1. Εισαγωγή

1.1. Γεωφυσικές μέθοδοι

Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρχεται σήμερα να συμπληρώσει όλα τα ερωτήματα που έχουν να κάνουν με το υπέδαφος, δίνοντας μια γρήγορη και ακριβή εικόνα με ταυτόχρονα χαμηλό κόστος. Το μεγάλο πλεονέκτημά της είναι ότι δίνει πληροφορίες χωρίς καμία μηχανική παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση κ.α.) καθώς επίσης και συνεχή δεδομένα σε αντίθεση με εκείνα των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων που αναφέρονται μόνο σε ένα σημείο.

Η χρήση των γεωφυσικών μεθόδων περιορίζεται στην ενδεικτική απεικόνιση μιας γεωφυσικής τομής, συνήθως μεγάλης κλίμακας, και συνοδεύεται από άλλες γεωφυσικές διασκοπήσεις. Ο λόγος που δεν επαρκούν για την λεπτομερή διερεύνηση των εδαφικών σχηματισμών είναι ότι παρουσιάζουν πλήθος περιορισμών καθώς το φυσικό έδαφος εμφανίζει μεγάλη ποικιλομορφία στην δομή του (ανώμαλη κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων με το βάθος).

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι έχουν σαν στόχο τον προσδιορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης. Η μετρούμενη ποσότητα είναι η ηλεκτρική τάση, από την οποία επιδιώκεται ο καθορισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της κατανομής των τιμών της μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι της γεωφυσικής διασκόπησης χωρίζονται σε δύο κατηγορίες:

Η πρώτη κατηγορία βασίζεται σε μετρήσεις ηλεκτρικών μεγεθών φυσικών ηλεκτρικών ρευμάτων ή πεδίων, και περιλαμβάνει:

Μέθοδο του φυσικού δυναμικού

Μέθοδο των τελλουρικών ρευμάτων

Η δεύτερη κατηγορία βασίζεται σε μετρήσεις ηλεκτρικών μεγεθών τα οποία εξαρτώνται από παραγόμενα τεχνητά ηλεκτρικά ρεύματα ή πεδία, και περιλαμβάνει:

Μέθοδο της ειδικής αντίστασης

Μέθοδο της επαγόμενης πολικότητας

Μέθοδο των ισοδυναμικών γραμμών

Η ηλεκτρική τομογραφία ανήκει στις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης και συμβάλλει στη λεπτομερή απεικόνιση του υπεδάφους, καθώς είναι μέθοδος υψηλής

1

διακριτικής ικανότητας και τα αποτελέσματά της μπορούν να συγκριθούν σε ακρίβεια με τα αποτελέσματα των γεωτρήσεων. Στην ηλεκτρική τομογραφία, η περιγραφή της γεωλογικής δομής βασίζεται στη μελέτη των μεταβολών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά την οριζόντια διεύθυνση, εντοπίζοντας έτσι ασυνέχειες κατά την οριζόντια ανάπτυξη των σχηματισμών, όπως π.χ. μεταπτώσεις.

Πολύ σημαντικός είναι ο καθορισμός της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος πριν να ξεκινήσει η χαρτογράφηση, καθώς από αυτή την απόσταση εξαρτάται το βάθος μέχρι το οποίο οι σχηματισμοί στο υπέδαφος επιδρούν στη διαμόρφωση της τιμής της ρ_α.

Μια σειρά από μετρήσεις της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πραγματοποιείται μετακινώντας τη διάταξη των ηλεκτροδίων από θέση σε θέση κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Οι τιμές αυτές, κατά μήκος αρκετών παράλληλων γραμμών, τοποθετούνται σε χάρτη φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων. Στη συνέχεια, μπορεί να γίνει επεξεργασία των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης χρησιμοποιώντας κάποια υπολογιστικά προγράμματα για τον υπολογισμό προσεγγιστικών τιμών της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Επιπλέον χρησιμοποιήθηκε και η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας η οποία έχει σαν στόχο τον προσδιορισμό της σεισμικής ταχύτητας στα στρώματα του υπεδάφους. Μέσω της σεισμικής ταχύτητας εντοπίζονται τα διαφορετικά στρώματα καθώς μεγάλη μεταβολή της σεισμικής ταχύτητας προσδιορίζει και διαφορετικό στρώμα.

Η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας βασίζεται σε αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, το οποίο είτε δημιουργείται με τη μέθοδο αντιστροφής των χρόνων καθυστέρησης, είτε κατασκευάζεται βάσει ορισμένων παραμέτρων (ελάχιστη και μέγιστη σεισμική ταχύτητα, αριθμός στρωμάτων, βάθος, υψόμετρο). Χρησιμοποιείται όταν η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μεταβάλλεται βαθμιαία, όταν είναι γνωστή η ύπαρξη πλευρικής μεταβολής της ταχύτητας και σε περιπτώσεις έντονου ανάγλυφου.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μπορούν να εφαρμοστούν στα τεχνικά έργα, στην αρχαιολογία και στους υδάτινους πόρους. Η συγκεκριμένη εργασία αποσκοπεί στον εντοπισμό σκληρών πετρωμάτων προκειμένου ο τομέας εκμετάλλευσης του ορυχείου Αμυνταίου να προγραμματίσει τις εργασίες εκσκαφής δεδομένου ότι ακολουθείται διαφορετική διαδικασία εκμετάλλευσης ανάλογα με το είδος και το πάχος των σκληρών σχηματισμών.

1.2. Γεωλογία περιοχής του κοιτάσματος Αμυνταίου

Το κοίτασμα στην περιοχή του Αμυνταίου βρίσκεται στο ΒΔ τμήμα της εκτεταμένης νεογενούς λεκάνης Πτολεμαΐδας-Αμυνταίου. Συγκεκριμένα βρίσκεται στα νότια περιθώρια του νεώτερου βυθίσματος Χειμαδίτιδας-Πετρών.(Δημητρακόπουλος 1994).

Η περιοχή του ορυχείου Αμυνταίου παρουσιάζει σχήμα πολυγωνικό με έκταση περίπου 30 τετραγωνικά χιλιόμετρα. Η μορφολογία είναι σχεδόν ομαλή με υψόμετρα κυμαινόμενα.

Η λιγνιτοφόρος περιοχή του Αμυνταίου δεν διαφοροποιείται γεωλογικά από τη λιγνιτοφόρο περιοχή της Πτολεμαΐδας. Στην τελευταία επικρατούν οι τεταρτογενείς αποθέσεις, τα νεογενή ιζήματα και οι σχηματισμοί υποβάθρου. Οι δύο αυτές περιοχές ανήκουν στην ίδια γεωλογική ενότητα και η συνέχειά της έχει διακοπεί από νεότερες, μεγάλης κλίμακας τεκτονικές διαταράξεις, οι οποίες έδρασαν προ και κατά τη διάρκεια της τεταρτογενούς περιόδου. Η συνέχεια των λιγνιτοφόρων περιοχών από επιμήκεις, βαθιές τάφρους και τεκτονικά εξάρματα.

Τα λιγνιτοφόρα ιζήματα της περιοχής Αμυνταίου, αποτελούν μέρος της νεογενούς σειράς ιζημάτων. Αυτά είναι καλυμμένα στο σύνολό τους σχεδόν από τεταρτογενείς ποταμολιμναίους σχηματισμούς.

Συναντώνται οι εξής τρεις σειρές στρωμάτων :

- Υπερκείμενη σειρά
- Λιγνιτοφόρα σειρά
- Υποκείμενη σειρά

<u>Υπερκείμενη σειρά</u>

Περιλαμβάνει τους σχηματισμούς που υπέρκεινται του ανωτέρου λιγνιτικού στρώματος. Έχουν ηλικία που ανάγεται στο Ανώτερο Πλειόκαινο, στο Πλειστόκαινο και στο Ολόκαινο.

Η σειρά αυτή περιλαμβάνει τους σχηματισμούς μέχρι και των νεότερων τεταρτογενών αποθεσέων. Αυτοί συναντώνται πάνω από το πρώτο συναντώμενο λιγνιτικό στρώμα.

Στην υπερκείμενη σειρά εμφανίζονται τρεις ενότητες που είναι οι εξής :

Λιμναία πλειοκαινικά ιζήματα. Τα ιζήματα αυτά αποτελούνται από αργίλους που είναι αμμούχοι και ασβεστούχοι, από λεπτόκοκκους άμμους και από μάργες. Μέσα τους έχουν εντοπιστεί απολιθώματα και απανθρακωμένα φυτικά λείψανα. Ποταμοχειμάρριες τεταρτογενείς αποθέσεις (ονομάζεται και σχηματισμός Προαστίου). Πάνω από τα ιζήματα της προηγούμενης σειράς, πάνω από τα λιμναία πλειοκαινικά ιζήματα, βρίσκεται σε ασυμφωνία ένα σύστημα ποταμοχειμάρριων αποθέσεων, που αποτελείται από αργίλους, χονδρόκοκκους και μεσόκοκκους άμμους, χαλαρά κροκαλοπαγή έως συνεκτικά και χαλαρούς ψαμμίτες έως συνεκτικούς. Στη σειρά αυτή δεν υπάρχει ούτε ενιαίο πάχος ούτε ενιαία εξάπλωση και παρατηρούνται ενστρώσεις συνεκτικών σκληρών υπερκειμένων που είναι φακοειδούς μορφής και μικρού σχετικά πάχους, περίπου 0,5 μ.

Ποταμολιμναίες τεταρτογενείς αποθέσεις (ονομάζεται και σχηματισμός Περδίκα). Οι αποθέσεις αυτού του σχηματισμού καταλαμβάνουν μεγάλο μέρος της περιοχής που ερευνήθηκε. Αποτελείται από ενστρώσεις λιγνίτη, ενστρώσεις λεπτόκοκκων άμμων με εναλλαγές αμμούχων αργίλων και μάργων, έως και από φακοειδείς ενστρώσεις ψηφιτοπαγών και χαλαρών κροκαλοπαγών, με κροκάλες μικρού μεγέθους.

<u>Λιγνιτοφόρος σειρά</u>

Η σειρά αυτή ανήκει στους μεσαίους ορίζοντες του λεγόμενου πλειοκαινικού Σχηματισμού Πτολεμαΐδας. Περιλαμβάνει τα ιζήματα που συναντώνται μεταξύ του ανώτερου λιγνιτικού στρώματος και του βαθύτερου λιγνιτικού. Με άλλα λόγια, περιλαμβάνει το σύνολο των λιγνιτικών στρωμάτων και το σύνολο των ενδιαμέσων στείρων ενστρώσεων. Οι τελευταίες αποτελούνται από αργίλους-συνήθως αμμούχους, ανθρακομιγείς-και μάργες. Το πάχος τους δεν είναι ενιαίο, κάτι το οποίο συμβαίνει και στην περίπτωση της λιγνιτοφόρου σειράς. Η παρουσία της άμμου είναι αισθητή τόσο στις ενδιάμεσες ενστρώσεις όσο και στα στρώματα λιγνίτη. Οι ενδιάμεσες ενστρώσεις απαντώνται σε πυκνή εναλλαγή με τα λιγνιτικά στρώματα, για να μη συνθέτουν ικανού πάχους στοιβάδα στείρων, η οποία θα διαχωρίζει όλη τη λιγνιτοφόρο σειρά, σε δύο ή και περισσότερες στοιβάδες.

<u>Υποκείμενη σειρά</u>

Η σειρά αυτή περιλαμβάνει τα ιζήματα που υπόκεινται αμέσως του βαθύτερου λιγνιτικού στρώματος. Η επιφάνεια διαχωρισμού της υποκείμενης και της λιγνιτοφόρου σειράς δεν είναι ούτε οριζόντια, ούτε ομαλή, αλλά μία ακανόνιστη επιφάνεια.

Παρακάτω αναφέρονται κάποια βασικά στοιχεία για τις δύο προαναφερθείσες σειρές:

Ανώτερο τμήμα. Ανήκει στους κατώτερους ορίζοντες του πλειοκαινικού Σχηματισμού Πτολεμαΐδας. Το πρώτο από τα πάνω στρώματα της ανώτερης υποκείμενης σειράς, είναι ένα στρώμα αργίλου. Στη σύσταση αυτής της αργίλου συμμετέχουν και κάποια χονδρόκοκκα υλικά, όπως άμμος και ψηφίδες. Κάτω από αυτή αναπτύσσεται ένα στρώμα ανοικτότεφρης μάργας που έχει μικρό πάχος και περιέχει απολιθώαματα και απανθρακωμένα φυτικά λείψανα. Μία σειρά από άμμους λεπτόκοκκους έως και χονδρόκοκκους αργιλούχους με φακοειδείς παρεμβολές αργίλων αμμούχων, συναντάται κάτω από τους σχηματισμούς της αργίλου και της μάργας. Έπειτα συναντάται μια σειρά κιτρινέρυθρη που αποτελείται κυρίως από άμμους και χονδρόκοκκα υλικά. Ανάμεσά τους παρεμβάλλονται στρώματα χαλαρών κροκαλοπαγών με κροκάλες σχιστολιθικών πετρωμάτων. Ολόκληρο το πάχος του ανώτερου τμήματος είναι μεγαλύτερο των 60-70 μ. όσον αφορά το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής. Περιφερειακά το πάχος υπερβαίνει αρκετές φορές και τα 100 μ.

Κατώτερο τμήμα. Ανήκει στο γνωστό πλειοκαινικό - μειοκαινικό Σχηματισμό Κομνηνών. Βρίσκεται σε συμφωνία με το προηγούμενο τμήμα και το όριο μεταξύ των δύο τμημάτων δεν είναι απόλυτα σαφές. Τα ιζήματα αυτού του τμήματος είναι κυρίως λεπτόκοκκοι άμμοι και ισχυρώς αμμούχοι άργιλοι, οι οποίοι έχουν τεφροκίτρινο χρώμα έως τεφροπράσινο. Στο κατώτερο τμήμα της υποκείμενης σειράς φιλοξενείται λιγνιτοφορία τύπου ξυλίτη, που δεν έχει όμως σημαντική οικονομική σημασία για την περιοχή του Αμυνταίου. Αυτό οφείλεται στο μεγάλο βάθος το οποίο βρίσκεται και στο μικρό πάγος που έγει (αποτελείται από λεπτά στρώματα μερικών εκατοστών που μπορούν να φθάσουν μέχρι και τα 2 μ). Εκτός των άλλων, υπάρχουν και τεμάχια κορμών και κλάδων. Κάτω από τη λιγνιτοφόρο στοιβάδα αναπτύσσονται άμμοι και κροκάλες από χαλαρά κροκαλοπαγή με σχιστολιθικά πετρώματα. Το πάχος του κατώτερου τμήματος της υποκείμενης σειράς, ύστερα από ειδικές μετρήσεις, βρέθηκε ότι ξεπερνά τα 100 μ. Κάτω από αυτή τη σειρά ακολουθούν στρώματα κρυσταλλικών ασβεστολίθων αλλά και μάρμαρα, που η ηλικία τους ανάγεται στο Μέσο Τριαδικό-Κατώτερο Ιουρασικό. Έπειτα υπόκεινται σχιστόλιθοι με ηλικία στο Νεοπαλαιοζωικό και Μέσο Τριαδικό. Τέλος υπάρχει και το κρυσταλλικό υπόβαθρο που αποτελείται από κρυσταλλικούς σχιστόλιθους και γνεύσιους. Αυτοί ανήκουν μεταξύ Προπαλαιοζωικού και Παλαιοζωικού. Παρακάτω απεικονίζονται και σχηματικά όλα αυτά που προαναφέρθηκαν.



Σχήμα 1.1 : Στρωματογραφικές στήλες περιοχής Αμυνταίου.

Το κοίτασμα της περιοχής Αμυνταίου έχει επηρεαστεί από μία σειρά μεταπτώσεων. Οι μεταπτώσεις αυτές δεν είναι ορατές από την επιφάνεια. Εντοπίσθηκαν και καταγράφηκαν ύστερα από αξιολόγηση που έγινε στα στοιχεία των γεωτρήσεων που υπήρχαν. Το άλμα δεν παραμένει σταθερό κατά μήκος ορισμένων μεταπτώσεων, εξαιτίας της πλαστικότητας που παρουσιάζουν τα ιζήματα και λόγω των συμπιέσεων και των διαφορετικών κάμψεων που έχουν υποστεί κατά τη διάρκεια μετακίνησης των τεμαχών.

Οι λιγνίτες της περιοχής Αμυνταίου ανήκουν στην κατηγορία του γαιώδους λιγνίτη τύπου Πτολεμαΐδας. Το χρώμα τους στη φυσική τους κατάσταση είναι σκούρο καστανό έως καστανόμαυρο. Είναι μαλακοί, λεπτοστρωματώδεις, συχνά ψυλλώδεις και σπάνια συμπαγείς και αποσαθρώνονται εύκολα στον αέρα. Στις επιφάνειες των στρωματιδίων των λεπτοστρωματωδών λιγνιτών παρατηρούνται φυτικά λείψανα (υπολείμματα φύλλων, σπόροι και άλλα παρόμοια υλικά) όπως επίσης λεπτόκοκκοι άμμοι, φυλλάρια μαρμαρυγία, ενώ συχνά είναι και τα κελύφη απολιθωμάτων. Το ειδικό βάρος αυτών των λιγνιτών είναι περίπου 1,2 g/cm³, που συμπίπτει με το μέσο ειδικό βάρος του ίδιου τύπου λιγνιτών

Η σύγκριση των λιγνιτών του Αμυνταίου με τους αυτούς της Πτολεμαΐδας, δείχνει ότι οι κατώτερες ακραίες τιμές των λιγνιτών Αμυνταίου είναι λίγο υψηλότερες από τις αντίστοιχες τιμές της Πτολεμαΐδας. Γενικά η τέφρα των λιγνιτών Αμυνταίου, όπως άλλωστε και αυτή των λιγνιτών της Πτολεμαΐδας, τήκεται αρκετά δύσκολα.

1.3. Διπλωματική εργασία

Η διπλωματική εργασία αυτή διαπραγματεύεται τα εξής : στο πρώτο κεφάλαιο περιγράφει συνοπτικά τις γεωφυσικές μεθόδους καθώς και ου αυτές χρησιμοποιούνται καθώς και την γεωλογία της περιοχής Αμυνταίου όπου διεξήχθη το πείραμα. Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφονται οι βασικές αρχές της σεισμικής διάθλασης και της σεισμικής τομογραφίας. Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφεται η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης καθώς επίσης και οι διατάξεις αι ο τρόπος διάταξης των ηλεκτροδίων και ποιοι είναι οι παράγοντες επιλογής της κάθε διάταξης. Επίσης παρουσιάζεται ο τρόπος πραγματοποίησης των μετρήσεων καθώς και ο τρόπος με τον οποίο αυτές επεξεργάστηκαν. Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η γεωφυσική διασκόπηση και περιγράφεται αναλυτικά το πείραμα της σεισμικής διάθλασης καθώς και τα ανάλογα αποτελέσματα. Στο πέμπτο κατά σειρά κεφάλαιο περιγράφεται αναλυτικά το πείραμα της ηλεκτρικής τομογραφίας και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του. Στο έκτο και τελευταίο κεφάλαιο της διπλωματικής εργασίας παρουσιάζεται η δειγματοληπτική γεώτρηση, η υπέρθεση της σεισμικής και της ηλεκτρικής τομογραφίας καθώς και τα συμπεράσματα που εξήχθησαν μέσω αυτών όπως και οι προτάσεις της παρούσας εργασίας. Τέλος ακολουθεί η βιβλιογραφία και τα παραρτήματα.

2. Μέθοδος της σεισμικής διάθλασης

2.1 Βασικές αρχές της σεισμικής διάθλασης

Τα σεισμικά κύματα υφίστανται διαδοχικές διαθλάσεις στις διαχωριστικές επιφάνειες ή σε μέσο όπου η ταχύτητα μεταβάλλεται με το βάθος, με αποτέλεσμα την αλλαγή της πορείας της σεισμικής ακτίνας. Η γωνία πρόσπτωσης, i₀, η γωνία διάθλασης i₂, και οι ταχύτητες V₁ και V₂ στα δύο επιφανειακά στρώματα συνδέονται μέσω του νόμου του Snell:

$$p = \frac{\sin(i_0)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2}$$
(2.1)

όπου p είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας. Η σεισμική ακτίνα προσπίπτει στην διαχωριστική επιφάνεια υπό ορική γωνία, όταν ισχύει $V_2 > V_1$ και η διαθλώμενη ακτίνα έχει διεύθυνση παράλληλη προς τη διαχωριστική επιφάνεια (Σχήμα 2.1b). Σε μια τέτοια περίπτωση ο νόμος του Snell τροποποιείται ως εξής:

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

(2.2)

Όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι μεγαλύτερη της ορικής γωνίας, παρατηρείται ολική ανάκλαση (Σχήμα 2.1c). Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι βασική προϋπόθεση δημιουργίας ορικά διαθλώμενων κυμάτων είναι ότι οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων θα πρέπει να αυξάνουν από τους ρηχότερους στους βαθύτερους σχηματισμούς.



Σχήμα 2.1: Σχηματική παράσταση των τριών περιπτώσεων πρόσπτωσης μιας σεισμικής ακτίνας σε μια διεπιφάνεια. Κατά την πρόσπτωση υπό γωνία a) μικρότερη της ορικής δημιουργούνται ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα, b) ίση με την ορική γωνία δημιουργούνται ανακλώμενα και μετωπικά κύματα και c) με γωνία μεγαλύτερη της ορικής παρατηρείται ολική ανάκλαση.

Έστω σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει σε διαχωριστική επιφάνεια υπό ορική γωνία. Τότε το διαθλώμενο κύμα διαδίδεται στο δεύτερο στρώμα παράλληλα προς τη διαχωριστική επιφάνεια. Σύμφωνα με την αρχή του Huygens, κάθε σημείο του διαθλώμενου μετώπου κύματος αποτελεί δευτερεύουσα πηγή σεισμικών κυμάτων. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα σεισμικά κύματα τα οποία προέρχονται από τις δευτερεύουσες αυτές πηγές και αναδύονται στο πρώτο στρώμα (Σχήμα 2.2).



Σχήμα 2.2: Σχηματική παράσταση της δημιουργίας των μετωπικών κυμάτων (Reynolds, 1997).

Η γωνία των αναδυόμενων προς την επιφάνεια σεισμικών ακτίνων με την κάθετο στην διαχωριστική επιφάνεια είναι ίση με την ορική γωνία. Αυτά τα αναδυόμενα σεισμικά κύματα ονομάζονται μετωπικά κύματα.

Τα σεισμικά κύματα που καταγράφονται πρώτα στις θέσεις των γεωφώνων είναι τα απευθείας και τα μετωπικά κύματα (Σχήμα 2.3). Τα απευθείας κύματα καταγράφονται πρώτα στα γεώφωνα, που βρίσκονται μέχρι ορισμένη απόσταση x_c από το σημείο της έκρηξης. Η απόσταση αυτή λέγεται ορική απόσταση (Σχήμα 2.3) και δίνεται από τη σχέση (Βαφείδης, 1993):

$$x_{c} = 2 \cdot z_{1} \cdot \sqrt{\frac{V_{2} + V_{1}}{V_{2} - V_{1}}}$$
 (2.3)

όπου z₁ είναι το πάχος του πρώτου στρώματος. Αν x είναι η απόσταση κάποιου γεωφώνου από την πηγή, ο χρόνος διαδρομής, t₁, των απευθείας κυμάτων θα είναι:

$$t_1 = \frac{X}{V_1}$$
(2.4)

Στην περίπτωση δύο οριζόντιων στρωμάτων (Σχήμα 2.3) οι καταγραφές που θα προκύψουν από τη σεισμική διάθλαση θα έχουν τη μορφή του Σχήματος 2.4. Παρατηρείται ότι ο χρόνος διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων είναι γραμμική συνάρτηση της απόστασης. Συνεπώς, η καμπύλη χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών θα είναι ευθείες γραμμές. Η ευθείες των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων παριστάνονται με την OC και την CD στο Σχήμα 2.5, αντίστοιχα.

Γενικά, η διαδικασία υπολογισμού του πάχους και των ταχυτήτων των στρωμάτων από τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, για μια δομή δύο οριζόντιων στρωμάτων ακολουθεί τα εξής βήματα (Βαφείδης, 1993):

- Σε διάγραμμα t x τοποθετούνται οι μετρήσεις των διπλών χρόνων διαδρομής (πρώτες αφίξεις, Σχήμα 2.5) και των αποστάσεων πηγής – γεωφώνου.
- Επιλέγονται τα σημεία που βρίσκονται σε ευθεία, η οποία ξεκινά από την αρχή των αξόνων (ευθεία OC Σχήμα 2.5). Από την κλίση αυτής της ευθείας (απευθείας κύματα) υπολογίζεται η ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος (V₁=1/κλίση ευθείας απευθείας κυμάτων).
- Προσδιορίζεται η κλίση της ευθείας, η οποία περνά από τα υπόλοιπα σημεία (μετωπικά κύματα) αλλά και την τομή της με τον άξονα των χρόνων (χρόνος συνάντησης T₂(0) Σχήμα 2.5). Από την κλίση της ευθείας των μετωπικών κυμάτων, υπολογίζεται η ταχύτητα του δεύτερου στρώματος (V₂ =1/κλίση ευθείας μετωπικών κυμάτων).
- Προσδιορίζεται η ορική γωνία ic από τη σχέση (2.2):

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

• Υπολογίζεται το πάχος του επιφανειακού στρώματος z_1 από τη σχέση:

$$z_{1} = \frac{T_{2}(0) \cdot V_{1}}{2\cos(i_{c})}$$
(2.5)

όπου $T_2(0)$ είναι ο χρόνος συνάντησης και ισούται με το άθροισμα των χρόνων καθυστέρησης του σεισμικού κύματος στους κλάδους της σεισμικής ακτίνας που διαδίδονται στο επιφανειακό στρώμα. Ως χρόνος καθυστέρησης σε ένα κλάδο της σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται σε ένα στρώμα ορίζεται ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει τον κλάδο αυτό, σε σχέση με το χρόνο που θα χρειαζόταν το κύμα για να διανύσει την οριζόντια προβολή του κλάδου με τη μέγιστη ταχύτητα που απόκτησε αυτό κατά τη διαδρομή του. Στην περίπτωση των δύο στρωμάτων, ο χρόνος καθυστέρησης στον ένα κλάδο της σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται στο επιφανειακό στρώμα δίνεται από τη σχέση:



Σχήμα 2.3: Σεισμικές ακτίνες των απευθείας, των διαθλώμενων και των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων (πάνω) και οι αντίστοιχες καμπύλες διαδρομής των κυμάτων αυτών (κάτω). Παρατηρείται ότι οι πρώτες αφίξεις είναι τα απευθείας κύματα για $x < x_c$ και τα μετωπικά για $x > x_c$.



Σχήμα 2.4: Σχηματική παράσταση σεισμικών καταγραφών διάθλασης των οποίων οι πρώτες αφίξεις (διακεκομμένη γραμμή) αντιστοιχούν σε καταγραφές απευθείας (OC) και μετωπικών κυμάτων (CD).



Σχήμα 2.5: Καμπύλες διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων.

2.2 Μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας

Για την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης ακολουθείται η εξής διαδικασία:

- Εισαγωγή των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης.
- Διαμόρφωση της γεωμετρίας των δεδομένων.
- Επιλογή των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων (picking) και αποθήκευση αυτών.
- Επεξεργασία των πρώτων αφίξεων.
- Δημιουργία δρομοχρονικών διαγραμμάτων.
- Αντιστροφή.
- Προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων και του μοντέλου βάθους (σεισμικές τομές).

Τα δεδομένα εισάγονται στο πρόγραμμα επεξεργασίας (PickWin), σε μορφή SEG-2. Μετά την εισαγωγή των δεδομένων, ο χρήστης μπορεί να επέμβει και να διορθώσει τη γεωμετρία του πειράματος, αν είναι απαραίτητο (θέση πηγής, ισαπόσταση γεωφώνων κ.τ.λ.). Το πρόγραμμα παρέχει τη δυνατότητα βελτιστοποίησης της εμφάνισης των δεδομένων, προκειμένου να διακρίνονται πιο εύκολα οι πρώτες αφίξεις. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται φίλτρα απομάκρυνσης θορύβου, ενίσχυσης του πλάτους των κυμάτων και μεγέθυνσης στην οριζόντια ή στην κατακόρυφη διεύθυνση.

Το πρόγραμμα επιλέγει αυτόματα τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, ενώ παρέχει δυνατότητα ελεύθερης επιλογής στο χρήστη. Η διαδικασία της εισαγωγής και επεξεργασίας των δεδομένων, ολοκληρώνεται όταν χρησιμοποιηθούν όλα τα αρχεία που αντιστοιχούν στην ίδια γραμμή μελέτης (spread). Ακολουθεί η αποθήκευση του αρχείου (επέκταση .vs), το οποίο συμπεριλαμβάνει όλα τα αρχεία της ίδιας γραμμής μελέτης (σχήμα 2.6).

Με το κύριο πρόγραμμα ανάλυσης και ερμηνείας (PlotRefa) πραγματοποιείται η αντιστροφή των πρώτων αφίξεων με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας. Το πρόγραμμα λαμβάνει ως αρχείο εισόδου, το αρχείο εξόδου του προγράμματος Pickwin (αρχεία με επέκταση .vs) και παρέχει τη δυνατότητα της κοινής επεξεργασίας περισσότερων του ενός αναπτύγματος (spreads), που σχηματίζουν ευθεία γραμμή μελέτης. Μετά την εισαγωγή των δεδομένων, δημιουργείται το δρομοχρονικό διάγραμμα (διάγραμμα χρόνου διαδρομής συναρτήσει της οριζόντιας απόστασης πηγής - γεωφώνου). Ο χρήστης μπορεί να κάνει διορθώσεις, να διαγράψει δεδομένα και να μεταβάλει την κλίμακα. Επιλέγεται ο αριθμός των στρωμάτων. Το σημείο που εμφανίζει αλλαγή κλίσης στην καμπύλη των πρώτων αφίξεων, αποτελεί ένδειξη αλλαγής στρώματος. Τα σεισμικά στρώματα τονίζονται με διαφορετικό χρώμα.



Σχήμα 2.6: Διάγραμμα ροής του προγράμματος PickWin. Η διαδικασία εισαγωγής δεδομένων επαναλαμβάνεται (loop) μέχρις ότου εισαχθούν όλα τα δεδομένα που αντιστοιχούν στην ίδια γραμμή μελέτης (spread) (Παπαθανασίου 2007).

Στη συνέχεια εφαρμόζονται δύο μέθοδοι αντιστροφής: η μέθοδος της Σεισμικής Τομογραφίας (Tomography) και η μέθοδος Αντιστροφής των Χρόνων Καθυστέρησης (Time-Term).

Στη δεύτερη μέθοδο, με την εντολή "Time-Term Inversion", οι χρόνοι καθυστέρησης (delay times) υπολογίζονται αυτόματα (μέσω της γραμμικής μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων), ενώ μπορούν να εισαχθούν τα υψόμετρα στις θέσεις των γεωφώνων. Προκύπτει το αρχικό μοντέλο βάθους που αποτελείται από δύο στρώματα. Σε κάθε στρώμα αντιστοιχεί μία μέση ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Πιο αναλυτικά:

Ορίζεται ως βραδύτητα S, το αντίστροφο της ταχύτητας:

$$S_1 = \frac{1}{V_1}$$
 (2.7)
 $S_2 = \frac{1}{V_2}$ (2.8)

όπου V_1 και V_2 είναι οι ταχύτητες του πρώτου και δεύτερου στρώματος αντίστοιχα (σχήμα 2.7).

Προσδιορίζεται η ορική γωνία ic (Νόμος Snell):

$$\sin(i_c) = \frac{S_2}{S_1}$$
. (2.9)

 Ο ολικός χρόνος διαδρομής t του μετωπικού κύματος, από την πηγή στο γεώφωνο δίνεται από τη σχέση:

$$t = 2S_1 \cos(i_c)z + xS_2 = cz + xS_2$$
(2.10)

όπου x η γνωστή απόσταση μεταξύ της πηγής και του γεωφώνου και z το πάχος του πρώτου στρώματος. Με το συνδυασμό των παραπάνω σχέσεων, υπολογίζεται η βραδύτητα S₂ και το πάχος z.

Όταν η διαχωριστική επιφάνεια παρουσιάζει καμπυλότητα (σχήμα 2.8), το πάχος του πρώτου στρώματος και η βραδύτητα του δεύτερου στρώματος S₂ υπολογίζονται από τη σχέση:

$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2$$
 (2.11)

Για περισσότερα στρώματα ισχύει:

$$t_{j} = \sum_{k=1}^{n} c_{jk} z_{k} + x_{j} S_{2}$$
 (2.12)

όπου j είναι ο αριθμός των χρόνων διαδρομής και n ο αριθμός των γεωφώνων.



Σχήμα 2.7: Σεισμική ακτίνα μετωπικού κύματος.



Σχήμα 2.8: Πορεία σεισμικής ακτίνας.

Η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας βασίζεται σε αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, το οποίο είτε δημιουργείται με τη μέθοδο αντιστροφής των χρόνων καθυστέρησης, είτε κατασκευάζεται βάσει ορισμένων παραμέτρων (ελάχιστη και μέγιστη σεισμική ταχύτητα, αριθμός στρωμάτων, βάθος, υψόμετρο). Χρησιμοποιείται όταν η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μεταβάλλεται βαθμιαία, όταν είναι γνωστή η ύπαρξη πλευρικής μεταβολής της ταχύτητας και σε περιπτώσεις έντονου ανάγλυφου.

Πάνω στο αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, σχεδιάζονται επαναληπτικά οι διαθλώμενες σεισμικές ακτίνες και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής για κάθε τέτοια ακτίνα, με σκοπό να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα που προκύπτει, μεταξύ των χρόνων διαδρομής που παρατηρούνται και αυτών που υπολογίζονται.

Η διαδικασία εύρεσης του ελάχιστου χρόνου διαδρομής του κύματος, από την πηγή στο γεώφωνο, για κάθε ζεύγος πηγής – γεωφώνου (ευθύ πρόβλημα) ακολουθεί τα εξής

βήματα:

- Το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων χωρίζεται σε περιοχές-κελιά (cells) σταθερής ταχύτητας (σχήμα 2.9).
- Καθορίζεται η τιμή των παρακάτω παραμέτρων: αριθμός των επαναλήψεων, αριθμός των κομβικών σημείων (nodes) που βρίσκονται κατά μήκος των πλευρών του κελιού και όχι στις γωνίες, εξομάλυνση κατά την οριζόντια και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, μέγιστη και ελάχιστη ταχύτητα.
- Σχεδιάζονται οι πιθανές διαδρομές των σεισμικών ακτίνων από την πηγή στα γεώφωνα.
 Τα σημεία τομής της ακτίνας με το κελί, ονομάζονται κομβικά σημεία. Το πλήθος των σημείων αυτών, αποτελεί ένδειξη της πυκνότητας των ακτίνων.





Στο σχήμα 2.11 απεικονίζονται όλες οι πιθανές διαδρομές από την πηγή Α στο γεώφωνο Β και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής μεταξύ των κομβικών σημείων, ενώ στο σχήμα 2.12 απεικονίζεται ο τρόπος υπολογισμού της συντομότερης διαδρομής.

Η διαδικασία υπολογισμού των ταχυτήτων (αντίστροφο πρόβλημα) επαναλαμβάνεται, μέχρι να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ των χρόνων διαδρομής που παρατηρήθηκαν και αυτών που υπολογίζονται. Ακολουθεί τα εξής βήματα:

 Ο χρόνος διαδρομής t για κάθε πιθανή διαδρομή της σεισμικής ακτίνας δίνεται από τη σχέση:

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij}$$
 (2.13)

όπου i και j είναι ο αριθμός των σεισμικών ακτίνων και των κελιών αντίστοιχα, S είναι η βραδύτητα (S=1/V) και l είναι το μήκος της σεισμικής ακτίνας σε κάθε κελί (σχήμα 2.10). Επιλέγεται η διαδρομή με τον ελάχιστο χρόνο (βέλτιστη διαδρομή).



Σχήμα 2.10: Απεικόνιση της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας από την πηγή στο γεώφωνο.

 Υπολογίζεται η διαφορά ΔΤ μεταξύ των χρόνων διαδρομής που υπολογίστηκαν (T^c) και αυτών που παρατηρήθηκαν (T^o):

$$\Delta T_k = T^O - T_k^C \tag{2.14}$$

όπου k είναι ο αριθμός των επαναλήψεων.

 Προσδιορίζονται οι διορθωμένες τιμές της βραδύτητας και το αρχικό μοντέλο τροποποιείται. Το σύστημα που προκύπτει, είναι της μορφής:

$$L\Delta S = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & . & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & . & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & . & l_{3N} \\ . & . & . & . \\ l_{M1} & l_{M2} & . & l_{MN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta s_1 \\ \Delta s_2 \\ . \\ \Delta s_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ . \\ \Delta t_M \end{bmatrix} = \mathbf{T}^o - \mathbf{T}^c \quad (2.15)$$
$$L_k \Delta S_k = \Delta T_k \qquad (2.16)$$
$$S_{k+1} = S_k + \Delta S_k \qquad (2.17)$$

Τα στοιχεία του πίνακα L (Ιακωβιανός πίνακας) υπολογίζονται από τη σχέση:

$$l_{ij} = \frac{\partial t_i}{\partial s_i}$$
(2.18)

Το γραμμικό σύστημα (2.1) τροποποιείται:

$$L^T L \Delta S = L^T \Delta T \tag{2.19}$$

και επιλύεται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων.



Σχήμα 2.11: Πορεία της σεισμικής ακτίνας από την πηγή Α στο γεώφωνο Β. (Παπαθανασίου 2007)



Σχήμα 2.12: Υπολογισμός του ελάχιστου χρόνου διαδρομής της σεισμικής ακτίνας. (Παπαθανασίου 2007).

• Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error) υπολογίζεται από τη σχέση:

 $E = LS - T \tag{2.20}$

Όταν η διαφορά είναι μεγαλύτερη του 1,5 msec, το μοντέλο που προκύπτει δεν είναι αποδεκτό.

• Δημιουργείται το τελικό μοντέλο ταχυτήτων.

Όσο περισσότερες είναι οι επαναλήψεις, τόσο πιο αξιόπιστο είναι το τελικό μοντέλο. Οι υπολογιζόμενοι χρόνοι διαδρομής, απεικονίζονται στο δρομοχρονικό διάγραμμα και συγκρίνονται με αυτούς που παρατηρήθηκαν. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αποθηκεύονται για περαιτέρω επεξεργασία.

Τα προγράμματα επεξεργασίας (PickWin, PlotRefa) αποτελούν εφαρμογές του λογισμικού SeisImager.(SeisImager 2003).

3.Μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

3.1.Μέθοδος Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η πιο διαδεδομένη από τις ηλεκτρικές μεθόδους τόσο από την λειτουργική πλευρά όσο και από την θεωρητική πλευρά.

Έχει σκοπό τον καθορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους, ή καλύτερα την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος που ονομάζεται γεωηλεκτρική δομή. Αυτό επιτυγχάνεται με την δημιουργία τεχνιτών ηλεκτρικών πεδίων. Το ηλεκτρικό πεδίο επηρεάζεται από τη δομή του υπεδάφους, και επομένως από τις μετρήσεις του δυναμικού είναι δυνατός ο καθορισμός της δομής.

3.1.1.Ειδική ηλεκτρική αντίσταση

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ, είναι η ηλεκτρική ιδιότητα των πετρωμάτων που παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον για την ηλεκτρική διασκόπηση. Ο υπολογισμός της στηρίζεται στο νόμο του ohm (σχήμα 3.1): Αν μια ορθογώνια ράβδος με διατομή Α και μήκος L διαρρέεται από ρεύμα έντασης Ι, η τάση V ανάμεσα στις άκρες της ράβδου θα είναι:

$$V = IR$$

Όπου R η ηλεκτρική αντίσταση (Ω)

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρυπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho = \frac{RA}{L}$$



Σχήμα 3.1: Υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Η μονάδα μέτρησης της ειδικής αντίστασης στο διεθνές σύστημα μονάδων, SI, είναι το Ωm, μερικές φορές χρησιμοποιείται και η μονάδα 1 Ωcm όπου 1 Ωm = 100 Ωcm. Το αντίστροφο, $\sigma = 1/p$, της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα του πετρώματος, με μονάδα μέτρησης στο διεθνές σύστημα το siemens/m.

Το σχήμα 3.2 αντιπροσωπεύει μια τυπική διάταξη που χρησιμοποιείται στη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Υπάρχουν τα ηλεκτρόδια ρεύματος AB που είναι συνδεδεμένα με ένα αμπερόμετρο για τον υπολογισμό της έντασης του ρεύματος που εισάγεται στο έδαφος, ενώ τα ηλεκτρόδια MN είναι τα ηλεκτρόδια τάσης, που συνδέονται με βολτόμετρο για τη μέτρηση της τάσης. Εφαρμόζοντας το νόμο του ohm προκύπτει ότι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\rho = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right)^{-1}$$



Σχήμα 3.2 : Τυπική διάταξη ηλεκτροδίων ρεύματος Α, Β και δυναμικού Μ, Ν.

3.1.2.Ειδική ηλεκτρική αντίσταση ορυκτών και πετρωμάτων

Η ειδική αντίσταση, ρ, είναι η ηλεκτρική ιδιότητα των πετρωμάτων που παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον. Το αντίστροφο, σ = 1/ρ, της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης λέγεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα. Τα περισσότερα ορυκτά και πετρώματα δεν είναι καλοί αγωγοί του ηλεκτρισμού. Μόνο τα μεταλλικά ορυκτά και τα πετρώματα που περιέχουν σημαντικές συγκεντρώσεις σε αυτά τα ορυκτά παρουσιάζουν αυξημένη ηλεκτρική αγωγιμότητα λόγω της αγωγής του ηλεκτρισμού από τα ελεύθερα ηλεκτρόνιων των μετάλλων (ηλεκτρονική αγωγή).

3.1.3. Φαινόμενη ειδική αντίσταση

Οι παραπάνω σχέσεις προέκυψαν θεωρώντας ότι τα επιφανειακά στρώματα της Γης είναι ομογενή, αυτό όμως δεν ισχύει και συνεπώς η ειδική ηλεκτρική αντίσταση δεν είναι σταθερή σε αυτά. Η αντίσταση που υπολογίζεται από την προηγούμενη σχέση εκφράζει το μέσο όρο των τιμών των αντιστάσεων των διαφόρων υλικών που βρίσκονται στα επιφανειακά στρώματα, και ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση (ρ_α).

Η τιμή της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εξαρτάται από την κατανομή της ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος και από τη γεωμετρία των ηλεκτροδίων. Ο υπολογισμός της είναι πολύ σημαντικός και οδηγεί στον καθορισμό της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Για τον υπολογισμό της χρησιμοποιείται μεγάλος αριθμός διαφορετικών διατάξεων ηλεκτροδίων.

3.1.4.Διατάξεις Ηλεκτροδίων

Υπάρχουν πολλές διατάξεις ηλεκτροδίων που εφαρμόζονται σήμερα στην ύπαιθρο, ανάλογα με την περιοχή, το μέγεθος των δομών που αναμένονται, τον εξοπλισμό και την εξοικείωση του προσωπικού. Στο Σχήμα 3.3 απεικονίζονται οι πιο συνηθισμένοι τύποι. Οι διατάξεις τεσσάρων ηλεκτροδίων είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικές επειδή ελαχιστοποιούν τα αποτελέσματα της αντίστασης επαφής, δηλαδή της ηλεκτρικής αντίστασης στην θέση του ηλεκτροδίου.



Σχήμα 3.3 : Διατάξεις ηλεκτροδίων (Reynolds, 1997).

Οι κυριότεροι παράγοντες κατά την επιλογή της διάταξης στην ηλεκτρική βυθοσκόπηση είναι το μέγιστο βάθος διασκόπησης και η διακριτική ικανότητα τους.

Οι διατάξεις στις οποίες χρησιμοποιούνται δίπολα (twin-probe, πόλου – διπόλου) έχουν μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης για συγκεκριμένο ανάπτυγμα ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995) σε σχέση με τις υπόλοιπες μεθόδους. Οι διατάξεις Wenner, Schlumberger και διπόλου – διπόλου έχουν καλύτερη διακριτική ικανότητα στο ίδιο βάθος σε σχέση με τις υπόλοιπες διατάξεις.

3.1.5. Τρόποι Διάταξης των Ηλεκτροδίων

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων, το σχήμα 3.4 δείχνει τις τρεις πιο σημαντικές διατάξεις που είναι:

α) Διάταξη Wenner

Στη διάταξη Wenner τα ηλεκτρόδια διατάσσονται σε ίσες μεταξύ τους αποστάσεις, δηλαδή, AM = MN = NB = α,(σχήμα 3.4.α), έτσι η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση $ρ_{\alpha}$ θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi \frac{V_{MN}}{I} \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right)^{-1} = 2\pi \alpha \frac{V_{MN}}{I}$$
(3.1)

Η ποσότητα

$$2\pi \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}\right) = 2\pi\alpha$$
 (3.2)

ονομάζεται γεωμετρικός συντελεστής και συμβολίζεται με Κ. Η τιμή του μπορεί να υπολογιστεί αν οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων είναι γνωστές.

β) Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη Schlumberger, τα ηλεκτρόδια ρεύματος A και B βρίσκονται σε απόσταση L και σε συμμετρικές θέσεις ως προς το κέντρο της διάταξης. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού M και N είναι ανάμεσα στα A και B και σε απόσταση b από το κέντρο της διάταξης. Έτσι είναι AB = 2L και MN = 2b = 1 (σχήμα 3.4.b), η απόσταση 2b μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση 2L μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος. Έτσι ο γεωμετρικός συντελεστής K θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{L-b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L+b} - \frac{1}{L-b} \right)^{-1} = (L^2 - b^2) \frac{\pi}{2b}$$
(3.3)

Επειδή όμως (L>>b) τότε $(L^2 - b^2) \sim L^2$, και έτσι η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση θα υπολογίζεται από την σχέση:

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2b} \frac{\Delta V}{I}$$
(3.4)

Η διάταξη Schlumberger είναι η πιο διαδεδομένη διάταξη. Αυτό οφείλεται κυρίως στο μικρό χρόνο πραγματοποίησης των μετρήσεων, επειδή αντίθετα με τις άλλες διατάξεις απαιτεί μετακίνηση μόνο των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος κατά την γεωηλεκτρική βυθοσκόπηση. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού παραμένουν σταθερά, γεγονός που βοηθάει επίσης στον περιορισμό των ανεπιθύμητων επιδράσεων που μπορεί να οφείλονται σε τοπικές γεωλογικές ασυνέχειες.

γ) Διάταξη Διπόλου-Διπόλου

Σε αυτή τη διάταξη η απόσταση ανάμεσα στα ηλεκτρόδια του ρεύματος είναι ίση με α. Ομοίως α είναι και το διάστημα μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού. Η απόσταση μεταξύ των ζευγαριών των ηλεκτροδίων είναι μεγάλη και ίση με na (n>>a), όπως φαίνεται στο σχήμα (3.4.γ). Ο γεωμετρικός συντελεστής Κ για την διάταξη διπόλου-διπόλου και για n>>1, υπολογίζεται από τη σχέση:

$$K = \pi n\alpha (n+1)(n+2)$$
 (3.5)

και η φαινόμενη ειδική αντίσταση από την σχέση

$$\rho_{\alpha} = \pi n\alpha (n+1)(n+2) \frac{\Delta V}{i}$$
(3.6)

Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα της διάταξης αποτελεί η απόσταση 2na, ανάμεσα στα δίπολα ρεύματος και δυναμικού, που μπορεί να αυξηθεί αρκετά χωρίς να χρειάζονται μεγάλα μήκη καλωδίων. Η διάταξη περιορίζεται μόνο από τη δυνατότητα των καταγραφικών οργάνων και από τον εδαφικό θόρυβο.



Σχήμα 3.4:Διατάξεις Wenner (α), Schlumberger (β), διπόλου-διπόλου (γ)(Παπαζάχος, 1986).

3.1.6. Παράγοντες επιλογής της κατάλληλης διάταξης ηλεκτροδίων

Η επιλογή του τρόπου διάταξης των ηλεκτροδίων κατά την πραγματοποίηση μετρήσεων αποτελεί πολύ σημαντικό βήμα για τη γεωηλεκτρική διασκόπηση. Η διάταξη των ηλεκτροδίων δύναται να επηρεάσει σε σημαντικό βαθμό την ακρίβεια των μετρήσεων. Οι παράγοντες-κριτήρια που πρέπει να λαμβάνονται υπ' όψιν είναι οι κάτωθι.

1. Λόγος σήματος προς θόρυβο

Ως προς τον παράγοντα αυτό κατά σειρά προτεραιότητας οι διατάξεις είναι: Wenner, Schlumberger, διπόλου-διπόλου.

2. Ευαισθησία σε οριζόντιες ανομοιογένειες

Οι οριζόντιες ανομοιογένειες φαίνεται να προκαλούν μεγαλύτερη ευαισθησία στην διάταξη διπόλου-διπόλου και λιγότερη σε Wenner και Schlumberger.

3. Ευαισθησία σε βάθος και διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγώγιμου στρώματος

Οι διατάξεις Schlumberger και Wenner έχουν σχεδιαστεί για να χρησιμοποιούνται σε βυθοσκοπήσεις και η συνεχώς αυξανόμενη απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος δίνει λεπτομερή ανάλυση της ειδικής αντίστασης σε βάθος, σε αντίθεση με τη διάταξη διπόλουδιπόλου.

4. Διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγώγιμου στρώματος (Επίδραση του επιδερμικού φαινομένου)

Το επιδερμικό φαινόμενο επηρεάζει την ικανότητα διείσδυσης σε μεγάλα βάθη. Η δυνατότητα μεγάλου ανοίγματος ηλεκτροδίων ρεύματος της διάταξης Schlumberger μαζί με την ευαισθησία σε βάθος που έχει, της παρέχουν ένα σαφές προβάδισμα.

5. <u>Βάθος διασκόπησης</u>

Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται κυρίως από το οριζόντιο ανάπτυγμα (απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων), που σημαίνει ότι η διάταξη Schlumberger πλεονεκτεί. Επίσης το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από τις ανομοιογένειες, την τοπογραφία, την κλίση των στρωμάτων, το ανάγλυφο του υπόβαθρου και από το μοντέλο των στρωμάτων του υπεδάφους.

6. Ευαισθησία στην μορφολογία του υπόβαθρου

Η διάταξη διπόλου-διπόλου υπερτερεί των άλλων διατάξεων στην περίπτωση των γεωλογικών ανωμαλιών.

7. Ευαισθησία στο τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής έρευνας.

Το έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο δημιουργεί πύκνωση και αραίωση των ρευματικών γραμμών.

3.1.7. Τρόπος πραγματοποίησης των μετρήσεων

Στην ηλεκτρική τομογραφία της εργασίας αυτής χρησιμοποιήθηκε η διάταξη Wenner – Schlumberger και η διάταξη διπόλου-διπόλου. Η διάταξη Wenner – Schlumberger είναι ένας συνδυασμός των δύο διατάξεων, όπου η θέση των ηλεκτροδίων δυναμικού και ρεύματος για την πρώτη μέτρηση είναι σύμφωνη με τη διάταξη Wenner. Εν συνεχεία η απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού παραμένει σταθερή από το κέντρο της διάταξης και μεταβάλλεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, πάντα συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης (τρόπος πραγματοποίησης μετρήσεων με τη διάταξη Schlumberger). Στη διάταξη Wenner η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων παραμένει σταθερή και ίση με α και όλη η διάταξη μετακινείται κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi\alpha \frac{V_{MN}}{I}$$
(3.7)

Στη διάταξη αυτή για τον υπολογισμό της φαινόμενης αντίστασης που αντιστοιχεί σε μεγαλύτερα βάθη, αυξάνεται σταδιακά η απόσταση σε 2α,3α κ.ο.κ.

Στη διάταξη Schlumberger η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού διατηρείται σταθερή και μεταβάλλεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, συμμετρικά πάντα με το κέντρο της όλης διάταξης. Στη συγκεκριμένη διάταξη η φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_{\alpha} = \frac{\pi L^2}{2b} \frac{\Delta V}{i}$$
(3.8)

Για την επίτευξη διέλευσης ρεύματος σε μεγαλύτερα βάθη αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος.

Τα δεδομένα που συλλέγονται αποτελούν την ψευδοτομή του υπεδάφους. Στην ψευδοτομή (pseudosection) οι φαινόμενες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις είναι σχεδιασμένες σε μία τομή σε σημεία ακριβώς κάτω από το κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων και σε βάθος που εξαρτάται από τη συγκεκριμένη διάταξη.



Σχήμα 3.5: Ψευδοτομή (pseudosection) φαινόμενων ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων.

Με αυτόν τον τρόπο λαμβάνεται μια προσεγγιστική εικόνα της κατανομής των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων. Το επόμενο βήμα είναι η αντιστροφή των δεδομένων που δίνει τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Ξεκινώντας από ένα αρχικό μοντέλο το επόμενο βήμα είναι η λύση του ευθέως προβλήματος, στο οποίο υπολογίζονται οι φαινόμενες αντιστάσεις που αντιστοιχούν στο μοντέλο αυτό. Οι θεωρητικές αυτές τιμές, μαζί με τις πραγματικές μετρήσεις και τις παραμέτρους του μοντέλου καθορίζουν ένα σύστημα εξισώσεων. Ακολουθεί η διαδικασία της αντιστροφής, όπου επιλύεται το σύστημα των εξισώσεων με αγνώστους τις παραμέτρους του μοντέλου. Υπολογίζεται με τη διαδικασία αυτή ένα νέο βελτιωμένο μοντέλο. Η βελτίωση αφορά μόνο τις παραμέτρους του μοντέλου. Η διαδικασία συνεχίζεται υπολογίζοντας για το βελτιωμένο μοντέλο τις φαινόμενες αντιστάσεις, οι οποίες συγκρίνονται με τη σειρά τους με τις πραγματικές μετρήσεις. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο που να δίνει φαινόμενες αντιστάσεις όσο το δυνατό πιο κοντά στις μετρήσεις.

3.1.8. Αντιστροφή των δεδομένων

Με την αντιστροφή γίνεται ο υπολογισμός των πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων από τις φαινόμενες αντιστάσεις. Στα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα που χρησιμοποιείται η αντιστροφή, τα δεδομένα συνδέονται με μη γραμμικές σχέσεις με τις παραμέτρους του μοντέλου. Έτσι και στην περίπτωση της αντιστροφής των φαινόμενων αντιστάσεων το πρόβλημα είναι μη γραμμικό. Επιπλέον το πρόβλημα είναι υπερπροσδιορισμένο, δηλαδή ο αριθμός των δεδομένων υπερβαίνει τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου.

Για την επίλυση του προβλήματος εφαρμόζονται επαναληπτικές τεχνικές που χρησιμοποιούν τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Αρχικά όμως γίνεται προσέγγιση του μη γραμμικού προβλήματος με γραμμικό με τη βοήθεια της σειράς Taylor.

An m=(m₁, m₂,,m_M) είναι οι παράμετροι του μοντέλου και di=(d₁, d₂,,d_N) i=1, 2,....,N είναι οι μετρήσεις, η μη γραμμική σχέση που συνδέει τις μετρήσεις με τις παραμέτρους είναι:

$$d_i = f_i(m_1, m_2, ..., m_M) + e$$
 (3.9)

όπου ε το σφάλμα των μετρήσεων.

Για το αρχικό μοντέλο $m^0 = (m_1^0, m_2^0, ..., m_M^0)$ είναι:

$$d_i = f_i(m_1^0, m_2^0, ..., m_M^0) + e$$

Προσεγγίζοντας τη συνάρτηση f_i με σειρά Taylor γύρω από το m⁰ προκύπτει:

$$f_i(m) = f_i(m_1^0 + \delta m_1, m_2^0 + \delta m_2, \dots, m_M^0 + \delta m_M)$$
(3.10)

Το σφάλμα από τη σχέση (3.9) είναι:

$$\mathbf{e}_{i} = \mathbf{d}_{i} - \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m}) \approx \mathbf{d}_{i} - \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m}^{0}) - \sum_{j=1}^{M} \left\{ \frac{\partial \mathbf{f}_{i}(\mathbf{m})}{\partial \mathbf{m}_{j}} \middle|_{\mathbf{m}_{j} = \mathbf{m}_{j}^{0}} \cdot \delta \mathbf{m}_{j} \right\}$$
(3.11)

Αν $\Delta d=d_i-f_i(m^0)$ είναι ο πίνακας στήλη των διαφορών ανάμεσα στις πραγματικές μετρήσεις και στις θεωρητικές, Α ο πίνακας των μερικών παραγώγων της συνάρτησης f ως

προς τις παραμέτρους του μοντέλου, και x ο πίνακας στήλη των διορθώσεων δm που πρέπει να προστεθούν στο m⁰ για να προκύψει το βελτιωμένο μοντέλο, η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\mathbf{e}_{i} \approx \Delta \mathbf{d} - \mathbf{A}\mathbf{x} \tag{3.12}$$

Υπάρχουν πολλοί τρόποι για να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα e_i, αλλά ο πιο κατάλληλος βασίζεται στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Με τη μέθοδο αυτή ελαχιστοποιείται το άθροισμα των τετραγώνων των σφαλμάτων, δηλαδή η ποσότητα

$$q = \sum_{i=1}^{N} e_i^2 = e^T e \approx (\Delta d - Ax)^T (\Delta d - Ax)$$
(3.13)

Η ελαχιστοποίηση πραγματοποιείται παραγωγίζοντας το q ως προς x και εξισώνοντας την παράγωγο με μηδέν. Για την αντιμετώπιση προβλημάτων επιβάλλεται περιορισμός στον πίνακα x με στόχο να μην αυξάνεται απότομα η ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Η λύση x προστίθεται στο αρχικό μοντέλο mo και προκύπτει το βελτιωμένο μοντέλο m¹

$$m^1 = m^0 + x$$
 (3.14)

Λόγω όμως του ότι η λύση προκύπτει από προσέγγιση μη γραμμικού προβλήματος είναι απαραίτητο να εφαρμοσθεί επαναληπτικά η όλη διαδικασία χρησιμοποιώντας το m1 ως το νέο αρχικό μοντέλο. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS),

$$RMS = \sqrt{\frac{\Delta d^{\mathrm{T}} \Delta d}{N}}$$
(3.15)

όπου N ο αριθμός των μετρήσεων, δίνει ένα μέτρο του πόσο καλά ταιριάζουν οι θεωρητικές μετρήσεις με τις πραγματικές για κάθε μοντέλο. Πρέπει τέλος να σημειωθεί ότι το πρόβλημα της αντιστροφής δεν έχει μονοσήμαντη λύση. Το μοντέλο με το μικρότερο σφάλμα δε σημαίνει ότι είναι γεωλογικά αποδεκτό. Από τη χρήση γεωλογικών πληροφοριών βελτιώνεται η αξιοπιστία του προκύπτοντος μοντέλου. Στην όλη διαδικασία οι υπολογισμοί γίνονται με τους λογάριθμους των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της φαινόμενης αντίστασης.

3.2. Επεξεργασία μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας

Ο υπολογισμός της πραγματικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ επιτυγχάνεται με την χρήση του λογισμικού πακέτου Res2dinv. Το Res2dinv (έκδοση 3.4) καθορίζει αυτόματα δισδιάστατο (2-D) μοντέλο ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από τα δεδομένα της ηλεκτρικής τομογραφίας (Griffiths and Barker 1993). Αυτό το πρόγραμμα αντιστρέφει δεδομένα τα οποία συλλέχθηκαν με τη χρήση μεγάλου αριθμού ηλεκτροδίων.

Χρησιμοποιείται μη γραμμική τεχνική ελαχίστων τετραγώνων για την αντιστροφή των δεδομένων (deGroot-Hedlin and Constable, 1990, Loke and Barker, 1996a)τα οποία συλλέχθησαν με οποιαδήποτε από τις παρακάτω διατάξεις: Wenner, πόλουπόλου, διπόλου-διπόλου, πόλου-δίπολου, Schlumberger, Wenner - Schlumberger και τις ορθογώνιες σειρές. Ο χρήστης μπορεί να επεξεργαστεί ψευδοτομές με έως και 650 ηλεκτρόδια και 6500 σημεία δεδομένων.

Σύμφωνα με το πρόγραμμα, εισάγονται τα δεδομένα από το αρχείο dat. Αφού πραγματοποιηθεί η αντιστροφή των δεδομένων παρουσιάζονται στην οθόνη τρεις τομές. Η πρώτη τομή είναι η ψευδοτομή των δεδομένων της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η δεύτερη τομή είναι η ψευδοτομή των υπολογισμένων τιμών της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και η τρίτη είναι η γεωηλεκρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή. Υπάρχει η δυνατότητα να μην ληφθούν υπόψη μετρήσεις οι οποίες έχουν μεγάλο σφάλμα. Επίσης παρέχεται η δυνατότητα ρύθμισης του αριθμού των επαναλήψεων της διαδικασίας της αντιστροφής. Ακόμα, στα αποτελέσματα του προγράμματος συγκαταλέγεται και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS.

Ως παράδειγμα παραθέτεται το σχήμα 3.6 πιο κάτω.



Σχήμα 3.6: Γεωηλεκτρική τομή από το πακέτο Res2dinv A) ψευδοτομή των δεδομένων της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, B) ψευδοτομή των υπολογισμένων τιμών της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης Γ) γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή.

Κατά την επεξεργασία των μετρήσεων στο Αμύνταιο χρησιμοποιήθηκαν τρεις διαφορετικές μεθόδους αντιστροφής. Η πρώτη είναι η μέθοδος Α: κανονικοποίηση με περιορισμούς εξομάλυνσης (Default,Smoothness-constrained least-squares method), η δεύτερη είναι η μέθοδος Β: με την χρήση της νόρμας L1 (Robust) και η τρίτη είναι η μέθοδος Γ: συνδυασμένη αντιστροφή (Use combined inversion method).

Πιο αναλυτικά η μέθοδος Α: (de Groot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992), υπαγορεύει ότι η τιμές της ειδικής αντίστασης του μοντέλου αλλάζουν με ομαλό ή σταδιακό τρόπο.

Το πρόγραμμα χρησιμοποιεί μια παραλλαγή της μεθόδου των ελάχιστων τετραγώνων, που βασίζεται στην τεχνική της βελτιστοποίησης του Quasi-Newton(Loke and Barker1996). Αυτή η τεχνική είναι αρκετά πιο γρήγορη από τη συμβατική μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, ειδική για μεγάλο όγκο δεδομένων και απαιτεί λιγότερη υπολογιστική μνήμη.

Η συγκεκριμένη μέθοδος εξασφαλίζει ένα μοντέλο με ομαλή κατανομή της ειδικής αντίστασης. Αυτή η προσέγγιση είναι αποδεκτή μόνο σε περίπτωση που οι πραγματικές τιμές της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους αλλάζουν με ομαλό ή σταδιακό τρόπο.

Η μέθοδος Β: (Claerbout and Mur 1973), χρησιμοποιείται σε περιπτώσεις όπου το υπέδαφος αποτελείται από γεωλογικούς σχηματισμούς που ναι μεν είναι ομοιογενείς στο

εσωτερικό τους, παρουσιάζουν δε απότομες αλλαγές μεταξύ τους. Η συγκεκριμένη μέθοδος αντιστροφής είναι λιγότερο ευαίσθητη στις μετρήσεις με υψηλό θόρυβο, συνεπώς ικανή να δώσει μικρό σφάλμα ειδικής αντίστασης.

Τέλος στη μέθοδος Γ: Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος χρησιμοποιείται σε περιπτώσεις όπου λόγω της μεγάλης ποικιλίας των τιμών της ειδικής αντίστασης, οι τιμές ευαισθησίας των δεδομένων είναι σημαντικά διαταραγμένες. Σε περιπτώσεις όπου η διασκόπηση πραγματοποιείται πάνω σε σχηματισμούς με πολύ μικρή τιμή ειδικής αντίστασης, η διαδρομή του ηλεκτρικού ρεύματος μπορεί να διαταράσσεται με τέτοιο τρόπο ώστε το υπέδαφος να μην χαρτογραφείται σωστά. Ως συνέπεια, προτάσσονται πολύ χαμηλές τιμές ευαισθησίας στο μοντέλο αντιστροφής, γεγονός που οδηγεί σε μεγάλη διαταραχή ακριβώς κάτω από τον αγώγιμο σχηματισμό. Συνδυάζοντας την μέθοδο Marquardt (ridge regression method,Inman 1975) και τη μέθοδο αντιστροφής με περιορισμούς εξομάλυνσης, η διαταραχή μπορεί να ελαχιστοποιηθεί. Σύμφωνα με τον Loke (Manual Res2div 2002) σε περίπτωση όπου υπάρχουν συμπαγείς σχηματισμοί με οριζόντιες διαστάσεις ελαφρώς μικρότερες από το βάθος αυτή η μέθοδος δίνει καλύτερα αποτελέσματα.

4. Γεωφυσική διασκόπηση στο λιγνιτορυχείο Αμυνταίου

Η γεωφυσική έρευνα στο λιγνιτορυχείο Αμυνταίου περιελάμβανε της μεθόδους της σεισμικής διάθλασης και ηλεκτρικής τομογραφίας. Οι γεωφυσικές μέθοδοι εφαρμόστηκαν κατά μήκος γραμμής μελέτης μήκους 655 m η οποία βρίσκεται σε βάθος 25 m από την επιφάνεια της γης στο βορειοδυτικό τμήμα του ορυχείου. (Σχήμα 4.1)



Σχήμα 4.1: Περιοχή μελέτης όπου με κίτρινο φαίνεται η ηλεκτρική γραμμή και με κόκκινο η σεισμική.

4.1. Πείραμα σεισμικής διάθλασης

Κατά την εκτέλεση των γεωφυσικών διασκοπήσεων με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία:

- Επιλέχθηκε η θέση του πρώτου γεώφωνου και σε απόσταση 55 m από αυτό τοποθετήθηκε το τελευταίο γεώφωνο (12°) πάνω στη γραμμή μελέτης.
- 2. Τοποθετήθηκαν τα 12 γεώφωνα σε ισαποστάσεις 5 m.
- 3. Τοποθετήθηκε ο σεισμογράφος στην άκρη του αναπτύγματος.
- 4. Το καλώδιο συνδέεται με τον σεισμογράφο.

- Τοποθετείται η σιδερένια πλάκα σε μια προεπιλεγμένη θέση πάνω στη γραμμή μελέτης και συνδέεται το πιεζοηλεκτρικό με τον σεισμογράφο, μέσω του καλωδίου της πηγής.
- 6. Η βαριοπούλα κρούεται πάνω στη πλάκα και ο σεισμογράφος αρχίζει αυτόματα να καταγράφει (καταγραφή κοινής πηγής- shot gather) τις εδαφικές ταλαντώσεις που ανιχνεύουν τα γεώφωνα.
- Η καταγραφή αυτή αποθηκεύεται στο σκληρό δίσκο του Laptop, η διαδικασία 6 επαναλαμβάνεται σε άλλη προεπιλεγμένη θέση πάνω στη γραμμή μελέτης.
- Η διαδικασία 1 έως 7 επαναλαμβάνεται για το επόμενο ανάπτυγμα της γραμμής μελέτης. Επίσης, λαμβάνεται μέριμνα ώστε τα αναπτύγματα των γραμμών μελέτης να οριοθετούνται σε ευθεία.

Η γεωφυσική έρευνα είχε ως στόχο τον προσδιορισμό της ταχύτητας διάδοσης των διαμήκων σεισμικών κυμάτων στους επιφανειακούς σχηματισμούς της περιοχής μελέτης και την απεικόνιση των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους.

Η σεισμική διασκόπηση περιλάμβανε 7 αναπτύγματα. Η διάρκεια κάθε σεισμικής καταγραφής ήταν 100 ms, ενώ το διάστημα δειγματοληψίας ορίστηκε στα 62.5 ns. Χρησιμοποιήθηκαν 12 γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας ιδιοσυχνότητας 14 Hz. Ως καταγραφικό όργανο χρησιμοποιήθηκε ένα 12κάναλο GEODE της Geometrics, ενώ ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε βαριοπούλα 5 kg, πίπτουσα επί μεταλλικής πλάκας (σχήμα 4.2).

Για την κωδικοποίηση των καταγραφών του κάθε αναπτύγματος χρησιμοποιήθηκαν τα αριθμητικά σύμβολα από 1031-1046 για το Line 1000, 201-305 για το Line 200-300, 501-510 για το Line 500 και 601-605 για το Line 600 (σχήμα 4.3). Στο σχήμα 4.3 ισαπόσταση των γεωφώνων είναι 5 m και το ανάπτυγμα έχει συνολικό μήκος 55 m.

Για την ένωση των αναπτυγμάτων ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: για το ανάπτυγμα Α διατηρήθηκαν οι συντεταγμένες της θέσης των γεωφώνων που κυμαίνονται από 0 έως 55 m ενώ για το ανάπτυγμα B του Line 1000 έγινε μετατροπή των συντεταγμένων της θέσης των γεωφώνων έτσι ώστε να κυμαίνονται από 60 έως 115 m. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε η ένωση των αναπτυγμάτων Α και B του Line 1000 το οποίο έχει συνολικό μήκος 115 m. Το ίδιο συνέβη και με τα άλλα τρία Lines. Τέλος ενώθηκαν όλα τα Lines με αποτέλεσμα μία σεισμική γραμμή μελέτης μήκους 415 m. Η γεωμετρία των συγκεκριμένων αναπτυγμάτων καθώς και το μήκος τους και η διεύθυνση τους παρουσιάζονται στον πίνακα 4.1 και στο παράρτημα Α.
Κωδικός Σεισμικής	Kasanoanóa	Γενική	Μήκος Γραμμής	
Γραμμής	καταγραφες	Διεύθυνση	(m)	
	Αρχή γραμμής μελέτης	X = -28449,96	Y=42767,39	
Line_1000_A	1030 - 1035	$B \rightarrow N$	55	
Line_1000_B	1041 - 1046	B→ N	55	
Line_200-300_A	201 - 205	B→ N	55	
Line_200-300_B	301 - 305	B→ N	55	
Line_500_A	501 - 505	$B \rightarrow N$	55	
Line_500_B	506 - 510	$B \rightarrow N$	55	
Line_600	601- 605	B→ N	55	
	Τέλος γραμμής μελέτης	X= -28579,53	Y=42229,3	

Πίνακας 4.1: Ενοποίηση των αναπτυγμάτων πηγής-γεωφώνων σε σεισμικές γραμμές μελέτης.



Σχήμα 4.2: Εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε για τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας.

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης βασίζεται στον πειραματικό προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων και στη χρησιμοποίηση τους για τον προσδιορισμό της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του πάχους των εδαφικών σχηματισμών. Η πλευρική μεταβολή της ταχύτητας προσδιορίζεται με τη μέθοδο σεισμικής τομογραφίας. Κατά τη διαδικασία αυτή, οι ταχύτητες ενός θεωρητικού μοντέλου μεταβάλλονται επαναληπτικά προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ υπολογιζόμενου και μετρούμενου χρόνου των πρώτων αφίξεων σε κάθε θέση καταγραφής.



Line 1000 Spread A

Σχήμα 4.3 : Γεωμετρία του σεισμικού αναπτύγματος Α της γραμμής μελέτης 1000.



Σχήμα 4.4 : Σειρά αναπτύγματος γεωφώνων.

Στο σχήμα 4.5 παρατηρείται μια τυπική καταγραφή του αναπτύγματος 1033 του Line 1000 όπου εμφανίζονται οι πρώτες αφίξεις. Από το σύνολο των πρώτων χρόνων άφιξης των καταγραφών προκύπτει το δρομοχρονικό διάγραμμα του σχήματος 4.6. Χρησιμοποιώντας το δρομοχρονικό διάγραμμα προκύπτουν το αρχικό μοντέλο βάθους (σχήμα 4.7) και το τελικό μοντέλο βάθους (σχήμα 4.8).



Σχήμα 4.5 : Καταγραφή Picking 1033 του Line 1000 του αναπτύγματος Α.



Σχήμα 4.6 : Δρομοχρονικό διάγραμμα. Οι ευθείες με κόκκινο και πράσινο χρώμα αντιστοιχούν στο πρώτο και δεύτερο σεισμικό στρώμα.



Σχήμα 4.7 : Αρχικό μοντέλο βάθους για διαμήκη σεισμικά κύματα. Στον οριζόντιο και κατακόρυφο άξονα απεικονίζονται η απόσταση της γραμμής μελέτης σε m και το βάθος σε m αντίστοιχα.



Σχήμα 4.8: Μοντέλο βάθους της σεισμικής τομογραφίας. Στον οριζόντιο και κατακόρυφο άξονα απεικονίζονται η οριζόντια απόσταση κατά μήκος της γραμμής μελέτης σε m και το βάθος σε m αντίστοιχα. Οι γραμμές απεικονίζουν την πορεία των σεισμικών ακτίνων που αντιστοιχούν στον ελάχιστο χρόνο διαδρομής πηγής-γεωφώνου και υποδεικνύουν το μέγιστο βάθος της σεισμικής διασκόπησης.

5.Ηλεκτρική Τομογραφία

Στο λιγνιτωρυχείο Αμυνταίου πραγματοποιήθηκε επίσης γεωφυσική μελέτη για εντοπισμό σκληρών πετρωμάτων με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας στο ίδιο επίπεδο με το πείραμα της σεισμικής διάθλασης. Χρησιμοποιήθηκαν δύο διατάξεις, η διάταξη dipole-dipole καθώς και η διάταξη Wenner-Schlumberger για να υπάρξουν καλύτερα αποτελέσματα και μεγαλύτερη ανάλυση καθώς επίσης και να συγκριθούν τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων. Στο σχήμα 5.1 απεικονίζεται ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε κατά την εφαρμογή της ηλεκτρικής τομογραφίας.



Σχήμα 5.1 : Εξοπλισμός ηλεκτρικής τομογραφίας.

Η γραμμή μελέτης ήταν 655 m και η λήψη των μετρήσεων έγινε ως εξής: από τα 0-260 m τοποθετήθηκαν τα 27 ηλεκτρόδια ανά 10 m και ξεκίνησε η λήψη των μετρήσεων και με τις δύο διατάξεις. Μετέπειτα μετατοπίστηκε η γραμμή μελέτης κατά 5 m δηλαδή από 5 έως 265 m και επαναλήφθηκε το πείραμα. Αυτός ο τρόπος συλλογής δεδομένων βελτιώνει την πλευρική διακριτική ικανότητα διατηρώντας το βάθος διασκόπησης στη μέγιστη τιμή που μπορεί να επιτευχθεί με τον διαθέσιμο εξοπλισμό. Στη συνέχεια το πείραμα επαναλήφθηκε τοποθετώντας τα ηλεκτρόδια σε αποστάσεις 130 m έως 390 m (Line B1 και B2). Στο σχήμα 5.2 παρατηρείται ότι οι γραμμές μελέτης A και B παρουσιάζουν επικάλυψη 130 m. Ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία και για τις γραμμές C και D με αποτέλεσμα μετά την ένωση όλων των παραπάνω γραμμών να προκύψει η ηλεκτρική τομή μήκους 655 m.



Σχήμα 5.2 : Γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας και κοινά σημεία των αναπτυγμάτων.



Σχήμα 5.3 : Ανάπτυγμα γραμμής ηλεκτρικής τομογραφίας.

Στα σχήματα που ακολουθούν παρατίθενται οι γεωηλεκτρικές τομές που προκύπτουν από την επεξεργασία των μετρήσεων με τη χρήση της νόρμας L1. Στη γεωηλεκτρική τομή με τη διάταξη διπόλου – διπόλου το μέγιστο βάθος διασκόπησης είναι 50 m. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται από 8,5 έως 335 Ωm.

Το λογισμικό πακέτο Res2Dinv παρέχει την δυνατότητα αξιολόγησης των αποτελεσμάτων. Αυτό γίνεται ελέγχοντας την ευαισθησία, την αβεβαιότητα καθώς και τις ελάχιστες και τις μέγιστες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που έχουν υπολογιστεί.

Πιο αναλυτικά, η τιμή της ευαισθησίας είναι ένα μέτρο της αξιοπιστίας για την ειδική αντίσταση στην γεωηλεκτρική τομή. Όσο υψηλότερη η τιμή της ευαισθησίας, τόσο πιο αξιόπιστη είναι η τιμή της ειδικής αντίστασης. Γενικά, κοντά στην επιφάνεια της γης εμφανίζεται συνήθως υψηλή τιμή ευαισθησίας επειδή βρίσκονται κοντά στα ηλεκτρόδια. Επίσης η ευαισθησία είναι υψηλή στα πλάγια και στα κάτω όρια της τομής.

Η αβεβαιότητα της ειδικής αντίστασης εκφράζεται με ποσοστό επί της 100 (%) της τιμής της. Αν η αβεβαιότητα για έναν παραλληλόγραμμο με την ειδική αντίσταση ρ είναι 100%, αυτό σημαίνει ότι η ειδική αντίσταση μπορεί να κυμανθεί από 0.5ρ (δηλ. όχι 0.0ρ) έως 2ρ δεδομένου ότι η υπορουτίνα αντιστροφής εξετάζει πραγματικά το λογάριθμο της ειδικής αντίστασης. Η τιμή της αβεβαιότητας εξαρτάται από το επίπεδο θορύβου στα στοιχεία, το βάθος και το μέγεθος του, τη διανομή των σημείων, την σειρά που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και από την μέση ειδική αντίσταση. Οι περιοχές υψηλής ειδικής αντίστασης τείνουν να έχουν τις υψηλότερες τιμές αβεβαιότητας. Μια αλλαγή στην ειδική αντίσταση, π.χ. από 10000 Ωm σε 20000 Ωm, δεν αλλάζει τις μετρημένες προφανείς τιμές ειδικής αντίστασης πάρα πολύ. (Manual Res2dinv 2002).

Ελέγχοντας τις ελάχιστες και τις μέγιστες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που έχουν υπολογιστεί παρουσιάζονται δύο μοντέλα με τις ελάχιστες και μέγιστες τιμές αυτής που υπολογίζονται από την αβεβαιότητα στις τιμές της πραγματικής ειδικής αντίστασης που έχουν υπολογιστεί. Οι τιμές που είναι κοινές και για τα δύο τμήματα είναι πολύ πιθανό να είναι πραγματικές. (Manual Res2dinv 2002).

Χρησιμοποιώντας την δυνατότητα που μας παρέχει το λογισμικό πακέτου Res2Dinv για έλεγχο της ευαισθησίας και της αβεβαιότητας προκύπτουν τα ακόλουθα μοντέλα.



Σχήμα 5.4: Ψευδοτομές και τελικό μοντέλο πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων μετά την διαδικασία της αντιστροφής, της γραμμής μελέτης με τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.



Σχήμα 5.5: Ευαισθησία (πάνω) και αβεβαιότητα (κάτω) για το τελικό μοντέλο πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων μετά την διαδικασία της αντιστροφής, της γραμμής μελέτης. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.

Στο Σχήμα 5.5 για τα πρώτα πέντε μέτρα βάθους σε όλο το μήκος της γραμμής μελέτης παρατηρούνται υψηλές τιμές ευαισθησίας, ενώ καθώς αυξάνεται το βάθος οι τιμές αυτές μειώνονται. Το αντίθετο ακριβώς παρατηρείται για τις τιμές της αβεβαιότητας, όπου είναι μικρές κοντά στην επιφάνεια της Γης, στην συνέχεια και καθώς το βάθος αυξάνει παρατηρείται αύξηση των τιμών της.

Οι ελάχιστες και οι μέγιστες τιμές της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που έχουν υπολογιστεί απεικονίζονται στο ακόλουθο μοντέλο με τη βοήθεια του λογισμικού πακέτου Res2Dinv.

Στο Σχήμα 5.6 στα μοντέλα με τις ελάχιστες και μέγιστες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης οι τιμές κυμαίνονται από 8,5Ωm μέχρι και 335 Ωm.

Sting/Swift∎prg:∎DD27e10∎∎



Σχήμα 5.6: Τελικό μοντέλο με τις ελάχιστες και τις μέγιστες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης της γραμμής μελέτης. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.



Σχήμα 5.7: Ψευδοτομές και τελικό μοντέλο πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων μετά την διαδικασία της αντιστροφής, της γραμμής μελέτης με τη διάταξη Wenner - Schlumberger . Ο οριζόντιος άζονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.

Στη γεωηλεκτρική τομή με τη διάταξη Wenner – Schlumberger (σχήμα 5.7) το μέγιστο βάθος διασκόπησης είναι 50 m. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται από 8,5 έως 335 Ωm.



Σχήμα 5.8: Ευαισθησία (πάνω) και αβεβαιότητα (κάτω) για το τελικό μοντέλο πραγματικών ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων μετά την διαδικασία της αντιστροφής, της γραμμής μελέτης. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.

Για μικρά βάθη κοντά στην επιφάνεια της Γης και σε όλο το μήκος της γραμμής μελέτης (σχήμα 5.8) οι τιμές της ευαισθησίας είναι μεγάλες και ενώ αυξάνει το βάθος μειώνονται. Οι τιμές της αβεβαιότητας είναι μικρές και καθώς το βάθος αυξάνει οι τιμές της αβεβαιότητας αυξάνονται ελάχιστα.

Στο μοντέλο (σχήμα 5.9) με τις ελάχιστες και τις μέγιστες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης οι τιμές κυμαίνονται από 8.5 Ωm έως 335 Ωm.



Σχήμα 5.9: Τελικό μοντέλο με τις ελάχιστες και τις μέγιστες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης της γραμμής μελέτης. Ο οριζόντιος άξονας αντιστοιχεί στην απόσταση του σταθμού παρατήρησης από την αρχή της γραμμής μελέτης σε μέτρα. Ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί στο βάθος σε μέτρα.

Συγκρίνοντας τις γεωηλεκτρικές τομές με τις διατάξεις διπόλου – διπόλου και Wenner-Schlumberger (σχήματα 5.10 και 5.11) προκύπτει ότι η πρώτη έχει καλύτερη πλευρική ανάλυση στη ζώνη που εμφανίζονται οι υψηλότερες ηλεκτρικές αντιστάσεις (βάθος 10 έως 30 m) ενώ για τη δεύτερη το σφάλμα είναι σημαντικά μικρότερο.

$B \rightarrow N$



Σχήμα 5.10 : Ηλεκτρική τομογραφία dipole-dipole με τη νόρμα L1. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε διαφορετικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.



Σχήμα 5.11 : Ηλεκτρική τομογραφία Wenner-Schlumberger με τη νόρμα L1. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε διαφορετικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

6.Αποτελέσματα και ερμηνεία των αποτελεσμάτων

Σ' αυτό το κεφάλαιο γίνεται σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής, του σεισμικού μοντέλου βάθους και παρακείμενης γεώτρησης για την ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων.

6.1.Γεώτρηση

Στην περιοχή της γεωφυσικής διασκόπησης πραγματοποιήθηκε η ερευνητική δειγματοληπτική γεώτρηση με ονομασία KAP-41 και με αριθμό γεωτρυπάνου WORTH No 5. Η έναρξη της γεώτρησης έγινε τις 19/3/2002 και η περάτωση της 2/5/2002. Η συγκεκριμένη γεώτρηση είχε βάθος 198 m και απείχε από τη γραμμή μελέτης 183 m (σχήμα 6.1). Η προβολή της γεώτρησης τοποθετείται 360 m από την αρχή της γραμμής μελέτης.





Στον πίνακα 6.1 και στο σχήμα 6.2 παρατίθενται τα στοιχεία της δειγματοληπτκής γεώτρησης:

Ονομασία	Περιοχή	X	Y	Υψόμετρο	Βάθος
γεώτρησης					γεώτρησης
					(m)
KAP-41	Αμύνταιο	-28359,06	42362,07	+596,80	198

Πίνακας 6.1 : Χαρακτηριστικά της γεώτρησης.



Σχήμα 6.2: Τομή της γεώτρησης ΚΑΡ-41.

Από τα 25 m μέχρι τα 65 m παρατηρείται στρώμα άμμου με αμμοχάλικο ασύνδετο χαλαρό με άργιλο. Από τα 39 m μέχρι τα 42 m στρώμα σκληρών με πάχος 3 m και συγκεκριμένα ενστρώσεις ψαμμιτοκροκαλοπαγούς συνεκτικού σκληρού. Από τα 51 m μέχρι τα 54 m στρώμα πάχους 3 m σκληρών πετρωμάτων με ενστρώσεις ψαμμιτοκροκαλοπαγούς σκληρού. Το δεύτερο στρώμα που εντοπίζεται ξεκινάει από τα 66 m και φτάνει μέχρι τα 87 m που είναι και το μέγιστο βάθος που μπορεί να φτάσει η γεωφυσική διασκόπηση και το στρώμα αυτό αποτελείται κυρίως από άργιλο.

6.2. Υπέρθεση της ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας

Από την υπέρθεση της γεώτρησης στο σεισμικό μοντέλο εδάφους προκύπτει ότι το στρώμα των άμμων είναι πιο συνεκτικό στο βαθύτερο τμήμα του (σχήμα 6.3).



Σχήμα 6.3: Υπέρθεση της γεώτρησης ΚΑΡ-41 στο σεισμικό μοντέλο εδάφους. Παρατηρείται ότι το στρώμα άμμου και αμμοχάλικου αποτελείται από δύο ζώνες σεισμικής ταχύτητας μικρότερης από 800 m/s επάνω και μεγαλύτερης κάτω. (Β→Ν).

Από την υπέρθεση της γεώτρησης στη γεωηλεκτρική τομή προκύπτει ότι το στρώμα άμμου και αμμοχάλικου αντιστοιχεί σε ζώνη υψηλότερης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και παρουσιάζει εντονότερη πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αλλά και του πάχους του ενώ στο στρώμα με αργιλικούς σχηματισμούς η ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι μικρότερη (σχήμα 6.4).



Σχήμα 6.4: Υπέρθεση της γεώτρησης KAP-41 στη γεωηλεκτρική τομή. Παρατηρείται ότι το στρώμα άμμου και αμμοχάλικου αντιστοιχεί σε ζώνη υψηλότερης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης(μεγαλύτερη από 70 Ωm) η οποία παρουσιάζει έντονη πλευρική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αλλά και του πάχους της. Το πάχος αυτής της ζώνης κυμαίνεται από 10 έως 50 m. Η ζώνη με αντίσταση μικρότερη από 20 Ωm αποδίδεται σε αργιλικούς σχηματισμούς.(B→N).

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε υπέρθεση της δειγματοληπτικής γεώτρησης, του σεισμικού μοντέλου εδάφους και της γεωηλεκτρικής τομογραφίας με τη διάταξη διπόλου – διπόλου και Wenner-Schlumberger (σχήματα 6.5 και 6.6). Από τη σύγκριση των γεωφυσικών τομών προκύπτει ότι η ζώνη υψηλότερης ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας αποδίδεται σε πιο συνεκτικούς σχηματισμούς και η ζώνη χαμηλότερης σεισμικής ταχύτητας αποδίδεται σε ασύνδετους σχηματισμούς, άμμων και αμμοχάλικων.



Σχήμα 6.5: Υπέρθεση σεισμικού μοντέλου εδάφους και γεωηλεκτρικής τομής με τη χρήση της νόρμας L1 και τη διάταξη Wenner-Schlumberger . Στη θέση των 360 m απεικονίζεται η δειγματοληπτική γεώτρηση KAP-41.(B \rightarrow N).



Σχήμα 6.6: Υπέρθεση σεισμικού μοντέλου εδάφους και γεωηλεκτρικής τομής με τη χρήση της νόρμας L1 και τη διάταξη Dipole - Dipole. Στη θέση των 360 m απεικονίζεται η δειγματοληπτική γεώτρηση KAP-41.(B→N).

6.3. Συμπεράσματα - Προτάσεις

Η επεξεργασία των δεδομένων με ηλεκτρική τομογραφία και διάταξη διπόλου - διπόλου και με διάταξη Wenner - Schlumbererger και με την χρήση τριών μεθόδων (A: κανονικοποίηση με περιορισμούς εξομάλυνσης (Default, Smoothness-constrained least-squares method), B: $\mu\epsilon$ την χρήση της νόρμας L1 (Robust) και Γ: συνδυασμένη αντιστροφή (Use combined inversion method)) έδειξε ότι η L1 είναι η πιο κατάλληλη για την περιγραφή των ζωνών μεγαλύτερης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Επίσης η ίδια γραμμή καλύφθηκε με τη μέθοδο σεισμικής διάθλασης Το σεισμικό μοντέλο εδάφους υπέδειξε ότι εμφανίζεται έντονη πλευρική μεταβολή της σεισμικής ταχύτητας. Από το συνδυασμό της σεισμικής τομής, της γεωηλεκτρικής τομής και της δειγματοληπτικής γεώτρησης παρατηρείται ζώνη υψηλότερης ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας η οποία αποδίδεται σε πιο συνεκτικούς σχηματισμούς και ζώνη χαμηλότερης σεισμικής ταχύτητας η οποία αποδίδεται σε ασύνδετους σχηματισμούς άμμων και αμμοχάλικων.

Σύμφωνα με τη γεωφυσική έρευνα και τη γεώτρηση δεν εντοπίστηκαν κατά μήκος της γραμμής μελέτης και μέχρι το μέγιστο βάθος διασκόπησης πολύ συνεκτικοί σχηματισμοί σημαντικού όγκου (σκληροί).

Προτείνεται περαιτέρω γεωφυσική έρευνα η οποία θα καλύψει την υπό μελέτη περιοχή χρησιμοποιώντας τη μέθοδο της τρισδιάστατης ηλεκτρικής τομογραφίας σε συνδυασμό με δειγματοληπτικές γεωτρήσεις των οποίων η θέση θα υποδειχθεί από την υψηλής ανάλυσης προτεινόμενη γεωφυσική έρευνα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Βαφείδης, Α., (1993), Εφαρμοσμένη Γεωφυσική 1: Σεισμικές Μέθοδοι,
 Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- Βαφειδης, Α., (2005) Γεωφυσική Διασκόπηση για την Εκτίμηση Σεισμικής Ταχύτητας Επιφανειακών Σχηματισμών σε Περιοχή του Μοχού Ηρακλείου, Έκθεση Γεωφυσικής Έρευνας, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
- Βαφείδης Α. (1994). "Αξιολόγηση σχηματισμών με γεωφυσικές μεθόδους ", Χανιά
- Δημητρακόπουλος Δ. (1994) Μελέτη Αποστράγγισης ορυχείου Αμυνταίου,
 Δ.Ε.Η. τομέας Εδαφοτεχνικών και Υδρογεωλογικών μελετών.
- 5. Καστρινάκης, Σ., (2007), Σεισμική Τομογραφία για την Εκτίμηση της Ταχύτητας Διάδοσης Διαμήκων και Εγκάρσιων Κυμάτων στην Περιοχή Φαράγγι Αποκορώνου-Χανίων, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
- 6. Εταιρία Γεωλογικών & Γεωφυσικών Ερευνών, http://www.geoservice.gr
- Παπαθανασίου, Χ., (2007), Γεωφυσική Έρευνα με τη Μέθοδο της Σεισμικής Τομογραφίας στο Μοχό Ηρακλείου, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
- 8. Παπαζάχος Β. (1986), "Εισαγωγή Στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική", Εκδόσεις
 "Ζήτη", Θεσσαλονίκη
- Τσούσης Π., (2007), Σεισμική Τομογραφία στο τμήμα Λυγαριά-Περιβόλι του οδικού άξονα Ε65, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
- 10. Claerbout and Mur 1973
- Griffiths D.H. and Barker R.D.(1993). "Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology". Journal of Applied Geophysics, 29, 211-226.
- 12. Groot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992
- 13. Inman 1975, ridge regression method
- 14. Li Y. and Oldenburg D.W. (1992). "Approximate inverse mappings in DC resistivity problems". Geophysical Journal International 109, 343-362.

- Loke M.H. and Barker R.D., (1996). "Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method". Geophysical Prospecting, 44, 131-152.
- McCann, D.M. and Fenning, P. J., (1995), "Estimation of rippability and excavation conditions from seismic velocity measurements", Geological Society of London, Engineering Special Publication, Vol. 10, p. 335-343.
- 17. Reynolds, M. J., (1997), An introduction to applied and environmental geophysics, John Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- 18. RES2DINV user's manual version 3.4

 SeisImager, (2003), Εγχειρίδιο Χρήσης Λογισμικού, Manual, Version 3.0, OYO Corporation.

ПАРАРТНМА А

ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ

Καταγραφές Picking

LINE 1000, SPREAD A



Record 1031



Record 1032













LINE 1000, SPREAD B



Record 1041





















Line 200-300 Spread A











Record 203









Line 200-300 Spread B







Record 302













Line 500, Spread A




















Line 500, Spread B



Record 506



Record 507













LINE 600











Record 603







Record 605

<u>Γεωμετρία σεισμικών γραμμών</u>















Line 500 Spread A



Line 500 Spread B



ПАРАРТНМА В

ΤΟΜΕΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ



Σχήμα Β.1 : Διάταξη διπόλου – διπόλου – Μέθοδος Α (πάνω), Β (μέση), Γ (κάτω).



Σχήμα B.2 :Διάταξη Wenner-Schlumberger – Μέθοδος Α (πάνω), Β (μέση), Γ (κάτω).