



ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΛΙΑΣΤΑΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

Κωνσταντίνος Θ. Γκόγκας

Διπλωματική Εργασία

V ₁	V ₂	V ₃	V ₄	V ₅	6	W7 (uri) Siyabadaaa	W/v-
V ₉	V ₁₀	V 11	V ₁₂	V ₁₃		V ₁₅	Χρόνος (sec)
(Iurri) Slydooddas	M/~-	V ₁₉ <u>5таөмо</u> в	V ₂₀	V ₂₁	V ₂₂	V ₂₃	V 24
οχ ζοτάλτη Χόφλος (sec	:)	V ₂₇	V ₂₀	V ₂₉	V ₃₀	V ₃₁	V ₃₂

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2017



Κωνσταντίνος Γκόγκας Γεωλόγος

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας ΑΠΘ Εργαστήριο Γεωφυσικής

Επιβλέποντες Καθηγητές

Κ. Παπαζάχος, Καθηγητής Γεωφυσικής ΑΠΘ Μ. Ανθυμίδης (επικουρία), Υποψήφιος Διδάκτορας Γεωφυσικής ΑΠΘ



ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΑΣ ΜΥΓΔΟΝΙΑΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕ ΤΗΝ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

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 προυπόθεση 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 ΑΠΘ.



Στη μνήμη του παππού μου, Α. Ηλιάδη



Ελληνική περίληψη	V11
Αγγλική περίληψη	1X
	ix
<u>Κεφάλαιο 1 - Εισαγωγή</u>	
1.1 Γεωγραφική και γεωτεκτονική θέση της Μυγδονίας λεκάνης	1
 1.2 Γεωλογική δομή 1. Λιθολογική σύσταση 2. Στρωματογραφία και μεταλπική εξέλιξη της περιοχής 	
1.3 Ενεργός Τεκτονική	3
	6
 1.4 Προηγουμενα αποτελεσματα μελετης της γεωφυσικης δομης 1. Αποτελέσματα ερευνητικού προγράμματος EUROSEIST 2. Αποτελέσματα από ηλεκτρικές και σεισμικές διασκοπήσεις 	
 1.5 Περιοχή μελέτης με τη χρήση δεδομένων μικροθορύβου 1. Θέση και χαρακτηριστικά της περιοχής έρευνας 2. Διαδικασία συλλογής δεδομένων εδαφικού θορύβου 	9
	1 3
1.6 Στόχος της εργασίας	1
Βιβλιογραφία κεφαλαίου	4
	1 6
Κεφάλαιο 2 - Σεισμική τομογραφία με τη χρήση καταγραφών μικροθ	ορύβου
2.1 Σκέδαση επιφανειακών κυμάτων	19
 2.2 Εδαφικός θόρυβος 1. Η φύση του εδαφικού θορύβου 2. Πηγές εδαφικού θορύβου 3. Επιφανειακά κύματα στον εδαφικό θόρυβο 4. Αξιοποίηση και ερμηγεία καταγραφών εδαφικού θορύβου 	10
	22

2.3 Ανισοτροπία χώρου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
6Ε0ΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας	2 7
2.4 Στοιχεία σεωρίας αντιστροφής	9 ²
2.5 Τρισσιαστατη (5D) σεισμική τομογραφία 2.6 Εφαρμονές τομονοαφικής αντιστροφής κατανοαφών μικροθορύβου	33
$B_{1}B_{1}$ average r_{0} and r_{0}	3 7
	4 0
<u>Κεφάλαιο 3 – Δημιουργία τομογραφικού μοντέλου μεταβολών</u> κυμάτων Love στη βόρεια Μυγδονία λεκάνη	<u>ταχύτητας</u>
3.1 Γεωμετρία δικτύου σεισμογράφων	4
 3.2 Επεξεργασία δεδομένων 1.Διασυσχέτιση καταγραφών θορύβου 2.Μετασχηματισμός κυματικού πεδίου 3.Επιλογή καμπυλών διασποράς 	5
	4 6
 3.3 Χρόνοι διαδρομής 1.Χρόνοι διαδρομής κυμάτων Love για τη θέση παρατήρησης 2.Προκαταρτική χωρική ερμηνεία αποτελεσμάτων 	5
 3.4 Τομογραφική αντιστροφή κυμάτων Love 1. Διαδικασία αντιστροφής 2. Παράμετροι εξομάλυνσης αντιστροφής 	5
3.5 Δισδιάστατα (2D) μοντέλα ταχύτητας Love	5 7
 Κριτήρια αποκοπής Ανακατασκευή και αντιστροφή επιλεγμένων τοπικών καμπυλών διασ 	ποράς
3.6 Συμπεράσματα και προοπτικές μελλοντικής έρευνας	6 0
Βιβλιονραφία κεφαλαίου	7 2
	7



Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στο πλαίσιο του προπτυχιακού προγράμματος σπουδών του τμήματος Γεωλογίας της σχολής Θετικών Επιστημών του ΑΠΘ. Αναφέρεται στην χρήση της τεχνικής της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου με απώτερο σκοπό την μελέτη της τρισδιάστατης (3D) επιφανειακής δομής της βόρειας Μυγδονίας λεκάνης. Για τους σκοπούς της εργασίας εγκαταστήθηκαν σεισμογράφοι σε πάνω από 70 θέσεις ενός προσωρινού δικτύου.

Παρότι έχουν πραγματοποιηθεί πολλές γεωφυσικές και γεωτεχνικές μελέτες και σχετικές έρευνες των επιφανειακών στρωμάτων της Μυγδονίας λεκάνης, υπάρχει μικρός αριθμός εργασιών που να συσχετίζει γεωφυσικά μοντέλα διαφορετικών τύπων κυμάτων με δομές με γεωτεχνικό ενδιαφέρον. Επίσης, η τεχνική της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου, παρά την αυξανόμενή της εφαρμογή τα τελευταία χρόνια, δεν έχει εφαρμοστεί συστηματικά σε γεωτεχνική κλίμακα.

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μία συνοπτική περιγραφή της γεωλογίας της Μυγδονίας λεκάνης, μέσα από την παράθεση πληροφοριών για την λιθολογία, την γεωτεκτονική εξέλιξη, την στρωματογραφία και την τεκτονική της περιοχής από μία πληθώρα εργασιών. Επίσης, παρουσιάζονται παλαιότερες μελέτες της γεωφυσικής δομής.

Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται μία εκτενής αναφορά στην τεχνική της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου. Αρχικά περιγράφονται τα επιφανειακά κύματα και οι ιδιότητες τους, η φύση του μικροθορύβου, καθώς και η αξιοποίηση και η ερμηνεία των καταγραφών του. Ακολουθεί η παράθεση των βασικών εννοιών της θεωρίας της αντιστροφής και της σεισμικής τομογραφίας, όπως και η παρουσίαση σχετικών μελετών με την εφαρμογή της συγκεκριμένης τεχνικής σε γεωτεχνική κλίμακα (εκατοντάδες μέτρα) και σε κλίμακα φλοιού (αρκετά έως εκατοντάδες χιλιόμετρα).

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η εφαρμογή της τεχνικής στην βόρεια Μυγδονία λεκάνη. Αρχικά γίνεται μία περιγραφή της γεωμετρίας του προσωρινού δικτύου σεισμογράφων που εγκαταστάθηκαν στην περιοχή μελέτης και δίνονται πληροφορίες για τον συνολικό όγκο δεδομένων. Τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με την εφαρμογή συγκεκριμένων φίλτρων, διασυσχετίστηκαν και πραγματοποιήθηκε ο μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου. Επιλέχθηκαν πάνω από 1000 πειραματικές καμπύλες διασποράς από τα διαθέσιμα ζεύγη εγκαρσίων (transverse) καταγραφών, από τις οποίες υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων Love για τη θέση παρατήρησης. Έπειτα, επιλύθηκε ένα γραμμικό σύστημα με μία επαναληπτική διαδικασία με την παράλληλη εφαρμογή παραμέτρων χωρικής εξομάλυνσης και απόσβεσης της λύσης, καθώς και ορισμένα κριτήρια αποκοπής. Τέλος, παρουσιάζονται οι χωρικές κατανομές των μεταβολών της ταχύτητας ομάδας για κάθε συχνότητα.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε υπό την επίβλεψη του Καθηγητή Γεωφυσικής Παπαζάγου Κωνσταντίνου και του υποψήφιου διδάκτορα Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής Ανθυμίδη Μάριου. Θα ήθελα να ευχαριστήσω προσωπικά τον Καθηγητή Παπαζάχο Κωνσταντίνο για την ανάθεση του θέματος και για την συνεχή επίβλεψη τόσο της εργασίας, όσο και της προσωπικής μου προόδου στο σύνολο των προπτυχιακών μου σπουδών. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον υποψήφιο διδάκτορα Ανθυμίδη Μάριο για την παροχή των αλγορίθμων της τομογραφικής αντιστροφής, καθώς και τις συμβουλές του στην τροποποίηση τους και σε διάφορα θέματα που πραγματεύεται η παρούσα εργασία. Επίσης, τα μέλη του Τεχνικής επιστημονικού προσωπικού του Ινστιτούτου Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) Ν. Θεοδουλίδη και Χ. Παπαιωάννου για τις συμβουλές τους σε διάφορα θέματα της Τεχνικής Σεισμολογίας κατά τη διάρκεια της πρακτικής μου άσκησης στον συγκεκριμμένο φορέα. Επιπρόσθετα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές μου στο τμήμα Γεωλογίας για τη διδασκαλία μίας τόσο ενδιαφέρουσας επιστήμης.

Η συμβολή των φίλων μου ήταν τεράστια στην ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής και θα ήθελα να τους ευχαριστήσω όλους ολόθερμα, τους παλιούς που έχουμε περάσει τόσα χρόνια μαζί και τους «νέους» μου φίλους που γνώρισα στο Πανεπιστήμιο, με τους οποίους πέρασα αμέτρητες ευχάριστες στιγμές τα τελευταία τέσσερα χρόνια και με στήριξαν σε αρκετές δύσκολες περιόδους. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την ηθική και οικονομική της στήριξη.



Περίληψη

Τα τελευταία χρόνια έχει πραγματοποιηθεί σημαντική πρόοδος στη χρήση της τεχνικής της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου σε γεωτεχνική κλίμακα (εκατοντάδες μέτρα). Η παρούσα διατριβή επικεντρώνεται στην εφαρμογή της τεχνικής στη μελέτη της τρισδιάστατης (3D) δομής των επιφανειακών στρωμάτων της βόρειας Μυγδονίας λεκάνης. Αρχικά, γίνεται μία αναφορά στην γεωλογία της περιοχής μελέτης και παρατίθενται αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών της γεωφυσικής της δομής. Στη συνέχεια, παρουσιάζεται το θεωρητικό υπόβαθρο της εργασίας, δηλαδή η φύση των επιφανειακών κυμάτων και του μικροθορύβου, βασικές έννοιες της θεωρίας της αντιστροφής, οι θεμελιώδεις αρχές της σεισμικής τομογραφίας και προηγούμενες εφαρμογές της τεχνικής σε κλίμακα φλοιού και γεωτεγνική κλίμακα. Παρουσιάζεται η επεξεργασία των δεδομένων, από την συλλογή τους κατά την εγκατάσταση ενός προσωρινού δικτύου σεισμογράφων στην περιοχή, μέχρι την εξαγωγή των πειραματικών καμπυλών διασποράς. Υπολογίζονται οι χρόνοι διαδρομής των επιφανειακών κυμάτων Love σε συνάρτηση με την απόσταση, οι οποίοι παρουσιάζουν εξαιρετική διακύμανση λόγω της τρισδιάστατης δομής της λεκάνης και πολύπλοκων φαινομένων κυματικής διάδοσης. Τέλος, υπολογίζονται οι χωρικές κατανομές των ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Love για ένα σημαντικό εύρος συχνοτήτων και γίνεται μία προσπάθεια ερμηνείας της χωρικής τους κατανομής, σε σχέση με την γεωλογική δομή και τεκτονική της λεκάνης.

Λέζεις-κλειδιά: Τομογραφική αντιστροφή, επιφανειακά κυμάτα, μικροθόρυβος, εδαφικός θόρυβος, Μυγδονία λεκάνη, Γεωφυσική διασκόπηση, γεωτεχνική μελέτη

Abstract

Over the past years, there have been several advances over ambient noise crosscorrelation tomography for geotechnical approach. The present thesis focus on the application of the method for the three-dimensional (3D) study of shallow structure of nothern Mygdonia basin. First, the geology of the broader area and older geophysical studies are discussed. The next chapter refers to the nature of surface waves and microtremor, fundamendals of inversion theory and seismic tomography and presents several applications of ambient noise cross-corelation tomography for shallow and crust studies. Later, we discuss the data collection and processing by installing a local network and applying several corrections to the raw data. We find that traveltimes for Love waves show significant spatial variability as function of the 3D structure of the basin and wavefield phenomena. The determined spatial variation of Love waves group velocities show a large dependency over the geologic structure of the basin and reveal useful information about its tectonics.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Keywords: Tomographic inversion, surface waves, microtremor, ambient noise, cross-correlation, Mygdonia basin, Geophysical survey, geotechnical study

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

υλλογή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

Α.Π.Θ

1.1 Γεωγραφική και γεωτεκτονική θέση της Μυγδονίας λεκάνης

Η περιοχή στην οποία πραγματοποιήθηκε η μελέτη που παρουσιάζεται στην παρούσα διπλωματική εργασία ανήκει στην Μυγδονία λεκάνη. Η Μυγδονία λεκάνη ανήκει στην κεντρική Μακεδονία και βρίσκεται Α-ΒΑ της Θεσσαλονίκης και Βόρεια της Χαλκιδικής. Από μορφολογικής άποψης, αποτελεί μία επιμήκη λεκάνη που αναπτύσσεται σε μια διεύθυνση κυρίως Ανατολής - Δύσης. Καταλαμβάνει μεγάλη έκταση και φιλοξενεί της λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη, στο δυτικό και ανατολικό αντίστοιχα τμήμα της. Χαρακτηρίζεται από έντονη ταπείνωση του αναγλύφου κατά μήκος της κύριας ανάπτυξής της, σε σχέση με το υψηλό ανάγλυφο των οροσειρών Βερτίσκου - Κερδυλλίων και Χορτιάτη - Στρατωνικού που βρίσκονται στα βόρεια και στα νότια όρια της.

Η θέση της λεκάνης στο ελληνικό ορογενές, όπως διαμορφώθηκε από την τελική φάση της αλπικής ορογένεσης, εντοπίζεται στις εσωτερικές Ελληνίδες. Πιο συγκεκριμένα εντοπίζεται στο νότιο τμήμα της Σερβομακεδονικής ζώνης, καθώς και στην Περιροδοπική ζώνη. Σε μια πρώτη προσέγγιση, όπως φαίνεται και στον χάρτη του σχήματος 1.1, θα μπορούσαμε να αναφέρουμε πως το δυτικό της τμήμα βρίσκεται στην Περιροδοπική ζώνη, ενώ το κεντρικό και ανατολικό στην Σερβομακεδονική. Η γεωτεκτονική εξέλιξη καθώς και ο διαχωρισμός τους σε επιμέρους ενότητες, αποτελούν αντικείμενα αντιπαράθεσης στην επιστημονική έρευνα. Με την συσσώρευση του πλήθους των παρατηρήσεων και εργασιών (Mountrakis 1994, Kilias et al. 1999, Mountrakis 2010, Kilias et al. 2013), έχουν προταθεί πολλές απόψεις σε σχέση με τα ζητήματα αυτά, εκ των οποίων θα παρουσιαστεί μια σύνθεση των πιο πρόσφατων.



Σχήμα 1.1. Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών της ευρύτερης περιοχής της Μυγδονίας λεκάνης. Σημειώνονται τα όρια της λεκάνης, καθώς και οι σημαντικότερες τεκτονικές δομές που συνδέονται με το σχηματισμό της (τροποποιημένο από Μουντράκης 2010).

υλλογή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

Η Σερβομακεδονική μάζα χωρίζεται σε δύο ενότητητες, στην ενότητα του Βερτίσκου στα δυτικά και στην ενότητα των Κερδυλλίων στα ανατολικά. Η ενότητα Κερδυλλίων βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένη πάνω στη μάζα της Ροδόπης μέσω του ρήγματος του Στρυμώνα. Το ρήγμα του Στρυμώνα αποτελεί ένα κανονικό ρήγμα διαφυγής που στο γεωλογικό παρελθόν είχε ανάστροφη δράση. Με αυτό τον μηχανισμό τα Κερδύλλια τοποθετήθηκαν πάνω από την Ροδόπη και στη συνέχεια σχηματίστηκε η μεταλπική λεκάνη του Στρυμώνα. Η ενότητα του Βερτίσκου βρίσκεται με τη σειρά της τεκτονικά τοποθετημένη πάνω στα Κερδύλλια με ένα υποθετικό ρήγμα που δεν έχει εντοπιστεί και μελετηθεί με ακρίβεια. Τέλος, η ενότητα του Βερτίσκου εφιππεύει την ζώνη της Περιροδοπικής, μέσω ένος ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης που παρουσιάζει σημαντική ανάστροφη συνιστώσα. Το τελευταίο έχει ως αποτέλεσμα η ενότητα του Βερτίσκου να βρίσκεται πάνω από Νεογενή ιζήματα, ενώ κατά θέσεις τα Νεογενή ιζήματα να βρίσκονται με τη σειρά τους πάνω από την ενότητα του Βερτίσκου κατά μήκος του ρήγματος.

Γεωτεκτονικά, σύμφωνα με τις νεώτερες απόψεις (Kilias et al. 2012, Burg 2012), οι ενότητες του Βερτίσκου και των Κερδυλλίων στην πραγματικότητα πιθανώς και να αποτελούν την προέκταση της μάζας της Ροδόπης προς τα δυτικά του Στρυμώνα. Πιο συγκεκριμένα, οι λιθολογικές ομοιότητες της ενότητας Κερδυλλίων με την ενότητα Σιδηρόνερου, καθώς και οι ηλικίες ψύξης τους, έχουν οδηγήσει τους νέους ερευνητές στο συμπέρασμα ότι αποτελούν μια εννιαία ενότητα και πως τα Κερδύλλια διέφυγαν δυτικά του Παγγαίου μέσω του ρήγματος του Στρυμώνα. Αντίστοιχα, οι λιθολογικές ομοιότητες μεταξύ της ενότητας Βερτίσκου και Κίμης τις ενοποίησαν ως μία, με ένα σημαντικό αντιφατικό σημείο που αφορά τις ηλικίες ψύξης τους. Υπάρχουν ακόμα ενστάσεις στο αν ο Βερτίσκος αποτελεί ένα ανώτερο τμήμα της ενότητας Κίμης ή αποτελεί την προέκταση της ενότητας της Ασένιτσας, που αποτελεί το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα της δομής της ελληνικής ενδοχώρας και εντοπίζεται στη Βουλγαρία. Στην τελευταία περίπτωση η ενότητα της Κίμης έχει διαφύγει κάτω από τον Βερτίσκο και τα Κερδύλλια.

Η συνολική εξέλιξη και τα τεκτονικά γεγονότα που συνέβαλαν στην τελική τοποθέτηση των γεωτεκτονικών ενοτήτων της ελληνικής ενδοχώρας φαίνεται στο σχήμα 1.2. Η μάζα της Ροδόπης δομείται από τέσσερις ενότητες που από την ανώτερη προς την κατώτερη είναι η ενότητα της Ασένιτσας (εντοπίζεται στη Βουλγαρία), η ενότητα της Κίμης, η ενότητα του Σιδηρόνερου και η ενότητα του Παγγαίου. Κατά το Α.Κρητιδικό - Παλαιώκαινο διαφέυγει η ενότητα της Ασένιτσας. Κατά το Παλαιώκαινο - Ηώκαινο το Σιδηρόνερο τοποθετείται μαζί με την Κίμη πάνω στο Παγγαίο με το ανάστροφο ρήγμα του Νέστου. Κατά το Ηώκαινο - Ολιγόκαινο ο Βερτίσκος ως ανώτερο τμήμα της Κίμης ή ως συνέχεια της Ασένιτσα στον ελληνικό χώρο τοποθετείται στη σημερινή του θέση, λόγω της δράσης ενός ρήγματος που πιστεύεται και αυτό με τη σειρά του ως κανονικό με μικρή γωνία κλίσης (διαφυγής ή detachment). Στη συνέχεια, κατά το Ολιγόκαινο - Μειόκαινο το Σιδηρόνερο μαζί με τα Κερδύλλια τοποθετούνται πάνω στο Παγγαίο μέσω του ρήγματος του Στρυμώνα. Στην περιοχή του Στρυμώνα αναπτύχθηκε μια λεκάνη με πάχος ιζημάτων πάνω από 2 km, η οποία έχει νεογενή ηλικία και χαρακτηρίζεται ως supra-detachment, επειδή αναπτύσσεται πάνω σε ρήγμα διαφυγής. Σύμφωνα με το σύγχρονο πεδίο των τάσεων, το ρήγμα του Νέστου αποτελεί ένα επίσης κανονικό ρήγμα. Λόγω της μεταμόρφωσης που έλαβε χώρα και το γεγονός ότι το Παγγαίο σήμερα αποτελεί ένα τεκτονικό παράθυρο, χαρακτηρίζεται ως ενότητα ως πυρήνας μεταμορφικού συμπλέγματος (metamorphic core complex).



Σχήμα 1.2. Γεωτεκτονικές ενότητες του αλπικού υποβάθρου της Μυγδονίας λεκάνης και τεκτονική τους τοποθέτηση – εξέλιξη κατά την τελική φάση της ορογένεσης (τροποποιημένο από *Kilias et al. 2013*).

1.2 Γεωλογική δομή

1.2.1. Λιθολογική σύσταση

Ο χώρος της Μυγδονίας λεκάνης χαρακτηρίζεται από έντονη ετερογένεια όσον αφορά τους λιθολογικούς τύπους που τον απαρτίζουν. Αυτό οφείλεται στην ενεργή συμμετοχή της Σερβομακεδονικής στην αλπική ορογένεση, γεγονός που επηρέασε σε σημαντικό βαθμό το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο. Επιπλέον, η νέα ενεργός τεκτονική που την επηρεάζει μέχρι σήμερα, οδήγησε αρχικά στο σχηματισμό της και έπειτα στην εκτεταμμένη ιζηματογένεση διαφορετικών φάσεων κατά το Νεογενές - Τεταρτογενές.

Το κρυσταλλωσχιστώδες υπόβαθρο μπορεί να χαρακτηριστεί από μια σύνθεση πετρωμάτων ηπειρωτικού φλοιού (ενότητα Κερδυλλίων) και ηπειρωτικού φλοιού με τεκτονικά τοποθετημένα τμήματα ωκεάνιου φλοιού (ενότητα Βερτίσκου). Τα τμήματα αυτά του ωκεάνιου φλοιού που απαντούν σε μεταοφιόλιθους και μεταγάββρους αποτελούν και το όριο των δύο ενοτήτων της Σερβομακεδονικής. Στο χώρο της Μυγδονίας λεκάνης επικρατούν κυρίως μεταμορφωμένα πετρώματα, όπως γνεύσιοι, φυλλίτες, σχιστόλιθοι και αμφιβολίτες που συνδέονται με τις μεταμορφικές φάσεις που αναπτύχθηκαν κατά την εξέλιξη των ενοτήτων αυτών. Η έκθεση του υποβάθρου λαμβάνει χώρα κυρίως στους πρόποδες των ορών Βερτίσκου και Χορτιάτη, ενώ των μεταοφιόλιθων βόρεια της λίμνης Βόλβης.

Σημαντική είναι και η παρουσία μαγματικών πετρωμάτων που συνδέονται με την πορεία της εξέλιξης της περιοχής. Οι σπουδαιότερες εμφανίσεις γρανιτικών κυρίως πετρωμάτων βρίσκονται στην Αρναία. στον Φανό, στη Σιθωνία και στην Ολυμπιάδα. Ο γρανίτης της Αρναίας αποτελεί προιόν αλκαλικού μαγματισμού, ραδιοχρονολογήθηκε στα 240 My και αποτελεί έναν προ-ορογενετικό γρανίτη που συνδέεται με την ηπειρωτική διάρρηξη της Παγγαίας (Poli et al. 2009). Ο γρανίτης του Φανού ραδιοχρονολογήθηκε στο Α. Ιουρασσικό (Michail et al. 2014) και διεισδύει σε οφιολιθικά πετρώματα και είναι συνορογενετικός όπως και της Σιθωνίας που ραδιοχρονολογήθηκε στο Ηώκαινο (Christofides et al. 2001), με τη διαφορά πως ο πρώτος συνδέεται με την αρχική φάση και ο δεύτερος με την τελική φάση της ορογένεσης. Τέλος, ο γρανίτης της Ολυμπιάδας που ραδιοχρονολογήθηκε στα 30 - 25

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

υλλογή

My (Christofides et al. 2001), είναι μετα-ορογενετικός και συνδέεται με κοιτάσματα πορφυρυτικού τύπου. Ο μαγματισμός που προκλήθηκε πριν από τα 240 My στο Παλαιοζωικό, σχημάτισε γρανίτες που με τις μεταμορφικές διαδικασίες μετατράπηκαν στους σημερινούς γνεύσιους του μυγδονιακού υποβάθρου (Kilias et al. 1999). Οι μαγματικές διεισδύσεις συνδέονται με τη μεταμόρφωση και το σχηματισμό μαρμάρων, καθώς και γεωθερμικών πεδίων (Gurk et al. 2007) στην περιοχή.

Η ιζηματογένεση που έλαβε χώρα με το τέλος της αλπικής ορογένεσης ήταν εκτεταμμένη, λόγω της έντονης διαφοράς αναγλύφου ανάμεσα στις οροσειρές και τον χώρο της λεκάνης που άρχισε να ισοπεδώνεται με τη διάβρωση. Τα ιζήματα που αποτέθηκαν είναι τόσο Νεογενούς όσο και Τεταρτογενούς ηλικίας. Η διαφορά αυτή στην ηλικία τους έχει ως αποτέλεσμα τον διαφορετικό βαθμό διαγένεσης και αντοχής των ιζημάτων, καθώς και σημαντική διαφορά στις μηχανικές τους ιδιότητες. Το πάχος των ιζημάτων είναι μικρότερο στα όρια της λεκάνης και μεγαλύτερο στο εσωτερικό της, που φτάνει μέχρι και τα 400 μέτρα (Psilovikos 1977). Στο σχήμα 1.3, φαίνεται ένας γεωλογικός χάρτης του εσωτερικού τμήματος της λεκάνης, στον οποίο σημειώνονται τόσο οι λιθολογικοί τύποι που περιγράφτηκαν, όσο και οι νεοτεκτονικές της δομές.



Σχήμα 1.3. Γεωλογικός χάρτης της Μυγδονίας λεκάνης σε προβολικό σύστημα ΕΓΣΑ87, όπου διαφαίνονται οι κυρίαρχοι γεωλογικοί σχηματισμοί της καθώς και οι νεοτεκτονικές της δομές (από Hannemann et al. 2013).

1.2.2. Στρωματογραφία και μεταλπική εξέλιξη της περιοχής

Η στρωματογραφία της περιοχής έχει αποτελέσει σημαντικό αντικείμενο μελέτης, με πληθώρα δημοσιευμένων εργασιών (Psilovikos 1977, Psilovikos and Sotiriadis 1983, Sotiriadis et al. 1983, Koufos et al. 1995). Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας θα πραγματοποιηθεί μια συνοπτική σαφώς αναφορά στα αποτελέσματα αυτών, με στόχο να γίνει αντιληπτή η επιφανειακή δομή της λεκάνης αναφορικά με τους ιζηματογενείς της σγηματισμούς.

υλλογή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

Η Μυγδονία λεκάνη χαρακτηρίζεται από μια αξιοσημείωτη ποικιλία ιζηματογενών σχηματισμών, συνδεδεμένων με διαφορετικές φάσεις ιζηματογένεσης και με ιδιαίτερα γνωρίσματα. Για το λόγο αυτό, προτάθηκε η μελέτη της σε δύο υποσυστήματα ή ομάδες, το προμυγδονιακό και το μυγδονιακό σύστημα. Από τα δύο αυτά συστήματα, η έρευνα έχει προχωρήσει σε σημαντικότερο βαθμό στο προμυγδονιακό από ότι στο μυγδονιακό, κυρίως εξαιτίας των απολιθωματοφόρων θέσεων του πρώτου.

Το προμυγδονιακό σύστημα χαρακτηρίζεται κυρίως από κλαστικές αποθέσεις Νεογενούς ηλικίας. Περιλαμβάνει το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σερβομακεδονικής και σε γενικές γραμμές η στρωματογραφία του ξεκινάει με ένα κροκαλοπαγές βάσης ψαμμιτικές αποθέσεις και μεταβαίνει σε ιλυο-αμμούχα ιζήματα και και ερυθροστρώματα. Το πάχος των αποθέσεων αυτών είναι σημαντικά μεγαλύτερο από ότι του μυγδονιακού συστήματος.

Το μυγδονιακό σύστημα αποτελείται από πιο χαλαρές αποθέσεις κυρίως αλλουβιακών υλικών, Τεταρτογενούς ηλικίας. Οι αποθέσεις αυτές σχηματίστηκαν σε διάφορα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης, όπως ποτάμιο, ποταμολιμναίο, λιμναίο και χερσαίο περιβάλλον. Επίσης, αξιοσημείωτη είναι η παρουσία κροκαλοπαγούς επίκλυσης στη βάση του συστήματος που υποδηλώνει μια διακοπή στην ιζηματογένεση ανάμεσα στις δύο ομάδες ιζημάτων. Σημαντικές είναι και οι αποθέσεις στρωμάτων τραβερτίνη που οφείλονται στην ύπαρξη και δράση των γεωθερμικών πεδίων. Οι αποθέσεις αυτής της ομάδας δεν χαρακτηρίζονται από σημαντικό πάχος ή γεωγραφικό εύρος εξάπλωσης στη λεκάνη, αλλά περιορίζονται στο εσωτερικό της τμήμα.

Η λεκάνη της Μυγδονίας, υπακούει στο γενικό μοντέλο μιας τυπικής ιζηματογενούς λεκάνης, παρά τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της. Οριοθετείται από κανονικά ρήγματα που ταπείνωσαν το ανάγλυφο σε όλη της την έκταση και σε συνδυασμό με την βαρύτητα, ξεκίνησε η έντονη διάβρωση του χώρου που διαμορφώθηκε. Η δράση των ρηγμάτων που οδήγησε στο σχηματισμό του τεκτονικού βυθίσματος της Μυγδονίας πραγματοποιήθηκε κατά το Κ. - Α.Μειόκαινο. Η απόθεση των ιζημάτων κατά το Νεογενές είχε κυρίως χερσαίο χαρακτήρα με μετάβαση από χονδρόκοκκα σε λεπτόκοκκα υλικά, μέχρι και το σχηματισμό ερυθροστρωμάτων, ενδεικτικά στρώματα αναγωγικού περιβάλλοντος. Στο τέλος του Πλειόκαινου, το ανάγλυφο είχε εξομαλυνθεί, ενώ άρχισε να εντείνεται η δράση μιας δεύτερης ομάδας κανονικών ρηγμάτων, που εντοπίζονται στο εσωτερικό της λεκάνης.

Στο εσωτερικό της λεκάνης, λόγω της τεκτονικής που αναπτύχθηκε κυρίως στο όριο Πλειόκαινου - Κ.Πλειστόκαινου, δημιουργήθηκε μια μεγάλη λίμνη, γνωστή ως Μυγδονία λίμνη. Στη βάση της αποτέθηκε κροκαλοπαγές που αντικατοπτρίζει την έναρξη της απόθεσης των ιζημάτων της μυγδονιακής ομάδας. Οι πλειστοκαινικές αποθέσεις είναι λιμναίου περιβάλλοντος και λόγω της χαμηλής ενέργειας του περιβάλλοντος αυτού, πρόκειται για λεπτά στρώματα που πολλές φορές χαρακτηρίζονται από εναλλαγές αποθέσεων χονδρόκοκκου και λεπτόκοκκου υλικού που οφείλονται σε διαφορετική εποχή απόθεσης (βάρβες). Στο τέλος του Α.Πλειστόκαινου η Μυγδονία λίμνη αποστραγγίστηκε και στο Ολιγόκαινο οι αποθέσεις ήταν κυρίως ποτάμιες.

Συμπερασματικά, η μεταλπική εξέλιξη της περιοχής και μια χαρακτηριστική στρωματογραφική στήλη φαίνονται στο σχήμα 1.4. Απεικονίζονται χαρακτηριστικά τα ρήγματα παράταξης Α-Δ που οδήγησαν στον κατακερματισμό του υποβάθρου (μωβ χρώμα) και στο σχηματισμό της λεκάνης κατά το Μειόκαινο, καθώς και τον επιμέρους διαμελισμό της κατά το Πλειστόκαινο και τις αποθέσεις των ιζημάτων του

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

υλλογή

προμυγδονιακού (κόκκινο χρώμα) και μυγδονιακού συστήματος (κίτρινο χρώμα), στις αντίστοιχες φάσεις. Τα δύο συστήματα αυτά διαφέρουν στον τύπο των ιζημάτων, στο βαθμό διαγένεσης, τις μηχανικές ιδιότητες, στο συνολικό πάχος και στο πάχος των στρωμάτων, ενώ διαχωρίζονται από ένα κροκαλοπαγές επίκλυσης. Η ιζηματογένεση του μυγδονιακού συστήματος συνεχίζεται μέχρι σήμερα, ενώ κατά θέσεις εντοπίζεται ένα μικρού πάχους κροκαλοπαγές επίκλυσης που υποδηλώνει την αποστράγγιση της Μυγδονίας λίμνης και τη μετάβαση σε ποτάμια ιζηματογένεση. Οι σημερινές λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη αποτελούν επιμέρους τμήματα της τελευταίας, ενώ στο μεταξύ τους διάκενο εντοπίζεται το μέγιστο πάχος των ιζημάτων της λεκάνης. Τέλος, η ακρίβεια στις χρονολογήσεις των στρωμάτων έγκειται στον μεγάλο αριθμό απολιθωματοφόρων θέσεων κατά μήκος της λεκάνης, κυρίως θηλαστικών και μικροθηλαστικών.



Σχήμα 1.4. Αναπαράσταση της γεωλογικής εξέλιξης της περιοχής από τη δράση κανονικών ρηγμάτων (αριστερά) και συνοπτική στρωματογραφική διάρθρωση (δεξιά). Σημειώνονται με γρίζα βέλη οι κύριοι εφελκυστικοί άξονες και με μαύρα βέλη η φορά της κίνησης κάθε τεμάχους (τροποποιημένο από Sotiriadis et al. 1983).

1.3 Ενεργός τεκτονική

Οι αναφορές στην τεκτονική της περιοχής που έχουν πραγματοποιηθεί μέχρι στιγμής, αναφέρονται κυρίως σε δομές της αλπικής ορογένεσης, όπως είναι το ανατολικό εκτατικό όριο και το δυτικό συμπιεστικό όριο της λεκάνης. Στο σημείο αυτό θα γίνει μία πιο ευρεία παρουσίαση του σύγχρονου πεδίου των τάσεων, καθώς και στις νεώτερες δομές που προέκυψαν από αυτό στη μεγαλύτερη έκταση της λεκάνης. Η διαφορά αυτή στο εύρος και κυρίως στις ρηξιγενείς δομές, οφείλεται στο γεγονός ότι η

περιοχή κατά την κύρια φάση της ορογένεσης βρισκόταν σε πλαστικές και όχι θραυσιγενείς συνθήκες. Το γνώρισμα αυτό αποτελεί και την αιτία που οι σύγχρονες εκτατικές δομές κυριαρχούν έναντι των παλαιώτερων συμπιεστικών.

Η σύγχρονη τεκτονική της Μυγδονίας λεκάνης, αποτελεί αναπόσπαστο κομμάτι του γενικού καθεστώτος έκτασης B - N του ελληνικού χώρου. Ωστόσο, ειδικά για την συγκεκριμένη περιοχή, νέες έρευνες δείχνουν πως εκτός από την κύρια έκταση B - N, ασκείται στην περιοχή έντονη επιρροή από τη δράση του ρήγματος της Ανατόλιας (Gkarlaouni et al. 2015). Στο σχήμα 1.5 φαίνονται οι κυρίαρχες ρηξιγενείς δομές που αναπτύσσονται σε διεύθυνση A - Δ, παράλληλα στην κύρια ανάπτυξη της λεκάνης που οριοθετούν. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το σχήμα της λεκάνης προσομοιάζει ένα ελλειψοειδές και με μια πιο λεπτομερή προσέγγιση παρουσιάζει μια σιγμοειδή κάμψη. Όπως φαίνεται και στο σχήμα το αριστερόστροφο ρήγμα της Ανατόλιας επηρεάζει τους κύριους άξονες έκτασης συνεισφέροντας στη διαμόρφωση αυτού του σχήματος «S» που παρουσιάζει η λεκάνη.



Σχήμα 1.5. a) Συνοπτική απεικόνιση ρηξιγενών δομών εφελκυσμού κατά μήκος της Μυγδονίας λεκάνης και της Β. Χαλκιδικής. b) Επίδραση του ρήγματος της Ανατόλιας στη διεύθυνση άσκησης των εκτατικών τάσεων (από *Gkarlaouni et al. 2015*).

Όσον αφορά τα ενεργά ρήγματα της περιοχής, το ευρύτερο σύστημα ρηγμάτων της λεκάνης μπορεί να διαχωριστεί σε ένα νότιο και σε ένα βόρειο. Το νότιο τμήμα (συνεχόμενη γραμμή στο σχήμα 1.5) χαρακτηρίζεται από πιο έντονη επιφανειακή εκδήλωση και εντοπίζεται γεωγραφικά από την Θεσσαλονίκη μέχρι την Γερακαρού. Το βόρειο τμήμα (διακεκομμένη γραμμή στο σχήμα 1.5) δεν χαρακτηρίζεται από έντονη επιφανειακή εκδήλωση, ωστόσο τόσο η μελέτη των επικέντρων των σεισμών, όσο και

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

υλλογή

νεοτεκτονικές έρευνες έχουν πιστοποιήσει την παρουσία τους. Επίσης, διακρίνονται δύο αντίστοιχες ομάδες ρηγμάτων στο δυτικό όριο της λεκάνης με παράταξη $B\Delta - NA$ που φαίνονται στον χάρτη με σχεδόν ευθείες γραμμές, δηλαδή έχουν πολύ μεγάλες γωνίες κλίσης.

Οı Pavlides and Chatzipetros (1998) πραγματοποιώντας ποσοτική μορφοτεκτονική μελέτη σε τεκτονικά πρανή της περιοχής διέκριναν τρεις κατηγορίες τεκτονικών πρανών. Από τους προηγούμενους ερευνητές, όσο και από υπόλοιπες μελέτες (Papazachos et al. 2001, Tranos et al. 2003, Vamvakaris et al. 2006), έχει εξαχθεί το συμπέρασμα ότι και οι τρεις ομάδες είναι ενεργές, με την τελευταία να αποτελεί την πιο ενεργή από όλες. Οι ομάδες αυτές γαρακτηρίζονται από:

α) Απότομα πρανή που αναπτύσσονται κατά μήκος των ενεργών ρηγμάτων και επηρεάζουν το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο. Αποτελούν τα παλαιώτερης ηλικίας πρανή με σημαντικές μετατοπίσεις εκατέρωθεν τους και που οδήγησαν στον σχηματισμό της λεκάνης, ενώ η διαφορά στις μηχανικές ιδιότητες των ιζημάτων και του υποβάθρου αποτελεί την αιτία για τις απότομες κλίσεις τους.

β) Μικρότερης γωνίας κλίσης πρανή στα Νεογενή ιζήματα. Αποτελούν προιόντα της δεύτερης φάσης τεκτονισμού που πραγματοποιήθηκε κατά το Πλειόκαινο -Πλειστόκαινο και διαμόρφωσε τον χώρο της Μυγδονίας λίμνης και των αποθέσεων της μυγδονιακής ομάδας.

γ) Απότομα πρανή στις Νεογενείς - Τεταρτογενείς αποθέσεις με μικρότερες μετατοπίσεις που ωστόσο οφείλονται στο σύγχρονο πεδίο των τάσεων και διαμορφώθηκαν από πρόσφατα σεισμικά επεισόδια.

Εκτός από κανονικά ρήγματα που παρουσιάζουν παρατάξεις Α - Δ, υπάρχουν και αρκετά ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης που έχουν παράταξεις ΒΔ - ΝΑ και ΔΒΔ -ΑΝΑ. Τα ρήγματα αυτά όπως αναφέρθηκαν βρίσκονται στα δυτικά της λεκάνης και υποδεικνύουν την επίδραση που ασκεί το ρήγμα της ανατόλιας στο πεδίο των τάσεων. Στο σχήμα 1.6 φαίνεται ένας απλουστευμένος χάρτης των κυρίαρχων ρηξιγενών δομών στις λεκάνες της Μυγδονίας και του Ανθεμούντα, που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους και παρουσιάζουν στενά συνδεδεμένα πεδία των τάσεων. Επίσης παρουσιάζονται και οι κινηματικοί άξονες εφελκυσμού για τις τρεις κυρίαρχες ομάδες ρηγμάτων που μελετήθηκαν από τους (Papazachos et al. 2001, Tranos et al. 2003, Paradisopoulou et al. 2006). Συνεπώς, διακρίνουμε:

α) Μία ζώνη με διαρρήξεις διευθύνσεων ΒΔ – ΝΑ. Η ζώνη αυτή εντοπίζεται δυτικά τις λίμνης Λαγκαδά και κυριαρχεί εφελκυσμός ΒΑ – ΝΔ προσανατολισμού. Χαρακτηριστικό το ρήγμα του Αγίου Βασιλείου (L-AV.F) στο νότιο όριο της λεκάνης και της Ασσήρου - Αναλήψεως (As-An.F) και του συστήματος Νικόπολης - Ξυλόπολης (N-X.F), στο βόρειο όριο.

β) Μία ζώνη με διαρρήξεις Α - Δ και ABA - ΔΝΔ. Η ζώνη αυτή εκτείνεται από τα ανατολικά της Θεσσαλονίκης μέχρι την περιοχή των ρηγμάτων Στίβου - Γερακαρού (TGFZ) και η κυρίαρχη δράση της οριοθετείται στην περιοχή ανάμεσα στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη. Τα γνωστά ρήγματα Πυλαίας - Πανοράματος (P-P.F), Περιστεράς (PR.F), Ασβεστοχωρίου - Χορτιάτη (A-Ch.F), Πεύκων - Ασβεστοχωρίου (P-A.F) και Στίβου - Γερακαρού (S-G.F), ανήκουν στη ζώνη αυτή με προσανατολισμό του άξονα ανάπτυξης του εφελκυσμού B - N έως BBA - NNΔ κοντά στην Θεσσαλονίκη και BBΔ -ΝΝΑ κοντά στην Γερακαρού.

γ) Μία ζώνη με παρόμοιες διαρρήξεις κοντά στη λίμνη Βόλβη με εφελκυσμό Β -Ν, όπως και στο ΝΑ τμήμα της λεκάνης με BBA - ΝΝΔ εφελκυσμό. Στη ζώνη αυτή εντοπίζεται το επίκεντρο του σεισμού της Αρναίας (Mw = 5.8) στις 4/5/1995.





υλλογή

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Σχήμα 1.6. Συνοπτικός νεοτεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Θεσσαλονίκης - λεκάνης Ανθεμούντα και Μυγδονίας λεκάνης (από Tranos et al. 2003). Με γκρι βέλη παρουσιάζονται οι κύριοι εφελκυστικοί άξονες και οι ταχύτητες εφελκυσμού, όπως υπολογίστηκαν από τους Papazachos et al. 2001. Ο γενικός χάρτης αντικατοπτρίζει την ελληνική ζώνη Wadati, το ρήγμα της ανατόλιας (NAT) και το ρήγμα της Κεφαλονιάς (CTF), καθώς και με μαύρο πλαίσιο την περιοχή που απεικονίζεται. Το σχήμα προέρχεται από έρευνα των Paradisopoulou et al. (2006) και οι κυρίαρχες ρηξιγενείς δομές περιγράφονται στο κείμενο.

Στη δεύτερη ζώνη ρηγμάτων και συγκεκριμένα στην περιοχή ανάμεσα στις δύο λίμνες βρίσκεται και το επίκεντρο του σεισμού της Θεσσαλονικής (Mw = 6.5) της 20/6/1978. Ο σεισμός αυτός αποτελεί τον πιο χαρακτηριστικό στην ιστορία της πόλης τόσο λόγω υλικών καταστροφών, όσο και των θανάτων που προκάλεσε. Αποτέλεσε την αφετηρία για την έναρξη της λειτουργίας του σεισμολογικού σταθμού της Θεσσαλονίκης, καθώς και την ίδρυση του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.). Επίσης, τροφοδότησε την χρηματοδότηση γεωφυσικών, σεισμικών, γεωλογικών και άλλων ερευνών στην περιοχή τόσο από το ελληνικό κράτος, όσο και από διεθνείς οργανισμούς. Ανάμεσα από αυτό το πλαίσιο ερευνών επιλέχθηκαν και παρουσιάζονται στη συνέχεια ορισμένες αντιπροσωπευτικές που αφορούν την γεωφυσική δομή της λεκάνης, με σκοπό την κατανόηση των πλαισίων της εργασίας και της παράθεσης προηγούμενων αποτελεσμάτων προς σύγκριση.

1.4 Προηγούμενα αποτελέσματα μελέτης της γεωφυσικής δομής

1.4.1. Αποτελέσματα ερευνητικού προγράμματος EUROSEISTEST

Το ερευνητικό πρόγραμμα EUROSEISTEST λειτουργεί από το 1993 και επικεντρώνεται στην περιοχή του επικέντρου του μεγάλου σεισμού της Θεσσαλονίκης στις 20/6/1978. Συνεχίζει να λειτουργεί μέχρι και σήμερα, χρηματοδοτούμενο από δράσεις της Ευρωπαικής Ένωσης (EuroseisTest 1993-1995, Euroseismod 1996-1999,

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

Euroseisrisk 2002-2005) αποτελώντας ένα από τα μεγαλύτερα ερευνητικά προγράμματα παρακολούθησης σεισμικά ενεργών περιοχών στον κόσμο. Στο πλαίσιο του έχουν δημοσιευτεί αρκετές γεωφυσικές και γεωτεχνικές έρευνες εκ των οποίων θα παρουσιαστούν αυτές που αφορούν την δισδιάστατη (2D) και την τρισδιάστατη (3D) γεωφυσική δομή της λεκάνης.

Οι Raptakis et al. 2000, σύνθεσαν πληροφορίες από τις ενεργητικές μεθόδους σεισμικής διασκόπησης, όπως σεισμική διάθλαση, πολυκάναλλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων, καθώς και γεωτεχνικά δεδομένα και πυρήνες γεωτρήσεων και παρουσίασαν το σεισμικό 2D προφίλ του σχήματος 1.7. Το προφίλ εκτείνεται από το χωριό Στοίβος έως το χωριό Προφήτη και περιλαμβάνει τον χώρο ανάμεσα στις δύο λίμνες όπου, όπως φαίνεται και από την τομή το πάχος των ιζημάτων φτάνει μέχρι και τα περίπου 200 μέτρα. Στην ίδια τομή διακρίνονται οκτώ ενότητες ταχυτήτων εγκαρσίων κυμάτων Vs που κυμαίνονται από 130 - 150 m/s έως πάνω από 1250 m/s.



Σχήμα 1.7. Σεισμική τομή της Μυγδονίας λεκάνης όπου διακρίνονται οκτώ σεισμικά στρώματα. Η τομή αντιστοιχεί στην πράσινη γραμμή του σχήματος 1.3 (τροποποιημένο από *Raptakis et al. 2000*).

ΣΤΡΩΜ Α	Α	В	С	D	Ε	F	G*	G
Vs (m/s)	120	200	300	450	650	800	1250	>1250
	Μυγδονιακό σύστημα			Προμυγδονιακό σύστημα		Υπόβαθρο		

Πίνακας Ι. Τυπικές ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων Vs της Μυγδονίας λεκάνης από τους Raptakis et al. (2000) και συσχέτιση με τη στρωματογραφική διάρθρωση της λεκάνης.

μήμα Γεωλογίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

υλλογή

Στον Πίνακα Ι φαίνεται η αντιστοιχία των στρωμάτων με το προμυγδονιακό και το μυγδονιακό σύστημα ιζημάτων καθώς και με το υπόβαθρο. Τα στρώματα Α - D αντιστοιχούν στο μυγδονιακό σύστημα, με ταχύτητες 120 - 450 m/s και τα στρώματα Ε - F στο προμυγδονιακό σύστημα με ταχύτητες 650 - 800 m/s. Τα στρώματα G και G* αποτελούν το κρυσταλλοσγιστώδες υπόβαθρο με ταγύτητες >1250 m/s, ενώ το στρώμα G* αποτελεί ένα λεπτό μανδύα αποσάθρωσης, ενδεικτικό της ισχυρής διάβρωσης κατά το σχηματισμό της λεκάνης.

Αξιοσημείωτη είναι και η εργασία των Manakou et al. 2010, όπου συνδύασαν δεδομένα απο καταγραφές μικροθορύβου, που πραγματώνεται η παρούσα εργασία, γεωτρήσεις και ενεργητικές σεισμικές διασκοπήσεις με σκοπό την κατασκευή ενός τρισδιάστατου (3D) προφίλ της ίδιας περιοχής. Τα αποτελέσματα της εργασίας παρατίθενται στο σχήμα 1.8, όπου διακρίνονται τέσσερις χάρτες που αναφέρονται στα πάχη των σεισμικών στρωμάτων Α και Β (χάρτης a), C και D (χάρτης b) του μυγδονιακού συστήματος, στο πάχος των στωμάτων Ε και F (χάρτης c) του προμυγδονιακού συστήματος και στο απόλυτο βάθος του κρυσταλλοσχιστώδους του υποβάθρου (χάρτης d). Επίσης, σημειώνονται με μαύρα πολύγωνα τα γειτονικά χωριά και με μαύρες διακεκομμένες γραμμές τα ενεργά ρήγματα που έχουν περιγραφτεί. Όπως προκύπτει από το σχήμα αυτό, το μέγιστο πάχος των ιζημάτων βρίσκεται ανατολικά της λίμνης Λαγκαδά, πάνω από 400 μέτρα. Το προμυγδονιακό σύστημα έχει ένα μέσο πάχος της τάξης των 250 μέτρων και το μυγδονιακό της τάξης των 150 μέτρων, παρατηρήσεις που επαληθεύουν το μοντέλο εξέλιξης που παρουσιάστηκε.



Σχήμα 1.8. Τρισδιάστατη σεισμική δομή του κεντρικού τμήματος της Μυγδονίας λεκάνης. Οι αναφορές στα επιμέρους σχήματα και οι παρατηρήσεις σε αυτά γίνονται στο κείμενο (από Manakou et al. 2010).

1.4.2. Αποτελέσματα από ηλεκτρικές και σεισμικές διασκοπήσεις

υλλογή

'nκη

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

μήμα Γεωλογίας

Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα παλαιώτερων μελετών της γεωφυσικής δομής της Μυγδονίας λεκάνης που σχετίζονται με τη χρήση ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Τα σεισμικά δεδομένα, που προέρχονται από την τομογραφική αντιστροφή κυμάτων Rayleigh, αποτέλεσαν τη βάση της παρούσας εργασίας η οποία χρησιμοποίησε ακριβώς τα ίδια δεδομένα καταγραφών για τα επιφανειακά κύματα Love.

Στο σχήμα 1.9 παρουσιάζεται μία τομή (Hannemann et al. 2013) του βόρειου τμήματος της Μυγδονίας λεκάνης με συνδυαστική απεικόνιση αποτελεσμάτων μαγνητοτελλουρικών και τρισδιάστατων σεισμικών διασκοπήσεων. Όπως φαίνεται, τα δεδομένα συνάδουν με το τεκτονικό και στρωματογραφικό μοντέλο που παρουσιάστηκε. Μολονότι τα μαγνητελλουρικά δεδομένα φτάνουν σε ένα βάθος της τάξης των 100 μέτρων, τα αποτελέσματα είναι παρόμοια όσον αφορά τα πάχη των στρωμάτων και τη θέση των ρηγμάτων στον κοινό χώρο μελέτης.

Το βάθος του υποβάθρου, καθώς και η γεωμετρία των ιζημάτων παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες, ενώ η θέση του ρήγματος F1 που εντοπίζουν τα σεισμικά δεδομένα, αντικατοπτρίζεται και από την πλευρική ασυνέχεια της ηλεκτρικής αντίστασης στη θέση αυτή. Επίσης, υπάρχει μεγάλη ταύτιση στην γεωμετρία της επαφής του υποβάθρου με τα ιζήματα, η οποία ως ασύμφωνη είναι ανώμαλη και οι διακυμάνσεις της και στα δύο μοντέλα είναι παρόμοιες.

Τα σεισμικά δεδομένα προέκυψαν όπως αναφέρθηκε από την τομογραφική αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που προέρχονται από καταγραφές μικροθορύβου. Τόσο η θέση, όσο και οι καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν για να πραγματοποιηθεί η τελευταία εργασία, αποτέλεσαν κοινά και για την παρούσα. Στη συνέχεια παρουσιάζονται πληροφορίες για τη θέση μελέτης και σε επόμενα κεφάλαια για τα αντικείμενα και τον τρόπο επεξεργασίας των δεδομένων που πραγματεύονται οι δύο εργασίες, καθώς και τα αποτελέσματά τους.



Σχήμα 1.9. Συνδυαστική τομή σεισμικών και μαγνητοτελλουρικών διασκοπήσεων, καθώς και δεδομένων από τα αποτελέσματα του ερευνητικού προγράμματος Euroseistest (τροποποιημένο από Hannemann et al. 2013).



1.5 Περιοχή μελέτης με τη χρήση δεδομένων μικροθορύβου

1.5.1. Θέση και χαρακτηριστικά της περιοχής έρευνας

Η περιοχή έρευνας της προκειμένης εργασίας, βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της λεκάνης και συγκεκριμένα στον βόρειο χώρο ανάμεσα στις λίμνες Λαγκαδά και Βόλβη. Η θέση μελέτης παρουσιάζεται στο σχήμα 1.10 με κόκκινο πλαίσιο. Όπως φαίνεται και από τον γεωλογικό χάρτη, η περιοχή εντοπίζεται στους πρόποδες του Βερτίκου και γεωλογικά χαρακτηρίζεται από τρεις ενότητες. Η πρώτη ενότητα αποτελεί το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο παλαιοζωικής ηλικίας (καφέ χρώμα), η δεύτερη τα πλειστοκαινικά ιζήματα της προμυγδονιακής ομάδας (πορτοκαλί χρώμα) και η τρίτη οι τεταρτογενείς - ολοκαινικές αποθέσεις που παρουσιάζονται με τόνους του κίτρινου. Ακόμα, εντοπίζονται δύο νεοτεκτονικά ρήγματα που παρουσιάζονται με διακεκκομένες μαύρες γραμμές.



Σχήμα 1.10. Λεπτομέρεια του γεωλογικού χάρτη του σχήματος 3, όπου φαίνεται με κόκκινο χρώμα η περιοχή μελέτης, με πράσινο η τομή του προγράμματος Euroseistest και με μπλε και ροζ χρώμα ο εξωτερικός και ο εσωτερικός κύκλος καταγραφέων που εγκαταστήθηκαν.

Ο χώρος μελέτης μπορεί να χωριστεί σε τρία επιμέρους τμήματα, λόγω των επαφών των γεωλογικών σχηματισμών. Για την ακρίβεια διακρίνονται δύο αξιοσημείωτες επαφές πάνω στις οποίες μπορούμε να χωρίσουμε την περιοχή σε βόρειο, κεντρικό και νότιο τμήμα, όσον αφορά την ερμηνεία των δεδομένων που θα προκύψουν. Η πρώτη επαφή που διαχωρίζει το βόρειο από το κεντρικό τμήμα, αποτελεί την ετερολιθική ασυμφωνία ανάμεσα στο υπόβαθρο και τα πλειστοκαινικά ιζήματα του προμυγδονιακού συστήματος. Η επαφή αυτή κλίνει προς τα ΝΝΑ με τα προμυγδονιακά ιζήματα. Η δεύτερη επαφή, αποτελεί μια δεύτερη ασυμφωνία ανάμεσα στα προμυγδονιακά και Τεταρτογενή ιζήματα η οποία κλίνει και αυτή προς τα ΝΝΑ, όπως

ΚΕΦΑΛΑΙΟ Ι

υλλογή

φαίνεται από τη μορφή σχήματος V του ορίου των σχηματισμών στον χάρτη. Τέλος, τα ρήγματα έχουν μεγάλη γωνία κλίσης και χαρτογραφούνται ως ευθείες γραμμές.

Συμπερασματικά, μπορούμε να αναφέρουμε πως το βόρειο τμήμα της περιοχής αποτελείται κυρίως από το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, το κεντρικό από το προμυγδονιακό σύστημα και το νότιο από το μυγδονιακό. Στο σχήμα 1.11 παρουσιάζεται το αντίστοιχο τμήμα της περιοχής μελέτης της λεκάνης από τη σεισμική τομή του Euroseistest. Προφανώς, η κατηγοριοποίηση που πραγματοποιήθηκε γίνεται αισθητή και στην γεωφυσική τομή. Το υπόβαθρο βρίσκεται σε υψηλότερα βάθη στο βόρειο τμήμα, το κεντρικό αποτελείται σε κυρίαρχο βαθμό από τα πλειστοκαινικά ιζήματα και στο νότιο τμήμα υπάρχουν οι τεταρτογενείς αποθέσεις με μικρό σχετικά πάχος.



Σχήμα 1.11. Λεπτομέρεια της γεωφυσικής τομής του προγράμματος Euroseistest και όρια της περιοχής μελέτης.

1.5.2. Διαδικασία συλλογής δεδομένων εδαφικού θορύβου

Στην περιοχή που περιγράφτηκε, εγκαταστάθηκε ένα προσωρινό δίκτυο σεισμογράφων, η γεωμετρία του οποίου φαίνεται στο σχήμα 1.12. Συνολικά εγκαταστάθηκαν 27 σεισμογράφοι σε δύο κύκλους, έναν εξωτερικό σταθερό και έναν εσωτερικό κινούμενο. Η διάρκεια λειτουργίας του δικτύου ανήλθε στις δύο βδομάδες, κατά τη διάρκεια των οποίων οι σεισμογράφοι του εσωτερικού κύκλου μετακινούνταν σε νέες θέσεις, ενώ συνολικά πραγματοποιήθηκαν επτά μετατοπίσεις. Ο εξωτερικός κύκλος είχε διάμετρο περίπου 1.8 km και ο εσωτερικός περίπου 700 m. Η διάρκεια καταγραφής του εδαφικού θορύβου στο δίκτυο ήταν της τάξεως των 8-15 ωρών για κάθε μετακίνηση του εσωτερικού κύκλου οργάνων. Κάθε μία από τις επτά αυτές μετατοπίσεις παρουσιάζεται με διαφορετικό χρώμα στο σχήμα 1.12, σε γεωγραφικές συντεταγμένες φ και λ. Τα δεδομένα που συλλέχθηκαν ανήλθαν σε πάνω από 12 Gb όγκου μνήμης, ενώ η μέγιστη συχνότητα του σήματος ήταν 100 Hz. Η διαδικασία επεξεργασίας τους αποτελεί αντικείμενο επόμενου κεφαλαίου.



Η παρούσα εργασία στοχεύει στην επεξεργασία των δεδομένων καταγραφών θορύβου που συλλέχθηκαν για την περιοχή μελέτης, ώστε να εξαχθεί ένα νέο μοντέλο δομής ταχυτήτων ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Love. Όπως αναφέρθηκε, παρόμοια εργασία με τα ίδια δεδομένα καταγραφών θορύβου έχει πραγματοποιηθεί από τους Hannemann et al. 2013 για τα κύματα Rayleigh. Ωστόσο, όπως παρουσιάζεται και στο επόμενο κεφάλαιο, παρά την ίδια μέθοδο επεξεργασίας, τα κύματα Love παρουσιάζουν διαφορετικό τρόπο και ταχύτητες διάδοσης από τα κύματα Rayleigh.



Σχήμα 1.12. Απεικόνιση όλων των θέσεων εγκατάστασης των οργάνων του προσωρινού δικτύου σεισμογράφων στην περιοχή μελέτης. Διακρίνονται δύο σχεδόν ομόκεντροι κύκλοι, ένας εξωτερικός που παρέμεινε σταθερός κατά τη διάρκεια του πειράματος και ένας εσωτερικός στον οποίο τα όργανα μετακινήθηκαν συνολικά επτά φορές για την βελτίωση της κάλυψης της περιοχής μελέτης.

Στο πρώτο στάδιο υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων Love για διάφορες περιόδους μέσω της επιλογής πειραματικών καμπυλών σκέδασης από κατάλληλο μετασχηματισμό διασυσχέτισης των εγκαρσίων (transverse) καταγραφών θορύβου. Έπειτα, κατασκευάστηκαν μοντέλα ταχυτήτων για τα κύματα Love για διάφορες περιόδους από την τομογραφική αντιστροφή των χρόνων διαδρομής τους,

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

χρησιμοποιώντας διάφορες παραμέτρους αντιστροφής. Από τα μοντέλα αυτά, επιλέχθηκε το πιο αντιπροσωπευτικό, έπειτα από την εφαρμογή κατάλληλων κριτηρίων ελέγχου αξιοπιστίας της τομογραφικής αντιστροφής.

Έπειτα, χρησιμοποιήθηκαν και τα δύο διαθέσιμα μοντέλα ταχυτήτων (Rayleigh των Hannemann et al., 2013 και Love της παρούσας εργασίας) για να εξαχθεί ένα μοντέλο του λόγου ταχυτήτων των κυμάτων αυτών, ως δείκτης εγκάρσιας ανισοτροπίας (transverse anisotropy) του χώρου έρευνας. Επομένως, στην παρούσα εργασία, γίνεται μια προσπάθεια στο να συμπληρωθούν οι ήδη υπάρχουσες γεωφυσικές παρατηρήσεις για τη δομή της περιοχής της Μυγδονίας και να εξαχθούν συμπεράσματα αναφορικά με την τρισδιάστατη δομή των επιφανειακών κυρίως στρωμάτων της.

Βιβλιογραφία κεφαλαίου

- Chatzipetros A. A., S. B. Pavlides (1998). A quantitative morphotectonic approach to the study of active faults; Mygdonia basin, Northern Greece, *Bull. Geol. Soc. Greece XXXII*, 155 164.
- Christofides G., A. Koroneos, A. Liati, J. Kral (2007). The A-type Kerkini granitic complex in North Greece: Geochronology and Geodynamic Implications, *Bull. Geol. Soc. Greece XXXX*, 700 - 711.
- Gkarlaouni, C., E. Papadimitriou, V. Karakostas, A. Kilias, S. Lasocki (2015). Fault population recognition through microseismicity in Mygdonia region (nothern Greece), *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata Vol. 56*, 367 - 382.
- Gurk M., A. S. Savvaidis, M. Bastani (2007). Tufa Deposits in the Mygdonian Basin (Northern Greece) studied with RMT/CSTAMT, VLF & Self-Potential, *Kolloquium Elektromagnetische Tiefenforschung, Hotel Maxicky, Decin, Czech Tepublic*, 22, 231 - 238.
- Hannemann K., Papazachos C., Ohrnberger M., Savvaidis A., Anthymidis M., and Lontsi, A.M. (2014). Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the Mygdonia basin-Euroseistest area, northern Greece, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 4979-4999.
- Kilias A., G. Falalakis, A. Sfeikos, E. Papadimitriou, A. Vamvaka, C. Gkarlaouni (2013). The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece - A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications, *Tectonophysics 595-596*, 90 - 105.
- Kilias A., G. Falalakis , D. Mountrakis (1999). Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic hinterland (Macedonia, Greece), *Int Journ Earth Sciences* 88, 513-531.
- Kilias A., G. Falalakis, A. Sfeikos, E. Papadimitriou, C. Gkarlaouni, B. Karakostas (2013). The Mesohellenic trough and the Thrace basin. Two Tertiary molassic basins in Hellenides: Do they really correlate?, *Bull. Geol. Soc. Greece XVII*, 551 562.
- Manakou, M. V., D. G. Raptakis, F. J. Chavez-Garcia, P. I. Apostolidis, K. D. Pitilakis (2010). 3D soil structure of the Mygdonian basin for site response analysis, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering 30*, 1198 - 1211.
- Mountrakis D. Geology of Greece. University Studio Press; 960-12-0139-4.

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Papazachos C. B., D. A. Vamvakaris, G. N. Vargemezis and E. V. Aidona (2001). A study of the active tectonics and deformation in the Mygdonia basin (N. Greece) using seismological and neotectonic data, *Bull. Geol. Soc. Greece* XXXIV, 303 -309.

- Paradisopoulou P. M., V. G. Karakostas, E.E. Papadimitriou, M. D. Tranos, C. B. Papazachos, G. F. Karakaisis (2006). Microearthquake study of the broader Thessaloniki area (Northern Greece), *Annals of Geophysics Vol. 49*, 1081 - 1093.
- Poli C., G. Christofides, A. Koroneos, T. Soldatos, D. Perugini, A. Langone (2009). Early Triassic granitic magmatism - Arnea and Kerkini granitic complexes - in the Vertiskos unit (Serbo-Macedonian massif, North-Eastern Greece) and its significance in the geodynamic evolution of the area, *Acta Vulcanologica Special Issue*, 47 - 70.
- Psilovikos A. (1977). Paleogeographic development of the basin and lake of Mygdonian (Lagada - Volvi area, Greece), *PhD Thesis*, Department of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.
- Sotiriadis L., A. Psilovikos, E. Vavliakis and G. Syrides (1983). Some Tertiary and Quaternary basins of Macedonia/Greece. Formation and evolution, *Clausthaler Geologische Abhandlungen*, pp 21.
- Tranos M. D., E. E. Papadimitriou and A. A. Kilias (2003). Thessaloniki-Gerakarou Fault Zone (TGFZ): the western extension of the 1978 Thessaloniki earthquake fault (Northern Greece) and seismic hazard assessment, J. Struct. Geol. 25, 2109 -2123.
- Vamvakaris D. A., C. B. Papazachos, E.E. Karagianni, E. M. Scordilis, P. M. Hatzidimitriou (2006). Small-scale spatial variation of the stress field in the backarc Aegean area: Results from the seismotectonic study of the broader area of Mygdonia basin (N. Greece), *Tectonophysics 417*, 249-267.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΚΑΤΑΓΡΑΦΩΝ ΜΙΚΡΟΘΟΡΥΒΟΥ

2.1 Σκέδαση επιφανειακών κυμάτων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Η άσκηση ενός πεδίου τάσεων σε ένα ελαστικό μέσο έχει ως συνέπεια τη γένεση και τη διάδοση σεισμικών κυμάτων, γνωστά και ως κύματα χώρου (P και S). Τα P κύματα προκαλούν την ταλάντωση των υλικών σημείων του μέσου παράλληλα στη διεύθυνση διάδοσης τους, ενώ τα S κύματα προκαλούν κάθετη ταλάντωση των υλικών σημείων (σχήμα 2.1). Επίσης, τα S κύματα αναλύονται σε δύο συνιστώσες, μία παράλληλη με το τοπικό κατακόρυφο επίπεδο ταλάντωσης (SV συνιστώσα).

Στην περίπτωση που το μέσο διάδοσης έχει ασυνέχειες στη δομή του, τότε κατά τη διάδοση των κυμάτων χώρου παράγονται και δευτερογενή κύματα. Μία πιο σημαντική ασυνέχεια που συντελεί στην γένεση των επιφανειακών κυμάτων αποτελεί το όριο ανάμεσα στη λιθόσφαιρα και την ατμόσφαιρα, δηλαδή η ελεύθερη επιφάνεια της Γης. Το όριο αυτό, οδηγεί στην παραγωγή κυμάτων με πλάτη μεγάλα κόντα στην επιφάνεια της Γής, τα οποία παρουσιάζουν έντονη ελάττωση του πλάτους τους με το βάθος, γνωστά ως επιφανειακά κύματα. Τα επιφανειακά κύματα που παράγονται και ενδιαφέρουν τη Σεισμολογία διακρίνονται σε δύο είδη, τα κύματα Rayleigh που προέρχονται από τη συμβολή P-SV κυμάτων χώρου και τα κύματα Love που προέρχονται από τη συμβολή SH κυμάτων.





Έστω ένα SV σεισμικό κύμα το οποίο προσπίπτει στην ελεύθερη επιφάνεια της Γης με γωνία μικρότερη από την ορική γωνία του P κύματος (γωνία με την οποία το P κύμα θα διαδιδόταν οριζόντια). Το παραγόμενο από την πρόσπτωση ζεύγος P και SV κυμάτων διαδίδονται κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας του ελαστικού και ισότροπου μέσου, δηλαδή κατά μήκος του άξονα x₁ στο σχήμα 2.2. Κατά τη συμβολή των δύο κυμάτων στην επιφάνεια, δημιουργούνται νέα κύματα, των οποίων το πλάτος της κίνησης μειώνεται σημαντικά με το βάθος. Τα κύματα αυτά ονομάζονται Rayleigh και λόγω της διαφοράς φάσης που παρουσιάζουν τα συμβαλλόμενα P και SV κύματα, είναι ελλειπτικά πολλωμένα κύματα, δηλαδή τα υλικά σημεία που ταλαντώνονται πραγματοποιούν ελλειπτικές κινήσεις κατά μήκος του επιπέδου x₁x₃.



Σχήμα 2.2. Ζεύγος P-SV κυμάτων χώρου που διαδίδονται ταυτόχρονα στην ασυνέχεια ένος μέσου και με τη συμβολή τους παράγουν επιφανειακά κύματα Rayleigh (τροποποιημένο από Lay and Wallace 1995).

Τα SH κύματα, σε αντίθεση με τα P και SV, ανακλώνται στην ελεύθερη επιφάνεια του μέσου, χωρίς την παραγωγή άλλων κυμάτων (P ή SV). Για την γένεση επιφανειακών κυμάτων από τα SH κύματα είναι απαραίτητη η ύπαρξη ενός μέσου με μεταβαλλόμενες φυσικές ιδιότητες, οι οποίες να επιτρέπουν την επιστροφή ενέργειας προς την επιφάνεια. Έστω λοιπόν ένα ελαστικό και ισότροπο ομογενές μέσο πάχους H το οποίο υπέρκειται ενός ημιχώρου και στο οποίο διαδίδονται SH πολωμένα κύματα. Τα SH κύματα αφού ανακλαστούν στην ελεύθερη επιφάνεια, μπορούν να παγιδευτούν μέσα στο στρώμα με την πρόσπτωση τους στη διαχωριστική επιφάνεια των δύο μέσων υπό την ορική γωνία (σχήμα 2.3). Τα SH κύματα που παγιδεύονται στο στρώμα συμβάλλουν και δίνουν γένεση σε επιφανειακά κύματα γραμμικώς πολωμένα που θέτουν τα υλικά σημεία του μέσου σε οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση και το επίπεδο x_1x_3 διάδοσης των κυμάτων. Τα κύματα αυτά ονομάζονται κύματα Love.



Σχήμα 2.3. Διάδοση SH κυμάτων μέσα σε ομογενές στρώμα πάχους Η που υπέρκειται ενός ημιχώρου. Με την πρόσπτωση τους στη διαχωριστική επιφάνεια των δύο μέσων υπό μία ορική γωνία παγιδεύονται στο στρώμα και με τη συμβολή τους παράγονται επιφανειακά κύματα Love (τροποποιημένο από Lay and Wallace 1995).

Μια σημαντική ιδιότητα των επιφανειακών κυμάτων είναι η σκέδαση. Ως σκέδαση ονομάζεται η ιδιότητα των επιφανειακών κυμάτων κατά την οποία η ταχύτητα

ΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

διάδοσης τους εξαρτάται από την περίοδο τους, Τ ή από τη συχνότητα, f, ή τον κυματικό αριθμό, κ. Τα κύματα Love σκεδάζονται πάντα κατά τη διάδοση τους, ενώ τα κύματα Rayleigh μόνο όταν διαδίδονται σε μη ομογενές μέσο, δηλαδή δε σκεδάζονται όταν διαδίδονται σε ημιχώρο.. Η σκέδαση διακρίνεται σε κανονική όταν η ταχύτητα αυξάνεται με την αύξηση της περιόδου και σε ανάστροφη όταν ισχύει το αντίθετο.



Σχήμα 2.4. Κανονική σκέδαση επιφανειακού κύματος, όπου απεικονίζεται με συνεχή γραμμή η ταχύτητα ομάδας και με έντονη γραμμή η ταχύτητα φάσης (από Παπαζάχος και Παπαζάχος 2013).

Η ταχύτητα, c, με την οποία διαδίδεται ένα κύμα ονομάζεται **ταχύτητα φάσης** και λόγω σκέδασης εξαρτάται από την περίοδο ή τη συχνότητα ή τον κυματικό αριθμό. Κατά τη διάδοση των κυμάτων μέσα από ένα μέσο, η συμβολή δημιουργεί ένα διαμορφωμένο κύμα το οποίο διαδίδεται με μια ταχύτητα, U, η οποία ονομάζεται **ταχύτητα ομάδας**. Στο σχήμα 2.4 φαίνονται κύματα που απεικονίζονται με έντονη συνεχή γραμμή και διαδίδονται με μια ταχύτητα φάσης c που ορίζεται από τη διακεκομμένη γραμμή που ενώνει τα μέγιστα πλάτη των κυμάτων. Τα κύματα αυτά συμβάλλουν λόγω κοντινών περιόδων ταλάντωσης και σχηματίζουν μια ομάδα κυμάτων που διαδίδεται με ταχύτητα φάσης U, η οποία απεικονίζεται με διακεκομμένη γραμμή και αντιστοιχεί στην ταχύτητα της περιβάλλουσας, δηλαδή του μεγίστου της σεισμικής ενέργειας των συμβαλλλόμενων κυμάτων. Αν η γωνιακή συχνότητα των αρμονικών κυμάτων είναι ω και κ κυματάριθμος, η ταχύτητα φάσης, c, δίνεται από τη σχέση:

$$c = \frac{\omega}{\kappa}$$
(2.1)

ενώ η ταχύτητα ομάδας, U, ως η ταχύτητα της περιβάλλουσας, δίνεται από την πρώτη παράγωγο της ταχύτητας φάσης ως προς τον κυματάριθμο, δηλαδή δίνεται από τη σχέση:



Προφανώς, λόγω της εξάρτησης και των δύο ταχυτήτων από την γωνιακή συχνότητα, θα εξαρτώνται αντιστρόφως ανάλογα της γωνιακής περιόδου και ανάλογα του μήκους κύματος, εφόσον αυτά τα μεγέθη είναι χωρικά και χρονικά εξαρτώμενα μεταξύ τους.

Τα επιφανειακά κύματα, ως στάσιμα κύματα, διαθέτουν θεμελιώδεις και αρμονικούς όρους διάδοσης. Η ταλάντωση των όρων αυτών με το βάθος μέσα στη Γη φαίνεται στο σχήμα 2.5, όπου παρουσιάζεται η αντιστοιχία τους με την ταλάντωση χορδών. Οι ανώτεροι αρμονικοί διαθέτουν σημεία μέσα στη Γη όπου το πλάτος της ταλάντωσης τους μηδενίζεται. Ωστόσο, παρατηρείται το φαινόμενο ότι το πλάτος των ανώτερων αρμονικών είναι σημαντικό σε μεγάλα βάθη, και κατά συνέπεια δυνητικά παρέχουν πληροφορίες για τη δομή του φλοιού σε μεγαλύτερα βάθη. Επειδή ο προσδιορισμός τους είναι δύσκολος στις σεισμικές καταγραφές, συνήθως χρησιμοποιείται ο θεμελιώδης αρμονικός για τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης, ακόμα και αν η ακρίβεια του περιορίζεται κυρίως σε επιφανειακές δομές.



Σχήμα 2.5. Σχηματική αναπαράσταση της ταλάντωσης του θεμελιώδη και των ανώτερων αρμονικών όρων των στάσιμων κυμάτων που δημιουργούνται κατά την ταλάντωση μιας χορδής, με την οποία παρομοιάζονται τα επιφανειακά σεισμικά κύματα (από Παπαζάχος και Παπαζάχος 2013).

Γενικά έχει παρατηρηθεί πως και τα κύματα χαμηλών περιόδων επηρεάζονται επίσης από τα επιφανειακά στρώματα της Γης και τα κύματα μεγαλύτερων από βαθύτερα στρώματα. Στο σχήμα 2.6 φαίνεται ένα παρόμοιο παράδειγμα, όπου κύματα Rayleigh με διαφορετικά μήκη κύματος και ταχύτητες ομάδας ταξιδεύουν σε στρώματα διαφορετικών ταχυτήτων πάνω από ημιχώρο. Το κύμα που ταξιδεύει με ταχύτητα c₁ και έχει μήκος κύματος λ₁ διατρέχει όλα τα στρώματα και δίνει πληροφορίες για τις ταχύτητες και των τεσσάρων στρωμάτων, όπως φαίνεται στο διάγραμμα ταχύτητας-

nkn

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

βάθους στα δεξιά του σχήματος. Αντίθετα, κύματα με μικρότερα μήκη κύματος και ταχύτητες ομάδας διαπερνούν μόνο ορισμένα στρώματα και μάλιστα τόσο λιγότερα, όσο ελαττώνεται το μήκος κύματος τους λόγω σκέδασης.

Όπως σημειώνεται και στο προηγούμενο παράδειγμα, η ταχύτητα τόσο των εγκαρσίων όσο και των επιμήκων κυμάτων αυξάνεται με το βάθος μέσα στη Γη. Αυτό το γεγονός ωστόσο δεν αποτελεί γενικό κανόνα. Υπάρχουν περιπτώσεις όπου στρώματα χαμηλότερης ταχύτητας παρεμβάλλονται μεταξύ στρωμάτων υψηλής ταχύτητας ή στρώματα έχουν πολύ μικρό πάχος και αυτό έχει ως συνέπεια να μην εντοπίζονται από τις κλασσικές μεθόδους σεισμικής διασκόπησης. Τα επιφανειακά κύματα λόγω της σκέδασης τους και λόγω του ότι η ταχύτητα ομάδας τους επηρεάζεται από το σύνολο των ταχυτήτων που αυτά διαπερνούν, μπορούν να δώσουν πληροφορίες και για αυτά τα στρώματα, δίνοντας το πλεονέκτημα στη χρήση τους να ανιχνεύουν στρώματα χαμηλής ταχύτητας ή μικρού πάχους.



Σχήμα 2.6. Επιφανειακά κύματα Rayleigh με διαφορετικές ταχύτητες c και μήκη κύματος λ, διαπερνούν ένα πακέτο στρωμάτων διαφορετικών ταχυτήτων που βρίσκεται πάνω από ημιχώρο. Όσο μεγαλύτερο είναι το μήκος κύματος λ, τόσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα ομάδας ή φάσης c των κυμάτων και δίνει πληροφορίες για περισσότερα στρώματα σε μεγαλύτερα βάθη μέσα στη Γη (από Παπαζάχος και Παπαζάχος 2013).

2.2 Εδαφικός θόρυβος

2.2.1 Η φύση του εδαφικού θορύβου

Με τον όρο εδαφικό θόρυβο (ambient noise) περιγράφεται συνήθως το σύνολο των εδαφικών κινήσεων απειροστού πλάτους ταλάντωσης που καταγράφονται σε μία περίοδο σεισμικής ηρεμίας από τα όργανα καταγραφής. Εφόσον οι εδαφικές κινήσεις αυτές έχουν πολύ μικρό πλάτος (της τάξεως των 10⁻² με 10⁻⁴ mm), δεν γίνονται αισθητές από τον άνθρωπο και δεν αποτελούν κίνδυνο για τις τεχνικές κατασκευές. Ωστόσο τα τελευταία χρόνια χρησιμοποιούνται εκτεταμένα για την γεωφυσική διασκόπηση των επιφανειακών στρωμάτων του γήινου φλοιού, καθώς και για την μελέτη της απόκρισης των στρωμάτων αυτών.

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

nкŋ

Στην πραγματικότητα, ο εδαφικός θόρυβος εμπεριέχει επιφανειακά κύματα Rayleigh και Love, τα οποία δεν έχουν σαφώς προσδιορισμένη πηγή γένεσης. Η συνηθισμένη προσέγγιση είναι ότι έχουν τυχαία κατανομή στον χώρο και τον χρόνο, καθώς οι πηγές τους είναι τόσο ανθρωπογενείς, όσο και φυσικές. Οι φυσικές πηγές ενδέχεται να παρουσιάζουν μία περιοδικότητα, ανάλογα με τις ιδιότητες και την φύση της πηγής. Εξαιτίας της φύσης του, δηλαδή της παραγωγής του από φυσικές και ανθρωπογενείς πηγές, υπάρχει μία έξαρση στις εφαρμογές του στην γεωφυσική έρευνα, καθώς αποτελεί πηγή πληροφοριών μηδενικού κόστους, σε αντίθεση με τις συμβατικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης, η εφαρμογή των οποίων απαιτεί ένα επιπρόσθετο κόστος για την παραγωγή σήματος. Οι πρώτες έχουν επικρατήσει να αναφέρονται με τον όρο παθητικές μέθοδοι, ενώ οι τελευταίες με τον όρο ενεργητικές.

Ο εδαφικός θόρυβος ακολουθεί τη βασική σχέση της Σεισμολογίας που αναπαριστάνεται γραφικά στο σχήμα 2.7. Σύμφωνα με αυτή, οποιαδήποτε σεισμική καταγραφή, u(t), είναι αποτέλεσμα της συνέλιξης της συνάρτησης της πηγής s(t), του μέσου διάδοσης g(t) και της απόκρισης του του οργάνου καταγραφής i(t). Η σχέση αυτή έχει την μορφή:

$$s(t)*g(t)*i(t)=u(t)$$
 (2.3)

Στην διεθνή βιβλιογραφία παρουσιάζονται πολλές προσπάθειες εντοπισμού της πηγής του εδαφικού θορύβου, χωρίς κάποια αξιοσημείωτη ακρίβεια. Αντίθετα, γνωρίζουμε σε πολύ καλό βαθμό την απόκριση των οργάνων καταγραφής, τα οποία έχουν αποκτήσει εξαιρετική ακρίβεια με την πρόοδο της τεχνολογίας. Με άλλα λόγια, ο εδαφικός θόρυβος που καταγράφεται σε όργανα υψηλής ευαισθησίας, μπορεί να δώσει σημαντικές πληροφορίες κυρίως για την δομή και τις ιδιότητες του μέσου διάδοσης.



Σχήμα 2.7. Συνέλιξη παραγόντων που επιδρούν στη διαμόρφωση των σεισμικών καταγραφών, την οποία ακολουθεί και ο εδαφικός θόρυβος.

2.2.2 Πηγές εδαφικού θορύβου

Οι πηγές του εδαφικού θορύβου διακρίνονται σε φυσικές (θαλάσσια κύματα, ηφαιστειακός θόρυβος) και ανθρωπογενείς (κινήσεις αυτοκινήτων, αστικός θόρυβος). Οι φυσικές πηγές χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλες περιόδους, καθώς συνδέονται με περιβαλλοντικά φαινόμενα όπως είναι οι παλίρροιες και οι κινήσεις των δέντρων. Για τον λόγο αυτό όσες ασεισμικές εδαφικές διεγέρσεις έχουν χαμηλές συχνότητες θεωρούμε πως παράγονται από φυσικές πηγές. Αντίθετα, οι εδαφικές ταλαντώσεις που παράγονται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, όπως είναι οι κινήσεις των

αυτοκινήτων και γενικότερα οι αστικές δραστηριότητες, χαρακτηρίζονται από πολύ μικρές περιόδους και κατά συνέπεια υψηλές συχνότητες. Στον παρακάτω πίνακα ΙΙ (Gutenberg 1958, Asten 1978, Asten and Henstridge 1984, Bennefoy-Claudet et al. 2006) φαίνεται η διακύμανση των παραγόμενων συχνοτήτων εδαφικού θορύβου, ανάλογα με την φύση της πηγής γένεσης του.

Έπειτα από μία πληθώρα ερευνών (Bromirski and Duennebier 2002, Okada 2003, Dolenc and Dreger 2005), έχει επικρατήσει ο όρος «μικροσεισμός» (microseism) για τον εδαφικό θόρυβο που προέρχεται από φυσικές πηγές, καθώς και ο όρος «μικροδόνηση» (microtremor) αν προέρχεται από ανθρωπογενείς. Το όριο αυτών των ορισμών ανέρχεται συνήθως στο 1 Ηz, με τους μικροσεισμούς να έχουν συχνότητες μικρότερες της οριακής αυτής τιμής και τις μικροδονήσεις να έχουν υψηλότερες. Όπως προτείνει όμως και ο Seo 1997, η τιμή αυτή επηρεάζεται από αρκετούς παράγοντες όπως το βάθος της πηγής, η ώρα καταγραφής (πρωινή ή βραδινή), η διακύμανση του πλάτους καταγραφής και το περιβάλλον καταγραφής (αστικό ή μη).

Φύση πηγής	Gutenberg (1958)	Asten (1978, 1984)
Θαλάσσια κύματα	0.05 - 0.1 Hz	0.5 - 1.2 Hz
Μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα	0.1 - 0.25 Hz	0.16 - 0.5 Hz
Κυκλώνες πάνω από ωκεανούς	0.3 - 1 Hz	0.5 - 3 Hz
Τοπικής κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα	1.4 - 5 Hz	
Ηφαιστειακός θόρυβος	2 - 10 Hz	
Αστικός θόρυβος	1 - 100 Hz	1.4 - 30 Hz

Πίνακας ΙΙ. Συσχέτιση των συχνοτήτων του εδαφικού θορύβου που παράγεται από διάφορες φυσικές και ανθρωπογενείς πηγές (από Bennefoy- Claudet et al. 2006).

2.2.3 Επιφανειακά κύματα στον εδαφικό θόρυβο

Ο εδαφικός θόρυβος, όπως αναφέρθηκε, αποτελεί τη σύνθεση εδαφικών ταλαντώσεων που παρουσιάζουν τυχαία διακύμανση στον χώρο και στον χρόνο. Όπως και τα σεισμικά κύματα, έτσι και ο εδαφικός θόρυβος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελείται τόσο από κύματα χώρου (P, S) όσο και από επιφανειακά (Rayleigh, Love). Κυρίως όμως αποτελείται από επιφανειακά κύματα (Stehly et al. 2006) και κατά συνέπεια το πλάτος του ελαττώνεται συστηματικά με το βάθος.

Αρκετοί ερευνητές (Li et al. 1984, Horike 1985, Yamanaka et al. 1994, Yamamoto 2000, Okada 2003) έχουν ασχοληθεί με τη μελέτη της ποσοστιαίας συμμετοχής των κυμάτων Rayleigh και Love στον εδαφικό θόρυβο. Οι ερευνητές αυτοί έχουν παρατηρήσει πως για συχνότητες μικρότερες του 1 Ηz επικρατούν τα κύματα Rayleigh, ενώ για μεγαλύτερες του 1 Ηz επικρατούν τα κύματα Love. Επίσης, έρευνα του Tokimatsu (1997), έδειξε πως οι ανώτεροι αρμονικοί των κυμάτων Rayleigh εντοπίζονται στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου και πως η διέγερση τους καθορίζεται σε σημαντικό βαθμό από την κατανομή των εγκαρσίων ταχυτήτων στις υπεδάφιες δομές.

Οι Bennefoy-Claudet et al. (2006), συγκέντρωσαν ερευνητικά αποτελέσματα που σχετίζονται με την συμμετοχή των επιφανειακών κυμάτων στο κυματικό πεδίο ανάλογα με την γεωλογία της θέσης παρατήρησης, αλλά και το συχνοτικό πεδίο, που

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

nкп

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

παρουσιάζονται στον πίνακα ΙΙΙ. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, σε ιζηματογενείς αποθέσεις μικρού πάχους (<100 m) και για συχνότητες μεγαλύτερες του 1 Hz, παρατηρείται έντονη συμμετοχή των κυμάτων Rayleigh στο κυματικό πεδίο, ενώ για μεγαλύτερα πάχη ιζημάτων (200 και 500 m) και μικρές συχνότητες πολύ κοντά στο 1 Hz, δεσπόζουν τα κύματα Love. Προφανώς και οι τιμές αυτές είναι ενδεικτικές και αφορούν κατά κύριο λόγο ιζηματογενείς αποθέσεις. Η διερεύνηση της ποσοστιαίας συμμετοχής των επιφανειακών κυμάτων στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελεί ζήτημα πρόσφατων ερευνών και εξακολουθεί να απασχολεί την επιστημονική κοινότητα.

Ερευνητές	Συχνοτικό πεδίο	Γεωλογία	Rayleigh	Love
Chouet et al. (1998)	>2 Hz	Ηφαίστεια	23%	77%
Yamamoto (2000)	3 - 8 Hz	Ιζήματα (πάχος <100m)	<50%	>50%
Arai and Tokimatsu (1998)	1 - 12 Hz	Ιζήματα (πάχος <100 m)	40%	60%
Cornou (2002)	0.1 - 1 Hz	Ιζήματα (πάχος ≈ 500 m)	50%	50%
Okada (2003)	0.4 - 1 Hz	Ιζήματα (πάχος ≈ 50 m)	<50%	>=50%
Kohler et al. (2004)	0.5 - 1.3 Hz	Ιζήματα (πάχος ≈ 200 m)	10 - 35%	65 - 90%

Πίνακας ΙΙΙ. Ποσοστιαία συμμετοχή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και Love στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου ανάλογα με την γεωλογία και το συχνοτικό πεδίο που χρησιμοποίησαν οι ερευνητές που αναφέρονται (από Bennefoy-Claudet et al., 2006).

2.2.4. Αξιοποίηση και ερμηνεία καταγραφών εδαφικού θορύβου

Η γεωφυσική διασκόπηση με τη χρήση του εδαφικού θορύβου εμφανίζει σημαντικές εφαρμογές τα τελευταία χρόνια, λόγω του ότι εκμεταλλεύεται ένα φυσικό πεδίο για να εξάγει πληροφορίες για υπεδάφιες δομές, σε αντίθεση με τις συμβατικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης που απαιτούν εξοπλισμό υψηλού κόστους, αλλά και με περιορισμούς στη χρήση τους σε αστικά περιβάλλοντα. Η αξιοποίηση του εδαφικού θορύβου γίνεται με αρκετές μεθόδους οι κυριότερες εκ των οποίων είναι η μέθοδος HVSR και η μέθοδος των ειδικών δικτύων σεισμογράφων.

Η μέθοδος HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) ή μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα προτάθηκε από τους Nogoshi and Igarashi (1971) και άρχισε να εφαρμόζεται εκτεταμένα μετά την έρευνα του Nakamura (1989). Η μέθοδος έχει βρεί εκταταμένης εφαρμογής στην Τεχνική Σεισμολογία και στοχεύει στον υπολογισμό της δεσπόζουσας συχνότητας f₀ και του μέγιστου πλάτους A_0 του λόγου H/V του εδαφικού θορύβου στη θέση παρατήρησης. Σημαντική εφαρμογή της μεθόδου είναι ο υπολογισμός του πάχους h των ιζηματογενών αποθέσεων, από την τιμή της δεσπόζουσας συχνότητας f₀ και της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων V_s των επιφανειακών αποθέσεων από την σχέση που πρότεινε ο Nakamura:

λλογή ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 nĸn μήμα Γεωλογίας $h = \frac{V_s}{4f_o}$ (2.4)Α.Π.Θ

> Σύμφωνα με τον Nakamura (1989) η βασική αιτία που οδηγεί στην διακύμανση της τιμής του λόγου H/V αποτελεί το ποσοστό συμμετοχής των Rayleigh κυμάτων τα οποία επιδρούν με την παρουσία τους σε επιφανειακά ιζηματογενή στρώματα λόγω της διαφοράς ανάμεσα στην ακουστική εμπέδηση γαλαρών και βραγώδων υλικών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της παρατήρησης αυτής φαίνεται στα σχήματα 2.8 και 2.9 που παρουσιάζονται αναλύσεις Η/V σε δύο σεισμολογικούς σταθμούς του Εθνικού Δικτύου Σεισμογράφων. Στον σεισμολογικό σταθμό ΤΗΕ που βρίσκεται σε γνεύσιο (βραχώδες υλικό) ο λόγος Η/V είναι ίσος με τη μονάδα. Αντίθετα στον σταθμό KARP που είναι εγκατεστημένος σε φλύσχη ο λόγος Η/V παρουσιάζει μία περίπλοκη διακύμανση, που ερμηνεύεται τόσο με την ύπαρξη χαλαρών υλικών όσο και με χαρακτηριστικά της δομής της θέσης.



Σχήμα 2.8. Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στον σεισμολογικό σταθμό THE του εθνικού δικτύου σεισμογράφων. Γεωλογία θέσης: Μεσοζωικός Γνεύσιος (Ι.ΓΜ.Ε φύλλο Θεσσαλονίκη, 1:50.000).

Η τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμογράφων (Array) στηρίζεται στην εγκατάσταση προσωρινών δικτύων σεισμογράφων με σκοπό την μελέτη της τρισδιάστατης δομής των επιφανειακών στρωμάτων της θέσης ενδιαφέροντος. Η τεχνική αυτή στηρίζεται σε δύο βασικές μεθόδους, την μέθοδο Συχνότητας -Κυματάριθμου (F - K) και του χωρικού συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC). Η μέθοδος F - K προτάθηκε από τους Lacoss et al. (1969) και Capon (1969) και στοχεύει στην ανακατασκευή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων που καταγράφονται σε μία τυχαίας γεωμετρίας διάταξη σταθμών με ανάπτυξη ανάλογη του βάθους διασκόπησης. Με την αντιστροφή της καμπύλης αυτής προκύπτει η μεταβολή της ταχήτητας V_s με το βάθος για τη θέση καταγραφής. Η μέθοδος SPAC προτάθηκε από τον Aki (1957), εφαρμόζεται σε κυκλικές διατάξεις σεισμογράφων και βασίζεται στον υπολογισμό του χωρικού συντελεστή αυτοσυσχέτισης που εξαρτάται από την ταχύτητα φάσης, την συχνότητα και την απόσταση των σταθμών. Με τον υπολογισμό του είναι ικανός ο προσδιορισμός της πειραματικής καμπύλης διασποράς της ταχύτητας φάσης του θεμελιώδους τρόπου διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, με την αντιστροφή της οποίας κατασκευάζεται το μοντέλο δομής των V_s ταχυτήτων.


Σχήμα 2.9. Εφαρμογή της μεθόδου HVSR στον σεισμολογικό σταθμό KARP του εθνικού δικτύου σεισμογράφων. Γεωλογία θέσης: Ηωκαινικός Φλύσχης (Ι.Γ.Μ.Ε. φύλλο Κάρπαθος, 1:50.000).

2.3 Ανισοτροπία χώρου

Μία γεωφυσική ιδιότητα η μελέτη της οποίας έχει απασχολεί την επιστημονική κοινότητα είναι η ανισοτροπία μέσου κατά τη διάδοση σεισμικών κυμάτων μέσα σε αυτό. Ο όρος ανισοτροπία χρησιμοποιείται για να εκφράσει την ιδιότητα των σεισμικών κυμάτων να κινούνται με διαφορετική ταχύτητα μέσα σε μία δομή, ανάλογα με την διεύθυνση διάδοσης τους. Η σεισμική ανισοτροπία διαφέρει από την κλασσική κρυσταλλογραφική ανισοτροπία, ωστόσο εντοπίζεται εκτενώς σε οπτικά ανισότροπους κρυστάλλους. Διακρίνονται δύο είδη ανισοτροπίας, η ανισοτροπία κρυστάλλου και η ανισοτροπία χώρου.

Η **ανισοτροπία κρυστάλλου** αναφέρεται στην ικανότητα των σεισμικών κυμάτων να ταλαντώνονται με διαφορετική ταχύτητα μέσα σε ένα κρύσταλλο, ανάλογα με τον προσανατολισμό της διεύθυνσης διάδοσης τους σε σχέση με τους κρυσταλλογραφικούς του άξονες. Το φαινόμενο είναι εξαιρετικά έντονο σε φυλλώδεις κρυστάλλους, όπως είναι οι μαρμαρυγίες μοσχοβίτης και βιοτίτης. Στα ορυκτά αυτά παρατηρούνται σχεδόν διπλάσιες ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων παράλληλα στη φυλλώδη τους δομή από ότι κάθετα σε αυτή. Στο σχήμα 2.10 φαίνεται η δομή ενός ηφαιστειακού τόξου, όπως αυτή έχει προσδιοριστεί από την κατανομή των ανωμαλιών στις ταχύτητες κυμάτων χώρου λόγω του φαινομένου της ανισοτροπίας κρυστάλλου. Στο σχήμα 2.10 φαίνονται με μαύρες γραμμές οι άξονες των αξόνων με τη μέγιστη ταχύτητας διάδοσης P κυμάτων, ενώ έχουν προσδιοριστεί πιθανές ανισότροπες γεωλογικές δομές, όπως ζώνες ηφαιστειακού υλικού, μαγματικών διεισδύσεων και πτυχώσεων στην εμπροσθοχώρα της περιοχής Java στην Ινδονησία (Zhao et al. 2015).

Το φαινόμενο αποκτά τεράστια γεωδυναμική σημασία στην περίπτωση του ορυκτού ολιβίνης, το οποίο είναι έντονα ανισότροπο και που έχει την τάση να προσανατολίζει τον [100] κρυσταλλογραφικό του άξονα παράλληλα με τη διεύθυνση κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών. Επειδή ο άξονας αυτός έχει πολύ μεγαλύτερη P και S ταχύτητα από ότι οι 2 άλλοι άξονες, αυτό έχει ως αποτέλεσμα η εμφάνιση τοπικής

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

nĸn

ανισοτροπίας να μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως κινηματικός δείκτης, δηλαδή ως δείκτης προσανατολισμού και κίνησης του ολιβίνη. Με άλλα λόγια, η κατανομή των μεταβολών της ταχύτητας διάδοσης σεισμικών κυμάτων μέσα στο μανδύα έχει χρησιμοποιηθεί ως κινηματικός δείκτης των λιθοσφαιρικών πλακών για τη μελέτη της παγκόσμιας γεωδυναμικής για το μανδύα, καθώς ο τελευταίος αποτελείται κυρίως από ολιβίνη και ισόμορφες παραμείξεις του (Becker et al. 2003, Mainprice et al. 2005).



Σχήμα 2.10. Μοντέλο δομής του ηφαιστειακού τόξου της περιοχής Java (Ινδονησία) όπως προέκυψε από τη ζωνοποίηση ανωμαλιών σεισμικής ανισοτροπίας χώρου Ρ κυμάτων. Οι μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν τους άξονες με τη μέγιστη ταχύτητα των Ρ κυμάτων, με κόκκινο χρώμα σημειώνεται μία περιοχή εξαιρετικά υψηλών ταχυτήτων, με κίτρινο μία ζώνη ηφαιστειακών υλικών, με μπλε οι μαγματικές διεισδύσεις και με γκρι αντικλινικές δομές (από Zhao et al. 2015).

Η ανισοτροπία χώρου αποτελεί την ιδιότητα των σεισμικών κυμάτων να κινούνται με διαφορετική ταχύτητα ανάλογα με την παράταξη των γεωλογικών σχηματισμών του μέσου διάδοσης. Σε μία απλουστευμένη θεώρηση των γεωλογικών στρωμάτων ως ομογενή υλικά, η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων που διέρχονται κάθετη στην παράταξη (στρωμάτωση) τους θα είναι διαφορετική από την ταχύτητα των ίδιων κυμάτων παράλληλα σε αυτή. Με αυτή την παραδοχή, τα σεισμικά κύματα που ταλαντώνονται κάθετα στη στρώση των γεωλογικών στρωμάτων να έχουν μικρότερες ταχύτητες από όσα κινούνται παράλληλα σε αυτή.

Μία ενδιαφέρουσα περίπτωση ανισοτροπίας χώρου, αποτελεί η εγκάρσια/ακτινική ανισοτροπία (transverse/radial anisotropy), η οποία εξετάζεται στην παρούσα εργασία για τα επιφανειακά στρώματα της Μυγδονίας λεκάνης. Ο όρος αναφέρεται στο φαινόμενο όπου τα οριζόντια πολωμένα κύματα SH κινούνται πιο γρήγορα, ταλαντευόμενα παράλληλα στην στρώση - σχιστότητα των γεωλογικών σχηματισμών από ότι τα κατακόρυφα πολωμένα κύματα SV. Κατά συνέπεια, τα επιφανειακά κύματα Love που αποτελούν συμβολή SH κυμάτων κινούνται πιο γρήγορα από ότι τα κύματα Rayleigh που αποτελούν προϊόν συμβολής P-SV κυμάτων χώρου.

2.4 Στοιχεία θεωρίας αντιστροφής

Ο ΦΡΑΖΙΟ. Γμήμα Γεωλογίας

nĸn

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Στις γεωεπιστήμες μπορούμε να διακρίνουμε δύο είδη προβλημάτων, το ευθύ και το αντίστροφο. Ως ευθύ πρόβλημα ορίζεται εκείνο το οποίο έχοντας ως δεδομένη μία συγκεκριμένη γεωφυσική δομή, θέλουμε να λύσουμε το πρόβλημα δημιουργίας συνθετικών δεδομένων, από το προσομοίωμα γεωφυσικών παραμέτρων που περιγράφουν τη δομή της Γης. Ως αντίστροφο πρόβλημα ορίζεται εκείνο το οποίο αξιοποιεί τα δεδομένα που έχουν καταγραφεί σε μία συγκεκριμένη δομή και αναζητεί την προσομοίωση (μοντελοποίηση) της συγκεκριμένης δομής μέσω των δεδομένων και των αντίστοιχων σφαλμάτων τους. Η διαδικασία επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος ονομάζεται αντιστροφή και αποτελεί ξεχωριστό κλάδο των μαθηματικών, με ειδικές μεθόδους επίλυσης.

Στις Γεωεπιστήμες η εφαρμογή της μεθόδου της αντιστροφής έχει ιδιαίτερες απαιτήσεις, καθώς στα παρατηρούμενα δεδομένα εμπεριέχεται και ο παράγοντας του σφάλματος, ενώ τα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα είναι μη γραμμικά. Για το λόγο αυτό γίνεται προσπάθεια να χρησιμοποιηθούν όσο το δυνατόν περισσότερα υψηλής ποιότητας δεδομένα και παρατηρήσεις, για να ανακατασκευαστεί η καλύτερη εικόνα της λύσης του προβλήματος που θέλουμε να επιλύσουμε. Έστω λοιπόν ότι διαθέτουμε ένα σύνολο από παρατηρήσεις, d_i (i=1,...,N), τις οποίες σκοπεύουμε να χρησιμοποιήσουμε για να μελετήσουμε τη γεωφυσική δομή ενός μοντέλου (προσομοιώματος). Έστω m_j (j=1,...,M), το σύνολο των παραμέτρων ή συναρτήσεων που περιγράφουν τη δομή του σχηματισμού. Αν υπάρχει λύση για το ευθύ πρόβλημα, τότε είναι δυνατό να υπολογιστούν οι αναμενόμενες παρατηρήσεις μέσω της επίλυσης μιας σχέσης της μορφής:

$$d_i = G_i(m_1, m_2, \dots, m_M)$$
 (2.5)

όπου G_i ένα σύνολο συναρτήσεων που μετασχηματίζουν το μοντέλο δομής του σχηματισμού σε παρατηρήσεις. Οι συναρτήσεις αυτές αντιστοιχούν σε ένα μη γραμμικό σύστημα με με N εξισώσεις και Μ αγνώστους και αποτελούν τη λύση για το ευθύ πρόβλημα. Αν το ευθύ πρόβλημα είναι γραμμικό, μπορεί συνήθως να εκφραστεί ως ένα γραμμικό σύστημα πινάκων με τη μορφή:

$$\begin{bmatrix} G_1 \\ G_2 \\ \dots \\ G_N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \dots \\ m_M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \dots \\ d_N \end{bmatrix}$$
(2.6)

Ωστόσο η λύση των εξισώσεων (2.5) στις περισσότερες περιπτώσεις δεν είναι εφικτή, καθώς οι συναρτήσεις G δεν είναι γραμμικές. Για να επιλυθεί το πρόβλημα, προσπαθούμε να κάνουμε γραμμική την παραπάνω σχέση. Αυτό γίνεται με την θεώρηση ενός προκαταρκτικού μοντέλου δομής του σχηματισμού που θέλουμε να μελετήσουμε, m_j^0 (j=1,...,M). Θεωρούμε πως οι παράμετροι του συνθετικού μοντέλου που κατασκευάσαμε βρίσκονται πολύ κοντά στο πραγματικό. Με την εφαρμογή της προηγούμενης σχέσης, κατασκευάζουμε συνθετικά δεδομένα d_i^0 (i=1,...,N), ως εξής:

Αν πάρουμε το ανάπτυγμα Taylor της σχέσης (2.7) στην περιοχή αυτού του αρχικού μοντέλου, m^0 , τότε:

$$d_i = G_i(m_1^0, m_2^0, \dots, m_M^0) + \sum_{j=1}^M \frac{\partial G_i}{\partial m_j} \Big|_{m_j^0} (m_j - m_j^0) +$$
 (2.8)

(i=1,...,N)

Εφόσον το μοντέλο δομής που έχουμε θεωρήσει είναι αρκετά κοντά στο πραγματικό τότε οι όροι ανώτερης τάξης είναι αρκετά μικροί σε σχέση με της πρώτης τάξης ($|m_j - m_j^0| << 1$ j=1,...,M) και μπορούν να παραλειφθούν. Κατά συνέπεια, οι διαφορές μεταξύ των παρατηρήσεων του προκαταρκτικού και τελικού μοντέλου, $\delta d_i = d_i - d_i^0 = d_i - G_i(m_1^0, m_2^0, ..., m_M^0)$, (i=1,...,N) από τη σχέση (2.8) μπορούν να γραφούν ως:

$$\delta d_i \simeq \sum_{j=1}^M \frac{\partial G_i}{\partial m_j} \Big|_{m_j^0} \delta m_j \qquad (2.9)$$

δηλαδή υπολογίζονται συναρτήσει της ποσότητας δm_j ή αλλιώς των διαφορών/διορθώσεων ανάμεσα στις παραμέτρους του προκαταρκτικού και του τελικού μοντέλου. Η σχέση 2.9 έχει θεμελιώδη σημασία στην επίλυση του αντίστροφου προβλήματος, αφού οι διαφορές ανάμεσα στο προκαταρκτικό και το τελικό μοντέλο (που αναφέρονται και ως υπόλοιπα, residuals) συνδέονται με γραμμικές εξισώσεις προσαρμοσμένες έπειτα από την εφαρμογή κατάλληλων διορθώσεων στο προκαταρκτικό μοντέλο. Εφόσον οι εξισώσεις είναι γραμμικές, έχουν την μορφή:

$$\delta d = A \delta m \tag{2.10}$$

όπου δ**d** και δ**m** είναι οι πίνακες των διαφορών ανάμεσα στα δεδομένα και τις παραμέτρους του προκαταρκτικού και του τελικού μοντέλου, αντίστοιχα. Οι πίνακες αυτές είναι πίνακες διανυσμάτων μεγέθους M και N και γράφονται ως:

$$\delta d = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \dots \\ d_N \end{bmatrix} \qquad \qquad \delta m = \begin{bmatrix} m_1 \\ m_2 \\ \dots \\ m_M \end{bmatrix} \qquad (2.11)$$

Ο παράγοντας Α που εκφράζει τον ρυθμό μεταβολής ανάμεσα στις δύο ποσότητες,

είναι ένας πίνακας Μ x Ν διαστάσεων και ονομάζεται Ιακωβιανός:

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Α.Π.Θ

nĸn

$$A = \begin{bmatrix} \frac{\partial G_1}{\partial m_1} |_{m_1^0} & \frac{\partial G_1}{\partial m_2} |_{m_2^0} & \cdots & \frac{\partial G_1}{\partial m_M} |_{m_M^0} \\ \frac{\partial G_2}{\partial m_1} |_{m_1^0} & \frac{\partial G_2}{\partial m_2} |_{m_2^0} & \cdots & \frac{\partial G_2}{\partial m_M} |_{m_M^0} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ \frac{\partial G_N}{\partial m_1} |_{m_1^0} & \frac{\partial G_N}{\partial m_2} |_{m_2^0} & \cdots & \frac{\partial G_N}{\partial m_M} |_{m_M^0} \end{bmatrix}$$
(2.12)

Εφόσον ο αριθμός των διαθέσιμων δεδομένων είναι σχεδόν πάντα μεγαλύτερος από αυτό των αγνώστων που πρέπει να επιλυθούν, το προηγούμενο σύστημα μπορεί να επιλυθεί γραμμικά πλέον με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (Least Squares). Η επίλυση γίνεται με τη χρήση της σχέσης:

$$\delta m^{\mathrm{LSQ}} = (A^T A)^{-1} A^T \delta d \tag{2.13}$$

Η σχέση αυτή αποτελεί και τη βάση για την επίλυση του **αντίστροφου** προβλήματος, η οποία μπορεί να γίνει με το μετασχηματισμό των υπολοίπων ανάμεσα στα συνθετικά και τα πραγματικά δεδομένα του μοντέλου δομής που πρέπει να προσδιοριστεί, σε μία μορφή κατάλληλων διορθώσεων που πρέπει να γίνουν στο συνθετικό μοντέλο για να προσεγγίσει όσο το δυνατόν καλύτερα το πραγματικό. Δηλαδή χρησιμοποιείται μία σχέση διόρθωσης της μορφής:

$$m_j = m_j^0 + \delta m^{\text{LSQ}}$$
 (2.14) (2.14)

Η επίλυση γίνεται με την ελαχιστοποίηση του όρου δm^{LSQ}, δηλαδή με την συνεχή τροποποίηση του συνθετικού μοντέλου έτσι ώστε να προσεγγίσει το πραγματικό, δηλαδή οι διαφορές μεταξύ τους (δm^{LSQ}) να αποτελούν τις ελάχιστες δυνατές. Αυτή η τροποποίηση του αρχικού συνθετικού μοντέλου ή προκαταρκτικού μοντέλου είναι μία επαναληπτική διαδικασία κατά την οποία συνεχώς τροποποιούνται οι παράμετροι του (m_i⁰) και υπολογίζονται νέα συνθετικά δεδομένα (d_i⁰) τα οποία και χρησιμοποιούνται στη σχέση 2.13. Η διαδικασία της αντιστροφής ολοκληρώνεται όταν επιτευχθεί η μέγιστη ταύτιση ανάμεσα στα πραγματικά και συνθετικά δεδομένα, δηλαδή η ελαχιστοποίηση του μέτρου του διανύσματος των υπολοίπων δ**d**.

Μία σημαντική παράμετρος αξιολόγησης της αξιοπιστίας της λύσης της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων είναι ο πίνακας ανάλυσης του μοντέλου. Ο πίνακας ανάλυσης (model resolution matrix), R, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\mathbf{R} = (A^T A)^{-1} A^T A \tag{2.15}$$

και αποτελεί μία παράμετρο ποιοτικής ερμηνείας του αποτελέσματος. Η

ΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ανάλυση του μοντέλου είναι ικανοποιητική όταν τα στοιχεία της διαγωνίου του πίνακα ανάλυσης είναι κοντά στη μονάδα και τα μη διαγώνια στοιχεία μηδενικά. Στο σχήμα 2.11 φαίνεται μία γραφική απεικόνιση της απόκλισης μεταξύ του συνθετικού και του πραγματικού μοντέλου μέσω των διαγώνιων στοιχείων του πίνακα ανάλυσης.



Σχήμα 2.11. Γραφική απεικόνιση των διαγώνιων στοιχείων του πίνακα ανάλυσης, R, που δείχνουν τον βαθμό ταύτισης ανάμεσα στο πραγματικό και στο συνθετικό μοντέλο ανάλογα με την απόκλιση των κορυφών των κατανομών από την διακεκκομένη γραμμή (τροποποιημένο από *Menke 1989*).

Ένας δεύτερος τρόπος ακιολόγησης της ποιότητας της λύσης αφορά το σφάλμα των παραμέτρων της λύσης ελαχίστων τεεετραγώνων. Το σφάλμα του αποτελέσματος της αντιστροφής ως προς μία συγκεκριμένη παράμετρο m, σ_m (m=1,...,M), του μοντέλου μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$C_m = \sigma^2 (A^T A)^{-1} \tag{2.16}$$

όπου σ το σφάλμα των δεδομένων, **d**, ή δ**d**. Γενικά, η αβεβαιότητα της λύσης εκφράζεται με ένα πίνακα MxM διαστάσεων, τον πίνακα συμμεταβλητότητας (variance - covariance matrix), της μορφής:

$$C_{m} = \begin{bmatrix} \sigma^{2_{11}} & \sigma^{2_{12}} & \dots & \sigma^{2_{1M}} \\ \sigma^{2_{21}} & \sigma^{2_{22}} & \dots & \sigma^{2_{2M}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \sigma^{2_{M1}} & \sigma^{2_{M2}} & \dots & \sigma^{2_{MM}} \end{bmatrix}$$
(2.17)

ο οποίος επιτρέπει την ποσοτική εκτίμηση του σφάλματος της αντιστροφής της κάθε παραμέτρου του μοντέλου. Οι τετραγωνικές ρίζες των διαγώνιων στοιχείων του πίνακα είναι ίσες με τις τυπικές αποκλίσεις του υπολογισμού κάθε παραμέτρου του μοντέλου. **2.5 Τρισδιάσταση (3D) σεισμική τομογραφία**

ΟΦΡΑΣΤΟΣ Τμήμα Γεωλογίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ιλλογή

IKI

Η σεισμική τομογραφία είναι η μέθοδος η οποία μελετά τη διακύμανση της ταχύτητας στις δύο (οριζόντια τομογραφία) ή στις τρεις διαστάσεις (3D τομογραφικό μοντέλο). Η τεχνική της παρομοιάζει αρκετά την αξονική τομογραφία όπου ακτίνες γ εκπέμπονται από διάφορες θέσεις ενός τομογραφικού οργάνου με σκοπό τον εντοπισμό διάφορων δομών στο ανθρώπινο σώμα. Παρουσιάζει μία σημαντική διαφορά που την καθιστά πιο δύσχρηστη, το γεγονός ότι οι πηγές των σεισμικών κυμάτων βρίσκονται στην επιφάνεια ή σε ορισμένο βάθος μέσα σε αυτή και δεν παρουσιάζουν την μεγάλη χωρική διασπορά και επιλεκτική χωροθέτηση των αντίστοιχων πηγών της αξονικής τομογραφίας. Αυτή η διαφορά περιορίζει την ακρίβεια της μεθόδου και αυξάνει τη δυσκολία της εφαρμογής της σε θεωρητικό και εφαρμοσμένο επίπεδο. Η διαδικασία που ακολουθεί στηρίζεται στην θεωρία της αντιστροφής και σε ορισμένες μεθόδους της που εξετάζονται στη συνέχεια.

Έστω λοιπόν μία περιοχή μελέτης (σχήμα 2.12) η οποία έχει χωριστεί σε Ν μικρότερες ενότητες ή κόμβους (nodes) που έχουν μία συγκεκριμένη ταχύτητα v_i (i=1,...,N). Έστω επίσης m_i (i=1,...,M) σεισμικές πηγές που εκπέμπουν σεισμικά κύματα τα οποία καταγράφονται από d_j (j=1,...,K) δέκτες. Προφανώς, ο μέγιστος αριθμός των σεισμικών ακτινών που θα μπορούσαν να έχουν καταγραφεί θα είναι συνολικά M x K. Κάθε σεισμική ακτίνα διαπερνά πολλούς επιμέρους κόμβους στους οποίους έχει χωριστεί η περιοχή. Αντίστοιχα κάθε κόμβος σταθερής ταχύτητας v_i διαπερνάται από διαφορετικό αριθμό ακτινών με διαφορετικούς χρόνους διαδρομής.

Ο χρόνος διαδρομής από την m σεισμική πηγή έως τον d δέκτη, t^{km}, θα εξαρτάται από την απόσταση, l, που διανύει σε κάθε κελί σταθερής ταχύτητας. Στο σχήμα 2.12 η σεισμική ακτίνα που καταγράφεται στον δέκτη 1 θα έχει χρόνο διαδρομής που θα δίνεται από τη σχέση:

$$t^{\text{md}} = l_{13^{\text{md}}} / v_{13} + l_{12^{\text{md}}} / v_{12} + l_{20^{\text{md}}} / v_{20} + l_{19^{\text{md}}} / v_{19} + l_{18^{\text{md}}} / v_{18} + l_{26^{\text{md}}} / v_{26} + l_{25^{\text{md}}} / v_{25}$$
(2.18)

όπου $l_i{}^{\rm md}$ το μήκος που διανύει η σεισμική ακτίνα στο κελί
 iδιανύοντας πορεία από την πηγή m στο δέκτη d.



Σχήμα 2.12. Σχηματική αναπαράσταση της μορφής μίας σεισμικής τομογραφίας δύο διαστάσεων. Είναι σύνηθες να χρησιμοποιείται αντί της ταχύτητας, ν, ο χρόνος καθυστέρησης

κάθε κόμβου, s, που αποτελεί το αντίστροφο της ταχύτητας (s=1/v). Σε αυτή την περίπτωση ο χρόνος διαδρομής t^{md} , μίας σεισμικής ακτίνας από μία πηγή m σε ένα δέκτη d, μπορεί να γραφεί με την γενικευμένη γραμμική μορφή:

$$t^{\rm md} = \sum_{i=1}^{N} l_{i^{\rm md}} s_i \tag{2.19}$$

Η σχέση 2.19 αναφέρεται σε ολόκληρο το χώρο της σεισμικής τομογραφίας, δηλαδή σε όλους τους κόμβους και στην περίπτωση που δεν διέρχεται η σεισμική ακτίνα από κάποιο κόμβο το μήκος της είναι μηδενικό ($l_i^{md} = 0$). Επίσης, αποτελεί τη βασική εξίσωση για τη λύση της σεισμικής τομογραφίας καθώς αποτελεί μία γραμμική εξίσωση με KxM σεισμικές ακτίνες, που μετατρέπονται σε MxK γραμμικές εξισώσεις με N αγνώστους και έχει τη μορφή:

$$t=Ls$$
 (2.20)

όπου t και s οι πίνακες διανύσματα με μήκος KxM και N, αντίστοιχα:

λλογή

nĸŋ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

$$t = \begin{bmatrix} t^{11} \\ t^{12} \\ \cdots \\ t^{KM} \end{bmatrix} \qquad s = \begin{bmatrix} s_1 \\ s_2 \\ \cdots \\ s_N \end{bmatrix}$$
(2.21)

και ο πίνακας L περιέχει τα αντίστοιχα μήκη σεισμικών ακτινών σε κάθε κόμβο, l_i^{md} . Το σύστημα που περιγράφτηκε προηγούμένως είναι γραμμικό και για την επίλυση του δεν χρειάζεται η διαδικασία της σχέσης 2.8.



Σχήμα 2.13. Αναπαράσταση της χωρικής κάλυψης του σχήματος 2.15 με περισσότερες σεισμικές πηγές. Η κάλυψη κάθε κόμβου από σεισμικές ακτίνες διάφορων μηκών αναπαρίσταται με αποχρώσεις του γαλάζιου.

Επομένως οι χρόνοι καθυστέρησης μπορούν να υπολογιστούν από τη σχέση:



$$\mathbf{s} = (L^T L)^{-1} L^T t \tag{2.22}$$

Οι σεισμικές ακτίνες ωστόσο έχουν καμπύλη γεωμετρία και δεν είναι ευθύγραμμες όπως περιγράφτηκαν μέχρι στιγμής. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο αντλούμε πληροφορίες για μεγαλύτερο βάθος, όσο μεγαλύτερο μήκος έχει η ακτίνα. Σε μελέτες δομής επιφανειακών στρωμάτων (σχήμα 2.13) αυτή η απόκλιση στη γεωμετρία των ακτινών είναι γενικά αμελητέα. Σε περίπτωση όμως της μελέτης δομών πολύ μεγάλων διαστάσεων χρησιμοποιούνται διάφορες συμπληρωματικές διορθώσεις και επαναληπτικός υπολογισμός της τροχιάς των σεισμικών ακτινών. Στο σχήμα 2.13 φαίνεται η κάλυψη της ίδιας περιοχής μελέτης από περισσότερες σεισμικές ακτίνες.

Το βασικό πρόβλημα που απαντάται συνήθως στη σεισμική τομογραφία είναι το διαφορετικό ποσοστό κάλυψης των κόμβους από ακτίνες. Το σφάλμα στους υπολογιζόμενους χρόνους καθυστέρησης ελαττώνεται όσο περισσότερες σεισμικές ακτίνες διαπερνούν ένα συγκεκριμένο κόμβο. Για το λόγο αυτό στο σχήμα 2.13 κάθε κόμβος παρουσιάζεται με διαφορετική απόχρωση του γαλάζιου, όπου κόμβοι με εντονότερο χρώμα παρουσιάζουν μεγαλύτερη κάλυψη σεισμικών ακτινών. Για παράδειγμα, ο κόμβος ν₁₃ παρουσιάζει εμφανώς καλύτερη κάλυψη από τον κόμβο v₃₀ που διαπερνάται από μία μόνο σεισμική ακτίνα και έχει μεγαλύτερη ακρίβεια στον υπολογισμό της ταχύτητας v₁₃.

Το πρόβλημα μπορεί να επιλυθεί με την εφαρμογή ειδικών τεχνικών της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Οι τεχνικές αυτές βελτιώνουν την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων σε κόμβους με μικρή πυκνότητα σεισμικών ακτινών. Επιπρόσθετα, έχουν προταθεί εναλλακτικές τεχνικές επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος με σημαντικά λιγότερο χρόνο επίλυσης και με μία επιθυμητή μορφή των αποτελεσμάτων.

Η διαδικασία της σεισμικής τομογραφίας που περιγράφτηκε αναφέρεται κυρίως σε τομογραφίες κυμάτων χώρου (P και S), των οποίων οι χρόνοι άφιξης καθορίζονται σε σεισμογράμματα και με γνωστές παραμέτρους εστίας (χρόνος γένεσης και εστιακό βάθος), οπότε υπολογίζονται εύκολα οι χρόνοι διαδρομής. Στην περίπτωση των επιφανειακών κυμάτων και ιδιαίτερα αυτών που εντοπίζονται στα κύματα ουράς και στον μικροθόρυβο, η διαδικασία της σεισμικής τομογραφίας γίνεται πιο σύνθετη. Για να καθοριστεί η επιφανειακή κυρίως δομή του χώρου που μελετάμε εφαρμόζεται η τεχνική της **τομογραφικής αντιστροφής** επιφανειακών κυμάτων σε καταγραφές μικροθορύβου.

Έστω λοιπόν η ίδια περιοχή μελέτης στην οποία έχουν εγκατασταθεί δύο σεισμογράφοι Α και Β στις κόκκινες θέσεις που σημειώνονται στο σχήμα 2.14. Επίσης, υπάρχει μία πηγή εδαφικού θορύβου άγνωστης φύσεως στα ΒΑ της περιοχής και ο εδαφικός θόρυβος διαδίδεται προς τα ΝΔ. Αρχικά θα καταγραφεί στο σταθμό Α καθώς αυτός βρίσκεται πιο κοντά στην πηγή σε χρόνο t₀. Αφού διανύσει απόσταση ίση με αυτή ανάμεσα στους δύο σταθμούς (Δ) θα καταγραφεί στο σταθμό Β σε χρόνο t₁. Το πηλίκο ανάμεσα στην συνολική διαδρομή Δ και στη διαφορά ανάμεσα στους χρόνους άφιξης (Δt) είναι ίση με την ταχύτητα ν με την οποία διαδόθηκε ο εδαφικός θόρυβος στο σύνολο της διαδρομής. Η ταχύτητα εξαρτάται από την ταχύτητα των κελιών σταθερής ταχύτητας που διαπερνά ο εδαφικός θόρυβος καθώς και από το μήκος που διανύει σε κάθε κελί.



Σχήμα 2.14. Σχηματική αναπαράσταση της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου.

Τα σεισμογράμματα του σχήματος 2.14 αντιστοιχούν σε εδαφικό θόρυβο που καταγράφηκε σε περίοδο απόλυτης ηρεμίας πριν προσπεράσει τους δύο σταθμούς. Στην πραγματικότητα τα επιφανειακά στρώματα βρίσκονται σε συνεχή φόρτιση, γεγονός που καθιστά δύσκολη την αναγνώριση του χρόνου καταγραφής εδαφικού θορύβου ίδιας φύσεως σε ένα ζεύγος σεισμογράφων. Ο εντοπισμός του γίνεται με την διασυσχέτιση των καταγραφών θορύβου ανάμεσα στους δύο σταθμούς, δηλαδή βρίσκονται τα χρονικά σημεία στα οποία τα δύο σεισμογράμματα συμπίπτουν αρκετά το ένα με το άλλο, δηλαδή περιέχουν καταγραφές του ίδιου εδαφικού θορύβου. Οι διασυσχετισμένες καταγραφές μετασχηματίζονται σε συναρτήσεις χρόνου καθυστέρησης – συχνότητας, έτσι ώστε να προσδιοριστεί η καμπύλη σκέδασης του ζεύγους των σταθμών. Η διαδικασία πραγματοποιείται για περιοσότερα ζεύγη σταθμών με σκοπό να επιτευχθεί μέγιστη χωρική κάλυψη της περιοχής. Έπειτα υπολογίζονται οι χρόνοι διαδρομής για κάθε συχνότητα για τα διαθέσιμα ζεύγη και επιλύεται το γραμμικό σύστημα της σχέσης 2.22, αποτέλεσμα του οποίου είναι η 2D δομή για κάθε συχνότητα.

Αφού εφαρμοστούν ορισμένα κριτήρια αποκοπής για την αύξηση της αξιοπιστίας της 2D τομογραφίας, υπολογίζονται οι καμπύλες σκέδασης κάθε κόμβου της τομογραφίας για το σύνολο των διαθέσιμων συχνοτήτων (τοπικές καμπύλες σκέδασης). Οι καμπύλες αυτές αντιστρέφονται και υπολογίζεται η μονοδιάστατη (1D) δομή ταχυτήτων κάθε κόμβου της τομογραφίας. Το σύνολο των 1D δομών ταχυτήτων όλων των κόμβων της τομογραφίας αποτελεί και το 3D μοντέλο δομής της εξεταζόμενης περιοχής. Αναλυτικότερα η διαδικασία της κατασκευής ενός 3D μοντέλου δομής από καταγραφές μικροθορύβου αναφέρεται στο επόμενο κεφάλαιο για την περιοχή της Μυγδονίας λεκάνης.

Για να αυξηθεί η χωρική κάλυψη της περιοχής μελέτης, εγκαθίστανται προσωρινά δίκτυα σεισμογράφων κυκλικής συνήθως διάταξης (σχήμα 2.15). Τα δίκτυα αυτά αποτελούνται από δύο κύκλους, ένα εξωτερικό και ένα εσωτερικό. Ο αριθμός των ζευγών καταγραφής είναι ικανοποιητικός για την ακρίβεια της σεισμικής τομογραφίας. Επίσης επιτυγχάνεται ο προσδιορισμός της δομής ταχυτήτων κόμβων μικρότερων διαστάσεων από ότι αυτών των προηγούμενων σχημάτων, γεγονός που αυξάνει την ακρίβεια της συγκεκριμένης γεωφυσικής μεθόδου, καθώς εντοπίζει και χαρτογραφεί επιμέρους δομές γεωτεχνικού πλέον ενδιαφέροντος.



Σχήμα 2.15. Κυκλική διάταξη σεισμογράφων κατά την εφαρμογή της τεχνικής της τομογραφίας μικροθορύβου. Ο αριθμός των ζευγών σεισμογράφων είναι εξαιρετικά σημαντικός και η ακρίβεια του προσδιορισμού της δομής ταχυτήτων μεγάλη. Η περιοχή χωρίζεται σε επιμέρους κόμβους οπότε αυξάνεται η ανάλυση της γεωφυσικής διασκόπησης.

2.6 Εφαρμογές τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου

Στην παράγραφο αυτή αναφέρονται ορισμένα παραδείγματα από τη διεθνή βιβλιογραφία στα οποία έχει εφαρμοστεί η τεχνική της τομογραφικής αντιστροφής καταγραφών μικροθορύβου. Η κλίμακα της εφαρμογής της μεθόδου εκτείνεται από επιφανειακές δομές μέχρι δομές φλοιού. Γίνεται μία προσπάθεια αφενός να παρουσιαστούν ερευνητικά αποτελέσματα σχετικά με το αντικείμενο της παρούσας εργασίας, όσο και της ανάδειξης της εφαρμογής της μεθόδου.



Σχήμα 2.16. Α. Γεωλογία του αλπικού ορογενούς. **Β.** Ταχύτητες ομάδας κυμάτων Rayleigh περιόδου 5 sec. **Γ.** Γεωμετρία ακτίνων σεισμικής τομογραφίας μικροθορύβου (από *Stehly et al. 2009*).

Τα πρώτα αποτελέσματα προέρχονται από την εργασία των Stehly et al. 2009, όπου υπολόγισαν τις ταχύτητες ομάδας των κυμάτων Rayleigh για διάφορες περιόδους στις Άλπεις. Ο εδαφικός θόρυβος που χρησιμοποιήθηκε προερχόταν κυρίως από τον Ατλαντικό ωκεανό, ενώ χρησιμοποιήθηκαν ετήσιες καταγραφές σε 150 σεισμολογικούς σταθμούς (σχήμα 2.16γ). Παρατηρείται πως οι περιοχές υψηλής ταχύτητας ανήκουν στο

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

ńкŋ

ΝΔ τόξο του αλπικού ορογενούς. Σε ζώνες όπως η Βοεμική πλατφόρμα και της μολάσσας του αλπικού ορογενούς τα κύματα Rayleigh παρουσιάζουν ενδιάμεσες ταχύτητες. Εφόσον χρησιμοποιήθηκε ευρύ φάσμα καταγραφών μικροθορύβου, οι ερευνητές καθόρισαν τη δομή του αλπικού ορογενούς σε βάθη μέχρι την ασυνέχεια Moho (σχήμα 2.17). Το μοντέλο δομής που καθόρισαν έρχεται σε μεγάλη συμφωνία με προηγούμενες μελέτες και παρατηρούμε πως κάτω από το αλπικό ορογενείς πλατφόρμες βρίσκεται σε μικρότερα βάθη.



Σχήμα 2.17. Βάθος της ασυνέχειας Moho κάτω από το αλπικό ορογενές όπως αυτή προσδιορίστηκε από την τομογραφική αντιστροφή ετήσιων καταγραφών μικροθορύβου (από Stehly et al. 2009).

Το επόμενο παράδειγμα προέρχεται από την εργασία των Renalier et al. 2010 και έχει γεωτεχνικό χαρακτήρα. Συγκεκριμένα αναφέρεται στον προδιορισμό της δομής μίας κατολισθήσας περιοχής στην Trievet της Γαλλίας (σχήμα 2.18α). Πιο συγκεκριμένα αναφέρεται στην κατολίσθηση Avignonet που καλύπτει μια συνολική έκταση 300 km², δηλαδή αποτελεί μία κατολίσθηση κλίμακας βουνού. Γεωλογικά η περιοχή συνίσταται κυρίως από αργιλικές αποθέσεις πάνω από ασβεστολιθικό υπόβαθρο.

Στην περιοχή συναντώνται και τεταρτογενείς, μαργαϊκές και ποταμμοχειμάρριες αποθέσεις, όπως φαίνεται από τον γεωλογικό χάρτη του σχήματος 2.19β. Τα αργιλικά υλικά έχουν σημαντικό πάχος, γεγονός που δυσχεραίνει τις υποπιέσεις προς τα υπερκείμενα στρώματα, ειδικά σε περιόδους ραγδαίων βροχοπτώσεων, γεγονός που συμβάλλει σε κατολισθητικά φαινόμενα. Όπως φαίνεται και από την γεωλογική τομή του σχήματος 2.18γ, η επιφάνεια της κατολίσθησης έχει προσδιοριστεί με γεωτεχνικές μεθόδους, οπότε οι ερευνητές εστίασαν στη σύγκριση των γεωτεχνικών δεδομένων με την τομογραφική αντιστροφή καταγραφών μικροθορύβου.

Η κυρίαρχη πηγή του μικροθορύβου, όπως αναφέρεται από τους ερευνητές, ενδέχεται να αποτελεί ένας αυτοκινητόδρομος κοντά στην θέση εγκατάστασης των 12 σεισμογράφων που χρησιμοποιήθηκαν. Πραγματοποιήθηκε τομογραφική αντιστροφή κυμάτων Rayleigh για διάφορες περιόδους τα αποτελέσματα της οποίας φαίνονται στο σχήμα 2.19. Παρατηρούμε πως το τομογραφικό μοντέλο έρχεται σε εξαιρετική συμφωνία με το γεωτεχνικό καθώς διακρίνονται με μεγάλη ακρίβεια το φρύδι της κατολίσθησης και η επιφάνεια της. Η 3D τομογραφία συμπληρώνει τα γεωτεχνικά

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

nĸn

δεδομένα στο χώρο της κατολίσθησης δίνοντας επιπρόσθετες πληροφορίες για την χωρική μεταβολή της επιφάνειας της βάσης της κατολίθησης, καθώς το ανθρακικό υπόβαθρο διακρίνεται πολύ εύκολα λόγω των μεγαλύτερων ταχυτήτων V_s .



Σχήμα 2.18. Α. Γεωγραφικός χάρτης της περιοχής Trievet (Γαλλία) που βρίσκεται βόρεια των Άλπεων. **Β.** Γεωμορφολογικός και γεωλογικός χάρτης της περιοχής. **Γ.** Γεωλογική τομή κατά μήκος της κατολίσθησης Avignonet και επιφάνεια κατολίσθησης (από *Renalier et al. 2010*).



Σχήμα 2.19. Α. Σύγκριση της επιφάνειας κατολίσθησης από το φρύδι έως το μέτωπο κατολίσθησης ανάμεσα στα γεωτεχνικά δεδομένα και την σεισμική τομογραφία μικροθορύβου. **Β.** 3D τομογραφικό μοντέλο της κατολίσθησης Avignonet (από *Renalier et al. 2010*).

Τα προηγούμενα παραδείγματα ανέδειξαν την χρησιμότητα της τεχνικής της 3D τομογραφικής αντιστροφής επιφανειακών κυμάτων από μικροθόρυβο, τόσο σε κλίμακα φλοιού, όσο και σε γεωτεχνική κλίμακα. Γίνεται εύκολα αντιληπτό πως η συσχέτιση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων έρχεται σε εξαιρετικά μεγάλη συμφωνία με τα γεωλογικά. Το τελευταίο παράδειγμα από τη διεθνή βιβλιογραφία έρχεται να συμπληρώσει την ταύτιση αυτή σε μεγαλύτερο βαθμό, καθώς λαμβάνει ως κριτήριο συσχέτισης την σεισμική ανισοτροπία των δομών ενδιαφέροντος, όπως αυτή αναδεικνύεται από τους λόγους ταχυτήτων επιφανειακών κυμάτων.

Οι Behm et al. 2013, πραγματοποίησαν ένα πείραμα τομογραφικής αντιστροφής κυμάτων Rayleigh και Love στην περιοχή Wyoming των Η.Π.Α., σε μία ζώνη λεπιώσεων από την οποία διέρχεται αυτοκινητιστικός δρόμος. Στην εργασία τους έδειξαν πως ακόμη και για αποστάσεις της τάξεως των 5 km, επαρκούν ημερήσιες καταγραφές μικροθορύβου για την προσδιορισμό της δομής ταχυτήτων μεγάλων γεωλογικών δομών. Στο σχήμα 2.20α φαίνονται οι 2D τομογραφίες για τις συνιστώσες καταγραφής Z και T των οργάνων του προσωρινού δικτύου που εγκαταστάθηκε. Στο

ΌΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

σχήμα 2.20β φαίνονται οι λόγοι ταχυτήτων των κυμάτων Love προς τις ταχύτητες των κυμάτων Rayleigh. Φαίνεται πως στη ζώνη των ιζηματογενών αποθέσεων εκατέρωθεν της επιφάνειας του ρήγματος οι ταχύτητες των κυμάτων Love είναι αρκετά υψηλότερες από ότι των κυμάτων Rayleigh, μία διαφορά της τάξης έως και 30%.

Αυτή η έντονη διαφορά στις ταχύτητες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων στις ιζηματογενείς αποθέσεις αποτελεί ενδεικτικό στοιχείο του φαινομένου της εγκάρσιας ανισοτροπίας. Λόγω της ακτινικής ανισοτροπίας που υπάρχει στα ιζήματα, τα SH κύματα διαδίδονται πιο γρήγορα από ότι τα SV, με αποτέλεσμα τα κύματα Love να διαδίδονται πιο γρήγορα από ότι τα Rayleigh. Σε περιοχές με κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα οι ταχύτητες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων είναι σχεδόν ταυτόσημες (μπλέ περιοχές στο σχήμα 2.20β).



Σχήμα 2.20. A. 2D δομή ταχυτήτων κυμάτων Love (επάνω) και Rayleigh (κάτω) καθώς και διαφορές χρόνων διαδρομές για το προσωρινό δίκτυο σεισμογράφων που εγκαταστήθηκε στο Wyoming. **B.** Λόγοι ταχυτήτων V_L/V_R στην περιοχή ενδιαφέροντος ως δείκτες ανισοτροπίας χώρου στα ιζήματα εκατέρωθεν της ρηξιγενούς ζώνης (από *Behm et al. 2013*).

Βιβλιογραφία κεφαλαίου

- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ. 25, pp. 415-457.
- Ashten, M., (1978). Geological Control on the Three-Component Spectra of Rayleigh-Wave Microseism, Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 68, 1623-1636.
- Ashten, M., J., Henstridge (1984). Array Estimators and Use of Microseisms for Reconnaissance of Sedimentary Basins, *Geophysics (49)*, 1828-1873.
- Becker, T., J., Kellogg, G., Ekstrom, R., O' Connell (2003). Comparison of azimuthal seismic anisotropy from surface waves and finite strain from global-mantle circulation models, *Geophys. J. Int.*, 155, 696-714.
- Behm, M., G., Leahy, R., Snieder (2013). Retriecal of local surface wave velocities from traffic noise an example from the La Barge basin (Woyming), *Geophysical Prospecting*, 1-21.
- Bonnefoy-Claudet, S., C., Cornou, P., Bard, F., Cotton, P., Moczo, J., Kristek, D. Fah (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations, *Geophys. J. Int.* 167, 827-837.

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

λλογή

Bonnefoy-Claudet, S., C., F., Cotton, P., Bard (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies A literature review. *Earth Science Reviews* 79, 205-227.

- Bromirski, P., F. Duennebier (2002). The Near-Coastral Microseism Spectrum: Spatial and Temporal Wave Climate Relationships. *Journal of Geophysical Research* (107).
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber sprectrum analysis. Proc. IEEEE, Vol. 57, pp. 1408-1418.
- Dolenc, D., D., Dreger (2005). Microseisms Observations in the Santa Clara Valley, California, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 95)*, 1137-1149.

Gutenberg, P. (1958) Microseisms, Advanced Geophysics (5), 53-92.

- Horike, M. (1985). Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-Wave Velocity Structure Down to the Basement in Urbanized Areas, *Journal of Physics of the Earth (33)*, 59-96.
- Kementzetzidou, D., Paradisopoulou, P., Gkogkas, K., Arampatzi, E., Kyriakidou, E., Melissanidou, E., Theodoulidis, N. (2016). Effects at broadband seismic stations of the Hellenic Unified Seismological Network (HUSN), Bull. Geol. Soc. Greece, Vol. XLVIII Paper NoQ 238.
- Lacoss R., Kelly, E., Toksoz, M., (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. Geophysics, Vol. 34, pp. 21-38.
- Lay, T., Wallace, T. (1995). Modern Global Seismology. Academic Press.
- Li, T., F., Ferguson, E., Herrin, B., Durrham (1984). High-Frequency Seismic Noise at Lajitas, Texas, Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 74), 2015-2033.
- Mainprice, D., A., Tommasi, H., Couvy, P., Cordier, D., Frost (2005). Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle, *Nature (Vol. 433)*, 731-733.
- Menke, W. (1989). Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press.
- Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (Vol. 30)*, 64-82.
- Nogoshi, M., T., Igarashi (1971). On the Amplitude Characteristics f Microtremor (Part 2), *Journal of Seismological Society of Japan (Vol. 24)*, 24-40.
- Okada, H. (2003). The Microtremor Survey Method, Society of Exploration Geophysics (SEG), 135.
- Renalier, F., D., Jongmans, M., Campillo, P., Bard (2010). Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation, *Journal* of Geophysical Research (Vol. 115), F03032.
- Ritzwoller, H., M., Shapiro, P., Barmin, L., Levshin (2002). Global surface wave diffraction tomography, J. Geophys. Res., 107(B12), 2335.
- Seo, K. (1997). Comparison of Measured Microtremors with Damage Distribution, *In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.*
- Shapiro, M., M., Campillo (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters (Vol. 31)*, L07614.
- Stehly, L., M., Campillo, M., Shapiro, J., Guilbert, L., Boschi (2009). Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise, *Geophys. J. Int.*,

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

178, 338-350.

- Stehly, L., M., Campillo, N., Shapiro (2006). A study of the seismic noise from its long range correlation properties, *J. Geophys. Res. 111, B10306*.
- Stein, S., Wysession, M. (2003). An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure. Blackwell Publishing.
- Tokimatsu, K. (1998). Geotechnical site characterizatin using surface waves, *Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368.
- Yamamoto, H. (2000). Estimation of Shallow S-Wave Velocity Structures from Phase Velocities of Love and Rayleigh Waves in Microtremors, *Proceedings of the 12th* World Conference on Earthquake Engineering (Auckland, New Zealand).
- Yamanaka, H., M., Takemura, H., Ishida, M., Niwa (1994). Characteristics of Long-Period Microtremors and their Applicability in Exploration of Deep Sediments, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 84)*, 1831-1841.
- Zhao, D., Y., Sheng, L., Xin (2016). Seismic anisotropy tomography: New insight into subduction dynamics, *Gondwana Research* 33, 24-43.
- Ανθυμίδης, Μ. (2008). Συμβολή στη Μελέτη της Γεωφυσικής Δομής και της Απόκρισης των Επιφανειακών στρωμάτων της Γης με τη Χρήση Δεδομένων Δικτύων Μικροθορύβου και Σεισμικών Καταγραφών, Μεταπτυχιακή Διατριβή, ΑΠΘ.
- Παπαζάχος και Παπαζάχος (2013). Εισαγωγή στη Γεωφυσική. Εκδόσεις ZHTH; 978-960-456-386-9.
- Παπαζάχος, Καρακαίσης, Χατζηδημητρίου (2005). Εισαγωγή στη Σεισμολογία. Εκδόσεις ZHTH; 960-431-979-5.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ

Στο παρόν κεφάλαιο περιγράφεται η διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής των χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων από καταγραφές μικροθορύβου (κεφάλαιο 2) στη Βόρεια Μυγδονία λεκάνη, με σκοπό τη μελέτη της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών της στρωμάτων της περιοχής μελέτης (κεφάλαιο 1). Στη συνέχεια, περιγράφεται αναλυτικά η διαδικασία συλλογής των δεδομένων, η επεξεργασία τους και τα τελικά αποτελέσματα της τρισδιάστατης (3D) δομής ταχυτήτων των κυμάτων Love στις επιφανειακές αποθέσεις της λεκάνης.

3.1 Γεωμετρία δικτύου σεισμογράφων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Η Μυγδονία λεκάνη όπως έχει προαναφερθεί (κεφάλαιο 1) σχηματίστηκε από τη δράση ενός ζεύγους συζυγών ρηγμάτων που εντοπίζονται στο βόρειο και νότιο τμήμα της. Ωστόσο, το νότιο ρήγμα παρουσιάζει μία εντονότερη δράση σε σχέση με το βόρειο, έχοντας ως αποτέλεσμα το μεγαλύτερο πάχος των ιζηματογενών αποθέσεων στο νότιο τμήμα της λεκάνης. Με άλλα λόγια, στο βόρειο τμήμα το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της λεκάνης βρίσκεται σε μικρότερα βάθη από ότι στο νότιο, κοντά στα όρια της.

Η εγκατάσταση του δικτύου των σεισμογράφων έγινε στο βόρειο τμήμα της λεκάνης για να εντοπιστεί πιο εύκολα το υπόβαθρο και να μελετηθούν εκτενέστερα οι επιφανειακές αποθέσεις. Στο σχήμα 3.1 φαίνεται η γεωμετρία του δικτύου σε σχέση με τη γεωλογία της λεκάνης, όπου παρατηρείται πως το βόρειο τμήμα του δικτύου καλύπτεται από το υπόβαθρο, το κεντρικό από το προ-Μυγδονιακό σύστημα αποθέσεων και το νότιο από τις αποθέσεις του Μυγδονιακού συστήματος και πιο πρόσφατες Ολοκαινικές αποθέσεις.



Σχήμα 3.1. Γεωλογία της Μυγδονίας λεκάνης στην κλίμακα της θέσης εγκατάστασης του προσωρινού δικτύου σεισμογράφων που εγκαταστάθηκαν σε δύο ομόκεντρους κύκλους.



Σχήμα 3.2. Τελική γεωμετρία των θέσεων εγκατάστασης των δεκτών του δικτύου.

Για τη συλλογή των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 27 συνολικά σεισμογράφοι (μέθοδος WARAN, Ohrnberger et al. 2006) Guralp με ψηφιοποιητές των 24bit και αισθητήρες με περίοδο τουλάχιστον 5 sec. Η συχνότητα δειγματοληψίας ήταν 100 Hz. Από τα 27 όργανα, τα 19 εγκαταστάθηκαν σε έναν εξωτερικό κύκλο διαμέτρου περίπου 1.8 km και οι θέσεις τους παρέμειναν σταθερές σε όλη τη διάρκεια της δειγματοληψίας. Ο εσωτερικός κύκλος διαμέτρου περίπου 700 m αποτελείται από 8 όργανα που μετακινούνταν κάθε μέρα για συνολικά 7 ημέρες (σχήμα 3.2, Πίνακας IV). Η μετατόπιση των οργάνων πραγματοποιήθηκε για τη βέλτιστη κάλυψη της περιοχής, ενώ οι αποστάσεις μεταξύ δύο καταγραφέων έφτασαν μέχρι και 2 km.

Οι καταγραφές μικροθορύβου γίνονταν σε ημερήσια βάση, όπου τα όργανα καταγραφής λειτουργούσαν για 8-15 ώρες. Η πιο πιθανή πηγή εδαφικού θορύβου ενδέχεται να αποτελεί ο αυτοκινητόδρομος της Εγνατίας οδού που βρίσκεται κοντά στην περιοχή μελέτης. Συνολικά συλλέχθηκαν πάνω από 12 GB δεδομένων σε αρχεία μορφής mini-Seed (Standard for the Exchange of Earthquake Data). Η συνολική διάρκεια καταγραφής του μικροθορύβου διήρκησε 2 βδομάδες και συλλέχθηκαν δεδομένα για 1426 ζεύγη σεισμογράφων. Οι συντεταγμένες των σταθμών μετατράπηκαν από γεωγραφικές σε συντεταγμένες τοπικού καρτεσιανού καννάβου, προσαρμοσμένου στις ανάγκες της περιοχής μελέτης. Δόθηκε μεγάλη έμφαση στην κάλυψη του υποβάθρου της περιοχής από διαδρομές μικροθορύβου για να μπορέσει να αναγνωριστεί με μεγάλη ακρίβεια η επαφή ανάμεσα στο υπόβαθρο και στις νεώτερες (π.χ. Νεογενείς) αποθέσεις.

GEO PAS	TOS"				
M. C. C. S. Land	-102				
Tu Station	View Yi	new	Station	Xnew	Ynew

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

- 88

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ

	OTIAL	.102				
	T15	118.52	978.48	WAU041	1283.18	1264.50
1	T01.0	42.45	1333.84	WAU051	1386.52	915.93
	T16	266.31	1502.01	WAU061	1100.00	700.00
	Т03	468.28	1693.26	WAU071	681.96	644.48
	T17	743.05	1748.79	WAU081	496.43	882.00
	Т04	991.97	1708.69	WAU022	670.24	1329.27
	T02	1346.58	1776.55	WAU032	907.43	1443.41
	Т05	1573.91	1631.57	WAU042	1269.09	1289.17
	Т06	1882.03	1418.73	WAU052	1388.87	952.94
	Т07	1820.99	999.21	WAU062	1129.69	726.41
	Т08	1856.23	678.41	WAU072	712.02	625.35
	T18	1750.56	480.99	WAU082	514.19	864.10
	Т09	1506.31	178.69	WAU012	506.59	1085.09
	T10	1186.90	141.67	WAU015	503.48	996.13
	Т20	973.17	55.30	WAU025	616.22	1264.50
	T11	767.81	114.53	WAU035	820.54	1418.73
	T12	489.65	325.52	WAU045	1179.85	1357.04
	T13	263.91	489.87	WAU055	1363.03	1057.82
	T14	167.54	731.96	WAU065	1217.43	774.03
	WAU013	501.14	1057.82	WAU075	820.52	650.65
	WAU023	651.45	1310.76	WAU085	602.11	786.37
	WAU033	881.60	1437.24	WAU017	512.87	928.27
	WAU043	1245.60	1310.76	WAU027	576.29	1122.60
	WAU053	1381.82	983.79	WAU037	766.52	1381.71
	WAU063	1163.41	740.10	WAU047	1088.26	1397.14
	WAU073	740.67	638.31	WAU057	1353.63	1150.36
	WAU083	534.01	838.81	WAU067	1287.88	817.22
	WAU014	494.09	1023.89	WAU077	970.83	659.90
	WAU024	630.31	1286.09	WAU087	625.59	703.08
	WAU034	853.41	1427.98	WAU016	501.13	965.28
	WAU044	1215.07	1332.36	WAU016	506.58	967.38
	WAU054	1377.12	1020.81	WAU026	630.31	1239.82
	WAU064	1184.55	758.61	WAU036	792.36	1390.97
	WAU074	789.99	638.31	WAU046	1135.23	1381.71
	WAU084	562.19	801.79	WAU056	1353.64	1125.69
	WAU011	517.58	1113.35	WAU066	1244.67	786.37
	WAU021	693.72	1353.95	WAU076	867.59	638.68
	WAU031	949.70	1403.31	WAU086	609.72	750.84

Πίνακας ΙV. Γεωγραφική θέση των σταθμών σε καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων.

3.2 Επεξεργασία δεδομένων

ΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Στο πρωταρχικό στάδιο της επεξεργασίας, τα δεδομένα που καταγράφηκαν επεξεργάστηκαν με την εφαρμογή διάφορων φίλτρων και διορθώσεων για να βελτιστοποιηθεί η ακρίβεια τους. Πιο συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε ένα φίλτρο προσομοίωσης για να απαλλαχθούν οι καταγραφές από την επίδραση των τεχνικών χαρακτηριστικών των αισθητήρων των καταγραφέων. Η εφαρμογή αυτού του φίλτρου έγινε καθώς στο πείραμα χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι τύποι αισθητήρων. Σύμφωνα με τον Seidl (1980), για να ελαχιστοποιηθεί η επίδραση αυτή πρέπει να κατασκευαστεί ένα αντίστροφο φίλτρο μέσω της ανακατασκευής της συνάρτησης διάδοσης, T_{act}, της επίδρασης αυτής στην καταγραφή. Για την χρησιμοποίηση ενός ενιαίου φίλτρου το οποίο θα αποκόπτει τις ανεπιθύμητες συχνότητες μετά τη διόρθωση του φίλτρου του οργάνου (αισθητήρα) καταγραφής, χρησιμοποιείται η προσομοίωση της συνάρτησης οργάνου ενός συνθετικού καταγραφέα, T_{syn}. Ο σχετικός μετασχηματισμός που περιλαμβάνει και τις 2 διορθώσεις δίνεται από τη σχέση:

$$T_{sim} = \frac{1}{T_{syn}} T_{syn} = \frac{s^2 + 2h_0 \omega_0 s + \omega_0^2}{s^2 + 2h_1 \omega_1 s + \omega_1^2}$$
(3.1)

Στην προκειμένη περίπτωση, s είναι ένας μιγαδικός αριθμός, h_0 είναι ο παράγοντας απόσβεσης του καταγραφέα και h_1 του συνθετικού καταγραφέα, ω_0 η γωνιακή συχνότητα του καταγραφέα και ω_1 η γωνιακή συχνότητα του συνθετικού καταγραφέα. Για τη χρήση του φίλτρου πρέπει να εφαρμοστούν δύο διορθώσεις. Η πρώτη δίνεται από την παρακάτω εξίσωση (Scherbaum, 2007) και εφαρμόζει ένα διγραμμικό μετασχηματισμό, ώστε συνεχόμενα συστήματα να προβάλλονται σε διακριτά χωρίς να μεταβάλλεται η φάση τους και επιτρέπει τον υπολογισμό του μιγαδικού αριθμού, s:

$$s = \frac{2}{T} \cdot \frac{1 - z^{-1}}{1 + z^{-1}}$$
(3.2)

Στην εξίσωση 3.2, ο όρος z είναι ένας μιγαδικός αριθμός που συνδέεται με την περίοδο δειγματοληψίας, προφανώς ίση με το αντίστροφο της συχνότητας δειγματοληψίας. Η δεύτερη διόρθωση αναφέρεται στην γωνιακή συχνότητα και πρέπει να εφαρμοστεί ώστε να αναδειχθούν οι χαμηλές συχνότητες ω του διακριτού φάσματος (Scherbaum, 2007):

$$\omega' = \frac{2}{T} \tan(\frac{\omega T}{2})$$
(3.3)

Η εφαρμογή της διόρθωσης αυτής γίνεται πριν τον διγραμμικό μετασχηματισμό σε περιπτώσεις όπου παρατηρούνται απότομες μεταβολές σε ιδιάζουσες συχνότητες ω. Η τελική συνάρτηση που προκύπτει έχει τη μορφή:



Οι παράμετροι b_1 και a_k της σχέσης 3.4 προκύπτουν από την παρακάτω εξίσωση του φίλτρου αναδρομικής ανάκτησης y(n):

$$y(n) = \frac{1}{a_0} \left(\sum_{l=0}^{N} b_l x(n-l) - \sum_{k=1}^{M} a_k y(n-k) \right)$$
(3.5)

Τα φίλτρα αναδρομικής ανάκτησης έχουν επαναληπτικό χαρακτήρα και στοχεύουν στη βελτιστοποίηση του γραφικού αποτελέσματος της χρονοσειράς της T(z). Πρακτικά συνεισφέρει στην απομάκρυνση σφαλμάτων ανάμεσα σε αισθητήρες σεισμογράφων διαφορετικού ή και ίδιου τύπου. Η τεχνική που περιγράφτηκε εξομαλύνει τα αρχικά δεδομένα από σφάλματα στη διαδικασία της ψηφιοποίησης των καταγραφών.

Ένα εξαιρετικά σύνηθες πρόβλημα στις κυματομορφές των αρχικών σεισμικών δεδομένων είναι η ύπαρξη μεγάλων περιόδων στο φάσμα της καταγραφής. Η ύπαρξη τέτοιων περιόδων δημιουργεί σφάλματα στα πλάτη καταγραφής, όπως και στον εντοπισμό εδαφικών διεγέρσεων μικρότερης περιοδικότητας, όπως είναι οι καταγραφές του μικροθορύβου. Αντίστοιχα, ενδέχεται να καταγραφούν ταλαντώσεις μικρής περιόδου και μεγάλου πλάτους (spikes), που δυσχεραίνουν τη διασυσχέτιση δύο καταγραφών. Για το λόγο αυτό, εφαρμόστηκε ένα φίλτρο αποκοπής χαμηλών και υψηλών συχνοτήτων τύπου Buttersworth.

Βασική αρχή ενός φίλτρου Buttersworth είναι πως όλοι του οι πόλοι συγκεντρώνονται συμμερικά ως προς ένα κύκλο ακτίνας ω_cε^{-1/N}. Στην προηγούμενη σχέση, N είναι ο βαθμός του φίλτρου και ω_c η γωνιακή συχνότητα του φίλτρου όπου ω_c = ω_{high} - ω_{low} που πρακτικά ισούται με τη διαφορά ανάμεσα στη μέγιστη και την ελάχιστη επιθυμητή συχνότητα. Για τις καταγραφές του πειράματος της Μυγδονίας λεκάνης, η κατώτερη συχνότητα του φίλτρου ήταν ίση με 0.5 Hz και η μέγιστη 30 Hz. Η παράμετρος ε αναφέρεται στην ενίσχυση του σήματος και δίνεται από τη σχέση:

$$\left| T(j\omega)^{2} \right| > \frac{1}{1+\varepsilon^{2}}, \alpha v \left| \omega \right| < \omega_{c}$$
 (3.6)

Με απλή αντικατάσταση του όρου jω=s, τότε η προηγούμενη σχέση μετασχηματίζεται και συνδέεται με τη διαδικασία του φίλτρου προσομοίωσης της απόκρισης του σεισμογράφου. Με αυτές τις διεργασίες οι αρχικές καταγραφές αποκόπηκαν σε ένα επιθυμητό φάσμα συχνοτήτων και αντιμετωπίστηκαν τα ενδεχόμενα σφάλματα που εμπεριέχονταν στη χρήση πολλαπλών αισθητήρων. Οι επεξεργασμένες κυματομορφές χωρίστηκαν σε παράθυρα των 90 sec και προστέθηκαν η μία πάνω στην άλλη (stacking) για να αποφευχθούν οι καταγραφές σποραδικού (τυχαίου, μη συστηματικού) εδαφικού θορύβου και να αυξηθεί λόγος σήματος προς θόρυβο (SNR).

3.2.1. Διασυσχέτιση καταγραφών θορύβου

μήμα Γεωλογίας

λογη

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Επειτα από την εφαρμογή των κατάλληλων διορθώσεων και φίλτρων στις αρχικές καταγραφές αυτές διασυσχετίστηκαν. Όπως είναι γνωστό (π.χ. Cuppilard et al., 2011), η συνάρτηση διασυσχέτισης, C_{AB}(t) μεταξύ δύο σταθμών A και B, δίνεται από τη σχέση:

$$C_{AB}(t) = \sum_{p,p'} \int A_p(t_A + t) B_{p'}(t) dt_A$$
(3.7)

Στη σχέση 3.2 ο όρος A_p αναφέρεται στο σήμα που κατέγραψε ο σταθμός $A, B_{p'}$ το σήμα καταγραφής στο σταθμό Β και οι τελεστές p και p' αναφέρονται στο άθροισμα των σημειακών πηγών που συνέβαλαν στην παραγωγή των δύο σημάτων. Δεν δίνεται έμφαση στη φύση ή τις ιδιότητες των πηγών, ενώ για να μπορούν δύο καταγραφές να διασυσχετιστούν πρέπει να έχουν μία κοινή πηγή, οπότε:

$$C_{AB}(t) = \sum_{p} C_{AB}^{p}(t) \qquad (3.8)$$

(2, 0)

και

$$C_{AB}^{p}(t) = \int A_{p}(t_{A}+t)B_{p}(t)dt_{A} \qquad (3.9)$$

Επομένως είναι εφικτός ο υπολογισμός της συνάρτησης διασυσχέτισης για πολύ μικρή μεταβολή της αρχικής καταγραφής του σταθμού Α μέχρι την καταγραφή του εδαφικού θόρυβου σε χρόνο t. Χρησιμοποιώντας το θεώρημα Fourier, η συνάρτηση διασυσχέτισης μπορεί να υπολογιστεί στο φάσμα των συχνοτήτων από τη σχέση (π.χ. Hannemann, 2011):

$$C_{AB}(t) \Leftrightarrow A(\omega)B^{*}(\omega)$$
 (3.10)

Για να μπορεί να ανακατασκευαστεί η δομή ταχυτήτων ενός μέσου από τις συναρτήσεις διασυσχέτισης, θα πρέπει να είναι δυνατή στην πραγματικότητα η ανακατασκευή της συνάρτησης Green του μέσου. Η συνάρτηση Green στην Γεωφυσική αναφέρεται στη συνάρτηση της ελαστικής δομής ενός μέσου. Εφόσον οι σεισμικές ταχύτητες εξαρτώνται άμεσα από τις ελαστικές ιδιότητες του μέσου, ο προσδιορισμός της ελαστικής του δομής επιτρέπει και τον αντίστοιχο προσδιορισμό της δομής ταχυτήτων του. Οι Goudeard et al. (2008) έδειξαν ότι οι συναρτήσεις διασυσχέτισης συνδέονται με τη συνάρτηση Green του μέσου, G, στο φάσμα των συχνοτήτων, σύμφωνα με τη σχέση:

$$\hat{C}(\omega, r_1, r_2) = -\frac{2^{d+1} \pi^{d-1}}{\sigma_{d-1}} \frac{c^d}{\omega^{d-2}} \wp \, \hat{G}(\omega, r_1, r_2)$$
(3.11)



Επομένως, οι συναρτήσεις διασυσχέτισης του εδαφικού θορύβου συνδέονται με την συνάρτηση Green του μέσου ως πρώτες παράγωγοι αυτής. Για την ανακατασκευή της δομής ταχυτήτων των κυμάτων Love διασυσχετίστηκαν οι οριζόντιες εγκάρσιες (Transverse) καταγραφές των οργάνων του δικτύου, σύμφωνα με όσα έχουν αναφερθεί νωρίτερα για τα κύματα Love. Στο σχήμα 3.3. φαίνεται ένα παράδειγμα όπου η πηγή του εδαφικού θορύβου βρίσκεται πιο κοντά στον σταθμό Α, με αποτέλεσμα να καταγραφεί αργότερα στον Β. Αν υπολογιστεί η διασυσχέτιση ανάμεσα στους δύο σταθμούς με μετατόπιση της καταγραφής Α προς την Β τότε το μέγιστο της διασυσχέτισης θα εντοπιστεί σε θετικούς χρόνους, ενώ αν υπολογιστεί κατά την αντίθετη φορά, τότε το μέγιστο θα εντοπιστεί σε αρνητικούς χρόνους.



Σχήμα 3.3. Μεταβολή της μέγιστης τιμής της διασυσχέτισης δύο καταγραφών μικροθορύβου στους σταθμούς Α και B, ανάλογα με την κατευθυντικότητα της διασυσχέτισης.

3.2.2. Μετασχηματισμός κυματικού πεδίου

Στο επόμενο βήμα πραγματοποιήθηκε ο μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου των συναρτήσεων διασυσχέτισης για κάθε ζεύγος οριζόντιων καταγραφών. Η έννοια του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου (FTAN - Frequency Time ANalysis) αναφέρεται στην ανάλυση του πλάτους διασυσχέτισης σε συνιστώσες χρόνου καθυστέρησης και συχνότητας. Για να επιτευχθεί αυτό, οι συναρτήσεις διασυσχέτισης φιλτράρονται με κατάλληλο αριθμό φίλτρων Gauss ανά οκτάβα. Σύμφωνα με τους Dziewonski et al. (1969), το συνεχές πλάτος της συνάρτησης διασυσχέτισης μπορεί να αναλυθεί ως:

$$A(t) = [h^{2}(t) + q^{2}(t)]^{1/2}$$
(3.13)

a 1 a)

δηλαδή σε μία συνιστώσα h(t) του φιλτραρισμένου σήματος και σε μία συνιστώσα q(t) που αποτελεί τη συνάρτηση της μετατροπής Hilbert του φιλτραρισμένου

σήματος, που επιτυγχάνεται με τον αντίστοιχο μετασχηματισμό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Στα δεδομένα της Μυγδονίας λεκάνης χρησιμοποιήθηκαν 6 φίλτρα Gauss για κάθε οκτάβα και το κάθε φίλτρο είχε εύρος ίσο με το 25% της κεντρικής συχνότητας. Κάθε φίλτρο διαχωρίστηκε σε σχέση με το επόμενο του υιοθετώντας μία σταθερή λογαριθμική απόσταση, έχοντας ως αποτέλεσμα τη συνολική εφαρμογή 36 φίλτρων που καλύπτουν 6 οκτάβες. Κάθε φίλτρο ανακατασκευάζει πρακτικά για κάθε συχνότητα μία φιλτραρισμένη καταγραφή (μπλε κυμματομορφή στο σχήμα 3.4a), από τη συνάρτηση διασυσχέτισης (μαύρη κυμματομορφή στο κάτω τμήμα του σχήματος 3.4a). Η περιβάλλουσα κάθε καταγραφής, η οποία ονομάζεται συνάρτηση φακέλου (κόκκινες γραμμές στο σχήμα 3.4.) των επιφανειακών κυμάτων Love επιτρέπουν να αναγνωριστεί το μέγιστο της ενέργειας, το οποίο αντιστοιχεί στο μέγιστο πλάτος διασυσχέτισης του φίλτρου (δηλαδή για τη συγκεκριμένη συχνότητα) και ουσιαστικά αποτελεί ένα σημείο της καμπύλης διασποράς του συγκεκριμένου κυματικού πεδίου. Το σύνολο των μέγιστων πλατών από κάθε φίλτρο για όλες τις συχνότητες δημιουργεί την καμπύλη διασποράς της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Love (μπλε διακεκομμένη γραμμή).

Κατά την ανακατασκευή της συνάρτησης διασυσχέτισης, οι καταγραφές μετατοπίστηκαν κατά σταθερά λογαριθμικά βήματα στο πεδίο του χρόνου (Lag time), τόσο θετικά όσο και αρνητικά, για να καθοριστεί η διασυσχέτιση στο ζεύγος καταγραφών για κύματα και στις 2 κατευθύνσεις διάδοσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τον υπολογισμό αρνητικών και θετικών χρόνων καθυστέρησης στο μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου. Τόσο τα θετικά όσο και τα αρνητικά ενεργειακά μέγιστα μπορούν να χρησιμοποιηθούν στην κατασκευή της καμπύλης διασποράς του συγκεκριμένου ζεύγους σεισμογράφων. Στη χρονική στιγμή μηδενικής μετατόπισης η συνάρτηση διασυσχέτισης ενισχύεται λόγω της καταγραφής κυμάτων ταυτόχρονα από τους 2 σεισμογράφους (π.χ. κύματα χώρου μακρινών σεισμών, κλπ.).

Η ερμηνεία του φαινομένου φαίνεται και στο σχήμα 3.3, καθώς τα 2 μέγιστα αντιστοιχούν σε καταγραφές μικροθορύβου με διαφορετική κατευθυντικότητα διάδοσης σε σχέση με τη γραμμή του ζεύγους των δύο σταθμών. Εφόσον αποτελούν συνάρτηση του συστήματος αναφοράς της διασυσχέτισης και φέρουν πληροφορίες για υπεδάφιες δομές, για να αναδειχθούν στο κυματικό πεδίο οι συναρτήσεις φακέλου διπλώθηκαν γύρω από τον άξονα αναφοράς (t=0) και τα πλάτη των συναρτήσεων φακέλου σε αρνητικούς χρόνους προστέθηκαν στους θετικούς.

3.2.3. Επιλογή καμπυλών διασποράς

Σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας, καθορίστηκαν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς των κυμάτων Love από τους μετασχηματισμούς του κυματικού πεδίου. Όπως φαίνεται και στο σχήμα 3.4, οι καμπύλες διασποράς για κάθε ζεύγος σεισμογράφων του δικτύου καθορίζονται από τα μέγιστα ενεργειακά πεδία στο μετασχηματισμό χρόνου-συχνότητας του κυματικού πεδίου. Ο καθορισμός τους έχει δεσπόζουσα σημασία, καθώς αποτελούν συναρτήσεις του χρόνου καθυστέρησης της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Love για ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Για το λόγο αυτό, απαιτείται υψηλή ακρίβεια, καθώς ενδεχόμενα σφάλματα επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τα τομογραφικά αποτελέσματα και οδηγούν σε επισφαλή συμπεράσματα για τη δομή του μέσου.

Λόγω της φύσης των επιφανειακών κυμάτων, καθώς και της ενίσχυσης του σήματος στις αρκετά μικρές συχνότητες από την μετατροπή Hilbert, η αξιοπιστία



Σχήμα 3.4. α) Υπολογισμός της συνάρτησης διασυσχέτισης για 6 φίλτρα Gauss ανά οκτάβα σε καταγραφές μικροθορύβου της Μυγδονίας λεκάνης. Με κόκκινη γραμμή σημειώνονται οι συναρτήσεις φακέλου των επιφανειακών κυμάτων για διάφορες συχνότητες και με μπλε διακεκομμένη γραμμή το μέγιστο της ενέργειας πεδίο για τους θετικούς και αρνητικούς χρόνους καθυστέρησης, δηλαδή ενδεικτικά σημεία της καμπύλης διασποράς της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Love. β) Μετασχηματισμός του συγκεκριμένου ενεργειακού κυματικού πεδίου με δίπλωση των συναρτήσεων φακέλου των θετικών και αρνητικών συχνοτήτων και καθορισμός της καμπύλης διασποράς των καταγραφών θορύβου του συγκεκριμένου ζεύγους σεισμογράφων (από Hannemann et al. 2013).

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

τους είναι αρκετά αμφίβολη και δεν δόθηκε μεγάλη έμφαση στα συγκεκριμένα ενεργειακά πεδία που λόγω της σκέδασης τους, δίνουν πληροφορίες για μεγάλα βάθη. Πολλαπλά ενεργειακά μέγιστα εντοπίστηκαν στις μεγάλες συχνότητες λόγω της ύπαρξης πολλαπλών ετερογενειών στους ιζηματογενείς σχηματισμούς της λεκάνης, αλλά και της άφιξης άλλων κυμάτων (χώρου, κλπ.), αλλά και στις μικρές συχνότητες, λόγω υπέρβασης του μέγιστου μήκους κύματους που μπορεί να δεί η διάταξη ενός ζεύγους καταγραφέων. Για το λόγο αυτό εφαρμόστηκε ως κριτήριο αποκλεισμού των πολύ μικρών συχνοτήτων η καμπύλη $\lambda/2$ (σχήμα 3.5), η οποία αντιστοιχεί στην επιλογή μόνο των σημείων της καμπύλης διασποράς που ικανοποιούν τη συνθήκη $r > 2\lambda$, δηλαδή το μήκος του κύματος να είναι το πολύ διπλάσιο της απόστασης των δύο σταθμών ή διαφορετικά η απόσταση των σταθμών να είναι το μέγιστα, παρά στην κάλυψη μεγάλου εύρους συχνοτήτων.

Η θέση της πηγής του εδαφικού θορύβου και τα χαρακτηριστικά της επηρεάζουν και σε άλλο βαθμό τις υπολογιζόμενες καμπύλες διασποράς. Η κύρια πηγή μικροθορύβου στην περιοχή οφείλεται στις εδαφικές κινήσεις κατά μήκος της Εγνατία οδού που βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της διάταξης. Επίσης, σημαντική είναι η παρουσία του μικρότερου αυτοκινητιστικού δικτύου στο βόρειο τμήμα της περιοχής που παράγει εδαφικό θόρυβο σε διεύθυνση Α-Δ. Ακόμα, οι αγροτικές δραστηριότητες είναι έντονες στην περιοχή, με αποτέλεσμα την γένεση σημειακών πηγών μικροθορύβου τυχαίας χωροχρονικής κατανομής. Το σύνολο αυτών δραστηριοτήτων παράγει εδαφικό θόρυβο υψηλών συχνοτήτων και συνδυαστικά με τους ανώτερους αρμονικούς των επιφανειακών κυμάτων δημιουργούν μία ασυμμετρία στις υψηλές συχνότητες του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου. Σημαντική είναι αρκετές φορές και η επίδραση τους στις ενδιάμεσες και χαμηλές συχνότητες (1-10 Hz), ειδικά στα ζεύγη με διεύθυνση B-N, με αποτέλεσμα να καθίσταται προβληματική η επιλογή των καμπυλών διασποράς.

Συνολικά καθορίστηκαν 1065 καμπύλες διασποράς από τα 1426 διαθέσιμα ζεύγη σεισμογράφων του δικτύου. Η απώλεια κάποιων δεδομένων οφείλεται στο προβλήμα της κατευθυντικότητας και της χωροχρονικής κατανομής της διάδοσης του μικροθορύβου που ήδη περιγράφτηκε, καθώς και σε ορισμένες δυσλειτουργίες του δικτύου. Ήδη από την διαδικασία της επιλογής των πειραματικών καμπυλών σκέδασης, παρατηρήθηκαν διαφορετικές μορφές καμπυλών ανάλογα με τη θέση του ζεύγους στη λεκάνη. Στο σχήμα (3.5) φαίνονται οι μετασχηματισμοί του κυματικού πεδίου και οι καμπύλες διασποράς δύο ζευγών, ενός στο βόρειο και ενός στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης. Γίνεται εύκολα αντιληπτό πως το πρώτο ζεύγος που επηρεάζεται έντονα από το υπόβαθρο της λεκάνης έχει σημαντικά υψηλές ταχύτητες V_s ≈ 1600 m/s, σε σημείο μάλιστα οριακά αποδεκτό από την καμπύλη λ/2. Αντίθετα, το δεύτερο ζεύγος που βρίσκεται στο νότιο τμήμα του δικτύου επηρεάζεται εκτενώς από τις Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις, έχοντας μία μέση τιμή $V_s \approx 200$ m/s, με σημαντική ακρίβεια στις υψηλότερες συχνότητες, όπου δεν παρατηρείται έντονη μεταβολή των ενεργειακών μεγίστων (μέγιστη διασυσγέτιση). Τέλος, παρατηρείται η έντονη διακύμανση των πλατών της συνάρτησης διασυσχέτισης στις υψηλές συχνότητες του πρώτου ζεύγους (παράταξης B-N), φαινόμενο το οποίο οφείλεται στις ετερογένειες της λεκάνης, στη διάδοση αρμονικών ανώτερης τάξης, κλπ.





Σχήμα 3.5. Πειραματικές καμπύλες σκέδασης για δύο (2) ζεύγη σεισμογράφων στο βόρειο (επάνω) και στο νότιο (κάτω) τμήμα της περιοχής μελέτης. Στο πρώτο ζεύγος που βρίσκεται κοντά στο υπόβαθρο παρατηρούνται ταχύτητες με μέση τιμή V_s=1600 m/s, ενώ στο δεύτερο που επηρεάζεται από τις Νεογενείς αποθέσεις η καμπύλη διασποράς έχει μία μέση ταχύτητα V_s=200 m/s.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3



ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.6 Κάλυψη ακτινών του καμπυλών διασποράς που υπολογιστηκαν στο πλαίσιο της διατριβής για έξι (6) χαρακτηριστικές συχνότητες. Οι άξονες του δικτύου αναφέρονται στις τοπικές καρτεσιανές συντεταγμένες.

3.3 Χρόνοι διαδρομής

Α.Π.Θ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.3.1. Χρόνοι διαδρομής κυμάτων Love για τη θέση παρατήρησης

Σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων Love που καταγράφηκαν στους σεισμογράφους του δικτύου. Αρχικά, οι θέσεις εγκατάστασης των σταθμών μετατράπηκαν στο τοπικό καρτεσιανό σύστημα συντεταγμένων για την πιο εύκολη παρουσίαση των αποτελεσμάτων. Εφόσον η μέγιστη διάμετρος του δικτύου δεν υπερβαίνει τα 2 km, η απόσταση ανάμεσα σε δύο σταθμούς A και B μπορεί να θεωρηθεί ευθεία, αγνοώντας την καμπυλότητα της γήινης επιφάνειας. Η απόσταση D_{AB} ανάμεσα σε δύο σταθμούς A(x₁,y₁) και B(x₂,y₂) μπορεί να υπολογιστεί από την απλή σχέση:

$$D_{AB} = \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + (y_2 - y_1)^2}$$
(3.13)

Οι καμπύλες διασποράς που υπολογίστηκαν μετατράπηκαν από συναρτήσεις φίλτρων Gauss σε συναρτήσεις συχνότητας και ανακατασκευάστηκαν σε 35 διακριτές συχνότητες με λογαριθμικό βήμα δειγματοληψίας, δηλαδή πυκνή δειγματοληψία στις χαμηλές συχνότητες και αραιή στις πιο υψηλές. Στο σχήμα 3.6 φαίνεται η χωρική κατανομή των ζεύγων σεισμογράφων για τα οποία υπολογίστηκαν χρόνοι καθυστέρησης από τους μετασχηματισμούς του κυματικού πεδίου για ενδιάμεσες και υψηλές συχνότητες. Παρατηρείται ελάττωση του αριθμού των ζευγών με αύξηση της συχνότητας λόγω της ασυνέχειας της κατανομής της ενέργειας στο κυματικό πεδίο. Ιδιαίτερα στα 8.83 Ηz τα διαθέσιμα ζεύγη επικεντρώνονται στο βόρειο τμήμα του δικτύου, καθώς δίνουν πληροφορίες κυρίως για το υπόβαθρο.

Οι χρόνοι διαδρομής, t, υπολογίζονται εύκολα από τους χρόνους καθυστέρησης, s, για κάθε συχνότητα σύμφωνα με τη σχέση t = Ds. Παρατηρήθηκαν χρόνοι διαδρομής σε επικεντρικές αποστάσεις από 50 έως 1800 m. Σε πολύ μεγάλες αποστάσεις είναι σημαντική η παρουσία ανώτερων αρμονικών, καθώς παρατηρήθηκε μία μεταβολή στην κλίση των δεδομένων. Για τον λόγο αυτό απορρίφθηκαν οι χρόνοι διαδρομής που αντιστοιχούν σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 1200 m. Στο σχήμα 3.7 φαίνονται οι πίνακες των χρόνων διαδρομής των κυμάτων Love σε συνάρτηση με την απόσταση των σταθμών του δικτύου για έξι χαρακτηριστικές συχνότητες. Παρατηρείται μία γραμμική εξάρτηση ανάμεσα στις δύο ποσότητες και μπορεί εύκολα να υπολογιστεί μία μέση ταχύτητα διάδοσης για κάθε συχνότητα. Επίσης, διακρίνονται τρεις ομάδες δεδομένων με διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης, οι οποίες εξαρτώνται έντονα από τη γεωλογία της περιοχής.

3.3.2. Προκαταρκτική χωρική ερμηνεία αποτελεσμάτων

Η περιοχή μελέτης χωρίστηκε σε επιμέρους τμήματα, ένα βόρειο (Y=1200-1800 m), ένα κεντρικό (Y=600-1200 m) και ένα νότιο τμήμα (Y=0-600 m), όπου Y είναι η θέση του κεντρικού σημείου κάθε ακτίνας σε σχέση με τον άξονα y που δείχνει στο Βορρά, για τη βέλτιστη ερμηνεία της κατανομής των χρόνων διαδρομής που προέκυψαν. Από την γεωλογική δομή που περιγράφτηκε αναμένεται μία αύξηση του πάχους των ιζημάτων καθώς κινούμαστε προς τα νότια της περιοχής μελέτης. Κατά συνέπεια, αναμένονται μεταβολές στην ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Love σε διεύθυνση κάθετη στον άξονα ανάπτυξης της λεκάνης (σε διεύθυνση \approx B - N).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.7. Χρόνοι διαδρομής των κυμάτων Love σε συνάρτηση με την απόσταση των σταθμών του προσωρινού δικτύου σεισμογράφων για την περιοχή μελέτης για τέσσερις (4) χαρακτηριστικές συχνότητες.

ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Οι γεωλογικές παρατηρήσεις έρχονται σε καλή συμφωνία με τους χρόνους διαδρομής που υπολογίστηκαν από τις πειραματικές καμπύλες σκέδασης για κάθε ζεύγος δεκτών (σχήμα 3.7), καθώς παρατηρείται μία διαφοροποίηση στα τελικά δεδομένα με τρεις κυρίαρχες ομάδες διαφορετικών ταχυτήτων να δεσπόζουν. Στο σχήμα 3.8. φαίνονται οι χρόνοι διαδρομής για τη συχνότητα των 2.04 Hz, καθώς και η κατηγοριοποίηση τους σε βόρεια, κεντρικά και νότια δεδομένα σύμφωνα με την υποδιαίρεση που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης (διαστήματα τιμών Υ, δηλαδή της θέσης του μέσου κάθε ακτίνας στη διεύθυνση Βορρά-Νότου). Παρατηρούμε πως οι χρόνοι διαδρομής στο βόρειο τμήμα παρουσιάζουν υψηλή μέση ταχύτητα διάδοσης, ενδεικτική του γνευσιακού υποβάθρου. Αντίθετα στο νότιο τμήμα παρατηρείται χαμηλή μέση ταχύτητα διάδοσης, ενδεικτική των χαλαρών αποθέσεων. Στο κεντρικό τμήμα παρατηρείται μία έντονη διασπορά των δεδομένων με ενδιάμεση μέση ταχύτητα διάδοσης, ενδεικτική της μετάβασης από τα πιο χαλαρά ιζήμητα στο υπόβαθρο, καθώς τα σημεία που προβάλλονται περιέχουν ορισμένες βόρειες και νότιες διαδρομές.

Η διασπορά των σημείων φαίνεται να μεταβάλλεται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 1000-1200 m, καθώς υπάρχει μία σημαντική διακύμανση των δεδομένων ανάμεσα στα 0.5 και 5 s. Μία πιθανή εξήγηση είναι η παρουσία διάδοσης ανώτερων αρμονικών όρων των κυμάτων Love στις συγκεκριμένες αποστάσεις με αρκετά υψηλή ενέργεια, έτσι ώστε να υπερκαλύπτουν την ενέργεια του θεμελιώδους όρου στο κυματικό πεδίο. Η διάδοση ανώτερων αρμονικών φαίνεται καλύτερα στα «νότια» δεδομένα, καθώς διέρχονται από χαλαρά υλικά με χαμηλές τιμές παράγοντα ποιότητας Q και κατά συνέπεια υψηλότερη απόσβεση του θεμελιώδους όρου, ενώ οι ανώτεροι αρμονικοί διαδίδονται σε βαθύτερα στρώματα με πιο χαμηλή απόσβεση και διατηρούν την ενέργεια τους.

3.4. Τομογραφική αντιστροφή κυμάτων Love

3.4.1. Διαδικασία αντιστροφής

Για να υπολογιστεί η χωρική κατανομή των ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Love στην περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας. Για ένα πλήθος δεδομένων χρόνων διαδρομής, t_i , (i = 1,...,N) και για ένα μέσο με χρόνο καθυστέρησης, s, μπορεί να υπολογιστεί το ολοκλήρωμα:

$$t_i = \int_{L_i} \text{sdl} \qquad (3.14)$$

όπου L_i είναι το μήκος της ευθύγραμμης ακτίνας ανάμεσα σε ένα ζεύγος δεκτών. Η προηγούμενη σχέση μπορεί να γίνει εύκολα γραμμική χωρίζοντας τον χώρο μελέτης σε M κόμβους σταθερών χρόνων καθυστέρησης s_j (j = 1,...,M). Έχουν προταθεί αρκετές μέθοδοι (Aki and Lee 1976, Marquardt 1963, Constable et al. 1987) που αναφέρονται στην μη μοναδικότητα της λύσης του συστήματος, καθώς και σε παραμέτρους εξομάλυνσης και περιορισμού του εύρους των λύσεων. Το σύστημα που επιλύθηκε είναι της μορφής:

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3





Σχήμα 3.8. Μεταβολή των χρόνων διαδρομής των κυμάτων Love στην περιοχή μελέτης σε συνάρτηση με την απόσταση ανάμεσα στους δέκτες για την συχνότητα των 2.04 Hz. Με πράσινο χρώμα φαίνονται οι ακτίνες του νότιου τμήματος της περιοχής μελέτης, με μπλε του κεντρικού, και με κόκκινο του βόρειου. Με γκρι χρώμα σημειώνονται τα δεδομένα που αντιστοιχούν σε αποστάσεις r > 1200 m και λευκό τα δεδομένα που απορρίφθηκαν κατά τη διαδικασία αντιστροφής.



Στο γραμμικό σύστημα της σχέσης 3.15 εφαρμόστηκεε χωρική εξομάλυνση της τελικής λύσης με τη χρήση κατάλληλου παράγοντα εξομάλυνσης, λ, και ενός λαπλασιανού τελεστή. Παράλληλα, εφαρμόστηκε κατάλληλος παράγοντας απόσβεσης της λύσης, ε, όπως αναλύεται στη συνέχεια.

3.4.2. Παράμετροι εξομάλυνσης αντιστροφής

Για την βελτίωση του αποτελέσματος της αντιστροφής εφαρμόστηκαν διάφορες παράμετροι εξομάλυνσης της λύσης, καθώς και απόσβεσης της διαδικασίας των ελαχίστων τετραγώνων. Το αρχικό γραμμικό σύστημα της σχέσης (3.15), χωρίς τους περιορισμούς εξομάλυνσης και σταθεροποίησης/απόσβεσης, είναι της μορφής:

$$As=t \tag{3.16}$$

όπου A ο Ιακωβιανός πίνακας. Το σύστημα επιλύεται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων π.χ. μέσω του καθορισμού του γενικευμένου αντίστροφου Ιακωβιανού πίνακα, από τον πίνακα των ιδιαζόντων τιμών (Λ^{-1}), τον ορθογώνιο πίνακα των ιδιοδιανυσμάτων (V) και τον ανάστροφο πίνακα των ιδιοδιανύσματων (U^T) του, δηλαδή:

$$\mathbf{s} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{t} = \mathbf{A}^T \mathbf{A} \mathbf{t} = \mathbf{V} \Lambda^{-1} U^T t$$
(3.17)

Η λύση του χρόνου καθυστέρησης του συστήματος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$s = v_1 \frac{1}{\lambda_1} u_1 t_1 + v_2 \frac{1}{\lambda_2} u_2 t_2 + \dots + v_N \frac{1}{\lambda_N} u_N t_N$$
(3.18)

η οποία εξαρτάται άμεσα από τις ιδιάζουσες τιμές του πίνακα Α και είναι γνωστή ως μέθοδος SVD (Singular Value Decomposition). Στην περίπτωση της ύπαρξης πολύ μικρών ιδιαζουσών τιμών η τελική λύση ενισχύεται αποκλειστικά από τις τιμές αυτές, με συνέπεια την ύπαρξη μεγάλων σφαλμάτων στους χρόνους καθυστέρησης. Μελετώντας το πρόβλημα αυτό ο Marquardt 1963 πρότεινε την χρήση ενός συντελεστή απόσβεσης (ε στην προκειμένη περίπτωση), όπου περιορίζει την επίδραση των μικρών ιδιαζουσών τιμών και η σχέση (3.17) παίρνει την μορφή :



Πέρα από την εισαγωγή περιορισμών απόσβεσης (σχέση 3.19), για την βελτίωση του τομογραφικού αποτελέσματος έγινε εξομάλυνση των λύσεων του μοντέλου. Στο σχήμα (3.10) φαίνεται η εξομάλυνση της τιμής της καθυστέρησης, s_k, του κόμβου k με την επίδραση των καθυστερήσσεων των γειτονικών κόμβων κατά μια τιμή βαρύτητας λ_i. Με τον τρόπο αυτό περιορίζεται η ανεξαρτησία της λύσης του συστήματος, καθώς δίνεται έμφαση στην ομαλότητα της χωρικής της κατανομής. Η βαρύτητα, λ, που δίνεται στους γειτονικούς κόμβους εξαρτάται από τις ιδιαιτερότητες του προβλήματος. Στην προκειμένη περίπτωση εφαρμόστηκε εξομάλυνση, λ, χρησιμοποιώντας ένα λαπλασιανό τελεστή ∇^2 .



Σχήμα 3.10. Γραφική αναπαράσταση της διαδικασίας της χωρικής εξομάλυνσης της υπολογιζόμενης τιμής του χρόνου καθυστέρησης ενός κόμβου της τομογραφίας.

Ο ρόλος των παραμέτρων ε και λ είναι εξαιρετικά σημαντικός για την αξιοπιστία της λύσης και την ανάλυση του τελικού μοντέλου. Ωστόσο ο καθορισμός των τιμών τους γίνεται εμπειρικά χωρίς κάποια ευρέως αποδεκτή μεθοδολογία. Η παράμετρος ε όταν είναι μηδενική οδηγεί στην κυριαρχία των μικρών ιδιοτιμών στην τελική λύση και σε μεγάλα σφάλματα. Αντίθετα, εξαιρετικά υψηλές τιμές της παραμέτρου ε τείνουν στην κατασκευή εξαιρετικά εξομαλυμένων μοντέλων με περιορισμένη χωρική διακύμανση της λύσης και τελικά στην απώλεια πληροφορίας (σχήμα 3.11). Η σχέση (3.15) μπορεί να επιλυθεί εύκολα με την μέθοδο LSQR, ωστόσο έγινε αναλυτική επίλυση της με παράλληλο υπολογισμό των πινάκων ανάλυσης και συμμεταβλητότητας που δίνουν πληροφορίες για την διακριτική ικανότητα της επίλυσης καθώς και για τα σφάλματα του μοντέλου.

3.5. Δισδιάστατα (2D) μοντέλα ταχύτητας Love

Έπειτα από τον καθορισμό του αρχικού μοντέλου των χρόνων καθυστέρησης και της ταχύτητας ομάδας των κυμάτων Love από την γραμμική παλινδρόμηση των δεδομένων για κάθε συχνότητα, υπολογίστηκε η χωρική μεταβολή της ταχύτητας των κυμάτων για την περιοχή μελέτης σε ένα κάναβο 269 κόμβων. Η διαδικασία επίλυσης που χρησιμοποιήθηκε ήταν επαναληπτική, ενώ δοκιμάστηκαν διάφορα ζεύγη των παραμέτρων χωρικής εξομάλυνσης ($\lambda = 0, 200, 400, 600, 1000, 2000$) και απόσβεσης ($\epsilon = 0, 100, 150, 200, 500$). Τα τομογραφικά αποτελέσματα που προέκυψαν δεν διέφεραν σημαντικά εξαιτίας της υψηλής κάλυψης της πλειοψηφίας των κόμβων από

ΦΡΑΣΤΟΣ"

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

μεγάλο αριθμό ακτινών (σχήμα 3.12). Επίσης, εφαρμόστηκε ως κριτήριο αποκοπής η τυπική απόκλιση των δεδομένων των χρόνων διαδρομής με ανώτερο όριο τις 2 τυπικές αποκλίσεις. Εφόσον η διαδικασία είναι επαναληπτική τα δεδομένα που απορρίφθηκαν σε κάποιο σημείο της επίλυσης δύναται να θεωρηθούν αξιόπιστα σε επόμενη επανάληψη. Από τα διάφορα μοντέλα που δοκιμάστηκαν χρησιμοποιήθηκαν τελικά οι τιμές $\lambda = 2000$ και ε = 200 για την εξαγωγή του τελικού τομογραφικού μοντέλου, με μέγιστο αριθμό τεσσάρων επαναλήψεων. Κατά μέσο όρο απορρίθηκε περίπου το 6 - 10% των αρχικών δεδομένων στην τελική επανάληψη.



Σχήμα 3.11. Επίδραση των παραμέτρων απόσβεσης, ε, και χωρικής εξομάλυνσης, λ, στο τελικό τομογραφικό αποτέλεσμα των ταχυτήτων ομάδας για την συχνότητα των 3.87 Hz. Απεικονίζονται τέσσερα (4) ζεύγη παραμέτρων, με εμφανή την απώλεια πληροφορίας για μεγάλες τιμές χωρικής εξομάλυνσης και τα μεγάλα σφάλματα της λύσης για μηδενική τιμή απόσβεσης.
Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.12. Πυκνότητα κάλυψης κόμβων από ακτίνες για τρεις (3) τυπικές συχνότητες (επάνω) και συνολικό μήκος ακτίνων για κάθε κόμβο (κάτω).

Στο σχήμα 3.13 φαίνονται τα τελικά τομογραφικά αποτελέσματα της παρούσας εργασίας από την επίλυση της εξίσωσης 3.15 (πάνω από 20.000 άγνωστοι) για έξι τυπικές συχνότητες. Παρά τις διαφορές ανάμεσα στα μοντέλα, παρατηρείται μία έντονη διαφοροποίηση των ταχυτήτων ανάμεσα στο βόρειο τμήμα (υψηλές ταχύτητες V_s) και στο νότιο τμήμα (χαμηλές ταχύτητες V_s) με το μεταξύ τους όριο να είναι περίπου στα 650 m/s (τυπική εικόνα στα 4.37 Hz). Η παράταξη του όριου μεταβάλλεται κατά μήκος της τομογραφίας από ΔΒΔ - ΑΝΑ στο δυτικό τμήμα σε ABA - ΔΝΔ στο ανατολικό τμήμα, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με το επιφανειακό όριο ανάμεσα στο υπόβαθρο και τις νεογενείς αποθέσεις (σχήμα 3.14). Επιπρόσθετα, το όριο μετατοπίζεται προς τα βόρεια από τις υψηλές στις χαμηλές συχνότητες, ενδεικτικό της κλίσης των σχηματισμών προς το N-NA τμήμα της λεκάνης.

Το παραπάνω όριο ανάμεσα στις υψηλές και χαμηλές ταχύτητες ομάδας των κυμάτων Love συνδέεται άμεσα με τη δράση νεοτεκτονικών ρηγμάτων που σχημάτισαν την λεκάνη. Η τεκτονική αυτή οδήγησε στην απόθεση ιζημάτων εξαιρετικά μεγάλου πάχους στο ΝΑ τμήμα της τομογραφίας με μεγάλη απόσβεση / χαμηλό παράγοντα ποιτητας Q, με συνέπεια τον αμφίβολο προσδιορισμό της ασυμφωνίας ανάμεσα στο υπόβαθρο και στη βάση των ιζημάτων στο νότιο τμήμα του μοντέλου. Είναι προφανές ότι υπάρχει απώλεια επαρκούς διακριτικής ικανότητας στο νότιο τμήμα στις υψηλές συχνότητες λόγω της απόσβεσης του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Love στις χαλαρές αποθέσεις.

Η αναλυτική επίλυση της εξίσωσης 3.15 έδωσε πληροφορίες για την κατανομή των σφαλμάτων των υπολογιζόμενων χρόνων καθυστέρησης και του μήκους της διακριτικής ικανότητας της λύσης. Στο σχήμα 3.15 φαίνεται η μεταβολή των συγκεκριμένων παραμέτρων σε συνάρτηση με το μήκος των ακτινών σε κάθε κόμβο της τομογραφίας για τρεις τυπικές συχνότητες. Παρατηρείται πως το σφάλμα των χρόνων καθυστέρησης φτάνει μέχρι και στα $5x10^{-4}$ s/m με μία μέση διακύμανση από $2x10^{-4}$ έως $4x10^{-4}$ s/m, ενώ το μήκος της διακριτικής ικανότητας ανάμεσα στα 200 και 350 m με μέγιστη τιμή 600 m. Βάσει των παρατηρήσεων αυτών, επιλέχθηκε η αποκοπή από τα τελικά μοντέλα ταχυτήτων των κόμβων με σφάλματα χρόνων καθυστέρησης πάνω από $3.5x10^{-4}$ s/m και μήκων διακριτικής ικανότητας που υπερβαίνουν τα 500 m.

3.5.1. Κριτήρια αποκοπής

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Στη διεθνή βιβλιογραφία έχουν προταθεί διάφορες παράμετροι ανάλυσης της αξιοπιστίας της τομογραφίας χρόνων διαδρομής. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε το μήκος διακριτικής ικανότητας του κάθε κόμβου, όπως προτάθηκε από τους Michelini and McEvilly (1991). Στο σχήμα 3.16 φαίνεται το μήκος διακριτικής ικανότητας για τρεις συχνότητες για τις οποίες η 2D χωρική μεταβολή της ταχύτητας ομάδας παρουσιάστηκε στο σχήμα 3.13. Παρατηρείται πως για τις χαμηλές συχνότητες το μήκος διακριτικής ικανότητας είναι της τάξης των 300 μέτρων ενώ για υψηλότερες συχνότητες υπερβαίνει τα 500 μέτρα, λόγω της κακής κάλυψης των κόμβων από σεισμικές ακτίνες. Στο σχήμα 3.17 φαίνεται η χωρική μεταβολή του αντίστοιχου σφάλματος της καθυστέρησης ομάδας (σχέσεις 2.16 και 2.17), το οποίο είναι υψηλό στην περιφέρεια της τομογραφίας, λόγω της περιορισμένης κάλυψης από ακτίνες (π.χ. 8.83 Hz), ενώ αποκτά χαμηλές τιμές στο κεντρικό και στο βόρειο τμήμα της τομογραφίας, γεγονός που δείχνει πως η συγκεκριμμένη τεχνική δίνει πολύ καλά αποτελέσματα και για το υπόβαθρο.



Σχήμα 3.13. Χωρική κατανομή ταχύτητας ομάδας Love για έξι (6) τυπικές συχνότητες, όπως







Σχήμα 3.14. Λεπτομέρεια της γεωφυσικής τομής του προγράμματος Euroseistest. Με έντονες γραμμες με πορτοκαλί και κόκκινο χρώμα σημειώνονται οι βάσεις της Μυγδονιακής και της Προμυγδονιακής ομάδας ιζημάτων. Με διακεκομμένη μαύρη γραμμή σημειώνονται τα όρια της περιοχής μελέτης, ενώ με γκρί τα όρια των τριών περιοχών (Βόρειο, Κεντρικό, Νότιο), όπως καθορίστηκαν για την χωρική ερμηνεία των χρόνων διαδρομής (σχήμα 3.8).



ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.15. Διαγράμματα μεταβολής του μήκους της διακριτικής ικανότητας (επάνω) και του σφάλματος της καθυστέρησης ομάδας (κάτω) σε συνάρτηση με το μήκος της ακτίνας σε κάθε κόμβο του μοντέλου για τρεις (3) τυπικές συχνότητες. Με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή παρουσιάζεται το όριο αποκοπής το οποίο υιοθετήθηκε.





Σχήμα 3.16. Μήκος διακριτικής ικανότητας (ανάλυσης) των μοντέλων ταχύτητας ομάδας που υπολογίστηκαν για τρεις (3) τυπικές συχνότητες.



Σχήμα 3.17. Σφάλματα της καθυστέρησης ομάδας των μοντέλων που υπολογίστηκαν για τρεις (3) τυπικές συγνότητες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Η μεταβολή των τιμών των παραμέτρων που εξετάστηκαν δείχνει πως οι περιοχές με περιορισμένη πυκνότητα ακτίνων έχουν μεγάλα σφάλματα ταχυτήτων, ενώ παρόμοια συμπεριφέρεται και η ανάλυση της διακριτικής ικανότητας των μοντέλων. Η αξιοπιστία των λύσεων για το υπόβαθρο είναι αξιοσημείωτη για τις υψηλές συχνότητες, ενώ για τα Νεογενή ιζήματα για τις χαμηλές συχνότητες. Συνεπώς, εφαρμόστηκαν κριτήρια αποκοπής των λύσεων και συγκεκριμένα 500 m για την ανάλυση της διακριτικής ικανότητας και 3.5x10⁻⁴ s/m για τα σφάλματα της καθυστέρησης. Επίσης, για να ενισχυθεί η αξιοπιστία των μοντέλων έγιναν αποδεκτές οι λύσεις των κόμβων από τους οποίους διέρχονταν από ακτίνες συνολικού μήκους τουλάχιστον 70 μέτρων. Τα τελικά μοντέλα ταχυτήτων για κάθε συχνότητα έπειτα από την εφαρμογή των συγκεκριμένων κριτηρίων παρουσιάζονται στη συνέχεια σε σύγκριση με την γεωλογία της περιοχής μελέτης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.5.2. Ανακατασκευή και αντιστροφή επιλεγμένων τοπικών καμπυλών διασποράς

Η αξιολόγηση των μοντέλων ταχυτήτων ομάδας έδειξε μία ικανοποιητική ακρίβεια της επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος, δηλαδή οι χωρικές μεταβολές των ταχυτήτων που υπολογίστηκαν για κάθε συχνότητα είναι αποδεκτές και έρχονται σε συμφωνία με την γεωλογία της περιοχής. Η έρευνα της παρούσας διατριβής ολοκληρώνεται με την ανακατασκευή των τοπικών καμπυλών διασποράς και την αντιστροφή επιλεγμένων από αυτές με τη χρήση του γεωφυσικού λογισμικού Geopsy. Αρχικά, υπολογίστηκαν οι καμπύλες διασποράς των κυμάτων Love ανά σημείο της τομογραφίας και συγκεκριμένα το κέντρο του κάθε κόμβου (τοπικές καμπύλες διασποράς). Η λογική της ανακατασκευής φαίνεται στο σχήμα 3.18 που φαίνεται γραφικά η ανακατασκευή της τελικής καμπύλης διασποράς κάθε σημείου της τομογραφίας από τις τιμές των χρόνων καθυστέρησης ομάδας για κάθε συχνότητα από τα αποτελέσματα των τελικών χωρικών μεταβολών και έπειτα από την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής που αναφέρθηκαν.

Παρατηρήθηκαν εξαιρετικά υψηλές ταχύτητες στις τοπικές καμπύλες διασποράς που βρίσκονται στο βόρειο τμήμα (X=600, Y=1600) της τομογραφίας ενδεικτικές του γνευσιακού υπόβαθρου. Αντίθετα παρατηρήθηκαν χαμηλές ταχύτητες ομάδας στις καμπύλες των σημείων που βρίσκονται στο νότιο τμήμα (X=1400, Y=300) της τομογραφίας και επηρεάζονται από τα χαλαρά ιζήματα της Μυγδονιακής ομάδας. Επιπλέον οι τοπικές καμπύλες του νότιου τμήματος περιορίζονται σε χαμηλές συχνότητες, δηλαδή δεν αναμένεται ο εντοπισμός του υπόβαθρου στο νότιο τμήμα της τομογραφίας, πιθανώς λόγω της υψηλής απόσβεσης του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Love. Στο κεντρικό τμήμα (X=1000, Y=800) της τομογραφίας παρατηρείται μία αξιοσημείωτη αύξηση της καθυστέρησης των ανακατασκευασμένων καμπυλών διασποράς στις υψηλές συχνότητες, γεγονός που δείχνει ότι το υπόβαθρο βρίσκεται σε ενδιάμεσα βάθη, σε πολύ καλή συμφωνία με τη γεωμετρία της λεκάνης.

Πραγματοποιήθηκε μία προσπάθεια μελέτης της τρισδιάστατης (3D) δομής της περιοχής μελέτης από την εξαγωγή μονοδιάστατων (1D) μεταβολών των ταχυτήτων V_s με το βάθος με την αντιστροφή επιλεγμένων τοπικών καμπυλών διασποράς. Η αντιστροφή των τοπικών καμπυλών διασποράς του σχήματος 3.18 έγινε με τη χρήση του λογισμικού Geopsy σύμφωνα με τις παραμέτρους αντιστροφής του μοντέλου 6UL-2 που πρότειναν οι Hannemann et al. 2013 για την συγκεκριμένη περιοχή (Πίνακας V). Τα αποτελέσματα της 1D αντιστροφής φαίνονται στο σχήμα 3.19. Η δομή των επιφανειακών στρωμάτων είναι σε καλή συμφωνία με την γεωλογία της



Σχήμα 3.18. Γραφική απεικόνιση της λογικής της ανακατασκευής των τοπικών καμπυλών διασποράς από τις χωρικές κατανομές των ταχυτήτων ομάδας για κάθε συχνότητα, για τρία (3) ενδεικτικά σημεία του χώρου έρευνας [Βόρειο τμήμα (X=600, Y=1600), Κεντρικό τμήμα (X=1000, Y=800), Νότιο τμήμα (X=1400, Y=300)]. Για την ανακατασκευή των τοπικών καμπυλών που παρουσιάζονται λήφθηκε για κάθε σημείο τους η ταχύτητα ομάδας που υπολογίστηκε για κάθε συχνότητα στα συγκεκριμμένα σημεία από τους τελικούς χάρτες μεταβολής της ταχύτητας ομάδας ανά συχνότητα (σχήμα 3.13).



ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.19. Α. Μονοδιάστατα (1D) μοντέλα μεταβολής ταχυτήτων V_s με το βάθος για τρία (3) σημεία της τομογραφίας. Β. Σύγκριση πειραματικών και υπολογιζόμενων (θεωρητικών) καμπυλών διασποράς. Παρατηρείται μία σταδιακή αύξηση του βάθους του υποβάθρου από το Βορρά (αριστερά) προε το Νότο (δεξιά), σε συμφωνία με την τεκτονική της περιοχής. Τα πάχη των επιφανειακών στρωμάτων είναι σε καλή συμφωνία με παλαιότερες μελέτες της γεωφυσικής-γεωτεχνικής-γεωλογικής δομής των γεωλογικών σχηματισμών. Ο καθορισμός του υποβάθρου στο νότιο τμήμα είναι προβληματικός και πρέπει να αποτελέσει αντικείμενο μελλοντικής έρευνας.



ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.20. Πίνακες χρόνων διαδρομής επιφανειακών κυμάτων Love (αριστερά) και Rayleigh (δεξιά) για την περιοχή μελέτης για την συχνότητα των 3.88 Hz (τροποποιημένο από Hannemann et al. 2013).

ΟΦΡΑΣΤΟΣ'

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

περιοχής (σχήμα 3.14), έχοντας γενικά μικρά πάχη. Τέλος, παρατηρείται μία βύθιση του υποβάθρου προς το Νότο, σε συμφωνία με την τεκτονική της περιοχής. Η σύγκριση ανάμεσα στις πειραματικές και τις θεωρητικές καμπύλες διασποράς (σχήμα 3.19β) δείχνει εξαιρετική ταύτιση του μοντέλου στο βόρειο τμήμα, ικανοποιητική συμφωνία στο κεντρικό σημείο και προβληματική για το νότιο σημείο το οποίο εξετάστηκε.

Μοντέλ ο	Αριθμός στρωμάτων	Βαθμοί ελευθερίας	Vs	Διακύμανση πάχους κάθε στρώματος
6UL-2	6	10	250, 350, 425, 600	1-100
			700, 800	1-200

Πίνακας V. Παράμετροι μονοδιάστατης αντιστροφής επιλεγμένων τοπικών καμπυλών διασποράς που υιοθετήθηκε στο πλαίσιο της διπλωματικής εργασίας, σύμφωνα με την έρευνα των Hannemann et al. 2013.

3.6. Συμπεράσματα και προοπτικές μελλοντικής έρευνας

Στην παρούσα εργασία εξετάστηκε η επιφανειακή δομή της βόρειας Μυγδονίας λεκάνης μέσω της κατασκευής 2D μοντέλων ταχυτήτων ομάδας των επιφανειακών κυμάτων Love από καταγραφές μικροθορύβου. Χρησιμοποιήθηκε ένας μεγάλος αριθμός οργάνων καταγραφής, που εγκαταστάθηκαν γεωμετρικά σε έναν εξωτερικό σταθερό κύκλο και σε έναν εσωτερικό με κινητούς δέκτες, με αποτέλεσμα την εξαγωγή 1065 πειραματικών καμπυλών διασποράς, από τα συνολικά 1426 διαθέσιμα και κατάλληλα επεξεργασμένα ζεύγη διασυσχέτισης καταγραφών μικροθορύβου.

Η γραμμική παλινδρόμηση των δεδομένων των χρόνων διαδρομής που προέκυψαν έδειξε την πιθανή ύπαρξη ανώτερων αρμονικών όρων σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 1200 m, καθώς και την άμεση εξάρτηση των αποτελεσμάτων από τις τοπικές γεωλογικές συνθήκες. Πιο συγκεκριμμένα, οι ακτίνες του βόρειου τμήματος επηρεάζονται άμεσα από το γνευσιακό υπόβαθρο της περιοχής, που για την συχνότητα των 3.88 Hz παρουσιάζουν μία μέση ταχύτητα V_s =1000 m/s (κατά 35.3% υψηλότερη από την αντίστοιχη μέση ταχύτητα των Rayleigh, βλέπε σχήμα 3.20 από την εργασία των Hannemann et al., 2013). Στις Νεογενείς αποθέσεις και για τους χρόνους διαδρομής της ίδιας συχνότητας, η μέση ταχύτητα V_s είναι περίπου 280 m/s (24.2% μεγαλύτερη σε σχέση με αυτή των Rayleigh), ενώ για το κεντρικό τμήμα της περιοχής που επηρεάζεται τόσο από ακτίνες του υποβάθρου, όσο και από ακτίνες των Νεογενών αποθέσεων, παρατηρείται μία μέση ταχύτητα V_s =410 m/s (28.1% υψηλότερη σε σχέση με την αντίστοιχη ταχύτητα των Rayleigh).

Η διακύμανση των τιμών της μέσης ταχύτητας ομάδας που παρατηρήθηκε έρχεται σε καλή συμφωνία με την ύπαρξη εγκάρσιας (transverse) ανισοτροπίας ανάμεσα στις ταχύτητες ομάδας για τα κύματα Love και Rayleigh (σχήμα 3.21). Τα κύματα Love, όπως προαναφέρθηκε, διαδίδονται με διαφορετικές ταχύτητες και επηρρεάζονται κυρίως από τις οριζόντιες ταχύτητες Vs, λόγω της ταλάντωσης των υλικών σημείων σε διαφορετικά επίπεδα πόλωσης, από ότι τα αντίστοιχα επίπεδα



Σχήμα 3.21. Χωρική διακύμανση ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Rayleigh για την περιοχή μελέτης για έξι (6) τυπικές συχνότητες (από Hannemann et al. 2013).

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι χωρικές κατανομές των ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Love για 64 συνολικά συχνότητες (0.5-21.2 Ηz με λογαριθμικό βήμα δειγματοληψίας), σύμφωνα με τη σχέση (3.15). Η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος έγινε με μία επαναληπτική διαδικασία, μέσω της χρήσης παραμέτρων εξομάλυνσης και απόσβεσης της τελικής λύσης της ταχύτητας ομάδας για κάθε κόμβο της τομογραφίας από τους διαθέσιμους χρόνους διαδρομής που προέκυψαν από τις πειραματικές καμπύλες διασποράς. Για την ενίσχυση της αξιοπιστίας των λύσεων εφαρμόστηκαν κατάλληλα κριτήρια αποκοπής, έπειτα από την αξιολόγηση της διακύμανσης των σφαλμάτων των τιμών της καθυστέρησης και της ανάλυσης (μήκους διακριτικής ικανότητας) του μοντέλου (σχήμα 3.15).

Οι χωρικές κατανομές που υπολογίστηκαν έπειτα από την εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής φαίνονται στο σχήμα 3.22 για 8 τυπικές συχνότητες σε σύγκριση με την γεωλογία της περιοχής. Παρατηρούνται υψηλές ταχύτητες στο βόρειο τμήμα της τομογραφίας ενδεικτικές του γνευσιακού υποβάθρου, χαμηλές ταχύτητες στα Νεογενή ιζήματα και μία απότομη μετάβαση στο κεντρικό τμήμα (μαύρη καμπύλη στον χάρτη). Η απότομη αυτή μετάβαση αλλάζει παράταξη από ΔΒΔ - ΑΝΑ στο δυτικό τμήμα σε ABA - ΔΝΔ στο ανατολικό τμήμα, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με τη γεωμετρία του επιφανειακού ορίου του υποβάθρου με τα ιζήματα της λεκάνης (σχήμα 3.23). Η γεωμετρία που περιγράφτηκε παραπάνω έρχεται σε συμφωνία με την ύπαρξη νεοτεκτονικών ρηγμάτων στο ανατολικό τμήμα της τομογραφίας, τα οποία ταπεινώνουν το υπόβαθρο και σχετίζονται με την αύξηση του πάχους των ιζηματογενών αποθέσεων.

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

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΜΕΤΑΒΟΛΩΝ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ LOVE ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΜΥΓΔΟΝΙΑ ΛΕΚΑΝΗ



Σχήμα 3.22. Τελικές χωρικές κατανομές ταχυτήτων ομάδας κυμάτων Love για οκτώ (8) τυπικές συχνότητες σε σχέση με τα όρια των γεωλογικών σχηματισμών. Παρατηρείται εξαιρετική ομοιότητα ανάμεσα στο γεωφυσικό μοντέλο και την επιφανειακή χαρτογράφηση των σχηματισμών, καθώς και αδυναμία του τομογραφικού μοντέλου να δώσει ακριβή αποτελέσματα για τις Νεογενείς αποθέσεις για μεγάλες συχνότητες, λόγω ανελαστικής απόσβεσης.



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3



Σχήμα 3.23. Γεωμετρία της μετάβασης ανάμεσα στις ζώνες υψηλών και χαμηλών ταχυτήτων στην περιοχή μελέτης του πειράματος Euroseistest (συνεχής μαύρη γραμμή), όπως αναδείχθηκε από την χωρική κατανομή των ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Love για τη συχνότητα των 3.26 Hz.

Οι ιζηματογενείς αποθέσεις και ιδιαίτερα τα χαλαρά (πρόσφατα) ιζήματα παρουσιάζουν υψηλή απόσβεση (χαμηλή τιμή παράγοντα απόσβεσης), με συνέπεια την απώλεια πληροφορίας για τις υψηλές συχνότητες (σχήμα 3.22). Η ανελαστική απόσβεση οδηγεί και στην απόσβεση του θεμελιώδους αρμονικού από το κυματικό πεδίο και την διάδοση ανώτερων αρμονικών όρων που διαδίδονται και επηρεάζονται από μεγαλύτερα βάθη, ειδικά στα ζεύγη καταγραφών που αντιστοιχούν σε μεγάλες αποστάσεις (πάνω από τα 1200 m). Για το λόγο αυτό εξαιρέθηκαν τα συγκεκριμμένα δεδομένα από την διαδικασία της αντιστροφής, ενώ η εφαρμογή των κριτηρίων αποκοπής ανέδειξε την αξιοπιστία του υπολογισμού των μεγάλων ταχυτήτων σε ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων (ακόμα και για υψηλές συχνότητες). Τέλος, οι κόμβοι της τομογραφίας που δεν είχαν επαρκή κάλυψη ακτινών παρουσίασαν μεγάλα σφάλματα και τα αποτελέσματα δεν θεωρήθηκαν αξιόπιστα (σχήμα 3.12).

Στη συνέχεια ανακατασκευάστηκαν οι τοπικές καμπύλες διασποράς για επιλεγμένα σημεία της τομογραφίας (σχήμα 3.18) και πραγματοποιήθηκαν δοκιμαστικές 1D αντιστροφές χρησιμοποιώντας την παραμετροποίηση του μοντέλου που έχουν προτείνει οι Hannemann et al. 2013 για τα Rayleigh κύματα στην ίδια περιοχή (σχήμα 3.19). Η μεταβολή της ταχύτητας V_s με το βάθος παρουσίασε μία παρόμοια ταπείνωση της ασυνέχειας ανάμεσα στο υπόβαθρο και τις ιζηματογενείς αποθέσεις από το Βορρά προς το Νότο. Ωστόσο, η υψηλή απόσβεση των χαλαρών ιζημάτων καθιστά προβληματική την ακρίβεια υπολογισμού του ακριβούς βάθους της ασυνέχειας στο νότιο τμήμα της τομογραφίας, κάτι που απαιτεί περαιτέρω διερεύνηση.

Αντικείμενο μελλοντικής έρευνας αποτελεί η δημιουργία ενός παρόμοιου μοντέλου χωρικής μεταβολής των ταχυτήτων ομάδας των κυμάτων Love, αλλά με την εξάρτηση των λύσεων του αντίστροφου προβλήματος από τις γειτονικές συχνότητες. Στην παρούσα εργασία η εξάρτηση αυτή δεν διερευνήθηκε, με αποτέλεσμα την εφαρμογή υψηλών τιμών εξομάλυνσης και απόσβεσης και την κατασκευή ενός μοντέλου με αυστηρό περιορισμό της διακύμανσης των ταχυτήτων V_s. Στη συνέχεια, θα μπορούσε να αναδειχθεί η χωρική μεταβολή της σεισμικής ανισοτροπίας μέσα από την κατασκευή παρόμοιων μοντέλων των λόγων ταχυτήτων των κυμάτων Love και Rayleigh. Τέλος, λόγω της ύπαρξης καλής ποιότητας δεδομένων, θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί μία συνδυαστική αντιστροφή ανάμεσα στα μοντέλα των κυμάτων Rayleigh και Love ή/και ανάμεσα σε κατανομές των λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφής (HVSR).

Βιβλιογραφία κεφαλαίου

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

- Aki, K. (1957). Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors, Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 25, pp. 415-457.
- Aki, K., W., Lee (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: 1. A homogenous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399.
- Constable, S., R., Parker, C., Constable (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300.
- Cupillard, P., L., Stehly, B., Romanowicz (2011). The one-bit noise correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise, *Geophysical Journal International*, 184(3), 1397-1414.

Dziewonski, A., S., Bloch, M., Landisman (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59(1), 427-444.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

- Gouedard, P., et al. (2008). Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications, *Geophys Prospect.*, 56(3), 375-393.
- Hannemann K., Papazachos C., Ohrnberger M., Savvaidis A., Anthymidis M., Lontsi, A.M. (2014). Three-dimensional shallow structure from high-frequency ambient noise tomography: New results for the Mygdonia basin-Euroseistest area, northern Greece. J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 4979-4999.
- Hannemann, K. (2011). Ambient Vibration Correlation Analysis on Geotechnical Scales, Diploma thesis, Institute for Earth and Environmental Science, University of Potsdam.
- Marquardt, D. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters, Soc. Ind. Appl. Math. J. Appl. Math., 11, 431-441.
- Michellini, A., T., McEvilly (1991). Seismological studies at Parkfield: I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic Bsplines parameterization, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81(2), 524-552.
- Ohrnberger, M., D., Vollmer, F. Scherbaum (2006). WARAN A mobile wireless array analysis system for in-field ambient vibration dispersion curve estimation, Abstract-ID 2017, 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, ECEES, 3-8 September 2006, Switzerland.
- Scherbaum, F. (2007). Of poles and zeros: Fundamentals of Digital Seismology, Springer, Dordrecht, Netherlands, 2nd edn.
- Seidl, D. (1980). The simulation problem for broad-band seismograms, J. Geophys. Res., 48, 84-93.