

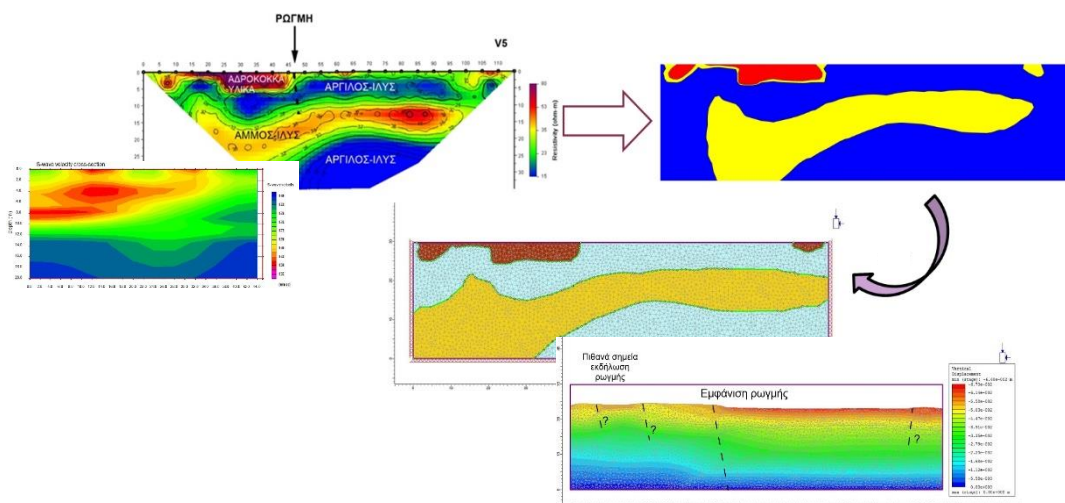


ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΩΣ ΕΡΓΑΛΕΙΟ ΣΤΗ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΡΩΓΜΑΤΩΣΕΩΝ ΣΤΟ Δ.Δ. ΒΑΛΤΟΝΕΡΩΝ (Δ. ΑΜΥΝΤΑΙΟΥ, ΦΛΩΡΙΝΑΣ)

ΑΒΡΑΜΙΔΟΥ ΕΥΤΥΧΙΑ

Διπλωματούχος Μηχανικός Μεταλλείων-Μεταλλουργός



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών
Τμήματος Γεωλογίας
Ειδίκευση: Εφαρμοσμένη Γεωφυσική

ΑΒΡΑΜΙΔΟΥ ΕΥΤΥΧΙΑ

Διπλωματούχος Μηχανικός Μεταλλείων-Μεταλλουργός

**ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΩΣ ΕΡΓΑΛΕΙΟ ΣΤΗ
ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΡΩΓΜΑΤΩΣΕΩΝ ΣΤΟ Δ.Δ. ΒΑΛΤΟΝΕΡΩΝ
(Δ. ΑΜΥΝΤΑΙΟΥ, ΦΛΩΡΙΝΑΣ)**

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας του στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού
Προγράμματος σπουδών «Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία» με
κλάδο ειδίκευσης Εφαρμοσμένη Γεωφυσική

Ημερομηνία προφορικής Εξέτασης: 5/7/2016

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Α.Π.Θ. Τσούρλος Παναγιώτης, επιβλέπων

Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ. Βαργεμέζης Γεώργιος, Μέλος τριμελούς επιτροπής

Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ. Μαρίνος Βασίλειος, Μέλος τριμελούς επιτροπής

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

© Ευτυχία Α. Αβραμίδου, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΩΣ ΕΡΓΑΛΕΙΟ ΣΤΗ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΡΩΓΜΑΤΩΣΕΩΝ ΣΤΟ Δ.Δ. ΒΑΛΤΟΝΕΡΩΝ (Δ. ΑΜΥΝΤΑΙΟΥ, ΦΛΩΡΙΝΑΣ)

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα εργασία έχει τίτλο «Εφαρμογή γεωηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων ως εργαλείο στη γεωτεχνική προσομοίωση ρωγματώσεων στο Δ.Δ. Βαλτονέρων (Δ. Αμυνταίου, Φλώρινας)». Εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών «Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής» του τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Η ολοκλήρωση της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής δε θα ήταν δυνατή χωρίς τη βοήθεια ορισμένων προσώπων, η συμβολή των οποίων υπήρξε καθοριστική προκειμένου να διεκπεραιωθεί η εργασία αυτή.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα της εργασίας, Καθηγητή Α.Π.Θ., κύριο Τσούρλο Παναγιώτη, για την ανάθεση του συγκεκριμένου θέματος καθώς επίσης, για τη συνεχή καθοδήγηση και τις επιστημονικές γνώσεις που μου παρείχε κατά την εκπόνηση της διατριβής. Τον ευχαριστώ, ακόμη, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε ως μεταπτυχιακή φοιτήτρια, για την ευκαιρία που μου έδωσε να συνεργαστώ μαζί του σε πολλά επιστημονικά προγράμματα καθώς και για τις ανεκτίμητες επιστημονικές συμβουλές και τη μετάδοση της εμπειρίας του.

Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στον κύριο Βαργεμέζη Γιώργο, Αναπληρωτή Καθηγητή Α.Π.Θ., για τη συνεχή βοήθεια και τις πολύτιμες επιστημονικές του γνώσεις που μου παρείχε τόσο κατά τη διάρκεια της διατριβής όσο και καθ' όλη τη διάρκεια του μεταπτυχιακού. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω ακόμη, για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε και την ευκαιρία που μου έδωσε ως μεταπτυχιακή φοιτήτρια να συμμετάσχω σε πολλά επιστημονικά προγράμματα, καθώς και για τη μετάδοση της εμπειρίας του.

Επιπρόσθετα, ευχαριστώ θερμά τον κύριο Μαρίνο Βασίλη, Επίκουρο Καθηγητή του Α.Π.Θ., για τις πολύτιμες επιστημονικές γνώσεις και συμβουλές του στο κεφάλαιο των γεωτεχνικών προσομοιώσεων. Η εποπτεία του και η βοήθεια που μου παρείχε αποτέλεσαν καθοριστικοί παράγοντες στην ολοκλήρωση της διατριβής.

Επιθυμώ να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα της Γεωφυσικής του τμήματος της Γεωλογίας, για την ευκαιρία που μου έδωσαν ως πτυχιούχο Μηχανικό Μεταλλείων-Μεταλλουργό, να

ασχοληθώ με τον κλάδο της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Τους ευχαριστώ για την όμορφη συνεργασία, την επιστημονική υποστήριξη και ηθική που μου παρείχαν και που με έκαναν να αγαπήσω περισσότερο το αντικείμενο.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαίτερα τους συμφοιτητές μου, Φλώρα, Θράσο και Κώστα, για τη βοήθειά τους στη συλλογή των δεδομένων της διατριβής, καθώς επίσης και για την όμορφη και επικοινωνιακή συνεργασία και παρέα που είχαμε κατά τη διάρκεια του μεταπτυχιακού και συνεχίζουμε να έχουμε.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ αισθάνομαι την ανάγκη να δώσω στους γονείς μου για τη συνεχή συμπαράσταση και υποστήριξη που μου παρείχαν όχι μόνο στις σπουδές αλλά σε όλη τη διάρκεια της ζωής μου. Τους ευχαριστώ για τη δύναμη που μου δίνουν να κυνηγάω τα όνειρά μου.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τους θείους μου, Γιάννη, Διονύση, Αιμιλία, και Χρυσοβαλάντου, που με στήριξαν με τον καλύτερο τρόπο, ανοίγοντας το σπίτι τους και την καρδιά τους.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία αναφέρεται στην εφαρμογή γεωηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων ως εργαλείο στη γεωτεχνική προσομοίωση των ρωγματώσεων που έχουν εμφανιστεί στο Δ.Δ. Βαλτονέρων του Δήμου Αμυνταίου του νομού Φλώρινας. Πιο συγκεκριμένα, στόχος είναι η δημιουργία γεωτεχνικών μοντέλων προσομοίωσης εδαφικών υποχωρήσεων με τη χρήση γεωφυσικών μοντέλων.

Με βάση τις υπάρχουσες γεωλογικές, υδρογεωλογικές και γεωτεχνικές πληροφορίες από προηγούμενες μελέτες για την περιοχή ενδιαφέροντος επιλέχθηκαν οι θέσεις για την πραγματοποίηση νέων γεωφυσικών μετρήσεων. Ειδικότερα, υλοποιήθηκαν γεωηλεκτρικές και σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης στα σημεία εμφάνισης των καταγεγραμμένων ρωγμών. Οι γεωφυσικές μέθοδοι είχαν στόχο την άντληση στοιχείων της λιθολογίας στην περιοχή των ρωγμών, των μηχανικών χαρακτηριστικών του εδάφους και απώτερο σκοπό τη δημιουργία γεωτεχνικού μοντέλου της περιοχής.

Με βάση τα γεωφυσικά μοντέλα, που προέκυψαν από τις γεωφυσικές μετρήσεις, δημιουργήθηκαν γεωτεχνικά μοντέλα και πραγματοποιήθηκαν δισδιάστατες παραμετρικές αναλύσεις με τη χρήση του προγράμματος πεπερασμένων στοιχείων RS² της Rocscience. Αποτέλεσμα των παραμετρικών αναλύσεων ήταν να εκτιμηθεί ο μηχανισμός των εδαφικών διαρρήξεων και να προβλεφθούν νέα σημεία εκδήλωσης.

Η χρήση των γεωηλεκτρικών μοντέλων είχε ως συνέπεια τα αποτελέσματα της γεωτεχνικής προσομοίωσης να διαφοροποιηθούν σημαντικά γεγονός που σημαίνει ότι η χρήση γεωφυσικών μοντέλων μπορεί να αυξήσει την ακρίβεια και ρεαλιστικότητα των γεωτεχνικών προσομοιώσεων.

ABSTRACT

The current study demonstrates the combined use of ERT and seismic methods as a tool to assess geotechnical models used to evaluate subsidence due to ground water level drop at the area of Valtонера in (northwestern Greece). More specifically, the purpose is to generate geotechnical simulation models of land subsidence corresponding to the geophysical models.

On the basis of existing geological, hydrogeological and geotechnical information study areas for conducting geophysical measurements were selected. 2D geoelectrical and seismic profiles were measured at the places of the documented cracks. The purpose of the geophysical investigation was to extract lithologic information over existing cracks along with mechanical characteristics of the soil, so as to generate the geotechnical model of the area.

On the basis of the interpreted geophysical models geotechnical models were generated and 2D parametric analysis was applied using the software RS2 (Rocscience). The result of the simulations was to evaluate the subsidence and to predict possible locations for imminent cracks.

Simulations showed that the resulting geotechnical model heavily depends on the initial model which means that the use of geophysical models can increase the accuracy of the geotechnical simulations which can become more realistic.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	V
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VII
ABSTRACT	VIII
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	12

Κεφάλαιο 1ο

ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΠΡΟΒΛΗΜΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΚΡΑΤΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	14
1.1 Εισαγωγή	14
1.2 Περιγραφή Και Αίτια Εκδήλωσης Του Φαινομένου	14
1.2.1 Περιγραφή του προβλήματος.....	14
1.2.2 Αίτια εκδήλωσης του φαινομένου.....	19
1.3 Μορφολογία Της Περιοχής Μελέτης	20
1.4 Γεωλογία Της Περιοχής Ερευνας.....	23
1.4.1 Γεωλογία Της Ευρύτερης Περιοχής	23
1.4.2 Γεωλογία Της Στενής Περιοχής Ερευνας.....	31
1.5 Τεκτονική Της Ευρύτερης Και Στενής Περιοχής Μελέτης.....	32
1.6 Υδρογεωλογικές Συνθήκες Της Περιοχής Ερευνας	37
1.6.1 Πιεζομετρικές συνθήκες της περιοχής μελέτης.....	37

Κεφάλαιο 2ο

ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	42
2.1 Εισαγωγή	42
2.2 Μέθοδος της Ηλεκτρικής Τομογραφίας.....	42
2.2.1 Συνήθεις διατάξεις ηλεκτροδίων	44
2.2.2 Βάθος διείσδυσης και ευαισθησία διατάξεων	47
2.2.3 Επεξεργασία Δεδομένων	49
2.3 Μέθοδος της Πολυκάναλης Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (MASW)	52
2.3.1 Τύποι σεισμικών κυμάτων	52
2.3.2 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh	55
2.3.3 Το φαινόμενο της διασποράς	59
2.3.4 Συλλογή δεδομένων.....	62

2.3.5	Επεξεργασία δεδομένων.....	67
2.3.6	Πολυκάναλη ανάλυση σεισμικών κυμάτων σε δύο διαστάσεις (2D MASW)	69

Κεφάλαιο 3ο

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ Δ.Δ. ΒΑΛΤΟΝΕΡΩΝ.....		75
3.1	Εισαγωγή	75
3.2	Εφαρμογή Ηλεκτρικής τομογραφίας στην περιοχή έρευνας	75
3.2.1	Λήψη μετρήσεων	75
3.2.2	Επεξεργασία μετρήσεων	80
3.2.3	Αποτελέσματα και ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομογραφίας.....	81
3.3	Εφαρμογή Πολυκάναλης Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (2D Masw) και διάθλασης στην περιοχή έρευνας.....	88
3.3.1	Λήψη μετρήσεων	88
3.3.2	Επεξεργασία μετρήσεων	90
3.3.3	Αποτελέσματα και ερμηνεία μετρήσεων	96
3.4	Σύνοψη Συμπερασμάτων Ηλεκτρικής Τομογραφίας και Σεισμικών μεθόδων.....	113

Κεφάλαιο 4ο

ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΔΙΑΡΡΗΞΕΩΝ.....		115
4.1	Εισαγωγή	115
4.2	Γενικές πληροφορίες του προγράμματος RS ² (Phase ² v.9.0).....	115
4.3	Μοντελοποίηση.....	116
4.3.1	Δημιουργία μοντέλων προσομοίωσης	116
4.3.2	Γενικές ρυθμίσεις ανάλυσης (Project settings)	116
4.3.3	Γεωμετρία μοντέλου (Geometry)	117
4.3.4	Ιδιότητες υλικών (Materials and Staging)	117
4.3.5	Διακριτοποίηση μοντέλου, φορτίσεις και στηρίξεις (Mesh and Descitize, Loads and Restraints)	119
4.3.6	Στάθμη υπόγειου υδροφόρου	120
4.3.7	Αρχικές εντατικές συνθήκες.....	121
4.4	Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά σχηματισμών	122
4.5	Παρουσίαση αποτελεσμάτων μοντέλων προσομοίωσης.....	123
4.5.1	Παραμετρική ανάλυση θεωρητικού μοντέλου προσομοίωσης.....	123

4.5.2	Παραμετρικές αναλύσεις ρεαλιστικών μοντέλων προσομοίωση	126
4.6	Συμπεράσματα Προσομοιώσεων	139
Κεφάλαιο 5ο		
	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	140
	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	143

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διατριβή εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών *Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία* με κλάδο ειδίκευσης *Εφαρμοσμένη Γεωφυσική*. Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η ρεαλιστική προσέγγιση του μηχανισμού εκδήλωσης των εδαφικών διαρρήξεων, που έχουν εμφανιστεί στον οικισμό των Βαλτόνερων του Δήμου Αμυνταίου του νομού Φλώρινας, με τη χρήση γεωφυσικών μοντέλων. Πιο συγκεκριμένα, στόχο της εργασίας αποτελεί η δημιουργία γεωτεχνικού μοντέλου προσομοίωσης εδαφικών διαρρήξεων της περιοχής, το οποίο προκύπτει από την ερμηνεία των γεωφυσικών μεθόδων. Σύμφωνα με αυτό, θα προσεγγίζεται ο μηχανισμός εκδήλωσης των εδαφικών διαρρήξεων, ενώ παράλληλα θα μπορούν να προβλεφθούν οι νέες εκδηλώσεις. Στα πλαίσια αυτά ακολουθήθηκε η παρακάτω μεθοδολογία:

- Συγκέντρωση βιβλιογραφικών δεδομένων που αφορούν γεωλογικά, τεκτονικά και υδρογεωλογικά στοιχεία της περιοχής με εξέταση προηγούμενων μελετών (Τσούρλος κ.ά., 2007, Λουπασάκης, 2006, Αγγελίτσα, 2011, Τσούρλος κ.ά., 2015, Τζάμπογλου, 2015) που αφορούν τη διερεύνηση του φαινομένου.
- Υλοποίηση γεωηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης με στόχο τη μελέτη της λιθολογίας στην περιοχή των ρωγμών και των μηχανικών χαρακτηριστικών του εδάφους, με τελικό στάδιο τη δημιουργία γεωτεχνικού μοντέλου.
- Δημιουργία γεωτεχνικών μοντέλων και παραμετρικές αναλύσεις αυτών, με τη χρήση του λογισμικού προγράμματος πεπερασμένων στοιχείων RS² της Rocscience.

Η μεταπτυχιακή διατριβή περιλαμβάνει τα εξής πέντε κεφάλαια.

Το πρώτο κεφάλαιο περιγράφει τη μορφολογία της περιοχής μελέτης, ενώ παράλληλα παρουσιάζει τη γεωλογία και την τεκτονική τόσο της στενής περιοχής έρευνας όσο και της ευρύτερης περιοχής. Επιπλέον, παρουσιάζονται το υδρογεωλογικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή, το μέγεθος των καθιζήσεων που έχουν καταγραφεί, το πρόβλημα και τα αίτια εκδήλωσης του φαινομένου των εδαφικών διαρρήξεων όπως αυτά έχουν προκύψει από προηγούμενες έρευνες.

Το δεύτερο κεφάλαιο περιγράφει το θεωρητικό υπόβαθρο των γεωηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή. Παράλληλα γίνεται περιγραφή της γενικότερης επεξεργασίας των δεδομένων που χρησιμοποιείται και πάνω στην οποία στηρίχθηκε η επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων της διατριβής.

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζονται αναλυτικά τα σημεία υλοποίησης των γεωφυσικών μετρήσεων καθώς και ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε. Παράλληλα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και η ερμηνεία των γεωφυσικών μετρήσεων. Στο τέλος του κεφαλαίου γίνεται μια γενικότερη σύνοψη των συμπερασμάτων.

Το τέταρτο κεφάλαιο περιλαμβάνει τις παραμετρικές αναλύσεις των γεωτεχνικών μοντέλων με τη χρήση του λογισμικού προγράμματος RS² της Rocscience. Αρχικά, περιγράφεται η δημιουργία των γεωτεχνικών μοντέλων που δημιουργήθηκαν με τη χρήση γεωφυσικών μοντέλων. Στη συνέχεια, γίνεται μια σύντομη περιγραφή της μεθόδου ανάλυσης με το πρόγραμμα καθώς και μερικές ρυθμίσεις που λήφθηκαν υπόψη. Τέλος, παρουσιάζονται τα γεωτεχνικά μοντέλα που αναλύθηκαν καθώς και τα αποτελέσματα των παραμετρικών αναλύσεων.

Το πέμπτο κεφάλαιο περιλαμβάνει το κεφάλαιο των συμπερασμάτων της παρούσας εργασίας.

Κεφάλαιο 1ο

ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟ ΠΡΟΒΛΗΜΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΠΟΥ ΕΠΙΚΡΑΤΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται σύντομη περιγραφή του γεωτεχνικού προβλήματος που πλήττει την περιοχή των Βαλτόνερων, ενώ παράλληλα παρουσιάζονται τα αίτια εκδήλωσής του σύμφωνα με στοιχεία προηγούμενων μελετών. Στη συνέχεια, περιγράφονται οι γεωλογικές, οι τεκτονικές και οι υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν τόσο στην ευρύτερη όσο και στη στενή περιοχή της έρευνας.

1.2 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΚΑΙ ΑΙΤΙΑ ΕΚΔΗΛΩΣΗΣ ΤΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ

1.2.1 Περιγραφή του προβλήματος

Στους οικισμούς Φανός, Ξινό Νερό καθώς και σε άλλες περιοχές της λεκάνης, του δήμου Αμυνταίου, έχουν εμφανιστεί εδαφικές διαρρήξεις, οι οποίες έχουν προκαλέσει σημαντικές ζημιές σε οικίες και υποδομές. Σύμφωνα με την έρευνα του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (2007 και 2015), το φαινόμενο των εδαφικών διαρρήξεων ξεκίνησε να εκδηλώνεται το 1993 και παρουσίασε σημαντική έξαρση το καλοκαίρι-φθινόπωρο του 2000.

Οι επιφανειακές διαρρήξεις που αποτυπώθηκαν, κατά τη μελέτη του Πανεπιστημίου, ήταν στα χωριά Φανός και Ξινό Νερό. Πιο συγκεκριμένα, οι ρωγματώσεις που μελετήθηκαν είναι:

Φανός

- Στο ΔΒΔ άκρο του Φανού μια συνεχής διάρρηξη που να διασχίζει εγκάρσια το οδόστρωμα και να ταπεινώνει το ΝΝΑ τμήμα αυτού για μερικά εκατοστά.
- Στο ΒΒΑ άκρο της πλατείας του Φανού παρατηρούνται διαρρήξεις που διασχίζουν εγκάρσια το οδόστρωμα με διεύθυνση 260°.

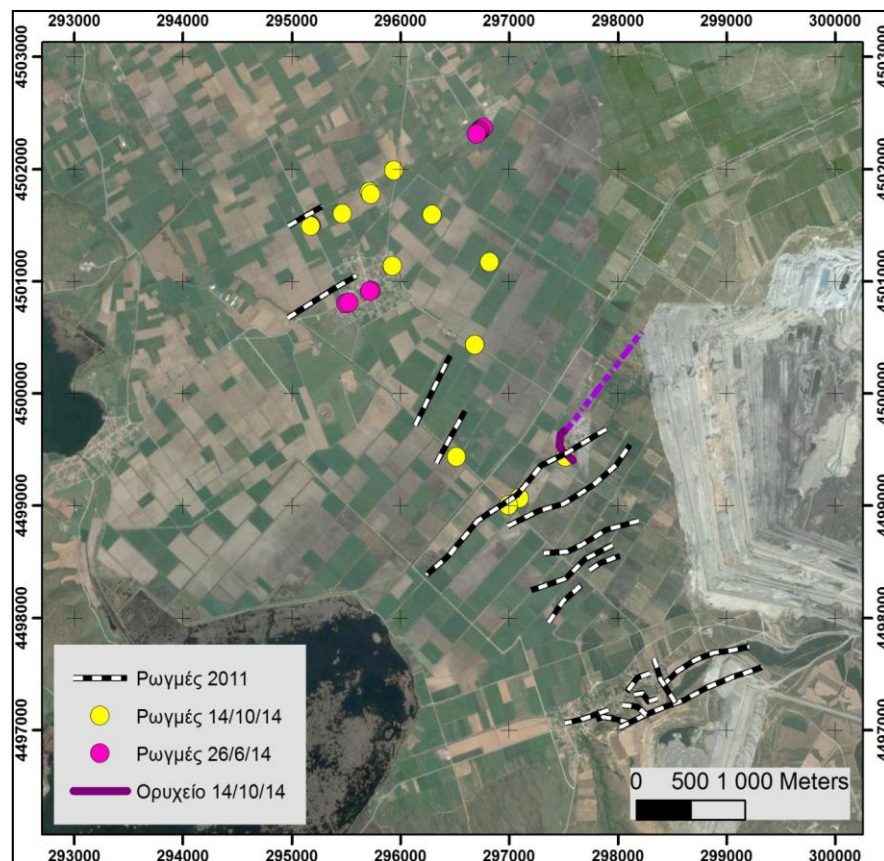
- Ανατολικά του Φανού και σε απόσταση 350m από την πλατεία του χωριού ανάντη του χωματόδρομου που οδηγεί προς το Ξινό Νερό παρατηρούνται διαρρήξεις που είναι παράλληλες προς την αντίστοιχη ασφάλτινη επαρχιακή οδό.

Ξινό Νερό

- Στο χωριό Ξινό Νερό οι επιφανειακές διαρρήξεις, οι οποίες επίσης κόβουν το ασφάλτινο οδόστρωμα μέσα στο χωριό εμφανίζουν ένα περισσότερο πολύπλοκο σχήμα.

Βαλτόνερα

Όσον αφορά τη στενή περιοχή των Βαλτόνερων, στην οποία επικεντρώνεται και η διατριβή, οι εδαφικές διαρρήξεις που καταγράφηκαν φαίνονται στη δορυφορική Εικόνα 1-1. Οι εδαφικές αυτές διαρρήξεις, αποτυπώθηκαν στη διατριβή της Αγγελίτσα (2011) καθώς και στα πλαίσια της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου (2015).



Εικόνα 1-1: Δορυφορική εικόνα της περιοχής των Βαλτόνερων, στην οποία φαίνονται οι εδαφικές διαρρήξεις που καταγράφηκαν το 2011 (Αγγελίτσα) και το 2014 (Α.Π.Θ.).



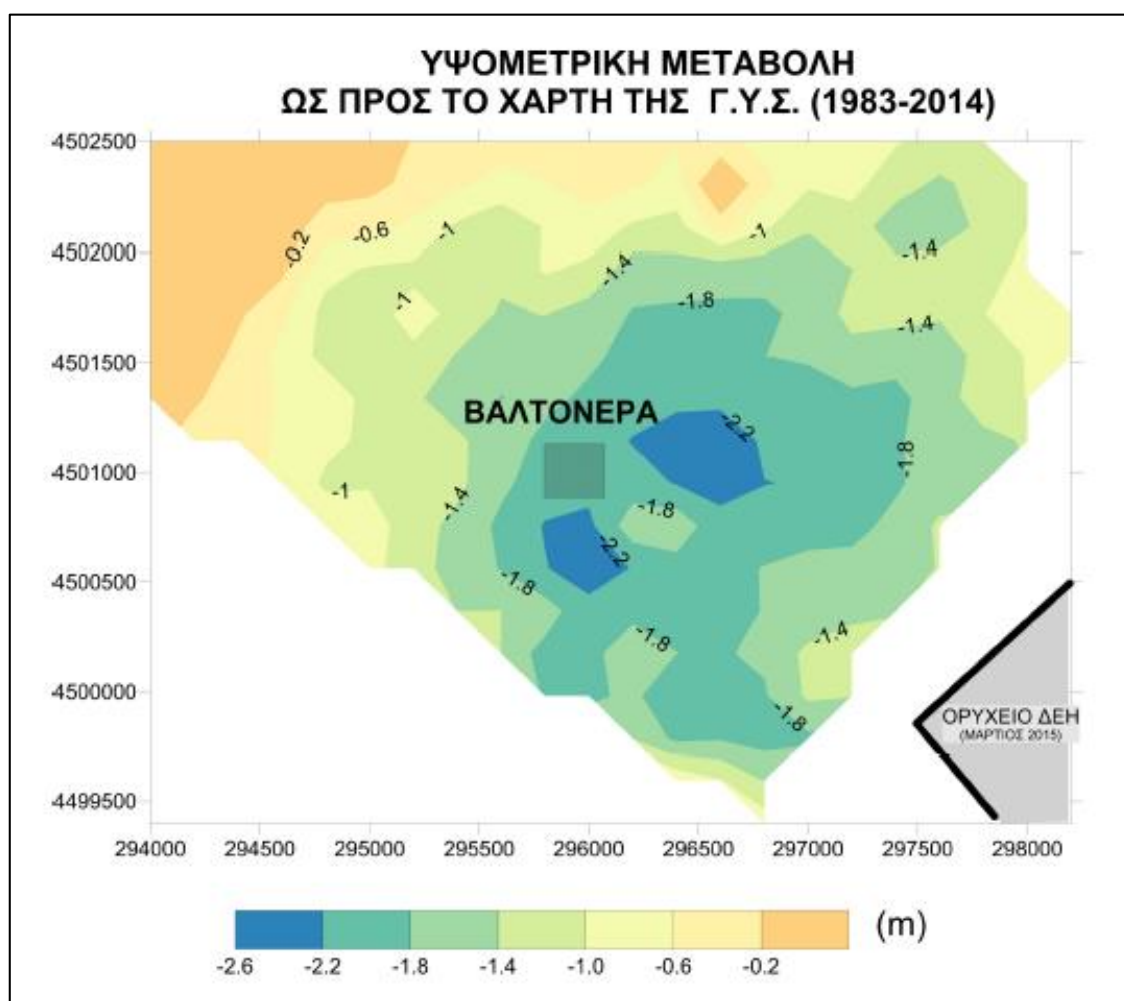
Εικόνα 1-2: Ρωγμές που παρατηρήθηκαν στην περιοχή των Βαλτονέρων. Στα σημεία αυτά ελήφθησαν και οι μετρήσεις τόσο της ηλεκτρικής τομογραφίας όσο και των σεισμικών.

Στα πλαίσια της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης το 2015, έγινε σύγκριση του φυσικού εδάφους της περιοχής των Βαλτόνερων, όπως αυτό έχει διαμορφωθεί σήμερα, με το φυσικό μοντέλο εδάφους προηγούμενων ετών. Η σύγκριση πραγματοποιήθηκε με βάση τοπογραφικά διαγράμματα της ΓΥΣ με στοιχεία του 1983 και τις τοπογραφικές αποτυπώσεις που έγιναν το 2008 και 2014, τόσο στον μέσα στον οικισμό των Βαλτονέρων όσο και περιμετρικά αυτού. Από την έρευνα αυτή προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

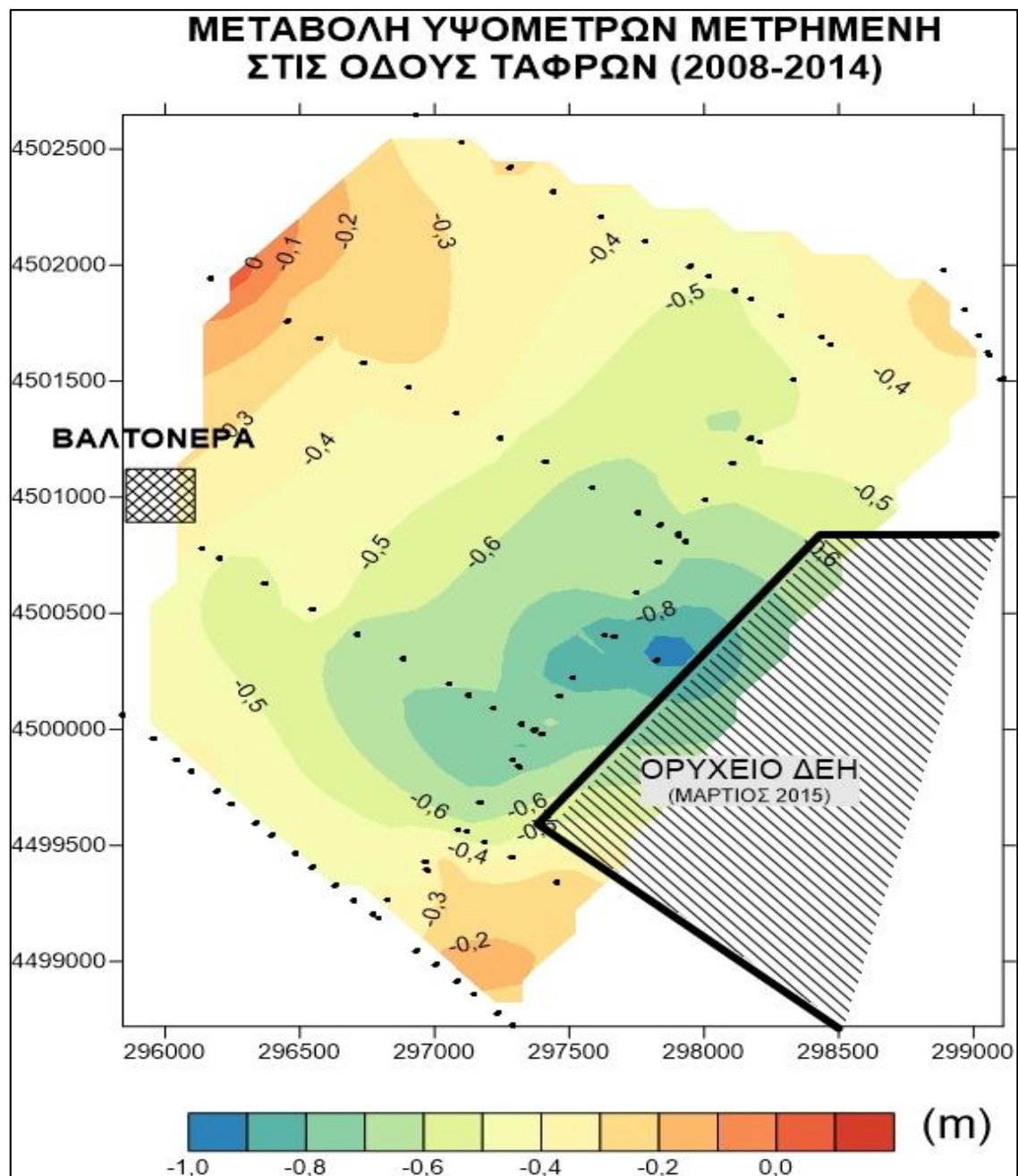
α) Σύμφωνα με τα σημεία μέτρησης των διαγραμμάτων της ΓΥΣ, παρατηρείται πτώση των υψομέτρων από 0 έως 2m σε χρονικό διάστημα περίπου τριάντα χρόνων. Η μεταβολή των υψομέτρων με βάση τα διαγράμματα της ΓΥΣ, φαίνεται στην Εικόνα 1-3. Σύμφωνα με το χάρτη (Εικόνα 1-3), γίνεται αντιληπτό ότι στην περιοχή μεταξύ του χωριού και του ορυχείου παρουσιάζεται η μέγιστη ταπείνωση των υψομέτρων.

β) Υψομετρικές μεταβολές παρατηρούνται στα σημεία μέτρησης των οδών, των τεχνικών και των τριγωνομετρικών της μελέτης αποτύπωσης των τάφρων και οδών της λίμνης Χειμαδίτιδας. Οι αποκλίσεις αυτές είναι της τάξεως από 0.15m έως 0.90m, σε χρονικό διάστημα έξι ετών (Εικόνα 1-4).

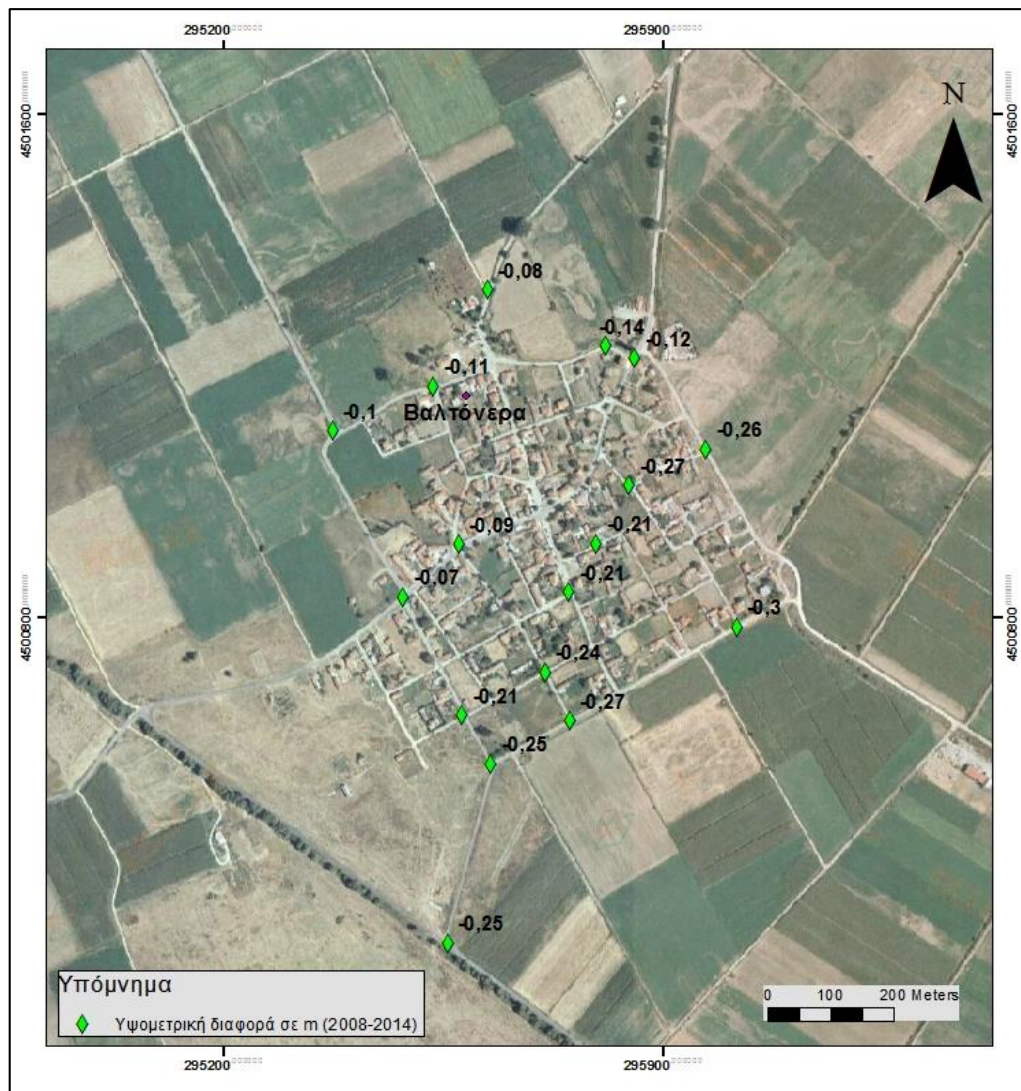
γ) Όσον αφορά τον οικισμό των Βαλτόνερων, η πτώση των υψομέτρων που παρατηρείται είναι της τάξης από 7cm έως 30 cm, σε χρονικό διάστημα έξι ετών (Εικόνα 1-5).



Εικόνα 1-3: Χάρτης υψομετρικής μεταβολής στην περιοχή των Βαλτόνερων σε σχέση με τα τοπογραφικά διαγράμματα της Γ.Υ.Σ. (1983-2014).



Εικόνα 1-4: Χάρτης υψομετρικής μεταβολής στην περιοχή των Βαλτόνερων στα σημεία μέτρησης των οδών, των τεχνικών και τριγωνομετρικών σημείων. Με μαύρες κουκίδες φαίνονται τα σημεία μέτρησης.



Εικόνα 1-5: Υψομετρικές μεταβολές που καταγράφηκαν μέσα στον οικισμό των Βαλτόνερων από το 2008 μέχρι το 2014.

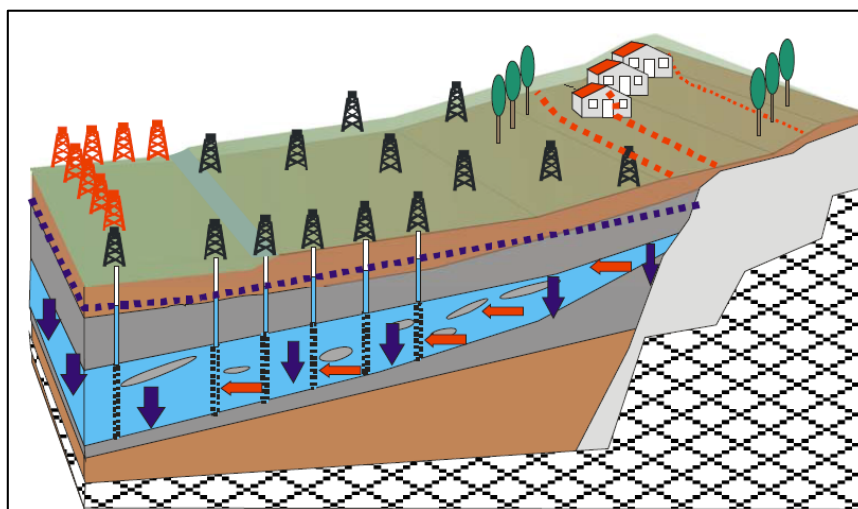
1.2.2 Αίτια εκδήλωσης του φαινομένου

Έπειτα από τα τη μελέτη του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (2015), η οποία περιείχε γεωτεκτονική, γεωφυσική, σεισμοτεκτονική έρευνα καθώς και μελέτη υδρογεωλογικών στοιχείων, προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

Η γεωλογική και τεκτονική χαρτογράφηση της περιοχής, καθώς και στη συνέχεια, η εκτεταμένη γεωφυσική έρευνα, έδωσαν μια λεπτομερή απεικόνιση του υπεδάφους της περιοχής και ιδιαίτερα στα σημεία εκδήλωσης των ρωγματώσεων. Πιο συγκεκριμένα, έδειξαν ότι οι ρωγμές εμφανίζονται ως συνέχεια των υπάρχοντων ενεργών ρηγμάτων και συνδέονται με έντονες πλευρικές λιθολογικές διαφοροποιήσεις, με αποτέλεσμα οι ρωγμώσεις να εμφανίζονται σε συγκεκριμένες θέσεις.

Σύμφωνα με τη σεισμοτεκτονική έρευνα, οι εκδήλωση του φαινομένου δεν οφείλεται σε σεισμικά φαινόμενα ή σε μικρές μετακινήσεις των ρηγμάτων σε μεγάλο βάθος (ασεισμική ολίσθηση).

Από την ποιοτική μελέτη των υδρογεωλογικών στοιχείων και λαμβάνοντας υπόψη την υπεράντληση των υδατικών πόρων, την παρουσία αμμόδων σχηματισμών που επιδέχονται συνίζηση, την τεκτονικά καταπονημένη περιοχή καθώς και τις λιθολογικές ασυνέχειες, προκύπτει το συμπέρασμα ότι οι ρωγματώσεις αποδίδονται σε φαινόμενα διαφορικής συνίζησης λόγω της υπερεκμετάλλευσης του υδατικού δυναμικού της λεκάνης.



Εικόνα 1-6: Σχηματική απεικόνιση μηχανισμού εμφάνισης των ρωγμών λόγω της υπεράντλησης των υδατικών πόρων (Τσούρλος κ.ά., 2007).

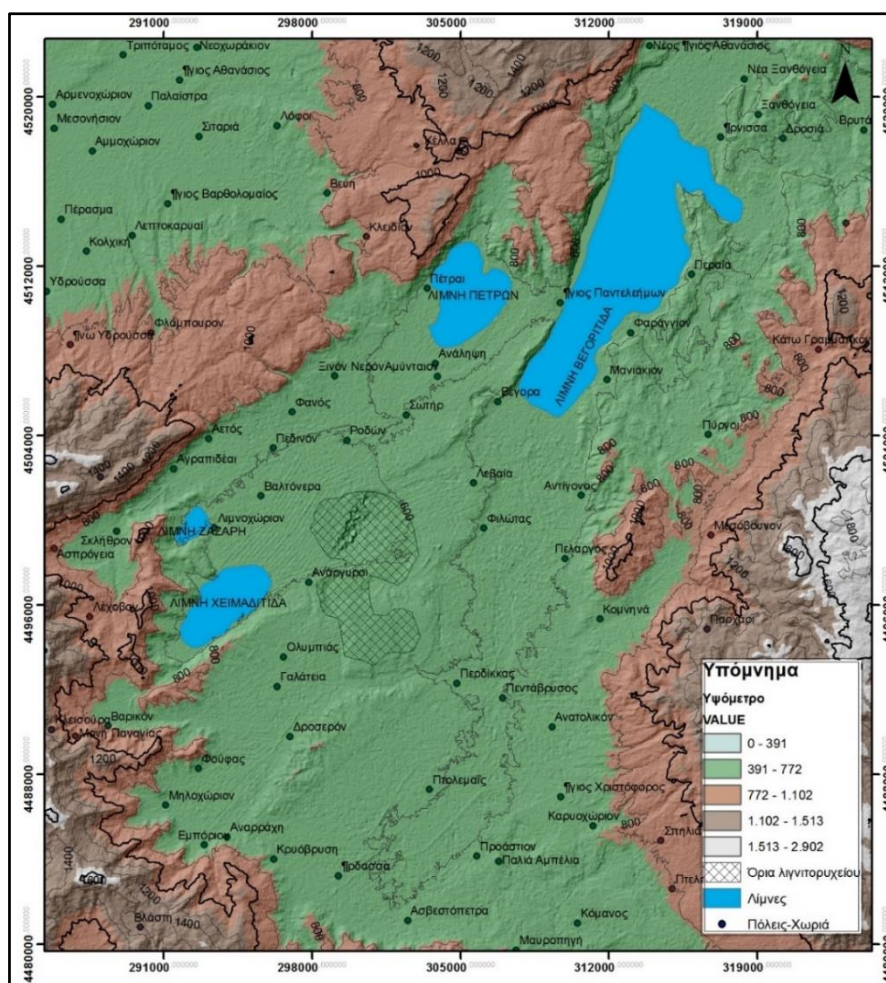
1.3 ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το δημοτικό διαμέρισμα των Βαλτόνερων ανήκει στο δήμο Αμυνταίου της περιφερειακής ενότητας της Φλώρινας, εντοπίζεται στη λεκάνη Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας και βρίσκεται 6km ΔΝΔ του Αμυνταίου και περίπου 3km από το ορυχείο του Αμυνταίου (Εικόνα 1-7).

Πιο συγκεκριμένα, η περιοχή μελέτης αναπτύσσεται στην πεδινή και λοφώδη περιοχή στις δυτικές παρυφές της λεκάνης με το υψόμετρο να κυμαίνεται από 620-700m περίπου. Στα δυτικά της λεκάνης εντοπίζεται το έξαρμα Αετού-Ξινού Νερού-Βεύης, το οποίο αποτελεί τις ανατολικές απολήξεις του ορεινού όγκου του Βέρνου με χαρακτηριστικές κορυφές το Φανάρι και Καψάλα με υψόμετρο 944m και 961m αντίστοιχα (Τσούρλος κ.α., 2015).



Εικόνα 1-7: Δορυφορική εικόνα (Google Earth) στην οποία φαίνεται η περιοχή του Δημοτικού Διαμερίσματος των Βαλτονέρων και τα όρια εκμετάλλευσης του ορυχείου του Αμυνταίου.

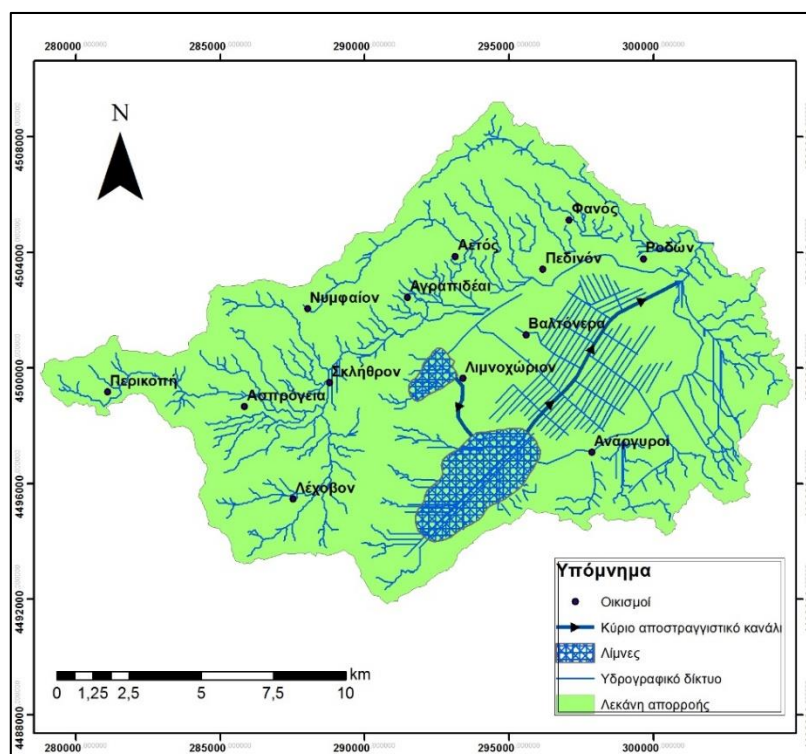


Εικόνα 1-8: Χάρτης ανάγλυφου της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Κύριο γεωμορφολογικό στοιχείο που εντοπίζεται στην περιοχή και ιδιαίτερα στο χώρο ανάμεσα στα χωριά Φανός και Ξινό Νερό είναι η διαμόρφωση μιας κλιμακωτής διάταξης που ταπεινώνει σταδιακά την περιοχή από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά, η οποία συνδέεται με τη νεοτεκτονική παραμόρφωση που έχει υποστεί η περιοχή (Τσούρλος κ.α., 2007).

Σχετικά με το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής, αυτό αποτελείται από μικρά σε μήκος ρέματα των οποίων η κατάληξη είναι οι λίμνες Ζάζαρη και Χειμαδίτιδα. Οι κοίτες των ρεμάτων δεν παρουσιάζουν έντονες κλίσεις στο μεγαλύτερο μήκος τους. Οι πιο έντονες κλίσεις εμφανίζονται κοντά στην κεφαλή των λεκανών απορροής (Γκουντούλας, 2012).

Οι λίμνες Ζάζαρη και Χειμαδίτιδα τροφοδοτούνται από τα γύρω ρυάκια με τις τάφρους και διοχετεύουν τα πλεονάζοντα νερά προς τη λίμνη Πετρών μέσω του ποταμού Αμύντα (Τσιούρης, 1996). Οι υδρολογικές λεκάνες των δύο λιμνών αποτελούν κλειστά επιφανειακά υδρολογικά συστήματα, χωρίς κάποια έξοδο απαγωγής των ομβρίων υδάτων, γεγονός που πιστοποιεί μια δευτερογενή ταπείνωση του ανάγλυφου, που πιθανόν οφείλεται σε τεκτονικά αίτια με τη δημιουργία τεκτονικών βυθισμάτων και δημιουργίας εσωτερικών λεκανών (Εικόνα 1-9) (Γκουντούλας, 2012).

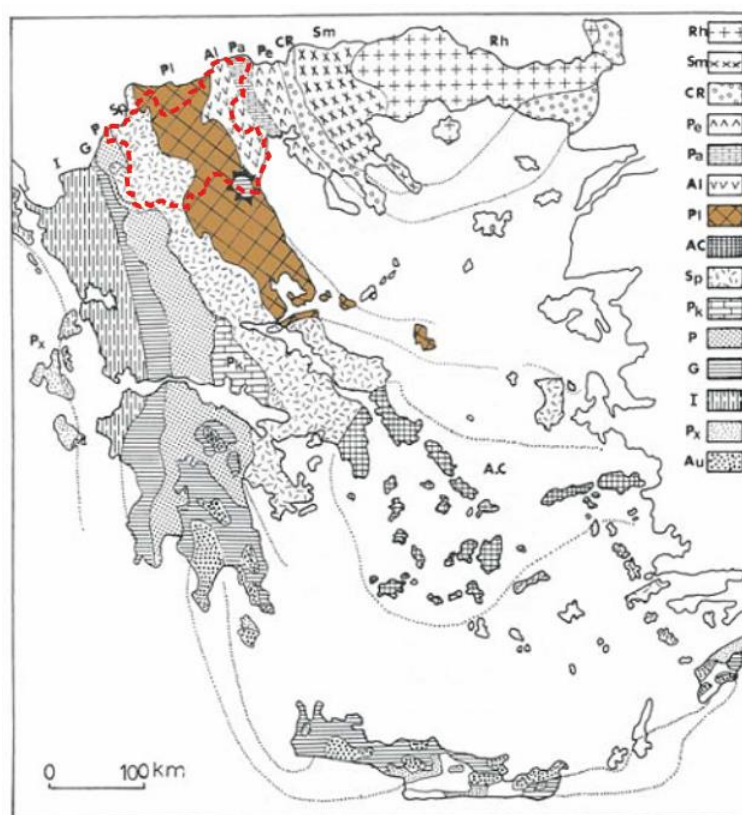


Εικόνα 1-9: Μορφοποιημένο υδρογραφικό δίκτυο λεκάνης απορροής (μορφοποιημένο από Paradimos & Katsavouni, 2007)

1.4 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

1.4.1 Γεωλογία Της Ευρύτερης Περιοχής

Η περιοχή έρευνας εντοπίζεται στη λεκάνη Φλώρινας-Πτολεμαΐδας και εντάσσεται στην Πελαγονική ζώνη, η οποία ανήκει στις Εσωτερικές Ελληνίδες. Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται ως μια επιμήκης ζώνη, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, η οποία αρχίζει από την περιοχή των Σκοπίων και μέσω των ορεινών συγκροτημάτων Βόρα, Βαρνούντα, Βέρνου Άσκιου, Πιερίων, Πηλίου και Ανατολικής Όθρυος φθάνει μέχρι τη βόρεια Εύβοια και τα νησιά Σκιάθο και Σκόπελο (Εικόνα 1-10) (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 1-10: Μορφοποιημένο γεωτεκτονικό σχήμα Ελληνίδων ζωνών. Με κόκκινο απεικονίζεται το όριο της λεκάνης απορροής Φλώρινας-Πτολεμαΐδας. Rh: Μάζα της Ροδόπης, Sm: Σερβομακεδονική μάζα, CR: Περιοδοπική ζώνη, [Pe: Ζώνη Παιονίας, Pa: Ζώνη Πάικου, Al: Ζώνη Αλμωπίας] = Ζώνη Αξιού, PI: Πελαγονική ζώνη, AC: Αττικο-Κυκλαδική ζώνη, Sp: Υποπελαγονική ζώνη, Pk: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, P: Ζώνη Πίνδου, G: Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης, I: Ιόνιος ζώνη, Px: Ζώνη Παξών ή Προαπούλια, Au: Ενότητα «Ταλέα όρη - πλακώδεις ασβεστόλιθοι» πιθανόν της Ιονίου ζώνης. (Μουντράκης, 1983)

Ειδικότερα, σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), η Πελαγονική ζώνη αποτελείται από τις παρακάτω γεωλογικές ενότητες (Εικόνα 1-11):

Κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο: Τα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου έχουν μεγάλη έκταση στο χώρο της Πελαγονικής και αποτελούν το κύριο δομικό στοιχείο της ζώνης. Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο χαρακτηρίζεται από ανομοιογένεια, καθώς αποτελείται από ενότητες πετρωμάτων που συνιστούν αλληπάλληλα τεκτονικά λέπια. Κάθε ενότητα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου αποτελείται από τους παρακάτω αναφερόμενους ορίζοντες από τους βαθύτερους στους ανώτερους:

- Γνεύσιους βιοτιτικού οφθαλμοειδείς ορθο-προέλευσης
- Γνεύσιους ταινιωτούς, μοσχοβιτικούς παρα-προέλευσης
- Αμφιβολίτες και αμφιβολιτικούς-βιοτιτικούς σχιστόλιθους
- Γραντούχους διμαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους
- Εναλλαγές αμφιβολιτικών σχιστολίθων, μαρμαρυγιακών σχιστολίθων, επιδοιτικών σχιστολίθων με παρεμβολές απλιτογενευσίων

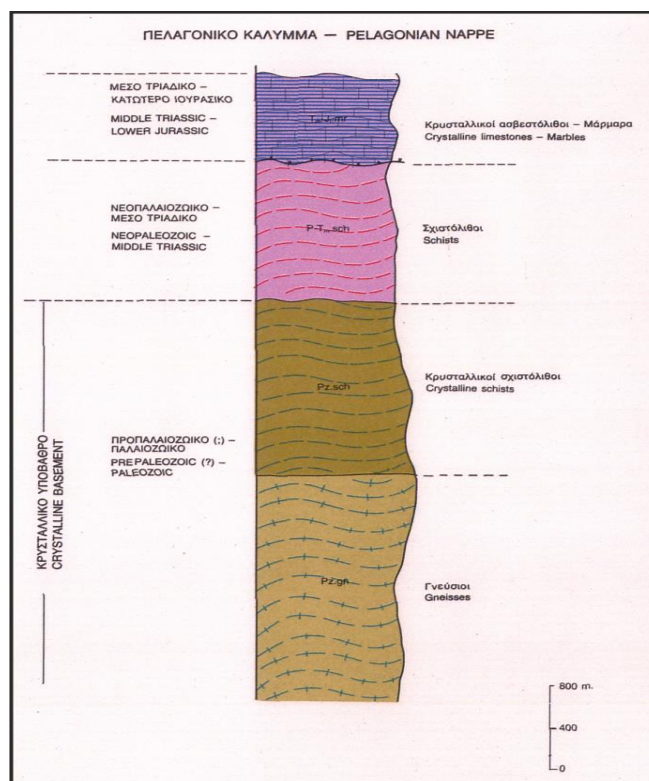
Γνευσιομένοι γρανίτες του Άνω Λιθανθρακοφόρου: Μέσα στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα του υποβάθρου και σε όλη την έκταση της Πελαγονικής, παρατηρούνται μεγάλοι γρανιτικοί όγκοι. Οι γρανίτες αυτοί είναι μαγματικές διεισδύσεις εντός του υποβάθρου και έχουν προκαλέσει φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Μουντράκης, 2010).

Περμοτριάδικές μετακλαστικές ακολουθίες: Πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και στους γρανιτικούς όγκους του Άνω Λιθανθρακοφόρου αποτέθηκε μια κλαστική ιζηματογενής σειρά πάχους περίπου 200m μέσα στην οποία παρεμβάλλονται ορισμένα ηφαιστειακά υλικά, όξινες λάβες και τόφφοι. Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν στο Πέρμιο και Κάτω Τριαδικό και στη συνέχεια μαζί με τα ηφαιστειακά υλικά μεταμορφώθηκαν στη διάρκεια του Ανώτερου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού σε συνθήκες χαμηλής πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης (Μουντράκης, 2010).

Ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού: Η κύρια Αλπική ιζηματογένεση της Πελαγονικής ζώνης είναι νηριτική, ανθρακική στη διάρκεια του Τριαδικού - Ιουρασικού και τα πετρώματά της καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις της ζώνης. Το σύνολο των ανθρακικών αυτών ιζημάτων ονομάζεται ανθρακικό κάλυμμα της Πελαγονικής και διαχωρίζεται στο δυτικό και το ανατολικό ανθρακικό κάλυμμα (Μουντράκης, 2010).

Οφιόλιθοι και τα συνοδά ιζήματα: Σημαντικές οφιολιθικές μάζες παρατηρούνται στην Πελαγονική, τοποθετημένες κυρίως στα δύο περιθώρια της ζώνης, ενώ μερικές μικρές εμφανίσεις βρίσκονται διάσπαρτες και στο εσωτερικό της. Οι οφιόλιθοι της Πελαγονικής είναι αλλόχθονοι και προέρχονται από τις δύο ωκεάνιες περιοχές των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής που βρίσκονταν εκατέρωθεν της Πελαγονικής. Από τις δύο αυτές περιοχές οι οφιόλιθοι, μαζί με τα συνοδά ιζήματα επωθήθηκαν πάνω στα Τριαδικοϊουρασικά ανθρακικά καλύμματα των δύο Πελαγονικών περιθωρίων (Μουντράκης, 2010).

Επικλυσισγενή ιζήματα Μέσου - Άνω Κρητιδικού: Τα ιζήματα αυτά αποτέθηκαν με την επίκλυση της θάλασσας κατά το Μέσο - Άνω Κρητιδικό και βρίσκονται τοποθετημένα με ασυμφωνία πάνω στα προϋπάρχοντα ανθρακικά πετρώματα που εν τω μεταξύ είχαν πτυχωθεί στην ορογενετική περίοδο, είτε ακόμη τοποθετούνται με επικλυσισγενή ασυμφωνία πάνω στους οφιολίθους και τα συνοδά τους ιζήματα. Η στρωματογραφική διάρθρωση του Μέσο – Άνω Κρητιδικού από κάτω προς τα πάνω έχει ως εξής: κροκαλοπαγή, μικρολατυποπαγή, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, συμπαγής ασβεστόλιθος με απολιθώματα και τέλος φλύσσης (Μουντράκης, 2010).



Εικόνα 1-11: Στρωματογραφική στήλη Πελαγονικού Καλύμματος (Φύλλο "Πτολεμαΐς", ΙΓΜΕ)

Επομένως, η περιοχή έρευνας αποτελείται κυρίως από μεταμορφωμένα πετρώματα της Πελαγονικής, τα οποία αποτελούν το προ-νεογενές υπόβαθρο, πάνω στο οποίο αναπτύχθηκε η Νεογενής και Τεταρτογενής λεκάνη του Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας. Οι σχηματισμοί που δομούν την περιοχή, αναλύονται παρακάτω από τους κατώτερους στους ανώτερους (Εικόνα 1-12, 1-13).

Προ-Νεογενές υπόβαθρο

Πιο συγκεκριμένα, τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, γεωγραφικά, αποκαλύπτονται στον ορεινό όγκο του Βέρνου και στο ορεινό τμήμα-διάυλο Αετού-Ξινού Νερού-Βεύης, στις ανατολικές παρυφές του οποίου εντοπίζεται η περιοχή έρευνας. Στο ορεινό τμήμα-έξαρμα Αετού-Ξινού Νερού-Βεύης, δυτικά της εξεταζόμενης περιοχής, δεν αποκαλύπτεται η πλήρης διάρθρωση της Πελαγονικής ζώνης, παρά μόνο τα ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά πετρώματα του Τριαδικού-Ιουρασικού (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Τα πετρώματα του Τριαδικού-Ιουρασικού, σύμφωνα με το γεωλογικό φύλλο Πτολεμαΐς 1:50.000 (IGME, 1997), χαρτογραφούνται ως **Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι-μάρμαρα (Tm-Ji,mr)**. Πρόκειται για λευκά έως τεφρόλευκα, με κατά θέσεις ανοικτόφαιες αποχρώσεις, συμπαγή έως μεσοστρωματώδη μάρμαρα με παρεμβολές δολομιτών και δολομιτικών μαρμάρων. Τα μάρμαρα αυτά εμφανίζονται έντονα κερματισμένα, λόγω της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας της περιοχής με αποτέλεσμα κατά θέσεις να χαρτογραφούνται ως **τεκτονικά λατυποπαγή και κατακλασίτες (t.br.)**. Εξαιτίας της έντονης τεκτονικής δραστηριότητας που έχει υποστεί η περιοχή, τα μάρμαρα σε όλη σχεδόν την επιφανειακή τους έκθεση, εμφανίζουν έντονη καρστικοποίηση με σχηματισμό επιφανειακών καρστικών μορφών όπως είναι οι δολίνες στο τμήμα ανάμεσα στο Ξινό Νερό και το Κλειδί. Τα μάρμαρα αυτά, χρονολογούνται στο Τριαδικό-Ιουρασικό, υπέρκεινται με μικρής γωνίας τεκτονική επαφή στο κρυσταλλικό υπόβαθρο, το οποίο αποκαλύπτεται νοτιότερα του Αετού και χαρτογραφούνται ως **Γνεύσιοι (Pz.gn)** Προπαλαιοζωϊκού-Παλαιοζωϊκού στην οποία συμπεριλαμβάνονται γνεύσιοι που εμφανίζονται σε εναλλαγή με βιοτιτικούς και αμβιβολιτικούς σχιστόλιθους και συχνά με την παρουσία οφθαλμογενευσίων.

Ανάμεσα στα μάρμαρα και στο κρυσταλλικό υπόβαθρο παρεμβάλλεται η χαρτογραφική μονάδα **Σχιστόλιθοι (P-Tm, sch)** Νεοπαλαιοζωϊκού-Μέσου Τριαδικού. Η μονάδα αυτή συνίσταται από σερικιτικούς σχιστόλιθους, αργλικούς σχιστόλιθους, χλωριτικούς σχιστόλιθους και σπανιότερα γραφιτικούς σχιστόλιθους. Στους βαθύτερους ορίζοντες εμφανίζονται ενστρώσεις σερικιτικών-

χαλαζιτικών σχιστολίθων, μεταμορφωμένοι ψαμμίτες και μεταμορφωμένα κροκαλοπαγή, τα οποία αποκαλύπτονται με τη μορφή ενός μικρού τεκτονικού παραθύρου 2.5 km ΒΔ του χωριού Ξινό Νερό (Τσούρλος, κ.ά, 2007).

Νεογενής-Τεταρτογενής λεκάνη Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας

Η λεκάνη Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας μαζί με τη λεκάνη της Φλώρινας στα βορειότερα και τη λεκάνη των Σερβίων στα νοτιότερα συνιστά ένα σύστημα ενδοορεινών ταφρολεκανών που αναπτύχθηκε παράλληλα προς την κύρια ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση ανάπτυξης του Ελληνικού ορογενούς στον χώρο της Μακεδονίας κατά το Νεογενές. Το σύστημα αυτό διαχωρίζει τον ορεογραφικό άξονα των Βαρνούτα, Βέρνου, Ασκιου και Βούρινου στα δυτικά από τα όρη Βόρας, Βέρμιο και Πιέρια στα ανατολικά (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Το σύστημα αυτό, συμπεριλαμβανομένης και της συνέχειάς του προς την πρώην Γιουγκοσλαβία, παρουσιάζει μήκος μεγαλύτερο από 100 km και μέσο πλάτος περίπου 15 km. Οι λεκάνες αυτές σήμερα εμφανίζονται αποκομμένες μεταξύ τους μέσω ορεινών τμημάτων-εξαρμάτων σε διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, τα οποία αντανakλούν μεταγενέστερες τεκτονικές δράσεις που έχουν επιδράσει την περιοχή. Το πιο χαρακτηριστικό έξαρμα είναι αυτό του Αετού-Ξινού Νερού-Βεύης, το οποίο έχει μέγιστο υψόμετρο 900 m και διαχωρίζει τη λεκάνη της Φλώρινας από τη λεκάνη του Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Η λεκάνη του Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας χαρακτηρίζεται από επιμέρους, αλλά σημαντικές τοπογραφικές διαφοροποιήσεις με υφέσεις και εξάρματα που έχουν ως αποτέλεσμα το σχηματισμό των λιμνών Βεγορίτιδας, Πετρών, Ζάζαρη και Χειμαδίτιδα και των υψωμάτων Μπορντώ, Λακκιάς-Φιλώτα, Βεγόρας-Νεάπολης κ.ά. αντίστοιχα.

Νεογενή ιζήματα

Η λεκάνη του Αμυνταίου είναι πληρωμένη με νεογενή και τεταρτογενή ιζήματα. Τα νεογενή ιζήματα εμφανίζουν μέγιστο πάχος στις λεκάνες Πτολεμαΐδας, Σερβίων-Κοζάνης, Φλώρινας (Γκουντούλας, 2012). Διακρίνονται σε δύο ορίζοντες από τα παλαιότερα προς τα νεότερα, στα ιζήματα του κατώτερου ορίζοντα και στα ιζήματα του ανώτερου ορίζοντα του ανώτερου Νεογενούς.

Οι δύο ορίζοντες διαφέρουν μεταξύ τους τόσο ως προς την ηλικία και τη σύσταση όσο και ως προς τον τύπο της λιγνιτοφορίας (Γκουντούλας, 2012). Στα ιζήματα του κατώτερου νεογενούς

εντοπίζεται η λιγνιτοφορία του ξυλίτη και εντάσσεται στη λιγνιτοφορία Κομνηνών, Βεγόρας κλπ. (Ms-Pli, Is, σύμφωνα με τη γεωλογική χαρτογράφηση του ΙΓΜΕ), ενώ στα ιζήματα του ανώτερου ορίζοντα εμφανίζεται η λιγνιτοφορία τύπου γιαώδους λιγνίτη και εντάσσεται στη λιγνιτοφορία Πτολεμαΐδας, Αναργύρων, Αγίου Χριστοφόρου κλπ. (Pli, Is, σύμφωνα με τη γεωλογική χαρτογράφηση του ΙΓΜΕ).

- **Κατώτερος ορίζοντας (Λιγνιτοφόρος σχηματισμός Κομνηνών)**

Τα ιζήματα του κατώτερου ορίζοντα αποτέθηκαν ασύμφωνα πάνω στα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης. Συνίστανται από βασικά κροκαλοπαγή με κροκάλες από μεταμορφωμένα πετρώματα, ενώ προς τα πάνω μεταβαίνουν σε μάργες, άμμους και αργίλους με ορίζοντες ξυλίτη. Η ηλικία των σχηματισμών αυτών, σύμφωνα με τους Velitzelos & Petrescu (1981) προσδιορίζεται στην Άνω Μειοκαινική – Κάτω Πλειοκαινική.

Πιο συγκεκριμένα, τα κατώτερα σημεία του σχηματισμού αποτελούν τις κλαστικές αποθέσεις. Επικρατούν εναλλαγές άμμων, αμμωδών αργίλων, χαλικομιγών και κροκαλοπαγών, τα οποία μεταβαίνουν σε ερυθρούς πηλούς και λιθαρο- έως ογκολιθο-κροκαλοπαγή με στοιχεία από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα. Τα μεσαία μέλη των ιζημάτων του κατώτερου ορίζοντα, αποτελούνται από εναλλαγές λιγνιτών ξυλώδους υφής (ξυλίτες), άμμων, αργίλων και ιλύος και σπανιότερα μαργών. Τέλος, τα ανώτερα στρώματα συνίστανται από εναλλαγές αργίλων και άμμων με σκληρές φακοειδείς ενστρώσεις ψαμμιτών και ιλυολίθων (Τσούρλος κ.ά., 2007).

- **Ανώτερος ορίζοντας (Λιγνιτοφόρος σχηματισμός Πτολεμαΐδας)**

Τα ιζήματα του ανώτερου ορίζοντα αφορούν σχηματισμούς λιμναίων και λιμνοτελματικών αποθέσεων με εναλλαγές αργίλων, αργιλούχων άμμων και ιλύων τεφρής ή τεφροπράσινης απόχρωσης, ενώ η ηλικία τους χρονολογείται στο Πλειόκαινο.

Τα κατώτερα στρώματα του ορίζοντα, αποτελούνται από εναλλαγές αμμούχων αργίλων, λεπτόκοκκων αργιλούχων άμμων και σπανιότερα μαργών με σαφή επικράτηση των άμμων. Το πάχος του λιγνιτοφόρου σχηματισμού είναι περίπου 250 m και βρίσκεται σε κανονική μετάβαση από τον υποκείμενο σχηματισμό των Κομνηνών, ενώ παρατηρούνται τοπικές ασυμφωνίες ανάμεσα στα ιζήματα των δύο σχηματισμών προς τα περιθώρια της λεκάνης.

Τεταρτογενή Ιζήματα

Τα νεότερα τεταρτογενή ιζήματα εμφανίζονται στα λοφώδη τμήματα των χωριού Φανός. Αποτελούν ένα λεπτό κάλυμμα ποταμο-χειμάρρειων αποθέσεων από εναλλαγές αμμούχων αργίλων, χαλαρών κροκαλολατυποπαγών, ερυθρών πηλών και σπανιότερα κιτρινέρυθρων αργιλούχων άμμων με κροκάλες και λατύπες αποκλειστικά από τα γνευσιοσχιστολιθικά πετρώματα και χαλαζίτες. Τα ιζήματα αυτά εντοπίζονται στο δυτικό τμήμα της λεκάνης και η ηλικία τους προσδιορίζεται στο Κατώτερο-Μέσο Πλειστόκαινο (Τσούρλος κ.ά., 2007). Οι σχηματισμοί των τεταρτογενών αποθέσεων που εμφανίζονται στην περιοχή έρευνας περιγράφονται από τα παλαιότερα στα νεότερα παρακάτω:

- **Ποταμοχειμάρριες Τεταρτογενείς αποθέσεις (Σχηματισμός Προαστίου)**

Στις ποταμοχειμάρριες τεταρτογενείς αποθέσεις εντάσσεται ο σχηματισμός του Προαστίου. Η απόθεση του σχηματισμού αυτού ξεκίνησε κατά τη διάρκεια του Κατώτερου – Μέσου Πλειστόκαινου και αποτελείται από εναλλαγές χαλαρών κροκαλοπαγών και άμμων με ερυθρά άργιλο (Γκουντούλας, 2012).

Ο σχηματισμός, γεωγραφικά, εντοπίζεται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης του Αμυνταίου και λόγω της διάβρωσης των υπερκείμενων λιμναίων ιζημάτων, καλύπτει σε ασυμφωνία τα υποκείμενα λιγνιτοφόρα στρώματα των νεογενών σχηματισμών (Γκουντούλας, 2012).

- **Ποταμολιμναίες Τεταρτογενείς αποθέσεις (Σχηματισμοί Περδίκας)**

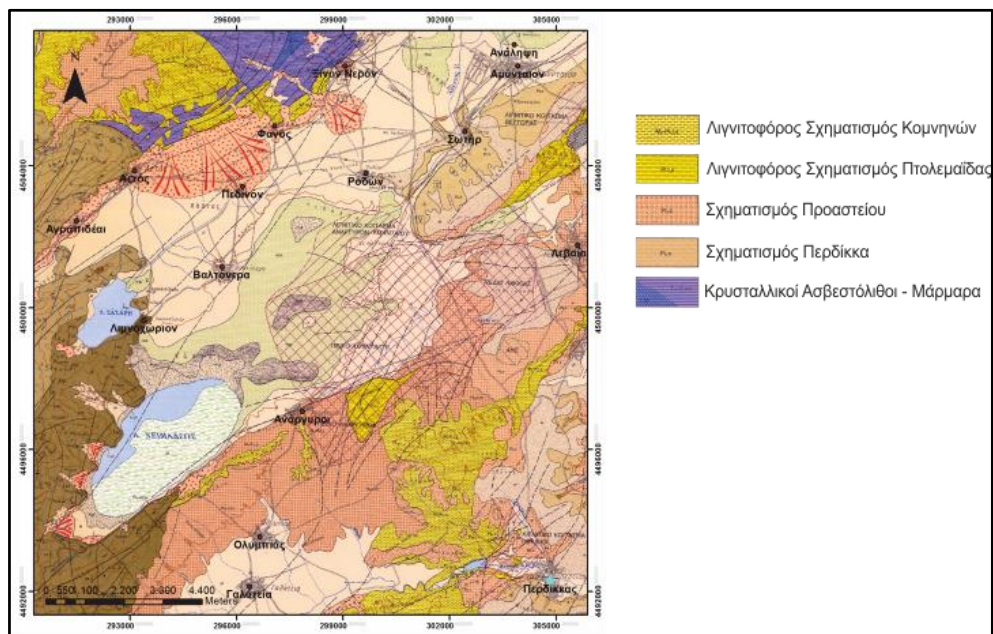
Οι σχηματισμοί αυτοί περιλαμβάνουν ενστρώσεις λεπτόκοκκης άμμου με εναλλαγές ενστρώσεων αμμούχου αργίλου και μάργας καθώς και φακοειδείς ενστρώσεις ψαμμιτών και χαλαρών κροκάλων (Γκουντούλας, 2012).

- **Σύγχρονες αποθέσεις**

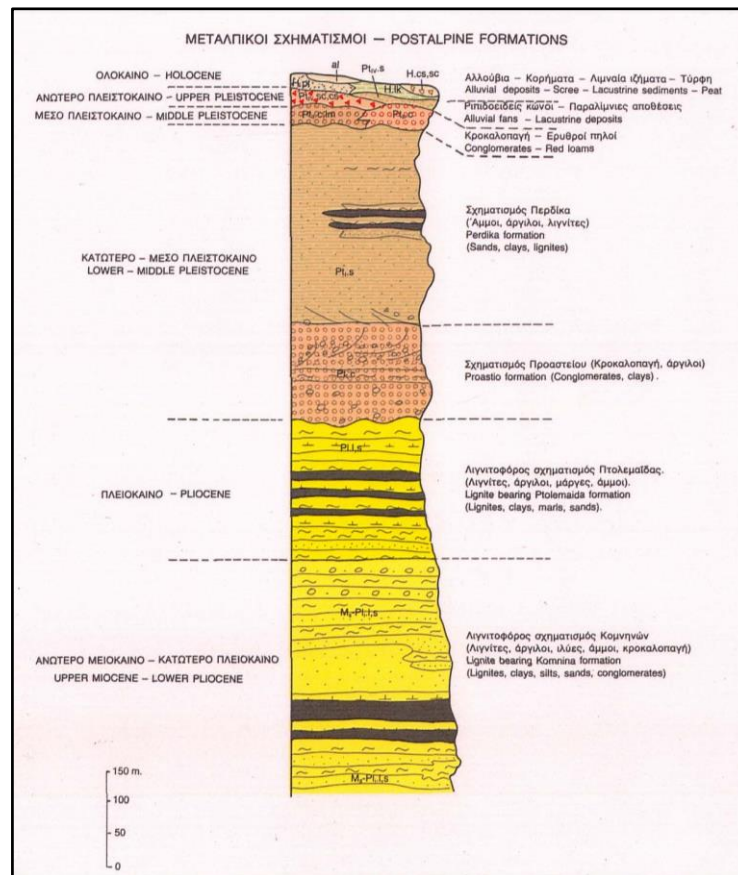
Στις σύγχρονες αποθέσεις ανήκουν ο ελουβιακός μανδύας, οι σύγχρονες προσχώσεις και οι κώνοι κορημάτων των περιθωρίων της λεκάνης (Γκουντούλας, 2012), τα οποία σύμφωνα με τη γεωλογική χαρτογράφηση του ΙΓΜΕ (Φύλλο Πτολεμαΐδας), χαρτογραφούνται ως **«Παλαιά πλευρικά κορήματα, κώνοι κορημάτων και ριπιδοειδείς κώνοι αλλουβίων (Ptiv, sc-cs)»**. Τα ιζήματα αυτά έχουν πάχος περίπου 150m το οποίο μειώνεται στο βόρειο τμήμα της λεκάνης, ενώ αποτελούνται από άμμους, αμμούχες αργίλους, αργίλους και χαλαζιακές,

σχιστολιθικές, ασβεστολιθικές κροκάλες (Γκουντούλας, 2012). Η ηλικία των ιζημάτων αυτών προσδιορίζεται στο Ανώτερο Πλειστόκαινο.

Επιπλέον, στις αποθέσεις αυτές εντάσσονται και οι εμφανίσεις τραβερτίνη, οι οποίες σχηματίζονται μέχρι σήμερα σε μικρή απόσταση από τις πηγές (Τσούρλος κ.ά., 2007). Οι παλαιότεροι τραβερτίνες χρονολογούνται στις αρχές του Ολοκαίνου και σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ εμφανίζονται ως «**Τραβερτίνης (H,tv)**». Οι αποθέσεις των τραβερτινών καλύπτονται από σύγχρονες προσχώσεις και σύγχρονα πλευρικά κορήματα. Τέλος, ο σχηματισμός αυτός συνδέεται με τις BBA-NNΔ διεύθυνσης ρηξιγενείς δομές που καθορίζουν το περιθώριο της λεκάνης κατά μήκος της γραμμής Αετός-Ξινό Νερό-Βεύη (Τσούρλος κ.ά., 2007).



Εικόνα 1-12: Απόσπασμα Γεωλογικού Χάρτη της ευρύτερης Περιοχής έρευνας (Φύλλο "Πτολεμαΐς", ΙΓΜΕ)



Εικόνα 1-13: Στρωματογραφική στήλη Μεταλπικών σχηματισμών (Φύλλο "Πτολεμαΐς", ΙΓΜΕ)

1.4.2 Γεωλογία Της Στενής Περιοχής Ερευνας

Το έξαρμα Αετού-Ξινού Νερού-Βεύης διαχωρίζει τη λεκάνη της Φλώρινας από τη λεκάνη του Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας. Μεγάλο τμήμα της υπό διερεύνησης περιοχής καλύπτεται από Νεογενή ιζήματα του Λιγνιτοφόρου Σχηματισμού Κομνηνών. Επομένως, η γεωλογία της περιοχής μελέτης συνίσταται από κροκαλοπαγή και άμμους κιτρινοκάστανης απόχρωσης, τα οποία καλύπτουν το γεωλογικό σχηματισμός των **Κρυσταλλικών ασβεστολίδων-μαρμάρων** (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Τα ιζήματα αυτά, διακόπτονται και ταπεινώνονται απότομα προς το ανατολικό τμήμα της λεκάνης, λόγω της ύπαρξης διαδοχικών ρηγμάτων ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνσης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη διαμόρφωση απότομων πρανών με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ προς τα Ανατολικά, τα οποία διακόπτονται από βαθιά εγκάρσια ρέματα που χαρακτηρίζονται από έντονη σε βάθος διάβρωση (Τσούρλος κ.ά., 2007). Στα χαμηλότερα σημεία των πρανών εντοπίζεται στενή λωρίδα-αναβαθμίδα, ήπιας μορφολογίας, η οποία συνίσταται από τεταρτογενή ιζήματα,

Χαλαρά κροκαλοπαγή και ερυθρούς πηλούς, τα οποία καλύπτουν ασύμφωνα τα νεογενή ιζήματα του Σχηματισμού Κομνηνών (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Λόγω των ρηγμάτων BBA-NNΔ διεύθυνσης, τα ιζήματα των χαλαρών κροκαλοπαγών και των ερυθρών πηλών διακόπτονται, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μικρότερων πρανών, σημαντικής κλίσης προς τα ανατολικά στη βάση των οποίων αποτίθενται τα ιζήματα, **Παλαιά πλευρικά κορήματα, κώνοι κορημάτων και ριπιδοειδείς κώνοι αλλουβίων**. Τα ιζήματα αυτά εμφανίζουν ήπια μορφολογία με ελαφριά κλίση προς τα Α-ΑΝΑ και σε πολλές θέσεις εντοπίζονται γραμμικές ταπεινώσεις με σχηματισμό μικρών πρανών, τα οποία ενδεχομένως να συνδέονται με τις μεγάλες ρηξιγενείς δομές της περιοχής (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Στο χωριό Φανός εντοπίζεται αναβαθμίδα διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ με σχηματισμό απότομων πρανών, στα ανώτερα τμήματα των οποίων αποκαλύπτονται τα Νεογενή ιζήματα του Σχηματισμού Κομνηνών. Κατά τόπους και στα ανώτερα μορφολογικά τμήματα των υπωρειών, τα ιζήματα του Σχηματισμού Κομνηνών, καλύπτονται από λεπτού πάχους ερυθρόχρωμα Τεταρτογενή αργιλοαμμούχα ιζήματα, τα οποία σχηματίζουν στα εγκάρσια των υπορειών ρέματα μια χαρακτηριστική αναβαθμίδα η οποία αναφέρεται ως **«Πλειστοκαινικά ιζήματα αναβαθμίδας (Q_t)»**. Στη βάση του πρανούς αυτού και ανατολικότερα εμφανίζονται είτε τα **«Παλαιά πλευρικά κορήματα, κώνοι και ριπιδοειδείς κώνοι αλλουβίων»** είτε οι σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις, οι οποίες πληρώνουν τα κεντρικά τμήματα της λεκάνης (Τσούρλος κ.ά., 2007).

1.5 ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΚΑΙ ΣΤΕΝΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή έρευνας γεωτεκτονικά, όπως προαναφέρθηκε, ανήκει στο χώρο της Πελαγονικής. Η ζώνη της Πελαγονικής περιλαμβάνει μεταμορφωμένα πετρώματα που, σύμφωνα με τους Brunh (1956) και Aubuin (1959), απαντώνται στη Δυτική Μακεδονία, τη Θεσσαλία, την Εύβοια, την Αττική, τις Κυκλάδες και το υπερκείμενο αυτών ιζηματογενές κάλυμμα σχηματισμών Νέο-Παλαιοζωικής – Μεσοζωικής ηλικίας. Η Πελαγονική ζώνη εμφανίζεται στις περιοχές της βόρειας Θεσσαλίας και της δυτικής Μακεδονίας, ενώ συνεχίζει προς τα βόρεια την Αλβανία και προς τη Π.Γ.Δ.Μ..

Η δυτική Μακεδονία έχει υποστεί εκτενή εφελκυσμό κατά τη νεοτεκτονική περίοδο (Μέσο – Άνω Μειόκαινο έως σήμερα), ο οποίος συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Επομένως, η αρχική μεγάλη

λεκάνη Φλώρινας – Πτολεμαΐδας, είναι τεκτονικής προέλευσης και αναπτύχθηκε κατά τη διεύθυνση του κύριου ορεογραφικού άξονα των Ελληνίδων, δηλαδή ΒΔ-ΝΑ (Αγγελίτσα, 2011).

Σύμφωνα με τους Παυλίδης και Μουντράκης (1987), στο χώρο της δυτικής Μακεδονίας αναγνωρίζονται δύο κύρια νεοτεκτονικά γεγονότα, τα οποία αναλύονται παρακάτω:

Το πρώτο εφελκυστικό γεγονός με μέγιστο εφελκυσμό ΒΒΑ – ΝΝΔ, πραγματοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του Ανώτερου Μειόκαινου – Πλειόκαινου (Τσούρλος, κ.ά., 2007) και πριν την απόθεση των λιμναίων ιζημάτων (Λουπασάκης, 2006). Αυτή η εφελκυστική δράση ήταν υπεύθυνη για τη δημιουργία ή επαναδραστηριοποίηση κανονικών ρηγμάτων ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης. Αυτά τα κανονικά ρήγματα δημιούργησαν παρόμοιας διεύθυνσης τεκτονικά βυθίσματα – λεκάνες στη δυτική Μακεδονία, όπως είναι η λεκάνη Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας – Κοζάνης – Σερβίων και Γρεβενών (Τσούρλος κ.ά., 2007). Το εφελκυστικό αυτό γεγονός επηρέασε ιζήματα του Κατώτερου Πλειστοκαίνου, με αποτέλεσμα η δράση του να εκτείνεται σε όλο το Ανώτερο Νεογενές (Λουπασάκης, 2006).

Το δεύτερο εφελκυστικό γεγονός χρονολογείται στο Τεταρτογενές έως σήμερα και παρουσιάζει μέγιστο εφελκυσμό σε ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση. Το γεγονός αυτό, δημιούργησε μεγάλα κανονικά ρήγματα, ΒΑ – ΝΔ έως Α – Δ διεύθυνσης, τα οποία επηρέασαν τα Πλειοκαινικά ιζήματα (Λουπασάκης, 2006) και οδήγησαν στον σχεδόν εγκάρσιο τεμαχισμό των μεγάλων ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης λεκανών σε επιμέρους υπολεκάνες. Επομένως, το σύστημα των λεκανών Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας – Σερβίων διαιρείται σε επιμέρους λεκάνες αυτές της Φλώρινας, Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας και Σερβίων (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Όσον αφορά τη στενή περιοχή έρευνας, αυτή βρίσκεται στις δυτικές παρυφές της λεκάνης Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας και σχετίζεται με τη μεγάλη περιθωριακή ρηξιγενή γραμμή Αετού – Ξινού Νερού – Πετρών, της οποίας η κλίση είναι προς ΑΝΑ και οριοθετεί στα δυτικά τη λεκάνη (Εικόνα 1-12). Το ρήγμα αυτό έχει διεύθυνση ΒΒΑ – ΝΝΔ, μήκος περίπου 14km, διέρχεται κατά μήκος των χωριών Σκλήθρο, Αγραπίτσα, Αετός, Ξινό Νερό και Πέτρες και διαμορφώνει τα απότομα προς τα ανατολικά πρηνή του ορεινού όγκου Τσούκας – Αερομάχης με ύψος που υπερβαίνει τα 400m. Τέλος, μέσω του ρήγματος έρχονται σε επαφή τα Τεταρτογενή Ολοκαινικά ιζήματα, τα οποία πληρώνουν τη λεκάνη, με το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο (Τσούρλος, κ.ά., 2007).

Πιο αναλυτικά, το περιθωριακό ρήγμα εμφανίζεται ευθύγραμμο και εντοπίζεται βορειότερα κατά μήκος της λίμνης Πετρών, διαμορφώνοντας τη δυτικής της όχθη. Στα χωριά Φανός και Ξινό Νερό, το ρήγμα παρουσιάζει το μικρότερο μορφολογικό άλμα (100 – 150m) επηρεάζοντας επιφανειακά τόσο τα ανθρακικά πετρώματα του Τριαδικού – Ιουρασικού όσο και τα Νεογενή ιζήματα του σχηματισμού Κομνηνών (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Στο σημείο αυτό, το περιθωριακό αυτό ρήγμα, διακόπτεται από ένα ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης ρήγμα, μήκους 5km, το οποίο κλίνει προς τα ΝΔ και γίνεται άμεσα αντιληπτό στο μορφολογικό έξαρμα Αετού – Ξινού Νερού. Το έξαρμα αυτό αποτελεί διαχωριστικό όριο μεταξύ των ιζημάτων του σχηματισμού Κομνηνών και των κρυσταλλικών ασβεστόλιθων-μαρμάρων του υποβάθρου περιορίζοντας την ανάπτυξη των ιζημάτων αυτών στα νοτιοδυτικά. Το αναφερθέν ρήγμα, στο ύψος του χωριού Φανός, προκαλεί οριζόντια μετάθεση του περιθωριακού ρήγματος, με το τμήμα βόρεια του χωριού να εμφανίζει μετάθεση προς το κέντρο της λεκάνης δηλαδή προς τα Ανατολικά (Τσούρλος κ.ά., 2007). Η μετάθεση αυτή, σχετίζεται με την περίοδο του Νεογενούς, ενώ παράλληλα διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στις αποθετικές διεργασίες που πραγματοποιούνται κατά μήκος του δυτικού περιθωρίου της λεκάνης την περίοδο του Τεταρτογενούς (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Επομένως, απόρροια της παραπάνω μετάθεσης είναι νότια του ΒΔ – ΝΑ ρήγματος, το υπερκείμενο του περιθωριακού ρήγματος τμήμα να είναι μορφολογικά χαμηλό πεδινό και να καλύπτεται μέχρι το ίχνος του περιθωριακού ρήγματος από σημαντικού πάχους Τεταρτογενείς αποθέσεις. Το πάχος των αποθέσεων αυτών, από τη γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε από τους Τσούρλος κ.ά. (2007), είναι της τάξης των 150m. Από τη βόρεια πλευρά του ΒΔ – ΝΑ ρήγματος (βόρεια του χωριού Φανός), η περιοχή του περιθωριακού ρήγματος εμφανίζεται μορφολογικά χαμηλή λοφώδης, στην οποία οι Τεταρτογενείς αποθέσεις έχουν στο σύνολό τους απομακρυνθεί λόγω της διάβρωσης και της σχετικής ανύψωσης της περιοχής. Αποτέλεσμα αυτού του γεγονότος είναι η εμφάνιση των υποκείμενων Νεογενών σχηματισμών καθώς και των κρυσταλλικών ασβεστόλιθων – μαρμάρων (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Κατά μήκος των χωριών Φανός και Ξινό Νερό, εντοπίζεται διάρρηξη, η οποία ονομάζεται ρήγμα Φανού και διαμορφώνει πρηνές ρήγματος νότια του χωριού Φανός, ύψους έως 5m και κλίσης 00° προς τα ανατολικά. Το ρηξιγενές πρηνές διέρχεται από την πλατεία του χωριού Φανός και συνεχίζει δυτικά παράλληλα προς το δρόμο Φανός – Ξινό Νερό, δημιουργώντας πρηνές που διαχωρίζει τις Νεογενείς αποθέσεις του υποκείμενου τεμάχους (χαμηλό λοφώδες τμήμα) από

τις Τεταρτογενείς αποθέσεις του υπερκείμενου τεμάχους (χαμηλό πεδινό τμήμα) (Τσούρλος κ.ά., 2007).

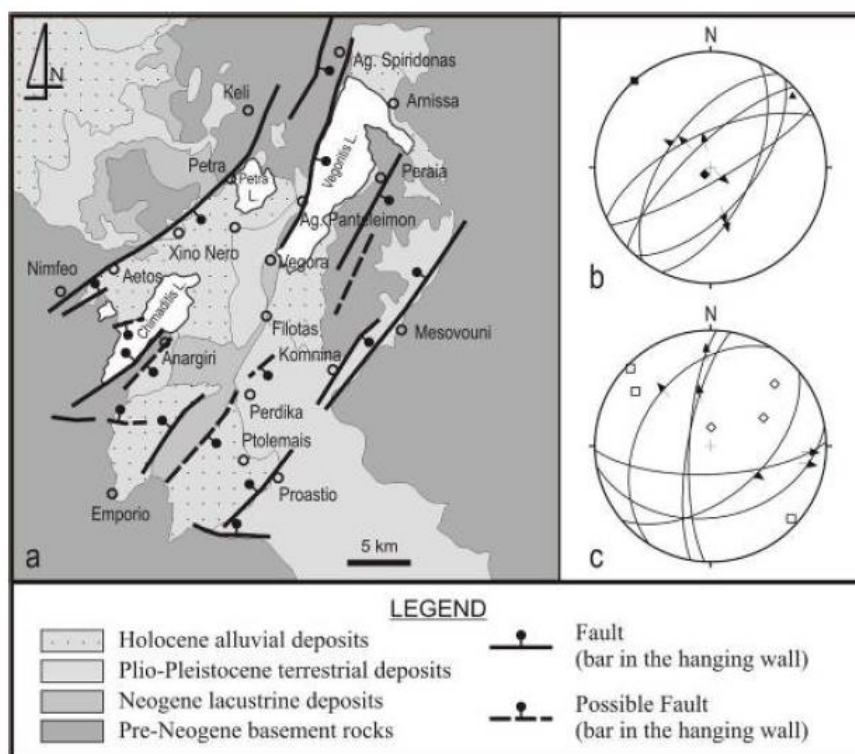
Η δημιουργία του ρήγματος Φανού συνδέεται με τη δραστηριότητα του BBA – NND διεύθυνσης περιθωριακού ρήγματος. Πιο συγκεκριμένα, το ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης ρήγμα, λειτουργεί ως εμπόδιο στην ομοιόμορφη δραστηριότητα του περιθωριακού ρήγματος. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, οι δραστηριοποιήσεις κατά μήκος του περιθωριακού ρήγματος να τείνουν να σπάσουν και να υπερπηδήσουν το εμπόδιο. Έτσι, η δραστηριότητα αυτή του περιθωριακού ρήγματος οδηγεί στη δημιουργία μιας παράπλευρης διαδρομής διάρρηξης (το ρήγμα του Φανού), η οποία διέρχεται από το χωριό Φανός και συνεχίζει προς το χωριό Ξινό Νερό.

Επιπλέον, κατά μήκος του ρήγματος του Φανού εκδηλώνονται επιφανειακές διαρρήξεις οι οποίες έχουν μήκος μερικά μέτρα και άνοιγα μερικά εκατοστά, ενώ η διεύθυνσή τους είναι παράλληλη προς το ρήγμα.

Οι επιφανειακές διαρρήξεις που εμφανίζονται στο χώρο του χωριού Ξινό Νερό, διαμορφώνουν γεωμετρικό σχέδιο κλιμακωτής αριστερόθετης σιγμοειδούς ή en echelon διάταξης, τέτοιας που να υποστηρίζει την τάση σύνδεσης του ρήγματος του Φανού με το ΒΑ – ΝΔ διεύθυνσης ρήγμα Ξινού Νερού – Πετρών. Η σύνδεση αυτή γίνεται με μια προς τα αριστερά στροφή του ρήγματος Φανού. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα, το ρήγμα από τη ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση, που έχει στο χώρο του Φανού, να μεταπίπτει βαθμιαία σε περισσότερο ΒΑ-ΝΔ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση στο χωριό Ξινό Νερό (Τσούρλος κ.ά., 2007).

Μία από τις κύριες τεκτονικές γραμμές με νεοτεκτονική δράση της περιοχής, είναι το μεγάλο ρήγμα της Βεγορίτιδας. Το ρήγμα αυτό, ξεκινά από τη βόρεια πλευρά της λίμνης (οικισμός Αγίου Σπυρίδωνα), διέρχεται από τον Αγ. Παντελεήμονα, φτάνει μέχρι τη Βέγορα και συνεχίζει στη Λεκάνη. Το μήκος του στη ΒΔ πλευρά της λίμνης είναι 12 χλμ. και η παράταξή του ΒΒΑ-ΝΝΔ.

Νοτιοανατολικά του ρήγματος Βεγορίτιδας εντοπίζεται το ρήγμα των Αναργύρων (Παυλίδης, 1985). Το ρήγμα αυτό έχει την ίδια παράταξη με αυτό της Βεγορίτιδας, διέρχεται από τον οικισμό των Αναργύρων, αναπτύσσεται νοτιοδυτικά της λίμνης Χειμαδίτιδας, ενώ η συνέχειά του εντοπίζεται εντός του ορυχείου Αμυνταίου.



Εικόνα 1-14: (α) Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης που απεικονίζει το σύστημα ρηγμάτων της λεκάνης Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας, (β) Απεικόνιση της γενικής κινηματικής των ρηγμάτων του συστήματος και των θέσεων των κινηματικών αξόνων (τετράγωνο: άξονας έκτασης, ρόμβος: άξονας σμίκρυνσης), (γ) απεικόνιση των μηχανισμών γένεσης των σεισμών, οι οποίοι παρουσιάζουν παρόμοια διεύθυνση μέγιστης έκτασης. (Mountrakis et al., 2006)

1.6 ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Το υδρογεωλογικό ενδιαφέρον της περιοχής αναπτύσσεται στα τεταρτογενή ιζήματα. Σύμφωνα με έρευνες που έχουν γίνει στην περιοχή, η υπόγεια υδροφορία αναπτύσσεται σε δύο υδροφόρα συστήματα σε ό,τι αφορά τη λιθοστρωματογραφική τους σύσταση. Η κύρια υδροφορία, η οποία συχνά αναφέρεται και ως υδροφόρος ορίζοντας των υπερκείμενων του λιγνιτοφόρου κοιτάσματος, απαντάται εντός των Τεταρτογενών αποθέσεων που καλύπτουν την ευρύτερη περιοχή. Ένας δεύτερος καρστικός υδροφορέας, μεγάλης υδροδυναμικότητας, εντοπίζεται εντός των μαρμάρων που υπόκεινται των χαλαρών σχηματισμών της λεκάνης του Αμυνταίου.

Τα υδροφόρα συστήματα της ευρύτερης περιοχής είναι:

- Το κοκκώδες σύστημα Αμυνταίου-Φλώρινας
- Το καρστικό υποσύστημα ΒΔ Βερμίου
- Το ρωγματικό σύστημα Πέρδικας-Φλώρινας

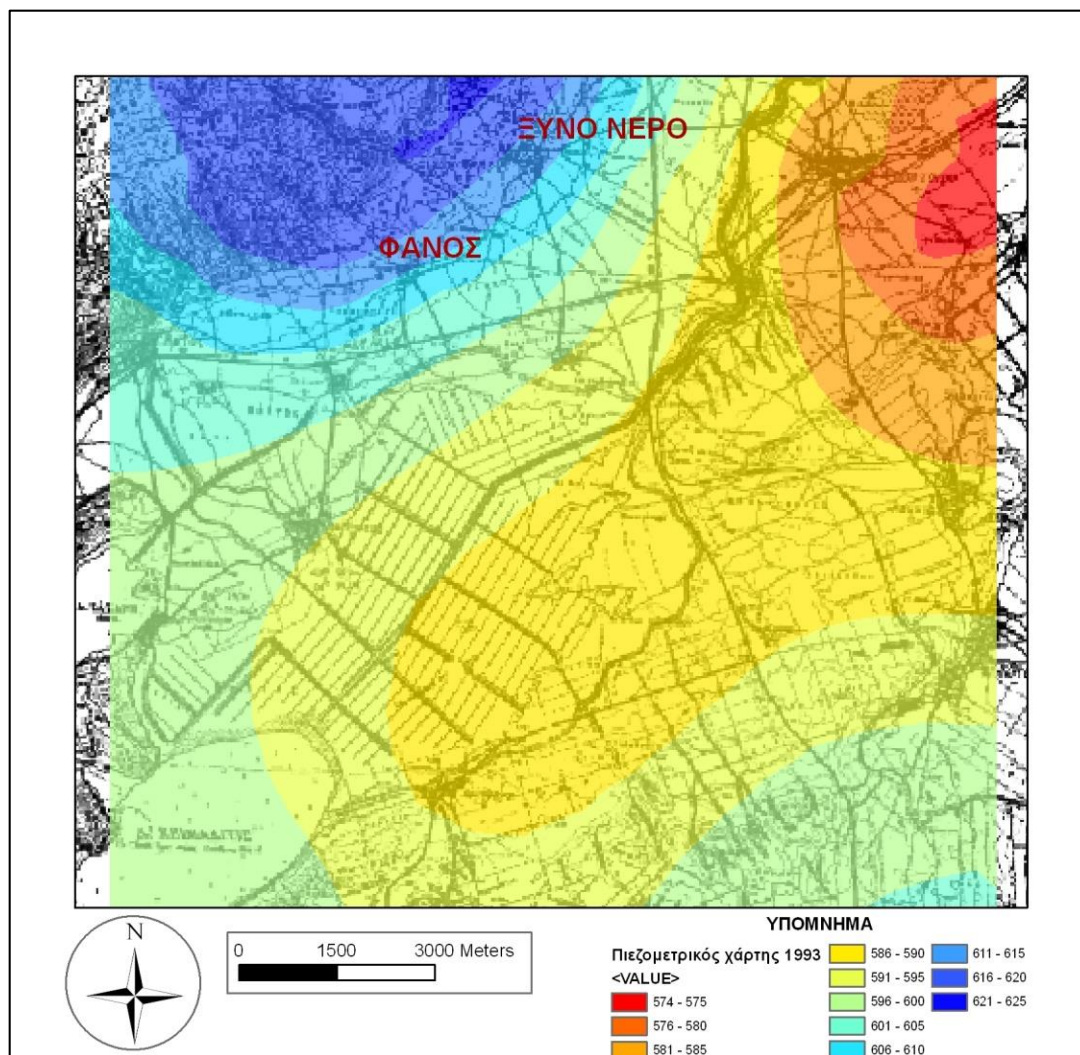
Η κύρια υδροφορία της λεκάνης προέρχεται από τους ορεινούς όγκους στα ΒΒΔ της περιοχής έρευνας. Η λεκάνη τροφοδοτείται από νότιο/νοτιοανατολικά και από νοτιοδυτικά, ενώ τα υπόγεια νερά, στο σύνολό τους, κατευθύνονται προς τα βορειοανατολικά καταλήγοντας στη λίμνη Βεγορίτιδας (Τσούρλος, κ.ά. 2007).

1.6.1 Πιεζομετρικές συνθήκες της περιοχής μελέτης

Στην περιοχή έρευνας, ο υπόγειος υδροφόρος έχει υποστεί σημαντική εκμετάλλευση τόσο από αρδευτικές και υδρευτικές γεωτρήσεις όσο και από γεωτρήσεις της ΔΕΗ. Οι απολήψεις του υπόγειου νερού, στο σύνολό τους, έχουν προκαλέσει έντονη ταπείνωση της στάθμης, ικανή να προκαλέσει τα φαινόμενα των εδαφικών διαρρήξεων.

Για τη διερεύνηση του μηχανισμού των εδαφικών υποχωρήσεων, κρίθηκε απαραίτητη η μελέτη των πιεζομετρικών συνθηκών της περιοχής. Τα στοιχεία που αφορούν την πιεζομετρία της περιοχής συλλέχθηκαν από προηγούμενες υδρογεωλογικές έρευνες και πιο συγκεκριμένα από τη διδακτορική διατριβή του κ. Δημητρακόπουλου Δ. (2001), από τη διδακτορική διατριβή του κ. Γκουντούλα Κ. (2012) και από έρευνα του κ. Τζάμπογλου (2015)

Στα πλαίσια της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (2015), στοιχεία από τη διδακτορική διατριβή του Δημητρακόπουλου (2001), ψηφιοποιήθηκαν και δημιουργήθηκαν οι πιεζομετρικοί χάρτες, από τους οποίους κατανοείται τόσο η τροφοδοσία της λεκάνης όσο και η ροή του νερού του υπόγειου νερού και ως εκ τούτου και η αποστράγγιση της λεκάνης.

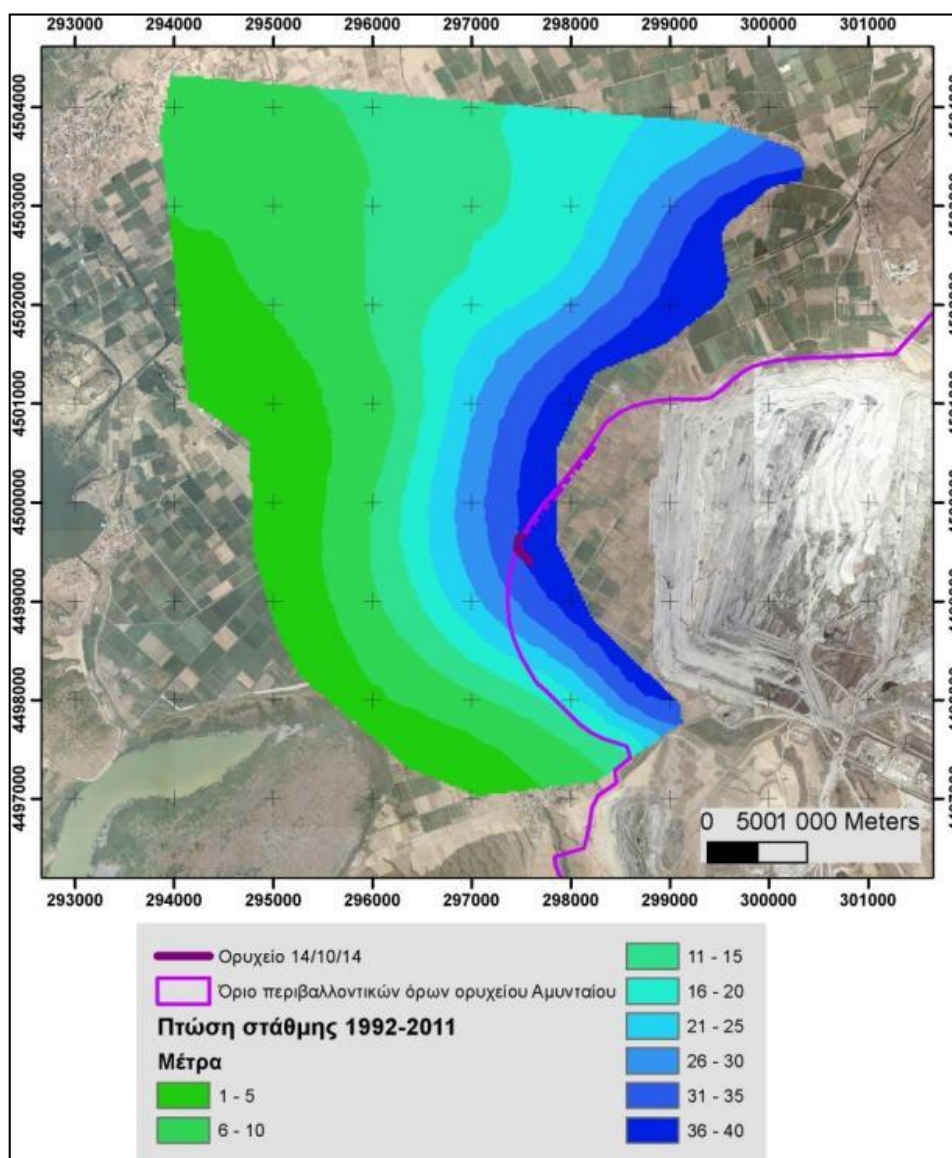


Εικόνα 1-15: Πιεζομετρικός χάρτης της λεκάνης κατά την περίοδο του Ιανουαρίου 1993 (στοιχεία από Δημητρακόπουλο, 2001, ψηφιοποιημένος από Τσούρλος κ.ά., 2007)

Στο χάρτη (Εικόνα 1-15), αποτυπώνεται το απόλυτο υψόμετρο της στάθμης του υπόγειου νερού σε χρωματική κλίμακα, σύμφωνα με την οποία τα μπλε χρώματα δηλώνουν υψηλές στάθμες και τα κόκκινα χαμηλές. Από τον πιεζομετρικό χάρτη (Εικόνα 1-15), παρατηρείται ότι η τροφοδοσία της λεκάνης προέρχεται από τους ορεινούς όγκους ΒΒΔ της περιοχής Φανού-Ξυνού Νερού. Μικρή τροφοδοσία της λεκάνης υπάρχει από τα ΝΝΑ και ΝΔ, ενώ στο σύνολό τους τα υπόγεια νερά κατευθύνονται προς ΒΑ της λεκάνης, προς τη λίμνη Βεγορίτιδα.

Στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής της Αγγελίτσα (2011), έγιναν μετρήσεις στάθμης σε προϋπάρχοντα δίκτυα προκειμένου να προσδιοριστούν οι πιεζομετρικές συνθήκες. Ο χάρτης της πτώσης στάθμης που προέκυψε φαίνεται στην Εικόνα 1-16.

Παρατηρώντας το χάρτη (Εικόνα 1-16) η πτώση στάθμης κοντά στο ορυχείο φτάνει στα 40-50m. Κοντά στον οικισμό των Βαλτονέρων η πτώση στάθμης εμφανίζεται να είναι της τάξης 10-15m.

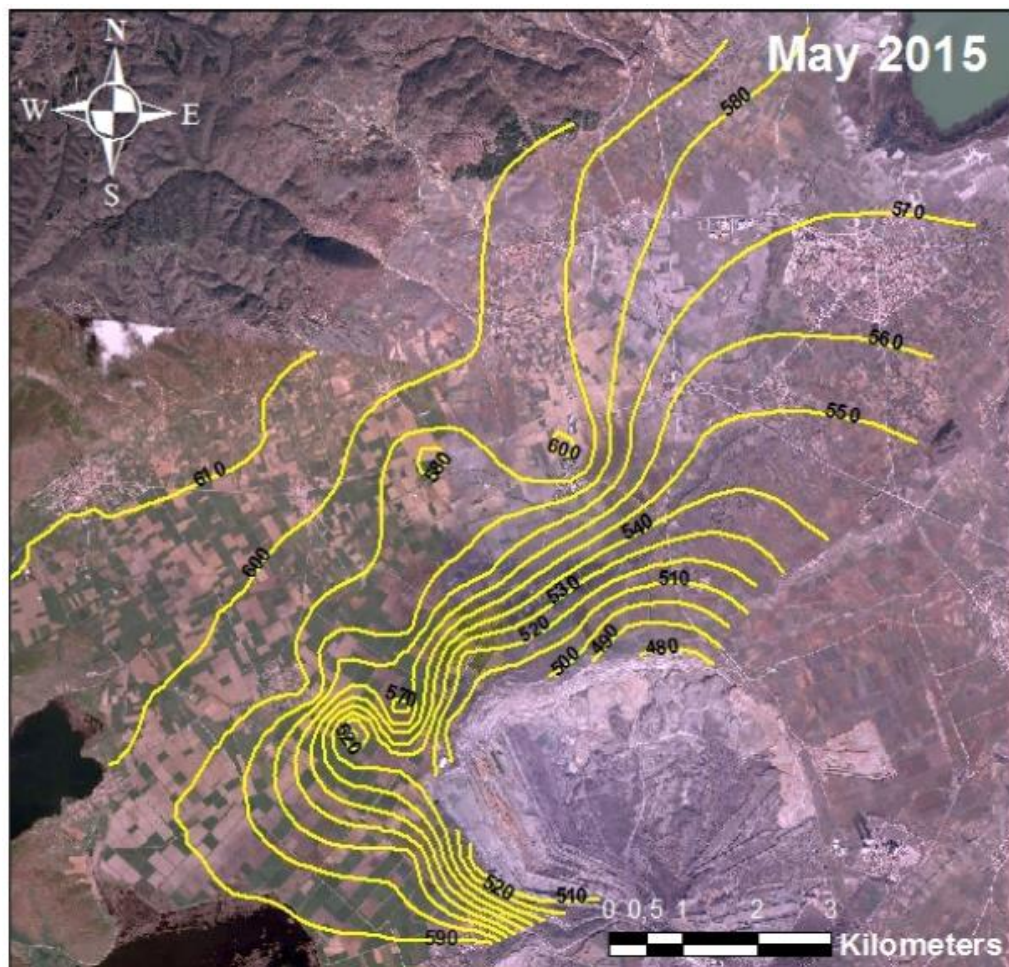


Εικόνα 1-16: Χάρτης πτώσης στάθμης περιόδου 1992-2011. Με μωβ γραμμή ορίζονται τα όρια του ορυχείου και το όριο των περιβαλλοντικών όρων του ορυχείου από στοιχεία της Αγγελίτσα (2011) και Δημητρακόπουλου (2001).

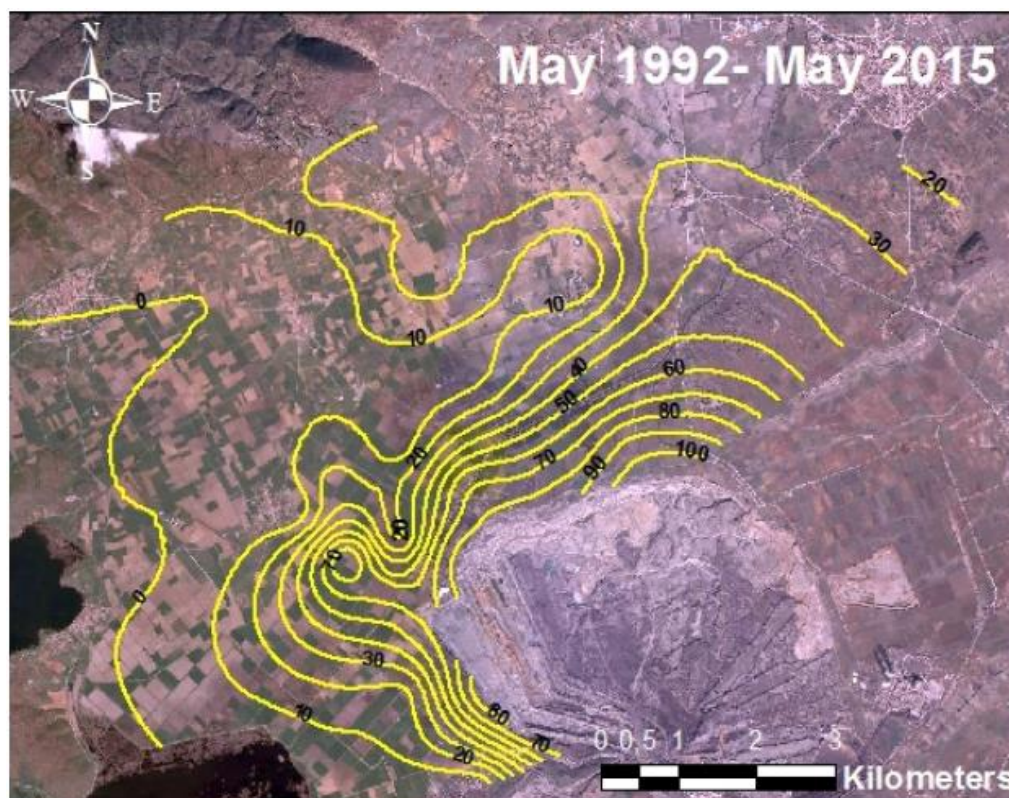
Έπειτα από μετρήσεις που έγιναν το Μάιο του 2015, στα πλαίσια της έρευνας του Τζάμπογλου και Λουπασάκη, ο ισοπιεζομετρικός χάρτης της περιοχής που προέκυψε είναι φαίνεται στην Εικόνα 1-17.

Σύμφωνα με την πιεζομετρία της περιοχής (Εικόνα 1-17), παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο υψόμετρο της στάθμης του υδροφόρου, με τις χαμηλές τιμές του υψομέτρου να εμφανίζονται στην περιοχή του ορυχείου.

Από το χάρτη πτώσης στάθμης του υδροφόρου της περιόδου Μάιο 1992 – Μάιο 2015 (Εικόνα 1-18), η στάθμη στα βορειοδυτικά και δυτικά της λεκάνης παραμένει σχεδόν σταθερή, ενώ στην υπόλοιπη περιοχή της λεκάνης παρουσιάζει σημαντική πτώση, η οποία φτάνει μέχρι τα 70m κοντά στο ορυχείο.



Εικόνα 1-17: Ισοπιεζομετρικές καμπύλες στάθμεων του υπόγειου υδροφόρου τον Μάιο 2015 (Τζάμπογλου και Λουπασάκης, 2015).



Εικόνα 1-18: Χάρτης πτώσης στάθμης του υδροφόρου της περιόδου Μάιο 1992-Μάιο 2015 (Τζάμπογλου και Λουπασάκης, 2015).

Από την παρατήρηση και μελέτη της πτώσης των στάθμης του υπόγειου υδροφόρου καθώς και από τη μελέτη των χαρτών πιεζομετρίας της περιοχής, συμπεραίνονται τα εξής:

Η διακύμανση της στάθμης στο βορειοδυτικό και δυτικό τμήμα της λεκάνης κυμαίνεται από 0 έως 10m. Η ροή των υπόγειων υδάτων ακολουθεί ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση προς το κέντρο της λεκάνης και προς το χώρο ανάπτυξης του ορυχείου. Χαρακτηριστικό γνώρισμα είναι η εμφάνιση κώνων πτώσης στάθμης που εντοπίζονται τόσο εκτός όσο και εντός του χώρου ανάπτυξης του ορυχείου του Αμυνταίου, λόγω της αποστράγγισης του ορυχείου. Η ακτίνα επίδρασης του κώνου πτώσης στάθμης, που δημιουργείται, επεκτείνεται και προς τον οικισμό των Βαλτονέρων δημιουργώντας προβλήματα εδαφικών υποχωρήσεων.

Οι απολήψεις των υπόγειων υδάτων στο σύνολό τους έχουν προκαλέσει σημαντική πτώση της στάθμης η οποία αυξάνει σημαντικά προς την περίμετρο του ορυχείου Αμυνταίου υπερβαίνοντας τα 70m. Από τους πιεζομετρικούς χάρτες, συμπεραίνεται ότι η αποστράγγιση των υδροφόρων στρωμάτων γίνεται προς το ορυχείο του Αμυνταίου, ενώ τη δεκαετία του 90 στράγγιζε προς τα βορειοανατολικά της λεκάνης (Εικόνα 1-15).

Κεφάλαιο 2ο

ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

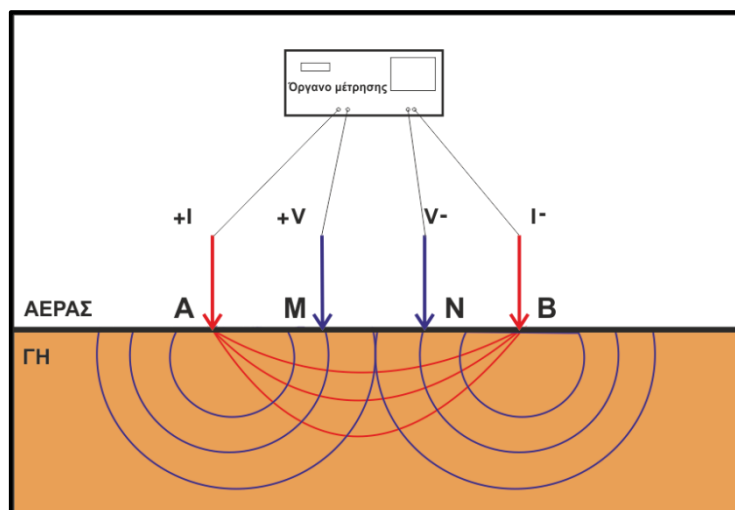
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται μέθοδοι α) της ηλεκτρικής τομογραφίας, η οποία ανήκει στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και β) της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW), η οποία ανήκει στις σεισμικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Πιο αναλυτικά, στο κεφάλαιο αυτό, γίνεται αναφορά σε βασικά θεωρητικά στοιχεία των μεθόδων, ενώ στη συνέχεια αναλύεται η μεθοδολογία επεξεργασίας των δεδομένων και τέλος αναφέρεται ο εξοπλισμός και τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν για τη λήψη των δεδομένων.

2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

Η ηλεκτρική τομογραφία εντάσσεται στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και αποσκοπεί στην απεικόνιση της γεωλογικής δομής και δομών ενδιαφέροντος του υπεδάφους. Στην ηλεκτρική τομογραφία, η ερμηνεία της γεωλογικής δομής βασίζεται στη μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη κατεύθυνση.

Σύμφωνα με τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης, διοχετεύεται ηλεκτρικό ρεύμα στο έδαφος με τη χρήση δύο ηλεκτροδίων ρεύματος Α και Β, ενώ με δύο ηλεκτρόδια δυναμικού Μ, Ν μετριέται το δυναμικό που δημιουργείται σε διάφορες θέσεις του εδάφους. Προκειμένου να καθοριστεί η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (ρ) του υπεδάφους, πραγματοποιούνται τόσο μετρήσεις της έντασης του ρεύματος (I) όσο και του δυναμικού (ΔV) (Εικόνα 2-1).



Εικόνα 2-1: Βασική διάταξη μέτρησης ηλεκτρικής αντίστασης.

Λόγω της ανομοιογένειας των στρωμάτων της Γης, η ειδική αντίσταση δεν είναι σταθερή, αντιθέτως, μεταβάλλεται στα επιφανειακά στρώματα και εξαρτάται από τις θέσεις των ηλεκτροδίων, δηλαδή μεταβάλλεται όταν αλλάζουν οι θέσεις των ηλεκτροδίων. Επομένως, η τιμή που μετριέται δεν παριστάνει την πραγματική ειδική αντίσταση των πετρωμάτων αλλά τη φαινόμενη ειδική αντίσταση (ρ_a). Για τον προσδιορισμό της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (και στη συνέχεια της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης), υπολογίζεται η ωμική αντίσταση σύμφωνα με τη σχέση (2-1).

$$R = \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \quad (2-1)$$

Η ηλεκτρική τομογραφία, όπως προαναφέρθηκε, επιτρέπει τη μελέτη της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε δύο διαστάσεις (οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση). Η μέθοδος αυτή, στην ουσία αποτελεί μια σειρά μετρήσεων φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους.

Παράλληλα, η ηλεκτρική τομογραφία, μπορεί να θεωρηθεί συνδυασμός δύο τεχνικών μέτρησης φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης, αυτή της όδευσης και της βυθοσκόπησης. Πιο συγκεκριμένα, κατά τη μέθοδο αυτή πραγματοποιείται μια σειρά από συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά μήκος μιας γραμμής μελέτης, μετακινώντας, με αυτόματο τρόπο, τη διάταξη των ηλεκτροδίων κατά μήκος της γραμμής. Με αυτόν τον τρόπο, λαμβάνεται

πληροφορία για τη μεταβολή της φαινόμενης και κατά συνέπεια και της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στις δύο διαστάσεις (οριζόντια και κατακόρυφα).

Ένα από τα κύρια πλεονεκτήματα της μεθόδου αυτής σε σχέση με τις άλλες τεχνικές, είναι η λήψη μεγάλου αριθμού μετρήσεων, με συνέπεια να αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και η ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου.

2.2.1 Συνήθεις διατάξεις ηλεκτροδίων

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η τιμή της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης, εξαρτάται από τις θέσεις των ηλεκτροδίων. Συνεπώς, όταν μεταβάλλονται οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων, μεταβάλλεται και η τιμή της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων. Οι πιο γνωστές διατάξεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού είναι οι διατάξεις **Wenner**, **Schlumberger**, **διπόλου-διπόλου**, **πόλου-διπόλου**, **πόλου-πόλου** και **τετραγωνική διάταξη** (Εικόνα 2-2).

α) Διάταξη Wenner: Η διάταξη αυτή είναι ευρέως διαδεδομένη, χρησιμοποιείται συχνά και πάνω σε αυτή τη διάταξη αξιολογούνται και άλλες διατάξεις. Σύμφωνα με αυτή τη διάταξη τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται σε ίσες αποστάσεις μεταξύ τους, δηλαδή ισχύει $AM=MN=NB=\alpha$. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από τη σχέση (2-2).

$$\rho_{\alpha} = 2\pi\alpha \frac{\Delta V}{I} \quad (2-2)$$

β) Διάταξη Schlumberger: Είναι εξίσου διαδεδομένη διάταξη μαζί με τη Wenner και χρησιμοποιείται αρκετά στις βυθοσκοπήσεις. Σε αυτή τη διάταξη η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος, δηλαδή $MN=2l$, $AB=2L$ και $L \gg l$. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται από τη σχέση (2-3).

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2l} \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (2-3)$$

γ) Διάταξη διπόλου-διπόλου (dipole-dipole): Κατά τη διάταξη αυτή τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετούνται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους ($AB=2l$) δημιουργώντας το ένα δίπολο, και απέχουν από το αντίστοιχο δίπολο των ηλεκτροδίων δυναμικού κατά πολλαπλάσια

απόσταση, δηλαδή απέχουν $BM=n2l$ (όπου $n \geq 1$). Η φαινόμενη ειδική αντίσταση υπολογίζεται σύμφωνα με τη σχέση (2-4).

$$\rho_{\alpha} = 2\pi n(n+1)(n+2)l \frac{\Delta V}{I} \quad (2-4)$$

Η διάταξη αυτή χρησιμοποιείται ιδιαίτερα στις μετρήσεις επαγόμενης πολικότητας (IP), καθώς ο διαχωρισμός των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού, μειώνουν την ευαισθησία σε θόρυβο. Η πληροφορία της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, για μεγαλύτερα βάθη, λαμβάνεται με την αύξηση της τιμής του n . Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του n τόσο μεγαλύτερο είναι το βάθος της πληροφορίας στη γραμμής μελέτης.

δ) Διάταξη πόλου-διπόλου (pole-dipole): Η διάταξη αυτή, σε αντίθεση με τις προαναφερθείσες διατάξεις, παρουσιάζει ασυμμετρία. Σύμφωνα με αυτή, το ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος ($AB=nI$) τοποθετείται στη διάταξη και σε διάφορες αποστάσεις ($A-MN=nI$) από το δίπολο των ηλεκτροδίων δυναμικού ($MN=I$). Το δεύτερο από τα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετείται στο άπειρο ($AB>15nI$). Επίσης, πληροφορία της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης σε διάφορα βάθη, λαμβάνεται με την αύξηση του n . Ο τύπος της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης είναι:

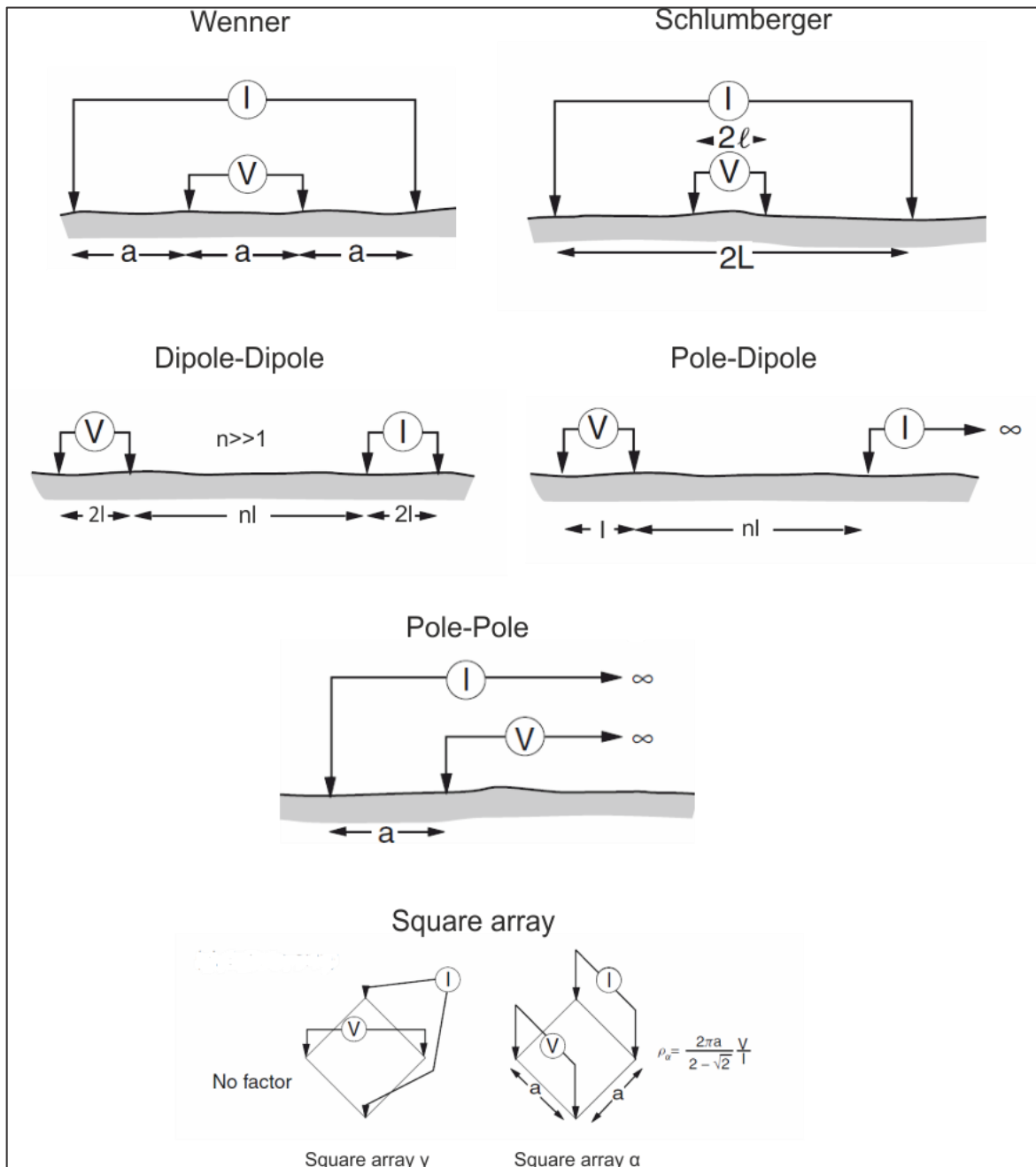
$$\rho_{\alpha} = 2\pi n(n+1)l \frac{V_{MN}}{I} \quad (2-5)$$

ε) Διάταξη πόλου-πόλου (pole-pole): Κατά τη διάταξη αυτή, ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος (A) και ένα ηλεκτρόδιο δυναμικού (M), τοποθετούνται σε μια απόσταση a μεταξύ τους ($AM=a$), ενώ τα αντίστοιχα ζεύγη τους τοποθετούνται μεγάλη απόσταση ($AB>30a$ και $MN>30a$). Η διάταξη αυτή χρησιμοποιείται ιδιαίτερα στις μετρήσεις ηλεκτρικής αντίστασης μέσα σε γεωτρήσεις. Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική δίνεται από τη σχέση (2-6).

$$\rho_{\alpha} = 2\pi a \frac{V_{MN}}{I} \quad (2-6)$$

στ) Τετραγωνική διάταξη (square array): Σύμφωνα με την τετραγωνική διάταξη, τα τέσσερα ηλεκτρόδια τοποθετούνται στις γωνίες ενός τετραγώνου, το οποίο έχει οριστεί στην περιοχή έρευνας. Δύο είναι οι κύριοι τύποι αυτής της διάταξης, η τετραγωνική διάταξη τύπου γ και η τετραγωνική διάταξη τύπου α . Η φαινόμενη ειδική αντίσταση αυτής της τετραγωνικής διάταξης τύπου α ορίζεται από τη σχέση (2-7).

$$\rho_a = \frac{2\pi a}{2 - \sqrt{2}} \frac{V}{I} \quad (2-7)$$

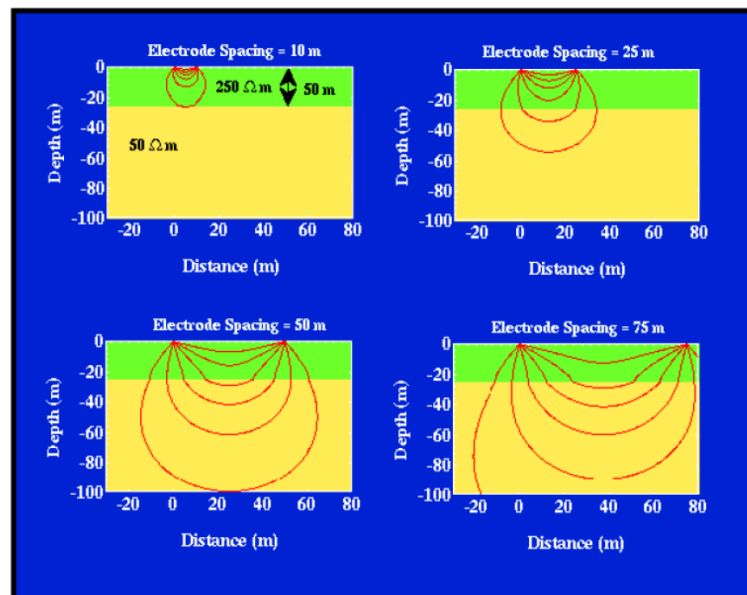


Εικόνα 2-2: Βασικές διατάξεις ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού (Milson, 2003).

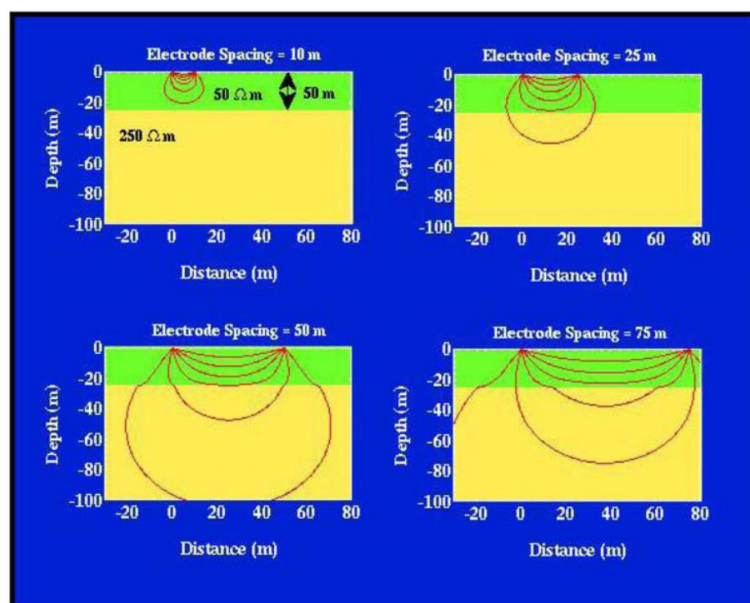
2.2.2 Βάθος διείσδυσης και ευαισθησία διατάξεων

2.2.2.1 Βάθος διείσδυσης

Όπως ήδη αναφέρθηκε παραπάνω, το βάθος διείσδυση του ρεύματος εξαρτάται από την απόσταση των ηλεκτροδίων, τόσο των ηλεκτροδίων ρεύματος όσο και των ηλεκτροδίων δυναμικού. Πιο συγκεκριμένα, όσο μεγαλύτερη είναι η απόσταση των ηλεκτροδίων τόσο μεγαλύτερο είναι και το βάθος διείσδυσης και επομένως, αυξάνεται η λήψη πληροφορίας κατώτερων στρωμάτων. Η διάδοση του ηλεκτρικού ρεύματος στους σχηματισμούς φαίνεται στην Εικόνα 2-3 (ο ανώτερος ορίζοντας με μεγαλύτερη αντίσταση από τον κατώτερο) και Εικόνα 2-4 (ο ανώτερος ορίζοντας με μικρότερη αντίσταση από τον κατώτερο).



Εικόνα 2-3: Διείσδυση ηλεκτρικού ρεύματος σε σχέση με το άνοιγμα των ηλεκτροδίων όταν ο ανώτερος ορίζοντας έχει μεγαλύτερη αντίσταση από τον κατώτερο (Bygod, 1999).



Εικόνα 2-4: Διείσδυση ηλεκτρικού ρεύματος σε σχέση με το άνοιγμα των ηλεκτροδίων όταν ο ανώτερος ορίζοντας έχει μικρότερη αντίσταση από τον κατώτερο (Byod, 1999).

2.2.2.2 Ευαισθησία διατάξεων

Τα πιο βασικά χαρακτηριστικά μια διάταξης, τα οποία καθορίζουν και την καταλληλότητα της διάταξης στη γεωφυσική έρευνα, είναι: α) η ευαισθησία της διάταξης σε σχέση με τις κατακόρυφες (βάθος) και τις οριζόντιες (πλευρικές) μεταβολές της αντίστασης του υπεδάφους και β) ο λόγος σήματος προς θόρυβο, ο οποίος στην ουσία καθορίζει το μέγιστο βάθος που μπορεί να ανιχνευθεί μια ανωμαλία. Σύμφωνα με τον Ward (1989), η αξιολόγηση των διατάξεων σε σχέση με τα παραπάνω χαρακτηριστικά φαίνονται στον Πίνακα 2-1.

Πίνακας 2-1: Πίνακας αξιολόγησης διατάξεων (Ward, 1989)

Τύπος Διάταξης	Λόγος S/N	Πλευρικές Μεταβολές	Κατακόρυφες Μεταβολές
Wenner	5	2	5
Schlumberger	4	2	5
Διπόλου-Διπόλου	1	5	2
Πόλου-Διπόλου	3	4	2
Πόλου-Πόλου	5	4	2
1: χειρότερη		5: καλύτερη	

2.2.3 Επεξεργασία Δεδομένων

Τα δεδομένα των μετρήσεων που λαμβάνονται στην ηλεκτρική τομογραφία, αποτελούν τη φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Στόχος όμως της έρευνας είναι η απεικόνιση των πραγματικών ηλεκτρικών αντιστάσεων των σχηματισμών του υπεδάφους. Η επεξεργασία των αρχικών δεδομένων (φαινόμενες αντιστάσεις) για τον υπολογισμό των πραγματικών αντιστάσεων, βασίζεται πάνω σε μια πολύπλοκη μαθηματικά και υπολογιστικά διαδικασία, η οποία ονομάζεται διαδικασία της αντιστροφής.

Κύριος στόχος της διαδικασίας της αντιστροφής, είναι να βρεθεί ένα μοντέλο κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης των σχηματισμών, του οποίου οι μετρήσεις θα είναι κοντά πολύ κοντά στις πραγματικές. Κύρια προϋπόθεση για να πραγματοποιηθεί η διαδικασία της αντιστροφής, είναι αρχικά, να βρεθεί μια μεθόδου επίλυσης του ευθέως προβλήματος (στην περίπτωση της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι να βρεθούν οι μετρήσεις της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης) και στη συνέχεια, μέσω της επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος, να υπολογιστεί το τελικό μοντέλο της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης.

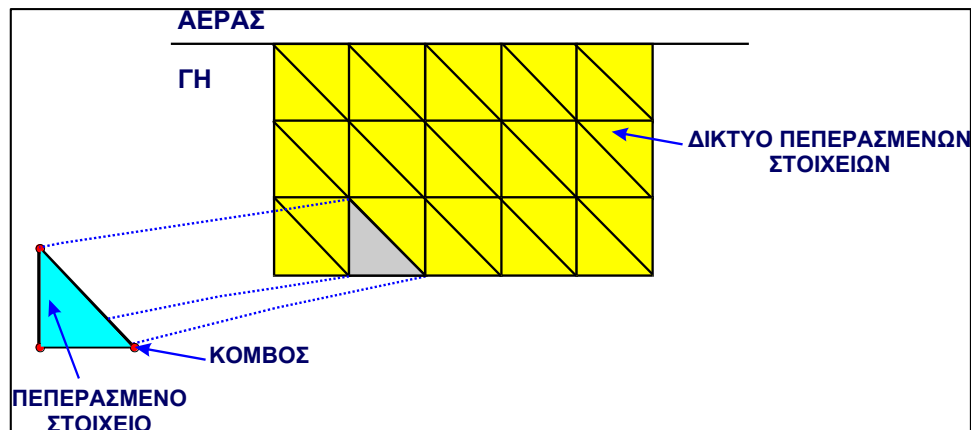
2.2.3.1 Επίλυση του ευθέως προβλήματος

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, για να πραγματοποιηθεί η διαδικασία της αντιστροφής των δεδομένων, απαιτείται η μαθηματική σχέση που συνδέει τις μετρούμενες τιμές με τις πραγματικές τιμές της απαιτούμενης φυσικής παραμέτρου, που στην περίπτωση της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι η ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών. Η διαδικασία αυτή, αφορά την επίλυση του ευθέως προβλήματος.

Στη γεωηλεκτρική μέθοδο, κατά την επίλυση του ευθέως προβλήματος, υπολογίζονται οι τιμές της φαινόμενης ηλεκτρικής αντίστασης, στην περίπτωση που ήταν γνωστή η διάταξη των ηλεκτροδίων και η κατανομή των πραγματικών ηλεκτρικών αντιστάσεων του υπεδάφους. Οι τιμές αυτές μπορούν να υπολογιστούν με διάφορες μεθόδους.

Η μέθοδος που χρησιμοποιείται στην παρούσα μελέτη ανήκει στις διαφορικές μεθόδους επίλυσης του ευθέως προβλήματος. Σύμφωνα με αυτή, η περιοχή έρευνας υποδιαιρείται σε μικρότερα τμήματα και περιορίζεται με την εισαγωγή τεχνητών ορίων. Επομένως, η λύση υπολογίζεται σε κάθε επιμέρους τμήμα της περιοχής έρευνας και αυτό έχει ως αποτέλεσμα κάθε επιμέρους τμήμα να έχει διαφορετική τιμή.

Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιείται αλγόριθμος πεπερασμένων στοιχείων, ο οποίος επιλύει διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν τη ροή του ρεύματος σε ανομοιογενή γη. Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων, χωρίζει το υπέδαφος σε μεγάλο αριθμό τριγωνικών κελιών διαφορετικής αντίστασης (Εικόνα 2-5) (Coggon 1971, Silvester και Ferrari 1990). Έτσι, μπορεί να επιλυθεί οποιαδήποτε κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους, ανεξάρτητα από την πολυπλοκότητα της κατανομής.



Εικόνα 2-5: Δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων, σε κάθε στοιχείο αντιστοιχεί σε διαφορετική ηλεκτρική αντίσταση (παράμετρο) (www.geo.auth.gr).

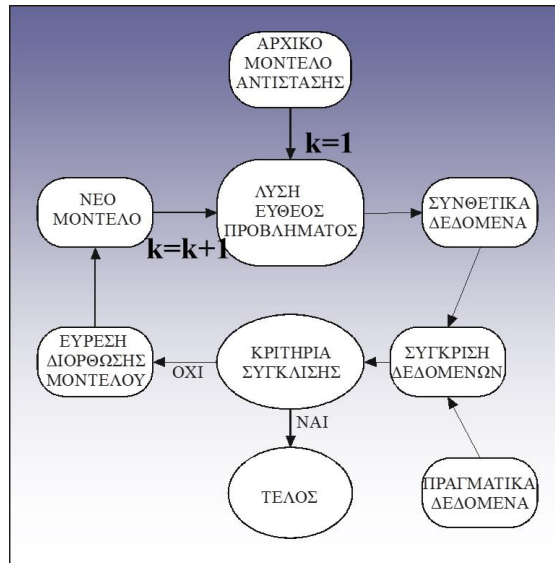
2.2.3.2 Επίλυση του αντίστροφου προβλήματος

Η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος επιτυγχάνεται με την αντίστροφη διαδικασία από αυτή για την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Πιο συγκεκριμένα, έχει ως στόχο να προσδιοριστεί το πραγματικό μοντέλο της κατανομής της ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους, χρησιμοποιώντας τις μετρούμενες τιμές (φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση).

Στη γεωηλεκτρική μέθοδο, λόγω της μη-γραμμικότητας του αντιστρόφου προβλήματος, η επίλυσή του πραγματοποιείται από αλγόριθμους που το ανάγουν σε μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης και μετατρέποντάς το σε γραμμικό.

Η διαδικασία της αντιστροφής ξεκινά με τη διακριτοποίηση της περιοχής ενδιαφέροντος σε ένα δίκτυο από παραμέτρους στις οποίες αποδίδεται μια αρχική τιμή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Εικόνα 2-5). Ορίζεται, δηλαδή, ένα αρχικό μοντέλο κατανομής ηλεκτρικής αντίστασης, σύμφωνα με το οποίο υπολογίζονται τα συνθετικά δεδομένα. Το μοντέλο αυτό, βελτιώνεται μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας (μέσω αντιστροφής πινάκων), έως ότου τα συνθετικά δεδομένα να προσεγγίζουν τις μετρήσεις. Το τελικό μοντέλο κατανομής της ηλεκτρικής

αντίστασης, με βάση τις υπάρχουσες γεωλογικές συνθήκες ερμηνεύεται και οι αντιστάσεις μετατρέπονται σε λιθολογικές και τεκτονικές τομές του υπεδάφους.



Εικόνα 2-6: Διάγραμμα ροής της διαδικασίας της αντιστροφής (www.geo.auth.gr).

Τα κριτήρια σύγκλισης και τερματισμού του επαναληπτικού αλγορίθμου της αντιστροφής, στηρίζονται στο μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS (Σχέση 2-8) μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων και υπολογίζεται σε κάθε βελτιωμένο μοντέλο αντίστασης.

$$\%RMS_{error} = 100 \frac{\sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (d_i^{obs} - d_i^{calc})^2}}{(d_i^{obs})^2} \quad (2-8)$$

Όπου m είναι ο αριθμός των μετρήσεων, d_i^{obs} η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης της μέτρησης i και d_i^{calc} η υπολογισμένη τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης της μέτρησης i .

Η διαδικασία της αντιστροφής θα τερματιστεί αν:

- Η τιμή του RMS αυξηθεί με την πρόοδο των επαναλήψεων. Φαινόμενο το οποίο εμφανίζεται όταν ο θόρυβος των δεδομένων είναι πολύ μεγάλος ή όταν η αρχική επιλογή του συντελεστή εξομάλυνσης δεν ήταν σωστή (πολύ μικρή).
- Ο ρυθμός μεταβολής του RMS είναι μικρός μεταξύ διαδοχικών επαναλήψεων (λιγότερο από 5%). Στην περίπτωση αυτή, μικρής τάξης μεταβολές των δεδομένων, οι οποίες αντιστοιχούν σε θόρυβο, προσπαθούν να ερμηνευτούν από το μοντέλο.
- Ο αλγόριθμος της αντιστροφής έχει ολοκληρώσει τον αριθμό των επαναλήψεων.

2.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (MASW)

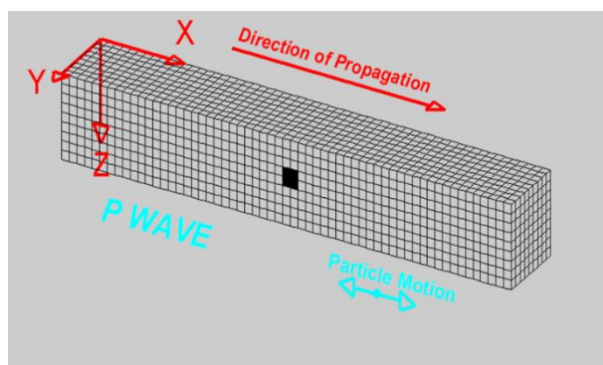
Η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων ανήκει στις σεισμικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Η μέθοδος αυτή βασίζεται στη μελέτη των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh με στόχο την εκτίμηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (V_s). Η μέθοδος βρίσκει εφαρμογές όπως στην επίλυση γεωτεχνικών προβλημάτων, στον εντοπισμό καρστικών δομών και διάκενων, στην εκτίμηση των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων του υπεδάφους κ.ά..

2.3.1 Τύποι σεισμικών κυμάτων

Αν σε ένα ελαστικό και ισότροπο μέσο, άπειρων διαστάσεων, εφαρμοστεί μια τάση, αναπτύσσονται δύο είδη ελαστικών κυμάτων, τα επιμήκη (P) και τα εγκάρσια (S), τα οποία ονομάζονται κύματα χώρου. Στην περίπτωση, όμως, που το ελαστικό μέσο δεν επεκτείνεται στο άπειρο αλλά ορίζεται από συγκεκριμένη επιφάνεια, όπως στην περίπτωση της Γης, αναπτύσσεται και ένα άλλο είδος ελαστικών κυμάτων, τα επιφανειακά, τα οποία διακρίνονται σε κύματα Rayleigh και σε κύματα Love.

2.3.1.1 Κύματα Χώρου

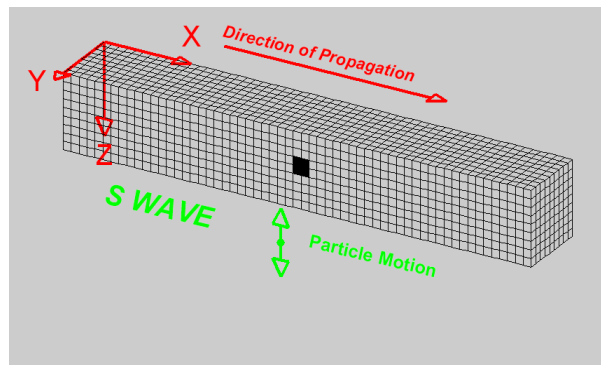
Επιμήκη Κύματα (P): Η κίνηση των υλικών σημείων είναι παράλληλη προς την κατεύθυνση διάδοσης του κύματος (Εικόνα 2-9). Η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων (V_p) είναι μεγαλύτερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων (V_s). Επομένως, τα επιμήκη κύματα είναι αυτά που φτάνουν νωρίτερα σε ένα σημείο – δέκτη από οποιοδήποτε άλλο κύμα. Τα κύματα P μπορούν να διαδοθούν σε όλα τα σώματα είτε αυτά είναι στερεά, υγρά ή αέρια.



Εικόνα 2-7: Τρόπος διάδοσης επιμήκων κυμάτων (Purdue University)

Εγκάρσια κύματα (S): Η κίνηση των υλικών σημείων είναι κάθετη προς την κατεύθυνση διάδοσης του κύματος (Εικόνα 2-10). Τα εγκάρσια κύματα (S) διαδίδονται σε υλικά μέσα που

έχουν στοιχειώδη διατμητική αντοχή. Επομένως, διαδίδονται μόνο σε στερεά σώματα και όχι σε υγρά και αέρια (Dennis and Bennett, 2005).



Εικόνα 2-8: Τρόπος διάδοσης εγκάρσιων κυμάτων (Purdue University).

Οι ταχύτητες διάδοσης των P και S κυμάτων δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις (εκφρασμένες σε m/s).

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2 \cdot G}{\rho}} \quad \text{ή} \quad V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (2-9)$$

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (2-10)$$

Όπου:

- ρ : η πυκνότητα του υλικού μέσου σε kg/m^3
- $\lambda = \frac{\nu \cdot E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$ η σταθερά του Lamé, όπου ν ο λόγος του Poisson και E το μέτρο ελαστικότητας Young σε N/m^2
- μ, G : το μέτρο διάτμησης σε N/m^2
- K : συντελεστής συμπίεστικότητας m^2/N

Οι δύο ταχύτητες μπορούν να συνδεθούν μεταξύ τους χρησιμοποιώντας τις σχέσεις (2-9) και (2-10). Έτσι, προκύπτει:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{K}{\mu} + \frac{4}{3}} \quad (2-11)$$

Από τη σχέση (2-11) αποδεικνύεται και το γεγονός ότι η ταχύτητα των P-κυμάτων είναι πάντα μεγαλύτερη από την ταχύτητα των S-κυμάτων, αφού K και μ είναι πάντοτε θετικά.

Υπάρχει άμεση συσχέτιση μεταξύ της ταχύτητας διάδοσης ενός σεισμικού κύματος που διαπερνά ένα υλικό μέσο και της ελαστικής αντοχής του μέσου (Dennis and Bennett, 2005). Επομένως, αν είναι γνωστή η ταχύτητα διάδοσης ενός κύματος σε ένα μέσο, μπορούν να υπολογιστούν οι ελαστικές ιδιότητες του μέσου. Οι ελαστικές σταθερές (μέτρο διάτμησης G και μέτρο ελαστικότητας E) συνδέονται με την ταχύτητα των κυμάτων χώρου με τις παρακάτω εξισώσεις.

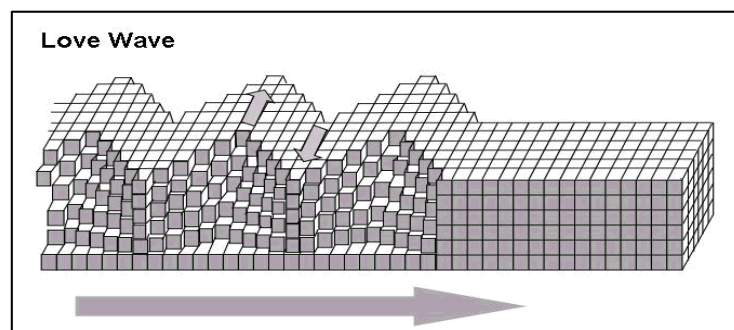
$$G = \rho \cdot V_S^2 \quad (2-12)$$

$$E = 2 \cdot G \cdot (1 + \nu) \text{ ή } E = \rho \cdot V_S^2 \frac{3V_P^2 - 4V_S^2}{V_P^2 - V_S^2} \quad (2-13)$$

2.3.1.2 Επιφανειακά Κύματα

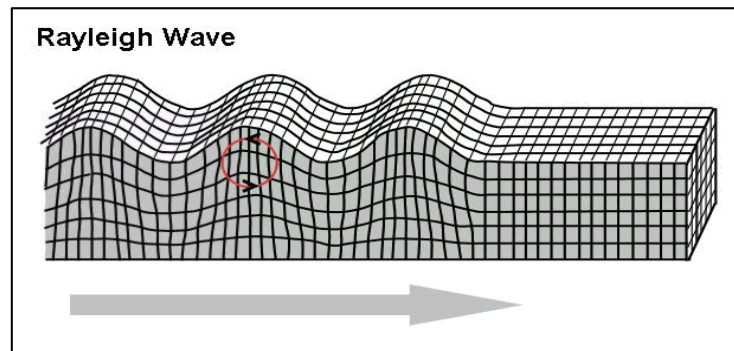
Υπάρχουν δύο είδη επιφανειακών κυμάτων και αυτά είναι τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love. Όπως αναφέρθηκε παραπάνω τα επιφανειακά κύματα που σχετίζονται με τη σεισμική μέθοδο MASW είναι τα κύματα Rayleigh. Τα επιφανειακά κύματα είναι αποτέλεσμα σύνθετων αλληλεπιδράσεων μεταξύ των κυμάτων P και S λόγω μιας διαταραχής που συμβαίνει στην ελεύθερη επιφάνεια ενός ημιχώρου. Επομένως, η διάδοσή τους γίνεται κατά μήκος της επιφάνειας του ημιχώρου.

Κύματα Love: Η κίνηση των υλικών σημείων του ελαστικού μέσου αποτελείται από οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Η κίνηση των σωματιδίων του μέσου είναι οριζόντια καθώς το κύμα διαδίδεται μέσα από αυτό, ενώ το πλάτος μειώνεται με το βάθος (Εικόνα 2-11). Τα κύματα αυτά αποτελούν το ταχύτερο επιφανειακό κύμα και μετακινεί το έδαφος εγκάρσια στη διεύθυνση κίνησης και οριζόντια (σαν πολωμένο κύμα SH).



Εικόνα 2-9: Διάδοση Love κυμάτων (Purdue University).

Κύματα Rayleigh: Τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλείψεις στο κατακόρυφο επίπεδο και παράλληλα προς τη διεύθυνση διάδοσης. Η ένταση μειώνεται με το βάθος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης, η φορά κίνησης κάθε σημείου πάνω στην ελλειπτική τροχιά είναι ανάστροφη. Πιο συγκεκριμένα, η φορά κίνησης στο κατώτερο σημείο της τροχιάς συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος (Εικόνα 2-12).



Εικόνα 2-10: Τρόπος διάδοσης των κυμάτων Rayleigh (Purdue University).

2.3.2 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

2.3.2.1 Δημιουργία επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Κατά την πρόσπτωση μιας σεισμικής ακτίνας κύματος SV σε μια ελεύθερη επιφάνεια, ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας ανακλάται σε κύμα SV και ένα άλλο μετατρέπεται σε διαμήκες κύμα P (Εικόνα 2-13a) (Aki and Richards, 1980). Επομένως, από το νόμο του Snell, η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (p), η οποία αποτελεί και την οριζόντια συνιστώσα της βραδύτητας, υπολογίζεται από τη σχέση (2-14):

$$p = \frac{\sin(j_1)}{V_S} = \frac{\sin(i_2)}{V_P} \quad (2-14)$$

Όπου:

j_1 και i_2 εκφράζουν τη γωνία πρόσπτωσης και ανάκλασης αντίστοιχα σε σχέση με την κατακόρυφο.

Η κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων SV και P, καθώς και για κάθε είδος κύματος δίνεται από τις σχέσεις:

$$n_{VS} = \frac{\cos(j_1)}{V_S} \quad (2-15)$$

$$n_{VP} = \frac{\cos(i_2)}{V_P} \quad (2-16)$$

Ανάλογα με την ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων στον ημιχώρο, υπάρχει μια κρίσιμη γωνία (j_c) πρόσπτωσης των SV κυμάτων, κατά την οποία το ανακλώμενο κύμα P διαδίδεται παράλληλα προς την ελεύθερη επιφάνεια ($i_2=90^\circ$) (Εικόνα 2-13b). Επομένως, οι παραπάνω εξισώσεις διαμορφώνονται ως εξής:

$$j_c = \sin^{-1}\left(\frac{V_S}{V_P}\right) \quad (2-17)$$

$$p_c = \frac{1}{V_P} \quad (2-18)$$

$$n_{VP} = \sqrt{\frac{1}{V_P^2} + p_c^2} = 0 \quad (2-19)$$

Όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι μεγαλύτερη της κρίσιμης γωνίας ($j_1 > j_c$), τότε η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας (p) έχει τιμή μεγαλύτερη από την κρίσιμη (p_c), δηλαδή ισχύει $p > p_c$. Το γεγονός αυτό έχει ως αποτέλεσμα η κατακόρυφη συνιστώσα των διαμήκων κυμάτων (P) να μετατρέπεται σε μιγαδικό αριθμό (Κρητικάκης, 2010).

$$n_{VP} = \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2} = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{V_P^2}} = i\tilde{n}_{VP} \quad (2-20)$$

Σε αυτή την περίπτωση, σύμφωνα με τους Lay and Wallace (1995), για τη λύση της κυματικής εξίσωσης, τα διαδιδόμενα διαμήκη κύματα P, παράλληλα στην επιφάνεια, δεν μπορούν να υπάρξουν χωρίς την συνύπαρξη των παράλληλα στην επιφάνεια εγκάρσιων κυμάτων (SV). Επομένως, η κατακόρυφη συνιστώσα (βραδύτητα) των εγκάρσιων κυμάτων δίνεται από την εξίσωση:

$$n_{VS} = \sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} = i \sqrt{p^2 - \frac{1}{V_S^2}} = i\tilde{n}_{VS} \quad (2-21)$$

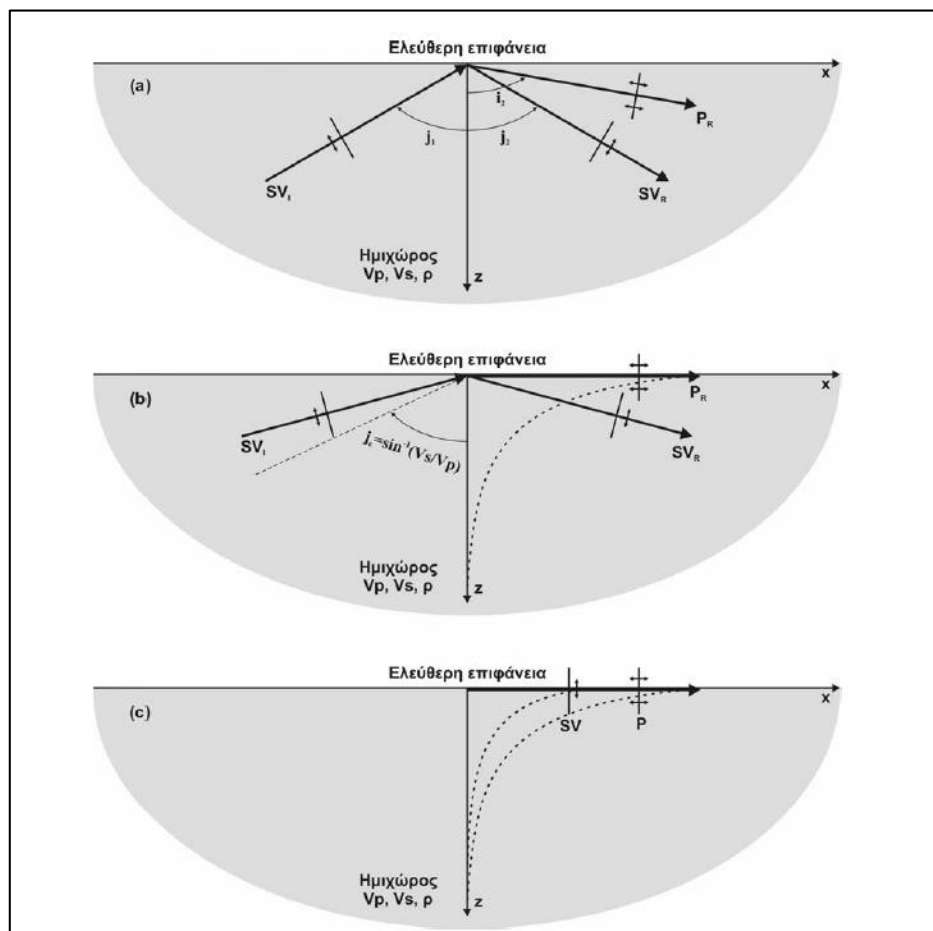
Από τη λύση της κυματικής εξίσωσης, λαμβάνοντας υπόψη τις εξισώσεις (2-20) και (2-21), προκύπτει (Sheriff and Geldart, 1995):

$$u = i\omega e^{-i\omega(px-t)} [A p e^{-\omega\tilde{n}_{VP}z} + iB\tilde{n}_{VS} e^{-\omega\tilde{n}_{VS}z}] \quad (2-22)$$

$$w = i\omega e^{-i\omega(px-t)} [iA\tilde{n}_{vp} e^{-\omega\tilde{n}_{vp}z} + Bp e^{-\omega\tilde{n}_{vs}z}]$$

Από την επίλυση της κυματικής εξίσωσης, προκύπτει ότι (Lay and Wallace, 1995):

- τα κύματα P και SV, αποσβένονται εκθετικά με το βάθος (z).
- τα επιφανειακά κύματα Rayleigh είναι αποτέλεσμα συμβολής διαμήκων (P) και εγκάρσιων (SV) σεισμικών κυμάτων
- διαδίδονται παράλληλα με την επιφάνεια



Εικόνα 2-11: (α) Πρόσπτωση SV κύματος σε μια ελεύθερη επιφάνεια και οι ανακλάσεις που δημιουργούνται (β) Πρόσπτωση SV κύματος με γωνία μεγαλύτερη από την κρίσιμη γωνία (i_c) (γ) Δημιουργία κυμάτων Rayleigh από τη συμβολή παράλληλων προς την επιφάνεια διαδιδόμενων P και SV κυμάτων. (Lay and Wallace, 1995 τροποποιημένο από Κρητικάκη, 2010).

2.3.2.2 Ταχύτητα διάδοσης και πλάτος επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, τα κύματα Rayleigh διαδίδονται παράλληλα στην επιφάνεια του εδάφους και η ταλάντωση των σωματιδίων που βρίσκονται στην ελεύθερη επιφάνεια, διαγράφουν ελλειπτικές κινήσεις στο επίπεδο των κυμάτων αυτών. Αυτό οφείλεται στο γεγονός

ότι τα διαμήκη κύματα (P) και εγκάρσια κύματα (SV), έχουν την ίδια συχνότητα αλλά διαφορετική φάση (Βαφείδης, 1993).

Η ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων του εδάφους, που προκαλεί το επιφανειακό κύμα Rayleigh, αποτελείται από δύο συνιστώσες: α) την οριζόντια και β) την κατακόρυφη. Οι συνιστώσες αυτές έχουν διαφορά φάσης 90°, δηλαδή, όταν μηδενίζεται η οριζόντια η κατακόρυφη μεγιστοποιείται.

Το πλάτος των επιφανειακών κυμάτων είναι αντίστροφο της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης από την πηγή (Βαφείδης, 1993). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα πλάτη των κυμάτων αυτών είναι πολύ μεγαλύτερα στην επιφάνεια του εδάφους σε αντίθεση με τα κύματα χώρου, το πλάτος των οποίων είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης από τη σεισμική πηγή (Κρητικάκης, 2010).

Η ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (V_R) είναι σταθερή σε όλες τις συχνότητες, στην περίπτωση που ο ημιχώρος διάδοσής τους είναι ομοιογενής και δίνεται από τη σχέση (Sheriff and Geldart, 1995).

$$V_R^6 - 8V_S^2V_R^2 + \left(24 - 16\frac{V_S^2}{V_P^2}\right)V_S^4V_R^2 + 16\left(\frac{V_S^2}{V_P^2} - 1\right)V_S^6 = 0 \quad (2-23)$$

Η εξίσωση (2-23) βρίσκει μία τουλάχιστον πραγματική τιμή της ταχύτητας V_R μεταξύ των τιμών $V_R=0$ και $V_R=V_S$ (Κρητικάκης, 2010).

Σύμφωνα με τους Sheriff and Geldart, 1995 όταν ισχύει ο λόγος $\frac{V_P}{V_S} = 3$ (λόγος του Poisson = 0.25), τότε:

- $V_R = 0,919 \cdot V_S$
- $\frac{\text{κατακόρυφη συνιστώσα ταλάντωσης σωματιδίων}}{\text{οριζόντια συνιστώσα ταλάντωσης σωματιδίων}} = \frac{1,465}{1}$

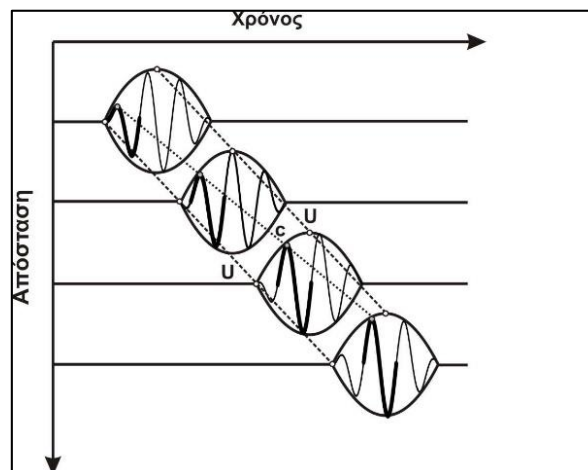
Το πλάτος της ταλάντωσης των σωματιδίων, εξασθενεί με το βάθος. Ωστόσο, σε βάθος περίπου 1.5 φορές το μήκος κύματος, η κατακόρυφη συνιστώσα του πλάτους ισούται με το 10% της αρχικής τιμής του πλάτους που παρατηρείται στην επιφάνεια (Nazarian and Stoke, 1983).

2.3.3 Το φαινόμενο της διασποράς

Το φαινόμενο της διασποράς, κατά το οποίο η ταχύτητα διάδοσης του κύματος μεταβάλλεται σε συνάρτηση τη συχνότητα, αποτελεί γνώρισμα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Στην περίπτωση ομοιογενούς μέσου, κάθε επιφανειακό κύμα Rayleigh με συγκεκριμένο μήκος κύματος, διεισδύει σε βάθος 1,5 φορά του μήκος κύματός του. Στην περίπτωση κατακόρυφης ανομοιογένειας του μέσου, τα επιφανειακά κύματα διαφορετικού μήκους κύματος διαδίδονται με διαφορετική ταχύτητα (Socco and Strobbia, 2004). Το γεγονός αυτό οφείλεται στις γεωμετρικές μεταβολές των γεωλογικών σχηματισμών.

Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh διαχωρίζεται σε α) την ταχύτητα φάσης (c) και β) την ταχύτητα της ομάδας (U) (Εικόνα 2-14).



Εικόνα 2-12: Σχηματική απεικόνιση της ταχύτητας φάσης (c) και της ταχύτητας ομάδας (U) των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Ταχύτητα φάσης (c): ορίζεται ως η ταχύτητα διάδοσης κάθε συγκεκριμένης συχνότητας των σεισμικών κυμάτων και υπολογίζεται από τη θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής (Κρητικάκης, 2010):

$$c = \frac{\omega}{k} \quad (2-24)$$

Όπου ω η γωνιακή ταχύτητα και k ο κυματαριθμός.

Σύμφωνα με τους (Schwab and Knopoff, 1972), η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, σε οριζόντια στρωματωμένο μοντέλο εδάφους, εξαρτάται από τις παρακάτω εδαφικές παραμέτρους:

- Ταχύτητα Ρ-κυμάτων
- Ταχύτητα S-κυμάτων
- Πυκνότητα σχηματισμών
- Πάχος κάθε στρώματος

Ταχύτητα ομάδας (U): αφορά στην ταχύτητα με την οποία διαδίδεται η ενέργεια του σεισμικού κύματος και ορίζεται ως ο ρυθμός μεταβολής συναρτήσεως του κυματάριθμου (σχέση 2-25) (Lay and Wallace, 1995).

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} = c + k \frac{dc}{dk} \quad (2-25)$$

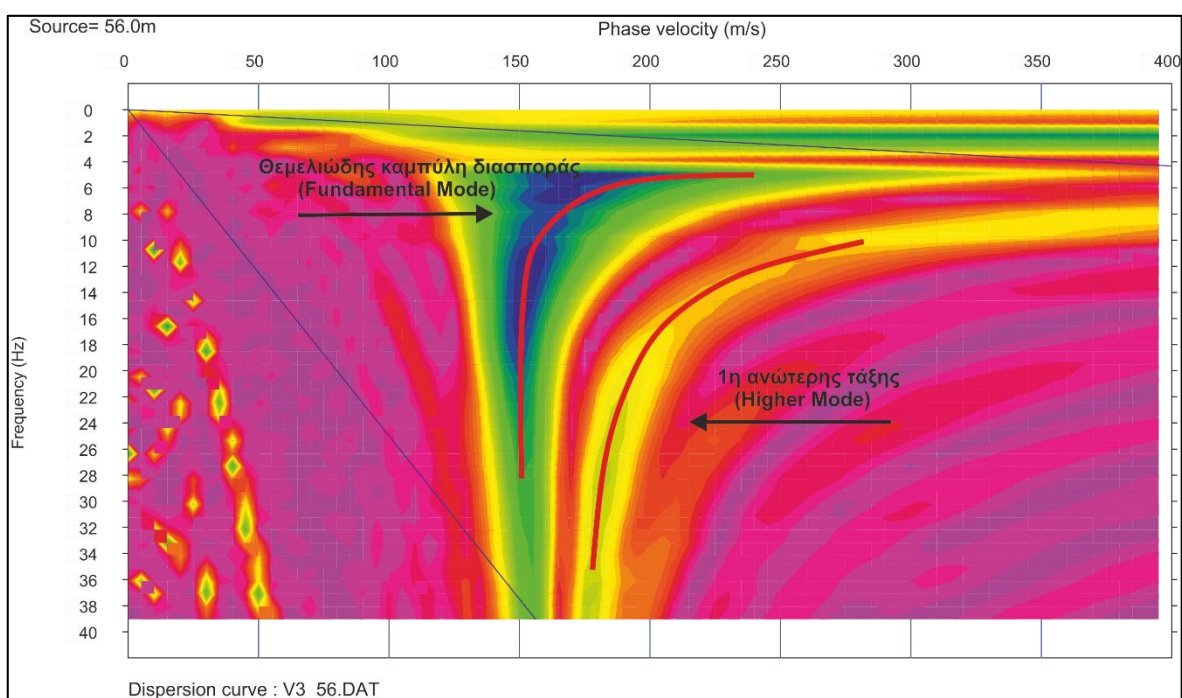
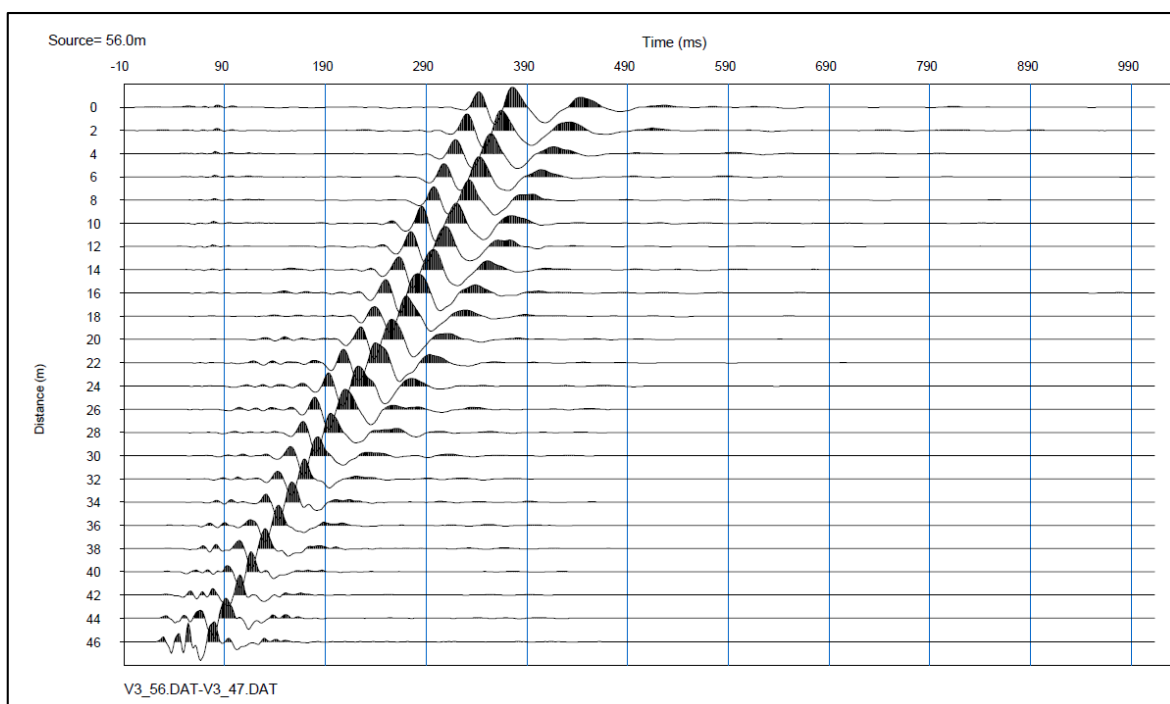
Όπου λ είναι το μήκος κύματος. Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι η ταχύτητα ομάδας ταυτίζεται με την ταχύτητα φάσης στην περίπτωση που η ταχύτητα ομάδας παραμένει σταθερή σε όλες τις συχνότητες (Κρητικάκης, 2010).

Καμπύλες διασποράς

Τα επιφανειακά κύματα Rayleigh μπορούν να διαδοθούν με διαφορετική ταχύτητα φάσης σε συγκεκριμένη συχνότητα. Ο διαφορετικός τρόπος διάδοσης των κυμάτων αυτών αποτυπώνεται στις σεισμικές καταγραφές με τη συγκέντρωση ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων κοντά στις καμπύλες διασποράς (dispersion curves) (Κρητικάκης, 2010).

Πιο συγκεκριμένα, η ενέργεια των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, μπορεί να απεικονιστεί είτε στο α) πεδίο ταχύτητας φάσης – συχνότητας είτε στο β) ταχύτητας φάσης – μήκους κύματος είτε στο γ) συχνότητας – κυματάριθμου. Απεικονίζεται, δηλαδή, σε πεδία ανεξάρτητων μεταβλητών που λαμβάνουν χώρα στην κυματική εξίσωση (Κρητικάκης, 2010).

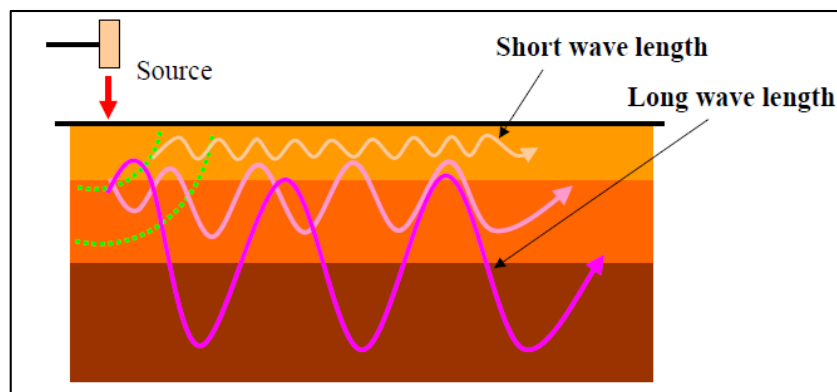
Η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι αυτή που παίζει σημαντικό ρόλο στον προσδιορισμό της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων των εδαφικών σχηματισμών, καθώς αυτό επιτυγχάνεται μέσω της διαδικασίας αντιστροφής των καμπύλων διασποράς.



Εικόνα 2-13: Επάνω: Καταγραφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh. Κάτω: Απεικόνιση κατανομής της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης, στην οποία φαίνονται και οι καμπύλες διασποράς που προκύπτουν από την αντίστοιχη καταγραφή των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

2.3.4 Συλλογή δεδομένων

Η μέθοδο πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) αποσκοπεί στη δημιουργία μοντέλου κατανομής των εγκάρσιων κυμάτων (SV) του υπεδάφους. Επομένως, η επιτυχία αυτής της μεθόδου εξασφαλίζεται με α) την δημιουργία καμπύλων διασποράς ικανοποιητικής ευκρίνειας, δηλαδή εύκολη διάκριση της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς από τις ανώτερης τάξης και β) την υψηλή διακριτική ικανότητα σε όλο το βάθος της διασκόπησης. Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται από την κατανομή της σεισμικής ενέργειας στα διαφορετικά μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων. Επομένως, το μέγιστο βάθος ($Z_{\max}$) που μπορεί να φτάσει η διασκόπηση, καθορίζεται από το μεγαλύτερο μήκος κύματος ($L_{\max}$) που χρησιμοποιείται για την ανάλυση και ισούται περίπου $Z_{\max} = 0.5 L_{\max}$ (Εικόνα 2-16).

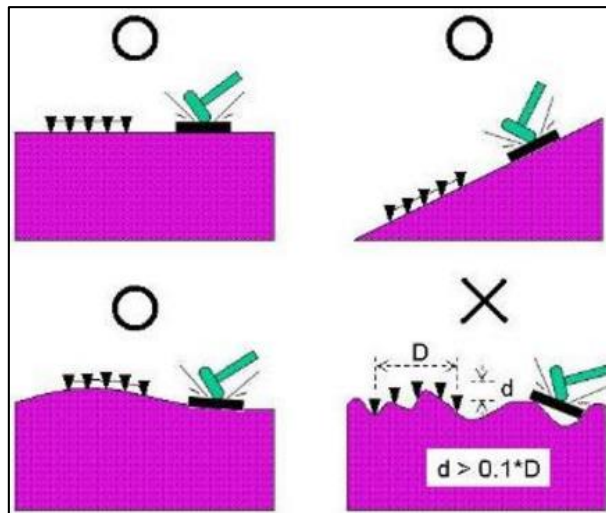


Εικόνα 2-14: Διαφορετικά μήκη κύματος κατά τη διάδοση επιφανειακών κυμάτων σε ανομοιογενή ημιχώρο (Koichi Hayashi, SAGEEP 2003).

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την ποιότητα των δεδομένων και πρέπει να ληφθούν υπόψη κατά την υλοποίηση της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων είναι (Κρητικάκης, 2010):

- Το ανάγλυφο
- Η σεισμική πηγή
- Οι δέκτες (γεώφωνα)
- Η γεωμετρία της διάταξης
- Οι παράμετροι καταγραφής

Ανάγλυφο: Η μέθοδος αυτή είναι αξιόπιστη σε περιοχές χωρίς έντονη τοπογραφία. Πιο συγκεκριμένα, οι διαφοροποιήσεις στο ανάγλυφο (d) δεν πρέπει να είναι μεγαλύτερες του 10% του μήκους του αναπτύγματος των γεωφώνων (D) (Εικόνα 2-15).



Εικόνα 2-15: Απεικόνιση αναγλύφου περιοχών στις οποίες η μέθοδος δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα (www.masw.com).

Σεισμική πηγή: Η σεισμική πηγή είναι καθορίζει την ποιότητα των δεδομένων, καθώς είναι αυτή που παράγει τα επιφανειακά κύματα Rayleigh. Στόχος είναι η όσο το δυνατόν πιο ευρεία κατανομή της σεισμικής ενέργειας σε όλες τις συχνότητες, πράγμα που αυξάνει την πιθανότητα καταγραφής των επιθυμητών μήκων κύματος.

Επομένως, ως σεισμική πηγή χρησιμοποιείται συνήθως ένα σχετικά βαρύ σφυρί (π.χ. 8kg), το οποίο είναι κατάλληλο για σχετικά μικρού μήκους διατάξεις γεωφώνων. Ως σεισμική πηγή μπορούν να χρησιμοποιηθούν και εκρηκτικά ή πίπτον βάρος. Αυτές οι σεισμικές πηγές δημιουργούν μεγαλύτερη δύναμη κρούσης στο έδαφος και πλεονεκτούν, λόγω της δημιουργίας επιφανειακών κυμάτων χαμηλών συχνοτήτων (μεγαλύτερα μήκη κύματος), έχουν, όμως, υψηλό κόστος και προτιμούνται σε ειδικές περιπτώσεις.

Επιπλέον, εκτός από τη σεισμική πηγή (σφυρί) γίνεται χρήση και μιας μεταλλικής ή άκαμπτης ελαστικής πλάκας. Η χρήση της μειώνει την παραμόρφωση του εδάφους στο σημείο της κρούσης και βοηθάει στην καλύτερη μετάδοση της ενέργειας.

Δέκτες (γεωφώννα): Η καταγραφή των σεισμικών κυμάτων γίνεται με τη χρήση γεωφώνων κατακόρυφης συνιστώσας, τα οποία τοποθετούνται στο έδαφος. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η κατακόρυφη συνιστώσα των επιφανειακών κυμάτων στην επιφάνεια του εδάφους είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη οριζόντια.

Η χαρακτηριστική ιδιοσυχνότητα (ιδιοσυχνότητα) των γεωφώνων είναι αυτή που επιδρά στις καταγραφές των κυμάτων. Η ιδιοσυχνότητα που επιλέγεται εξαρτάται από τα κύματα που

πρέπει να καταγραφούν καθώς και από το βάθος της διασκόπησης. Έτσι, στην περίπτωση των επιφανειακών κυμάτων και για διασκοπήσεις μικρού (μερικά m) έως ενδιάμεσου βάθους (30-50 m), χρησιμοποιούνται γεώφωνα των 4,5Hz. Για μεγαλύτερα βάθη χρησιμοποιούνται γεώφωνα (ή άλλες συσκευές καταγραφής όπως σεισμόμετρα) μικρότερης ιδιοσυχνότητας (1 Hz ή και μικρότερης).

Τέλος, για την αύξηση του λόγου σήματος προς θόρυβο, αθροίζονται περισσότερες από μία καταγραφές στην ίδια θέση (vertical stacking). Η άθροιση των καταγραφών είναι απαραίτητη, στην περίπτωση τυχαίου θορύβου ή όταν το μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων είναι μεγάλο.

Γεωμετρία διάταξης: Η γεωμετρία της διάταξης αφορά στη θέση της πηγής και των γεωφώνων. Είναι αυτή που μεταβάλλεται σύμφωνα με το στόχο της διασκόπησης και καθορίζει το ελάχιστο και το μέγιστο βάθος της διασκόπησης.

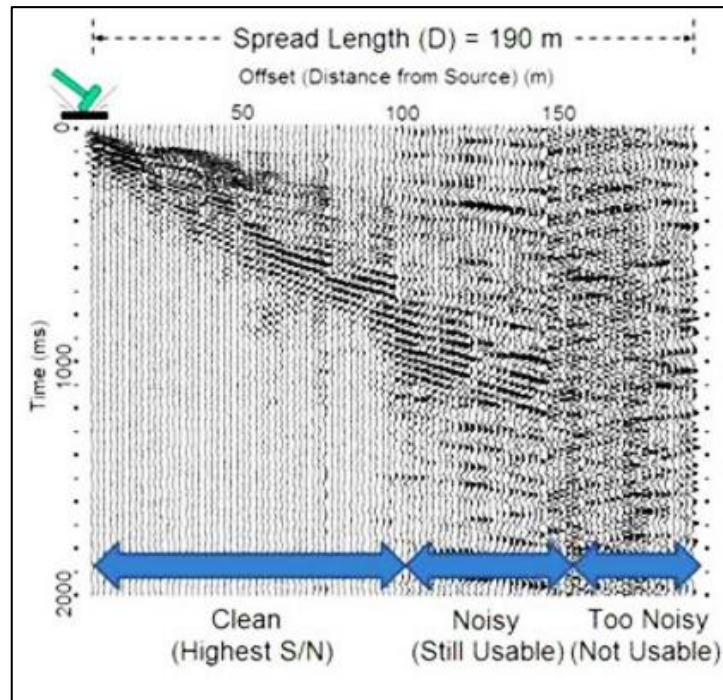
Το μήκος του αναπτύγματος της διάταξης (D) είναι άμεσα συνδεδεμένο με το μεγαλύτερο μήκος κύματος (L_{max}) της ανάλυσης, το οποίο με τη σειρά του καθορίζει το μέγιστο βάθος διασκόπησης (Z_{max}). Το μήκος της διάταξης (D) μπορεί να είναι ίσο ή μεγαλύτερο με το μέγιστο βάθος (Z_{max}) της διασκόπησης και ορίζεται σύμφωνα με τον τύπο.

$$D = mZ_{max} \quad (1 \leq m \leq 3) \quad (2-26)$$

Επίσης, η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων συνδέεται με το ελάχιστο μήκος κύματος (L_{min}) της ανάλυσης, το οποίο με τη σειρά του μπορεί να καθορίσει το ελάχιστο βάθος της διασκόπησης (Z_{min}) σύμφωνα με τη σχέση:

$$Z_{min} = kdx \quad (0,3 \leq k \leq 1) \quad (2-27)$$

Στην περίπτωση που το μήκος του αναπτύγματος της διάταξης είναι υπερβολικά μεγάλο, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται εξασθενημένα στους δέκτες που βρίσκονται μακριά της πηγής. Ωστόσο, τα χαμηλής συχνότητας (μεγάλα μήκη κύματος) επιφανειακά κύματα, συνεχίζουν να υπάρχουν, δεν είναι άμεσα εμφανή στις καταγραφές λόγω του περιβάλλοντα θορύβου, αλλά βοηθούν στην εικόνα της διασποράς των χαμηλών συχνοτήτων και επομένως οδηγούν στην αύξηση του βάθους. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, με την αύξηση του μήκους της διάταξης (D) να αυξάνεται το βάθος της διασκόπησης (Z_{max}) αλλά τα δεδομένα να εμφανίζονται θορυβώδη (Εικόνα 2-18).



Εικόνα 2-16: Καταγραφή στην οποία φαίνονται τα σημεία όπου ο θόρυβος του περιβάλλοντος καλύπτει στο σήμα της καταγραφής (www.masw.com).

Παράμετροι καταγραφής: Οι παράμετροι καταγραφής αφορούν στη διάρκεια μιας καταγραφής, στο διάστημα δειγματοληψίας (dt) και στο πλήθος των δειγμάτων στο χώρο. Οι παράμετροι αυτοί επηρεάζουν την ευκρίνεια των καμπύλων διασποράς. Πιο συγκεκριμένα, μια μικρή διάρκεια καταγραφής μπορεί να οδηγήσει σε ανεπαρκή καταγραφή της πλήρους κυματομορφής των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, με αποτέλεσμα τη μη ευκρίνεια των καμπύλων διασποράς. Αντιθέτως, η πολύ μεγάλη διάρκεια καταγραφής, μπορεί να οδηγήσει στη μείωση του λόγου σήματος προς θόρυβο, και επομένως στην αλλοίωση της ευκρίνεια των καμπύλων διασποράς. Επίσης, μεγάλο χρονικό διάστημα δειγματοληψίας αυξάνει την ευκρίνεια των καμπύλων διασποράς. Οι παράμετροι καταγραφής που δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα δίνονται στον Πίνακα 2-2.

Πίνακας 2-2: Τιμές παραμέτρων που λαμβάνονται υπόψη κατά την υλοποίηση της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (www.masw.com).

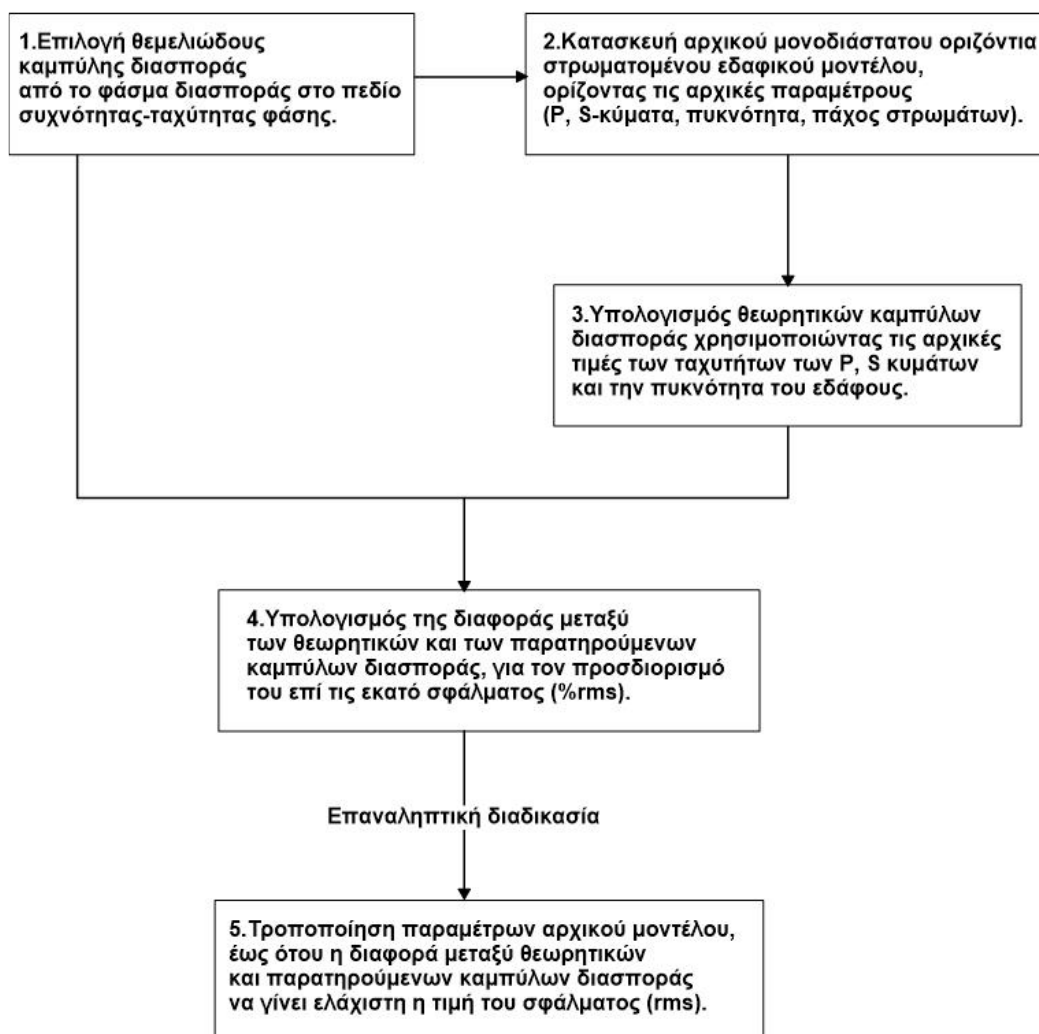
Μέγιστο βάθος (Z _{max}) (m)	Βάρος πηγής (I _b)	Ιδιοσυχνότητα γεωφώνων (Hz)	Ανάπτυγμα γεωφώνων (RS) (m)				Προχώρηση διάταξης κατά (dx)			Καταγραφή				
			Μήκος (D)	Απόσταση πηγής - πλησιέστερου γεωφώνου (X ₁)	Ισαπόσταση γεωφώνων (dx)		Πλευρική διακριτική ικανότητα			Διάστημα δειγματοληψίας dt (ms)	Διάρκεια καταγραφής (T) (s)	Άθροιση καταγραφών		
					24 κανάλια	48 κανάλια	Μεγάλη	Μέτρια	Μικρή			Ήρεμο Περιβάλλον	Θορυβώδες Περιβάλλον	Πολύ θορυβώδες Περιβάλλον
≤ 1	≤ 1 (1)	4,5 -100 (40)	1-3 (2)	0,2-0,3 (0,4)	0,05-0,1 (0,1)	0,02-0,05 (0,05)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (0,5)	0,5-1 (0,5)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
1-5	1-5 (5)	4,5-40 (10)	1-15 (10)	0,2-15 (2)	0,05-0,6 (0,5)	0,02-0,3 (0,25)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (0,5)	0,5-1 (0,5)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
5-10	5-10 (10)	≤ 10 (4,5)	5-30 (20)	1-30 (4)	0,2-1,2 (1)	0,1-0,6 (0,5)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (0,5)	0,5-1 (1)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
10-20	≥ 10 (20)	≤ 10 (4,5)	10-60 (30)	2-60 (10)	0,4-2,5 (1,5)	0,2-1,2 (1)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (0,5)	1-2 (1)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
20-30	≥ 10 (20)	≤ 4,5 (4,5)	20-90 (50)	4-90 (10)	0,8-3,8 (2)	0,4-1,9 (1,5)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (1)	1-2 (1)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
30-50	≥ 10 (20)	≤ 4,5 (4,5)	30-150 (70)	6-150 (15)	1,2-6 (3)	0,6-3 (2)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (1)	1-3 (1)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)
>50	≥ 10 (20)	≤ 4,5 (4,5)	>50 (150)	>10 (30)	>2 (6)	>10 (4)	1-2 (1)	2-4 (2)	4-12 (4)	0,5-1 (1)	0,5-1 (1)	1-3 (3)	3-5 (5)	5-10 (10)

2.3.5 Επεξεργασία δεδομένων

2.3.5.1 Αντιστροφή Επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Ο προσδιορισμός του μοντέλου κατανομής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με το βάθος, επιτυγχάνεται μέσω επαναληπτικής διαδικασίας της αντιστροφής των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς. Οι χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς προκύπτουν έπειτα από το μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου από τον χώρο απόστασης – χρόνου ($x - t$), στον χώρο ταχύτητας φάσης – συχνότητας ($c - f$) (Yilmaz, 1987). Τα στάδια που ακολουθούνται κατά τη διαδικασία της αντιστροφής φαίνονται στην Εικόνα 2-19 και περιγράφονται παρακάτω.

Αντιστροφή επιφανειακών κυμάτων Rayleigh



Εικόνα 2-17: Διάγραμμα ροής της διαδικασίας της αντιστροφής (τροποποιημένο από Yilmaz, 2015)

- 1) Στο αρχικό στάδιο της αντιστροφής, επιλέγονται οι θεμελιώδεις καμπύλες διασποράς, οι οποίες προκύπτουν έπειτα από επεξεργασία (μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου) σεισμικών καταγραφών.
- 2) Σε αυτό το στάδιο, προσδιορίζεται ένα αρχικό μοντέλο αντιστροφής. Πιο συγκεκριμένα, γίνεται μια αρχική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων V_s με το βάθος, των διαμήκων κυμάτων V_p , θεωρώντας το λόγο του Poisson (ν) σταθερό για κάθε εδαφικό στρώμα και της πυκνότητας κάθε εδαφικού στρώματος. Για την επίτευξη μεγαλύτερης δυνατής ανάλυσης, ορίζεται ένα ανώτατο λεπτό στρώμα (ενός μέτρου) το οποίο αυξάνει το πάχος του με το βάθος στην περιοχή του υποβάθρου. Το μοντέλο, αυτό καθορίζει τον ημιχώρο της αντιστροφής.
- 3) Στη συνέχεια, υπολογίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς, οι οποίες προκύπτουν από τις αρχικές τιμές των P , S κυμάτων και της πυκνότητας του εδαφικού μοντέλου.
- 4) Υπολογίζεται η διαφορά μεταξύ των παρατηρούμενων καμπύλων διασποράς (οι καμπύλες που επιλέχθηκαν κατά το πρώτο στάδιο της αντιστροφής) και των θεωρητικών καμπύλων διασποράς (που υπολογίστηκαν στο δεύτερο στάδιο) και υπολογίζεται το επί τις εκατό σφάλμα (%RMS).
- 5) Τέλος, τροποποιούνται, με επαναληπτική διαδικασία, οι αρχικές παράμετροι έως ότου η να μειωθεί στο ελάχιστο η διαφορά των πειραματικών και των θεωρητικών καμπύλων διασποράς και επομένως να μειωθεί και το σφάλμα (%RMS).

Κατά την αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων λαμβάνονται υπόψη τα παρακάτω:

- 1) Από τις καμπύλες διασποράς μπορεί να εκτιμηθεί το μέγιστο βάθος, κατά το οποίο μπορεί να υπολογιστεί η ταχύτητα των S -κυμάτων, ισούται με $(1/2) \times$ (μέγιστη επιλεγμένη ταχύτητα φάσης/ την αντίστοιχη ελάχιστη συχνότητα) (Park et al., 1999; Xia et al., 1999).
- 2) Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με επίπεδο μέτωπο (plane waves) όταν η απόσταση μεταξύ της πηγής και του κοντινότερου γεωφώνου (minimum offset) είναι μεγαλύτερη από το μισό του μεγαλύτερου μήκους κύματος (Stokoe et al., 1994). Επιπλέον, το μέγιστο βάθος διεύθυνσης των επιφανειακών κυμάτων είναι περίπου ίσο με το μέγιστο μήκος κύματος (Richart et al., 1970).
- 3) Τέλος, το ελάχιστον πάχος στρώματος που μπορεί να αναλυθεί, είναι ίσο με το $(1/2) \times$ (ελάχιστη επιλεγόμενη ταχύτητα φάσης)/ (αντίστοιχη μέγιστη συχνότητα) (Rix and Leipski, 1991; Park et al., 1999; Xia et al., 1999).

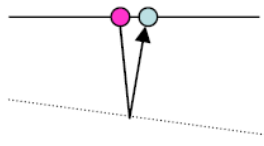
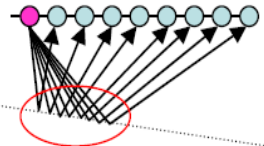
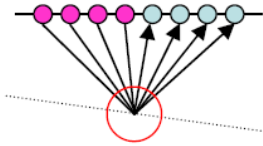
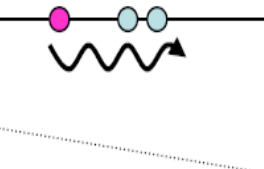
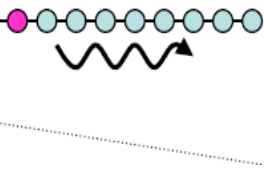
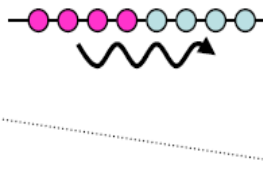
2.3.6 Πολυκάναλη ανάλυση σεισμικών κυμάτων σε δύο διαστάσεις (2D MASW)

Ο προσδιορισμός της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων Vs στις δύο διαστάσεις με τη μέθοδο MASW, προσεγγίζεται με τεχνικές που έχουν υιοθετηθεί από τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης όπως αυτή της κύλισης (roll-along) της διάταξης της κοινής πηγής.

Στη μέθοδο MASW στις δύο διαστάσεις, στόχος είναι η δημιουργία τομής ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (Vs) υψηλής ανάλυσης. Για το σκοπό αυτό, σε αντίθεση με τη μέθοδο 1D MASW, στην επεξεργασία πραγματοποιείται ένα επιπλέον βήμα, αυτό της συσχέτισης και συγκέντρωσης του κοινού μέσου σημείου (Common Mid Point cross correlation gather). Η διαδικασία αυτή είναι παρόμοια με αυτή που ακολουθείται στη σεισμική ανάκλαση δύο διαστάσεων και αφορά στη σύνθεση των ιχνών τα οποία έχουν το ίδιο μέσο σημείο.

Για κάθε διάταξη γεωφώνων, συσχετίζεται κάθε ζευγάρι ιχνών μίας καταγραφής, συγκεντρώνονται τα ίχνη του κοινού μέσου σημείου (CMP) και συνέχεια τα ίχνη με την ίδια ισαπόσταση (spacing) συναθροίζονται (Hayashi and Suzuki, 2004). Η διαδικασία αυτή αυξάνει την πλευρική ανάλυση και την ακρίβεια της τομής ταχυτήτων (Vs).

Στην Εικόνα 2-18 (1α,β,γ), απεικονίζονται τα κοινά μέσα σημεία (CMPs) για μια καταγραφή και η συγκέντρωση του κοινού μέσου σημείου (CMP gather) κατά τη σεισμική ανάκλαση (Εικόνα 2-18 1β, γ). Η συγκέντρωση των ιχνών μέσω κοινού μέσου σημείου (CMP) (Εικόνα 2-18 1γ), αυξάνει το λόγο σήματος/θορύβου και την πλευρική ανάλυση. Στο 2α,β,γ στην Εικόνα 2-18, απεικονίζονται η συγκέντρωση κοινού μέσου σημείου (CMP gather), εφαρμοσμένη στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων. Η συγκέντρωση κοινού μέσου σημείου (CMP gather) από μια διάταξη γεωφώνων, δεν επηρεάζει την ανάλυση στην 1D MASW (Εικόνα 2-18, 2β), καθώς η μέθοδος 1D MASW αφορά μια καμπύλη ταχυτήτων Vs, κατά μέσο όρο υπολογισμένη για όλο το βάθος της διάταξης. Μια σειρά από πολλές καμπύλες ταχυτήτων Vs 1D MASW, συνθέτουν το δισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων, αλλά η διαδικασία συγκέντρωσης κοινού μέσου σημείου (Εικόνα 2-18,2γ) αυξάνει την πλευρική ανάλυση και την ακρίβεια.

	Καταγραφή από ένα γεώφωνο	Καταγραφή από διάταξη πολλών γεωφώνων	Συγκέντρωση Κοινού Μέσου Σημείου (CMP gather)
1. Απεικόνιση καταγραφών στη σεισμική ανάκλαση	 1α	 1β	 1γ
	Αρχική μέθοδος ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (SASW)	Νέα μέθοδος ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW)	Προχωρημένη μέθοδος ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (CMP-βασισμένη στη MASW)
2. Απεικόνιση καταγραφών επιφανειακών κυμάτων ενεργής πηγής	 2α	 2β	 2γ

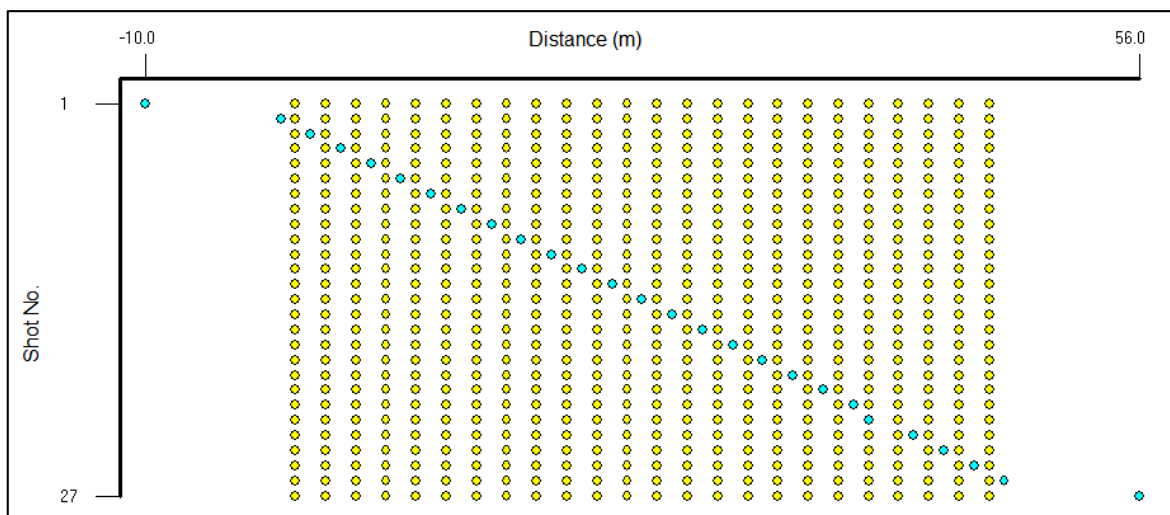
Εικόνα 2-18: Απεικόνιση καταγραφών και συγκέντρωσης κοινού μέσου σημείου (CMP gather) κατά τη σεισμική ανάκλαση και την ανάλυση επιφανειακών κυμάτων. Με μωβ χρώμα απεικονίζεται η σεισμική πηγή και με μπλε τα γεώφωνα (SeisImager/SW Manual v.3.0).

2.3.6.1 Διάφορες διατάξεις καταγραφής δεδομένων στη 2D MASW

Η καταγραφή σεισμικών δεδομένων στη 2D MASW, είναι λίγο πιο πολύπλοκη διαδικασία από αυτή της 1D MASW. Οι συνήθεις διατάξεις που χρησιμοποιούνται περιγράφονται παρακάτω.

1. Ανάπτυγμα σταθερών γεωφώνων (Fixed Receiver Configuration)

Αφορά την πιο απλή διάταξη, σύμφωνα με την οποία τα γεώφωνα είναι τοποθετημένα σε συγκεκριμένες θέσεις πάνω σε μια γραμμή μελέτης και η σεισμική πηγή μετακινείται παράλληλα με τη διάταξη. Το πρώτο χτύπημα πραγματοποιείται πριν από το πρώτο γεώφωνο και σε απόσταση μισή από την ισαπόσταση των γεωφώνων. Αντίστοιχα, το τελευταίο χτύπημα βρίσκεται μετά το τελευταίο γεώφωνο. Η προχώρηση της σεισμικής πηγής γίνεται με βήμα ίσο με την ισαπόσταση των γεωφώνων.



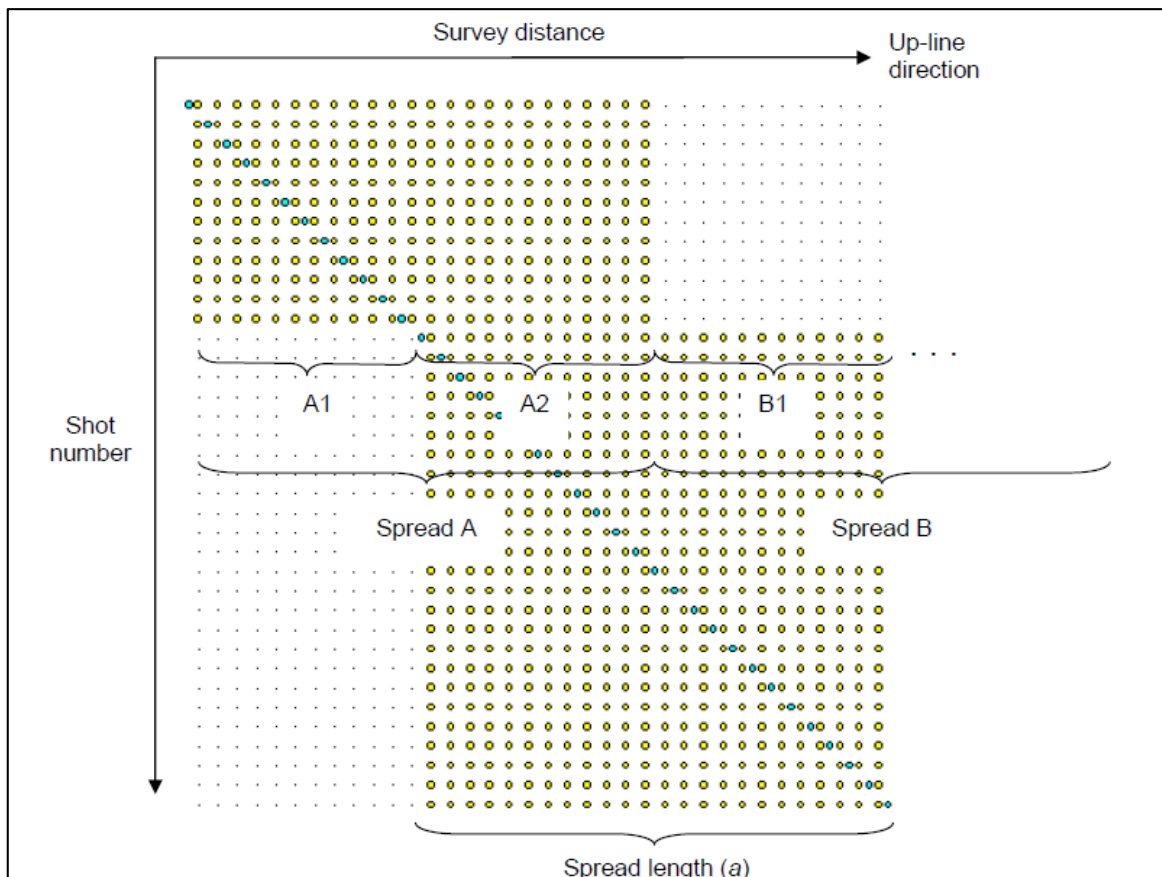
Εικόνα 2-19: Απεικόνιση γεωμετρίας αναπτύγματος σταθερών γεωφώνων όπως αυτή εμφανίζεται στο Pickwin. Με κίτρινο φαίνεται η θέση των γεωφώνων και με μπλε η θέση της πηγής.

Το μήκος του αναπτύγματος (α) ισούται με το μήκος της γραμμής μελέτης πάνω στην οποία βρίσκονται τα γεώφωνα. Το βάθος της διασκόπησης είναι περίπου ίσο από $\alpha/4$ έως $\alpha/2$.

Η συγκεκριμένη διάταξη χρησιμοποιείται όταν το μήκος της γραμμής μελέτης ενδιαφέροντος δεν έχει μεγάλο μήκος ή είναι περιορισμένο και όταν ο αριθμός των καναλιών ή χρόνος της εργασίας είναι περιορισμένος.

2. Ανάπτυγμα συνεχόμενων γεωφώνων σταθερής θέσης (Continuous Fixed Receiver Spread Configuration)

Σε κάποιες περιπτώσεις ένα ανάπτυγμα γεωφώνων σταθερής θέσης δεν είναι ικανό να καλύψει μια γραμμής μελέτης ενδιαφέροντος. Επομένως, χρησιμοποιείται το ανάπτυγμα συνεχόμενων γεωφώνων κατά το οποίο ένα μέρος των χτυπημάτων και γεωφώνων μετακινείται στο τέλος του αναπτύγματος των γεωφώνων (Εικόνα 2-20). Για παράδειγμα, το πρώτο ανάπτυγμα (Spread A) (Εικόνα 2-20) αποτελείται από 12 χτυπήματα (1 πριν το πρώτο γεώφωνο και 11 ενδιάμεσα). Ένα μέρος των γεωφώνων (A1) μετακινείται στο τέλος της διάταξης (Spread A) και γίνεται μέρος (B1) του δεύτερου αναπτύγματος (Spread B) (Εικόνα 2-20). Στο σημείο αυτό πραγματοποιούνται 12 χτυπήματα και στη συνέχεια το υπόλοιπο μέρος του πρώτου αναπτύγματος (Spread A) μετακινείται και γίνεται το δεύτερο μέρος (B2) του δεύτερου αναπτύγματος (Spread B) (Εικόνα 2-20). Η διαδικασία αυτή συνεχίζεται μέχρι να καλυφθεί η περιοχή ενδιαφέροντος.



Εικόνα 2-20: Απεικόνιση αναπτύγματος συνεχόμενων γεωφώνων σταθερής θέσης (SeisImager SW Manual).

Το μήκος του αναπτύγματος (spread a) αφορά μήκος της γραμμής στο οποίο βρίσκονται τα ενεργά γεώφωνα. Το βάθος της διασκόπησης ισούται περίπου με $a/2$.

Η μέθοδος αυτή απαιτεί καλώδια με αριθμό εξόδων μισό από αυτό των καναλιών του σειсмоγράφου. Το γεγονός αυτό επιτρέπει το πρώτο μέρος των καλωδίων με τα αντίστοιχα γεώφωνα να μετακινηθούν κατά το μισό της διάταξης. Για παράδειγμα, στην Εικόνα 2-20, χρησιμοποιώντας σειсмоγράφο με 24 κανάλια απαιτούνται δύο 12-εξόδων καλώδια.

Η διαδικασία αυτή γίνεται δύσκολη στην περίπτωση που η γραμμή μελέτης είναι αρκετά μεγάλη. Η εξέλιξη αυτής της μεθόδου είναι αυτή της κύλισης (roll-along).

3. Κυλιόμενη διάταξη (Roll-along End-on spread Configuration)

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, μετακινούνται τόσο η διάταξη των γεωφώνων όσο κ η πηγή. Η μέθοδος αυτή επιτυγχάνεται με τρεις τρόπους οι οποίοι είναι:

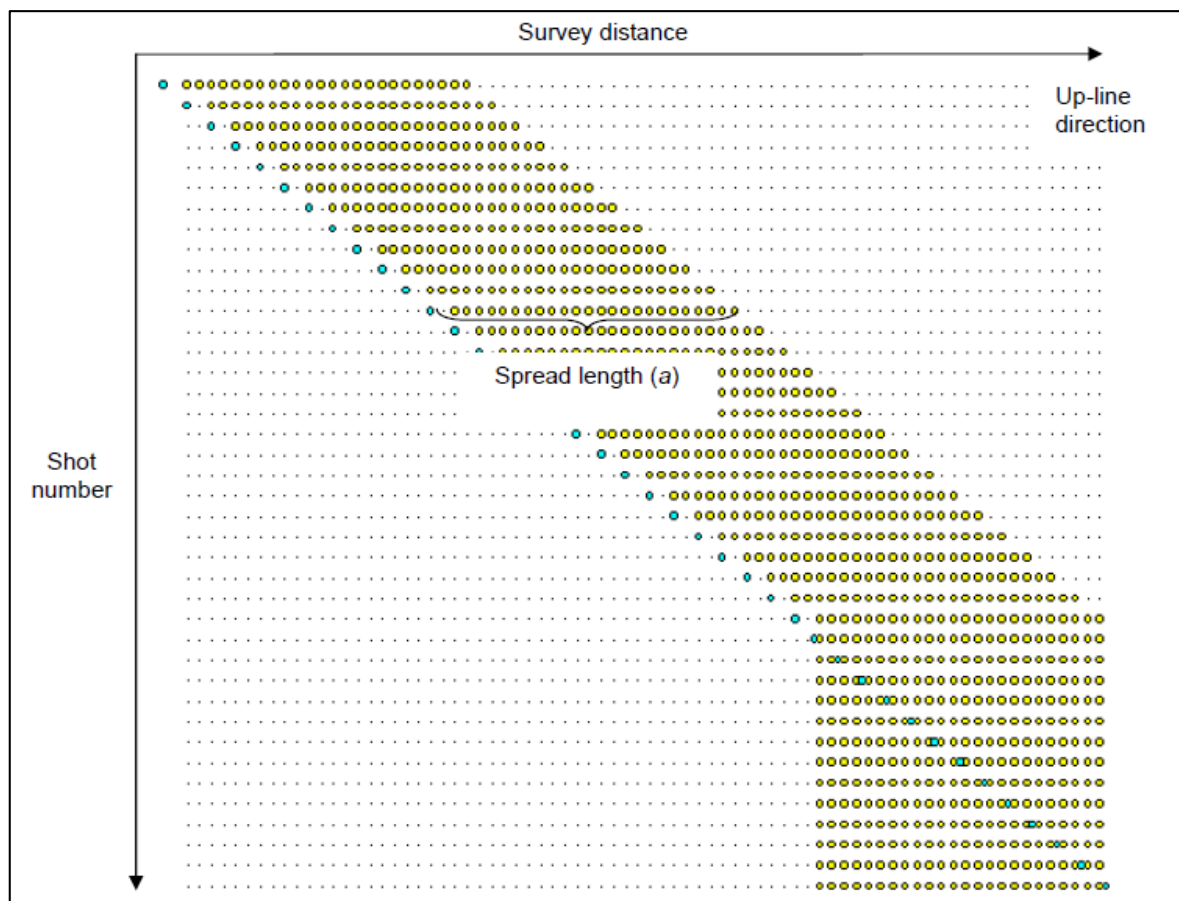
A) Μέσω λογισμικού προγράμματος (Software roll-along): πολλοί καινούριοι σειсмоγράφοι είναι ικανοί να μετακινούν μια διάταξη καναλιών μέσω λογισμικού προγράμματος. Ο

σεισμογράφος αυτό απαιτεί παραπάνω κανάλια από τον πραγματικό αριθμό των ενεργών καναλιών ανά χτύπημα, τυπικά 50% με 100% περισσότερα κανάλια. Για παράδειγμα, αν 24 κανάλια είναι ο επιθυμητός αριθμός των ενεργών καναλιών, τότε χρησιμοποιείται σεισμογράφος 48 καναλιών με 48 γεώφωνα. Το λογισμικό κάνει κύλιση των 24 ενεργών καναλιών μεταξύ των συνολικών 48 γεωφώνων. Για το πρώτο χτύπημα, είναι ενεργά 1-24 κανάλια, για το δεύτερο χτύπημα είναι ενεργά τα 2-25 κανάλια κλπ. Μετά το τελευταίο χτύπημα με τα 25-48 ενεργά κανάλια, το μισό της διάταξης μετακινείται.

Β) Ταινίας γεωφώνων (Land streamer): τα γεώφωνα είναι σταθερά τοποθετημένα πάνω σε μια «ταινία» η οποία έρχεται σε επαφή με το έδαφος μέσω της βαρύτητας. Η διάταξη αυτή μετακινείται είτε χειροκίνητα είτε με ATV ή κάποιο άλλο είδος οχήματος. Η ταινία των γεωφώνων είναι συνδεδεμένη με τον σεισμογράφο, που βρίσκεται μέσα στο όχημα. Ο αριθμός των γεωφώνων είναι ίσος με τον αριθμό των καναλιών που καταγράφουν και όλα τα κανάλια είναι ενεργά σε κάθε χτύπημα. Η πηγή συνήθως τοποθετείται μεταξύ του οχήματος και της ταινίας ή στο τέλος της ταινίας και μετακινείται μαζί με την ταινία των γεωφώνων.

Γ) Μηχανικό κουτί κύλισης (Mechanical roll box): ένα κουτί συνδέεται μεταξύ των καλωδίων της διάταξης και του σεισμογράφου, τα οποία είναι διασυνδεδεμένα με ένα σετ καλωδίων εισόδου/εξόδου. Ο αριθμός των εξόδων του καλωδίου της διάταξης είναι μεγαλύτερος από τα κανάλια του σεισμογράφου κατά 100%. Το κουτί κύλισης επιτρέπει στα κανάλια του σεισμογράφου την προχώρησή τους μέσω μηχανικής περιστροφής μεταξύ των καναλιών και των εξόδων. Για παράδειγμα, τα καλώδια της διάταξης με συνολικό αριθμό εξόδων 48 είναι συνδεδεμένα με το κουτί με 48 κανάλια εισόδου και 24 κανάλια εξόδου, τα οποία μεταδίδονται στα 24 κανάλια του σεισμογράφου. Επομένως, για το πρώτο χτύπημα είναι συνδεδεμένα τα κανάλια από 1-24 ενώ τα υπόλοιπα 25-48 είναι ανενεργά. Μετά το πρώτο χτύπημα, η σύνδεση των καναλιών ρυθμίζεται μέσω του κουτιού από το οποίο αποσυνδέεται η έξοδος 1 και συνδέεται το κανάλι 25. Το σημείο της πηγής μετακινείται μαζί με όλη τη διάταξη.

Σε όλες τις περιπτώσεις, το χτύπημα (shot) έχει ελάχιστη απόσταση ίση περίπου με το 10% ή 20% του μήκους του αναπτύγματος της διάταξης.



Εικόνα 2-21: Γεωμετρία διάταξης κύλισης (Roll-along).

Κεφάλαιο 3ο

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΟΥ Δ.Δ. ΒΑΛΤΟΝΕΡΩΝ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

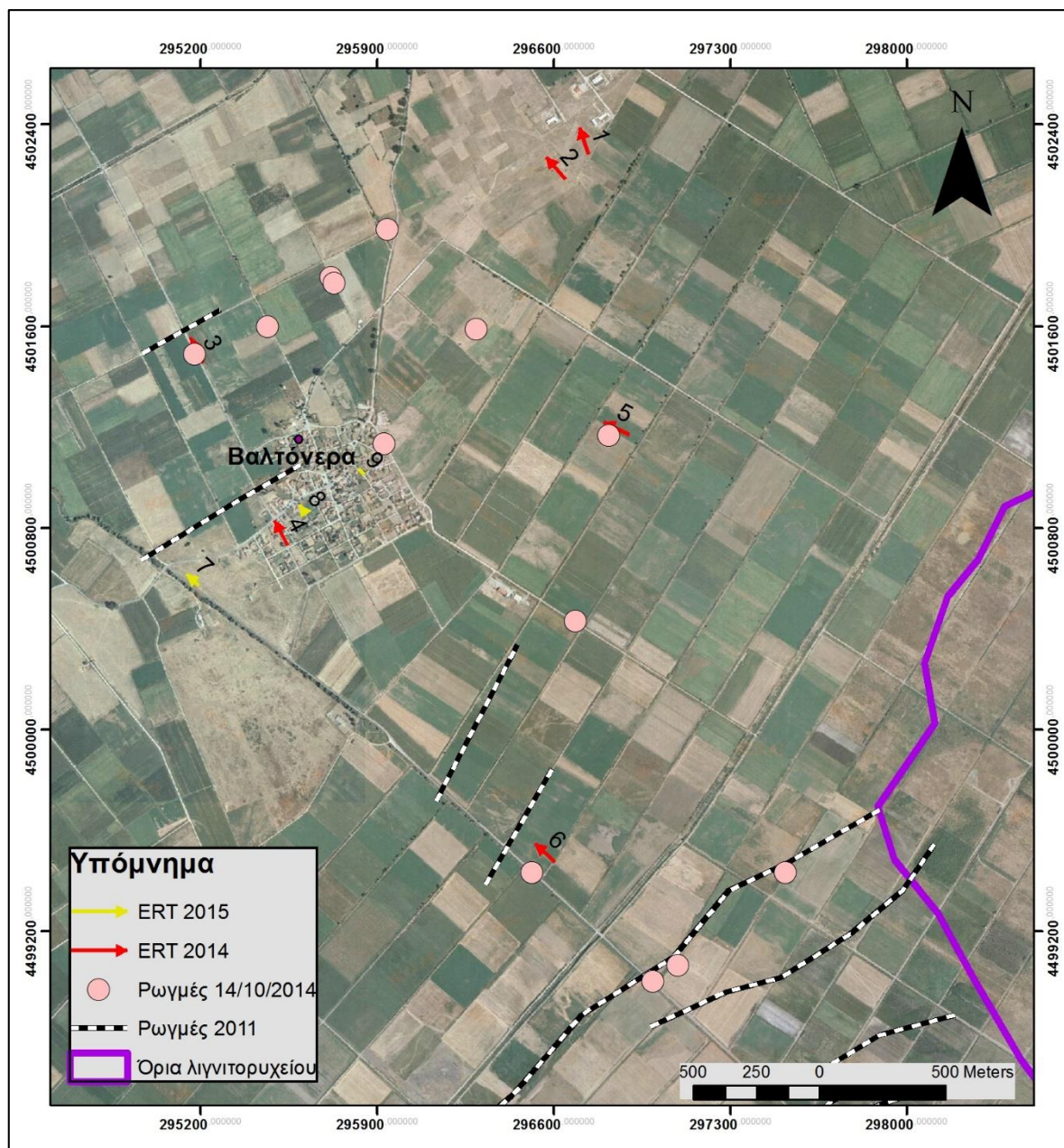
Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των ηλεκτρικών και σεισμικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης που εφαρμόστηκαν στην περιοχή στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής. Πιο συγκεκριμένα, αναφέρονται οι θέσεις των μετρήσεων, ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε, η επεξεργασία των δεδομένων καθώς και η ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

3.2 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

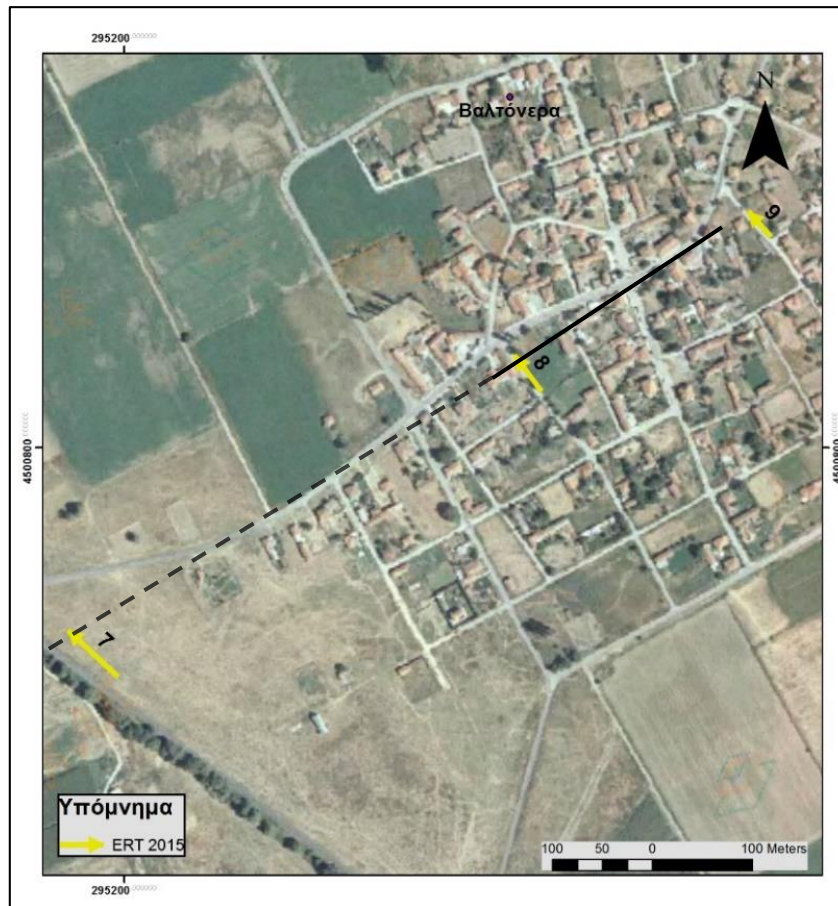
3.2.1 Λήψη μετρήσεων

Στην περιοχή εκτελέστηκαν στο σύνολο εννέα τομογραφίες ηλεκτρικής αντίστασης κάθετα στη διεύθυνση των καταγεγραμμένων ρωγματώσεων. Στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής πραγματοποιήθηκαν τρεις τομογραφίες υψηλής ανάλυσης των 69, 46 και 34.5 μέτρων. Στόχος της εφαρμογής της ηλεκτρικής μεθόδου είναι η λεπτομερής απεικόνιση της γεωλογίας του υπεδάφους στα σημεία εκδήλωσης των ρωγμών. Στην Εικόνα 3-1 παρουσιάζονται οι τομογραφίες που είχαν υλοποιηθεί στα πλαίσια της έρευνας του τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ, καθώς και οι τρεις νέες τομογραφίες που έγιναν στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής.

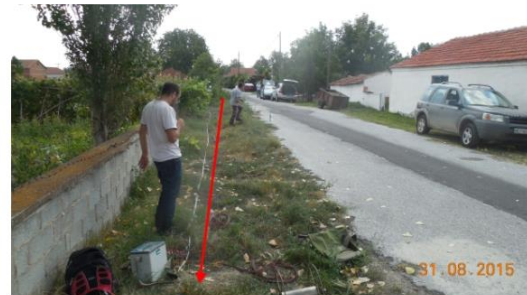
Οι τομές που εκτελέστηκαν στα πλαίσια της διατριβής, φαίνονται στην Εικόνα 3-2. Η διεύθυνση των τομών είναι NNA – BBΔ, σχεδόν κάθετα στη γενική διεύθυνση των ρωγματώσεων και της τεκτονικής της περιοχής ΔΝΔ – ΑΒΑ. Το μήκος των τομών, όπως προαναφέρθηκε, ανέρχεται στα 69m (τομή V7), 46m (τομή V8) και 34.5m (τομή V9) (Εικόνα 3-2).



Εικόνα 3-1: Δορυφορική απεικόνιση της περιοχής έρευνας, στην οποία φαίνονται οι ρωγματώσεις που έχουν καταγραφεί από προηγούμενες έρευνες, τα σημεία που πραγματοποιήθηκαν οι τομογραφίες το 2014 και το 2015, καθώς και τα όρια του λιγνιτωρυχείου.



Εικόνα 3-2: Δορυφορική απεικόνιση των Βαλτονέρων, στην οποία φαίνονται η περιοχή των τριών τομογραφιών που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια της διατριβής.



Εικόνα 3-3: Φωτογραφίες από τη λήψη μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας στις οποίες φαίνεται κ η φορά των μετρήσεων.

3.2.1.1 Εξοπλισμός μετρήσεων

Η λήψη των γεωφυσικών μετρήσεων έγινε με τη χρήση του οργάνου μέτρησης Syscal (V11.4++) της εταιρίας Iris Instruments. Το όργανο, αυτό είναι πλήρως αυτοματοποιημένο και σχεδιασμένο για την πραγματοποίηση μεθόδων συνεχούς ρεύματος και εξασφαλίζει μετρήσεις υψηλής ακρίβειας.

Η μέγιστη ισχύς εξόδου του οργάνου είναι 100 VA και η ένταση του ρεύματος που δημιουργεί τυπικά φτάνει τα 500 mA και σε ορισμένες περιπτώσεις επιτρέπει μεγαλύτερες εντάσεις ηλεκτρικού ρεύματος (έως 1200 mA).

Για την πραγματοποίηση των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν πολυκάναλα καλώδια κατασκευασμένα από χαλκό, ειδικά ηλεκτρόδια χαλκού-ατσαλιού τα οποία χαρακτηρίζονται από υψηλή μηχανική αντοχή και υψηλή αγωγιμότητα, καθώς και αυτόματος πολυπλέκτης 48 θέσεων ο οποίος επέτρεψε τη λήψη σημαντικού αριθμού μετρήσεων (Εικόνα 3-4).



Εικόνα 3-4: Όργανο μέτρησης ηλεκτρικών μεθόδων Syscal καθώς και ο πρόσθετος εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε.

Τοπογραφικός εξοπλισμός

Η τοπογραφική τοποθέτηση των γεωφυσικών τομών, τόσο των ηλεκτρικών μεθόδων όσο και των σεισμικών μεθόδων που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή μελέτης, έγινε με τη χρήση GPS (γεωδαιτικό δέκτης Trimble R6, με χειριστήριο TSC3). Ο εξοπλισμός αυτός, χρησιμοποιεί το ελληνικό σύστημα εντοπισμού (HEPOS) και η επικοινωνία του δέκτη με το κέντρο ελέγχου του HEPOS γίνεται σε πραγματικό χρόνο μέσω του modem του χειριστηρίου TSC3 (Εικόνα 3-5).



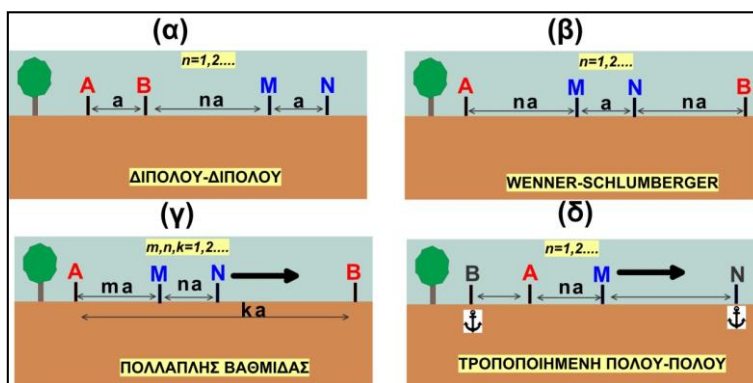
Εικόνα 3-5: Εξοπλισμός GPS Trimble R6 με χειριστήριο TSC3.

3.2.1.2 Παράμετροι και διατάξεις μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας

Οι παράμετροι επιλέχθηκαν με βάση τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των πιθανών ρηγμάτων και το επιθυμητό βάθος της διασκόπησης. Σε κάθε τομογραφία χρησιμοποιήθηκαν 24 ηλεκτρόδια χαλκού-ατσαλιού, η απόσταση των οποίων ήταν: α) για την τομογραφία 7 ανά 3m β) για την τομογραφία 8 ανά 2m και γ) για την τομογραφία 9 ανά 1.5m.

Οι διατάξεις που χρησιμοποιήθηκαν ήταν η διπόλου-διπόλου, η οποία χαρακτηρίζεται από πολύ καλή διακριτική ικανότητα τόσο σε κατακόρυφες αλλά κυρίως σε πλευρικές κατακόρυφες μεταβολές αλλά με μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο (Ward, 1989) (Πίνακας 2-1). Επιπλέον, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με τη διάταξη της πολλαπλής βαθμίδας, η οποία χαρακτηρίζεται από πολύ καλή διακριτική ικανότητα στα επιφανειακά στρώματα και καλό λόγο σήματος/θορύβου. Τέλος, η Τρίτη διάταξη που επιλέχθηκε ήταν η τροποποιημένη διάταξη πόλου-πόλου, η οποία δίνει πληροφορίες για περιοχές σε μεγαλύτερα βάθη.

Στην Εικόνα 3-6, φαίνεται σχηματικά η γεωμετρία των διατάξεων που χρησιμοποιήθηκαν. Όπου a αντιστοιχεί στην απόσταση των ηλεκτροδίων και το n να παίρνει μέγιστη τιμή ίση με 6.

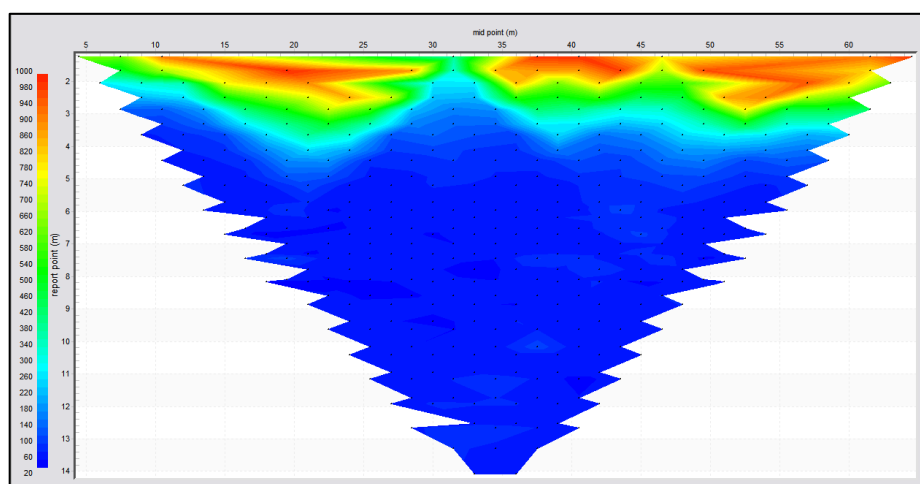


Εικόνα 3-6: Σχηματική απεικόνιση των διατάξεων που χρησιμοποιήθηκαν, με A, B να είναι τα ηλεκτρόδια ρεύματος και M, N τα ηλεκτρόδια δυναμικού (Τσούρλος κ.ά., 2015).

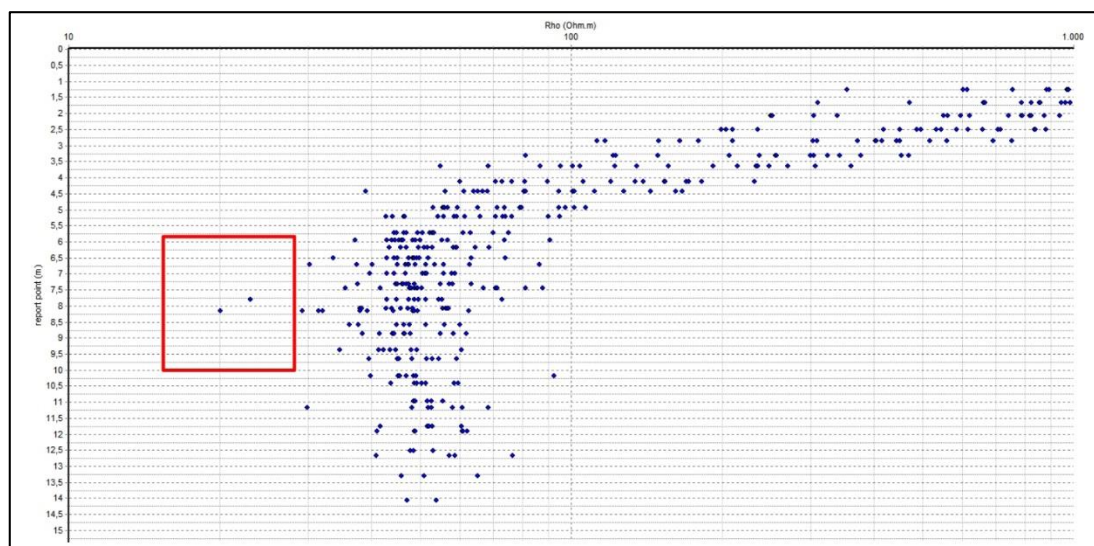
3.2.2 Επεξεργασία μετρήσεων

Η επεξεργασία των δεδομένων, για τη δημιουργία της γεωηλεκτρικής τομής του υπεδάφους, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού προγράμματος DC_2DPRO (Jung Ho Kim, 2010).

Σε πρώτο στάδιο, πριν γίνει η αντιστροφή των δεδομένων, έγινε χαρτογράφηση των δεδομένων με τη μορφή ψευδοτομής. Στο σημείο αυτό έγινε πρώτος έλεγχος της ποιότητας των δεδομένων και αφαιρέθηκαν τόσο οι αρνητικές τιμές όσο και οι ακραίες τιμές (Εικόνες 3-7, 3-8). Οι ακραίες τιμές αφαιρέθηκαν και κατά την αντιστροφή των δεδομένων με το πρόγραμμα DC_2DPro.



Εικόνα 3-7: Δημιουργία ψευδοτομής των αρχικών δεδομένων στο πρόγραμμα Prosys II.



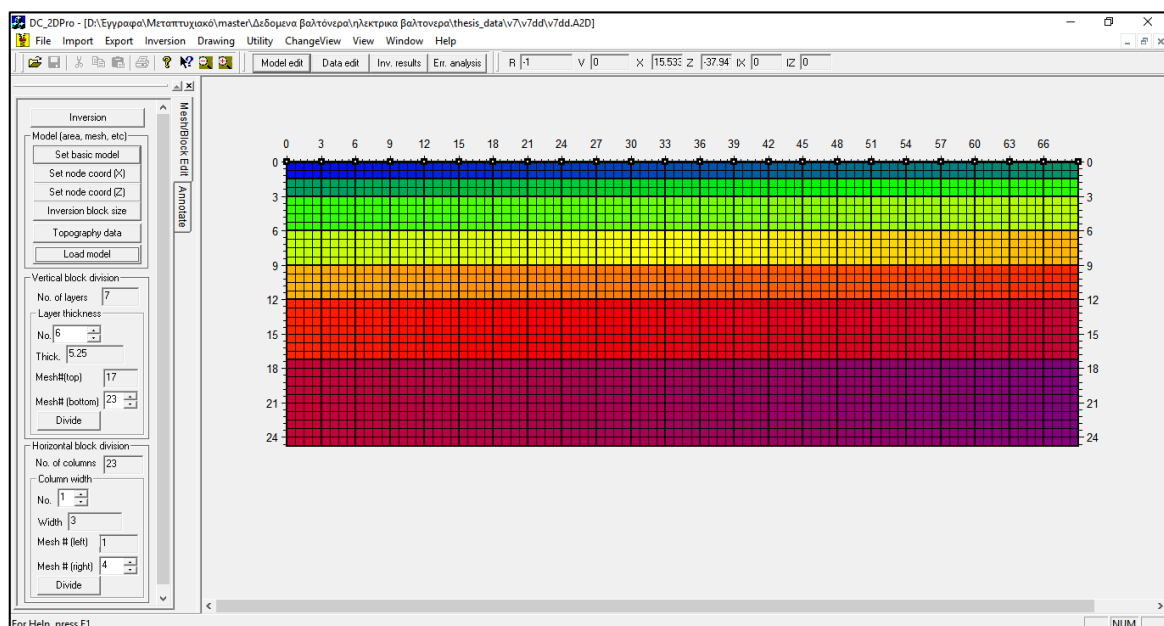
Εικόνα 3-8: Αφαίρεση ακραίων τιμών από το πρόγραμμα Prosys II. Οι ακραίες τιμές φαίνονται στα κόκκινα τετράγωνα.

Στη συνέχεια, τα φιλτραρισμένα δεδομένα εισήχθησαν στο πρόγραμμα DC_2DPro, όπου και υποβλήθηκαν σε δισδιάστατη αντιστροφή. Το πρόγραμμα χρησιμοποιεί αλγόριθμο που εκτελεί

κανονικοποιημένη μη γραμμική δισδιάστατη αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων με τη μέθοδο του Occam (Constable, 1987). Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, ο αλγόριθμος σε κάθε επανάληψη που πραγματοποιεί, χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

Στο αρχικό στάδιο της αντιστροφής των δεδομένων, ορίζεται ένα αρχικό μοντέλο του υπεδάφους (Εικόνα 3-9). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, γίνεται διαχωρισμός του υπεδάφους σε μικρότερες περιοχές, σχηματίζοντας ένα δίκτυο πεπερασμένων στοιχείων. Έπειτα, ξεκίνησε η διαδικασία της αντιστροφής με κύριο στόχο την αποτύπωση του μοντέλου των πραγματικών αντιστάσεων του υπεδάφους. Κατά την αντιστροφή λύνεται ένα σύστημα εξισώσεων έπειτα από 7 επαναλήψεις.

Κύριο κριτήριο σύγκλισης και τερματισμού της αντιστροφής, όπως προαναφέρθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, είναι το σφάλμα (RMS). Σε κάθε αντιστροφή πραγματοποιήθηκε διόρθωση του μοντέλου αφαιρώντας τιμές με υψηλό σφάλμα και επανάληψη της αντιστροφής. Το αρχικό σφάλμα της αντιστροφής κυμάνθηκε από 2-7% και δεν χρειάστηκε να αφαιρεθούν πολλές τιμές, γεγονός που δείχνει την καλή ποιότητα των πρωτογενών δεδομένων.



Εικόνα 3-9: Αρχικό μοντέλο υπεδάφους ηλεκτρικής αντίστασης από το λογισμικό πρόγραμμα DC_2DPro.

3.2.3 Αποτελέσματα και ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομογραφίας

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται οι τελικές εικόνες των ηλεκτρικών τομογραφιών στις τρεις θέσεις που έγιναν οι μετρήσεις στα πλαίσια της διατριβής (Εικόνα 3-2). Στις τομές

αποτυπώνονται τα πραγματικά βάθη και οι πραγματικές ηλεκτρικές αντιστάσεις. Η κατανομή των αντιστάσεων του υπεδάφους παρουσιάζονται στη χρωματική κλίμακα του ουράνιου τόξου. Οι σχηματισμοί με χαμηλές αντιστάσεις παρουσιάζονται με ψυχρά χρώματα (μπλε), ενώ οι σχηματισμοί υψηλών αντιστάσεων με θερμά χρώματα (κόκκινο).

Οι τομές V9 και V8, πραγματοποιήθηκαν μέσα στο χωριό των Βαλτόνερων. Στόχος ήταν η διερεύνηση της λιθολογίας στην περιοχή των καταγεγραμμένων ρωγμών. Η τομή V7 αφορά συμπληρωματική τομή και στόχος ήταν να εξετασθεί η περίπτωση συνέχειας της ρωγμής που περνά από τις τομές V9 και V8 (Εικόνα 3-2).

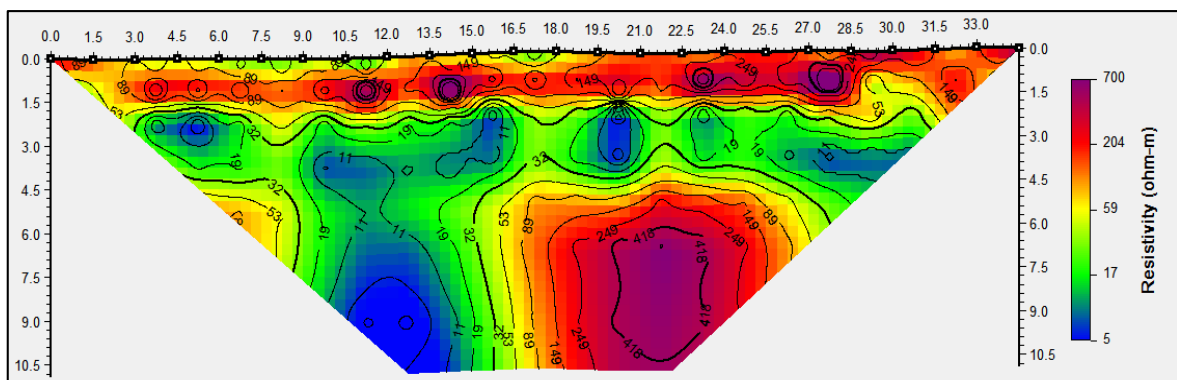
Τομή V9

Η τομογραφία αυτή, πραγματοποιήθηκε μέσα στο χωριό των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-2). Το μήκος της έφτασε στα 34.5m και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ήταν 1.5m. Το βάθος της διασκόπησης έφτασε περίπου στα 11m. Στις Εικόνες 3-10 και 3-11 φαίνονται το σημείο των μετρήσεων και η εικόνα της ηλεκτρικής τομής, αντίστοιχα.

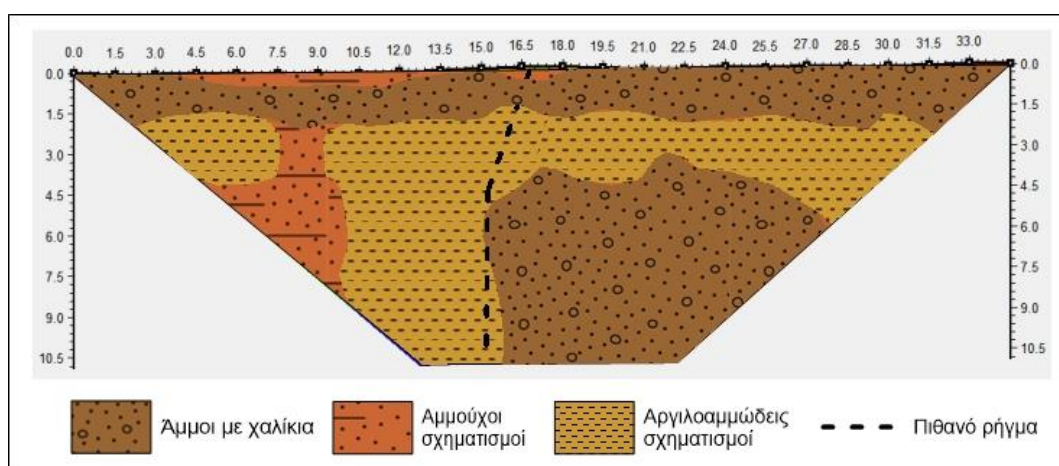
Σύμφωνα με το αποτέλεσμα της ηλεκτρικής τομογραφίας, στο σημείο αυτό απαντώνται εναλλαγές αμμούχων σχηματισμών (πράσινα-κίτρινα χρώματα) με αργιλοαμμώδεις σχηματισμούς (μπλε χρώματα) και άμμους με χαλίκια (κόκκινα χρώματα) (Εικόνα 3-11). Η ρωγμή εντοπίζεται στο μέσο της τομής (17m) και πιθανά συνεχίζει μέχρι το βάθος των 11m, όπου υπάρχει χαρακτηριστική γεωηλεκτρική πλευρική μεταβολή πιθανότατα μεταξύ του αργιλικού σχηματισμού και του πιο αδρόκοκκου σχηματισμού. Το επιφανειακό στρώμα (πάχους 2m), το οποίο εμφανίζεται με υψηλές αντιστάσεις, αντιστοιχεί σε αδρόκοκκα υλικά. Στην Εικόνα 3-12 παρουσιάζεται η γεωλογική ερμηνεία της γεωηλεκτρικής τομής.



Εικόνα 3-10: Φωτογραφία στο σημείο των μετρήσεων, στην οποία απεικονίζονται το σημείο και η φορά της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και το σημείο εμφάνισης της ρωγμής.



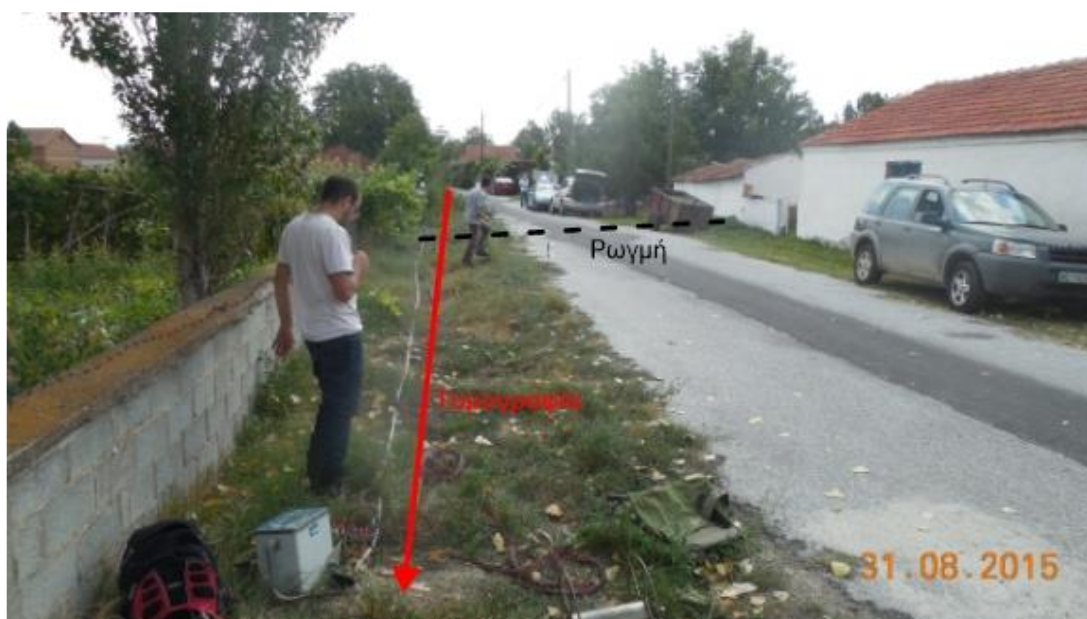
Εικόνα 3-11: Γεωηλεκτρική τομή V9.



Εικόνα 3-12: Λιθολογική ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομής V9.

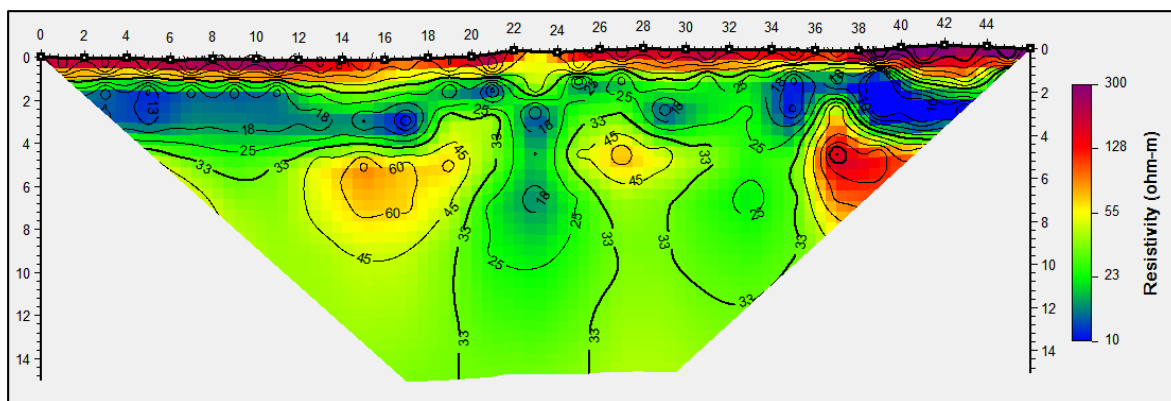
Τομή V8

Η τομογραφία αυτή τοποθετείται μέσα στο χωριό των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-2). Το ανάπτυγμά της είχε μήκος 46m, με τα ηλεκτρόδια τοποθετημένα ανά 2m. Το βάθος της διασκόπησης έφτασε περίπου στα 15m. Η γεωηλεκτρική τομή φαίνεται στην Εικόνα 3-14. Η Εικόνα 3-13 αφορά φωτογραφία των μετρήσεων στη συγκεκριμένη θέση.

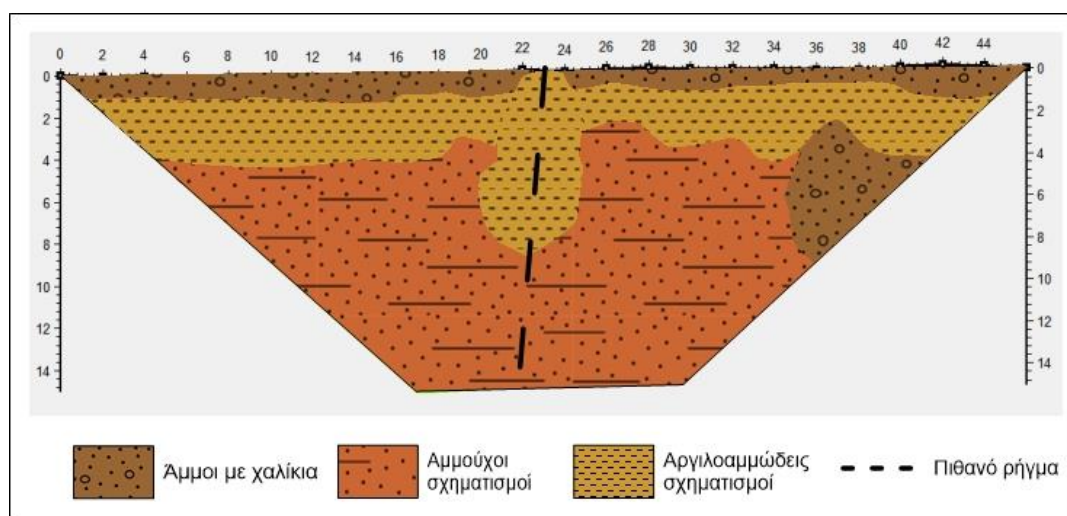


Εικόνα 3-13: Σημείο μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας V8. Απεικονίζεται η φορά της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και το σημείο όπου εμφανίζεται η ρωγμή.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας, στη θέση αυτή εμφανίζονται επίσης εναλλαγές αμμούχων σχηματισμών (πράσινα-κίτρινα χρώματα Εικόνα 3-14) με πιο λεπτόκοκκους αργιλοαμμώδεις σχηματισμούς (μπλε χρώματα Εικόνα 3-14). Στα πρώτα 1.5m εμφανίζεται ένα λεπτό στρώμα υψηλών σχετικά αντιστάσεων το οποίο αντιστοιχεί σε αδρόκοκκα υλικά, που αφορούν το εδαφικό κάλυμμα. Η ρωγμή εντοπίζεται στο μέσο της τομής και εξακριβώνεται και στην ηλεκτρική τομή (στα 23m), όπου διακόπτεται το επιφανειακό στρώμα υψηλής αντίστασης (εδαφικό κάλυμμα).



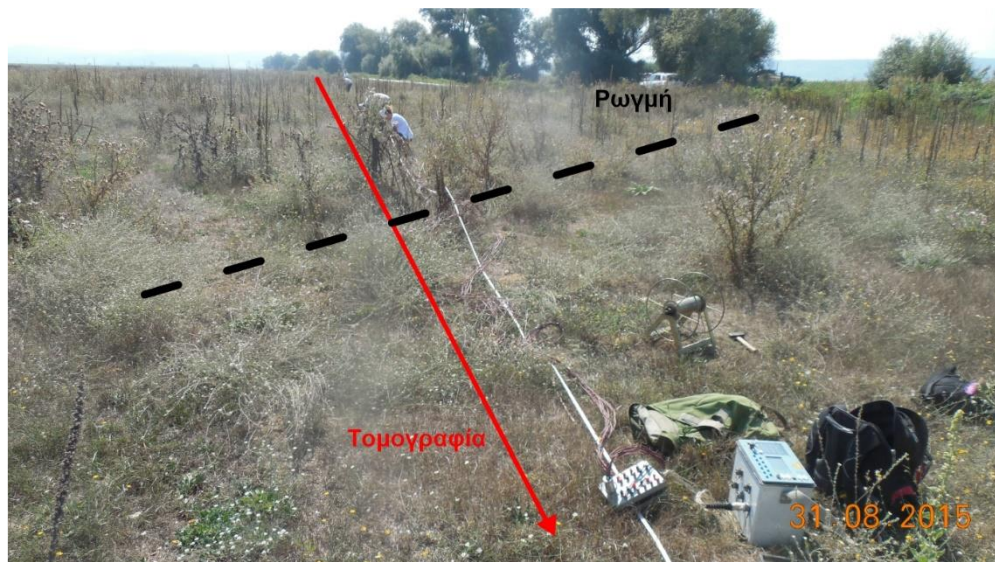
Εικόνα 3-14: Γεωηλεκτρική τομή V8.



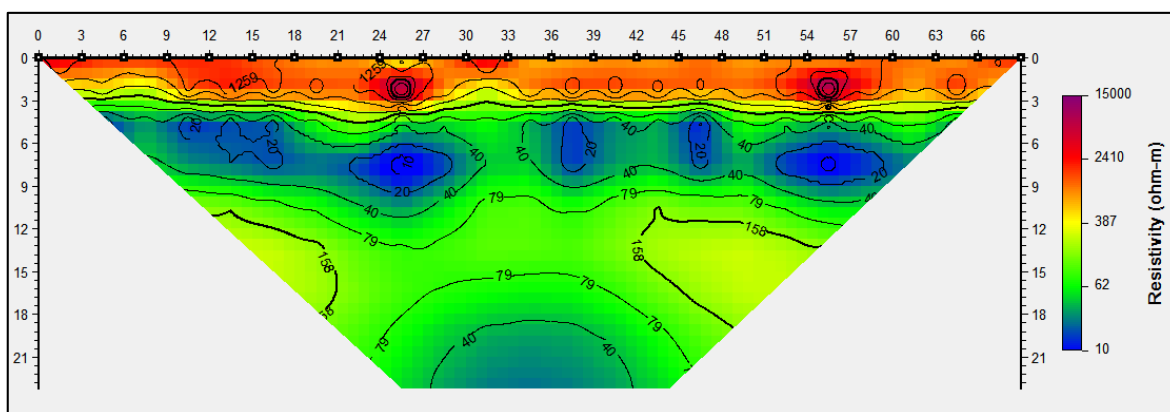
Εικόνα 3-15: Λιθολογική ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομής V8.

Τομή V7

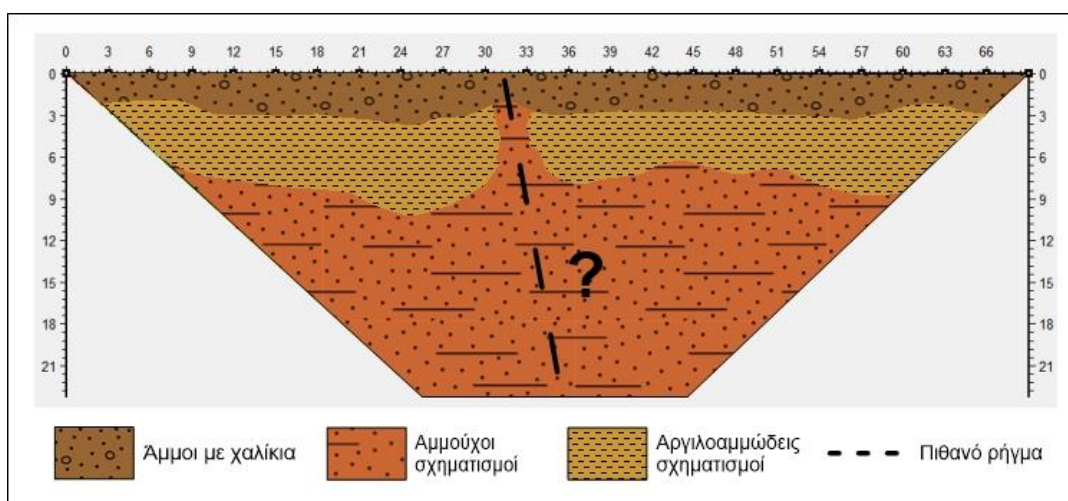
Όπως προαναφέρθηκε η τομή V7 υλοποιήθηκε για να διερευνηθεί η συνέχεια της ρωγμής που διέρχεται από τις τομές V9 και V8. Η τομογραφία τοποθετείται ΝΔ του οικισμού των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-2). Το ανάπτυγμα αυτής τομογραφίας είχε μήκος 69m, με τα ηλεκτρόδια τοποθετημένα ανά 3m και το βάθος διείδυσης να φτάνει περίπου στα 24m. Η γεωηλεκτρική τομή φαίνεται στην Εικόνα 3-17.



Εικόνα 3-16: Φωτογραφία στη θέση V7 στην οποία φαίνεται και η φορά των μετρήσεων.



Εικόνα 3-17: Γεωηλεκτρική τομή V7.



Εικόνα 3-18: Λιθολογική ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομής V7.

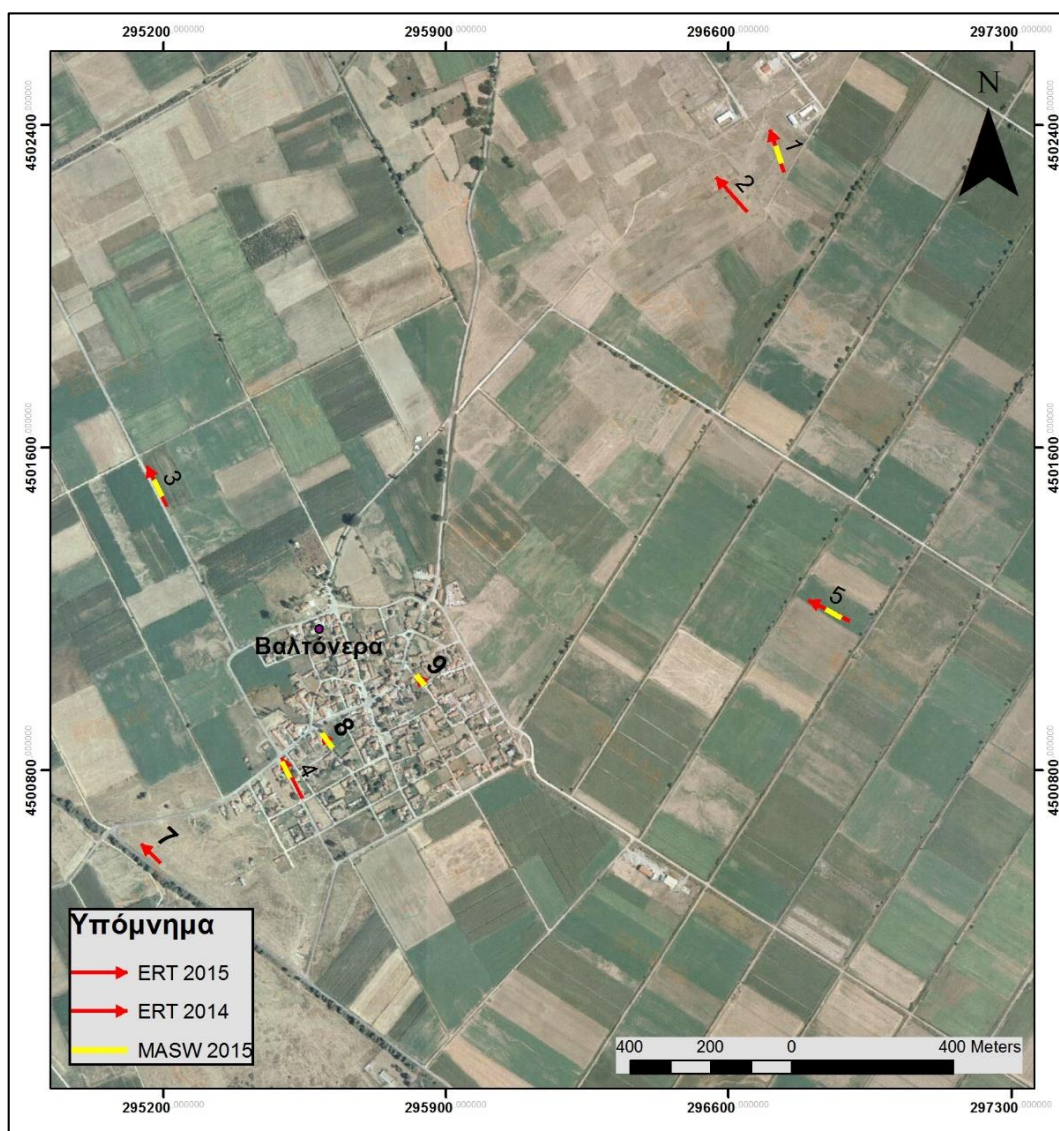
Σύμφωνα με την ηλεκτρική εικόνα (Εικόνα 3-17) παρατηρείται οριζόντια στρωμάτωση των σχηματισμών και με βάση τις τιμές των ηλεκτρικών αντιστάσεων, εμφανίζονται εναλλαγές αμμούχων σχηματισμών (κίτρινα-πράσινα χρώματα) με αργιλοαμμώδεις σχηματισμούς (μπλε χρώματα). Τα πρώτα 3m της γεωηλεκτρικής τομής εμφανίζεται στρώμα υψηλής, σχετικά, αντίστασης, το οποίο αντιστοιχεί σε αδρόκοκκα υλικά. Η γεωλογική ερμηνεία της ηλεκτρικής τομής στη θέση αυτή φαίνεται στην Εικόνα 3-18. η γεωηλεκτρική τομή

Η ρωγμή, λαμβάνοντας υπόψη και τις επί τόπου παρατηρήσεις, δεν μπορεί να επιβεβαιωθεί από την ηλεκτρική τομογραφία. Επομένως, η ρωγμή που διέρχεται από τις τομογραφίες V9 και V8, είτε σταματάει σε εκείνο το σημείο είτε αποκλίνει από το σημείο της V7 με αποτέλεσμα να μην εντοπίζεται στην V7.

3.3 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (2D MASW) ΚΑΙ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ

3.3.1 Λήψη μετρήσεων

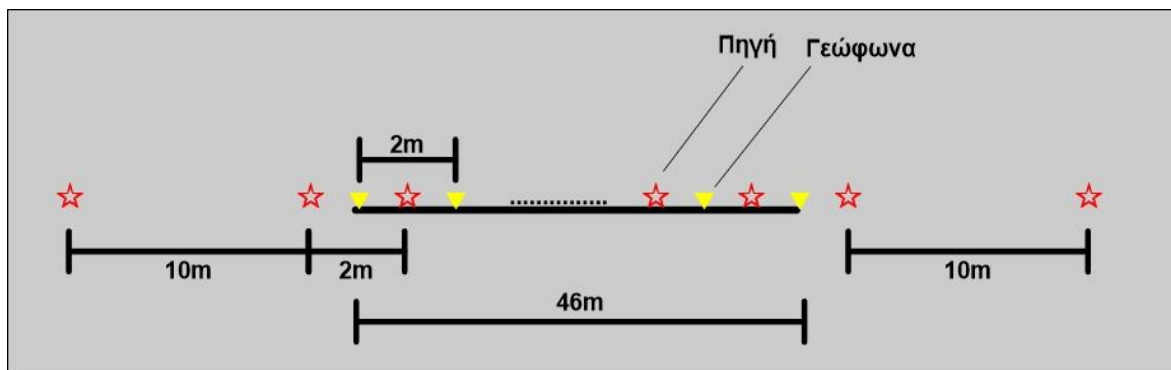
Στα πλαίσια της διατριβής πραγματοποιήθηκαν στο σύνολο 6 γραμμές σεισμικής έρευνας (MASW) (Εικόνα 3-19). Οι γραμμές των τομών αυτών συμπίπτουν με τις γραμμές των ηλεκτρικών τομογραφιών, με σκοπό να εκτιμηθεί η αντίστοιχη κατανομή της ταχύτητας των εγκάρσιων (V_s) σεισμικών κυμάτων, τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (2D MASW). Επίσης, πραγματοποιήθηκε και η επεξεργασία της σεισμικής διάθλασης για την εκτίμηση των ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων (V_p).



Εικόνα 3-19: Δορυφορική εικόνα της περιοχής των Βαλτόνερων στην οποία φαίνονται τα σημεία των ηλεκτρικών τομογραφιών και των σεισμικών μετρήσεων.

Για την απόκτηση δεδομένων και την διδιάστατη απεικόνιση των ταχυτήτων (2D MASW) σχεδιάστηκε ανάπτυγμα σταθερών γεωφώνων (Fixed Receiver Configuration).

Τα γεώφωνα τοποθετήθηκαν σε ισαποστάσεις των 2m και 1.5m. Η διάρκεια και το διάστημα της δειγματοληψίας ήταν 1s και 1ms, αντίστοιχα. Το ανάπτυγμα των γεωφώνων διατηρούταν σταθερό ενώ η σεισμική πηγή μεταφερόταν ανά 2m, εκτός από το πρώτο και το τελευταίο χτύπημα το οποίο βρισκόταν 10m από το πρώτο και το τελευταίο γεώφωνο αντίστοιχα (Εικόνα 3-20). Οι παράμετροι φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 3-1.



Εικόνα 3-20: Γεωμετρία διάταξης γεωφώνων και πηγής.



Εικόνα 3-21: Φωτογραφίες από τη λήψη μετρήσεων.

Πίνακας 3-1: Παράμετροι σεισμικών μετρήσεων.

Αριθμός τομών	6
Αριθμός γεωφώνων	24
Απόσταση γεωφώνων	2m, 1.5m
Τύπος γεωφώνων	4.5Hz, κατακόρυφης συνιστώσας
Μήκος αναπτύγματος	46m, 34.5m
Αριθμός χτυπημάτων	27
Βάθος διασκόπησης	15-20m
Διάστημα δειγματοληψίας	1ms
Διάστημα καταγραφής	1s
Διάστημα χτυπημάτων	2m

3.3.1.1 Εξοπλισμός και γεωμετρία μετρήσεων

Για την υλοποίηση των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν 24 γεώφωνα των 4.5Hz κατακόρυφης συνιστώσας (ευαίσθητα στις κατακόρυφες ταλαντώσεις του εδάφους). Για την απαιτούμενη σεισμική δόνηση χρησιμοποιήθηκε σφυρί και η κρούση γινόταν πάνω σε μεταλλική πλάκα στην επιφάνεια του εδάφους. Τέλος, χρησιμοποιήθηκε το καταγραφικό Strataview της Geometrics (Εικόνα 3-22, αριστερά).



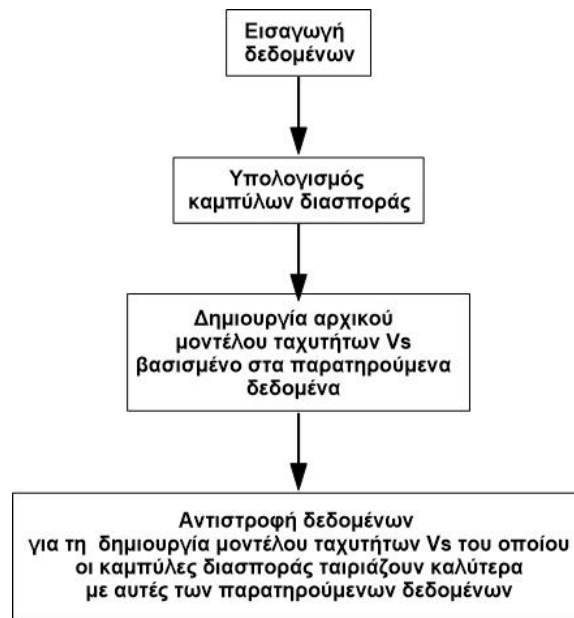
Εικόνα 3-22: Αριστερά: Καταγραφικό Strataview (Geometrics). Δεξιά: Γεώφωνα και συνδεσμολογία.

3.3.2 Επεξεργασία μετρήσεων

3.3.2.1 Επεξεργασία μετρήσεων 2D MASW

Η επεξεργασία των δεδομένων τόσο της MASW, για την εκτίμηση των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων (V_s), όσο και της σεισμικής διάθλασης για την εκτίμηση των ταχυτήτων των επιμήκων

κυμάτων (V_p), έγινε με τη χρήση του λογισμικού προγράμματος SeisImager v.3.0. Το πρόγραμμα αυτό χρησιμοποιεί τέσσερα διαφορετικά προγράμματα τα Pickwin v.4.0.1.5, WaveEq v.2.3.0.8, GeoPlot v.8.4.1.3 και Plotrefa v.2.9.1.8. Το γενικό διάγραμμα ροής της επεξεργασίας των δεδομένων που ακολουθείται φαίνεται στην Εικόνα 3-23.

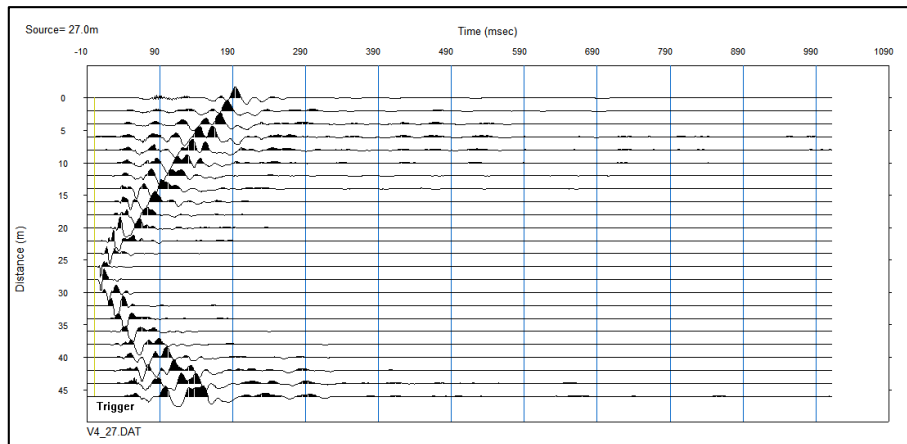


Εικόνα 3-23: Γενικό διάγραμμα ροής επεξεργασίας δεδομένων MASW.

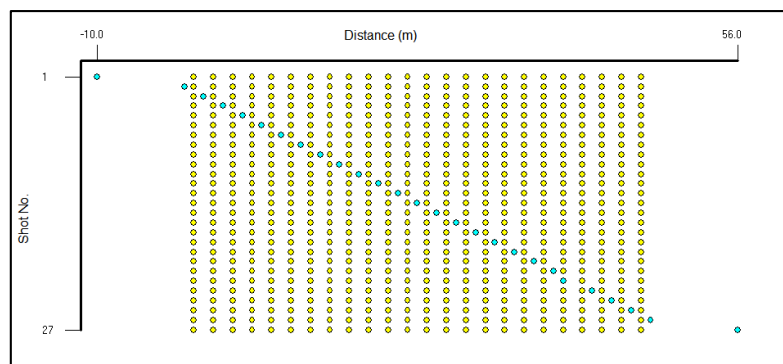
Εισαγωγή δεδομένων

Η εισαγωγή των καταγραφών γίνεται το πρόγραμμα Pickwin (Εικόνα 3-24). Στο σημείο αυτό εισάγεται και η γεωμετρία της διάταξη (θέσεις γεωφώνων-πηγής) (Εικόνα 3-25).

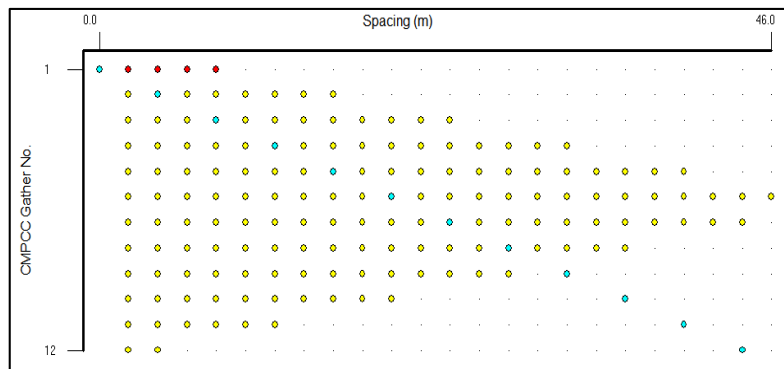
Όπως αναφέρθηκε και στο δεύτερο Κεφάλαιο, για την καλύτερη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων στις δύο διαστάσεις και την αύξηση της ευκρίνειας των καμπύλων διασποράς, γίνεται συσχέτιση μεταξύ δύο σεισμικών ιχνών και συγκέντρωση του κοινού μέσου σημείου (CMP cross correlation gather) (Hayashi and Suzuki, 2004). Αυτή η διαδικασία πραγματοποιείται πριν υπολογιστούν οι καμπύλες διασποράς, το αποτέλεσμα της οποίας φαίνεται στην Εικόνα 2-26.



Εικόνα 3-24: Καταγραφή σεισμικών κυμάτων στο Pickwin.



Εικόνα 3-25: Γεωμετρία διάταξης, με κίτρινες κουκίδες απεικονίζεται η θέση των γεωφώνων ενώ με μπλε η σεισμική πηγή.

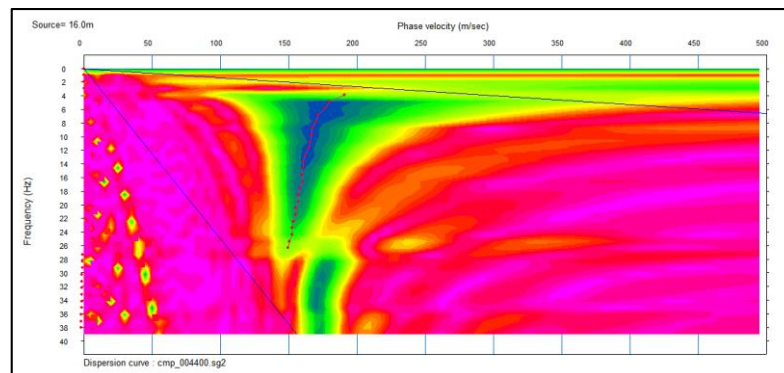


Εικόνα 3-26: Αποτέλεσμα συσχέτισης κοινού μέσου σημείου (CMP cross correlation gathers).

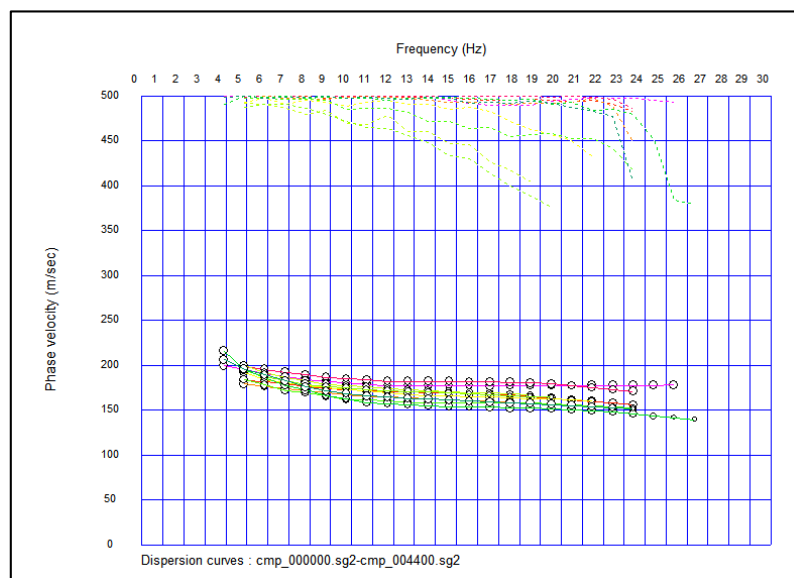
Υπολογισμός καμπύλων διασποράς

Το επόμενο βήμα της επεξεργασίας αφορά την επιλογή των καμπύλων διασποράς των οποίων η αντιστροφή θα δώσει την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Στο σημείο αυτό δημιουργείται το διάγραμμα ταχύτητας φάσης – συχνότητας των επιφανειακών κυμάτων και επιλέγονται οι καμπύλες διασποράς που θα αντιστραφούν (Εικόνα 3-27). Η διαδικασία αυτή γίνεται για κάθε

ομάδα κοινού μέσου σημείου (CMP) και αποτυπώνεται στο διάγραμμα φάσης ταχύτητας – συχνότητας (Εικόνα 3-28).



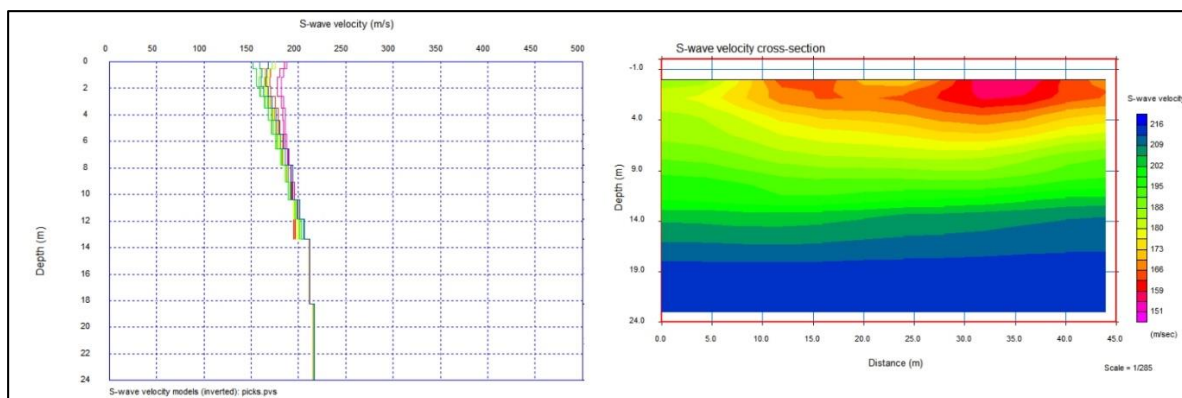
Εικόνα 3-27: Διάγραμμα ταχύτητας φάσης - συχνότητας και η καμπύλη διασποράς που επιλέχθηκε για την αντιστροφή.



Εικόνα 3-28: Καμπύλες διασποράς που επιλέχθηκαν για την αντιστροφή στο διάγραμμα φάσης ταχύτητας - συχνότητας.

Τελικό μοντέλο

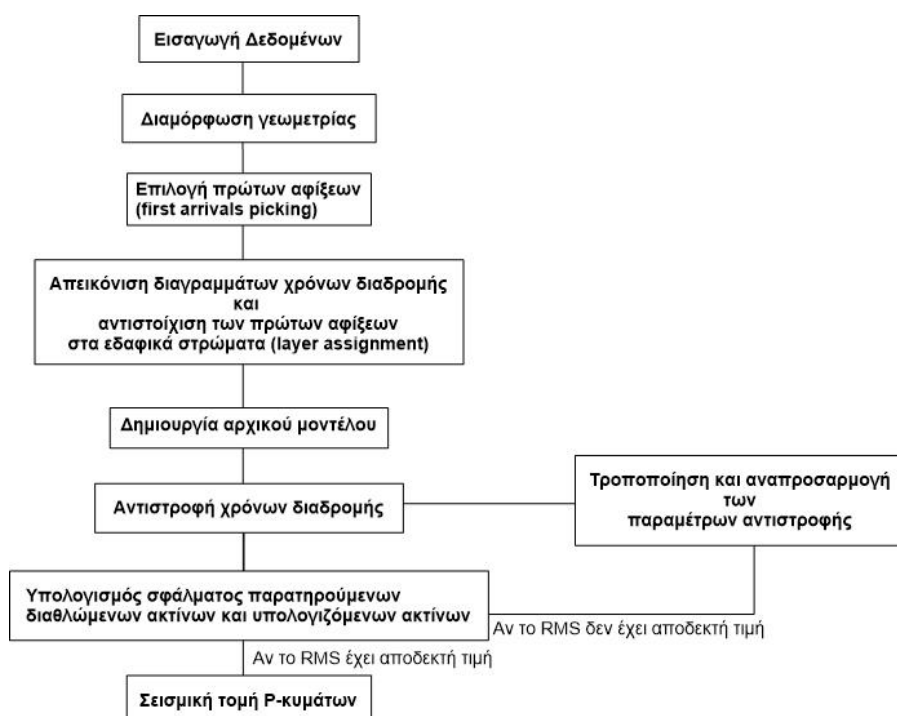
Αφού δημιουργήθηκε ένα αρχικό μοντέλο, αντιστράφηκαν οι επιλεγμένες καμπύλες διασποράς και δημιουργήθηκε το τελικό μοντέλο κατανομής ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων (V_s) (Εικόνα 3-29). Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε για όλες τις γραμμές μελέτης.



Εικόνα 3-29: Αριστερά: Τελικό αποτέλεσμα αντιστροφής των καμπύλων διασποράς σε μονοδιάστατη απεικόνιση. Δεξιά: Τελικό μοντέλο δισδιάστατης απεικόνισης ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων Vs.

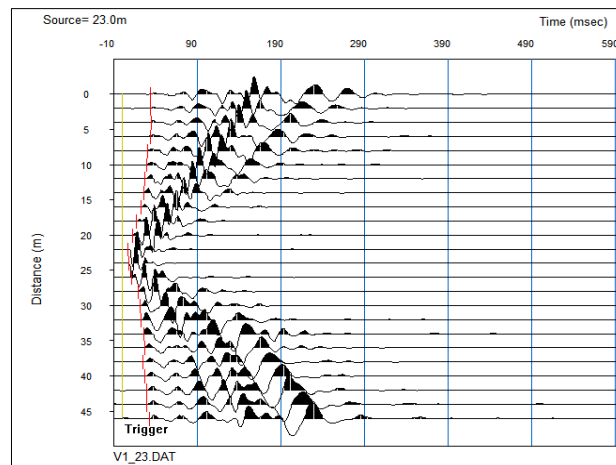
3.3.2.2 Επεξεργασία διάθλασης σεισμικών κυμάτων

Για την εκτίμηση της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων (V_p), έγινε η επεξεργασία της σεισμικής διάθλασης μέσω του λογισμικού προγράμματος SeisImager και πιο συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν τα υποπρογράμματα Pickwin v.4.0.1.5 και Plotrefa v.2.9.1.8. Το διάγραμμα ροής επεξεργασίας των δεδομένων στη σεισμική διάθλαση φαίνεται στην Εικόνα 3-30.



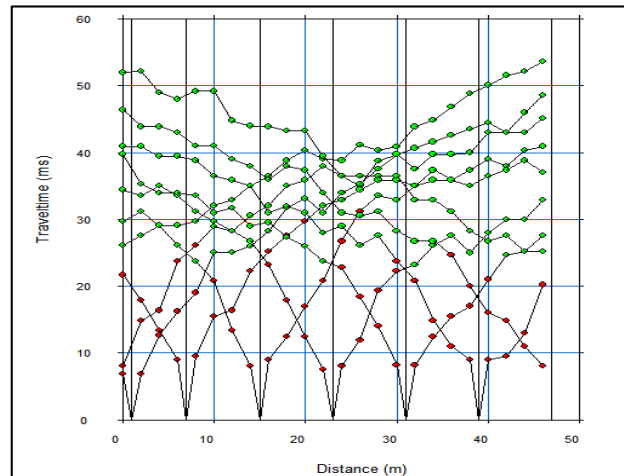
Εικόνα 3-30: Διάγραμμα ροής επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής διάθλασης (μορφοποιημένο από Ehsan Pegah and Huabei Liu, 2015).

Τα δεδομένα εισάγονται, αρχικά, στο πρόγραμμα Pickwin. Στο σημείο αυτό, εισάγονται οι καταγραφές, διαμορφώνεται η γεωμετρία της διάταξης και επιλέγονται οι πρώτες αφίξεις (Εικόνα 3-31).



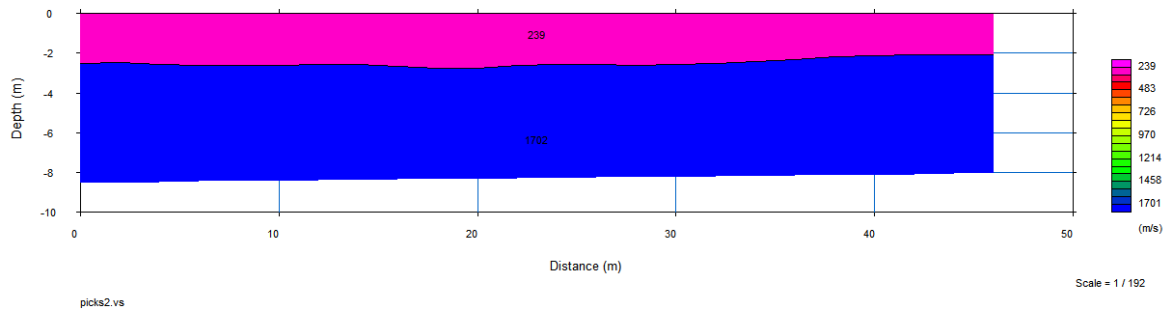
Εικόνα 3-31: Παράδειγμα επιλογής πρώτων αφίξεων.

Στη συνέχεια, το αρχείο με τις πρώτες αφίξεις, εισάγεται στο πρόγραμμα Plotrefa, όπου απεικονίζεται το διάγραμμα των χρόνων διαδρομής και επιλέγεται ο αριθμός των στρωμάτων (Εικόνα 3-32).



Εικόνα 3-32: Παράδειγμα διαγράμματος χρόνων διαδρομής πρώτων αφίξεων στο οποίο έχουν οριστεί τα στρώματα του εδάφους.

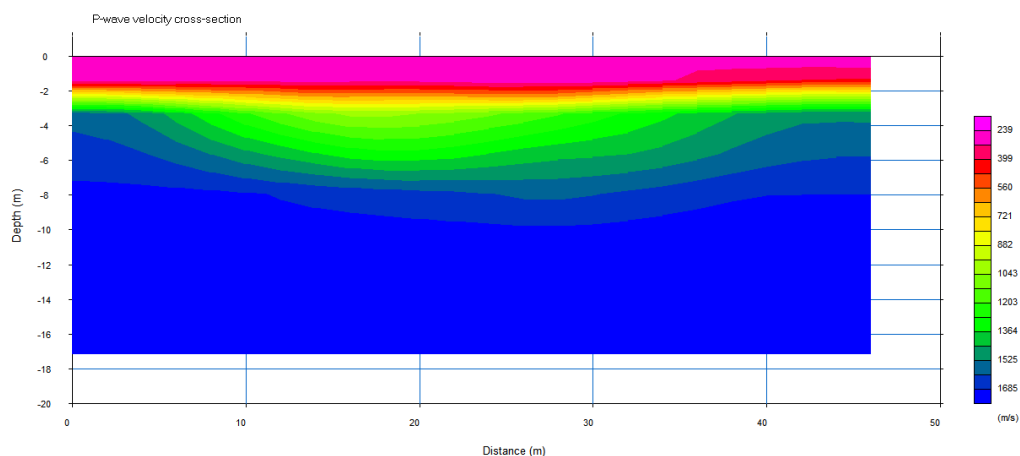
Έπειτα, γίνεται αντιστροφή των χρόνων καθυστέρησης (Time-Term Inversion), μέσω της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων, με αποτέλεσμα να προσδιορίζονται οι μέσες ταχύτητες (V_p) των στρωμάτων και να δημιουργείται ένα αρχικό μοντέλο βάθους (Εικόνα 3-33).



Εικόνα 3-33: Αποτέλεσμα αντιστροφής χρόνων καθυστέρησης και δημιουργία μοντέλου βάθους.

Το μοντέλο, που δημιουργήθηκε από την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής (Εικόνα 3-33), χρησιμοποιείται ως αρχικό μοντέλο στη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, για τη δημιουργία μοντέλου κατανομής της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων (V_P).

Η σεισμική τομογραφία αφορά μια επαναληπτική διαδικασία, σύμφωνα με την οποία σχεδιάζονται διαθλώμενες σεισμικές ακτίνες και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής τους. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται, με σκοπό να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα που προκύπτει, μεταξύ των χρόνων διαδρομής που παρατηρούνται και αυτών που υπολογίζονται. Στην Εικόνα 3-34 φαίνεται το αποτέλεσμα της σεισμικής τομογραφίας.



Εικόνα 3-34: Τελικό μοντέλο ταχυτήτων επιμήκων κυμάτων (V_P) με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας.

3.3.3 Αποτελέσματα και ερμηνεία μετρήσεων

Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των σεισμικών μεθόδων που εκτελέστηκαν για τον προσδιορισμό των ταχυτήτων των εγκάρσιων (S-waves) και επιμήκων (P-waves) σεισμικών κυμάτων.

Οι έξι γραμμές σεισμικής έρευνας που πραγματοποιήθηκαν, τοποθετήθηκαν πάνω στις γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας, οι οποίες είχαν γίνει τόσο σε προηγούμενες μελέτες όσο και στα πλαίσια της διατριβής.

Από την εκτέλεση των σεισμικών μεθόδων προέκυψε το μοντέλο κατανομής ταχυτήτων των εγκάρσιων (V_s) και των επιμήκων κυμάτων (V_p). Το βάθος της διασκόπησης έφτασε περίπου στα 15 με 20m, ενώ το σφάλμα (RMS) δεν υπερέβη το 2,5%.

Οι γεωτεχνικές παράμετροι που εκτιμήθηκαν είναι το μέτρο ελαστικότητας E (Young's Modulus) και ο λόγος του Poisson ν .

Οι εξισώσεις που χρησιμοποιήθηκαν για κάθε μία από τις γεωτεχνικές παραμέτρους ήταν οι εξής:

$$E = \rho \left[\frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right] \quad (3-1)$$

Adams (1951)

$$\nu = \frac{1}{2} - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \quad (3-2)$$

Adams (1951), Salem (1990)

Όσον αφορά τη πυκνότητα των σχηματισμών, αυτή εκτιμήθηκε τόσο από βιβλιογραφικά δεδομένα προηγούμενων ερευνών όσο και από την εμπειρική σχέση (3-3), σύμφωνα με τους Gardner et al. (1974).

$$\rho = 0.31V_p^{0.25} \quad (\text{g/cm}^3) \quad (3-3)$$

Επιπλέον, έγινε ταξινόμηση του εδάφους σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 (CEN, 2003). Ο Ευρωκώδικας 8 (Πίνακας 3-2), αφορά έναν διεθνή ενοποιημένο κώδικα χαρακτηρισμού των εδαφικών συνθηκών, σύμφωνα με τις προδιαγραφές της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Με βάση τον κώδικα τα εδάφη χωρίζονται σε κατηγορίες ανάλογα με τη λιθολογία και στρωματογραφική τους σύσταση που καθορίζονται από τις γεωτεχνικές παραμέτρους V_{s30} (τιμή της ταχύτητας στα 30m), N_{SPT} (Standard Penetration Test) και c_u (undrained shear strength of soil).

Η μέση ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στα 30m, υπολογίζεται, σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα-8 από τη σχέση 3-4.

$$V_{s30} = \frac{\sum_{i=0}^n \frac{Z_i}{V_{si}}}{\sum_{i=0}^n \frac{1}{V_{si}}} \quad (3-4)$$

Όπου z είναι το πάχος του εκάστοτε στρώματος/σχηματισμού i μεταξύ 0 και 30m και V_{si} η αντίστοιχη ταχύτητα του στρώματος/σχηματισμού.

Πίνακας 3-2: Ταξινόμηση εδάφους σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα-8 (CEN, 2003).

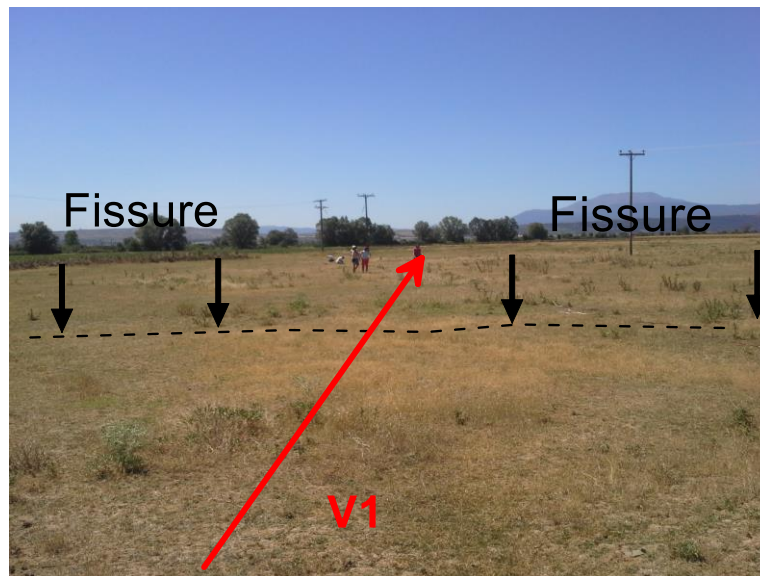
Κατηγορία εδάφους	Στρωματογραφική σύσταση	V_{s30} (m/s)	N_{SPT} (blows/30cm)	C_u (KPa)
A	Βραχώδης ή σχεδόν βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός συμπεριλαμβανομένου το πολύ 5 m επιφανειακού εδαφικού υλικού.	>800	-	-
B	Μεγάλες αποθέσεις πολύ πυκνής άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με τουλάχιστον μερικών δεκάδων μέτρων, που χαρακτηρίζονται από βαθμιαία αύξηση των μηχανικών ιδιοτήτων τους με το βάθος.	360-800	>50	>250
C	Αποθέσεις πυκνής ή μέσης πυκνότητας άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με πάχος από μερικές δεκάδες μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα.	180-360	15-50	70-250
D	Αποθέσεις από μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας εδάφη (με ή χωρίς ενστρώσεις μαλακών συνεκτικών σχηματισμών) ή από επικρατούντα μαλακά προς συνεκτικά εδάφη.	<180	<15	<70
E	Σχηματισμός εδαφικής σύστασης που αποτελείται από ένα επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα με τιμές $V_{s,30}$ του τύπου C ή D με πάχος μεταξύ 5 και 20 m, υπερκείμενο από συμπαγές γεωυλικό ταχύτητας $V_{s,30}>800$ m/s.	-	-	-

Πίνακας 3-3: Τυπικές τιμές ταχυτήτων σεισμικών κυμάτων (Bourbie et al., 1987).

Type of formation	P wave velocity (m/s)	S wave velocity (m/s)	Density (g/cm ³)	Density of constituent crystal (g/cm ³)
Scree, vegetal soil	300-700	100-300	1.7-2.4	-
Dry sands	400-1200	100-500	1.5-1.7	2.65 quartz
Wet sands	1500-2000	400-600	1.9-2.1	2.65 quartz
Saturated shales and clays	1100-2500	200-800	2.0-2.4	-
Marls	2000-3000	750-1500	2.1-2.6	-
Saturated shale and sand sections	1500-2200	500-750	2.1-2.4	-
Porous and saturated sandstones	2000-3500	800-1800	2.1-2.4	2.65 quartz
Limestones	3500-6000	2000-3300	2.4-2.7	2.71 calcite
Chalk	2300-2600	1100-1300	1.8-3.1	2.71 calcite
Salt	4500-5500	2500-3100	2.1-2.3	2.1 halite
Anhydrite	4000-5500	2200-3100	2.9-3.0	-
Dolomite	3500-6500	1900-3600	2.5-2.9	(Ca, Mg) CO ₃ 2.8-2.9
Granite	4500-6000	2500-3300	2.5-2.7	-
Basalt	5000-6000	2800-3400	2.7-3.1	-
Gneiss	4400-5200	2700-3200	2.5-2.7	-
Coal	2200-2700	1000-1400	1.3-1.8	-
Water	1450-1500	-	1.0	-
Ice	3400-3800	1700-1900	0.9	-
Oil	1200-1250	-	0.6-0.9	-

Γραμμή μελέτης V1

Στη θέση αυτή είχε υλοποιηθεί η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας στα πλαίσια της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης το 2014. Η ηλεκτρική τομογραφία (V1) είχε μήκος 120m και βάθος διασκόπησης 35m (Εικόνα 3-36, α). Η γραμμή μελέτης της σεισμική μεθόδου τοποθετήθηκε πάνω στη γραμμή μελέτης της ηλεκτρικής τομογραφίας και κάθετα στη γραμμή διάρρηξης (Εικόνα 3-35).



Εικόνα 3-35: Θέση λήψης ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων και απεικόνιση των γραμμών μελέτης (κόκκινη γραμμή) και της εδαφικής διάρρηξης (διακεκομμένη μαύρη γραμμή).

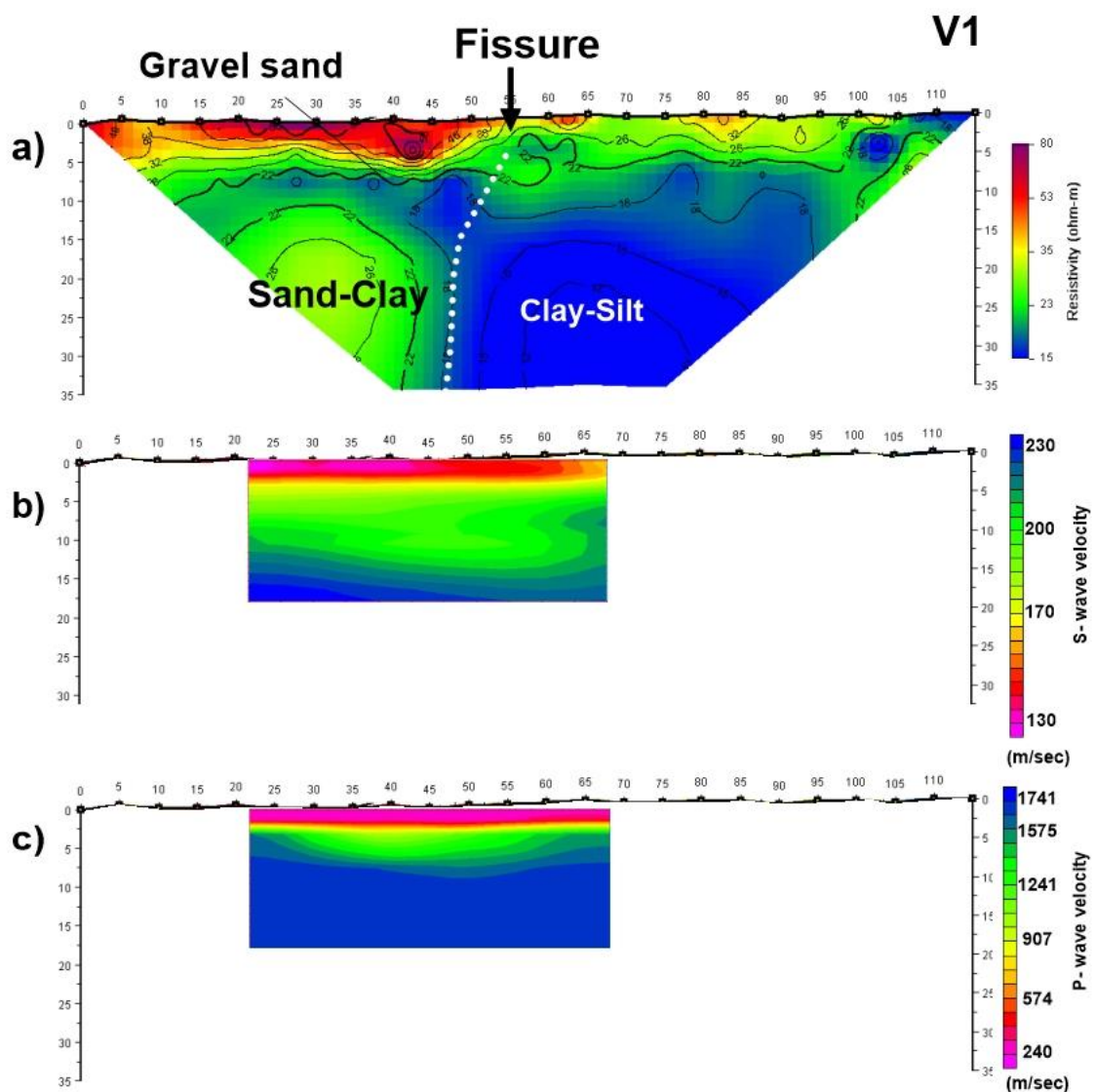
Στην Εικόνα 3-36α, φαίνεται η ηλεκτρική τομογραφία με την αντίστοιχη γεωλογική ερμηνεία και την πιθανή μορφή της διάρρηξης. Στην τοποθεσία αυτή παρατηρούνται εναλλαγές αμμούχων αργιλικών σχηματισμών με ιλυώδεις αργίλους, ενώ επιφανειακά (πρώτα 5m) υπάρχει στώμα αμμοχάλικων το οποίο διακόπτεται στο σημείο εντοπισμού της ρωγμής. Η ρωγμή εντοπίζεται στο μέσο της τομογραφίας και φαίνεται να συνεχίζεται σημείο επαφής των αμμούχων αργιλικών σχηματισμών με τις ιλυώδεις αργίλους.

Όσον αφορά τις σεισμικές τομές, δεν παρατηρείται σημείο συμφωνίας των στρωμάτων με την ηλεκτρική τομογραφία (Εικόνα 3-36 b,c), ενώ γεωλογικοί σχηματισμοί και επομένως και η ρωγμή δεν αποτυπώνονται με λεπτομέρεια.

Παρατηρώντας τη σεισμική τομή των S-κυμάτων, δεν παρατηρούνται έντονες πλευρικές μεταβολές, ενώ παράλληλα υπάρχει μικρό εύρος στις τιμές των ταχυτήτων της τάξεως 130-

230m/s. Οι τιμές αυτές σύμφωνα με τον Πίνακα 3-3 είναι τυπικές τιμές αργιλικών και αμμούχων σχηματισμών, ωστόσο δεν μπορεί να γίνει διαχωρισμός των δύο σχηματισμών.

Από την άλλη πλευρά, οι ταχύτητες των Ρ-κυμάτων παρουσιάζουν μεγαλύτερο εύρος τιμών οι οποίες κυμαίνονται 240-1740 m/s (Εικόνα 3-36 b,c). Παρατηρώντας τη σεισμική τομή των Ρ-κυμάτων δεν υπάρχει έντονη πλευρική μεταβολή, με αποτέλεσμα να εμφανίζεται οριζόντια στρωμάτωση των σχηματισμών. Στο βάθος των 4m παρατηρείται αύξηση των Ρ-κυμάτων και την τιμή τους να φτάνει τα 1500 m/s, που είναι τυπική τιμή κορεσμένων σχηματισμών.



Εικόνα 3-36: α) Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή V1. β) Μοντέλο βάθους ταχυτήτων S-κυμάτων, με τη μέθοδο MASW, τοποθετημένο στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Μοντέλο βάθους ταχυτήτων Ρ-κυμάτων, με τη μέθοδο σεισμικής διάθλασης, τοποθετημένο στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Από τα σεισμικά δεδομένα της θέσης αυτής, προέκυψε μια μέση ταχύτητα των P και S κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Επομένως, μπόρεσαν να εκτιμηθούν οι εδαφικές μηχανικές παράμετροι στη θέση αυτή (Πίνακας 3-4).

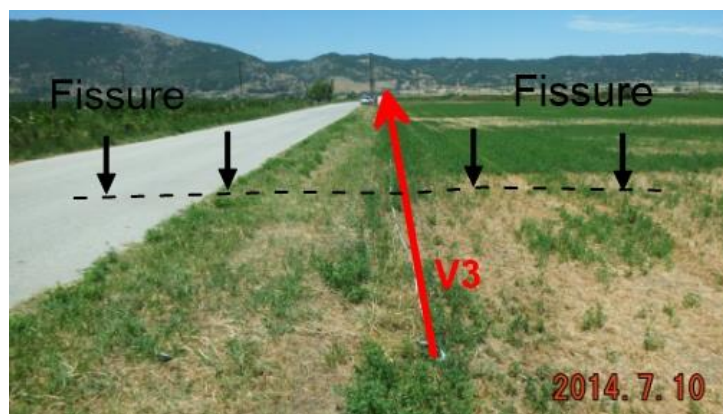
Σύμφωνα με τη σχέση (3-4), υπολογίστηκε η παράμετρος V_{s15} , η οποία αφορά την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων στο βάθος διασκόπησης των 15m και σύμφωνα με την οποία ταξινομήθηκε το έδαφος με βάση των Ευρωκώδικα 8 (Πίνακας 3-2). Επομένως, το έδαφος ανήκει στην κατηγορία C, η οποία αφορά αποθέσεις πυκνής έως μέσης πυκνότητας άμμων, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου.

Πίνακας 3-4: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V1.

Depth (m)	Vs(m/s)	Vp(m/s)	Vp/Vs	ρ (Kg/m ³)	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (MPa)
0-3	143	310	2,2	1301	0,36	73
3-6	185	1438	7,8	1908	0,49	195,1
6-15	200	1691	8,5	1987	0,49	236,8
V_{s15} (m/s)	183					

Γραμμή μελέτης V3

Η τοποθεσία αυτής της μέτρησης βρίσκεται βορειοδυτικά του οικισμού των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-19). Η ηλεκτρική τομογραφία που είχε πραγματοποιηθεί το 2014, είχε μήκος 120m και το βάθος της έφτασε περίπου στα 35m. Η γραμμή μελέτης των σεισμικών μετρήσεων τοποθετήθηκε πάνω στη γραμμή μελέτης της ηλεκτρικής τομογραφίας και κάθετα στη ρωγμή (Εικόνα 3-37). Το μήκος της ήταν 46m και το βάθος της διασκόπησης έφτασε περίπου τα 15m.



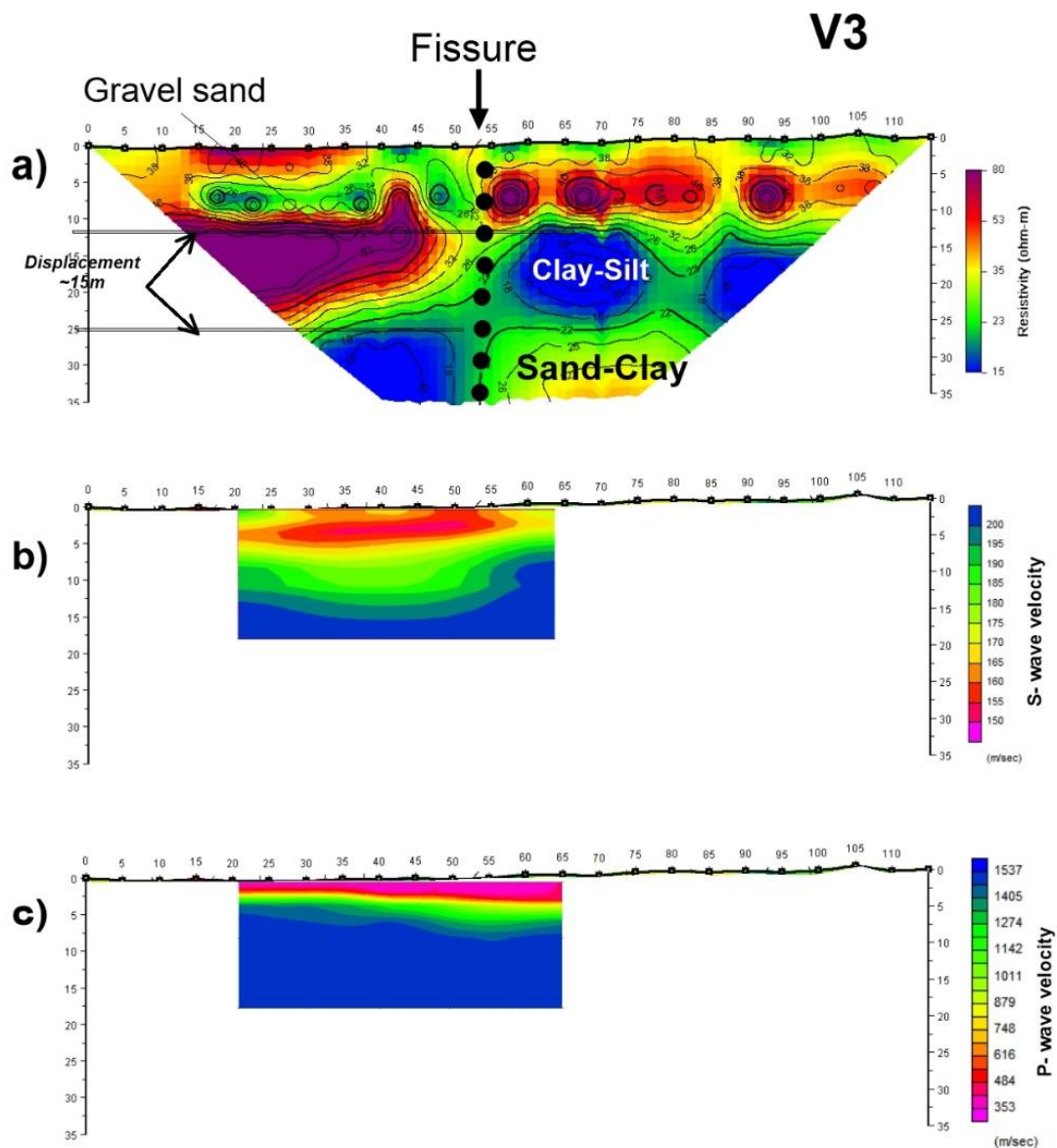
Εικόνα 3-37: Θέση ηλεκτρικών και σεισμικών μετρήσεων σε σχέση με την εδαφική διάρρηξη.

Στην Εικόνα 3-38a, φαίνεται η ηλεκτρική τομή της θέσης. Στη θέση αυτή, όπως προέκυψε από την ηλεκτρική τομογραφία, παρατηρούνται εναλλαγές αμμούχων σχηματισμών με πιο λεπτόκοκκους. Στα 50-52m της ηλεκτρικής τομής, υπάρχει έντονη πλευρική μεταβολή των αντιστάσεων (άρα σημείο επαφής διαφορετικών σχηματισμών) με το σημείο αυτό να συμπίπτει με την επιφανειακή εμφάνιση ρωγμής. Επίσης, παρατηρείται βύθιση του αριστερού τεμάχους σε σχέση με το δεξί παρουσιάζοντας ένα άλμα περίπου των 15m.

Όσον αφορά τη σεισμική τομή των S-κυμάτων, παρουσιάζει πλευρικές μεταβολές στις τιμές των ταχυτήτων, με αυτές να έχουν μικρός εύρος (160-200 m/s). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μην μπορούν να διαχωριστούν οι αμμούχοι από τους πιο αργιλικούς σχηματισμούς.

Από την άλλη πλευρά, η ταχύτητα των P-κυμάτων κυμαίνεται από 300-1550 m/s. Στο βάθος των 3.5m η τιμή των P-κυμάτων αυξάνεται στα 1500 με αποτέλεσμα να δηλώνεται η ύπαρξη κορεσμένων σχηματισμών η οποία επιβεβαιώνεται από την τιμή του λόγου του Poisson που είναι ίση με 0.48 (Πίνακας 3-5).

Οι μέσες ταχύτητες σε σχέση με το βάθος καθώς και οι τιμές των μηχανικών παραμέτρων φαίνονται στον Πίνακα 3-5. Η παράμετρος V_{s15} υπολογίστηκε 177m/s και επομένως, σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 ανήκει στη κατηγορία D, η οποία περιλαμβάνει αποθέσεις από μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας εδάφη (με ή χωρίς ενστρώσεις μαλακών συνεκτικών σχηματισμών) ή από επικρατούντα μαλακά προς συνεκτικά εδάφη.



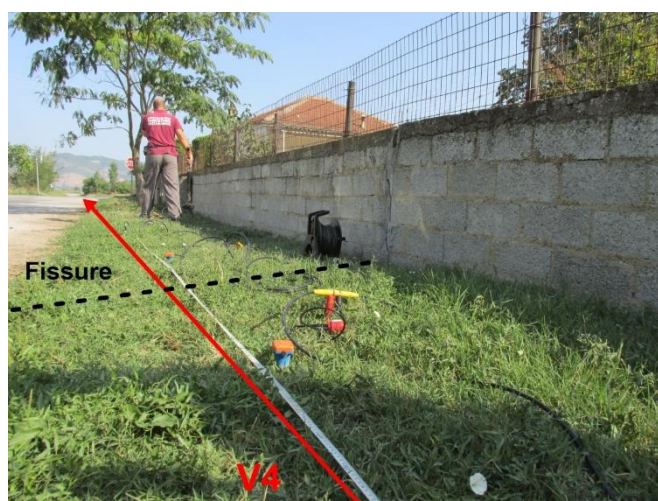
Εικόνα 3-38: α) Ερμηνευμένη ηλεκτρική τομογραφία στη θέση V3, στην οποία φαίνεται το σημείο της εδαφικής διάρρηξης. β) Σεισμική τομή εγκάρσιων κυμάτων (V_s) τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Σεισμική τομή επιμήκων κυμάτων (V_p) τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Πίνακας 3-5: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V3.

Depth (m)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	V_p/V_s	ρ (Kg/m ³)	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (MPa)
0-0,5	166	378	2,3	1367	0,38	104,1
0,5-1,5	166	564	3,4	1511	0,45	121,1
1,5-3,5	159	1156	7,3	1807	0,49	136,5
3,5-15	182	1519	8,3	1935	0,49	192
V_{s15} (m/s)	177					

Γραμμή μελέτης V4

Οι μετρήσεις σε αυτή τη θέση υλοποιήθηκαν μέσα στον οικισμό των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-19). Το μήκος της τομογραφίας ήταν 120m και το βάθος της διασκόπησης έφτασε περίπου στα 35m. Οι σεισμικές τομές πραγματοποιήθηκαν πάνω στη γραμμή της ηλεκτρικής τομογραφίας, με μήκος 46m και βάθος διασκόπησης περίπου 15m.



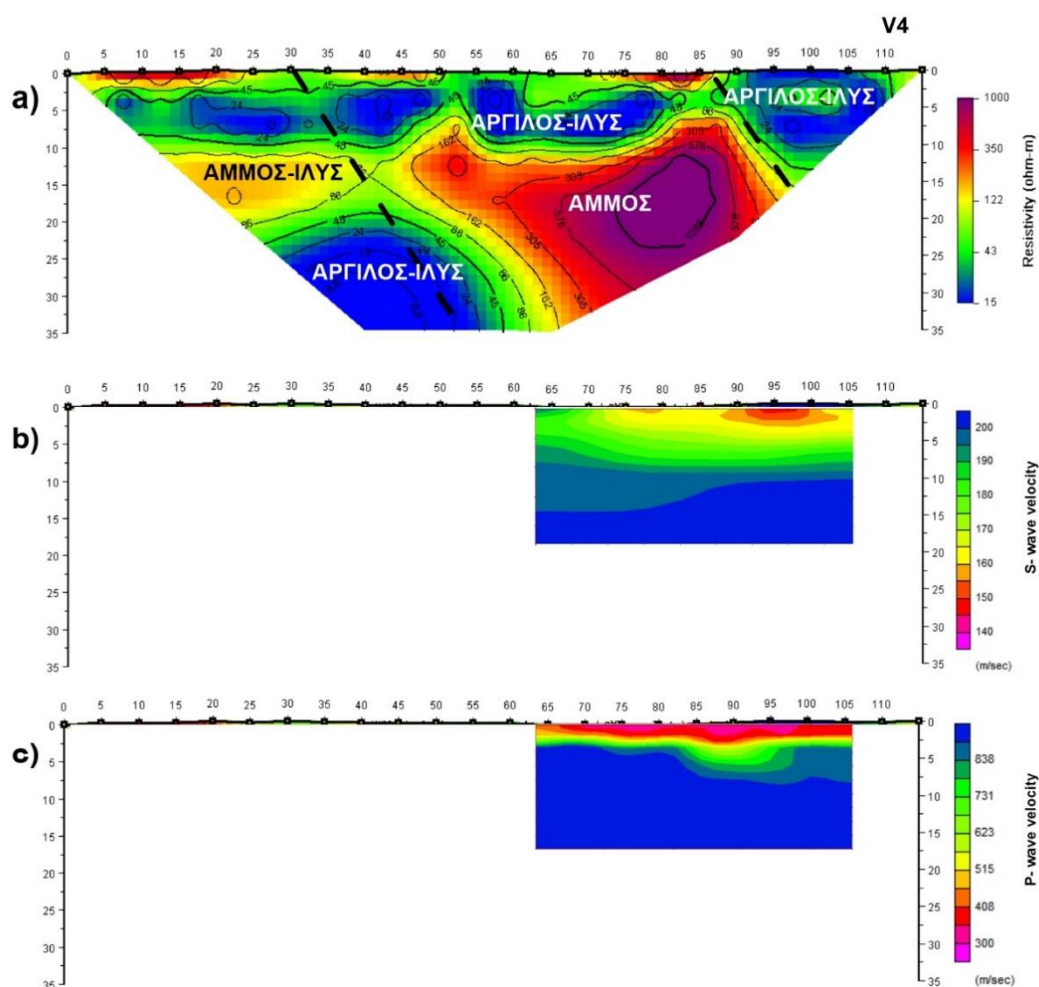
Εικόνα 3-39: Θέση γραμμής μελέτης μετρήσεων V4 και θέση εμφάνισης ρωγμής.

Στην Εικόνα 3-40α, παρουσιάζεται η ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή V4. Με βάση τις αντιστάσεις εμφανίζονται έντονες πλευρικές μεταβολές μεταξύ των αμμούχων σχηματισμών (κόκκινα-κίτρινα χρώματα) με τους πιο λεπτόκοκκους (μπλε χρώματα). Στην τομή αυτή παρατηρούνται δύο πλευρικές ασυνέχειες αντιστάσεων (διακεκομμένες μαύρες γραμμές) οι οποίες συνδέονται με ρωγμές. Η μια ασυνέχεια τοποθετείται στα 35m της τομής και άλλη στα 85m. Η δεύτερη ασυνέχεια συμπίπτει με τη θέση της επιφανειακής ρωγμής.

Στις Εικόνες 3-40b και c, παρουσιάζονται οι θέσεις των σεισμικών τομών. Όσον αφορά τα S κύματα, παρατηρούνται πλευρικές και κατακόρυφες μεταβολές με την τιμή των ταχυτήτων να κυμαίνεται από 160-200 m/s. Ομοίως και σε αυτή την περίπτωση δεν μπορεί να γίνει διαχωρισμός των αργιλικών και των αμμούχων σχηματισμών, καθώς οι τιμές κυμαίνονται στο όριο των τυπικών τιμών των δύο σχηματισμών (Πίνακας 3-3).

Η ταχύτητα των P-κυμάτων κυμαίνεται 300-950 m/s τιμές ακόρεστων άμμων. Σε σχέση με τις ταχύτητες των S κυμάτων, οι ταχύτητες των P-κυμάτων, παρουσιάζουν μεγαλύτερη κατακόρυφη μεταβολή, χωρίς όμως να μπορούν να απεικονίσουν με λεπτομέρεια τη δομή του υπεδάφους

και των ρωγμών. Σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 το έδαφος ανήκει στην κατηγορία D, καθώς η τιμή του V_{s15} υπολογίστηκε 179m/s.



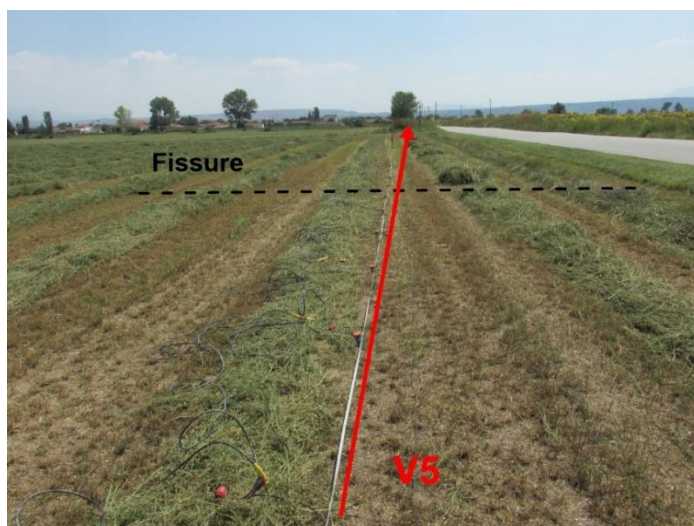
Εικόνα 3-40: α) Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή V4. β) Σεισμική τομή S-κυμάτων, τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Σεισμική τομή P-κυμάτων, τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Πίνακας 3-6: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V4.

Depth (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Vp/Vs	ρ (Kg/m ³)	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (MPa)
0-1,5	164	380	2,32	1369	0,39	101,9
1,5-2,5	164	748	4,56	1621	0,47	128,7
2,5-3,5	166	869	5,23	1683	0,48	137,9
3,5-15	183	937	5,11	1715	0,48	170,6
V_{s15} (m/s)	179					

Γραμμή μελέτης V5

Η θέση αυτή τοποθετείται ανατολικά των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-19). Το μήκος της ηλεκτρικής τομογραφίας που είχε πραγματοποιηθεί το 2014, είχε μήκος 120m και βάθος 35m. Το μήκος των σεισμικών τομών έφτασε στα 46m και το βάθος διασκόπησης 18m.

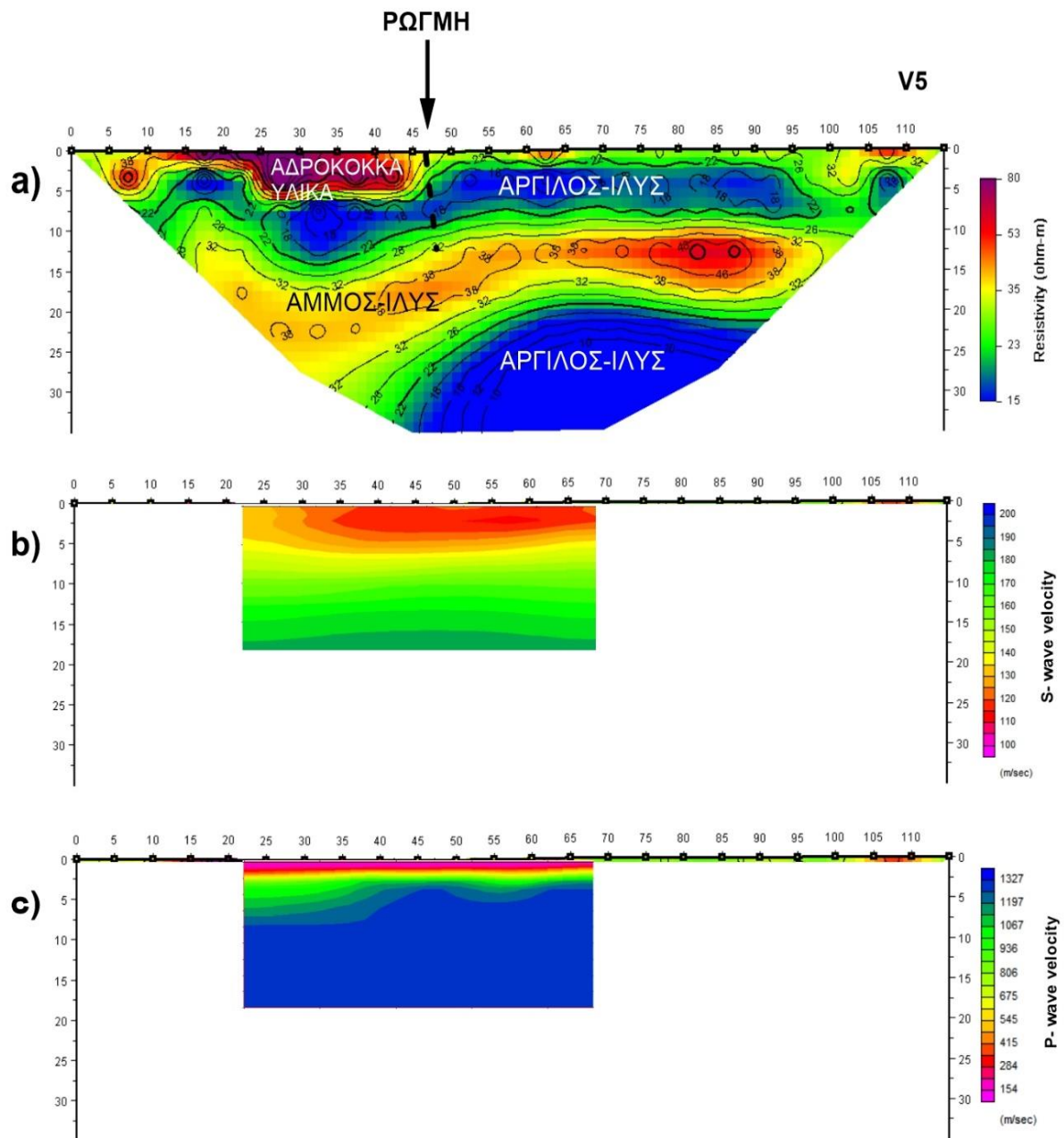


Εικόνα 3-41: Φωτογραφία θέσης μετρήσεων στην οποία φαίνεται η θέση της ρωγμής και η γραμμή μελέτης των μετρήσεων.

Σύμφωνα με τη γεωηλεκτρική δομή (Εικόνα 3-42a), επιφανειακά εντοπίζεται ένας αδρόκοκκος σχηματισμός (κόκκινα χρώματα), ο οποίος διακόπτεται απότομα στα 45m της τομής. Το σημείο στο οποίο διακόπτεται συμπίπτει με την επιφανειακή εμφάνιση του της ρωγμής. Η πλευρική στρωματογραφική ασυνέχεια που παρατηρείται, εμφανίζεται και στα βαθύτερα στρώματα. Δεξιά της ρωγμής και σε βάθος περίπου 18m, εμφανίζεται ένα στρώμα με λεπτόκοκκα υλικά (μπλε χρώματα), το οποίο βάση της θέσης του συμπεραίνεται ότι το άλμα της μεταβολής ξεπερνά τα 15m.

Η ταχύτητα των S-κυμάτων κυμαίνεται από 120-180 m/s, ενώ η ταχύτητα των P-κυμάτων κυμαίνεται από 160-1300 m/s (Εικόνα 3-45b,c). Στις σεισμικές τομές των S-κυμάτων, καθώς και των P-κυμάτων, οι κατακόρυφες μεταβολές των τιμών είναι εντονότερες από τις πλευρικές, με αποτέλεσμα να φαίνεται οριζόντια στρωμάτωση των σχηματισμών. Το εύρος των τιμών των S-κυμάτων είναι επίσης μικρό με συνέπεια να είναι δύσκολος ο διαχωρισμός των σχηματισμών. Από την άλλη πλευρά, παρόλο που τα P-κύματα παρουσιάζουν μεγαλύτερο εύρος τιμών, με αυτές να κυμαίνονται κοντά στις τιμές των αργιλικών και των αμμούχων σχηματισμών.

Η τιμή της παραμέτρου V_{s15} , υπολογίστηκε ίση με 146m/s. Επομένως, το έδαφος ανήκει στην κατηγορία D του Ευρωκώδικα 8, η οποία, όπως έχει αναφερθεί, περιλαμβάνει αποθέσεις από μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας.



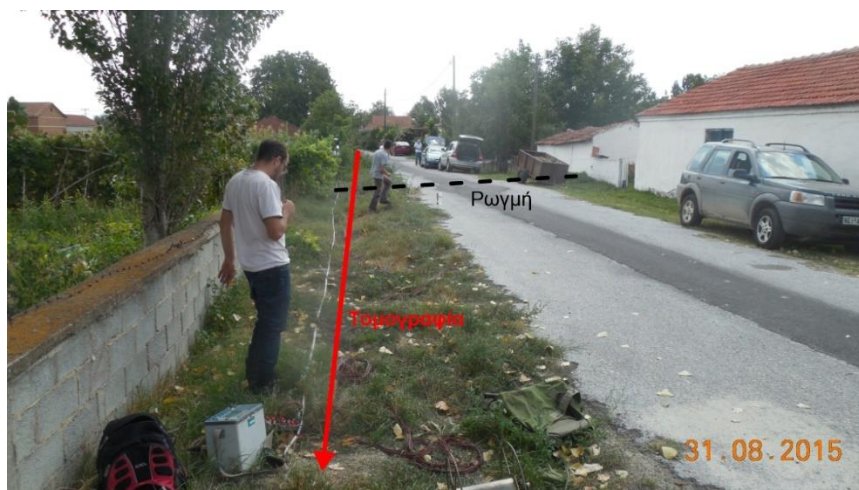
Εικόνα 3-42: α) Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της θέσης V5. β) Σεισμική τομή απεικόνισης S-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Σεισμική τομή P-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Πίνακας 3-7: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V5.

Depth (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Vp/Vs	$\rho(\text{kg/m}^3)$	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (MPa)
0-0,5	120	189	1,57	1149	0,2	38,45
0,5-2,5	120	1036	8,61	1759	0,49	76,02
2,5-3,5	120	1230	10,23	1836	0,49	79,46
3,5-5,5	127	1299	10,25	1861	0,49	89,36
5,5-15	159	1299	8,17	1861	0,49	139,94
Vs₁₅ (m/s)	146					

Γραμμή μελέτης V8

Η θέση αυτή βρίσκεται μέσα στον οικισμό των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-19). Η λήψη των σεισμικών και των ηλεκτρικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε πάνω στην ίδια γραμμή μελέτης. Το μήκος της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και των σεισμικών έφτασε στα 46m. Το βάθος της διασκόπησης της ηλεκτρικής τομογραφίας έφτασε περίπου στα 15m και των σεισμικών περίπου στα 18m.

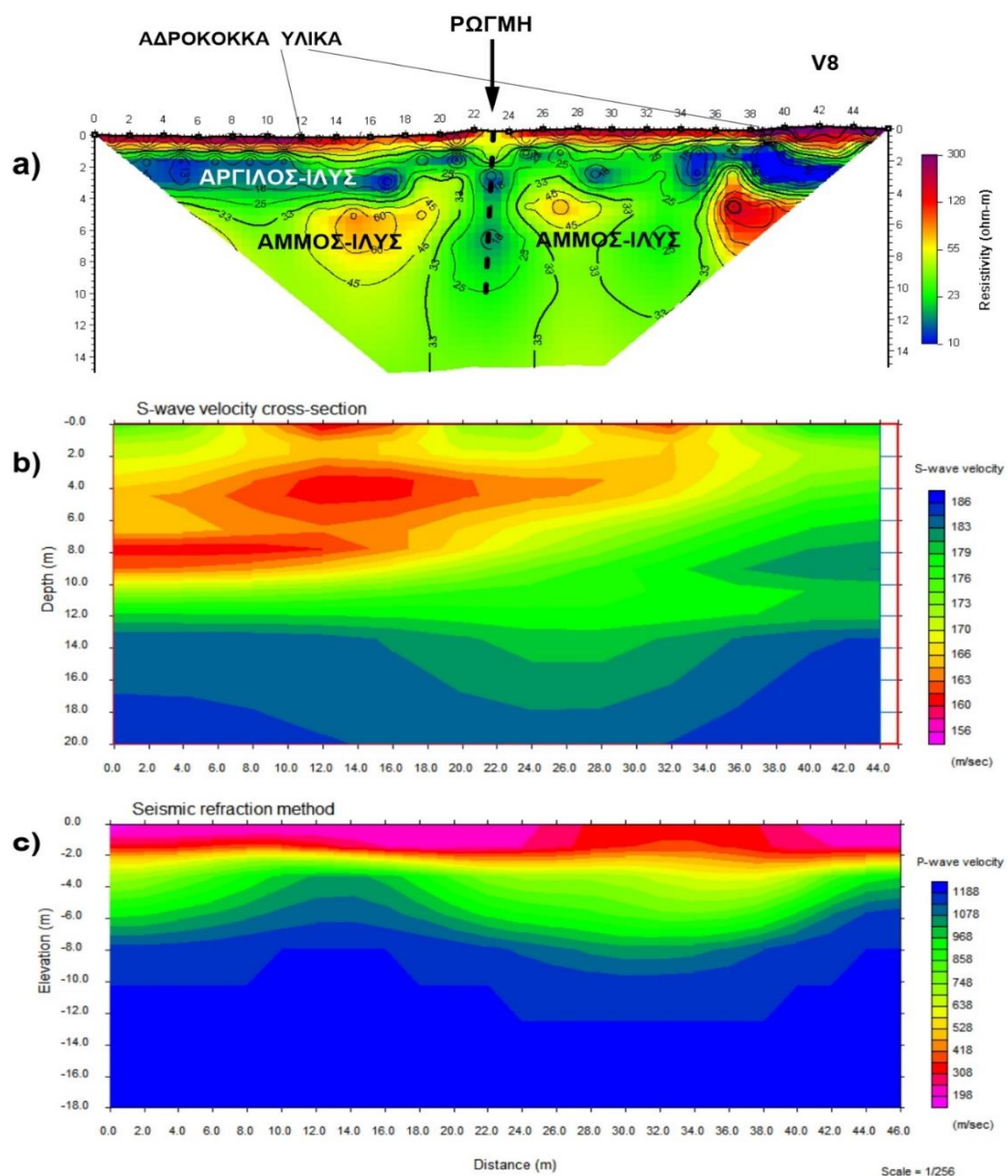


Εικόνα 3-43: Φωτογραφία θέσης μετρήσεων στην οποία φαίνεται η θέση της ρωγμής και η γραμμή μελέτης των μετρήσεων.

Στην Εικόνα 3-44a, παρουσιάζεται η ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή, ενώ στις Εικόνες 3-44b και c, φαίνονται οι αντίστοιχες σεισμικές τομές των S και P-κυμάτων. Σύμφωνα με τις σεισμικές τομές (Εικόνα 3-44b και c), η ταχύτητα των S-κυμάτων κυμαίνεται από 160-180m/s και των P-κυμάτων από 200-1190m/s.

Η σεισμική εικόνα των S-κυμάτων παρουσιάζει πλευρικές και κατακόρυφες μεταβολές. Επειδή, όμως, οι ταχύτητες παρουσιάζουν μικρό εύρος τιμών δεν μπορεί να γίνει διαχωρισμός των σχηματισμών και να ερμηνευτούν ως διαφορετικοί σχηματισμοί. Επιπλέον, σύμφωνα με την τιμή $V_{s15}(=171 \text{ m/s})$, το έδαφος κατατάσσεται στην κατηγορία D του πίνακα ταξινόμησης των εδαφών του Ευρωκώδικα 8.

Όσον αφορά τη σεισμική τομή των P-κυμάτων, παρουσιάζεται μια μικρή πλευρική μεταβολή των ταχυτήτων και οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ αμμούχων και αργιλικών σχηματισμών, χωρίς να είναι ευδιάκριτος ο διαχωρισμός τους.



Εικόνα 3-44: α) Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της θέσης V8. β) Σεισμική τομή απεικόνισης S-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Σεισμική τομή P-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Πίνακας 3-8: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V8.

Depth (m)	Vs(m/s)	Vp(m/s)	Vp/Vs	ρ (Kg/m ³)	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (MPa)
0-1,5	169	286	1,69	1274	0,23	89,8
1,5-2,5	168	772	4,60	1634	0,47	135,7
2,5-3,5	166	861	5,19	1679	0,48	136,8
3,5-15	172	1171	6,81	1813	0,49	159,6
Vs₁₅ (m/s)	171					

Τομή V9

Η θέση αυτή βρίσκεται μέσα στον οικισμό των Βαλτόνερων (Εικόνα 3-19). Η γραμμή μελέτης της ηλεκτρικής τομογραφίας συμπίπτει με αυτή των σεισμικών μετρήσεων. Το μήκος του αναπτύγματος και των δύο μεθόδων έφτασε στα 34.5m. Τα γεώφωνα όπως και τα ηλεκτρόδια, τοποθετήθηκαν ανά 1.5m. Το βάθος διασκόπησης της ηλεκτρικής τομογραφίας έφτασε περίπου στα 11m, ενώ των σεισμικών μεθόδων έφτασε στα περίπου στα 12m της σεισμικής διάθλασης και στα 13m της MASW.

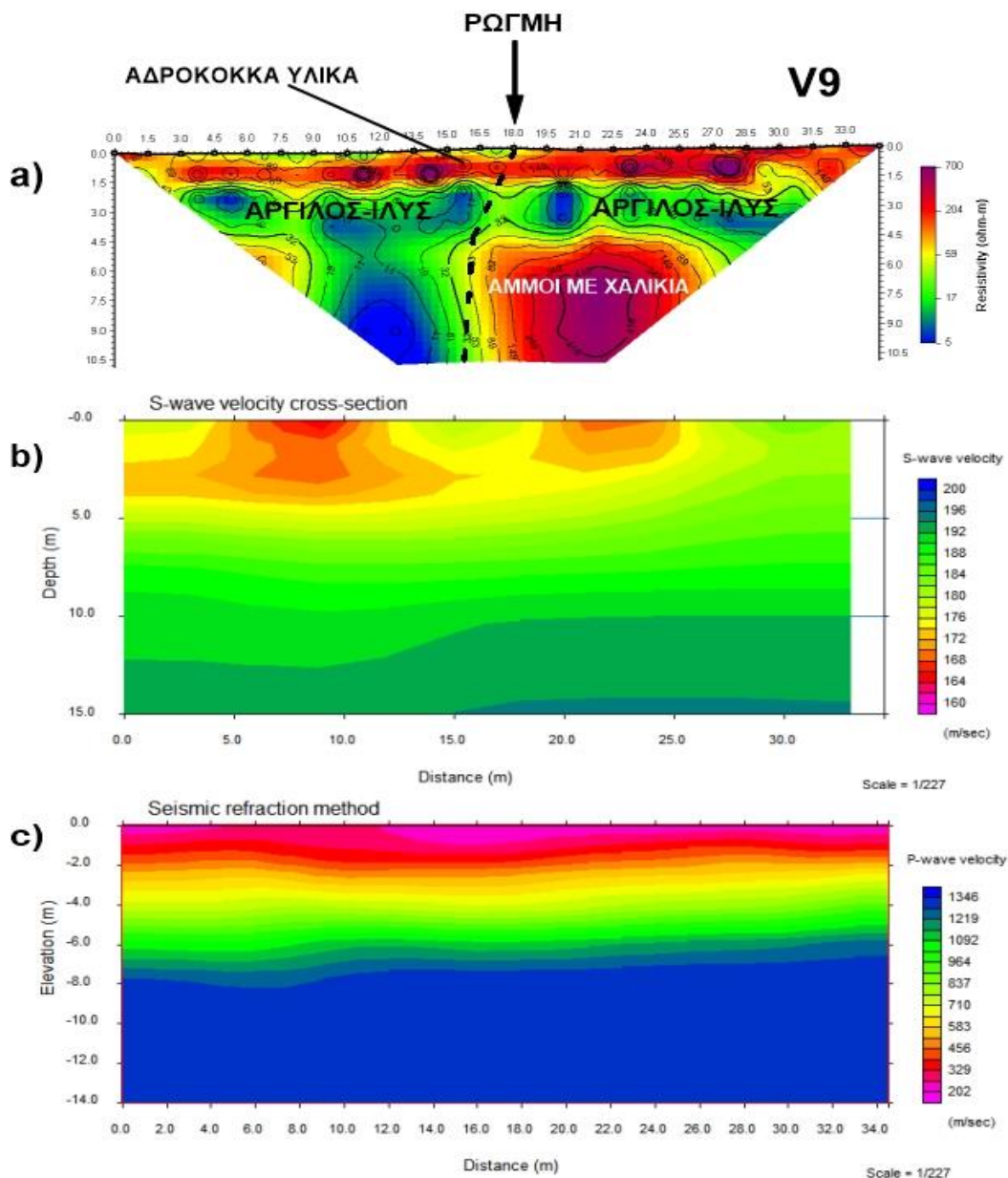


Εικόνα 3-45: Φωτογραφία θέσης μετρήσεων V9, στην οποία φαίνεται η θέση του αναπτύγματος και το σημείο της ρωγμής.

Στην Εικόνα 3-46a, παρουσιάζεται ερμηνευμένη η γεωηλεκτρική τομή, ενώ στις Εικόνες 3-46b και c, φαίνονται οι αντίστοιχες σεισμικές τομές των S και P-κυμάτων. Η ταχύτητα των S-κυμάτων κυμαίνεται από 160-195 m/s, ενώ η ταχύτητα των P-κυμάτων κυμαίνεται από 200-1345 m/s.

Σύμφωνα με τη σεισμική τομή των S-κυμάτων, υπάρχει πλευρική μεταβολή των σεισμικών ταχυτήτων. Το μικρό εύρος στις τιμές τους δεν ευνοεί τον διαχωρισμό των σχηματισμών στην περιοχή των ρωγμών. Από την άλλη πλευρά στη σεισμική τομή των P-κυμάτων, δεν παρουσιάζεται πλευρική μεταβολή των ταχυτήτων με συνέπεια να φαίνεται οριζόντια στρωμάτωση των σχηματισμών. Ενώ, σύμφωνα με τις τιμές των P-κυμάτων οι σχηματισμοί αφορούν άμμους και αργίλους χωρίς όπως να μπορούν να διακριθούν.

Η παράμετρος V_{S13} υπολογίστηκε ίση με 169m/s, με αποτέλεσμα το έδαφος να ταξινομείται στην κατηγορία D του Ευρωκώδικα 8.



Εικόνα 3-46: α) Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της θέσης V9. β) Σεισμική τομή απεικόνισης S-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής. γ) Σεισμική τομή P-κυμάτων τοποθετημένη στο αντίστοιχο σημείο της ηλεκτρικής τομής.

Πίνακας 3-9: Μέσες ταχύτητες P και S-κυμάτων σε σχέση με το βάθος και εκτίμηση μηχανικών παραμέτρων του εδάφους στη θέση V9.

Depth (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Vp/Vs	ρ (kg/m ³)	Poisson ratio ν	Young's Modulus E (Mpa)
0-1,5	175	305	1,75	1295	0,3	99,2
1,5-2	175	490	2,81	1459	0,43	126,8
2-2,5	174	636	3,65	1557	0,46	137,9
2,5-4	176	983	5,60	1736	0,48	158,8
4-13	186	1262	6,77	1848	0,49	190,9
Vs₁₃ (m/s)	169					

3.4 ΣΥΝΟΨΗ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Στα πλαίσια της διερεύνησης των εδαφικών διαρρήξεων που εμφανίστηκαν στην περιοχή του Δ.Δ. Βαλτόνερων, υλοποιήθηκαν γεωφυσικές μετρήσεις. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόστηκαν ήταν η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας και οι σεισμικές μέθοδοι της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) και της σεισμικής διάθλασης.

Στα πλαίσια τόσο της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και της μεταπτυχιακής διατριβής, πραγματοποιήθηκαν στο σύνολο εννέα τομές ηλεκτρικής τομογραφίας. Οι τομογραφίες αποτύπωσαν με λεπτομέρεια τη γεωλογική δομή του υπεδάφους στην περιοχή των ρωγματώσεων, ενώ παράλληλα απεικόνισαν και επιβεβαίωσαν την ύπαρξή τους.

Επομένως, με βάση τη λιθολογική ερμηνεία των γεωηλεκτρικών τομών, στην περιοχή απαντώνται σχηματισμοί με μεγάλη περιεκτικότητα σε άμμο, γεγονός που ευνοεί τη συνίζηση λόγω της υπεράντλησης των υδατικών πόρων. Επιπλέον, οι ρωγμώσεις που εντοπίστηκαν στην περιοχή των Βαλτόνερων, φαίνεται να συνδέονται με έντονες, σχεδόν κατακόρυφες, λιθολογικές ασυνέχειες και πιθανώς να αφορούν και την ύπαρξη ρηγμάτων.

Στα πλαίσια της μεταπτυχιακής διατριβής, έγιναν έξι σεισμικές τομές πάνω στις τομές της ηλεκτρικής τομογραφίας. Η εκτίμηση της ταχύτητας των S-κυμάτων, πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο της MASW, ενώ των P-κυμάτων με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης.

Οι σεισμικές τομές, στο σύνολο τους, δεν μπόρεσαν να αποτυπώσουν με λεπτομέρεια τη γεωλογική δομή του υπεδάφους και τα σημεία των εδαφικών διαρρήξεων, όπως στην

περίπτωση των ηλεκτρικών τομών. Παρόλα αυτά, οι τιμές των ταχυτήτων, τόσο των S όσο και των P-κυμάτων, είναι τιμές σχηματισμών με περιεκτικότητα σε άργιλο και άμμο. Παράλληλα, από τη σεισμική έρευνα εκτιμήθηκαν τα μέτρα γνωστών γεωτεχνικών παραμέτρων.

Σύμφωνα με τις τιμές των παραμέτρων V_{s15} , V_{s13} και τον Πίνακα ταξινόμησης των εδαφών του Ευρωκώδικα 8, το έδαφος ανήκει κυρίως στην κατηγορία D, σύμφωνα με την οποία οι σχηματισμοί αφορούν αποθέσεις μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας.

Η πυκνότητα των σχηματισμών, στο σύνολο των σεισμικών προφίλ, που συναντώνται στην περιοχή υπολογίστηκε κοντά στα 1683 kg/m^3 , με βάση τον εμπειρικό τύπο του Gardner et al. (1974) (σχέση 3-3). Ο λόγος του Poisson ν εκτιμήθηκε κοντά στο 0,48 ο οποίος αφορά κορεσμένους σχηματισμούς, ενώ το μέτρο ελαστικότητας E κυμάνθηκε από 40MPa, στα επιφανειακά στρώματα, έως 230MPa στα βαθύτερα.

Πίνακας 3-10: Μέσες τιμές παραμέτρων που υπολογίστηκαν στην περιοχή.

$\rho \text{ (Kg/m}^3\text{)}$	Poisson ratio ν	Young's Modulus $E \text{ (Mpa)}$
1683	0,48	40 - 230

Κεφάλαιο 4ο

ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΔΙΑΡΡΗΞΕΩΝ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων των εδαφικών διαρρήξεων της περιοχής μελέτης. Οι αναλύσεις των προσομοιώσεων έγιναν σε μοντέλα όπως αυτά προέκυψαν από τη γεωφυσική έρευνα και συγκρίθηκαν με αποτελέσματα αντίστοιχων θεωρητικών. Στόχος της έρευνας η χρήση των γεωφυσικών μοντέλων για την ακριβέστερη και όσο το δυνατόν πιο ρεαλιστική προσέγγιση του μηχανισμού των εδαφικών διαρρήξεων (καθυζίσεις), οι οποίες σχετίζονται με τη μεταβολή της στάθμης του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα σε συνδυασμό με την παρουσία πλευρικών λιθολογικών μεταβολών. Οι αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν με το λογισμικό πρόγραμμα RS² (Phase² v.9.0) της Rocscience..

4.2 ΓΕΝΙΚΕΣ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΕΣ ΤΟΥ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ RS² (PHASE² v.9.0)

Το λογισμικό RS² (Phase²) αφορά πρόγραμμα πεπερασμένων στοιχείων το οποίο πραγματοποιεί δισδιάστατες αναλύσεις για τον υπολογισμό των τάσεων, των παραμορφώσεων και των υδραυλικών ιδιοτήτων του εδάφους.

Οι αναλύσεις γίνονται διακριτοποιώντας τα στοιχεία του εδάφους σε επιμέρους τριγωνικά 3-κομβικά στοιχεία (πεπερασμένα στοιχεία) και εφαρμόζοντας τα κριτήρια αστοχίας της Εδαφομηχανικής (όπως κριτήρια Mohr-Coulomb, Hoek-Brown κ.ά.) σε κάθε πεπερασμένο στοιχείο του εδάφους.

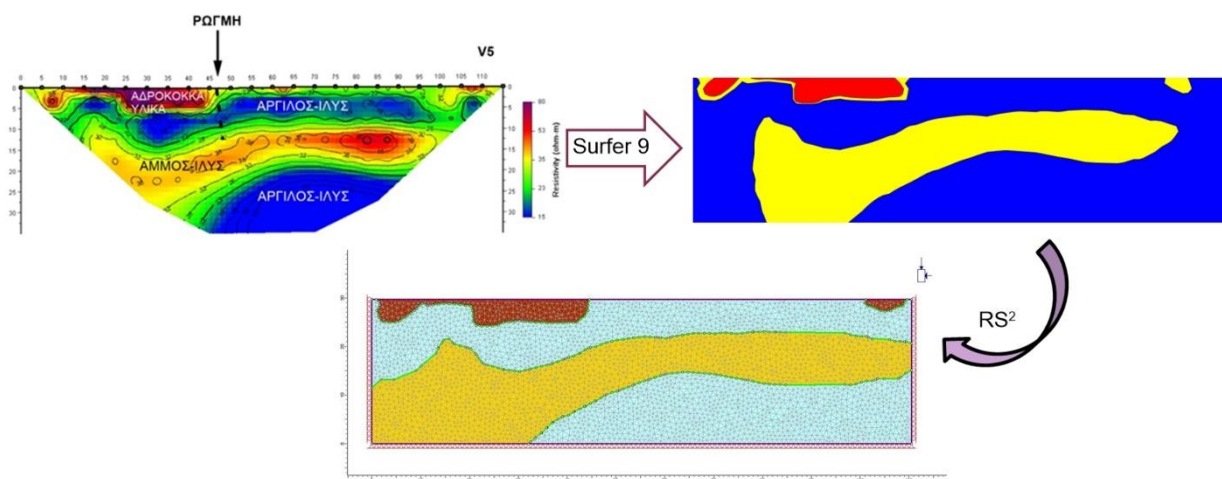
Επομένως, με το πρόγραμμα αυτό προσομοιώνονται γεωτεχνικά προβλήματα όπως προβλήματα επίπεδης παραμόρφωσης ή αξονοσυμμετρικά προβλήματα, ελαστικής ή πλαστικής συμπεριφοράς υλικών, προβλήματα παρουσίας υπόγειου νερού, προβλήματα ασυνεχειών στη γεωμάζα κ.ά..

4.3 ΜΟΝΤΕΛΟΠΟΙΗΣΗ

4.3.1 Δημιουργία μοντέλων προσομοίωσης

Βασικό κομμάτι της εργασίας είναι η δημιουργία των γεωτεχνικών μοντέλων προσομοίωσης με τη χρήση των γεωφυσικών μοντέλων τα οποία προέκυψαν από τις γεωφυσικές μετρήσεις.

Πιο συγκεκριμένα, για τη δημιουργία των γεωτεχνικών μοντέλων χρησιμοποιήθηκαν οι γεωηλεκτρικές τομές. Έγινε εξαγωγή των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας από το πρόγραμμα DC2DPro σε μορφή .txt. Το αρχείο αυτό εισήχθηκε στο πρόγραμμα Surfer9 και δημιουργήθηκε τομή με τις καμπύλες ίσων αντιστάσεων. Έτσι, έγινε μια ομαδοποίηση των αντιστάσεων και δημιουργήθηκε ένα αρχείο .dxf με τα όρια των σχηματισμών να είναι πιο ευδιάκριτα.



Εικόνα 4-1: Παράδειγμα μετατροπής γεωφυσικών μοντέλων σε γεωτεχνικά μοντέλα.

4.3.2 Γενικές ρυθμίσεις ανάλυσης (Project settings)

Πριν ξεκινήσει η ανάλυση του εδαφικού μοντέλου, πραγματοποιούνται σημαντικές ρυθμίσεις, στο πρόγραμμα RS², που ορίζουν τον τύπο των αναλύσεων, τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά του εδάφους και τις υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή.

Γενικές ρυθμίσεις: στο σημείο αυτό ορίστηκε ανάλυση επίπεδης παραμόρφωσης (Plain strain), η οποία αφορά περιπτώσεις, κατά τις οποίες οι συνιστώσες των τάσεων δεν μεταβάλλονται κατά τη διεύθυνση ενός άξονα (π.χ. του x) (Καββαδάς, 2006). Επιπλέον, επιλέχθηκε η ανάλυση των ενεργών τάσεων (Effective stress analysis), οι οποίες σχετίζουν τις παραμορφώσεις του εδαφικού σκελετού με την πίεση του νερού στους πόρους.

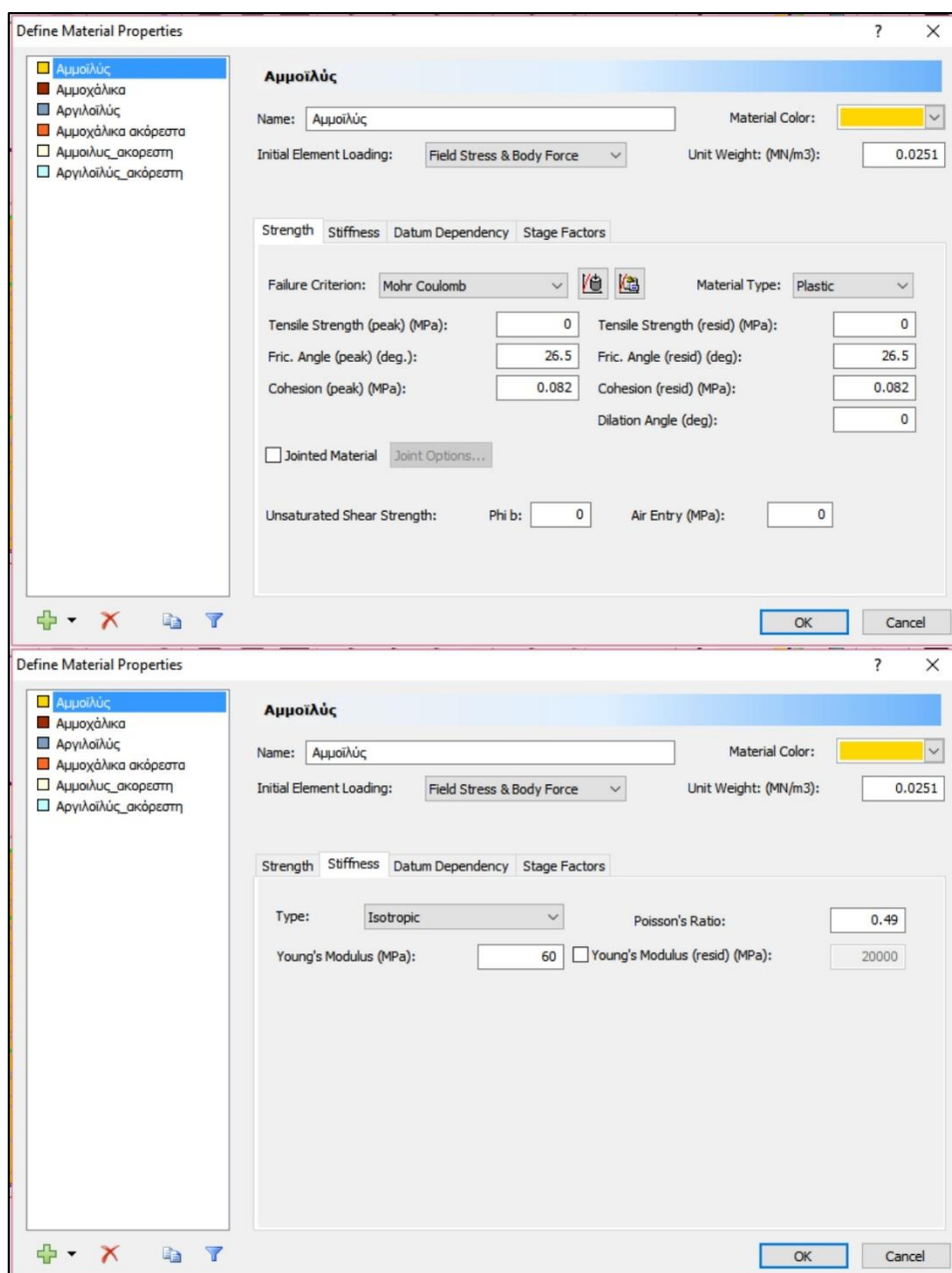
Για την κατανομή της πίεσης των πόρων του νερού, καθορίστηκε η μέθοδος ανάλυσης σταθερής κατάστασης πεπερασμένων στοιχείων (Steady State Finite Element Analysis). Σύμφωνα με αυτή υπολογίζεται η πίεση των πόρων του νερού με βάση τις συνοριακές συνθήκες των υπόγειων υδάτων που καθορίζονται, χρησιμοποιώντας το ίδιο πλέγμα πεπερασμένων στοιχείων με αυτό της ανάλυσης των τάσεων. Επιπλέον, στο σημείο αυτό ορίστηκε αυτόματα το ειδικό βάρος του νερού ίσο με 9.81 KN/m^3 , απαραίτητο για το σχεδιασμό της στάθμης του υδροφόρου σε επόμενη διαδικασία.

4.3.3 Γεωμετρία μοντέλου (Geometry)

Η ανάλυση των τάσεων και των παραμορφώσεων, πραγματοποιήθηκε σε διάφορα γεωμετρικά μοντέλα προσομοίωσης γεωλογικών σχηματισμών. Τα γεωλογικά μοντέλα σχεδιάστηκαν τόσο με τη χρήση του προγράμματος RS2, όσο και με τη χρήση άλλων λογισμικών τα οποία στη συνέχεια εισήχθησαν στο RS2 για επεξεργασία.

4.3.4 Ιδιότητες υλικών (Materials and Staging)

Στο σημείο αυτό καθορίστηκαν οι γεωτεχνικές παράμετροι των γεωυλικών που δομούν την περιοχή μελέτης (γωνία τριβής ϕ , συνοχή c , μέτρο ελαστικότητας Young E , λόγος του Poisson ν), το κριτήριο αστοχίας που χρησιμοποιήθηκε καθώς και τον τύπο του υλικού μέσου (ελαστικού ή πλαστικού). Στις προσομοιώσεις, που πραγματοποιήθηκαν, τα γεωυλικά ορίστηκαν με πλαστική συμπεριφορά, ενώ το κριτήριο αστοχίας που χρησιμοποιήθηκε ήταν του Mohr-Coulomb (Εικόνα 4-2).

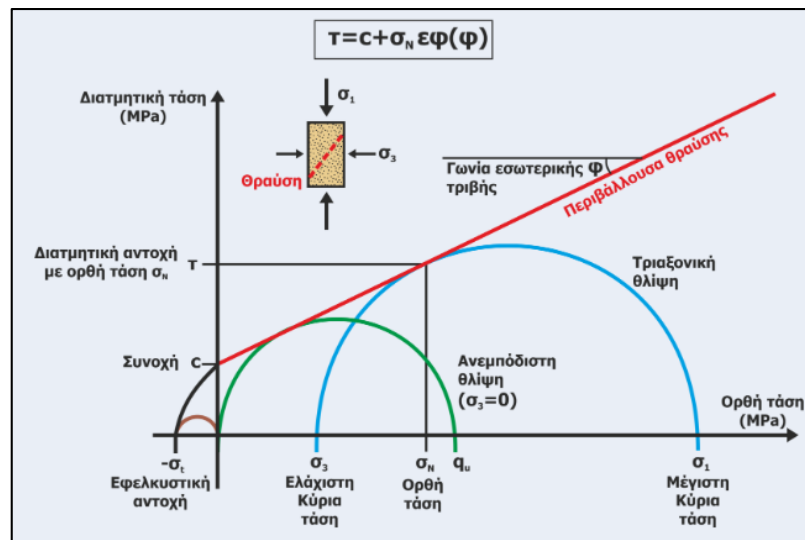


Εικόνα 4-2: Παράδειγμα ρυθμίσεων εισαγωγής γεωτεχνικών παραμέτρων στο λογισμικό RS2.

Κριτήριο αστοχίας Mohr-Coulomb

Η προσομοίωση των αστοχιών των γεωυλικών ενός εδαφικού μοντέλου μπορεί να γίνει με τη χρήση διάφορων κριτηρίων αστοχίας όπως το κριτήριο Mohr-Coulomb, Griffith και Hoek-Brown. Το κριτήριο που εφαρμόστηκε για την προσομοίωση των εδαφικών μοντέλων ήταν αυτό του Mohr-Coulomb. Πρόκειται για ένα απλό κριτήριο σύμφωνα με το οποίο η αστοχία του υλικού συμβαίνει όταν η διατμητική τάση (τ), σε ένα οποιοδήποτε επίπεδο ενός σώματος, ξεπεράσει τη διατμητική αντοχή, η οποία είναι γραμμική συνάρτηση της ορθής τάσης σ_n στο επίπεδο αυτό (Σοφιανός, 2008) (Εικόνα 4-2). Σύμφωνα με το κριτήριο, η αντοχή καθορίζεται από δύο

παραμέτρους στο επίπεδο διατμητική αντοχή (τ) – ορθή τάση (σ): α) την κλίση ϕ (γωνία εσωτερικής τριβής) και β) τη συνοχή (c) (Εικόνα 4-3).



Εικόνα 4-3: Κριτήριο αστοχίας Mohr-Coulomb και υπολογισμός παραμέτρων διατμητικής αντοχής.

Η ευθεία της περιβάλλουσας θραύσης (Εικόνα 4-2) είναι μια κατά προσέγγιση ευθεία που εφάπτεται στους κύκλους. Η περιβάλλουσα δηλώνει την ευστάθεια στην περιοχή των τάσεων που βρίσκονται κάτω από αυτή. Τα σημεία επαφής της περιβάλλουσας με τους κύκλους αφορούν τις κρίσιμες τιμές των τάσεων που οδηγούν σε αστοχία.

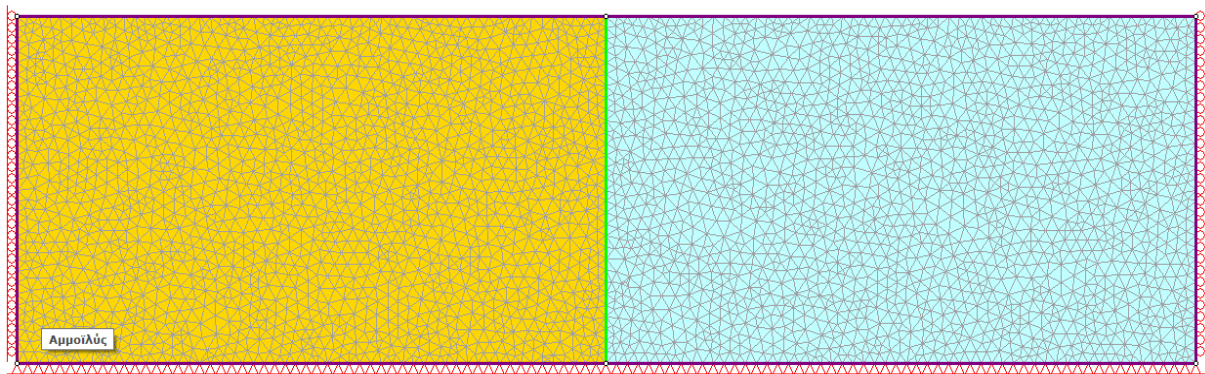
Η διατμητική αντοχή περιγράφεται από τη σχέση (4-1):

$$\tau = \sigma_N \tan(\phi) + c \quad (4-1)$$

4.3.5 Διακριτοποίηση μοντέλου, φορτίσεις και στηρίξεις (Mesh and Descitize, Loads and Restraints)

Η διακριτοποίηση του μοντέλου πραγματοποιήθηκε με τη χρήση 3-κομβων τριγωνικών στοιχείων. Στην προσομοίωση των μοντέλων δεν λήφθηκαν υπόψη επιπλέον φορτίσεις παρά μόνο το βάρος των σχηματισμών. Οι στηρίξεις που επιλέχθηκαν ήταν:

- Άρθρωση στο κάτω οριζόντιο όριο του μοντέλου
- Κυλίσεις στο δεξί και στο αριστερό όριο του μοντέλου



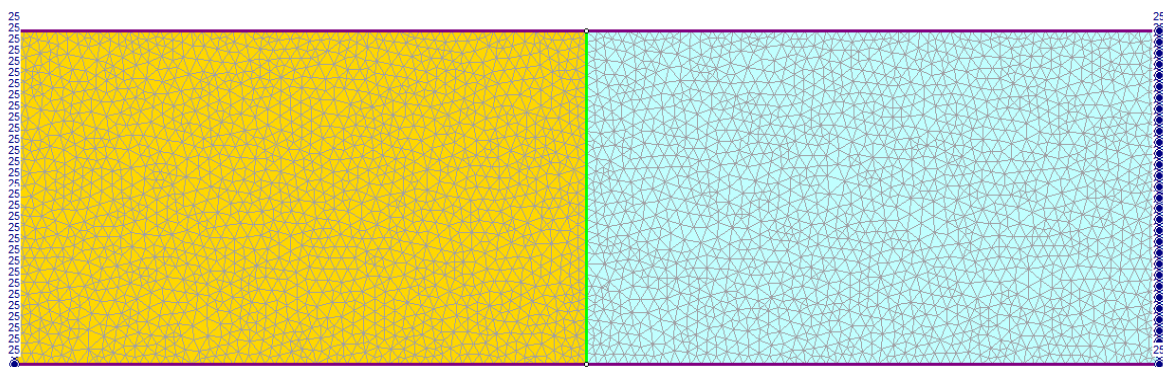
Εικόνα 4-4: Παράδειγμα διακριτοποίησης μοντέλου και θέση στηρίξεων που χρησιμοποιήθηκαν.

4.3.6 Στάθμη υπόγειου υδροφόρου

Σημαντικό ρόλο στις προσομοιώσεις παίζει η στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα, καθώς μελετώνται οι καθιζήσεις σε σχέση με τη μεταβολή της στάθμης του. Έτσι, αρχικά ορίστηκαν οι συνοριακές συνθήκες της αρχικής στάθμης του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα (όπως αυτή αναφέρεται στη βιβλιογραφία) και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε σταδιακή υποβίβασή του σε 7 στάδια (stages).

Η ανάλυση πεδίου υδατικών πιέσεων (Groundwater Seepage Analysis), προηγείται της ανάλυσης των ενεργών τάσεων, έτσι ώστε η υπολογιζόμενη πίεση των πόρων που προκύπτει, να χρησιμοποιηθεί στην ανάλυση των τάσεων.

Στα πλαίσια της διατριβής η αρχική στάθμη του υδροφόρου σημειώθηκε στα 5m κάτω από την επιφάνεια. Η αρχική στάθμη ορίστηκε με βάση τη βιβλιογραφία και τους πιεζομετρικούς χάρτες της περιοχής (Κεφάλαιο 1).



Εικόνα 4-5: Παράδειγμα εισαγωγής συνοριακών συνθηκών στάθμης του υπόγειου υδροφόρου.

Οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν σε 7 στάδια, σε κάθε στάδιο ορίστηκε το υψόμετρο της στάθμης του υδροφόρου ορίζοντα σύμφωνα με το μοντέλο.

4.3.7 Αρχικές εντατικές συνθήκες

Στο σημείο αυτό ορίζεται το αρχικό πεδίο των ενεργών και ολικών τάσεων, το οποίο καθορίζεται από το βάρος των ίδιων των σχηματισμών και του συντελεστή ουδέτερης ωθήσεως K_o .

Ο συντελεστής ουδέτερης ωθήσεως K_o , συνδέει τις ενεργές οριζόντιες και κατακόρυφες τάσεις σύμφωνα με τον τύπο (4-2):

$$K_o = \frac{\sigma'_H}{\sigma'_V} \quad (4-2)$$

Όπου:

σ'_H : ενεργές οριζόντιες τάσεις

σ'_V : ενεργές κατακόρυφες τάσεις

Επομένως, το πεδίο τάσεων (Field stress) καθορίστηκε μέσω της βαρύτητας (Gravity field stress) και η τιμή του K_o ορίστηκε ίση με 0.6 που είναι τυπική τιμή του συντελεστή ωθήσεως για χαλαρές άμμους και κανονικά στερεοποιημένες αργίλους.

4.4 ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

Η προσομοίωση των μοντέλων, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, έγινε με τη χρήση του κριτηρίου αστοχίας Mohr-Coulomb. Για την προσομοίωση των μοντέλων απαραίτητος είναι ο καθορισμός των μηχανικών παραμέτρων των σχηματισμών.

Στα γεωλογικά μοντέλα των προσομοιώσεων, χρησιμοποιήθηκαν κατά κύριο λόγο τρεις σχηματισμοί. Αυτοί προήλθαν από βιβλιογραφικά δεδομένα σε συνδυασμό με τη γεωλογική τομή που προέκυψε από τις ηλεκτρικές τομογραφίες. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι: α) αργιλοϊλυώδεις άμμοι, β) αμμώδεις αργιλοϊλίες και αργιλοϊλυώδεις άμμοι με χαλίκια.

Οι τιμές των μηχανικών παραμέτρων των σχηματισμών προέκυψαν από εργαστηριακές δοκιμές προηγούμενων μελετών (Λουπασάκης, 2006 και Κούκα, 2010) σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα των γεωφυσικών δεδομένων. Οι παράμετροι που καθορίστηκαν ήταν η συνοχή c , η γωνία τριβής ϕ , το ειδικό βάρος γ , η περατότητα k , το μέτρο ελαστικότητας E και ο λόγος του Poisson. Οι τιμές των παραμέτρων φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα 4-1.

Πίνακας 4-1: Τιμές μηχανικών παραμέτρων σχηματισμών.

Εδαφικός σχηματισμός Μηχανική παράμετρος	Αργιλοϊλυώδεις Άμμοι	Αμμώδεις Αργιλοϊλίες	Αργιλοϊλυώδεις Άμμοι με χαλίκια
ϕ	26.5	20	41
C (kPa)	82	78	5
γ (kN/m³)	25.1	22.1	25.9
k_x (m/day)	2.94	0.16	56.6
k_y (m/day)	2.94	0.16	56.6
E (MPa)	50	30	90
ν	0.3	0.3	0.3
ψ	0	0	0

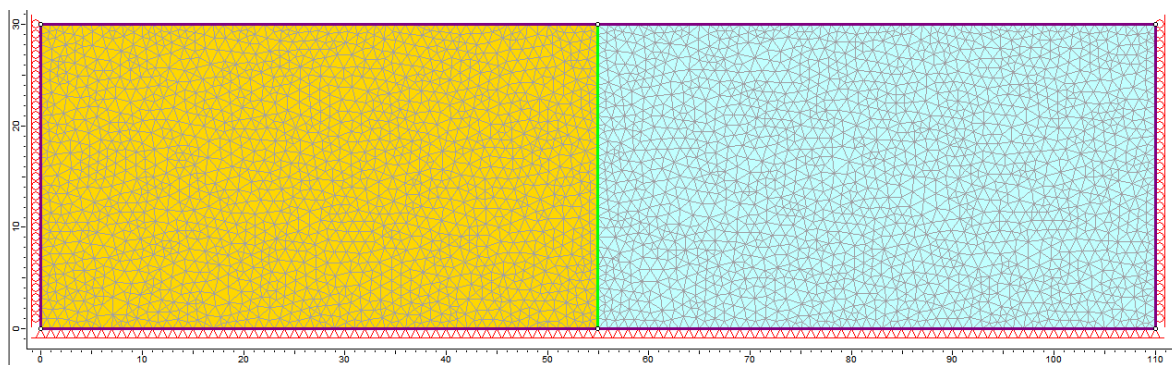
4.5 ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ

Στα πλαίσια της μεταπτυχιακής εργασίας, οι παραμετρικές αναλύσεις των τάσεων και των παραμορφώσεων, πραγματοποιήθηκαν αρχικά σε ένα απλό θεωρητικό μοντέλο προσομοίωσης. Στη συνέχεια έγιναν αναλύσεις σε γεωλογικά μοντέλα προσομοίωσης των οποίων η δομή προήλθε από την ερμηνεία γεωηλεκτρικής τομής (Κεφάλαιο 3) και εισήχθη με αυτόματο τρόπο, έπειτα από μικρή επεξεργασία, αρχικά στο πρόγραμμα Surfer 9 και στη συνέχεια στο πρόγραμμα RS2.

4.5.1 Παραμετρική ανάλυση θεωρητικού μοντέλου προσομοίωσης

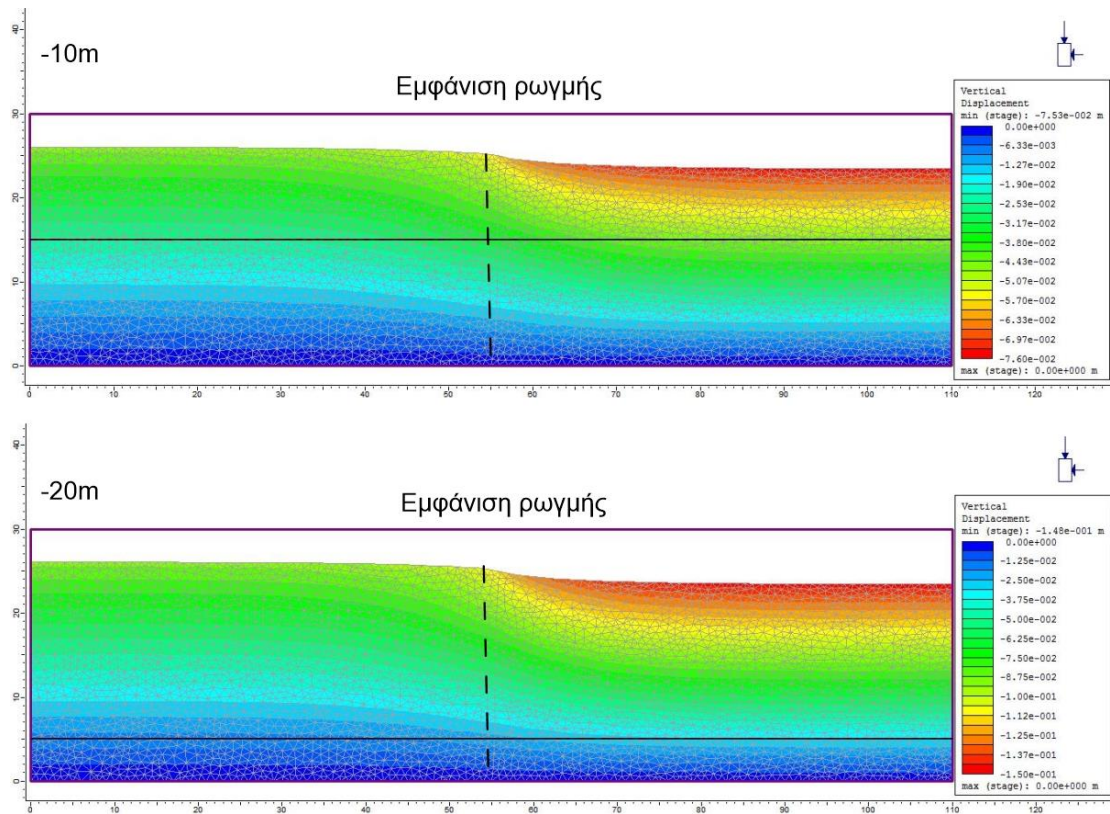
Σε πρώτο στάδιο, οι παραμετρικές αναλύσεις πραγματοποιήθηκαν σε ένα απλό θεωρητικό γεωλογικό μοντέλο προσομοίωσης. Πιο συγκεκριμένα, θεωρήθηκε γεωλογική τομή μήκους 110m και βάθους 30m. Το ρήγμα τοποθετήθηκε στο κέντρο της τομής και θεωρήθηκαν δύο γεωλογικοί σχηματισμοί, οι αργιλοϊλύδεις άμμοι (Εικόνα 4-6, αριστερά) και αμμώδεις αργιλοϊλίες (Εικόνα 4-6, δεξιά).

Οι παραμετρικές αναλύσεις έγιναν κατεβάζοντας τη στάθμη του υδροφόρου ορίζοντα. Η αρχική στάθμη του υδροφόρου θεωρήθηκε στα 5m κάτω από την επιφάνεια και κατέβηκε ανά 2.5m μέχρι τα 10m και στη συνέχεια ανά 5m μέχρι τα 20m.

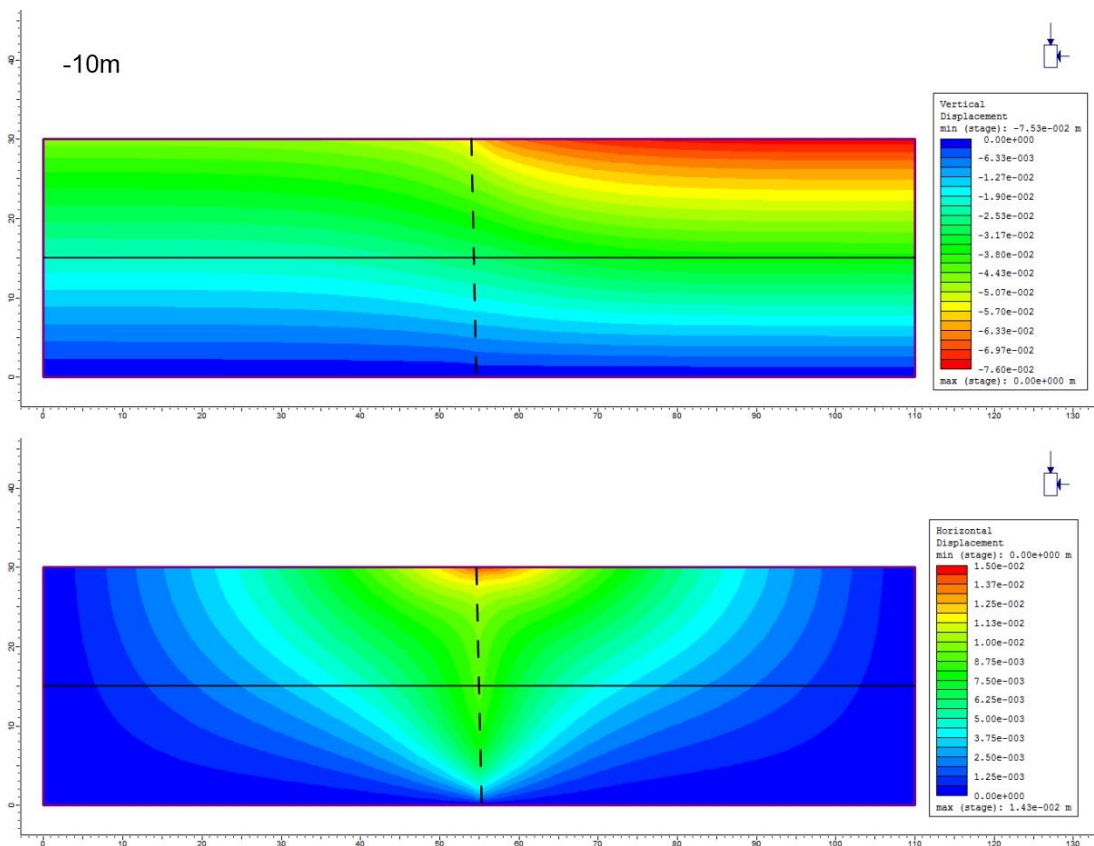


Εικόνα 4-6: Γεωμετρία θεωρητικού μοντέλου προσομοίωσης.

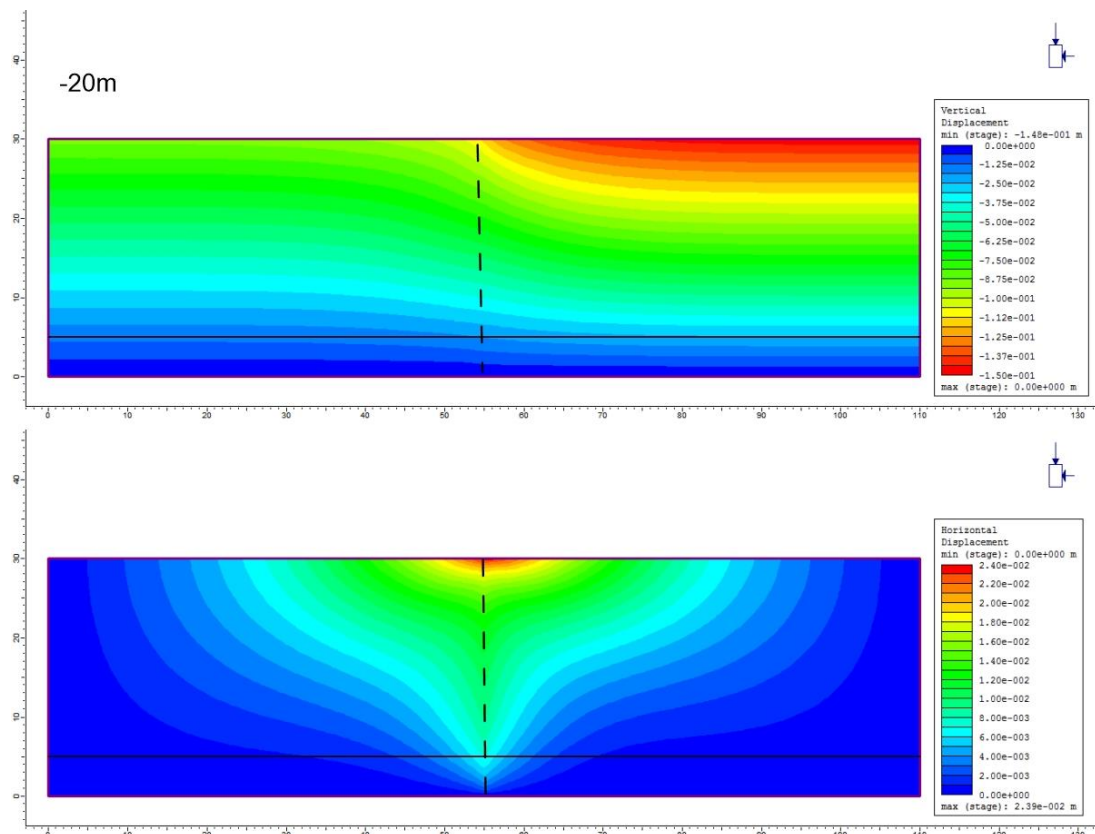
Τα αποτελέσματα των αναλύσεων για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου φαίνονται στον Πίνακα 4-2. Στην Εικόνα 4-7 φαίνεται η παραμόρφωση του εδάφους σε σχέση με την πτώση της στάθμης του υδροφόρου στα 10 και 20m. Στις Εικόνες 4-8 και 4-9, παρουσιάζονται η κατανομή των κατακόρυφων και των οριζόντιων μετακινήσεων για πτώση στάθμης 10 και 20m, αντίστοιχα. Τα κόκκινα χρώματα δηλώνουν τις μέγιστες μετακινήσεις και τα μπλε τις μικρότερες.



Εικόνα 4-7: Κατανομή παραμορφώσεων του εδάφους για πτώση στάθμης -10m και -20m.



Εικόνα 4-8: Κατανομή κατακόρυφων (πάνω) και οριζόντιων (κάτω) μετακινήσεων για πτώση στάθμης -10m.



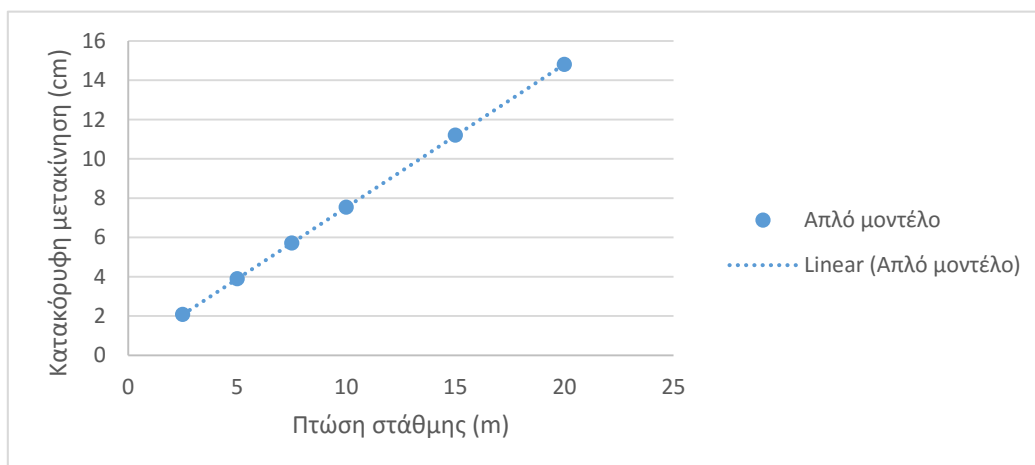
Εικόνα 4-9: Κατανομή κατακόρυφων (πάνω) και οριζόντιων (κάτω) μετακινήσεων για πτώση στάθμης -20m.

Πίνακας 4-2: Τιμές μέγιστων κατακόρυφων και οριζόντιων μετακινήσεων του απλού μοντέλου προσομοίωσης για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου.

Πτώση στάθμης (m)	Κατακόρυφες μετακινήσεις Uy (cm)	Οριζόντιες μετακινήσεις Ux (cm)
-2,5	2,07	0,807
-5	3,89	0,949
-7,5	5,71	1,19
-10	7,53	1,43
-15	11,2	1,91
-20	14,8	2,39

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των αναλύσεων, οι μεγαλύτερες κατακόρυφες μετακινήσεις παρουσιάζονται στην πλευρά όπου επικρατούν σε μεγαλύτερο ποσοστό αργιλικά υλικά (δεξιά του ρήγματος) (Εικόνες 4-8 και 4-9). Στο σημείο επαφής των δύο σχηματισμών (θέση ρήγματος), παρατηρείται παραμόρφωση του εδάφους (Εικόνα 4-7). Παράλληλα, στο σημείο αυτό ξεκινούν οι μέγιστες κατακόρυφες μετακινήσεις, ενώ παράλληλα παρουσιάζονται και οι μέγιστες οριζόντιες μετακινήσεις.

Από το διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων – πτώσης στάθμης (Εικόνα 4-10) προκύπτει ότι υπάρχει γραμμική συσχέτιση της πτώσης στάθμης και των κατακόρυφων μετακινήσεων. Παρατηρείται, δηλαδή, ότι με την αύξηση της πτώσης του υδροφόρου ορίζοντα αυξάνονται και οι κατακόρυφες μετακινήσεις.



Εικόνα 4-10: Διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων και πτώσης στάθμης.

4.5.2 Παραμετρικές αναλύσεις ρεαλιστικών μοντέλων προσομοίωσης

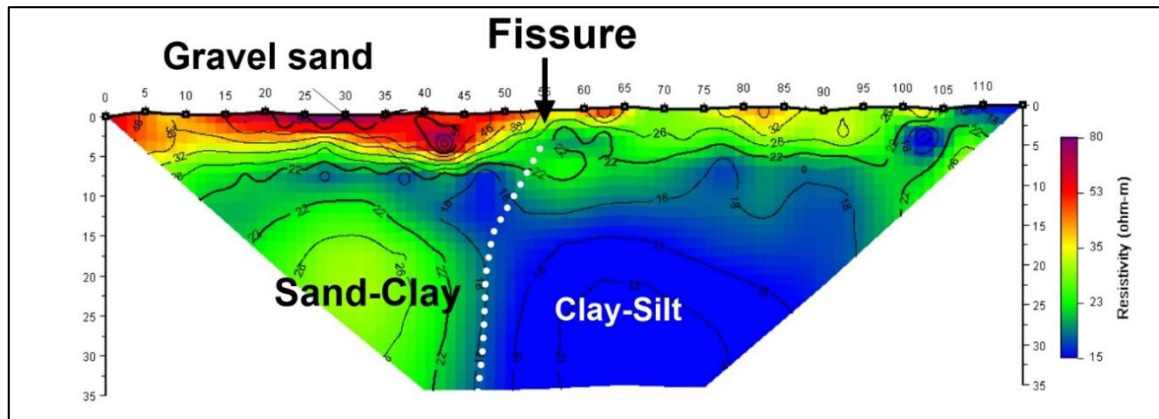
Στόχος των αναλύσεων είναι η διερεύνηση των παραμορφώσεων στην επιφάνεια του εδάφους, οι οποίες σχετίζονται με την πτώση της στάθμης του υδροφόρου και την πλευρική λιθολογική μεταβολή. Επομένως, η επόμενη σειρά παραμετρικών αναλύσεων πραγματοποιήθηκε σε μοντέλα των οποίων η γεωλογική δομή προέκυψε από τις γεωηλεκτρικές τομές της ηλεκτρικής τομογραφίας.

Η πτώση του υδροφόρου στις προσομοιώσεις των ρεαλιστικών μοντέλων είναι ανάλογη με αυτή του απλού μοντέλου προσομοίωσης. Πιο συγκεκριμένα, για τα πρώτα 10m η πτώση της στάθμης μειώνεται ανά 2.5m και από τα 10m και μετά μειώνεται ανά 5m μέχρι τη τα 20m.

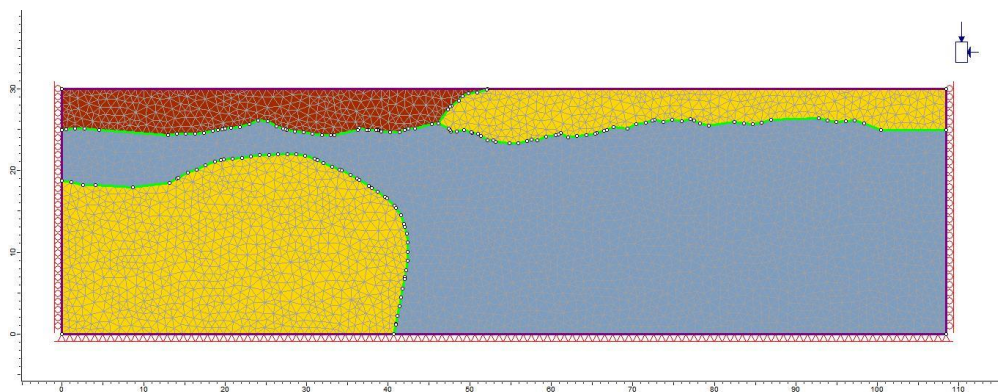
Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που εισήχθησαν σε όλα τα μοντέλα ήταν αργιλοϊλυώδεις άμμοι, αμμώδεις αργιλοϊλίες και αργιλοϊλυώδεις άμμοι με χαλίκια, των οποίων τα μηχανικά χαρακτηριστικά φαίνονται στον Πίνακα 4-1.

Μοντέλο προσομοίωσης Γραμμής Μελέτης V1

Στην Εικόνα 4-11 φαίνεται η ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή από την οποία προέκυψε το μοντέλο προσομοίωση, ενώ στην Εικόνα 4-12 απεικονίζεται το αντίστοιχο γεωτεχνικό μοντέλο προσομοίωσης.

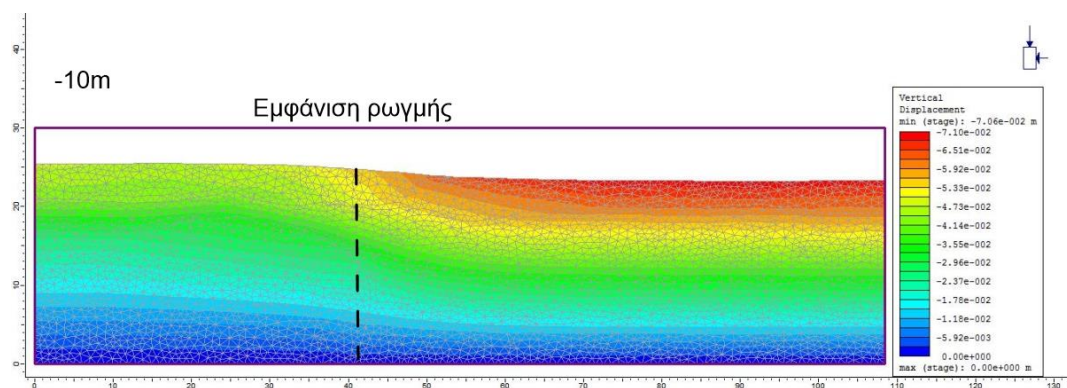


Εικόνα 4-11: Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της γραμμής μελέτης V1.

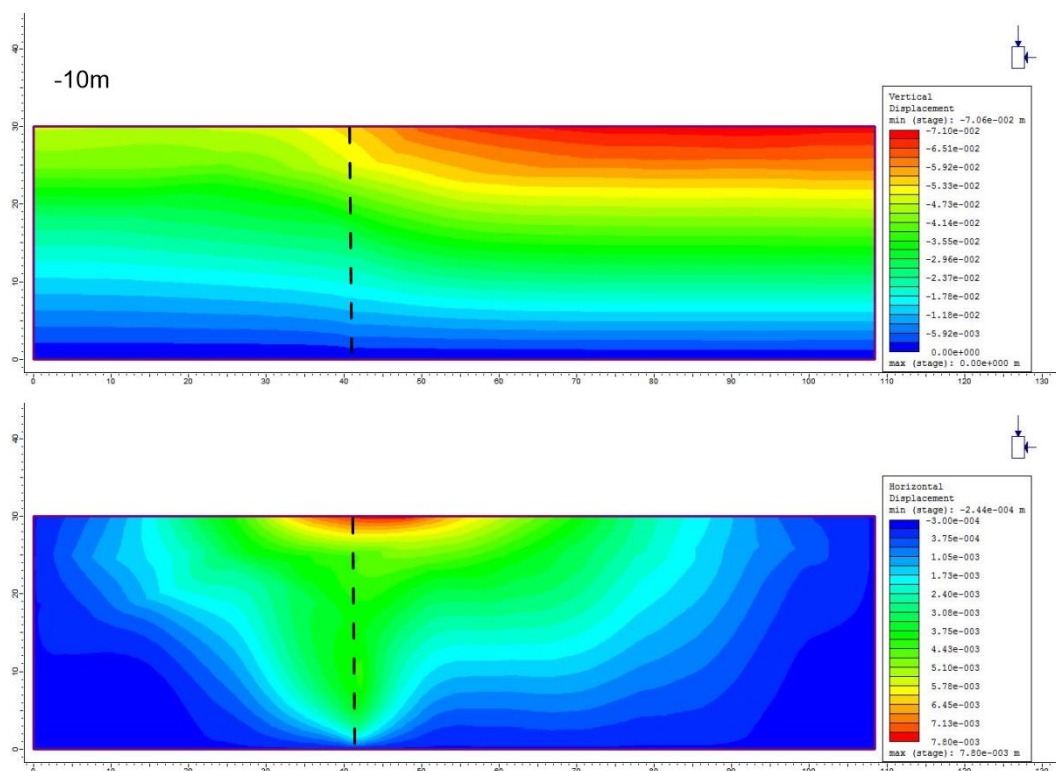


Εικόνα 4-12: Γεωμετρία του μοντέλου προσομοίωσης η οποία προέκυψε από τη γεωηλεκτρική τομή V1.

Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων για πτώση στάθμης του υδροφόρου 10m, δείχνουν ότι η μεγαλύτερη κατακόρυφη μετακίνηση παρουσιάζεται στη δεξιά πλευρά της τομής, όπου επικρατούν σε μεγαλύτερο ποσοστό αμμώδεις αργιλοΐλυνες (Εικόνα 4-14, πάνω). Στο σημείο επαφής των διαφορετικών σχηματισμών (περίπου 40-45m της τομής) παρατηρείται παραμόρφωση του εδάφους (Εικόνα 4-13) καθώς και μέγιστη οριζόντια μετακίνηση (Εικόνα 4-14 κάτω).



Εικόνα 4-13: Κατανομή παραμορφώσεων του εδάφους για πτώση στάθμης -10m για την τομή V1, στην οποία απεικονίζεται το σημείο εκδήλωσης της ρωγμής.

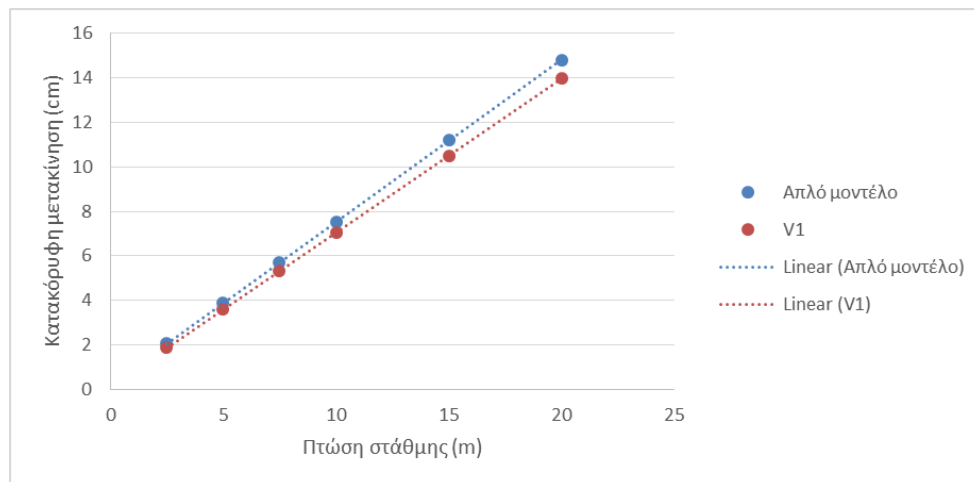


Εικόνα 4-14: Κατανομή κατακόρυφων (επάνω) και οριζόντιων (κάτω) παραμορφώσεων για πτώση στάθμης του υδροφόρου -10m. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι μέγιστες μετατοπίσεις.

Πίνακας 4-3: Τιμές μέγιστων κατακόρυφων και οριζόντιων μετακινήσεων του μοντέλου προσομοίωσης V1 για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου.

Πτώση στάθμης (m)	Κατακόρυφες μετακινήσεις Uy (cm)	Οριζόντιες μετακινήσεις Ux (cm)
-2,5	1,89	0,374
-5	3,6	0,473
-7,5	5,33	0,626
-10	7,06	0,78
-15	10,5	1,09
-20	14	1,4

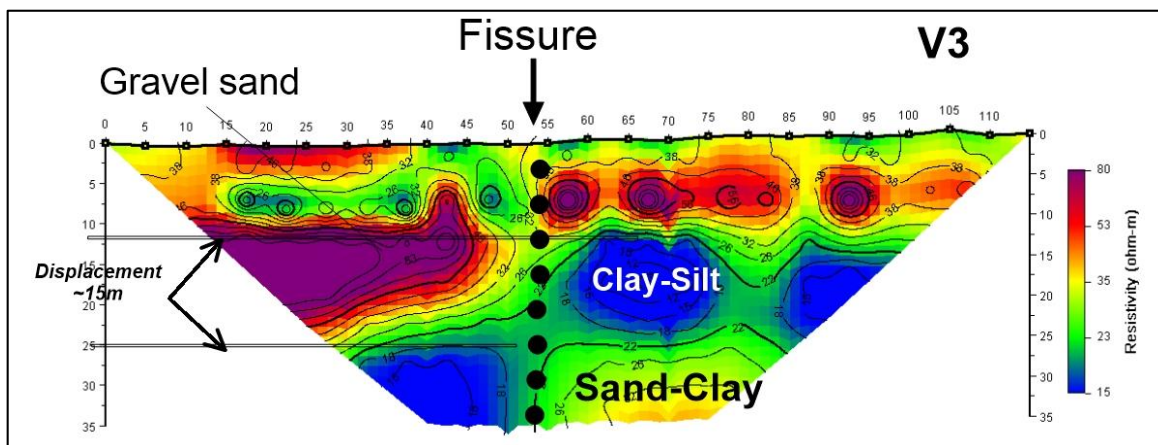
Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των αναλύσεων του μοντέλου V1 με το απλό μοντέλο προσομοίωσης, παρατηρούνται μικρές διαφορές στο μέγεθος των καθιζήσεων της τάξεων 6,7%, και παρόμοιες εικόνες κατακόρυφων και των οριζόντιων μετακινήσεων. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι οι δύο τομές έχουν παρόμοια γεωλογική δομή, με τους αργιλικούς σχηματισμούς να υπερτερούν στη δεξιά πλευρά του ρήγματος.



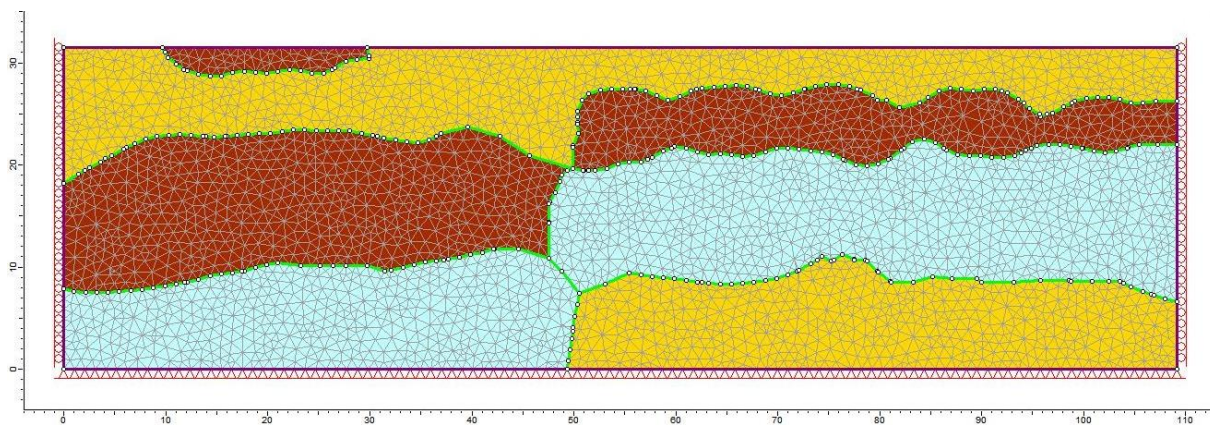
Εικόνα 4-15: Διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων και πτώσης στάθμης για το μοντέλο V1.

Μοντέλο προσομοίωσης Γραμμής Μελέτης V3

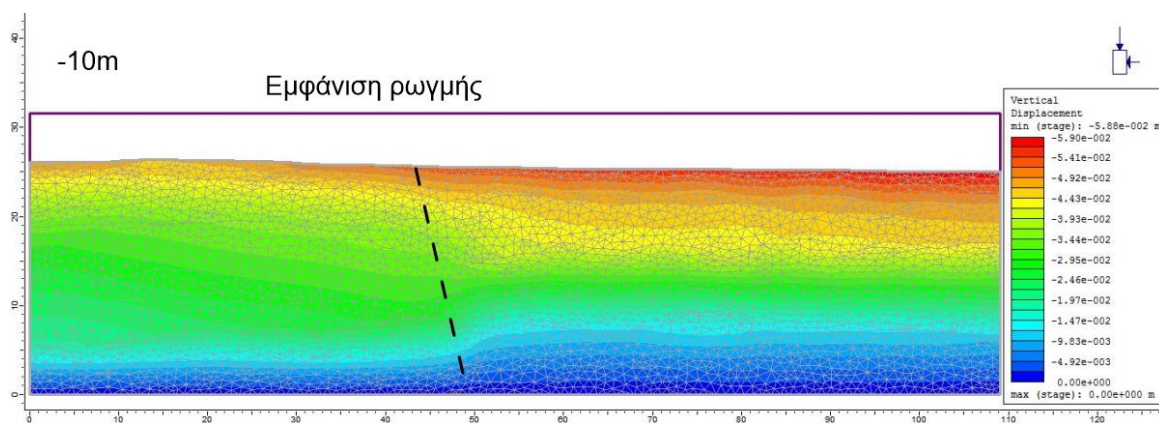
Στην Εικόνα 4-16, φαίνεται η ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της γραμμής μελέτης V3 και στην Εικόνα 4-17 παρουσιάζεται η αντίστοιχη γεωμετρία του μοντέλου που χρησιμοποιήθηκε για τις προσομοιώσεις.



Εικόνα 4-16: Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή γραμμής μελέτης V3.



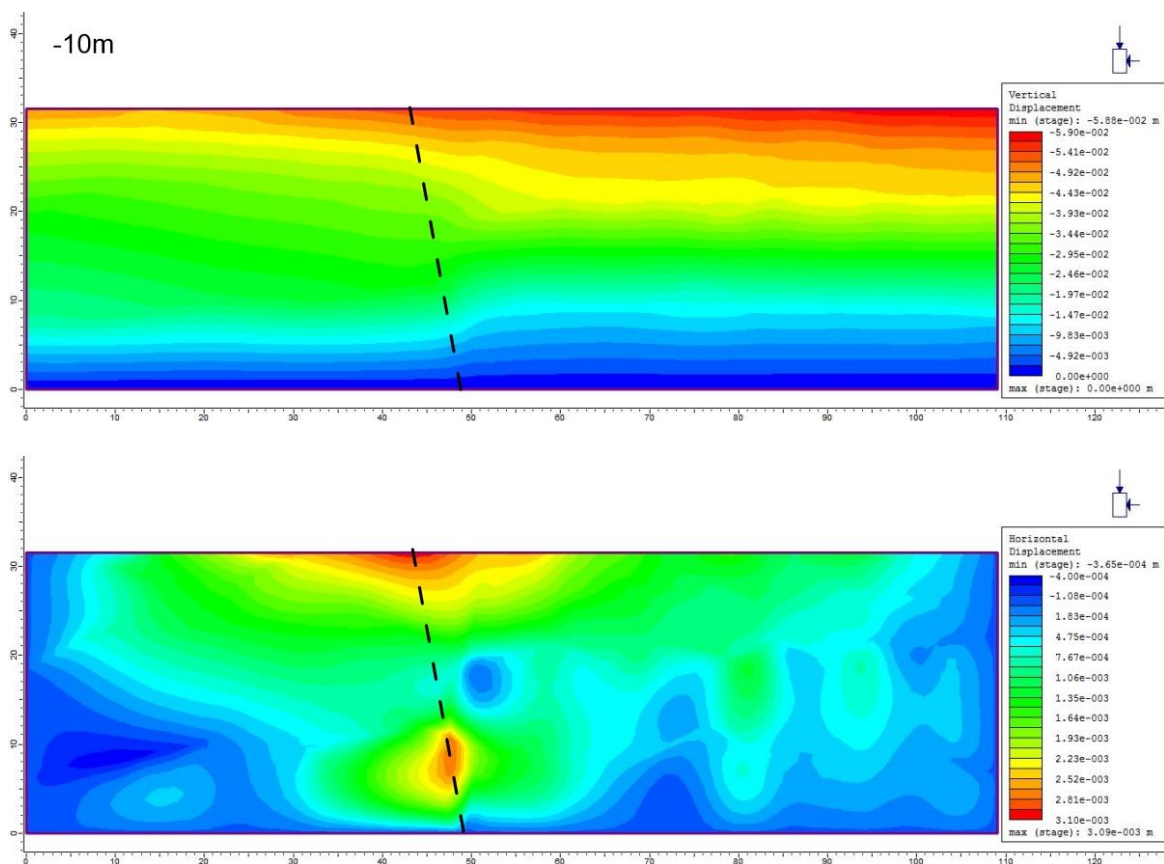
Εικόνα 4-17: Γεωμετρία του μοντέλου προσομοίωσης η οποία προέκυψε από τη γεωηλεκτρική τομή V3.



Εικόνα 4-18: Κατανομή παραμορφώσεων του εδάφους για πτώση στάθμης 10m της γραμμής μελέτης V3, στην οποία απεικονίζεται το σημείο εκδήλωσης της ρωγμής.

Η μεγαλύτερη καθίζηση, επίσης, εντοπίζεται δεξιά του ρήγματος όπου η παρουσία των λεπτόκοκκων υλικών (άμμοι-άργιλοι) βρίσκεται σε μεγαλύτερο ποσοστό

Σε αυτό το μοντέλο προσομοίωσης δεν παρατηρούνται έντονες επιφανειακές παραμορφώσεις στο σημείο εμφάνισης της ρωγμής (Εικόνα 4-18) και φαίνεται να υπάρχει ομοιόμορφη κατανομή των κατακόρυφων μετακινήσεων στα επιφανειακά στρώματα (Εικόνα 4-19, πάνω). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στο σημείο της επιφανειακής εμφάνισης της ρωγμής δεν υπάρχει επιφανειακή διαφοροποίηση του υλικού. Παρόλα αυτά στο σημείο όπου εμφανίζεται η ρωγμή παρατηρούνται και μέγιστες οριζόντιες μετακινήσεις.

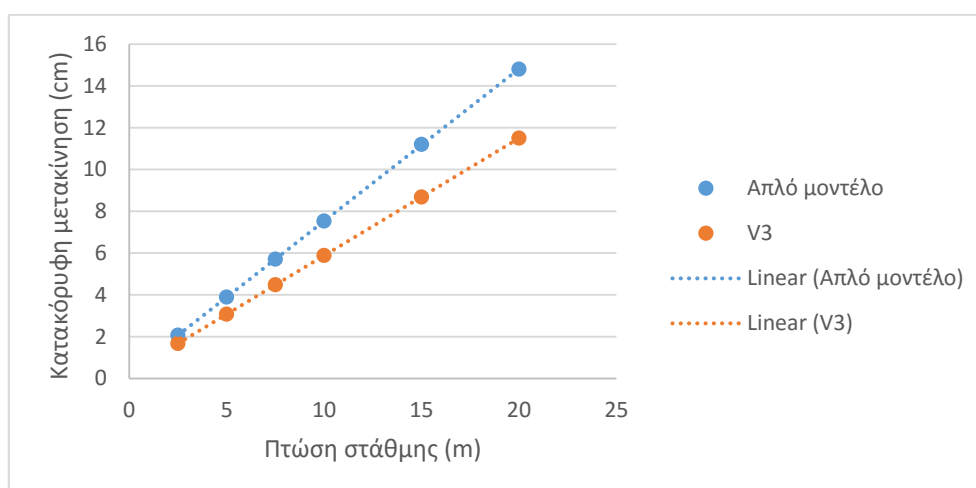


Εικόνα 4-19: Κατανομή κατακόρυφων (επάνω) και οριζόντιων (κάτω) μετατοπίσεων για 10m πτώση στάθμης του υδροφόρου της γραμμής μελέτης V3. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι μέγιστες μετατοπίσεις.

Πίνακας 4-4: Τιμές μέγιστων κατακόρυφων και οριζόντιων μετακινήσεων του μοντέλου προσομοίωσης V3 για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου.

Πτώση στάθμης (m)	Κατακόρυφες μετακινήσεις Uy (cm)	Οριζόντιες μετακινήσεις Ux (cm)
-2,5	1,67	0,301
-5	3,07	0,294
-7,5	4,48	0,287
-10	5,88	0,309
-15	8,68	0,422
-20	11,5	0,535

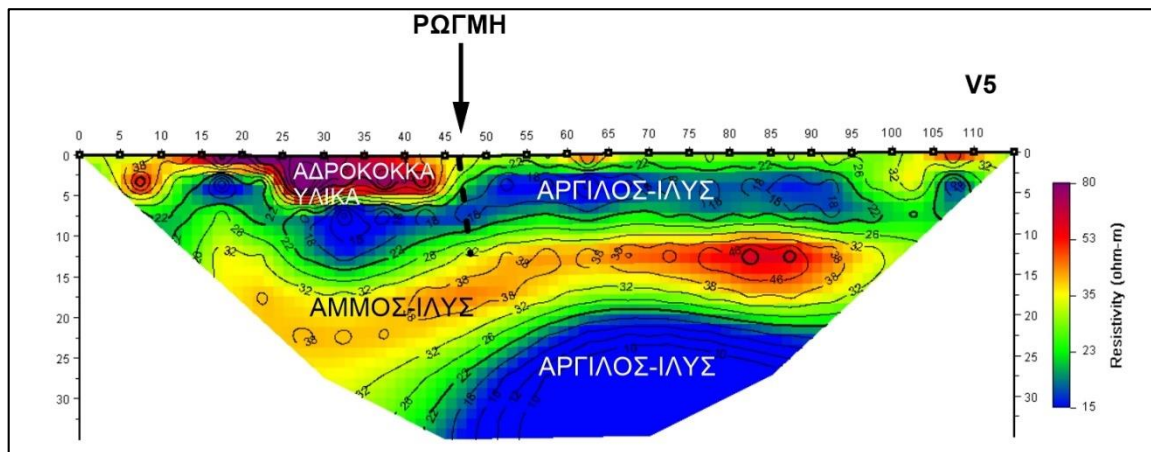
Σε σύγκριση με το απλό μοντέλο προσομοίωσης, το μέγεθος των καθιζήσεων είναι μικρότερο και η διαφορά τους είναι της τάξεως 21%. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το μέγεθος των καθιζήσεων είναι ανάλογο του άλματος (Loupasakis et al., 2014). Στο μοντέλο προσομοίωσης V3 παρατηρείται άλμα της τάξεως 15m, ενώ στο απλό μοντέλο προσομοίωσης το άλμα είναι ίσο με 30m



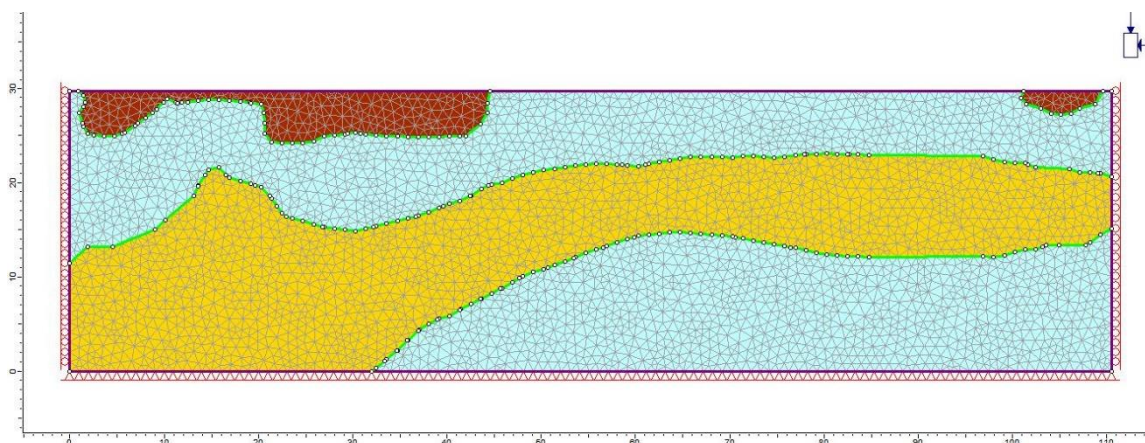
Εικόνα 4-20: Διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων και πτώσης στάθμης για το μοντέλο V3.

Μοντέλο Προσομοίωσης Γραμμής Μελέτης V5

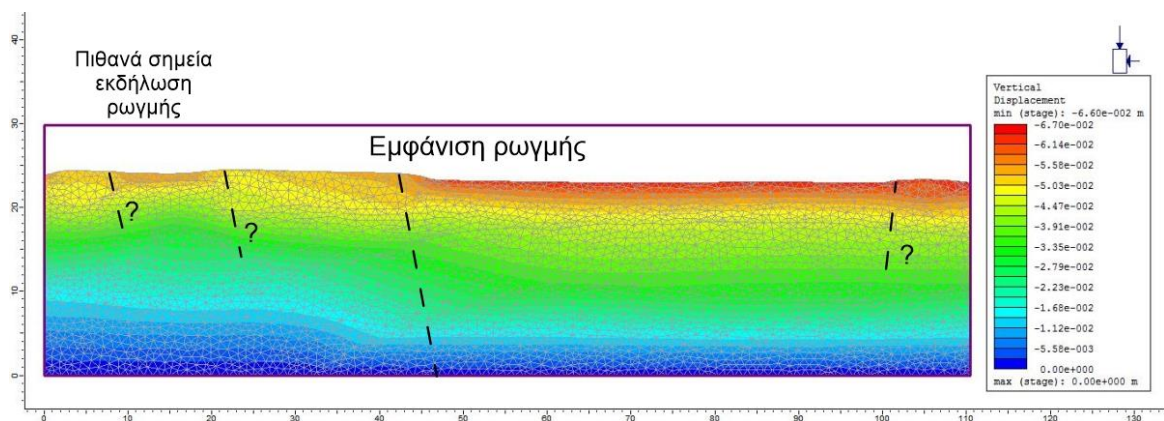
Η ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή της γραμμής μελέτης V5 φαίνεται στην Εικόνα 4-21. Στην Εικόνα 4-22 παρουσιάζεται η αντίστοιχη γεωμετρία του μοντέλου προσομοίωσης V5, όπως αυτή προέκυψε από τη γεωηλεκτρική τομή.



Εικόνα 4-21: Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή γραμμής μελέτης V5.



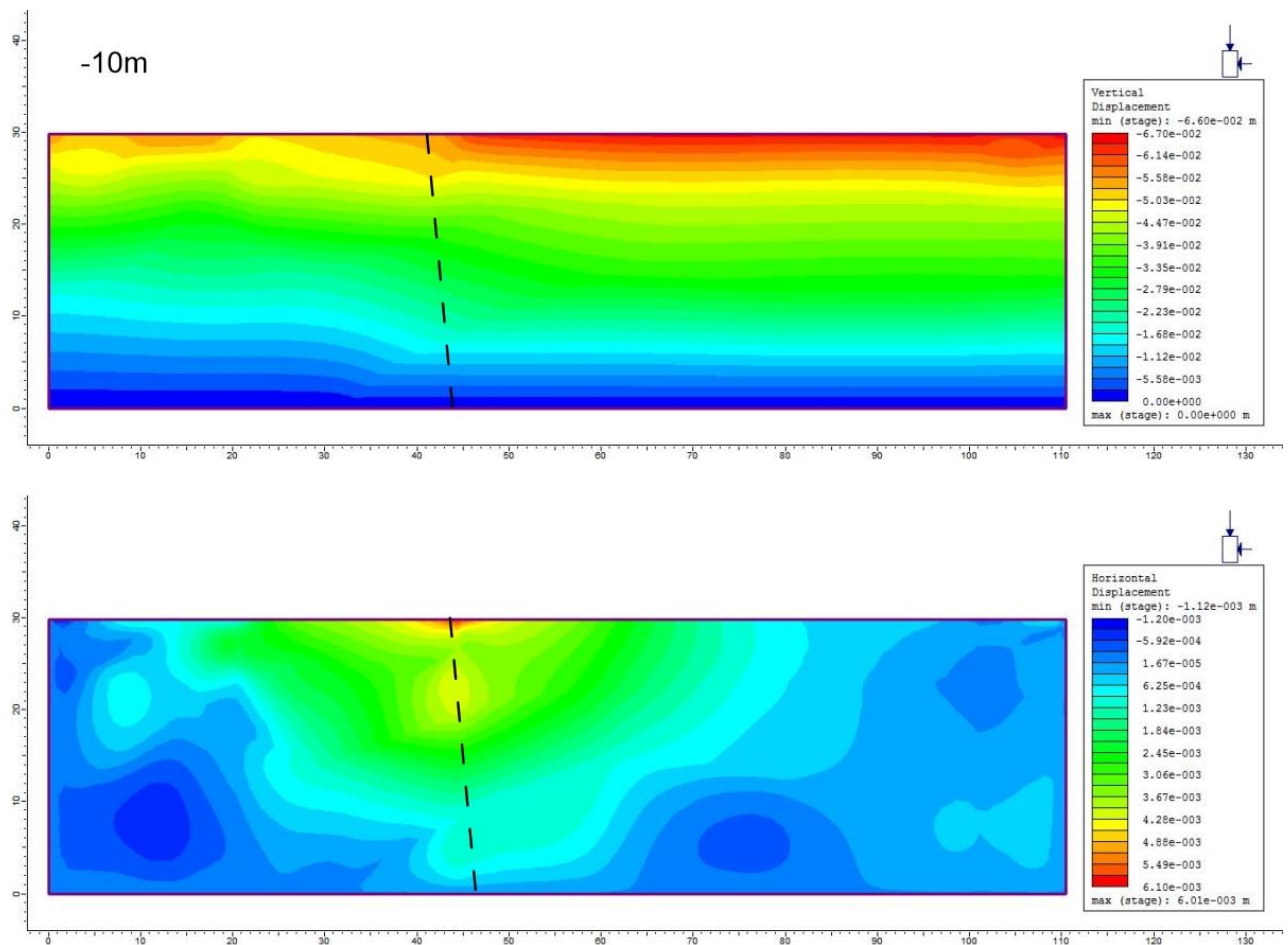
Εικόνα 4-22: Γεωμετρία μοντέλου προσομοίωσης η οποία προέκυψε από τη γεωηλεκτρική τομή V5.



Εικόνα 4-23: Κατανομή παραμορφώσεων του εδάφους για πτώση στάθμης 10m της γραμμής μελέτης V5, στην οποία φαίνονται σημεία εκδήλωσης των ρωγμών καθώς και των πιθανών νέων εκδηλώσεων ρωγμών.

Στο σημείο εμφάνισης της ρωγμής, υπάρχει μεγαλύτερη παραμόρφωση του εδάφους (Εικόνα 4-23). Παράλληλα στο σημείο αυτό ξεκινούν οι μέγιστες κατακόρυφες μετακινήσεις και παρατηρείται μέγιστη οριζόντια μετακίνηση. Οι μέγιστες παραμορφώσεις εκδηλώνονται στην πλευρά που επικρατούν λεπτόκοκκοι αργιλικό σχηματισμοί.

Στα σημεία επιφανειακών λιθολογικών μεταβολών παρατηρούνται μικρές παραμορφώσεις του εδάφους με την καθίζηση να είναι κοντά στα 5cm. Στα σημεία αυτά δεν έχει καταγραφεί κάποια ρωγμή και μπορούν να συνδεθούν με μελλοντικές εκδηλώσεις ρωγμών.

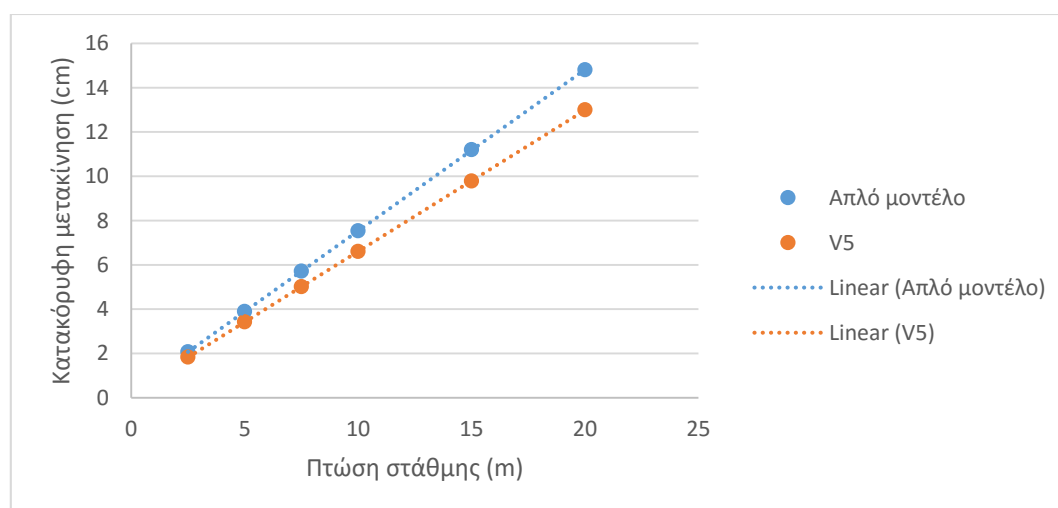


Εικόνα 4-24: Κατανομή κατακόρυφων (επάνω) και οριζόντιων (κάτω) παραμορφώσεων για πτώση στάθμης 10m για τη γραμμή μελέτης V5. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι μέγιστες μετατοπίσεις.

Πίνακας 4-5: Τιμές μέγιστων κατακόρυφων και οριζόντιων μετακινήσεων του μοντέλου προσομοίωσης V5 για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου.

Πτώση στάθμης (m)	Κατακόρυφες μετακινήσεις Uy (cm)	Οριζόντιες μετακινήσεις Ux (cm)
-2,5	1,83	0,246
-5	3,42	0,364
-7,5	5,01	0,483
-10	6,6	0,601
-15	9,78	0,838
-20	13	1,08

Στο μοντέλο V5 εκτιμώνται μικρότερες κατακόρυφες μετακινήσεις σε σχέση με το απλό μοντέλο προσομοίωσης και η διαφορά τους είναι της τάξεως του 12,2%. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι το άλμα στην περίπτωση του μοντέλου V5 είναι μικρότερο των 15m, ενώ το άλμα στο απλό μοντέλο έχει θεωρηθεί 30m.



Εικόνα 4-25: Διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων και πτώσης στάθμης για το μοντέλο V5.

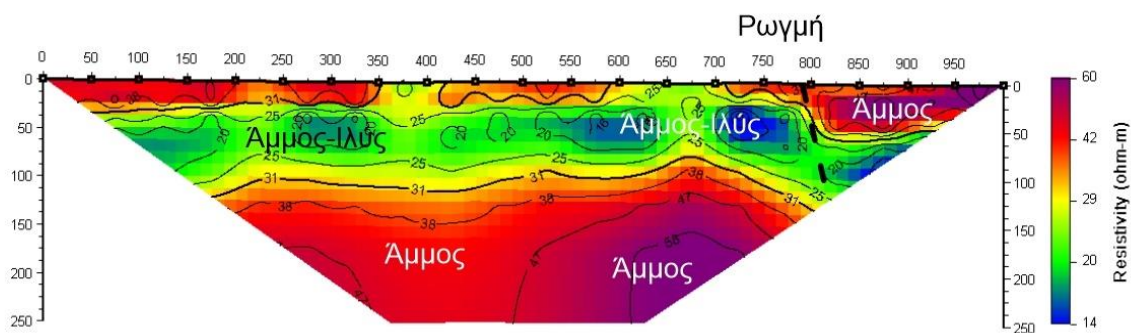
Μοντέλο Προσομοίωσης Γραμμής μελέτης L6

Το τελευταίο κομμάτι παραμετρικών αναλύσεων πραγματοποιήθηκε σε μοντέλο προσομοίωσης μεγαλύτερης κλίμακας. Πιο συγκεκριμένα, η προς ανάλυση τομή προέκυψε από τη γεωηλεκτρική τομή που είχε πραγματοποιηθεί στα πλαίσια της έρευνας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης το 2014.

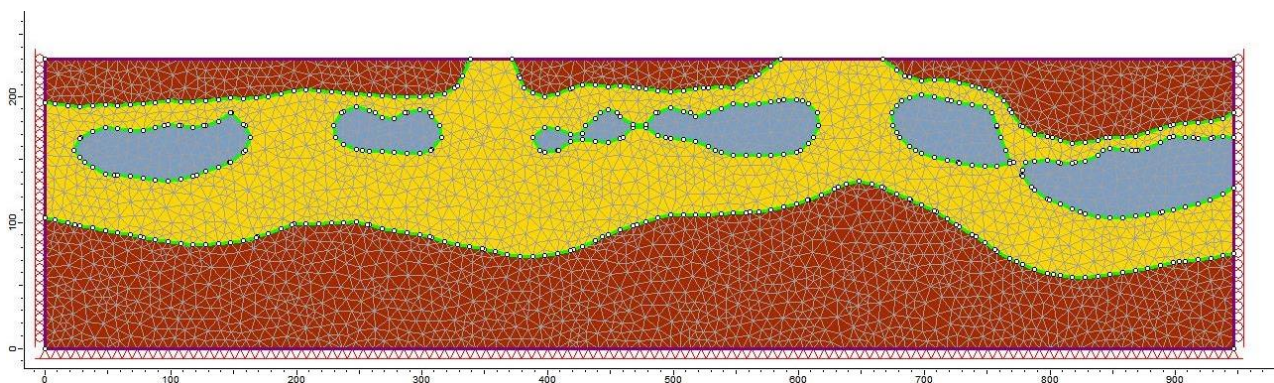
Η τομογραφία τοποθετείται στο σημείο που βρίσκεται και η ηλεκτρική τομογραφία V3. Το μήκος της τομογραφίας είναι 1000m και το βάθος της φτάνει περίπου τα 230m. Στην τομή αυτή παρατηρείται οριζόντια στρωματογραφία χωρίς παρουσία πλευρικών διαφοροποιήσεων. Στο

σημείο των 800m της τομής, εντοπίζεται επιφανειακό αντιστατικό στρώμα σχετικά μεγάλου πάχους, το οποίο συνδέεται με την εμφάνιση ρωγμής (διακεκομμένη μαύρη γραμμή, Εικόνα 4-26). Στο σημείο αυτό και σε μεγαλύτερο βάθος (50m) παρατηρείται ταπείνωση του δεξιού τεμάχους, με αποτέλεσμα το άλμα να φτάνει περίπου τα 20m. Η γεωηλεκτρική τομή παρουσιάζεται ερμηνευμένη στην Εικόνα 4-26. Το μοντέλο προσομοίωσης που προέκυψε φαίνεται στην Εικόνα 4-27.

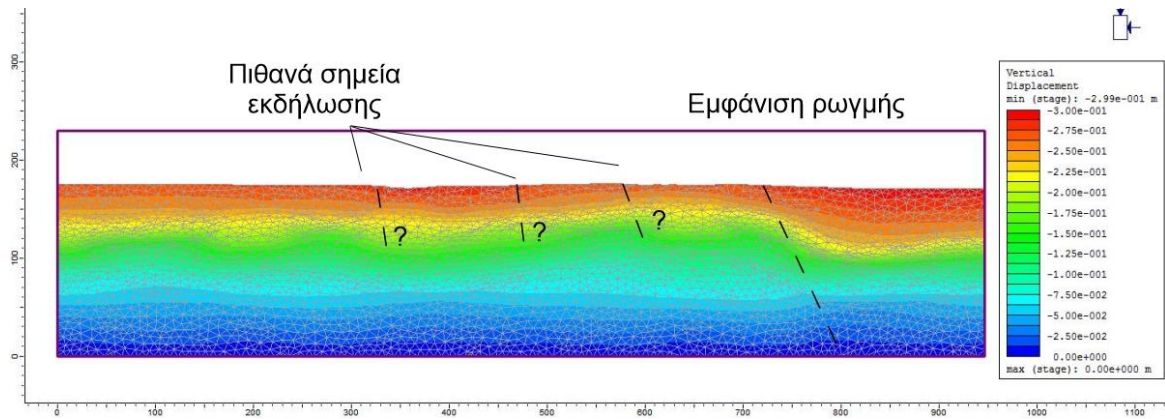
Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και οι αντίστοιχες γεωτεχνικές παράμετροι φαίνονται στον Πίνακα 4-1. Στην περίπτωση αυτή οι παραμετρικές αναλύσεις διεξήχθησαν με υποβίβαση της στάθμης ανά 5m μέχρι τα 20m και στη συνέχεια υποβιβάστηκε στα 30m και στα 50m, ενώ η αρχική στάθμη θεωρήθηκε στα 5m κάτω από την επιφάνεια.



Εικόνα 4-26: Ερμηνευμένη γεωηλεκτρική τομή I6.



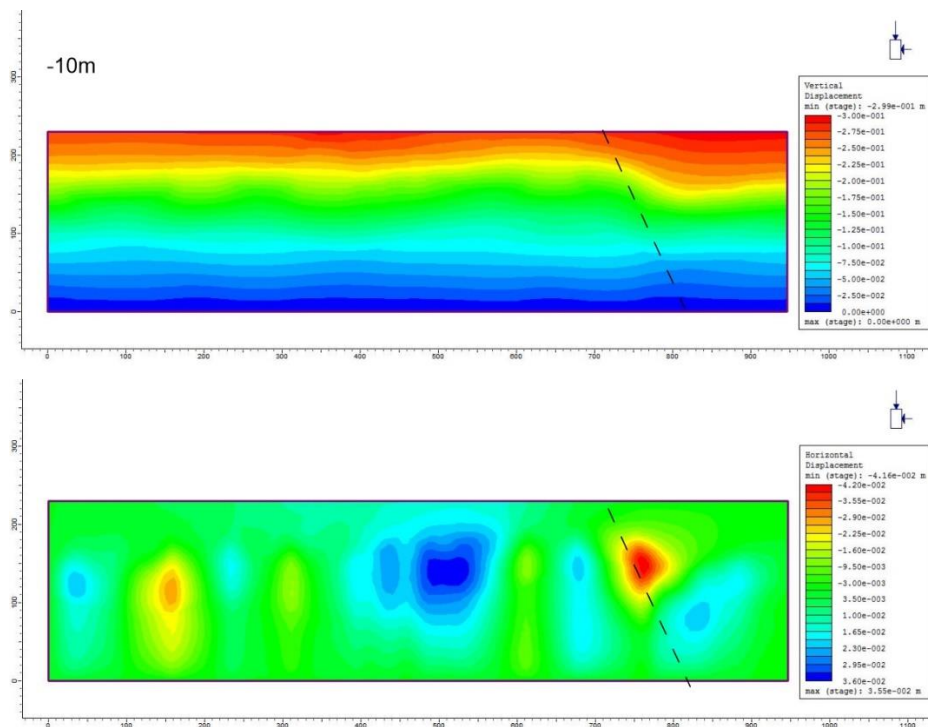
Εικόνα 4-27: Γεωμετρία μοντέλου προσομοίωσης I6.



Εικόνα 4-28: Κατανομή παραμορφώσεων του εδάφους για πτώση στάθμης 10m της γραμμής μελέτης L6, στην οποία φαίνονται σημεία εκδήλωσης των ρωγμών καθώς και των πιθανών νέων εκδηλώσεων ρωγμών.

Σύμφωνα με το αποτέλεσμα κατανομής των κατακόρυφων μετακινήσεων (Εικόνα 4-29, πάνω). Παρατηρείται ομοιόμορφη κατανομή της καθίζησης κατά μήκος της τομής. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι οι σχηματισμοί είναι οριζόντιοι στρωματωμένοι. Παρόλα αυτά στο διάστημα μεταξύ 800m και 1000m παρατηρείται αύξηση των κατακόρυφων μετακινήσεων και στο σημείο της ρωγμής παρατηρούνται μέγιστες οριζόντιες μετακινήσεις.

Επιπλέον, στα σημεία επιφανειακής λιθολογικής μεταβολής παρατηρούνται παραμορφώσεις της τάξεως 5-8cm. Στα σημεία αυτά δεν έχουν καταγραφεί ρωγμές αλλά μπορούν να συνδεθούν με μελλοντικές εμφανίσεις ρωγμών.



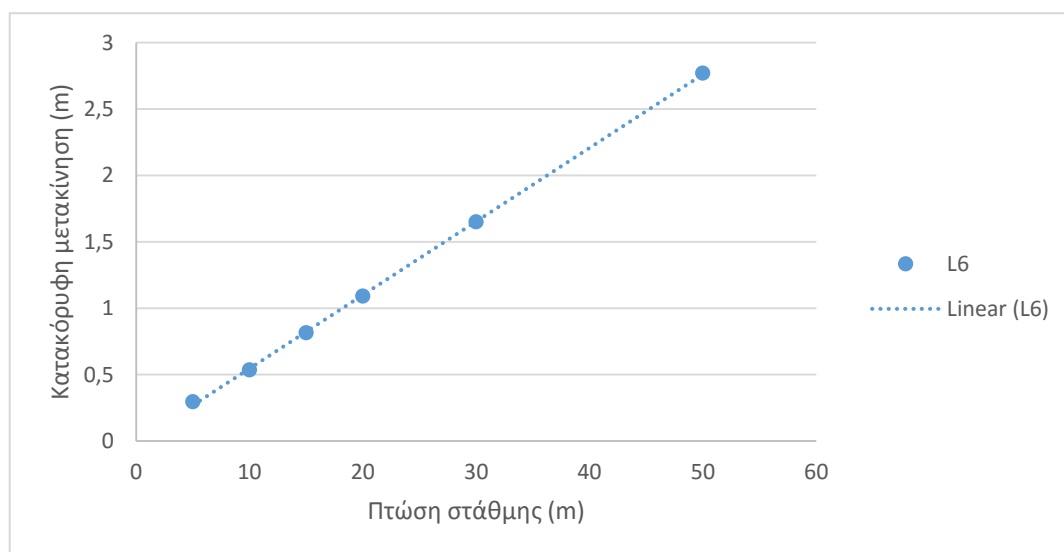
Εικόνα 4-29: Κατανομή κατακόρυφων (επάνω) και οριζόντιων (κάτω) παραμορφώσεων για πτώση στάθμης 10m για τη γραμμή μελέτης L6. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι μέγιστες μετατοπίσεις.

Πίνακας 4-6: Τιμές μέγιστων κατακόρυφων και οριζόντιων μετακινήσεων του μοντέλου προσομοίωσης L6 για κάθε πτώση στάθμης του υδροφόρου.

Πτώση στάθμης (m)	Κατακόρυφες μετακινήσεις Uy (cm)	Οριζόντιες μετακινήσεις Ux (cm)
-5	15,5	4,22
-10	29,9	4,14
-15	45,1	4,12
-20	60,4	4,22
-30	91,1	4,55
-50	153	6,22

Στο μοντέλο L6, οι κατακόρυφες μετακινήσεις εκτιμώνται πολύ μεγαλύτερες από αυτές των μικρότερης κλίμακας μοντέλων. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι λαμβάνονται υπόψη περισσότεροι και βαθύτερων στρωμάτων σχηματισμοί.

Τα αποτελέσματα της μεγάλης κλίμακας τομής είναι πιο κοντά στα παρατηρούμενες τιμές των καθιζήσεων της περιοχής των Βαλτόνερων, οι οποίες κυμαίνονται από 7-30cm μέσα στον οικισμό.



Εικόνα 4-30: Διάγραμμα κατακόρυφων μετακινήσεων και πτώσης στάθμης για το μοντέλο L6.

4.6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

Στόχος της έρευνας ήταν η δημιουργία γεωτεχνικών μοντέλων προσομοίωσης με τη χρήση των γεωφυσικών μοντέλων. Επομένως, στο σημείο αυτό της διατριβής δημιουργήθηκαν γεωτεχνικά εξάγοντας τις πληροφορίες για τη γεωλογική δομή από τις ηλεκτρικές τομογραφίες, καθώς αυτές απέδωσαν με λεπτομέρεια τη λιθολογία στην περιοχή των ρωγμών.

Οι προσομοιώσεις με τη χρήση γεωφυσικών μοντέλων είχε ως αποτέλεσμα οι γεωτεχνικές προσομοιώσεις να διαφοροποιηθούν σημαντικά γεγονός που σημαίνει ότι η χρήση γεωφυσικών μοντέλων μπορεί να αυξήσει την ακρίβεια και ρεαλιστικότητα των γεωτεχνικών προσομοιώσεων.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων, οι μεγαλύτερες κατακόρυφες μετακινήσεις εκδηλώνονται στις περιοχές της τομής όπου εντοπίζονται λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με περιεκτικότητα σε αργιλικά υλικά.

Οι επιφανειακές εκδηλώσεις των ρωγμών πραγματοποιούνται στα σημεία τόσο επιφανειακών λιθολογικών ασυνεχειών όσο και βαθύτερων πλευρικών μεταβολών.

Υπάρχει γραμμική συσχέτιση της πτώσης στάθμης του υπόγειου υδροφόρου με τις κατακόρυφες μετακινήσεις. Πιο συγκεκριμένα, όσο μεγαλύτερη είναι η πτώση στάθμης του υδροφόρου τόσο αυξάνεται και το μέγεθος της καθίζησης.

Οι μετακινήσεις είναι ανάλογες με το μέγεθος του άλματος, με αποτέλεσμα όσο πιο μεγάλη είναι πλευρική διαφοροποίηση τόσο πιο μεγάλη είναι η καθίζηση.

Τέλος, η ακριβέστερη προσέγγιση τέτοιων φαινομένων γίνεται με τη χρήση μεγάλης κλίμακας γεωτεχνικά μοντέλα. Πιο συγκεκριμένα, η μεγάλης κλίμακας τομή έδωσε καθιζήσεις πιο κοντά στις καταγεγραμμένες τιμές της περιοχής. Παρόλα αυτά τα μικρότερης κλίμακας μοντέλα έδωσαν σημαντικές καθιζήσεις και μπορούν να προβλέψουν την εμφάνιση νέων ρωγμών.

Κεφάλαιο 5ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η παρούσα Μεταπτυχιακή Εργασία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια διερεύνησης του μηχανισμού εκδήλωσης των εδαφικών διαρρήξεων που πλήττουν τον οικισμό των Βαλτόνερων του Δήμου Αμυνταίου του νομού Φλώρινας. Σύμφωνα με προηγούμενες έρευνες που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή, τα αίτια εκδήλωσης των εδαφικών υποχωρήσεων οφείλονται στην υπερεκμετάλλευση του υπόγειου υδροφόρου και τη σταδιακή ταπείνωση της στάθμης του.

Στα πλαίσια της διερεύνησης του μηχανισμού των εδαφικών υποχωρήσεων, εκτελέστηκαν ηλεκτρικές και σεισμικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόστηκαν ήταν η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας και οι σεισμικές μέθοδοι της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) και της σεισμικής διάθλασης.

Σε σχέση με τις γεωφυσικές ,μετρήσεις τα συμπεράσματα της μελέτης συνοψίζονται ως εξής:

- Οι τομογραφίες αποτύπωσαν με λεπτομέρεια τη γεωλογική δομή του υπεδάφους, ενώ παράλληλα απεικόνισαν και επιβεβαίωσαν την ύπαρξη των ρωγματώσεων. Βάσει της λιθολογικής ερμηνείας των γεωηλεκτρικών τομών αλλά και από γεωτρητικά δεδομένα, στην περιοχή απαντώνται σχηματισμοί με μεγάλη περιεκτικότητα σε άμμο, γεγονός που ευνοεί τη συνίζηση λόγω της υπεράντλησης των υδατικών πόρων.
- Οι ρωγμώσεις που εντοπίστηκαν στην περιοχή των Βαλτόνερων, φαίνεται να συνδέονται με έντονες, σχεδόν κατακόρυφες, λιθολογικές ασυνέχειες και πιθανώς να αφορούν και την ύπαρξη ρηγμάτων.
- Οι σεισμικές τομές, στο σύνολο τους, δεν μπόρεσαν να αποτυπώσουν με λεπτομέρεια τη γεωλογική δομή του υπεδάφους και τα σημεία των εδαφικών διαρρήξεων, όπως στην περίπτωση των ηλεκτρικών τομών. Παρόλα αυτά, οι τιμές των ταχυτήτων, τόσο των S όσο και των P-κυμάτων, είναι τιμές σχηματισμών με περιεκτικότητα σε άργιλο και άμμο.
- Από τη σεισμική έρευνα εκτιμήθηκαν τα μέτρα γνωστών γεωτεχνικών παραμέτρων σύμφωνα με τις τιμές των παραμέτρων V_{s15} , V_{s13} και τον Πίνακα ταξινόμησης των εδαφών του

Ευρωκώδικα 8, το έδαφος ανήκει κυρίως στην κατηγορία D, σύμφωνα με την οποία οι σχηματισμοί αφορούν αποθέσεις μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας.

- Η πυκνότητα των σχηματισμών, στο σύνολο των σεισμικών προφίλ, που συναντώνται στην περιοχή υπολογίστηκε κοντά στα 1683 kg/m^3 . Ο λόγος του Poisson ν εκτιμήθηκε κοντά στο 0,48 ο οποίος αφορά κορεσμένους σχηματισμούς, ενώ το μέτρο ελαστικότητας E κυμάνθηκε από 40MPa, στα επιφανειακά στρώματα, έως 230MPa στα βαθύτερα.

Το τελευταίο κομμάτι της διατριβής αφορά τη δημιουργία γεωτεχνικών μοντέλων, εξάγοντας τις πληροφορίες για τη γεωλογική δομή από τις ηλεκτρικές τομογραφίες και προσομοίωση των μοντέλων αυτών με τη χρήση του λογισμικού προγράμματος RS² της Rocscience. Όλες οι αναλύσεις έγιναν με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων και του κριτηρίου αστοχίας Mohr – Coulomb.

Σε σχέση με τη γεωτεχνική προσομοίωση τα συμπεράσματα είναι:

- Οι προσομοιώσεις με τη χρήση γεωφυσικών μοντέλων είχε ως αποτέλεσμα οι γεωτεχνικές προσομοιώσεις να διαφοροποιηθούν σημαντικά γεγονός που σημαίνει ότι η χρήση γεωφυσικών μοντέλων μπορεί να αυξήσει την ακρίβεια και ρεαλιστικότητα των γεωτεχνικών προσομοιώσεων.
- Οι μεγαλύτερες κατακόρυφες μετακινήσεις εκδηλώνονται στις περιοχές της τομής όπου εντοπίζονται λεπτόκοκκοι σχηματισμοί με περιεκτικότητα σε αργιλικά υλικά.
- Οι επιφανειακές εκδηλώσεις των ρωγμών πραγματοποιούνται στα σημεία τόσο επιφανειακών λιθολογικών ασυνεχειών όσο και βαθύτερων πλευρικών μεταβολών.
- Υπάρχει γραμμική συσχέτιση της πτώσης στάθμης του υπόγειου υδροφόρου με τις κατακόρυφες μετακινήσεις. Πιο συγκεκριμένα, όσο μεγαλύτερη είναι η πτώση στάθμης του υδροφόρου τόσο αυξάνεται και το μέγεθος της καθίζησης.
- Οι μετακινήσεις είναι ανάλογες με το μέγεθος του άλματος, με αποτέλεσμα όσο πιο μεγάλη είναι πλευρική διαφοροποίηση τόσο πιο μεγάλη είναι η καθίζηση.
- Τέλος, η ακριβέστερη προσέγγιση τέτοιων φαινομένων γίνεται με τη χρήση μεγάλης κλίμακας γεωτεχνικά μοντέλα. Πιο συγκεκριμένα, η μεγάλης κλίμακας τομή έδωσε καθιζήσεις πιο κοντά στις καταγεγραμμένες τιμές της περιοχής. Παρόλα αυτά τα μικρότερης κλίμακας μοντέλα έδωσαν σημαντικές καθιζήσεις και μπορούν να προβλέψουν την εμφάνιση νέων ρωγμών.

Κύρια Συμπεράσματα

Σύμφωνα με τα παραπάνω τα κύρια συμπεράσματα της μελέτης είναι τα εξής:

- Η ηλεκτρική τομογραφία απέδωσε πλήρως την γεωλογική δομή στην περιοχή των σχηματισμών με αποτέλεσμα τη δημιουργία ρεαλιστικών γεωτεχνικών μοντέλων
- Οι σεισμικές μέθοδοι συνεισέφεραν μερικώς στη βελτίωση του γεωλογικού μοντέλου δίνοντας εκτιμήσεις των μηχανικών παραμέτρων, χωρίς όμως να δίνουν πληροφορία για λιθολογία του εδάφους στην περιοχή των ρωγμών.

5.1 ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

Η συγκεκριμένη εργασία αποτελεί απλά μια συμβολή στην έρευνα και επομένως υπάρχουν μεγάλα περιθώρια για συνέχιση της έρευνας τόσο σε μεθοδολογικό επίπεδο όσο και σε επίπεδο εφαρμογής στην περιοχή μελέτης. Ειδικότερα προτείνονται τα εξής ως πιθανή συνέχεια της έρευνας:

- Δημιουργία περισσότερων γεωτεχνικών μοντέλων μεγάλης κλίμακας με τη χρήση της ηλεκτρικής τομογραφίας για βελτίωση των αποτελεσμάτων του γεωτεχνικού μοντέλου.
- Βελτίωση τρόπων μέτρησης σεισμικών μεθόδων για την καλύτερη εκτίμηση των μηχανικών παραμέτρων και την καλύτερη απεικόνιση της γεωλογικής δομής του υπεδάφους.
- Απαιτείται συσχέτιση των γεωτεχνικών μοντέλων με γεωτεχνικές μετρήσεις πεδίου έτσι ώστε να βαθμονομηθούν οι γεωτεχνικές και το παραγόμενο παράμετροι του μοντέλου ώστε να γίνει πιο ρεαλιστικό.
- Εφαρμογή συμπληρωματικών γεωφυσικών μεθόδων όπως π.χ. σεισμική ανάκλαση, γεωραντάρ που ενδεχομένως μπορούν να παράγουν υψηλής ανάλυσης εικόνες του υπεδάφους.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ΕΛΛΗΝΙΚΗ

- Αγγελίτσα Β., 2011.** Διερεύνηση εδαφικών υποχωρήσεων λόγω υπεράντλησης στο Δήμο Αμυνταίου, Μεταπτυχιακή Διατριβή, ΕΜΠ, Αθήνα, 2011
- Βαφείδης Α., 1993.** Εφαρμοσμένη Γεωφυσική – Ι: Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά
- Γκουντούλας Κ., 2012.** Διερεύνηση των μηχανισμών λειτουργίας των λιμών Χειμαδίτιδας και Ζάχαρης της λεκάνης του Αμυνταίου του Ν. Φλώρινας από υδρογεωλογική και περιβαλλοντική άποψη, Διδακτορική Διατριβή, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη, 2012
- Δημητρακόπουλος, 2001.** Υδρογεωλογικές συνθήκες Ορυχείου Αμυνταίου. Προβλήματα κατά την εκμετάλλευση και αντιμετώπισή τους. Διδακτορική Διατριβή, ΕΜΠ, Αθήνα 2001
- Τσούρλος Π., Βαργεμέζης Γ., Κουτάλου Β., Σπυρίδης Α. κα. 2015.** Έρευνα και προτάσεις για την εμφάνιση ρωγμών στην ΤΚ Βαλτονέρων του Δ. Αμυνταίου Π.Ε. Φλώρινας, Τελική Έκθεση Ερευνητικού Προγράμματος. Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Hamdan H., 2010.** Ανάπτυξη τεχνικών συνδυασμένης επεξεργασίας γεωφυσικών δεδομένων (ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων) για την απεικόνιση της υφαλμύρινσης σε παράκτιους υδροφορείς. Διδακτορική διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά
- Καββαδάς Μ., 2006.** Στοιχεία εδαφομηχανικής. Έκδοση Ε.Μ.Π., Αθήνα
- Κούκα Δ., 2010.** Γεωτεχνική μελέτη γέφυρας κεντρικής τάφρου Αναργύρων Δήμου Αετού. Αδημοσίευτη γεωτεχνική μελέτη, Θεσσαλονίκη
- Κρητικάκης Σ. Γ., Βαφείδης Α. και Gourry J. C., 2004.** Ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και εφαρμογή σε χώρο απόθεσης απορριμάτων στη Β. Ιταλία και στη βιομηχανική περιοχή Porto Petroli, Genoa. Πρακτικά 10^{ου} Διεθνούς Συνεδρίου, Θεσσαλονίκη, 2004
- Κρητικάκης Γ., 2009.** Επιφανειακά κύματα: Εφαρμογές σε περιβαλλοντικά και γεωτεχνικά προβλήματα., Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά
- Λουπασάκης Κ., 2006.** Μελέτη γεωτεχνικών συνθηκών των πρανών του ορυχείου πεδίου Αμυνταίου στα όρια του δ.δ. Αναργύρων του δ. Αετού, Ν. Φλώρινας, Απρίλιος, 2006
- Μουντράκης Δ., 1983.** Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγνικής ζώνης και γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών Ελληνίδων. University Studio, Θεσσαλονίκη

- Μουντράκης Δ., 2010**, Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας, University Studio Press, Θεσσαλονίκη
- Σιμυρδάνης Κ., 2013**. Ανάπτυξη τομογραφικών γεωφυσικών τεχνικών για τη μελέτη γεωτεχνικών και περιβαλλοντικών προβλημάτων. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη, 2013
- Σοφιανός Α. Ι. και Νομικός Π. Π., 2008**. Προχωρημένη Μηχανική Πετρωμάτων. Σημειώσεις ΔΠΜΣ Σχεδιασμός και κατασκευή υπογείων έργων, Ε.Μ.Π., Αθήνα
- Τσιούρης Σ., 1996**. Ειδικό διαχειριστικό σχέδιο για την περιοχή λίμνες Χειμαδίτιδα-Ζάζαρη (GR1340005)
Μουσείο Γουλανδρή Φυσικής Ιστορίας-Ελληνικό Κέντρο Βιοτόπων-Υγροτόπων, Α.Π.Θ. Θέρμη Σελ. 212.
- Τσούρλος Π., Παπαζάχος Κ., Βαργεμέζης Γ., Τρανός Μ., Κουτάλου Β., 2007**. Διερεύνηση και προτάσεις για το πρόβλημα που δημιουργήσε το ρήγμα που εμφανίστηκε στα Δ.Δ. Φανού και Ξυνού Νερού. Τελική έκθεση Ερευνητικού Προγράμματος. Τομέας Γεωφυσικής, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη

ΔΙΕΘΝΗΣ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki K. and Richards P., 1980**. Quantitative Seismology: Theory and Methods, Vol. 1 W. H. Freeman, San Francisco
- Aubuin J., 1959**. Contribution a l'étude geologique de la Grece septentrionale. Les confins de l' Epire et de la Thessalie. Ann. Geol. Pays Hell
- Bourbie T., Coussy O. and Zinszner B., 1987**. Acoustics of porous media. Gulf Publishing Company, Paris
- Brunn J.H., 1956**. Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et de la Macedoine occidentale. Ann. Geol. Pays Hell., 7, pp. 1-358.
- Craig R. F., 2004**. Craig's Soil Mechanics. Spon Press
- Gardner G. H. F., Gardner L. W., Gregory A. R., 1974**. Formation velocity and density, the diagnostic basics for stratigraphy traps. Geophysics, 39, 770-780
- Hayashi K., 2003**. Data acquisition and Analysis of active and passive surface wave methods. Proceedings of SAGEEP
- Hayashi K. and Suzuki H., 2004**. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. Exploration Geophysics 35, 7-13

- Huyen D. T., Jinno K. and Tsutsumi A., 2010.** Modeling the drainage and groundwater table above the collecting pipe 2D groundwater models. *Applied Mathematical Modeling* 34 1428-1438
- Keller E. and Blodgett R., 2007.** *Natural Hazards: Earth's Processes as Hazards, Disasters and Catastrophes* (2nd Edition), Pentice Hall
- Kim J.H. (2010).** DC2DPro – Users Manual , KIGAM, KOREA
- Lay T. and Wallance C. T., 1995.** *Modern Global Seismology*, International Geophysics Series, Vol. 58, Academic Press, pp. 521
- Loupasakis C., Angelitsa V., Rozos D. and Spanou N., 2013.** Mining geohazards – land subsidence caused by the dewatering of opencast coal mines: The case study of Amyntaio coal mine, Florina, Greece. *Nat Hazards* 70:675-69
- Milson J., 2003.** *Field Geophysics*, John Wiley & Sons Ltd, p. 99
- Mohamed H.Khalil, Sherif M. Hanafy, 2008.** Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt. *Journal of Applied Geophysics* 65, 132-141
- Nazarian S., Stokoe II K.H. and Hudson W.R., 1983.** Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems, *Transp. Res. Rec.* Vol. 930, Washington DC, p. 38-45
- Park C. B., Miller R. and Xia J., 1999.** Multichannel analysis of surface waves, *Geophysics*, Vol. 64
- Pegah E. and Liu H., 2015.** Application of near-surface seismic refraction tomography and multichannel analysis of surface waves for geotechnical site characterizations: A case study, *Engineering Geology*
- Poland J. F., 1984.** *Guidebook to Studies of Land Subsidence Due to Groundwater Withdrawal.* UNESCO Studies and Reports in Hydrology 40.
- Rapsini F., Loupasakis C., Rozos D., Adam N. and Moretti S. 2014.** Ground subsidence phenomena in the Delta municipality region (Northern Greece): Geotechnical modeling and validation with Persistent Scatterer Interferometry. *International journal of applied Earth observation and geoinformation* 28, 78-89
- Richart F. E., J. R. Hall and R.D. Woods, 1970.** *Vibrations of soil and foundations*: Prentice Hall
- Rix G. J. and E. A. Leipski, 1991.** Accuracy and resolution of surface-wave inversion, in S. K. Bhatia and G. W. Blaney, eds., *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics*: ASCE, 17-32
- Sheriff R. E. and Geldart L. P., 1995.** *Exploration Seismology*, 2nd Edition, Cambridge University Press

- Simons, N. , Menzies, B and Matthews, M., 2002.** A short course in geotechnical site investigation. Thomas Telford Publishing, 2002.
- Socco V. and Strobbia C., 2004.** Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, Near Surface Geophysics, p. 165-185
- Stokoe II K. H., Wright G. W. Bay J. A. and Roesset J. M., 1994.** Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods, R. D., Edition, Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.
- Tsourlos P.I. 1995.** Modeling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data. Ph.D. Thesis, Department of Electronics, University of York
- Tzampoglou P., Loupasakis K., 2015.** New data regarding the ground water level changes at the Amyntaio Basin-Florina prefecture, Greece. National technical university of Athens, Department of Geological Sciences. Proceedings of 14th Intern. Congress, Thessaloniki, 2016
- Ward R., 1989.** Resistivity and induced polarization methods: in investigations in geophysics no 5, Geotechnical and environmental geophysics, vol I, ed. S. Ward, SEG, Tulsa
- Xia J., Miller R. and Park C., 1999a.** Estimation of near surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics 64, No 3, p. 697-700
- Yilmaz O., 1987.** Seismic data processing, in Doherty M.S. Edition, Investigations in Geophysics, 2, Society Exploration Geophysicists
- Yilmaz O., 2015.** Engineering seismology with applications to geotechnical engineering, Investigations in Geophysics, Vol. 17, Society Exploration Geophysicists

ΠΗΓΕΣ ΑΠΟ ΤΟ ΔΙΑΔΥΚΤΙΟ ΚΑΙ ΑΛΛΕΣ ΠΗΓΕΣ

- [1] <http://www.masw.com>
- [2] <http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp432e/>
- [3] <http://www.geo.auth.gr/courses/ggp/ggp762e/>
- [4] <http://enggeo-auth.weebly.com/>
- [5] <http://www.geometrics.com/>
- [6] <http://www.geotechdata.info/>
- [7] Εγχειρίδιο χρήσης SeisImager™, SeisImager/SW Manual v.3.0
- [8] Εγχειρίδιο χρήσης RS²(Rocscience)