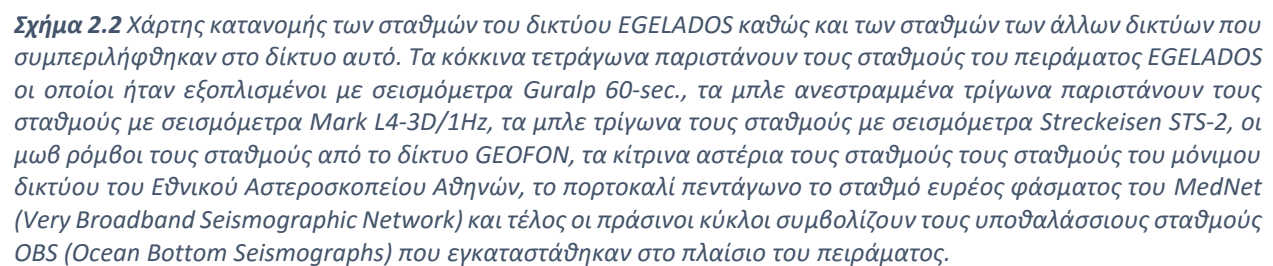
Πίνακας 2.1 Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στο δίκτυο CYCNET. Στον Πίνακα περιλαμβάνεται το όνομα του σταθμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες, ο τύπος του ψηφιοποιητή και του σεισμομέτρου, η περίοδος λειτουργίας και οι διορθώσεις *P* και *S* που χρησιμοποιήθηκαν στον αρχικό υπολογισμό επικέντρων.

Η πλειοψηφία των φορητών σταθμών του πειράματος CYCNET ήταν εξοπλισμένοι με το ίδιο δυναμικού εύρους 24-bit (Earth Data PR6-24-3AA φορητό καταγραφικό, [Earth Data Ltd., 2002]), με συχνότητα δειγματοληψίας στα 100 δείγματα το δευτερόλεπτο (100Hz) το οποίο κρίνεται ικανοποιητικό, αφού το συχνотικό περιεχόμενο των τοπικών σεισμών φτάνει περίπου μέχρι τα 20-40Hz. Σε αυτή τη συχνότητα δειγματοληψίας το καταγραφικό παρέχει ένα λόγο σήματος προς θόρυβο της τάξης των 140db. Εξωτερική κεραία GPS είχε συνδεθεί σε κάθε σταθμό για τον ακριβή προσδιορισμό του χρόνου. Δεκαέξι από τους 22 σταθμούς οι οποίοι εγκαταστάθηκαν στο πλαίσιο του πειράματος του CYCNET ήταν εξοπλισμένοι με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα (τύπου MARK L4-3D, με ιδιοσυχνότητα 1Hz), ενώ οι υπόλοιποι σταθμοί ήταν εξοπλισμένοι με ευρέως φάσματος σεισμόμετρα (STS-2), τα οποία επιτρέπουν την καταγραφή των μακράς περιόδου σεισμικών κυμάτων. Η συντήρηση των σταθμών του δικτύου CYCNET γινόταν σε τριμηνιαία ή εξαμηνιαία βάση, ανάλογα με τη χωρητικότητα του σκληρού δίσκου που διέθετε το καταγραφικό κάθε σταθμού (6 και 10Gb), οπότε γινόταν επίσης και η συλλογή των δεδομένων. Επιπλέον, στις περιοχές με δύσκολη πρόσβαση οι σταθμοί ήταν εξοπλισμένοι με μεγαλύτερης χωρητικότητας σκληρούς δίσκους, επιτρέποντας τη συνεχή καταγραφή για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

Η αζιμουθιακή κάλυψη του χώρου του Ν. Αιγαίου από τους σταθμούς το δικτύου CYCNET, σε συνδυασμό με τους σταθμούς των δύο άλλων μονίμων δικτύων (GEOFON, EAA-ΓΙ), είχε σαν αποτέλεσμα την απόκτηση υψηλής ποιότητας καταγραφών επιφανειακών αλλά και ενδιαμέσου βάθους σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του Ν. Αιγαίου. Οι καταγραφές αυτές δίνουν την ευκαιρία για μελέτη των επιφανειακότερων, αλλά και των βαθύτερων δομών, όπως π.χ. ζώνη Wadati-Benioff, καθώς και τη μελέτη της αλληλεπίδρασης της σεισμικότητας και των σεισμοφαιστικακών φαινομένων (π.χ. κινήσεις μάγματος) που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή. Τα δεδομένα από το δίκτυο CYCNET με τη συνεχή καταγραφή της σεισμικότητας για τρία περίπου χρόνια αποτελούν την πρώτη βάση δεδομένων, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της δομής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου στην παρούσα διατριβή.

Εκτός από τα δεδομένα του δικτύου CYCNET, στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν και τα δεδομένα από ένα δίκτυο σειсмоγράφων το οποίο εγκαταστάθηκε αμέσως μετά την ολοκλήρωση της λειτουργίας του δικτύου CYCNET. Το δίκτυο αυτό ονομάστηκε «Exploring of the Geodynamics of Subducted Lithosphere Using an Amphibian Deployment of Seismographs (EGELADOS)» [Friederich and Meier, 2008], και αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα τοπικά δίκτυα που έχουν εγκατασταθεί ποτέ στον ευρύτερο χώρο της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης (Σχήμα 2.2). Το δίκτυο αυτό αποτελούνταν τόσο από χερσαίους όσο και από υποθαλάσσιους σειсмоγράφους, των οποίων η λειτουργία ξεκίνησε τον Οκτώβριο του 2005, μέχρι το Μάρτιο του 2007, στο πλαίσιο του "Collaborative Research Center 256" «Ρεολογία της Γης» έργου που διεξήχθη στο πανεπιστήμιο Ruhr του Bochum οπότε και έγινε η απεγκατάστασή τους. Το δίκτυο αυτό κάλυπτε ολόκληρο το Ν. Αιγαίο από την περιοχή της Πελοποννήσου (στα δυτικά) μέχρι τη δυτική Τουρκία (στα ανατολικά), με σταθμούς ομοιόμορφα κατανεμημένους κατά μήκος της ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Το σύνολο των σταθμών του δικτύου EGELADOS καταλάμβανε μια περιοχή $8^{\circ} \times 4^{\circ}$, με τη μέση ισαπόσταση μεταξύ των σταθμών να είναι περίπου ίση με 40km. Σκοπός του πειράματος ήταν η μελέτη της μικροσεισμικότητας αλλά και των μεγαλύτερων σεισμών και η χωρική και χρονική τους σχέση, καθώς και η τομογραφία με τη βοήθεια χρόνων διαδρομής και κυματομορφών για την απόκτηση μιας υψηλής ανάλυσης-μεγάλης κλίμακας εικόνας της ελληνικής ζώνης υποβύθισης, αλλά και η λεπτομερής έρευνα των μικρής κλίμακας δομών γύρω από την επαφή της λιθοσφαιρικής πλάκας του Αιγαίου και τη σφήνα του μανδύα, όπως τη δομή απόσβεσης που αποτελεί και το αντικείμενο της παρούσας μελέτης.

Το παραπάνω δίκτυο σειсмоγράφων περιλαμβάνει 45 χερσαίους σταθμούς με σεισμόμετρα Guralp 60-sec που συμβολίζονται στο χάρτη του Σχήματος 2.2 με κόκκινα τετράγωνα και προέρχονται από τη νέα κοινοπραξία επίγειων-υποθαλάσσιων σειсмоγράφων (DEPAS) η οποία βρίσκεται στο GFZ του Potsdam και στο AWI Bremerharven. Τέσσερις σταθμοί ήταν εξοπλισμένοι με σεισμόμετρα τύπου Streckeisen STS-2 (μπλε τρίγωνα) και επτά σταθμοί διέθεταν σεισμόμετρα τύπου Mark L4-3D/1Hz (ανεστραμμένα μπλε τρίγωνα), οι οποίοι



57

καταγραφές να είναι προβληματικές και να μην μπορούν να αξιοποιηθούν [Schmidt, 2012]. Οι κυριότερες πληροφορίες που αφορούν τους σταθμούς του δικτύου EGELADOS δίνονται στον

Πίνακα 2.2. Όλοι οι σταθμοί του δικτύου EGELADOS ήταν εξοπλισμένοι με το ίδιο φορητό καταγραφικό [Earth Data PR6-24-3AA φορητό καταγραφικό *Earth Data Ltd.*, 2002] δυναμικού εύρους 24bit, με συχνότητα δειγματοληψίας στα 100 ή 50 δείγματα το δευτερόλεπτο (100 or 50 Hz) που είχε χρησιμοποιηθεί και στο πλαίσιο του πειράματος CYCNET που αναφέρθηκε προηγούμενα. Στο σύνολο των δεδομένων που καταγράφηκαν από τους παραπάνω σταθμούς ενσωματώθηκαν και δεδομένα από επιλεγμένους σταθμούς από το μόνιμο δίκτυο σειсмоγράφων του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Ε.Α.Α.) οι οποίοι συμβολίζονται με κίτρινους αστερίσκους. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τους σταθμούς του δικτύου GEOFON [Hanka and Kind, 1994], που παρουσιάζονται με μωβ ρόμβους στο **Σχήμα 2.2**, και τέλος ένας σταθμός από το δίκτυο MedNet (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Rome, Italy) που απεικονίζεται με πορτοκαλί πεντάγωνο στο χάρτη του ίδιου σχήματος (**Σχήμα 2.2**). Στο πείραμα αυτό, εκτός από το πανεπιστήμιο Ruhr του Bochum, συμμετείχαν ως συνεργάτες και το Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, το Πολυτεχνείο Κωνσταντινούπολης, το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, το Πολυτεχνείο Κρήτης, το GeoForschungsZentrum (GFZ) Potsdam, και το Πανεπιστήμιο Αμβούργου.

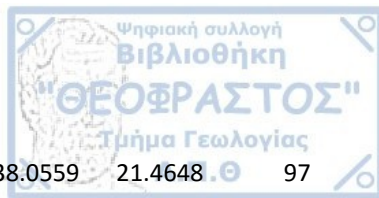
Έλεγχος των εγκατεστημένων σταθμών του δικτύου EGELADOS πραγματοποιούνταν κάθε μήνα μέσω σύνδεσης GSM με στόχο την ελαχιστοποίηση απώλειας δεδομένων, ενώ τα δεδομένα από όλους τους χερσαίους σταθμούς του συλλέχθηκαν σε τρεις διαφορετικές περιόδους. Τα πρώτα δεδομένα συλλέχθηκαν το Μάρτιο του 2006, στη συνέχεια τον Οκτώβριο του 2006 και τέλος τον Μάρτιο του 2007. Μετά τη συλλογή τους μεταφέρονταν στο πανεπιστήμιο Ruhr όπου γινόταν η αρχική επεξεργασία η οποία περιλάμβανε σε πρώτο στάδιο τον εντοπισμό των σεισμικών γεγονότων σε δύο φάσεις. Στην πρώτη φάση, εφαρμοζόταν στα συνεχούς καταγραφής δεδομένα η μέθοδος STA/LTA (short-term-average/long-term-average) [Trnkoczy, 2002] για τον εντοπισμό σημάτων που πιθανά οφειλόταν σε σεισμικά γεγονότα. Στη συνέχεια, πραγματοποιούνταν ένας πρώτος προσδιορισμός του επικέντρου, από έναν αλγόριθμο αναζήτησης σε πλέγμα όπου οι θεωρητικοί χρόνοι διαδρομής από προηγούμενα σεισμικά γεγονότα συγκρίνονταν με τους παρατηρούμενους διαφορικούς χρόνους ενεργοποι-

Δίκτυο	Σταθμός	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Υψόμετρο	Ψηφιοποιητής (Τύπος/Sn)	Αισθητήρας (Τύπος/Sn)	Ημερομηνία έναρξης	Ημερομηνία λήξης	Pcorr	Scorr
	AKYT	35.8686	23.2999	128	EDL/3332	CMG-3/0037	25.10.2005	30.03.2007	-0.35	-0.99
	AMOE	36.915	25.9788	210	EDL/3344	L4-3D/2621	19.10.2005	22.04.2007	-0.25	-0.29
	AMOS	36.7956	25.769	51	EDL/3340	CMG-3/0046	20.10.2005	22.04.2007	-0.31	-0.42
	ANAF	36.3581	25.7783	305	EDL/3976	CMG-3/0051	11.10.2005	14.04.2007	0.26	0.16
	ANDR	37.8361	24.9482	65	EDL/3334	CMG-3/0039	11.10.2005	21.02.2007	-0.26	-1.55
	ANID	36.6251	25.6847	181	EDL/3982	L4-3D/1327	13.10.2005	26.04.2007	-0.09	-0.07
	ANPA	37.0323	25.0763	41	EDL/3338	CMG-3/0043	18.10.2005	16.04.2007	-0.23	-1.17
	ASTY	36.5795	26.4114	176	EDL/3345	STS-2	20.10.2005	24.04.2007	0	0
	AT01	38.0562	24.3784	296	EDL/3304	CMGQ3/0007	28.20.2005	20.02.2007	0.15	-0.14
	AT02	38.0473	23.8638	500	EDL/3306	CMGQ3/0019	27.10.2005	20.02.2007	0.66	0.05
	AT03	38.0268	23.4677	31	EDL/3313	CMGQ3/0016	27.10.2005	21.02.2007	1.02	0.82
	AT04	37.7252	24.0496	22	EDL/3305	CMGQ3/0018	02.11.2005	22.02.2007	1.16	0.52
	FOLE	36.6216	24.9197	285	EDL/3979	CMG-3/0050	14.10.2005	30.04.2006	-0.18	-0.95
		36.6216	24.9197	285	EDL/3986	CMG-3/0050	30.04.2006	11.04.2007	-0.18	-0.95
	IDHR	37.3908	23.2591	36	EDL/3301	CMGQ3/0012	20.10.2005	22.02.2007	0.71	1.6
	IOSI	36.7347	25.3618	43	EDL/3984	STS-2	15.10.2005	17.04.2007	-0.33	-1.19
	IKAR	37.6435	26.305	432	EDL/3336	CMG-3/0041	13.10.2005	22.04.2007	-0.24	-0.46
	KAPA	35.6402	27.1376	432	EDL/3329	CMG-3/0033	17.10.2005	25.04.2007	0.19	-0.08
	KASO	35.4117	26.9151	77	EDL/3328	CMG-3/0034	16.10.2005	30.03.2007	0.17	0.11
	KEAI	37.6232	24.3191	377	EDL/3335	CMG-3/0040	13.10.2005	26.10.2006	0.02	-0.5
		37.6232	24.3191	377	EDL/3357	CMG-3/0040	26.10.2006	22.02.2007	0.02	-0.5
	KIMO	36.7949	24.568	156	EDL/3980	STS-2	15.10.2005	19.04.2007	-0.1	-0.81
	KOSI	36.7449	26.9517	87	EDL/3343	CMG-3/0004	08.10.2005	26.04.2007	0.59	0.73
	KYTH	36.1704	22.9887	303	EDL/3331	CMG-3/0036	28.10.2005	11.04.2007	-0.06	-0.88
	LERO	37.1634	26.8353	7	EDL/3342	CMG-3/0048	06.10.2005	24.04.2007	0.16	-0.14
	MYKO	37.4822	25.3844	147	EDL/3978	STS-2	17.10.2005	16.04.2007	-0.37	-1.15
	NAXO	36.98	25.44	119	EDL/3988	L4-3D/1947	19.10.2005	17.04.2007	-0.53	-1.13
	NEAK	36.4087	25.4014	59	EDL/3987	L4-3D/1527	13.10.2005	17.04.2007	0.43	1.09
	PARO	37.115	25.1825	71	EDL/3983	L4-3D/2615	16.10.2005	16.04.2007	-0.22	-1.12
	PARS	37.0285	25.2253	121	EDL/3989	L4-3D/1529	16.10.2005	12.10.2006	-0.26	-1.26
	PE01	38.017	22.0283	851	EDL/3310	CMG-3/0013	25.10.2005	21.02.2007	1.22	1.67
	PE02	37.8958	22.4907	838	EDL/3316	CMG-3/0017	26.10.2005	21.02.2007	0.88	0.82



PE03	37.3784	21.7722	637	EDL/3303	CMG-3/0006	15.10.2005	19.02.2007	1.23	1.09
PE04	37.6007	22.9593	322	EDL/3307	CMG-3/0020	19.10.2005	17.02.2007	0.79	2.73
PE05	37.5128	22.4553	819	EDL/3302	CMG-3/0010	18.10.2005	21.02.2007	0.89	1.09
PE06	37.1787	21.9252	420	EDL/3315	CMG-3/0015	15.10.2005	20.02.2007	1.13	2.73
PE07	37.1478	22.8195	509	EDL/3314	CMG-3/0014	20.10.2005	22.02.2007	0.49	0.86
PE08	36.8311	22.442	377	EDL/3308	CMG-3/0008	14.10.2005	21.02.2007	1.33	0.93
PE09	36.7921	21.8879	313	EDL/3309	CMG-3/0009	13.10.2005	20.02.2007	0.03	1.1
PE10	36.6469	22.8982	88	EDL/3312	CMG-3/0021	21.10.2005	22.02.2007	0.18	-0.54
PE11	36.4834	22.4785	408	EDL/3311	CMG-3/0011	14.10.2005	21.02.2007	1.32	1.99
RETH	35.2934	24.4948	521	EDL/3330	CMG-3/0035	24.10.2005	23.04.2007	-0.17	-0.62
RHON	36.38	28.0843	41	EDL/3326	CMG-3/0031	15.10.2005	22.04.2007	0.79	1.48
RHOS	36.0119	27.8197	306	EDL/3327	CMG-3/0032	19.10.2005	23.04.2007	0.36	0.15
SAMO	37.7043	26.8377	345	EDL/3337	CMG-3/0042	11.10.2005	23.04.2007	0.01	-0.17
SCHI	36.8744	25.518	106	EDL/3975	L4-3D/1326	19.10.2005	20.04.2007	-0.3	-0.96
SERI	37.161	24.4853	463	EDL/3339	CMG-3/0045	14.10.2005	09.04.2007	-0.07	-0.82
SYRO	37.4569	24.9266	403	EDL/3333	CMG-3/0038	12.10.2005	21.04.2007	0.05	-1.25
TILO	36.4485	27.3535	47	EDL/3341	CMG-3/0047	10.10.2005	27.04.2007	0.42	0.81
TUR1	38.0865	26.8676	184	EDL/3317	CMG-3/0022	07.10.2005	27.02.2007	-0.1	-0.37
TUR2	37.642	27.2418	61	EDL/3318	CMG-3/0023	08.20.2005	27.02.2007	0.32	0.2
TUR3	37.4664	27.538	11	EDL/3319	CMG-3/0024	08.10.2005	27.02.2007	0.34	0.14
TUR4	37.08	27.8077	630	EDL/3320	CMG-3/0025	09.10.2005	26.02.2007	0.57	0.74
TUR5	37.0302	27.3168	159	EDL/3321	CMG-3/0026	09.10.2005	26.02.2007	0.38	0.3
TUR6	37.0159	28.4261	106	EDL/3322	CMG-3/0027	12.10.2005	25.02.2007	0.64	1.29
TUR7	36.7018	27.5697	204	EDL/3325	CMG-3/0028	11.10.2005	25.02.2007	0.18	0.3
TUR8	36.8272	28.939	659	EDL/3324	CMG-3/0030	13.10.2005	25.02.2007	0.87	1.16
TUR9	36.7015	28.0887	129	EDL/3323	CMG-3/0029	11.10.2005	26.02.2007	0.28	0.52
EN01	37.1	23.7932	-801	MSC/050925	HTI-04PCA	22.05.2006	03.04.2007	0.41	-
EN04	36.4003	24.3995	-478	MSC/050903	HTI-04PCA	22.05.2006	31.03.2007	0.11	-
EN05	36.1502	24.8505	-1268	MSC/050909	HTI-04PCA	21.05.2006	01.04.2007	0.58	-
EN06	35.9493	24.3497	-927	MSC/050907	HTI-04PCA	21.05.2006	01.04.2007	0.07	-
EN07	36.0997	23.7995	-732	MSC/050926	HTI-04PCA	22.05.2006	31.03.2007	0.5	-
EN08	36.5508	23.7	-534	MSC/050913	HTI-04PCA	22.05.2006	31.03.2007	0.57	-
EN09	36.0467	22.1625	-2889	MSC/050904	HTI-04PC	22.05.2006	31.03.2007	2.2	-
EN10	35.6417	22.4732	-4482	MSC/050919	HTI-04PC	22.05.2006	31.03.2007	2.13	-
EN11	35.2457	23.031	-3398	MSC/050912	HTI-04PCA	23.05.2006	30.03.2007	0	-
EN13	34.5988	25.1	-1537	MSC/050914	HTI-04PC	24.05.2006	30.03.2007	3.14	-

	EN14	34.7	26.1005	-2397	MSC/050916	HTI-04PCA	24.05.2006	30.03.2007	2.18	-
	EN15	34.85	27.1	-2257	MSC/050918	HTI-04PCA	25.05.2006	29.03.2007	1.46	-
	EN16	35.3997	27.8995	-1461	MSC/050917	HTI-04PCA	25.05.2006	25.07.2006	0	-
	EN17	36	28.4997	-4294	MSC/050915	HTI-04PCA	25.05.2006	29.03.2007	1.1	-
	EN19	36.2497	27.2497	-604	MSC/050923	HTI-04PCA	26.05.2006	29.03.2007	1.06	-
	EN20	36.0998	26.7002	-1077	MSC/050905	HTI-04PCA	26.05.2006	14.03.2007	0.95	-
	EN21	35.6	26.6	-1368	MSC/050906	CMG40	23.05.2006	31.01.2007	0	-
	EN22	35.7	25.1003	-1164	MSC/050901	HTI-04PCA	21.05.2006	01.04.2007	0.17	-
	EN23	35.5492	25.8508	-760	MSC/050930	HTI-04PCA	26.05.2006	28.03.2007	0.58	-
	EN24	36	25.3992	-1574	MSC/050922	CMG40	21.05.2006	31.03.2007	1.22	1.49
	EN25	36.0003	26.0003	-659	MSC/050911	HTI-04PCA	27.05.2006	άγνωστο	σφάλμα χρόνου	
	EN26	36.55	25.8932	-486	MSC/050927	HTI-04PCA	10.06.2006	27.03.2007	σφάλμα χρόνου	
	EN28	37.2	26.1998	-332	MSC/050924	CMG40	27.05.2006	27.08.2006	0.14	-0.29
	EN29	37.9005	25.7008	-741	MSC/050910	HTI-04PC	27.05.2006	27.03.2007	0.57	-
Δίκτυο	Σταθμός	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Υψόμετρο	Ψηφιοποιητής (Τύπος/Sn)	Αισθητήρας (Τύπος/Sn)	Ημερομηνία έναρξης	Ημερομηνία λήξης	Pcorr	Scorr
GE/GEOFON	GVD	34.8392	24.0873	180	PS6-SC	STS-2			1.21	1.67
	KARN	35.4019	23.9174	420	Q4120-M	STS-2			0.25	-0.36
		35.4019	23.9174	420	PS6-SC	STS-2(από 06.2006)			0.25	-0.36
HL/NOA	KERA	35.3691	23.5577	300	PS6-SC	STS-2			0.5	1.06
	LAST	35.1611	25.4786	870	Q4120-M	STS-2			-0.02	-0.55
	SANT	36.371	25.459	540	Q4120-M	STS-2			0.17	-0.15
	SIVA	35.0175	24.81	95	Q4120-M	STS-2			1.01	0.97
	ZKR	35.1147	26.217	270	Q4120-M	STS-2			0.4	0.29
	APE	37.0689	25.5306	620	DR24-SC	LE-3D			-0.42	-1.04
	ARG	36.2137	28.1212	148	DR24-SC	LE-3D			0.52	1.06
	ATH	37.9738	23.7177	93	DR24-SC	STS-2			1.31	0.78
	ITM	37.1787	21.9252	423	DR24-SC	LE-3D/20			0.89	3.51
	KARP	35.5471	27.1611	524	DR24-SC	CMG40T			-0.49	-0.75
	LKR	38.6496	22.9987	185	DR24-SC	LE-3D			0.67	1.25
	NEO	39.3057	23.2219	510	DR24-SC	LE-3D			0.58	-0.42
	NPS	35.2625	25.6125	370	DR24-SC	LE-3D			-0.05	-0.65
	PRK	39.2457	26.265	130	DR24-SC	LE-3D			0.99	1.79



MN/MedNet	RLS	38.0559	21.4648	97	DR24-SC	LE-3D	2.29	3.68
	VAM	35.407	24.1997	225	DR24-SC	LE-3D	0.47	-0.45
	VLI	36.718	22.9469	220	DR24-SC	LE-3D	-0.03	-0.44
	VLS	38.1768	20.5886	402	DR24-SC	LE-3D	-1.89	-0.51
	IDI	35.288	24.89	750	Qx80	STS-2	-0.48	-1.13

Πίνακας 2.2 Σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στο πείραμα EGELADOS. Δίνεται το όνομα του σταθμού, οι γεωγραφικές συντεταγμένες, υψόμετρο, τύπος ψηφιοποιητή και σειριακός αριθμός (Sn), τύπος σεισμομέτρου, διάρκεια λειτουργίας και οι διορθώσεις P και S που χρησιμοποιήθηκαν στον αρχικό υπολογισμό των επικέντρων. Επίσης δίνονται πληροφορίες και για τους σταθμούς των μονίμων δικτύων (GEOFON-NOA), δεδομένα των οποίων χρησιμοποιήθηκαν.

ησης [Kuperkoch, 2010]. Στη μορφή αυτή διανέμονταν στους συνεργάτες του προγράμματος. Επίσης τα δεδομένα μεταφερόταν σε κατάλληλο χώρο αποθήκευσης στο GEOFON. Η αρχική μορφή των δεδομένων ήταν σε μορφή mini-seed-EDL, η οποία μετατρέποταν από το GEOFON σε SEED volumes, τα οποία ήταν διαθέσιμα στους συμμετέχοντες του πειράματος από το αρχείο του GEOFON. Η επιλογή της μορφής SEED (Standard for the Exchange of Earthquake Data) έγινε διότι η μορφή αυτή είναι η πιο διαδεδομένη διεθνής μορφή ανταλλαγής ψηφιακών σεισμολογικών δεδομένων. Με αυτόν τον τρόπο όλοι οι συνεργάτες του προγράμματος μπορούσαν να έχουν πρόσβαση στην απόκριση των οργάνων και στις κυματομορφές για το προσδιορισμό των πρώτων αφίξεων, του επικέντρου καθώς και των μηχανισμών γένεσης των σεισμών.

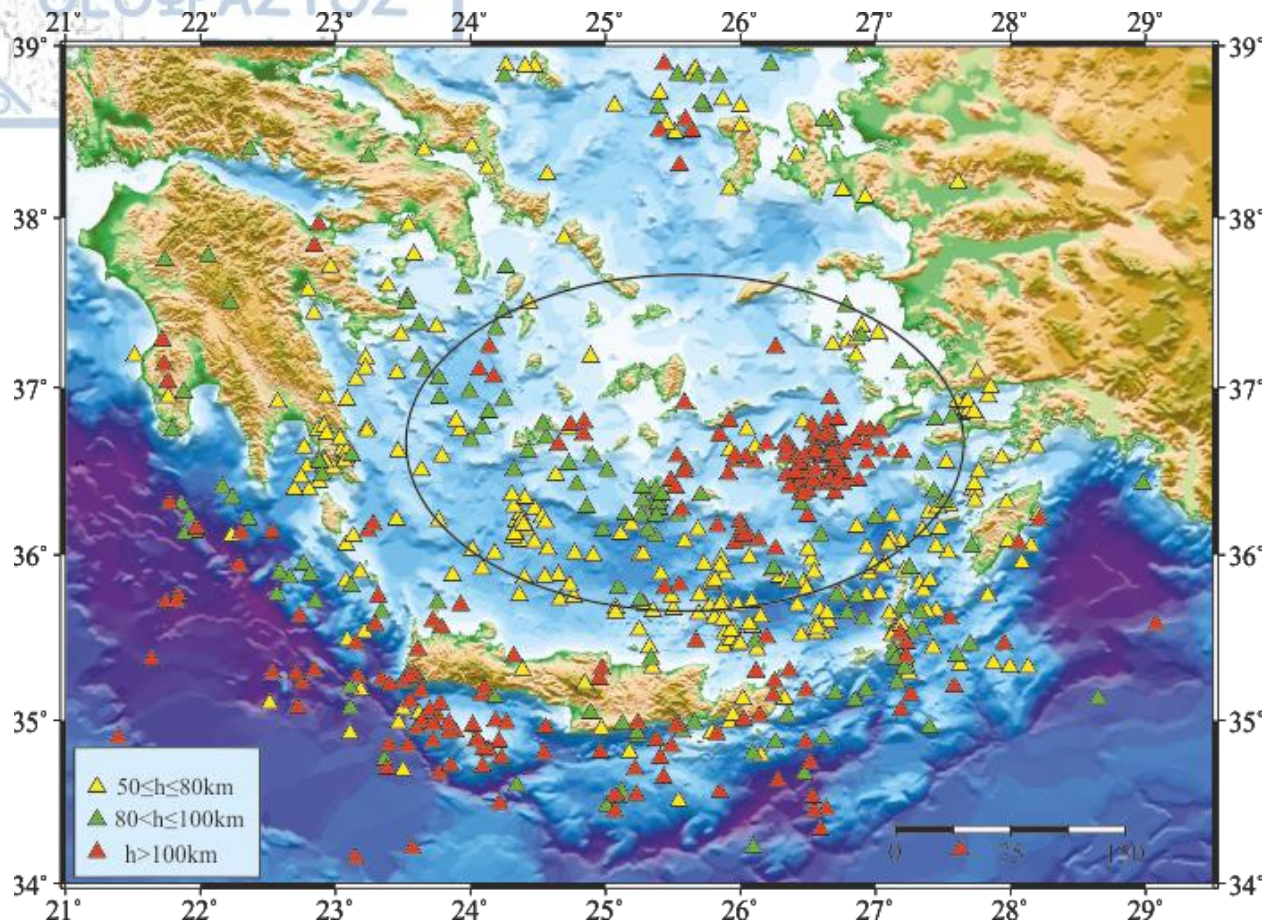
2.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη της δομής απόσβεσης, την οποία πραγματεύεται η παρούσα εργασία για το χώρο του Ν. Αιγαίου, απαιτεί την ύπαρξη κυματομορφών οι οποίες έχουν καταγραφεί από τους διαθέσιμους σταθμούς για την περαιτέρω επεξεργασία και μετατροπή τους σε φάσματα. Η διαδικασία αυτή, απαιτεί τη μέτρηση των χρόνων άφιξης των κυμάτων χώρου (P & S), έτσι ώστε να προσδιοριστεί ο παράγοντας ποιότητας για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα, αλλά και για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών ώστε να γίνει στη συνέχεια υπολογισμός των σεισμικών ακτινών των P και S κυμάτων κάθε κυματομορφής για κάθε σεισμό, με σκοπό τη χρήση τους στην τομογραφική επεξεργασία των δεδομένων για τον τελικό προσδιορισμό του μοντέλου της δομής απόσβεσης στην υπό μελέτη περιοχή.

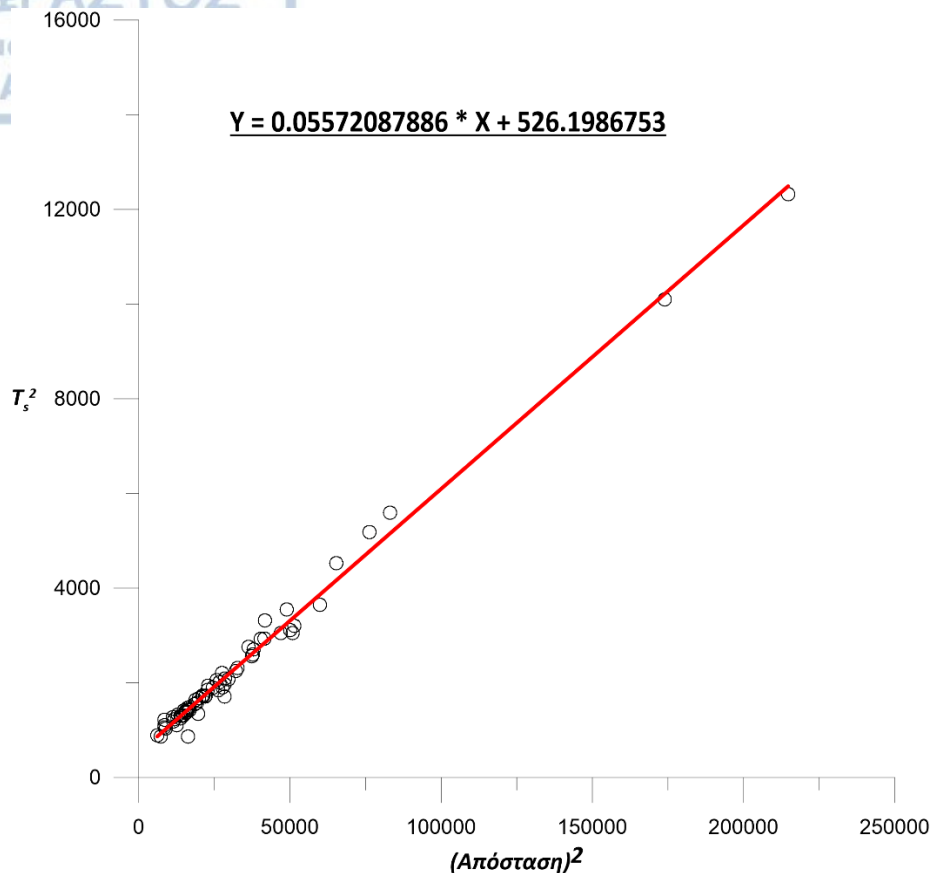
Το δίκτυο CYCNET, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, λειτούργησε για τρία περίπου χρόνια από το Σεπτέμβριο του 2002 έως τον Οκτώβριο του 2005 και κάλυπτε το κεντρικό τμήμα του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου. Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα αυτού του δικτύου μελετήθηκε εκτενώς το σεισμοτεκτονικό περιβάλλον του κεντρικού τμήματος του ηφαιστειακού τόξου από τους *Bohnhoff et al.* [2004, 2006]. Όλες οι κυματομορφές, οι φάσεις και οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που καταγράφηκαν ήταν διαθέσιμες για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης για όλο το χρονικό διάστημα λειτουργίας του συγκεκριμένου δικτύου. Το σύνολο των σεισμών (επιφανειακών και βάθους) που προσδιορίστηκαν από τα δεδομένα του δικτύου αυτού είναι 6.908 σεισμοί, με 66163 αφίξεις επιμήκων (P) κυμάτων και 57766 αφίξεις εγκαρσίων (S) κυμάτων, υιοθετώντας όμως τελικά τον κατάλογο με τις αντίστοιχες φάσεις και εστιακές παραμέτρους, για 3.276 σεισμικά γεγονότα θέτοντας τα εξής κριτήρια : $RMS \leq 0.7 \text{ sec}$, $ERH \leq 40 \text{ km}$, $ERZ \leq 45 \text{ km}$, για τα οποία έγινε και υπολογισμός των μεγεθών τους. Τα υπόκεντρα των σεισμών αυτών καθορίστηκαν χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα HYPO71 [Lee and Lahr, 1972, 1975]. Η μορφή στην οποία ήταν διαθέσιμα τα δεδομένα των καταγραφών ήταν ASCII και χωρισμένα ανά σεισμικό γεγονός με τις καταγραφές όλων των σταθμών (CYCNET και μονίμων δικτύων) και για τις τρεις συνιστώσες σε κυματομορφές των 180 δευτερολέπτων. Αρχικά έπρεπε να διαχωριστούν οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους από το σύνολο των σεισμών, τόσο από τον κατάλογο ο οποίος περιείχε τις πληροφορίες για τις εστιακές παραμέτρους όσο και από το αρχείο των φάσεων για τις αφίξεις των P και S κυμάτων. Από το σύνολο των 3.276 σεισμών επιλέχθηκαν 645 σεισμοί οι οποίοι είχαν εστιακό βάθος $h \geq 50 \text{ km}$ (Σχήμα 2.3).

Εξαιτίας της περιορισμένης έκτασης που καταλάμβαναν οι σταθμοί του δικτύου (κυρίως περιοχή Κυκλάδων), θεωρήθηκε ότι οι σεισμοί οι οποίοι είχαν καταγραφεί σε μεγάλες επικεντρικές αποστάσεις από το κέντρο του δικτύου, δεν είχαν αξιόπιστες εστιακές παραμέτρους κι έτσι αποκλείστηκε η χρήση τους. Στο τελικό σύνολο δεδομένων από τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το CYCNET επιλέχθηκαν **194** σεισμοί ενδιαμέσου βάθους, οι



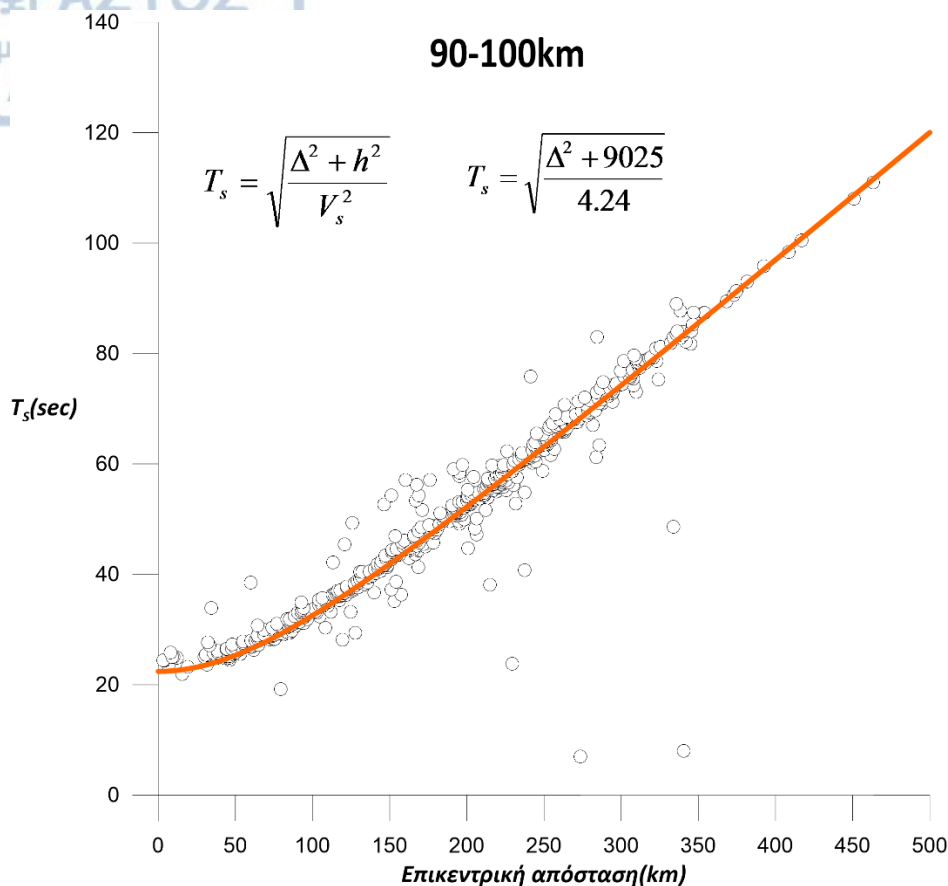
Σχήμα 2.3 Επίκεντρα των σεισμών ενδιάμεσου βάθους από τον τελικό κατάλογο που προέκυψε από τις καταγραφές του δικτύου CYCNET ανάλογα με το εστιακό τος βάθος. Η έλλειψη περικλείει τα επίκεντρα των σεισμών που επιλέχθηκαν με βάση την αζιμουθιακή κάλυψη του δικτύου CYCNET, οι καταγραφές των οποίων χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής.

οποίοι περικλείονταν στην έλλειψη του **Σχήματος 2.3** με **2.803** επιλεγμένες από το χρήστη P φάσεις και **1.524** S φάσεις. Παρά το μεγάλο όγκο και τον ακριβή προσδιορισμό των χρόνων άφιξης των κυμάτων χώρου (επιλογή από χρήστη και όχι αυτόματα), για την αποφυγή απώλειας δεδομένων (π.χ. μεγάλα επίπεδα θορύβου σε κάποιο σταθμό) αλλά και για την αξιοποίηση όλων των διαθέσιμων καταγραφών, υπολογίστηκαν με βάση τις διαθέσιμες αξιόπιστες αφίξεις, θεωρητικοί αναμενόμενοι χρόνοι άφιξης τόσο των επιμήκων όσο και των εγκαρσίων κυμάτων για διάφορες ομάδες εστιακών βαθών των σεισμών βάθους, με ομαδοποίηση βαθών ανά 10km για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις και προσδιορίστηκαν οι θεωρητικές καμπύλες των αναμενόμενων χρόνων άφιξης. Υιοθετώντας ένα απλό μοντέλο ομογενούς ημιχώρου, στο οποίο



Σχήμα 2.4 Διάγραμμα των τετραγώνων των χρόνων άφιξης των S κυμάτων από το δίκτυο CYCNET για σεισμούς με εστιακά βάθη 90-100km και των τετραγώνων της επικεντρικής απόστασης, από το οποίο προκύπτει η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων V_S για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών (βάθη 90-100km) με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων.

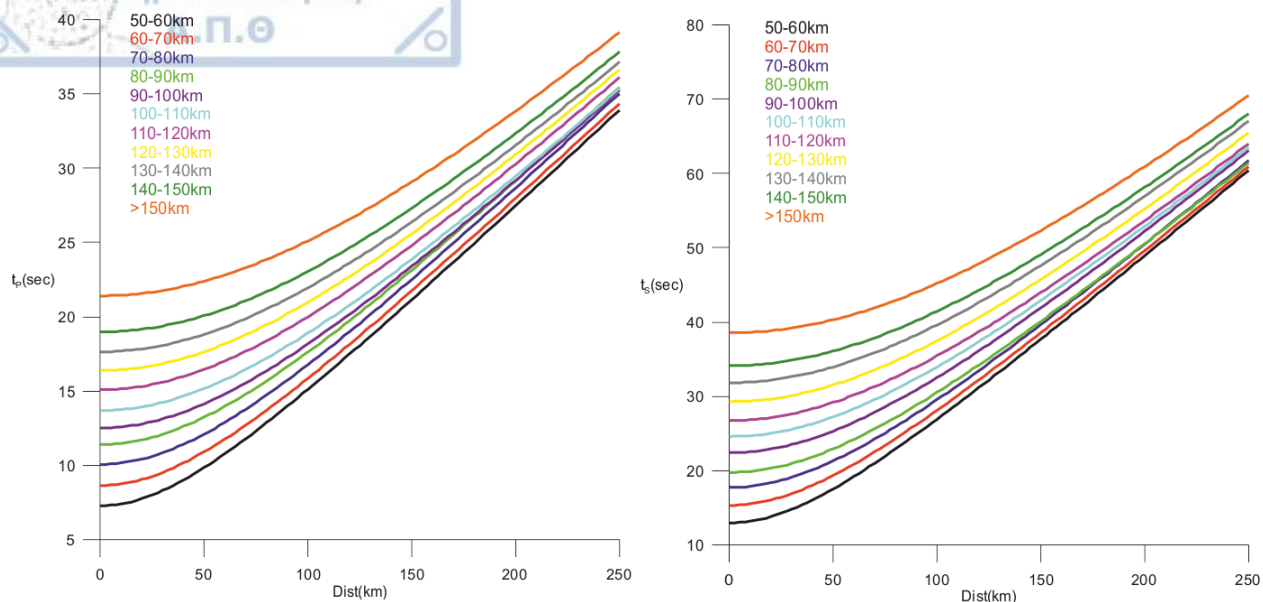
η μέση ταχύτητα διάδοσης, V_μ , είναι σταθερή, δηλαδή: $T^2 = T_0^2 + \frac{\Delta^2}{V_\mu^2}$, έγινε υπολογισμός της «μέσης» ταχύτητας των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων, από την κλίση της ευθείας που προκύπτει με βάση τη λύση ελαχίστων τετραγώνων από το διάγραμμα των τετραγώνων των χρόνων άφιξης σε συνάρτηση με τα τετράγωνα των αποστάσεων. Παράδειγμα του υπολογισμού της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων για σεισμούς με εστιακά βάθη 90-100km παρουσιάζεται στο **Σχήμα 2.4**, όπου φαίνεται από τη λύση των ελαχίστων τετραγώνων η μέση τιμή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων V_S που προέκυψε από την κλίση της ευθείας. Κατόπιν με βάση την ίδια σχέση προσδιορίστηκαν οι συναρτήσεις των αναμενόμενων χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων για όλα τα εστιακά βάθων, για ομάδες βαθών ανά 10km και για διάφορες



Σχήμα 2.5 Χρόνοι άφιξης S κυμάτων από το δίκτυο CYCNET για σεισμούς με εστιακά βάθη 90-100km και η θεωρητική καμπύλη αναμενόμενων χρόνων άφιξης που προσδιορίστηκε.

επικεντρικές αποστάσεις. Στο **Σχήμα 2.5** φαίνεται η καμπύλη του αναμενόμενου χρόνου άφιξης που προέκυψε από τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, για την ομάδα βαθών 90-100km για τα εγκάρσια κύματα ενώ στο **Σχήμα 2.6** παρουσιάζονται όλες οι συναρτήσεις αναμενόμενων χρόνων άφιξης επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων για όλες τις ομάδες βαθών και για διάφορες επικεντρικές αποστάσεις.

Στη συνέχεια, έγινε η μετατροπή των αρχικών δεδομένων (μορφότυπο GSE 2.0) σε κατάλληλη μορφή, ώστε να είναι εφικτή η εύκολη μετατροπή τους από κυματομορφές ταχύτητας σε κυματομορφές επιτάχυνσης, καθώς και για να μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των φασμάτων *Fourier*. Οι παραπάνω μετασχηματισμοί είναι απαραίτητοι, όπως θα δούμε αναλυτικά παρακάτω, για τον υπολογισμό του χρόνου απόσβεσης των κυμάτων, t_p^* και t_s^* . Με



Σχήμα 2.6 Συναρτήσεις αναμενόμενων χρόνων άφιξης που υπολογίστηκαν για όλες τις ομάδες εστιακών βαθών ανά 10km. Στο αριστερό τμήμα παρουσιάζονται οι συναρτήσεις των P κυμάτων ενώ στο δεξί τμήμα αυτές των S κυμάτων.

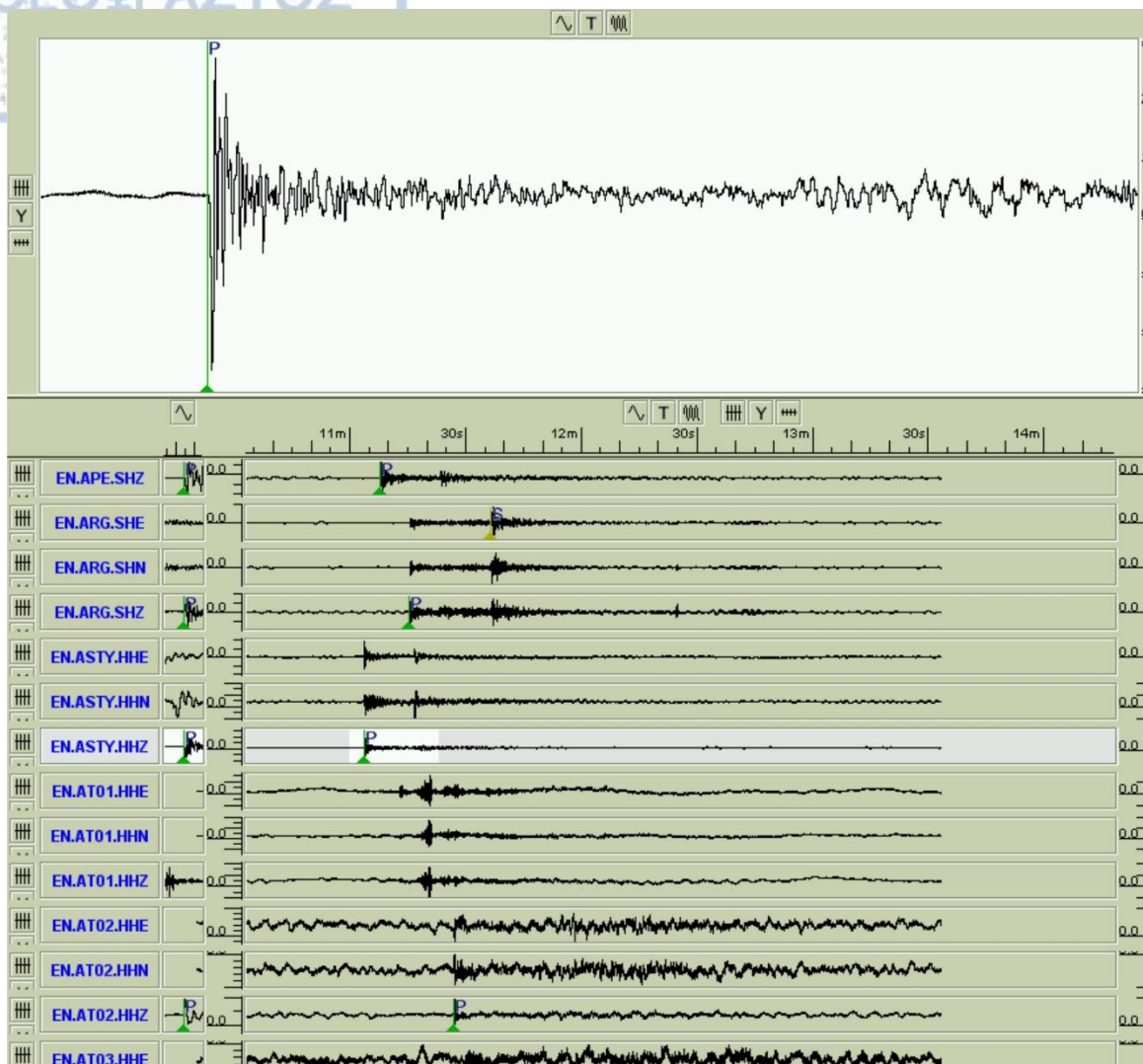
τη χρήση κατάλληλου κώδικα (FORTRAN), έγινε αρχικά μετατροπή των GSE 2.0 (μορφής ASCII) αρχείων σε SAC, ώστε να γίνει η επεξεργασία τους με το πρόγραμμα ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων SAC 2000 (Seismic Analysis Code) [Tull, 1987; Tapley and Tull, 1992; Goldstein et al., 2003; Goldstein and Snoke, 2005]. Το πρόγραμμα SAC είναι ένα ευρέως διαδεδομένο εργαλείο επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων, το οποίο επιτρέπει τους εύκολους μαζικούς μετασχηματισμούς αρχείων σεισμικών καταγραφών. Η μετατροπή όλων των αρχείων πραγματοποιήθηκε για κάθε μία από τις τρεις συνιστώσες των σταθμών (Z, N-S και E-W) για όλους τους σεισμούς, ενσωματώνοντας στα SAC αρχεία, (και ειδικότερα στις παραμέτρους των HEADERS των SAC αρχείων) όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες για την καταγραφή του συγκεκριμένου σεισμού και σταθμού αναγραφής, όπως το χρόνο άφιξης των P και S κυμάτων, είτε από την επιλογή τους από το χρήστη, είτε όταν δεν ήταν διαθέσιμη αυτή η πληροφορία από τις υπολογισμένες συναρτήσεις αναμενόμενων χρόνων άφιξης, το χρόνο γένεσης, το βάθος, τις γεωγραφικές συντεταγμένες του σεισμού, το όνομα, τη συνιστώσα και τις γεωγραφικές συντεταγμένες του σταθμού, καθώς και το ρυθμό δειγματοληψίας και την επικεντρική απόσταση του σταθμού από τον εκάστοτε σεισμό. Οι πληροφορίες αυτές είναι απαραίτητες για

τη χωρική κατανομή των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* και των αντίστοιχων παραγόντων ποιότητας Q_p και Q_s κάθε σταθμού με βάση την υποκεντρική και επικεντρική τους απόσταση μετά φυσικά από τον υπολογισμό τους.

2.2.3 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΔΙΚΤΥΟΥ EGELADOS

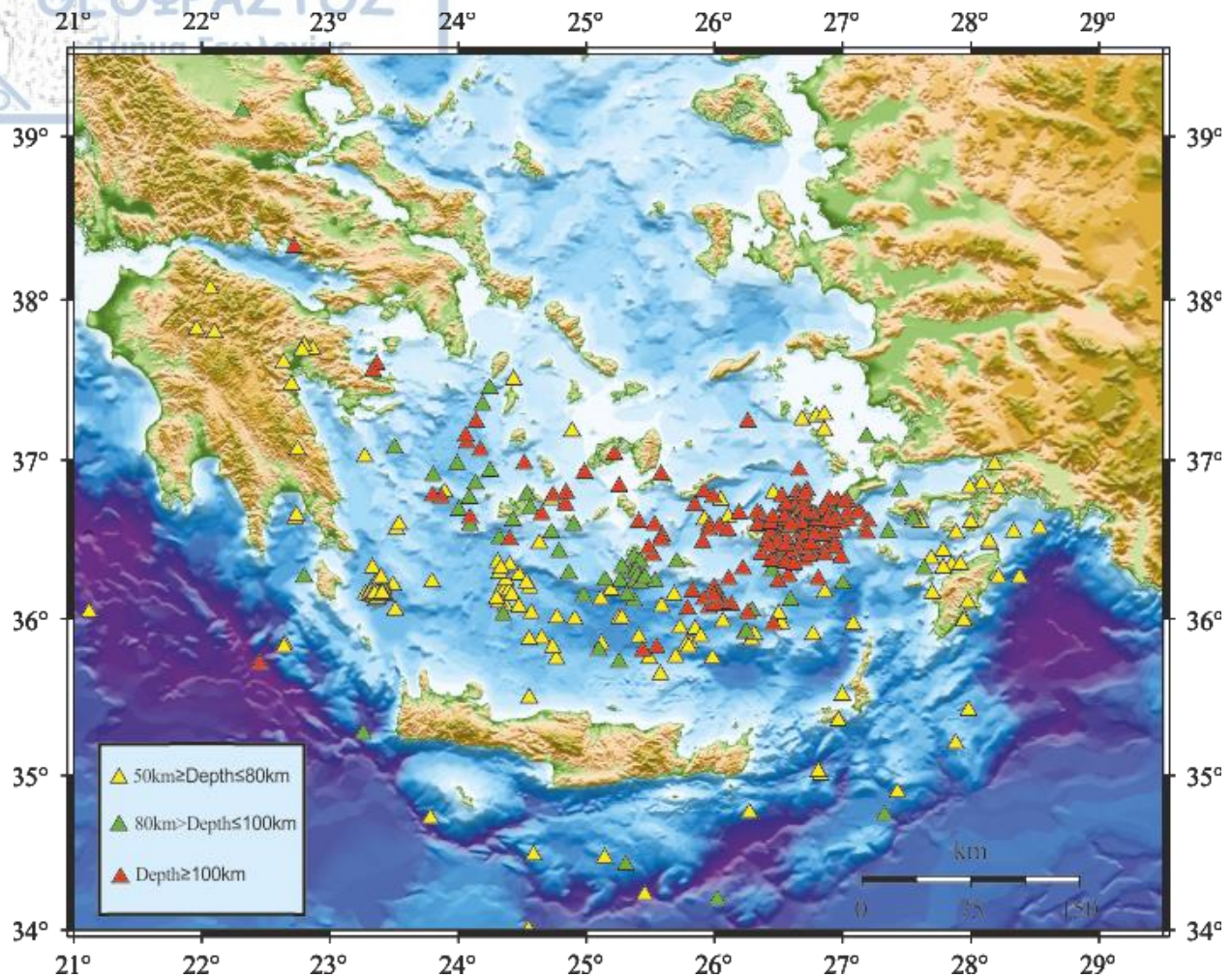
Σε αντίθεση με τα δεδομένα που προήρθαν από το δίκτυο CYCNET, για τα οποία ήταν διαθέσιμες όλες οι απαραίτητες πληροφορίες για τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης, δεν ίσχυε το ίδιο και για τα δεδομένα που καταγράφηκαν από το πείραμα EGELADOS. Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, τα δεδομένα από το δίκτυο EGELADOS είχαν επεξεργαστεί μόνο ως προς τον διαχωρισμό τους σε σεισμικά γεγονότα βάσει ενός αυτόματου αλγόριθμου επεξεργασίας. Η βάση δεδομένων από το δίκτυο αυτό περιλάμβανε όλες τις διαθέσιμες κυματομορφές που καταγράφηκαν από τους σταθμούς σε GSE 2.0 μορφή, χωρισμένες σε σεισμικά γεγονότα διάρκειας 180 δευτερολέπτων και συνοδευόταν από τον προκαταρκτικό κατάλογο των αυτόματα υπολογισμένων εστιών, που αναφέρθηκε νωρίτερα. Ήταν επομένως αναγκαίο να γίνει μέτρηση των χρόνων άφιξης των κυμάτων χώρου (P και S) και προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Αρχικά έγινε η μετατροπή τους από GSE 2.0 μορφή σε μορφή mini-SEED ώστε να είναι δυνατή η μέτρηση των χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων και ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων (χρόνος γένεσης, επίκεντρο, βάθος) των σεισμών χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα ATLAS [Nanometrics, 2005].

Στο **Σχήμα 2.7** παρουσιάζεται μια τυπική εικόνα του λογισμικού ATLAS με τις χαρακτηριστικές κυματομορφές ενός σεισμού ενδιαμέσου βάθους 148km που έγινε στην περιοχή των Κυκλάδων στις 2 Φεβρουαρίου 2006 και καταγράφηκε από τους σταθμούς του δικτύου EGELADOS. Από τους 19 μήνες λειτουργίας του δικτύου EGELADOS έχουν γίνει οι μετρήσεις των χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων και υπολογίστηκαν οι εστιακές παράμετροι όλων των σεισμών για τους πρώτους εννέα μήνες λειτουργίας του. Για τους υπόλοιπους δέκα μήνες έγινε επιλογή μόνο των σεισμών ενδιαμέσου βάθους με βάση τον προκαταρκτικό κατάλογο, αλλά και τους καταλόγους του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (doi:10.



Σχήμα 2.7 Κυματομορφές ενός σεισμού ενδιαμέσου βάθους 148km που καταγράφηκε στις 2 Φεβρουαρίου 2006 από το δίκτυο EGELADOS όπως αυτές φαίνονται από το λογισμικό ATLAS που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων. Παρουσιάζονται επίσης οι χρόνοι άφιξης των P και S κυμάτων ενώ στο ανώτερο πλαίσιο φαίνεται η καταγραφή από το σταθμό ASTY που βρίσκεται στο νησί Αστυπάλαια.

7914/SN/HT) και του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών με βάση τις καταγραφές από το μόνιμο δίκτυο σειсмоγράφων. Το σύνολο των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκε από τις καταγραφές του δικτύου EGELADOS περιλαμβάνει τελικά 189 σεισμούς με 3.012 αφίξεις *P* και 2.188 *S* κυμάτων επιλεγμένες από το χρήστη. Στο **Σχήμα 2.8** παρουσιάζεται η κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που χρησιμοποιήθηκαν τελικά για τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης των κυμάτων t_p^* και t_s^*



Σχήμα 2.8 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιάμεσου βάθους που καταγράφηκαν και από τα δύο δίκτυα (CYCNET και EGELADOS) και υιοθετήθηκαν για τη μελέτη της δομής απόσβεσης της παρούσας μελέτης.

και από τα δύο δίκτυα, CYCNET και EGELADOS, ενώ ο **Πίνακας 1** στο **Παράρτημα 1** περιέχει τον κατάλογο των σεισμών αυτών με τις αντίστοιχες εστιακές παραμέτρους. Μετά την ολοκλήρωση της διαδικασίας των μετρήσεων των χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων και του υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων, οι κυματομορφές όλων των σεισμών μετατράπηκαν από mini-SEED σε μορφή ASCII και στη συνέχεια σε SAC μορφή, με αντίστοιχο κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, ενσωματώνοντας όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες που υπάρχουν για τις τρεις συνιστώσες όλων των σταθμών και για όλους τους σεισμούς ενδιάμεσου βάθους που τελικά επιλέχθηκαν για τη μελέτη της δομής απόσβεσης της περιοχής του Ν. Αιγαίου.

2.3.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΚΛΙΣΗΣ-ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο η ανελαστική απόσβεση, δηλαδή η απόκλιση της συμπεριφοράς της Γης από ένα τέλεια ελαστικό σώμα, παρέχει ενδιαφέρουσες πληροφορίες για τη δομή της Γης. Σε συνδυασμό με τη γεωμετρική διασπορά αποτελεί έναν από τους βασικούς παράγοντες διαμόρφωσης της διαδιδόμενης σεισμικής κίνησης στο εσωτερικό της Γης. Η εσωτερική απόσβεση μπορεί να περιγραφεί από τον παράγοντα ποιότητας Q , [Knapoff, 1964] ο οποίος αποτελεί μια αδιάστατη ποσότητα που δηλώνει την απώλεια της ελαστικής ενέργειας ενός σεισμικού κύματος κατά τη διάδοσή του μέσω ενός ανελαστικού μέσου σε ένα μήκος κύματος (Εξίσωση 2.1).

$$Q = -\frac{2\pi E}{\Delta E}$$

2.1

Εξαιτίας αυτής της απώλειας ενέργειας, τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων ελαττώνονται καθώς ταξιδεύουν στη Γη ανάλογα με τον παράγοντα ποιότητας. Επομένως για την περίπτωση διάδοσης κύματος σε απλό ομογενή ημιχώρο, το πλάτος (A) ενός κύματος σε απόσταση r θα δίνεται από την παρακάτω σχέση :

$$A = \frac{A_0}{r} \exp\left(-\frac{\pi f}{QV} r\right)$$

2.2

Όπου, A_0 , είναι το αρχικό πλάτος του σεισμικού κύματος, f η συχνότητα ταλάντωσης του κύματος, V η ταχύτητα διάδοσης και Q ο παράγοντας ποιότητας. Για να υπολογιστεί ο παράγοντας ποιότητας και επομένως να προσδιοριστεί η ανελαστική απόσβεση, πρέπει να υπολογιστεί ο όρος $\exp\left(-\frac{\pi f}{QV} r\right)$, ο οποίος αντιπροσωπεύει την απορρόφηση από το μέσο [Kanamori, 1967]. Ο όρος $\exp\left(-\frac{\pi f}{QV} r\right)$ μπορεί να γραφτεί και ως $\exp(-\pi f t^*)$, όπου ως

t^* ($= r/QV$) ορίζεται ο χρόνος απόσβεσης t^* των διαδιδόμενων κυμάτων από την πηγή μέχρι το σταθμό καταγραφής. Για την περίπτωση της διάδοσης σε μη ομογενή μέσα, ο χρόνος απόσβεσης μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση (**Εξίσωση 2.3**) :

$$t^* = \int_{path} \frac{dr}{QV}$$

2.3

Σύμφωνα με τον *Cormier* [1982], ο χρόνος απόσβεσης μπορεί να υπολογιστεί από το ρυθμό εξασθένισης του φάσματος της πηγής πάνω από τη γωνιακή συχνότητα f_c του σεισμού. Το φάσμα πλάτους της μετατόπισης μιας κυματομορφής, το οποίο υπολογίζεται μέσω μετασχηματισμού *Fourier*, δίνεται από τη σχέση (π.χ. *Anderson and Hough* [1984]) :

$$A(f) = S(f) \cdot B(f) \cdot T(f) \cdot I(f)$$

2.4

όπου f είναι η συχνότητα, $S(f)$ το φάσμα της πηγής, $B(f)$ το φάσμα του παράγοντα απόσβεσης, $T(f)$ η επίδραση των τοπικών συνθηκών και $I(f)$ η απόκριση του οργάνου. Υιοθετώντας το ω^2 μοντέλο πηγής [*Brune*, 1970, 1971], το φάσμα μετατόπισης της πηγής θα είναι :

$$S(f) = \Omega_0 \frac{1}{1 + (f/f_c)^2}$$

2.5

όπου Ω_0 είναι το χαμηλής-συχνότητας πλάτος του φάσματος μετατόπισης, που είναι ανάλογο της σεισμικής ροπής του σεισμού. Στην περίπτωση του φάσματος επιτάχυνσης και για συχνότητες μεγαλύτερες της γωνιακής συχνότητας f_c ($f \gg f_c$) η **Εξίσωση 2.5** παίρνει τη μορφή:

$$S(f) = \Omega_0 \frac{f_c^2}{f_c^2 + f^2} \cdot \omega^2 \xrightarrow{f \gg f_c} \Omega_0 \frac{f_c^2}{f^2} (2\pi)^2 f^2 = 4\pi^2 \Omega_0 f_c^2$$

2.6

δηλαδή είναι σταθερό. Όμως (*Σχήμα 2.9β*). Στο *Σχήμα 2.9*, παρουσιάζεται αρχικά η μορφή του φάσματος μετατόπισης (α), το φάσμα επιτάχυνσης χωρίς την παρουσία ανελαστικής απόσβεσης (β), και (γ) το φάσμα επιτάχυνσης με την παρουσία ανελαστικής απόσβεσης. Όπως παριστάνεται σχηματικά στο *Σχήμα 2.9γ*, η ανελαστική απόσβεση, επιδρά στο φάσμα της επιτάχυνσης της πηγής με αποτέλεσμα αυτό να μην είναι σταθερό για $f \gg f_c$, αλλά να παρουσιάζει μείωση (αρνητική κλίση). Αυτό το οποίο παρουσιάζεται σχηματικά σε αυτό το γράφημα, παρατηρείται και στα πραγματικά δεδομένα στα φάσματα επιτάχυνσης που υπολογίστηκαν από τις κυματομορφές σε διάφορους σταθμούς γεγονός ενδεικτικό της έντονης απόσβεσης στην περιοχή. Για παράδειγμα, στο *Σχήμα 2.10* απεικονίζεται ένα εξομαλυμένο φάσμα επιτάχυνσης από πραγματική καταγραφή ενός σεισμού ενδιάμεσου βάθους (~120km) από τα δεδομένα του δικτύου CYCNET που έγινε κοντά στο νησί της Αστυπάλαιας. Το φάσμα που απεικονίζεται με την πράσινη καμπύλη προέρχεται από την καταγραφή του σταθμού NEAK ο οποίος ήταν εγκατεστημένος στο νησί της Σαντορίνης. Από τη μορφή που παρουσιάζει το φάσμα επιτάχυνσης της καταγραφής γίνεται αμέσως αντιληπτό το αποτέλεσμα της έντονης ανελαστικής απόσβεσης που υφίστανται τα κύματα, αφού για συχνότητες μεγαλύτερες από τη γωνιακή συχνότητα το φάσμα της πηγής δεν είναι σταθερό, όπως θα συνέβαινε αν δεν υπήρχε η ανελαστική απόσβεση (διακεκομμένη γραμμή), αλλά παρουσιάζει έντονη αρνητική κλίση. Από την κλίση του φάσματος επιτάχυνσης όπως προκύπτει από την εξίσωση της ευθείας (μπλε γραμμή του *Σχήματος 2.10*) που υπολογίζεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων είναι εφικτός ο υπολογισμός του χρόνου απόσβεσης t^* , όπως περιγράφεται παρακάτω.

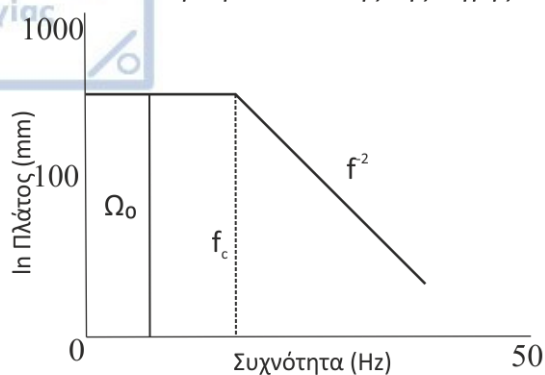
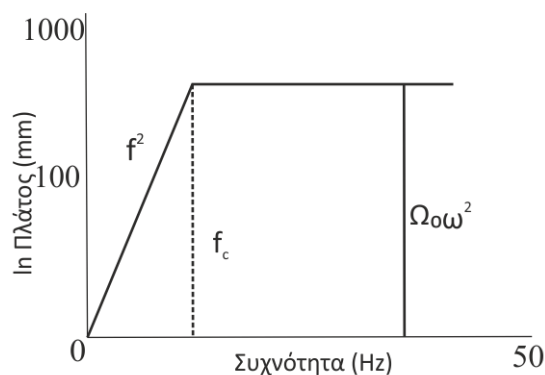
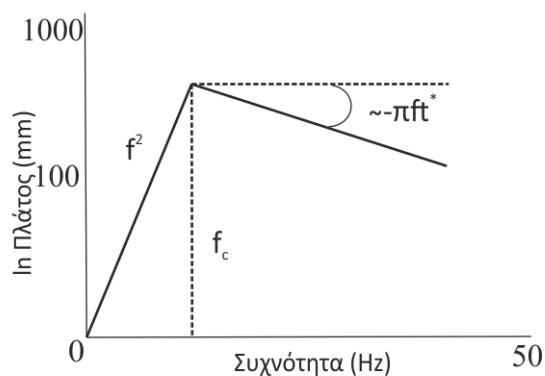
Αν θεωρήσουμε ότι ο παράγοντας ποιότητας Q παραμένει σταθερός σε όλο το μήκος της διαδρομής από την εστία μέχρι το σταθμό καταγραφής. Άρα από την *Σχέση 2.3* προκύπτει ότι ο χρόνος απόσβεσης t^* είναι :

$$t^* = \frac{t}{Q}$$

2.7

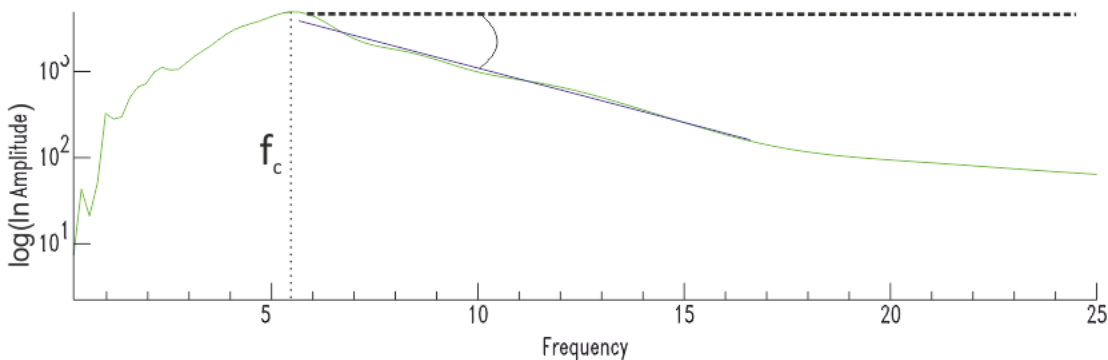


Φάσμα μετατόπισης της πηγής

**α**Φάσμα επιτάχυνσης της πηγής ΧΩΡΙΣ ανελαστική απόσβεση**β**Φάσμα επιτάχυνσης της πηγής ΜΕ ανελαστική απόσβεση**γ**

Σχήμα 2.9 Σχηματική απεικόνιση του φάσματος σεισμικής πηγής μοντέλου ω^2 . (α) Φάσμα μετατόπισης. (β) Φάσμα επιτάχυνσης, χωρίς την παρουσία ανελαστικής απόσβεσης. Παρατηρείται ότι το φάσμα παραμένει σταθερό μετά τη γωνιακή συχνότητα f_c . (γ) Φάσμα επιτάχυνσης της πηγής με την ύπαρξη ανελαστικής απόσβεσης. Μετά τη γωνιακή συχνότητα f_c , το φάσμα μειώνεται εκθετικά (γραμμική μείωση του λογαρίθμου του πλάτους) και εμφανίζει αρνητική κλίση.

Φάσμα επιτάχυνσης από καταγραφή στο σταθμό NEAK (δίκτυο CYCNET)



Σχήμα 2.10 Εξομαλυμένο φάσμα επιτάχυνσης από πραγματικά δεδομένα. Με πράσινη γραμμή απεικονίζεται το φάσμα επιτάχυνσης του σταθμού του δικτύου CYCNET, NEAK, ο οποίος ήταν εγκατεστημένος στη Σαντορίνη, όπως αυτό προέκυψε από την καταγραφή ενός σεισμού ενδιαμέσου βάθους (120Km) στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ των νησιών Κω-Αστυπάλαιας. Παρατηρείται η έντονη αρνητική κλίση του φάσματος επιτάχυνσης μετά τη γωνιακή συχνότητα f_c . Ο υπολογισμός της κλίσης του φάσματος από την εξίσωση της ευθείας σε σχέση με τη συχνότητα (μπλε γραμμή) επιτρέπει τον υπολογισμό του χρόνου απόσβεσης t^* .

όπου t , χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Συνεπώς το φάσμα ανελαστικής απόσβεσης $B(f)$ δίνεται από τη σχέση :

$$B(f) = \exp(-\pi f t^*)$$

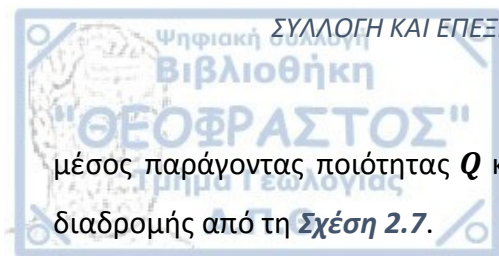
2.8

Διορθώνοντας για την επίδραση των τοπικών συνθηκών $T(f)$ (εφόσον η πληροφορία αυτή είναι διαθέσιμη), τη γεωμετρική διασπορά (μόνο αν υπάρχει ειδικός λόγος να εξαρτάται από τη συχνότητα), καθώς και την απόκριση του οργάνου $I(f)$, και λογαριθμίζοντας τη σχέση του φάσματος πλάτους επιτάχυνσης (**Εξίσωση 2.4, 2.6 και 2.8**) καταλήγουμε στην εξίσωση :

$$\ln[A'(f)] = \ln \Omega_0 f_c - \pi f t/Q$$

2.9

όπου $A'(f)$ είναι το διορθωμένο (για την απόκριση του οργάνου και τις εδαφικές συνθήκες) φάσμα πλάτους της επιτάχυνσης. Η **Σχέση 2.9** αποτελεί εξίσωση ευθείας σε συνάρτηση με τη συχνότητα f με κλίση $-\pi t/Q$, από την οποία καθορίζεται ο χρόνος απόσβεσης t^* , αλλά και ο

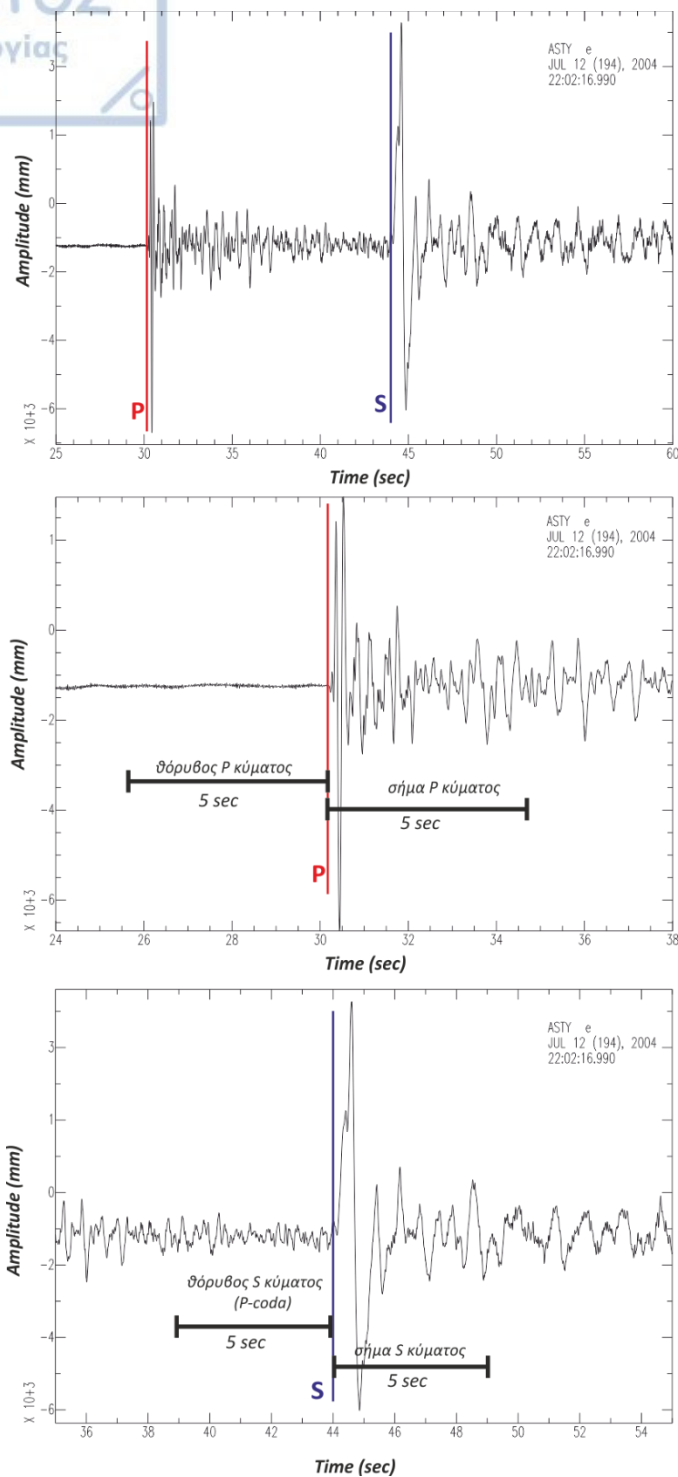


μέσος παράγοντας ποιότητας Q κατά μήκος της διαδρομής εφόσον είναι γνωστός ο χρόνος διαδρομής από τη **Σχέση 2.7**.

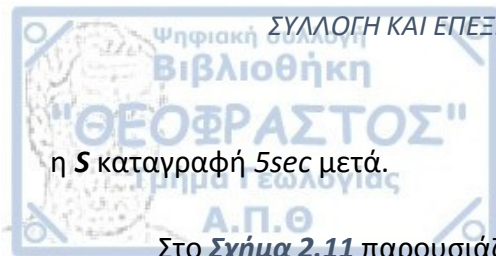
Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι για τις ανάγκες της παρούσας διατριβής ήταν απαραίτητο να υπολογιστούν τα φάσματα πλάτους επιτάχυνσης, να υπολογιστεί η γωνιακή συχνότητα, και στη συνέχεια από την κλίση του φάσματος πάνω από τη γωνιακή συχνότητα για όλες τις διαθέσιμες καταγραφές για τις τρεις συνιστώσες των σταθμών να υπολογιστεί ο χρόνος απόσβεσης των επιμήκων κυμάτων (t_p^*) και των εγκαρσίων κυμάτων (t_s^*), και από αυτούς οι αντίστοιχοι μέσοι παράγοντες ποιότητας Q_p και Q_s για κάθε διαδρομή εστίας-σταθμού.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, αφού πραγματοποιήθηκαν οι αναγκαίες αλλαγές στο μορφότυπο των κυματομορφών, προέκυψαν συνολικά **36.618** SAC αρχεία από τις τρεις συνιστώσες όλων των σταθμών, οι οποίοι κατέγραψαν τους **383** σεισμούς ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι τελικά επιλέχθηκαν για ανάλυση. Όπως αναφέρθηκε, χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ανάλυσης σεισμών SAC 2000 (Seismic Analysis Code) [Tull, 1987; Tapley and Tull, 1992; Goldstein et al., 2003; Goldstein and Snoke, 2005] το οποίο αποτελεί ένα εύχρηστο και ευρύτατα διαδεδομένο πρόγραμμα ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων λόγω των πολλαπλών δυνατοτήτων που προσφέρει στο χρήστη. Το λογισμικό αυτό υιοθετήθηκε για την επεξεργασία των δεδομένων αφού έχει τη δυνατότητα επιλογής και αποθήκευσης των φάσεων, πραγματοποίησης μετασχηματισμών *Fourier*, φασματικής ανάλυσης σήματος, παρεμβολής, διασυσχέτισης κυματομορφών και πολλά άλλα.

Αρχικά, επιλέχθηκε το τμήμα της κυματομορφής στο οποίο θα γινόταν η απαραίτητη επεξεργασία. Για το οποίο ήταν απαραίτητη η ύπαρξη ενός παραθύρου σήματος αλλά και ενός παραθύρου «θορύβου», ώστε να μπορούσε να συγκριθεί το πλάτος του σήματος με το πλάτος του θορύβου. Επιπλέον, στόχος ήταν η χρήση μόνο απευθείας κυμάτων, και όχι ανακλώμενα ή και σκεδαζόμενα κύματα, όπως τα κύματα ουράς (coda waves). Επιλέχθηκε μια σχετικά μικρή διάρκεια καταγραφής 5sec πριν την άφιξη του **P** κύματος (θόρυβος) και 5sec μετά για την επιλογή του παραθύρου των **P** κυμάτων, με απαιτούμενο λόγο σήματος προς θόρυβο μεγαλύτερο του τρία (3). Κατά αντιστοιχία έγινε το ίδιο και για τις αφίξεις των **S** κυμάτων και επιλέχθηκε ως θόρυβος η καταγραφή 5sec πριν την **S** άφιξη (ουρά των **P** κυμάτων) και ως σήμα



Σχήμα 2.11 Καταγραφή ενός σεισμού ενδιάμεσου βάθους ($h=129\text{km}$) από το σταθμό ASTY (Αστυπάλαια) όπου σημειώνονται οι αφίξεις των P και S κυμάτων σε μορφή SAC αρχείων (επάνω), και τα αντίστοιχα παράθυρα σήματος και «θορύβου» διάρκειας 5 sec που επιλέχθηκαν για τα P και για τα S κύματα για τη δημιουργία των φασμάτων επιτάχυνσης σήματος και θορύβου ώστε να υπολογιστεί η κλίση του φάσματος επιτάχυνσης.



η S καταγραφή 5sec μετά.

Στο **Σχήμα 2.11** παρουσιάζεται ένα παράδειγμα της διαδικασίας επιλογής του τμήματος της καταγραφής ενός σεισμού ενδιαμέσου βάθους στο σταθμό ASTY της οριζόντιας συνιστώσας (E-W) και τα αντίστοιχα παράθυρα σήματος και «θορύβου» που επιλέχθηκαν για τη συγκεκριμένη καταγραφή. Στο επάνω τμήμα του σχήματος φαίνεται τμήμα της καταγραφής με τη χρήση του λογισμικού SAC, όπου σημειώνονται οι αφίξεις των P και S κυμάτων. Στο ενδιαμέσο τμήμα του σχήματος φαίνεται η επιλογή των παραθύρων των 5sec (στα οποία εφαρμόστηκε στη συνέχεια ο μετασχηματισμός *Fourier* και ο υπολογισμός των φασμάτων επιτάχυνσης) πριν και μετά την άφιξη του P κύματος, και στο κατώτερο τμήμα του σχήματος τα αντίστοιχα παράθυρα θορύβου και σήματος που αφορούν τα S κύματα.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι για τα S κύματα ως θόρυβος, επιλέχθηκε το τμήμα της καταγραφής των P κυμάτων αμέσως πριν την άφιξη των εγκαρσίων (P-coda), και όχι ο θόρυβος πριν την άφιξη των P κυμάτων, όπως γίνεται πολλές φορές σε άλλες σχετικές μελέτες της ανελαστικής απόσβεσης ή των παραμέτρων πηγής *Lee et al.* [2009]. Είναι προφανές ότι το επίπεδο του θορύβου πριν την άφιξη του P κύματος είναι χαμηλό και έχει ως αποτέλεσμα την αξιοποίηση περισσότερων καταγραφών των S κυμάτων ή μεγαλύτερο τμήμα του σήματος, όμως αυτό μπορεί να οδηγήσει σε εσφαλμένα αποτελέσματα στον υπολογισμό της απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων χώρου, αφού πριν την άφιξη των S κυμάτων προηγείται η καταγραφή των P-coda κυμάτων, και επομένως αυτά αποτελούν το θόρυβο για αυτά. Στη συνέχεια αφαιρέθηκε η μέση στάθμη και εφαρμόστηκε συνάρτηση συμμετρικού παραθύρου Hanning πλάτους 5%, ώστε να μηδενιστεί το επίπεδο του σήματος τόσο στην αρχή, όσο και στο τέλος, για την αποφυγή του φαινομένου *Gibbs*. Μετά την εφαρμογή του μετασχηματισμού *Fourier* έγινε αριθμητική παραγωγή (στο πεδίο των συχνοτήτων) για τον υπολογισμό των φασμάτων πλάτους της εδαφικής επιτάχυνσης, τόσο για τις καταγραφές του θορύβου όσο και για τις καταγραφές του σήματος, με τη γνωστή σχέση:

$$G(f) = -\omega^2 A(f)$$

2.10

όπου $G(f)$ το φάσμα επιτάχυνσης και $A(f)$ το φάσμα μετατόπισης. Επίσης για την καλύτερη οπτική απεικόνιση των φασμάτων επιτάχυνσης (σήματος και θορύβου) πραγματοποιήθηκε εξομάλυνση των φασμάτων πλάτους χρησιμοποιώντας τη συνάρτηση εξομάλυνσης "Konno-Ohmachi" [Konno and Ohmachi, 1998]. Με την παραπάνω διαδικασία προέκυψαν όλα τα εξομαλυμένα φάσματα πλάτους επιτάχυνσης για τις τρεις συνιστώσες όλων των σταθμών, για όλους τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους.

2.3.2 ΑΥΤΟΜΑΤΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

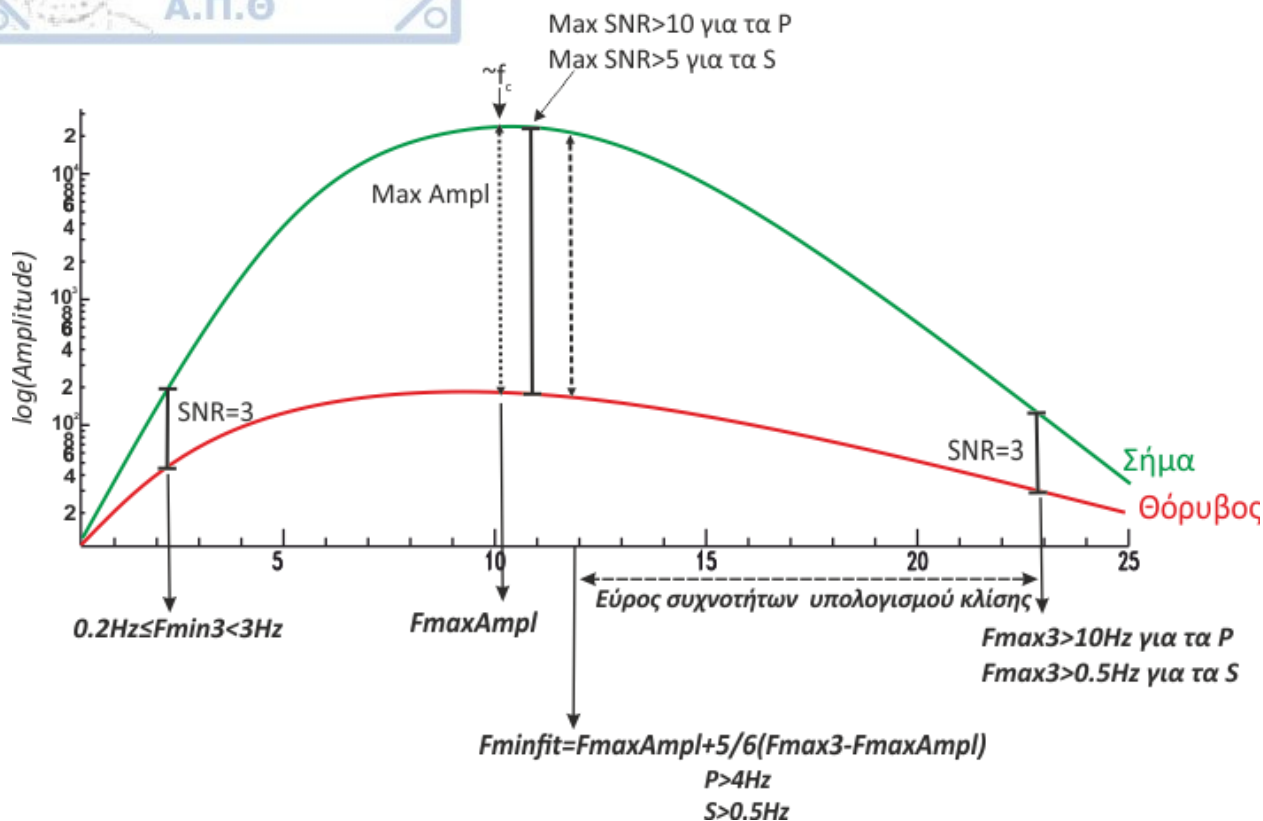
Όπως περιγράφηκε προηγουμένως, μετά τον υπολογισμό όλων των φασμάτων επιτάχυνσης (σήματος και θορύβου) έπρεπε να ακολουθήσει ο υπολογισμός της κλίσης του φάσματος στην περιοχή των υψηλών συχνοτήτων ($f \gg f_c$) ώστε να υπολογιστούν οι χρόνοι απόσβεσης για τα κύματα χώρου (Σχέση 2.9). Σκοπός ήταν να πραγματοποιηθεί ένας σχετικά γρήγορος τρόπος υπολογισμού της κλίσης με αυτόματο τρόπο, καθώς ήταν διαθέσιμος ένας πολύ μεγάλος αριθμός φασμάτων (36.618) και για τους δύο τύπους κυμάτων χώρου. Για να γίνουν αυτοί οι υπολογισμοί δημιουργήθηκε ένας κώδικας σε γλώσσα *FORTAN*, με τον οποίο υλοποιήθηκε μια αυτοματοποιημένη διαδικασία υπολογισμού των χρόνων απόσβεσης. Πριν την εφαρμογή του κώδικα, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές σε αρκετά φάσματα από τη βάση δεδομένων. Επιλέχθηκαν φάσματα διαφόρων τύπων σεισμικών γεγονότων σε σχέση με το εστιακό βάθος, την επικεντρική απόσταση, το μέγεθος, κλπ., έγινε εποπτικός έλεγχος από το χρήστη για τον εντοπισμό των κατάλληλων κριτηρίων που θα έπρεπε να εφαρμοστούν ώστε να καλυφθούν όλες οι περιπτώσεις για το σωστό υπολογισμό της κλίσης μέσω του κώδικα αυτού στο σύνολο των φασμάτων. Τα κριτήρια αυτά αναφέρονται παρακάτω, έτσι όπως τελικά ενσωματώθηκαν στον αυτόματο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης.

Αρχικά με την εφαρμογή του κώδικα, στα επιλεγμένα φάσματα ταχύτητας των παραθύρων των 5sec υπολογίζεται το μέγιστο φασματικό πλάτος της καταγραφής (*MaxAmpl*), και η αντίστοιχη συχνότητα (*FmaxAmpl*) και η οποία αναμένεται θεωρητικά να είναι πολύ κοντά στη γωνιακή συχνότητα f_c . Στη συνέχεια υπολογίζεται ο λόγος σήματος προς θόρυβο (*SNR*) και

καθορίζονται τα σημεία στα οποία ο λόγος αυτός παίρνει τη μέγιστη τιμή (**Max SNR**), η οποία συνήθως βρίσκεται πολύ κοντά στη συχνότητα **FmaxAmpl**, καθώς και τα σημεία στα οποία ο λόγος παίρνει την τιμή 3 τόσο στην αρχή του φάσματος (**Fmin3**) όσο και στο τέλος (**Fmax3**) μετά από τη μέγιστη τιμή του. Προσδιορίστηκε το παράθυρο συχνοτήτων (**Fminfit**) στο οποίο πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός της κλίσης της ευθείας, εξασφαλίζοντας ότι ο υπολογισμός των χρόνων απόσβεσης γίνεται πάνω από τη γωνιακή συχνότητα f_c και χρησιμοποιώντας τα 5/6 του διαστήματος (**FmaxAmpl**, **Fmax3**), ώστε να διασφαλίζεται ότι είμαστε σε συχνότητες $f \gg f_c$.

Αφού καθορίστηκαν όλα τα παραπάνω, ενσωματώθηκαν στον κώδικα τα κριτήρια που επιλέχθηκαν με τη βοήθεια του εποπτικού ελέγχου των φασμάτων, ώστε να γίνονται όσο το δυνατόν ακριβέστερα οι αυτόματοι υπολογισμοί των χρόνων απόσβεσης. Για το σκοπό αυτό, λαμβάνονταν υπόψη μόνο τα φάσματα στα οποία ο λόγος σήμα προς θόρυβο ήταν μεγαλύτερος του **3**, τόσο για τα P όσο και για τα S κύματα και τα οποία είχαν μέγιστο λόγο σήματος προς θόρυβο (**MaxAmpl**) μεγαλύτερο από 10 για τα P κύματα (**SNR>10**) και μεγαλύτερο από 5 για τα S κύματα (**SNR>5**). Το εύρος συχνοτήτων που κρίθηκε αποδεκτό για τον υπολογισμό της κλίσης από τη συχνότητα **Fminfit** και μέχρι να πάρει την τιμή 3 ο λόγος σήματος προς θόρυβο, ήταν τουλάχιστον 4Hz για τα P κύματα και 0.5Hz για τα S κύματα, δηλαδή το αποδεκτά αξιοποιήσιμο συχνοτικό εύρος για τα S κύματα ήταν πολύ μικρότερο, λόγω της πολύ έντονης απόσβεσης των S κυμάτων στην οπισθότοξη περιοχή. Επίσης και ο μέγιστος λόγος σήματος προς θόρυβο επιλέχθηκε να είναι ο μισός (**SNR>5**) σε σχέση με αυτόν των P κυμάτων (**SNR>10**), λόγω του ότι για τα S κύματα ως θόρυβος είχε επιλεγεί (όπως αναφέρθηκε νωρίτερα) η ουρά των P κυμάτων (P-coda), με αποτέλεσμα ο θόρυβος να είναι σε μεγαλύτερα επίπεδα από ότι για τα P κύματα, στα οποία το παράθυρο του θορύβου βρισκόταν πριν την άφιξη τους και το σεισμόμετρο βρισκόταν σε κατάσταση ηρεμίας. Ως κατώτερο όριο (**Fmin3**) για τους υπολογισμούς όπου ο λόγος σήμα/θόρυβο ήταν μεγαλύτερος του **3** πριν πάρει τη μέγιστη τιμή του, τέθηκε η συχνότητα των 0.2Hz ενώ το ως ανώτερο όριο η συχνότητα των 3Hz (**0.2≤Fmin3<3**). Αντίστοιχα, ως ανώτερο όριο (**Fmax3**) υπολογισμού κλίσης του φάσματος όπου ο λόγος σήμα/θόρυβο ήταν μεγαλύτερος του **3** αφού πάρει τη μέγιστη τιμή του, τέθηκε η συχνότητα των 25Hz ώστε να εξαλειφθεί από τα φάσματα επιτάχυνσης τυχόν υψίσυχνος θόρυβος παρόμοια με τα όρια που

Φάσματα ταχύτητας θορύβου και σήματος



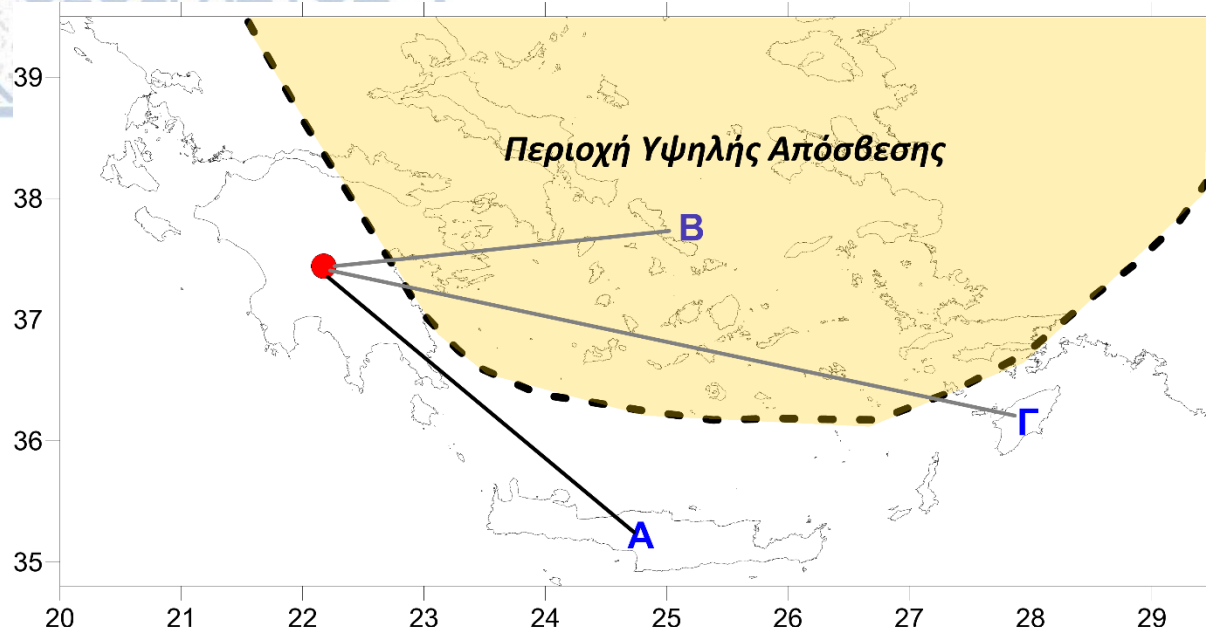
Σχήμα 2.12 Φάσματα πλάτους ταχύτητας θορύβου (κόκκινη καμπύλη) και σήματος (πράσινη καμπύλη) και τα αντίστοιχα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν στον αυτόματο υπολογισμό της κλίσης των φασμάτων επιτάχυνσης μέσω κώδικα. **SNR**: λόγος σήματος προς θόρυβο, **Max SNR**: μέγιστος λόγος σήμα/θόρυβος, **Max Ampl**: μέγιστο πλάτος καταγραφής, **FmaxAmpl**: συχνότητα μέγιστου πλάτους καταγραφής, **Fmin3**: συχνότητα όπου ο λόγος σήμα/θόρυβο παίρνει την τιμή 3 πριν πάρει τη μέγιστη τιμή, **Fmax3**: συχνότητα έως την οποία πραγματοποιείται ο υπολογισμός της κλίσης του φάσματος, στην οποία ο λόγος σήμα/θόρυβο παίρνει ξανά την τιμή 3, **Fminfit**: συχνότητα από την οποία ξεκινάει η μέτρηση της κλίσης του φάσματος.

έχουν χρησιμοποιηθεί σε άλλες μελέτες [Hauksson et al., 2004; Eberhart-Phillips et al., 2005, 2008; Hauksson and Shearer, 2006]. Ακόμη, ως κατώτερα όρια της ανώτερης συχνότητας ($Fmax3$) τέθηκε η συχνότητα των 10Hz για τα P κύματα, ενώ για τα S κύματα αυτή των 0.5Hz. Σχηματική αναπαράσταση όλων αυτών των κριτηρίων που αναφέρθηκαν ώστε να υπολογιστούν οι χρόνοι απόσβεσης t_p^* και t_s^* από την κλίση της ευθείας στο αξιοποιήσιμο τμήμα των φασμάτων επιτάχυνσης απεικονίζεται στο **Σχήμα 2.12**. Με πράσινη καμπύλη παριστάνεται το φάσμα ταχύτητας του παραθύρου των 5sec του σήματος (P ή S) ενώ με κόκκινη καμπύλη το αντίστοιχο φάσμα του θορύβου (κανονικός ή P-coda). Σημειώνονται τα σημεία όπου ο λόγος

σήματος προς θόρυβο παίρνει την τιμή **3 (SNR)** και οι αντίστοιχες συχνότητες (**F_{min3}** , **F_{max3}**), τα σημεία όπου ο λόγος παίρνει τη μέγιστη τιμή (**$Max\ SNR$**), το μέγιστο πλάτος καταγραφής του σήματος (**$MaxAmpl$**) και η αντίστοιχη συχνότητα στην οποία παρατηρείται (**$F_{maxAmpl}$**), η συχνότητα (**F_{minfit}**) πάνω από την οποία πραγματοποιήθηκαν οι υπολογισμοί της κλίσης, καθώς και τα αντίστοιχα κριτήρια τα οποία εφαρμόστηκαν στην αυτόματη αυτή διαδικασία υπολογισμού μέσω κώδικα, και για τους δύο τύπους κυμάτων (P και S).

Όλα αυτά τα κριτήρια αποθηκεύτηκαν στις παραμέτρους των Headers των SAC αρχείων και στη συνέχεια με βάση αυτά έγινε υπολογισμός χρησιμοποιώντας τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων της κλίσης της ευθείας των φασμάτων επιτάχυνσης και, μέσω της **Σχέσης 2.9**, των χρόνων απόσβεσης. Η κλίση υπολογιζόταν, όπως προαναφέρθηκε, στο υψίσυχο τμήμα του φάσματος ($f \gg f_c$), από το επιλεγμένο σημείο μετά το μέγιστο λόγο σήματος προς θόρυβο (**F_{minfit}**), μέχρι τη μεγαλύτερη συχνότητα όπου ο λόγος (**SNR**) έπαιρνε την τιμή **3 (F_{max3})**. Η διαδικασία αυτή εφαρμόστηκε σε όλα τα διαθέσιμα φάσματα επιτάχυνσης και για τους δύο τύπους κυμάτων, χρησιμοποιώντας την κατακόρυφη συνιστώσα για τα P κύματα και τις δύο οριζόντιες συνιστώσες για τα S κύματα. Τα αποτελέσματα αποθηκεύτηκαν για κάθε συνιστώσα καταγραφής για όλους τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που μελετήθηκαν.

Επιπλέον υπολογίστηκαν οι υποκεντρικές και επικεντρικές αποστάσεις για κάθε σταθμό, και έγινε ο χαρακτηρισμός της διαδρομής των σεισμικών κυμάτων ως οπισθότοξης ή μπροστά από το Ελληνικό τόξο (**Σχήμα 2.13**) ακολουθώντας την προσέγγιση των *Skarlatoudis et al.* [2013]. Ο χαρακτηρισμός αυτός έγινε χρησιμοποιώντας έναν προκαταρκτικό ορισμό της περιοχής πίσω και μπροστά από το τόξο, χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα τόσο από σεισμολογικά [Papazachos and Comninakis, 1971] όσο και από τομογραφικά αποτελέσματα [Papazachos and Nolet, 1997a] (§2.1.2 και §2.1.3 της παρούσας διατριβής). Ο χαρακτηρισμός αυτός για ένα σταθμό, αν δηλαδή βρίσκεται μπροστά ή πίσω από το ηφαιστειακό τόξο, δε λαμβάνει υπόψη του μόνο τη θέση του σεισμού και τη σχετική με αυτόν θέση του σταθμού καταγραφής, αλλά και το αν τα κύματα που καταγράφονται διατρέχουν την περιοχή που χαρακτηρίζεται σαν οπισθότοξη, ασχέτως εάν αυτός ο σταθμός βρίσκεται στο εξωτερικό τμήμα του Ελληνικού τόξου. Η διαδικασία του χαρακτηρισμού αυτού παρουσιάζεται σχηματικά στο

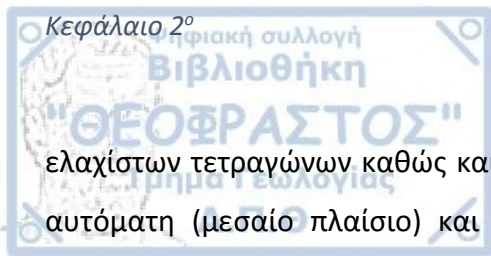


Σχήμα 2.13 Χαρακτηρισμός σταθμών ως μπροστά ή πίσω από το τόξο (fore-arc/back-arc). Ο σταθμός A χαρακτηρίζεται ως μπροστά από το τόξο ενώ ο σταθμός B ως πίσω από το τόξο αφού βρίσκεται στην οπισθότοξη περιοχή. Τον ίδιο χαρακτηρισμό (ως πίσω από το τόξο) έχει και ο σταθμός Γ, παρόλο που γεωγραφικά βρίσκεται στο εξωτερικό τόξο, διότι το κύμα για να καταγραφεί στο σταθμό αυτό από ένα σεισμό που έχει γίνει στο σημείο που φαίνεται με κόκκινο κύκλο, θα πρέπει να ταξιδέψει στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, δηλαδή στην οπισθότοξη περιοχή.

παράδειγμα του **Σχήματος 2.13**. Αν π.χ. γίνει ένας σεισμός ενδιαμέσου βάθους στο σημείο που απεικονίζεται με τον κόκκινο κύκλο, τότε ο σταθμός καταγραφής A χαρακτηρίζεται σαν «μπροστά από το τόξο ή εξωτερικού τόξου», ενώ ο σταθμός καταγραφής B χαρακτηρίζεται σαν «εσωτερικού τόξου». Ο σταθμός Γ, παρά το γεγονός ότι βρίσκεται στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου, λόγω του ότι τα κύματα για να καταγραφούν σε αυτόν πρέπει να περάσουν από την οπισθότοξη περιοχή υψηλής απόσβεσης, χαρακτηρίζεται και αυτός «εσωτερικού τόξου» (για τη συγκεκριμένη περίπτωση). Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τον αυτόματο προσδιορισμό των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* παρουσιάζονται αναλυτικά στο επόμενο κεφάλαιο.

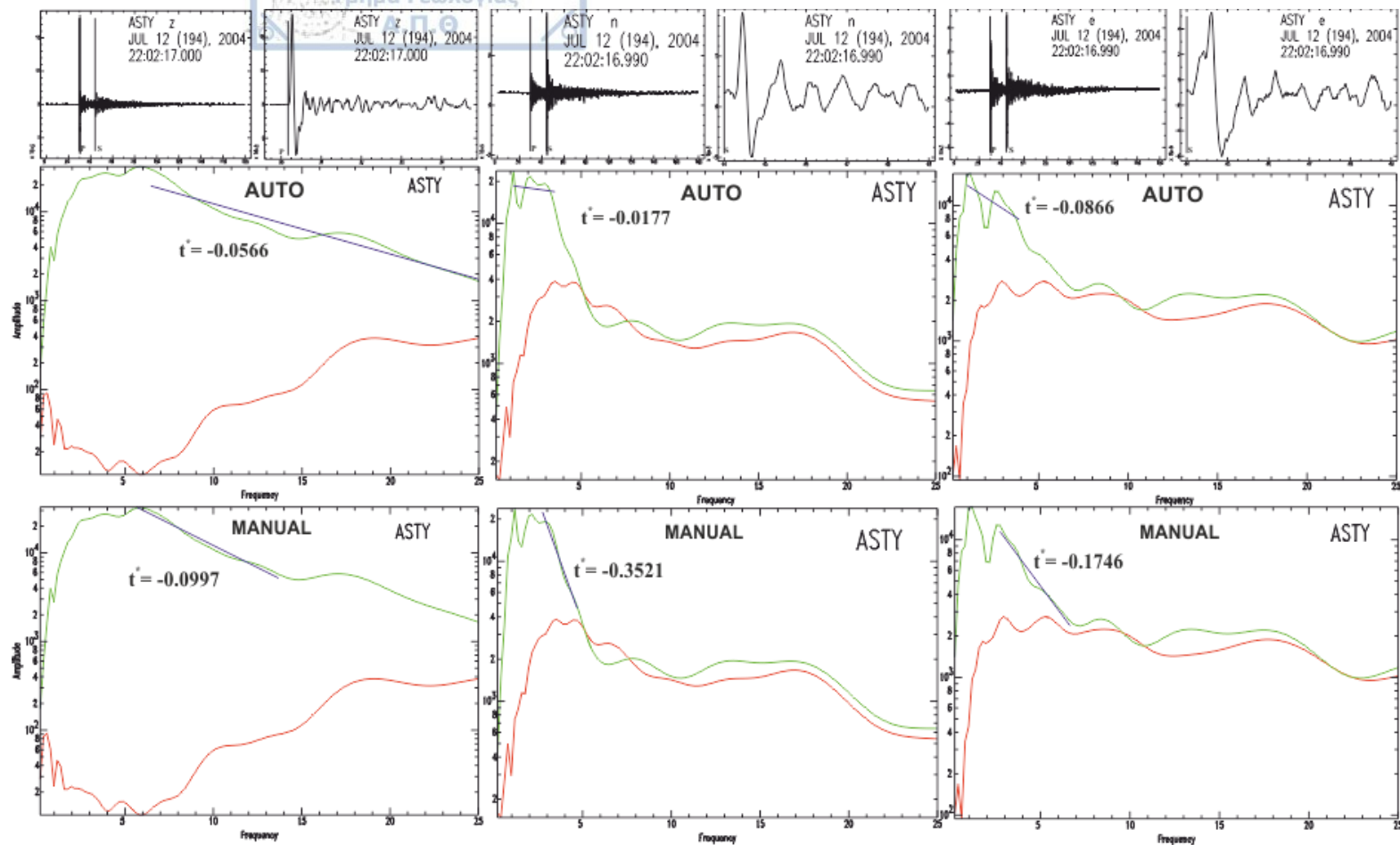
Εκτός από την αυτόματη διαδικασία υπολογισμού χρόνων απόσβεσης, κρίθηκε απαραίτητος ο καθορισμός των χρόνων απόσβεσης με προσδιορισμό από το χρήστη του υψίσυχνου τμήματος του φάσματος επιτάχυνσης στο οποίο γίνεται ο υπολογισμός της κλίσης της ευθείας με την εφαρμογή των ελαχίστων τετραγώνων. Η διαδικασία αυτή περιλάμβανε οπτικό έλεγχο όλων των φασμάτων επιτάχυνσης για τις τρεις συνιστώσες, σύγκριση του λόγου σήματος προς θόρυβο, ορισμό των συχνοτήτων ανάμεσα στις οποίες έπρεπε να γίνει ο υπολογισμός της κλίσης και αποθήκευσή τους στις παραμέτρους Headers των SAC αρχείων, ενώ με την εφαρμογή των ελαχίστων τετραγώνων γινόταν ο υπολογισμός της κλίσης του φάσματος επιτάχυνσης στο διάστημα των συχνοτήτων που είχε επιλεγεί από το χρήστη. Η διαδικασία αυτή υπήρξε ιδιαίτερα χρονοβόρα λόγω του πολύ μεγάλου όγκου των δεδομένων, παρ' όλα αυτά κρίθηκε απαραίτητο να γίνει, καθώς σε πολλές περιπτώσεις ο αυτόματος υπολογισμός των χρόνων απόσβεσης κρίθηκε ως μη ακριβής, κυρίως στα S κύματα. Αυτό συμβαίνει κυρίως γιατί το τμήμα του φάσματος που επιλέχθηκε ως «θόρυβος» για τα S κύματα ήταν 5sec πριν την άφιξή τους, γεγονός το οποίο σημαίνει ότι ο θόρυβος βρισκόταν μέσα στο σήμα των P κυμάτων με αποτέλεσμα: α) Να μην υπάρχει επαρκής αριθμός δεδομένων ο οποίος να ικανοποιεί το κριτήριο του λόγου σήματος προς θόρυβο (**SNR**) να είναι μεγαλύτερος του 3, και β) Να μην υπάρχει επαρκές διάστημα συχνοτήτων για τον υπολογισμό της κλίσης, παρά το γεγονός ότι το εύρος αυτό μειώθηκε για τα S κύματα στα 0.5Hz από τα 4Hz που ήταν για τα P κύματα.

Στο **Σχήμα 2.14** παρουσιάζεται ένα παράδειγμα υπολογισμού των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* για το σταθμό ASTY από ένα σεισμό που καταγράφηκε στο σταθμό αυτό από το δίκτυο CYCNET στις 12 Ιουλίου 2004 με την αυτόματη και την «από το χρήστη» διαδικασία. Τα φάσματα που απεικονίζονται στο συγκεκριμένο σχήμα προέκυψαν από τις καταγραφές που παρουσιάστηκαν νωρίτερα στο **Σχήμα 2.11**. Στο σχήμα φαίνεται η αρχική κυματομορφή ταχύτητας με τους αντίστοιχους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων, για τις συνιστώσες Z, N-S και E-W, το σήμα διάρκειας 5sec που επιλέχθηκε για τον υπολογισμό της κλίσης της ευθείας (πάνω πλαίσιο), τα εξομαλυμένα φάσματα επιτάχυνσης σήματος (πράσινο) και τα αντίστοιχα του θορύβου (κόκκινο), η ευθεία (μπλε) η κλίση της οποίας υπολογίστηκε με τη μέθοδο



ελαχίστων τετραγώνων καθώς και ο αντίστοιχος χρόνος απόσβεσης που υπολογίστηκε με την αυτόματη (μεσαίο πλαίσιο) και με την επιλογής από το χρήστη μέθοδο (κάτω πλαίσιο).

Παρατηρείται η διαφοροποίηση της κλίσης της ευθείας και άρα και των αντίστοιχων χρόνων απόσβεσης που προκύπτουν μεταξύ της αυτόματης και της «από το χρήστη» διαδικασίας υπολογισμού, η οποία γίνεται μεγαλύτερη στους χρόνους απόσβεσης των S κυμάτων για τους λόγους που αναφέρθηκαν παραπάνω. Εξαιτίας του μεγάλου αριθμού των φασμάτων επιτάχυνσης δεν είναι δυνατόν να παρουσιαστούν σε έντυπη μορφή όλα τα φάσματα σήματος και θορύβου, καθώς και οι ευθείες με βάση τις οποίες υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης.

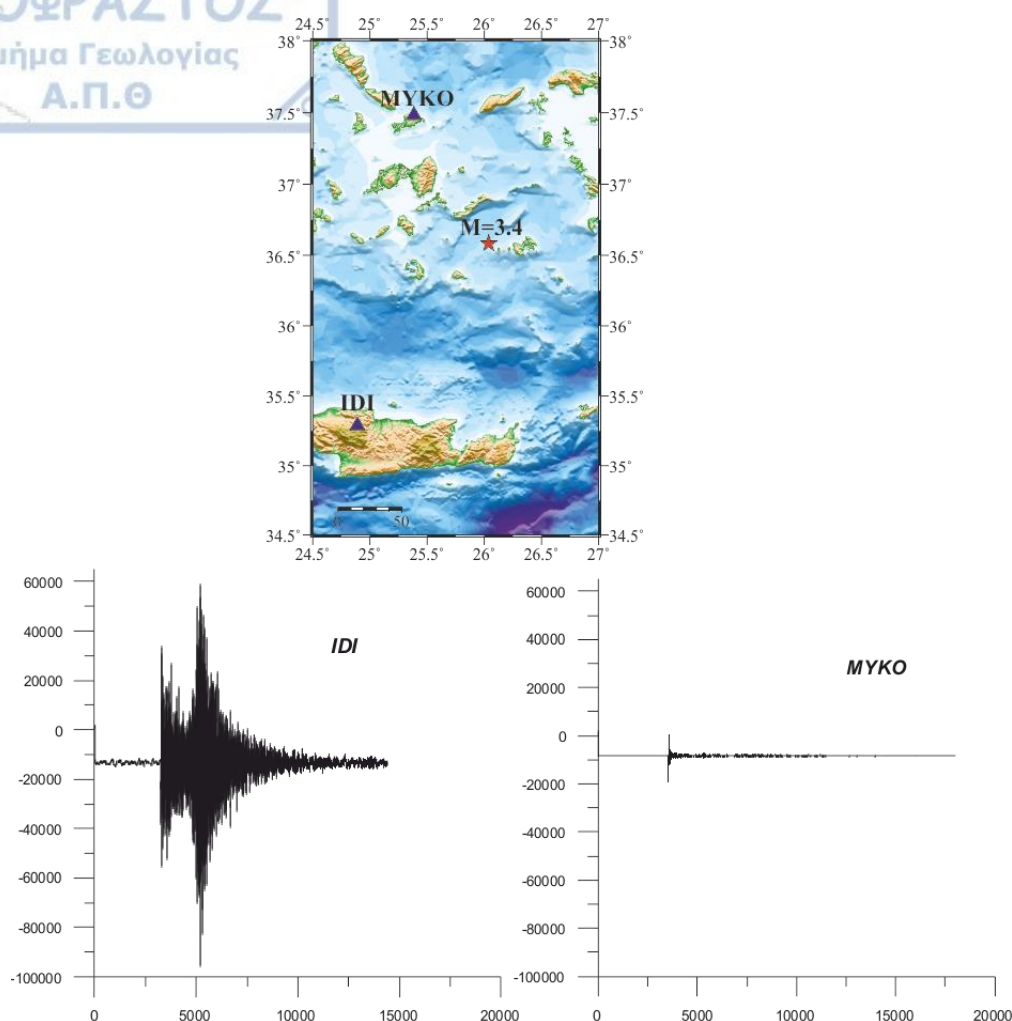


Σχήμα 2.14 Παράδειγμα υπολογισμού των χρόνων απόσβεσης που προέκυψαν από τα φάσματα επιτάχυνσης με τις δύο διαφορετικές τεχνικές για τις τρεις συνιστώσες του σταθμού ASTY του δικτύου CYCNET για ένα σεισμό στις 12 Ιουλίου 2004. Στο ανώτερο πλαίσιο παρουσιάζονται οι κυματομορφές ταχύτητας με τους αντίστοιχους χρόνους άφιξης καθώς και το σήμα 5sec που επιλέχθηκε μετά το P ή S κύμα. Το μεσαίο τμήμα απεικονίζει τα εξομαλυμένα φάσματα επιτάχυνσης σήματος (πράσινη γραμμή) και τα αντίστοιχα του θορύβου (κόκκινη γραμμή), καθώς και την ευθεία (μπλε γραμμή) της οποίας υπολογίστηκε η κλίση για την εύρεση του χρόνου απόσβεσης εφαρμόζοντας την αυτόματη διαδικασία. Στο κατώτερο τμήμα παρουσιάζονται τα φάσματα θορύβου και σήματος και η ευθεία που επιλέχθηκε από το χρήστη για την εύρεση του χρόνου απόσβεσης χρησιμοποιώντας τη μη αυτόματη διαδικασία υπολογισμού καθώς και οι αντίστοιχοι χρόνοι απόσβεσης που προέκυψαν με την εφαρμογή και των δύο μεθόδων. Η πρώτη στήλη δείχνει τις κυματομορφές και τα φάσματα της Z συνιστώσας, η δεύτερη στήλη της N-S και η τρίτη στήλη της E-W συνιστώσας

Αφού υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης για τα P και S κύματα, t_P^* και t_S^* , αντίστοιχα, εφαρμόζοντας και τις δύο μεθόδους υπολογισμού, έγινε στη συνέχεια διερεύνηση τυχόν μεταβολής των χρόνων απόσβεσης σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση, αλλά και μελέτη για το αν ο σταθμός καταγραφής ήταν κατά μήκος του εξωτερικού Ελληνικού τόξου ή πίσω από αυτό, σύμφωνα με το διαχωρισμό που περιγράφηκε παραπάνω. Από τις αρχικές ακόμα κυματομορφές που αποτελούσαν το βασικό σύνολο δεδομένων, ήταν εμφανής η διαφοροποίηση στις καταγραφές που αφορούσαν τον ίδιο σεισμό, ανάλογα με τον αν ο σταθμός ήταν στο εξωτερικό ή στο εσωτερικό τμήμα του τόξου. Τα αναγραφόμενα πλάτη των κυμάτων για περίπου ίδιες επικεντρικές αποστάσεις παρουσίαζαν πολύ μεγάλες διαφορές, με τα πλάτη των κυμάτων στις καταγραφές των σταθμών στο εξωτερικό τόξο να είναι πολύ μεγαλύτερα από αυτά των καταγραφών σε σταθμούς στο εσωτερικό τόξο, γεγονός ενδεικτικό της έντονης απόσβεσης που υφίστανται τα σεισμικά κύματα καθώς διατρέχουν την οπισθότοξη περιοχή (ηφαιστειακό τόξο).

Στο παράδειγμα του **Σχήματος 2.15** φαίνεται χαρακτηριστικά η μεγάλη αυτή διαφοροποίηση στα αναγραφόμενα πλάτη. Πρόκειται για τις καταγραφές του ίδιου σεισμού που χρησιμοποιήθηκε ως παράδειγμα και στις προηγούμενες παραγράφους του παρόντος Κεφαλαίου και ο οποίος έγινε στις 12 Ιουλίου 2004 με μέγεθος $M=3.4$ και βάθος 130km περίπου στο θαλάσσιο χώρο ΔΒΔ του νησιού Αστυπάλαια (Επίκεντρο με κόκκινο αστέρι). Στο αριστερό τμήμα του σχήματος φαίνεται η καταγραφή από το σταθμό **IDI** ο οποίος βρίσκεται στην Κρήτη, και στα δεξιά η καταγραφή του σεισμού στο σταθμό **MYKO** που βρίσκεται στη Μύκονο. Αν και οι επικεντρικές αποστάσεις των σταθμών αναγραφής είναι παρόμοιες (~150km), η διαφορά στα αναγραφόμενα πλάτη του σεισμικού κύματος είναι πολύ μεγάλη, εξαιτίας της έντονης απόσβεσης του σεισμικού κύματος κατά μήκος της διαδρομής του στην οπισθότοξη περιοχή του Ελληνικού τόξου.

Με σκοπό τη μελέτη της διαφοροποίησης των χρόνων απόσβεσης με την απόσταση, δημιουργήθηκαν διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης t_P^* και t_S^* που υπολογίστηκαν και με τις



Σχήμα 2.15 Καταγραφές του σεισμού ενδιαμέσου βάθους (12 Ιουλίου 2004, $M=3.4$, $h=130\text{km}$) που εκδηλώθηκε στην περιοχή τους Αστυπάλαιας από ένα σταθμό στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (IDI) και από ένα σταθμό στο εσωτερικό μέρος του τόξου (MYKO) σε παρόμοιες επικεντρικές αποστάσεις (~150km). Παρατηρείται η πολύ μεγάλη διαφορά στα αναγραφόμενα πλάτη ανάμεσα τους δύο σταθμούς. Τα πλάτη των σεισμικών κυμάτων στην καταγραφή του σεισμού στο σταθμό που βρίσκεται στην οπισθότοξη περιοχή (Μύκονος) είναι υποπολλαπλάσια εξαιτίας της εντονότερης απόσβεσης που υφίστανται κατά το δρόμο διάδοσης τους στο εσωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου (οπισθότοξη περιοχή).

δύο μεθόδους, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Ακολουθώντας το διαχωρισμό που προτάθηκε από τους Skarlatoudis et al. (2013), οι σεισμοί ταξινομήθηκαν ανάλογα με το εστιακό τους βάθος σε τρεις κατηγορίες, δηλαδή $h \leq 80\text{km}$, $80\text{km} < h \leq 100\text{km}$ και $h > 100\text{km}$ αντίστοιχα. Επίσης έγινε διαχωρισμός των σταθμών σε αυτούς στο εξωτερικό Ελληνικό τόξο και σε αυτούς πίσω από το τόξο (οπισθότοξους/back-arc), σύμφωνα με την κατηγοριοποίηση που περιγράφηκε στην παράγραφο §2.3.2. Στο **Σχήμα 2.16** παρουσιάζονται οι μεταβολές των χρόνων

απόσβεσης ($-pt^*$) με την υποκεντρική απόσταση για τα P-κύματα που υπολογίστηκαν με την αυτοματοποιημένη και τη μη αυτόματη διαδικασία για τις τρεις κατηγορίες εστιακών βαθών.

Στο **Σχήμα 2.16α** παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$. Στο αριστερό τμήμα φαίνονται οι χρόνοι απόσβεσης που προσδιορίστηκαν με τον αυτόματο τρόπο ενώ στο δεξί τμήμα, οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τη μη αυτόματη μέθοδο. Με κόκκινους κύκλους παρουσιάζονται οι χρόνοι από τους σταθμούς που βρίσκονται στο εξωτερικό τόξο, ενώ με μπλε κύκλους οι σταθμοί πίσω από το τόξο. Παρατηρείται ότι στους χρόνους απόσβεσης t_p^* οι οποίοι υπολογίστηκαν με την αυτόματη μέθοδο, δεν υπάρχει ιδιαίτερη διαφοροποίηση στις τιμές των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς που βρίσκονται πίσω ή μπροστά από το τόξο, ενώ στους χρόνους απόσβεσης t_p^* οι οποίοι υπολογίστηκαν με το μη αυτόματο τρόπο παρατηρούνται μεγαλύτερες τιμές των χρόνων απόσβεσης στους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται πίσω από το τόξο (οπισθότοξους/back-arc).

Στο **Σχήμα 2.16β** φαίνονται οι χρόνοι απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για σεισμούς με εστιακά βάθη $80 < h \leq 100 \text{ km}$, με τον αυτόματο (αριστερά) και το μη αυτόματο (δεξιά), τρόπο υπολογισμού. Με γαλάζιο χρώμα παρουσιάζονται οι σταθμοί πίσω από το τόξο και με σκούρο πορτοκαλί οι σταθμοί που βρίσκονται μπροστά από το τόξο. Οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν για τη συγκεκριμένη κατηγορία εστιακών βαθών έχουν γενικά μεγαλύτερες τιμές στους σταθμούς που βρίσκονται πίσω από το τόξο και με τις δύο μεθόδους υπολογισμού τους.

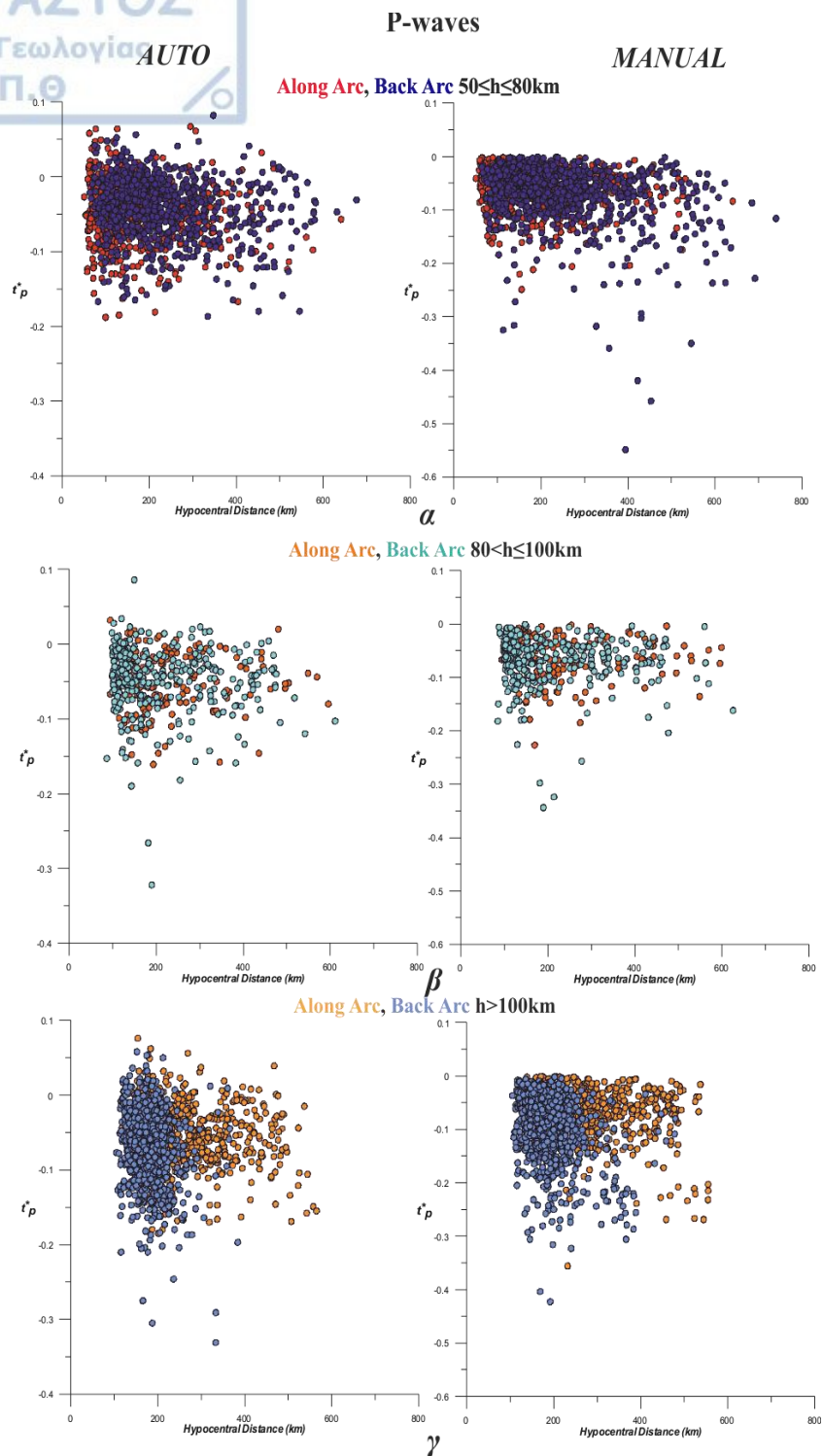
Τέλος, το **Σχήμα 2.16γ** δείχνει τους χρόνους απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για σεισμούς με εστιακά βάθη $h > 100 \text{ km}$ με τον αυτόματο (αριστερά) και το «χειροκίνητο» (δεξιά) τρόπο υπολογισμού για τους σταθμούς που βρίσκονται μπροστά από το τόξο με πορτοκαλί χρώμα ενώ για τους σταθμούς πίσω από το τόξο με μπλε ανοιχτό χρώμα. Στη συγκεκριμένη κατηγορία εστιακών βαθών η διαφορά ανάμεσα στους χρόνους απόσβεσης μεταξύ των σταθμών πίσω και μπροστά από το τόξο είναι εντονότερη, με τις μεγαλύτερες τιμές (αρνητικές) για τους σταθμούς πίσω από το τόξο, γεγονός το οποίο δηλώνει την εντονότερη

απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα από σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη τα οποία καταγράφονται στους οπισθότοξους σταθμούς.

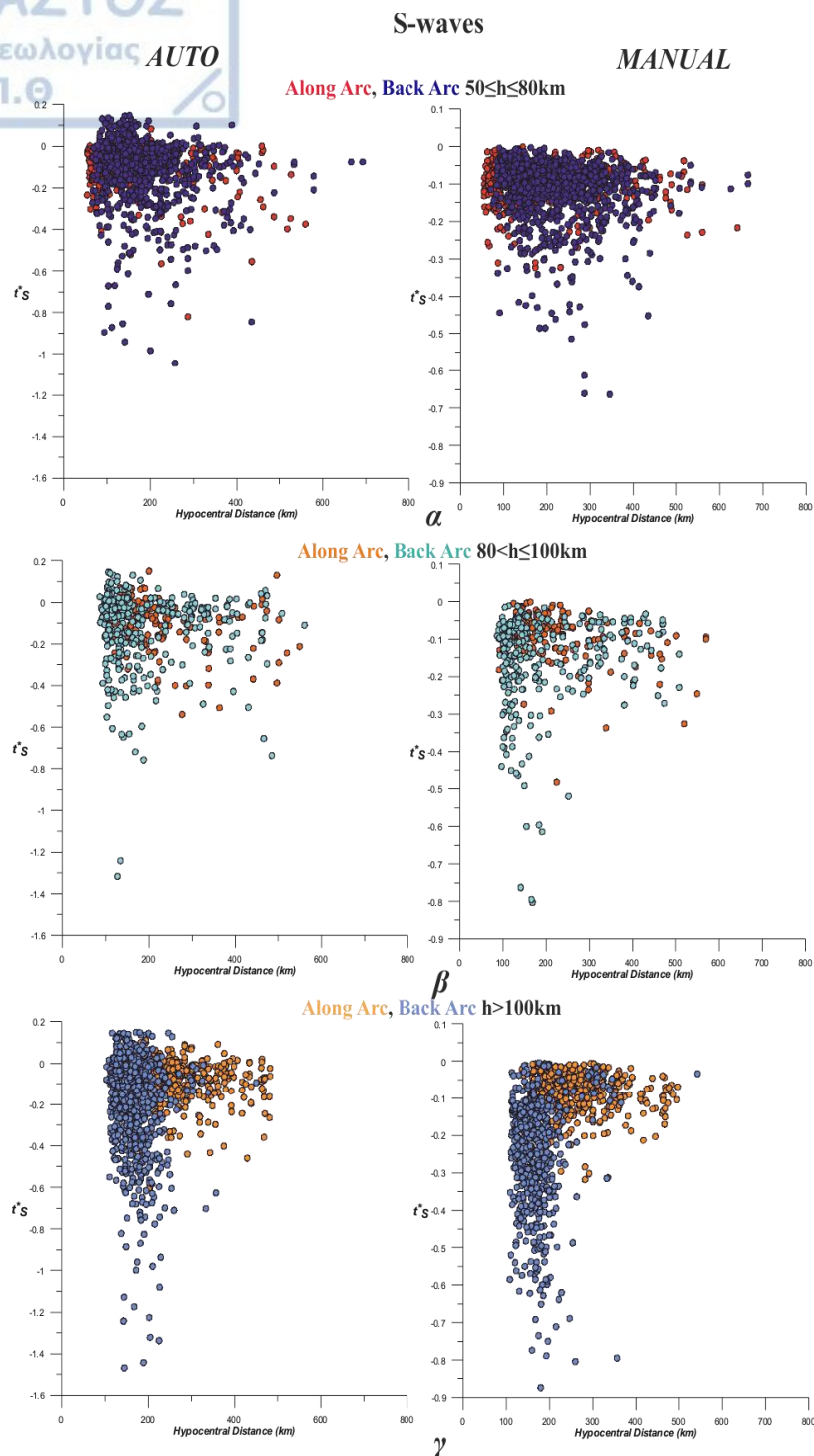
Αντίστοιχα, στο **Σχήμα 2.17** παρουσιάζονται τα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης, t_S^* , σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση που υπολογίστηκαν για τα S κύματα. Και σε αυτή την περίπτωση στο αριστερό τμήμα των σχημάτων απεικονίζονται οι χρόνοι απόσβεσης που προσδιορίστηκαν με την αυτόματη μέθοδο και στο δεξί με τη μη αυτόματη. Το **Σχήμα 2.17α** δείχνει τους χρόνους απόσβεσης για σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$, το **Σχήμα 2.17β** για σεισμούς με εστιακά βάθη $80 \text{ km} < h \leq 100 \text{ km}$, και το **Σχήμα 2.17γ** για εστιακά βάθη $h > 100 \text{ km}$.

Παρατηρείται πιο έντονος διαχωρισμός των χρόνων απόσβεσης t_S^* μεταξύ των σταθμών που βρίσκονται πίσω και μπροστά από το τόξο, ο οποίος είναι περισσότερο εμφανής στους χρόνους απόσβεσης οι οποίοι υπολογίστηκαν με τη μη αυτόματη διαδικασία. Το φαινόμενο αυτό είναι αποτέλεσμα της πολύ ισχυρής απόσβεσης που επικρατεί στην περιοχή η οποία προκαλεί την έντονη μείωση στα αναγραφόμενα πλάτη των S κυμάτων. Η έντονη απόσβεση στους σταθμούς πίσω από το τόξο γίνεται πολύ περισσότερο εμφανής στα εγκάρσια κύματα από ότι στα επιμήκη, καθώς το βάθος των σεισμών αυξάνει, όπως φαίνεται και από το **Σχήμα 2.17γ**, γεγονός που υποδηλώνει ότι τα σεισμικά κύματα από σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη υφίστανται ακόμα πιο ισχυρή απόσβεση.

Στο **Σχήμα 2.18** προβάλλονται τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης, t_P^* και t_S^* , και των δύο τύπων κυμάτων χώρου P (πάνω) και S (κάτω) οι οποίοι προσδιορίστηκαν και με τις δύο μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν για τις τρεις ομάδες εστιακών βαθών, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Γενικά δεν παρατηρείται κάποια γραμμική τάση των χρόνων απόσβεσης που να υποδηλώνει εξάρτηση με την απόσταση, αλλά φαίνεται ξανά η ισχυρότερη απόσβεση στους σταθμούς στο εσωτερικό Ελληνικό τόξο από σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη. Η διαφορά στις τιμές χρόνων απόσβεσης, όπως αναφέρθηκε, γίνεται σημαντικότερη στα εγκάρσια κύματα τα οποία υφίστανται μεγαλύτερη απόσβεση καθώς διαπερνούν τη σφήνα του μανδύα.



Σχήμα 2.16 Διαγράμματα χρόνων απόσβεσης P-κυμάτων t_p^* σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Αριστερά παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο τρόπο (AUTO) και δεξιά με το μη αυτόματο (MANUAL). (α) Χρόνοι απόσβεσης P-κυμάτων με εστιακά βάθη $h \leq 80 \text{ km}$, (β) $80 \text{ km} < h \leq 100 \text{ km}$ και (γ) $h > 100 \text{ km}$. Οι σταθμοί που βρίσκονται στο πίσω μέρος του ελληνικού τόξου παρουσιάζουν μεγαλύτερες (αρνητικές) τιμές χρόνων απόσβεσης, φανερώνοντας την εντονότερη ανελαστική απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα στην οπισθότοξη περιοχή, ιδιαίτερα στους σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη ($h > 100 \text{ km}$).



Σχήμα 2.17 Διαγράμματα χρόνων απόσβεσης S κυμάτων t_s^* σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Αριστερά φαίνονται οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν με την αυτόματη διαδικασία (AUTO) και δεξιά με τη μη αυτόματη (MANUAL). α) Χρόνοι απόσβεσης S -κυμάτων με εστιακά βάθη $h \leq 80 \text{ km}$, (β) $80 \text{ km} < h \leq 100 \text{ km}$ και (γ) $h > 100 \text{ km}$. Οι σταθμοί που βρίσκονται στο πίσω μέρος του ελληνικού τόξου παρουσιάζουν μεγαλύτερες (αρνητικές) τιμές χρόνων απόσβεσης φανερώνοντας την εντονότερη απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα στην οπισθότοξη περιοχή, ιδιαίτερα στους σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη ($h > 100 \text{ km}$) και στους χρόνους που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο επιλογής από το χρήστη.

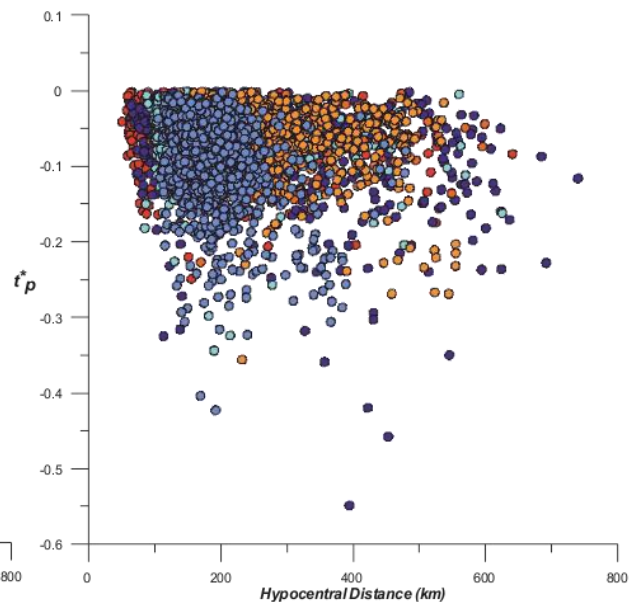
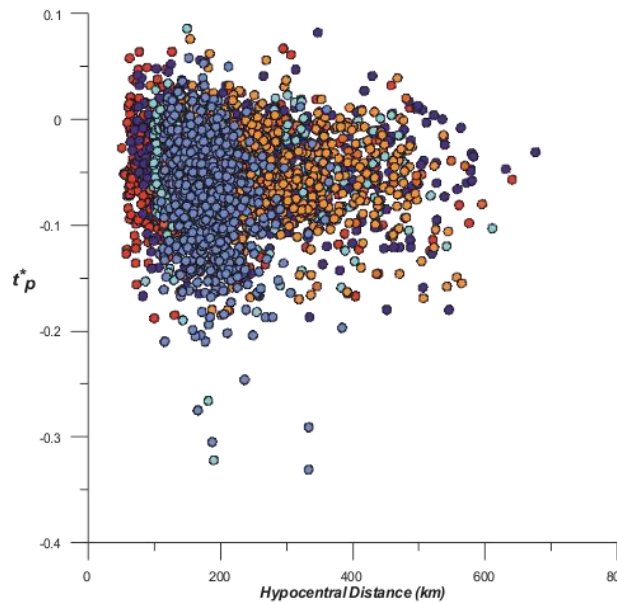
Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι οι χρόνοι απόσβεσης οι οποίοι υπολογίστηκαν με την επιλογή από το χρήστη του τμήματος του φάσματος επιτάχυνσης για τον υπολογισμό της κλίσης της ευθείας είναι σαφώς πιο αξιόπιστοι, ιδιαίτερα για τα S κύματα. Αυτό οφείλεται τόσο στην ισχυρή απόσβεση που υφίστανται τα εγκάρσια κύματα η οποία δυσκολεύει την αυτοματοποίηση της διαδικασίας υπολογισμού, όσο και εξαιτίας του γεγονότος ότι «θόρυβος» για τη συγκεκριμένη κατηγορία κυμάτων αποτελεί η ουρά του σήματος των επιμήκων κυμάτων, με αποτέλεσμα να διαθέτουν πολύ περιορισμένο εύρος συχνοτήτων στο οποίο μπορούν να γίνουν υπολογισμοί. Αποτέλεσμα είναι να μην μπορεί να εφαρμοστεί αξιόπιστα η αυτόματη διαδικασία υπολογισμού και να κρίνεται απαραίτητη η επιλογή από το χρήστη.

Στη συνέχεια, και πριν από την εφαρμογή της μεθόδου της αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης για την εύρεση ενός τρισδιάστατου μοντέλου δομής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου, έγινε μια προ-επισκόπηση των δεδομένων, με προσεγγιστική χωρική παρεμβολή των τιμών των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* , που προσδιορίστηκαν και με τις δύο μεθόδους για τις ίδιες κατηγορίες εστιακών βαθών ($h \leq 80\text{km}$, $80\text{km} < h \leq 100\text{km}$ και $h > 100\text{km}$).

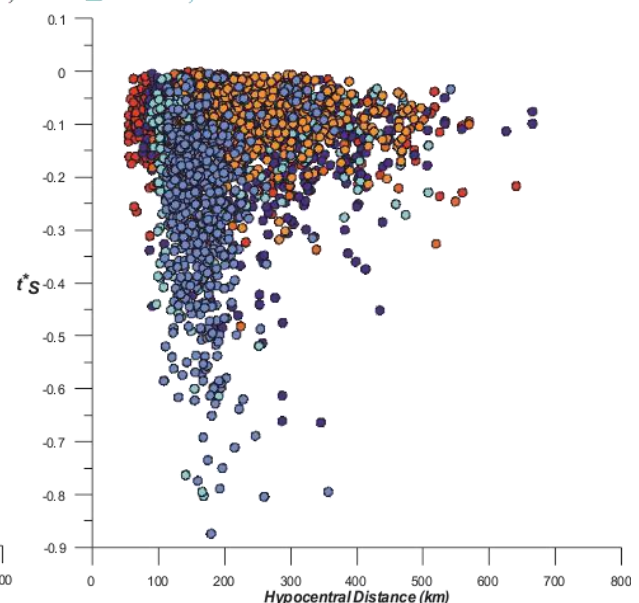
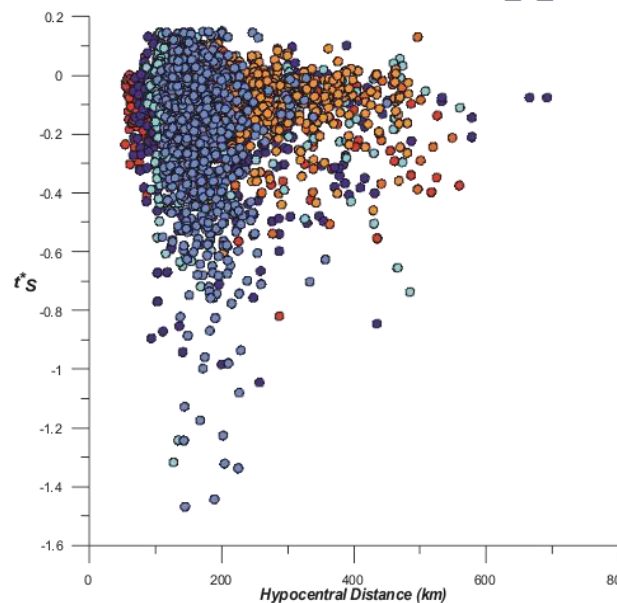
Για τη χωρική παρεμβολή, θεωρήθηκε ότι, προσεγγιστικά, ο μέσος χρόνος απόσβεσης της κάθε σεισμικής ακτίνας (P ή S) μπορεί να απεικονιστεί σημειακά στο μέσο της αντίστοιχης σεισμικής ακτίνας. Στη συνέχεια όλα τα σημεία αυτά για κάθε εστιακό βάθος (για τις τρεις ομάδες εστιακών βαθών) χρησιμοποιήθηκαν, με μια διαδικασία χωρικής παρεμβολής για τη δημιουργία της χωρικής κατανομής των χρόνων απόσβεσης. Πρέπει να τονιστεί ότι λόγω της μη εξάρτησης των χρόνων από την απόσταση (**Σχήμα 2.18**) δεν έγινε διόρθωση για αυτήν. Τα αποτελέσματα από την προσεγγιστική αυτή μέθοδο παρουσιάζονται στα **Σχήματα 2.19** και **2.20**, για τα P και S κύματα, αντίστοιχα. Στα αριστερά, απεικονίζονται τα αποτελέσματα με την εφαρμογή της αυτόματης διαδικασίας υπολογισμού ενώ στα δεξιά με τη μη αυτόματη. Οι χωρικές ψευδο-μεταβολές των χρόνων απόσβεσης παρουσιάζουν αρκετά ενδιαφέροντα χαρακτηριστικά. Η γενικότερη εικόνα των χρόνων απόσβεσης των P κυμάτων οι οποίοι υπολογίστηκαν με την αυτόματη μέθοδο για επιφανειακότερους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους ($h \leq 80\text{km}$), είναι αρκετά συγκεχυμένη, και δεν μπορεί να προσδιοριστεί κάποιο συγκεκριμένο μοτίβο χωρικής κατανομής. Όσο αυξάνουν τα εστιακά βάθη των σεισμών, οι μεγαλύτεροι

**AUTO****P-waves****MANUAL**

Along Arc $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$, $80 < h \leq 100 \text{ km}$, $h > 100 \text{ km}$
 Back Arc $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$, $80 < h \leq 100 \text{ km}$, $h > 100 \text{ km}$

**S-waves****AUTO****MANUAL**

Along Arc $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$, $80 < h \leq 100 \text{ km}$, $h > 100 \text{ km}$
 Back Arc $50 \leq h \leq 80 \text{ km}$, $80 < h \leq 100 \text{ km}$, $h > 100 \text{ km}$



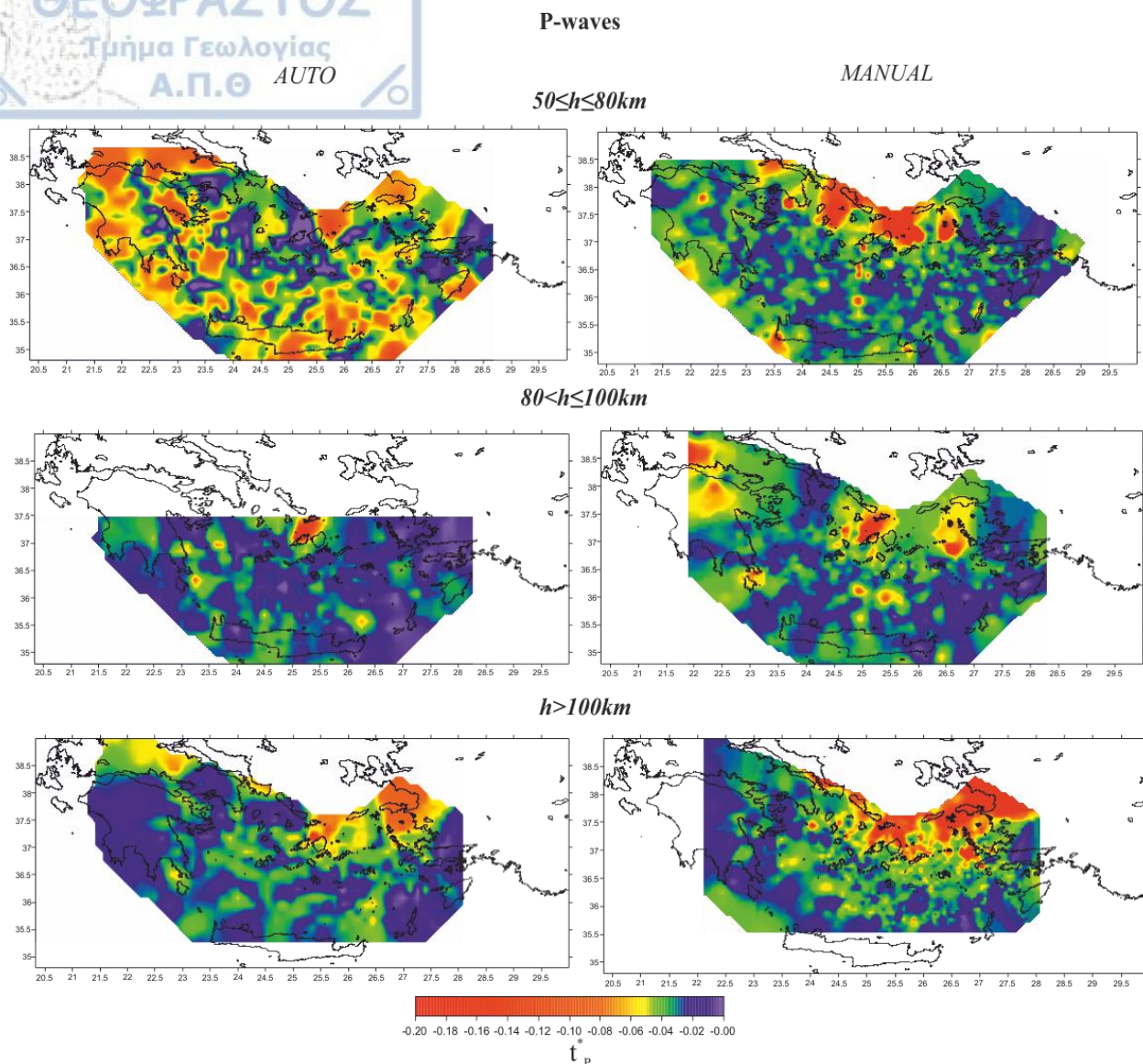
Σχήμα 2.18 Διαγράμματα χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* , και για τις τρεις ομάδες εστιακών βαθών σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Αριστερά παριστάνονται οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο και δεξιά με το μη αυτόματο τρόπο. Χαρακτηριστική είναι η αύξηση στις τιμές των χρόνων απόσβεσης με την αύξηση του εστιακού βάθους, ιδιαίτερα στα εγκάρσια κύματα και στους χρόνους που υπολογίστηκαν «μη αυτόματα», αντικατοπτρίζοντας την έντονη απόσβεση στην περιοχή πίσω από το τόξο.

(αρνητικοί) χρόνοι απόσβεσης αρχίζουν να εμφανίζονται στην περιοχή πίσω από το τόξο, αν και η κατανομή τους εμφανίζει αρκετές τοπικές ανωμαλίες. Αντίθετα, οι μεγαλύτερες τιμές των χρόνων απόσβεσης, t_p^* , οι οποίοι υπολογίστηκαν με τη χειροκίνητη διαδικασία, κατανέμονται κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου και όσο αυξάνονται τα εστιακά βάθη των σεισμών η εικόνα γίνεται όλο και περισσότερο ευδιάκριτη, φανερώνοντας την εντονότερη απόσβεση στην οπισθότοξη περιοχή του ηφαιστειακού τόξου.

Σε ότι αφορά τα S κύματα, (Σχήμα 2.20) οι τιμές που προέκυψαν από την αυτόματη διαδικασία παρουσιάζουν πολύ μεγαλύτερο θόρυβο σε σχέση με τη χωρική κατανομή των χρόνων απόσβεσης που προέκυψαν με την επιλογή του φάσματος από το χρήστη, αν και γενικά εμφανίζουν σαφέστερες ενδείξεις για την κατανομή της απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου από ότι οι αντίστοιχες τιμές των επιμήκων κυμάτων. Η κατηγορία των σεισμών με μικρά εστιακά βάθη $50\text{km} \leq h \leq 80\text{km}$ δεν προσφέρει επαρκείς πληροφορίες για την κατανομή της απόσβεσης όπως και για τα P κύματα, όσο όμως αυξάνονται τα βάθη των σεισμών παρουσιάζονται οι μεγαλύτερες τιμές των χρόνων απόσβεσης να καταλαμβάνουν όλη την περιοχή του ηφαιστειακού τόξου.

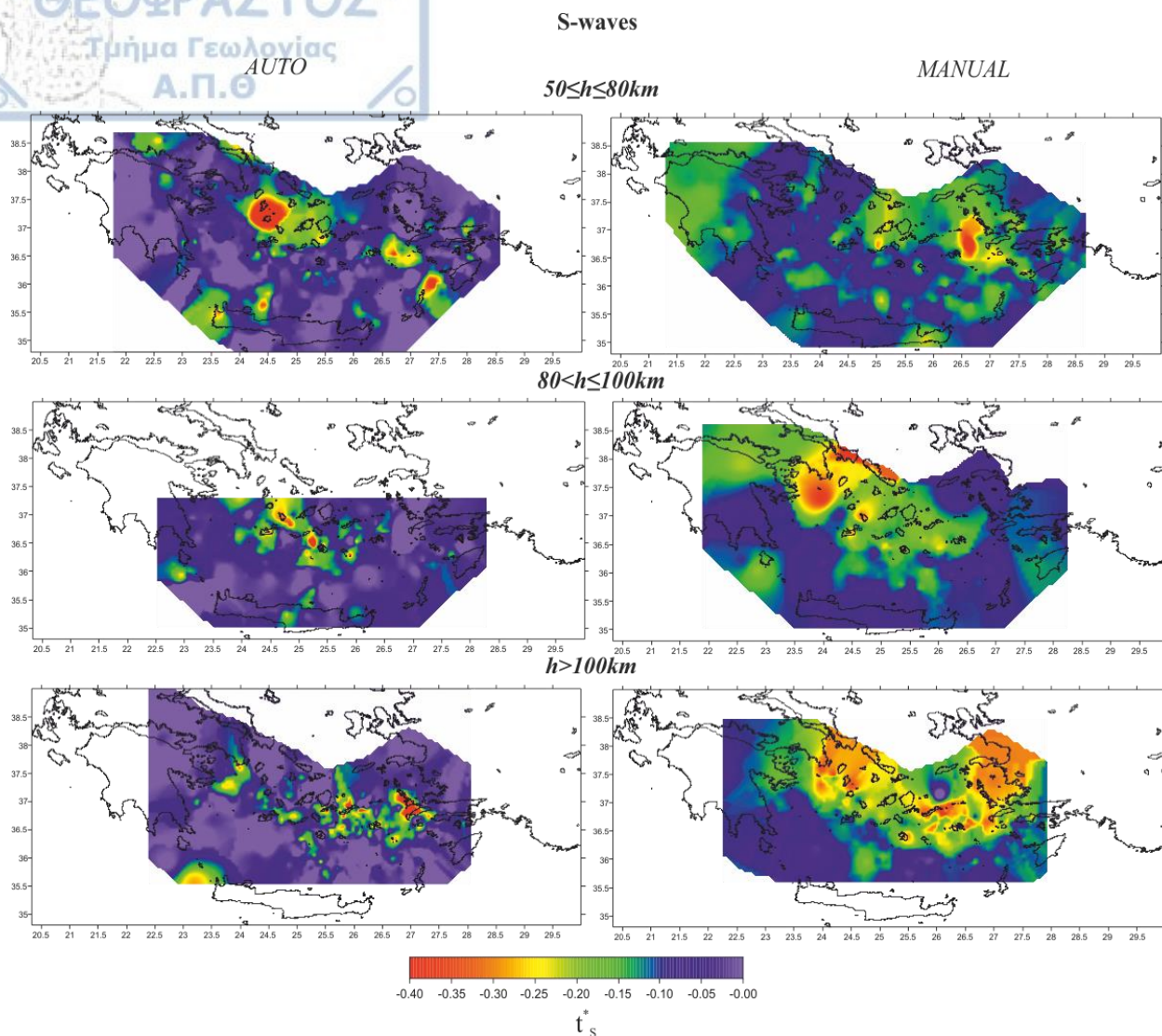
Συνοψίζοντας, παρατηρείται ότι οι μεταβολές των χρόνων απόσβεσης των P και S κυμάτων δεν εμφανίζουν κάποια ουσιαστική εξάρτηση με την απόσταση. Αντίθετα, οι κατανομές των χρόνων t_p^* και t_s^* που εξετάστηκαν τόσο σε σχέση με το εστιακό βάθος όσο και χωρικά, αποκαλύπτουν την υψηλή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στην οπισθότοξη περιοχή, με τους μεγαλύτερους χρόνους απόσβεσης να εμφανίζονται στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, πίσω από το εξωτερικό Ελληνικό τόξο σε συμφωνία με τομογραφικά αποτελέσματα μακροσεισμικών δεδομένων [Hashida et al., 1988] και τομογραφικά αποτελέσματα ταχύτητας P, S και επιφανειακών κυμάτων που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή [Parazachos et al., 1995; Parazachos and Nolet, 1997a; Karagianni et al., 2004; Karagianni and Parazachos, 2007]. Τα αποτελέσματα αυτά αναδεικνύουν ευκρινώς τη χωρική έκταση της περιοχής χαμηλής ταχύτητας/υψηλής απόσβεσης κάτω από το ηφαιστειακό τόξο στο χώρο του Ν. Αιγαίου.

Από τα αποτελέσματα των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν στην παρούσα



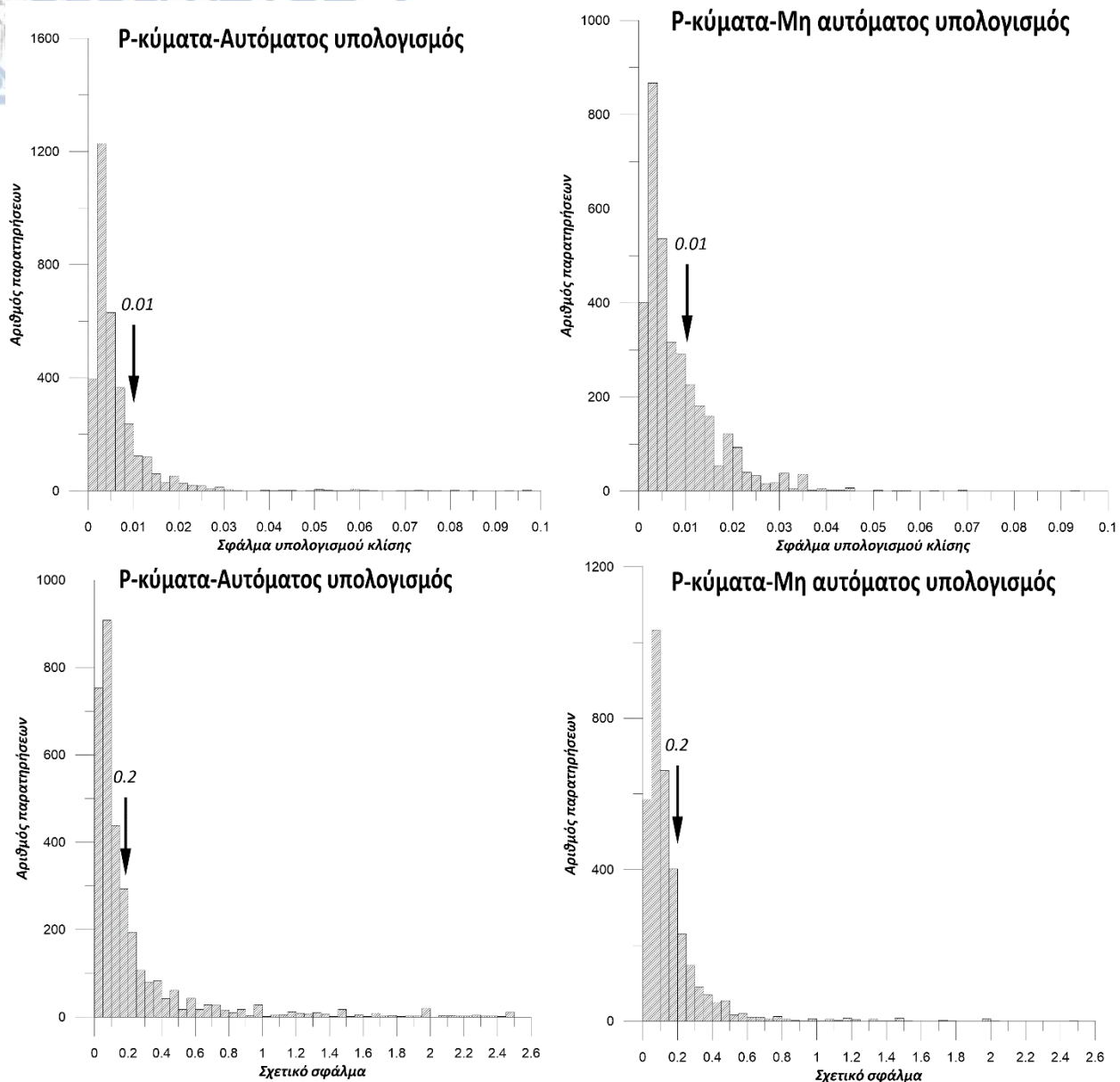
Σχήμα 2.19 Χωρική κατανομή των χρόνων απόσβεσης P κυμάτων t_p^* μετά από προσεγγιστική παρεμβολή τους στο κέντρο της σεισμικής ακτίνας από την πηγή μέχρι το σταθμό καταγραφής για τις τρεις υποομάδες εστιακών βαθών με τις δύο μεθόδους υπολογισμού τους. Είναι εμφανής η πιο σαφής χωρική κατανομή των μεγάλων χρόνων απόσβεσης στην περιοχή πίσω από τόξο που γίνεται πιο ευδιάκριτη με την αύξηση του βάθους και με την εφαρμογή της μη αυτόματης μεθόδου.

χρησιμοποιώντας και τις δύο μεθόδους, γίνεται φανερό η αναγκαιότητα της υιοθέτησης της διαδικασίας του φασματικού παραθύρου για τους υπολογισμούς του χρόνου απόσβεσης με την επιλογή από το χρήστη των συχνοτικών ορίων, καθώς οι χωρικές κατανομές των χρόνων, t_p^* , και t_s^* , που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο τρόπο υπολογισμού δεν αναδεικνύουν με ακρίβεια την



Σχήμα 2.20 Χωρική κατανομή των χρόνων απόσβεσης S κυμάτων t_s^* μετά από προσεγγιστική παρεμβολή τους στο κέντρο της σεισμικής ακτίνας από την πηγή μέχρι το σταθμό καταγραφής για τις τρεις κατηγορίες εστιακών βαθών με την εφαρμογή των δύο μεθοδολογιών υπολογισμού τους. Παρατηρούνται οι υψηλότεροι χρόνοι απόσβεσης να είναι κατανεμημένοι κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου, κυρίως για τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη.

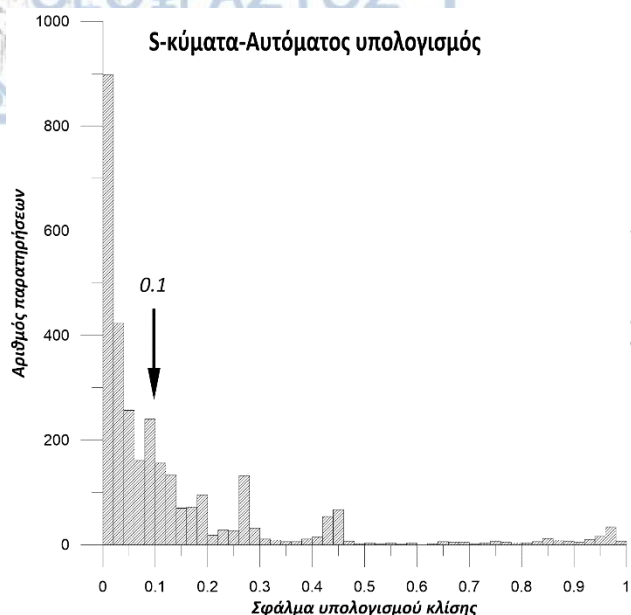
περιοχή ισχυρής απόσβεσης. Γίνεται επίσης φανερό, κυρίως από τους μη αυτόματους υπολογισμούς, ότι η απόσβεση των κυμάτων χώρου είναι περισσότερο ισχυρή σε μεγαλύτερα βάθη, αποκαλύπτοντας ότι η πηγή της υψηλής αυτής απόσβεσης που λαμβάνει χώρα στην περιοχή πίσω από το τόξο στο χώρο του Ν. Αιγαίου είναι η χαμηλής ταχύτητας/υψηλής απόσβεσης σφήνα του μανδύα κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες π.χ. [Skarlatoudis et al., 2013]. Περισσότερες πληροφορίες σχετικά με τη χωρική κατά-



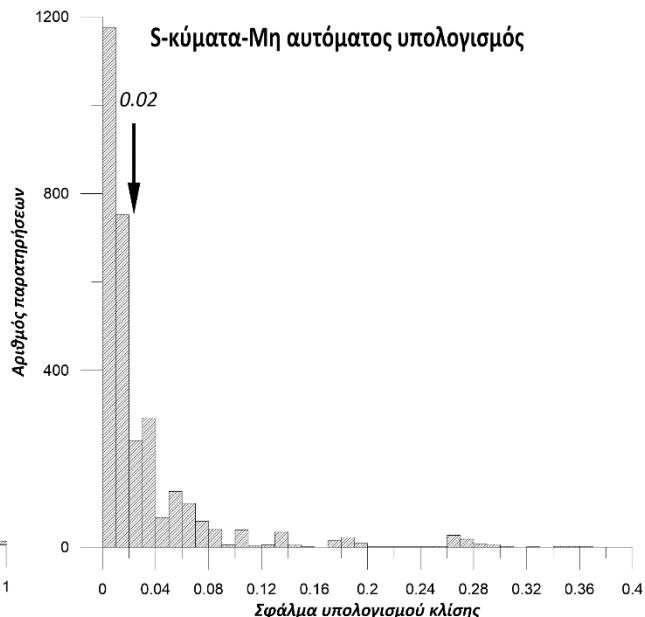
Σχήμα 2.21 Ιστογράμματα των σφαλμάτων κατά τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_p^* . Επάνω φαίνονται τα απόλυτα σφάλματα υπολογισμού της κλίσης της ευθείας των φασμάτων με την αυτόματη διαδικασία στα αριστερά και τη μη αυτόματη στα δεξιά. Κάτω παρουσιάζονται τα σχετικά σφάλματα υπολογισμού της κλίσης με τον αυτόματο τρόπο αριστερά και το μη αυτόματο δεξιά.

νομή της απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου δίνονται στο επόμενο κεφάλαιο, όπου πραγματοποιείται προσδιορισμός της τρισδιάστατης δομής του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης με την εφαρμογή μεθοδολογίας της αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* .

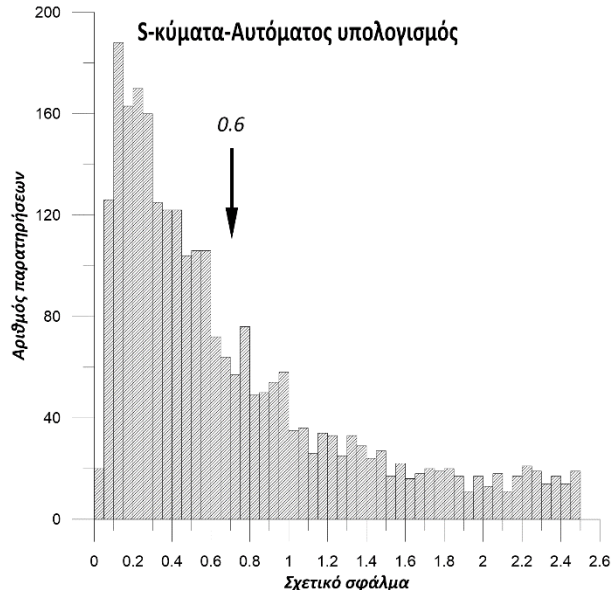
S-κύματα-Αυτόματος υπολογισμός



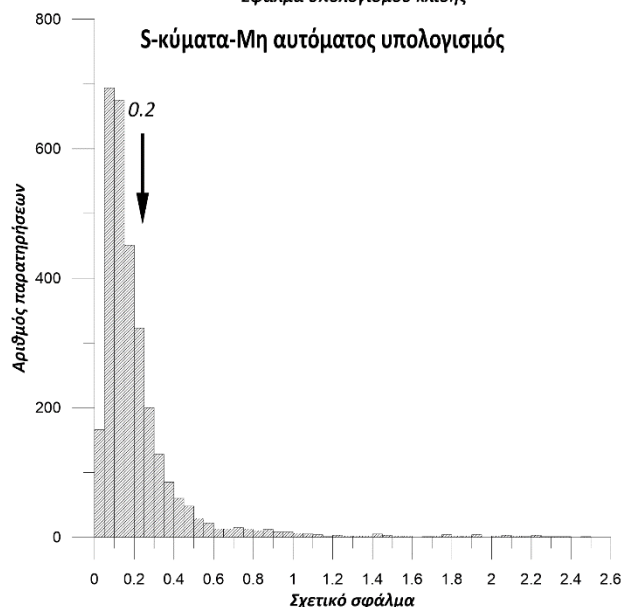
S-κύματα-Μη αυτόματος υπολογισμός



S-κύματα-Αυτόματος υπολογισμός



S-κύματα-Μη αυτόματος υπολογισμός



Σχήμα 2.22 Ιστογράμματα των σφαλμάτων κατά τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_s^* . Επάνω φαίνονται τα απόλυτα σφάλματα υπολογισμού της κλίσης της ευθείας των φασμάτων με την αυτόματη διαδικασία στα αριστερά και τη μη αυτόματη στα δεξιά. Κάτω παρουσιάζονται τα σχετικά σφάλματα υπολογισμού της κλίσης με τον αυτόματο τρόπο αριστερά και το μη αυτόματο δεξιά.

Εκτός από τη διερεύνηση της χωρικής κατανομής των χρόνων απόσβεσης πραγματοποιήθηκε και μελέτη των σφαλμάτων υπολογισμού τους. Οι χρόνοι απόσβεσης t_p^* και t_s^* υπολογίστηκαν, όπως περιγράφηκε αναλυτικά, εφαρμόζοντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για την εύρεση της κλίσης της ευθείας πάνω από τη γωνιακή συχνότητα f_c στα

φάσματα επιτάχυνσης είτε με την αυτοματοποιημένη μέθοδο είτε με την διαδικασία επιλογής από το χρήστη του φασματικού παραθύρου. Ο υπολογισμός όμως της κλίσης μιας ευθείας με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων είναι γνωστό ότι εμπεριέχει σφάλματα. Για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων στους υπολογισμένους χρόνους απόσβεσης και με τις δύο μεθόδους έγινε υπολογισμός των σφαλμάτων αυτών και δημιουργήθηκαν τα ιστογράμματα τόσο του απόλυτου όσο και του σχετικού σφάλματος για τα P και S κύματα. Ο τύπος του απόλυτου σφάλματος του υπολογισμού της κλίσης της ευθείας (**b**) της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων είναι :

$$\sigma_b = \sigma_y \sqrt{\frac{\sum x^2}{\Delta}}$$

2.11

όπου

$$\sigma_y = \sqrt{\frac{1}{N-2} \sum (y_i - a - bx_i)^2}$$

2.12

και

$$\Delta = N \sum x^2 - (\sum x)^2$$

2.13

ενώ το σχετικό σφάλμα δίνεται από την εξίσωση :

$$\sigma_{rel} = \frac{\sigma_b}{abs(b)}$$

2.14

Στο **Σχήμα 2.21** παρουσιάζονται τα ιστογράμματα των σφαλμάτων των P κυμάτων για τους χρόνους απόσβεσης t_p^* . Στο επάνω τμήμα του σχήματος φαίνονται τα απόλυτα σφάλματα

στον υπολογισμό της κλίσης με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων για τον αυτόματο υπολογισμό αριστερά και για το μη αυτόματο δεξιά, ενώ στο κάτω τμήμα φαίνονται τα σχετικά σφάλματα από τον αυτόματο (αριστερά) και «μη αυτόματο» τρόπο υπολογισμού δεξιά. Παρατηρείται ότι και στις δύο μεθόδους υπολογισμού των χρόνων απόσβεσης t_p^* τα απόλυτα σφάλματα υπολογισμού της κλίσης είναι (τα περισσότερα) μικρότερα από 0.01, ενώ τα σχετικά σφάλματα δεν ξεπερνούν (στην πλειοψηφία τους) το 20%.

Στο **Σχήμα 2.22** παρουσιάζονται αντίστοιχα τα ιστογράμματα των σφαλμάτων που αφορούν τους χρόνους απόσβεσης t_s^* . Κατ' αντιστοιχία με τα σφάλματα των P κυμάτων στο επάνω τμήμα παρουσιάζονται τα απόλυτα σφάλματα υπολογισμού της κλίσης της ευθείας με τον αυτόματο (αριστερά) και το μη αυτόματο (δεξιά) τρόπο, ενώ στο κάτω τμήμα του σχήματος φαίνονται τα σχετικά σφάλματα για τα S κύματα με την αυτόματη διαδικασία υπολογισμού (αριστερά) και τη μη αυτόματη (δεξιά). Στην περίπτωση των S κυμάτων παρατηρούνται σημαντικές διαφορές στα σφάλματα, τόσο στα απόλυτα όσο και στα σχετικά, ανάμεσα στις δύο μεθόδους υπολογισμού. Ενώ το απόλυτο σφάλμα στον αυτόματο τρόπο είναι της τάξης του 10%, με τον υπολογισμό του τμήματος του φάσματος από το χρήστη το σφάλμα αυτό δεν ξεπερνάει το 2%. Αυτό συμβαίνει διότι στον αυτόματο υπολογισμό της κλίσης από τα φάσματα επιτάχυνσης ως θόρυβος για τα S κύματα ήταν η ουρά των P κυμάτων (P-coda), με αποτέλεσμα σε αρκετές περιπτώσεις να έχει γίνει υπολογισμός ακόμα και θετικών κλίσεων. Το ίδιο παρατηρείται και στα σχετικά σφάλματα των χρόνων t_s^* με το σφάλμα να είναι της τάξης του 60% στους αυτόματους υπολογισμούς, ενώ στο μη αυτόματο υπολογισμό το σχετικό σφάλμα μειώνεται σε 20%.

Με βάση τους παραπάνω υπολογισμούς των σφαλμάτων των μετρήσεων των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* από τις φασματικές κλίσεις παρατηρείται ότι τα σχετικά σφάλματα είναι γενικά μικρά, με τιμές μέχρι ~20% για την πλειοψηφία των δεδομένων από τους μη αυτόματους υπολογισμούς, γεγονός που ενισχύει την αξιοπιστία των δεδομένων αυτών. Τα μεγαλύτερα σφάλματα παρατηρούνται στους υπολογισμούς από την αυτόματη διαδικασία και αφορούν τα S κύματα, κάτι το οποίο ήταν αναμενόμενο για τη συγκεκριμένη κατηγορία κυμάτων, λόγω της επίδρασης των P κυμάτων. Μετά τον υπολογισμό με τη διαδικασία από το χρήστη, τα σφάλματα ελαττώθηκαν περισσότερο από 0.08, το απόλυτο, και περισσότερο από 40%, το σχετικό.



3. 3-D ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο παρόν κεφάλαιο, χρησιμοποιούνται οι χρόνοι t_P^* και t_S^* που προσδιορίστηκαν και παρουσιάστηκαν προηγουμένως, με σκοπό τον προσδιορισμό του τρισδιάστατου μοντέλου δομής ανελαστικής απόσβεσης (Q_P και Q_S) με την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής τομογραφίας στο χώρο του Ν. Αιγαίου όπου λαμβάνει χώρα η υποβύθιση της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από τη λιθοσφαιρική μικροπλάκα του Αιγαίου. Ανάλογη μελέτη της τρισδιάστατης δομής ανελαστικής απόσβεσης στην περιοχή του ελληνικού τόξου με τη χρήση υψηλής ποιότητας ψηφιακών σεισμικών δεδομένων από τοπικά δίκτυα δεν έχει μέχρι σήμερα πραγματοποιηθεί στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Το δίκτυο EGELADOS, όπως έχει περιγραφεί αναλυτικά και σε προηγούμενο κεφάλαιο, ήταν ένα από τα μεγαλύτερα δίκτυα που λειτούργησαν στην περιοχή και κάλυπτε ολόκληρη τη ζώνη υποβύθισης. Αυτό, σε συνδυασμό με τα δεδομένα που ήταν διαθέσιμα και από το πείραμα CYCNET που λειτούργησε ακριβώς πριν την εγκατάσταση του δικτύου EGELADOS, αποτέλεσε εξαιρετική βάση δεδομένων για τη μελέτη της ανελαστικής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου όπου γεννώνται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους κατά μήκος της ζώνης Wadati-Benioff που σχηματίζεται στην οπισθότοξη περιοχή.



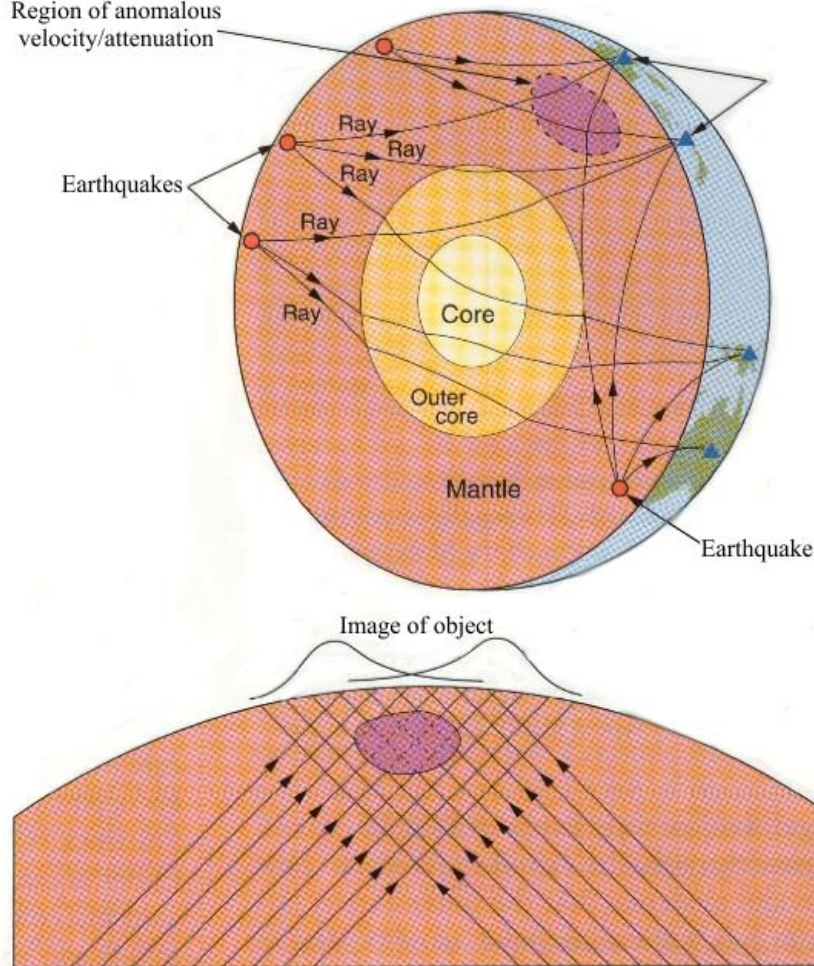
Η σεισμική τομογραφία είναι η πιο διαδεδομένη τεχνική για την εξαγωγή συμπερασμάτων από τα δεδομένα βασιζόμενη στις πληροφορίες που περιέχονται στις σεισμικές καταγραφές με σκοπό τη δημιουργία μονοδιάστατων, δισδιάστατων και τρισδιάστατων μοντέλων δομής ταχυτήτων σεισμικών κυμάτων, απόσβεσης, κλπ. για το εσωτερικό της Γης. Η αρχή της σεισμικής τομογραφίας είναι παρόμοια με αυτή της ιατρικής τομογραφίας. Για παράδειγμα, στην ιατρική τομογραφία χρησιμοποιούνται οι υπέρηχοι οι οποίοι δημιουργούνται από μια πηγή, διατρέχουν το ανθρώπινο σώμα και καταγράφονται σε κατάλληλους δέκτες. Η πηγή παραγωγής υπερήχων μπορεί συχνά να περιστρέφεται κατά 360° , δίνοντας τη δυνατότητα πολλών “ακτινών” να περνάνε από το ανθρώπινο σώμα και να καταγράφονται στους δέκτες. Με τον τρόπο αυτό μπορεί και κατασκευάζεται μια δισδιάστατη ή και τρισδιάστατη εικόνα του ανθρώπινου σώματος.

Στη σεισμική τομογραφία, σε αντίθεση με την ιατρική τομογραφία, οι πηγές γένεσης των σεισμικών κυμάτων δεν είναι συνήθως τεχνητές (αν και πλέον γίνονται 3D πειράματα με τη χρήση τεχνητών πηγών), αλλά οι σεισμοί που γίνονται στο εσωτερικό της Γης. Τα σεισμικά κύματα τα οποία παράγονται κατά τη γένεση ενός σεισμού, διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης και καταγράφονται τελικά στα σεισμόμετρα στους διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς στην επιφάνειά αυτής. Η ανάλυση των σεισμικών κυμάτων από τις καταγραφές αυτές, παρέχει πληροφορίες για τη σεισμική πηγή (π.χ. χρόνος γένεσης, επίκεντρο και μηχανισμός γένεσης), αλλά και για τις φυσικές ιδιότητες των υλικών κατά μήκος της ακτίνας διάδοσής τους. Χρησιμοποιώντας καταγραφές από πολλά σεισμικά γεγονότα και εκμεταλλευόμενοι τις «διασταυρούμενες ακτίνες», η σεισμική τομογραφία επιτρέπει τον υπολογισμό τρισδιάστατων εικόνων του εσωτερικού της Γης. Μια σχηματική απεικόνιση των βασικών αρχών της σεισμικής τομογραφίας παρουσιάζεται στο **Σχήμα 3.1**.

Η τομογραφική απεικόνιση προσφέρει σημαντικές πληροφορίες σε ότι αφορά τη σεισμοτεκτονική, την ηφαιστειολογία και τη δυναμική εξέλιξη του εσωτερικού της Γης, σηματοδοτώντας μια επανάσταση για τις επιστήμες της Γης [Dziewonski and Anderson, 1984].

Region of anomalous
velocity/attenuation

Earthquakes



Σχήμα 3.1 Σχηματική απεικόνιση της βασικής αρχής στην οποία βασίζεται η σεισμική τομογραφία. Χρησιμοποιώντας ως πηγές τους σεισμούς, οι ακτίνες των σεισμικών κυμάτων ταξιδεύουν στο εσωτερικό της Γης και στη συνέχεια καταγράφονται στους διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς. Η ανάλυση των σεισμικών κυμάτων που παράγονται κατά τη γένεση των σεισμών παρέχει πληροφορίες για τη δομή του εσωτερικού της Γης. (<http://www.earth.northwestern.edu/public/seth/B02/lectures/Seismology/seistomo.htm>)

Ειδικά για τις ζώνες υποβύθισης, η σεισμική τομογραφία αποτελεί ένα από τα πιο ισχυρά εργαλεία για την απεικόνιση και τη μελέτη της δομής τους. Η μελέτη των ζωνών υποβύθισης είναι θεμελιώδους σημασίας καθώς αποτελούν έναν από τα βασικούς παράγοντες για την κίνηση των τεκτονικών πλακών και την παγκόσμια γεωδυναμική. Με τη βαρύτερη ωκεάνια λιθοσφαιρική πλάκα να καταδύεται κάτω από την ελαφρύτερη και περισσότερο “επιπλεύσιμη” ηπειρωτική πλάκα, οι ζώνες υποβύθισης καθίστανται από τις πιο σεισμικά ενεργές περιοχές με την μεγαλύτερη σεισμικότητα και ηφαιστειότητα. Η υποβύθιση και η

δημιουργία μάγματος στο ηφαιστειακό τόξο που δημιουργείται αποτελούν κυρίαρχες διεργασίες στην εξέλιξη της Γης.

3.1.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

Στη σεισμική τομογραφία υπάρχουν διάφορες τεχνικές που χρησιμοποιούνται και οι οποίες μπορούν να ταξινομηθούν ανάλογα με το είδος των σεισμολογικών δεδομένων που χρησιμοποιούνται, την κλίμακα της υπό μελέτης περιοχής, το εύρος του βάθους του χώρου προσομοίωσης, το δίκτυο που χρησιμοποιήθηκε και τη φυσική παράμετρο που υπολογίζεται. Έτσι σύμφωνα με το είδος των σεισμικών κυμάτων που χρησιμοποιούνται, η σεισμική τομογραφία διαχωρίζεται σε τομογραφία κυμάτων χώρου, που αξιοποιεί τα επιμήκη (P) και εγκάρσια (S) κύματα, και σε τομογραφία επιφανειακών κυμάτων, στην οποία χρησιμοποιούνται κυρίως τα κύματα Rayleigh ή τα κύματα Love. Σε σχέση με την κλίμακα της υπό μελέτη περιοχής, η σεισμική τομογραφία διαχωρίζεται σε τοπική (local), περιφερειακή (regional) και παγκόσμια (global) τομογραφία. Δεν υπάρχει ξεκάθαρος διαχωρισμός μεταξύ της τοπικής και περιφερειακής τομογραφίας, συνήθως όμως η πρώτη εφαρμόζεται σε περιοχές μερικών εκατοντάδων χιλιομέτρων ενώ η δεύτερη σε μεγαλύτερης κλίμακας περιοχές της τάξης χιλιάδων χιλιομέτρων.

Ανάλογα με το βάθος διερεύνησης του χώρου μελέτης, μπορούν να διακριθούν τρεις κατηγορίες, η σεισμική τομογραφία του φλοιού, του μανδύα και του πυρήνα. Η σεισμική τομογραφία φλοιού αφορά συνήθως τη μελέτη του χώρου από την επιφάνεια της Γης ως περίπου την ασυνέχεια Moho ή και στα ανώτερα στρώματα του μανδύα κάτω από αυτή. Συνήθως, επειδή το βάθος του χώρου προσομοίωσης εξαρτάται από την επικεντρική απόσταση, η τοπική τομογραφία κάτω από ένα τοπικό δίκτυο σεισμογράφων είναι συνήθως τομογραφία φλοιού ή και άνω μανδύα, ενώ η περιφερειακή (regional) τομογραφία εξετάζει τον ανώτερο μανδύα ως το βάθος της ασυνέχειας των 670km ή έως και το όριο μανδύα-πυρήνα. Η παγκόσμια τομογραφία, λόγω των μεγάλων επικεντρικών αποστάσεων, έχει τη δυνατότητα μελέτης ακόμα και του πυρήνα της Γης. Κατ' αντιστοιχία με το διαχωρισμό της υπό μελέτη περιοχής, ανάλογα

με τον τύπο των σεισμών και το εύρος που καλύπτει το δίκτυο που χρησιμοποιείται για την εφαρμογή της μεθόδου της τομογραφίας, η τοπική τομογραφία, χωρίζεται σε τομογραφία τοπικών σεισμών και σε τομογραφία τηλεσεισμών. Τέλος, ανάλογα με τη φυσική παράμετρο η οποία μελετάται, ταξινομείται σε τομογραφία ταχύτητας σεισμικών κυμάτων, τομογραφία απόσβεσης σεισμικών κυμάτων και τομογραφία σεισμικής ανισοτροπίας. Συνηθέστερη στη σεισμολογία είναι η τομογραφία της ταχύτητας, διότι οι χρόνοι άφιξης των σεισμικών κυμάτων μπορούν και υπολογίζονται με σχετικά μεγάλη ακρίβεια κυρίως κατά τη διαδικασία υπολογισμού των σεισμικών επικέντρων.

Παρά την ταξινόμηση σε διάφορες κατηγορίες, η βασική αρχή της σεισμικής τομογραφίας παραμένει ίδια. Συνήθως απαιτείται η λύση ενός μεγάλου αντίστροφου προβλήματος με στόχο τη λήψη ενός ετερογενούς σεισμικού μοντέλου το οποίο να είναι συνεπές με τις σεισμολογικές παρατηρήσεις. Πιο συγκεκριμένα, έστω ότι υπάρχει ένα φυσικό σύστημα το οποίο μπορεί να περιγραφεί από ένα μοντέλο παραμέτρων m . Με την προϋπόθεση ότι μπορεί να δημιουργηθεί μια, έστω κατά προσέγγιση, σχέση μεταξύ των σεισμικών δεδομένων d , και του μοντέλου m , της μορφής $d = G(m)$, ώστε για το μοντέλο m να μπορεί να προβλεφθεί το d , τότε το πρόβλημα της σεισμικής τομογραφίας ισοδυναμεί με την εύρεση τέτοιου μοντέλου m , που να ικανοποιεί τις παρατηρήσεις των σεισμολογικών δεδομένων d_{obs} . Το μοντέλο, συνήθως περιγράφεται από συνεχή ή διακριτά διανύσματα (συναρτήσεις) μεγάλων διαστάσεων, όπως και τα σεισμολογικά δεδομένα, αφού αποτελούν ένα πεπερασμένο σύνολο παρατηρήσεων. Αυτό σημαίνει ότι γίνεται χρήση πολλών σεισμολογικών παρατηρήσεων, ώστε να καθοριστεί ένα όσο το δυνατό πιο λεπτομερές φυσικό μοντέλο.

Ως πρωτοποριακή εργασία στη σεισμική τομογραφία θεωρείται η εργασία των *Aki and Lee* [1976], οι οποίοι χρησιμοποίησαν τους χρόνους διαδρομής από 32 τοπικούς σεισμούς που καταγράφηκαν σε 60 σταθμούς, αντιστρέφοντάς τους για την εύρεση της τρισδιάστατης δομής φλοιού στην Καλιφόρνια, χρησιμοποιώντας ένα τρισδιάστατο μοντέλο κυψελών που κάλυπταν τον υπό μελέτη χώρο, στις οποίες η βραδύτητα (αντίστροφο της ταχύτητας) θεωρούνταν σταθερή. Η αντιστροφή ήταν γραμμική, καθώς υιοθετούσε την παραδοχή των ευθύγραμμα διαδιδόμενων σεισμικών κυμάτων. Αργότερα οι *Aki et al.* [1977] εφάρμοσαν τη μέθοδο της

σεισμικής τομογραφίας με τη χρήση χρόνων διαδρομής από μακρινούς σεισμούς (τηλεσεισμούς), με στόχο την τρισδιάστατη απεικόνιση της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων στην περιοχή της ΝΑ Νορβηγίας. Και στην εργασία αυτή χρησιμοποιήθηκαν κυψέλες σταθερής βραδύτητας, αλλά αυτή τη φορά το αρχικό μοντέλο ορίστηκε από στρώματα σταθερής ταχύτητας, έτσι ώστε να επιτρέπεται η καμπύλωση των ακτινών διαδρομής. Στη συνέχεια ακολούθησαν πολυάριθμες εργασίες οι οποίες βασίστηκαν στην ίδια αρχή εξελίσσοντας την, όπως για παράδειγμα χωρίζοντας την περιοχή μελέτης σε πλέγμα κόμβων [Thurber, 1983] και εφαρμόζοντας πλήρως τρισδιάστατη ιχνηλάτηση της σεισμικής ακτίνας και επαναληπτική μη γραμμική αντιστροφή [Eberhart-Phillips, 1990].

Όπως αναφέρθηκε, η σεισμική τομογραφία χωρίζεται σε τομογραφία κυμάτων χώρου και σε τομογραφία επιφανειακών κυμάτων. Η τομογραφία επιφανειακών κυμάτων ξεκίνησε από τους *Nakanishi and Anderson* [1982] και *Woodhouse and Dziewonski* [1984]. Γενικά η τομογραφία επιφανειακών κυμάτων έχει μικρότερη χωρική ανάλυση εξαιτίας του μεγάλου μήκους κύματος των επιφανειακών κυμάτων, και είναι καταλληλότερη για μελέτη παγκόσμιας και περιφερειακής τομογραφίας [Tanimoto and Anderson, 1985; Kobayashi and Zhao, 2004; Yoshizawa et al., 2010]. Η τομογραφία αυτή έχει το πλεονέκτημα της παραγωγής πολύ αξιόπιστων μοντέλων της ωκεάνιας λιθόσφαιρας, από την άλλη πλευρά όμως δεν μπορεί να μελετήσει τον κατώτερο μανδύα σε υψηλή ανάλυση και υπάρχει χαμηλή διακριτική ικανότητα στη μελέτη της δομής του φλοιού. Αντίθετα η σεισμική τομογραφία με τη χρήση κυμάτων χώρου έχει μεγαλύτερη χωρική ανάλυση λόγω του μικρού μήκους κύματος των κυμάτων χώρου με αποτέλεσμα να μπορεί να εφαρμοστεί τόσο σε τοπικό όσο και σε παγκόσμιο επίπεδο [Zhao, 2009].

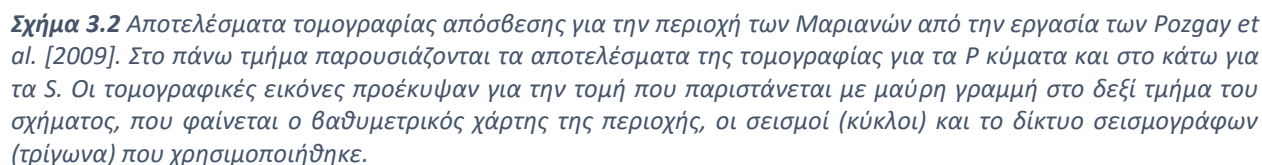
Γενικά η σεισμική τομογραφία έχει εφαρμοστεί και συνεχίζει να εφαρμόζεται ευρέως για την τρισδιάστατη απεικόνιση της δομής του φλοιού και της λιθόσφαιρας χρησιμοποιώντας είτε δεδομένα μακρινών σεισμών [Oncescu et al., 1984; Humphreys and Clayton, 1990; Rawlinson et al., 2006; Rawlinson and Kennett, 2008] είτε δεδομένα από κύματα χώρου για την ανάκτηση λεπτομερέστερων δομών όπως θύλακες μανδύα (mantle plumes) και ζώνες

3.1.3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Η παραπάνω περιγραφή της μεθόδου της σεισμικής τομογραφίας αφορούσε την τρισδιάστατη απεικόνιση του εσωτερικού της Γης χρησιμοποιώντας σαν κύρια παράμετρο την ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων. Η σεισμική τομογραφία ανελαστικής απόσβεσης, που αποτελεί και το αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής, είναι λιγότερο διαδεδομένη εξαιτίας της «δυσκολίας» της εξαγωγής του ανελαστικού σήματος από την καταγραφή της κυματομορφής. Ωστόσο, από τη δεκαετία 1990 και έπειτα υπήρξαν ραγδαίες εξελίξεις στην τομογραφία απόσβεσης με τον υπολογισμό του παράγοντα ποιότητας Q .

Οι φυσικές παράμετροι της σεισμικής ταχύτητας, V_P και V_S , συχνά δεν είναι ικανές να παρέχουν από μόνες τους μια αξιόπιστη γεωλογική ερμηνεία και επομένως να οδηγήσουν στην πλήρη κατανόηση των γεωδυναμικών διεργασιών. Η χωρική κατανομή και το βάθος των ανωμαλιών της θερμοκρασίας και των ρευστών, συμπεριλαμβανομένων αυτών της τήξης και των πτητικών συστατικών που προέρχονται από το βυθιζόμενο τέμαχος στη σφήνα του μανδύα μιας ζώνης κατάδυσης έχουν πολύ μεγάλη σημασία στην κατανόηση της δυναμικής στις ζώνες κατάδυσης. Η λεπτομερής τρισδιάστατη απεικόνιση της δομής απόσβεσης αποτελεί πολύτιμο εργαλείο στο να παρέχει πληροφορίες σχετικά με τη φύση των πλευρικών ετερογενειών στη δομή και τη σύνθεση της Γης σε πολύπλοκα γεωδυναμικά περιβάλλοντα, όπως είναι οι ζώνες κατάδυσης.

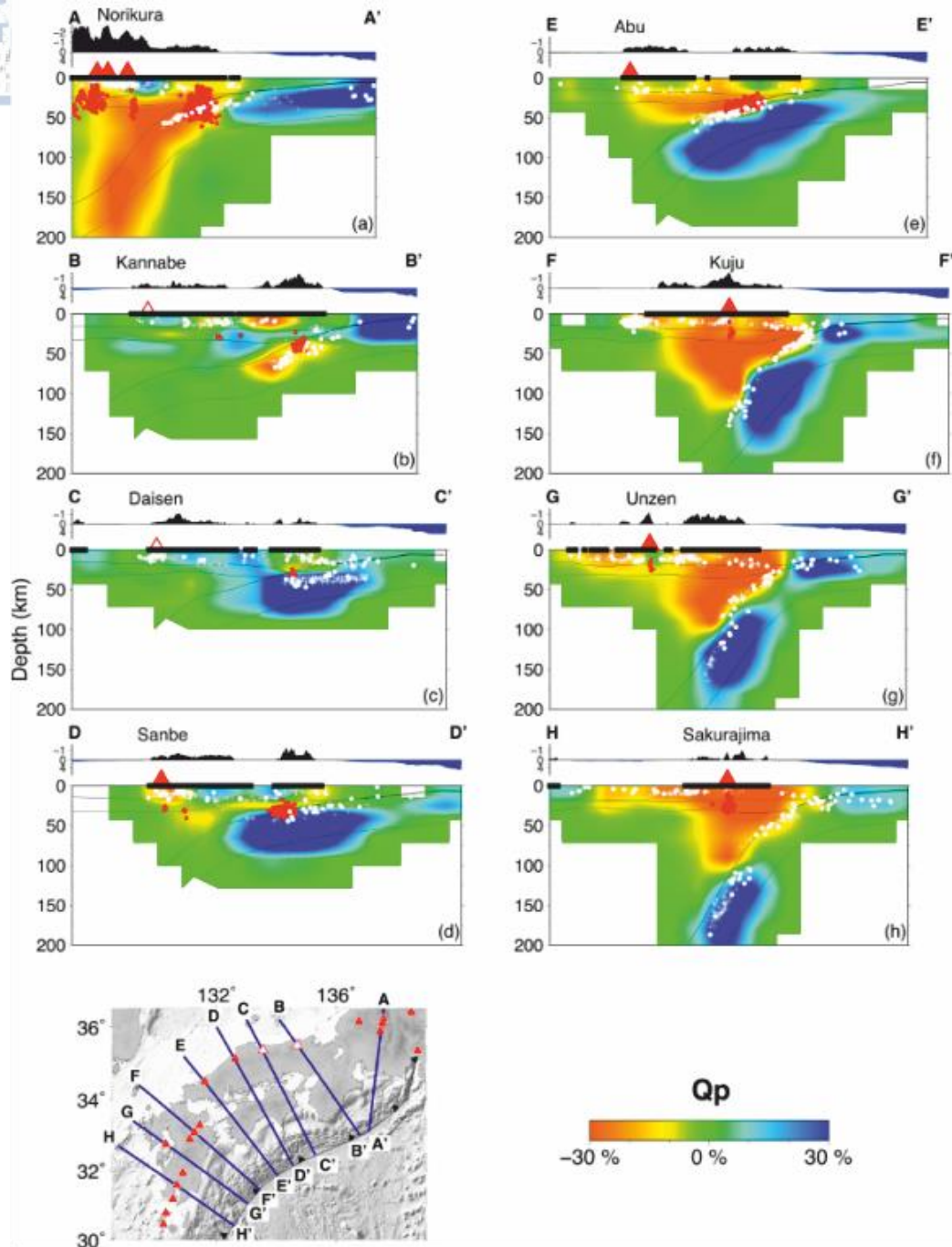
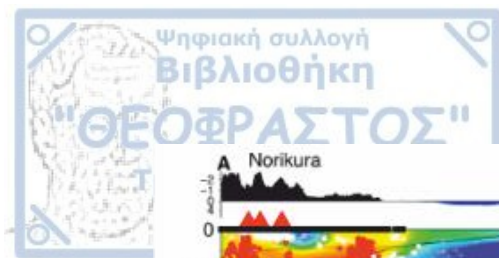
Γεωχημικές μελέτες στο σύστημα της ζώνης υποβύθισης των Μαριανών δείχνουν ότι η δημιουργία μάγματος μπορεί να επηρεάζεται από πτητικά συστατικά που προέρχονται από το βυθιζόμενο τέμαχος της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας [Pearce et al., 2005], γεγονός που δηλώνει την ανάγκη κατανόησης των χωρικών σχέσεων μεταξύ της παραγωγής μάγματος και των περιοχών που περιέχουν πτητικά υλικά στα διάφορα τμήματα της ζώνης υποβύθισης.



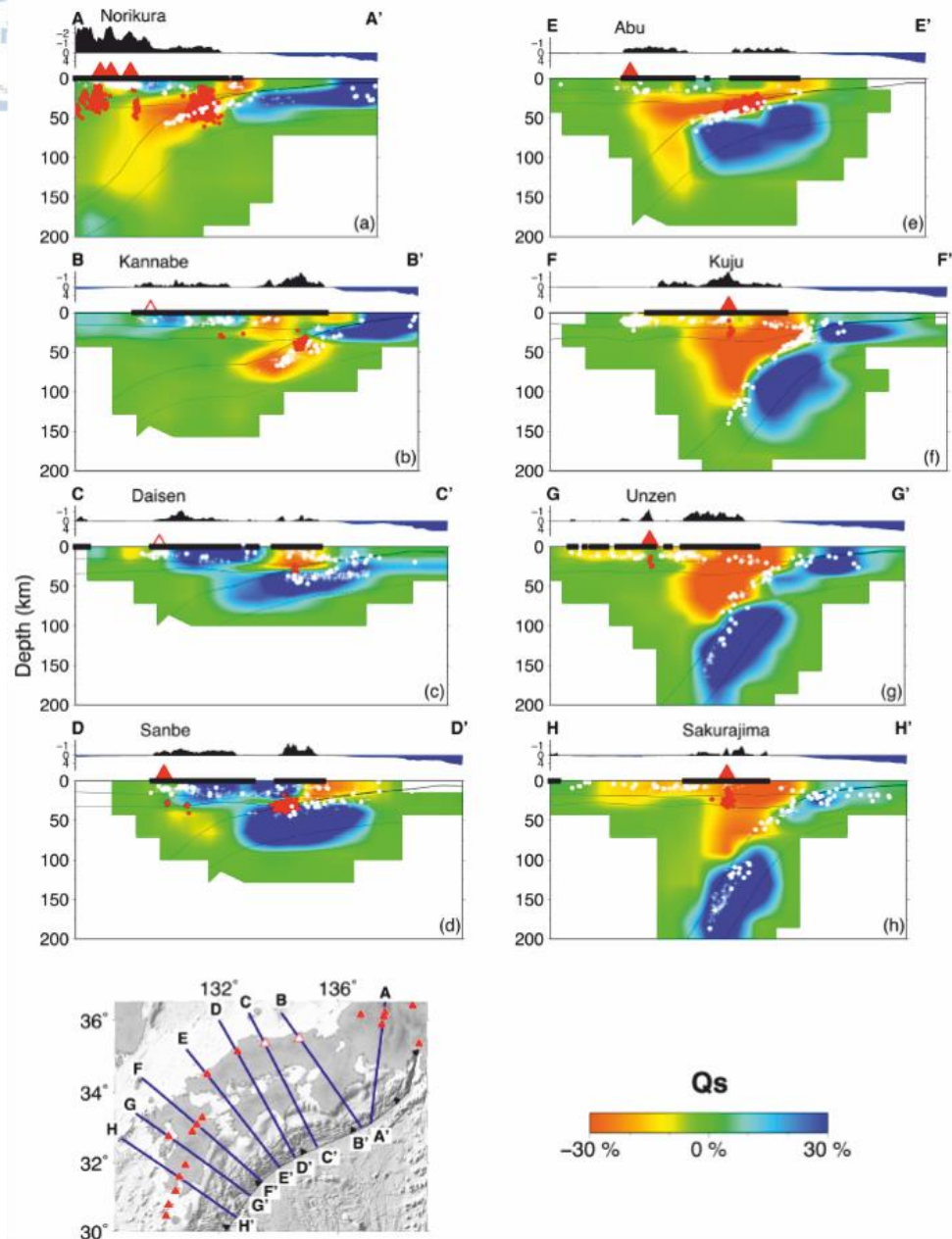
Τομογραφικές μελέτες της ανελαστικής απόσβεσης έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορες ζώνες υποβύθισης από πολλούς ερευνητές. Ενδεικτικά μερικές εργασίες που αφορούν τη μελέτη της απόσβεσης έχουν γίνει στη ζώνη υποβύθισης της Τόνγκα από τους *Roth et al.* [1999, 2000], στη ζώνη υποβύθισης στην Αλάσκα από τους *Stachnik et al.* [2004], των

Μαριανών από τους *Pozgay et al.* [2009], της Ιαπωνίας από τους *Salah and Zhao* [2003], *Liu et al.* [2014], *Liu and Zhao* [2015], της κεντρικής Αμερικής από τους *Rychert et al.* [2008], *Chen and Clayton* [2009, 2012] και πολλές άλλες. Στο **Σχήμα 3.2** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της τομογραφίας απόσβεσης που εφαρμόστηκε στη ζώνη υποβύθισης των Μαριανών [*Pozgay et al.*, 2009] τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα. Στο δεξί τμήμα του σχήματος φαίνεται ο χάρτης της περιοχής των Μαριανών, καθώς και η βαθυμετρία της περιοχής. Επίσης απεικονίζονται οι σεισμοί οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφία απόσβεσης καθώς και οι σταθμοί, οι οποίοι ήταν χερσαίοι αλλά και υποθαλάσσιοι. Στόχος ήταν να γίνει απεικόνιση της περιοχής μπροστά, κατά μήκος και πίσω από το τόξο για την απόκτηση λεπτομερών τομογραφικών αποτελεσμάτων σε όλο το σύστημα υποβύθισης. Στο επάνω τμήμα του σχήματος φαίνονται τα αποτελέσματα της τομογραφίας που προέκυψαν για τα επιμήκη κύματα ως τιμές $1000/Q_P$, ενώ στο κάτω τμήμα για τα S κύματα ως τιμές $1000/Q_S$. Παρατηρούνται οι υψηλές τιμές, είτε $1000/Q_P$, είτε $1000/Q_S$, δηλαδή χαμηλές τιμές του παράγοντα απόσβεσης, οι οποίες δηλώνουν την υψηλή απόσβεση που επικρατεί, στην περιοχή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, καθώς και μια στενή στήλη υψηλής απόσβεσης ακριβώς κάτω από το κέντρο εξάπλωσης στην οπισθότοξη περιοχή. Ο διαχωρισμός που παρατηρείται στα μικρά βάθη με τις δυο περιοχές της υψηλής απόσβεσης είναι ενδεικτικός των δύο διαφορετικών καθεστώτων τήξης μεταξύ της περιοχής του τόξου και της περιοχής πίσω από αυτό.

Αντίστοιχες τομογραφικές εικόνες που προέκυψαν από αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης παρουσιάζονται στα **Σχήματα 3.3** και **3.4** για την περιοχή της Ιαπωνίας από την εργασία των *Liu and Zhao* [2015]. Διακρίνεται η περιοχή μελέτης και οι αντίστοιχες ευθείες οι οποίες παριστάνουν τις κατακόρυφες τομές για τις οποίες παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της τομογραφίας απόσβεσης. Το βυθιζόμενο τέμαχος της λιθοσφαιρικής πλάκας των Φιλιππίνων απεικονίζεται ευκρινώς να κλίνει προς την ηπειρωτική πλάκα σαν μια ζώνη με υψηλές τιμές Q_P και Q_S δηλαδή σαν μια ζώνη με χαμηλή απόσβεση, ενώ ανωμαλίες με χαμηλό Q , και επομένως υψηλή απόσβεση αποκαλύπτονται στη σφήνα του μανδύα κάτω από το ηφαιστειακό τόξο. Έτσι αναδεικνύεται η πηγή του μαγματισμού που λαμβάνει χώρα στο

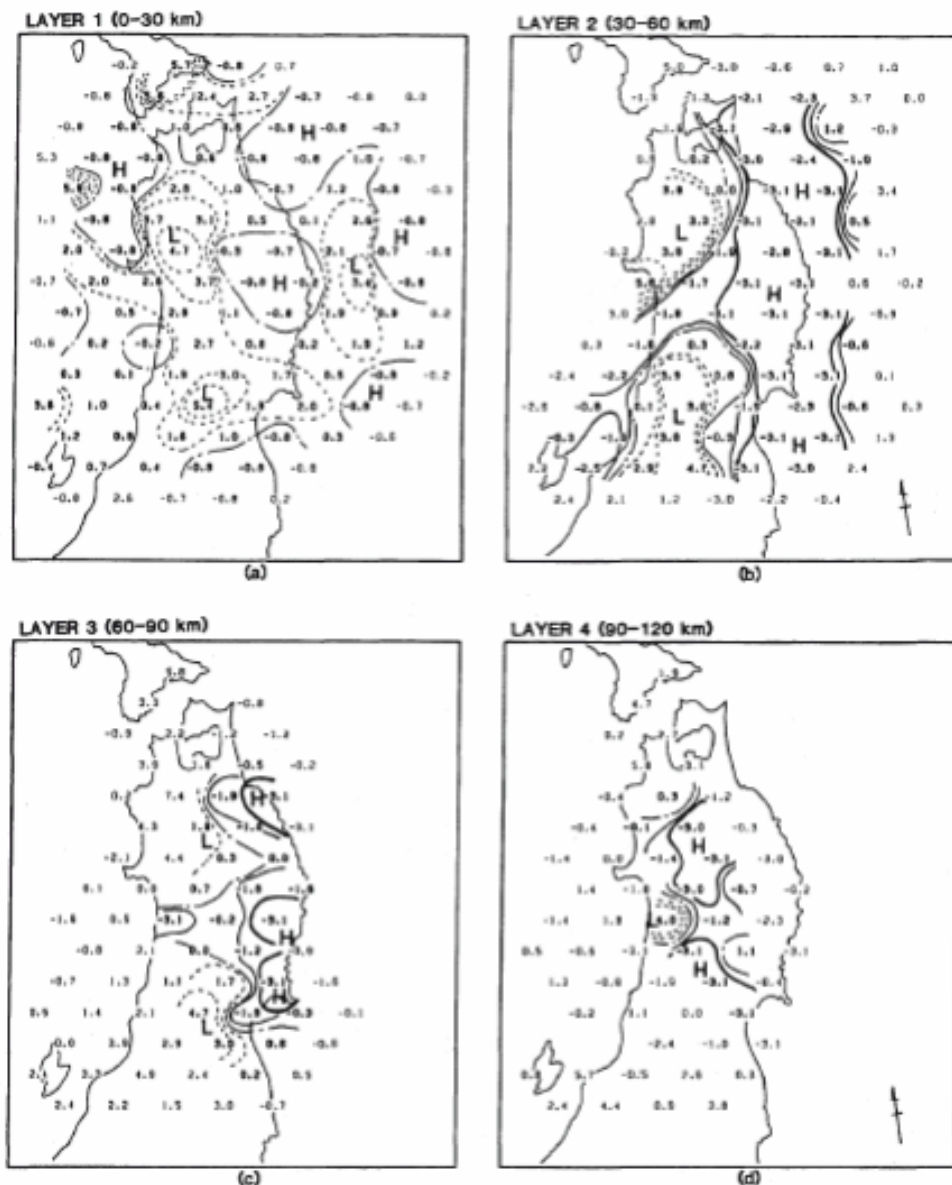


Σχήμα 3.3 Κατακόρυφες τομές όπου παρουσιάζεται η κατανομή της τομογραφίας απόσβεσης των P κυμάτων, Q_p , για την περιοχή της Ιαπωνίας και η θέση τους στο χάρτη. Η τοπογραφία, η περιοχή της ξηράς (μαύρη γραμμή) και το όνομα κάθε ηφαιστείου φαίνεται πάνω από κάθε τομή. Τα κόκκινα και τα λευκά τρίγωνα παριστάνουν τα ενεργά και τα ηφαιστεια του Τεταρτογενούς, αντίστοιχα, που υπάρχουν σε απόσταση 20km από κάθε τομή. Παρουσιάζεται επίσης με λευκούς σταυρούς η σεισμικότητα της περιοχής, καθώς και οι σεισμοί χαμηλής-συχνότητας με κόκκινους κύκλους στην ίδια ακτίνα. Οι λευκοί κύκλοι παριστάνουν τους σεισμούς οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφική αντιστροφή. Οι τρεις καμπύλες παριστάνουν τις ασυνέχειες Moho και Conrad και το ανώτερο όριο του βυθιζόμενου τεμάχους των Φιλιππίνων ενώ οι διακεκομμένες καμπύλες υποδεικνύουν το κατώτερο όριο του βυθιζόμενου λιθοσφαιρικού τεμάχους [Liu and Zhao, 2015]



Σχήμα 3.4 Κατακόρυφες τομές τομογραφίας απόσβεσης *S* κυμάτων για την περιοχή της Ιαπωνίας. Η σήμανση είναι αντίστοιχη με αυτή του Σχήματος 3.3 [Liu and Zhao, 2015]

ηφαιστειακό τόξο, ο οποίος προκαλείται από συνδυασμό της αφυδάτωσης της πλάκας και της γωνίας της ροής στη σφήνα του μανδύα. Η ανοδική διείδυση του μάγματος ή/και ρευστών από την οπισθότοξη περιοχή η οποία σχετίζεται με την αφυδάτωση του βυθιζόμενου τεμάχους μπορεί να αυξάνει την πίεση των πόρων στα ρήγματα, διευκολύνοντας τη γένεση των μεγάλων ηπειρωτικών σεισμών. Οι σεισμοί μεγάλου βάθους εμφανίζονται κυρίως μέσα ή γύρω από



Σχήμα 3.5 Αποκλίσεις (ανωμαλίες) του παράγοντα απόσβεσης από τις μέσες τιμές για την περιοχή Tohoku στην ΒΑ Ιαπωνία [Hashida and Shimazaki, 1987]. Οι αρνητικές (θετικές) τιμές δείχνουν ότι η ανελαστική απόσβεση είναι ασθενέστερη (ισχυρότερη) από τη μέση τιμή. Τα γράμματα H και L αντιστοιχούν σε περιοχές με υψηλή και χαμηλή ανελαστική απόσβεση αντίστοιχα.

ζώνες υψηλής απόσβεσης στο ανώτερο όριο του βυθιζόμενου τεμάχους της πλάκας των Φιλιππίνων. Η ανομοιογενής κατανομή των σεισμών μεγάλου βάθους μπορεί να οφείλεται στις διακυμάνσεις της αφυδάτωσης του βυθιζόμενου τεμάχους.

Η σεισμική τομογραφία απόσβεσης μπορεί επίσης να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας δεδομένα σεισμικής έντασης από μακροσεισμικές παρατηρήσεις σεισμών. Η ένταση του

σεισμού αποτελεί μια παράμετρο η οποία καθορίζει έμμεσα την εδαφική δόνηση και περιέχει πολύτιμες πληροφορίες για την απόσβεση του σεισμικού κύματος κατά μήκος της διαδρομής του από την πηγή στο σημείο καταγραφής. Οι *Hashida and Shimazaki* [1984] εφάρμοσαν μια μεθοδολογία ώστε με τα δεδομένα της σεισμικής έντασης να μπορούν να καθορίζουν το τρισδιάστατο μοντέλο σεισμικής απόσβεσης, υποθέτοντας ότι η σεισμική ένταση I είναι ένα μέτρο της μέγιστης επιτάχυνσης a των S κυμάτων σε ένα σταθμό και χρησιμοποιώντας τη σχέση των *Gutenberg and Richter* [1942] η οποία συνδέει τη μακροσεισμική ένταση ενός σεισμού σε κλίμακα Modified Mercalli (MM) με την μέγιστη επιτάχυνση :

$$a = 10^{I/3 - 0.5}$$

3.1

Εφαρμόζοντας την τεχνική της αντιστροφής των *Aki and Lee* [1976] χωρίζεται ο φλοιός και ο άνω μανδύας σε ορθογώνια τεμάχια και έτσι η παρατηρούμενη επιτάχυνση μπορεί να καθοριστεί χρησιμοποιώντας την παρακάτω εξίσωση :

$$a = S \cdot G \cdot g \cdot \exp\left(-\sum_k D_k T_k\right)$$

3.2

όπου S είναι η επιτάχυνση στην πηγή, η οποία διαδίδεται ισότροπα, G είναι ο παράγοντας γεωμετρικής διασποράς, g παράγοντας ενίσχυσης στην επιφάνεια της Γης, ενώ D_k και T_k είναι ο συντελεστής απόσβεσης και ο χρόνος διαδρομής στο τέμαχος k αντίστοιχα. Ο συντελεστής απόσβεσης D συνδέεται με τον παράγοντα απόσβεσης Q με την παρακάτω σχέση :

$$D = \frac{\pi f}{QV}$$

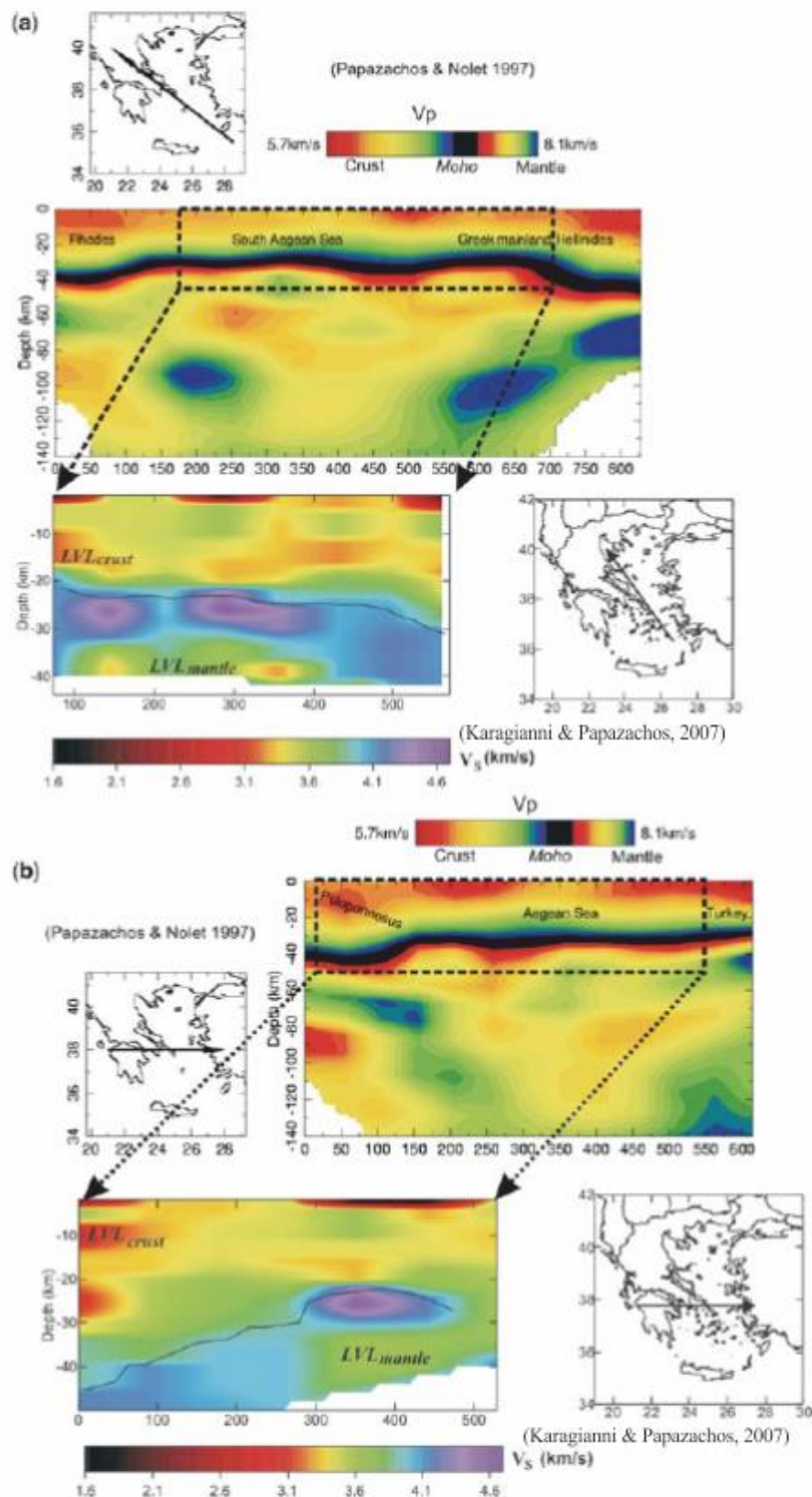
3.3

όπου f είναι η συχνότητα και V η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων. Λογαριθμίζοντας την **Εξίσωση 3.1** με το φυσικό λογάριθμο $\ln$ μπορεί να υπολογιστεί η επιτάχυνση πηγής $\ln S$ για κάθε σεισμό και ο συντελεστής απόσβεσης D σε κάθε τέμαχος με εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (*damped least square*).

Εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης για την εύρεση τρισδιάστατων μοντέλων απόσβεσης έχει πραγματοποιηθεί σε διάφορες περιοχές [Hashida and Shimazaki, 1984, 1987; Hashida, 1989]. Στο **Σχήμα 3.5** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την εργασία των Hashida and Shimazaki [1987] για την περιοχή της ΒΑ Ιαπωνίας για βάθη από 0-120Km. Η δομή απόσβεσης που προέκυψε από την αντιστροφή των μακροσεισμικών εντάσεων παρουσιάζει αξιοσημείωτες αντιθέσεις. Εμφανίζονται ζώνες υψηλής απόσβεσης (χαμηλό Q) σε βάθος μέχρι 90km, οι οποίες αντιστοιχούν στις περιοχές που υπάρχουν ηφαίστεια. Επίσης παρουσιάζονται ζώνες χαμηλής απόσβεσης (υψηλές τιμές Q) οι οποίες αντιστοιχούν στη βυθιζόμενη λιθοσφαιρική πλάκα του Ειρηνικού.

3.1.4 ΜΕΛΕΤΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΟΝ ΕΥΡΥΤΕΡΟ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας έχει εφαρμοστεί στον ελληνικό χώρο για την απεικόνιση και τη δημιουργία τρισδιάστατων μοντέλων κυρίως της σεισμικής ταχύτητας, που αποτελεί και την περισσότερο μελετημένη φυσική παράμετρο στη σεισμική τομογραφία. Τα πρώτα αποτελέσματα σεισμικής τομογραφίας που αφορούν τη δομή ταχύτητας στην Ελλάδα και επέτρεψαν τη λεπτομερέστερη περιγραφή της λιθόσφαιρας και του μανδύα δημοσιεύτηκαν σχετικά πρόσφατα. Οι πρώτες αυτές μελέτες χρησιμοποιούσαν κυρίως δεδομένα από μακρινούς σεισμούς [Spakman, 1986, 1988; Granet and Trampert, 1989; Ligdas et al., 1990; Spakman et al., 1993] ή ήταν πολύ μικρής κλίμακας [Christodoulou and Hatzfeld, 1988; Ligdas and Lees, 1993], ή είχαν περιορισμένη ανάλυση του φλοιού και του άνω μανδύα [Drakatos, 1989; Drakatos and Drakopoulos, 1991]. Οι Drakatos et al. [1997] εφάρμοσαν τη σεισμική τομογραφία για την εύρεση ενός μοντέλου δομής στην περιοχή του Αιγαίου χρησιμοποιώντας P κύματα από τοπικούς σεισμούς. Η δομή ταχύτητας που προέκυψε εμφανίζει ισχυρές ανωμαλίες εξαιτίας της πολύπλοκης δομής και των μεταβολών του πάχους του φλοιού. Επίσης οι Papazachos et al. [1995] και Papazachos and Nolet [1997a] παρουσίασαν ένα λεπτομερές τομογραφικό μοντέλο δομής ταχυτήτων των P και S κυμάτων για το Αιγαίο. Σημαντικός αριθμός εργασιών αφορά τομογραφικά αποτελέσματα από επιφανειακά κύματα Rayleigh και Love από



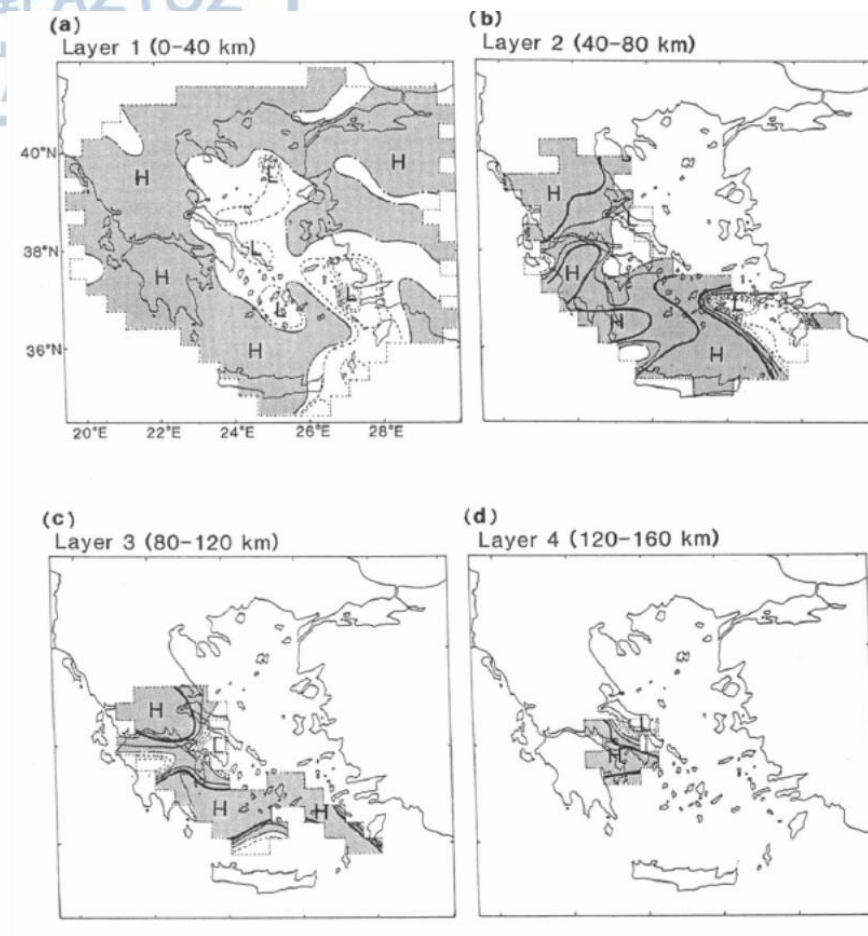
Σχήμα 3.6 (α) Σύγκριση των τομογραφικών αποτελεσμάτων ταχύτητας P κυμάτων [Papazachos and Nolet, 1997a] με τα τομογραφικά αποτελέσματα των S κυμάτων από ταχύτητα ομάδας επιφανειακών κυμάτων [Karagianni and Papazachos, 2007] της κάθετης τομής με ΝΑ-ΒΔ διεύθυνση. (β) Το ίδιο για μια τυπική κάθετη τομή διεύθυνσης Α-Δ



διάφορους ερευνητές [Kalogeras and Burton, 1996; Abers et al., 2004; Karagianni et al., 2004; Bourova et al., 2005; Karagianni and Papazachos, 2007; Endrun et al., 2008] και άλλους. Γενικά όλες αυτές οι έρευνες δείχνουν την ύπαρξη μεγάλων διαφοροποιήσεων στη δομή του φλοιού και του μανδύα.

Σχεδόν όλες οι παραπάνω μελέτες δείχνουν την ύπαρξη ενός λεπτού στρώματος φλοιού, της τάξης των 28-30km, για την περιοχή του Αιγαίου πίσω από το τόξο, ενώ σε ορισμένα σημεία (Νότιο και κεντρικό Αιγαίο) το πάχος του φλοιού είναι ακόμα πιο λεπτό (20-22km). Αντίθετα στην περιοχή της δυτικής Ελλάδας, αλλά και στην υπόλοιπη ηπειρωτική χώρα ο φλοιός εμφανίζεται να έχει ένα μέσο πάχος της τάξης των ~35km, το οποίο φτάνει ή και ξεπερνά τα 40km κάτω από το Αλπικό ορογενές. Προσδιορίζεται επίσης η ύπαρξη μιας ζώνης χαμηλών ταχυτήτων κάτω από την ασυνέχεια Moho, στον ανώτερο μανδύα του Νοτίου Αιγαίου, η οποία σχετίζεται με την υψηλή ροή θερμότητας και την παρουσία μαγματικού υλικού ή/και πτητικών συστατικών στη σφήνα του μανδύα πάνω από τη βυθιζόμενη πλάκα. Στο **Σχήμα 3.6** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την εργασία των Karagianni and Papazachos [2007], για την τομογραφική δομή των S κυμάτων που προέκυψε από αντιστροφή της ταχύτητας ομάδας των επιφανειακών κυμάτων, σε σύγκριση με τα αποτελέσματα της τομογραφίας P κυμάτων τα οποία προέκυψαν από αντιστροφή των χρόνων διαδρομής από την εργασία των Papazachos and Nolet [1997a]. Παρατηρείται συμφωνία στα γενικά χαρακτηριστικά που αφορούν το πάχος του φλοιού, με τα αποτελέσματα των Karagianni and Papazachos [2007] να δείχνουν μικρότερο πάχος φλοιού στο κεντρικό και νότιο Αιγαίο.

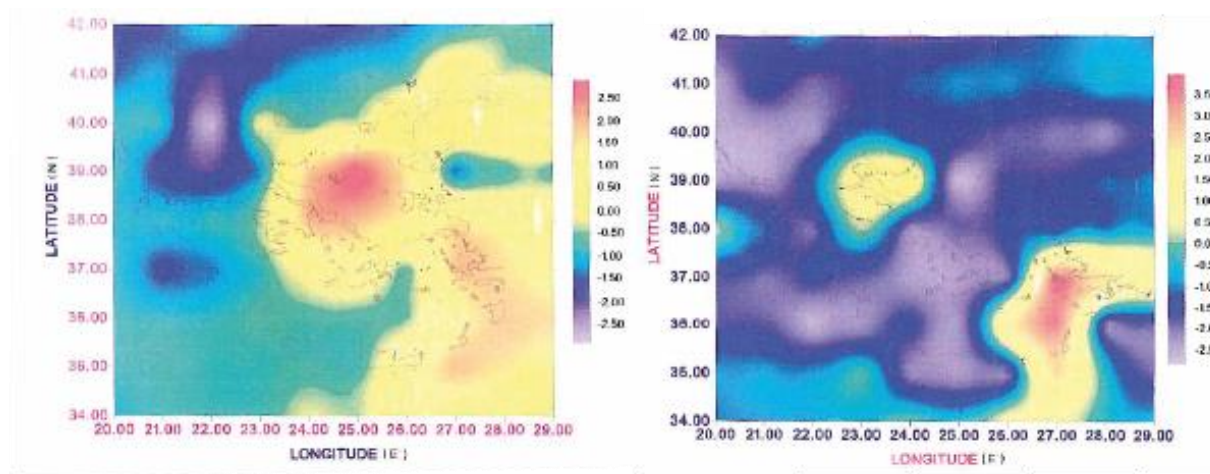
Σημαντικός αριθμός μελετών που αφορούν την τομογραφία ανισοτροπίας έχει πραγματοποιηθεί για τον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου [Hearn, 1999; Hatzfeld et al., 2001; Endrun et al., 2011; Evangelidis et al., 2011; Olive et al., 2014]. Οι μελέτες αυτές της ανισοτροπίας εμφανίζουν σταδιακή αύξηση στους χρόνους καθυστέρησης από νότο προς βορρά με μια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Στην περιοχή του Νότιου-Κεντρικού Αιγαίου, η οποία αποτελεί ένα τέμαχος στο οποίο δεν υφίσταται κάποια σημαντική εσωτερική παραμόρφωση, παρατηρείται έντονη αζιμουθιακή ανισοτροπία της τάξης του 3.5% στον κατώτερο φλοιό με ΒΑ διεύθυνση, η οποία είναι σε συμφωνία με τη διεύθυνση του παλαιο-εφελκυσμού του Μειόκαινου, ενώ η ανισοτρο-



Σχήμα 3.7 Δομή απόσβεσης από τη μελέτη των Hashida et al., [1988]. Παρουσιάζονται οι ανωμαλίες του παράγοντα απόσβεσης από τις μέσες τιμές για την περιοχή μελέτης. Τα γράμματα H και L αντιστοιχούν σε περιοχές με υψηλό (ασθενή απόσβεση) και χαμηλό (έντονη απόσβεση) παράγοντα ποιότητας Q_s .

πία του μανδύα είναι μικρή, σε συμφωνία με την απουσία παραμόρφωσης της περιοχής [Endrun et al., 2011]. Αλλαγή στον κυρίαρχο τρόπο κατανομής της ανισοτροπίας παρατηρείται γύρω από το ηφαιστειακό τόξο με γρήγορες διευθύνσεις υποπαράλληλες σε αυτό [Evangelidis et al., 2011].

Σε ότι αφορά τη σεισμική τομογραφία απόσβεσης στο χώρο του Αιγαίου, λίγες είναι οι προηγούμενες μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί. Από τους πρώτους που μελέτησαν τη δομή απόσβεσης με τη χρήση της μεθόδου ιχνηλάτησης της σεισμικής ακτίνας για την περιοχή του Αιγαίου είναι ο Delibasis [1982], ο οποίος χρησιμοποίησε δεδομένα από τοπικούς σεισμούς από το ελληνικό σεισμολογικό δίκτυο χρησιμοποιώντας τον κώδικα RATLIM (Ray Tracing Program) των Psencik and Cervený [1978]. Ο συγκεκριμένος ερευνητής κατέληξε στο συμπέρασμα της



Σχήμα 3.8 Στο αριστερό τμήμα του σχήματος παρουσιάζεται η δομή απόσβεσης για τα βάθη των 0-20km ενώ στο δεξί τμήμα για τα βάθη 20-40km. Οι αρνητικές τιμές αντιστοιχούν σε περιοχές ασθενούς απόσβεσης ενώ οι θετικές τιμές σε περιοχές έντονης απόσβεσης [Stavarakakis et al., 1997]

ύπαρξης μιας ζώνης έντονης απόσβεσης στον ανώτερο μανδύα στην περιοχή των Κυκλάδων και στο εσωτερικό τμήμα του ηφαιστειακού τόξου. Αργότερα οι Hashida et al. [1988], καθώς και οι Stavarakakis et al. [1997] χρησιμοποιώντας τη μεθοδολογία των Hashida and Shimazaki [1984] χρησιμοποίησαν δεδομένα μακροσεισμικής έντασης και προσδιόρισαν ένα 3-D μοντέλο απόσβεσης για όλο τον ελληνικό χώρο. Τα τομογραφικά μοντέλα δομής απόσβεσης που προέκυψαν από την εργασία των Hashida et al. [1988] φαίνονται στο **Σχήμα 3.7** ενώ των Stavarakakis et al. [1997] στο **Σχήμα 3.8**. Και οι δύο μελέτες κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι στα μικρά βάθη (0-40km) στο χώρο του Αιγαίου επικρατεί υψηλή απόσβεση (μικρές τιμές του παράγοντα ποιότητας Q), ενώ στην υπόλοιπη ηπειρωτική χώρα επικρατούν μεγάλες τιμές Q (ασθενής απόσβεση), εκτός από την περιοχή στα παράλια της ΝΔ Τουρκίας. Οι περιοχές ισχυρής απόσβεσης αντιστοιχούν σε τάφρους Νεογενούς-Τεταρτογενούς ηλικίας όπου υπάρχει έντονη σεισμικότητα επιφανειακών σεισμών.

Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των Hashida et al. [1988], είναι και τα αποτελέσματα από τη διδακτορική διατριβή του Μπασκούτα [1993] ο οποίος υπολόγισε τον παράγοντα

απόσβεσης των κυμάτων ουράς (coda waves) Q_c , με τη χρήση δεδομένων από ένα τοπικό δίκτυο που είχε εγκατασταθεί στην περιοχή της Κεντρικής Ελλάδος. Με βάση τα αποτελέσματα της διατριβής αυτής παρουσιάζονται υψηλές τιμές του παράγοντα απόσβεσης Q_c στην περιοχή του Παγασητικού κόλπου (ΒΔ Αιγαίο) στις μεγάλες συχνότητες οι οποίες πιθανόν να οφείλονται στο μικρό πάχος του φλοιού στην περιοχή με αποτέλεσμα τα σεισμικά κύματα ουράς να διεισδύουν βαθύτερα στον ανώτερο μανδύα ο οποίος είναι περισσότερο ομογενής [Makris, 1973]. Επίσης υπολογίστηκαν μεγαλύτερες τιμές του παράγοντα απόσβεσης Q_c σε περιοχές με χαμηλή σεισμικότητα, με χαρακτηριστικότερη περίπτωση αυτή στην περιοχή της βόρειας Αττικής και Βοιωτίας [Μπασκούτας, 1993]. Στον ανώτερο μανδύα επικρατούν οι ζώνες ασθενούς απόσβεσης οι οποίες αντιστοιχούν στη βυθιζόμενη Αφρικανική λιθόσφαιρα. Το ακανόνιστο σχήμα των περιοχών ασθενούς απόσβεσης μπορεί να αντανakλά τη διάσπαση του βυθιζόμενου τεμάχους της λιθόσφαιρας. Επίσης, ζώνες χαμηλών τιμών Q εμφανίζονται κατά μήκος του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου. Στα ίδια συμπεράσματα, σε ότι αφορά τη δομή απόσβεσης, κατέληξαν και οι Kassaras et al. [2008] χρησιμοποιώντας δεδομένα επιφανειακών κυμάτων Rayleigh από μακρινούς σεισμούς οι οποίοι καταγράφηκαν από σταθμούς ευρέως φάσματος που είχαν εγκατασταθεί στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου.

Μελέτη για την εύρεση μιας «μέσης» δομής απόσβεσης του φλοιού στον Ελλαδικό χώρο με τον υπολογισμό μιας μέσης τιμής Q , έχουν γίνει από τον Papazachos, [1992] με τη χρήση μακροσεισμικών δεδομένων. Ο συγκεκριμένος ερευνητής, χρησιμοποιώντας 13.800 παρατηρημένες μακροσεισμικές εντάσεις από 92 επιφανειακούς σεισμούς με $M > 5.5$ οι οποίοι εκδηλώθηκαν στον ευρύτερο ελληνικό χώρο υπολόγισε το συντελεστή απόσβεσης της μακροσεισμικής έντασης με τη χρήση ενός ανισοτροπικού μοντέλου ακτινοβολίας. Με τη χρήση της **Εξίσωσης 3.3** υπολόγισε με μια μέση τιμή του $Q \sim 150 \pm 140$. Η χαμηλότερη τιμή του Q αντιστοιχεί σε ένα σεισμό ο οποίος εκδηλώθηκε στο ηφαιστειακό τόξο του Ν. Αιγαίου, όπου επικρατεί υψηλή απόσβεση. Για την ίδια περιοχή, με τη χρήση δεδομένων από υποθαλάσσιους σειсмоγράφους (OBS), υπολογίστηκαν χαμηλές τιμές του Q_s της τάξης των 200-300 από τους Kónachev et al. [1991]. Οι χαμηλές αυτές τιμές φανερώνουν την έντονη απόσβεση των εγκαρσίων κυμάτων στην περιοχή, η οποία πιθανά οφείλεται στην επέκταση της λιθόσφαιρας του Αιγαίου ή και στη «μόλυνση» της με λιωμένο μάγμα που ανέρχεται από τα βαθύτερα

στρώματα της Γης στην επιφάνεια της και εκδηλώνεται με τη μορφή πλουτωνικής και ηφαιστειακής δραστηριότητας, η οποία παρατηρείται στο Αιγαίο [Konachev et al., 1991].

Σε παρόμοια αποτελέσματα για τον μέσο παράγοντα απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων Q_S κατέληξαν και οι Hatzidimitriou et al. [1993] χρησιμοποιώντας δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης για επιφανειακούς σεισμούς που εκδηλώθηκαν στο ηπειρωτικό τμήμα του Ελλαδικού χώρου στην οπισθότοξη περιοχή. Η ανελαστική απόσβεση υπολογίστηκε από τα φάσματα των εδαφικών επιταχύνσεων χρησιμοποιώντας τις **Εξισώσεις 3.2** και **3.3** και θεωρώντας ότι ο χώρος μελέτης αποτελείται από ένα ημιχώρο, άρα θεωρώντας ως ευθείες τις σεισμικές ακτίνες, υπολόγισαν το χρόνο απόσβεσης t^* από την κλίση των φασμάτων επιτάχυνσης για συχνότητες πάνω από τη γωνιακή συχνότητα f_c . Οι τιμές του παράγοντα απόσβεσης Q_S υπολογίστηκαν για κάθε σεισμική ακτίνα και κυμαίνονται από 30 έως 360, ενώ παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση των τιμών αυτών με την απόσταση και ισχυρή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στις μικρές επικεντρικές αποστάσεις [Hatzidimitriou et al., 1993].

3.2 ΓΕΝΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

3.2.1 ΓΕΝΙΚΑ-ΜΕΘΟΛΟΓΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Όπως αναφέρθηκε, από τις σεισμολογικές παρατηρήσεις, τριών ειδών φυσικές παράμετροι μπορούν κυρίως να καθοριστούν, οι οποίες μπορούν να περιγράψουν τη δομή του εσωτερικού της Γης. Αυτές οι παράμετροι είναι η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, η απόσβεση και η ανισοτροπία. Γενικά η μεθοδολογία της σεισμικής τομογραφίας περιλαμβάνει την επίλυση των παρακάτω προβλημάτων : (α) παραμετροποίηση της δομής του εσωτερικού της Γης, δηλαδή τον καθορισμό ενός μοντέλου φυσικών μεγεθών το οποίο περιγράφει αρχικά τη δομή, (β) την επίλυση του ευθέος προβλήματος, δηλαδή την παραγωγή συνθετικών δεδομένων (θεωρητικές μετρήσεις) οι οποίες να ικανοποιούν το μοντέλο το οποίο έχει θεωρηθεί ότι περιγράφει τη δομή εσωτερικού της Γης, και την κατασκευή του Ιακωβιανού πίνακα ο οποίος αντιστοιχεί στο συνδυασμό μετρήσεων-δομής, (γ) επίλυση του αντίστροφου προβλήματος, δηλαδή τη λύση

ενός μεγάλου συστήματος εξισώσεων για τον καθορισμό των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου και, (δ) προσδιορισμός της διακριτικής ικανότητας και των σφαλμάτων του παραγόμενου μοντέλου, δηλαδή εκτίμηση των αβεβαιοτήτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής τομογραφίας.

Αν θεωρηθεί ένα σύνολο παραμέτρων $\mathbf{m}$ το οποίο περιγράφει το γεωφυσικό μοντέλο που έχει θεωρηθεί για το εσωτερικό της Γης (π.χ. παράγοντα ποιότητας), καθώς και ένα πεπερασμένο σύνολο από παρατηρήσεις (δεδομένα) $\mathbf{d}$, (π.χ. χρόνοι απόσβεσης σεισμικών κυμάτων), τότε ο υπολογισμός των δεδομένων από τις παραμέτρους του μοντέλου συχνά περιγράφεται (ανάλογα με το πρόβλημα) από ένα σύνολο γραμμικών εξισώσεων της μορφής :

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} + \mathbf{e}$$

3.4

όπου $\mathbf{G}$ είναι κατάλληλες συναρτήσεις (τελεστές) μέσω των οποίων οι παράμετροι του μοντέλου απεικονίζονται στα δεδομένα $\mathbf{d}$, δηλαδή συναρτήσεις οι οποίες επιδρούν στο μοντέλο και παράγουν τις παρατηρήσεις (δεδομένα), ενώ $\mathbf{e}$ είναι τα σφάλματα (παρατήρησης ή μοντελοποίησης).

Στη θεωρία της αντιστροφής, το ζητούμενο είναι ο προσδιορισμός του συνόλου των παραμέτρων $\mathbf{m}$, που δημιουργούν τα δεδομένα $\mathbf{d}$. Η μαθηματική επίλυση αυτής της διαδικασίας ουσιαστικά αντιστοιχεί στην εύρεση του αντίστροφου του πίνακα $\mathbf{G}$. Στις περισσότερες περιπτώσεις η εύρεση του αντίστροφου του πίνακα $\mathbf{G}$ δεν είναι εφικτή, καθώς ο αριθμός των δεδομένων δεν είναι ίδιος με τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου και έτσι ο πίνακας δεν είναι τετραγωνικός. Έτσι χρησιμοποιείται ο γενικευμένος αντίστροφος $\mathbf{G}^{-g}$ ο οποίος επιδρώντας στο διάνυσμα των δεδομένων παράγει μια εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου $\hat{\mathbf{m}}$.

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{G}^{-g}\mathbf{d}$$

3.5

Το πραγματικό μοντέλο $\mathbf{m}$ συσχετίζεται με την εκτίμηση του μοντέλου, $\hat{\mathbf{m}}$ μέσω της σχέσης :

$$\hat{\mathbf{m}} = \underbrace{\mathbf{G}^{-g}\mathbf{G}}_R \mathbf{m} + \mathbf{G}^{-g}\mathbf{e}$$

3.6

Ο τελεστής $\mathbf{G}^{-g}\mathbf{G}$ ονομάζεται πίνακας διακριτικής ικανότητας (Resolution Matrix) και συμβολίζεται με $\mathbf{R}$.

$$\mathbf{R} \equiv \mathbf{G}^{-g}\mathbf{G}$$

3.7

Αν η διάσταση του μοντέλου είναι $\mathbf{N}$ και $\mathbf{M}$ είναι οι γραμμικά ανεξάρτητες μεταξύ τους εξισώσεις τότε όσο το $\mathbf{M}$ προσεγγίζει το $\mathbf{N}$ (εφόσον $\mathbf{M} < \mathbf{N}$), τόσο ο $\mathbf{R}$ (πίνακας διακριτικής ικανότητας) πλησιάζει το μοναδιαίο ($\mathbf{I}$), δηλαδή η λύση του αντίστροφου προβλήματος να δημιουργεί μοντέλα $\hat{\mathbf{m}}$, τα οποία (θεωρητικά) δεν αλλοιώνουν το πραγματικό $\mathbf{m}$. Στην περίπτωση αυτή η **Εξίσωση 3.6** παίρνει τη μορφή :

$$\hat{\mathbf{m}} = \mathbf{m} + (\mathbf{G}^{-g}\mathbf{G} - \mathbf{I})\mathbf{m} + \mathbf{G}^{-g}\mathbf{e} = \mathbf{m} + (\mathbf{R} - \mathbf{I})\mathbf{m} + \mathbf{G}^{-g}\mathbf{e}$$

3.8

Η **Εξίσωση 3.8** αποτελεί τη τελική σχέση μεταξύ της $\hat{\mathbf{m}}$ (εκτίμησης του γεωφυσικού μοντέλου) και του πραγματικού μοντέλου $\mathbf{m}$. Εκτός από το πραγματικό μοντέλο $\mathbf{m}$, στην αντιστροφή εισάγεται και ο όρος $(\mathbf{R} - \mathbf{I})\mathbf{m}$ ο οποίος δηλώνει την περιορισμένη διακριτική ικανότητα, αλλά και ο όρος $\mathbf{G}^{-g}\mathbf{e}$ ο οποίος δηλώνει την επίδραση από τα σφάλματα των παρατηρήσεων (θόρυβος στις μετρήσεις όπως π.χ. λανθασμένος χρόνος άφιξης για την τομογραφία χρόνων διαδρομής). Αν θεωρηθεί ότι τα δεδομένα έχουν ασυσχέτιστα σφάλματα, με κοινή τυπική απόκλιση σ_d , τότε ο πίνακας συμμεταβλητότητας του μοντέλου θα είναι :

$$\mathbf{C}_m = \sigma_d^2 (\mathbf{G}^{-g}(\mathbf{G}^{-g})^T)$$

3.9

Στην επίλυση όμως των γεωφυσικών προβλημάτων το σύστημα των εξισώσεων το οποίο πρέπει να επιλυθεί είναι συχνά μη γραμμικό. Έστω ότι υπάρχει ένα σύστημα το οποίο περιγράφεται από ένα σύνολο συνεχών συναρτήσεων (μοντέλο) $\mathbf{m}$ ($\mathbf{M}$ διαστάσεων) και έστω ότι οι παρατηρήσεις (δεδομένα) αποτελούν ένα άλλο πεπερασμένο σύνολο $\mathbf{d}$ ($\mathbf{N}$ διαστάσεων). Η επίλυση του προβλήματος $\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m})$ είναι συνήθως ένα μη γραμμικό πρόβλημα, αφού

πρέπει να επιλυθεί ένα σύστημα $N \times M$ διαστάσεων (N : δεδομένα, M : άγνωστοι). Η επίλυση αυτού του μη γραμμικού προβλήματος απαιτεί τη γραμικοποίησή του. Για να επιτευχθεί αυτό, απαιτείται η θεώρηση ενός αρχικού (προκαταρκτικού) μοντέλου δομής (πρώτο βήμα της σεισμικής τομογραφίας) m^0 , το οποίο να είναι αρκετά κοντά στο πραγματικό μοντέλο m το οποίο περιγράφει την πραγματική γεωφυσική δομή. Στη συνέχεια πρέπει να παραχθούν τα συνθετικά δεδομένα d_0 , (δεύτερο βήμα) τα οποία παράγονται από τη δράση του τελεστή G από τη λύση των ελαχίστων τετραγώνων και τα οποία προσεγγίζουν όσο το δυνατόν περισσότερο τα πραγματικά. Έτσι, θεωρώντας ότι η σχέση $d = G(m)$ είναι απείρως παραγωγίσιμη, παίρνοντας το ανάπτυγμα *Taylor*, στην περιοχή γύρω από την αρχική προσέγγιση του μοντέλου m^0 , προκύπτει η σχέση :

$$d = G(m^0) + \left. \frac{\partial G}{\partial m} \right|_{m_0} (m - m^0) + \frac{1}{2} \left. \frac{\partial^2 G}{\partial m^2} \right|_{m_0} (m - m^0)^2 + \dots$$

3.10

Θεωρώντας ότι το $m - m^0$ είναι πολύ μικρό, αφού το αρχικό συνθετικό μοντέλο θεωρούμε ότι είναι αρκετά κοντά στο πραγματικό, μπορούν οι όροι μεγαλύτερης τάξης από το ανάπτυγμα *Taylor* να παραληφθούν και επομένως προκύπτει ότι :

$$d = G(m^0) + \frac{\partial G}{\partial m} (m - m^0) \Leftrightarrow d - G(m^0) \cong \frac{\partial G}{\partial m} (m - m^0)$$

3.11

Αν θεωρηθούν ως d τα πραγματικά δεδομένα d^{obs} και $G(m^0)$ τα συνθετικά δεδομένα d^{syn} για το μοντέλο m^0 , και $\left. \frac{\partial G}{\partial m} \right|_{m_0}$ ο Ιακωβιανός πίνακας J ο οποίος περιέχει τις μερικές παραγώγους τότε :

$$d^{obs} - d^{syn} = \Delta d \cong J(m - m^0) = J \Delta m$$

3.12

όπου

$$\Delta d = \begin{bmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \dots \\ \Delta d_N \end{bmatrix}$$

$$\Delta \mathbf{m} = \begin{bmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \dots \\ \Delta m_N \end{bmatrix}$$

ενώ

$$J = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial G_1}{\partial m_1} \right|_{m_1^0} & \left. \frac{\partial G_1}{\partial m_2} \right|_{m_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial G_1}{\partial m_M} \right|_{m_M^0} \\ \left. \frac{\partial G_2}{\partial m_1} \right|_{m_1^0} & \left. \frac{\partial G_2}{\partial m_2} \right|_{m_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial G_2}{\partial m_M} \right|_{m_M^0} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \left. \frac{\partial G_N}{\partial m_1} \right|_{m_1^0} & \left. \frac{\partial G_N}{\partial m_2} \right|_{m_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial G_N}{\partial m_M} \right|_{m_M^0} \end{bmatrix}$$

Η **Εξίσωση 3.12** αποτελεί μια γραμμική σχέση, η οποία συνδέει τις διαφορές πραγματικών-συνθετικών δεδομένων $\Delta \mathbf{d}$, με τις διορθώσεις $\Delta \mathbf{m}$ που απαιτούνται να γίνουν στο αρχικό μοντέλο.

Για την επίλυση επομένως του αντίστροφου προβλήματος αποδείχθηκε από τον Gauss [1809] ότι η εξαγωγή μιας μοναδικής λύσης, στατιστικά αποδεκτής, είναι η ελαχιστοποίηση του τετραγώνου του μέτρου $|\Delta \mathbf{d} - J\Delta \mathbf{m}|^2$. Η ποσότητα αυτή περιέχει τα υπόλοιπα (*residuals*) $\mathbf{r}_i = \Delta \mathbf{d}_i - \sum_{j=1}^M J_j \Delta \mathbf{m}_j$, που αντιστοιχούν στην απόκλιση των πραγματικών δεδομένων από τα αναμενόμενα του μοντέλου $\Delta \mathbf{m}$.

$$(\Delta \mathbf{d} - J\Delta \mathbf{m})^T (\Delta \mathbf{d} - J\Delta \mathbf{m}) = \sum_{i=1}^n \left(\Delta d_i - \sum_{j=1}^p J_{ij} \Delta m_j \right)^2$$

3.13

Η ελαχιστοποίηση της **Εξίσωσης 3.13** οδηγεί στην επίλυση των κανονικών εξισώσεων:

$$(J^T J) \Delta \mathbf{m} = J^T \Delta \mathbf{d}$$

3.14

και στη λύση ελαχίστων τετραγώνων :

$$\Delta \mathbf{m}_{LSQ} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \Delta \mathbf{d}$$

3.15

Συχνά, η επίλυση του συστήματος μπορεί να είναι εξαιρετικά ασταθής και μικρές μεταβολές των δεδομένων να προκαλούν σοβαρές μεταβολές στη λύση, δηλαδή να είναι ο πίνακας $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ ασθενώς ορισμένος (σχεδόν ιδιάζων). Ο *Levenberg* [1944] πρότεινε μια λύση για το συγκεκριμένο πρόβλημα η οποία ονομάζεται μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (*damped least-squares, DLS*), ενώ στη συνέχεια ο *Marquardt* [1963] ανέπτυξε το γνωστό αλγόριθμο που ονομάζεται μέθοδος Levenberg-Marquardt ή αμφικλινής παλινδρόμηση (*Ridge Regression*) για την επίλυση των συστημάτων αυτών. Στη μέθοδο Levenberg-Marquardt, αποτρέπεται η ιδιάζουσα μορφή του πίνακα $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ με την εισαγωγή ενός παράγοντα απόσβεσης $\lambda \mathbf{I}$ ($\lambda > 0$). Με τον τρόπο αυτό οι κανονικές εξισώσεις (*Εξίσωση 3.14*) μετατρέπονται στη μορφή :

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I}) \Delta \mathbf{m} = \mathbf{J}^T \Delta \mathbf{d}$$

3.16

Η παράμετρος λ , μετά από κάθε επανάληψη, μεταβάλλεται με στόχο την εξασφάλιση της σύγκλισης. Δεν επιτρέπει δηλαδή μεγάλες μεταβολές στο ποσοστό διόρθωσης των παραμέτρων του μοντέλου και έτσι το σύστημα να παραμένει ευσταθές (*robust*).

Σε αρκετές περιπτώσεις απαιτείται, και είναι φυσικώς αποδεκτό, η λύση των ελαχίστων τετραγώνων να περιέχει εξομαλυσμένες μεταβολές των παραμέτρων χωρίς να επιτρέπονται μεγάλες διακυμάνσεις του μοντέλου κυρίως στο χώρο. Για να επιτευχθεί αυτό πραγματοποιείται ελαχιστοποίηση του μέτρου κάποιας χωρικής παραγώγου του μοντέλου. Αν π.χ. γνωρίζουμε εκ των προτέρων ότι η λύση δεν πρέπει να περιέχει μεγάλες διακυμάνσεις στις παραμέτρους, τότε καθιστά αναγκαία την ελαχιστοποίηση της πρώτης παραγώγου του μοντέλου $\mathbf{m}$, ως προς τις τρεις ή δύο διαστάσεις του χώρου. Έτσι αν στην *Εξίσωση 3.16* χρησιμοποιηθεί προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών πρώτης ή δεύτερης παραγώγου, στη θέση του μοναδιαίου, τότε η

αντιστροφή αυτού του συστήματος ονομάζεται αντιστροφή με περιορισμούς εξομάλυνσης (*smooth-constrained inversion*) :

$$(J^T J + \lambda L^T L) \Delta m = J^T \Delta d$$

3.17

όπου L είναι ο πίνακας εξομάλυνσης που αποτελεί τελεστή πεπερασμένων διαφορών. Η **Εξίσωση 3.17** αντιστοιχεί στην επίλυση ελαχίστων τετραγώνων του ακόλουθου συστήματος :

$$J \Delta m = \Delta d$$

$$\lambda L \Delta m = 0$$

3.18

Οι πίνακες εξομάλυνσης που χρησιμοποιούνται στη Γεωφυσική λαμβάνουν υπόψη τη σχετική διάταξη των παραμέτρων στο χώρο.

Στην παρούσα διατριβή, στην επίλυση του αντιστόφου προβλήματος για τον προσδιορισμό του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση και εξομάλυνση (*damped and smoothed least-squares*) και έγινε επίλυση του συστήματος της μορφής $d = Gm$ χρησιμοποιώντας τη λύση:

$$C_d^{-1/2} G C_m^{1/2} z = C_d^{-1/2} d$$

$$\lambda \nabla^2 z = 0$$

$$\epsilon I z = 0$$

3.19

όπου C_d είναι ο πίνακας συμμεταβλητότητας (data covariance matrix) των δεδομένων d , και C_m είναι ο πίνακας συμμεταβλητότητας του μοντέλου m οι οποίοι περιέχουν τις *a priori* εκτιμήσεις για τα σφάλματα των δεδομένων και τα σφάλματα του μοντέλου, αντίστοιχα. Η σταθερά ϵ αποτελεί τον παράγοντα απόσβεσης που εφαρμόζεται στην επίλυση του συστήματος, ενώ ως

πίνακας εξομάλυνσης χρησιμοποιείται ο τελεστής πεπερασμένων διαφορών δεύτερης παραγώγου (∇^2), ρυθμιζόμενος από κατάλληλο πολλαπλασιαστή Lagrange, λ .

Αφού υπολογιστεί ο πίνακας $\mathbf{z}$, η τελική λύση καθορίζεται από τη σχέση:

$$\mathbf{m} = \mathbf{C}_m^{1/2} \mathbf{z}$$

3.20

Λεπτομέρειες σχετικά με τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση του συστήματος για την εύρεση του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης δίνονται στη συνέχεια.

3.2.2 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΧΩΡΟΥ ΤΟΠΙΚΩΝ ΣΕΙΣΜΩΝ

Με στόχο τον υπολογισμό ενός μοντέλου τρισδιάστατης δομής απόσβεσης των κυμάτων χώρου εφαρμόστηκε η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας των χρόνων απόσβεσης τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα t_p^* και t_s^* .

Η εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης είναι παρόμοια με την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων για την εύρεση μοντέλου ταχύτητας των επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων. Στην αντιστροφή των χρόνων διαδρομής ακολουθείται η εξής μεθοδολογία: Θεωρείται ότι ο χώρος μελέτης (Ν. Αιγαίο) βρίσκεται σε καρτεσιανό σύστημα αναφοράς και χωρίζεται σε κυψέλες οι οποίες έχουν τις πλευρές τους παράλληλες στους άξονες του συστήματος. Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων θεωρείται σταθερή σε κάθε κυψέλη (**Σχήμα 3.9**). Στον καρτεσιανό αυτό χώρο βρίσκεται κατανεμημένο το σύνολο των εστιών των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για την παρούσα μελέτη ενώ στην επιφάνεια βρίσκονται οι σεισμολογικοί σταθμοί οι οποίοι κατέγραψαν τους σεισμούς αυτούς και επομένως οι σεισμικές ακτίνες των σεισμών αυτών διαπερνούν τις κυψέλες του χώρου και στη συνέχεια φτάνουν στους σεισμολογικούς σταθμούς στην επιφάνεια.

Έστω ένας σεισμός, j , ο οποίος έχει καταγραφεί στο σταθμό i , όπως φαίνεται και στο **Σχήμα 3.9**. Ο χρόνος διαδρομής t_{ij}^{obs} της σεισμικής ακτίνας r_{ij} είναι συνάρτηση του χρόνου

γένεσης t_i του σεισμού, των εστιακών παραμέτρων του X_j, Y_j, Z_j και της ταχύτητας V_k των κυψελών από τις οποίες πέρασε η σεισμική ακτίνα. Έστω ότι υπάρχει κάποια αρχική εκτίμηση της δομής ταχύτητας της περιοχής μελέτης, καθώς και των παραμέτρων του σεισμού $T_j^0, X_j^0, Y_j^0, Z_j^0$ και επομένως είναι δυνατό να υπολογιστεί ο θεωρητικός χρόνος διαδρομής t_{ij}^{cal} της σεισμικής ακτίνας για τη συγκεκριμένη εστία και μοντέλο δομής. Αν υπάρχουν k κυψέλες στο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων που ορίστηκε, τότε παίρνοντας το ανάπτυγμα Taylor (παραλείποντας τους όρους δεύτερης τάξης) ο χρόνος διαδρομής t_{ij}^{obs} μπορεί να γραφτεί ως :

$$t_{ij}^{obs} = t_{ij}^{cal} + \Delta T_j + \frac{\partial t}{\partial X} \Delta X_j + \frac{\partial t}{\partial Y} \Delta Y_j + \frac{\partial t}{\partial Z} \Delta Z_j + \sum_{k=1}^K H_{ijk} \frac{\partial t_{ij}}{\partial v_k} \Delta V_k$$

3.21

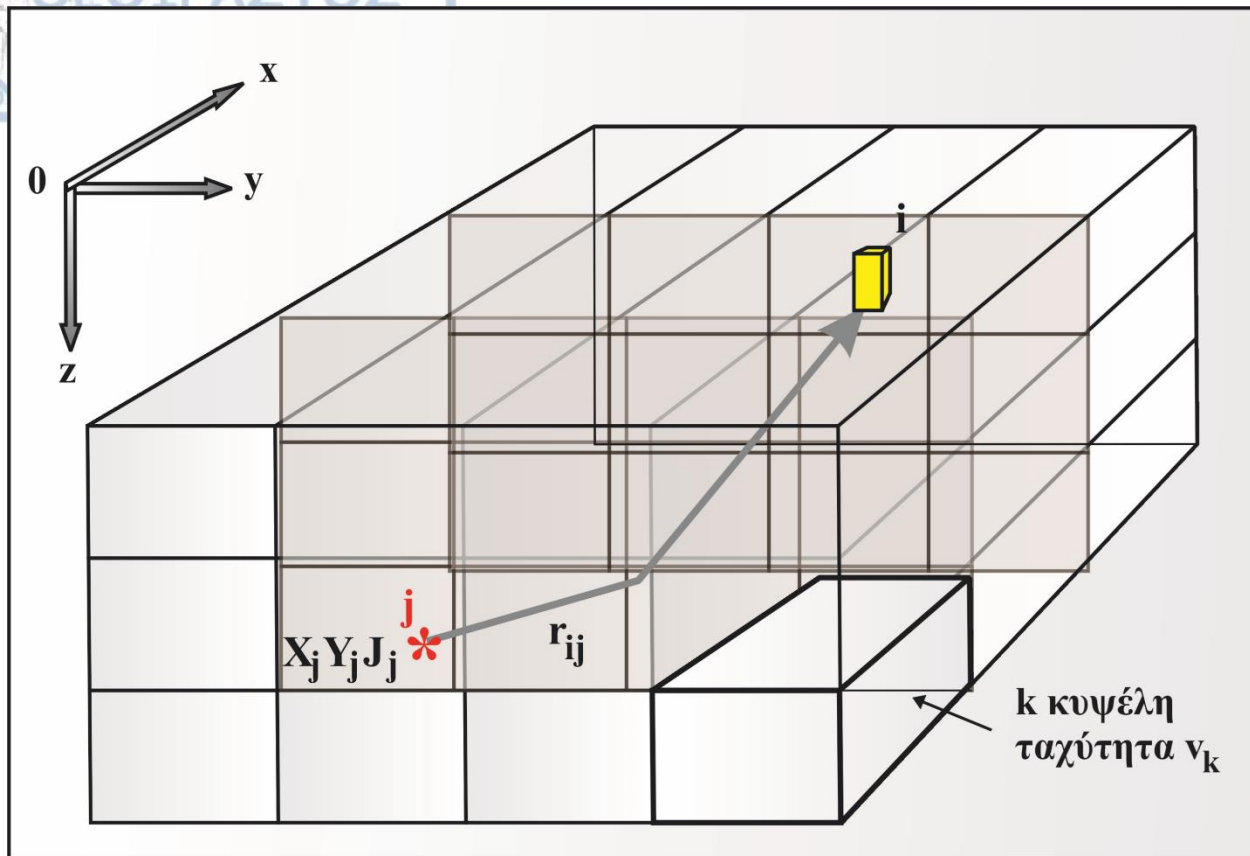
όπου $\Delta T_j, \Delta X_j, \Delta Y_j, \Delta Z_j$ είναι οι διορθώσεις που πρέπει να γίνουν στο χρόνο γένεσης και στις υποκεντρικές συντεταγμένες του σεισμού και ο όρος ΔV_k δηλώνει τη μεταβολή στην ταχύτητα που πρέπει να γίνει στην κυψέλη k .

$$H_{ijk} \begin{cases} 1 \text{ όταν η } k \text{ κυψέλη διαπερνάται από την ακτίνα } R_{ij} \\ 0 \text{ σε κάθε άλλη περίπτωση} \end{cases}$$

Γίνεται αντιληπτό πως στη **Σχέση 3.21** πρέπει να πραγματοποιηθεί υπολογισμός των παραγώγων των θεωρητικών χρόνων διαδρομής ως προς το μέσο και ως προς τις συντεταγμένες και το χρόνο του σεισμού, και να γίνει υπολογισμός του χρόνου διαδρομής t_{ij}^{cal} της σεισμικής ακτίνας r_{ij} . Αν η σεισμική ακτίνα είναι γνωστή τότε ο χρόνος διαδρομής υπολογίζεται από τη σχέση :

$$t_{ij}^{cal} = \int_{r_{ij}} \frac{1}{v} ds = \sum_{l=1}^L \frac{1}{v_l} \Delta s_l = \sum_{l=1}^L u_l \Delta s_l$$

3.22



Σχήμα 3.9 Καρτεσιανό σύστημα αναφοράς και το τρισδιάστατο σύστημα κυψελών για τη χρήση της σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης τοπικών σεισμών. Απεικονίζεται η πορεία της σεισμικής ακτίνας του σεισμού [Παπαζάχος, 1994]

όπου u_l είναι η καθυστέρηση (αντίστροφη ταχύτητα) στην κυψέλη l και Δs_l το μήκος της σεισμικής ακτίνας μέσα στην κυψέλη αυτή.

Στην αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης στο καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων θεωρείται ότι η απόσβεση (και όχι η ταχύτητα) παραμένει σταθερή σε κάθε κυψέλη. Όπως αναπτύχθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, η απόσβεση επηρεάζει το πλάτος των σεισμικών κυμάτων καθώς αυτά διαδίδονται από την πηγή στον σταθμό καταγραφής. Επομένως το πλάτος ενός κύματος για ένα σεισμό j ο οποίος έχει καταγραφεί στο σταθμό i σε μια απόσταση r_{ij} (Σχήμα 3.9) είναι :

$$A = \frac{A_0}{r} \exp\left(-\frac{\pi f}{Q_{ij} V_{ij}} r_{ij}\right)$$

3.23

όπου ο εκθετικός όρος είναι αυτός που περιγράφει την επίδραση της ανελαστικής απόσβεσης στο φάσμα πλάτους του σεισμικού κύματος μέσω του Q , που είναι ο παράγοντας ποιότητας ο οποίος δηλώνει την απώλεια ενέργειας κατά τη διάδοση του σεισμικού κύματος και την απορρόφηση από το μέσο. Όπως προαναφέρθηκε, για να υπολογιστεί ο παράγοντας ποιότητας, υπολογίζεται ο εκθετικός αυτός όρος από τη φασματική κλίση των επιταχυνσιογραφημάτων ο οποίος ονομάζεται χρόνος απόσβεσης των κυμάτων (t^*) από την πηγή μέχρι το σταθμό καταγραφής και δίνεται από τον τύπο :

$$t^* = \int_{path} \frac{ds}{QV} = \int_{path} \frac{dt}{Q}$$

3.24

Αν η σεισμική ακτίνα είναι γνωστή τότε ο χρόνος απόσβεσης υπολογίζεται από τη σχέση :

$$t^* = \int_{r_{ij}} \frac{dt}{Q} = \int_{l=1}^L \frac{s_l}{Q_l} u_l = \sum_{l=1}^L \frac{s_l}{Q_l} u_l = \sum_{l=1}^L s_l u_l q_l$$

3.25

όπου u_l , q_l είναι η βραδύτητα και ο αντίστροφος παράγοντας απόσβεσης ($\frac{1}{Q_l}$) στην κυψέλη l και s_l το μήκος της σεισμικής ακτίνας μέσα στην κυψέλη αυτή. Η **Σχέση 3.25** είναι παρόμοια με τη **Σχέση 3.22** που ισχύει για την εύρεση του χρόνου διαδρομής γνωρίζοντας τη δομή ταχύτητας. Έτσι από το ανάπτυγμα *Taylor* απαλείφοντας τους όρους ανώτερης τάξης και χρησιμοποιώντας την παραπάνω σχέση, θεωρώντας τους παρατηρούμενους χρόνους απόσβεσης ως τα δεδομένα t^* και τους συνθετικούς t_{syn}^* από τη **Σχέση 3.25**, οδηγούμαστε στη σχέση της μορφής :

$$t^* - t_{syn}^* = J \Delta m = \Delta t^*$$

3.26

όπου J ο Ιακωβιανός πίνακας που περιέχει τις μερικές παραγώγους $\left. \frac{\partial t^*}{\partial q} \right|_{q_0}$ και $\Delta \mathbf{m} = \mathbf{q} - \mathbf{q}^0$. Σε μορφή πινάκων ως ένα σύστημα $M \times N$, το διάνυσμα $\Delta \mathbf{t}^*$ είναι της μορφής :

$$\Delta \mathbf{t}^* = \begin{bmatrix} t_1^* - t_1^{0*} \\ t_2^* - t_2^{0*} \\ \dots \\ t_N^* - t_N^{0*} \end{bmatrix}$$

3.27

και

$$J = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial t_1^*}{\partial q_1} \right|_{q_1^0} & \left. \frac{\partial t_1^*}{\partial q_2} \right|_{q_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial t_1^*}{\partial q_M} \right|_{q_M^0} \\ \left. \frac{\partial t_2^*}{\partial q_1} \right|_{q_1^0} & \left. \frac{\partial t_2^*}{\partial q_2} \right|_{q_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial t_2^*}{\partial q_M} \right|_{q_M^0} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \left. \frac{\partial t_N^*}{\partial q_1} \right|_{q_1^0} & \left. \frac{\partial t_N^*}{\partial q_2} \right|_{q_2^0} & \dots & \left. \frac{\partial t_N^*}{\partial q_M} \right|_{q_M^0} \end{bmatrix}$$

3.28

Ο πίνακας J είναι ένας «αραιός πίνακας» (*sparse matrix*) αφού η ακτίνα κάθε σεισμού περνάει από σχετικά μικρό αριθμό κυψελών και προφανώς όχι από το σύνολο τους. Συνήθως το σύστημα αυτό είναι ένα υπέρ-καθορισμένο σύστημα με τις εξισώσεις (δεδομένα) να είναι κατά πολύ περισσότερες από τους αγνώστους. Η επίλυση όμως αυτού του συστήματος συχνά είναι πολύ ασταθής λόγω της φύσης του προβλήματος και πρέπει να τροποποιηθεί ώστε να υπάρξει μια πιο εύρωστη (*robust*) λύση. Πρέπει δηλαδή να γίνει τροποποίηση της λύσης των ελαχίστων τετραγώνων, όπως αναφέρθηκε νωρίτερα [Thurber, 1983; Παπαζάχος, 1994].

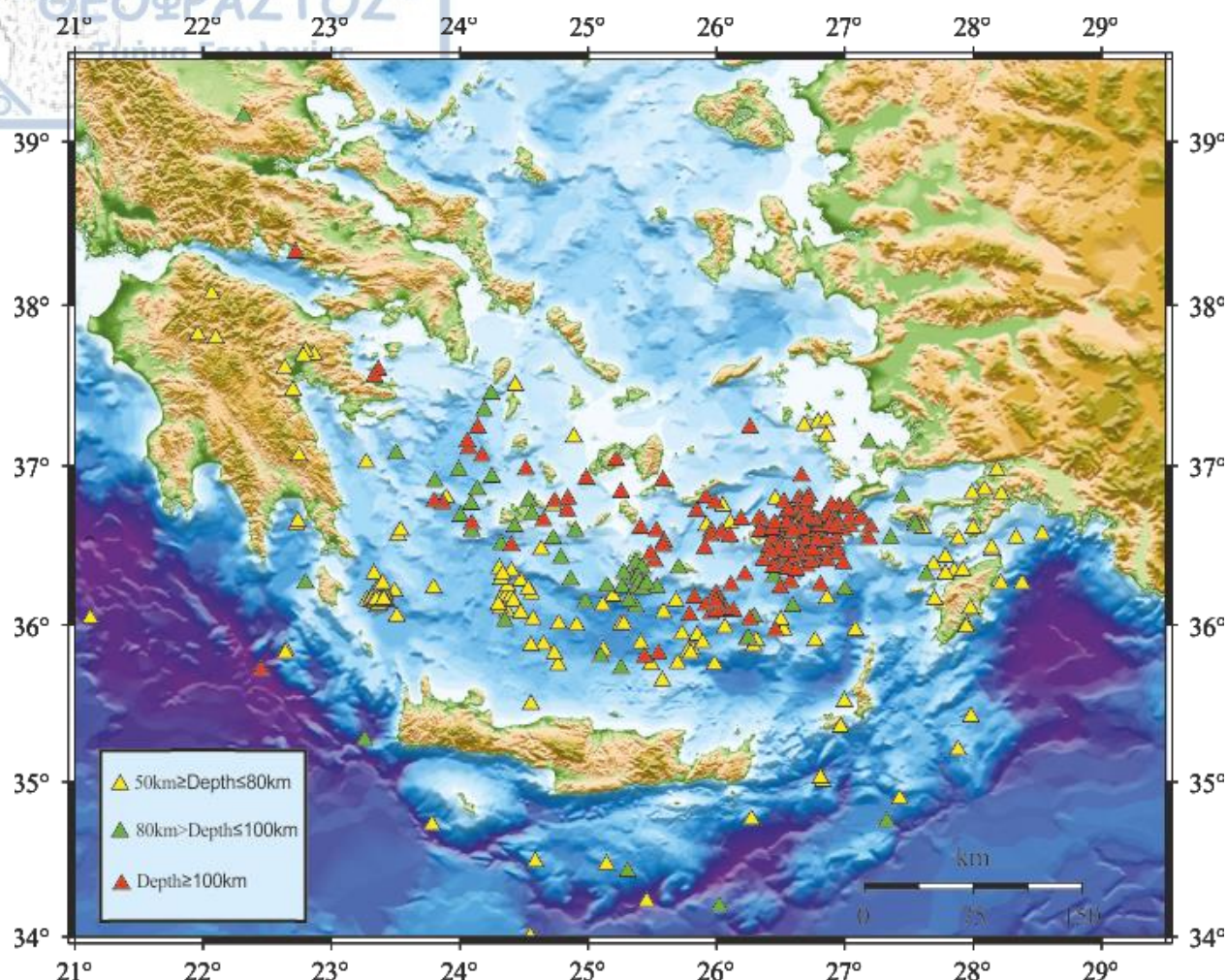
3.3 ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ

3.3.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Για τον προσδιορισμό της δομής απόσβεσης χρησιμοποιήθηκαν οι χρόνοι απόσβεσης (t_p^* και t_s^*) οι οποίοι υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της φασματικής κλίσης από το φάσμα της επιτάχυνσης πάνω από τη γωνιακή συχνότητα f_c , και με τις δύο προσεγγίσεις που αναπτύχθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο. Κατά συνέπεια, χρησιμοποιήθηκαν, οι χρόνοι απόσβεσης οι οποίοι καθορίστηκαν τόσο με τη χρήση της αυτοματοποιημένης όσο και της μη αυτοματοποιημένης μεθόδου. Όπως έχει ήδη περιγραφεί, στην πρώτη προσέγγιση το τμήμα του φάσματος στο οποίο γινόταν υπολογισμός της κλίσης καθοριζόταν με αυτόματο τρόπο μέσω προγράμματος FORTRAN, ενώ στη μη αυτόματη μέθοδο, το τμήμα το φάσματος επιλεγόταν από το χρήστη.

Το σύνολο των σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης από τα πειράματα CYCNET και EGELADOS περιλαμβάνει **383** σεισμικά γεγονότα (**Σχήμα 3.10-Παράρτημα 1**) τα οποία είχαν καταγραφεί από τους σταθμούς και των δυο δικτύων. Από αυτό το σύνολο των σεισμών, ακολουθώντας τον αυτόματο τρόπο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης προέκυψαν **3.422** χρόνοι απόσβεσης των επιμήκων κυμάτων t_p^* , και **3.177** χρόνοι των εγκαρσίων κυμάτων t_s^* . Επιπλέον από τη μη αυτόματη διαδικασία υπολογισμού μετρήθηκαν **3.464** χρόνοι απόσβεσης επιμήκων κυμάτων t_p^* και **3.108** S κυμάτων t_s^* .

Για την εφαρμογή της τομογραφίας, στην περιοχή του Ν. Αιγαίου έγινε αναγωγή των γεωγραφικών συντεταγμένων σε καρτεσιανές με κέντρο το σημείο $36^\circ\text{N}-25^\circ\text{E}$ με τη χρήση κατάλληλου κώδικα γλώσσας FORTRAN. Καθορίστηκε με αυτό τον τρόπο ένα ορθογώνιο καρτεσιανό σύστημα αναφοράς στο οποίο ένας από τους άξονες θεωρείται κατακόρυφος και οι άλλοι δύο οριζόντιοι. Το σύστημα αυτό διαιρείται σε ένα σύστημα κυψελών με πλευρές παράλληλες προς τους άξονες του συστήματος, το οποίο χρησιμοποιείται για την παραμετροποίηση του μοντέλου. Η παραμετροποίηση αυτή, έχει ως αποτέλεσμα τη θεώρηση



Σχήμα 3.10 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που καταγράφηκαν και από τα δύο δίκτυα (CYCNET και EGEADOS) και υιοθετήθηκαν για τη μελέτη της δομής απόσβεσης της παρούσας μελέτης.

της Γης σαν επίπεδη, πράγμα το οποίο φυσικά δεν ισχύει, όμως η περιοχή μελέτης είναι σχετικά μικρή ώστε αυτή η παραδοχή να μην εισάγει σημαντικά προβλήματα. Η καμπυλότητα της Γης όμως λαμβάνεται υπόψη σε όλες τις παρεμβολές και τις τομές. Σε κάθε σημείο του κανάβου που δημιουργήθηκε το οποίο δε βρισκόταν πάνω σε κόμβο, ο παράγοντας ποιότητας (Q_P ή Q_S) υπολογιζόταν μέσω γραμμικής παρεμβολής των τιμών των παραγόντων ποιότητας που αντιστοιχούσε στους κόμβους του ορθογωνίου που σχηματιζόταν γύρω από το σημείο αυτό. Ο κανάβος ο οποίος δημιουργήθηκε τελικά περιελάμβανε **3.520** κόμβους με διάστημα πλέγματος **50km** στους οριζόντιους και **20km** στον κατακόρυφο άξονα, μετά από δοκιμές.

Στην τομογραφία ανελαστικής απόσβεσης σκοπός είναι ο προσδιορισμός του παράγοντα ποιότητας των P και S κυμάτων σε κάθε κόμβο του τρισδιάστατου χώρου από τον οποίο διαπερνούν οι ακτίνες των σεισμικών κυμάτων. Στην παρούσα διατριβή, οι υπολογισμοί των παραγόντων ποιότητας και η τομογραφική απεικόνισή τους πραγματοποιήθηκε για τις ποσότητες $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$ και επομένως οι χρόνοι απόσβεσης πολλαπλασιάστηκαν με την τιμή 1000 πριν την αντιστροφή τους ($1000t_P^*$ και $1000t_S^*$). Στη σεισμική τομογραφία είναι πολύ σημαντικός ο σωστός υπολογισμός της πορείας των σεισμικών ακτινών μέσα στον τρισδιάστατο χώρο που οριοθετεί την περιοχή πριν την αντιστροφή. Η απλούστερη και περισσότερο συνηθισμένη μέθοδος υπολογισμού της πορείας των ακτινών βασίζεται στην αρχή του *Fermat* χρησιμοποιώντας ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων [Aki and Lee, 1976]. Με τη χρήση της συγκεκριμένης μεθόδου όμως, δε λαμβάνεται καθόλου υπόψη η επίδραση του τρισδιάστατου χώρου. Μία άλλη προσέγγιση του προβλήματος επιτυγχάνεται με τη χρήση της τεχνικής της ψευδο-τρειςδιάστατης ανίχνευσης των σεισμικών ακτινών [Thurber, 1983; Um and Thurber, 1987; Thurber and Eberhart-Phillips, 1999]. Όμως και στη συγκεκριμένη τεχνική δε λαμβάνεται πλήρως υπόψη η επίδραση της τρισδιάστατης δομής με αποτέλεσμα τον μη εντοπισμό των περιοχών με χαμηλές ταχύτητες [Parazachos and Nolet, 1997b].

Για τον υπολογισμό της πορείας των ακτινών των σεισμικών κυμάτων στην παρούσα διατριβή, έγινε χρήση ενός αλγορίθμου ο οποίος προτάθηκε από τους Moser et al. [1992] ο οποίος βασίζεται στην τεχνική της τρισδιάστατης ανίχνευσης των ακτινών και μπορεί να εντοπίζει τις διαθλάσεις αυτών μέσα από περιοχές χαμηλών ταχυτήτων. Για να το πετύχει αυτό ο συγκεκριμένος αλγόριθμος χρησιμοποιεί τις B-καμπύλες (*Beta Splines*) για την αναπαράσταση της πορείας των σεισμικών ακτινών εφαρμόζοντας μια γραμμική μέθοδο σύζευξης με στόχο τον εντοπισμό της πορείας με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής στην περιοχή μελέτης. Η μέθοδος αυτή κάνει χρήση των παραγώγων των σημείων που ορίζουν την κάθε B-καμπύλη για τον καθορισμό της σεισμικής ακτίνας. Πραγματοποιείται ανακατανομή των σημείων αυτών μέσω μιας διαδικασίας βελτιστοποίησης (*ray bending*) ώστε να επιτυγχάνεται ο ορισμός της συντομότερης διαδρομής. Η μέθοδος είναι πλήρως τρισδιάστατη, και στις ζώνες ασυνεχειών όπου οι ακτίνες διαθλώνται, πραγματοποιείται επιλογή σημείων της ακτίνας με τέτοιο τρόπο ώστε να μπορεί να διέρχεται από αυτές.

Κατά τη διαδικασία βελτιστοποίησης της ακτίνας, το σπουδαιότερο πρόβλημα είναι να οριστεί η αρχική σεισμική ακτίνα, η οποία στη συνέχεια καμπυλώνεται σύμφωνα με το μικρότερο χρόνο διαδρομής [Parazachos and Nolet, 1997b]. Αν δηλαδή η αρχική ακτίνα απέχει από το γενικό ελάχιστο, τότε υπάρχει πιθανότητα να βρεθεί μια δευτερεύουσα άφιξη. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε η θεωρία γραφημάτων (*graph theory*) του Moser [1991] για τον ορισμό των αρχικών σεισμικών ακτινών σε ένα τρισδιάστατο χώρο. Η θεωρία γραφημάτων σε ένα δίκτυο από κόμβους αναζητά συστηματικά τη συντομότερη διαδρομή από κάθε κυψέλη σε ένα συγκεκριμένο σημείο. Αν χρησιμοποιώντας το χρόνο διαδρομής, υπολογιστεί του «μήκος» της διαδρομής, εφαρμόζοντας στη συνέχεια τη θεωρία γραφημάτων, είναι δυνατόν να οριστούν οι ελάχιστοι χρόνοι διαδρομής σε ένα συγκεκριμένο σημείο από κάθε κόμβο, και με τον τρόπο αυτό να υπολογιστούν οι αντίστοιχες σεισμικές ακτίνες σύμφωνα με την αρχή του *Fermat*. Κάθε μία από τις ακτίνες που έχει προσδιοριστεί αποτελείται από ευθύγραμμα τμήματα τα οποία συνδέουν διαφορετικούς κόμβους. Η ακρίβεια της θεωρίας γραφημάτων εξαρτάται από την πυκνότητα των κόμβων καθώς και από την επιβολή περιορισμών στις διευθύνσεις που μπορεί να ακολουθήσει η σεισμική ακτίνα εξαιτίας της ύπαρξης του πλέγματος [Moser, 1991; Parazachos and Nolet, 1997b]. Ο συνδυασμός των αρχικών ακτινών με τη θεωρία γραφημάτων και στη συνέχεια η βελτιστοποίηση μέσω της καμπυλότητας (*ray bending*) παρέχει εξαιρετικά αποτελέσματα. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε η ανίχνευση όλων των σεισμικών ακτινών ακολουθώντας την προσέγγιση των Parazachos and Nolet [1997a, 1997b]. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκε για την περιοχή το μοντέλο ταχυτήτων των Parazachos and Nolet [1997a] ως μοντέλο αναφοράς αφού πρώτα πραγματοποιήθηκε γραμμική παρεμβολή ανά 20km που είναι και το διάστημα του πλέγματος του κατακόρυφου άξονα που δημιουργήθηκε. Για την ανελαστική απόσβεση, θεωρήθηκε ένα μονοδιάστατο μηδενικό μοντέλο αναφοράς $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$. Η επιλογή αυτή (που αντιστοιχεί σε μηδενική αρχική ανελαστική απόσβεση) δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα, λόγω της γραμμικότητας του προβλήματος της απόσβεσης.

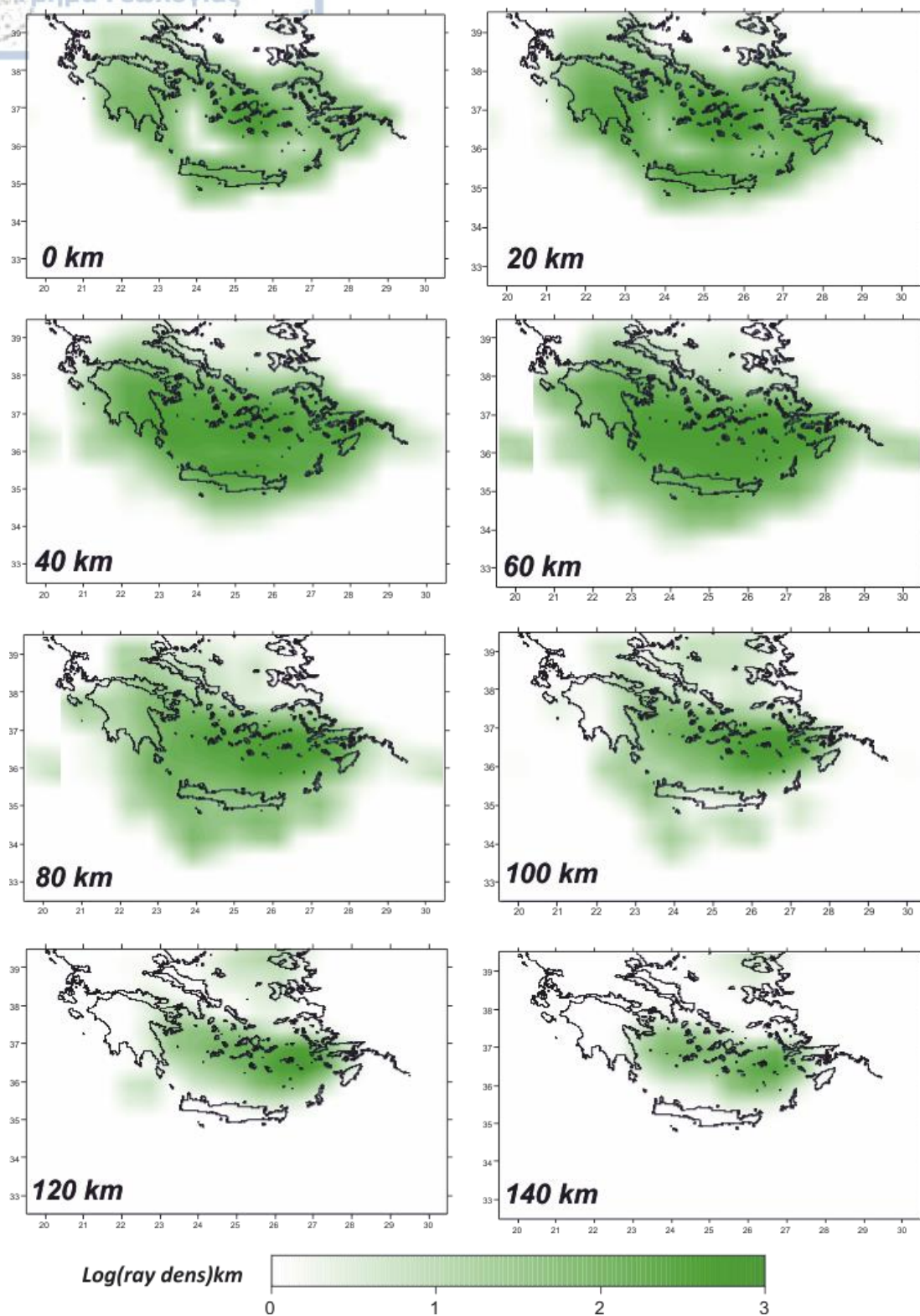
Η ανίχνευση των σεισμικών ακτινών ακολουθώντας τη μέθοδο που περιγράφηκε προηγούμενα φαίνεται στα **Σχήματα 3.11, 3.12, 3.13 και 3.14** όπου παρουσιάζεται ο λογάριθμος της πυκνότητας των σεισμικών ακτινών της περιοχής του Ν. Αιγαίου για διάφορα βάθη. Τα σχήματα αυτά παρουσιάζουν την κάλυψη του χώρου του Ν. Αιγαίου από τις σεισμικές ακτίνες

των P κυμάτων, όπως αυτές προέκυψαν από τους χρόνους απόσβεσης t_p^* , οι οποίοι υπολογίστηκαν με τον αυτόματο τρόπο (Σχήμα 3.11) και με το μη αυτόματο τρόπο (Σχήμα 3.13) και α Σχήματα 3.12 και 3.14 παρουσιάζουν τα αντίστοιχα αποτελέσματα για τις ακτίνες των S κυμάτων.

Από τα σχήματα αυτά, παρατηρείται ότι στα επιφανειακά στρώματα (0-20km) η κάλυψη των σεισμικών ακτινών δεν είναι ομοιογενής αφού παρατηρούνται αρκετά κενά. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το σύνολο των σεισμικών γεγονότων τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφική μελέτη της ανελαστικής απόσβεσης είναι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους (>50km), με αποτέλεσμα να μην υπάρχει επαρκής κάλυψη στα επιφανειακότερα αυτά στρώματα. Η καλύτερη κάλυψη σεισμικών ακτινών εμφανίζεται στα στρώματα με βάθη 40-100km, ενώ στα στρώματα με μεγαλύτερα βάθη η πληροφορία περιορίζεται κυρίως στο ηφαιστειακό τόξο πίσω και πάνω από τη ζώνη Benioff όπου και παρατηρούνται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη. Άλλο ένα συμπέρασμα το οποίο εξάγεται από τη χωρική κατανομή της πυκνότητας των σεισμικών ακτινών είναι ότι η πυκνότητα των ακτινών των P-κυμάτων δε διαφέρει σημαντικά από αυτή των S κυμάτων στο σύνολο των οριζόντιων τομών. Επίσης παρατηρείται ότι η κατανομή πυκνότητας των ακτινών δε διαφέρει τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα μεταξύ των δύο μεθόδων υπολογισμού του χρόνου απόσβεσης.

Για την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης και τον προσδιορισμό του τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου, ακολουθήθηκε η μέθοδος των *Parazachos and Nolet* [1997a, 1997b] και χρησιμοποιήθηκε μια *a priori* εκτίμηση του σφάλματος των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* (δεδομένα) που υπολογίστηκαν και με τις δύο μεθόδους με σκοπό την εφαρμογή βάρους για τον αποκλεισμό ακραίων τιμών στην επίλυση του συστήματος. Το βάρος αυτό ήταν της μορφής $[1 + ae^{(b \cdot res)}]^{-1}$ όπου *res* η μέση τιμή των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν και *a* και *b* ορίστηκαν κατάλληλα ώστε να μην ξεπερνούν το διπλάσιο της τυπικής απόκλισης των δεδομένων. Θεωρώντας ότι τα δεδομένα ακολουθούν μια κανονική κατανομή, κατασκευάστηκαν τα ιστογράμματα των χρόνων απόσβεσης για τα P και S κύματα οι οποίοι προέκυψαν από τους δύο τρόπους υπολογισμού. Το Σχήμα 3.15 δείχνει τα ιστογράμματα των χρόνων απόσβεσης $1000t_p^*$ στο αριστερό τμήμα και

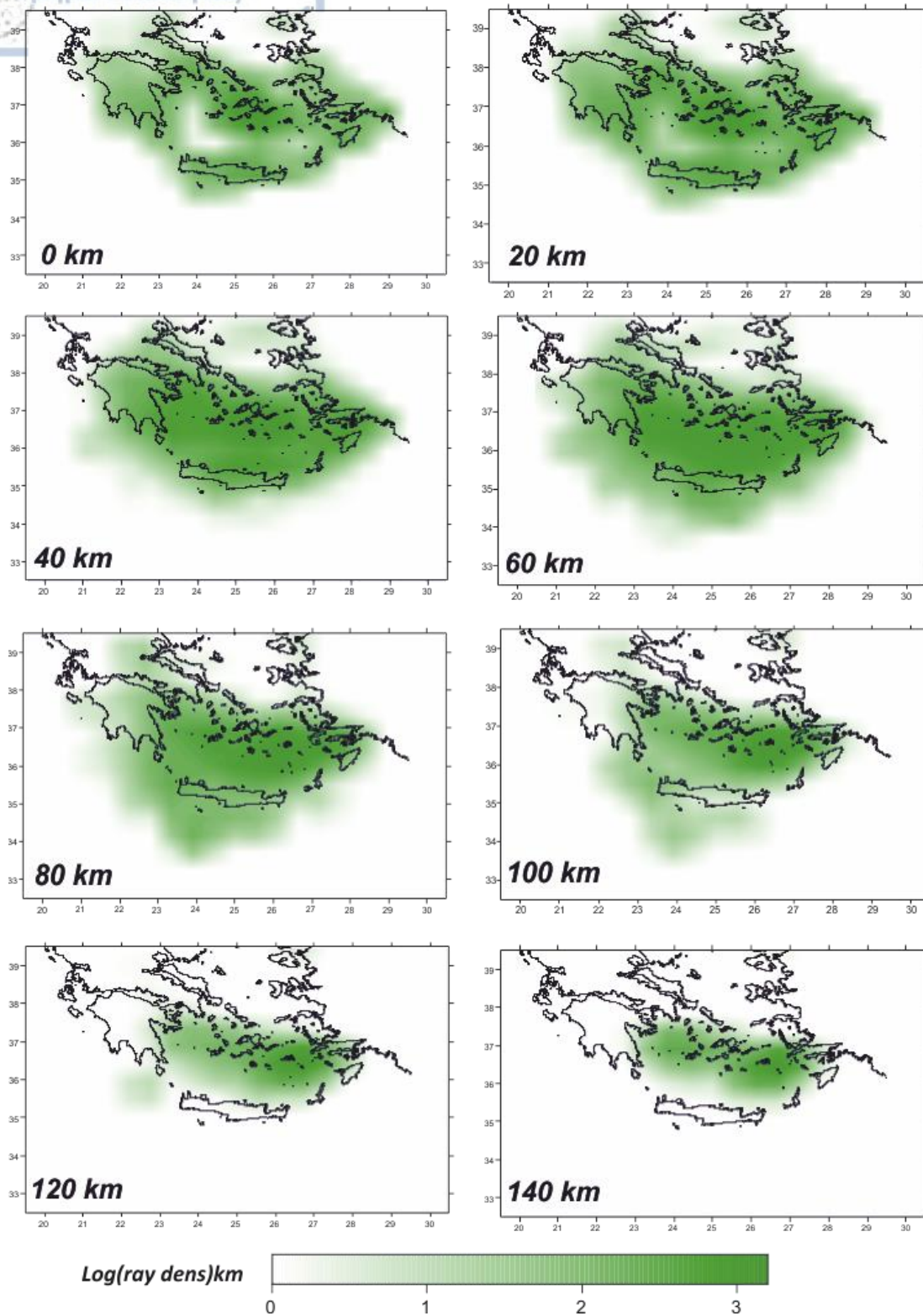
Πυκνότητα σεισμικών ακτίνων P-κυμάτων αυτόματου υπολογισμού t_p^*



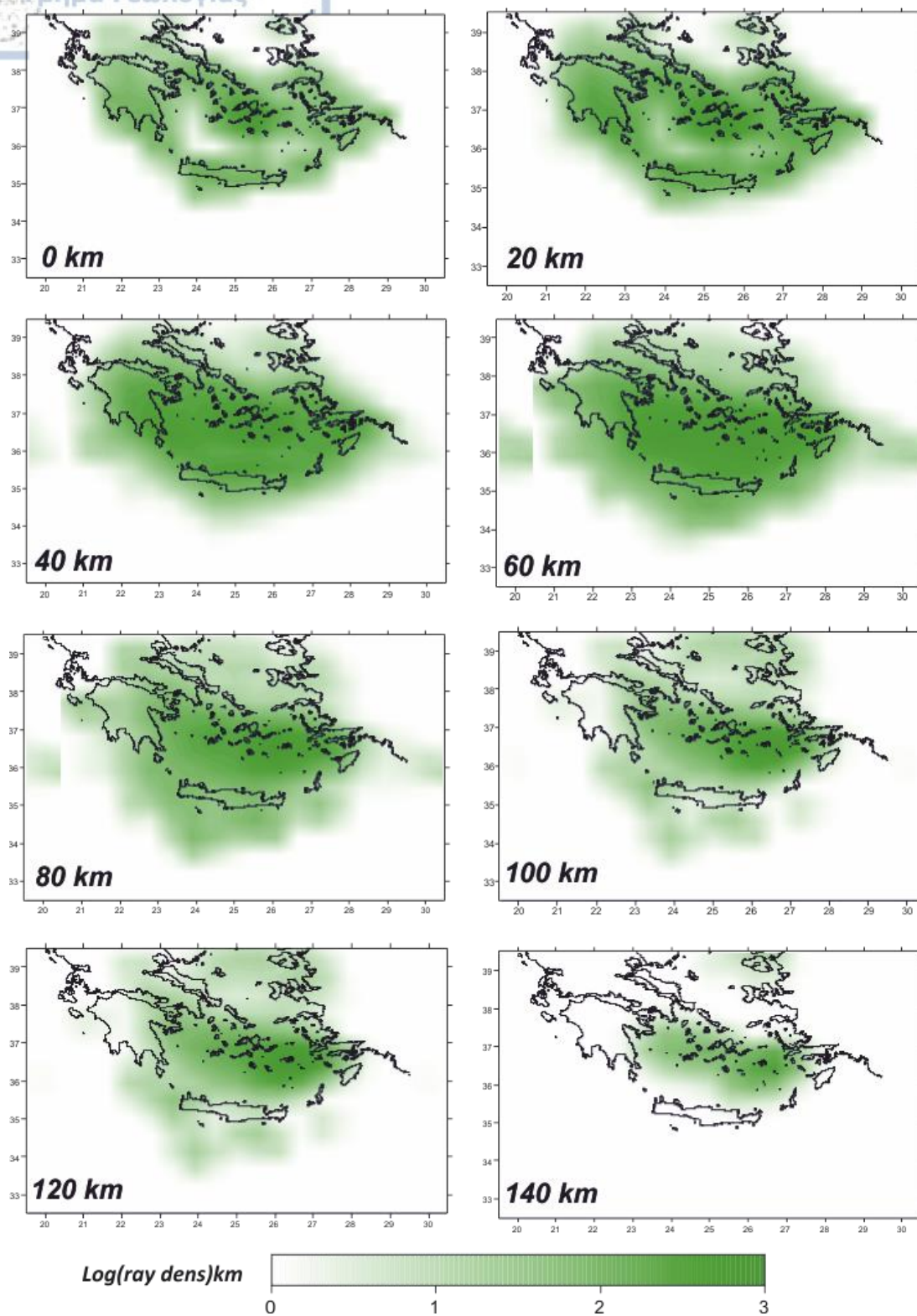
Σχήμα 3.11 Λογάριθμος της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων σε βάθη 0-140km για την περιοχή εφαρμογής της σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης, όπως προέκυψαν από τον αυτόματο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_p^*



Πυκνότητα σεισμικών ακτίνων S-κυμάτων αυτόματου υπολογισμού t_s^*



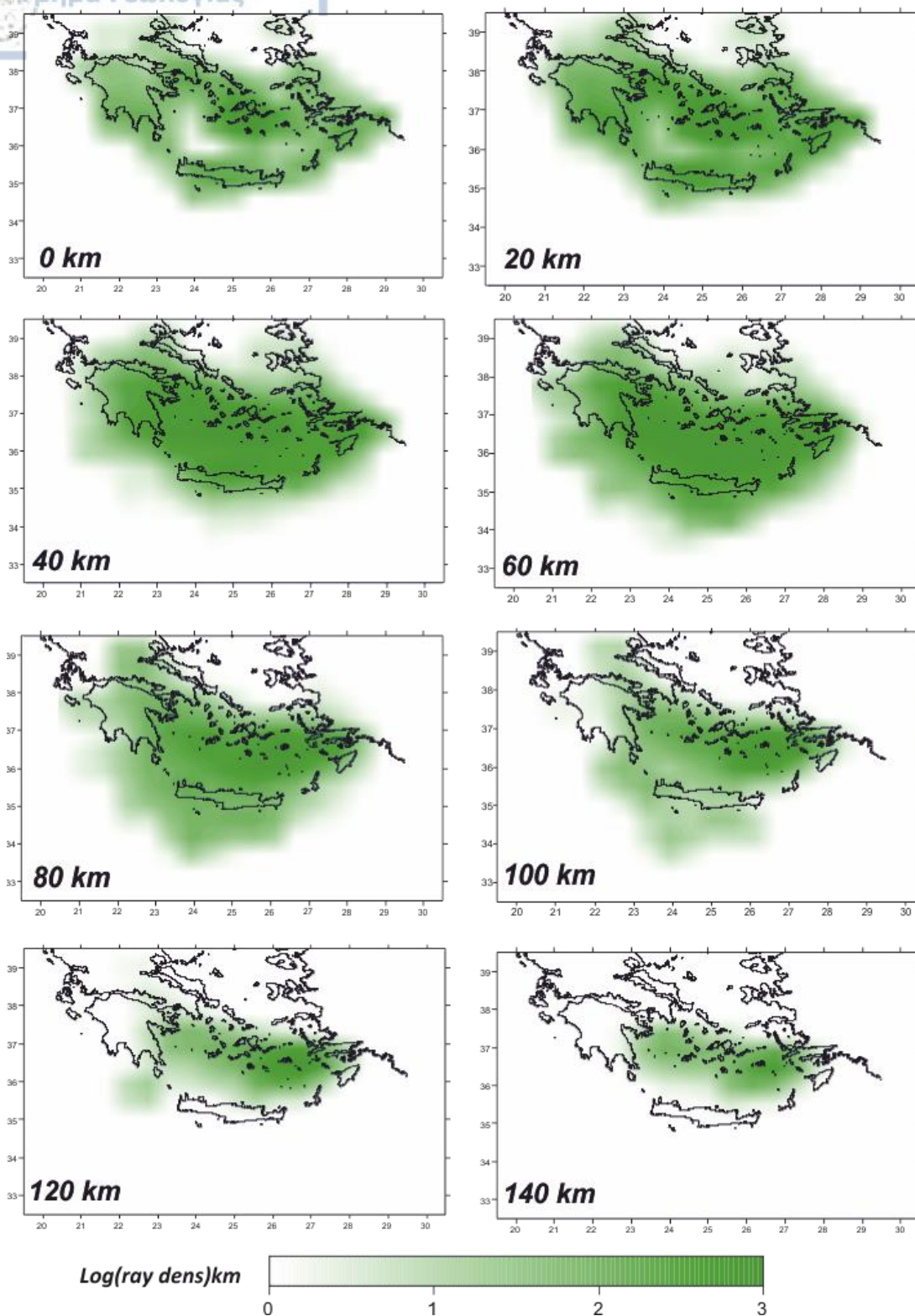
Σχήμα 3.12 Λογάριθμος της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων σε βάθη 0-140km για την περιοχή εφαρμογής της σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης, όπως προέκυψαν από τον αυτόματο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_s^*



Σχήμα 3.13 Λογάριθμος της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων σε βάθη 0-140km για την περιοχή εφαρμογής της σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης, όπως προέκυψαν από τον μη αυτόματο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_p^*



Πυκνότητα σεισμικών ακτίνων S-κυμάτων μη αυτόματου υπολογισμού t_s^*

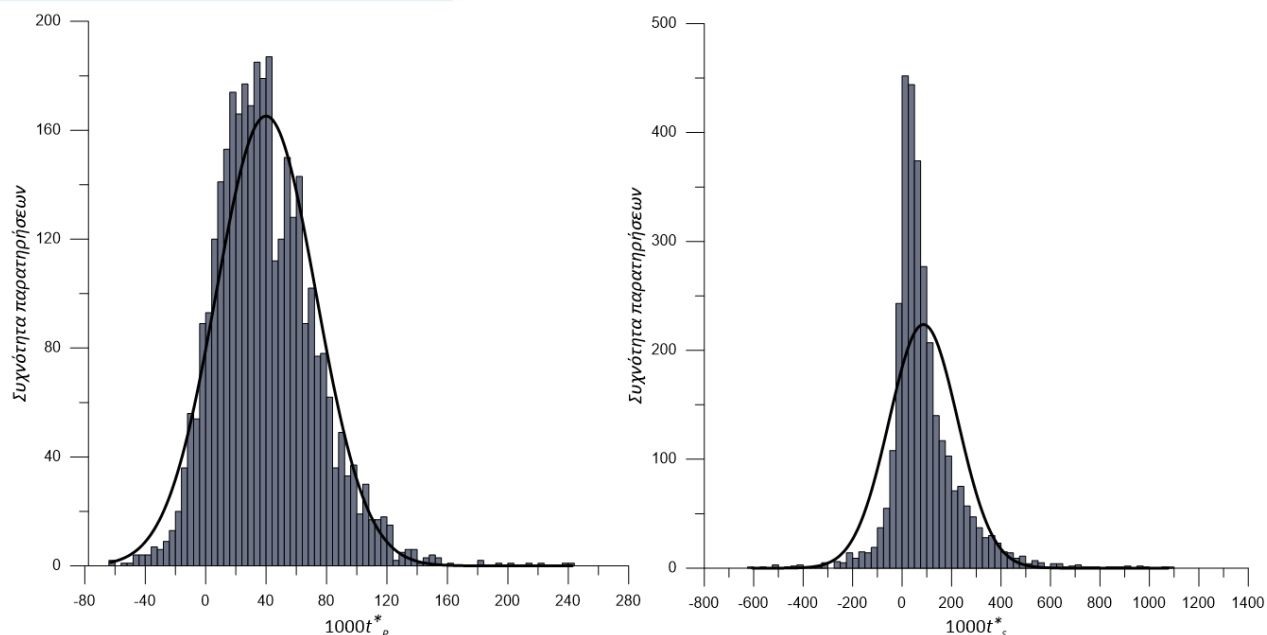


Σχήμα 3.14 Λογάριθμος της πυκνότητας των σεισμικών ακτίνων σε βάθη 0-140km για την περιοχή εφαρμογής της σεισμικής τομογραφίας απόσβεσης, όπως προέκυψαν από τον αυτόματο υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης t_s^*

$1000t_s^*$ στο δεξί τμήμα οι οποίοι υπολογίστηκαν με την αυτοματοποιημένη διαδικασία υπολογισμού και στο Σχήμα 3.16 τα αντίστοιχα ιστογράμματα που προέκυψαν από τη μη αυτόματη διαδικασία. Επιπλέον έπρεπε, σύμφωνα με τη μέθοδο επίλυσης του συστήματος, να προσδιοριστούν εκτιμήσεις ως προς το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης της περιοχής, και να οριστούν οι τιμές των τυπικών a priori διασπορών των τιμών $1000/Q_P$ καθώς και $1000/Q_S$. Από τις μελέτες της τομογραφίας απόσβεσης που έχουν γίνει για τον ελληνικό χώρο [Hashida et al., 1988; Kovachev et al., 1991; Papazachos, 1992; Hatzidimitriou et al., 1993; Μπασκούτας, 1993; Stavrakakis et al., 1997] αλλά και από άλλες περιοχές με ζώνες υποβύθισης [Stachnik et al., 2004; Chen and Clayton, 2012], οι τιμές αυτές ορίστηκαν 0.5 για τα P κύματα και στις δύο μεθόδους υπολογισμού και 1 και 0.5 για τα S κύματα για τον αυτόματο και μη, υπολογισμό, αντίστοιχα.

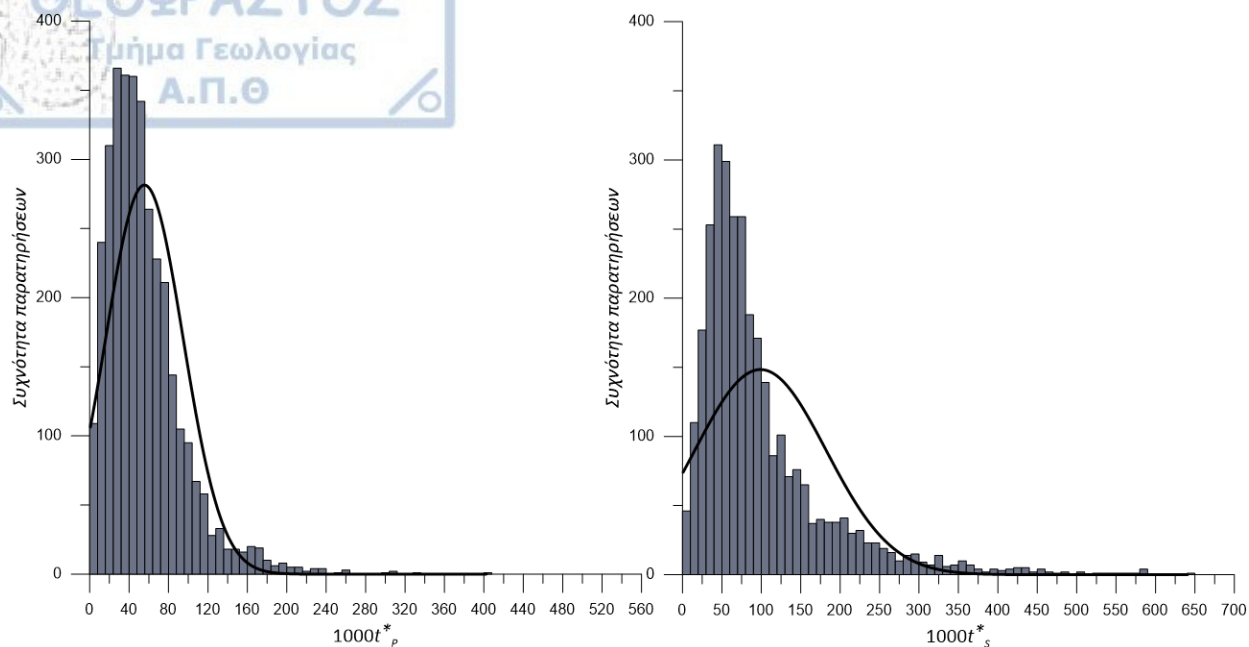
Επίσης ορίστηκε ο παράγοντας απόσβεσης της λύσης των ελαχίστων τετραγώνων ϵ . Εξαιτίας του γεγονότος ότι τα σφάλματα των χρόνων απόσβεσης δεν ακολουθούν κατανομή Gauss, ο παράγοντας απόσβεσης είναι απαραίτητο να έχει μεγάλες τιμές. Μετά από διάφορες δοκιμές, εφαρμόζοντας κάθε φορά διαφορετικό παράγοντα απόσβεσης ϵ , η καταλληλότερη τιμή ορίστηκε ίση με 20. Εκτός από τον παράγοντα απόσβεσης, ορίστηκε και ο παράγοντας εξομάλυνσης λ για τη λύση με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών πρώτης παραγώγου, ο οποίος έπειτα από δοκιμές, ορίστηκε στην τιμή 20. Η επιλογή της εξομάλυνσης είναι απαραίτητη καθώς η γεωμετρία των σεισμικών ακτινών δεν έχει ομοιόμορφη κατανομή στους κόμβους του καρτεσιανού συστήματος με αποτέλεσμα κάποια σημεία του μοντέλου να είναι υπέρ-καθορισμένα και άλλα υπό-καθορισμένα. Με τη χρήση του πίνακα εξομάλυνσης, επιτυγχάνεται έλεγχος της λύσης ώστε η ύπαρξη κάποιων ελλειπών ή μη σωστά καθορισμένων δεδομένων να μην επηρεάζουν τη συνολική λύση, οδηγώντας σε χωρικά ομαλές κατανομές.

Κάνοντας χρήση κατάλληλου κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN επιλύθηκε το γραμμικό σύστημα με την εφαρμογή της μεθόδου LSQR [Paige and Saunders, 1982]. Εφόσον το μοντέλο των σεισμικών ταχυτήτων P και S δεν αλλάζει, δεν αλλάζει και η γεωμετρία των σεισμικών ακτινών, με αποτέλεσμα το σύστημα να συγκλίνει σε μια επανάληψη (ως γραμμικό) και να μην απαιτείται επαναληπτική διαδικασία για την εκ νέου ανίχνευση των

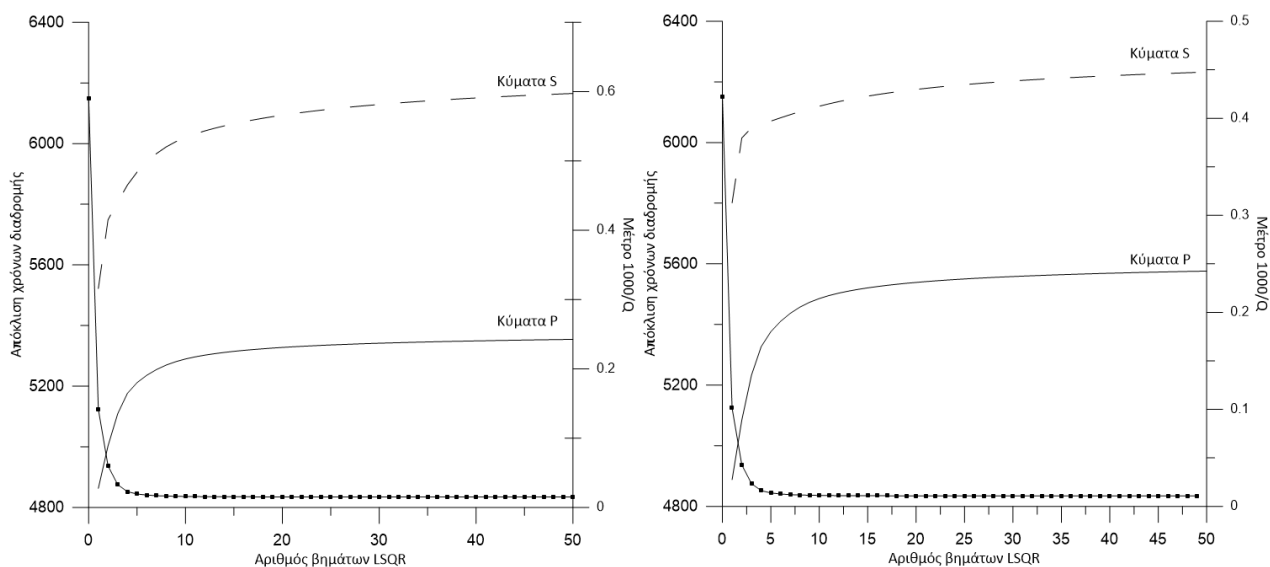


Σχήμα 3.15 Ιστογράμματα των χρόνων απόσβεσης $1000t_p^*$ (αριστερά) και $1000t_s^*$ (δεξιά) των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφία και υπολογίστηκαν με την αυτοματοποιημένη μέθοδο.

σεισμικών ακτινών όπως συμβαίνει στη σεισμική τομογραφία ταχύτητας [Papazachos and Nolet, 1997a]. Ο μέγιστος αριθμός των βημάτων της LSQR μεθόδου ορίστηκε στα 50 βήματα μέχρι να επιτευχθεί η σταθεροποίηση της σύγκλισης για τον υπολογισμό $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$. Στο **Σχήμα 3.17** παρουσιάζεται η μεταβολή της απόκλισης (*misfit*) από την επίλυση του συστήματος καθώς και οι διαφοροποιήσεις στις μεταβολές των τιμών του μέτρου $1000/Q_P$ (συνεχής γραμμή) και $1000/Q_S$ (διακεκομμένη γραμμή) με τη χρήση των υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης από την αυτόματη (αριστερά) και με επιλογή από το χρήστη (δεξιά) διαδικασία υπολογισμού.



Σχήμα 3.16 Ομοίως με το **Σχήμα 3.15** για τους χρόνους απόσβεσης που υπολογίστηκαν με την επιλογή από το χρήστη



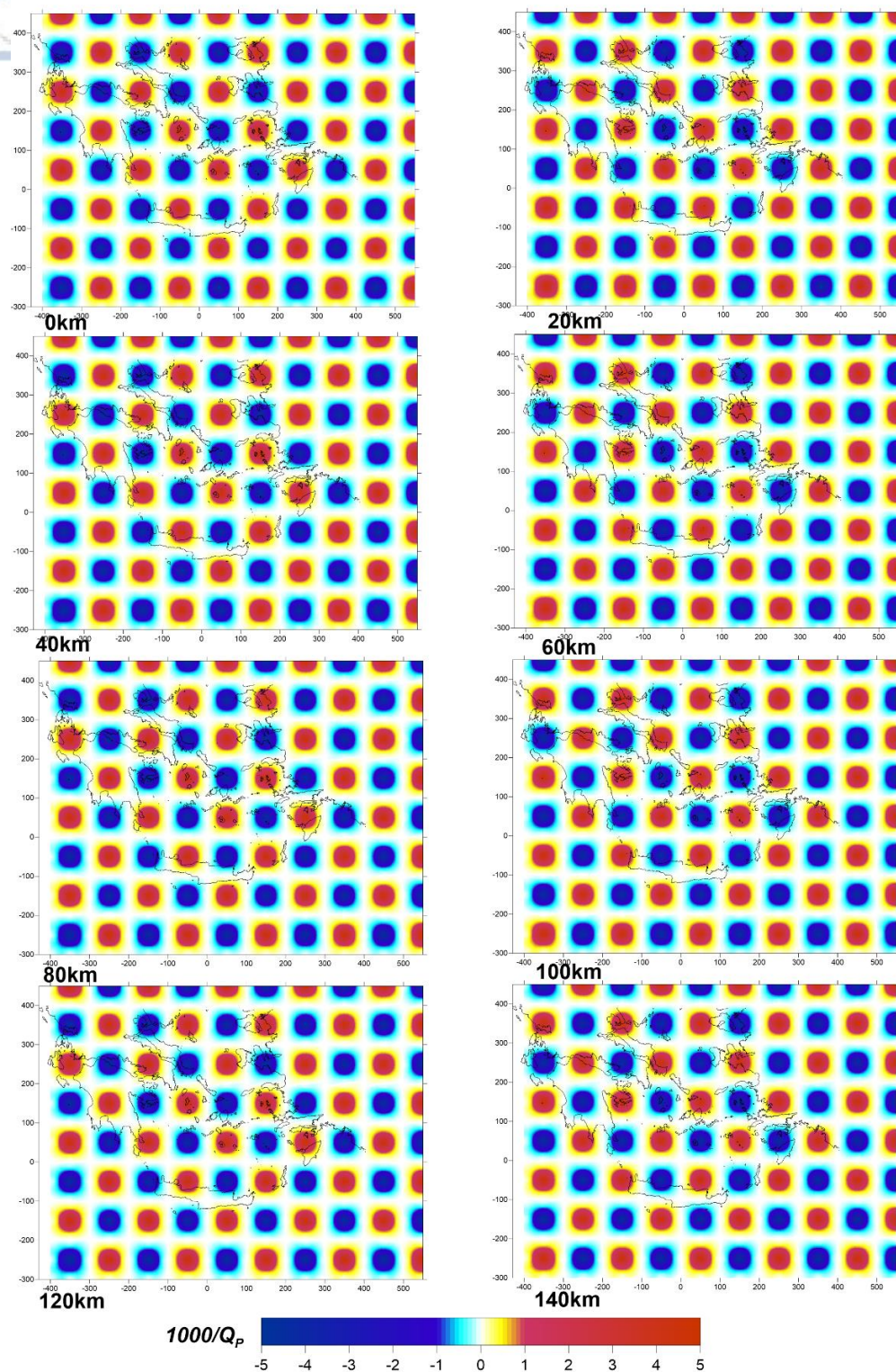
Σχήμα 3.17 Μεταβολή της απόκλισης και του μέτρου των διαφοροποιήσεων (μεταβολών) των ποσοτήτων $1000/Q$ των P (συνεχής γραμμή) και S (διακεκομμένη γραμμή) κυμάτων κατά την επίλυση του συστήματος. Στο αριστερό τμήμα φαίνονται οι αποκλίσεις και οι διαφοροποιήσεις από την εφαρμογή στους χρόνους απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο τρόπο και δεξιά με το μη αυτόματο τρόπο.

Μετά την επίλυση του συστήματος με εφαρμογή της μεθόδου LSQR [Paige and Saunders, 1982] προέκυψε το τρισδιάστατο μοντέλο απόσβεσης των P και S κυμάτων για την περιοχή του Ν. Αιγαίου. Με στόχο να εξεταστεί η αξιοπιστία του μοντέλου το οποίο προέκυψε από την τομογραφία των χρόνων απόσβεσης, πρέπει να αξιολογηθεί η διακριτική ικανότητά του με τη δημιουργία συνθετικών χρόνων απόσβεσης με τη χρήση γνωστών μοντέλων ανελαστικής απόσβεσης. Με τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται εκτίμηση της επίδρασης της παραμετροποίησης του μοντέλου, καθώς και της επίδρασης της ποιότητας των δεδομένων [Kissling et al., 2001].

Στην παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκαν δύο διαφορετικές δοκιμές διακριτικής ικανότητας (resolution tests). Αρχικά έγιναν δοκιμές τύπου «σκακιέρας» (checkerboard test) π.χ. [Salah and Zhao, 2003; Pozgay et al., 2009; Chen and Clayton, 2012; Lin, 2014; Liu et al., 2014] κ.α., καθώς και δοκιμές με τη χρήση μοντέλων που προσομοιάζουν την πιθανή δομή απόσβεσης της ζώνης υποβύθισης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Για τις δοκιμές τύπου «σκακιέρας» χρησιμοποιήθηκαν ημιτονοειδείς ανωμαλίες για διάφορα μήκη κύματος, τόσο στην κατακόρυφη, όσο και στις δύο οριζόντιες διευθύνσεις. Οι μέγιστες ανωμαλίες των τιμών $1000/Q_P$ κυμαίνονταν από -5 έως +5 και των τιμών $1000/Q_S$ από -10 έως +10. Στη διατριβή παρουσιάζεται, για πρακτικούς λόγους, η περίπτωση της ημιτονοειδούς ανωμαλίας με μήκη κύματος 200km στις δύο οριζόντιες διευθύνσεις του κανάβου και 40km στην κατακόρυφη. Στο **Σχήμα 3.18** παρουσιάζονται οι ανωμαλίες που χρησιμοποιήθηκαν για τις δοκιμές διακριτικής ικανότητας τύπου «σκακιέρας» για τα P-κύματα, ενώ στο **Σχήμα 3.19** τα αντίστοιχα σχήματα για τα S.

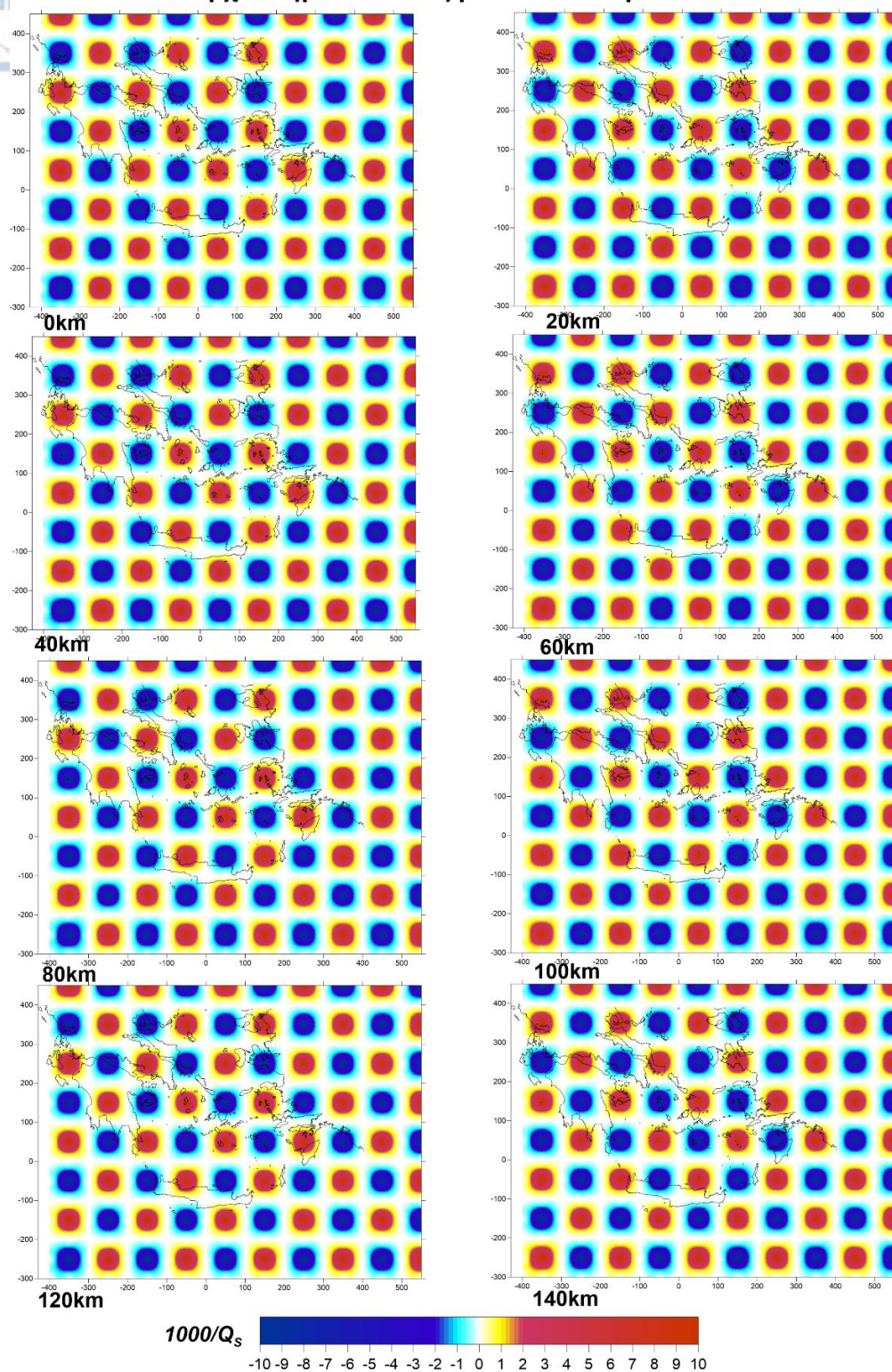
Με δεδομένο το συγκεκριμένο ημιτονοειδές μοντέλο, υπολογίστηκαν με τη χρήση κατάλληλου κώδικα γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN, συνθετικοί χρόνοι απόσβεσης. Ο αριθμός των σταθμών, των σεισμικών γεγονότων καθώς και οι σεισμικές ακτίνες των παραγόμενων συνθετικών χρόνων απόσβεσης, παρέμεινε ο ίδιος όπως και στα πραγματικά δεδομένα. Επιπλέον στους συνθετικούς αυτούς χρόνους απόσβεσης προστέθηκε «θόρυβος» της τάξης 10% τόσο για τα P όσο και για τα S κύματα. Το ποσοστό του θορύβου επιλέχθηκε μετά

Αρχικό ημιτονοειδές μοντέλο Ρ-κυμάτων



Σχήμα 3.18 Αρχική ημιτονοειδής ανωμαλία Ρ-κυμάτων για τις τιμές $1000/Q_p$ (τιμές από -5 έως +5 και μήκη κύματος 200km στις οριζόντιες διευθύνσεις και 40km στην κατακόρυφη). Παρουσιάζονται τομές της συνθετικής ανωμαλίας σε βάθη 0-140km

Αρχικό ημιτονοειδές μοντέλο S-κυμάτων



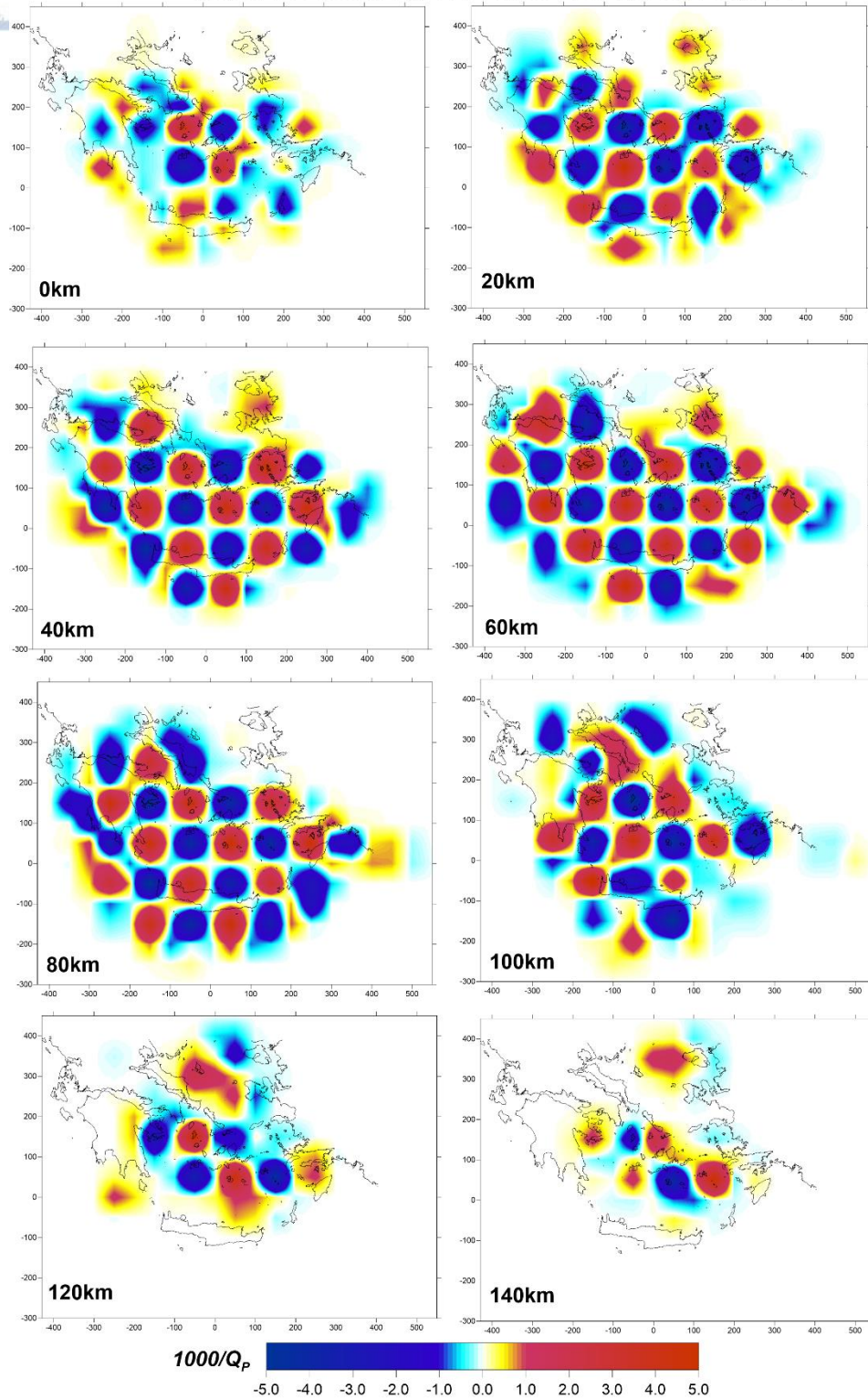
Σχήμα 3.19 Αρχική ημιτονοειδής ανωμαλία S-κυμάτων για τις τιμές $1000/Q_s$ (τιμές από -10 έως +10 και μήκη κύματος 200km στις οριζόντιες διευθύνσεις και 40km στην κατακόρυφη). Παρουσιάζονται τομές της συνθετικής ανωμαλίας σε βάθη 0-140Km

από τη μελέτη των σφαλμάτων στον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης από τις φασματικές κλίσεις (βλέπε Κεφάλαιο 2^ο, §2.3.3) όπου τα απόλυτα σφάλματα των P κυμάτων δεν ξεπερνούσαν το 1% και στις δύο μεθόδους υπολογισμού, τα σχετικά σφάλματα ήταν της τάξης του 20%, ενώ τα απόλυτα σφάλματα των S κυμάτων δεν ξεπερνούσαν το 10% στην αυτόματη και το 20% στη μη αυτόματη διαδικασία και τα σχετικά σφάλματα το 60% και 20% αντίστοιχα. Έτσι επιλέχθηκε τιμή για το θόρυβο της τάξης του 10% η οποία ξεπερνάει κατά πολύ τα απόλυτα σφάλματα και για τους δύο τύπους κυμάτων που υπολογίστηκαν και με τις δύο προσεγγίσεις. Στη συνέχεια έγινε η τομογραφική αντιστροφή των χρόνων αυτών, σύμφωνα με τη μεθοδολογία που περιγράφηκε παραπάνω, καθώς και με τις ίδιες παραμέτρους οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στα πραγματικά δεδομένα, και προσδιορίστηκε το συνθετικό μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$. Στο **Σχήμα 3.20** φαίνονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για τα P κύματα σε οριζόντιες τομές (0-140km) ενώ στο **Σχήμα 3.21** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τα S κύματα. Από τα δύο αυτά σχήματα παρατηρείται ότι το ποσοστό ανάκτησης της πληροφορίας εισόδου είναι πολύ υψηλό στα βάθη από 20km περίπου έως περίπου τα 100km, παρά την εισαγωγή «θορύβου» στα συνθετικά δεδομένα. Στο επιφανειακότερο στρώμα το ποσοστό ανάκτησης του μοντέλου εισόδου είναι μειωμένο, καθώς πρόκειται για ένα σύνολο δεδομένων σεισμών ενδιαμέσου βάθους. Επίσης, σε βάθη μεγαλύτερα των 100km, η διακριτική ικανότητα του μοντέλου περιορίζεται μόνο στις περιοχές που υπάρχει επαρκής κάλυψη σεισμικών ακτινών, οι οποίες αποτελούν και τις περιοχές γένεσης των σεισμών με τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη. Θα πρέπει να επισημανθεί ότι τα αποτελέσματα δείχνουν επίσης ότι : α) δεν έχουμε έντονα φαινόμενα εξομάλυνσης-σύζευξης των ανωμαλιών εισόδου (smearing) στα βάθη των 40-120km, ενώ εμφανίζονται κάποια στα μικρότερα βάθη (0-20km), και, β) δεν έχουμε μετακίνηση των ανωμαλιών εισόδου με εξαίρεση το βάθος των 0km.

Επίσης, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές της διακριτικής ικανότητας του μοντέλου, με τη χρήση ενός μοντέλου που προσομοιάζει την πιθανή δομή της ζώνης υποβύθισης για την περιοχή του Ν. Αιγαίου. Για το σκοπό αυτό κατασκευάστηκε ένα συνθετικό μοντέλο κατάδυσης με θετικές τιμές $1000/Q_P$ κατά μήκος του ηφαιστειακού τόξου και αρνητικές τιμές στην οπισθότοξη περιοχή, από -5 έως +5, όπως φαίνεται στο **Σχήμα 3.22**. Δημιουργήθηκαν διαφορετικά μοντέλα για τα βάθη 40, 60 80 και 100km ενώ τα δύο επιφανειακότερα (0 και

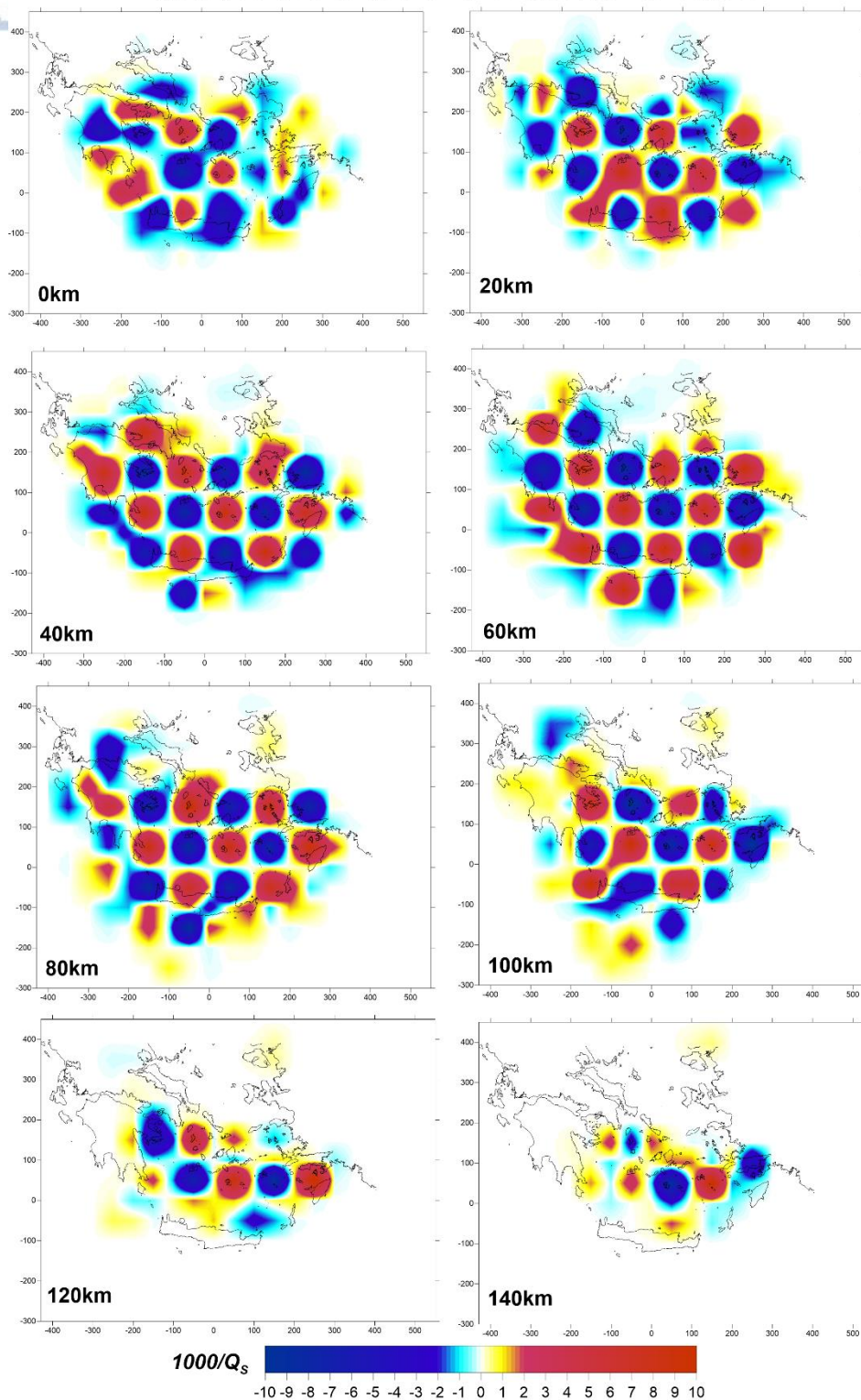
Μοντέλο απόσβεσης P-κυμάτων ($1000/Q_p$)

χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



Σχήμα 3.20 Μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_p$ που προέκυψε από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για το μοντέλο «σκακιέρας» (checkerboard test) με προσθήκη θορύβου 10% για τα βάθη 0-140km.

Μοντέλο απόσβεσης S-κυμάτων ($1000/Q_s$)
χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



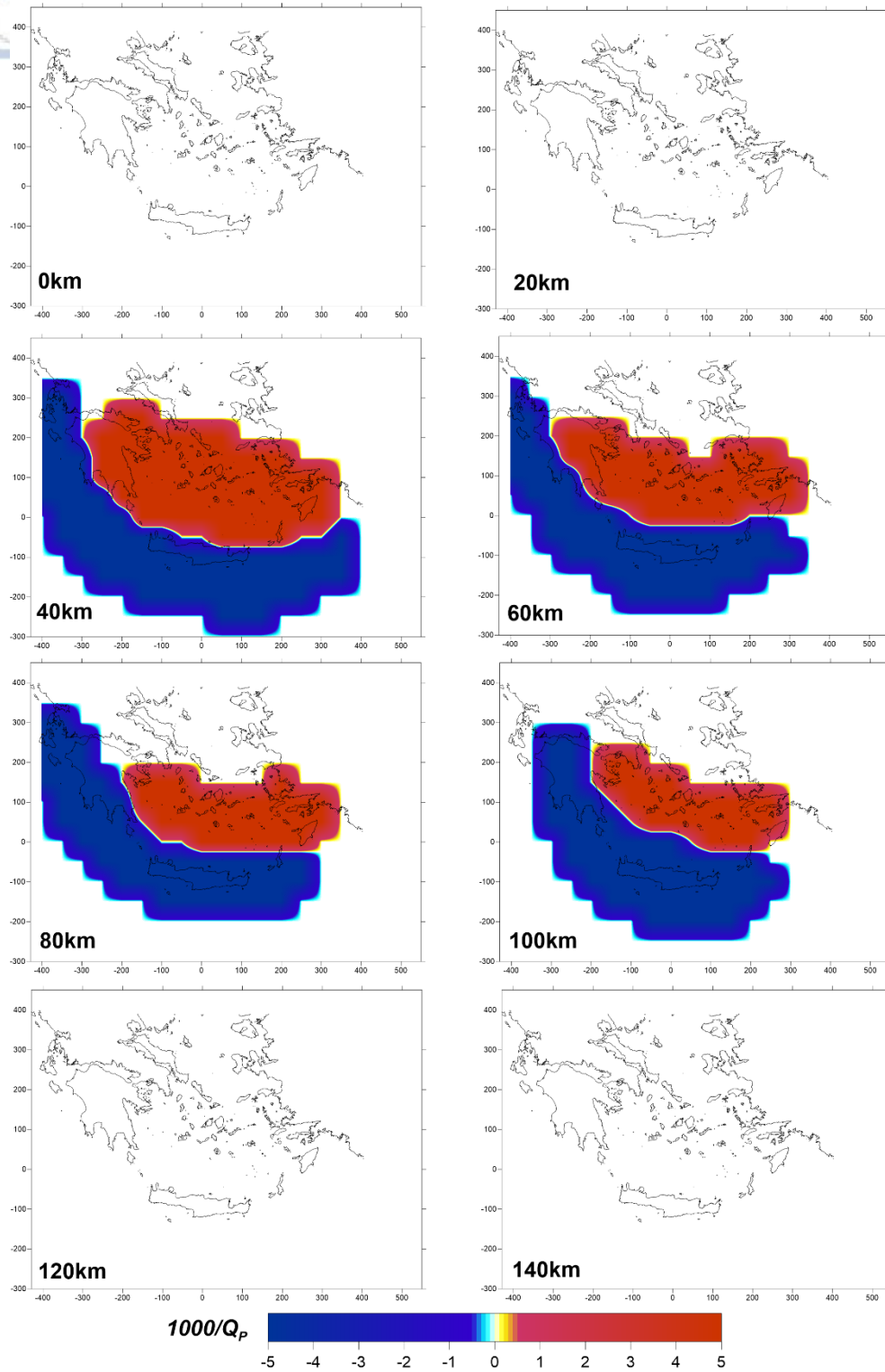
Σχήμα 3.21 Μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_s$ που προέκυψε από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για το μοντέλο «σκακιέρας» (checkerboard test) με προσθήκη θορύβου 10% για τα βάθη 0-140km.

20km) στρώματα, καθώς και τα δύο βαθύτερα (120 και 140km) παρέμειναν κενά. Στόχος ήταν η εκτίμηση σε τρεις διαστάσεις της χωρικής μεταβολής της διακριτικής ικανότητας της τομογραφικής μεθόδου που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή με την εφαρμογή της σε ένα μοντέλο το οποίο προσομοιάζει την πιθανή δομή απόσβεσης που εμφανίζεται σε ζώνες υποβύθισης. Κατ' αντιστοιχία δημιουργήθηκαν μοντέλα απόσβεσης και για τα S κύματα, με τιμές $1000/Q_S$ από +10 στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου και -10 στην περιοχή μπροστά από το τόξο (*Σχήμα 3.23*). Η απουσία δομής στα 120 και 140km έγινε για να προσδιοριστεί η «διαρροή» (smearing) του μοντέλου σε μεγαλύτερα βάθη, δηλαδή αν η εικόνα μιας καταδυόμενης ανωμαλίας ανελαστικής απόσβεσης από την αντιστροφή μπορεί να είναι αποτέλεσμα μόνο της γεωμετρίας των σεισμών-σεισμικών ακτινών. Για τον ίδιο λόγο δεν εισήχθηκε πληροφορία απόσβεσης και στα βάθη 0-20km.

Στη συνέχεια, ακολουθώντας τη διαδικασία που εφαρμόστηκε και στις δοκιμές διακριτικής ικανότητας τύπου «σκακιέρας», υπολογίστηκαν συνθετικοί χρόνοι απόσβεσης για το σύνολο των σεισμών και των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στα πραγματικά δεδομένα, οι οποίοι αντιστοιχούσαν στο συγκεκριμένο συνθετικό μοντέλο. Στους συνθετικούς αυτούς χρόνους απόσβεσης έγινε προσθήκη τυχαίου “θορύβου” 10% τόσο για τα P όσο και για τα S κύματα, όπως και στις προηγούμενες δοκιμές. Στη συνέχεια έγινε η αντιστροφή αυτών των συνθετικών χρόνων εφαρμόζοντας τις ίδιες παραμέτρους για την επίλυση του συστήματος και υπολογίστηκε το νέο μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής των συνθετικών αυτών χρόνων παρουσιάζονται στο *Σχήμα 3.24* για τα P κύματα, και στο *Σχήμα 3.25* για τα S κύματα. Και τα δύο σχήματα απεικονίζουν κατανομές της απόσβεσης ($1000/Q_P$ και $1000/Q_S$) που αντιστοιχούν σε οριζόντιες τομές στα βάθη από 0-140km.

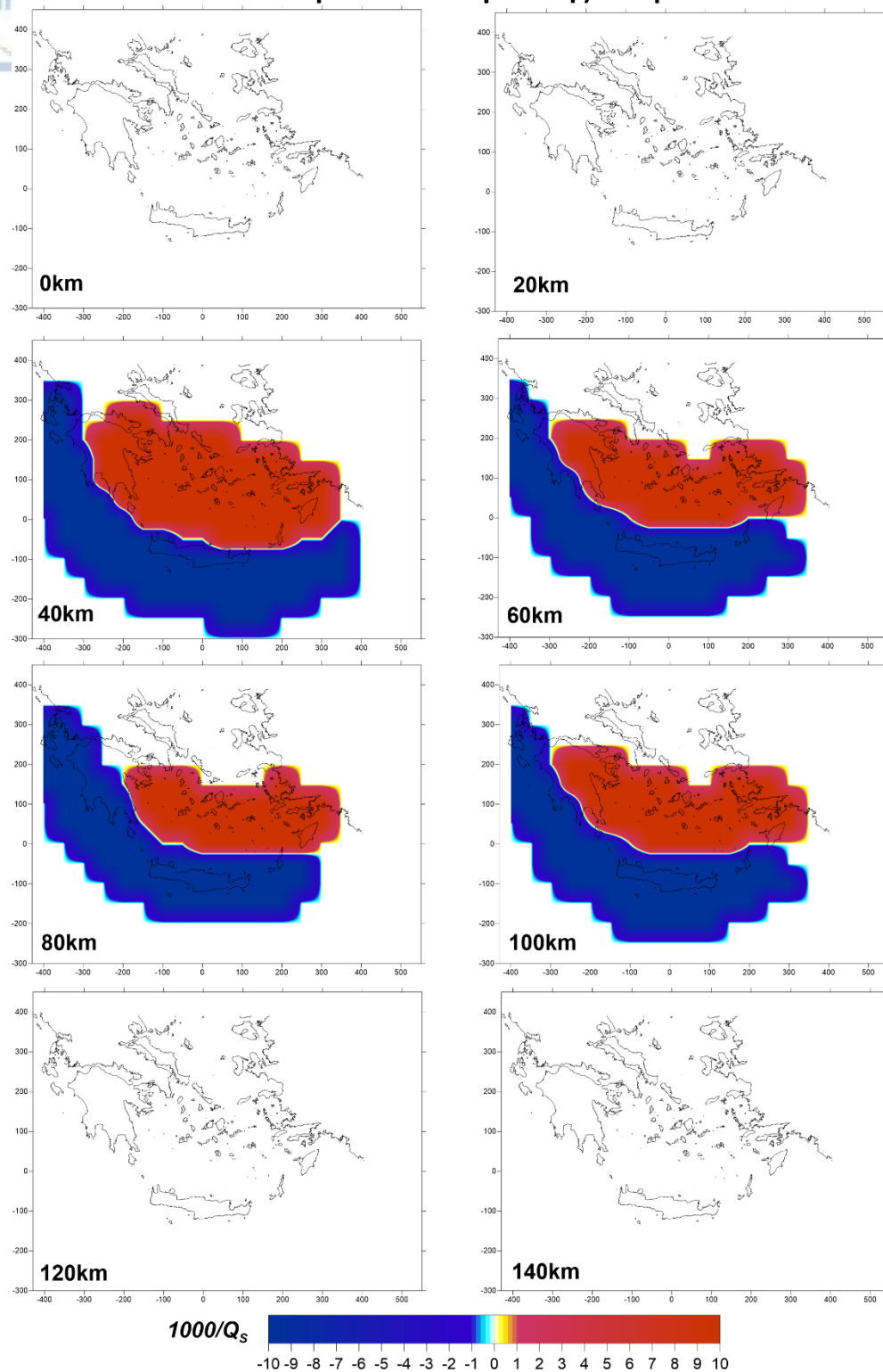
Γενικά, παρατηρείται ότι το αρχικό συνθετικό μοντέλο έχει πολύ καλό ποσοστό ανάκτησης, τόσο για τα P, όσο και για τα S κύματα, παρά τη χρήση του θορύβου και των παραγόντων απόσβεσης και εξομάλυνσης στη διαδικασία της αντιστροφής. Παρ' όλα αυτά, δεν ήταν δυνατή η ανάκτηση του μοντέλου σε όλη την περιοχή, αλλά μόνο στις περιοχές εκείνες που υπήρχε επαρκής κάλυψη των σεισμικών ακτινών (*Σχήμα 3.11*, *Σχήμα 3.12*, *Σχήμα 3.13* και *Σχήμα 3.14*). Για παράδειγμα, στην οριζόντια τομή των 100km, η περιοχή με τις αρνητικές τιμές του

Συνθετικό μοντέλο υποβύθισης Ρ-κυμάτων



Σχήμα 3.22 Συνθετικό μοντέλο απόσβεσης ($1000/Q_p$) που προσομοιάζει τη ζώνη υποβύθισης με αρνητικές τιμές (-5) στην περιοχή μπροστά από το τόξο και θετικές τιμές (+5) στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου σε βάθη 40, 60, 80 και 100km

Συνθετικό μοντέλο υποβύθισης S-κυμάτων



Σχήμα 3.23 Συνθετικό μοντέλο χρόνων ($1000/Q_s$) που προσομοιάζει τη ζώνη υποβύθισης με αρνητικές τιμές (-10) στην περιοχή μπροστά από το τόξο και θετικές τιμές (+10) στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου σε βάθη 40, 60, 80 και 100km

αρχικού μοντέλου για τα P κύματα δεν μπορούσε να ανακτηθεί πλήρως λόγω της μειωμένης κάλυψης σεισμικών ακτινών στο εξωτερικό Ελληνικό τόξο. Για τα S κύματα όμως (**Σχήμα 3.25**), όπου η κάλυψη των σεισμικών ακτινών σε αυτή την κατηγορία εστιακών βαθών ήταν ελαφρώς πιο βελτιωμένη, παρατηρείται καλύτερη ανάκτηση του αρχικού μοντέλου.

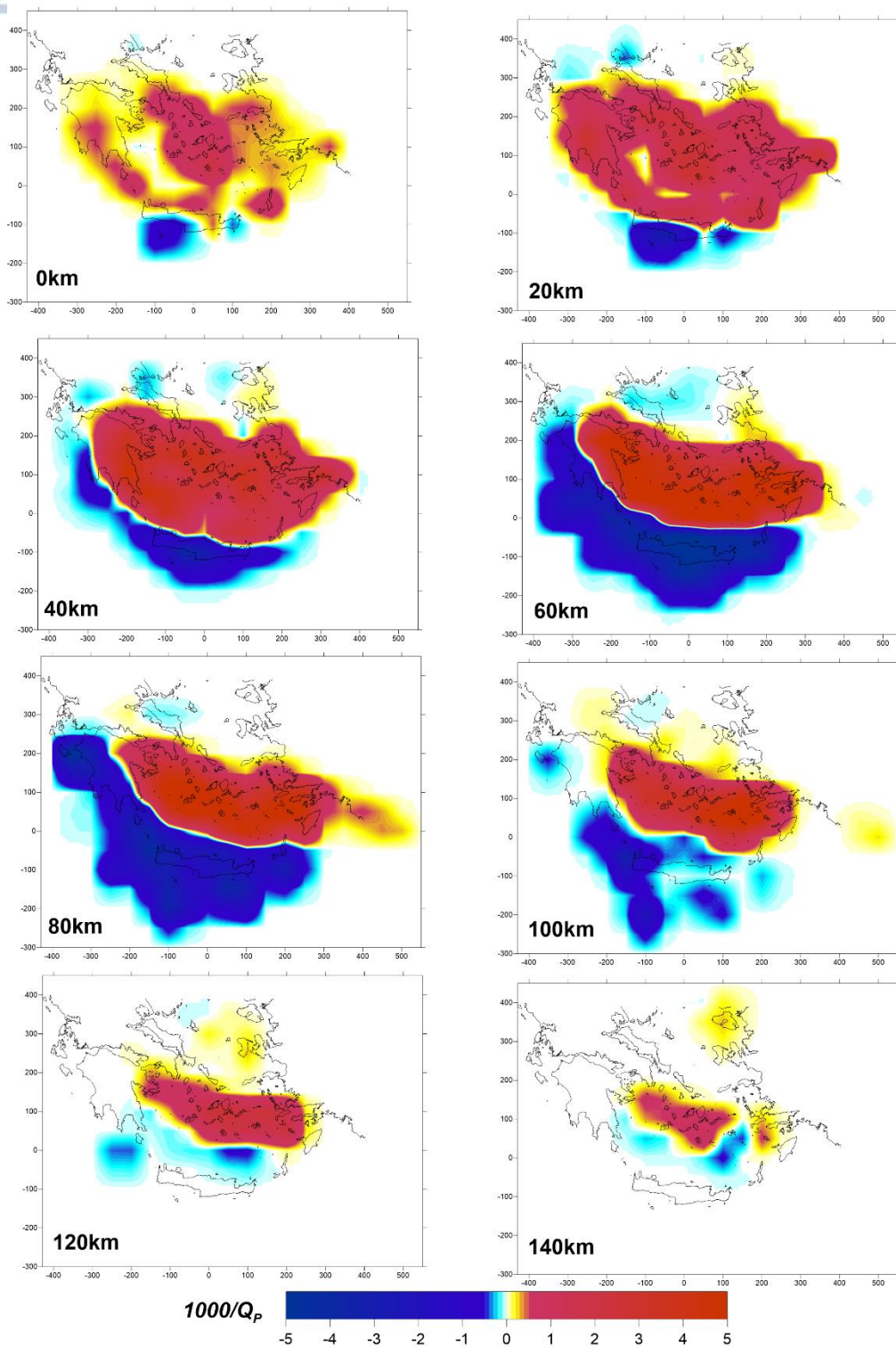
Ένα σημαντικό συμπέρασμα το οποίο εξάγεται από τα σχήματα αυτά είναι η πλασματική παρουσία κάποιου ψεύδο-μοντέλου απόσβεσης στα επιφανειακότερα στρώματα (0-20km), καθώς και στα βαθύτερα στρώματα (120-140km), παρά το γεγονός ότι δεν υπήρχε αρχικό μοντέλο για τα βάθη αυτά. Το φαινόμενο είναι πιο έντονο για τα επιφανειακά στρώματα και κυρίως για το βάθος των 20km. Σε μεγάλα βάθη, η δομή των P κυμάτων εμφανίζει χαρακτηριστικά ψεύδο-δομής (*artifacts*) που προσομοιάζουν ζώνη υποβύθισης ενώ τα S κύματα εμφανίζουν σχεδόν τυχαία δομή. Από τις ιδιότητες αυτές είναι προφανές ότι η δομή απόσβεσης η οποία εμφανίζεται στα επιφανειακά, κυρίως, στρώματα (0-20km) είναι περιορισμένης διακριτικής ικανότητας και επηρεάζεται έντονα από τη δομή σε μεγαλύτερα βάθη (40-100km).

Για την περαιτέρω μελέτη της αξιοπιστίας των τελικών τομογραφικών εικόνων, αλλά και για την καλύτερη μελέτη της χωρικής μεταβολής της διακριτικής ικανότητας, παρουσιάζονται τρεις κατακόρυφες τομές στα μοντέλα που προέκυψαν από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για τις ανωμαλίες που προσομοιάζουν τη δομή απόσβεσης σε ζώνες υποβύθισης (**Σχήμα 3.26**). Στο **Σχήμα 3.27** φαίνεται η δομή κατά μήκος των τομών αυτών του αρχικού συνθετικού μοντέλου που προσομοιάζει δομή κατάδυσης και το οποίο δημιουργήθηκε για τα P κύματα (επάνω) και του μοντέλου που προέκυψε από την τομογραφία (κάτω) με την παρουσία 10% θορύβου στους συνθετικούς χρόνους απόσβεσης. Στο επάνω τμήμα του **Σχήματος 3.28** παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή του αρχικού συνθετικού μοντέλου των S κυμάτων ενώ στο κάτω τμήμα το μοντέλο που προσδιορίστηκε από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης των S κυμάτων.

Από τις τομές των δύο αυτών σχημάτων (**Σχήμα 3.27** και **Σχήμα 3.28**) είναι εμφανής η καλή διακριτική ικανότητα του μοντέλου, καθώς υπάρχει πολύ καλή ανάκτηση του αρχικού μοντέλου, τόσο για τα P, όσο και για τα S κύματα, στα βάθη από 40 έως 100km περίπου. Σε λίγο μεγαλύτερα βάθη (<120km) παρατηρείται μια ψεύδο-ανωμαλία η οποία δεν υπάρχει στο αρχι-

Μοντέλο απόσβεσης P-κυμάτων ($1000/Q_p$)

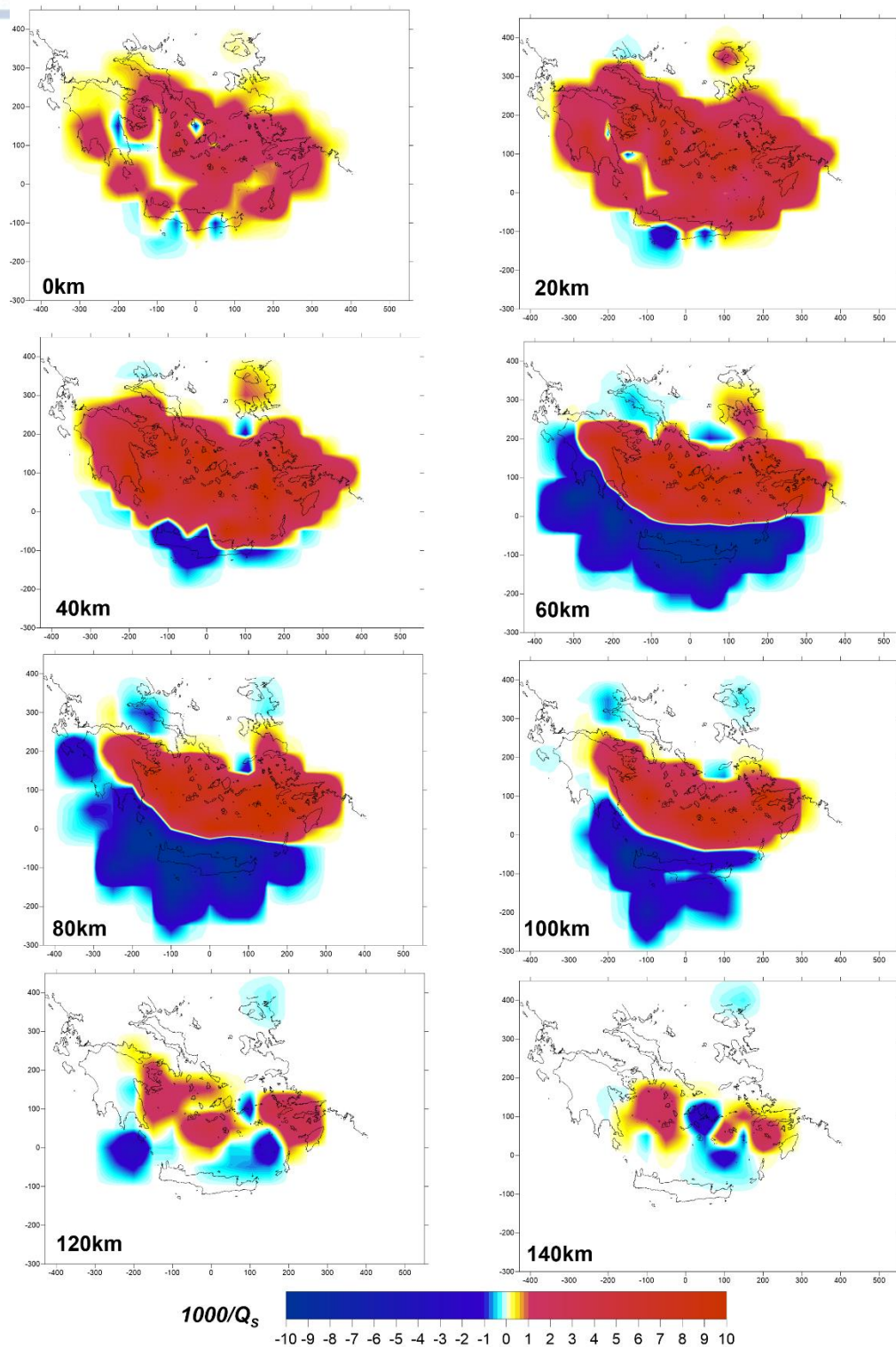
χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



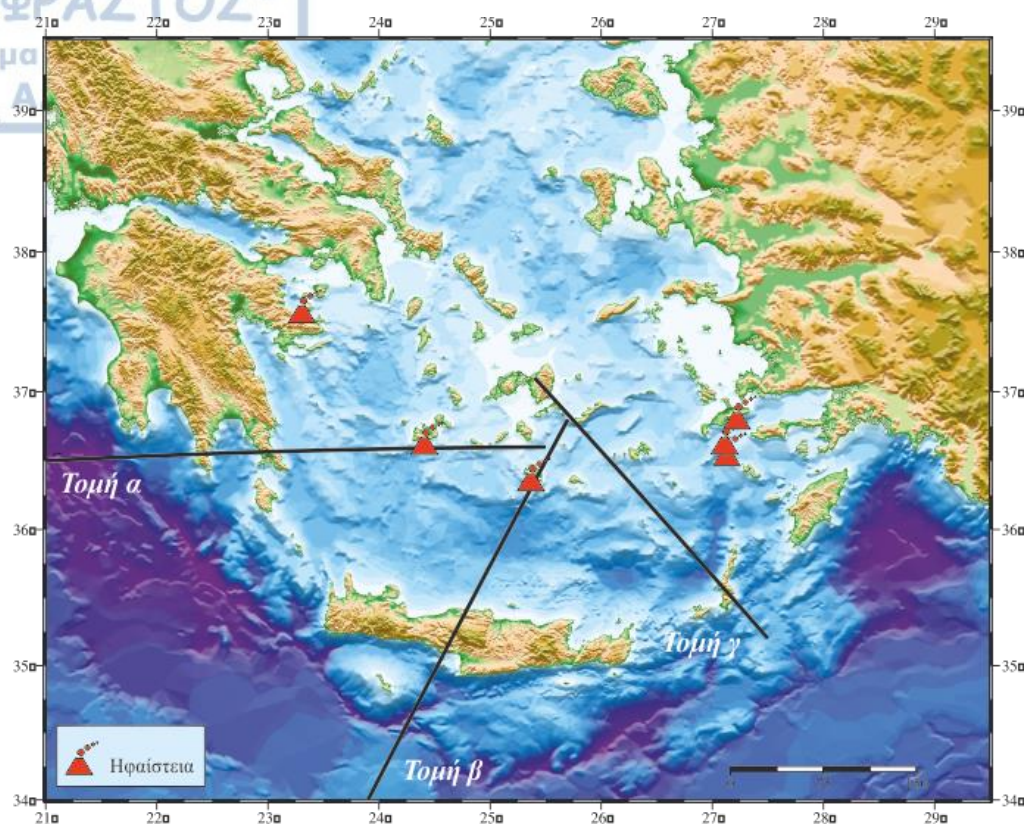
Σχήμα 3.24 Μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_p$ που προέκυψε από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για το συνθετικό μοντέλο δομής κατάδυσης με προσθήκη θορύβου 10% σε οριζόντιες τομές στα βάθη 0-140km

Μοντέλο απόσβεσης S-κυμάτων ($1000/Q_s$)

χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



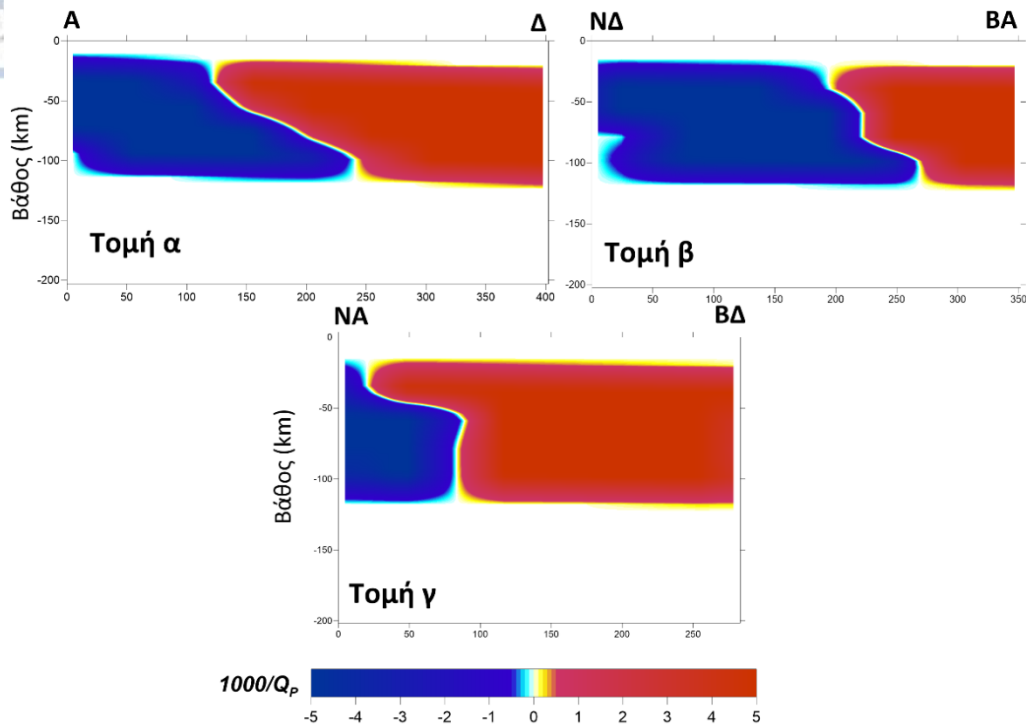
Σχήμα 3.25 Μοντέλο απόσβεσης $1000/Q_s$ που προέκυψε από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης για το συνθετικό μοντέλο δομής κατάδυσης με προσθήκη θορύβου 10% σε οριζόντιες τομές στα βάθη 0-140km



Σχήμα 3.26 Οι γραμμές κατά μήκος των οποίων πραγματοποιήθηκαν οι κάθετες τομές για τις δοκιμές διακριτικής ικανότητας του μοντέλου που προσομοιάζει δομή κατάδυσης.

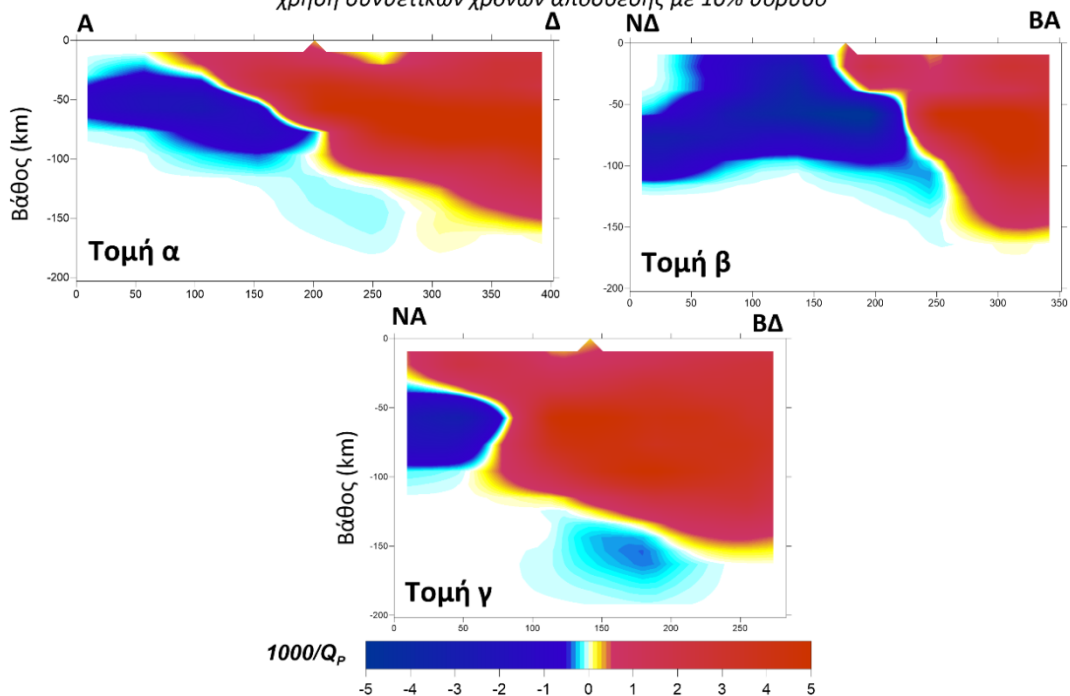
κό μοντέλο. Η πλασματική αυτή παραμόρφωση «ενώνει» τις περιοχές με θετική ή αρνητική ανωμαλία μεταξύ τους με το να τις «απλώνει» σε βάθος (*smearing*), φαινόμενο που οφείλεται στην κατανομή των σεισμικών ακτίνων του υπό μελέτη χώρου αλλά και στους περιορισμούς (*constraints*) της διαδικασίας της αντιστροφής. Η διαδικασία αυτής της παραμόρφωσης δίνει πιο «ομαλά» αποτελέσματα για τα P-κύματα, όπου η δομή εμφανίζει εικονική «συνάφεια» για βάθη $\geq 120\text{km}$ με την πιο επιφανειακή, ενώ η δομή για τα S κύματα εμφανίζει τυχαίες ψεύδο-ανωμαλίες.

Συνθετικό μοντέλο υποβύθισης Ρ-κυμάτων



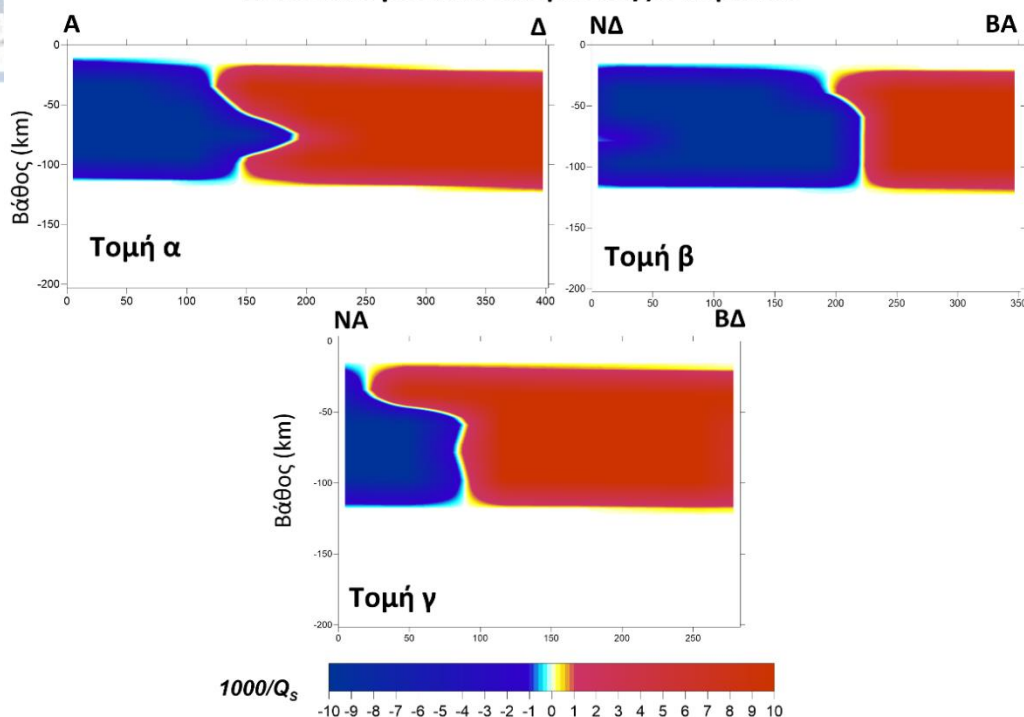
Τελικό μοντέλο απόσβεσης Ρ-κυμάτων ($1000/Q_p$)

χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



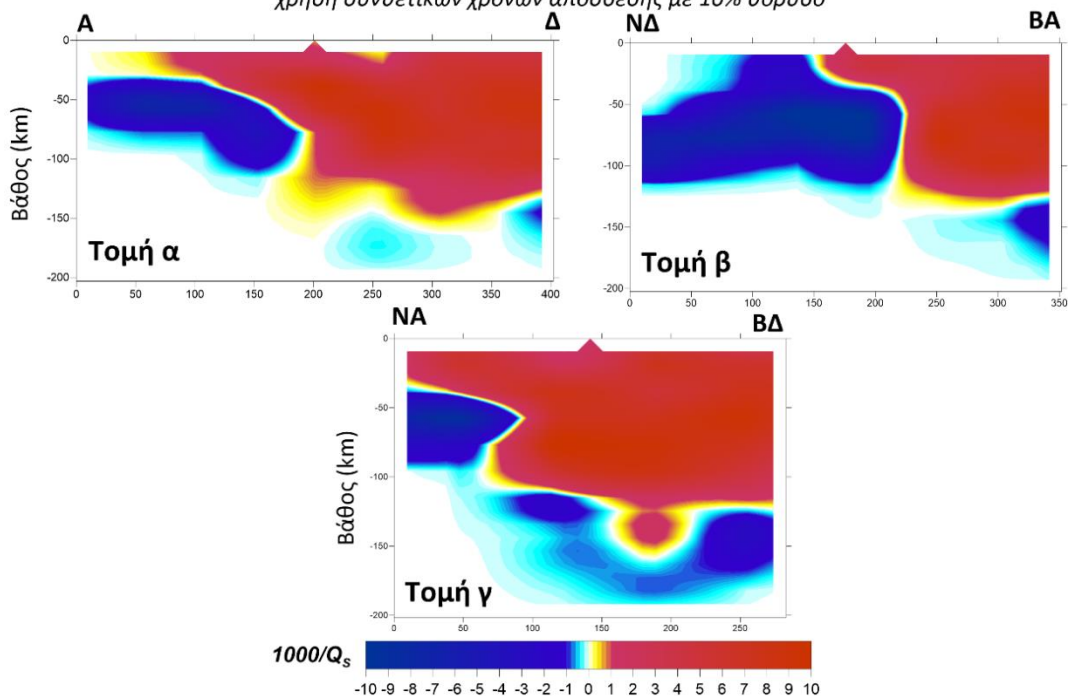
Σχήμα 3.27 Μεταβολή της ποσότητας $1000/Q_p$ στις τομές του Σχήματος 3.26 της αρχικής συνθετικής ανωμαλίας για το μοντέλο που προσομοιώνει δομή απόσβεσης (πάνω) και των ανωμαλιών που προσδιορίστηκαν από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν για το συνθετικό αυτό μοντέλο (κάτω) για τα Ρ κύματα με την εισαγωγή 10% θορύβου

Συνθετικό μοντέλο υποβύθισης S-κυμάτων



Τελικό μοντέλο απόσβεσης S-κυμάτων ($1000/Q_s$)

χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης με 10% θόρυβο



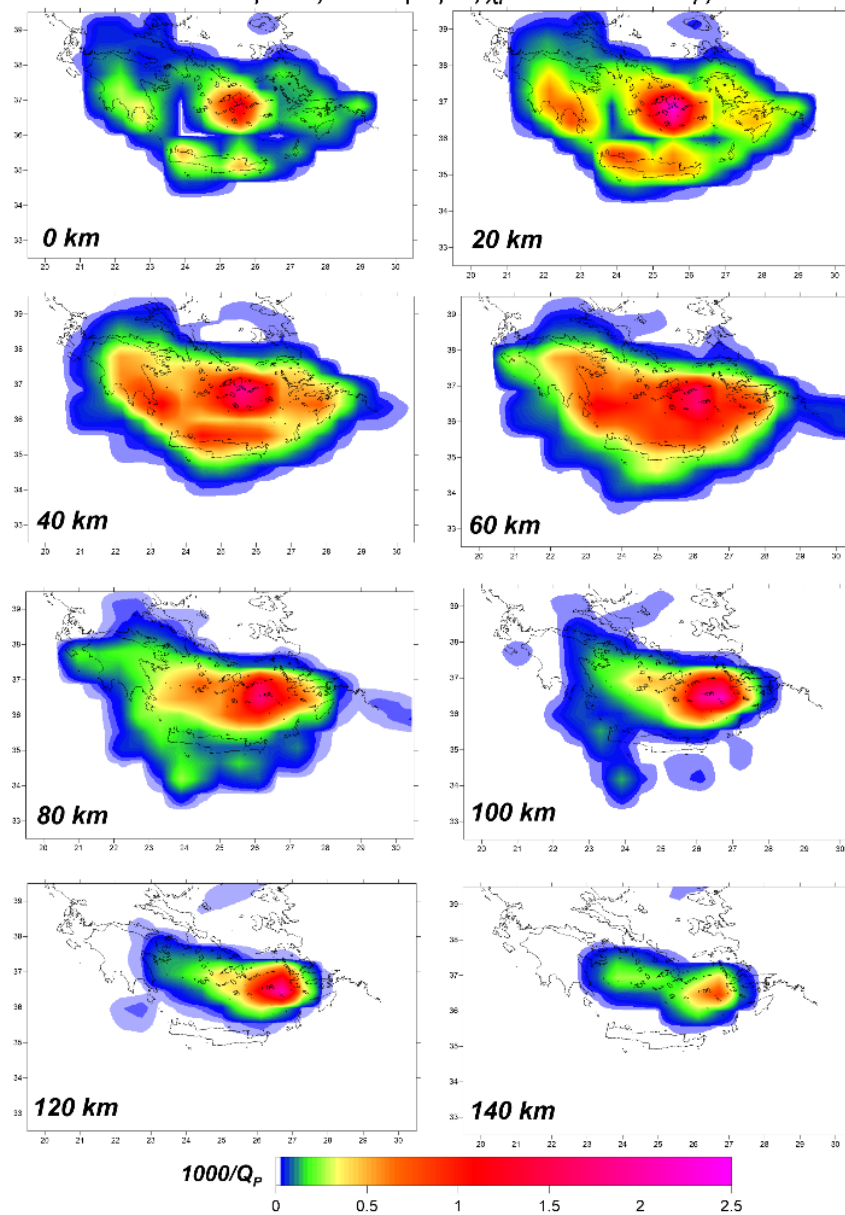
Σχήμα 3.28 Μεταβολή της ποσότητας $1000/Q_s$ στις τομές του Σχήματος 3.26 της αρχικής συνθετικής ανωμαλίας για το μοντέλο που προσομοιώνει δομή απόσβεσης (πάνω) και των ανωμαλιών που προσδιορίστηκαν από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν για το συνθετικό αυτό μοντέλο (κάτω) για τα S κύματα με την εισαγωγή 10% θορύβου

Από τις δοκιμές της διακριτικής ικανότητας, φάνηκε ότι η μεθοδολογία της αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης με τη χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης, παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα για μεγάλο τμήμα του χώρου μελέτης. Από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης με εφαρμογή της μεθόδου LSQR [Paige and Saunders, 1982], προέκυψε το νέο τρισδιάστατο μοντέλο απόσβεσης των P και S κυμάτων για την περιοχή του Ν. Αιγαίου. Τα **Σχήματα 3.29** και **3.30** παρουσιάζουν τα τρισδιάστατα μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$, αντίστοιχα, σε μορφή οριζόντιων τομών για τα βάθη 0-140km. Αριστερά παρουσιάζεται το μοντέλο το οποίο προέκυψε χρησιμοποιώντας τους χρόνους απόσβεσης που καθορίστηκαν με την αυτόματη διαδικασία υπολογισμού της κλίσης του φάσματος επιτάχυνσης. Στο δεξί τμήμα και των δύο αυτών σχημάτων απεικονίζεται το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης το οποίο προσδιορίστηκε με τη χρήση των χρόνων απόσβεσης που καθορίστηκαν με την επιλογή από το χρήστη του φάσματος επιτάχυνσης στο οποίο υπολογιζόταν η κλίση.

Από τα Σχήματα αυτά γίνεται άμεσα αντιληπτό ότι η εντονότερη απόσβεση, με τιμές $Q_P \sim 300$ και $Q_S \sim 200$, επικρατεί στα βάθη 40-80km καλύπτοντας σχεδόν όλη την περιοχή πίσω από το τόξο του Ν. Αιγαίου, όπου λαμβάνει χώρα η υποβύθιση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου. Στα επιφανειακότερα στρώματα (0-20km) η αξιοπιστία του μοντέλου δεν είναι ικανοποιητική, όπως φάνηκε και από τις δοκιμές διακριτικής ικανότητας, και εμφανίζονται «κενά» στις τομογραφικές εικόνες. Όπως προαναφέρθηκε αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι δεν υπάρχει επαρκής κάλυψη σεισμικών ακτινών για τις συγκεκριμένες κατηγορίες εστιακών βαθών, αφού απουσιάζουν από το σύνολο των δεδομένων οι επιφανειακοί σεισμοί. Το φαινόμενο αυτό παρατηρείται τόσο στα αποτελέσματα τα οποία προέκυψαν με τον αυτόματο, όσο και με το μη αυτόματο τρόπο προσδιορισμού των χρόνων απόσβεσης. Οι μικρές τιμές Q_P και Q_S , οι οποίες δηλώνουν την έντονη ανελαστική απόσβεση, περιορίζονται στο ανατολικότερο τμήμα του ηφαιστειακού τόξου καθώς αυξάνεται το βάθος (>100km). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι για τα βάθη αυτά η κάλυψη των σεισμικών ακτινών περιορίζεται στη συγκεκριμένη περιοχή, αφού οι εστίες των σεισμών με τα μεγαλύτερα εστιακά

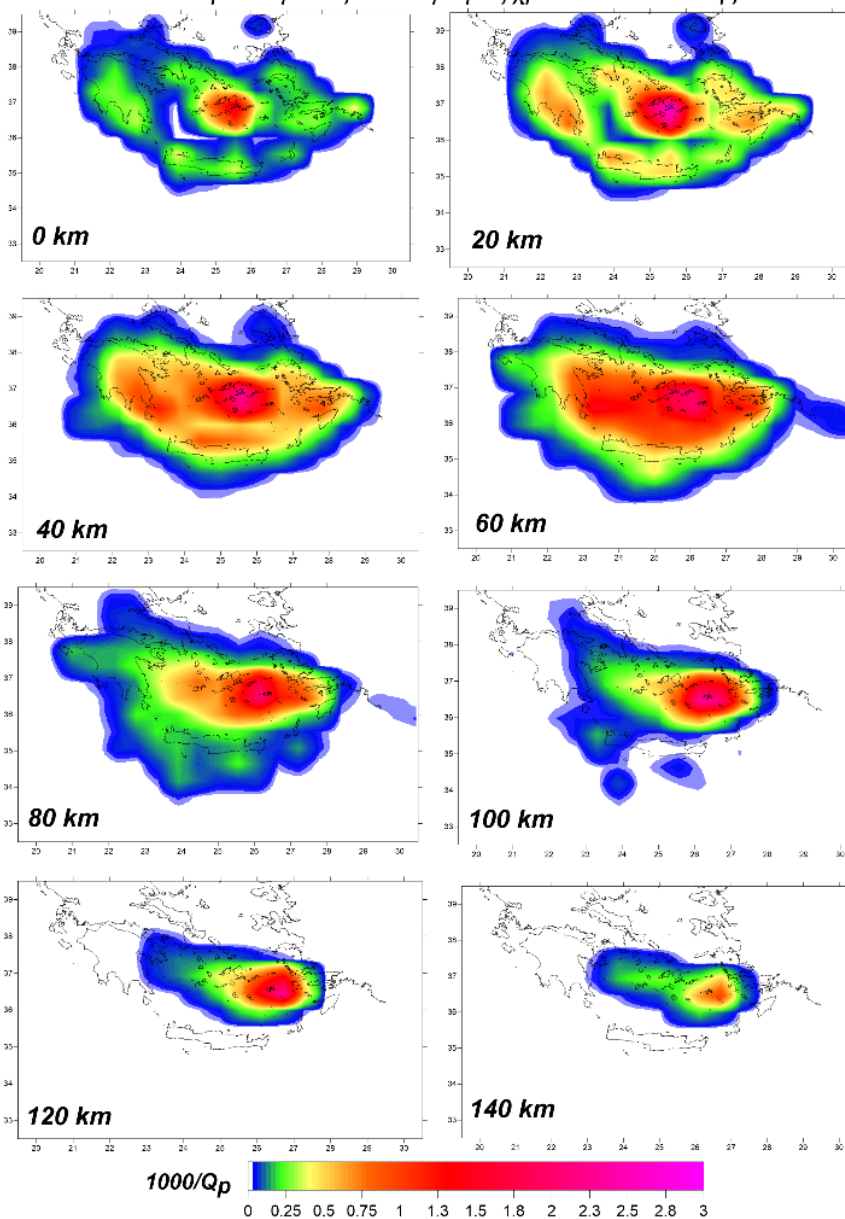
Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης P-κυμάτων ($1000/Q_p$)

Αυτόματος υπολογισμός χρόνων απόσβεσης



Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης P-κυμάτων ($1000/Q_p$)

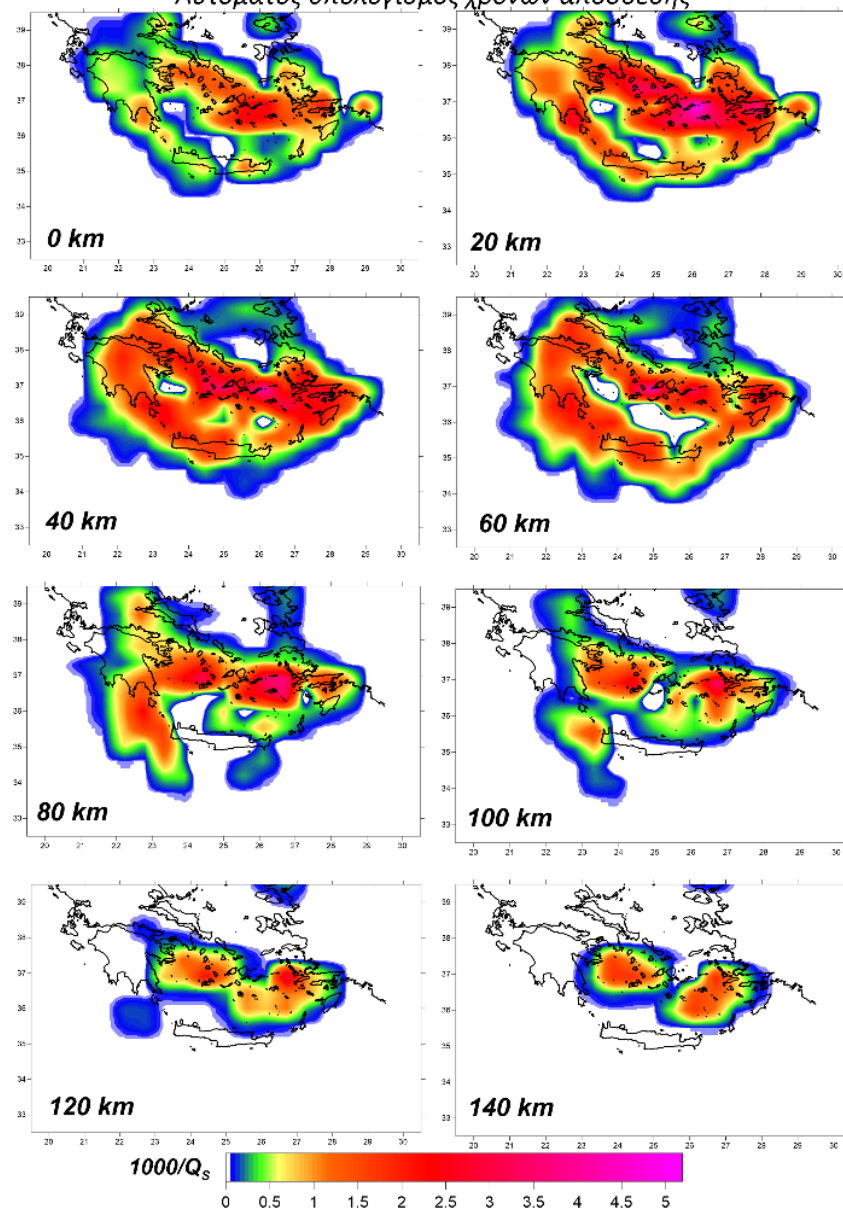
Μη αυτόματος υπολογισμός χρόνων απόσβεσης



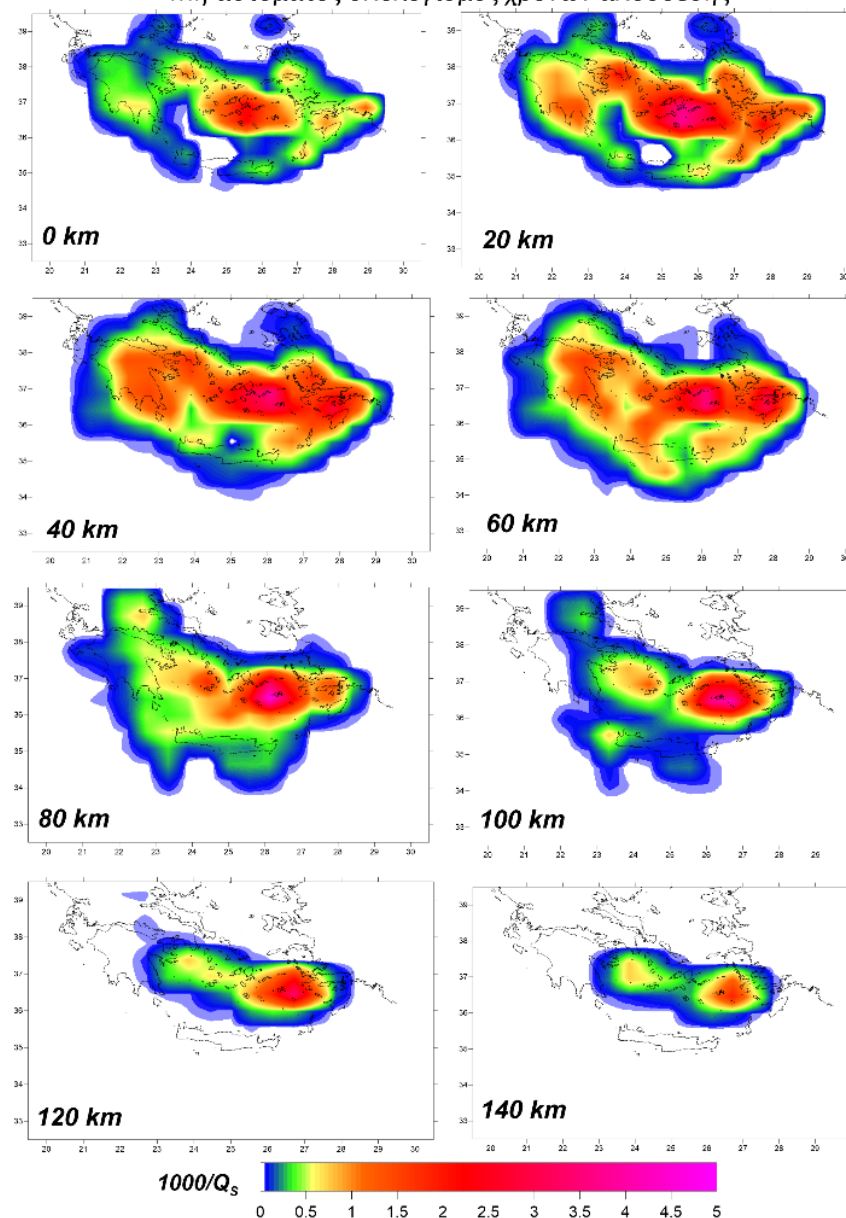
Σχήμα 3.29 Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης $1000/Q_p$ που προσδιορίστηκε με την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο (αριστερά) και μη αυτόματο (δεξιά) τρόπο υπολογισμού για τα βάθη 0-140km

Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης S-κυμάτων ($1000/Q_S$)

Αυτόματος υπολογισμός χρόνων απόσβεσης

Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης S-κυμάτων ($1000/Q_S$)

Μη αυτόματος υπολογισμός χρόνων απόσβεσης



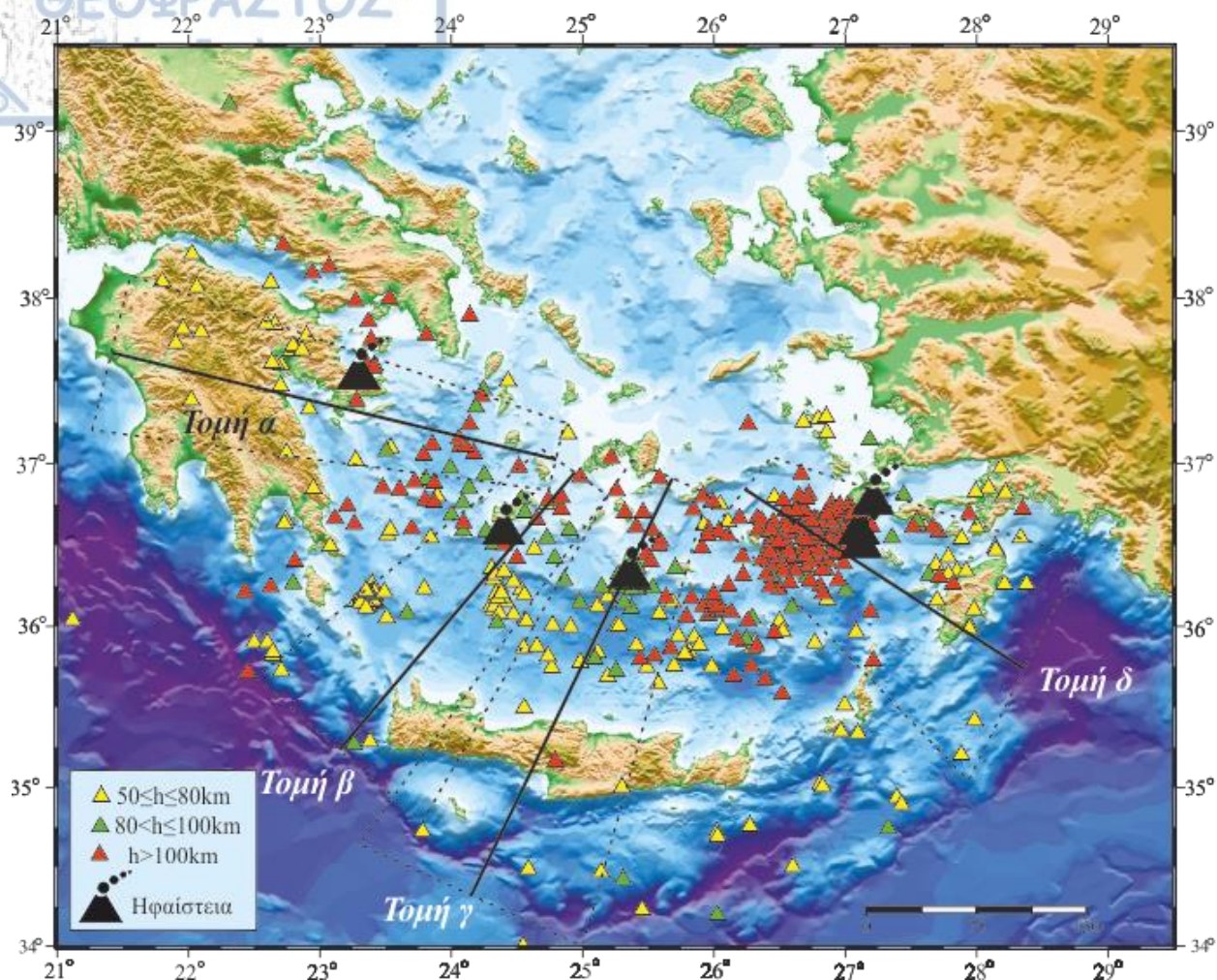
Σχήμα 3.30 Μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης $1000/Q_S$ που προσδιορίστηκε με την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν με τον αυτόματο (αριστερά) και μη αυτόματο (δεξιά) τρόπο υπολογισμού για τα βάθη 0-140k



βάθη (>100km) εμφανίζονται κυρίως εκεί.

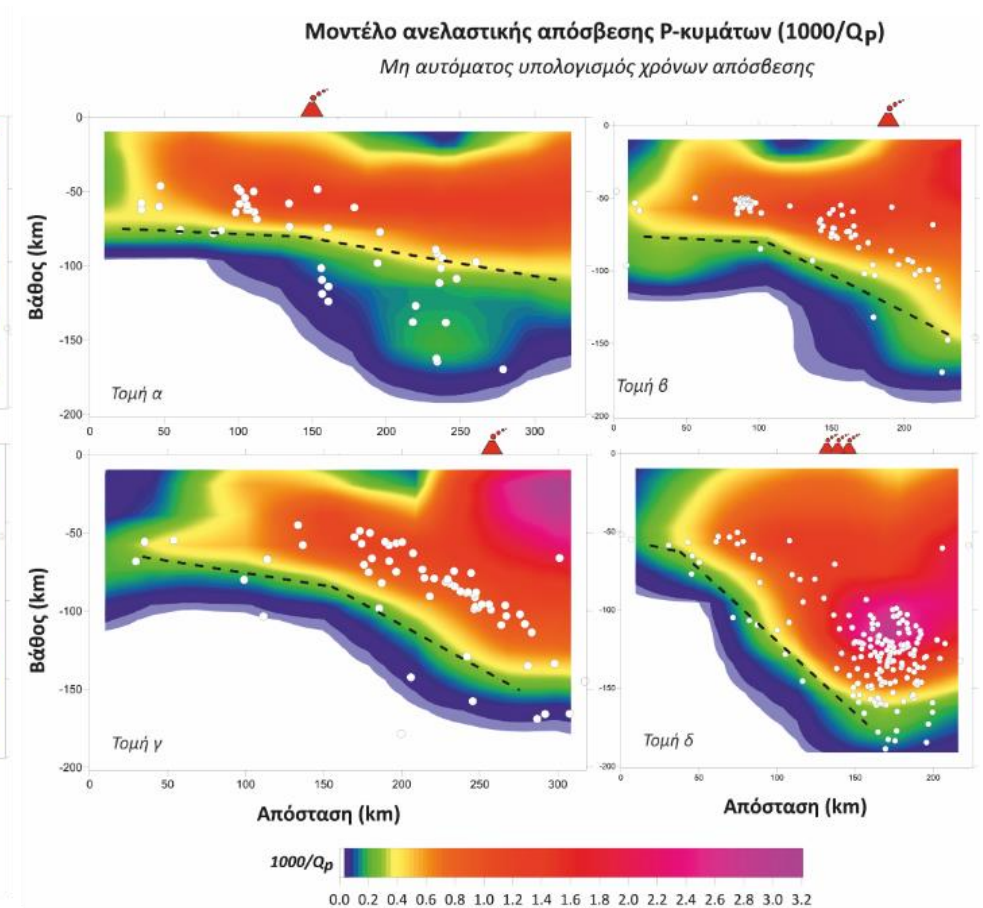
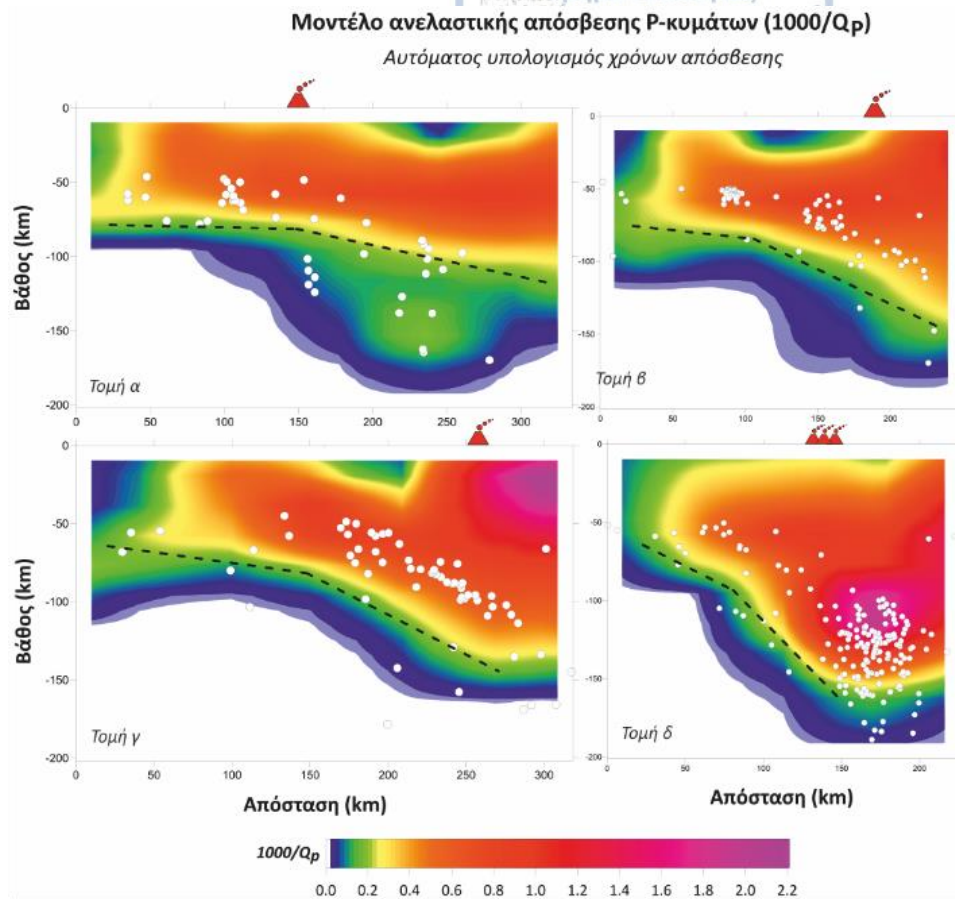
Ένα άλλο συμπέρασμα που εξάγεται από τα μοντέλα της ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκαν είναι οι διαφορές που προκύπτουν μεταξύ της εφαρμογής της μεθόδου της αντιστροφής στους χρόνους απόσβεσης που υπολογίστηκαν με την αυτόματη διαδικασία υπολογισμού της κλίσης του φάσματος επιτάχυνσης, και τη μη αυτόματη. Σε ότι αφορά το μοντέλο των P κυμάτων το οποίο προέκυψε με την αυτόματη μέθοδο και το μοντέλο που προσδιορίστηκε για τα δεδομένα με τη μέθοδο της επιλογής από το χρήστη, οι διαφορές μεταξύ των δύο μοντέλων που καθορίστηκαν δεν είναι μεγάλες, ενώ για ορισμένα βάθη τα αποτελέσματα είναι σχεδόν ταυτόσημα.

Δε συμβαίνει όμως το ίδιο για τα μοντέλα τα οποία υπολογίστηκαν για τα S κύματα αφού όπως φαίνεται από τις τομογραφικές εικόνες του **Σχήματος 3.30**, το μοντέλο απόσβεσης που προσδιορίστηκε με τον αυτόματο τρόπο παρουσιάζει αρκετές διαφοροποιήσεις από αυτό στο οποίο χρησιμοποιήθηκαν οι χρόνοι απόσβεσης που υπολογίστηκαν από το χρήστη. Παρατηρούνται συστηματικά χωρικά κενά τα οποία δημιουργούνται στο μοντέλο των αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης σε όλα σχεδόν τα βάθη, ενώ η εικόνα του μοντέλου που εξάχθηκε με τη χρήση των μη αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης είναι πιο ομαλή και δεν εμφανίζει τα κενά αυτά. Ο λόγος που συμβαίνει αυτό οφείλεται στο ότι στην αυτόματη διαδικασία υπολογισμού της κλίσης του φάσματος επιτάχυνσης χρησιμοποιούνται μόνο οι κλίσεις για τις οποίες ο λόγος σήματος προς θόρυβο ήταν μεγαλύτερος του 3. Ως θόρυβο όμως για τα S κύματα αποτελεί η ουρά των P κυμάτων και όχι η καταγραφή εδαφικού θορύβου πριν την άφιξη των P κυμάτων, όπως εσφαλμένα έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλές άλλες δημοσιεύσεις υπολογισμού ανελαστικής απόσβεσης π.χ. *Lee et al.* [2009]. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να είναι, σε πολλές περιπτώσεις, σχεδόν αδύνατος ο υπολογισμός της κλίσης ή και να υπολογίζονται θετικές τιμές της κλίσης του φάσματος απόσβεσης, αφού ο αλγόριθμος αδυνατεί να εντοπίσει το τμήμα του φάσματος που μειώνεται (έντονα) με τη συχνότητα. Αυτός ήταν και ο βασικός λόγος για τον οποίο ο υπολογισμός της κλίσης των φασμάτων επιτάχυνσης έγινε, παράλληλα, και από το χρήστη.

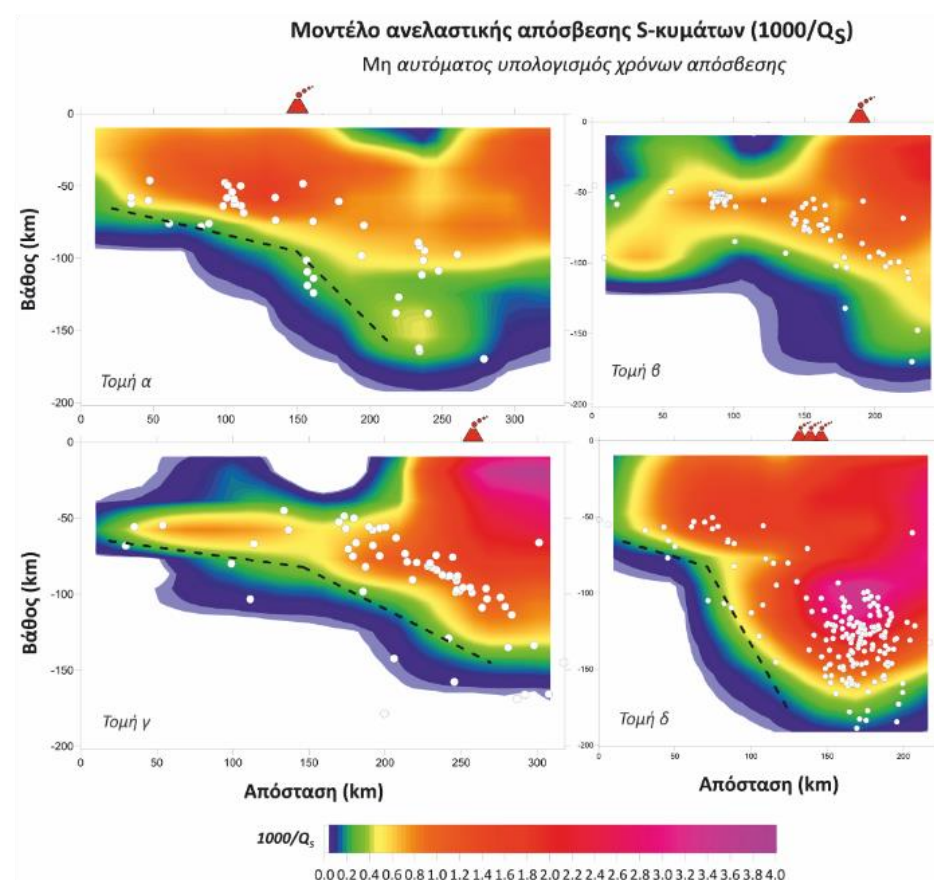
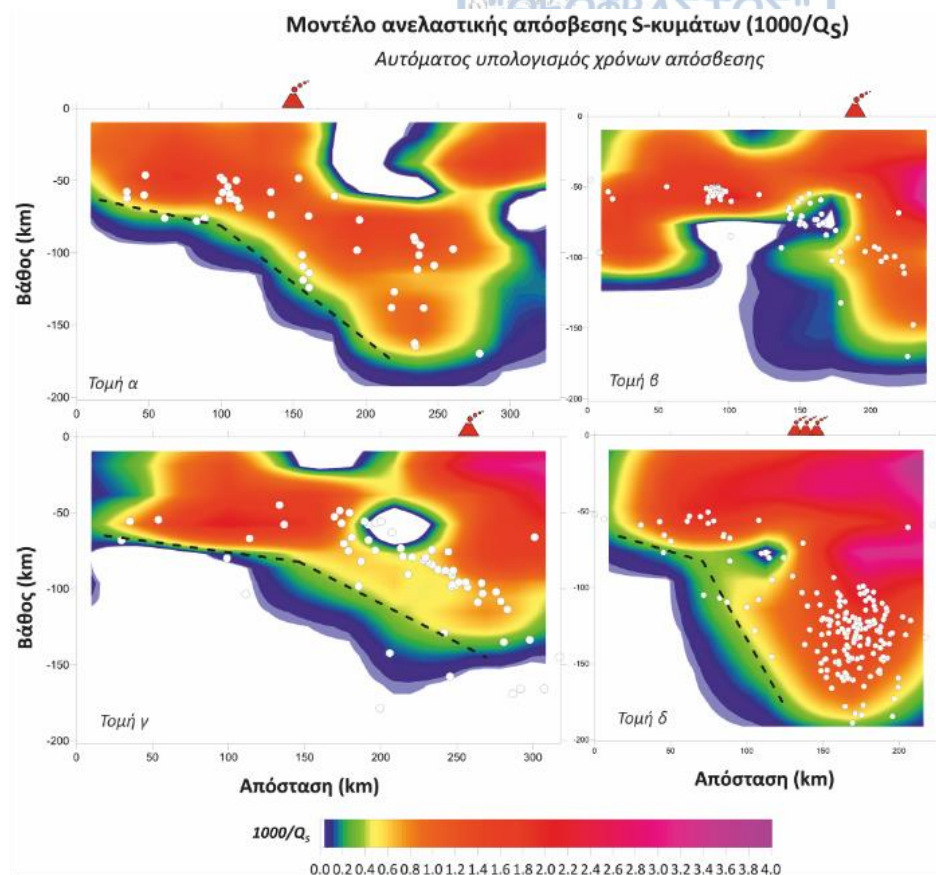


Σχήμα 3.31 Θέσεις των τεσσάρων κατακόρυφων τομών (α, β, γ, δ) που πραγματοποιήθηκαν στα μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης που προέκυψαν από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης (συνεχείς μαύρες γραμμές). Παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή αλλά και τα επίκεντρα από τον κατάλογο σεισμών της εργασίας των *Parazachos et al.* [2000] που εκδηλώθηκαν στην περιοχή μελέτης. Με διακεκομμένες γραμμές παριστάνονται τα πολύγωνα γύρω από τις τομές στα οποία περιλαμβάνονται οι σεισμοί οι οποίοι απεικονίζονται τελικά στην κάθε τομή ξεχωριστά.

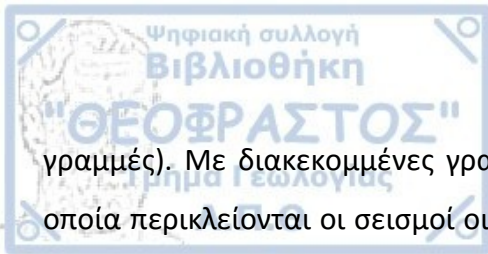
Για την καλύτερη απεικόνιση των αποτελεσμάτων κατασκευάστηκαν κατακόρυφες τομές στα μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκαν τόσο για τα P, όσο και S κύματα. Στο χάρτη του **Σχήματος 3.31** παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών βάθους που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή, τα επίκεντρα των σεισμών βάθους από την εργασία των *Parazachos et al.* [2000], και οι θέσεις των τεσσάρων κατακόρυφων τομών (συνεχείς μαύρες



Σχήμα 3.32 Κατανομή των ανωμαλιών απόσβεσης των P-κυμάτων κατά μήκος των τομών του χάρτη του Σχήματος 3.31 στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Στο αριστερό τμήμα φαίνεται η κατανομή της απόσβεσης $1000/Q_p$ που καθορίστηκε με τη χρήση των αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης ενώ στα δεξιά παρουσιάζεται η κατανομή που προέκυψε από αντιστροφή των μη αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης. Σε κάθε τομή παρουσιάζονται, επίσης, οι σεισμοί οι οποίοι περικλείονται στα πολύγωνα γύρω από κάθε τομή, όπως αυτά φαίνονται με διακεκομμένες γραμμές στο χάρτη του Σχήματος 3.31, καθώς και οι αντίστοιχες θέσεις των ηφαιστείων που υπάρχουν στην περιοχή.

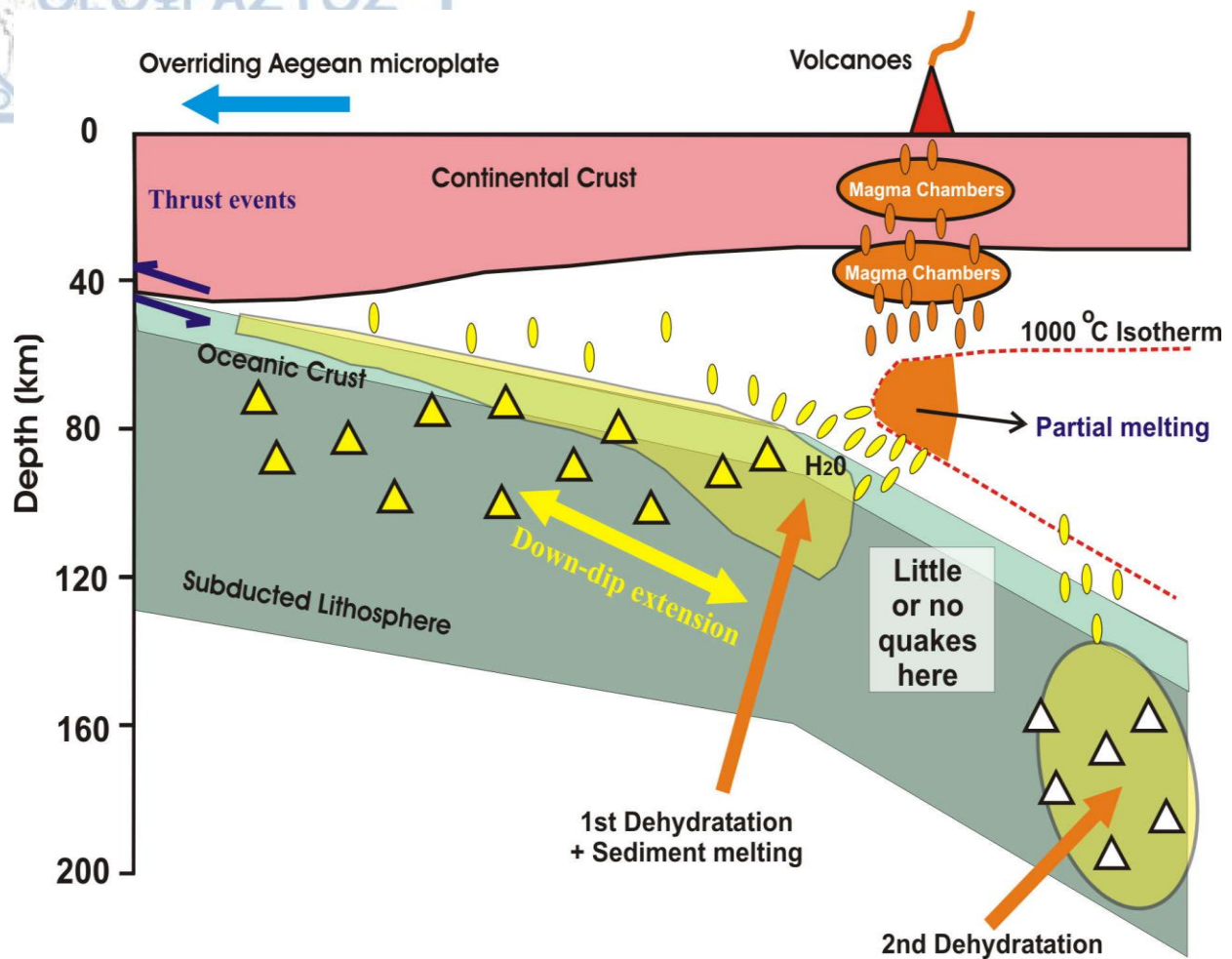


Σχήμα 3.33 Κατανομή των ανωμαλιών απόσβεσης των P-κυμάτων κατά μήκος των τομών του χάρτη του **Σχήματος 3.31** στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Στο αριστερό τμήμα φαίνεται η κατανομή της απόσβεσης $1000/Q_S$ που καθορίστηκε με τη χρήση των αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης ενώ στο δεξί παρουσιάζεται η κατανομή που προέκυψε από αντιστροφή των μη αυτόματα υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης. Σε κάθε τομή παρουσιάζονται, επίσης, οι σεισμοί οι οποίοι περικλείονται στα πολύγωνα γύρω από κάθε τομή, όπως αυτά φαίνονται με διακεκομμένες γραμμές στο χάρτη του **Σχήματος 3.31**, καθώς και οι αντίστοιχες θέσεις των ηφαιστείων που υπάρχουν στην περιοχή



γραμμές). Με διακεκομμένες γραμμές παριστάνονται τα πολύγωνα γύρω από τις τομές στα οποία περικλείονται οι σεισμοί οι οποίοι απεικονίζονται τελικά στην κάθε τομή ξεχωριστά. Τα **Σχήματα 3.32 και 3.33** παρουσιάζουν την κατανομή των ανωμαλιών της ανελαστικής απόσβεσης $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$, αντίστοιχα, κατά μήκος των τεσσάρων κάθετων τομών του χάρτη του **Σχήματος 3.31**. Παρουσιάζονται επίσης τα υπόκεντρα των σεισμών, καθώς και οι θέσεις των αντίστοιχων ηφαιστειών. Στο αριστερό τμήμα των σχημάτων παριστάνονται οι τομές που προέκυψαν από την αυτόματη διαδικασία και στο δεξί τμήμα από τη μη αυτόματη

Από τα δύο αυτά σχήματα (**Σχήμα 3.32 και Σχήμα 3.33**) παρατηρείται η έντονη απόσβεση που επικρατεί στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, κάτω από τα ηφαίστεια του Ν. Αιγαίου. Η περιοχή αυτή της έντονης απόσβεσης είναι σε εξαιρετική συμφωνία με την ανωμαλία χαμηλής ταχύτητας στον άνω μανδύα που εμφανίζεται στα τομογραφικά μοντέλα ταχύτητας που έχουν προσδιοριστεί για την περιοχή αυτή με την εφαρμογή διαφορετικών μεθοδολογιών [Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Karagianni and Papazachos, 2007], αλλά και σε σύγκριση με άλλα μοντέλα απόσβεσης που έχουν προταθεί για την περιοχή [Hashida et al., 1988; Kassaras et al., 2008], καθώς και παρόμοια μοντέλα που έχουν προταθεί σε αντίστοιχες ζώνες υποβύθισης [Pozgay et al., 2009; Chen and Clayton, 2012; Liu et al., 2014; Liu and Zhao, 2015]. Η ζώνη έντονης απόσβεσης (χαμηλής ταχύτητας) που εμφανίζεται κάτω από το ηφαιστειακό τόξο σε βάθη μεγαλύτερα των 40km σε όλες τις μελέτες, συνδέεται με την κύρια πηγή μαγματισμού που λαμβάνει χώρα στην περιοχή αυτή στη σφήνα του μανδύα. Η πηγή αυτή του μαγματισμού στη σφήνα του μανδύα συνδέεται με την αφυδάτωση που υφίστανται τα πετρώματα του ανώτερου τμήματος τους τεμάχους της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής πλάκας που βυθίζεται κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου. Το νερό που αποδεσμεύεται από την καταδυόμενη πλάκα στα βάθη 40-100km ενσωματώνεται στο θερμό υλικό του μανδύα και στη θέση της ισόθερμης των 1000°C παρουσιάζει το φαινόμενο της μερικής τήξης του υλικού της σφήνας του μανδύα (*partial melting*) όπως φαίνεται χαρακτηριστικά στο **Σχήμα 3.34**. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι η ροή μάγματος και τη δημιουργία μαγματικών θαλάμων κάτω από το φλοιό μέσα στη σφήνα του μανδύα αλλά και ανωτέρων θαλάμων μέσα στη μάζα του φλοιού του Ν. Αιγαίου που είναι η αιτία της γένεση ηφαιστειών στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου σε συνδυασμό με την έντονη εφελκυστική τεκτονική δυναμική ~B-N



Σχήμα 3.34 Σχηματικό μοντέλο της δομής της ενεργού τεκτονικής του χώρου του Ν. Αιγαίου [Parazachos et al., 2005]

του χώρου αυτού [Parazachos et al., 2005]. Στο Σχήμα 3.34 οι συγκεκριμένοι ερευνητές αποδίδουν την ανυπαρξία σεισμών ενδιάμεσου βάθους στα βάθη ~110-150km στην έλλειψη του φαινομένου της αφυδάτωσης στο ανώτερο τμήμα της καταδυόμενης πλάκας της Αν. Μεσογείου, ενώ επανεμφανίζεται το φαινόμενο μιας δεύτερης αφυδάτωσης σε μεγαλύτερα βάθη 150-200km με συνοδό φαινόμενο την ύπαρξη σεισμών ενδιάμεσου βάθους στα βάθη αυτά. Το χαρακτηριστικό αυτό της ζώνης υψηλής απόσβεσης στη σφήνα του μανδύα είναι σε συμφωνία με άλλες μελέτες της απόσβεσης που έχουν γίνει σε άλλες ζώνες υποβύθισης [Liu et al., 2014].



Τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής δείχνουν ότι το κάτω όριο της περιοχής υψηλής απόσβεσης στη σφήνα του μανδύα φτάνει σε βάθος τουλάχιστον 150km κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, σε συμφωνία τόσο με τομογραφικά μοντέλα ταχύτητας που έχουν προταθεί για την περιοχή του Ν. Αιγαίου [Sprakman, 1988; Papazachos et al., 1995; Papazachos and Nolet, 1997a], όσο και με τα σχηματικά μοντέλα που έχουν προταθεί για τη γεωτεκτονική δομή της περιοχής (**Σχήμα 3.34** [Papazachos et al., 2005]), με βάση τα τομογραφικά και σεισμολογικά δεδομένα. Τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης που προσδιορίστηκαν στην παρούσα μελέτη είναι σε εξαιρετική συμφωνία με το συνθετικό αυτό μοντέλο που προτείνεται για την περιοχή του Ν. Αιγαίου. Όπως φαίνεται από τις κάθετες τομές (**Σχήμα 3.32** και **Σχήμα 3.33**) μπορούν να ανακτηθούν έμμεσες πληροφορίες για τη γωνία με την οποία βυθίζεται το τέμαχος της λιθόσφαιρας της Αν. Μεσογείου κάτω από το χώρο του Αιγαίου. Έτσι στο δυτικότερο και κεντρικό τμήμα του Ελληνικού τόξου (τομές α, β και γ στα **Σχήματα 3.32** και **3.33**) η καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Αν. Μεσογείου βυθίζεται με μικρή γωνία της τάξης των $\sim 10\text{-}20^\circ$, μέχρι περίπου το βάθος των 100km, ενώ στη συνέχεια το βαθύτερο τμήμα βυθίζεται προς το ηφαιστειακό τόξο (οπισθότοξη περιοχή) με μεγαλύτερη γωνία ($\sim 30^\circ$) [Papazachos, 1990; Kiratzi and Papazachos, 1995; Papazachos et al., 2000]. Αντίθετα στο ανατολικό τμήμα (τομή δ στα **Σχήματα 3.32** και **3.33**), η γωνία βύθισης είναι πολύ πιο απότομη, ιδίως στο τμήμα με βάθος $> 80\text{km}$, το οποίο εμφανίζει υψηλότερη κλίση ($\sim 45^\circ$).





4. ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΙ ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΤΗΣ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Μετά τον καθορισμό του τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της περιοχής του Ν. Αιγαίου με τη χρήση δεδομένων σεισμών ενδιαμέσου βάθους, στο τελευταίο τμήμα της διατριβής γίνεται η αξιολόγηση του μοντέλου αυτού σε σχέση με την απόσβεση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στο Ν. Αιγαίο. Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιούνται συγκρίσεις με ήδη δημοσιευμένα αποτελέσματα τα οποία αφορούν την απόσβεση των σεισμικών εδαφικών κινήσεων στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Επίσης, γίνεται σύγκριση των χρόνων απόσβεσης που μετρήθηκαν από τις κλίσεις των φασμάτων επιτάχυνσης (πειραματικά δεδομένα) σε σχέση με το μοντέλο χρόνων απόσβεσης το οποίο προέκυψε από την αντιστροφή. Επιπλέον, υπολογίζονται οι χρόνοι απόσβεσης για διαφορετικά σύνολα σεισμών ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην περιοχή, με εφαρμογή του μοντέλου που προσδιορίστηκε στην παρούσα διατριβή και έγινε αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν.

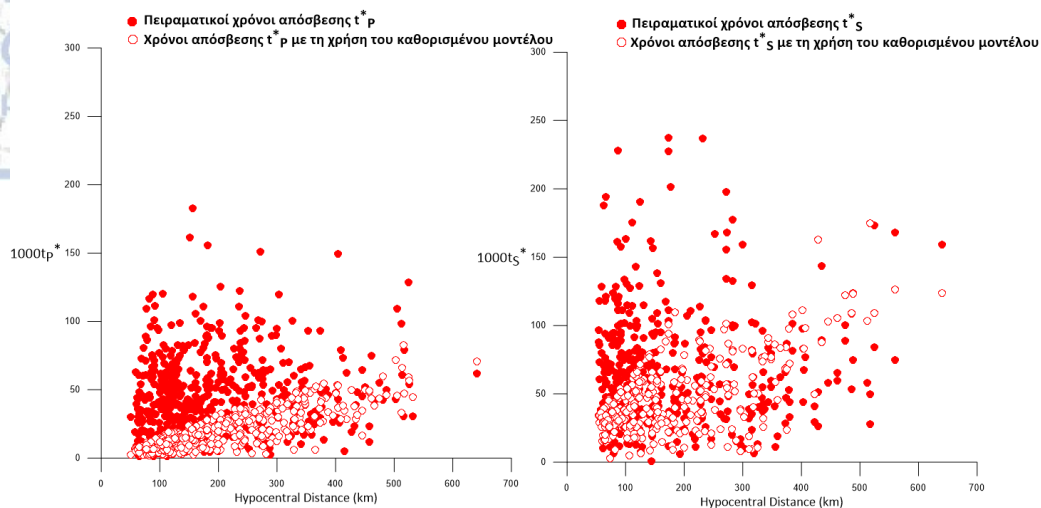
4.2 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΠΟ ΤΟ ΤΕΛΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Αρχικά, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης τόσο για τα P, (t_p^*), όσο και για τα S κύματα, (t_s^*), με τους αρχικούς (πειραματικούς) χρόνους απόσβεσης, οι οποίοι υπολογίστηκαν από τις κλίσεις των φασμάτων επιτάχυνσης, όπως περιγράφηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο. Η σύγκριση των χρόνων απόσβεσης έγινε με βάση το μοντέλο που καθορίστηκε με την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* από τον υπολογισμό της κλίσης με την επιλογή από το χρήστη του τμήματος του φάσματος και όχι με τον αυτόματο προσδιορισμό. Επιλέχθηκε η χρήση του μοντέλου αυτού, γιατί όπως προέκυψε από τα αποτελέσματα της αντιστροφής και αναλύθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, το μοντέλο που καθορίστηκε με την αυτοματοποιημένη διαδικασία, παρουσίαζε ορισμένα κενά λόγω περιορισμών του αλγόριθμου υπολογισμού της κλίσης.

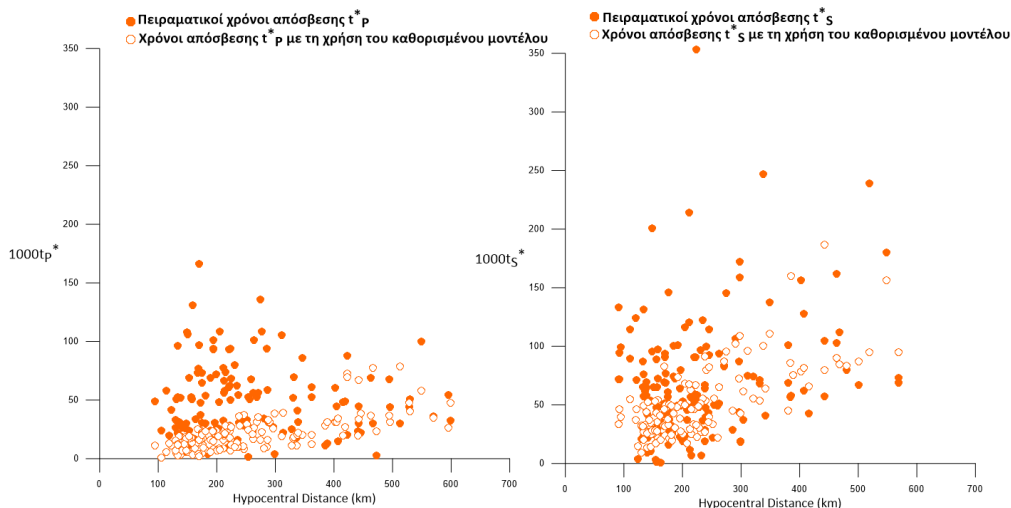
Για να γίνει η σύγκρισης αυτή, υπολογίστηκαν «συνθετικοί» χρόνοι απόσβεσης με τη χρήση κατάλληλου κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN, χρησιμοποιώντας ως δεδομένο το τελικό μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που καθορίστηκε (**Σχήμα 3.29** και **Σχήμα 3.30**) από την αντιστροφή. Ο αριθμός των σταθμών, των σεισμικών γεγονότων καθώς και οι σεισμικές ακτίνες των παραγόμενων συνθετικών χρόνων απόσβεσης παρέμεινε ο ίδιος, όπως και στα πραγματικά δεδομένα, για να είναι δυνατή η αξιόπιστη σύγκρισή τους. Οι «συνθετικοί» αυτοί χρόνοι απόσβεσης χαρτογραφήθηκαν σε σχέση με τους πραγματικούς χρόνους απόσβεσης, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για όλους τους σεισμούς και όλους τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν (**Σχήμα 2.8**). Έγινε διαχωρισμός των σεισμών ανάλογα με το εστιακό τους βάθος, με την ίδια ομαδοποίηση που ακολουθήθηκε και στα πραγματικά δεδομένα, (50-80km, 80-100km και >100km), καθώς και διαχωρισμός των σταθμών σε πίσω από το τόξο και κατά μήκος του τόξου, σύμφωνα με την αντίστοιχη διάκριση των σταθμών, όπως αυτή περιγράφηκε στο **Κεφάλαιο 2 (Σχήμα 2.13)**.

Στο **Σχήμα 4.1** παρουσιάζονται οι πραγματικοί και συνθετικοί χρόνοι απόσβεσης για τα

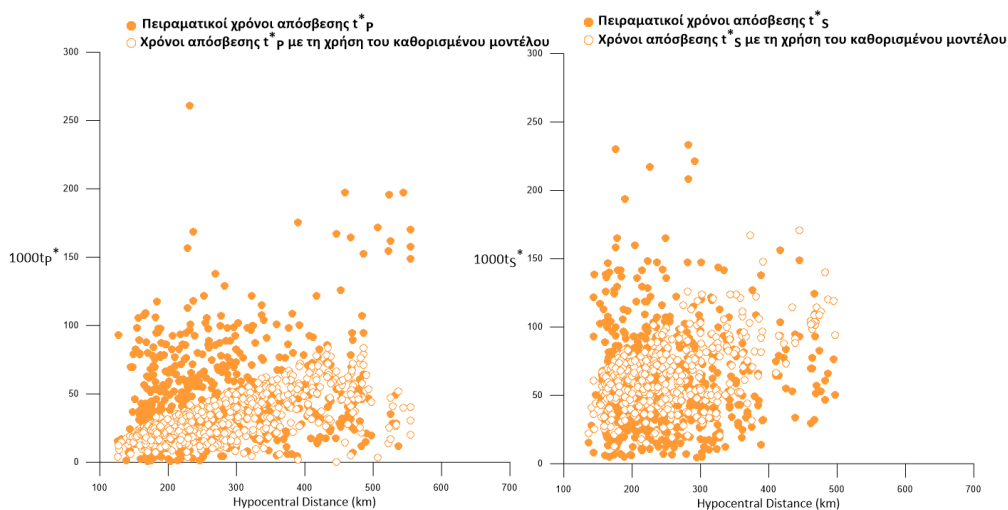
Σεισμοί με βάθη 50-80km σε σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού τόξου



Σεισμοί με βάθη 80-100km σε σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού τόξου



Σεισμοί με βάθη >100km σε σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού τόξου

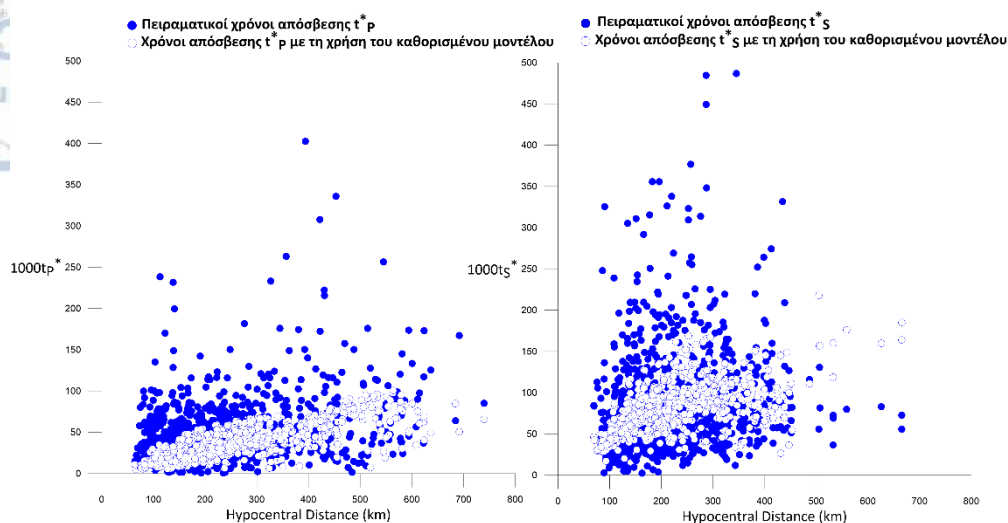


Σχήμα 4.1 Διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Αριστερά παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης t_p^* και δεξιά οι χρόνοι απόσβεσης t_s^* για τους σταθμούς κατά μήκος του τόξου. Επάνω (κόκκινο) παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης για σεισμούς με εστιακά βάθη 50-80km, ενδιάμεσα (πορτοκαλί) οι χρόνοι για σεισμούς με βάθη 80-100km και κάτω (ανοιχτό πορτοκαλί), οι χρόνοι απόσβεσης που αφορούν σεισμούς με εστιακά βάθη >100km. Οι ανοιχτοί κύκλοι απεικονίζουν τις τιμές που υπολογίστηκαν με βάση το μοντέλο, ενώ οι χρωματισμένοι κύκλοι τις τιμές από τα πειραματικά δεδομένα.

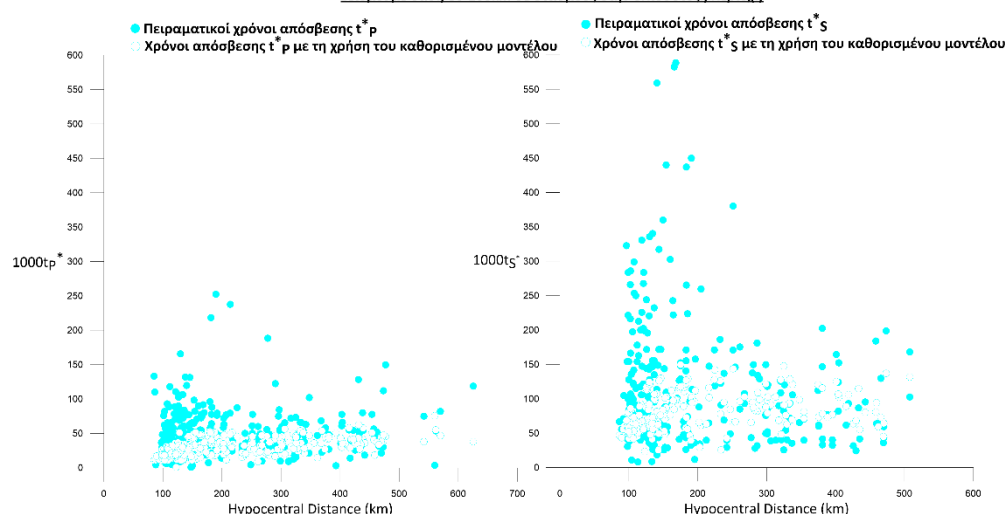


ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΙ ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

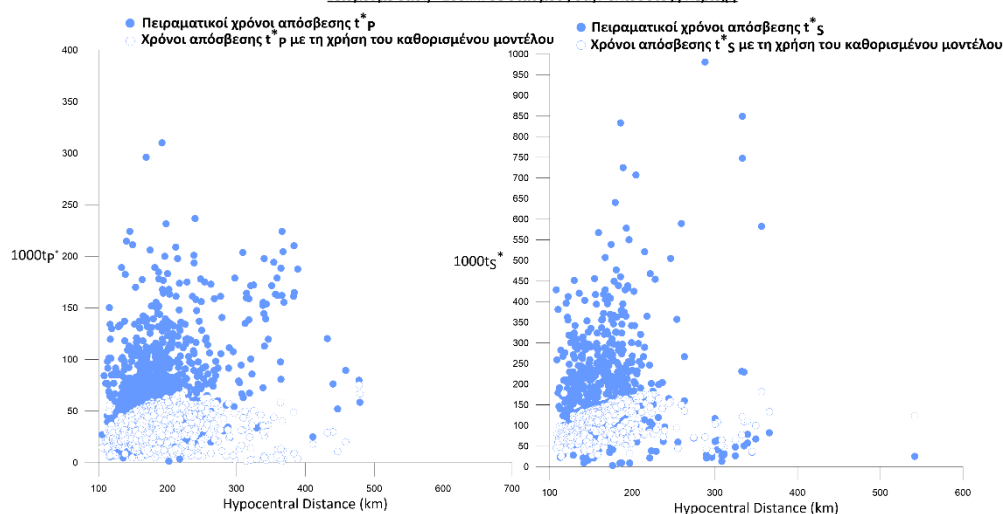
Σεισμοί με βάθη 50-80km σε σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή



Σεισμοί με βάθη 80-100km σε σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή



Σεισμοί με βάθη >100km σε σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή



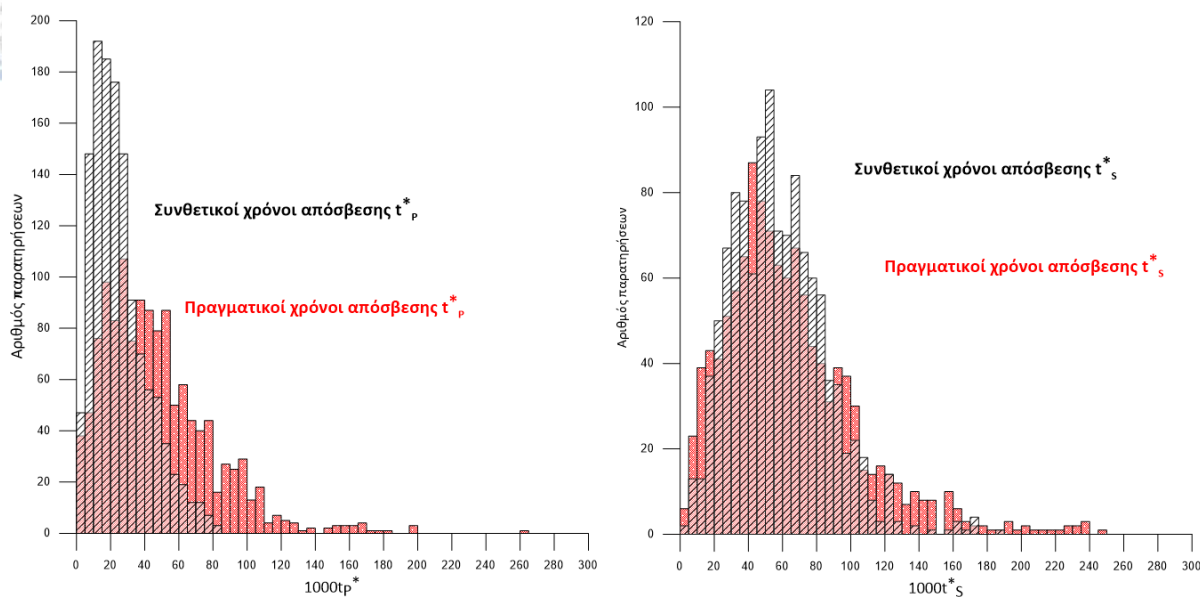
Σχήμα 4.2 Διαγράμματα χρόνων απόσβεσης συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Αριστερά παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης t_p^* και δεξιά οι χρόνοι απόσβεσης t_s^* για τους σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή. Επάνω (μπλε) παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης για σεισμούς με εστιακά βάθη 50-80km, ενδιάμεσα (κυανό) οι χρόνοι για σεισμούς με βάθη 80-100km και κάτω (μπλε ανοιχτό), οι χρόνοι απόσβεσης που αφορούν σεισμούς με εστιακά βάθη >100km. Οι ανοιχτοί κύκλοι απεικονίζουν τις τιμές που υπολογίστηκαν με βάση το μοντέλο, ενώ οι χρωματισμένοι κύκλοι τις τιμές από τα πειραματικά δεδομένα.

P κύματα (αριστερά) και για τα S κύματα (δεξιά) για τους σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται κατά μήκος του εξωτερικού τόξου από σεισμούς με εστιακά βάθη των 50-80km (πάνω τμήμα), 80-100km (ενδιάμεσο τμήμα) και >100km (κάτω τμήμα), ενώ, αντίστοιχα, στο **Σχήμα 4.2** για τους σταθμούς που είναι κατανεμημένοι στην οπισθότοξη περιοχή. Από όλα τα παραπάνω σχήματα παρατηρείται ότι οι τιμές των χρόνων απόσβεσης των πραγματικών και των «συνθετικών» δεδομένων και για τους δύο τύπους κυμάτων είναι παρόμοιες, τόσο για τους σταθμούς κατά μήκος όσο και για τους σταθμούς πίσω από το τόξο, για σεισμούς με εστιακά βάθη 50-80km, με τους σταθμούς κατά μήκος του τόξου να εμφανίζουν μικρότερους χρόνους απόσβεσης όπως είναι αναμενόμενο, εκτός από τους χρόνους απόσβεσης t_p^* , των P κυμάτων σε σταθμούς κατά μήκος του τόξου όπου οι πειραματικοί χρόνοι εμφανίζονται να έχουν μεγαλύτερες τιμές σε μικρές υποκεντρικές αποστάσεις. Η ίδια εικόνα παρατηρείται και στους σεισμούς με εστιακά βάθη 80-100km και >100km, για τους σταθμούς που βρίσκονται κατά μήκος του τόξου.

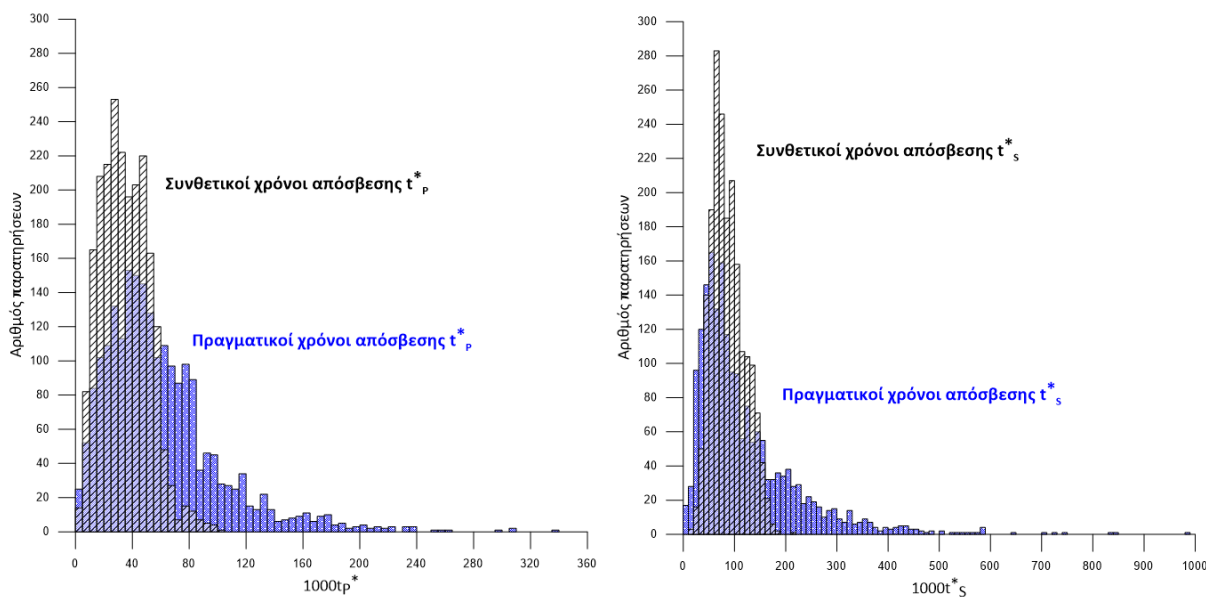
Η εικόνα αυτή, όμως, δεν παραμένει η ίδια για τους σταθμούς πίσω από το τόξο ιδίως όσο αυξάνει το εστιακό βάθος των σεισμών. Παρατηρείται ότι οι χρόνοι απόσβεσης των πραγματικών δεδομένων, ιδιαίτερα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη >100km, εμφανίζουν σαφώς μεγαλύτερες τιμές τόσο για τα P όσο και για τα S κύματα. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στις τιμές απόσβεσης και εξομάλυνσης που χρησιμοποιήθηκαν κατά την επίλυση του συστήματος για την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης. Πραγματοποιήθηκαν δοκιμές επίλυσης του συστήματος με μικρότερους συντελεστές απόσβεσης και εξομάλυνσης, όπως έχει περιγραφεί και στο Κεφάλαιο 3, οι οποίοι όμως δεν ήταν επαρκείς για την επίλυση του συστήματος με εύρωστες λύσεις. Αυτό οφείλεται στην ανομοιόμορφη κατανομή των σεισμικών ακτινών, ιδιαίτερα για τους σεισμούς με μεγάλα εστιακά βάθη, καθώς ο μεγαλύτερος αριθμός των σεισμών αυτών είναι συγκεντρωμένος στο ανατολικό άκρο του Ν. Αιγαίου. Το ποσοστό των σεισμών με εστιακά βάθη >100km που εκδηλώθηκαν στο ανατολικό άκρο ξεπερνάει το 90% του συνόλου των σεισμών της συγκεκριμένης κατηγορίας εστιακών βαθών που χρησιμοποιήθηκαν για όλη την περιοχή μελέτης.

Κατασκευάστηκαν επίσης τα ιστογράμματα των πειραματικών χρόνων και συγκρίθηκαν με αυτά που προέκυψαν από το μοντέλο δομής ανελαστικής απόσβεσης για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα για τους σταθμούς κατά μήκος του τόξου και για τους σταθμούς πίσω από το

Χρόνοι απόσβεσης σταθμών κατά μήκος του εξωτερικού τόξου



Χρόνοι απόσβεσης σταθμών στην οπισθότοξη περιοχή



Σχήμα 4.3 Ιστογράμματα χρόνων απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) των πειραματικών χρόνων απόσβεσης (άσπρες στήλες) και των «συνθετικών» χρόνων απόσβεσης (κόκκινες και μπλε στήλες) για τους σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού τόξου (επάνω) και για τους σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή (κάτω) αντίστοιχα.

τόξο. Στο **Σχήμα 4.3** φαίνονται τα ιστογράμματα των χρόνων απόσβεσης από τα «συνθετικά» και τα πραγματικά δεδομένα για όλους τους σεισμούς και όλους τους σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού (πάνω) και εσωτερικού (κάτω) τόξου για τα P κύματα (αριστερά) και τα S κύματα

(δεξιά). Με λευκό χρώμα απεικονίζονται τα «συνθετικά» δεδομένα και με κόκκινο και μπλε χρώμα τα πραγματικά δεδομένα.

Από τα ιστογράμματα του **Σχήματος 4.3** φαίνεται η ίδια εικόνα που παρατηρήθηκε από τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης με την υποκεντρική απόσταση, δηλαδή οι χρόνοι απόσβεσης των πραγματικών και των «συνθετικών» δεδομένων που αφορούν τους σταθμούς κατά μήκος του εξωτερικού τόξου εμφανίζουν ίδιο περίπου εύρος τιμών, με τους πειραματικούς χρόνους, t_p^* , για εστιακά βάθη 50-80km να έχουν ελαφρώς πιο αυξημένες τιμές, όπως φάνηκε και στο **Σχήμα 4.1**. Σε ότι αφορά τους σταθμούς στην οπισθότοξη περιοχή, οι τιμές των χρόνων απόσβεσης μεταξύ των πειραματικών και των «συνθετικών» δεδομένων φαίνεται να διαφέρουν, με τους πραγματικούς χρόνους απόσβεσης να έχουν μεγαλύτερες τιμές από αυτές που προέκυψαν από την αντιστροφή. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει την ύπαρξη ακόμη εντονότερης (τοπικά) απόσβεσης σε ορισμένες περιπτώσεις (κυρίως στους σεισμούς με μεγαλύτερα εστιακά βάθη) στην οπισθότοξη περιοχή, σε σχέση με το προτεινόμενο τελικό μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης.

4.3 ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΚΑΙ ΣΧΕΣΕΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

4.3.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

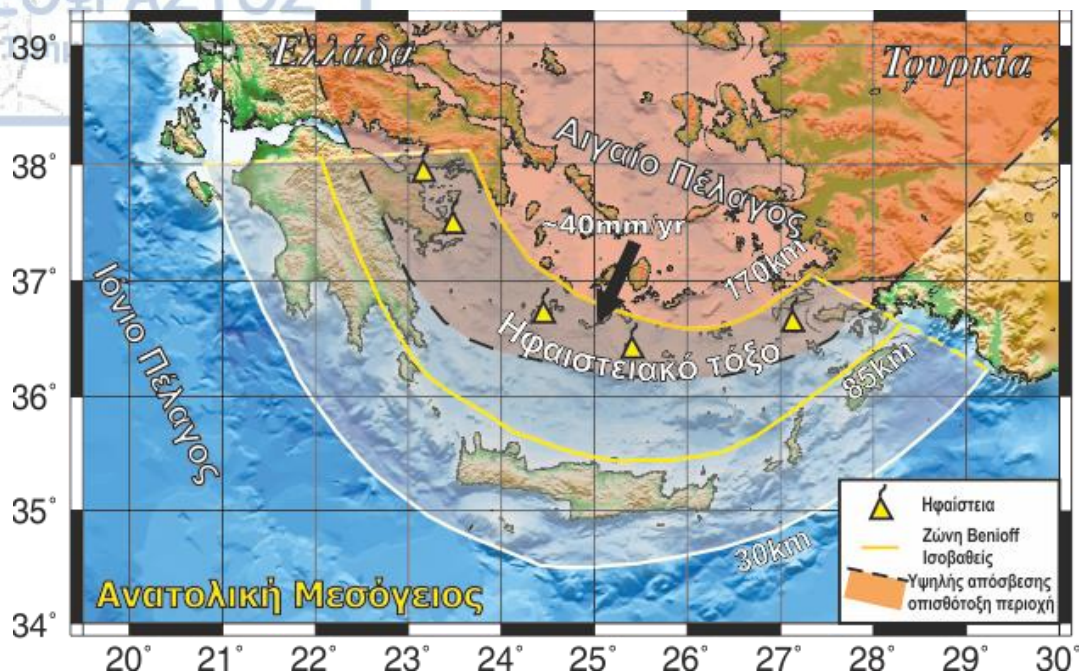
Με στόχο την αξιολόγηση του προτεινόμενου στην παρούσα δαιτριβή μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου, χρησιμοποιήθηκαν τα αποτελέσματα από την εργασία των *Skarlatoudis et al.* [2013], τα οποία αφορούν τις σχέσεις ισχυρής σεισμικής κίνησης σεισμών ενδιαμέσου βάθους στην περιοχή κατάδυσης αυτή. Οι συγκεκριμένοι ερευνητές χρησιμοποίησαν δεδομένα ισχυρής κίνησης από επιταχυνσιογράφους, αλλά και καταγραφές της εδαφικής ταχύτητας από σεισμόμετρα, και μελέτησαν τη μεταβολή της ισχυρής εδαφικής κίνησης με την απόσταση, λαμβάνοντας υπόψη και την επίδραση του στρώματος χαμηλής ταχύτητας (υψηλής απόσβεσης) της σφήνας του μανδύα, στην οπισθότοξη περιοχή, στη



διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Ως οπισθότοξη περιοχή υψηλής απόσβεσης θεωρήθηκε η σκιασμένη περιοχή του **Σχήματος 4.4**, εξαιτίας των πολύ χαμηλών επιπέδων των τιμών ισχυρής εδαφικής κίνησης που έχουν καταγραφεί από επιταχυνσιογράφους, από το γενικότερο μοτίβο της χωρικής κατανομής των βλαβών μεγάλων ιστορικών σεισμών ενδιαμέσου βάθους (π.χ. *Parazachos and Comninakis* [1971]), αλλά και από την προκαταρκτική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε από τους *Boore et al.* [2009a] και *Skarlatoudis et al.* [2009] για το σεισμό των Κυθήρων. Παράλληλα, αξιοποιήθηκαν στοιχεία από υψηλότερης ανάλυσης τομογραφικά αποτελέσματα που αφορούν τις σεισμικές ταχύτητες των P και S κυμάτων [*Parazachos et al.*, 1995; *Parazachos and Nolet*, 1997a] τα οποία σκιαγραφούν το χωρικό εύρος της ζώνης χαμηλής ταχύτητας-υψηλής απόσβεσης στα βάθη των 50-80km κάτω από το ηφαιστειακό τόξο. Το νότιο όριο της περιοχής αυτής συμπίπτει με το νότιο όριο της περιοχής του ηφαιστειακού τόξου, σε συμφωνία με την εκτίμηση ότι η περιοχή υψηλής απόσβεσης σχετίζεται με την ύπαρξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας και της σφήνας του μανδύα πάνω από την καταδυόμενη λιθόσφαιρα της Αν. Μεσογείου.

Συνολικά χρησιμοποιήθηκαν 21 σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με μέγεθος $M \geq 4.4$. Οι σεισμοί κατηγοριοποιήθηκαν σύμφωνα με τη χωρική τους κατανομή, και με το εστιακό τους βάθος, το οποίο βρίσκεται στο διάστημα ~50-170km για τους σεισμούς με εστίες στο βυθιζόμενο τέμαχος στο εσωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου, και ~30-60km για τους σεισμούς με εστίες στη διεπαφή των δύο λιθοσφαιρικών πλάκων στο εξωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου [π.χ. *Parazachos*, 1990]. Ο κατάλογος των σεισμών παρουσιάζεται στον **Πίνακα 4.1** και η χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών αυτών φαίνεται στο **Σχήμα 4.5** όπου η μαύρη συνεχής γραμμή δείχνει το διαχωρισμό της περιοχής στο εσωτερικό (υψηλής απόσβεσης) και το εξωτερικό τόξο.

Οι *Skarlatoudis et al.* [2013] με στόχο τη διερεύνηση της εξάρτησης της μέγιστης αναμενόμενης ισχυρής σεισμικής κίνησης (**PGA**: Peak Ground Acceleration ή **PSA** : Pseudospectral Acceleration) με το εστιακό βάθος των σεισμών που εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος, χώρισαν τους σεισμούς σε τρεις κατηγορίες εστιακών βαθών ($50 \leq h \leq 80$ km, $80 \leq h < 100$ km, και $h \geq 100$ km, αντίστοιχα), ενώ οι σταθμοί διαχωρίστηκαν επίσης στις δύο κατηγορίες σε σχέση με τη θέση τους στο το τόξο. Στο **Σχήμα 4.6** φαίνεται η μεταβολή των τι-



Σχήμα 4.4 Σχηματική απεικόνιση του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης. Η μικροπλάκα του Αιγαίου επιπτεύει την πλάκα της Αν. Μεσογείου με μια NA-BD διεύθυνση (μαύρο βέλος), με ρυθμό σύγκλισης $\sim 35 \text{ mm/yr}$. Απεικονίζονται οι ισοβαθείς των 30, 85 και 170 km της ζώνης Benioff, ενώ η σκιασμένη περιοχή υποδεικνύει την οπισθότοξη περιοχή υψηλής απόσβεσης (τροποποιημένο από Skarlatoudis et al. (2013)).

μών PGA και PSA (κινούμενοι μέσοι όροι) σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση για σεισμούς στο εσωτερικό τμήμα του τόξου, με αναγωγή σε ένα σεισμό μεγέθους 5.5 σε συνθήκες βράχου για τέσσερις περιόδους (0.025sec, 0.2sec, 1sec και 4sec.) με βάση μια προκαταρκτική παλινδρόμηση με το μέγεθος. Η πιο αξιοσημείωτη διαφοροποίηση στα επίπεδα της ισχυρής εδαφικής κίνησης παρατηρείται στους σεισμούς με εστιακά βάθη $>100 \text{ km}$ μεταξύ των σταθμών στην οπισθότοξη και κατά μήκος του εξωτερικού τόξου περιοχές, η οποία φτάνει ακόμα και τη μία τάξη μεγέθους για τις τιμές PGA και τις τιμές PSA σε υψηλές συχνότητες (π.χ. 0.025sec).

Παρά το γεγονός ότι η διαφοροποίηση στις μέγιστες αναμενόμενες τιμές της ισχυρής σεισμικής κίνησης είναι πολύ μεγάλη στους σεισμούς με βάθη $>100 \text{ km}$, δε συμβαίνει το ίδιο και στους σεισμούς με μικρότερα εστιακά βάθη. Για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $60 \leq h < 80 \text{ km}$, ενώ τα επίπεδα της εδαφικής κίνησης είναι περίπου ίδια για μικρές υποκεντρικές αποστάσεις, παρατηρείται μια σταδιακή διαφοροποίηση των τιμών PGA ή PSA ανάμεσα στις τιμές που υπολογίστηκαν για τους σταθμούς στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο έπειτα από κάποια κρίσιμη



Νο	Ημερομηνία	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Βάθος	M_w	Κατ.	Πηγή
1	1994/05/23/ 06:46:12.00	35.541	24.697	68	6.1	1	ISC
2	2003/04/29 01:51:20.20	36.939	21.731	66	5.1	0	ISC
3	2003/09/13 13:46:21.68	36.691	26.849	134	5.2	1	CYC
4	2004/03/28 14:54:38.26	35.570	22.990	55	4.7	0	HRVD
5	2004/11/04 06:22:37.56	35.963	23.145	70	5.2	1	ISC
6	2005/08/01 13:34:58.92	36.609	26.677	127	4.8	1	EGE
7	2005/11/20 21:20:56.50	35.033	27.268	50	4.6	0	ISC
8	2006/01/08 11:34:54.64	36.185	23.404	67	6.7	1	THE
9	2006/05/11 01:47:47.61	36.126	23.370	72	4.5	1	ISC
10	2006/05/15 04:22:39.87	35.749	25.983	68	4.7	1	EGE
11	2006/07/09 03:12:54.22	36.460	27.245	118	4.6	1	ISC
12	2006/12/02 10:26:54.60	34.769	26.896	52	4.7	0	ISC
13	2007/02/03 13:43:22.10	35.809	22.637	47	5.4	0	EGE
14	2008/01/06 05:14:20.18	37.257	22.704	84	6.2	1	ISC-NEIC
15	2008/03/28 00:16:19.90	34.792	25.342	49	5.6	0	ISC
16	2008/06/18 01:58:42.90	37.670	22.780	83	5.1	1	ISC
17	2008/07/15 03:26:34.70	35.850	27.920	56	6.4	0	ISC
18	2008/09/16 02:58:39.80	36.690	24.030	137	4.5	1	ISC
19	2008/11/04 12:05:43.50	36.190	23.350	68	4.5	1	ISC
20	2010/07/16 08:11:05.30	36.776	27.008	163	5.2	1	THE
21	2011/02/25 21:33:29.90	36.645	27.011	118	4.4	1	THE

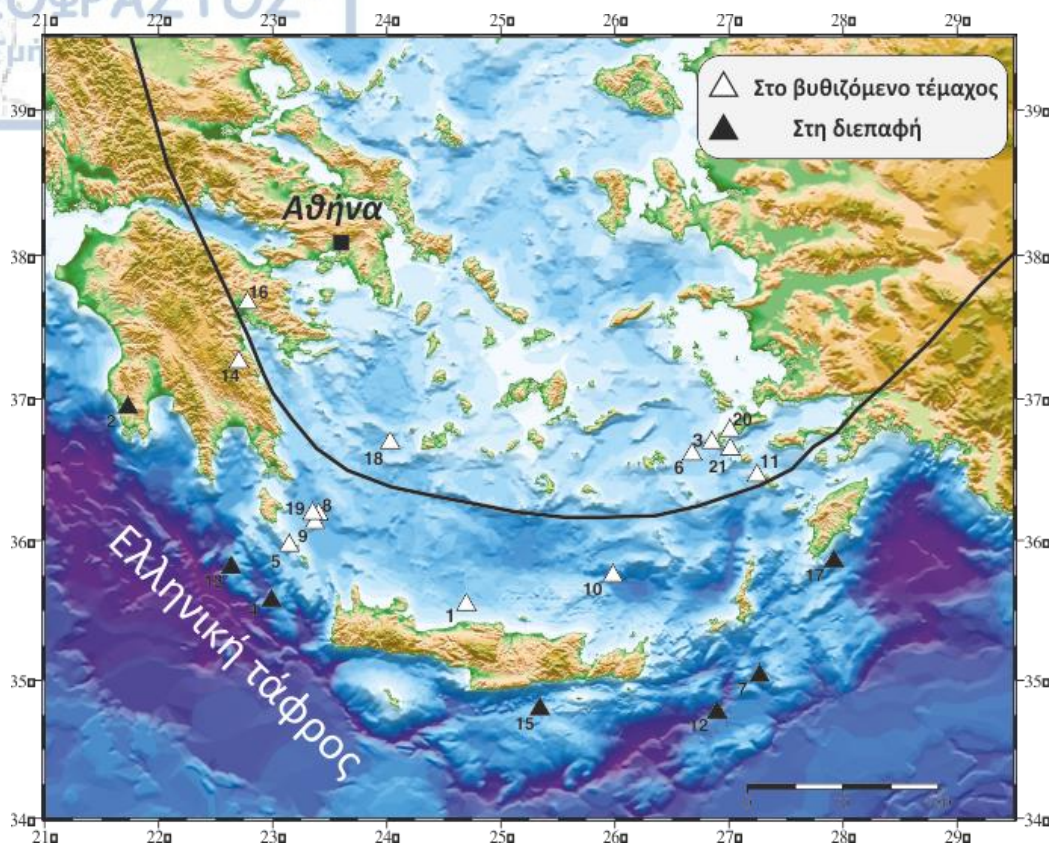
Πίνακας 4.1 Κατάλογος σεισμών ενδιαμέσου βάθους από την εργασία των Skarlatoudis et al. (2013).

Κατ. : 1 σεισμοί στο θυθιζόμενο τέμαχος, 0 σεισμοί στη διεπαφή των δύο λιθοσφαιρικών πλακών.

Πηγές : ISC, International Seismological Center, THE, Seismological Station of Aristotle University of Thessaloniki, HRVD, Global Centroid Moment Tensor database, NEIC, National Earthquake Information Center, CYC, Προσωρινό δίκτυο CYCNET, EGE, Προσωρινό δίκτυο EGELADOS

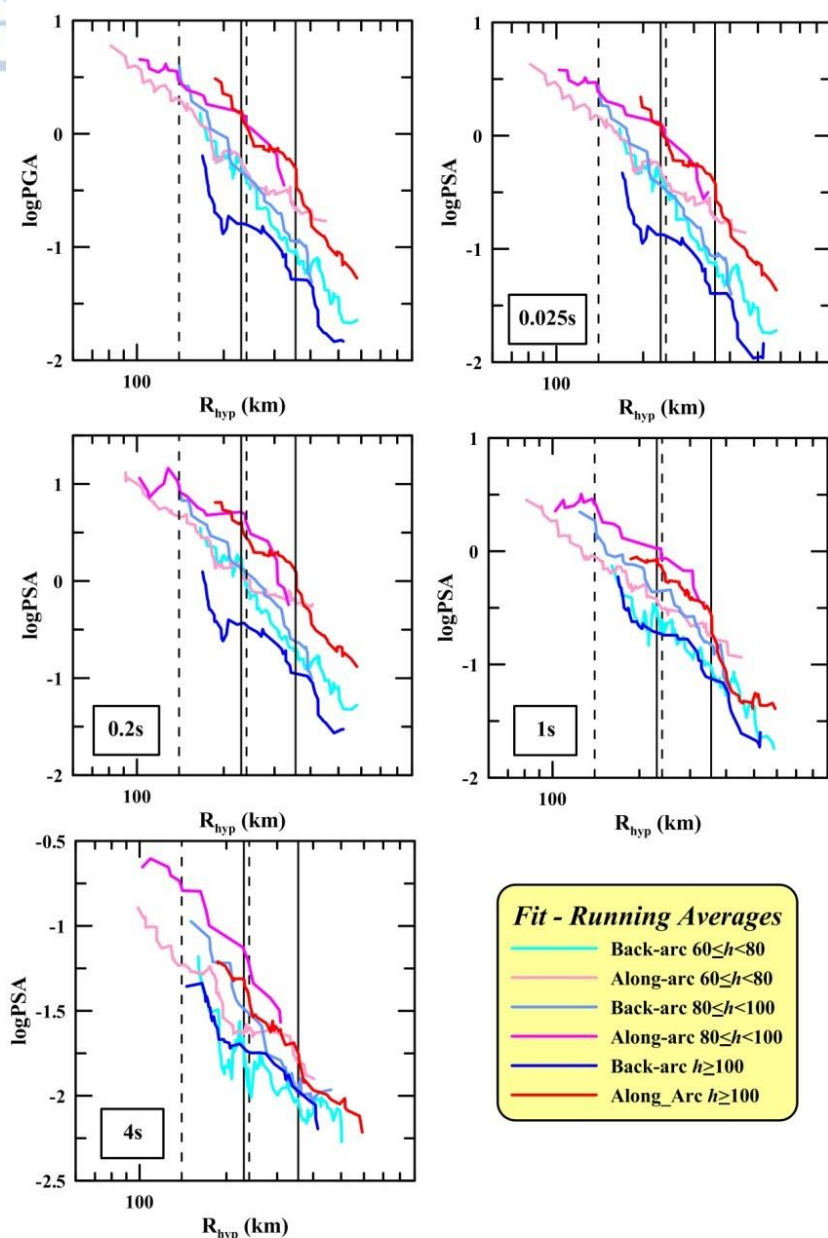
απόσταση, που στη συγκεκριμένη κατηγορία εστιακών βαθών εντοπίζεται περίπου στα 200-355km (**Σχήμα 4.6**-κάθετες συνεχείς γραμμές). Σε μεγαλύτερες υποκεντρικές αποστάσεις η διαφορά αυτή στις τιμές παραμένει σχεδόν σταθερή και είναι παρόμοια με τη διαφορά που παρατηρείται στους σεισμούς με βάθη >100km.

Παρόμοια εικόνα εμφανίζεται και για τους σεισμούς στην κατηγορία εστιακών βαθών $80 \leq h < 100$ km, όπου η κρίσιμη απόσταση στην οποία παρατηρείται η αλλαγή στις τιμές ισχυρής εδαφικής κίνησης μεταξύ των πίσω και μπροστά από το τόξο καταγραφών είναι της τάξης των ~140km. Η διαφορά αυτή αποκτά τη μέγιστη τιμή της σε υποκεντρικές αποστάσεις της τάξης των ~240km και στη συνέχεια παραμένει σταθερή (διακεκομμένες κάθετες γραμμές). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του **Σχήματος 4.6**, η διαφορά μεταξύ των δεδομένων του εξωτερικού και



Σχήμα 4.5 Χωρική κατανομή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους από την εργασία των Skarlatoudis et al. (2013). Με μαύρα τρίγωνα απεικονίζονται οι σεισμοί με βάθη ~30-60km, οι οποίοι εκδηλώνονται στο όριο επαφής των δύο λιθοσφαιρικών πλακών, ενώ με άσπρα τρίγωνα οι σεισμοί με βάθη ~60-170km που εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος στο εσωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου. Επίσης δίνονται οι αύξοντες αριθμοί των σεισμών, σύμφωνα με τον **Πίνακα 4.1**

εσωτερικού τόξου είναι σημαντικότερη στις υψηλότερες συχνότητες, γεγονός που φανερώνει ότι η ανελαστική απόσβεση παίζει σπουδαίο ρόλο στην ισχυρή εδαφική κίνηση. Επίσης, φαίνεται ότι η απόσβεση που υφίστανται τα σεισμικά κύματα είναι ισχυρότερη για σεισμούς με μεγάλα εστιακά βάθη, κάτι το οποίο είναι αναμενόμενο αν η πηγή αυτής της απόσβεσης είναι η σφήνα του μανδύα κάτω από το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο. Τα παραπάνω συμπεράσματα δείχνουν ότι είναι αναγκαία η ποιοτική μελέτη της αναμενόμενης επίδρασης του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκε στην παρούσα διατριβή, στην ισχυρή σεισμική κίνηση.

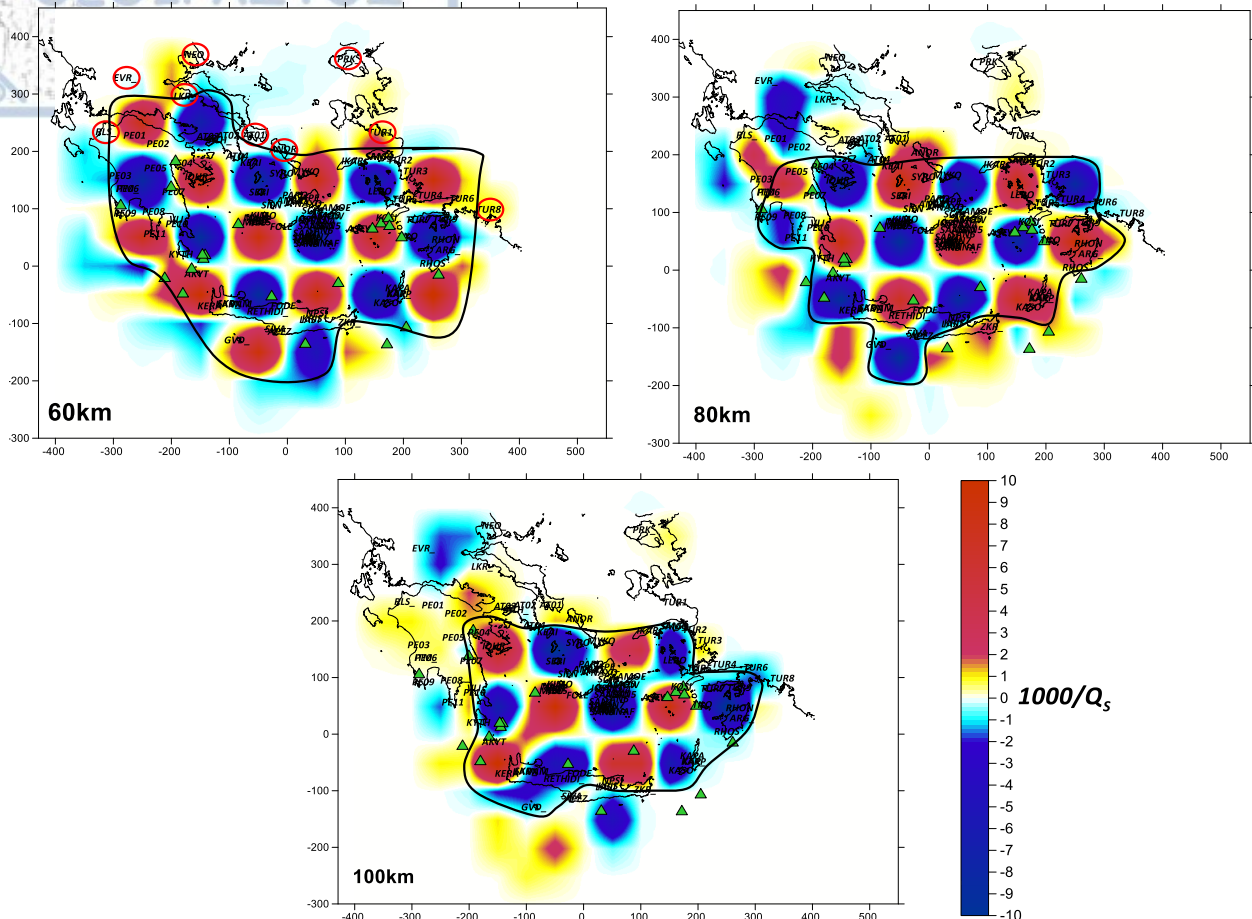


Σχήμα 4.6 Διαγράμματα των κινούμενων μέσων όρων των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) και των ψευδοφασματικών επιταχύνσεων (PSA) με συντελεστή απόσβεσης 5% για τις περιόδους 0.025, 0.2, 1, και 4sec με αναγωγή σε σεισμό μεγέθους $M=5.5$ για συνθήκες βράχου, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση. Τα δεδομένα έχουν διαχωριστεί σε τρεις ομάδες εστιακών βαθών, $h \geq 100$ km (μπλε και κόκκινες καμπύλες), $80 \leq h < 100$ km (μωβ και ανοιχτές μπλε καμπύλες), $60 \leq h < 80$ km (ροζ και κυανές καμπύλες), αντίστοιχα. Οι καμπύλες με τις μπλε αποχρώσεις αντιστοιχούν σε δεδομένα στην οπισθότοξη περιοχή, ενώ οι καμπύλες με τις κόκκινες αποχρώσεις σε δεδομένα κατά μήκος του τόξου. Οι κατακόρυφες διακεκομμένες και συνεχείς γραμμές δείχνουν το εύρος των δύο κρίσιμων υποκεντρικών αποστάσεων, 140-240km για την ομάδα εστιακών βαθών $80 \leq h < 100$ km και 205-255km για την κατηγορία εστιακών βαθών $60 \leq h < 80$ km για τις οποίες σταδιακά εμφανίζεται η διαφοροποίηση στις τιμές μεταξύ των δεδομένων σε σταθμούς στο εξωτερικό και εσωτερικό Ελληνικό τόξο [Skarlatoudis et al., 2013].

Με στόχο τη διερεύνηση της συσχέτισης των αποτελεσμάτων των *Skarlatoudis et al.* [2013] ως προς το προτεινόμενο στην παρούσα διατριβή τρισδιάστατο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης έγινε σύγκριση των σχέσεων απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης που προτείνεται από τους *Skarlatoudis et al.* [2013] με τους χρόνους απόσβεσης που προέκυψαν από συνθετικά δεδομένα με βάση το μοντέλο αυτό. Βασιζόμενοι στο ίδιο σύνολο των 21 σεισμών ενδιαμέσου βάθους (**Πίνακας 4.1**) που χρησιμοποιήθηκε και στην προαναφερθείσα μελέτη [*Skarlatoudis et al.*, 2013], υπολογίστηκαν οι θεωρητικοί χρόνοι απόσβεσης t_p^* και t_s^* για το σύνολο των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής (βλέπε Κεφάλαιο 3) με κατάλληλο κώδικα (FORTRAN), με βάση το τρισδιάστατο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης το οποίο προέκυψε από τη μη αυτόματη διαδικασία επιλογής παραθύρων ανάλυσης στα φάσματα επιτάχυνσης.

Οι σεισμοί χωρίστηκαν στις ίδιες τρεις κατηγορίες εστιακών βαθών ($50 \leq h < 80\text{km}$, $80 \leq h < 100\text{km}$, και $h \geq 100\text{km}$, αντίστοιχα) και έγινε διάκριση των σεισμολογικών σταθμών σε αυτούς οι οποίοι βρίσκονται στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο, σύμφωνα με τη προσέγγιση που περιγράφηκε στο 2^ο Κεφάλαιο και την οποία έχουν εφαρμόσει και οι *Skarlatoudis et al.* [2013]. Επίσης πραγματοποιήθηκε διαχωρισμός των σεισμών σε αυτούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας (in-slab events) και σε αυτούς οι οποίοι απαντώνται στο όριο επαφής των πλακών (interface events) του Ν. Αιγαίου και της Αν. Μεσογείου, με κύριο κριτήριο παρόμοιες έρευνες που αφορούν παγκόσμια δεδομένα [*Atkinson and Boore*, 2003], καθώς και ανάλογα με τη θέση της πηγής σε σχέση με το βυθιζόμενο τέμαχος όπως έχει επιβεβαιωθεί από προηγούμενες μελέτες [*Papazachos and Comninakis*, 1971; *Konstantinou and Melis*, 2008; *Boore et al.*, 2009b; *Skarlatoudis et al.*, 2009]. Με τις κατηγοριοποιήσεις αυτές έγινε εφικτή η άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων των χρόνων απόσβεσης με τα αποτελέσματα που αφορούν τις ισχυρές εδαφικές κινήσεις των *Skarlatoudis et al.* [2013].

Πριν τη μελέτη της εξάρτησης των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση, κρίθηκε απαραίτητη η εξαίρεση ορισμένων τιμών από συγκεκριμένους σταθμούς καταγραφής σύμφωνα με τα αποτελέσματα που αφορούν τη



Σχήμα 4.7 Τομογραφικές εικόνες που προέκυψαν από τις δοκιμές τύπου «σκακιέρας» για τα βάθη των 60, 80 και 100km και για τα S κύματα. Οι περιοχές που περικλείουν οι μαύρες γραμμές περικλείουν τους σεισμολογικούς σταθμούς για τους οποίους έγιναν τα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης-υποκεντρικής απόστασης για τη σύγκριση τους με τις σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής σεισμικής κίνησης από την εργασία των Skarlatoudis et al. (2013). Με πράσινα τρίγωνα παριστάνονται τα επίκεντρα των 21 σεισμών ενδιαμέσου βάθους για τους οποίους υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης, καθώς και τα ονόματα των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση.

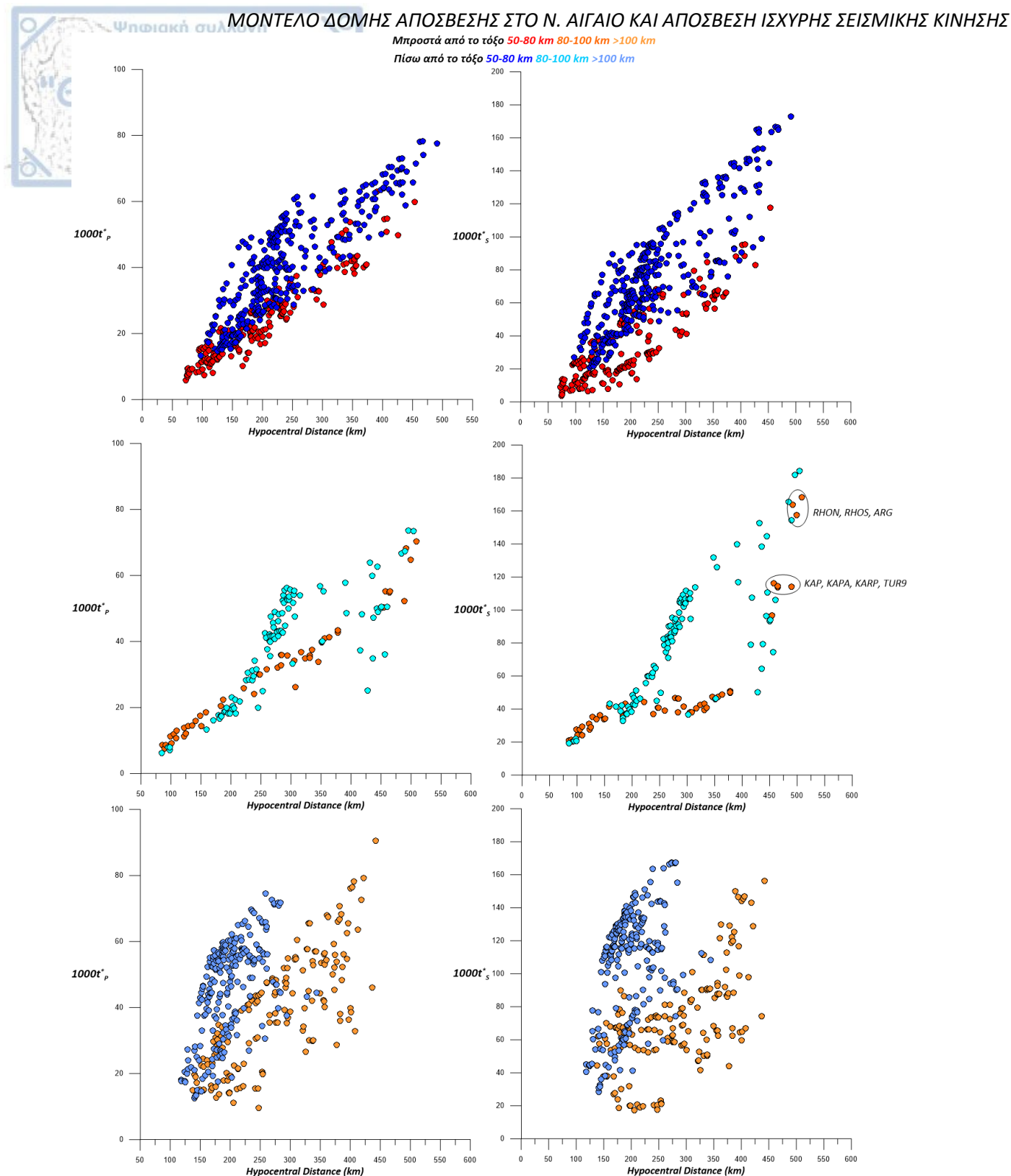
διακριτική ικανότητα του τελικού μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης (**Σχήμα 4.7**), όπως προέκυψαν από τις διακριτικές δομικές τύπου «σκακιέρας» που αναφέρθηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο.

Στο **Σχήμα 4.7** παρουσιάζονται οι τομογραφικές εικόνες οι οποίες προέκυψαν από την αντιστροφή των συνθετικών χρόνων απόσβεσης με τη χρήση του ημιτονοειδούς αρχικού μοντέλου για τα S κύματα, για τα εστιακά βάθη των 60, 80 και 100km, οι σεισμοί του **Πίνακα 4.1** και οι σταθμοί οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των χρόνων απόσβεσης από το

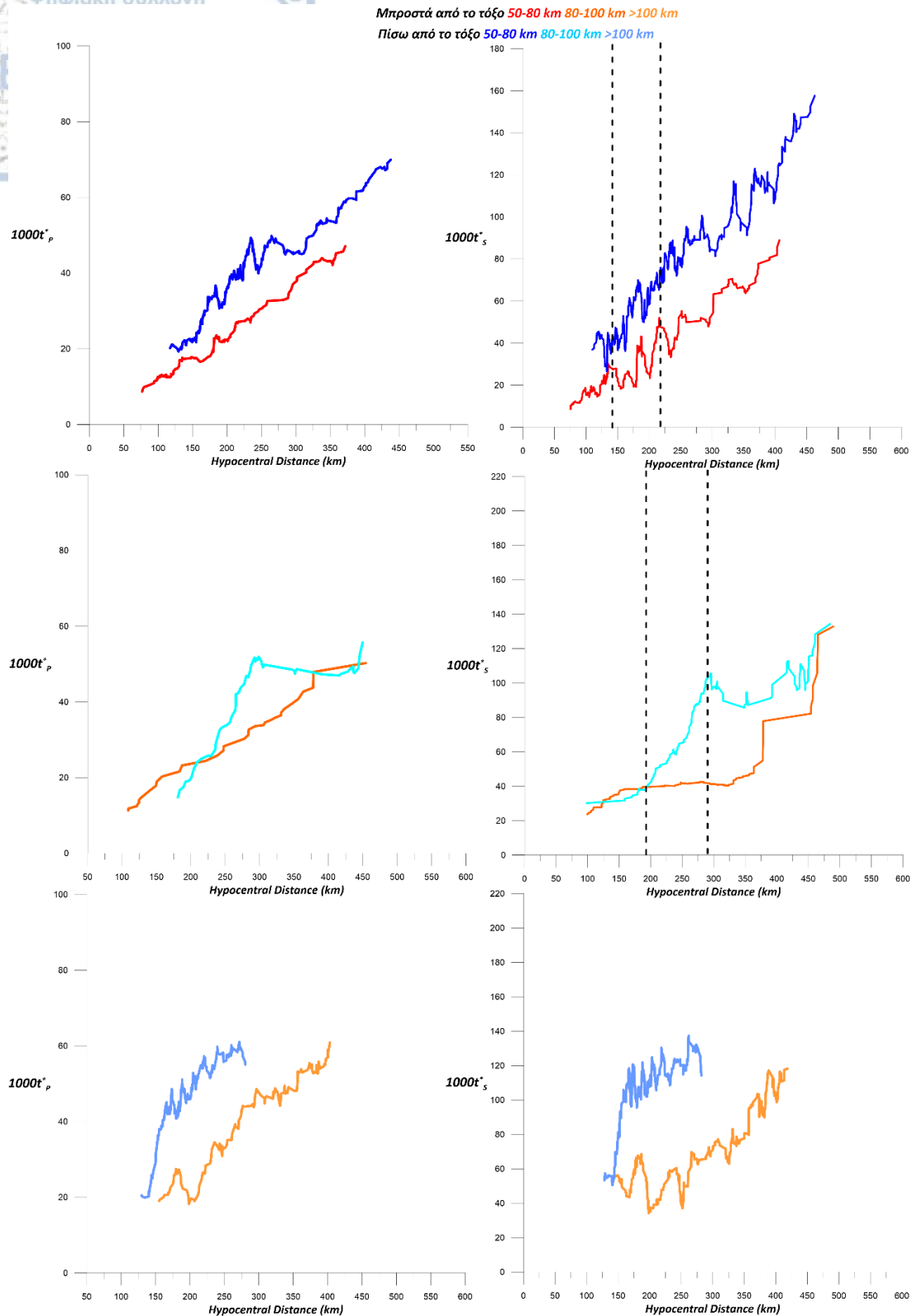
συγκεκριμένο σύνολο σεισμών. Για την κατηγορία των σεισμών με βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$, έγινε χρήση της πλειοψηφίας των σεισμολογικών σταθμών και μόνο οι συνθετικοί χρόνοι για τους σταθμούς οι οποίοι περικλείονται από τους κόκκινους κύκλους δε λήφθηκαν υπόψη. Για την ομάδα σεισμών με εστιακά βάθη $80 \leq h < 100\text{km}$ και $h \geq 100\text{km}$ χρησιμοποιήθηκαν στα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης-υποκεντρικών αποστάσεων οι σταθμοί οι οποίοι περικλείονται στην περιοχή που καλύπτουν οι μαύρες καμπύλες γραμμές στις αντίστοιχες τομογραφικές εικόνες του **Σχήματος 4.7** που αντιστοιχούν στα βάθη των 80 και 100km.

Τα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση φαίνονται στο **Σχήμα 4.8** για τα P κύματα (t_p^*), αριστερά, ενώ και για τα S κύματα (t_s^*), δεξιά. Στο ανώτερο τμήμα του σχήματος παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης για την ομάδα εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, στο μεσαίο τμήμα για την ομάδα $80 \leq h < 100\text{km}$ και στο κατώτερο τμήμα για την κατηγορία $h \geq 100\text{km}$ για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας. Προκειμένου να είναι ευκολότερη η σύγκριση της εξάρτησης των χρόνων απόσβεσης με την απόσταση με αυτή που δείχνουν οι ισχυρές εδαφικές κινήσεις (PGA, PSA) κατασκευάστηκαν διαγράμματα με τη χρήση των κινούμενων μέσων όρων, η οποία διευκολύνει την οπτική σύγκριση των αποτελεσμάτων τα οποία φαίνονται στα διαγράμματα του **Σχήματος 4.9**, με την ίδια κατηγοριοποίηση όπως και στο **Σχήμα 4.8**. Η σύγκριση με τα αποτελέσματα από την εργασία των *Skarlatoudis et al.* [2013], πραγματοποιήθηκε για τους χρόνους απόσβεσης των S κυμάτων, επειδή τα εγκάρσια κύματα έχουν μεγαλύτερα πλάτη από τα P κύματα και προκαλούν τις μεγαλύτερες καταστροφές.

Συγκρίνοντας την εξάρτηση των χρόνων απόσβεσης με την απόσταση (**Σχήμα 4.9**) με αυτή της ισχυρής σεισμικής κίνησης των *Skarlatoudis et al.* [2013], παρατηρείται η ίδια χαρακτηριστική διαφορά στους χρόνους απόσβεσης, όπως και για τις τιμές **PGA** και **PSA**, ανάμεσα στους σταθμούς που βρίσκονται στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο για σεισμούς με εστιακά βάθη $h \geq 100\text{km}$, με τις τιμές των χρόνων απόσβεσης να εμφανίζουν εμφανώς μεγαλύτερες τιμές στην οπισθότοξη περιοχή σε όλη την κλίμακα των υποκεντρικών αποστάσεων. Σε ότι αφορά τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$, οι χρόνοι απόσβεσης που παρουσιάζονται στο σχήμα με τους κινούμενους μέσους όρους (**Σχήμα 4.9**), φαίνονται να διαφέρουν σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις, όμως, παρατηρώντας τα ίδια τα αποτελέσμα-



Σχήμα 4.8 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος του σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του τελικού μοντέλου. Επάνω παριστάνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80 \text{ km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100 \text{ km}$ και κάτω για $h \geq 100 \text{ km}$. Με κόκκινες αποχρώσεις φαίνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι σταθμοί στο εσωτερικό τόξο. Στην κατηγορία εστιακών βαθών $80 \leq h < 100 \text{ km}$, μέσα σε κύκλο βρίσκονται οι 3 σταθμοί οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως εξωτερικού τόξου ενώ εμφανίζουν μεγάλες τιμές στους χρόνους απόσβεσης (βλέπε κείμενο για επεξήγηση)



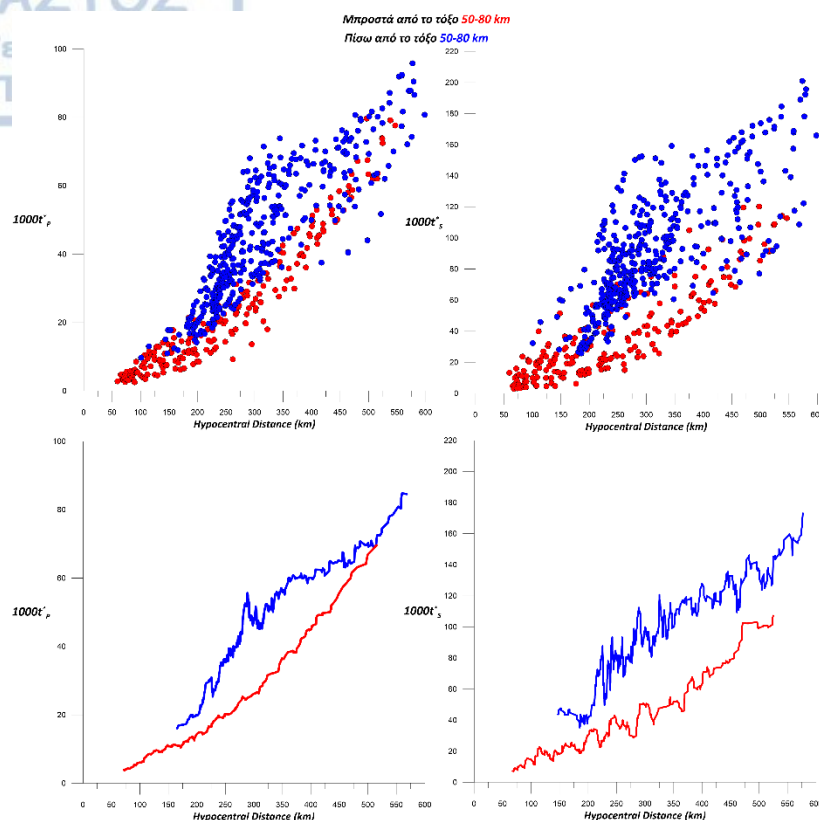
Σχήμα 4.9 Κινούμενοι μέσοι όροι χρόνων απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) σε συνάρτηση με την απόσταση για τα δεδομένα του Σχήματος 4.8. Επάνω παριστάνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $45 \leq h < 80\text{km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100\text{km}$ και κάτω για $h \geq 100\text{km}$. Με κόκκινες καμπύλες παριστάνονται οι σταθμοί μπροστά από το τόξο και μπλε οι σταθμοί πίσω από το τόξο. Οι κατακόρυφες στικτές γραμμές αντιστοιχούν στις κρίσιμες υποκεντρικές αποστάσεις $\sim 140\text{km}$ - $\sim 220\text{km}$ και $\sim 190\text{km}$ - $\sim 290\text{km}$ για τις κατηγορίες εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$ και $80 \leq h < 100\text{km}$, αντίστοιχα.



τα (**Σχήμα 4.8**-πάνω δεξιά), διαπιστώνεται ότι οι χρόνοι απόσβεσης t_s^* έχουν παρόμοιες τιμές για τους σταθμούς πίσω και μπροστά από το τόξο στις μικρές υποκεντρικές αποστάσεις, ενώ ξεκινάει μια σταδιακή διαφοροποίηση στις τιμές από την απόσταση των ~140km η οποία βαθμιαία αυξάνει μέχρι τα ~225km όπου γίνεται μέγιστη και στη συνέχεια για μεγαλύτερες υποκεντρικές αποστάσεις παραμένει σχεδόν σταθερή. Οι Skarlatoudis et al. [2013], με βάση τα αποτελέσματα των ισχυρών εδαφικών κινήσεων προσδιόρισαν τη διαφοροποίηση αυτή ανάμεσα στους σταθμούς πίσω και μπροστά από το τόξο σε μεγαλύτερες υποκεντρικές αποστάσεις (~205-355km) για τη συγκεκριμένη ομάδα εστιακών βαθών.

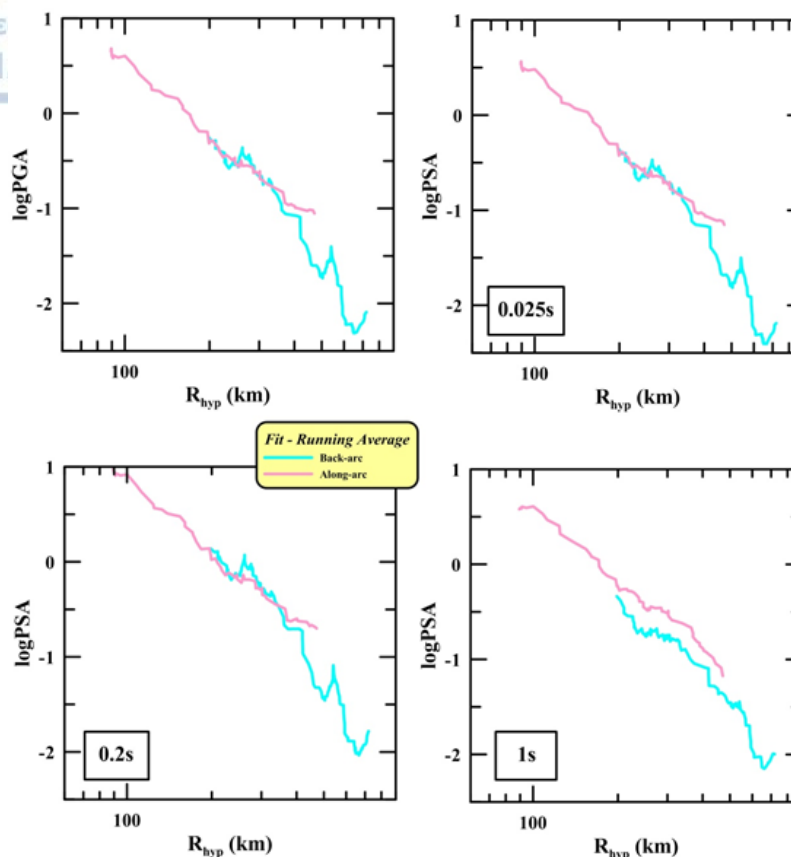
Στην κατηγορία των σεισμών με εστιακά βάθη $80 \leq h < 100\text{km}$, παρατηρείται όπως και στην περίπτωση των ισχυρών εδαφικών κινήσεων, πως οι χρόνοι απόσβεσης για τους σταθμούς μπροστά και πίσω από το τόξο είναι παρόμοιοι στις μικρές υποκεντρικές αποστάσεις (**Σχήμα 4.8** και **Σχήμα 4.9**), και αρχίζουν να αποκλίνουν από την απόσταση των ~190km μέχρι τα ~290km, όπου και φαίνεται να αποκτούν τη μέγιστη διαφορά. Οι Skarlatoudis et al. [2013], οριοθετούν τις αποστάσεις αυτές για την ίδια ομάδα βαθών στα ~140km-~240km (**Σχήμα 4.6**).

Η ίδια διαδικασία χαρτογράφησης των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν με βάση το νέο τρισδιάστατο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση, εφαρμόστηκε και για τους σεισμούς του **Πίνακα 4.1** με εστίες στην περιοχή της επαφής των δύο λιθοσφαιρικών πλακών (Αιγαίου-Αν. Μεσογείου). Πρόκειται για πιο ρηχούς ενδιαμέσου βάθους σεισμούς, τα επίκεντρα των οποίων παρουσιάζονται στο χάρτη του **Σχήματος 4.5** με μαύρα τρίγωνα. Για τους σεισμούς αυτούς δεν ήταν απαραίτητος ο διαχωρισμός τους ανάλογα με το εστιακό βάθος, αφού αυτά είναι μεταξύ ~45-~60km. Στο **Σχήμα 4.10** παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για τους σεισμούς της συγκεκριμένης ομάδας για τα P κύματα (t_p^*) στο αριστερό τμήμα του σχήματος, και για τα S κύματα (t_s^*) δεξιά. Στο ίδιο σχήμα, στο κάτω μέρος, φαίνονται οι καμπύλες που προέκυψαν από την εφαρμογή του κινούμενου μέσου όρου στα δεδομένα. Από τα διαγράμματα του **Σχήματος 4.10** φαίνεται ότι οι χρόνοι απόσβεσης για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών, εμφανίζουν διαφορές ανάμεσα στους σταθμούς που βρίσκονται στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο, σε όλες σχεδόν τις υποκεντρικές αποστάσεις, με τους σταθμούς



Σχήμα 4.10 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) σε συνάρτηση με την απόσταση και οι αντίστοιχες καμπύλες που προέκυψαν από την εφαρμογή του κινούμενου μέσου όρου (κάτω) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς με εστίες στη διεπαφή των λιθосφαιρικών πλακών (interface events) σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης, για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του τελικού μοντέλου. Με κόκκινο παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι σταθμοί στο εσωτερικό τόξο.

εσωτερικά του τόξου να εμφανίζουν μεγαλύτερες τιμές. Για μικρές υποκεντρικές αποστάσεις δεν υπάρχουν υπολογισμένοι χρόνοι απόσβεσης για σταθμούς εσωτερικά του τόξου αφού οι σεισμοί στη διεπαφή των πλακών είναι όλοι στο εξωτερικό μέρος του τόξου, και επομένως οι σταθμοί εσωτερικά του τόξου βρίσκονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις. Οι Skarlatoudis et al. [2013] βρίσκουν ότι για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών, η διαφοροποίηση ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικά και εξωτερικά του τόξου στις ισχυρές σεισμικές εδαφικές κινήσεις (PGA και PSA), εξαρτάται από τη συχνότητα, επειδή η διαφορά αυτή αυξάνεται στις υψηλότερες συχνότητες μόνο μετά την υποκεντρική απόσταση των 300-350km, ενώ στις χαμηλότερες συχνότητες (1Hz), η διαφορά είναι εμφανής σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις (Σχήμα 4.11).



Σχήμα 4.11 Διαγράμματα των κινούμενων μέσων όρων των τιμών της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης (PGA) και των ψευδοφασματικών επιταχύνσεων (PSA) με συντελεστή απόσβεσης 5% για τις περιόδους 0.025, 0.2, 1, και 4sec με αναγωγή σε σεισμό μεγέθους $M=5.5$ για συνθήκες βράχου, σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για τους σεισμούς στο όριο επαφής των πλακών. Οι καμπύλες με τις κυανές αποχρώσεις αντιστοιχούν σε δεδομένα στην οπισθότοξη περιοχή, ενώ οι ροζ καμπύλες σε δεδομένα κατά μήκος του τόξου.

Από τα αποτελέσματα των χρόνων απόσβεσης για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος, διαπιστώνεται η ύπαρξη υψηλών τιμών χρόνων απόσβεσης σε σταθμούς οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως εξωτερικού τόξου σε μεγάλες υποκεντρικές αποστάσεις, οι οποίες φυσικά επηρεάζουν την τελική μορφή των αποτελεσμάτων για τη συγκεκριμένη κατηγορία εστιακών βαθών και στα διαγράμματα των κινούμενων μέσων όρων (Σχήμα 4.9-μεσαίο δεξί διάγραμμα). Λόγω των υψηλών αυτών τιμών στους χρόνους απόσβεσης για σταθμούς στο εξωτερικό τόξο φαίνεται η διαφορά ανάμεσα στους εσωτερικού και εξωτερικού τόξου σταθμούς να μειώνεται μετά από τα ~450km. Μάλιστα σε πολύ μεγάλες αποστάσεις εμφανίζονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο να έχουν μεγαλύτερες τιμές από τους

οπισθότοξους σταθμούς. Οι τιμές αυτές σημειώνονται από τις ελλείψεις του **Σχήματος 4.8** και συγκεκριμένα, για το σύνολο των 14 από τους 21 σεισμούς οι οποίοι μελετήθηκαν και έγιναν στο βυθιζόμενο τέμαχος (in slab), αντιστοιχούν σε σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται στο ανατολικό άκρο της περιοχής μελέτης. Οι υψηλές τιμές αυτές στους χρόνους απόσβεσης, προέκυψαν από τους υπολογισμούς από τα αποτελέσματα για το σεισμό με α/α 16 του **Πίνακα 4.1-(Σχήμα 4.5)**.

Ο λόγος για τον οποίο συμβαίνει το φαινόμενο αυτό, οφείλεται στον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιήθηκε ο χαρακτηρισμός των σταθμών ως εσωτερικού (back-arc) ή εξωτερικού (fore-arc) τόξου. Όπως περιγράφηκε στο 2^ο Κεφάλαιο (**Σχήμα 2.13**), ο σχετικός χαρακτηρισμός ενός σταθμού, δε λαμβάνει υπ' όψη μόνο τη θέση του σεισμού και τη σχετική με αυτόν θέση του σταθμού καταγραφής, αλλά και στο αν τα κύματα που καταγράφονται σε ένα σταθμό διαπερνούν την περιοχή η οποία χαρακτηρίζεται ως οπισθότοξη, άσχετα αν ο σταθμός αυτός βρίσκεται στο εξωτερικό τόξο. Η διαδικασία αυτή, όμως, είχε πραγματοποιηθεί μόνο στην περίπτωση που το επίκεντρο του σεισμού βρισκόταν στην χαρακτηρισμένη ως μπροστά από το τόξο περιοχή (περιοχή εκτός της καμπύλης του χάρτη του **Σχήματος 4.5**). Έτσι, για το συγκεκριμένο σύνολο των 14 σεισμών με εστίες μέσα στην καταδυόμενη λιθοσφαιρική πλάκα (in slab) που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, ενώ ο σεισμός με αριθμό 14 του **Πίνακα 4.1** πληροί τις προδιαγραφές για το χαρακτηρισμό των σταθμών σαν μπροστά ή πίσω από το τόξο, αφού βρίσκεται στην εξωτερική περιοχή του τόξου, δε συμβαίνει το ίδιο και για το σεισμό με αριθμό 16, λόγω του ότι αυτός βρίσκεται στην οπισθότοξη περιοχή. Σε αυτή την παραδοχή οφείλεται η εικόνα που εμφανίζεται στους χρόνους απόσβεσης στα **Σχήματα 4.8** και **4.9**.

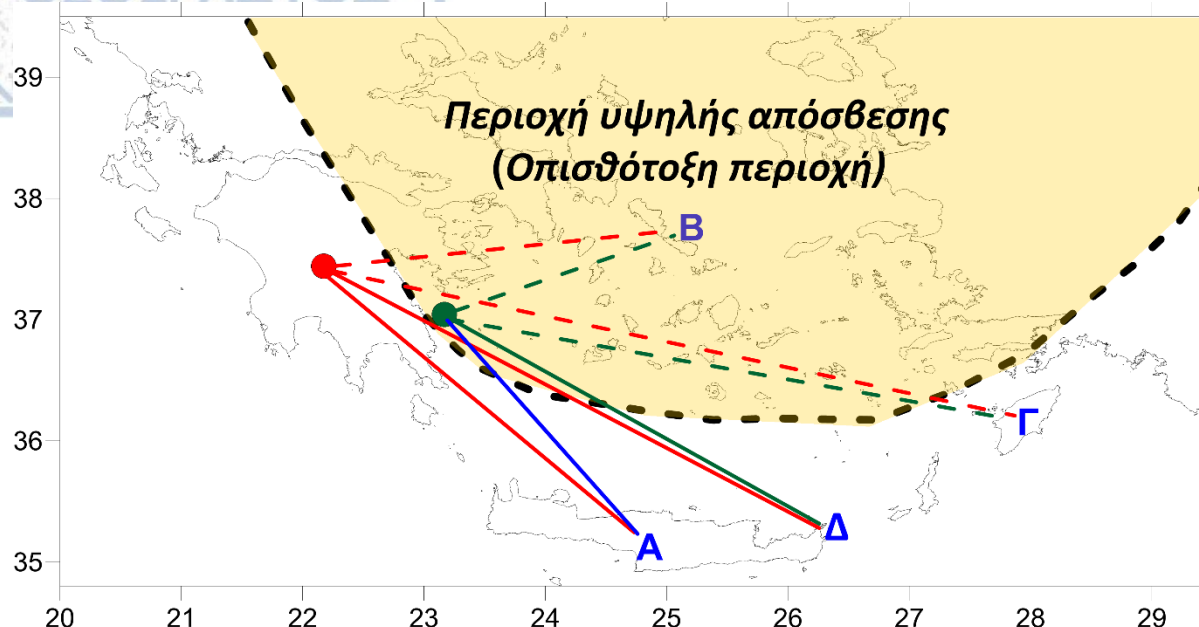
Προέκυψε επομένως η αναγκαιότητα μερικής αναθεώρησης του τρόπου με τον οποίο πραγματοποιείται ο χαρακτηρισμός ενός σταθμού σαν εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου όπως είχε αρχικά προταθεί από τους *Skarlatoudis et al.* [2013]. Για το λόγο αυτό δημιουργήθηκε νέος κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN, ο οποίος εκτός από τη σχετική θέση του σεισμού σταθμού καταγραφής, για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο εξωτερικό τμήμα του τόξου, λήφθηκε υπόψη το ποσοστό της ακτίνας το οποίο περνάει από την οπισθότοξη (υψηλής απόσβεσης) περιοχή. Αν δηλαδή η σεισμική ακτίνα ενός σεισμού διαπερνάει περισσότερο από το 50% του μήκους της την οπισθότοξη περιοχή, μέχρι να φτάσει στο σταθμό



καταγραφής, τότε ο σταθμός αυτός χαρακτηρίζεται ως οπισθότοξος, άσχετα αν η θέση του είναι στην περιοχή του εξωτερικού τόξου.

Για να γίνει κατανοητή η διαδικασία αυτή, δίνεται το παράδειγμα του **Σχήματος 2.13** (2^ο Κεφαλαίο) σύμφωνα με τη νέα προσέγγιση στο **Σχήμα 4.12**. Σύμφωνα με την προηγούμενη προσέγγιση αν ένας σεισμός ενδιαμέσου βάθους είχε εκδηλωθεί στην περιοχή που σημειώνεται με τον κόκκινο κύκλο, τότε α) ο σταθμός καταγραφής στη θέση Α θα χαρακτηριζόταν ως «εξωτερικού τόξου», αφού η σεισμική ακτίνα δε θα περάσει από την οπισθότοξη περιοχή, β) ο σταθμός στη θέση Β θα χαρακτηριζόταν ως «οπισθότοξος», αφού βρίσκεται στην περιοχή αυτή και, γ) ο σταθμός Γ θα χαρακτηριζόταν επίσης ως «οπισθότοξος», παρά το γεγονός ότι βρίσκεται στην περιοχή κατά μήκος του τόξου, αφού η σεισμική ακτίνα για να φτάσει στον συγκεκριμένο σταθμό διασχίζει την περιοχή υψηλής ανελαστικής απόσβεσης, με αποτέλεσμα τα κύματα να έχουν υποστεί έντονη απόσβεση. Στην περίπτωση όμως που ένας σταθμός βρίσκεται στη θέση Δ, τότε με βάση την αρχική προσέγγιση [Skarlatoudis et al., 2013], αυτός θα χαρακτηριζόταν ως «οπισθότοξος», αφού έστω και ένα μικρό μέρος της σεισμικής ακτίνας διέρχεται από τη χαρακτηρισμένη ως περιοχή υψηλής απόσβεσης.

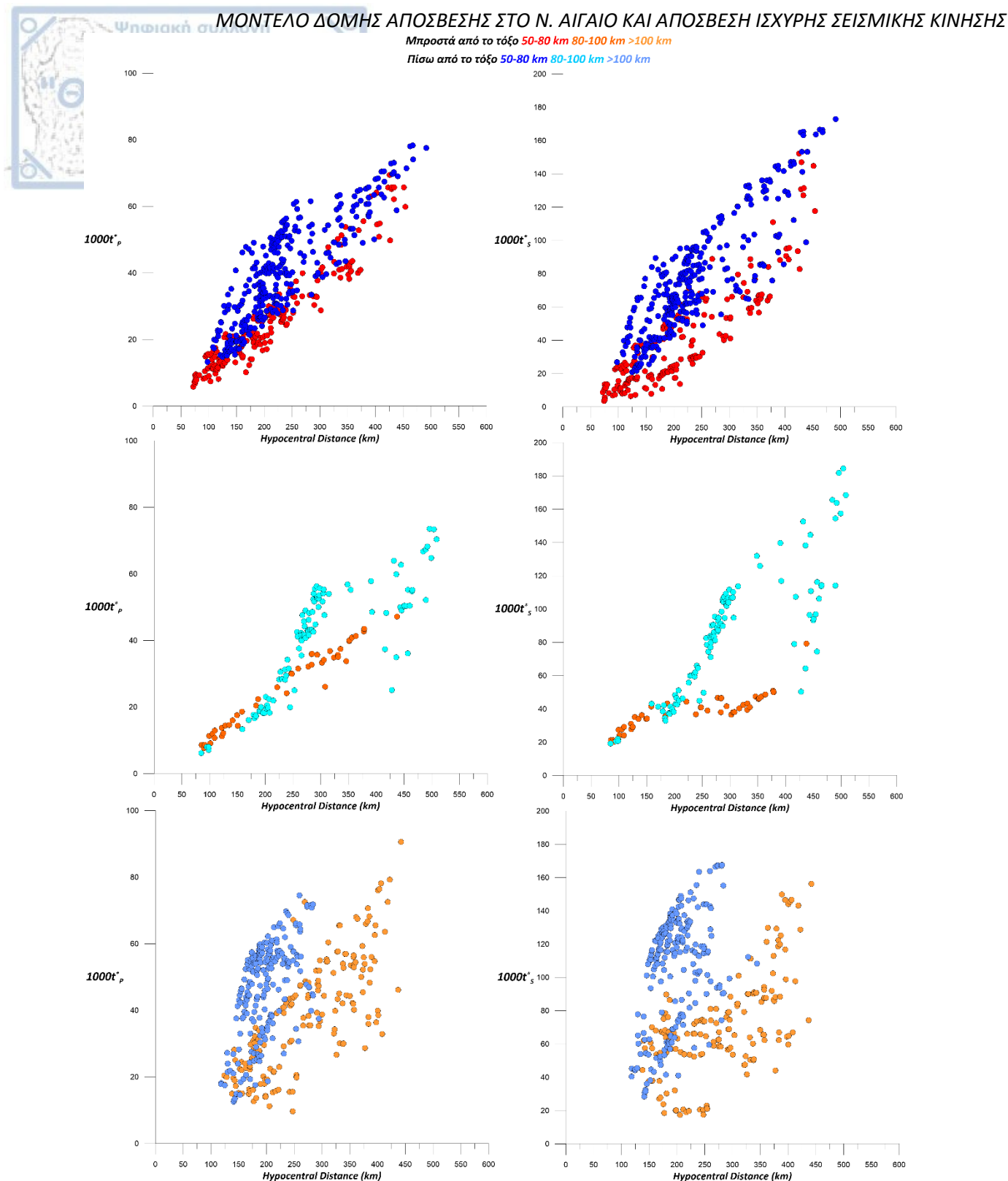
Στη νέα τροποποιημένη προσέγγιση, ο σταθμός Δ θεωρείται ως «εξωτερικού τόξου», αφού το τμήμα της ακτίνας το οποίο διέρχεται από την υψηλής απόσβεσης περιοχή είναι πολύ μικρό και στην πραγματικότητα τα κύματα μπορούν να διαδοθούν «καμπυλόγραμμα» κατά μήκος της καταδύομενης λιθόσφαιρας, εξωτερικά της περιοχής υψηλής απόσβεσης. Επιπλέον, αν ένας σεισμός έχει επίκεντρο στην περιοχή που σημειώνεται με πράσινο κύκλο, τότε η νέα αυτή προσέγγιση ισχύει και για το σεισμό αυτό, άσχετα αν το επίκεντρό του βρίσκεται στη χαρακτηρισμένη ως οπισθότοξη περιοχή. Με βάση τα παραπάνω, και στην περίπτωση αυτού του σεισμού, ο σταθμός Α χαρακτηρίζεται ως «εξωτερικού τόξου», ο σταθμός Β ως «οπισθότοξος», ο σταθμός Γ ως «οπισθότοξος» και τέλος ο σταθμός Δ ως «εξωτερικού τόξου». Στο σημείο αυτό θα πρέπει να σημειωθεί ότι η προσέγγιση αυτή εφαρμόστηκε για τους σεισμούς οι οποίοι έχουν εστιακά βάθη έως και 100km, καθώς οι σεισμοί που εκδηλώνονται σε μεγάλα βάθη είτε επηρεάζονται από τη σφήνα του μανδύα η οποία είναι υπεύθυνη για την έντονη απόσβεση που υφίστανται τα κύματα αν ο σταθμός καταγραφής τους βρίσκεται στην οπισθότοξη περιοχή, είτε όχι, αν ο σταθμός βρίσκεται εξωτερικά της περιοχής αυτής οπότε οι



Σχήμα 4.12 Τροποποιημένη προσέγγιση στο χαρακτηρισμό ενός σταθμού ως μπροστά ή πίσω από το τόξο. Ως οπισθότοξοι χαρακτηρίζονται τόσο ο σταθμός Β όσο και ο σταθμός Γ αφού μεγάλο τμήμα της σεισμικής ακτίνας περνάει από την περιοχή υψηλής απόσβεσης ενώ τόσο ο σταθμός Α όσο και ο σταθμός Δ χαρακτηρίζονται ως μπροστά από το τόξο αφού οι ακτίνες είτε δεν περνάνε καθόλου είτε περνάνε κατά ένα ποσοστό μικρότερο από 50% από την οπισθότοξη περιοχή και για τους δύο σεισμούς που συμβολίζονται με τον κόκκινο και τον πράσινο κύκλο αντίστοιχα, παρά το γεγονός ότι ο ένας έχει επίκεντρο στην περιοχή πίσω από το τόξο (πράσινο) ενώ δεύτερος (κόκκινος) έχει επίκεντρο στην περιοχή μπροστά από το τόξο. Οι συνεχείς γραμμές συμβολίζουν τις ακτίνες για τις οποίες οι σταθμοί εντάσσονται στην κατηγορία των σταθμών μπροστά από το τόξο, ενώ οι διακεκομμένες γραμμές τις ακτίνες για τις οποίες οι σταθμοί χαρακτηρίζονται ως οπισθότοξοι.

σεισμικές ακτίνες δεν την διαπερνούν, και επομένως η αρχική προσέγγιση της σχετικής θέσης σταθμού-σεισμού είναι επαρκής (βλέπε παρακάτω και απεικόνιση του μοντέλου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, **Σχήμα 4.26**).

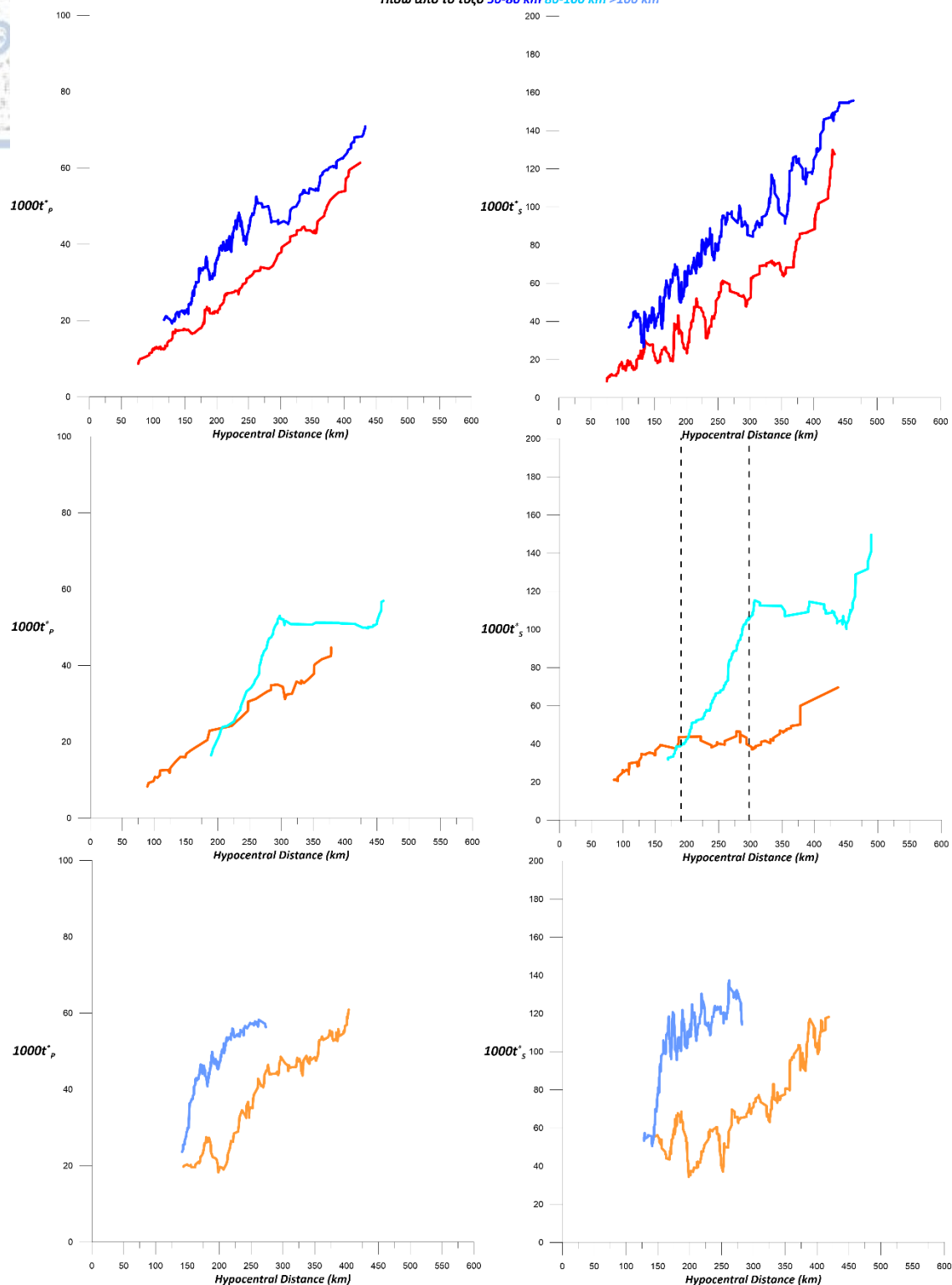
Εφαρμόζοντας τη νέα αυτή προσέγγιση για το χαρακτηρισμό των σταθμών καταγραφής, κατασκευάστηκαν εκ νέου τα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης-υποκεντρικής απόστασης για το σύνολο των σεισμών του **Πίνακα 4.1**. Στα **Σχήματα 4.13** και **4.14** απεικονίζονται οι χρόνοι απόσβεσης και οι κινούμενοι μέσοι όροι αντίστοιχα για τους σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος, ενώ στο **Σχήμα 4.15** οι χρόνοι απόσβεσης (πάνω) και οι κινούμενοι μέσοι όροι (κάτω) για τους σεισμούς στο όριο επαφής των πλακών. Όπως και στα προηγούμενα σχήματα (**Σχήμα 4.8** και **4.9**), στο αριστερό τμήμα του σχημάτων απεικονίζονται τα αποτελέσματα για τα Ρ κύματα (t_p^*), και στο δεξί για τα S κύματα (t_s^*). Στο πάνω τμήμα των **Σχημάτων 4.13** και **4.14** παρουσιάζονται



Σχήμα 4.13 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς του Πίνακα 4.1 με βάση το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS και έπειτα από την εφαρμογή του τροποποιημένου τρόπου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Πάνω φαίνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{ km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100\text{ km}$ και κάτω για $h \geq 100\text{ km}$. Με κόκκινα χρώματα φαίνονται οι σταθμοί μπροστά από το τόξο και μπλε οι οπισθότοξοι σταθμοί.

Μπροστά από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km

Πίσω από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km



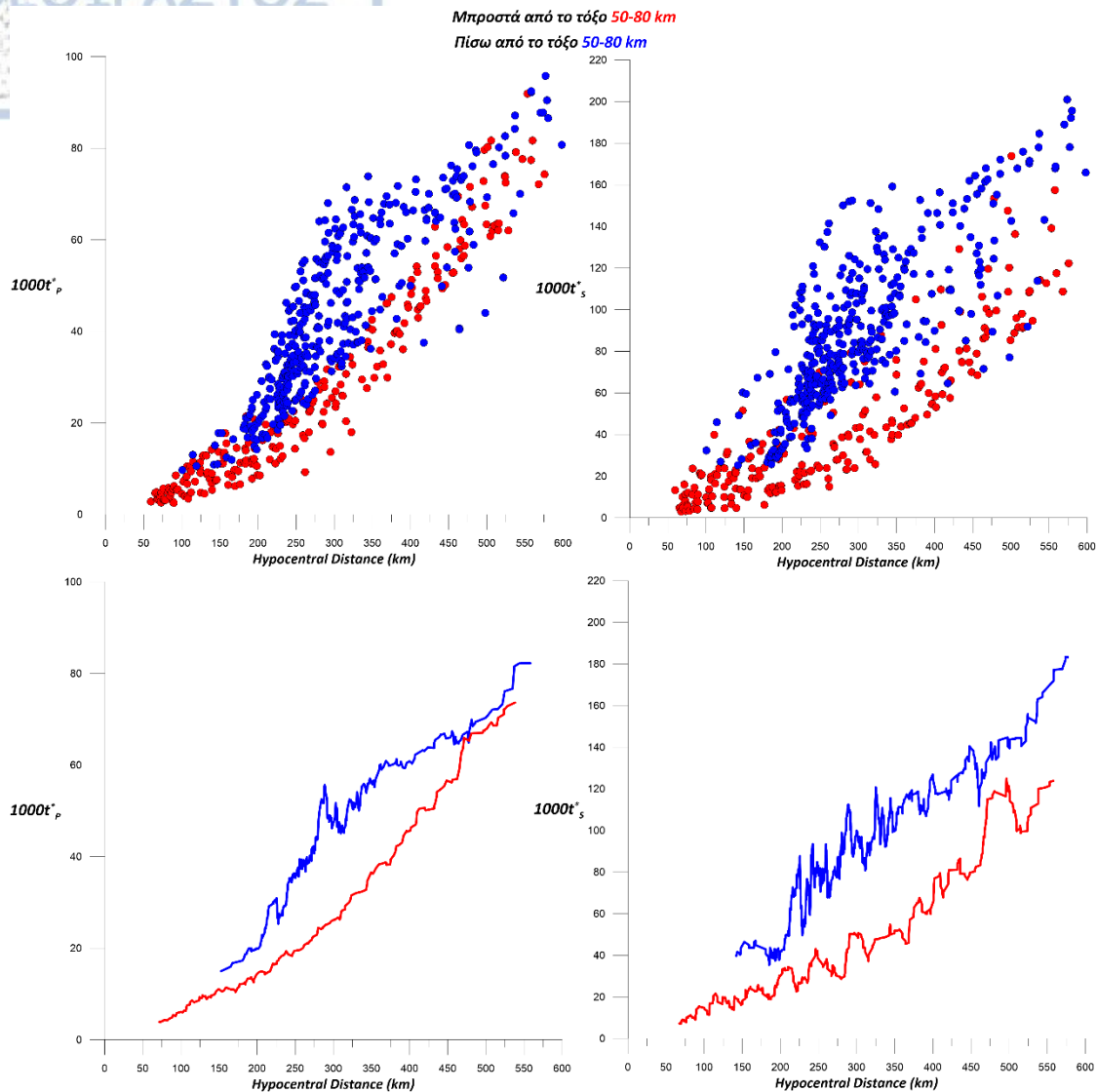
Σχήμα 4.14 Κινούμενοι μέσοι όροι χρόνων απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς του Πίνακα 4.1 σύμφωνα με το μοντέλο νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του νέου μοντέλου και έπειτα από την εφαρμογή του νέου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Επάνω παριστάνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100\text{km}$ και κάτω για $h \geq 100\text{km}$. Με κόκκινες καμπύλες παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι οπισθότοξοι σταθμοί. Οι κατακόρυφες ευθείες παριστάνουν τις κρίσιμες υποκεντρικές αποστάσεις $\sim 190\text{km}$ – $\sim 290\text{km}$ για τις κατηγορίες εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$ και $80 \leq h < 100\text{km}$ αντίστοιχα.



οι χρόνοι απόσβεσης για την ομάδα εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, στο μεσαίο τμήμα για την ομάδα $80 \leq h < 100\text{km}$ και στο κατώτερο τμήμα για την κατηγορία $h \geq 100\text{km}$.

Από τα νέα αυτά διαγράμματα γίνεται άμεσα αντιληπτή η διαφορά των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο, ιδιαίτερα για την κατηγορία εστιακών βαθών $80 \leq h < 100\text{km}$ όπου προηγούμενα παρατηρούνταν υψηλοί χρόνοι απόσβεσης σε σταθμούς οι οποίοι ήταν χαρακτηρισμένοι ως εξωτερικού τόξου (ARG, RHON, RHOS, KAP, KAPA, KARP, TUR9). Εφαρμόζοντας τη νέα προσέγγιση, όπως αυτή περιγράφηκε νωρίτερα, οι σταθμοί αυτοί, αλλά και άλλοι που πιθανά εμφάνιζαν το ίδιο πρόβλημα, απέκτησαν το σωστό «χαρακτηρισμό».

Από τη σύγκριση των νέων διαγραμμάτων των χρόνων απόσβεσης που προέκυψαν μετά την εφαρμογή της τροποποίησης για το χαρακτηρισμό των σταθμών καταγραφής με τα διαγράμματα της ισχυρής σεισμικής κίνησης, είναι πλέον εμφανής η ομοιότητα στις παρατηρούμενες διαφορές ανάμεσα στους σταθμούς στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο για τους σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος. Σε ότι αφορά τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$ η εικόνα παραμένει περίπου ίδια όπως και στα σχήματα με την παλαιότερη προσέγγιση (Σχήμα 4.8 και Σχήμα 4.9). Για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $80 \leq h < 100\text{km}$, παρατηρείται πιο καθαρά η διαφοροποίηση στις τιμές των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς στο εσωτερικό και εξωτερικό τόξο μετά από μια συγκεκριμένη υποκεντρική απόσταση, χωρίς την περαιτέρω μείωση αυτής της διαφοράς σε μεγαλύτερες υποκεντρικές αποστάσεις στους κινούμενους μέσους όρους (Σχήμα 4.14) ή την εμφάνιση μεγάλων τιμών στους χρόνους απόσβεσης σε σταθμούς μπροστά από το τόξο. Η συσχέτιση των παραπάνω αποτελεσμάτων των χρόνων απόσβεσης και της ισχυρής σεισμικής κίνησης με τα αποτελέσματα των Skarlatoudis et al. [2013] είναι προφανής, με την κύρια διαφορά να εντοπίζεται στις κρίσιμες αποστάσεις στις οποίες αυξάνει η διαφορά ανάμεσα στους σταθμούς πίσω και μπροστά από το τόξο. Σύμφωνα με τους Skarlatoudis et al. [2013] η μέγιστη διαφορά στις τιμές των ισχυρών εδαφικών κινήσεων παρατηρείται σε μεγαλύτερες αποστάσεις από αυτή που παρατηρείται στους χρόνους απόσβεσης, τόσο για την κατηγορία των εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, όσο και για την κατηγορία $80 \leq h < 100\text{km}$. Η εικόνα της διαφοροποίησης ανάμεσα στους οπισθότοξους και εξωτερικά του τόξου σταθμούς σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις για τους σεισμούς με



Σχήμα 4.15 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) και οι αντίστοιχοι κινούμενοι μέσοι όροι (κάτω) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στη διεπαφή των λιθοσφαιρικών πλακών του **Πίνακα 4.1** σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS, έπειτα από την εφαρμογή του νέου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του τελικού μοντέλου. Με κόκκινο παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι σταθμοί στο εσωτερικό τόξο.

εστιακά βάθη μεγαλύτερα των 100km παραμένει η ίδια, αφού όπως αναφέρθηκε η νέα τροποποιημένη προσέγγιση εφαρμόστηκε στους επιφανειακότερους σεισμούς.

Οι σεισμοί που εκδηλώνονται στο όριο επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών, τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης των οποίων σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση



παρουσιάζονται στο **Σχήμα 4.15**, εμφανίζουν σχεδόν όμοια εικόνα με τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης της συγκεκριμένης κατηγορίας πριν την εφαρμογή της νέας προσέγγισης χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής σε εσωτερικού και εξωτερικού τόξου (**Σχήμα 4.10**). Στο **Σχήμα 4.15** παρουσιάζονται για τους σεισμούς της συγκεκριμένης ομάδας οι συνθετικοί χρόνοι απόσβεσης για τα P κύματα (t_p^*) στο αριστερό τμήμα του σχήματος, ενώ στο δεξί φαίνονται τα αποτελέσματα για τα S κύματα (t_s^*). Στο ίδιο σχήμα, στο κάτω μέρος, απεικονίζονται και οι κινούμενοι μέσοι όροι των αποτελεσμάτων των χρόνων απόσβεσης. Όπως φαίνεται από τα διαγράμματα οι χρόνοι απόσβεσης των σεισμών στο όριο επαφής παρουσιάζουν διαφοροποιήσεις ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου, σε όλο το εύρος των εξεταζόμενων υποκεντρικών αποστάσεων.

4.4 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

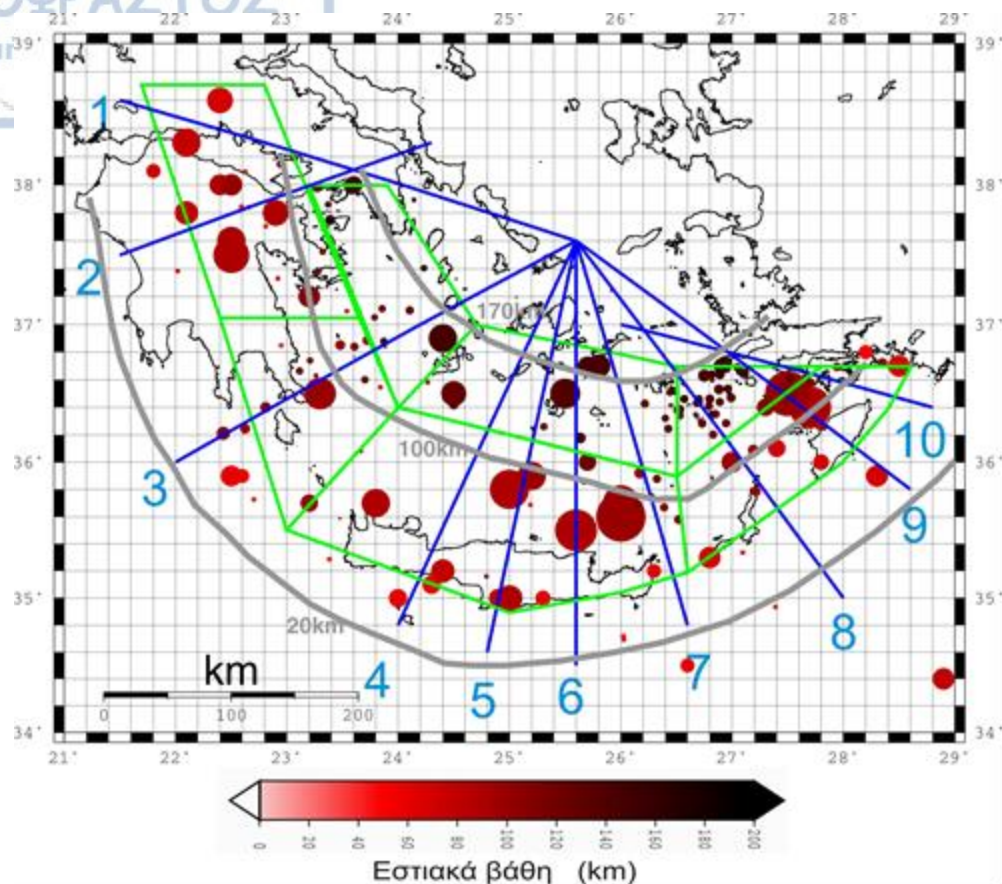
4.4.1 ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΟΥ ΚΑΤΑΛΟΓΟΥ ΣΕΙΣΜΩΝ ΕΝΔΙΑΜΕΣΟΥ ΒΑΘΟΥΣ

Μετά την ολοκλήρωση της σύγκρισης των χρόνων απόσβεσης με τα αποτελέσματα που αφορούν τη μεταβολή της ισχυρής εδαφικής κίνησης των *Skarlatoudis et al.* [2013], κρίθηκε σκόπιμη η αξιολόγηση του τρισδιάστατου μοντέλου απόσβεσης με την εφαρμογή του σε περισσότερα δεδομένα. Οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι χρησιμοποιήθηκαν στην προηγούμενη σύγκριση ήταν περιορισμένοι (οι ίδιοι 21 σεισμοί που χρησιμοποιήθηκαν από τους *Skarlatoudis et al.* [2013]). Για το λόγο αυτό θεωρήθηκε αναγκαία η εξέταση του μοντέλου χρησιμοποιώντας ένα νέο σύνολο δεδομένων, με στόχο τη μελέτη της εξάρτησης των χρόνων απόσβεσης από την υποκεντρική απόσταση για τους διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς καταγραφής και τη συσχέτιση τους με τη χωρική μεταβολή της ισχυρής σεισμικής κίνησης.

Για τη νέα αυτή σύγκριση δημιουργήθηκε ένας συνθετικός κατάλογος σεισμών ενδιαμέσου βάθους με κατάλληλο κώδικα (FORTRAN σύμφωνα με τα διαθέσιμα για τη ζώνη Wadati-Benioff του Ν. Αιγαίου δεδομένα όπως αυτά περιγράφηκαν στο 2^ο Κεφάλαιο. Η ζώνη

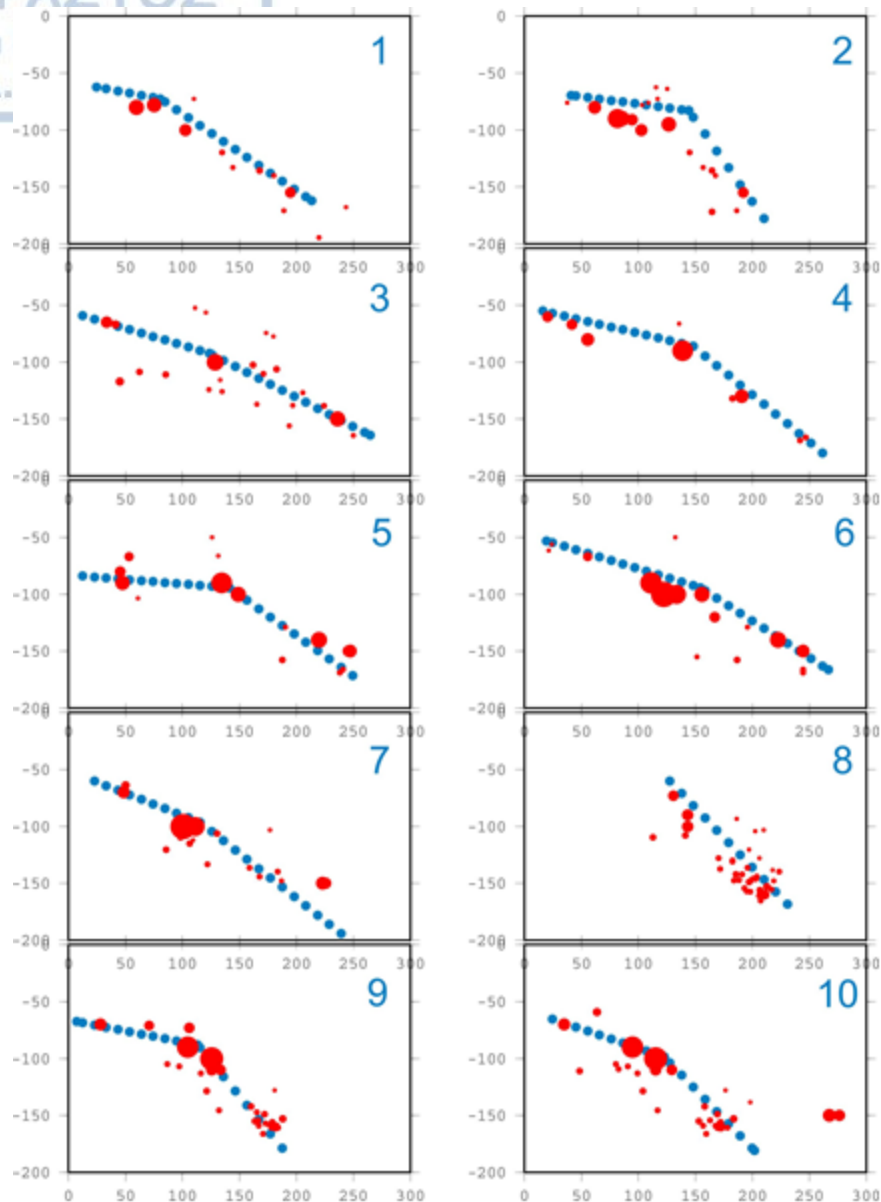
Wadati-Benioff στο Ν. Αιγαίο χωρίζεται σε δύο επιμέρους κλάδους. Ο επιφανειακότερος κλάδος ($20\text{km} \leq h \leq 100\text{km}$) βρίσκεται κατά μήκος του εξωτερικού τμήματος του ελληνικού τόξου και βυθίζεται προς το εσωτερικό τμήμα του τόξου με μικρή γωνία κλίσης (περίπου $20^\circ - 30^\circ$). Στο τμήμα αυτό υπάρχει σύζευξη μεταξύ του ωκεάνιου φλοιού της Αν. Μεσογείου και της μικροπλάκας του Αιγαίου, και εκδηλώνονται οι μεγάλοι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους, το μέγεθος των οποίων μπορεί να φτάσει ακόμα και σε μέγεθος της τάξης του $M \sim 8.0$. Ο βαθύτερος κλάδος ($100\text{km} \leq h \leq 180\text{km}$) εντοπίζεται στο εσωτερικό τμήμα του τόξου με γωνία κλίσης ($\sim 45^\circ - 50^\circ$), όπου πραγματοποιείται «ελεύθερη» βύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας κάτω από την ηπειρωτική και εκδηλώνονται σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με μεγέθη έως $M=7.0$. Ο συνθετικός κατάλογος για την αξιολόγηση του μοντέλου απόσβεσης, δημιουργήθηκε με τη χρήση ενός απλού μοντέλου εκτίμησης της θέσης, του χρόνου και μεγέθους των σεισμών, η οποία βασίζεται στη δημιουργία συνθετικών καταλόγων μέσω μιας διαδικασίας Monte-Carlo. Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε στο πλαίσιο της διδακτορικής διατριβής του *Βαμβακάρη* [2010] και υιοθετήθηκε και στην παρούσα διατριβή, όπως αναλύεται στη συνέχεια.

Με στόχο τον ακριβέστερο προσδιορισμό της θέσης των εστιών στην καταδυόμενη ζώνη Wadati-Benioff, ο *Βαμβακάρης* [2010] χρησιμοποίησε περισσότερα από 220 επίκεντρα σεισμών των *Parazachos et al.* [2000], λαμβάνοντας υπόψη τις επτά ζώνες σεισμών ενδιαμέσου βάθους, όπως αυτές καθορίστηκαν από τους *Parazachos and Papaioannou* [1993] και παρουσίασε 10 εγκάρσιες τομές, κάθετες στην αμφιθεατρική μορφή της καταδυόμενης πλάκας προς το χώρο του κεντρικού Αιγαίου. Οι θέσεις των επικέντρων στη ζώνη Wadati-Benioff, οι ισοβαθείς καμπύλες των 20, 100 και 170km, καθώς και οι επτά ζώνες σεισμών ενδιαμέσου βάθους των *Parazachos and Papaioannou* [1993] και οι αντίστοιχες τομές από τη διδακτορική διατριβή του *Βαμβακάρη* [2010] παρουσιάζονται στο χάρτη του **Σχήματος 4.16**. Σε κάθε μία από τις τομές του **Σχήματος 4.16** χαρτογραφήθηκαν οι σεισμοί οι οποίοι βρίσκονταν σε μια λωρίδα πάχους 20km εκατέρωθεν της ευθείας κάθε τομής, με στόχο την εξασφάλιση της κάλυψης της περιοχής μελέτης με παράλληλη διατήρηση αλληλεπικαλυπτόμενων περιοχών, ιδιαίτερα στο εσωτερικό του τόξου.



Σχήμα 4.16 Επίκεντρα των σεισμών στη ζώνη Wadati-Benioff του Ν. Αιγαίου που χρησιμοποιήθηκαν από τον Βαμβακάρη [2010]. Με γκρι χρώμα απεικονίζονται οι ισοβαθείς καμπύλες των 20, 100 και 170km, ενώ με πράσινα πολύγωνα παρουσιάζονται οι ζώνες σεισμών ενδιαμέσου βάθους των Parazachos and Papaioannou [1993]. Με μπλε ευθείες φαίνονται οι θέσεις των 10 ενδεικτικών τομών του Σχήματος 4.17.

Τα διαγράμματα των κατακόρυφων αυτών τομών φαίνονται στο **Σχήμα 4.17**, όπου μπορεί κανείς να προσδιορίσει ανά θέση την κλίση του σειсмоγόνου στρώματος αλλά και τις αλλαγές της κλίσης με το βάθος. Είναι εμφανείς οι αλλαγές στις θέσεις των εστιών με το εστιακό βάθος, αλλά είναι επίσης ευδιάκριτη και η αλλαγή στην κλίση στο βυθιζόμενο τέμαχος της λιθοσφαιρικής πλάκας. Τα δεδομένα του **Σχήματος 4.16** προσομοιώθηκαν με τη χρήση κατάλληλης πολυωνυμικής εξίσωσης ελαχίστων τετραγώνων. Ειδικότερα, προσδιορίστηκε ένα πολυώνυμο 4^{ου} βαθμού κατά μήκος και 3^{ου} κατά πλάτος, το οποίο προσομοιάζει ικανοποιητικά την κεκλιμένη καταδυόμενη πλάκα. Επίσης καλύπτει χωρικά τις επτά ζώνες σεισμών ενδιαμέσου βάθους των Parazachos and Papaioannou [1993], κατάλληλα τροποποιημένες στο εξωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου, έτσι ώστε το πολυώνυμο να περιγράφει τη γεωμετρία των σεισμών



Σχήμα 4.17 Δέκα κατακόρυφες τομές στη ζώνη Wadati-Benioff με τη χρήση των εστιακών παραμέτρων του χάρτη του Σχήματος 4.16. Σε κάθε τομή παρουσιάζεται μια προσέγγιση της κεκλιμένης επιφάνειας της ζώνης Wadati-Benioff ως διγραμμικό στοιχείο για κάθε τομή [Βαμβακάρης, 2010].

στο μεγαλύτερο μέρος της ζώνης κατάδυσης. Περισσότερες λεπτομέρειες μπορούν να αναζητηθούν στη διατριβή του Βαμβακάρη [2010].



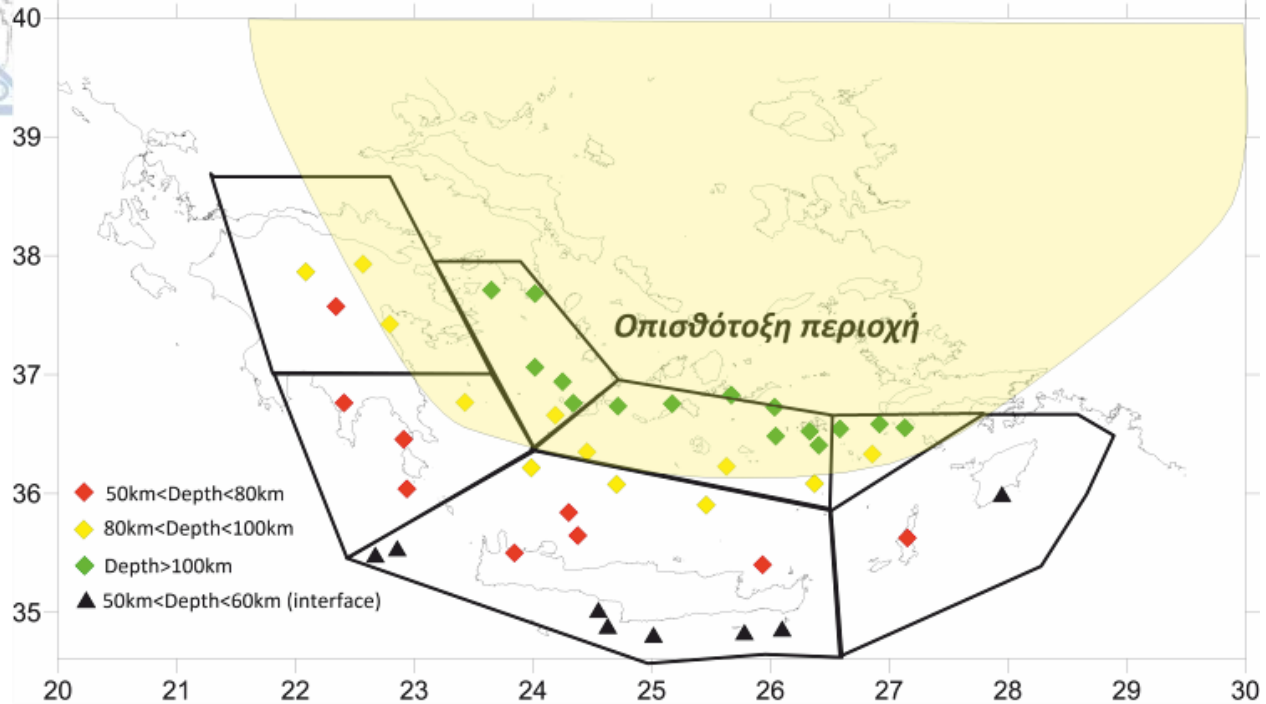
4.4.2 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΡΟΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΩΝ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ-ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Ο συνθετικός κατάλογος των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ο οποίος δημιουργήθηκε με την εφαρμογή του χωροχρονικού μοντέλου του *Βαμβακάρη* [2010], όπως περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο, περιλάμβανε συνολικά 44 σεισμούς ενδιαμέσου βάθους με εστιακά βάθη από 51 έως 190km. Από το σύνολο των 44 σεισμών του συνθετικού καταλόγου οι 36 θεωρήθηκαν ως σεισμοί οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος (in-slab), ενώ οι υπόλοιποι 8 ως σεισμοί οι οποίοι εκδηλώνονται στη διεπαφή (interface) των δύο πλακών (Αιγαίου-Αν. Μεσογείου), ακολουθώντας το διαχωρισμό που πραγματοποιήθηκε και για στη σύγκριση των χρόνων απόσβεσης του τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής με τις τιμές των ισχυρών εδαφικών κινήσεων από τους *Skarlatoudis et al.* [2013]. Τα επίκεντρα των 44 σεισμών για τους οποίους υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης παρουσιάζονται στο χάρτη του *Σχήματος 4.18*, ενώ οι εστιακές τους παράμετροι παρατίθενται στον *Πίνακα 4.2*. Στο σχήμα παρουσιάζονται επίσης οι περιοχές στις οποίες εφαρμόστηκε το πολυώνυμο για την παραγωγή του συνθετικού καταλόγου σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίες σκιαγραφούνται από τα μαύρα πολύγωνα. Με κόκκινους ρόμβους απεικονίζονται οι σεισμοί με εστιακά βάθη 50-80km, με κίτρινους οι σεισμοί με βάθη 80-100km, πράσινους ρόμβους οι σεισμοί με βάθη >100km και με μαύρα τρίγωνα φαίνονται οι σεισμοί διεπαφής των δύο πλακών με εστιακά βάθη 50-60km.

Ακολουθώντας την ίδια διαδικασία η οποία εφαρμόστηκε και στην περίπτωση της σύγκρισης του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης με τις ισχυρές εδαφικές κινήσεις, όπως περιγράφηκε στην Παράγραφο §4.3, υπολογίστηκαν οι συνθετικοί χρόνοι απόσβεσης t_p^* και t_s^* για το σύνολο των 44 σεισμών του συνθετικού καταλόγου σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο απόσβεσης, για το σύνολο των σταθμών καταγραφής. Επίσης οι σεισμοί χωρίστηκαν στις ίδιες υποομάδες εστιακών βαθών ($50 \leq h < 80\text{km}$, $80 \leq h < 100\text{km}$, και $h \geq 100\text{km}$, αντίστοιχα) για τους σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος, και σε μια κατηγορία εστιακών βαθών (50-60km) για τους σεισμούς στο όριο διεπαφής των πλακών, προκειμένου να είναι εφικτή η σύγκριση όλων των αποτελεσμάτων. Αφού υπολογίστηκαν οι συνθετικοί αυτοί χρόνοι απόσβεσης για το

Νο	Γ. Πλάτος	Γ. Μήκος	Βάθος	Μ	Κατ.
1	34.835	25.781	51.7	7.0	0
2	34.888	24.631	52.0	6.4	0
3	34.866	26.100	52.6	6.7	0
4	35.487	22.673	52.8	6.6	0
5	34.814	25.015	53.1	6.4	0
6	35.542	22.859	56.7	6.3	0
7	35.996	27.950	57.7	6.4	0
8	35.024	24.553	58.4	6.4	0
9	36.040	22.940	61.7	6.2	1
10	35.626	27.154	62.2	6.1	1
11	35.501	23.845	63.4	6.8	1
12	37.572	22.342	63.6	6.0	1
13	36.455	22.912	65.2	6.3	1
14	35.401	25.936	65.3	6.6	1
15	36.763	22.409	65.7	6.4	1
16	35.648	24.379	72.9	6.3	1
17	35.840	24.303	77.9	7.5	1
18	36.331	26.859	82.6	6.0	1
19	37.425	22.794	83.5	6.4	1
20	37.863	22.087	85.2	6.2	1
21	36.767	23.429	86.5	6.0	1
22	36.077	24.704	87.3	6.2	1
23	36.229	25.631	87.6	6.5	1
24	37.928	22.570	88.2	6.1	1
25	36.658	24.189	89.4	6.6	1
26	36.084	26.371	90.0	6.3	1
27	35.904	25.459	91.1	6.3	1
28	36.350	24.456	92.2	6.6	1
29	36.217	23.987	95.1	6.0	1
30	36.584	26.920	173.5	6.3	1
31	36.523	26.331	173.9	6.4	1
32	36.726	26.037	174.4	6.5	1
33	36.827	25.671	174.5	6.1	1
34	37.710	23.652	175.1	6.0	1
35	37.680	24.017	175.6	6.7	1
36	37.061	24.017	176.7	6.3	1
37	36.736	24.717	177.0	6.2	1
38	36.756	25.174	178.9	6.4	1
39	36.543	26.585	181.3	6.4	1
40	36.553	27.133	181.4	6.1	1
41	36.760	24.341	182.4	6.3	1
42	36.482	26.046	182.4	6.4	1
43	36.940	24.251	184.7	6.0	1
44	36.406	26.407	185.1	6.3	1

Πίνακας 4.2 Συνθετικός κατάλογος σεισμών ενδιαμέσου βάθους που δημιουργήθηκε με τη χρήση του μοντέλου προσομοίωσης της καταδύομενης πλάκας του Βαμβακάρη [2010] και των παραμέτρων σεισμικότητας των Ραραζαχός και Ραραϊοάννου [1993]. Τα μεγέθη των σεισμών είναι ενδεικτικά και δεν επηρεάζουν τους υπολογισμούς των συνθετικών χρόνων απόσβεσης. Κατηγοριοποίηση : 1) Σεισμοί στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου, 0) Σεισμοί στη διεπαφή των δύο λιθοσφαιρικών πλακών.



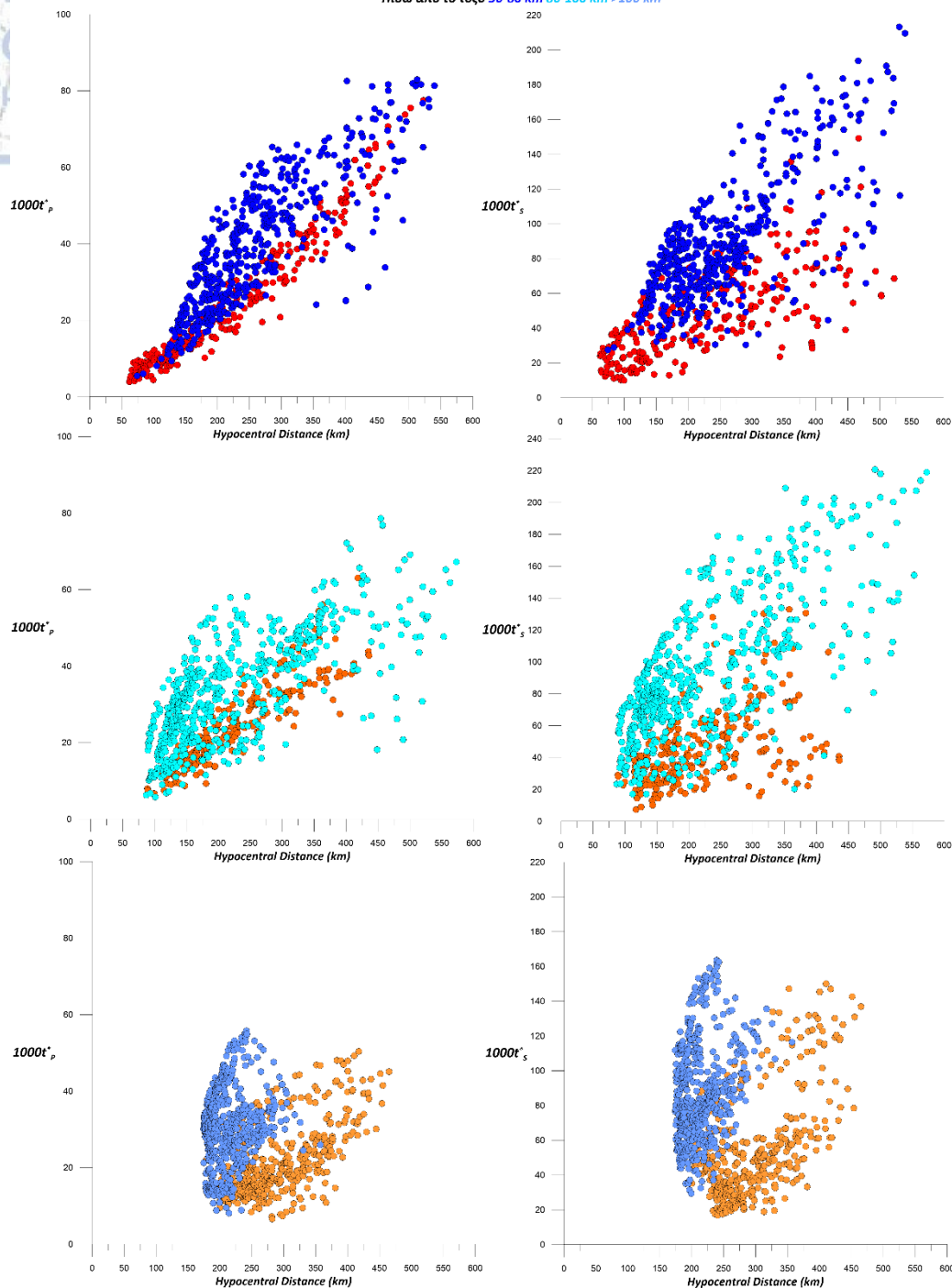
Σχήμα 4.18 Κατανομή επικέντρων του συνθετικού καταλόγου των σεισμών ενδιάμεσου βάθους του Πίνακα 4.2 που προέκυψαν από την εφαρμογή της πολυωνμικής προσαρμογής για την ελληνική ζώνη κατάδυσης σύμφωνα με του Βαμβακάρη [2010]. Επίσης παρουσιάζονται οι σεισμικές ζώνες των Parazachos and Papaioannou [1993] στις οποίες εφαρμόστηκε το πολυώνυμο 4^{ου} βαθμού. Με κόκκινους ρόμβους απεικονίζονται οι σεισμοί στο βυθιζόμενο τέμαχος με εστιακά βάθη 50-80km, με κίτρινους ρόμβους οι σεισμοί με βάθη 80-100km, με πράσινους ρόμβους οι σεισμοί με βάθη μεγαλύτερα από 100km, ενώ με μαύρα τρίγωνα φαίνονται οι σεισμοί που εκδηλώνονται στο όριο διεπαφής των δύο πλακών με βάθη 50-60km.

συγκεκριμένο σύνολο σεισμών, και πριν γίνει η χαρτογράφησή τους σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση, πραγματοποιήθηκε ο χαρακτηρισμός των σεισμολογικών σταθμών σε εσωτερικού και εξωτερικού τόξου, ακολουθώντας τη νέα προσέγγιση χαρακτηρισμού η οποία περιγράφηκε στην Παράγραφο §4.3.2. Ακόμη, εξαιρέθηκαν οι χρόνοι απόσβεσης t_p^* και t_s^* για σταθμούς που βρίσκονταν εκτός των ορίων διακριτικής ικανότητας του 3D μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής, όπως παρουσιάστηκε αναλυτικά στην Παράγραφο §4.3.2. Δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση, τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα, για τους σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου και για τους σεισμούς στη διεπαφή των λιθοσφαιρικών πλακών. Στο **Σχήμα 4.19**

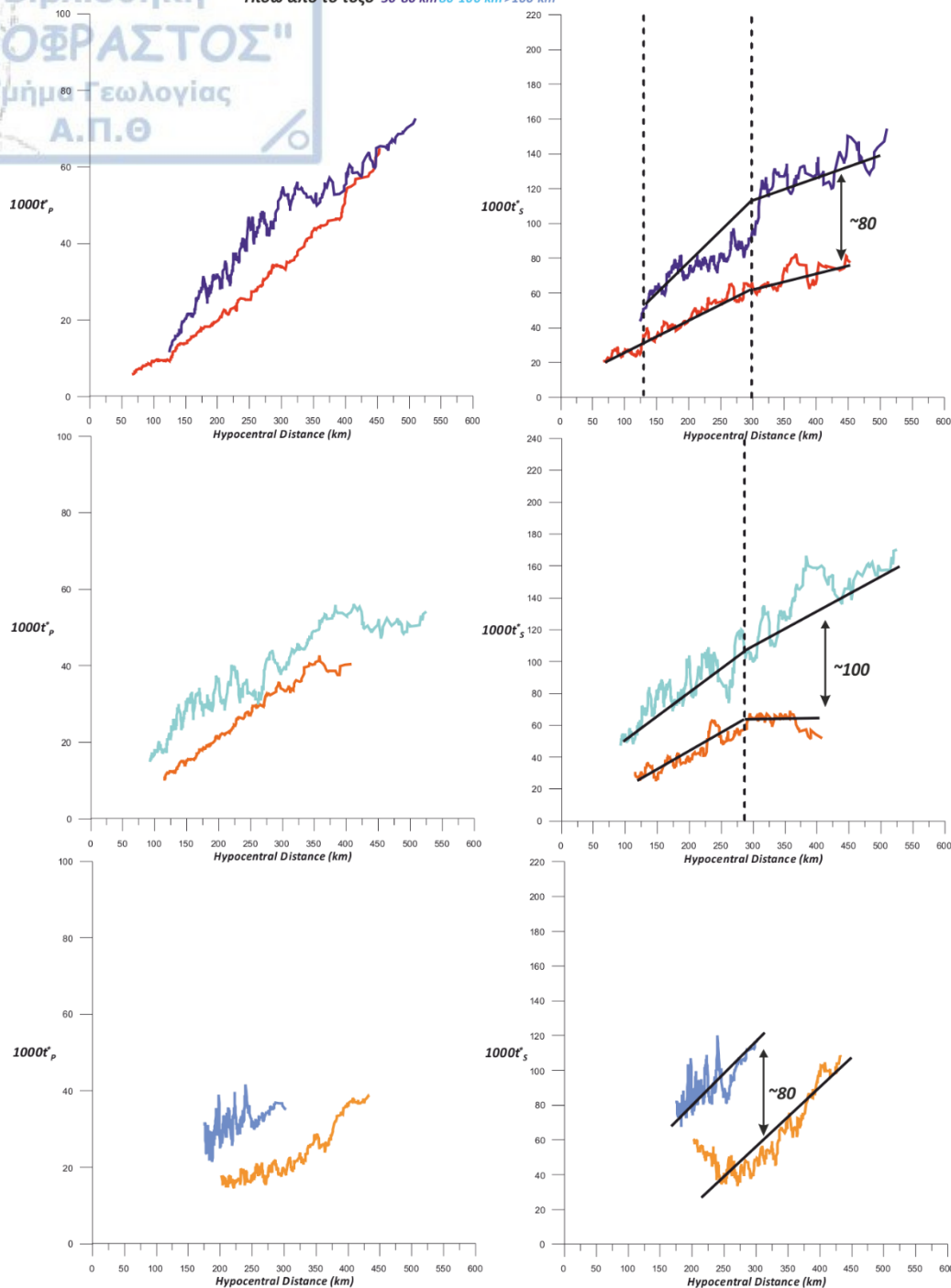


Μπροστά από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km

Πίσω από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km



Σχήμα 4.19 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για σεισμούς στο θυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου του Πίνακα 4.2, χρησιμοποιώντας το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELOS και με την εφαρμογή του νέου τροποποιημένου τρόπου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του νέου μοντέλου. Επάνω παριστάνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100\text{km}$ και κάτω για $h \geq 100\text{km}$. Με κόκκινο χρώμα παρουσιάζονται οι σταθμοί στο εξωτερικό (fore-arc) τόξο ενώ με μπλε οι σταθμοί στην οπισθότοξη περιοχή (back-arc area).



Σχήμα 4.20 Κινούμενοι μέσοι όροι χρόνων απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου του Πίνακα 4.2 χρησιμοποιώντας το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του νέου μοντέλου και έπειτα από την εφαρμογή του νέου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Επάνω φαίνονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $45 \leq h < 80$ km, στη μέση για $80 \leq h < 100$ km και κάτω για $h \geq 100$ km. Με κόκκινες καμπύλες παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο (fore-arc) και μπλε οι σταθμοί στην οπισθότοξη περιοχή (back-arc area). Οι κατακόρυφες διακεκομμένες ευθείες δείχνουν την υποκεντρική απόσταση ~ 300 km πάνω από την οποία αυξάνει έντονα η διαφορά ανάμεσα στους πίσω και μπροστά του τόξου σταθμούς για τις κατηγορίες εστιακών βαθών $50 \leq h < 80$ km και $80 \leq h < 100$ km, αντίστοιχα. Οι μαύρες συνεχείς γραμμές παρουσιάζουν τη μέση διαφοροποίηση των χρόνων απόσβεσης πριν και μετά την κρίσιμη απόσταση. Παρατηρείται μια μέση διαφοροποίηση στους χρόνους απόσβεσης της τάξης των ~ 80 - 100 msec σε όλες τις κατηγορίες εστιακών βαθών, μετά τις κρίσιμες αποστάσεις των 300 km για τους σεισμούς των $h < 100$ km και σε όλες τις αποστάσεις για σεισμούς με $h > 100$ km..

παριστάνονται τα αποτελέσματα για τα P κύματα (t_P^*) στα αριστερά, ενώ δεξιά φαίνονται τα αποτελέσματα για τα S κύματα (t_S^*) για τους in-slab σεισμούς. Στο ανώτερο τμήμα του σχήματος παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης για την ομάδα εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, στο μεσαίο τμήμα για την ομάδα $80 \leq h < 100\text{km}$ και στο κατώτερο τμήμα για την κατηγορία $h \geq 100\text{km}$. Για την καλύτερη σύγκριση της μεταβολής των χρόνων απόσβεσης για το συγκεκριμένο σύνολο σεισμών με την ισχυρή εδαφική κίνηση, κατασκευάστηκαν διαγράμματα με τη χρήση των κινούμενων μέσων όρων τα οποία παρουσιάζονται στο **Σχήμα 4.20**.

Παρατηρώντας τα αποτελέσματα των χρόνων απόσβεσης σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για το σύνολο των 36 in-slab σεισμών που προέκυψαν με τη συνθετική διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω, τόσο για τους ίδιους τους χρόνους απόσβεσης όσο και για τους κινούμενους μέσους όρους, γίνεται εύκολα αντιληπτή η ομοιότητα που παρουσιάζουν με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη μελέτη της χωρικής μεταβολής των ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Λόγω του μεγάλου αριθμού των χρόνων απόσβεσης είναι περισσότερο ευδιάκριτες οι μεταβολές με την εφαρμογή του κινούμενων μέσων όρων (**Σχήμα 4.20**). Αναφορικά με τα αποτελέσματα της ομάδας εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, παρατηρείται ότι οι χρόνοι απόσβεσης διαφοροποιούνται ανάμεσα στους σταθμούς πίσω (μπλε καμπύλη) και μπροστά από το τόξο (κόκκινη καμπύλη) σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις, ακόμα και στις μικρότερες, εμφανίζοντας όμως μικρότερη σταθερή διαφορά στις μικρότερες υποκεντρικές αποστάσεις μέχρι τα περίπου 300km. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις, η διαφορά τους αυξάνει και παραμένει σχεδόν σταθερή μέχρι στις αποστάσεις που υπάρχει διαθέσιμη πληροφορία και είναι της τάξης των ~80msec, για όλες τις επικεντρικές αποστάσεις όπως φαίνεται από τις ευθείες που παρουσιάζονται στο σχήμα.

Τα αποτελέσματα των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $80 \leq h < 100\text{km}$, παρουσιάζουν διαφορετική εικόνα σε σχέση με τα αποτελέσματα του μικρότερου συνόλου σεισμών που μελετήθηκε στην Παράγραφο §4.3.2, ως προς τη διαφοροποίηση στους σταθμούς καταγραφής εσωτερικού εξωτερικού τόξου στις μικρές υποκεντρικές αποστάσεις. Στο μεγαλύτερο σύνολο συνθετικών σεισμών ενδιαμέσου βάθους που χρησιμοποιήθηκε για τη συγκεκριμένη εκτίμηση του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης, η διαφορά στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα σε οπισθότοξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς

διακρίνεται ακόμη και σε αρκετά μικρές υποκεντρικές αποστάσεις. Παρατηρείται λοιπόν οι χρόνοι απόσβεσης να εμφανίζουν σταθερή μικρή διαφορά και στους δύο τύπους σταθμών καταγραφής σε υποκεντρικές αποστάσεις, μέχρι τα $\sim 300\text{km}$. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις η διαφορά τους ολοένα και αυξάνει, σε όλο το εύρος των υποκεντρικών αποστάσεων στις οποίες υπήρχαν διαθέσιμοι σεισμολογικοί σταθμοί από τα δίκτυα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη, ενώ φαίνεται και σε αυτή την κατηγορία εστιακών βαθών η μέση διαφορά στους χρόνους απόσβεσης μετά την κρίσιμη απόσταση να είναι της τάξης των $\sim 100\text{msec}$.

Η διαφορά αυτή που παρατηρείται ανάμεσα στα αποτελέσματα της παρούσας παραγράφου με αυτά της Παραγράφου §4.3.2 πιθανόν να οφείλεται στο διαφορετικό σύνολο δεδομένων τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη των χρόνων απόσβεσης σε σχέση με την απόσταση. Τέλος, σε ότι αφορά την ομάδα σεισμών με εστιακά βάθη $h \geq 100\text{km}$, είναι εμφανής η διαφοροποίηση στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς του εσωτερικού και εξωτερικού τόξου σε όλο το φάσμα των υποκεντρικών αποστάσεων, η οποία και για τους μεγάλου βάθους αυτούς σεισμούς είναι της τάξης των $\sim 80\text{msec}$.

Όπως προκύπτει από τα παραπάνω αποτελέσματα, για όλες τις κατηγορίες εστιακών βαθών η διαφορά που διακρίνεται στις τιμές των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου είναι της τάξης των $\sim 80\text{-}100\text{msec}$ μετά την κρίσιμη απόσταση των $\sim 300\text{km}$. Το γεγονός αυτό δηλώνει ότι για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου υπάρχει μια σχεδόν σταθερή διαφορά στις τιμές των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους οπισθότοξους και στους εξωτερικού τόξου σταθμούς. Το ίδιο φαινόμενο, παρατηρείται και στη μελέτη των *Skarlatoudis et al.* [2013] (βλέπε **Σχήμα 4.6**) στους κινούμενους μέσους όρους της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης καθώς και στις ψευδοεπιταχύνσεις για διάφορες συχνότητες. Οι συγκεκριμένοι ερευνητές, εξαιτίας του φαινομένου αυτού, ενσωμάτωσαν στο τελικό μοντέλο παλινδρόμησής τους κατάλληλες μεταβλητές, οι οποίες αντιπροσωπεύουν την «επιπλέον» απόσβεση στους οπισθότοξους σταθμούς ή την ενίσχυση στους εξωτερικού τόξου σταθμούς, μετά τις κρίσιμες υποκεντρικές αποστάσεις για τους σεισμούς με βάθη $h < 100\text{km}$, και σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις για τους σεισμούς με βάθη $h > 100\text{km}$, και τους ενσωμάτωσαν στη σχέση απόσβεσης με τη μορφή:

$$\log Y^{Peak} = c_{a/b}^{Peak}$$

4.1

όπου $c_{a/b}^{Peak}$ η «επιπλέον» απόσβεση c_b^{Peak} (για τους back-arc σταθμούς) ή «επιπλέον» ενίσχυση c_a^{Peak} (για τους fore-arc σταθμούς). Η διαφορά ανάμεσα στους δύο αυτούς συντελεστές των οπισθότοξων και εξωτερικού τόξου σταθμών $\Delta Y(c^{Peak}) = 10^{c_a^{Peak} - c_b^{Peak}}$, αντικατοπτρίζει τη διαφορά ανάμεσα στα αναγραφόμενα πλάτη στους εκάστοτε σταθμούς (εξωτερικού-εσωτερικού τόξου). Για να συγκριθούν οι διαφορές στα πλάτη των σεισμικών κυμάτων που προκύπτουν από τις ισχυρές σεισμικές κινήσεις των *Skarlatoudis et al.* [2013], με τα πλάτη τα οποία προκύπτουν από το νέο 3D μοντέλο απόσβεσης (από τις φασματικές κλίσεις) της παρούσας διατριβής, θεωρήθηκε η μέση διαφορά στους χρόνους απόσβεσης μεταξύ οπισθότοξων (back-arc) και εξωτερικού (fore-arc) τόξου σταθμών της τάξης των 90msec, όπως φαίνεται και στο **Σχήμα 4.20**. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το πλάτος ταλάντωσης ενός αρμονικού κύματος δίνεται κατά προσέγγιση από την εξίσωση :

$$Y \sim e^{-\pi f t_{a/b}^*}$$

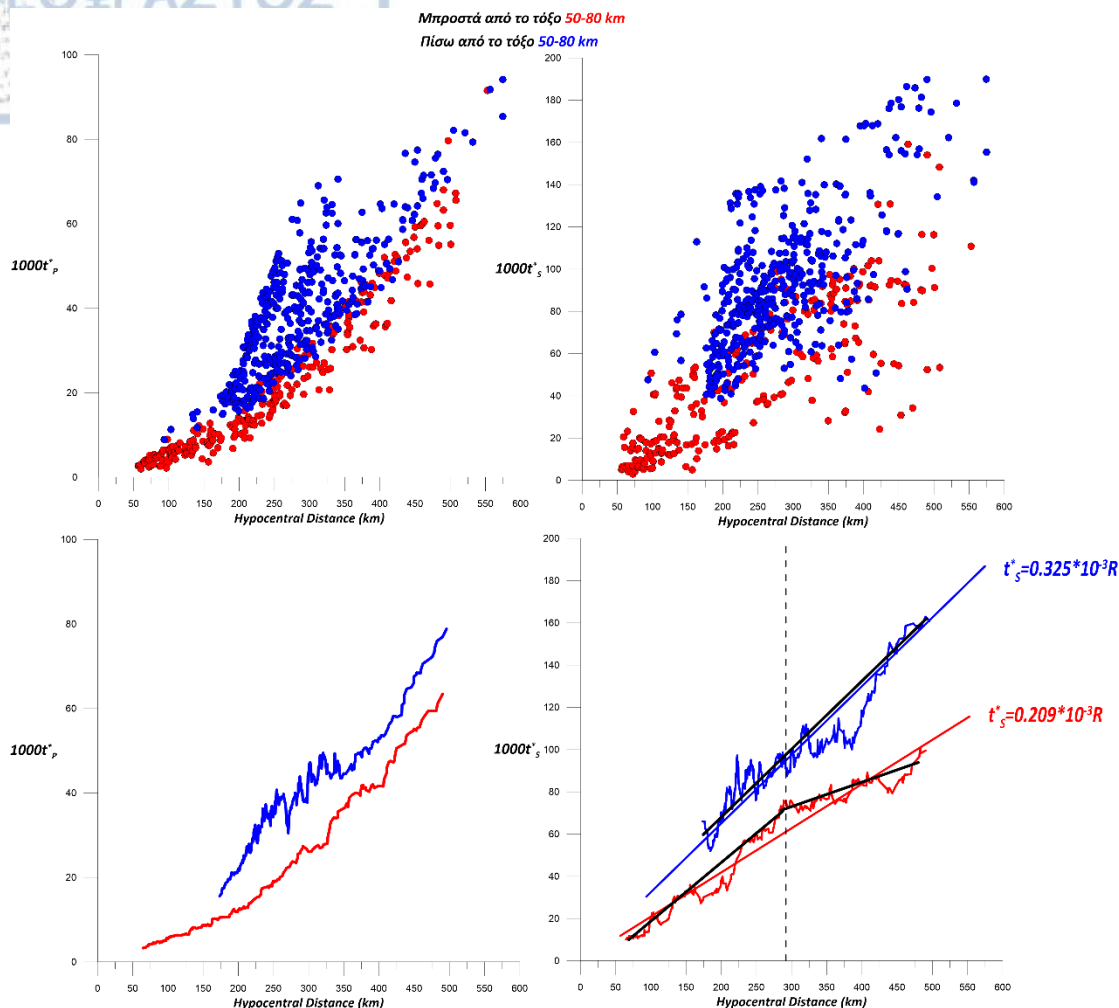
4.2

όπου $t_{a/b}^*$ οι χρόνοι απόσβεσης t_a^* για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου (fore-arc) και t_b^* για τους σταθμούς εσωτερικού τόξου (back-arc), είναι προφανές ότι θα έχουμε διαφορές ανάμεσα στα αναγραφόμενα πλάτη στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου. Θεωρώντας ότι οι σχέσεις **4.1** και **4.2** είναι ανάλογες, στον **Πίνακα 4.3** συνοψίζονται για διάφορες συχνότητες οι συντελεστές $c_{a<100}^{Peak}$, $c_{b<100}^{Peak}$, $c_{a>100}^{Peak}$ και $c_{b>100}^{Peak}$ που χρησιμοποίησαν οι *Skarlatoudis et al.* [2013], οι διαφορές των σεισμικών πλατών λαμβάνοντας υπόψη τους δύο αυτούς συντελεστές ($\Delta Y(c^{Peak})$) βάσει της **Εξίσωσης 4.1**, καθώς και οι λόγοι των πλατών αναγραφής στο εξωτερικό/εσωτερικό τόξο που προκύπτουν από τους χρόνους απόσβεσης με βάση την **Εξίσωση 4.2** θέτοντας μια μέση διαφορά ανάμεσα στους χρόνους απόσβεσης ίση με 90msec για κάθε συχνότητα, $\Delta Y(\Delta t^*)$.

f	$c_{a>100}^{Peak}$	$c_{b>100}^{Peak}$	$c_{a<100}^{Peak}$	$c_{b<100}^{Peak}$	$\Delta Y(c_{>100}^{Peak})$	$\Delta Y(c_{<100}^{Peak})$	$\Delta Y(\Delta t^*)$
100	0.425	-0.482	0.304	-0.153	8.1	2.9	-
40	0.415	-0.49	0.326	-0.14	8.0	2.9	-
20	0.41	-0.483	0.286	-0.178	7.8	2.9	-
10	0.452	-0.515	0.371	-0.185	9.3	3.6	16.9
5	0.396	-0.596	0.291	-0.221	9.8	3.3	4.1
2.5	0.459	-0.427	0.295	-0.11	7.7	2.5	2.0
1	0.316	-0.199	0.442	0.112	3.3	2.1	1.3

Πίνακας 4.3 Συντελεστές απόσβεσης από την εργασία των Skarlatoudis et al. [2013] για τους σταθμούς στο εξωτερικό τόξο $c_{a>100}^{Peak}$, εσωτερικό τόξο $c_{b>100}^{Peak}$ για σεισμούς με εστιακά βάθη $h>100\text{km}$, και αντίστοιχοι συντελεστές $c_{a<100}^{Peak}$, $c_{b<100}^{Peak}$ για σεισμούς με εστιακά βάθη $h<100\text{km}$. Με βάση τις ποσότητες αυτές δίνονται οι λόγοι αναμενόμενων των πλατών αναγραφής ανάμεσα στους fore-arc/back-arc σταθμούς από τους Skarlatoudis et al. [2013] $\Delta Y(c_{>100}^{Peak})$ για σεισμούς με $h>100\text{km}$ και για σεισμούς με $h<100\text{km}$ $\Delta Y(c_{<100}^{Peak})$, καθώς και οι αναμενόμενοι λόγοι των σεισμικών πλατών $\Delta Y(\Delta t^*)$ που προκύπτουν από τους συνθετικούς χρόνους απόσβεσης από το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης θεωρώντας μια διαφορά στους χρόνους απόσβεσης της τάξης των 90msec ανάμεσα στους οπισθότοξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς.

Από τις στήλες των λόγων των πλατών που προέρχονται από τους χρόνους απόσβεσης, προκύπτει ότι για τη συχνότητα του 1Hz, τα σεισμικά πλάτη στους εξωτερικού τόξου (fore-arc) σταθμούς θα είναι ~1.3 φορές μεγαλύτερα από ότι για τους οπισθότοξους (back-arc) σταθμούς, για τη συχνότητα των 2.5Hz τα σεισμικά πλάτη θα είναι ~2 φορές μεγαλύτερα κ.ο.κ.. Από τις διαφορές των συντελεστών των ισχυρών εδαφικών κινήσεων των Skarlatoudis et al. [2013] για σεισμούς με $h>100\text{km}$ προκύπτει ότι για συχνότητα 1Hz τα αναγραφόμενα σεισμικά πλάτη στους σταθμούς του εξωτερικού τόξου θα είναι ~3.3 φορές μεγαλύτερα, για συχνότητα 2.5Hz ~7.7 φορές μεγαλύτερα κ.ο.κ., ενώ για τις ίδιες συχνότητες και για σεισμούς με $h<100\text{km}$ τα αναγραφόμενα πλάτη στους fore-arc σταθμούς θα είναι ~2.1 φορές μεγαλύτερα, για συχνότητα 2.5Hz ~2.5 φορές μεγαλύτερα κ.ο.κ. Οι τιμές των λόγων των πλατών των σεισμικών κυμάτων των Skarlatoudis et al. [2013] και των αντίστοιχων από τους χρόνους απόσβεσης είναι σε καλύτερη συμφωνία για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $h<100\text{km}$, ενώ διαφέρουν περισσότερο και για τους σεισμούς με βάθη $h>100\text{km}$. Οι διαφορές οι οποίες οφείλονται κυρίως στο γεγονός ότι οι υπολογισμοί για τους χρόνους απόσβεσης από τις φασματικές κλίσεις πραγματοποιήθηκαν



Σχήμα 4.21 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) και οι αντίστοιχοι κινούμενοι μέσοι όροι (κάτω) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στη διεπαφή των δύο λιθοσφαιρικών πλακών του **Πίνακα 4.2** σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης και έπειτα από την εφαρμογή του νέου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του τελικού μοντέλου. Με κόκκινο παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι σταθμοί στο εσωτερικό τόξο. Με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή σημειώνεται η κρίσιμη απόσταση, πάνω από την οποία η διαφορά ανάμεσα στους σταθμούς που χαρακτηρίζονται ως εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου γίνεται μεγαλύτερη. Με τις δύο ευθείες, (μπλε και κόκκινη), σημειώνονται οι ευθείες που αντιστοιχούν στις εξισώσεις της μορφής $\log Y = 10^{-3} t^* R$ για τους χρόνους απόσβεσης για τους οπισθοτόξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς αντίστοιχα. Οι μαύρες συνεχείς γραμμές παριστάνουν τη μέση διαφοροποίηση των χρόνων απόσβεσης πριν και μετά την κρίσιμη απόσταση.

θεωρώντας ότι η ανελαστική απόσβεση είναι ανεξάρτητη από τη συχνότητα.

Στο **Σχήμα 4.21** φαίνονται τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν με το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής σε συνάρτηση με την



υποκεντρική απόσταση για την κατηγορία σεισμών που συμβαίνουν στο όριο επαφής των πλακών Αν. Μεσογείου και Αιγαίου (βάθη 50-80km). Στο σχήμα αυτό φαίνονται οι τιμές των χρόνων απόσβεσης t_p^* για τα P κύματα στα αριστερά και οι χρόνοι απόσβεσης t_s^* δεξιά, ενώ στο κάτω μέρος του σχήματος απεικονίζονται και οι κινούμενοι μέσοι όροι των χρόνων αυτών. Παρατηρείται ότι οι χρόνοι απόσβεσης των S κυμάτων (t_s^*), παρουσιάζουν διαφορές ανάμεσα στους σταθμούς στο εσωτερικό και εξωτερικό του τόξου σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις. Παρόλα αυτά η διαφορά ανάμεσα στους οπισθοτόξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς εμφανίζεται να αυξάνει πιο έντονα με την υποκεντρική απόσταση μετά τα 300km.

Σε γενικές γραμμές τα αποτελέσματα των υπολογισμένων χρόνων απόσβεσης με τη χρήση συνθετικού καταλόγου σεισμών είναι σε καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα της χωρικής μεταβολής τα οποία προέκυψαν ακολουθώντας την ίδια διαδικασία με τη χρήση του καταλόγου σεισμών από την εργασία των Skarlatoudis et al. [2013] για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών. Επιπλέον, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των συντελεστών απόσβεσης που υπολογίστηκαν από την εργασία των Skarlatoudis et al. [2013] με συντελεστές απόσβεσης οι οποίοι προκύπτουν από το νέο 3D μοντέλο της παρούσας διατριβής. Οι Skarlatoudis et al. [2013] υπολόγισαν συντελεστές απόσβεσης για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου (c_a^{Peak}), και για τους σταθμούς εσωτερικού τόξου (c_b^{Peak}), όπως φαίνονται στην τρίτη και τέταρτη στήλη του **Πίνακα 4.4**, για μια σχέση της μορφής **4.1**, όπου Y^{Peak} είναι το πλάτος αναγραφής του σεισμικού κύματος για τους σεισμούς στο όριο διεπαφής των δύο λιθοσφαιρικών πλακών (interface events). Έχοντας υπόψη ότι το πλάτος ενός σεισμικού κύματος δίνεται από την **Εξίσωση 4.2** :

$$Y^{spectral} \sim e^{-\pi f t^*} = e^{-\pi f \frac{1}{\bar{Q}\bar{V}} R}$$

4.3

όπου $\bar{Q}$ ο μέσος παράγοντας ποιότητας της ανελαστικής απόσβεσης και $\bar{V}$ η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων, μπορούμε θέτοντας ως $\alpha = \frac{1}{\bar{Q}\bar{V}}$ και λογαριθμίζοντας την παραπάνω εξίσωση, να οδηγηθούμε στη σχέση :

$$\log Y^{spectral} = -\log \pi f t^* = -\log \pi f \alpha R = c_{a/b}^{spectral} R$$

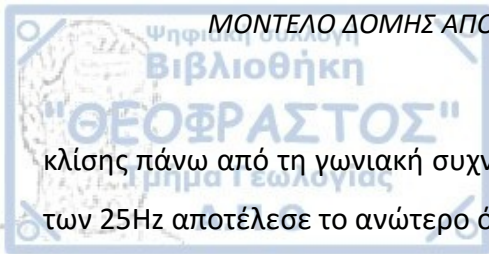
4.4

Περίοδος (T)	Συχνότητα (f)	c_a^{Peak}	c_b^{Peak}	$c_a^{spectral}$	$c_b^{spectral}$
0.1 sec	10 Hz	-0.00091	-0.00163	-0.00285	-0.00443
0.2 sec	5 Hz	-0.00099	-0.00174	-0.00143	-0.00222
0.4 sec	2.5 Hz	-0.00089	-0.00177	-0.00071	-0.00111

Πίνακας 4.4 Συντελεστές απόσβεσης από την εργασία των Skarlatoudis et al. [2013] για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου (c_a^{Peak}), και για τους οπισθότοξους σταθμούς (c_b^{Peak}) και οι αντίστοιχες τιμές $c_a^{spectral}$ και $c_b^{spectral}$ οι οποίες προέκυψαν από τα δεδομένα των χρόνων απόσβεσης του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής για τις διάφορες περιόδους/συχνότητες.

Από τις σχέσεις **4.1** και **4.4** γίνεται αντιληπτό ότι μπορεί να γίνει άμεση σύγκριση των συντελεστών ανελαστικής απόσβεσης που προκύπτουν από τις σχέσεις απόσβεσης της ισχυρής εδαφικής κίνησης $c_{a/b}^{Peak}$ και από τις φασματικές κλίσεις $c_{a/b}^{spectral}$. Για να πραγματοποιηθεί αυτή η σύγκριση, στα διαγράμματα χρόνων απόσβεσης-υποκεντρικής απόστασης (**Σχήμα 4.21**) υπολογίστηκαν ευθείες της μορφής $\log Y = t^* 10^{-3} R$. Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι συντελεστές απόσβεσης $c_{a/b}^{spectral}$ για τις ίδιες συχνότητες τις οποίες είχαν υπολογίσει και οι Skarlatoudis et al. [2013], τόσο για τους σταθμούς στο εξωτερικό τόξο $c_a^{spectral}$ όσο και για τους σταθμούς στο εσωτερικό τόξο $c_b^{spectral}$ (στήλες 5 και 6 του **Πίνακα 4.4**). Οι υπολογισμοί για τους συντελεστές απόσβεσης από τις φασματικές κλίσεις έγιναν για τις συχνότητες από $f = 2.5\text{Hz}$ μέχρι και τη συχνότητα $f = 10\text{Hz}$, αφού σε αυτό το διάστημα συχνοτήτων έγιναν οι κύριοι υπολογισμοί των χρόνων απόσβεσης. Οι ευθείες που προέκυψαν φαίνονται στο **Σχήμα 4.21** με μπλε χρώμα για τους σταθμούς εσωτερικού τόξου και με κόκκινο για τους σταθμούς στο εξωτερικό τόξο. Σημειώνονται επίσης και οι αντίστοιχοι συντελεστές των δύο αυτών ευθειών.

Παρατηρείται ότι οι συντελεστές απόσβεσης των Skarlatoudis et al. [2013] έχουν παρόμοιες τιμές με αυτές που προκύπτουν από το νέο τρισδιάστατο μοντέλο για τις συχνότητες 2.5-10Hz, τόσο για τους οπισθότοξους όσο και για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου. Οι συγκεκριμένες συχνότητες είναι αυτές στις οποίες κυρίως πραγματοποιήθηκε η μέτρηση της κλίσης του φάσματος επιτάχυνσης για τον υπολογισμό στη συνέχεια των χρόνων απόσβεσης. Οι μικρότερες συχνότητες συνήθως δε χρησιμοποιούνταν λόγω του ορίου για τον υπολογισμό της

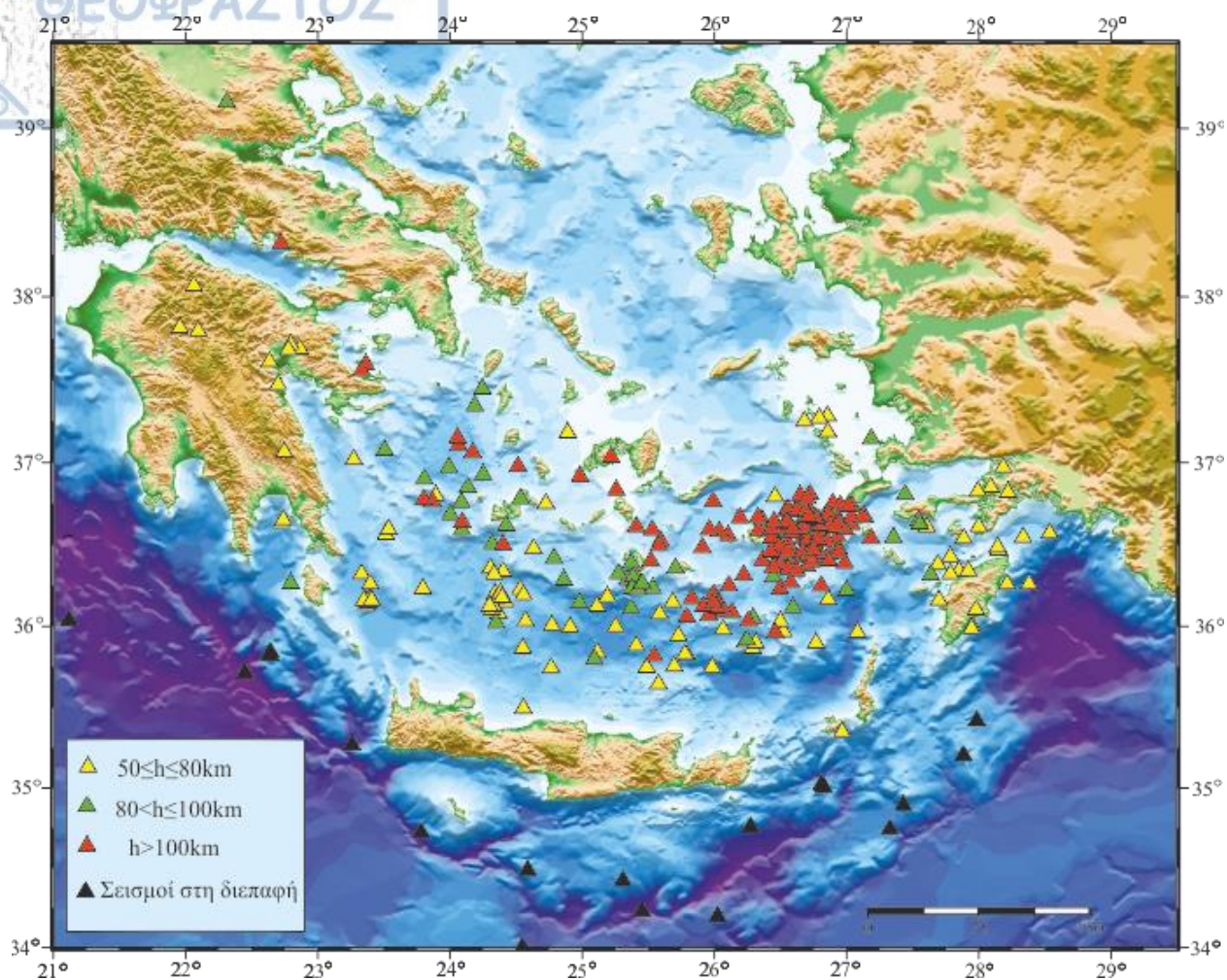


κλίσης πάνω από τη γωνιακή συχνότητα, ενώ για μεγαλύτερες συχνότητες, αν και η συχνότητα των 25Hz αποτέλεσε το ανώτερο όριο υπολογισμού της κλίσης στα φάσματα επιτάχυνσης, στην πράξη το φάσμα των S κυμάτων στην οπισθότοξη περιοχή σπάνια ξεπερνούσε τη συχνότητα των 5Hz.

4.4.3 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΜΕ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΣΕ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Η τελική διερεύνηση των χρόνων απόσβεσης t_P^* και t_S^* που προκύπτουν από το μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που έχει υπολογιστεί, πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που καταγράφηκαν από τα δίκτυα CYCNET και EGELADOS των οποίων οι χρόνοι απόσβεσης μετρήθηκαν από την κλίση του φάσματος επιτάχυνσης και αποτέλεσαν την πηγή δεδομένων για τον προσδιορισμό του τελικού τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης. Πραγματοποιήθηκε δηλαδή υπολογισμός «συνθετικών» χρόνων απόσβεσης βάσει του τελικού μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης για όλους τους σταθμούς και τους σεισμούς οι οποίοι αρχικά χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφική αντιστροφή. Οι συνθετικοί αυτοί χρόνοι απόσβεσης είναι οι ίδιοι που προσδιορίστηκαν για τη σύγκριση των πειραματικών δεδομένων σε σχέση με το μοντέλο, όπως περιγράφηκε στην Παράγραφο §4.2 του παρόντος κεφαλαίου.

Στο συγκεκριμένο σύνολο «συνθετικών» χρόνων απόσβεσης εφαρμόστηκε η ίδια ομαδοποίηση ανάλογα με το αν οι σεισμοί απαντώνται στο βυθιζόμενο τέμαχος της Αν. Μεσογείου (inslab) ή στο όριο διεπαφής των δύο λιθοσφαιρικών πλακών (interface), η κατηγοριοποίηση ως προς το εστιακό βάθος, η νέα προσέγγιση του χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής καθώς και η εξαίρεση των σταθμών που ήταν εκτός των ορίων της διακριτικής ικανότητας του μοντέλου, όπως έγινε και στα δύο προηγούμενα σύνολα σεισμών που μελετήθηκαν. Κατά αντιστοιχία λοιπόν με τις Παραγράφους §4.3.2 και §4.4.2 δημιουργήθηκαν τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης t_P^* και t_S^* σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση για το σύνολο σεισμών ενδιαμέσου βάθους, η κατανομή των επικέντρων των οποίων παρουσιάζεται στο **Σχήμα 4.22** και ο αντίστοιχος κατάλογος στο **Παράρτημα 1** στον



Σχήμα 4.22 Κατανομή επικέντρων σεισμών ενδιάμεσου βάθους που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό του νέου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης για το Ν. Αιγαίο. Με βάση το νέο αυτό μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης οι σεισμοί αυτοί χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό συνθετικών χρόνων απόσβεσης, αφού έγινε ο διαχωρισμός τους σε σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου (κίτρινα τρίγωνα με βάθη 50-80km, πράσινα τρίγωνα με βάθη 80-100km και κόκκινα τρίγωνα με βάθη πάνω από 100km) και σε σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο όριο επαφής των πλακών του Ν. Αιγαίου-Αν. Μεσογείου (μαύρα τρίγωνα με βάθη 50-80km).

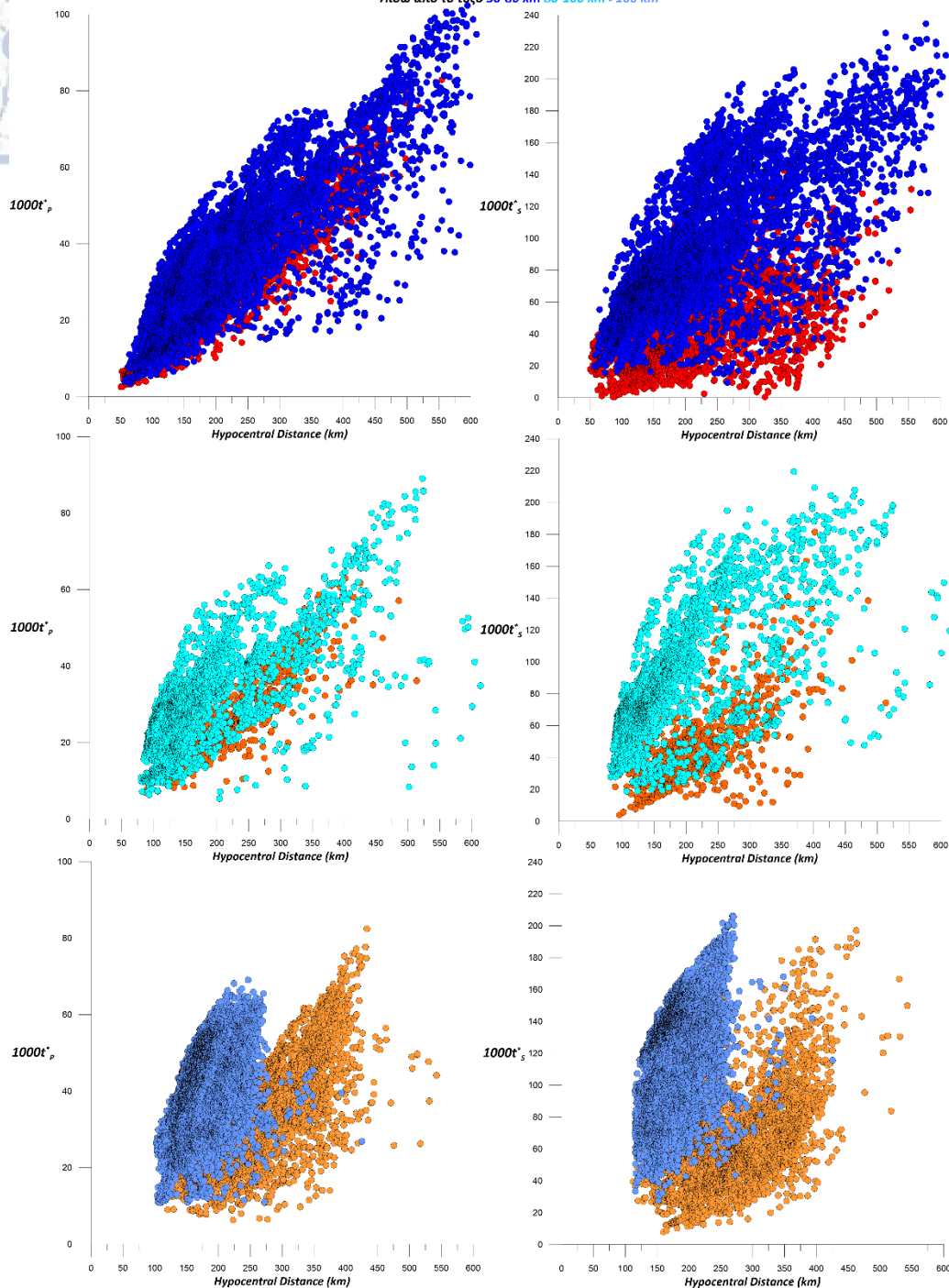
Πίνακα 1. Στο **Σχήμα 4.22** με μαύρα τρίγωνα απεικονίζονται οι σεισμοί οι οποίοι εκδηλώνονται στο όριο διεπαφής των λιθοσφαιρικών πλακών Αν. Μεσογείου και Αιγαίου, με εστιακά βάθη έως 80km, ενώ με κίτρινα τρίγωνα παρουσιάζονται οι σεισμοί στο βυθιζόμενο τέμαχος με βάθη 50-80km, με πράσινα τρίγωνα οι σεισμοί με βάθη 80-100km και τέλος με κόκκινα τρίγωνα οι σεισμοί με εστιακά βάθη μεγαλύτερα από 100km.



ΜΟΝΤΕΛΟ ΔΟΜΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΣΤΟ Ν. ΑΙΓΑΙΟ ΚΑΙ ΑΠΟΣΒΕΣΗ ΙΣΧΥΡΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΚΙΝΗΣΗΣ

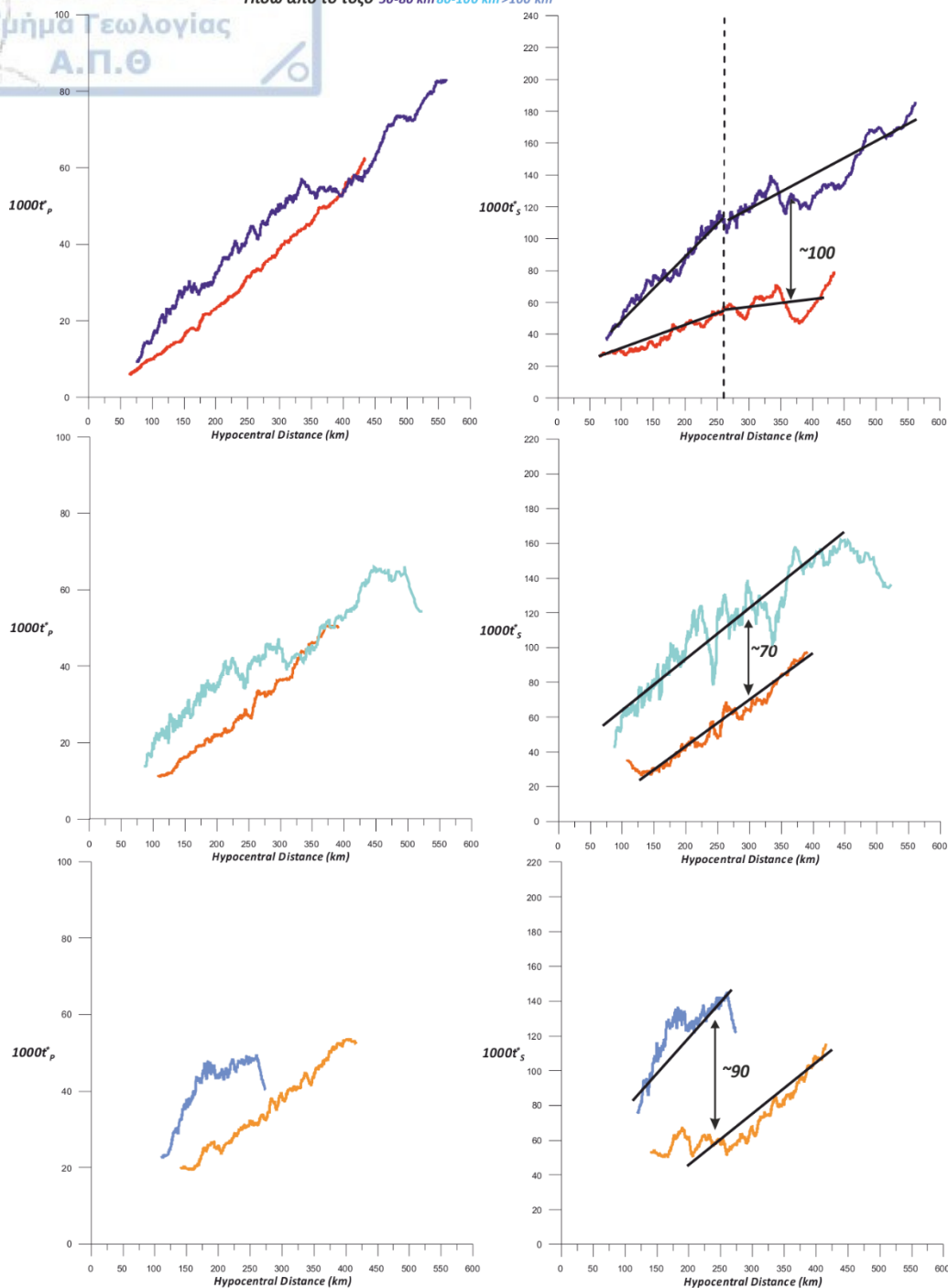
Μπροστά από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km

Πίσω από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km

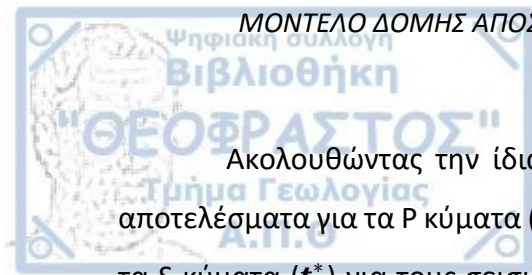


Σχήμα 4.23 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για τον κατάλογο σεισμών που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, οι οποίοι εκδηλώνονται στο θυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS, με εφαρμογή του τροποποιημένου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την εξαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του νέου μοντέλου. Πάνω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80 \text{ km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100 \text{ km}$ και κάτω για $h \geq 100 \text{ km}$. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο (fore-arc) ενώ με μπλε οι σταθμοί στην οπισθότοξη περιοχή (back-arc area).

Μπροστά από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km
Πίσω από το τόξο 50-80 km 80-100 km >100 km



Σχήμα 4.24 Κινούμενοι μέσοι όροι χρόνων απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) όπως υπολογίστηκαν για τον κατάλογο σεισμών που δημιουργήθηκε στην παρούσα διατριβή, οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης για τους σταθμούς των δικτύων CYCNET και EGELADOS, με εφαρμογή του τροποποιημένου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την εξαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του νέου μοντέλου. Πάνω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$, στη μέση για $80 \leq h < 100\text{km}$ και κάτω για $h \geq 100\text{km}$. Με κόκκινες καμπύλες στο εξωτερικό τόξο (fore-arc) ενώ με μπλε οι σταθμοί στην οπισθότοξη περιοχή (back-arc area). Οι μαύρες συνεχείς γραμμές παρουσιάζουν τη μέση διαφοροποίηση των χρόνων απόσβεσης πριν και μετά τις κρίσιμες αποστάσεις. Παρατηρείται μια μέση διαφοροποίηση στους χρόνους απόσβεσης της τάξης των $\sim 70\text{ msec}$ με $\sim 100\text{ msec}$ σε όλες τις κατηγορίες εστιακών βαθών μετά τις κρίσιμες αποστάσεις.



Ακολουθώντας την ίδια μορφή απεικόνισης, στο **Σχήμα 4.23** παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τα P κύματα (t_p^*) στα αριστερά, ενώ δεξιά φαίνονται τα αποτελέσματα για τα S κύματα (t_s^*) για τους σεισμούς στο βυθιζόμενο τέμαχος της Αν. Μεσογείου. Στο πάνω τμήμα του σχήματος παρουσιάζονται οι χρόνοι απόσβεσης για την ομάδα εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, στο μεσαίο τμήμα για την ομάδα $80 \leq h < 100\text{km}$ και στο κάτω τμήμα για την κατηγορία $h \geq 100\text{km}$. Επιπλέον, κατασκευάστηκαν και στην περίπτωση αυτή τα διαγράμματα των κινούμενων μέσων όρων των χρόνων απόσβεσης του **Σχήματος 4.23**, καθώς ο αριθμός τους είναι μεγάλος και δε μπορούν να μελετηθούν με λεπτομέρεια τυχόν διαφοροποιήσεις, οι οποίοι παρουσιάζονται στο **Σχήμα 4.24**.

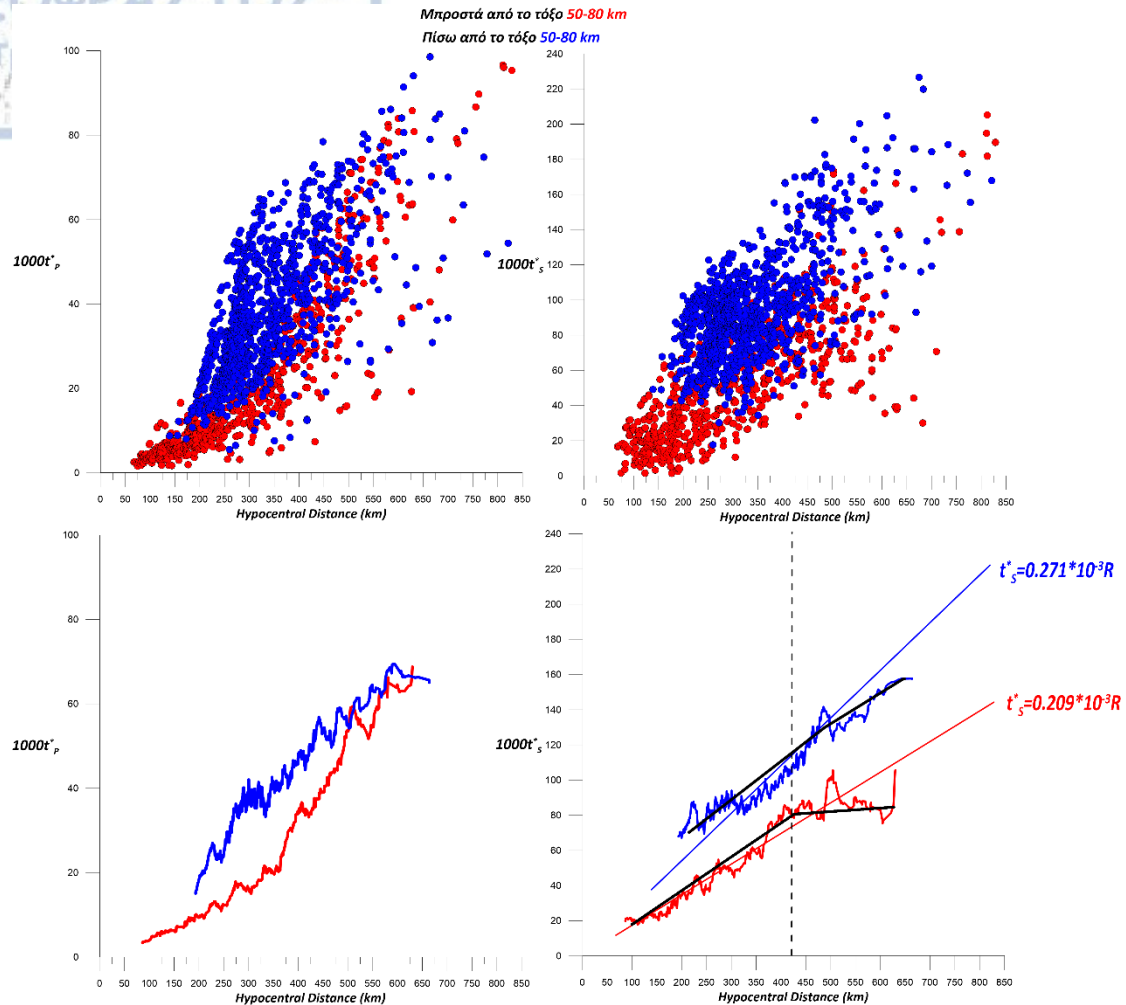
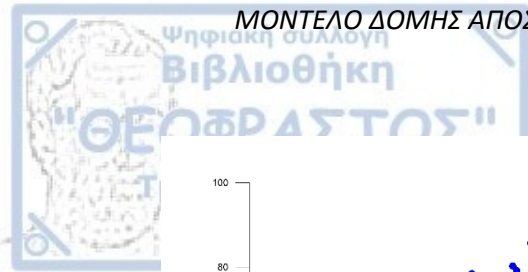
Η εικόνα που παρουσιάζεται ανάμεσα στους χρόνους απόσβεσης για τους σταθμούς πίσω και εξωτερικά του τόξου στη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών ενδιαμέσου βάθους, είναι ανάλογη των διαγραμμάτων των προηγούμενων συνόλων σεισμών που ήδη μελετήθηκαν. Για ακόμα μια φορά είναι σαφής η διαφορά στους σταθμούς καταγραφής σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις για σεισμούς με εστιακά βάθη $h \geq 100\text{km}$, με τα σεισμικά κύματα να υπόκεινται μεγάλη μείωση των πλατών τους, (και επομένως να εμφανίζουν υψηλούς χρόνους απόσβεσης), σε όλους τους σταθμούς πίσω από το τόξο και πρακτικά για όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις. Οι σεισμοί της κατηγορίας εστιακών βαθών $80 \leq h < 100\text{km}$ στο συγκεκριμένο σύνολο σεισμών φαίνεται να έχουν επίσης ευδιάκριτες διαφοροποιήσεις ανάμεσα στους εξωτερικού τόξου και οπισθότοξους σεισμολογικούς σταθμούς, από τις μικρές ακόμα υποκεντρικές αποστάσεις, χωρίς, όμως, να εμφανίζουν κάποια αυξημένη διαφοροποίηση σε μεγαλύτερες αποστάσεις όπως φάνηκε στους δύο προηγούμενους καταλόγους που μελετήθηκαν.

Σε ότι αφορά τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους σε μικρότερα βάθη που ανήκουν στην ομάδα εστιακών βαθών $50 \leq h < 80\text{km}$, η εικόνα που παρουσιάζουν οι χρόνοι απόσβεσης είναι παρόμοια των δύο προηγούμενων περιπτώσεων. Η διαφορά στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου είναι εμφανής σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις, ακόμα και στις μικρότερες, η οποία όμως φαίνεται να παίρνει μεγαλύτερες διαστάσεις σε αποστάσεις μεγαλύτερες από $\sim 250\text{km}$ (στικτή μαύρη γραμμή), συμπεριφορά ανάλογη με το συνθετικό κατάλογο της προηγούμενης παραγράφου, ενώ στο σύνολο σεισμών από τους *Skarlatoudis et al.* [2013] η διαφοροποίηση αυτή παρατηρείται σε μικρότερες αποστάσεις. Το γεγονός αυτό πιθανά να οφείλεται στα

διαφορετικά σύνολα σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε περίπτωση με το σύνολο των σεισμών από την εργασία των [Skarlatoudis et al., 2013], να είναι μικρό σε σχέση με τα άλλα δύο σύνολα, και επομένως οι χρόνοι απόσβεσης που προέκυψαν είναι σαφώς λιγότεροι. Πιθανά να εμφανιζόταν παρόμοια συμπεριφορά αν ήταν διαθέσιμο μεγαλύτερο σύνολο πειραματικών δεδομένων σεισμών ενδιαμέσου βάθους, οι οποίοι θα κάλυπταν καλύτερα την ευρύτερη περιοχή μελέτης της κατάδυσης του Ν. Αιγαίου.

Ένα άλλο, εξίσου ενδιαφέρον συμπέρασμα το οποίο προκύπτει από τη μελέτη της χωρικής κατανομής των χρόνων απόσβεσης με την υποκεντρική απόσταση, είναι το γεγονός ότι μετά τις κρίσιμες αποστάσεις (εφόσον υπάρχουν), οι διαφορές στους συνθετικούς αυτούς χρόνους ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου είναι της τάξης των ~70 με 100msec για όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις, όπως σημειώνεται με τις συνεχείς μαύρες γραμμές του **Σχήματος 4.24**. Η ίδια εικόνα είχε παρατηρηθεί και στο προηγούμενο σύνολο συνθετικών δεδομένων που μελετήθηκε, με τις διαφορές στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα στους σταθμούς να κυμαίνεται στα ίδια επίπεδα. Άρα μπορεί να θεωρηθεί ότι και για το συγκεκριμένο σύνολο σεισμών, αν θέσουμε μια μέση διαφορά στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα στους οπισθότοξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς της τάξης των ~90msec μπορούμε να καταλήξουμε στα ίδια αποτελέσματα με αυτά της §4.4.2, σε ότι αφορά τις διαφορές στα αναγραφόμενα πλάτη των σταθμών.

Η κατανομή που παρουσιάζουν οι «συνθετικοί» χρόνοι απόσβεσης του καταλόγου σεισμών της παρούσας διατριβής για τους σεισμούς που εκδηλώνονται στο όριο επαφής των πλακών του Αιγαίου-Αν. Μεσογείου σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση, απεικονίζεται στο **Σχήμα 4.25**. Στο συγκεκριμένο σχήμα, όπως και στα δύο προηγούμενα σύνολα σεισμών που μελετήθηκαν, παρουσιάζονται στο πάνω μέρος οι χρόνοι απόσβεσης για τους σταθμούς εσωτερικού τόξου (back arc) με μπλε κύκλους, και με κόκκινους οι χρόνοι σταθμών εξωτερικού τόξου (fore-arc), ενώ στο κάτω μέρος του σχήματος οι αντίστοιχοι κινούμενοι μέσοι όροι αυτών. Είναι εμφανής και σε αυτή την κατηγορία σεισμών η διαφορετική συμπεριφορά των χρόνων απόσβεσης ανάμεσα στους οπισθότοξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις, με τους σταθμούς στο εσωτερικό τόξο να έχουν μεγαλύτερες τιμές. Η διαφοροποίηση τους γίνεται ακόμα μεγαλύτερη σε αποστάσεις πάνω από ~400km, η οποία είναι μεγαλύτερη από ότι στους



Σχήμα 4.25 Χρόνοι απόσβεσης t_p^* (αριστερά) και t_s^* (δεξιά) και οι αντίστοιχοι κινούμενοι μέσοι όροι (κάτω) όπως υπολογίστηκαν για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στη διεπαφή των λιθοσφαιρικών πλακών του **Πίνακα 1** του **Παραρτήματος 1** σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης έπειτα από την εφαρμογή του νέου χαρακτηρισμού των σταθμών καταγραφής. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μετά την αφαίρεση των σταθμών οι οποίοι βρίσκονταν έξω από τα όρια διακριτικής ικανότητας του τελικού μοντέλου. Με κόκκινο παριστάνονται οι σταθμοί στο εξωτερικό τόξο και μπλε οι σταθμοί στο εσωτερικό τόξο. Με τις δύο ευθείες, μπλε και κόκκινη, σημειώνονται οι ευθείες που αντιστοιχούν στις εξισώσεις της μορφής $\log Y = 10^{-3} t^* R$ για τους χρόνους απόσβεσης για τους οπισθοτόξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς αντίστοιχα. Οι μαύρες συνεχείς γραμμές παριστάνουν τη μέση διαφοροποίηση των χρόνων απόσβεσης πριν και μετά την κρίσιμη απόσταση.

χρόνους απόσβεσης του συνθετικού καταλόγου του **Σχήματος 4.21** (~300km), και σημειώνεται με τη διακεκομμένη μαύρη γραμμή στο **Σχήμα 4.25**.

Όπως και με το προηγούμενο σύνολο συνθετικών χρόνων απόσβεσης, έτσι και στο παρόν σύνολο σεισμών που συμβαίνουν στη διεπαφή των λιθοσφαιρικών πλακών, πραγματοποιήθηκε μελέτη των συντελεστών απόσβεσης που υπολογίστηκαν από τους Skarlatoudis et al. [2013], για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου (c_a^{Peak}), και για τους

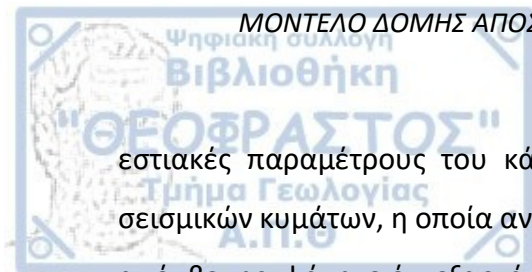
Περίοδος (T)	Συχνότητα (f)	c_a^{Peak}	c_b^{Peak}	$c_a^{spectral}$	$c_b^{spectral}$
0.1 sec	10 Hz	-0.00091	-0.00163	-0.00237	-0.00368
0.2 sec	5 Hz	-0.00099	-0.00174	-0.00119	-0.00184
0.4 sec	2.5 Hz	-0.00089	-0.00177	-0.00059	-0.00092

Πίνακας 4.5 Συντελεστές απόσβεσης από την εργασία των [Skarlatoudis et al., 2013] για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου (c_a^{Peak}), και για τους σταθμούς εσωτερικού τόξου (c_b^{Peak}) και οι αντίστοιχες τιμές ($c_a^{spectral}$) και ($c_b^{spectral}$) οι οποίες προέκυψαν από τα δεδομένα των χρόνων απόσβεσης του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής για τις διάφορες περιόδους/συχνότητες για σεισμούς στο όριο διεπαφής των δύο λιθοσφαιρικών πλακών.

οπισθότοξους σταθμούς (c_b^{Peak}), με τους συντελεστές απόσβεσης που υπολογίζονται από τους συνθετικούς χρόνους απόσβεσης. Χρησιμοποιώντας τις **Εξισώσεις 4.1** και **4.4**, υπολογίστηκαν οι ευθείες που φαίνονται με μπλε (εξωτερικού τόξου σταθμοί) και κόκκινο (οπισθότοξοι σταθμοί) χρώμα στο **Σχήμα 4.25**, και υπολογίστηκαν νέοι συντελεστές απόσβεσης $c_a^{spectral}$ και $c_b^{spectral}$, για τις συχνότητες 2.5-10Hz. Οι συντελεστές αυτοί παρουσιάζονται στην πέμπτη ($c_a^{spectral}$) και έκτη ($c_b^{spectral}$) στήλη του **Πίνακα 4.5** μαζί με τους συντελεστές απόσβεσης από τους Skarlatoudis et al. [2013] [στήλες (c_a^{Peak}) και τέσσερα (c_b^{Peak})]. Παρατηρείται ότι και σε αυτό το σύνολο σεισμών, οι συντελεστές απόσβεσης των Skarlatoudis et al. [2013], έχουν παρόμοιες τιμές με αυτές οι οποίες προέκυψαν από το νέο τρισδιάστατο μοντέλο για τις συχνότητες 2.5-10Hz (κυρίως για τη μέση συχνότητα των 5Hz), τόσο για τους οπισθότοξους όσο και για τους σταθμούς εξωτερικού τόξου, γεγονός που ενισχύει ακόμα περισσότερο την αξιοπιστία του προσδιοριζόμενου 3D μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής.

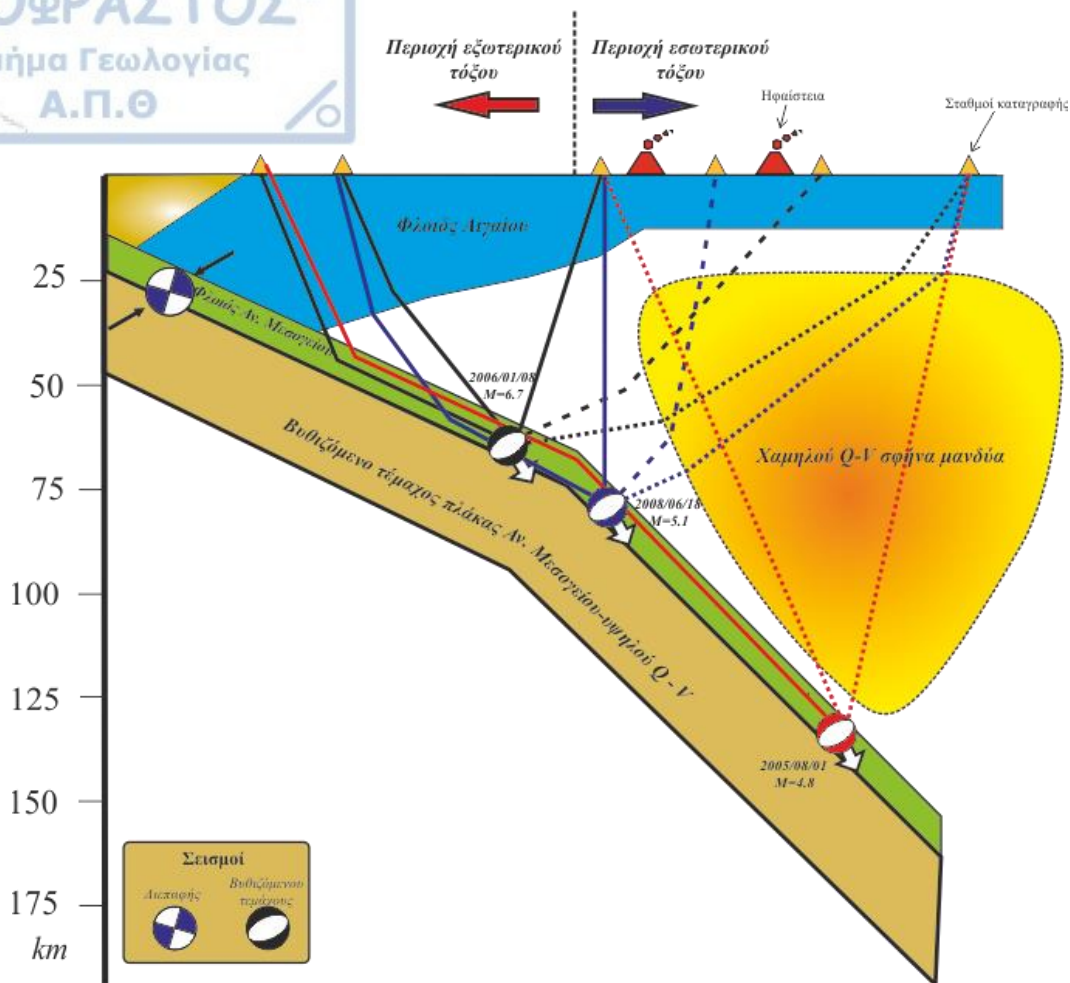
4.5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗΣ ΤΟΥ ΝΕΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΑΝΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ ΤΟΥ Ν. ΑΙΓΑΙΟΥ

Από τη διερεύνηση της εξάρτησης των χρόνων απόσβεσης με την υποκεντρική απόσταση και με το εστιακό βάθος για διάφορα σύνολα δεδομένων, φάνηκε ότι τα σεισμικά κύματα ακολουθούν ένα πολύ συγκεκριμένο πρότυπο διάδοσης το οποίο εξαρτάται από τις



εστιακές παραμέτρους του κάθε σεισμού ενδιαμέσου βάθους. Η διάδοση λοιπόν των σεισμικών κυμάτων, η οποία αντανακλάται στα πλάτη τους και επομένως και στους χρόνους απόσβεσης, φάνηκε ότι εξαρτάται τόσο από τη γεωγραφική θέση του σεισμού (σεισμός στη διεπαφή των δύο πλακών ή σεισμός στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου), αλλά κυρίως από το βάθος στο οποίο εκδηλώθηκε. Για να γίνει καλύτερα αντιληπτή η εικόνα του τρόπου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων για σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στο χώρο του Ν. Αιγαίου παρουσιάζεται στο **Σχήμα 4.26** μια τροποποιημένη σχηματική απεικόνιση του τρόπου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων για τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους, βασισμένη στην αρχική πρόταση των *Skarlatoudis et al.* [2013]. Το μοντέλο αυτό βασίζεται τόσο στους χρόνους απόσβεσης όσο και στις συγκρίσεις με τα αποτελέσματα της ισχυρής σεισμικής κίνησης των *Skarlatoudis et al.* [2013].

Σύμφωνα με το σχηματικό αυτό μοντέλο, τα σεισμικά κύματα των επιφανειακότερων σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($50 \leq h < 80\text{km}$), οι οποίοι εκδηλώνονται κυρίως στο εξωτερικότερα τμήματα της ζώνης κατάδυσης, καταγράφονται χωρίς κάποια διαφοροποίηση από σεισμολογικούς σταθμούς οι οποίοι βρίσκονται σε μικρές υποκεντρικές αποστάσεις, τόσο σε σταθμούς μπροστά όσο και σε σταθμούς πίσω από το τόξο. Όσο αυξάνει όμως η υποκεντρική απόσταση, τα σεισμικά κύματα τα οποία καταγράφονται σε σταθμούς πίσω από το τόξο παρουσιάζουν σημαντική εξασθένιση των πλατών τους, αφού διασχίζουν τμήμα της σφήνας υψηλής απόσβεσης του μανδύα του Αιγαίου, και επομένως εμφανίζουν υψηλότερους χρόνους απόσβεσης από τα κύματα τα οποία καταγράφονται σε σταθμούς κατά μήκος του τόξου σε παρόμοιες υποκεντρικές αποστάσεις. Η διαφορά ανάμεσα στους χρόνους απόσβεσης των σταθμών μπροστά και πίσω από το τόξο αυξάνει μέχρι τα κύματα να διασχίζουν μεγάλο τμήμα ή και όλη τη σφήνα του μανδύα, οπότε και δεν αυξάνει περαιτέρω η διαφοροποίηση αυτή σε μεγάλες αποστάσεις. Αν ένας σεισμός της συγκεκριμένης κατηγορίας εστιακών βαθών εκδηλωθεί κοντά στο όριο (είτε εντός είτε εκτός) της οπισθότοξης-μπροστά από το τόξο καμπύλης (fore arc-back arc area), τότε τα σεισμικά κύματα θα καταγραφούν στους διάφορους σταθμούς εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου με πλάτη ανάλογα με την απόσταση την οποία χρειάστηκε να διανύσουν στη σφήνα του μανδύα (στικτές γραμμές στο **Σχήμα 4.26**). Έτσι, καταγραφές σε σταθμούς οι οποίοι γεωγραφικά βρίσκονται μπροστά από το τόξο, είναι παρόμοιες σε αναγραφόμενα πλάτη με τις καταγραφές οπισθότοξων σταθμών, με αποτέλεσμα να παρουσιάζουν μεγαλύτερους



Σχήμα 4.26 Σχηματική απεικόνιση του μοτίβου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στο Ελληνικό τόξο κατά μήκος μιας τομής παράλληλης στη διεύθυνση της κατάδυσης (τροποποιημένο από [Skarlatoudis et al., 2013]) για σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου σε διαφορετικά βάθη. Οι συνεχείς γραμμές παριστάνουν τα σεισμικά κύματα τα οποία καταγράφονται σε σταθμούς πίσω ή μπροστά από το τόξο, χωρίς διαφοροποίηση λόγω ανελαστικής απόσβεσης. Με στικτές γραμμές παρουσιάζονται οι ακτίνες των κυμάτων οι οποίες επηρεάζονται από τη χαμηλής ταχύτητας-χαμηλού Q σφήνα μανδύα, ανάλογα με το τμήμα της σεισμικής ακτίνας που τη διατρέχει.

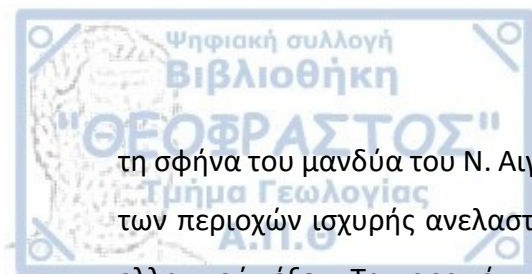
χρόνους απόσβεσης από το αναμενόμενο. Για το λόγο αυτό οι σταθμοί αυτοί, παρά το γεγονός ότι γεωγραφικά ανήκουν έξω από το τόξο, χαρακτηρίστηκαν ως οπισθότοξοι, λαμβάνοντας υπόψη το ποσοστό της ακτίνας που χρειάστηκε να περάσει από τη σφήνα του μανδύα. Το ίδιο μοτίβο παρατηρείται και στα σεισμικά κύματα σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι εκδηλώνονται σε μεγαλύτερα εστιακά βάθη $80 \leq h < 100 \text{ km}$, με τη διαφορά ότι η διαφοροποίηση ανάμεσα στους σταθμούς πίσω και κατά μήκος του τόξου αρχίζει σε μικρότερες υποκεντρικές αποστάσεις.

Σε ότι αφορά τους σεισμούς με μεγάλα εστιακά βάθη, ($h \geq 100\text{km}$), η διαφορά στις καταγραφές ανάμεσα στους οπισθότοξους και μπροστά του τόξου σταθμούς είναι εμφανής πρακτικά σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις. Τα σεισμικά κύματα των σεισμών αυτών, οι οποίοι εκδηλώνονται κατά κύριο λόγο στο εσωτερικό τμήμα του ελληνικού τόξου και μετά την αλλαγή στην κλίση της ζώνης Benioff [π.χ. *Parazachos et al.*, 2000], είτε θα διαπεράσουν τη σφήνα του μανδύα και θα καταγραφούν σε σταθμούς πίσω από το τόξο με σημαντικά εξασθενημένα πλάτη και άρα υψηλούς χρόνους απόσβεσης, είτε θα παρακάμψουν εντελώς τη σφήνα του μανδύα και θα καταγραφούν στους σταθμούς μπροστά από το τόξο ίσως και με ενισχυμένα πλάτη, (ακολουθώντας το «γρήγορο» δρόμο υψηλών ταχυτήτων [*Parazachos and Nolet*, 1997a]), και με μικρές τιμές των χρόνων απόσβεσης.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η μελέτη της δομής ανελαστικής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων στο χώρο του Ν. Αιγαίου, όπου λαμβάνει χώρα η υποβύθιση της «ωκεάνιου τύπου» λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου κάτω από τη μικροπλάκα του Αιγαίου, η οποία αποτελεί τμήμα της ηπειρωτικής λιθοσφαιρικής πλάκας της Ευρασίας [Parazachos and Delibasis, 1969; Parazachos and Comninakis, 1971; LePichon and Angelier, 1979]. Η μελέτη της δομής της ανελαστικής απόσβεσης, δηλαδή η απώλεια της κινητικής ενέργειας της ελαστικής κίνησης των κυμάτων εξαιτίας της μετατροπής της σε θερμότητα προκαλώντας μόνιμη παραμόρφωση στο μέσο διάδοσης, θεωρείται ιδιαίτερα χρήσιμη για τη μελέτη των μεταβολών διαφόρων γεωφυσικών παραμέτρων της Γης. Το πλεονέκτημα σε σχέση με τις σεισμικές (ελαστικές) ταχύτητες είναι ότι η ανελαστική απόσβεση είναι περισσότερο κατάλληλη για την απεικόνιση θερμού υλικού με παρουσία τήγματος (partial melt), όπως είναι η σφήνα του μανδύα σε περιοχές κατάδυσης. Επίσης σημαντικό ρόλο παίζει έμμεσα η ανελαστική απόσβεση για την Τεχνική Σεισμολογία και την Αντισεισμική Μηχανική (π.χ. στον αντισεισμικό σχεδιασμό των κατασκευών), αφού η ανελαστικότητα λειτουργεί ως παράγοντας απόσβεσης των ισχυρών ταλαντώσεων του εδάφους.

Σε ότι αφορά την περιοχή μελέτης του Ν. Αιγαίου, ο προσδιορισμός του νέου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης προσφέρει σημαντικές πληροφορίες για



τη σφήνα του μανδύα του Ν. Αιγαίου κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, αλλά και την κατανομή των περιοχών ισχυρής ανελαστικής απόσβεσης κατά μήκος της οπισθότοξης περιοχής του ελληνικού τόξου. Τα παραπάνω αποτελούν πολύτιμο εργαλείο για τη μελέτη της δυναμικής της ζώνης κατάδυσης, αλλά και για τη χρήση/αξιοποίηση του μοντέλου στις σχέσεις ισχυρής σεισμικής κίνησης των σεισμών ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην ευρύτερη περιοχή της κατάδυσης του Ν. Αιγαίου.

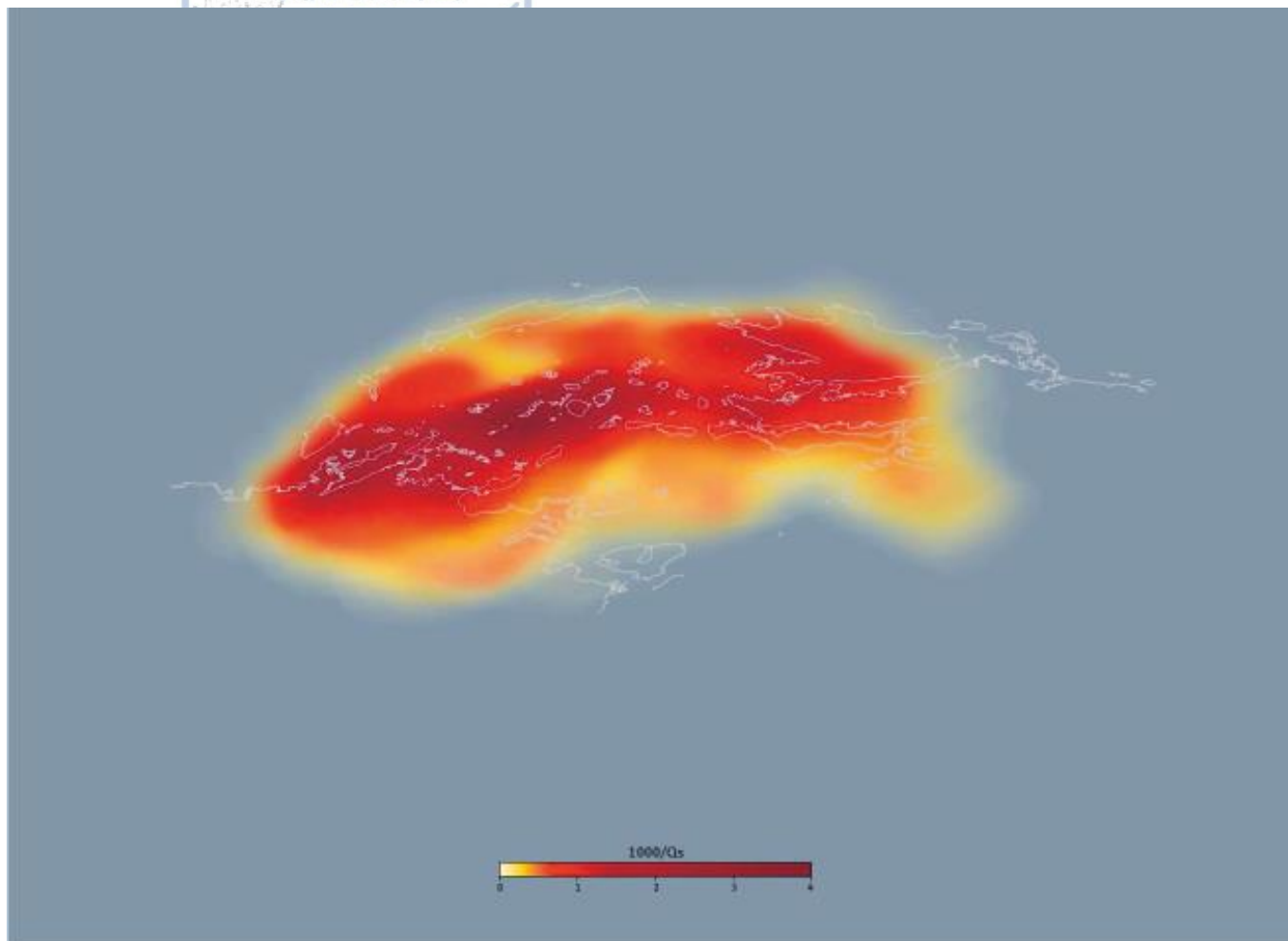
Για τον προσδιορισμό του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από δύο τοπικά δίκτυα που είχαν εγκατασταθεί στην περιοχή του Ν. Αιγαίου για 5 περίπου χρόνια. Το πρώτο σύνολο δεδομένων προερχόταν από το δίκτυο CYCNET που περιλάμβανε συνολικά 41 σταθμούς (μόνιμους και προσωρινούς) και ήταν εγκατεστημένο στην ευρύτερη περιοχή των Κυκλάδων από τον Σεπτέμβριο του 2002 έως τον Οκτώβριο του 2005. Το δεύτερο, και μεγαλύτερο, σύνολο δεδομένων προερχόταν από το δίκτυο EGELADOS, το οποίο αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα τοπικά δίκτυα που έχουν εγκατασταθεί ποτέ στον ευρύτερο χώρο της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Το δίκτυο αυτό αποτελούνταν τόσο από χερσαίους, όσο και από υποθαλάσσιους σειсмоγράφους, των οποίων η λειτουργία ξεκίνησε τον Οκτώβριο του 2005 και ολοκληρώθηκε το Μάρτιο του 2007. Το δίκτυο αυτό κάλυπτε ολόκληρο το Ν. Αιγαίο από την περιοχή της Πελοποννήσου (στα δυτικά) μέχρι τη δυτική Τουρκία (στα ανατολικά), με σταθμούς ομοιόμορφα κατανεμημένους κατά μήκος της ελληνικής ζώνης κατάδυσης με 45 χερσαίους και 22 υποθαλάσσιους σειсмоγράφους, και ενισχύθηκε με τη συνεισφορά δεδομένων από τα μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα του : Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, GEOFON και MEDNET. Όλες οι καταγραφές από όλους τους σεισμολογικούς σταθμούς που λειτούργησαν την περίοδο 2002-2007 αποτέλεσαν μια εξαιρετικής ποιότητας βάση δεδομένων για τον υπολογισμό του νέου 3D μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης.

Κατασκευάστηκαν τα φάσματα πλάτους επιτάχυνσης των κυματομορφών περίπου 400 σεισμών ενδιαμέσου βάθους, οι οποίοι καταγράφηκαν από τα παραπάνω δίκτυα κατά την περίοδο λειτουργίας τους, και υπολογίστηκε η κλίση τους πάνω από τη γωνιακή συχνότητα. Υπολογίζοντας την κλίση αυτή του φάσματος επιτάχυνσης από την εξίσωση ευθείας ελαχίστων τετραγώνων για όλες τις διαθέσιμες καταγραφές για τις τρεις συνιστώσες των σταθμών, υπολογίστηκε ο χρόνος απόσβεσης των επιμήκων κυμάτων (t_p^*) και των εγκάρσιων κυμάτων (t_s^*), αλλά και οι αντίστοιχοι μέσοι παράγοντες ποιότητας Q_p και Q_s . Για

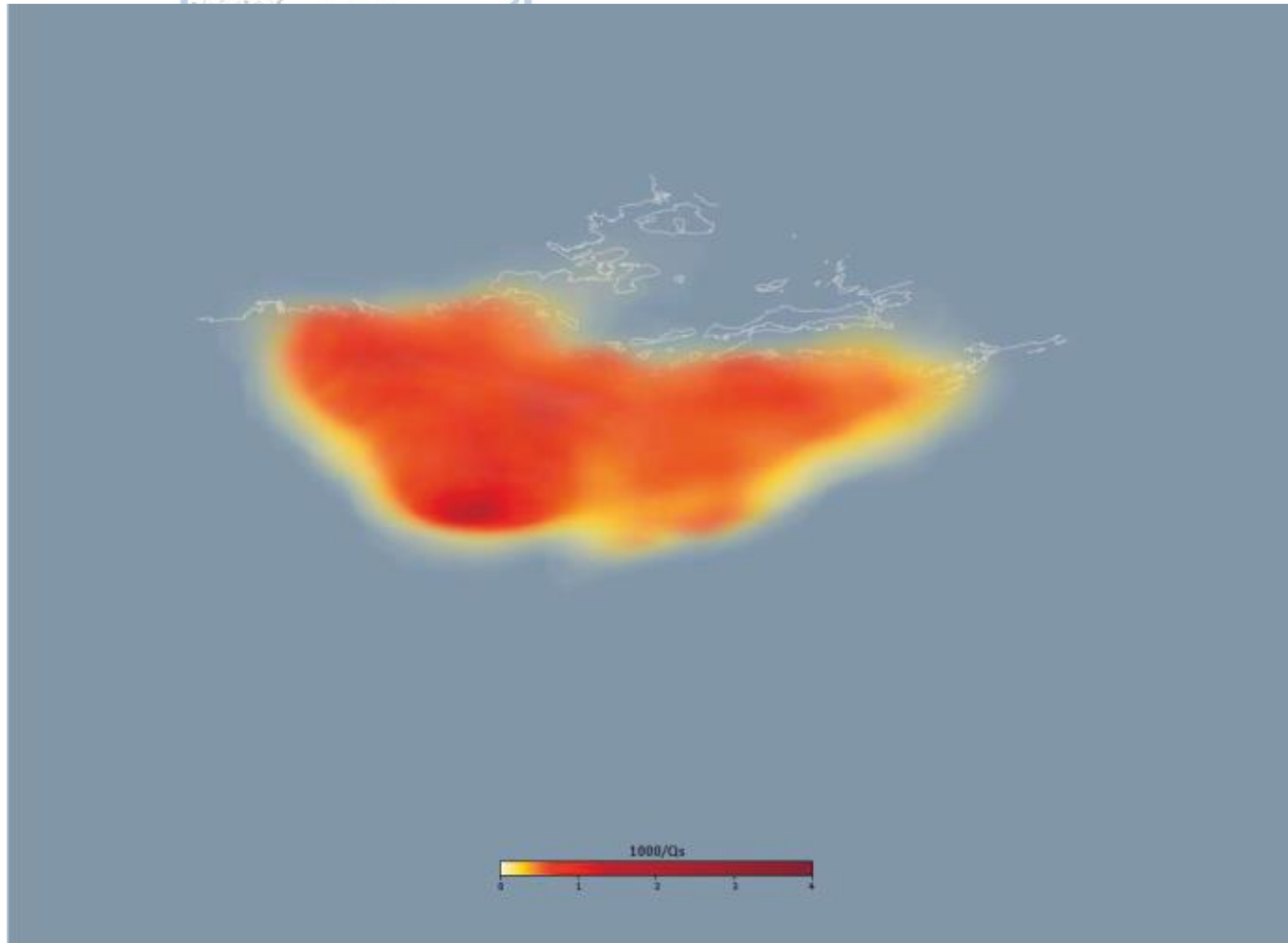
τον υπολογισμό του χρόνου απόσβεσης t_p^* των επιμήκων και t_s^* των εγκαρσίων υλοποιήθηκε μια αυτοματοποιημένη διαδικασία υπολογισμού της κλίσης της ευθείας των φασμάτων επιτάχυνσης πάνω από την γωνιακή συχνότητα μέσω ενός κώδικα γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN υιοθετώντας μετά από δοκιμές κατάλληλα κριτήρια εφαρμόσιμα σε όλα τα φάσματα επιτάχυνσης που δημιουργήθηκαν. Με τον τρόπο αυτό έγινε εφικτός ο υπολογισμός της κλίσης της ευθείας των φασμάτων επιτάχυνσης και κατά συνέπεια των χρόνων απόσβεσης, σε μεγάλο όγκο δεδομένων χωρίς την παρεμβολή από το χρήστη. Στη συνέχεια κρίθηκε απαραίτητος ο πρόσθετος καθορισμός των χρόνων απόσβεσης με προσδιορισμό από το χρήστη του υψίσυχνου τμήματος των φασμάτων επιτάχυνσης στο οποίο υπολογίστηκε η κλίση της ευθείας. Με τον τρόπο αυτό έγινε εφικτή και η σύγκριση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν και από τις δύο μεθόδους (αυτόματη και μη).

Στο πλαίσιο της διατριβής πραγματοποιήθηκε διερεύνηση της μεταβολής των χρόνων απόσβεσης σε σχέση με την υποκεντρική απόσταση, αλλά και με το αν ο σταθμός καταγραφής βρισκόταν στο εξωτερικό ή εσωτερικό τμήμα του τόξου. Από τα διαγράμματα των χρόνων απόσβεσης t_p^* και t_s^* , (οι οποίοι υπολογίστηκαν και με τις δύο μεθόδους) σε συνάρτηση με την υποκεντρική απόσταση έγινε αντιληπτή η διαφοροποίηση ανάμεσα στους σταθμούς στο εξωτερικό τμήμα του τόξου και στους οπισθότοξους σταθμούς, με τους δεύτερους να παρουσιάζουν σαφώς μεγαλύτερες τιμές με τη διαφορά να γίνεται όλο και πιο έντονη όσο αυξάνεται το εστιακό βάθος των σεισμών, τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα. Η διαφοροποίηση αυτή αποτέλεσε την πρώτη ένδειξη της πολύ ισχυρής απόσβεσης που επιδέχονται τα σεισμικά κύματα στην περιοχή μελέτης η οποία προκαλεί την έντονη μείωση στα αναγραφόμενα πλάτη ιδιαίτερα των εγκαρσίων κυμάτων, για τα οποία η διαφοροποίηση ανάμεσα στους σταθμούς εξωτερικού και εσωτερικού τόξου είναι πολύ πιο έντονη. Επίσης δεν παρατηρήθηκε κάποια γραμμική τάση μεταβολής των χρόνων απόσβεσης με την υποκεντρική απόσταση, η οποία να υποδηλώνει κάποια συστηματική εξάρτηση με την υποκεντρική απόσταση όπως παρατηρείται συνήθως για τους επιφανειακούς σεισμούς.

Οι χρόνοι απόσβεσης (t_p^* και t_s^*) που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο της φασματικής κλίσης από τα φάσματα επιτάχυνσης χρησιμοποιήθηκαν για την εφαρμογή της μεθόδου της

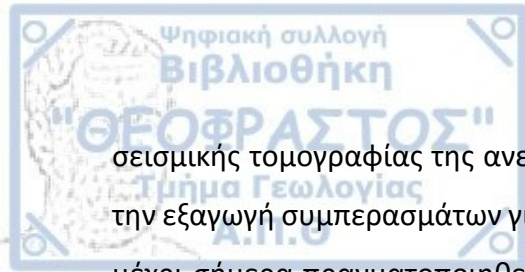


α



β

Σχήμα 5.1 Τρισδιάστατη απεικόνιση του νέου 3D μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων $1000/Q_s$ σε καρτεσιανές συντεταγμένες, όπως αυτό προέκυψε από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης.



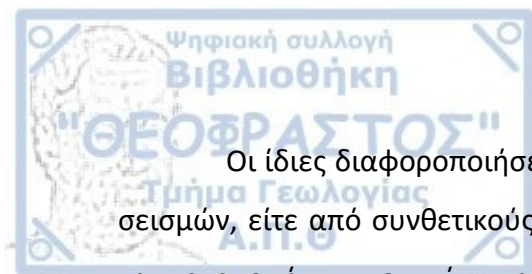
σεισμικής τομογραφίας της ανελαστικής απόσβεσης μέσω του παράγοντα ποιότητας Q και την εξαγωγή συμπερασμάτων για τη δομή απόσβεσης της περιοχής μελέτης η οποία δεν έχει μέχρι σήμερα πραγματοποιηθεί με τη χρήση ψηφιακών σεισμικών δεδομένων από τοπικά δίκτυα. Μέσω της αντιστροφής των χρόνων απόσβεσης κατασκευάστηκαν τομογραφικές εικόνες ανελαστικής απόσβεσης του φλοιού και του άνω μανδύα του ελληνικού τόξου, τόσο για τα επιμήκη όσο και για τα εγκάρσια κύματα μέσω του παράγοντα ποιότητας (ποσότητες $1000/Q_P$ και $1000/Q_S$).

Στο πλαίσιο της διατριβής δημιουργήθηκε μια τρισδιάστατη απεικόνιση του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκε για την ελληνική ζώνη κατάδυσης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου για τα S κύματα, το οποίο παρουσιάζεται στο **Σχήμα 5.1α,β**. Με τον τρόπο αυτό γίνεται περισσότερο κατανοητή η χωρική μεταβολή της ανελαστικής απόσβεσης στην περιοχή μελέτης, τόσο οριζόντια όσο και στο κατακόρυφα, επιτρέποντας την αναπαράσταση της τρισδιάστατης εικόνας της κατανομής της ανελαστικής απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων χώρου (P και S) στο Ν. Αιγαίο. Παρατηρείται η έντονη απόσβεση που επικρατεί κάτω από την περιοχή του ηφαιστειακού τόξου, με τις μεγαλύτερες τιμές ανελαστικής απόσβεσης ($Q_P \sim 300$ και $Q_S \sim 200$) να επικρατούν στα βάθη των 80-100km, στο ανατολικότερο τμήμα του ηφαιστειακού τόξου όπου και απαντώνται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη.

Η περιοχή αυτή έντονης ανελαστικής απόσβεσης είναι σε εξαιρετική συμφωνία με την ανωμαλία χαμηλής ταχύτητας στον άνω μανδύα από τα τομογραφικά μοντέλα ταχύτητας που έχουν προσδιοριστεί για τη συγκεκριμένη περιοχή με την εφαρμογή διαφορετικών μεθοδολογιών [Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Karagianni and Papazachos, 2007], αλλά και σε σύγκριση με άλλα μοντέλα απόσβεσης που έχουν προταθεί [Hashida et al., 1988; Kassaras et al., 2008], καθώς και με άλλα μοντέλα που έχουν προταθεί σε παρόμοιες ζώνες υποβύθισης [Pozgay et al., 2009; Chen and Clayton, 2012; Liu et al., 2014; Liu and Zhao, 2015]. Η ζώνη αυτή υψηλής απόσβεσης-χαμηλής ταχύτητας, η οποία φαίνεται κάτω από το ηφαιστειακό τόξο εξαρτάται άμεσα από την κύρια πηγή μάγματος που υπάρχει στην περιοχή αυτή στη σφήνα του μανδύα η οποία δημιουργείται από την αφυδάτωση των ένυδρων πετρωμάτων της βυθιζόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου, δημιουργώντας την τροφοδοσία μάγματος και τη δημιουργία μαγματικών θαλάμων και ηφαιστειών στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου [Papazachos et al., 2005].

Από τη συγκριτική αξιολόγηση του τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής με το προτεινόμενο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που έχει προταθεί για την περιοχή της ελληνικής ζώνης κατάδυσης από τις εξισώσεις ισχυρής σεισμικής κίνησης σεισμών ενδιαμέσου βάθους προέκυψε η αναθεώρηση του τρόπου με τον οποίο πραγματοποιείται ο χαρακτηρισμός ενός σταθμού σαν εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου. Εκτός από τη σχετική θέση σεισμού-σταθμού καταγραφής, για τους σεισμούς οι οποίοι εκδηλώνονται στο μπροστά τμήμα του τόξου, προτείνεται στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής να λαμβάνεται υπ' όψη το ποσοστό της ακτίνας το οποίο περνάει από την οπισθότοξη (υψηλής απόσβεσης) περιοχή. Αν, δηλαδή η σεισμική ακτίνα ενός σεισμού διαπερνάει σε ποσοστό μεγαλύτερο από 50% την οπισθότοξη περιοχή, μέχρι να φτάσει στο σταθμό καταγραφής, τότε ο σταθμός αυτός χαρακτηρίζεται ως οπισθότοξος, ακόμα και αν η θέση του είναι στην περιοχή του εξωτερικού τόξου.

Έπειτα από την εφαρμογή της νέας προσέγγισης στο χαρακτηρισμό των διαφόρων σταθμών καταγραφής, η σύγκριση των χρόνων απόσβεσης με αυτές των ισχυρών σεισμικών κινήσεων από τους *Skarlatoudis et al.* [2013] επιβεβαίωσε τη χαρακτηριστική διαφοροποίηση που παρατήρησαν και οι συγκεκριμένοι ερευνητές ανάμεσα στους σταθμούς οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως εσωτερικού ή εξωτερικού τόξου (back-arc ή fore-arc). Ανάλογα με το εστιακό βάθος των σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι εκδηλώνονται στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας παρατηρήθηκαν μεγαλύτερες τιμές των χρόνων απόσβεσης, t_s^* , των εγκαρσίων κυμάτων στους σταθμούς εσωτερικά του τόξου (back-arc) είτε για όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις είτε από κάποια κρίσιμη υποκεντρική απόσταση και για μεγαλύτερες αποστάσεις. Για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $80 \leq h < 100\text{km}$, οι κρίσιμες αποστάσεις πάνω από τις οποίες αυξάνει η διαφορά στους χρόνους απόσβεσης στους οπισθότοξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς παρατηρήθηκε σε παρόμοιες αποστάσεις από αυτές που προτείνονται από τους *Skarlatoudis et al.* [2013], ενώ για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $50 \leq h < 80\text{km}$ υπήρχε σαφής διαχωρισμός ανάμεσα στους εσωτερικού και εξωτερικού τόξου σταθμούς. Για τους σεισμούς με εστιακά βάθη $h > 100\text{km}$, εμφανίστηκε η ίδια χαρακτηριστική εικόνα με τις ισχυρές σεισμικές κινήσεις, αφού οι χρόνοι απόσβεσης της οπισθότοξης περιοχής, t_s^* , είναι σαφώς μεγαλύτεροι σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις.



Οι ίδιες διαφοροποιήσεις παρατηρήθηκαν και με τη χρήση διαφορετικών συνόλων σεισμών, είτε από συνθετικούς καταλόγους με κατανομή επικέντρων που προσομοιάζουν την κατανομή των σεισμών στην περιοχή του Ν. Αιγαίου, είτε και με τη χρήση πραγματικών δεδομένων από σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώθηκαν στην περιοχή μελέτης. Το γεγονός αυτό ενισχύει την αξιοπιστία του νέου προτεινόμενου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της παρούσας διατριβής. Οι κύριες διαφορές που παρατηρήθηκαν με τα διαφορετικά σύνολα δεδομένων εντοπίζονται στο ότι οι διαφοροποιήσεις ανάμεσα στους σταθμούς εσωτερικού και εξωτερικού τόξου είναι ορατές σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις ενώ αυξάνονται έπειτα από κάποια κρίσιμη απόσταση.

Ένα χαρακτηριστικό το οποίο ήταν ευδιάκριτο τόσο σε όλα τα σύνολα συνθετικών χρόνων που μελετήθηκαν, όσο και σε όλα τα εστιακά βάθη, ήταν οι παρόμοιες διαφορές στους χρόνους απόσβεσης των S κυμάτων ανάμεσα στους οπισθοτόξους και εξωτερικού τόξου σταθμούς, είτε μετά τις κρίσιμες αποστάσεις (όπου αυτές υπήρχαν) ($h < 100\text{km}$) είτε σε όλο το εύρος των υποκεντρικών αποστάσεων ($h > 100\text{km}$). Οι διαφορές αυτές ήταν της τάξης των περίπου $70 - 100\text{msec}$, γεγονός που οδηγεί τα αναγραφόμενα πλάτη των σεισμικών κυμάτων στους σταθμούς εξωτερικού τόξου να είναι περίπου 1.3, 2.0, 4.1 και 17 φορές μικρότερα για τις συχνότητες 1, 2.5, 5 και 10Hz , για μία μέση διαφορά στους χρόνους απόσβεσης της τάξης των περίπου 90msec σύμφωνα με το νέο 3D μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης.

Σε ότι αφορά τους σεισμούς στο όριο διεπαφής των δύο πλακών (Αν. Μεσογείου-Αιγαίου), οι διαφορετικές τιμές στους χρόνους απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων στους οπισθότοξους (back-arc) και εξωτερικού τόξου (fore-arc) σταθμούς είναι εμφανής σε όλες τις υποκεντρικές αποστάσεις. Επιπλέον, οι συντελεστές απόσβεσης που υπολογίστηκαν από τους συνθετικούς χρόνους απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων, για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών ενδιαμέσου βάθους, παρουσιάζουν παρόμοιες τιμές με τους συντελεστές απόσβεσης των Skarlatoudis et al. [2013] που υπολογίστηκαν από τη μελέτη των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, τουλάχιστον για το εύρος συχνοτήτων $2.5-10\text{Hz}$.

Με βάση τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι το νέο τρισδιάστατο μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης που προσδιορίστηκε στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την τροποποίηση/προσαρμογή των εξισώσεων ισχυρής σεισμικής κίνησης που αφορούν τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην περιοχή

του Ελληνικού τόξου. Επίσης, προέκυψε μια βελτιωμένη εικόνα του τρόπου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων των σεισμών αυτών, οι οποίοι επηρεάζονται από την έντονη ανελαστική απόσβεση της σφήνας μανδύα με διαφορετικούς τρόπους, ανάλογα με θέση, το εστιακό τους βάθος, και την υποκεντρική τους απόσταση από τον εκάστοτε σταθμό καταγραφής.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι, με τη χρήση του αυτοματοποιημένου τρόπου υπολογισμού της κλίσης της ευθείας από τα φάσματα επιτάχυνσης θα είναι μελλοντικά εφικτός ο υπολογισμός αντίστοιχου 3D μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης και για τους επιφανειακούς σεισμούς, οι οποίοι καταγράφηκαν από τα δύο δίκτυα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή, αλλά και το Ενιαίο Εθνικό Δίκτυο Σεισμογράφων (Ε.Ε.Δ.Σ.). Επίσης, μπορεί να προσδιοριστεί εκ νέου μοντέλο ανελαστικής απόσβεσης, τόσο για τους επιφανειακούς, όσο και για τους ενδιάμεσου βάθους σεισμούς με τη χρήση ενός νέου τρισδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων, καθώς και συνδυαστική αντιστροφή του μοντέλου ταχύτητας και του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης.



Περίληψη

Με στόχο τη μελέτη της σεισμικής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου καθορίστηκαν τρισδιάστατα μοντέλα απόσβεσης τόσο για τα επιμήκη (Q_P) όσο και για τα εγκάρσια (Q_S) κύματα χρησιμοποιώντας τους χρόνους απόσβεσης t^* που υπολογίστηκαν από τα φάσματα επιτάχυνσης των P και S κυμάτων για σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν περισσότεροι από 350 σεισμοί ενδιαμέσου βάθους (εστιακό βάθος μεγαλύτερο των 50km), οι οποίοι είχαν καταγραφεί από δύο τοπικά δίκτυα σειсмоγράφων που είχαν εγκατασταθεί στην ευρύτερη περιοχή. Το πρώτο δίκτυο (CYCNET), είχε εγκατασταθεί στην περιοχή των Κυκλάδων (κεντρικό Αιγαίο), ενώ το δεύτερο δίκτυο είχε εγκατασταθεί στα πλαίσια του προγράμματος EGELADOS και αποτελούνταν από 65 σειсмоγράφους και 24 υποθαλάσσια σεισμόμετρα (OBS) στην ευρύτερη περιοχή της ζώνης κατάδυσης του Αιγαίου. Υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης t_P^* και t_S^* ανεξάρτητα της συχνότητας χρησιμοποιώντας δύο τεχνικές. Στην πρώτη προσέγγιση, οι χρόνοι απόσβεσης καθορίστηκαν με αυτοματοποιημένο τρόπο μέσω κώδικα, από την κλίση του φάσματος επιτάχυνσης εξασθένισης της πηγής πάνω από τη γωνιακή συχνότητα θεωρώντας μοντέλο πηγής ω^2 . Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν στο εύρος συχνοτήτων 0.2-25Hz, χρησιμοποιώντας μόνο τα φάσματα με λόγο σήματος προς θόρυβο μεγαλύτερο από 3, και τα οποία βρισκόταν πάνω από το επίπεδο θορύβου για 4Hz τουλάχιστον για τα P κύματα και για 0.5Hz τουλάχιστον για τα S κύματα. Στη δεύτερη προσέγγιση η επιλογή του τμήματος του φάσματος στο οποίο υπολογίστηκαν οι χρόνοι απόσβεσης γινόταν από το χρήστη.

Δημιουργήθηκαν διαγράμματα χρόνου απόσβεσης με την απόσταση αλλά δεν παρατηρήθηκε σημαντική εξάρτηση μεταξύ τους, πιθανότατα λόγω των σημαντικών διαφοροποιήσεων που παρατηρούνται τόσο στη χωρική όσο και σε βάθος κατανομή των τιμών των χρόνων απόσβεσης. Η χωρική μεταβολή των τιμών του t^* έδειξε ότι οι σταθμοί εξωτερικού τόξου παρουσιάζουν χαμηλές τιμές του t^* ενώ οι σταθμοί στο πίσω μέρος του τόξου εμφανίζουν σαφώς μεγαλύτερες τιμές. Η παρατηρούμενη αυτή διαφορά γίνεται εντονότερη καθώς το βάθος των σεισμών

αυξάνει, ενδεικτικό της τοπικής επίδρασης της υψηλής απόσβεσης (χαμηλό Q) της σφήνας του μανδύα πάνω από την καταδυόμενη λιθόσφαιρα, σε συμφωνία με ανεξάρτητες παρατηρήσεις.

Πραγματοποιήθηκε τομογραφική αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης που υπολογίστηκαν και με τους δύο τρόπους για τη δημιουργία τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης στο χώρο του Ν. Αιγαίου ακολουθώντας την προσέγγιση των *Parazachos and Nolet* [1997a, 1997b], αφού πραγματοποιήθηκε υπολογισμός της πορείας των σεισμικών ακτινών με τη χρήση ενός αλγορίθμου ο οποίος προτάθηκε από τους *Moser et al.* [1992] ο οποίος βασίζεται στην τεχνική τρισδιάστατης ανίχνευσης των ακτινών και μπορεί να εντοπίζει τις διαθλάσεις τους μέσα από περιοχές χαμηλών ταχυτήτων. Χρησιμοποιήθηκε ένα γραμμικό σύστημα εξισώσεων απόσβεσης που δημιουργήθηκε από ένα τρισδιάστατο κάναβο κόμβων με τρισδιάστατη γραμμική παρεμβολή. Στη συνέχεια με εφαρμογή κατάλληλου κώδικα επιλύθηκε το γραμμικό σύστημα χρησιμοποιώντας τη μέθοδο LSQR [*Paige and Saunders*, 1982]. Εφόσον το μοντέλο ταχύτητας δεν αλλάζει, άρα δεν αλλάζει και η γεωμετρία των σεισμικών ακτινών, τότε το σύστημα συγκλίνει σε μια επανάληψη (ως γραμμικό) και δεν απαιτείται επαναληπτική διαδικασία με εκ νέου ανίχνευση των σεισμικών ακτινών όπως συμβαίνει στη σεισμική τομογραφία ταχύτητας [*Parazachos and Nolet*, 1997a].

Με σκοπό την εκτίμηση της αξιοπιστίας των παραγόμενων μοντέλων απόσβεσης πραγματοποιήθηκε εξέταση της διακριτικής τους ικανότητας καθώς και εκτίμηση της επίδρασης της ποιότητας των δεδομένων και της παραμετροποίησης του μοντέλου [*Kissling et al.*, 2001]. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκαν δοκιμές με τη χρήση συνθετικών χρόνων απόσβεσης χρησιμοποιώντας γνωστά μοντέλα απόσβεσης. Πραγματοποιήθηκαν δοκιμές διακριτικής ικανότητας (resolutions tests) τύπου «σκακιέρας» (checkerboard tests) [*Parazachos and Nolet*, 1997a; *Pozgay et al.*, 2009; *Chen and Clayton*, 2012; *Lin et al.*, 2015] κ.α. χρησιμοποιώντας ημιτονοειδής ανωμαλίες για διάφορα μήκη κύματος τόσο στις δύο οριζόντιες διατάσεις όσο και στην κατακόρυφη διεύθυνση, καθώς και δοκιμές με τη χρήση μοντέλων που προσομοιάζουν την πιθανή δομή απόσβεσης της ζώνης υποβύθισης στην περιοχή του Ν. Αιγαίου.

Από την αντιστροφή των χρόνων απόσβεσης, και μετά τις δοκιμές διακριτικής ικανότητας, φαίνεται ότι η εντονότερη απόσβεση επικρατεί στην περιοχή κάτω από το ηφαιστειακό τόξο, με τις μεγαλύτερες τιμές ανελαστικής απόσβεσης ($Q_P \sim 300$ και $Q_S \sim 200$) να επικρατούν στα βάθη των 80-100km, στο ανατολικότερο τμήμα του ηφαιστειακού τόξου όπου και απαντώνται οι σεισμοί ενδιαμέσου βάθους με τα μεγαλύτερα εστιακά βάθη. Η προσδιοριζόμενη αυτή περιοχή υψηλής ανελαστικής απόσβεσης είναι σε εξαιρετική συμφωνία τόσο με την περιοχή χαμηλής ταχύτητας σεισμικών κυμάτων άνω μανδύα από τομογραφικά μοντέλα που έχουν υπολογιστεί με την εφαρμογή διαφορετικών μεθοδολογιών για την περιοχή μελέτης [Drakatos et al., 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Karagianni and Papazachos, 2007], καθώς και με άλλα μοντέλα απόσβεσης που έχουν προταθεί για το Ν. Αιγαίο [Hashida et al., 1988; Kassaras et al., 2008], όσο και με μοντέλα ανελαστικής απόσβεσης που έχουν προσδιοριστεί σε παρόμοιες ζώνες κατάδυσης [Pozgay et al., 2009; Chen and Clayton, 2012; Liu et al., 2014; Liu and Zhao, 2015]. Η προσδιοριζόμενη ζώνη υψηλής απόσβεσης κάτω από το ηφαιστειακό τόξο βρίσκεται σε άμεση εξάρτηση με την κύρια πηγή μάγματος της περιοχής της σφήνας του μανδύα. Η μαγματική αυτή πηγή δημιουργείται από την αφυδάτωση των ένυδρων πετρωμάτων του άνω τμήματος της βυθιζόμενης λιθοσφαιρικής πλάκας της Αν. Μεσογείου, δημιουργώντας την τροφοδοσία μάγματος και τη δημιουργία μαγματικών θαλάμων και ηφαιστείων στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου [Papazachos et al., 2005].

Μετά τον καθορισμό του τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης της περιοχής μελέτης του Ν. Αιγαίου με τη χρήση σεισμών ενδιαμέσου βάθους, έγινε η αξιολόγηση του μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης σε σχέση με την απόσβεση της ισχυρής σεισμικής κίνησης στο Ν. Αιγαίο. Για να πραγματοποιηθεί η αξιολόγηση αυτή των αποτελεσμάτων της παρούσας διατριβής, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις με ήδη δημοσιευμένα αποτελέσματα τα οποία αφορούν την απόσβεση των σεισμικών κινήσεων της περιοχής του Ν. Αιγαίου. Επίσης, έγινε σύγκριση των χρόνων απόσβεσης που μετρήθηκαν από τις κλίσεις των φασμάτων επιτάχυνσης (πειραματικά δεδομένα) σε σχέση με το μοντέλο χρόνων απόσβεσης το οποίο προέκυψε από την αντιστροφή. Επιπλέον, υπολογίστηκαν χρόνοι απόσβεσης για

διαφορετικά σύνολα και κατανομές σεισμών ενδιαμέσου βάθους που εκδηλώνονται στην περιοχή μελέτης, με εφαρμογή του μοντέλου που προσδιορίστηκε στην παρούσα διατριβή. Από τις συγκριτικές αυτές αξιολογήσεις, επιβεβαιώθηκε η χαρακτηριστική διαφοροποίηση ανάμεσα στους χρόνους απόσβεσης των οπισθότοξων και εξωτερικού τόξου σταθμών, οι οποίες είχαν παρατηρηθεί και στις ισχυρές σεισμικές κινήσεις από τους *Skarlatoudis et al.* [2013], για τους σεισμούς που συμβαίνουν στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου, με τους οπισθότοξους σταθμούς να εμφανίζουν μεγαλύτερους χρόνους απόσβεσης, t_s^* , ανάλογα με το εστιακό τους βάθος έπειτα από κάποια κρίσιμη υποκεντρική απόσταση ή σε όλες. Οι διαφορές αυτές στους χρόνους απόσβεσης ανάμεσα στους εσωτερικού και εξωτερικού τόξου σταθμούς ήταν παρόμοιες σε όλες τις κατηγορίες σεισμών ενδιαμέσου βάθους της τάξης των $\sim 70\text{-}100\text{msec}$. Σε ότι αφορά τους σεισμούς ενδιαμέσου βάθους που απαντώνται στο όριο διεπαφής των δύο πλακών (Αιγαίου-Αν. Μεσογείου) οι συντελεστές απόσβεσης που υπολογίστηκαν από τους συνθετικούς χρόνους απόσβεσης των εγκαρσίων κυμάτων, για τη συγκεκριμένη κατηγορία σεισμών ενδιαμέσου βάθους, παρουσιάζουν παρόμοιες τιμές με τους συντελεστές απόσβεσης των *Skarlatoudis et al.* [2013] που υπολογίστηκαν από τη μελέτη των ισχυρών σεισμικών κινήσεων, τουλάχιστον για το εύρος συχνοτήτων 2.5-10Hz.



The study of the anelastic attenuation structure plays a very important role for seismic wave propagation and provides not only valuable constraints for the Earth's interior (temperature, relative viscosity, slab dehydration and melt transport) [Stachnik *et al.*, 2004; Pozgay *et al.*, 2009] but also significant information for the simulation of strong ground motions. We examine the attenuation structure of the Southern Aegean area in terms of quality factor (Q -factor) for both P and S waves (Q_P and Q_S). For this investigation three dimensional P and S wave attenuation models were determined using a large number of t^* values measured from P and S wave acceleration spectra of intermediate depth earthquakes. More than 350 intermediate-depth events (focal depth above 50km) were employed, recorded by two local networks of portable and permanent instruments installed in the broader area. The first network, CYCNET, was installed in the broader region of Cyclades islands (central southern Aegean sea) while the second one was the large-scale EGELADOS seismic monitoring project, consisting of 65 land stations and 24 OBS recorders in the broader southern Aegean subduction zone. Frequency-independent path attenuation operator t^* values were estimated from amplitude spectra for P and S waves using two approaches. In the first approach, t^* was automatically calculated by the slope of the acceleration spectrum, assuming an ω^2 source model for frequencies above the corner frequency, f_c . t^* was measured using only spectra with a signal-to-noise ratio (SNR) larger than 3 for a frequency range of at least 4Hz for P-waves and 1Hz for S-waves in the frequency band of 0.2 to 25 Hz. In the second approach, t^* values were manually calculated from the linearly-decaying spectra as selected by the user.

The observed t^* data from both approaches were examined against hypocentral distance. No significant linear trend could be observed, most probably because of the significant spatial and depth variations of the anelastic attenuation structure that superimposes the distance effect. The spatial variation of t^* values for different hypocentral-depth groups was also examined. The obtained results show that fore-arc stations exhibit very low values of t^* , while back-arc stations exhibit much larger values. The observed t^* fore-arc/back-arc differences becomes more

significant as the depth of the earthquakes increases, indicating the effect of the high-attenuation (low- Q) mantle wedge beneath the volcanic arc. Tomographic inversion, of t^* values calculated by both approaches (automatic and manual), was applied using the linearized attenuation equations generated for a 3-D node grid with cubic interpolation and a 1-D background velocity model, which was solved by LSQR (Paige and Saunders, 1982). In general, the highest anelastic attenuation with low Q_P and Q_S values is observed for the depths of 50-80km, with the high-attenuation area almost covering the volcanic-arc of the Southern Aegean Subduction. At greater depths low- Q anomalies are localized in the eastern part of the volcanic arc due to the location of the events with depths >100km. Also, a checkerboard resolution test was applied in order to evaluate the resolution of the tomographic images, showing adequate resolution for the largest part of the models and depths up to ~100-120km, as well other resolution tests which resemble the subducting structure.

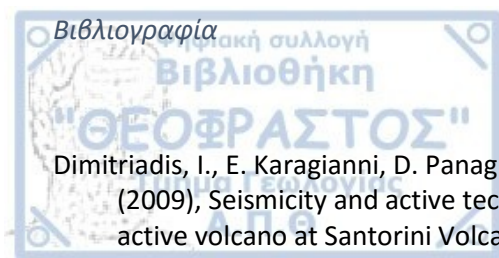
From the tomographic inversion of whole path attenuation operators, it appears that the highest attenuation is observed under the volcanic arc area, with the biggest values ($Q_P \sim 300$ and $Q_S \sim 200$) at depths of 80-100km. The high attenuated region is in excellent agreement with tomography studies of seismic velocity produced for the area using different approaches [Drakatos *et al.*, 1997; Papazachos and Nolet, 1997a; Karagianni and Papazachos, 2007], with attenuation models proposed for S. Aegean [Hashida *et al.*, 1988; Kassaras *et al.*, 2008], as well as with tomography attenuation models defined for other similar subduction zones [Pozgay *et al.*, 2009; Chen and Clayton, 2012; Liu *et al.*, 2014; Liu and Zhao, 2015]. The high attenuation zone determined below the volcanic arc is in direct dependence with the main magma source of the area of mantle wedge. This magmatic source, in various depths in the upper mantle, is generated by the dehydration of hydrated rocks at the upper part of the E. Mediterranean subducting slab leading to magmatic chambers and volcanoes in the area of the volcanic arc [Papazachos *et al.*, 2005].



- Abers, G. a. et al. (2004), Constraints on absolute S velocities beneath the Aegean Sea from surface wave analysis, edited by P. Bormann, *Geophys. J. Int.*, 31(1), 1–13, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02565.x.
- Aizawa, Y., A. Barnhoorn, U. H. Faul, J. D. Fitz Gerald, I. Jackson, and I. Kovács (2008), Seismic properties of Anita Bay dunite: An exploratory study of the influence of water, *J. Petrol.*, 49(4), 841–855, doi:10.1093/petrology/egn007.
- Aki, K., and W. H. K. Lee (1976), Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81(23).
- Aki, K., A. Christofferson, and E. S. Husebye (1977), Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82(2), doi:10.1029/JB082i002p00277.
- Amante, C., and B. W. Eakins (2009), *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis*.
- Anderson, D. L. (1967), The Anelasticity of the Mantle ", *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 14, 135–164.
- Anderson, D. L. (1989), *Theory of the Earth*, Blackwell Scientific Publications, Boston.
- Anderson, J. G., and S. E. Hough (1984), A model for the shape of the fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74(5), 1969–1993.
- Angelier, J. (1978), TECTONIC EVOLUTION OF THE HELLENIC ARC SINCE THE LATE MIOCENE, , 49, 23–36.
- Armijo, R., B. Meyer, G. C. P. King, a Rigo, and D. Papanastassiou (1996), Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean, *Geophys. J. Int.*, 126(1), 11–53, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb05264.x.
- Armijo, R., F. Flerit, G. King, and B. Meyer (2004), Linear elastic fracture mechanics explains the past and present evolution of the Aegean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 217(1-2), 85–95, doi:10.1016/S0012-821X(03)00590-9.
- Atkinson, G. M., and D. M. Boore (2003), Empirical Ground-Motion Relations for Subduction Zone Earthquakes and Their Application to Cascadia and Other Regions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 93(4), 1703–1729.
- Becker, D. (2007), Spatio-temporal seismicity clustering in the Cretan region, Ruhr University Bochum.
- Becker, D., T. Meier, M. Bohnhoff, and H. P. Harjes (2010), Seismicity at the convergent plate boundary offshore Crete, Greece, observed by an amphibian network, *J. Seismol.*, 14(2), 369–392, doi:10.1007/s10950-009-9170-2.
- Benetatos, C., a. Kiratzi, C. Papazachos, and G. Karakaisis (2004), Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc, *J. Geodyn.*, 37(2), 253–296, doi:10.1016/j.jog.2004.02.002.
- Berk Biryol, C., S. L. Beck, G. Zandt, and A. A. Ozacar (2011), Segmented African lithosphere beneath the

- Anatolian region inferred from teleseismic P-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 184(3), 1037–1057, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04910.x.
- Bijwaard, H., and W. Spakman (2000), Non-linear global P-wave tomography by iterated linearized inversion, *Geophys. J. Int.*, 141(1), 71–82, doi:10.1046/j.1365-246X.2000.00053.x.
- Bijwaard, H., W. Spakman, and E. R. Engdahl (1998), Closing the gap between regional and global travel time tomography, *J. Geophys. Res.*, 103(B12), 30055, doi:10.1029/98JB02467.
- Bohnhoff, M., J. Makris, D. Papanikolaou, and G. Stavrakakis (2001), Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data, *Tectonophysics*, 343(3-4), 239–262, doi:10.1016/S0040-1951(01)00264-5.
- Bohnhoff, M., M. Rische, T. Meier, B. Endrun, D. Becker, H.-P. Harjes, and G. Stavrakakis (2004), CYC- NET: A Temporary Seismic Network on the Cyclades (Aegean Sea, Greece), *Seismol. Res. Lett.*, 75 (3), 352–359, doi:10.1785/gssrl.75.3.352.
- Bohnhoff, M., H. P. Harjes, and T. Meier (2005), Deformation and stress regimes in the Hellenic subduction zone from focal mechanisms, *J. Seismol.*, 9(3), 341–366, doi:10.1007/s10950-005-8720-5.
- Bohnhoff, M., M. Rische, T. Meier, D. Becker, G. Stavrakakis, and H. P. Harjes (2006), Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini-Amorgos zone, *Tectonophysics*, 423(1-4), 17–33, doi:10.1016/j.tecto.2006.03.024.
- Boore, D. M., A. A. Skarlatoudis, B. N. Margaris, B. P. Costas, and C. Ventouzi (2009a), Along-Arc and Back-Arc Attenuation, Site Response, and Source Spectrum for the Intermediate-Depth 8 January 2006 M 6.7 Kythera, Greece, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(4), 2410–2434.
- Boore, D. M., A. a. Skarlatoudis, B. N. Margaris, B. P. Costas, and C. Ventouzi (2009b), Along-Arc and Back-Arc Attenuation, Site Response, and Source Spectrum for the Intermediate-Depth 8 January 2006 M 6.7 Kythera, Greece, Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(4), 2410–2434, doi:10.1785/0120080229.
- Bourova, E., I. Kassaras, H. a. Pedersen, T. Yanovskaya, D. Hatzfeld, and a. Kiratzi (2005), Constraints on absolute S velocities beneath the Aegean Sea from surface wave analysis, *Geophys. J. Int.*, 160(3), 1006–1019, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02565.x.
- Bruestle, A. (2012), Seismicity of the eastern Hellenic Subduction Zone, Ruhr University Bochum.
- Bruestle, A., T. Meier, M. Rische, L. Kuperkoch, and W. Friederich (2014), Seismicity of the eastern Hellenic Subduction Zone between 2002 and 2007 observed by temporary networks,
- Brun, J.-P., and D. Sokoutis (2010), 45 m.y. of Aegean crust and mantle flow driven by trench retreat, *Geol.*, 38 (9), 815–818, doi:10.1130/G30950.1.
- Brune, J. N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75(26), 4997, doi:10.1029/JB075i026p04997.
- Brune, J. N. (1971), Correction [to “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”], *J. Geophys. Res.*, 76(20), 5002, doi:10.1029/JB076i020p05002.
- Carminati, E., M. J. R. Wortel, W. Spakman, and R. Sabadini (1998), The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: Some geological and

- geophysical evidence, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160(3-4), 651–665, doi:10.1016/S0012-821X(98)00118-6.
- Chaumillon, E., and J. Mascle (1995), Variation laterale des fronts de deformation de la Ride mediterranneenne (Mediterranee orientale), *Bull. la Soc. Geol. Fr.*, 166(5), 463–478.
- Chaumillon, E., and J. Mascle (1997), From foreland to forearc domains: New multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean ridge accretionary complex (Eastern Mediterranean), *Mar. Geol.*, 138(3-4), 237–259, doi:10.1016/S0025-3227(97)00002-9.
- Chen, T., and R. W. Clayton (2009), Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 114(7), 1–9, doi:10.1029/2008JB005964.
- Chen, T., and R. W. Clayton (2012), Structure of central and southern Mexico from velocity and attenuation tomography, *J. Geophys. Res.*, 117(B9), 1–13, doi:10.1029/2012JB009233.
- Christodoulou, a., and D. Hatzfeld (1988), Three-dimensional crustal and upper mantle structure beneath Chalkidiki (northern Greece), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 88, 153–168, doi:10.1016/0012-821X(88)90054-4.
- Çiftçi, N. B., and E. Bozkurt (2009), Pattern of normal faulting in the Gediz Graben, SW Turkey, *Tectonophysics*, 473(1-2), 234–260, doi:10.1016/j.tecto.2008.05.036.
- Clement, C., M. Sachpazi, P. Charvis, D. Graindorge, M. Laigle, A. Hirn, and G. Zafiropoulos (2004), Reflection-refraction seismics in the Gulf of Corinth: hints at deep structure and control of the deep marine basin, *TECTONOPHYSICS*, 391(1-4), 97–108, doi:10.1016/j.tecto.2004.07.010.
- Comninakis, P. E., and B. C. Papazachos (1972), Seismicity of the Eastern Mediterranean and Some Tectonic Features of the Mediterranean Ridge, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83(4), 1093–1102, doi:10.1130/0016-7606(1972)83[1093:SOTEMA]2.0.CO;2.
- Cormier, V. (1982), The effect of attenuation on seismic body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72(6).
- Delibasis, N., J. Makris, and J. Drakopoulos (1988), Seismic investigation of the crust and upper mantle in western Greece, *Ann. Geol. des Pays Hell.*, 33, 69–83.
- Delibasis, N., M. Ziazia, N. Voulgaris, T. Papadopoulos, G. Stavrakakis, D. Papanastassiou, and G. Drakatos (1999), Microseismic activity and seismotectonics of Heraklion area (central Crete Island, Greece), *Tectonophysics*, 308(1-2), 237–248, doi:10.1016/S0040-1951(99)00076-1.
- Delibasis, N. D. (1982), Seismic wave attenuation in the upper mantle beneath the Aegean Region, *Pure Appl. Geophys.*, 120, 820–830.
- Demets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1990), Current plate motions, , 071, 425–478, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb06579.x.
- Dercourt, J. et al. (1986), Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS, *Tectonophysics*, 123(1-4), 241–315, doi:10.1016/0040-1951(86)90199-X.
- Dewey, J. F., M. R. Hempton, W. S. F. Kidd, F. Saroglu, and A. M. C. Şengör (1986), Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia — a young collision zone, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19 (1), 1–36, doi:10.1144/GSL.SP.1986.019.01.01.



Dimitriadis, I., E. Karagianni, D. Panagiotopoulos, C. Papazachos, P. Hatzidimitriou, and M. Bohnhoff (2009), Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea , Greece): Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network, *Tectonophysics*, 465(1-4), 136–149, doi:10.1016/j.tecto.2008.11.005.

Drakatos, G. (1989), Seismic tomography-determination of high and low velocity zones beneath Greece and surrounding areas, University of Athens.

Drakatos, G., and J. Drakopoulos (1991), 3-D velocity structure beneath the crust and upper mantle of Aegean Sea region, *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH*, 135(3), 401–420, doi:10.1007/BF00879472.

Drakatos, G., G. Karantonis, and G. N. Stavrakakis (1997), P-wave crustal tomography of Greece with use of an accurate two-point ray tracer, *Ann. di Geofis.*, XL(1).

Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1984), Seismic Tomography Interior of the Earth ' s Interior, *Amat. Sci.*, 72, 783–494.

Earth Data Ltd. (2002), *Instruction manual for PR6-24 seismic data-logger, EDM021*, Southampton, U. K.

Eberhart-Phillips, D. (1990), Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga region, California, *J. Geophys. Res.*, 95(90), 15343–15363, doi:10.1029/JB095iB10p15343.

Eberhart-Phillips, D., M. Reyners, M. Chadwick, and J. M. Chiu (2005), Crustal heterogeneity and subduction processes: 3-D Vp, Vp/Vs and Q in the southern North Island, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 162(1), 270–288, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02530.x.

Eberhart-Phillips, D., M. Reyners, M. Chadwick, and G. Stuart (2008), Three-dimensional attenuation structure of the Hikurangi subduction zone in the central North Island, New Zealand, *Geophys. J. Int.*, 174(1), 418–434, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03816.x.

Endrun, B., T. Meier, M. Bischoff, and H. P. Harjes (2004), Lithospheric structure in the area of Crete constrained by receiver functions and disperation analysis of Rayleigh phase velocities, *Geophys. J. Int.*, 158(2), 592–608, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02332.x.

Endrun, B., T. Meier, S. Lebedev, M. Bohnhoff, G. N. Stavrakakis, and H.-P. Harjes (2008), S velocity structure and radial anisotropy in the Aegean region from surface wave dispersion, *Geophys. J. Int.*, 174(2), 593–616, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03802.x.

Endrun, B., S. Lebedev, T. Meier, C. Tirel, and W. Friederich (2011), Complex layered deformation within the Aegean crust and mantle revealed by seismic anisotropy, *Nat. Geosci.*, 4(3), 203–207, doi:10.1038/ngeo1065.

Evangelidis, C. P., W. T. Liang, N. S. Melis, and K. I. Konstantinou (2011), Shear wave anisotropy beneath the Aegean inferred from SKS splitting observations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 116(4), 1–14, doi:10.1029/2010JB007884.

Faccena, C., O. Bellier, J. Martinod, C. Piromallo, and V. Regard (2006), Slab detachment beneath eastern Anatolia: A possible cause for the formation of the North Anatolian fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 242(1-2), 85–97, doi:10.1016/j.epsl.2005.11.046.

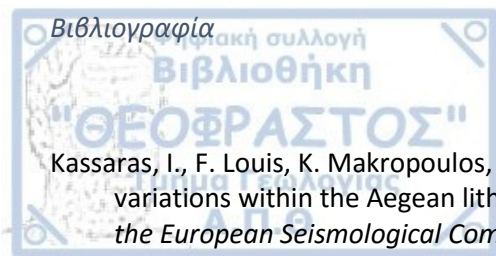
Faccenna, C., L. Jolivet, C. Piromallo, and A. Morelli (2003), Subduction and the depth of convection in the Mediterranean mantle, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2099, doi:10.1029/2001JB001690.

Faul, U. H., and I. Jackson (2005), The seismological signature of temperature and grain size variations in

- the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 234, 119–134, doi:10.1029/2001JB001225.
- Faul, U. H., J. D. Fitz Gerald, and I. Jackson (2004), Shear wave attenuation and dispersion in melt-bearing olivine polycrystals: 2. Microstructural interpretation and seismological implications, *J. Geophys. Res. B Solid Earth*, 109(6), 1–20, doi:10.1029/2003JB002407.
- Forster, M., and G. Lister (2009), Core-complex-related extension of the Aegean lithosphere initiated at the Eocene-Oligocene transition, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 114(B2), n/a–n/a, doi:10.1029/2007JB005382.
- Friederich, W., and T. Meier (2008), Temporary Seismic Broadband Network Acquired Data on Hellenic Subduction Zone, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 89(40), 378, doi:10.1029/2008EO400002.
- Friederich, W., A. Brüstle, L. Küperkoch, T. Meier, and S. Lamara (2014), Focal mechanisms in the southern Aegean from temporary seismic networks - Implications for the regional stress field and ongoing deformation processes, *Solid Earth*, 5(1), 275–297, doi:10.5194/se-5-275-2014.
- Galanopoulos, A. G. (1967), The seismotectonic regime in Greece, *Ann. Geophys.*, 20(1), 109–119, doi:10.4401/ag-4987.
- Gauss, C. F. (1809), *Theoria motus corporum coelestium sectionibus conicis solem ambientium*, *Werke*, 7, 1–280.
- Goldstein, P., and A. Snoke (2005), SAC availability for the IRIS community, *DMS Electron. Newsl.*, 7(1).
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner (2003), 85.5 SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, *Int. Geophys.*, 81(PART B), 1613–1614, doi:10.1016/S0074-6142(03)80284-X.
- Govers, R., and M. J. R. Wortel (2005), Lithosphere tearing at STEP faults: Response to edges of subduction zones, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 236(1-2), 505–523, doi:10.1016/j.epsl.2005.03.022.
- Granet, M., and J. Trampert (1989), Large-scale P-velocity structures in the Euro-Mediterranean area, *Geophys. J. Int.*, 99, 583–594.
- Gutenberg, B., and C. F. Richter (1942), Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32 (3), 163–191.
- Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and S. D. Holloway (2003), Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *J. Geophys. Res.*, 108, 2030, doi:10.1029/2001JB001129.
- Hammond, W. C., and E. D. Humphreys (2000a), Effects of realistic partial melt distribution, *J. Geophys. Res.*, 105, 10987–10999.
- Hammond, W. C., and E. D. Humphreys (2000b), Upper mantle seismic wave velocity ' Effects of realistic partial melt geometries, *J. Geophys. Res.*, 105, 10975–10986.
- Hanka, W., and R. Kind (1994), The GEOFON Program, *Ann. di Geofis.*, 37(5).
- Hashida, T. (1989), {3-Dimensional} seismic attenuation structure beneath the {Japanese} islands and its tectonic and thermal implications, *Tectonophysics*, 159, 163–180.
- Hashida, T., and K. Shimazaki (1984), DETERMINATION OF SEISMIC ATTENUATION STRUCTURE AND SOURCE STRENGTH BY INVERSION OF SEISMIC INTENSITY DATA : METHOD AND NUMERICAL

- EXPERIMENT, *J. Phys. Earth*, 32, 299–316.
- Hashida, T., and K. Shimazaki (1987), DETERMINATION OF SEISMIC ATTENUATION STRUCTURE AND SOURCE STRENGTH BY INVERSION OF SEISMIC INTENSITY DATA : TOHOKU DISTRICT, NORTHEASTERN JAPAN ARC, *J. Phys. Earth*, 35, 67–92.
- Hashida, T., G. Stavrakakis, and K. Shimazaki (1988), Three-dimensional seismic attenuation structure beneath the Aegean region and its tectonic implication, *Tectonophysics*, 145(1-2), 43–54, doi:10.1016/0040-1951(88)90314-9.
- Hatzfeld, D. (1993), Geodynamics of Aegean: a microseismotectonic approach, *Ann. Geophys.*, 36(2), doi:10.4401/ag-4274.
- Hatzfeld, D. (1994), On the shape of the subducting slab beneath the Peloponnese, Greece, *Geophys. Res. Lett.*, 21(3), 173–176, doi:10.1029/93GL03079.
- Hatzfeld, D., G. Pedotti, P. Hatzidimitriou, and K. Makropoulos (1990), The strain pattern in the western Hellenic arc deduced from a microearthquake survey, *Geophys. J. Int.*, 101(1), 181–202, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb00767.x.
- Hatzfeld, D., M. Besnard, K. Makropoulos, and P. Hatzidimitriou (1993), Microearthquake seismicity and fault-plane solutions in the southern Aegean and its geodynamic implications, *Geophys. J. Int.*, 115(3), 799–818, doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb01493.x.
- Hatzfeld, D., E. Karagianni, I. Kassaras, a. Kiratzi, E. Louvari, H. Lyon-Caen, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, G. Bock, and K. Priestley (2001), Shear wave anisotropy in the upper mantle beneath the Aegean related to internal deformation, *J. Geophys. Res.*, 106(B12), 30737, doi:10.1029/2001JB000387.
- Hatzidimitriou, P., C. Papazachos, a. Kiratzi, and N. Theodulidis (1993), Estimation of attenuation structure and local earthquake magnitude based on acceleration records in Greece, *Tectonophysics*, 217(3-4), 243–253, doi:10.1016/0040-1951(93)90008-8.
- Hauksson, E., and P. M. Shearer (2006), Attenuation models (QP and QS) in three dimensions of the southern California crust: Inferred fluid saturation at seismogenic depths, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111(5), 1–21, doi:10.1029/2005JB003947.
- Hauksson, E., D. Oppenheimer, and T. M. Brocher (2004), Imaging the source region of the 2003 San Simeon earthquake within the weak Franciscan subduction complex, central California, *Geophys. Res. Lett.*, 31(20), 1–4, doi:10.1029/2004GL021049.
- Hearn, T. M. (1999), Uppermost mantle velocities and anisotropy beneath Europe, *J. Geophys. Res. Earth*, 104(B7), 15123–15139, doi:10.1029/1998JB900088.
- van Heijst, H. J., and J. Woodhouse (1997), Measuring surface-wave overtone phase velocities using a mode-branch stripping technique, *Geophys. J. Int.*, 131(2), 209–230, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb01217.x.
- Hosa, A. (2008), Imaging of the Hellenic subduction zone by seismic tomography, M.I.T., Cambridge, MA, USA.
- Huguen, C., J. Mascle, E. Chaumillon, J. M. Woodside, J. Benkhelil, A. Kopf, and A. Volkonskaïa (2001), Deformational styles of the Eastern Mediterranean ridge and surroundings from combined swath

- mapping and seismic reflection profiling, *Tectonophysics*, 343(1-2), 21–47, doi:10.1016/S0040-1951(01)00185-8.
- Huguen, C., N. Chamot-Rooke, B. Loubrieu, and J. Mascle (2006), Morphology of a Pre-collisional, Salt-bearing, Accretionary Complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean), *Mar. Geophys. Res.*, 27(1), 61–75, doi:10.1007/s11001-005-5026-5.
- Humphreys, E., and R. Clayton (1990), Tomographic Image of the Southern California Mantle, *J. Geophys. Res.*, 95(B12), 19725–19746.
- Jackson, I. (1992), Seismic wave dispersion and attenuation in Åheim dunite: an experimental study, *Geophys. J. Int.*, 517–534.
- Jackson, I., J. D. F. Gerald, U. H. Faul, and B. H. Tan (2002), Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine, *J. Geophys. Res.*, 107(September 2001), 1–16, doi:10.1029/2001JB001225.
- Jackson, J. a, and G. King (1982), The neotectonics of the Aegean " an alternative view, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 303–318.
- Jolivet, L., and C. Faccenna (2000), Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision, *Tectonics*, 19(6), 1095–1106, doi:10.1029/2000TC900018.
- Jongsma, D., and J. Mascle (1981), Evidence for northward thrusting south-west of the Rhodes Basin, *Nature*, 293(5827), 49–51.
- Kalogeras, I. S., and P. W. Burton (1996), Shear-Wave Velocity Models From Rayleigh-Wave Dispersion In the Broader Aegean Area, *Geophys. J. Int.*, 125(3), 679–695, doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb06016.x.
- Kanamori, H. (1967), Attenuation of P waves in the Upper and Lower Mantle, *Bull. Earthq. Res. Institue*, 45, 299–312.
- Karagianni, E. E., and C. B. Papazachos (2007), Shear velocity structure in the Aegean area obtained by joint inversion of Rayleigh and Love waves, in *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*, vol. 291, edited by T. Taymaz, Y. Yilmaz, and Y. Dilek, pp. 159–181, Geological Society, Special Publications, London.
- Karagianni, E. E. et al. (2002), Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area, *Tectonophysics*, 358(1-4), 187–209, doi:10.1016/S0040-1951(02)00424-9.
- Karagianni, E. E., C. B. Papazachos, D. G. Panagiotopoulos, P. Suhadolc, a. Vuan, and G. F. Panza (2004), Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves, *Geophys. J. Int.*, 160(1), 127–143, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02354.x.
- Karato, S. (1993), Importance of anelasticity in the interpretation of seismic tomography, , 20(15), 1623–1626.
- Karato, S., and H. Jung (1998), Water , partial melting and the origin of the seismic low velocity and high attenuation zone in the upper mantle, , 157, 193–207.
- Karato, S., and H. A. Spetzler (1990), Defect microdynamics in minerals and solid-staet mechanisms of seismic wave attenuation and velocity dispersion in the mantle, , (90), 399–421.



Kassaras, I., F. Louis, K. Makropoulos, and A. Magganas (2008), Shear velocity and intrinsic attenuation variations within the Aegean lithosphere deduced from surface waves, in *31st General Assembly of the European Seismological Commission*, pp. 1–9, Hersonissos, Crete, Greece.

Kastens, K. a., N. a. Breen, and M. B. Cita (1992), Progressive deformation of an evaporite-bearing accretionary complex: SeaMARC I, SeaBeam and piston-core observations from the Mediterranean Ridge, *Mar. Geophys. Res.*, 14(4), 249–298, doi:10.1007/BF01203620.

Kenyon, N. H., R. H. Belderson, and A. H. Stride (1982), Detailed tectonic trends on the central part of the Hellenic Outer Ridge and in the Hellenic Trench System, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 10 (1), 335–343, doi:10.1144/GSL.SP.1982.010.01.22.

Kiratzí, A. A., and C. B. Papazachos (1995), Active deformation on the shallow part of the subducting lithospheric slab in the southern aegean, *J. Geodyn.*, 19(1), 65–78.

Kissling, E., S. Husen, and F. Haslinger (2001), Model parametrization in seismic tomography: A choice of consequence for the solution quality, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 123(2-4), 89–101, doi:10.1016/S0031-9201(00)00203-X.

Kkallas, C., C. B. Papazachos, E. M. Scordilis, and B. . N. Margaris (2013), RE-EXAMINING THE STRESS FIELD OF THE BROADER SOUTHERN AEGEAN SUBDUCTION AREA USING AN UPDATED FOCAL MECHANISM DATABASE, vol. XLVII, pp. 563–574, Geological Society of Greece, Chania, Greece.

Knapmeyer, M., and H. Harjes (2000), Imaging crustal discontinuities and the downgoing slab beneath western Crete, *Geophys. J. Int.*, 143, 1–21.

Knopoff, L. (1964), Q, *Rev. Geophys.*, 2(4), 625, doi:10.1029/RG002i004p00625.

Kobayashi, R., and D. Zhao (2004), Rayleigh-wave group velocity distribution in the Antarctic region, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 141(3), 167–181, doi:10.1016/j.pepi.2003.11.011.

Konno, K., and T. Ohmachi (1998), Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88 (1), 228–241.

Konstantinou, K. I., and N. S. Melis (2008), High-Frequency Shear-Wave Propagation across the Hellenic Subduction Zone, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98 (2), 797–803, doi:10.1785/0120060238.

Kovachev, S. a., I. P. Kuzin, O. Y. Shoda, and S. L. Soloviev (1991), Attenuation of S-waves in the lithosphere of the Sea of Crete according to OBS observations, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 69(1-2), 101–111, doi:10.1016/0031-9201(91)90156-C.

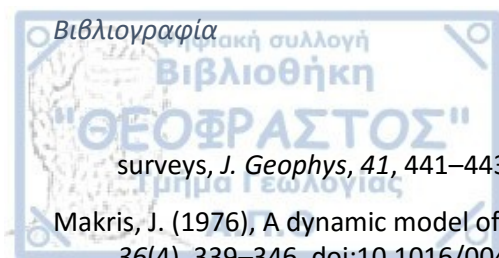
Kovachev, S. A., I. P. Kuzin, and S. L. Soloviev (1992), Microseismicity of the frontal Hellenic arc according to OBS observations, *Tectonophysics*, 201(3-4), 317–327, doi:10.1016/0040-1951(92)90239-3.

Kreemer, C., and N. Chamot-Rooke (2004), Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge, *Geophys. J. Int.*, 157(3), 1377–1392, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02270.x.

Kuperkoch, L. (2010), Automated Recognition, Phase Arrival Time Estimation, and Location of Local and Regional Earthquakes, Ruhr University Bochum.

Kurt, H., E. Demirbag, and I. Kescu (1999), Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gokova, southwest Anatolia-southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data, *Tectonophysics*, 305(4), 477–496, doi:10.1016/S0040-1951(99)00037-2.

- Lay, T., and C. Wallace (1995), *Modern Global Seismology*, Academic Press, San Diego, California.
- Lee, C. P., N. Hirata, B. S. Huang, W. G. Huang, and Y. Ben Tsai (2009), Anomalous seismic attenuation along the plate collision boundary in southeastern Taiwan: Observations from a linear seismic array, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(5), 2662–2680, doi:10.1785/0120080302.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1972), *HYP071: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*, - ed.
- Lee, W. H. K., and J. C. Lahr (1975), *HYP071 (revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes*.
- LePichon, X., and J. Angelier (1979), The Hellenic arc and trench system: A key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area, *Tectonophysics*, 60, 1–42, doi:10.1016/0040-1951(79)90131-8.
- Levenberg, K. (1944), A method for the solution of certain non-linear problems in least squares, *Q. Appl. Math.*, 2, 164–168.
- Li, X., G. Bock, A. Vafidis, R. Kind, H. Harjes, W. Hanka, K. Wylegalla, M. Van Der Meijde, and X. Yuan (2003), Receiver function study of the Hellenic subduction zone : imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 155, 733–748.
- Ligdas, C. N., and J. M. Lees (1993), Seismic velocity constraints in the Thessaloniki and Chalkidiki areas (Northern Greece) from a 3-D tomographic study, *Tectonophysics*, 228(1-2), 97–121, doi:10.1016/0040-1951(93)90216-7.
- Ligdas, C. N., I. G. Main, and R. D. Adams (1990), 3-D structure of the lithosphere in the Aegean region, *Geophys. J. Int.*, 102, 219–229.
- Lin, G. (2014), Three-dimensional compressional wave attenuation tomography for the crust and uppermost mantle of Northern and central California, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119(4), 3462–3477, doi:10.1002/2013JB010621.
- Lin, G., P. M. Shearer, F. Amelung, and P. G. Okubo (2015), Seismic tomography of compressional wave attenuation structure for Kilauea Volcano , Hawai ‘ i, *J. Geophys. Res. Solid earth*, 1–15, doi:10.1002/2014JB011594.Abstract.
- Liu, X., and D. Zhao (2015), Seismic attenuation tomography of the Southwest Japan arc: new insight into subduction dynamics, *Geophys. J. Int.*, 201(1), 135–156, doi:10.1093/gji/ggv007.
- Liu, X., D. Zhao, and L. Sanzhong (2014), Seismic attenuation tomography of the Northeast Japan arc: Insight into the 2011 Tohoku earthquake (Mw=9.0) and subduction dynamics, *J. Geophys. Res. Solid earth*, 119, 1094–1118, doi:10.1002/2013JB010591.
- Louvari, E., A. A. Kiratzi, and B. C. Papazachos (1999), The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece), *Tectonophysics*, 308(1-2), 223–236, doi:10.1016/S0040-1951(99)00078-5.
- Makris, J. (1973), Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides, *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, 206–213.
- Makris, J. (1975), Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical



- surveys, *J. Geophys.*, **41**, 441–443.
- Makris, J. (1976), A dynamic model of the Hellenic Arc deduced from geophysical data, *Tectonophysics*, **36**(4), 339–346, doi:10.1016/0040-1951(76)90108-6.
- Makris, J. (1978), The Crust and Upper Mantle of the Aegean Region From Deep Seismic Soundings, *Tectonophysics*, **46**, 269–284.
- Makris, J., and C. Stobbe (1984), Physical properties and state of the crust and upper mantle of the Eastern Mediterranean Sea deduced from geophysical data, *Mar. Geol.*, **55**(3-4), 347–363, doi:10.1016/0025-3227(84)90076-8.
- Makropoulos, K. C., and P. W. Burton (1984), Greek tectonics and seismicity, *Tectonophysics*, **106**(3-4), 275–304, doi:10.1016/0040-1951(84)90181-1.
- Marone, F. (2004), Three-dimensional upper-mantle S-velocity model for the Eurasia-Africa plate boundary region, *Geophys. J. Int.*, **158**(1), 109–130, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02305.x.
- Marquardt, D. (1963), An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, *J. Soc. Ind. Appl. Math.*, **11**(2), 431–441, doi:10.1137/0111030.
- Mascle, J., and L. Martin (1990), Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles, *Mar. Geol.*, **94**(4), 271–299, doi:10.1016/0025-3227(90)90060-W.
- McClusky, S. et al. (2000), Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**(B3), 5695, doi:10.1029/1999JB900351.
- McElhinny, M. W., and P. L. McFadden (1999), *Paleomagnetism : Continents and Ocean*, Academic Press.
- McKenzie, D. (1970), Plate Tectonics of the Mediterranean Region, *Nature*, **226**(5242), 239–243.
- McKenzie, D. (1972), Active Tectonics of the Mediterranean Region, *Geophys. J. Int.*, **30**(2), 109–185, doi:10.1111/j.1365-246X.1972.tb02351.x.
- McKenzie, D. (1978), Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. Res. Lett.*, **55**, 217–254, doi:10.1111/j.1365-246X.1978.tb04759.x.
- Meier, T., K. Dietrich, B. Stockhert, and S. P. Harjes (2004a), One-dimensional models of shear wave velocity for the eastern Mediterranean obtained from the inversion of Rayleigh wave phase velocities and tectonic implications, *Geophys. J. Int.*, **156**(1), 45–58, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02121.x.
- Meier, T., M. Rische, B. Endrun, A. Vafidis, and H.-P. Harjes (2004b), Seismicity of the Hellenic subduction zone in the area of western and central Crete observed by temporary local seismic networks, *Tectonophysics*, **383**(3-4), 149–169, doi:10.1016/j.tecto.2004.02.004.
- Mercier, J. L., E. Carey, H. Philip, and D. Sorel (1976), La neotectonique plio-quaternaire de l'Arc egeen externe et de la mer Egee et ses relations avec la seismicite, *Bull. la Soc. Geol. Fr., Series 7 V*(2), 355–372, doi:10.2113/gssgfbull.S7-XVIII.2.355.
- Meulenkamp, J. E., M. J. R. Wortel, W. a. van Wamel, W. Spakman, and E. Hoogerduyn Strating (1988), On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene, *Tectonophysics*, **146**(1-4), 203–215, doi:10.1016/0040-1951(88)90091-1.

Moser, T. J. (1991), Shortest path calculation of seismic rays, *geophysics*, 56(1), 59–67.

Moser, T. J., G. Nolet, and R. Snieder (1992), Ray bending revisited, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82(1), 259–288.

Mueller, S., and H.-G. Kahle (2013), Crust-Mantle Evolution, Structure and Dynamics of the Mediterranean-Alpine Region, in *Contributions of Space Geodesy to Geodynamics: Crustal Dynamics*, pp. 249–298, American Geophysical Union.

Nakanishi, I., and D. L. Anderson (1982), Worldwide distribution of group velocity of mantle Rayleigh waves as determined by spherical harmonic inversion, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72 (4), 1185–1194.

Nanometrics (2005), Atlas Version 2.0 User Guide, , 1–137.

Olive, J. A., F. Pearce, S. Rondenay, and M. D. Behn (2014), Pronounced zonation of seismic anisotropy in the Western Hellenic subduction zone and its geodynamic significance, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 391, 100–109, doi:10.1016/j.epsl.2014.01.029.

Oncescu, M. C., V. Burlacu, M. Anghel, and V. Smalbergher (1984), Three-dimensional P-wave velocity image under the Carpathina Arc, *Tectonophysics*, 106, 305–319.

Oral, B., R. E. Reilinger, M. Nafi Toksöz, R. W. King, A. Aykut Barka, I. Kinik, and O. Lenk (1995), Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean, *Eos, Trans. Am. Geophys. Union*, 76(2), 9–11, doi:10.1029/EO076i002p00009-01.

Paige, C. C., and M. a. Saunders (1982), Algorithm 583: LSQR: Sparse Linear Equations and Least Squares Problems, *ACM Trans. Math. Softw.*, 8(2), 195–209, doi:10.1145/355993.356000.

Panagiotopoulos, D. G., and B. C. Papazachos (1985), Travel times of Pn -waves in the Aegean and surrounding area, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 80(1), 165–176, doi:10.1111/j.1365-246X.1985.tb05083.x.

Papazachos, B. C. (1969), Phase Velocities of Rayleigh Waves in Southeastern Europe and Eastern Mediterranean Sea, *Pure Appl. Geophys.*, 75(1), 47–55.

Papazachos, B. C. (1990), Seismicity of the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, 178(2-4), 287–308, doi:10.1016/0040-1951(90)90155-2.

Papazachos, B. C., and P. E. Comninakis (1970), Geophysical features of the Greek island arc and Eastern Mediterranean ridge, in *Com. Rend. des Seances de la Conf. Reunie*, pp. 74–75, Madrid.

Papazachos, B. C., and P. E. Comninakis (1971), Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *J. Geophys. Res.*, 76(35), 8517, doi:10.1029/JB076i035p08517.

Papazachos, B. C., and N. D. Delibasis (1969), Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece, *Tectonophysics*, 7(3), 231–255, doi:10.1016/0040-1951(69)90069-9.

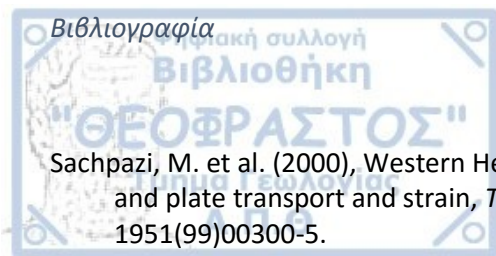
Papazachos, B. C., and D. G. Panagiotopoulos (1993), Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc, , 220, 301–308.

Papazachos, B. C., and C. H. A. Papaioannou (1993), Long term earthquake prediction in the Aegean area based on a time and magnitude predictable model, *Pure Appl. Geophys.*, 140(4), 595–612.

Papazachos, B. C., and C. B. Papazachou (2003), *The earthquakes of Greece*, 3rd ed., Ziti Publ., Thessaloniki, Greece.

- Papazachos, B. C., P. E. Comninakis, and J. C. Drakopoulos (1966), Preliminary results of an investigation of crustal structure in Southeastern Europe, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **56** (6), 1241–1268.
- Papazachos, B. C., M. Polatou, and N. Mandalos (1967), Dispersion of Surface Waves Recorded in Athens, *Pure Appl. Geophys.*, **67**(1), 95–106.
- Papazachos, B. C., D. Mountrakis, A. Psilovikos, and G. Leventakis (1979), Surface Fault Traces and Fault Plane Solutions of the May-June 1978 Major Shocks in the Thessaloniki Area, Greece, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **53**, 171–183.
- Papazachos, B. C., P. E. Comninakis, P. M. Hatzidimitriou, E. C. Kiriakidis, A. A. Kiratzi, D. G. Panagiotopoulos, E. E. Papadimitriou, C. A. Papaioannou, S. B. Pavlides, and E. P. Tzanis (1982), *Atlas of isoseismal maps for earthquakes in Greece, 1902-1981*, 1st ed., Publication of the Geophysical Laboratory, University of Thessaloniki, Thessaloniki.
- Papazachos, B. C., E. E. Papadimitriou, A. A. Kiratzi, C. B. Papazachos, and E. K. Louvari (1998), Fault plane solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication, *Boll. di Geofis. Teor. ed Appl.*, **39**(3), 199–218.
- Papazachos, B. C., V. G. Karakostas, C. B. Papazachos, and E. M. Scordilis (2000), The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc, *Tectonophysics*, **319**(4), 275–300, doi:10.1016/S0040-1951(99)00299-1.
- Papazachos, B. C., S. T. Dimitriadis, D. G. Panagiotopoulos, C. B. Papazachos, and E. E. Papadimitriou (2005), Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc, *South Aegean Act. Volcan. Arc - Present Knowl. Futur. Perspect. Milos Conf.*, **7**(August 2015), 47–64, doi:10.1016/S1871-644X(05)80032-4.
- Papazachos, C., and G. Nolet (1997a), P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8349–8367.
- Papazachos, C. B. (1992), Anisotropic Radiation Modelling of Macroseismic Intensities for Estimation of the Attenuation Structure of the Upper Crust in Greece, *Pure Appl. Geophys.*, **138**(3).
- Papazachos, C. B., and A. A. Kiratzi (1996), A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding area, *Tectonophysics*, **253**(1-2), 129–153, doi:10.1016/0040-1951(95)00047-X.
- Papazachos, C. B., and G. Nolet (1997b), Non-linear arrival time tomography, *Ann. di Geofis.*, **40**(1), 85–97.
- Papazachos, C. B., P. M. Hatzidimitriou, D. G. Panagiotopoulos, and G. N. Tsokas (1995), Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe, *J. Geophys. Res.*, **100**(B7), 12405, doi:10.1029/95JB00669.
- Payo, G. (1967), Crustal structure of the Mediterranean sea by surface waves. Part I: Group velocity, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **57** (2), 151–172.
- Payo, G. (1969), Crustal structure of the Mediterranean Sea Part II. Phase velocity and travel times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59** (1), 23–42.
- Pearce, J. a., R. J. Stern, S. H. Bloomer, and P. Fryer (2005), Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components,

- Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 6(7), doi:10.1029/2004GC000895.
- Perissoratis, C., and G. Papadopoulos (1999), Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami, *Mar. Geol.*, 161(2-4), 287–305, doi:10.1016/S0025-3227(99)00039-0.
- Le Pichon, X. et al. (1979), From subduction to transform motion: a seabeam survey of the Hellenic trench system, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44(3), 441–450, doi:10.1016/0012-821X(79)90082-7.
- Le Pichon, X., N. Lybéris, J. Angelier, and V. Renard (1982), Strain distribution over the east Mediterranean ridge: A synthesis incorporating new Sea-Beam data, *Tectonophysics*, 86(1-3), 243–274, doi:10.1016/0040-1951(82)90069-5.
- Piomallo, C., and A. Morelli (1997), Imaging the Mediterranean upper mantle by P-wave travel time tomography, *Ann. di Geofis.*, 40(4), 963–978.
- Piomallo, C., and A. Morelli (2003), Wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 1–23, doi:10.1029/2002JB001757.
- Pozgay, S. H., D. a. Wiens, J. a. Conder, H. Shiobara, and H. Sugioka (2009), Seismic attenuation tomography of the Mariana subduction system: Implications for thermal structure, volatile distribution, and slow spreading dynamics, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 10(4), doi:10.1029/2008GC002313.
- Psencik, I., and V. Cervený (1978), Ray Tracing Program, PDR2-A,
- Rawlinson, N., and B. L. N. Kennett (2008), Teleseismic tomography of the upper mantle beneath the southern Lachlan Orogen, Australia, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 167(1-2), 84–97, doi:10.1016/j.pepi.2008.02.007.
- Rawlinson, N., a. M. Reading, and B. L. N. Kennett (2006), Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111(2), 1–21, doi:10.1029/2005JB003803.
- Reilinger, R. et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111(5), 1–26, doi:10.1029/2005JB004051.
- Romanowicz, B. (2008), Using seismic waves to image Earth's internal structure, *Nature*, 451(7176), 266–268.
- Rontogianni, S., N. S. Konstantinou, C. P. Melis, and Evangelidis (2011), Slab stress field in the Hellenic subduction zone as inferred from intermediate-depth earthquakes, *Earth, Planets Sp.*, 63(2), 139–144, doi:10.5047/eps.2010.11.011.
- Roth, E. G., D. a Wiens, L. M. Dorman, and C. Webb (1999), Seismic attenuation tomography of the Tonga-Fiji egion using phase pair methods, *J. Geophys. Res.*, 104, 4795–4809.
- Roth, G., A. Wiens, and D. Zhao (2000), An empirical relationship between seismic attenuation and velocity anomalies in the upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 27(5), 601–604.
- Rychert, C. a., K. M. Fischer, G. a. Abers, T. Plank, E. Syracuse, J. M. Protti, V. Gonzalez, and W. Strauch (2008), Strong along-arc variations in attenuation in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua, *Geochemistry, Geophys. Geosystems*, 9(10), 1–26, doi:10.1029/2008GC002040.



Sachpazi, M. et al. (2000), Western Hellenic subduction and Cephalonia Transform: Local earthquakes and plate transport and strain, *Tectonophysics*, 319(4), 301–319, doi:10.1016/S0040-1951(99)00300-5.

Sachpazi, M., A. Galvé, M. Laigle, A. Hirn, E. Sokos, A. Serpetsidaki, J. M. Marthelot, J. M. Pi Alperin, B. Zelt, and B. Taylor (2007), Moho topography under central Greece and its compensation by Pn time-terms for the accurate location of hypocenters: The example of the Gulf of Corinth 1995 Aigion earthquake, *Tectonophysics*, 440(1-4), 53–65, doi:10.1016/j.tecto.2007.01.009.

Salah, M. K., and D. Zhao (2003), Three-dimensional attenuation structure beneath southwest Japan estimated from spectra of microearthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 136(3-4), 215–231, doi:10.1016/S0031-9201(03)00049-9.

Sato, H., I. S. Sacks, and T. Murase (1989), The Use of Laboratory Velocity Data for Estimating Temperature and Partial Melt Fraction in the Low-Velocity Zone : Comparison With Heat Flow and Electrical Conductivity Studies, *J. Geophys. Res.*, 94, 5689–5704.

Schmid, C., S. van der Lee, J. C. VanDecar, E. R. Engdahl, and D. Giardini (2008), Three-dimensional S velocity of the mantle in the Africa-Eurasia plate boundary region from phase arrival times and regional waveforms, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 113(3), 1–16, doi:10.1029/2005JB004193.

Schmidt, A. (2012), Analyse seismischen Rauschens in amphibischen Netzwerken : Datenverarbeitung, Extrahierung der Greenschen Funktion, tomografische Interpretation, Ruhr University Bochum.

Scordilis, E. M., G. F. Karakaisis, B. G. Karacostas, D. G. Panagiotopoulos, P. E. Comninakis, and B. C. Papazachos (1985), Evidence for Transform faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia island earthquake sequence of 1983, *Pure Appl. Geophys. PAGEOPH*, 123, 388–397.

Shaw, B., and J. Jackson (2010), Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone, *Geophys. J. Int.*, 181(2), 966–984, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04551.x.

Shearer, P. (2009), *Introduction to Seismology*, 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge.

Shito, A., S.-I. Karato, K. N. Matsukage, and Y. Nishihara (2013), Towards Mapping the Three-Dimensional Distribution of Water in the Upper Mantle from Velocity and Attenuation Tomography, in *Earth's Deep Water Cycle*, pp. 225–236, American Geophysical Union.

Skarlatoudis, a. a. et al. (2009), Combination of acceleration-sensor and broadband velocity-sensor recordings for attenuation studies: The case of the 8 January 2006 Kythera intermediate-depth earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 99(2 A), 694–704, doi:10.1785/0120070211.

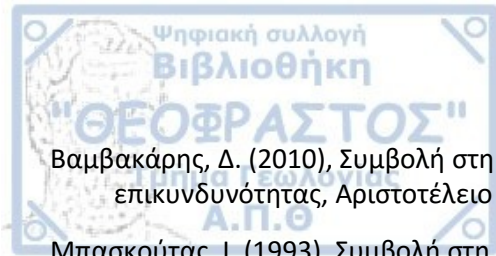
Skarlatoudis, a. a., C. B. Papazachos, B. N. Margaris, C. Ventouzi, and I. Kalogeras (2013), Ground-motion prediction equations of intermediate-depth earthquakes in the Hellenic arc, southern Aegean subduction area, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103(3), 1952–1968, doi:10.1785/0120120265.

Sodoudi, F., R. Kind, D. Hatzfeld, K. Priestley, W. Hanka, K. Wylegalla, G. Stavrakakis, a. Vafidis, H. P. Harjes, and M. Bohnhoff (2006), Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 111, 1–23, doi:10.1029/2005JB003932.

Sodoudi, F., A. Bruestle, T. Meier, R. Kind, and W. Friederich (2015), Receiver function images of the Hellenic subduction zone and comparison to microseismicity, *Solid Earth*, 6(1), 135–151, doi:10.5194/se-6-135-2015.

- Spakman, W. (1986), Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys, *Geol. en Mijnb.*, 65, 145–153.
- Spakman, W. (1988), Upper mantle delay time tomography with an application to the collision zone of the Eurasian, African and Arabian plates, University of Utrecht.
- Spakman, W. (1990), Tomographic images on the upper mantle below Europe and the Mediterranean, *Ter. Nov.*, 2, 542–553.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel, and N. J. Vlaar (1988a), The Hellenic subduction zone: A tomographic image and its geodynamic implications, , 15(1), 60–63.
- Spakman, W., M. J. R. Wortel, and N. J. Vlaar (1988b), The Hellenic Subduction Zone: A tomographic image and its geodynamic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 15(1), 60–63, doi:10.1029/GL015i001p00060.
- Spakman, W., S. van der Lee, and R. van der Hilst (1993), Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 79, 3–74, doi:10.1016/0031-9201(93)90142-V.
- Stachnik, J. C., G. a. Abers, and D. H. Christensen (2004), Seismic attenuation and mantle wedge temperatures in the Alaska subduction zone, *J. Geophys. Res. B Solid Earth*, 109(10), 1–17, doi:10.1029/2004JB003018.
- Stavarakakis, G. N., G. Drakatos, G. Karantonis, and D. Papanastassiou (1997), A tomography image of the Aegean region (Greece) derived from inversion of macroseismic intensity data, *Ann. di Geofis.*, 40(1).
- Stein, S., and M. Wyssession (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing, Oxford.
- Suckale, J., S. Rondenay, M. Sachpazi, M. Charalampakis, a. Hosa, and L. H. Royden (2009), High-resolution seismic imaging of the western Hellenic subduction zone using teleseismic scattered waves, *Geophys. J. Int.*, 178(2), 775–791, doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04170.x.
- Tanimoto, T., and D. L. Anderson (1985), Lateral Heterogeneity and Azimuthal Anisotropy of the Upper Mantle: Love and Rayleigh Waves 100-250s, *J. Geophys. Res.*, 90(B2), 1842–1858.
- Tapley, W. C., and J. E. Tull (1992), SAC-Seismic Analysis Code : Users Manual, , 388.
- Taymaz, T., J. a. Jackson, and R. Westaway (1990), Earthquake mechanisms in the Hellenic Trench near Crete, *Geophys. J. Int.*, 102(3), 695–731, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb04590.x.
- Taymaz, T., J. Jackson, and D. McKenzie (1991), Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.* , 106 (2), 433–490, doi:10.1111/j.1365-246X.1991.tb03906.x.
- Thurber, C., and D. Eberhart-Phillips (1999), Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comput. Geosci.*, 25(7), 809–818, doi:10.1016/S0098-3004(99)00007-2.
- Thurber, C. H. (1983), Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, central California, *J. Geophys. Res.*, 88(B10), 8226, doi:10.1029/JB088iB10p08226.
- Tirel, C., F. Gueydan, C. Tiberi, and J. P. Brun (2004), Aegean crustal thickness inferred from gravity inversion. Geodynamical implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 228(3-4), 267–280,

- Tsokas, G. N., and R. O. Hansen (1997), Study of the crustal thickness and the subducting lithosphere in Greece from gravity data, *J. Geophys. Res.*, 102(B9), 20585, doi:10.1029/97JB00730.
- Tull, J. E. (1987), *SAC-Seismic Analysis Code. Tutorial guide for new users*, Livermore.
- Uluğ, A., M. Duman, Ş. Ersoy, E. Özel, and M. Avci (2005), Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea, *Mar. Geol.*, 221(1-4), 381–395, doi:10.1016/j.margeo.2005.03.002.
- Um, J., and C. Thurber (1987), A fast algorithm for two-point seismic ray tracing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77 (3), 972–986.
- Ten Veen, J. H., and K. L. Kleinspehn (2002), Geodynamics along an increasingly curved convergent plate margin: Late Miocene-Pleistocene Rhodes, Greece, *Tectonics*, 21(3), 1–21, doi:10.1029/2001TC001287.
- Ten Veen, J. H., and K. L. Kleinspehn (2003), Incipient continental collision and plate-boundary curvature: Late Pliocene–Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece, *J. Geol. Soc. London.*, 160(2), 161–181, doi:10.1144/0016-764902-067.
- Ten Veen, J. H., and P. Th. Meijer (1998), Late Miocene to recent tectonic evolution of Crete (Greece): Geological observations and model analysis, *Tectonophysics*, 298, 191–208, doi:10.1016/S0040-1951(98)00184-X.
- Woodhouse, J. H., and A. M. Dziewonski (1984), Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms, *J. Geophys. Res.*, 89(B7), 5953, doi:10.1029/JB089iB07p05953.
- Woodside, J., J. Mascle, C. Huguen, and A. Volkonska (2000), The Rhodes Basin, a post-Miocene tectonic trough, *Mar. Geol.*, 165(1-4), 1–12, doi:10.1016/S0025-3227(99)00140-1.
- Yolsal-Çevikbilen, S., and T. Taymaz (2012), Earthquake source parameters along the Hellenic subduction zone and numerical simulations of historical tsunamis in the Eastern Mediterranean, *Tectonophysics*, 536-537, 61–100, doi:10.1016/j.tecto.2012.02.019.
- Yoshizawa, K., K. Miyake, and K. Yomogida (2010), 3D upper mantle structure beneath Japan and its surrounding region from inter-station dispersion measurements of surface waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 183(1-2), 4–19, doi:10.1016/j.pepi.2010.02.012.
- Zachariasse, W. J., D. J. J. van Hinsbergen, and a. R. Fortuin (2008), Mass wasting and uplift on Crete and Karpathos during the early Pliocene related to initiation of south Aegean left-lateral, strike-slip tectonics, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 120(7-8), 976–993, doi:10.1130/B26175.1.
- Zhao, D. (2004), Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 146(1-2), 3–34, doi:10.1016/j.pepi.2003.07.032.
- Zhao, D. (2009), Multiscale seismic tomography and mantle dynamics, *Gondwana Res.*, 15(3-4), 297–323, doi:10.1016/j.gr.2008.07.003.



Βαμβακάρης, Δ. (2010), Συμβολή στη μελέτη της χρονικά μεταβαλλόμενης σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Μπασκούτας, Ι. (1993), Συμβολή στη μελέτη της απόσβεσης των σεισμικών κυμάτων στην Κεντρική Ελλάδα (Με τη χρήση δεδομένων σεισμικών κυμάτων ουράς), Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών (ΕΚΠΑ).

Παπαζάχος, Κ. Β. (1994), Συμβολή στη μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.





Πίνακας 1. Κατάλογος και εστιακές παράμετροι των σεισμών ενδιαμέσου βάθους οι οποίοι καταγράφηκαν από τα δίκτυα CYCNET και EGELADOS και χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του νέου τρισδιάστατου μοντέλου ανελαστικής απόσβεσης του Ν. Αιγαίου, στο πλαίσιο της παρούσας διατριβής. Κατ. 1 : Σεισμοί στο βυθιζόμενο τέμαχος της πλάκας της Αν. Μεσογείου Κατ. 0 : Σεισμοί στο όριο επαφής των λιθοσφαιρικών πλακών Αιγαίου-Αν. Μεσογείου

Ημερομηνία	Γ. Μήκος	Γ. Πλάτος	Βάθος	Κατ.	
04-10-2002	11:00:53.49	24.4320	37.5000	67.00	1
04-10-2002	21:33:24.14	24.3203	36.5048	80.80	1
06-10-2002	04:02:10.60	26.6995	36.3690	105.50	1
09-10-2002	23:29:23.60	24.3680	36.0798	72.30	1
20-10-2002	02:01:12.98	26.3342	36.5887	119.30	1
24-10-2002	01:15:04.96	26.4447	36.3042	99.10	1
16-11-2002	06:05:13.55	25.1132	36.1242	79.20	1
18-11-2002	08:10:59.27	25.3975	36.3208	95.70	1
26-11-2002	23:24:52.97	25.9170	36.7993	148.10	1
27-11-2002	10:48:10.69	26.1035	36.5567	140.30	1
30-11-2002	01:44:40.81	25.7967	35.8193	65.80	1
06-12-2002	09:38:17.23	24.1885	37.3442	91.60	1
21-12-2002	15:37:16.97	25.9092	36.4840	119.90	1
21-12-2002	17:45:22.14	24.4258	36.6178	86.30	1
21-12-2002	20:17:37.53	24.7283	36.5425	92.40	1
03-01-2003	06:00:25.34	25.2632	36.2360	87.40	1
05-01-2003	02:12:43.83	25.1908	36.1810	79.60	1
25-01-2003	17:49:47.04	24.7412	36.7760	106.30	1
26-01-2003	00:53:54.94	26.7568	36.6065	128.50	1
28-01-2003	23:04:12.82	24.4730	36.2757	69.30	1
03-02-2003	07:12:20.40	26.3608	36.6533	131.10	1
09-02-2003	12:22:39.80	26.3292	36.6663	121.60	1
18-02-2003	21:13:35.94	26.4843	36.4235	122.40	1
21-02-2003	10:49:01.09	26.8608	36.1657	70.80	1
06-04-2003	18:11:29.76	25.9958	36.1980	124.20	1
09-04-2003	08:31:52.46	26.5418	36.7065	130.70	1
11-04-2003	15:58:07.07	25.3433	36.2895	89.10	1
11-04-2003	20:38:49.90	26.0657	35.9815	73.30	1
13-04-2003	07:36:19.11	26.0328	36.0950	115.80	1
21-04-2003	02:31:14.89	24.1395	37.2382	111.60	1
21-04-2003	20:26:22.81	26.7113	36.5745	120.80	1
02-05-2003	00:06:58.03	24.1722	37.0607	108.80	1
02-05-2003	19:31:53.17	26.2885	35.8653	65.50	1

02-05-2003	21:40:49.16	25.9543	36.5600	133.70	1
05-05-2003	02:59:48.93	26.6305	36.6017	158.40	1
05-05-2003	03:19:01.69	26.6708	36.5397	138.30	1
12-05-2003	11:49:32.48	25.4850	36.4450	103.20	1
13-05-2003	12:36:17.06	25.5853	36.0777	74.50	1
14-05-2003	16:04:27.78	23.9920	36.9727	94.80	1
23-05-2003	03:34:44.24	24.9785	36.1447	90.60	1
24-05-2003	17:36:26.68	25.4093	35.8823	63.00	1
31-05-2003	20:15:12.12	25.3978	36.2743	98.70	1
01-06-2003	16:50:12.21	24.3395	36.1992	70.60	1
03-06-2003	02:20:57.40	26.2587	36.0333	114.00	1
12-06-2003	17:37:51.35	24.0645	37.1042	101.60	1
16-06-2003	12:55:02.09	23.8938	36.8003	79.50	1
27-06-2003	19:44:57.74	25.9960	36.0863	115.50	1
28-06-2003	17:39:59.95	25.5838	36.9083	144.90	1
29-06-2003	17:27:12.84	25.5920	36.5240	108.30	1
29-06-2003	18:57:17.79	25.5813	36.4968	102.10	1
02-07-2003	03:49:18.69	25.6847	36.1493	75.70	1
02-07-2003	18:06:47.37	26.6812	37.2520	55.80	1
05-07-2003	23:54:11.04	26.2337	35.9042	67.60	1
12-07-2003	00:01:00.03	26.0465	36.7493	79.70	1
17-07-2003	18:59:52.05	24.5608	36.6988	93.90	1
20-07-2003	00:13:03.22	26.5588	36.7155	137.00	1
21-07-2003	14:06:55.41	25.7773	35.8295	73.30	1
01-08-2003	04:20:45.79	26.9578	36.7420	138.00	1
01-08-2003	18:27:21.40	26.6662	36.4687	125.70	1
09-08-2003	03:28:26.74	27.0397	36.6222	120.70	1
14-08-2003	21:20:44.72	24.3710	36.2415	54.90	1
15-08-2003	06:43:48.24	25.0932	35.7990	82.00	1
17-08-2003	01:22:26.84	26.7005	36.6630	133.90	1
25-08-2003	23:37:13.33	26.8712	36.4455	121.00	1
31-08-2003	20:17:02.36	26.6063	36.4213	130.40	1
01-09-2003	22:17:01.74	26.4710	36.5108	129.40	1
05-09-2003	15:15:03.60	26.2452	35.9175	99.90	1
12-09-2003	18:44:51.36	26.4197	36.5810	129.90	1
13-09-2003	13:46:17.46	26.8488	36.6910	134.20	1
16-09-2003	10:22:25.19	24.4197	36.1502	70.80	1
16-09-2003	18:53:06.96	24.0032	36.6848	86.40	1
18-09-2003	00:34:26.84	26.5272	36.7728	159.50	1
04-10-2003	01:02:25.22	24.7878	36.4198	95.80	1
10-10-2003	01:51:08.17	26.7132	36.6053	127.20	1
10-10-2003	04:16:26.12	25.2530	35.9980	73.40	1
14-10-2003	09:43:36.28	26.5950	36.5862	124.10	1

15-10-2003	11:18:46.45	25.2773	36.0020	78.80	1
19-10-2003	17:52:39.32	24.4737	36.0742	60.60	1
21-10-2003	01:26:31.22	26.6653	36.6892	123.30	1
24-10-2003	06:03:36.02	26.1073	36.6442	58.80	1
29-10-2003	21:50:34.29	26.7500	36.5203	121.90	1
03-11-2003	06:57:58.46	26.6597	36.7503	134.80	1
18-11-2003	18:36:21.64	26.7865	36.6545	133.20	1
18-11-2003	20:28:41.49	26.8950	36.7527	132.40	1
22-11-2003	12:06:14.87	25.4380	35.7973	178.60	1
22-11-2003	23:51:52.36	26.7550	36.4222	108.90	1
24-11-2003	06:56:33.59	24.8892	37.1810	67.70	1
26-11-2003	04:39:57.82	25.9207	36.6243	66.10	1
27-11-2003	01:10:19.10	24.0873	36.7587	82.50	1
27-11-2003	02:22:58.72	24.1352	36.8508	92.50	1
27-11-2003	12:45:52.40	26.9327	36.5488	115.80	1
28-11-2003	01:54:42.82	26.7938	37.2707	59.40	1
28-11-2003	02:35:41.53	26.8550	37.2832	60.90	1
28-11-2003	04:17:41.25	25.8898	35.8835	69.70	1
28-11-2003	17:18:31.21	25.5303	36.5902	113.70	1
28-11-2003	19:18:31.62	26.2600	37.2368	161.10	1
01-12-2003	13:59:16.66	26.5457	36.6463	136.90	1
10-12-2003	03:22:57.09	27.2000	36.6140	112.20	1
11-12-2003	20:37:56.92	26.1935	36.6642	132.70	1
14-12-2003	06:44:43.83	24.3547	36.1727	76.60	1
20-12-2003	13:10:33.76	24.3172	36.1033	66.70	1
21-12-2003	03:38:44.17	24.5722	36.0330	57.90	1
01-01-2004	12:43:54.52	27.3545	36.5457	80.40	1
08-01-2004	13:07:40.21	27.1860	37.1450	80.90	1
10-01-2004	03:11:38.26	25.5343	36.2358	88.00	1
02-02-2004	14:46:19.16	26.7042	36.5403	123.10	1
03-02-2004	17:18:09.09	26.6587	36.7048	128.20	1
10-02-2004	08:46:43.00	26.4795	36.5902	113.40	1
16-02-2004	11:21:04.32	26.6503	36.7590	145.60	1
22-02-2004	23:13:32.80	24.2505	36.9285	97.50	1
08-03-2004	14:33:30.42	26.5002	36.3792	103.80	1
18-03-2004	15:14:30.20	26.4428	36.3637	106.70	1
08-04-2004	08:07:50.05	24.6502	36.6567	102.60	1
08-04-2004	12:10:24.62	24.3283	36.1242	69.40	1
18-04-2004	13:38:34.84	26.8575	37.1863	62.50	1
03-06-2004	10:20:50.45	26.6463	36.8008	146.30	1
12-06-2004	11:45:25.70	26.7222	36.8083	127.90	1
14-06-2004	02:35:47.30	24.6508	35.8762	75.10	1
23-06-2004	06:57:16.35	26.5057	36.4917	112.10	1

12-07-2004	22:02:28.85	26.0373	36.5828	129.50	1
13-07-2004	01:09:54.30	26.9528	36.7402	129.90	1
03-08-2004	21:54:25.62	27.4425	36.8078	88.40	1
11-08-2004	18:00:42.58	25.3703	36.1110	80.90	1
11-08-2004	20:57:32.44	26.5385	36.4425	114.80	1
22-08-2004	12:32:52.43	26.5617	36.6295	125.70	1
28-08-2004	11:47:49.38	26.7947	36.4512	118.80	1
07-10-2004	01:05:15.86	26.6653	36.4543	119.30	1
08-10-2004	19:25:12.37	26.7465	36.4880	116.30	1
10-10-2004	08:09:36.17	25.7285	35.9420	68.80	1
10-10-2004	21:41:00.29	25.8500	35.9328	68.20	1
12-10-2004	00:38:32.17	26.6500	36.6062	135.30	1
16-10-2004	00:04:24.32	26.3640	36.4058	110.30	1
17-10-2004	09:52:17.43	24.9082	35.9962	55.90	1
26-10-2004	22:33:45.08	24.3213	36.2887	61.60	1
27-10-2004	10:52:14.90	26.6513	36.5955	122.40	1
29-10-2004	18:00:47.16	26.4317	36.5420	115.50	1
07-11-2004	12:56:53.13	26.4587	36.7943	60.50	1
08-11-2004	23:40:59.33	24.7645	35.7448	52.70	1
09-11-2004	11:38:52.27	26.4080	36.4885	118.20	1
10-11-2004	18:53:15.37	26.7112	36.5612	126.90	1
19-11-2004	15:20:50.42	24.8402	36.7917	147.60	1
24-11-2004	03:37:43.14	25.1443	36.2418	84.20	1
03-12-2004	04:22:44.38	25.9560	36.0677	115.20	1
07-12-2004	17:33:33.92	25.5190	36.4012	108.90	1
13-12-2004	05:38:50.97	26.4637	36.3635	102.20	1
25-12-2004	08:01:34.90	25.3712	36.3890	99.10	1
26-12-2004	13:32:54.38	24.9000	36.5907	99.20	1
30-12-2004	16:53:03.95	25.3853	36.3050	98.00	1
03-01-2005	09:05:01.52	24.3817	36.2042	77.50	1
09-01-2005	06:19:39.03	26.5227	35.9678	76.90	1
13-01-2005	01:20:44.69	26.7170	36.4390	117.10	1
14-01-2005	09:46:57.05	24.2453	37.4468	89.10	1
16-01-2005	03:21:31.32	26.6262	36.7110	146.90	1
21-01-2005	22:43:28.50	25.4180	36.3598	95.70	1
25-01-2005	22:43:39.08	24.4022	36.3380	75.40	1
02-02-2005	02:52:50.12	25.9608	36.5917	111.60	1
09-02-2005	13:28:22.34	24.5343	36.7810	99.90	1
25-02-2005	04:53:40.36	25.7052	36.3578	96.30	1
07-03-2005	03:11:14.56	26.5587	36.5045	125.00	1
08-03-2005	18:08:46.29	24.7258	36.7512	68.40	1
18-03-2005	08:09:39.30	25.6963	35.7550	61.30	1
21-03-2005	06:12:56.22	25.5478	35.8175	142.40	1

24-03-2005	13:41:54.45	24.5318	36.2258	59.30	1
29-03-2005	01:41:14.84	24.5512	35.8668	56.90	1
30-03-2005	18:10:20.67	26.0173	36.1197	122.20	1
02-05-2005	20:25:48.36	25.2557	35.7235	98.30	1
04-05-2005	02:39:51.59	25.8290	36.1715	124.20	1
04-05-2005	05:27:51.05	24.8612	36.2855	81.60	1
08-05-2005	23:01:07.95	24.7357	35.8157	70.40	1
09-05-2005	14:25:23.77	26.1330	36.0852	118.50	1
12-05-2005	20:57:53.46	24.6320	36.4767	56.30	1
18-05-2005	23:08:17.61	25.2753	36.3233	91.20	1
19-05-2005	10:49:43.63	27.0007	36.2218	92.60	1
21-05-2005	20:16:51.10	26.0123	36.1585	116.50	1
21-05-2005	23:12:00.95	25.8437	36.7145	165.80	1
23-05-2005	22:17:35.49	26.0708	36.0963	121.70	1
17-06-2005	19:22:13.00	26.4992	36.0303	76.60	1
18-06-2005	15:08:52.46	24.5565	36.1932	77.00	1
24-06-2005	18:10:07.83	26.5562	36.6187	139.70	1
01-07-2005	22:21:55.95	24.3065	36.3573	73.10	1
05-07-2005	06:54:22.21	24.7712	36.0073	74.80	1
05-07-2005	10:29:26.86	26.9340	36.6627	127.10	1
10-07-2005	16:34:37.83	24.3945	36.1785	76.10	1
21-07-2005	22:01:25.91	25.3140	36.1488	82.50	1
23-07-2005	14:46:40.05	26.6625	36.9345	165.40	1
01-08-2005	13:35:02.60	26.6775	36.6092	127.00	1
05-08-2005	08:15:44.16	27.0370	36.7395	103.50	1
22-08-2005	01:31:41.94	25.3755	36.2317	88.40	1
23-08-2005	08:14:06.50	24.8378	36.7185	111.20	1
26-08-2005	07:55:04.88	25.8117	35.8452	63.00	1
04-09-2005	02:22:26.78	26.5932	36.1152	83.20	1
11-09-2005	15:54:53.02	26.4965	36.2307	111.40	1
14-09-2005	15:02:54.58	25.4878	35.7475	56.60	1
22-09-2005	04:33:21.18	26.0233	36.1140	118.20	1
02-11-2005	22:47:23.00	25.4200	36.2260	87.90	1
13-11-2005	08:20:57.00	23.2720	37.0190	60.70	1
13-11-2005	19:21:17.00	26.5830	36.5760	108.60	1
16-11-2005	00:56:32.00	26.7040	36.5290	182.90	0
16-11-2005	16:40:52.00	23.8950	33.8830	86.60	1
16-11-2005	18:06:45.00	25.7910	36.0590	166.20	1
26-11-2005	11:48:19.00	24.3490	36.0220	93.00	1
27-11-2005	06:38:16.00	26.0240	34.1970	84.20	0
28-11-2005	16:06:03.00	26.5570	36.3510	120.10	1
30-11-2005	00:41:06.00	25.9170	36.1240	111.50	1
30-11-2005	01:24:07.00	24.0920	36.6370	102.10	1

05-12-2005	09:10:36.54	25.9930	36.1430	120.32	1
06-12-2005	04:32:36.87	26.4900	36.4860	114.69	1
08-12-2005	22:30:29.87	23.7950	36.2320	55.57	1
11-12-2005	06:01:36.59	22.7280	36.6320	60.97	1
11-12-2005	23:23:54.77	26.7450	36.6470	183.71	1
18-12-2005	05:12:53.17	24.3340	36.3190	73.21	1
21-12-2005	00:59:58.04	26.9880	36.5940	124.88	1
22-12-2005	09:13:11.14	26.7680	35.8990	58.55	1
23-12-2005	07:09:58.72	23.2590	35.2670	96.31	0
26-12-2005	06:20:55.08	25.1150	35.8390	67.96	1
30-12-2005	07:18:43.58	22.7460	37.0650	57.98	1
31-12-2005	02:52:54.80	27.6980	36.1610	57.91	1
08-01-2006	11:34:55.16	23.4900	36.2110	60.20	1
08-01-2006	11:52:13.96	23.3980	36.1730	53.45	1
08-01-2006	12:01:52.61	23.4060	36.2240	53.28	1
08-01-2006	12:17:31.97	23.4030	36.1480	51.34	1
08-01-2006	12:39:05.05	23.3100	36.1460	57.18	1
08-01-2006	12:51:07.44	23.4200	36.1460	50.45	1
08-01-2006	13:04:35.80	23.3510	36.1130	60.62	1
08-01-2006	13:05:44.66	23.3720	36.2000	57.00	1
08-01-2006	13:08:04.81	23.3860	36.1610	51.00	1
08-01-2006	13:21:34.19	23.4260	36.1500	51.37	1
08-01-2006	13:26:46.98	23.3590	36.2100	58.29	1
08-01-2006	13:32:14.07	23.4080	36.1600	54.90	1
08-01-2006	19:57:13.95	23.3800	36.1520	54.43	1
08-01-2006	22:17:35.97	23.3520	36.2200	59.19	1
08-01-2006	22:56:17.54	23.3380	36.1400	53.00	1
09-01-2006	01:34:54.77	23.4140	36.1930	52.90	1
09-01-2006	02:25:48.16	23.2760	36.1530	51.10	1
09-01-2006	03:56:39.99	23.3770	36.1390	51.50	1
09-01-2006	04:06:41.01	23.4140	36.1880	52.51	1
09-01-2006	04:21:31.27	23.3950	36.1670	50.10	1
09-01-2006	04:36:26.93	23.4030	36.1710	54.20	1
09-01-2006	06:04:43.58	23.3860	36.2010	55.40	1
09-01-2006	06:55:34.99	23.3150	36.1810	56.70	1
09-01-2006	10:59:21.69	23.3120	36.1640	54.36	1
09-01-2006	22:45:03.81	23.3350	36.1580	50.32	1
09-01-2006	22:51:32.01	23.3770	36.1640	53.80	1
10-01-2006	18:11:53.26	23.5080	36.0530	50.06	1
10-01-2006	22:11:16.73	23.3730	36.1230	51.94	1
20-01-2006	06:32:04.50	23.4010	36.1590	54.31	1
03-02-2006	23:10:48.94	26.1100	36.2500	148.32	1
11-02-2006	05:51:45.02	23.3700	36.1300	52.52	1

14-02-2006	21:18:57.80	24.0900	36.5900	84.14	1
21-02-2006	18:44:43.45	26.4600	35.9600	153.71	1
23-02-2006	23:47:42.50	28.0000	36.6100	53.82	1
24-02-2006	03:06:57.60	28.2200	36.8200	59.43	1
26-02-2006	02:20:31.83	27.9500	36.0000	65.48	0
05-03-2006	01:20:06.86	27.6060	36.6090	77.55	1
06-03-2006	20:46:31.95	27.9840	35.4170	54.76	0
09-03-2006	17:25:21.24	26.4260	36.4560	156.47	1
13-03-2006	18:02:18.83	26.5480	36.6400	121.10	1
15-03-2006	03:17:14.04	28.1460	36.4680	56.53	1
18-03-2006	02:11:53.67	22.3120	39.1560	92.06	1
20-03-2006	19:19:29.91	27.7840	36.4260	65.18	1
28-03-2006	12:23:58.19	26.8080	36.2480	103.59	1
28-03-2006	18:39:45.14	30.8370	35.8730	69.10	0
30-03-2006	09:54:06.77	23.3630	37.5940	109.54	1
04-04-2006	15:41:22.68	23.3830	36.1460	50.67	1
06-04-2006	22:33:51.34	26.6910	36.5990	177.39	1
07-04-2006	06:43:42.07	26.5930	36.5940	121.54	1
09-04-2006	16:47:43.60	22.6350	37.6100	63.88	1
09-04-2006	20:33:01.33	23.3900	36.1590	50.49	1
11-04-2006	00:02:43.81	20.7030	37.6990	69.57	0
11-04-2006	16:03:04.39	27.8500	36.3400	50.46	1
13-04-2006	22:17:48.50	27.7850	36.3220	56.27	1
16-04-2006	02:27:44.79	26.8610	36.6860	188.91	1
17-04-2006	13:32:29.22	23.8060	36.9010	97.22	1
18-04-2006	10:29:14.35	28.1840	36.9720	55.96	1
18-04-2006	18:45:38.56	24.3000	36.1250	64.90	1
18-04-2006	21:06:18.85	26.2220	36.3150	135.57	1
19-04-2006	05:40:47.88	26.9440	36.6330	123.54	1
19-04-2006	20:01:01.74	24.5150	36.9780	169.80	1
20-04-2006	23:36:05.51	26.5460	39.9460	139.53	1
21-04-2006	10:01:11.93	22.8650	37.6880	68.74	1
22-04-2006	17:12:04.61	22.3010	34.8830	68.32	0
22-04-2006	20:25:02.11	22.7210	38.3190	105.34	1
23-04-2006	23:31:50.20	24.5550	35.4950	57.75	1
05-05-2006	07:00:28.62	28.3790	36.2600	58.89	0
10-05-2006	22:17:00.26	26.2740	34.7560	71.56	0
11-05-2006	08:33:23.88	26.5740	36.4170	99.90	1
14-05-2006	03:38:19.16	22.7950	37.7140	62.58	1
14-05-2006	12:19:58.78	22.7780	37.6830	59.18	1
15-05-2006	04:22:42.96	25.9830	35.7490	68.39	1
15-05-2006	23:02:55.55	23.7810	34.7210	68.15	0
20-05-2006	21:24:55.85	28.1420	36.4850	53.07	1

22-05-2006	23:33:53.38	23.5150	36.5640	52.63	1
24-05-2006	11:31:22.35	23.3700	36.1570	50.87	1
25-05-2006	06:04:03.34	24.4010	36.5010	103.14	1
25-05-2006	08:45:51.42	25.4530	36.2610	97.29	1
25-05-2006	15:49:20.53	26.4310	36.5970	184.70	1
25-05-2006	23:14:07.13	27.8850	36.5390	66.56	1
27-05-2006	03:29:11.43	23.3480	36.1580	56.51	1
28-05-2006	16:44:00.15	26.7250	36.7040	248.56	1
31-05-2006	20:13:50.12	25.3070	34.4200	94.68	0
01-06-2006	02:09:13.36	27.8820	35.2030	52.07	0
02-06-2006	18:09:47.75	26.4520	36.6410	173.04	1
05-06-2006	11:09:57.60	25.1400	34.4670	54.70	1
06-06-2006	17:42:44.23	26.7900	36.5590	139.07	1
07-06-2006	14:03:00.22	26.9660	35.3490	52.32	0
07-06-2006	17:54:30.01	26.9950	35.5130	50.98	1
09-06-2006	00:44:09.63	27.6360	36.3160	82.57	1
10-06-2006	02:59:48.40	26.5770	36.2700	178.06	1
10-06-2006	05:19:04.08	28.3340	36.5460	60.84	1
10-06-2006	11:43:00.02	27.9190	36.3410	53.48	1
11-06-2006	04:19:44.36	22.7390	36.6530	50.51	1
11-06-2006	10:01:17.58	23.4080	36.1600	54.42	1
13-06-2006	02:26:01.02	21.9580	37.8150	62.06	1
19-06-2006	00:54:40.92	26.8530	36.5250	129.18	1
20-06-2006	06:23:27.69	26.7360	36.3960	150.27	1
21-06-2006	09:31:28.03	28.2130	36.2600	56.70	0
23-06-2006	12:44:39.02	23.5360	36.5950	63.20	1
02-07-2006	11:13:51.50	22.0630	38.0660	50.25	1
05-07-2006	23:02:19.26	22.0960	37.7950	60.06	1
08-07-2006	14:48:59.38	23.3330	37.5560	101.63	1
09-07-2006	03:12:58.60	27.1850	36.5390	103.44	1
12-07-2006	02:08:51.53	23.3310	36.3230	46.29	1
12-07-2006	20:03:30.12	27.0810	35.9630	55.90	1
17-07-2006	16:33:34.98	24.5880	34.4860	55.70	0
27-07-2006	03:12:36.28	23.5050	37.0750	98.17	1
27-07-2006	09:24:12.33	26.8660	36.6110	120.66	1
03-08-2006	10:46:17.01	24.0570	37.1500	162.48	1
04-08-2006	20:38:28.96	26.8670	36.6070	140.99	1
05-08-2006	20:06:18.19	26.2920	36.0510	98.68	1
06-08-2006	23:59:02.77	23.8670	36.7630	174.95	1
08-08-2006	19:41:31.83	27.9790	36.1020	69.61	1
10-08-2006	22:45:23.38	26.7680	36.5910	136.06	1
31-08-2006	01:34:45.94	21.1180	36.0390	50.57	0
01-09-2006	18:50:37.83	26.8650	36.4030	137.56	1

03-09-2006	01:33:14.63	27.1360	36.6710	111.37	1
08-09-2006	22:39:12.97	27.6900	36.3790	67.57	1
10-09-2006	06:08:41.67	23.3970	36.2610	50.89	1
21-09-2006	05:32:07.30	28.0900	36.8510	68.19	1
21-09-2006	13:20:42.54	27.5450	36.6480	94.97	1
23-09-2006	03:32:58.92	27.9920	36.8270	77.02	1
26-09-2006	12:22:36.79	26.7080	36.4410	116.99	1
02-10-2006	01:21:55.11	25.4530	34.2300	62.46	0
24-10-2006	20:49:03.87	26.7830	36.5900	146.60	1
26-10-2006	17:36:21.69	27.4280	34.8920	65.01	0
22-11-2006	11:28:14.72	26.7930	36.6190	125.91	1
25-11-2006	23:51:13.56	25.5760	35.6440	55.69	1
29-11-2006	17:14:14.06	26.5530	36.4600	108.56	1
30-11-2006	18:45:39.97	26.9400	36.4740	120.22	1
02-12-2006	12:00:22.15	26.8270	35.0030	53.41	0
03-12-2006	22:23:14.17	22.7010	37.4710	50.01	1
04-12-2006	20:28:44.14	27.5520	36.6270	80.57	1
05-12-2006	18:39:33.94	26.9410	36.4520	149.61	1
12-12-2006	04:20:57.57	26.8090	35.0210	50.80	0
16-12-2006	23:24:36.02	26.6200	36.3420	144.08	1
17-12-2006	23:17:20.20	26.8070	36.6180	146.42	1
30-12-2006	01:09:52.48	26.7630	36.6540	123.92	1
02-01-2007	01:06:22.36	26.7680	36.6600	132.74	1
04-01-2007	20:12:43.36	25.2580	36.8330	133.68	1
09-01-2007	23:09:24.73	22.7960	36.2640	86.33	1
10-01-2007	14:49:19.08	26.6940	36.7100	143.43	1
17-01-2007	03:19:22.21	24.5470	34.0010	68.64	0
17-01-2007	16:05:39.18	24.9840	36.9170	145.97	1
20-01-2007	14:50:52.75	25.4090	36.6100	135.10	1
21-01-2007	22:10:56.86	26.7810	36.5310	132.77	1
27-01-2007	07:29:26.63	26.9870	36.3860	127.65	1
29-01-2007	16:12:47.92	25.2180	37.0330	142.29	1
03-02-2007	13:43:26.44	22.6420	35.8410	68.16	0
03-02-2007	14:56:39.01	22.6390	35.8190	63.49	0
11-02-2007	20:15:58.08	27.0370	36.6670	121.83	1
12-02-2007	22:38:02.82	26.7490	36.4690	129.78	1
15-02-2007	03:15:55.82	27.9440	35.9860	77.14	0
15-02-2007	21:57:25.87	25.9900	36.7640	136.20	1
16-02-2007	23:20:34.98	27.3270	34.7420	83.51	0
19-02-2007	20:28:46.06	27.0140	36.7340	112.24	1
22-02-2007	16:13:41.57	27.1180	36.6670	121.34	1
03-03-2007	09:36:12.36	26.7130	36.6710	137.10	1
03-03-2007	21:18:30.96	26.8760	36.6230	109.32	1



05-03-2007	08:24:44.58	26.9180	36.6100	148.46	1
26-03-2007	10:58:55.26	26.7020	36.7840	154.27	1
28-03-2007	19:27:14.15	26.3120	35.8990	72.49	1
12-04-2007	20:32:40.61	23.8010	36.7750	102.64	1
15-04-2007	22:44:15.70	28.5350	36.5710	44.89	0