

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΘΑΝΑΣΙΟΥ ΕΛΕΝΗ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ
ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΕΠΑΦΗΣ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ : ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΑΘΑΝΑΣΙΟΥ ΕΛΕΝΗ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ
ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΕΠΑΦΗΣ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ : ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΤΣΟΚΑΣ ΓΡΗΓΟΡΙΟΣ – ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ.

ΤΣΟΥΡΛΟΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ – ΛΕΚΤΟΡΑΣ Α.Π.Θ.

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ – ΕΠΙΚ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Α.Π.Θ.

- 4 MAI. 2004

TN
269.5
AB
2004
EID
C1

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	3
1.1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	3
1.2. ΑΝΑΓΚΗ ΥΠΑΡΞΗΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	4
1.3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΘΗΚΕ	5
1.4. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	6
2. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	8
2.1. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ	9
2.2. ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ	11
2.3. ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ.....	13
2.4. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ.....	15
2.5. ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ	16
2.6. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	17
2.6.1. ΕΠΙΛΥΣΗ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ	18
2.6.2. ΕΠΙΛΥΣΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ.....	22
ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ	22
ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΒΑΡΩΝ.....	26
ΧΡΗΣΗ ΛΟΓΑΡΙΘΜΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΛΥΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ.....	27
ΜΕΘΟΔΟΣ ΙΔΙΑΖΟΥΣΩΝ ΤΙΜΩΝ (SVD)	27
ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ.....	28
ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΞΟΜΑΛΥΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ.....	31
ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΤΕΡΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ.....	33
2.7. ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ	34
3. ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ.....	37
3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	38
3.2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	39
3.3. ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΘΕ ΔΙΑΤΑΞΗΣ.....	40

3.4. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ	42
3.5. ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΔΙΑΤΑΞΕΩΝ	43
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΕΙΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	52
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ ΤΙΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΙΑΚΩΒΙΑΝΟΥ ΠΙΝΑΚΑ	55
3.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	78
 4. ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	80
4.1. ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΕ ΑΣΤΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ	81
4.2. ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	81
4.3. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΟΥ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ ΑΠΟ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	86
4.4. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΕΓΚΟΙΛΟΥ	89
4.5. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΑΡΧΑΙΟΥ ΑΓΩΓΟΥ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΝΕΡΟΥ	100
4.6. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΕΠΑΦΗΣ ΜΕΣΑ ΣΕ ΚΤΙΡΙΟ	111
4.7. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ	116
4.7.1. ΤΟΜΗ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΟΔΟΥ ΑΓΙΟΥ ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ	117
4.7.1. ΤΟΜΗ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΟΔΟΥ ΕΘΝΙΚΗΣ ΑΜΥΝΗΣ	125
4.8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	136
 5. ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΘΟΥΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	139
5.1. ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ	140
5.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΘΗΚΕ	143
5.3. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ	145
5.3.1. ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΙΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	146
5.3.2. ΜΟΝΤΕΛΟ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ	157
5.3.3. ΜΟΝΤΕΛΟ ΕΝΟΣ ΣΩΜΑΤΟΣ	162
5.3.4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ	173
5.3.5. ΜΟΝΤΕΛΟ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΓΗΣ	176
5.3.6. ΜΕΛΕΤΗ ΑΞΙΟΠΙΣΤΙΑΣ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	180
5.4. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ	182
5.5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	183
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	186

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ευχαριστώ όλους αυτούς που με βοήθησαν και μου συμπαραστάθηκαν καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής αυτής.

Ευχαριστώ τον κύριο επιβλέποντα της διατριβής κ. Γρηγόρη Τσόκα, Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του Α.Π.Θ., για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγησή του και για τις ουσιαστικές παρατηρήσεις και συμβουλές του. Επίσης, τον ευχαριστώ για τη δυνατότητα που μου προσέφερε να συμμετάσχω σε εργασίες υπαίθρου από τις οποίες πέραν της οικονομικής ενίσχυσης αποκόμισα και πολύτιμες εμπειρίες.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στον κ. Παναγιώτη Τσούρλο, Λέκτορα του Τομέα Γεωφυσικής, για τη συνεχή βοήθεια και καθοδήγησή του σε επιστημονικά θέματα, αλλά και για την πολύτιμη ηθική συμπαράστασή του και την αδιάκοπη παρότρυνση καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Η συμβολή του στη διατριβή αυτή είναι ανεκτίμητη.

Ευχαριστώ τον κ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο, Επίκουρο Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής, για τις ουσιαστικές του επισημάνσεις και διορθώσεις καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διατριβής, την καθοδήγησή του σε επιστημονικά θέματα καθώς και για την προσεκτική ανάγνωση του τελικού κειμένου. Η συμμετοχή του υπήρξε καθοριστική στην ολοκλήρωση της διατριβής.

Επίσης, ευχαριστώ τον Γιώργο Βαργιεμέζη για τις συμβουλές του, τις πολύ καλές ιδέες του και για την ουσιαστική συμβολή του, ιδιαίτερα στο τμήμα της διατριβής που αφορά τη συλλογή δεδομένων.

Ευχαριστώ τον κ. Αναστάσιο Παπαναστασίου, ερευνητή του Ι.Τ.Σ.Α.Κ., για την παραχώρηση των στοιχείων των γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν στη διατριβή.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής καθώς και τους μεταπτυχιακούς φοιτητές για τη βοήθεια που μου προσέφεραν, ο κάθε ένας με τον τρόπο του. Ιδιαίτερες ευχαριστίες οφείλω στους συναδέλφους μου Δ. Αλεξάκη, Ι. Δημητριάδη, Μ. Καραούλη, Α. Κυριακίδου, Ι. Μπανιτσιώτου, Π. Μπογιατζή, Ν. Παπαδόπουλο και Α. Τσαμπά για τη βοήθειά τους στη διαδικασία λήψης των μετρήσεων.

Ευχαριστώ θερμά το φίλο και συνάδελφο Δημήτρη Αλεξάκη, γιατί δίνει νόημα και ουσία σε όλες τις προσπάθειές μου. Τον ευχαριστώ για την ηθική του υποστήριξη και τη συμβολή του στην υλοποίηση αυτής της διατριβής.

Τέλος, εκφράζω απεριόριστη ευγνωμοσύνη και ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένειά μου, που με στήριξε ηθικά και με βοήθησε σε όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

1.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης είναι πλέον διαδεδομένες και χρησιμοποιούνται κατά κόρον στην επίλυση προβλημάτων που περιλαμβάνουν τη διερεύνηση υπεδάφινων δομών. Αυτή η διατριβή ειδίκευσης επικεντρώνεται στη μελέτη μιας συγκεκριμένης μεθόδου γεωφυσικής διασκόπησης, της ηλεκτρικής. Όπως και σε κάθε γεωφυσική μέθοδο διασκόπησης, οι μετρήσεις που λαμβάνονται με την εφαρμογή της ηλεκτρικής μεθόδου δε δίνουν μια άμεση εικόνα του υπεδάφους, αλλά ένα άμεσο αποτέλεσμα των ιδιοτήτων του υπεδάφους που μπορεί (σε περιπτώσεις πολύπλοκης κατανομής των ιδιοτήτων του υπεδάφους) να απέχει πολύ από την πραγματικότητα.

Αντικείμενο της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η ανάπτυξη ενός αλγορίθμου συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής των δεδομένων δύο ή περισσότερων διατάξεων ώστε να λαμβάνεται η βέλτιστη γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους. Επίσης, μελετάται το βάθος διασκόπησης των πιο διαδεδομένων διατάξεων μέτρησης.

Η χρήση ηλεκτροδίων επαφής στις ηλεκτρικές τομογραφίες αποτελεί, επίσης, αντικείμενο της παρούσας διατριβής ειδίκευσης. Μελετάται η δυνατότητα εφαρμογής τους σε διάφορα περιβάλλοντα (τσιμέντο, μάρμαρο, ασφαλτος, κτλ.), η τεχνογνωσία που απαιτείται για την υλοποίηση των μετρήσεων και συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη χρήση διαφόρων διατάξεων ηλεκτροδίων για την εξαγωγή της βέλτιστης διάταξης μέτρησης. Επίσης, συγκρίνονται οι μετρήσεις των ηλεκτροδίων επαφής με τις παραδοσιακές μετρήσεις που λαμβάνονται με κανονικά ηλεκτρόδια. Τέλος, εξετάζεται η εύρεση του βέλτιστου γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής δεδομένων διαφόρων διατάξεων.

1.2. ΑΝΑΓΚΗ ΥΠΑΡΞΗΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η χρήση πλέον αυτοματοποιημένων οργάνων μέτρησης της αντίστασης με πολύκλωνα καλώδια συμβάλει στη χρησιμοποίηση περισσότερων από μια διατάξεων ηλεκτροδίων για κάθε ηλεκτρική τομογραφία και στη λήψη μεγάλου αριθμού μετρήσεων. Για την ερμηνεία των μετρήσεων, ιδιαίτερα όταν αυτές προέρχονται από παραπάνω από μια διατάξεις και για την εξαγωγή της βέλτιστης εικόνας της περιοχής μελέτης γεννήθηκε η ανάγκη δημιουργίας ενός αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής.

Η δημιουργία του αλγόριθμου επέβαλε τη μελέτη της ευαισθησίας που έχουν οι μετρήσεις της κάθε διάταξης και τον ορισμό ενός συντελεστή βαρύτητας για κάθε μια από αυτές, έτσι ώστε να συμμετέχουν όλες εξίσου στη συνδυασμένη αντιστροφή. Επίσης, θεωρήθηκε σκόπιμο να μελετηθεί το βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη ηλεκτροδίων καθώς η προσέγγισή του γίνεται κυρίως εμπειρικά. Η παραπάνω γνώση δίνει τη δυνατότητα ελέγχου της αξιοπιστίας των μετρήσεων κάθε διάταξης καθώς αυξάνεται το βάθος.

Η ηλεκτρική τομογραφία αποτελεί μια φθηνή και εύχρηστη μέθοδο διασκόπησης που δίνει αξιόπιστες και εύκολα ερμηνεύσιμες απεικονίσεις της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Το μοναδικό μειονέκτημά της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι κατά την εφαρμογή της είναι απαραίτητο να καρφωθούν μεταλλικά ηλεκτρόδια στο έδαφος της περιοχής μελέτης σε βάθος 20cm περίπου, γεγονός που καθιστά αδύνατη την εφαρμογή της σε επιφάνειες όπου υφίσταται τσιμέντο, μάρμαρο, άσφαλτος, κτλ., δηλαδή σε αστικά περιβάλλοντα.

Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης μελετάται η δυνατότητα χρήσης ηλεκτροδίων επαφής, αντί των κανονικών ηλεκτροδίων, ώστε να εξαλειφθεί το παραπάνω πρόβλημα. Διερευνάτε, δηλαδή, μια εναλλακτική μη καταστροφική μέθοδος ηλεκτρικής τομογραφίας.

1.3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΘΗΚΕ

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε κατά την υλοποίηση της παρούσας διατριβής ειδικευσης περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα:

- Μελέτη του αλγορίθμου διδιάστατης αντιστροφής 2DINVS (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999).
- Ανάπτυξη του αλγορίθμου συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής.
- Δοκιμή του αλγορίθμου συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα.
- Μετατροπή του αλγορίθμου διδιάστατης αντιστροφής 2DINVS, ώστε να πραγματοποιεί δύο φορές την αντιστροφή των δεδομένων με διαφορετική αρχική αντίσταση. Με τον τρόπο αυτό εξάγεται κάθε φορά το βάθος διερεύνησης.
- Δοκιμή του τροποποιημένου αλγορίθμου διδιάστατης αντιστροφής σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα.
- Υλοποίηση της ηλεκτρικής τομογραφίας με ηλεκτρόδια επαφής σε διάφορα σημεία της πόλης της Θεσσαλονίκης. Πραγματοποίηση σε κάθε θέση των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner.
- Μελέτη της απόκρισής τους σε γνωστές δομές του υπεδάφους.
- Σύγκριση των μετρήσεων που λαμβάνονται από τα ηλεκτρόδια επαφής με αυτών που λαμβάνονται από τα κανονικά ηλεκτρόδια.
- Χρήση του αλγορίθμου συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής για τη σύγχρονη αντιστροφή των δεδομένων όλων των διατάξεων που λήφθηκαν σε κάθε θέση, ώστε να εξαχθεί η βέλτιστη γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους για την εκάστοτε περιοχή μελέτης.

1.4. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Στο δεύτερο κεφάλαιο, παρουσιάζεται το βασικό θεωρητικό υπόβαθρο των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης και ειδικότερα της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Παρατίθενται οι γενικές αρχές της θεωρίας των ηλεκτρικών διασκοπήσεων και οι παράγοντες που επηρεάζουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Επίσης, περιγράφεται ο εξοπλισμός που είναι απαραίτητος για την υλοποίηση μιας γεωφυσικής διασκόπησης και αναφέρονται συνοπτικά οι εφαρμογές των ηλεκτρικών διασκοπήσεων στον εντοπισμό υπεδάφινων δομών.

Περιγράφεται η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στη Γη και ο υπολογισμός της διαφοράς δυναμικού που προκαλείται για την εξαγωγή της φαινόμενης αντίστασης του υπεδάφους. Περιγράφονται οι διάφοροι μέθοδοι λήψης των μετρήσεων και παρουσιάζονται οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων καθώς και οι πίνακες ευαισθησίας αυτών. Τέλος, γίνεται μια συνοπτική παρουσίαση της θεωρίας που χρησιμοποιείται για την ερμηνεία των μετρήσεων και περιγράφονται οι διάφοροι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την επίλυση του ευθέως και αντίστροφου προβλήματος καθορισμού της κατανομής της αντίστασης του υπεδάφους.

Στο τρίτο κεφάλαιο περιγράφονται οι τροποποιήσεις που πραγματοποιήθηκαν σε αλγόριθμο διδιάστατης αντιστροφής προκειμένου να εξαχθεί ένας βελτιωμένος αλγόριθμος διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής, αιτιολογείται η χρήση του συντελεστή βαρύτητας και παρουσιάζονται ορισμένα ενδεικτικά παραδείγματα γεωηλεκτρικών μοντέλων, όπως αυτά προέκυψαν από την αντιστροφή των δεδομένων μεμονωμένων διατάξεων καθώς και από τη συνδυασμένη αντιστροφή αυτών.

Στο τέταρτο κεφάλαιο μελετάται η χρήση ηλεκτροδίων, τα οποία απλώς εφάπτονται στην επιφάνεια της περιοχής έρευνας και τα οποία ονομάζονται ηλεκτρόδια επαφής. Μελετάται η συμπεριφορά των ηλεκτροδίων επαφής και οι μετρήσεις που λαμβάνονται με τη χρήση αυτών σε σχέση με τις μετρήσεις που λαμβάνονται από τα κανονικά ηλεκτρόδια που καρφώνονται στο έδαφος. Ακολούθως, δίνονται κάποια παραδείγματα περιπτώσεων, στα οποία είτε πραγματοποιούνται μετρήσεις τόσο με κανονικά ηλεκτρόδια όσο και με ηλεκτρόδια επαφής και συγκρίνονται τα αποτελέσματα, είτε πραγματοποιούνται μετρήσεις μόνο με ηλεκτρόδια επαφής σε θέσεις, όπου είναι γνωστή η δομή του υπεδάφους.

Επίσης, λόγω του γεγονότος ότι στα αστικά κέντρα το επίπεδο του θορύβου είναι πολύ υψηλό (ηλεκτροφόρα καλώδια, αγωγοί ύδρευσης-αποχέτευσης, οικοδομικά απορρίμματα κτλ.) πραγματοποιείται συνδυασμένη διδιάστατη αντιστροφή των δεδομένων που μετρήθηκαν με όλες τις διατάξεις για την απόκτηση μιας βελτιωμένης εικόνας της εκάστοτε περιοχής μελέτης.

Στο πέμπτο κεφάλαιο Μελετάται το βάθος διερεύνησης των ηλεκτρικών τομογραφιών. Για τη μελέτη αυτή πραγματοποιούνται αντιστροφές ποικίλων αρχικών μοντέλων καθώς και ομογενούς Γης. Μελετάται η επίδραση που έχουν διάφοροι παράγοντες, όπως το βάθος, το σχήμα, το μέγεθος και η τιμή της ανωμαλίας, ο αριθμός των στρωμάτων του αρχικού μοντέλου και του μοντέλου αντιστροφής, ο αριθμός των επαναλήψεων που πραγματοποιείται σε κάθε αντιστροφή και η τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης, στο βάθος διερεύνησης μιας διάταξης. Επίσης, Μελετάται η συμβολή του βάθους διερεύνησης στην ερμηνεία των γεωηλεκτρικών μοντέλων που προέκυψαν από τη συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων που προέρχονται από περισσότερες από μια διατάξεις. Παρουσιάζονται παλαιότερες προσεγγίσεις καθορισμού του βάθους διερεύνησης καθώς και η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή. Ακολούθως, παρουσιάζονται και συζητούνται ενδεικτικά παραδείγματα της παραπάνω μελέτης.

2.

ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

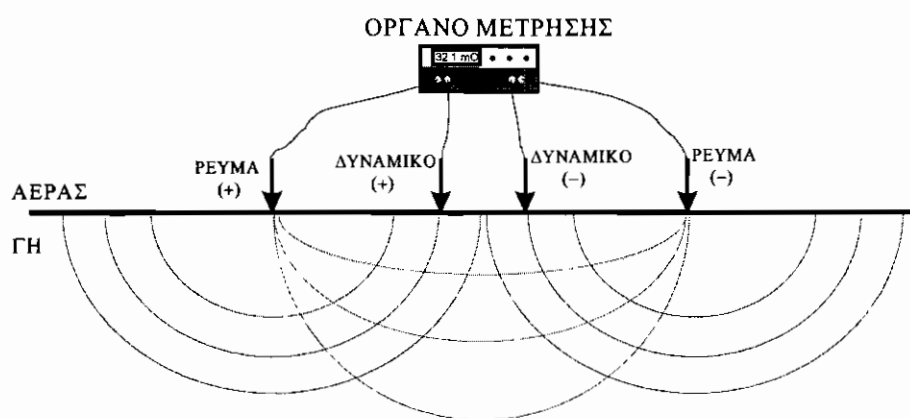
Στο κεφάλαιο αυτό, παρουσιάζεται το βασικό θεωρητικό υπόβαθρο των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης και ειδικότερα της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Παρατίθενται οι γενικές αρχές της θεωρίας των ηλεκτρικών διασκοπήσεων και οι παράγοντες που επηρεάζουν την ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Επίσης, περιγράφεται ο εξοπλισμός που είναι απαραίτητος για την υλοποίηση μιας γεωφυσικής διασκόπησης και αναφέρονται συνοπτικά οι εφαρμογές των ηλεκτρικών διασκοπήσεων στον εντοπισμό υπεδάφινων δομών.

Στη συνέχεια, περιγράφεται η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στη Γη και ο υπολογισμός της διαφοράς δυναμικού που προκαλείται για την εξαγωγή της φαινόμενης αντίστασης του υπεδάφους. Περιγράφονται οι διάφοροι μέθοδοι λήψεως των μετρήσεων και παρουσιάζονται οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων καθώς και οι πίνακες ευαισθησίας αυτών.

Τέλος, γίνεται μια συνοπτική παρουσίαση της θεωρίας που χρησιμοποιείται για την ερμηνεία των μετρήσεων και περιγράφονται οι διάφοροι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την επίλυση του ευθέως και αντίστροφου προβλήματος καθορισμού της κατανομής της αντίστασης του υπεδάφους.

2.1. ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΩΝ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΕΩΝ

Με την εφαρμογή των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός της κατανομής των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης, με μετρήσεις ηλεκτρικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της Γης. Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται ανήκουν στην κατηγορία του τεχνητά παραγόμενου ηλεκτρικού ρεύματος, το οποίο διαβιβάζεται στο έδαφος δια μέσου ενός ζεύγους ηλεκτροδίων (Σχήμα 2.1). Σε ένα δεύτερο ζεύγος ηλεκτροδίων μετράται η πτώση τάσης που προκαλείται. Η ηλεκτρική αντίσταση που υπολογίζεται σαν το πηλίκο των δύο αυτών μεγεθών χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ .



Σχήμα 2.1.: Η βασική διάταξη γεωηλεκτρικών μετρήσεων.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ ενός στερεού σώματος κυλινδρικού σχήματος, διατομής S και μήκους L , που έχει ηλεκτρική αντίσταση R , ορίζεται από τη σχέση:

$$\rho = \frac{RS}{L} \quad (2.1.)$$

και αντικατοπτρίζει την δυσκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος στο σύστημα SI. Το R μετράται σε Ohms, το L σε μέτρα (m) και το S σε τετραγωνικά μέτρα (m^2). Μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι το

Ohm-m. Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης, για λόγους συντομίας, ο όρος ειδική ηλεκτρική αντίσταση θα αναφέρεται ως αντίσταση.

Ένας άλλος όρος, που περιγράφει τη συμπεριφορά της Γης στη διέλευση του ρεύματος είναι η ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα σ , η οποία αποτελεί το αντίστροφο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (2.2.)$$

και αντικατοπτρίζει την ευκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος. Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αγωγιμότητας είναι το siemens ανά μέτρο (S/m).

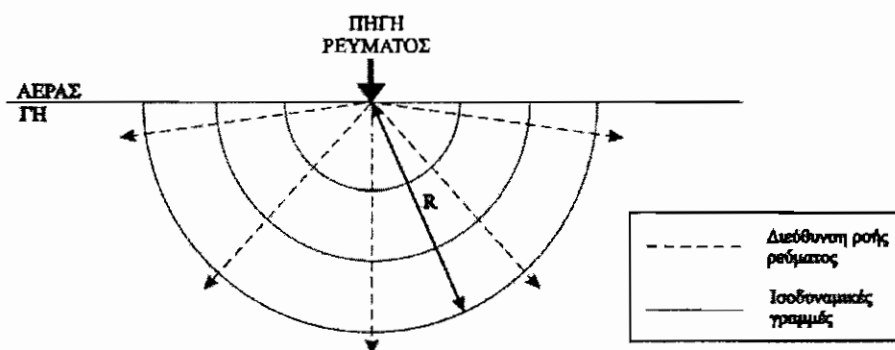
Η αντίσταση ρ εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως είναι οι υδρολογικές-υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής μελέτης, η χημική σύσταση του νερού, το μέγεθος των πόρων των σχηματισμών, πιθανές διαρρήξεις, διακλάσεις ή ρήγματα των σχηματισμών, η θερμοκρασία και η πίεση που επικρατούν. Τα μεταμορφωμένα και τα πυριγενή πετρώματα έχουν υψηλές τιμές αντίστασης. Η αντίσταση αυτών των πετρωμάτων εξαρτάται από το βαθμό ρωγμάτωσής τους και από το ποσοστό του νερού που περιέχουν στους πόρους τους. Τα ιζηματογενή πετρώματα, τα οποία είναι συνήθως περισσότερο πορώδη και περιέχουν υψηλότερο ποσοστό νερού, έχουν χαμηλότερες αντιστάσεις. Η αντίσταση του νερού ποικίλει από 10 έως 100 Ohm-m, ανάλογα με την περιεκτικότητά του σε διαλυμένα άλατα (Παπαζάχος, 1986).

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως στη χαρτογράφηση γεωλογικών στρωμάτων (Vandenberghe, 1982; Olesen et al., 1992; Griffiths and Barker, 1993), στην ανεύρεση και χαρτογράφηση υδάτινων πόρων (Van dam, 1976; Rijo et al., 1977; Aubert et al., 1984; Olayinka and Barker, 1990), στην τεχνική γεωλογία για την εύρεση του βάθους του μητρικού πετρώματος σε τοποθεσίες κατασκευής τεχνητών φραγμάτων (Habberjam, 1975; Smith, 1986; Butler and Llopis, 1990; Dahlin et al., 1994), στην ανίχνευση γεωθερμικών πεδίων (Wright et al., 1985; Thanassoulas and Tsokas, 1987), στην περιβαλλοντική γεωλογία για τον εντοπισμό μολυσμένων υπόγειων υδάτων (Rodgers and Kean, 1980) και διαρροών αποβλήτων (Van et al., 1992) καθώς και στην εύρεση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος (Aitken, 1974; Hesse et al., 1986; Roka and Tsokas, 1987; Orlando et al., 1987; Szymanski et al., 1992).

2.2. ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ

Στην απλή περίπτωση, όπου το έδαφος είναι ομογενές και ισότροπο, το ρεύμα που εισέρχεται σε αυτό μέσω μιας σημειακής πηγής (ηλεκτροδίου), ρέει ακτινικά διερχόμενο από ένα ημισφαίριο εμβαδού $S = 2\pi r^2$, όπου r είναι η απόσταση της περιφέρειας του ημισφαιρίου από το σημείο εισαγωγής του ρεύματος. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες έχουν σχήμα ημισφαιρίου και οι γραμμές του ρεύματος είναι κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες (σχήμα 2.2.). Σε αυτή την περίπτωση το δυναμικό δίνεται από τη σχέση:

$$V = \frac{\rho i}{2\pi r} \quad (2.3.)$$



Σχήμα 2.2.: Οι ισοδυναμικές γραμμές και η κατεύθυνση του ρεύματος για μια σημειακή πηγή.

Στην πράξη χρειάζονται τέσσερα ηλεκτρόδια για να γίνει μέτρηση της αντίστασης ενός ημιχώρου. Τα δύο από αυτά χρησιμεύουν στην εισαγωγή και κυκλοφορία του ρεύματος και τα ονομάζουμε Α και Β, ενώ με τη βοήθεια των άλλων μετράμε τη διαφορά δυναμικού στα αντίστοιχα σημεία και τα ονομάζουμε Μ και Ν. Έστω ότι ΑΜ είναι η απόσταση του Μ από το θετικό ηλεκτρόδιο Α, ΒΜ από το αρνητικό Β και ΑΝ και ΒΝ οι αντίστοιχες αποστάσεις του Ν από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος (σχήμα 2.3.). Τότε, σύμφωνα με τη σχέση (2.3.), η διαφορά δυναμικού μεταξύ των ηλεκτροδίων Α και Β για έναν ομογενή ημιχώρο με αντίσταση ρ και για μια διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων, είναι:

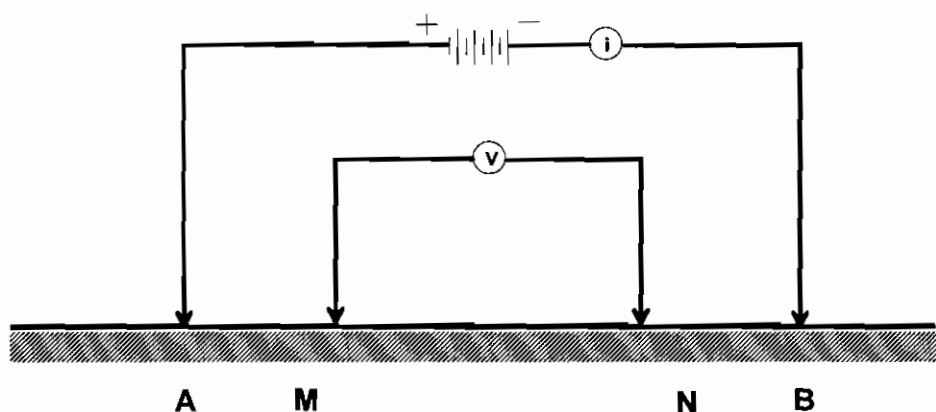
$$\Delta V = \frac{\rho i}{2\pi} \cdot \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (2.4.)$$

Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τη μελέτη των διαφόρων διατάξεων.

Επομένως, η αντίσταση του ημιχώρου μπορεί να βρεθεί από τη σχέση:

$$\rho = \frac{2\pi}{K} \frac{\Delta V}{i} \quad (2.5.)$$

όπου K είναι ο παράγοντας μέσα στην παρένθεση της σχέσης (2.4.), ο οποίος λέγεται γεωμετρικός παράγοντας και εξαρτάται από τη διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων. Στην περίπτωση ομογενούς και ισότροπου εδάφους και για οποιαδήποτε διάταξη ηλεκτροδίων, όταν ο γεωμετρικός παράγοντας πολλαπλασιάζεται με τη μετρούμενη αντίσταση, το αποτέλεσμα είναι η πραγματική αντίσταση του εδάφους.



Σχήμα 2.3.: Διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων για τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού.

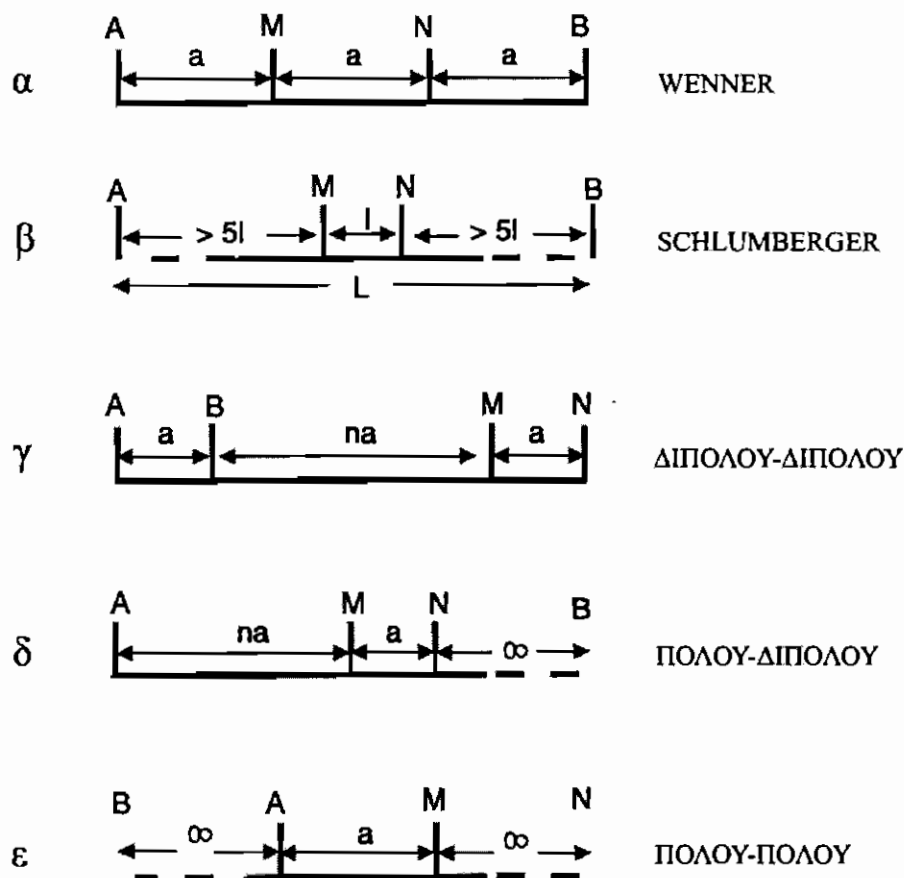
Στην περίπτωση μη ομογενούς και ισότροπου χώρου, η σχέση (2.5.), ορίζει μια παράμετρο που ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση του ημιχώρου ρ_a . Η παράμετρος αυτή εισάγεται για να ληφθεί υπόψη η γεωμετρία της μέτρησης, οι θέσεις δηλαδή των ηλεκτροδίων. Η φαινόμενη αντίσταση δεν είναι η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους, αλλά μια φαινόμενη τιμή, η οποία είναι η αντίσταση που θα είχε το έδαφος εάν ήταν γεωηλεκτρικά ομογενές. Η τιμή αυτή ταυτίζεται με την πραγματική αντίσταση όταν πρόκειται για ομογενή γη.

Στην πράξη η φαινόμενη αντίσταση ρ_a αποτελεί ένα είδος μέσου όρου των ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους. Επομένως, δε δίνει ακριβώς την πραγματική αλλά μια “παραμορφωμένη εικόνα” της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Για το λόγο αυτό, η απευθείας χρήση των μετρήσεων φαινόμενης αντίστασης για την εξαγωγή συμπερασμάτων είναι παρακινδυνευμένη. Η πραγματική αντίσταση

μπορεί να βρεθεί μόνο μετά από κατάλληλη επεξεργασία. Ο καθορισμός της πραγματικής αντίστασης από τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης είναι η λύση του αντίστροφου προβλήματος, για το οποίο θα γίνει λόγος παρακάτω.

2.3. ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι κατά τους οποίους διατάσσονται τα ηλεκτρόδια του ρεύματος και του δυναμικού. Παρακάτω παρουσιάζονται οι ευρύτερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις (σχήμα 2.4.) που είναι οι διατάξεις: Wenner, Schlumberger, διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και πόλου-πόλου. Το κύριο χαρακτηριστικό μιας διάταξης είναι ο γεωμετρικός της παράγοντας, ο οποίος σχετίζεται μονοσήμαντα με τις σχετικές αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995).



Σχήμα 2.4.: Οι συχνότερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις ηλεκτροδίων (Tsourlos, 1995).

ΔΙΑΤΑΞΗ WENNER. Κατά τη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια δυναμικού M,N τοποθετούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού A,B (σχήμα 2.4α.). Οι αποστάσεις μεταξύ των παρακείμενων ηλεκτροδίων είναι ίσες με a . Αντικαθιστώντας στη σχέση (2.4.) προκύπτει ότι:

$$K = \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right) = \frac{1}{a} \quad (2.6.)$$

και επομένως η φαινόμενη αντίσταση για τη διάταξη Wenner δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{i} \quad (2.7.)$$

ΔΙΑΤΑΞΗ SCHLUMBERGER. Η διάταξη αυτή είναι παρόμοια με τη διάταξη Wenner, αλλά τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι τοποθετημένα σε απόσταση πολύ μεγαλύτερη από την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού (σχήμα 2.4β). Αν η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος είναι $2L$, η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού είναι 2ℓ και ισχύει $L \geq 10\ell$, τότε η φαινόμενη αντίσταση είναι:

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2\ell} \cdot \frac{\Delta V}{i} \quad (2.8.)$$

ΔΙΑΤΑΞΗ ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ. Στη διάταξη αυτή τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού (σχήμα 2.4γ.). Τα δύο δίπολα έχουν σταθερή απόσταση ίση με a ($AB = MN = a$), ενώ η απόσταση μεταξύ τους είναι na . Η φαινόμενη αντίσταση για τη διάταξη διπόλου-διπόλου είναι:

$$\rho_a = -\pi n(n+1)(n+2)a \frac{\Delta V}{i} \quad (2.9.)$$

ΔΙΑΤΑΞΗ ΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ. Τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος, αλλά ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος, λόγω χάρη το B, είναι τοποθετημένο σε απόσταση πολύ μεγαλύτερη από τα υπόλοιπα τρία ηλεκτρόδια (σχήμα 2.4δ.). Με τον τρόπο αυτό, οι αποστάσεις BM και BN θεωρούνται άπειρες και συνεπώς οι όροι $1/BM$ και $1/BN$ στη σχέση (2.4.) είναι πρακτικά μηδέν. Αν η απόσταση MN είναι ίση με a και η απόσταση AM ίση με na , τότε η φαινόμενη αντίσταση είναι:

$$\rho_a = 2\pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{i} \quad (2.10.)$$

ΔΙΑΤΑΞΗ ΠΟΛΟΥ-ΠΟΛΟΥ. Η διάταξη αυτή αποτελεί μια επιπλέον διαφοροποίηση της διάταξης πόλου-διπόλου και λαμβάνεται με μετακίνηση και ενός εκ των ηλεκτροδίων δυναμικού, λόγου χάρη του N, σε άπειρη απόσταση από τα υπόλοιπα ηλεκτρόδια A, M (σχήμα 2.4ε.). Επομένως, οι αποστάσεις που θεωρούνται άπειρες είναι οι BM, BN και AN. Αν $AM=a$, ο γεωμετρικός παράγοντας γίνεται $K=1/a$, που είναι ίδιος με τον γεωμετρικό παράγοντα της διάταξης Wenner και η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{i} \quad (2.11.)$$

Στην παρούσα διατριβή αναφέρονται, επίσης, οι διατάξεις **Gradient** και **Διδύμου Διπόλου**. Η διάταξη Gradient είναι παρόμοια με τη διάταξη Schlumberger. Η διαφορά τους έγκειται στο ότι στη διάταξη Gradient μόνο τα ηλεκτρόδια δυναμικού τοποθετούνται ως προς το κέντρο της γραμμής μετρήσεων, ενώ στη διάταξη Schlumberger όλα τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται συμμετρικά ως προς το κέντρο της γραμμής μετρήσεων. Η διάταξη Διδύμου Διπόλου αποτελεί μια περαιτέρω διαφοροποίηση της διάταξης πόλου-πόλου. Στη διάταξη αυτή τα απομακρυσμένα ηλεκτρόδια (B,N) τοποθετούνται κοντά το ένα στο άλλο.

2.4. ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

Για την εκτέλεση των γεωφυσικών μετρήσεων υπαίθρου χρησιμοποιήθηκε το όργανο SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS. Πρόκειται για πλήρως αυτοματοποιημένο όργανο μέτρησης αντίστασης σχεδιασμένο για έρευνα με μεθόδους συνεχούς ρεύματος. Ο αυτοματοποιημένος έλεγχος της αντιστάθμισης του φυσικού δυναμικού, η ψηφιακή υπέρθεση για την ενίσχυση του σήματος και η προβολή του σφάλματος κατά την πραγματοποίηση των μετρήσεων που προσφέρονται από το συγκεκριμένο όργανο που εξασφαλίζουν μετρήσεις υψηλής ακρίβειας. Το συγκεκριμένο όργανο έχει μέγιστη ισχύ εξόδου 100VA και επιτυγχάνει τη δημιουργία ρεύματος με

ένταση που τυπικά φτάνει τα 500mA, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις επιτρέπει και σημαντικά μεγαλύτερες εντάσεις ηλεκτρικού ρεύματος (έως 1200mA). Το όργανο μέτρησης χρησιμοποιεί τόσο εσωτερικές όσο και εξωτερικές μπαταρίες και παρουσιάζεται στο σχήμα (2.5.).

Για τη λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν σε θέσεις κατάλληλα πολύκλιωνα καλώδια 48 θέσεων τα οποία κατασκευάστηκαν από χαλκό. Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν ειδικά χάλκινα ηλεκτρόδια επαφής (υψηλής μηχανικής αντοχής και υψηλής αγωγιμότητας), για τα οποία θα αναφερθούμε εκτενέστερα σε επόμενο κεφάλαιο.



Σχήμα 2.5.: Όργανο λήψης ηλεκτρικών μετρήσεων SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS (επάνω). Ο εξοπλισμός με τη συνδεσμολογία που χρησιμοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της μέτρησης (κάτω).

2.5. ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

Τρεις μέθοδοι έρευνας είναι οι συνηθέστερα χρησιμοποιούμενες για τον καθορισμό της αντίστασης. Με τη μέθοδο της βυθοσκόπησης (sounding) καθορίζεται η αντίσταση σε συνάρτηση με το βάθος. Το κέντρο της διάταξης παραμένει σταθερό και με τη συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, αυξάνεται και το βάθος διείσδυσης του ρεύματος και διαρρέονται βαθύτεροι σχηματισμοί. Με τη μέθοδο της όδευσης (profiling) εντοπίζονται πλευρικές μεταβολές της αντίστασης. Αντίθετα με τη βυθοσκόπηση, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται

μια σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων ως συνόλου με σταθερό βήμα.

Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας αποτελεί συνδυασμό των μεθόδων της βυθοσκοπής και της όδευσης και παρέχει τη δυνατότητα λήψης πληροφοριών τόσο για την πλευρική όσο και για τη σε βάθος μεταβολή της αντίστασης. Η ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να περιγραφεί ως μία σειρά από συνεχόμενες ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις κατά μήκος της γραμμής έρευνας ή ως μία σειρά από οδεύσεις πάνω από την ίδια περιοχή με διαδοχικά αυξανόμενες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Με τον τρόπο αυτό παίρνουμε μια διδιάστατη εικόνα της περιοχής μελέτης.

Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι, σε σύγκριση με τις άλλες τεχνικές, λαμβάνεται ένας αρκετά μεγάλος αριθμός μετρήσεων (άρα και χρήσιμη πληροφορία). Με αυτόν τον τρόπο αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Παράλληλα όμως, λόγω του μεγάλου αριθμού τους, οι μετρήσεις είναι δύσκολο να ληφθούν με χειροκίνητη αλλαγή των ηλεκτροδίων, και γι' αυτό χρησιμοποιούνται συστήματα αυτοματοποιημένων πολυπλεκτών.

Πρόδρομος της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι η μέθοδος της “ψευδοτομής” που έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα στην χαρτογράφηση μεταλλευμάτων (Edwards 1977) αλλά και σε διάφορες άλλες εφαρμογές (π.χ. υδρογεωλογικές, Griffiths et al. 1990). Στην διαδικασία της “ψευδοτομής” μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων (διπόλου-διπόλου, Wenner, πόλου-διπόλου). Η ηλεκτρική τομογραφία όμως είναι πιο γενικευμένος όρος που περιλαμβάνει και μετρήσεις με μη συμβατικές διατάξεις καθώς επίσης και μετρήσεις που λαμβάνονται με ηλεκτρόδια σε γεωτρήσεις (π.χ. Shima 1992).

2.6. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Η ερμηνεία των μετρήσεων πραγματοποιείται με την επίλυση του αντίστροφου γεωηλεκτρικού προβλήματος είτε με χρήση προσεγγιστικών μεθόδων, π.χ. μέθοδος Bristow (Bristow, 1996), μέθοδος Zhody-Barker, (Zhody, 1989; Barker 1992), μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al. 1993), είτε με τη χρήση υπαρχόντων μη γραμμικών τεχνικών αντιστροφής (π.χ. Tripp et al. 1984) που προσαρμόζονται στο πρόβλημα της ηλεκτρικής τομογραφίας (Shima 1990, Tsourlos et al. 1995).

Η πλέον δημοφιλής τεχνική για την αποκατάσταση της πραγματικής εικόνας της γεωηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους είναι αυτή της αντιστροφής. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης που να δίνει μετρήσεις που είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές. Προϋπόθεση η ύπαρξη μεθόδου επίλυσης του ευθέως προβλήματος, δηλαδή, να βρεθούν οι μετρήσεις, δοθείσης της κατανομής της αντίστασης.

2.6.1. ΕΠΙΛΥΣΗ ΕΥΘΕΟΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Κατά την επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος υπολογίζεται η φαινόμενη αντίσταση που θα προέκυπτε από τη διεξαγωγή μιας γεωφυσικής έρευνας αν ήταν γνωστή η κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους. Υπάρχουν δύο κύριες κατηγορίες μεθόδων υπολογισμού των τιμών της φαινόμενης αντίστασης για ένα συγκεκριμένο μοντέλο:

Αναλυτικές μέθοδοι. Βασίζονται στην επίλυση των εξισώσεων που περιγράφουν το πεδίο. Είναι οι πιο ακριβείς, αλλά περιορίζονται από το ότι προσδιορίζουν μόνο απλές δομές, όπως οι σφαιρικές ή οι κυλινδρικές (Cook and Van Nostrand, 1954).

Αριθμητικές μέθοδοι. Αποτελούν μαθηματικές διαδικασίες που βασίζονται σε αριθμητικούς χειρισμούς και διεξάγονται με ηλεκτρονικό υπολογιστή. Στις μεθόδους αυτές πρέπει να βρεθεί ένας τρόπος έκφρασης της λύσης των εξισώσεων συνεχούς πεδίου με έναν πεπερασμένο αριθμό διακριτών σημείων.

Η επιλογή των αριθμητικών μεθόδων στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης βασίζεται σε διάφορους λόγους που οι σημαντικότεροι από αυτούς είναι: ο χρόνος επίλυσής τους, η ακρίβεια της λύσης καθώς και η ευελιξία τους στην επίλυση τυχαίων και πολύπλοκων κατανομών αντίστασης. Οι αριθμητικές μέθοδοι χωρίζονται σε δύο κατηγορίες:

1. Μέθοδοι ολοκληρωτικών εξισώσεων. Η λύση αυτών, βρίσκεται στην επιφάνεια γεωηλεκτρικών ασυνεχειών και οι αριθμητικοί υπολογισμοί βασίζονται στη χρήση συναρτήσεων του Green. Ουσιαστικά, υποτίθεται ότι η ύπαρξη μιας δομής διαφορετικής αντίστασης από το περιβάλλον είναι ισοδύναμη με μια κατανομή στοιχειωδών ηλεκτροστατικών πηγών στην επιφάνεια του.

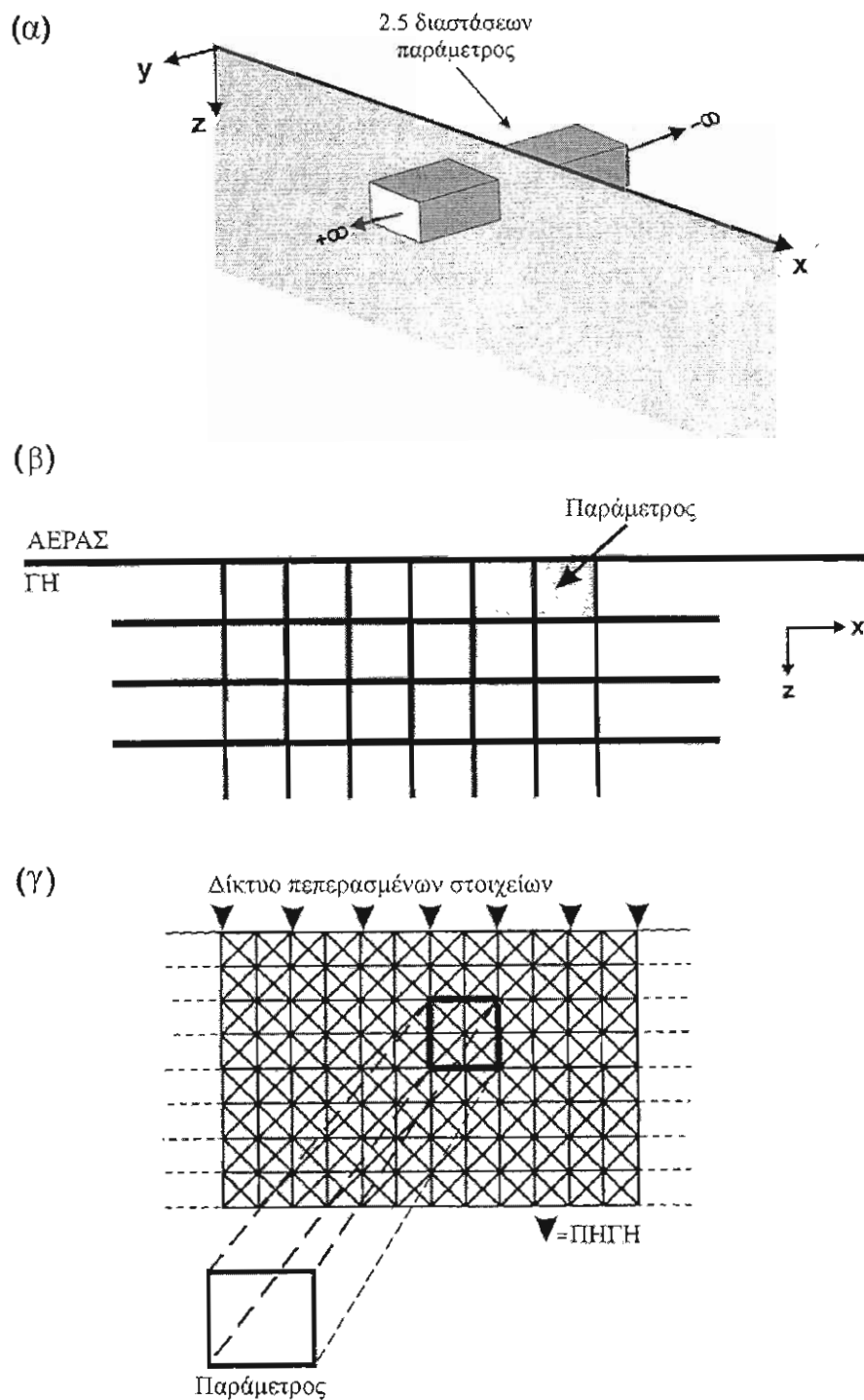
2. Διαφορικές μέθοδοι. Η προς επίλυση περιοχή διακριτοποιείται και περιορίζεται με την εισαγωγή τεχνητών ορίων, έτσι ώστε το πρόβλημα να είναι συμβατό

με τα πεπερασμένα μαθηματικά που χρησιμοποιούν οι ηλεκτρονικοί υπολογιστές. Η λύση υπολογίζεται για κάθε ένα διακριτό τμήμα της περιοχής μελέτης. Έτσι, μια διαφορετική τιμή αντίστασης μπορεί να δοθεί σε κάθε ένα διακριτό τμήμα και συνεπώς οι διαφορικές μέθοδοι μπορούν να επιλύσουν οποιοδήποτε κατανομή αντίστασης, ανεξάρτητα από την πολυπλοκότητα αυτής της κατανομής.

Οι γνωστότερες τεχνικές των διαφορικών μεθόδων είναι οι μέθοδοι των **πεπερασμένων στοιχείων** και των **πεπερασμένων διαφορών**. Αυτές υποδιαιρούν το υπέδαφος σε όσα κελιά διαφορετικής αντίστασης είναι επιθυμητό (σχήμα 2.6β.). Η τιμή της αντίστασης σε κάθε κελί θεωρείται σταθερή. Η διαφορά των δύο αυτών τεχνικών βασίζεται στο ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Mufti, 1976; Dey and Morrison, 1979a,b), χωρίζει το υπέδαφος σε ένα μεγάλο αριθμό ορθογώνιων κελιών, ενώ στη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Coggon, 1971; Silvester and Ferrari, 1990), χρησιμοποιούνται τριγωνικά στοιχεία (σχήμα 2.6γ.).

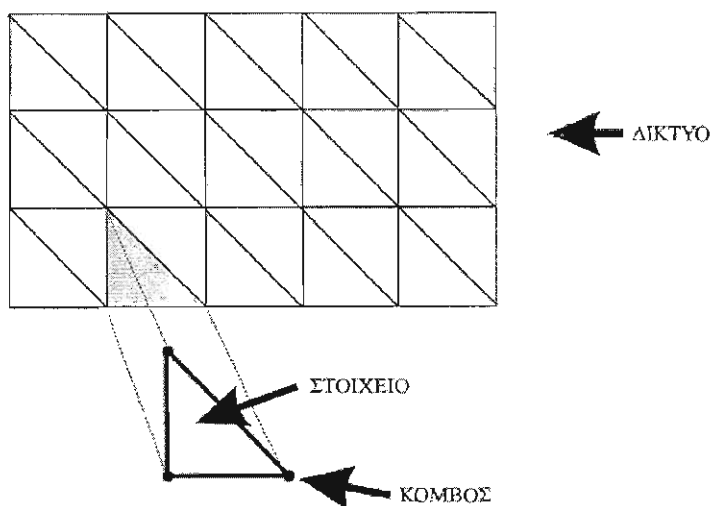
Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης χρησιμοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων. Κατά τη μέθοδο αυτή το πεδίο υποδιαιρείται σε έναν αριθμό στοιχείων και η άγνωστη τιμή δυναμικού προσεγγίζεται από κατάλληλες συναρτήσεις παρεμβολής που εφαρμόζονται σε συγκεκριμένα σημεία του στοιχείου, τα οποία ονομάζονται κόμβοι (σχήμα. 2.7.). Οι συναρτήσεις αυτές έχουν ως άγνωστους τις τιμές του δυναμικού στους αντίστοιχους κόμβους του κάθε στοιχείου. Η ελαχιστοποίηση του υπολοίπου που προκαλείται από αυτή την προσέγγιση έχει ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ενός αλγεβρικού συστήματος γραμμικών εξισώσεων, η λύση του οποίου οδηγεί στον καθορισμό των τιμών του δυναμικού των κόμβων.

Η επιλογή της μεθόδου που θα χρησιμοποιηθεί βασίζεται στα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της κάθε μεθόδου. Όλες οι μέθοδοι μπορούν να ανταποκριθούν στην επίλυση δικτύων που περιέχουν στοιχεία με ποικίλα μεγέθη. Όμως, μόνο η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων μπορεί να επιλύσει περιορισμένες δομές ακανόνιστου σχήματος. Αυτό το πλεονέκτημα είναι πολύ σημαντικό όταν πρέπει να επιλύσουμε κατανομές αντίστασης, διότι η αντίσταση είναι ευαίσθητη σε τοπογραφικές ανωμαλίες. Με τη χρήση της μεθόδου πεπερασμένων στοιχείων το δίκτυο των στοιχείων μπορεί να προσαρμοστεί στην τοπική γεωμορφολογία, δίνοντας έτσι τη δυνατότητα εντοπισμού και απομόνωσης του ψευδοθορύβου που οφείλεται σε τοπογραφικές ανωμαλίες (Fox et al., 1980; Molano et al., 1990).



Σχήμα 2.6.: α) 2.5 διαστάσεων παράμετρος. β). Διαδικασία υποδιαίρεσης εδάφους σε κελιά διαφορετικής αντίστασης γ) Παράμετρος όπως λαμβάνεται από τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Tsourlos, 1995).

Όσο αναφορά τις διαστάσεις του μοντέλου, χρησιμοποιείται ένα μοντέλο γνωστό ως μοντέλο δύο και μισό διαστάσεων (2.5 D), στο οποίο η μεταβολή της αντίστασης θεωρείται ότι είναι δύο διαστάσεων, ενώ η ροή του ρεύματος γίνεται στις τρεις διαστάσεις (σχήμα 2.6α.). Διαφορετικά, οι μετρούμενες τιμές ανταποκρίνονται σε ένα τριών διαστάσεων άπειρο ημιχώρο, στον οποίο η αντίσταση μπορεί να μεταβάλλεται μόνο κατά τις δύο διαστάσεις, ενώ παραμένει σταθερή κατά τη διεύθυνση της παράταξης.



Σχήμα 2.7.: Παράδειγμα διακριτοποίησης με τη μέθοδο των πεπερασμένων σημείων (Tsourlos, 1995).

Το πλεονέκτημα της προσέγγισης αυτής των 2.5 διαστάσεων είναι ότι αποτελεί μια ρεαλιστική απεικόνιση της κατανομής των αντιστάσεων, περιλαμβάνοντας μια πλήρη τριών διαστάσεων κατανομή των δυναμικών, με τη χρήση γεωμετρίας δύο διαστάσεων. Έτσι, μειώνονται οι δυσκολίες επίλυσης του προβλήματος (χρόνος υπολογισμού, μνήμη υπολογιστή), σε σύγκριση με τις δυσκολίες που θα αντιμετωπίζαμε αν χρησιμοποιούσαμε μια προσέγγιση τριών διαστάσεων.

2.6.2. ΕΠΙΛΥΣΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Η λύση του αντίστροφου προβλήματος είναι ακριβώς η αντίστροφη διαδικασία από αυτή του ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε παραπάνω. Δηλαδή, μετρώντας τη φαινόμενη αντίσταση που προκύπτει από μια γεωφυσική έρευνα προσδιορίζεται η κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους. Στη συνέχεια γίνεται προσπάθεια, με διαδοχικές βελτιώσεις, να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης, που να δίνει μετρήσεις, οι οποίες να είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ

Όλες οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται στην επίλυση του αντίστροφου προβλήματος προσπαθούν να λύσουν το μη γραμμικό γεωηλεκτρικό πρόβλημα μετατρέποντας το σε μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης γραμμικών προβλημάτων. Αυτή η διαδικασία ακολουθείται στη λύση όλων των μη γραμμικών συστημάτων στη Γεωφυσική. Υποθέτοντας ότι η κατανομή της αντίστασης είναι ένα διάνυσμα x με n άγνωστες τιμές και ότι οι m μετρήσεις είναι ένα διάνυσμα y , τότε η γενική μορφή της εξίσωσης που πρέπει να λυθεί είναι:

$$f_j(x) = y_j \quad j = 1, \dots, m \quad (2.12.)$$

όπου f είναι η συνάρτηση που περιγράφει το ευθύ πρόβλημα.

Θεωρείται ότι η συνάρτηση $f(x)$ είναι γραμμική γύρω από το x , επομένως για μια μικρή μεταβολή της αντίστασης dx μπορεί να αναπτυχθεί χρησιμοποιώντας το ανάπτυγμα Taylor (Meju, 1994):

$$f_j(x_i + dx_i) = f_j(x_i) + \frac{\partial f_j(x_i)}{\partial x_i} dx_i + O\left((dx_i)^2\right) \quad (2.13.)$$

όπου $i=1,2,\dots,n$, $j=1,2,\dots,m$ και $O\left((dx_i)^2\right)$ είναι οι όροι μεγαλύτερης τάξης οι οποίοι μπορούν να αγνοηθούν μόνο όταν η σειρά συγκλίνει, δηλαδή μόνο όταν το dx είναι πολύ μικρό για κάθε x , γεγονός που θεωρείται ότι ισχύει. Στην παραπάνω εξίσωση οι όροι $J_{ij} = \frac{\partial f_j(x_i)}{\partial x_i}$ σχηματίζουν έναν $(n \times m)$ πίνακα, ο οποίος ονομάζεται **Ιακωβιανός πίνακας**

J και εκφράζει τις μερικές παραγώγους των $f_j(x)$ σε σχέση με τη μεταβολή του μοντέλου x , δηλαδή συνδέει τις μετρήσεις με τις τιμές του μοντέλου. Επομένως, η σχέση (2.13.) μπορεί να εκφραστεί με τη γενικότερη μορφή:

$$f(x + dx) = f(x) + Jdx \quad (2.14.)$$

όπου f είναι το διάνυσμα στήλη που περιέχει τις τιμές $f_j(x)$ και y είναι το διάνυσμα στήλη που περιέχει τις τιμές y_j . Με απλές πράξεις προκύπτει ότι:

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} dx = y - f(x) = dy \quad (2.15.)$$

όπου dy η διαφορά μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων. Έτσι, η επίλυση του αρχικού μη γραμμικού προβλήματος έχει αντικατασταθεί με την επίλυση πολλών επιμέρους γραμμικών προβλημάτων.

Κατά την επίλυση των γραμμικών προβλημάτων υφίστανται πολύ περισσότερα δεδομένα (N) από ότι άγνωστοι (M). Εφ' όσον τα δεδομένα έχουν σφάλματα, είναι αναμενόμενο οι εξισώσεις να είναι αντιφατικές μεταξύ τους με αποτέλεσμα να μην υφίσταται μια συγκεκριμένη λύση (Nolet G.,1987). Τα σφάλματα των δεδομένων εκφράζονται από τον πίνακα:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{d1}^2 & \sigma_{d1d2} \dots & \sigma_{d1dm} \\ \sigma_{d2d1} & \sigma_{d2}^2 \dots & \sigma_{d2dm} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \sigma_{dnd1} & \sigma_{dnd2} \dots & \sigma_{dn}^2 \end{pmatrix} \quad (2.16.)$$

που ονομάζεται πίνακας συμμεταβλητότητας. Αντί να βρεθεί η παραπάνω λύση, γίνεται προσπάθεια να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ των πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων:

$$\left(\sum_{i=1}^N \left| \sum_{j=1}^M f_j(x_i) - y_i \right|^p \right)_{\min} \quad (p \geq 1) \quad (2.17.)$$

Όταν τα σφάλματα των δεδομένων είναι ίσα και ασυσχέτιστα, δηλαδή $p=2$, τότε ελαχιστοποιείται το τετράγωνο του σφάλματος μεταξύ των πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων, δηλαδή χρησιμοποιείται η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων και η εξίσωση (2.17.) γίνεται:

$$q = dy^T dy = (y - f(x))^T (y - f(x)) \quad (2.18.)$$

Θέτοντας την παράγωγο του q ως προς dx ίση με μηδέν, καταλήγουμε στις κανονικές εξισώσεις του συστήματος:

$$J^T J dx = J^T dy \quad (2.19.)$$

και η τελική λύση του συστήματος είναι:

$$dx_{LSO} = (J^T J)^{-1} J^T dy \quad (2.20.)$$

όπου ο πίνακας $J^T J$ ονομάζεται **γενικευμένος Ιακωβιανός**.

Βάσει της εξίσωσης (2.20.) μπορούμε να ορίσουμε τον αλγόριθμο επίλυσης του μη γραμμικού προβλήματος. Είναι μια επαναληπτική διαδικασία κατά την οποία, σε κάθε επανάληψη k , η διόρθωση του μοντέλου δίνεται από τη σχέση:

$$dx_k = (J_k^T J_k)^{-1} J_k^T dy_k \quad (2.21.)$$

όπου J_k είναι ο Ιακωβιανός πίνακας για την k επανάληψη, $dy_k = [y - f(x_{k-1})]$, και το νέο μοντέλο προκύπτει από την πρόσθεση της διόρθωσης στο προηγούμενο, δηλαδή:

$$x_{k+1} = x_k + dx_k \quad (2.22.)$$

Η διαδικασία αυτή είναι επαναληπτική, γιατί έχοντας αγνοηθεί οι όροι μεγαλύτερης τάξης της εξίσωσης (2.13.), τα δύο μέλη της σχέσης δεν είναι πλέον ίσα, αλλά περίπου ίσα, γεγονός που αποκλείει τη γραμμική επίλυση του προβλήματος, αλλά απαιτεί μια επαναληπτική διαδικασία για την προσέγγιση της λύσης.

Στην πράξη η αντιστροφή του γενικευμένου Ιακωβιανού πίνακα είναι ασταθής. Όσο η πληροφορία έρχεται από μεγαλύτερα βάθη τόσο μειώνεται η διακριτική ικανότητα και κυρίως η ευαισθησία της μεθόδου. Άρα, η μεταβολή μιας παραμέτρου που αντιστοιχεί σε μεγάλο βάθος, αναμένεται να επηρεάσει πολύ λίγο τις μετρήσεις. Αντίστροφα, μια μικρή αλλαγή σε κάποια μέτρηση μπορεί να οδηγεί πλασματικά σε μια τεράστια μεταβολή σε κάποιες από τις παραμέτρους του μοντέλου σε αυτά τα βάθη.

Επίσης, όποια μέθοδος κι αν χρησιμοποιηθεί για την εύρεση της προσεγγιστικής λύσης $\hat{x}$, αυτή μπορεί να εκφραστεί ως ένας γραμμικός συνδυασμός των δεδομένων:

$$A\hat{x} = y \quad (2.23.)$$

οπότε:

$$\hat{x} = A^{-1}y \quad (2.24.)$$

όπου, γενικά, ούτε ο πίνακας $A^{-1}A$ ούτε ο πίνακας AA^{-1} είναι ίσος με το μοναδιαίο πίνακα I , αν και ελπίζουμε ότι $A^{-1}A \approx I$. Διαχωρίζοντας το διάνυσμα των μετρήσεων y σε τρία διανύσματα: το διάνυσμα των αμόλυντων από θόρυβο μετρήσεων $\tilde{y}$, το διάνυσμα που περιέχει το θόρυβο ή αλλιώς τα σφάλματα των μετρήσεων e_{NOISE} και το διάνυσμα που προκύπτει από την προσπάθεια προσέγγισης της Γης με κάποιο μοντέλο e_{MODEL} προκύπτει:

$$y = \tilde{y} + e_{\text{NOISE}} + e_{\text{MODEL}} = Ax_{\text{TRUE}} + e_{\text{NOISE}} + e_{\text{MODEL}} \quad (2.25.)$$

όπου x_{TRUE} είναι η πραγματική κατανομή των αντιστάσεων στη Γη. Αντικαθιστώντας στη σχέση (2.24.) και αφαιρώντας την πραγματική κατανομή των αντιστάσεων, προκύπτει το συνολικό σφάλμα της προσεγγιστικής λύσης $\hat{x}$:

$$\hat{x} - x_{\text{TRUE}} = (AA^{-1} - I)x_{\text{TRUE}} + A^{-1}e_{\text{NOISE}} + A^{-1}e_{\text{MODEL}} \quad (2.26.)$$

Επομένως, η αδυναμία στην αντιστροφή του Ιακωβιανού πίνακα και τα σφάλματα που αναπόφευκτα υπάρχουν στις μετρήσεις και στις προσεγγίσεις της μοντελοποίησης κάνουν το σύστημα ασταθές (Lanczos, 1960; Jackson, 1972). Επομένως,

στην προσπάθεια να βρεθεί ένα μοντέλο που να “ταιριάζει” στα πειραματικά δεδομένα, καταλήγουμε σε μια πλειάδα μοντέλων, που μπορεί να ικανοποιούν τους όρους σύγκλισης μεταξύ πραγματικών και θεωρητικών μετρήσεων. Απαιτείται, λοιπόν, η χρήση ειδικών τεχνικών ώστε αφενός να κάνουμε την αντιστροφή σταθερή και αφετέρου να διακρίνουμε ποιο από όλα τα μοντέλα που ικανοποιούν τις εξισώσεις του συστήματος είναι πιο κοντά στο πραγματικό.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΒΑΡΩΝ

Η αναπόφευκτη ύπαρξη σφαλμάτων στις μετρήσεις επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα της αντιστροφής. Ένας πολύ χρήσιμος τρόπος για τον έλεγχο τους είναι η εισαγωγή πινάκων στις εξισώσεις του συστήματος που να δίνουν μεγαλύτερη ή μικρότερη βαρύτητα στις μετρήσεις ανάλογα με την ποιότητα τους.

Εάν x είναι οι μετρήσεις, ορίζεται ένας διαγώνιος πίνακας $(m \times m)$, που ονομάζεται πίνακας στατιστικών βαρών, του οποίου τα στοιχεία της διαγωνίου ορίζονται ως:

$$W_{ii} = \frac{1}{\sigma_i} \quad (2.27.)$$

όπου σ_i είναι το σφάλμα της i μέτρησης. Η τιμή του σφάλματος δίνεται είτε από το όργανο μέτρησης κατά τη διάρκεια της έρευνας, είτε από το χρήστη ανάλογα με τις εκτιμήσεις του για την ποιότητα των στοιχείων που συνέλεξε.

Η φυσική έννοια της χρήσης των πινάκων W είναι πως αν κάποια μέτρηση έχει μεγάλο σφάλμα, το αντίστοιχο στοιχείο του πίνακα θα έχει πολύ μικρή τιμή. Ο πίνακας αυτός πολλαπλασιάζεται και με τα δύο μέλη της εξίσωσης (2.12.) και οδηγεί στην εξίσωση:

$$dx_k = (J_k^T W^T W J_k)^{-1} J_k^T W dy_k \quad (2.28.)$$

Το τελικό αποτέλεσμα είναι η αντίστοιχη εξίσωση του συστήματος να λαμβάνεται λιγότερο υπόψη κατά τη διάρκεια της αντιστροφής, επηρεάζοντας έτσι το διάνυσμα των λύσεων λιγότερο από τις υπόλοιπες εξισώσεις του συστήματος.

ΧΡΗΣΗ ΛΟΓΑΡΙΘΜΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΣΤΗΝ ΕΠΙΛΥΣΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

Στις μεθόδους αντιστροφής των γεωφυσικών προβλημάτων συχνή είναι η χρησιμοποίηση λογαριθμικής κλίμακας. Δύο είναι οι κύριες αιτίες: α) η χρήση λογαρίθμων υποχρεώνει τις παραμέτρους να αποκτούν μόνο θετικές τιμές, αποφεύγοντας έτσι τιμές που δεν έχουν φυσικό νόημα (Sasaki, 1982), β) λόγω του μεγάλου δυναμικού εύρους των τιμών που μπορεί να έχουν οι παράμετροι, ιδιαίτερα οι ηλεκτρικές αντιστάσεις, η χρήση λογαρίθμων δύναται να επιταχύνει το ρυθμό σύγκλισης του επαναληπτικού λογαρίθμου (Park and Van, 1991).

Το τετράγωνο του σφάλματος των ελαχίστων τετραγώνων, στην περίπτωση χρήσης λογαρίθμων γίνεται $q' = dy'^T dy'$, όπου $dy' = \ln y - \ln f(x)$. Το διάνυσμα των παραμέτρων x γίνεται p_i , όπου $p_i = e^{x_i}$ και $i = 1, \dots, n$. Η λύση του συστήματος είναι:

$$dp = (J'^T J')^{-1} J'^T dy \quad (2.29.)$$

όπου ο J' έχει στοιχεία $J'_{ij} = \frac{\partial \ln y_i}{\partial p_j}$ (Tsourlos, 1995).

ΜΕΘΟΔΟΣ ΙΔΙΑΖΟΥΣΩΝ ΤΙΜΩΝ (SVD)

Ο πιο αποτελεσματικός τρόπος επίλυσης συστημάτων όπου ο πίνακας J είναι ασταθής είναι η μέθοδος των ιδιαζουσών τιμών (Lanczos, 1960; Golub and Reinsch, 1970 και Lawson and Hanson, 1974). Ο πίνακας J διαστάσεων $(m \times n)$ αναλύεται σε τρεις πίνακες:

$$J = U \Lambda V \quad (2.30.)$$

όπου ο U πίνακας είναι διαστάσεων $(m \times n)$, ο Λ είναι διαγώνιος $(n \times n)$ και ο V είναι διαστάσεων $(n \times n)$. Ο αντίστροφος γενικευμένος Ιακωβιανός είναι $J^{-1} = V \Lambda^{-1} U^T$.

Ο πίνακας Λ είναι ο πίνακας των ιδιοτιμών του συστήματος. Από την ανάλυση του πίνακα Λ , μπορούμε να καταλάβουμε το πόσο ασταθές είναι το σύστημα. Τα στοιχεία του πίνακα είναι:

$$\Lambda = \begin{vmatrix} \frac{1}{\lambda_1} & & 0 \\ & \frac{1}{\lambda_2} & \\ 0 & & \frac{1}{\lambda_3} \dots \\ 0 & 0 & & \frac{1}{\lambda_n} \end{vmatrix} \quad (2.31.)$$

όπου λ_i είναι οι ιδιοτιμές του συστήματος. Όταν οι ιδιοτιμές λ_i είναι πολύ μικρές (κοντά στο μηδέν), το αντίστοιχο στοιχείο του πίνακα Λ αποκτά πολύ μεγάλη τιμή και η συνεισφορά του στο διάνυσμα των λύσεων του συστήματος είναι μεγάλη.

Είναι δυνατό μέσω της ανάλυσης που επιτυγχάνεται με τη χρήση της μεθόδου των ιδιζουσών τιμών να εντοπιστούν οι πολύ μικρές ιδιοτιμές του συστήματος και να αποκοπούν. Εφαρμόζεται ένα κατώφλι κάτω από το οποίο τα στοιχεία του πίνακα Λ μηδενίζονται και οι ιδιοτιμές αυτές δε λαμβάνονται υπόψη κατά τη διαδικασία της αντιστροφής.

Το μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι η επιλογή της τιμής που θα έχει το κατώφλι είναι αυθαίρετη και εξαρτάται από το χρήστη, παρόλο που υπάρχουν διάφορες τεχνικές για τον ορισμό της τιμής αυτής (Press et al., 1992). Αν δε γίνει σωστός ορισμός της τιμής που θα έχει το κατώφλι, είτε θα αποκοπούν ιδιοτιμές που περιέχουν χρήσιμες πληροφορίες για το σύστημα που επιλύεται, είτε θα παραμείνουν ιδιοτιμές που θα “παραμορφώσουν” τη λύση του συστήματος. Η δυσκολία να οριστεί το κατώφλι είναι και ο λόγος που η χρήση της μεθόδου των ιδιζουσών τιμών είναι περιορισμένη στην αντιστροφή γεωφυσικών προβλημάτων. Υπάρχουν άλλες μέθοδοι, που με πιο αποτελεσματικό τρόπο απομακρύνουν τις ιδιοτιμές αυτές, χωρίς τον κίνδυνο να χαθούν πληροφορίες του συστήματος.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΛΑΧΙΣΤΩΝ ΤΕΤΡΑΓΩΝΩΝ ΑΠΟΣΒΕΣΗΣ

Μια από τις πιο δημοφιλείς μεθόδους για την επίλυση ασταθών αντίστροφων προβλημάτων είναι η τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης, που προτάθηκε από τον (Levenberg, 1944). Η σταθεροποίηση της αντιστροφής επιτυγχάνεται με την προσθήκη μιας σταθεράς στα διαγώνια στοιχεία του πίνακα $J^T J$. Αργότερα ο Marquardt (1963,1970) χρησιμοποίησε αυτή την ιδέα για να αναπτύξει ένα πολύ χρήσιμο

αλγόριθμο. Η μέθοδος ονομάστηκε Levenberg-Marquardt και είναι αυτή που χρησιμοποιείται κατά κόρον στη Γεωφυσική.

Η μέθοδος αυτή, εκτός από τη συνθήκη για τον περιορισμό του σφάλματος $q = dy^T dy = (y - f(x))^T (y - f(x))$, εισάγει έναν ακόμα περιορισμό, την προϋπόθεση η λύση να βρίσκεται μέσα στην περιοχή εμπιστοσύνης που εξ αρχής ορίζεται από το χρήστη, δηλαδή να ισχύει:

$$dx^T dx < c \quad (2.32.)$$

όπου c είναι μια θετική σταθερά που αντικατοπτρίζει το ποσοστό του θορύβου που έχουν τα δεδομένα. Προκύπτει, έτσι, μια καινούργια συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση, η:

$$\varphi = q_1 + \lambda q_2 = dy^T dy + \lambda(dx^T dx - c) \quad (2.33.)$$

Στην εξίσωση (2.33.) η συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση είναι ο γραμμικός συνδυασμός του τετραγώνου των σφαλμάτων και του μεγέθους των λύσεων και τίθεται ένα ανώτερο επιτρεπτό όριο στο μέγεθος των αλλαγών των παραμέτρων. Ο παράγοντας λ ονομάζεται πολλαπλασιαστής Lagrange ή παράγοντας απόσβεσης και μένει να καθοριστεί.

Ακολουθώντας παρόμοια στρατηγική, όπως στην περίπτωση χωρίς περιορισμούς, καταλήγουμε στις κανονικές εξισώσεις, που για το γραμμικό πρόβλημα είναι:

$$(J^T J + \lambda I)x = J^T y \quad (2.34.)$$

Για το μη γραμμικό πρόβλημα, η διόρθωση του μοντέλου, για κάθε επανάληψη k , είναι:

$$dx_k = (J_k^T J_k + \lambda_k I)^{-1} J_k^T dy_k \quad (2.35.)$$

και το νέο μοντέλο δίνεται από τη σχέση:

$$x_{k+1} = x_k + dx_k \quad (2.36.)$$

Στην περίπτωση που χρησιμοποιηθούν πίνακες στατιστικών βαρών, η εξίσωση (2.35.) μετατρέπεται στην:

$$dx_k = (J_k^T W^T W J_k + \lambda_k I)^{-1} J_k^T W^T W dy_k \quad (2.37.)$$

Αναλύοντας τον πίνακα J με τη χρήση της μεθόδου των ιδιζουσών τιμών και επιλύοντας το σύστημα :

$$x = (V \Lambda U^T U \Lambda V^T + \lambda I)^{-1} V \Lambda U^T y = V \text{diag} \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \lambda} \right) U^T y \quad (2.38.)$$

ο πίνακας $\text{diag} \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_i^2 + \lambda} \right)$ έχει τη μορφή:

$$\begin{vmatrix} \frac{\lambda_1}{\lambda_1^2 + \lambda} & & & 0 \\ & \frac{\lambda_2}{\lambda_2^2 + \lambda} & & 0 \\ 0 & & \frac{\lambda_3}{\lambda_3^2 + \lambda} & \dots \\ 0 & 0 & & \frac{\lambda_n}{\lambda_n^2 + \lambda} \end{vmatrix} \quad (2.39.)$$

Αν η ιδιοτιμή λ_i είναι μεγάλη, τότε η πρόσθεση του λ στο κλάσμα δεν επιφέρει καμία αλλαγή. Αν όμως η λ_i είναι μικρή, η πρόσθεση του λ δίνει μια πολύ μικρή τιμή στο κλάσμα και κάνει το στοιχείο του πίνακα Λ να έχει πολύ μικρή συνεισφορά στο διάνυσμα των λύσεων (Jupp and Vozoff, 1975).

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης, ιδιαίτερα όταν χρησιμοποιούνται και οι πίνακες στατιστικών βαρών, αποκρίνεται ικανοποιητικά σε περιπτώσεις όπου στα δεδομένα ο θόρυβος είναι κανονικά κατανομημένος. Μειονέκτημα της μεθόδου είναι η ισχυρή εξάρτησή της από την επιλογή του αρχικού μοντέλου (Meju, 1994; Draper and Smith, 1981), με αποτέλεσμα πολλές φορές οι λύσεις που δίνονται να μην είναι γεωλογικά αποδεκτές (Smith and Shanno, 1971), ειδικά στην περίπτωση που τα δεδομένα περιέχουν σφάλματα.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΞΟΜΑΛΥΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Ένας άλλος τρόπος επίλυσης ασταθών προβλημάτων αντιστροφής είναι να εισαχθεί ένας περιορισμός εξομάλυνσης. Η χρήση τέτοιου περιορισμού για την σταθεροποίηση των προβλημάτων αντιστροφής ανήκει σε μια γενικότερη κατηγορία μεθόδων “κανονικοποίησης” που πρώτος εισήγαγε ο Tikhonov (Tikhonov, 1963; Tikhonov and Glasko, 1965).

Ένας αλγόριθμος αντιστροφής αυτού του τύπου, που είναι πολύ δημοφιλής στη Γεωφυσική είναι η μέθοδος Occam (Constable et al., 1987). Η βασική ιδέα πίσω από τη μέθοδο έγκειται στην προσπάθεια εύρεσης της πιο απλής λύσης, ελλείψει πληροφοριών για το μοντέλο που αναζητείται. Το πρόβλημα αντιμετωπίζεται συντηρητικά, με την έννοια ότι δε ψάχνουμε την ακριβή αναπαράσταση της πραγματικότητας, αλλά ένα μοντέλο, ανάμεσα στα πολλά που ικανοποιούν μαθηματικά τα δεδομένα, που θα είναι το απλούστερο δυνατό.

Η αρχική υπόθεση που γίνεται είναι ότι οι άγνωστες παράμετροι του μοντέλου είναι ένας αριθμός στρωμάτων, λόγω χάρη ίσος με τον αριθμό των μετρήσεων, γνωστού πάχους και άγνωστης αντίστασης (DeGroot-Hedlin and Constable, 1990). Έτσι, οι άγνωστοι είναι μόνο οι αντιστάσεις των στρωμάτων. Ο Constable έθεσε τα πάχη των στρωμάτων ίσα. Λαμβάνοντας, όμως, υπόψη το γεγονός ότι η ευαισθησία της μεθόδου μειώνεται με το βάθος, θα μπορούσαν τα πάχη των στρωμάτων να αυξάνονται με το βάθος.

Ο αρχικός περιορισμός που εισάγεται είναι το μέτρο της διαφοράς μεταξύ των πραγματικών και θεωρητικών μετρήσεων να είναι μικρότερο από το επίπεδο του θορύβου των δεδομένων, δηλαδή:

$$|f(x) - d| \leq \varepsilon \quad (2.40.)$$

Το σφάλμα του συστήματος, η συνάρτηση δηλαδή προς ελαχιστοποίηση, είναι η:

$$q = (Wd - WJx)^T (Wd - WJx) \quad (2.41.)$$

Επιπλέον, εισάγεται στο σύστημα ένας πίνακας τραχύτητας R, ο οποίος δείχνει τον τύπο της εξομάλυνσης. Ο πίνακας R μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$R = |Cx|^2 \quad (2.42.)$$

και υποδηλώνει την εξάρτηση των παραμέτρων μεταξύ τους, δηλαδή των αντιστάσεων των στρώματων γνωστού πάχους. Η i γραμμή του πίνακα δίνει πληροφορίες για την i παράμετρο-αντίσταση του συστήματος και την εξομάλυνση που υφίσταται σε σχέση με τις γειτονικές παραμέτρους. Αν το πραγματικό μοντέλο αποτελείται από n στρώματα, με πάχη $(n-1)$, προσπαθούμε να βρούμε ένα θεωρητικό μοντέλο με N στρώματα (όσες και οι μετρήσεις). Ο πίνακας C είναι $(N \times N)$ τάξεως.

Μαθηματικά, το πρόβλημα τίθεται ως εξής: ελαχιστοποίηση του σφάλματος q υπό τη συνθήκη η τραχύτητα R του μοντέλου να είναι ελάχιστη.

Από την ελαχιστοποίηση με τη μέθοδο των πολλαπλασιαστών Langrange προκύπτει η εξίσωση:

$$((JW)^T JW + \lambda R)x = (WJ)^T Wy \quad (2.43.)$$

Επομένως, η λύση του συστήματος για το μη γραμμικό πρόβλημα είναι:

$$dx_k = ((J_k W)^T J_k W + \lambda_k C^T C)^{-1} (W J_k)^T W dy_k \quad (2.44.)$$

και το νέο μοντέλο:

$$x_{k+1} = x_k + dx_k \quad (2.45.)$$

Όσο πιο μεγάλη είναι η τιμή του λ , τόσο πιο εξομαλυσμένες είναι οι λύσεις, άρα μικρό εύρος διορθώσεων. Αντίστροφα, μικρή τιμή του λ , συνεπάγεται μεγάλο εύρος διορθώσεων.

Η διαφορά της εξίσωσης (2.44.) από τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης (εξίσωση 2.35.), είναι η προσθήκη του πίνακα R , που δίνει στο μοντέλο την εξομαλυσμένη μορφή, επιτρέπει δηλαδή στο μοντέλο να αποκλίνει από την απλούστερη μορφή τόσο, όσο χρειάζεται για να πλησιάσουν οι θεωρητικές μετρήσεις τις πραγματικές.

Ο Constable προτείνει μια διαδικασία καθορισμού της τιμής του λ με μεθόδους βελτιστοποίησης. Αρχικά ορίζεται ένα πολύ μεγάλο διάστημα μέσα στο οποίο

αναμένεται να βρίσκεται η τιμή του λ (από 10^{-3} έως 10^6). Ερευνώντας σε όλο το διάστημα ορίζεται ένα μικρότερο διάστημα, μέσα στο οποίο βρίσκεται ένα τοπικό ελάχιστο. Αν η τιμή της συνάρτησης q , για αυτή την τιμή του λ , είναι μικρότερη από το κατώφλι του θορύβου που έχει οριστεί, τότε ο αλγόριθμος αναζητά την τιμή εκείνη του λ , για την οποία η τιμή της συνάρτησης q γίνεται ίση με το επίπεδο του θορύβου. Η τιμή αυτή του λ θεωρείται πως είναι η βέλτιστη για τη συγκεκριμένη επανάληψη.

Το μειονέκτημα της συντηρητικής λύσης της μεθόδου αυτής, αντισταθμίζεται από το πλεονέκτημα ότι η μέθοδος είναι σταθερή και κυρίως απαλλαγμένη από την ανάγκη επιλογής αρχικού μοντέλου. Ακόμα και στην περίπτωση που τα δεδομένα έχουν τυχαίο θόρυβο, η μέθοδος της εξομαλυσμένης αντιστροφής καταφέρνει να δώσει μια συντηρητική εικόνα του πραγματικού μοντέλου. Όταν δεν υπάρχουν πληροφορίες για το πραγματικό μοντέλο, η μέθοδος της εξομαλυσμένης αντιστροφής μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να δημιουργηθεί ένα σχετικά αξιόπιστο μοντέλο στρωμάτων το οποίο θα αποτελέσει το αρχικό μοντέλο για κάποια άλλη μέθοδο αντιστροφής.

ΚΡΙΤΗΡΙΑ ΤΕΡΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΑΝΑΛΗΠΤΙΚΗΣ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑΣ

Υπάρχουν τέσσερα πιθανά κριτήρια τερματισμού του αλγορίθμου ανάλογα με το αν ο θόρυβος των δεδομένων έχει ενσωματωθεί σε αυτά. Μετά τη διόρθωση του διανύσματος της αντίστασης, το επί τοις εκατό μέσο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίζεται ως εξής:

$$\% \text{ RMS error} = 100 \times \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{(d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{calc}})^2}{(d_i^{\text{obs}})^2}} \quad (2.46.)$$

όπου m είναι ο αριθμός των μετρήσεων, d_i^{obs} είναι η i παρατηρούμενη μέτρηση και d_i^{calc} είναι η i υπολογιζόμενη μέτρηση. Η αντιστροφή θα τερματιστεί αν ισχύει ένα από τα παρακάτω κριτήρια:

Απόκλιση. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν το σφάλμα μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των δεδομένων που προκύπτουν από την αντιστροφή αυξάνεται. Η απόκλιση λαμβάνει χώρα σπάνια, σε περιπτώσεις που ο θόρυβος των δεδομένων είναι

πολύ μεγάλος ή που η επιλογή του συντελεστή εξομάλυνσης ήταν ατυχής (πολύ μικρή τιμή).

Μικρός ρυθμός σύγκλισης. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν το σφάλμα μεταξύ των πραγματικών δεδομένων και των δεδομένων που προκύπτουν από την αντιστροφή ελαττώνεται με πολύ μικρούς ρυθμούς (λιγότερο από π.χ. 5%). Στην πραγματικότητα σε αυτή την περίπτωση θα μπορούσε να συνεχιστεί η διαδικασία της αντιστροφής, αλλά υπάρχει κίνδυνος να αρχίσουν τα δεδομένα να ταιριάζουν με το θόρυβο. Αυτό μπορεί να συμβεί ακόμα και όταν ο ρυθμός σύγκλισης είναι μεγάλος.

Σφάλμα σύγκλισης μικρότερο από σφάλμα δεδομένων. Αυτό το κριτήριο ενεργοποιείται όταν δίνονται τα σφάλματα των δεδομένων. Εάν το σφάλμα της αντιστροφής είναι μικρότερο από τα τυπικά σφάλματα των δεδομένων, τότε η διαδικασία της αντιστροφής τερματίζεται (καθώς τα δεδομένα αρχίζουν να ταιριάζουν με το θόρυβο) και η αντίσταση που υπολογίστηκε από την προηγούμενη επανάληψη είναι το σωστό αποτέλεσμα.

Ολοκλήρωση του αριθμού των επαναλήψεων. Ο αλγόριθμος τερματίζεται όταν ο προκαθορισμένος αριθμός των επαναλήψεων έχει ολοκληρωθεί.

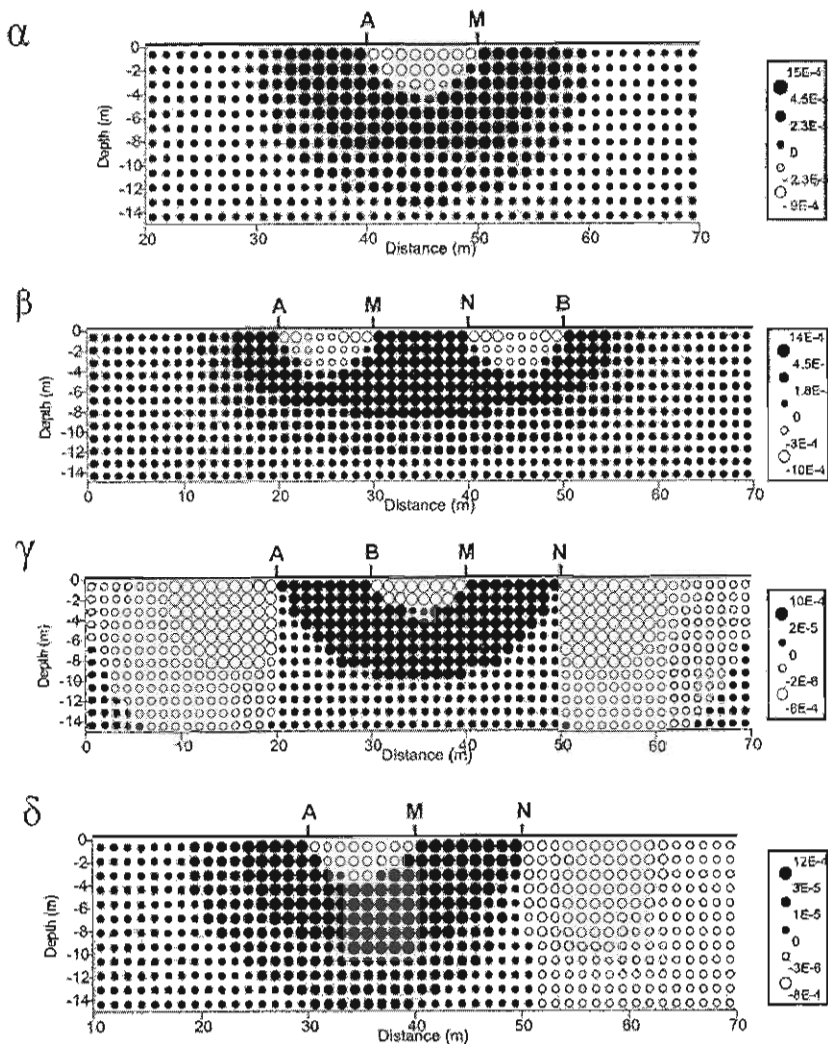
2.7. ΠΙΝΑΚΑΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ

Για τη μελέτη της καταλληλότητας των διαφόρων διατάξεων κατά την εφαρμογή τους σε διασκοπήσεις δύο διαστάσεων, θα πρέπει να ληφθεί υπόψη και η ευαισθησία τους στις μεταβολές της αντίστασης. Η ευαισθησία αυτή εκφράζεται με τον πίνακα ευαισθησίας ή Ιακωβιανό πίνακα και μπορεί να είναι κατά περιοχή θετική ή αρνητική.

Μια περιοχή έχει θετική ευαισθησία, όταν θετικές ή αρνητικές διαταραχές της αγωγιμότητας θα προκαλέσουν αντίστοιχα θετικές ή αρνητικές μεταβολές στις τιμές της αντίστασης που θα μετρηθούν. Αντίθετα, μια περιοχή έχει αρνητική ευαισθησία, όταν θετικές ή αρνητικές διαταραχές της αγωγιμότητας θα προκαλέσουν αρνητικές ή θετικές αντίστοιχα μεταβολές στις τιμές της αντίστασης που θα μετρηθούν. Στο σχήμα (2.8.) φαίνεται η μεταβολή του Ιακωβιανού πίνακα σε ομογενή γη για τις συχνότερα χρησιμοποιούμενες διατάξεις.

Η διάταξη πόλου-πόλου έχει μια περιοχή υψηλής θετικής ευαισθησίας ανάμεσα στα δύο ηλεκτρόδια μέτρησης και μια περιοχή αρνητικής ευαισθησίας κάτω από την περιοχή

των ηλεκτροδίων μέτρησης (σχήμα 2.8α.). Αυτή η περιοχή αρνητικής ευαισθησίας εκτείνεται σε βάθος 0.3α, όπου α είναι η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων.



Σχήμα 2.8.: Απεικόνιση της ευαισθησίας (θετικής - αρνητικής) των συχνότερα χρησιμοποιούμενων διατάξεων για ομογενή γη: α) πόλου-πόλου, β) Wenner γ) διπόλου-διπόλου και δ) πόλου-διπόλου (Tsourlos, 1995)

Η ευαισθησία της διάταξης Wenner είναι συμμετρική (σχήμα 2.8β.). Εκφράζεται με υψηλές θετικές τιμές ευαισθησίας στην περιοχή μεταξύ των ηλεκτροδίων του δυναμικού και εξωτερικά των ηλεκτροδίων του ρεύματος. Υψηλά αρνητικές τιμές ευαισθησίας υφίστανται στις περιοχές μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού και ρεύματος και εκτείνονται σε βάθος 0.3α περίπου.

Η διάταξη διπόλου-διπόλου έχει υψηλές αρνητικές τιμές ευαισθησίας στις περιοχές μεταξύ των δύο διπόλων καθώς και δεξιά και αριστερά από αυτά (σχήμα 2.8γ.). Υψηλές θετικές τιμές εμφανίζονται στις περιοχές κάτω από τις υψηλές αρνητικές περιοχές ευαισθησίας, αλλά οι υψηλότερες τιμές εμφανίζονται στις περιοχές κάτω από τα δίπολα του ρεύματος και του δυναμικού.

Η διάταξη πόλου-διπόλου παράγει μια ασύμμετρη κατανομή ευαισθησίας με υψηλές αρνητικές τιμές ευαισθησίας μόνο ακριβώς κάτω από το κέντρο της διάταξης και αριστερά του διπόλου του δυναμικού (σχήμα 2.8δ.). Οι θετικές περιοχές ευαισθησίας εντοπίζονται στις περιοχές ακριβώς κάτω από το δίπολο του δυναμικού, κάτω από την κεντρική περιοχή αρνητικής ευαισθησίας καθώς επίσης και αριστερά του ηλεκτροδίου του ρεύματος.

3.

ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ

Η χρήση αυτοματοποιημένων οργάνων μέτρησης της αντίστασης με πολύκλιωνα καλώδια συνέβαλε στη χρησιμοποίηση περισσότερων από μια διατάξεων και στη λήψη μεγάλου αριθμού μετρήσεων για την εκάστοτε περιοχή έρευνας. Για την ερμηνεία των μετρήσεων, ιδιαίτερα όταν αυτές προέρχονται από παραπάνω από μια διατάξεις και για την εξαγωγή της βέλτιστης εικόνας της περιοχής μελέτης γεννήθηκε η ανάγκη δημιουργίας ενός αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής.

Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι τροποποιήσεις που πραγματοποιήθηκαν σε αλγόριθμο διδιάστατης αντιστροφής προκειμένου να εξαχθεί ένας βελτιωμένος αλγόριθμος διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής, αιτιολογείται η χρήση του συντελεστή βαρύτητας και παρουσιάζονται ορισμένα ενδεικτικά παραδείγματα γεωηλεκτρικών μοντέλων, όπως αυτά προέκυψαν από την αντιστροφή των δεδομένων μεμονωμένων διατάξεων καθώς και από τη συνδυασμένη αντιστροφή αυτών.

3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι διατάξεις που χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους διαφέρουν ως προς τη γεωμετρία τους. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, η κάθε μια από αυτές να έχει διαφορετικές δυνατότητες ανίχνευσης μεταβολών της αντίστασης σε σύγκριση με τις υπόλοιπες. Έτσι, λόγω χάρη, οι διατάξεις Wenner και Schlumberger είναι περισσότερο ευαίσθητες μεταβολές της αντίστασης με το βάθος και συνεπώς είναι πιο χρήσιμες σε προβλήματα στρωματογραφίας. Από την άλλη, οι διατάξεις διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου είναι περισσότερο ευαίσθητες σε πλευρικές μεταβολές της αντίστασης.

Επιπλέον, οι διατάξεις Wenner και Schlumberger έχουν μικρότερο βάθος διείσδυσης, αλλά και σαφώς μεγαλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο σε σύγκριση με τις διατάξεις διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου. Επίσης, η διάταξη Wenner καλύπτει μια πολύ μικρή περιοχή έρευνας σε σχέση με τις υπόλοιπες διατάξεις. Η διάταξη πόλου-πόλου έχει το μεγαλύτερο βάθος διείσδυσης και καλύπτει τη μεγαλύτερη περιοχή έρευνας σε σύγκριση με τις προηγούμενες διατάξεις, αλλά έχει πολύ μικρό λόγο σήματος προς θόρυβο. Στη συνέχεια φαίνεται ένας ενδεικτικός πίνακας αξιολόγησης κάποιων διατάξεων.

Τύπος διάταξης	Λόγος Σήματος / Θόρυβο	Ανίχνευση πλευρικών μεταβολών	Ανίχνευση εις βάθος μεταβολών
Wenner	1	5	1
Schlumberger	2	4	1
Dipole-Dipole	5	2	2
Pole-Dipole	4	3	2
Gradient	3	1	5
Κωδικός: 1=βέλτιστη 5=χειρίστη			

Πίνακας 3.1: Αξιολόγηση διατάξεων μέτρησης της αντίστασης (κατά Ward, 1990).

Είναι λοιπόν φανερό ότι για να λάβουμε μια βελτιωμένη “εικόνα” της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους είναι απαραίτητος ο συνδυασμός διαφόρων ή και όλων των παραπάνω διατάξεων. Αυτός ακριβώς είναι ο σκοπός, αλλά και η ωφελιμότητα του προγράμματος της διδιάστατης συνδυασμένης αντίστροφης.

Για τη δημιουργία του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα διδιάστατης αντιστροφής 2DINVS (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999). Πρόκειται για αλγόριθμο που εφαρμόζει τη μέθοδο αντιστροφής του Occam (Constable, 1987) για την δύο διαστάσεων αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων. Ο αλγόριθμος είναι επαναληπτικός και σε κάθε επανάληψη χρησιμοποιεί τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων για να επιλύσει το ευθύ πρόβλημα.

Το πρόγραμμα αυτό τροποποιήθηκε κατάλληλα ώστε να λαμβάνει και να αναγνωρίζει μετρήσεις των πιο διαδομένων διατάξεων, με όποιο τρόπο κι αν δοθούν αυτές, να υπολογίζει τα απαιτούμενα χαρακτηριστικά κάθε μέτρησης και τέλος να πραγματοποιεί τη συνδυασμένη αντιστροφή όλων των μετρήσεων προσδίδοντας σε αυτές ένα συντελεστή βαρύτητας, ανάλογα με την ευαισθησία του Ιακωβιανού πίνακα των μετρήσεων της κάθε διάταξης.

Ακολουθώς περιγράφονται οι τροποποιήσεις που πραγματοποιήθηκαν και ο τρόπος λειτουργίας του προγράμματος συνδυασμένης αντιστροφής.

3.2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Το πρόγραμμα διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής λαμβάνει δεδομένα τόσο φαινόμενης αντίστασης όσο και του λόγου του δυναμικού προς το ρεύμα (χωρίς αυτό να έχει πολλαπλασιαστεί με το γεωμετρικό παράγοντα), καθώς και δεδομένα που περιέχουν θόρυβο. Το αρχείο που εισάγεται στο πρόγραμμα έχει τη μορφή μιας καταγραφής πέντε ή έξι στηλών, ανάλογα με το αν είναι διαθέσιμο το τυπικό σφάλμα των δεδομένων ή όχι.

Οι πρώτες τέσσερις στήλες δίνουν την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος A και B και δυναμικού M και N από την αρχή της γραμμής μετρήσεων, η πέμπτη στήλη δίνει την τιμή της μέτρησης της αντίστασης που προκύπτει από το συνδυασμό των ηλεκτροδίων της ίδιας γραμμής και η έκτη στήλη δίνει την επί τοις εκατό τυπική απόκλιση της μέτρησης, εάν είναι διαθέσιμη. Όταν ένα ηλεκτρόδιο θεωρείται ότι βρίσκεται στο άπειρο, τότε οι αποστάσεις της συγκεκριμένης στήλης παίρνουν την τιμή -99999.

Το πρόγραμμα διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής μπορεί επιπλέον να λάβει δεδομένα με τη μορφή που αυτά εξάγονται από το όργανο SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS, με το οποίο έχουν υλοποιηθεί οι μετρήσεις στις

περιπτώσεις που έχουμε πραγματικά δεδομένα. Το πρόγραμμα διαβάζει το αρχείο και αποθηκεύει τον αριθμό των μετρήσεων καθώς και τις τιμές των πέντε ή έξι στηλών των δεδομένων, τις οποίες τοποθετεί με την κατάλληλη σειρά, ώστε να είναι αναγνωρίσιμες από τον υπόλοιπο αλγόριθμο.

3.3. ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΘΕ ΔΙΑΤΑΞΗΣ

Το πρόγραμμα διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής διαβάζει την κάθε γραμμή δεδομένων χωριστά και μετά από μια σειρά υποθέσεων που αφορούν τη γεωμετρία των ηλεκτροδίων και τις αποστάσεις αυτών από την αρχή της γραμμής μετρήσεων, αναγνωρίζει σε ποια διάταξη ανήκει η συγκεκριμένη γραμμή δεδομένων, ανάλογα με το ποια υπόθεση από αυτές που θέτει το πρόγραμμα ικανοποιεί.

Έτσι, αν οι αποστάσεις AB και MN είναι ίσες ($AB=MN$), τότε η συγκεκριμένη γραμμή δεδομένων υλοποιήθηκε και μετρήθηκε με τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Σε περίπτωση που δεν ισχύει η παραπάνω υπόθεση και τα ηλεκτρόδια ρεύματος B και δυναμικού N έχουν την τιμή -99999, δηλαδή βρίσκονται στο άπειρο, τότε η συγκεκριμένη γραμμή δεδομένων υλοποιήθηκε και μετρήθηκε με τη διάταξη πόλου-πόλου.

Αλλιώς, αν μόνο το ηλεκτρόδιο ρεύματος B είναι στο άπειρο και α) οι αποστάσεις AM και AN είναι θετικές ($AM>0$ και $AN>0$), τότε τα δεδομένα συλλέχθηκαν με τη διάταξη πόλου-διπόλου και το ηλεκτρόδιο ρεύματος B ήταν τοποθετημένο αριστερά της γραμμής μετρήσεων, β) οι αποστάσεις AM και AN είναι αρνητικές ($AM<0$ και $AN<0$), τότε τα δεδομένα συλλέχθηκαν με τη διάταξη πόλου-διπόλου και το ηλεκτρόδιο ρεύματος B ήταν τοποθετημένο δεξιά της γραμμής μετρήσεων.

Αν δεν ισχύουν οι παραπάνω υποθέσεις και οι αποστάσεις AM, BN και MN είναι ίσες μεταξύ τους ($AM=BN=MN$), τότε τα δεδομένα της συγκεκριμένης γραμμής υλοποιήθηκαν και μετρήθηκαν με τη διάταξη Wenner. Τέλος, αν δεν ισχύει καμιά από τις προηγούμενες υποθέσεις και η απόσταση AM είναι μεγαλύτερη από την απόσταση MN ($AM>MN$), τότε τα δεδομένα της συγκεκριμένης γραμμής πάρθηκαν με τη διάταξη Schlumberger.

Στο σχήμα 3.1. παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής που χρησιμοποιείται για την ανάγνωση, αναγνώριση και κατάταξη δεδομένων που περιέχουν θόρυβο.

```

if ((data_type==11) || (data_type==12))
{
    tmp=0;

    while (fscanf(in,"%f %f %f %f %f %f\n",
&tmp10,&tmp11,&tmp12,&tmp13,&tmp14,&tmp15)!=EOF)
    {
        tmp++;

        ax[tmp]=tmp10;
        bx[tmp]=tmp11;
        mx[tmp]=tmp12;
        nx[tmp]=tmp13;

        real_data[tmp]=tmp14;
        stdev_error[tmp]=tmp15/(tmp14*(float)2.303);
        weight[tmp]=tmp15/(tmp14*(float)2.303);

        //dipole_dipole
        if (fabs(bx[tmp]-ax[tmp])==fabs(nx[tmp]-mx[tmp])) id[tmp]=1;
        //pole_pole
        else if (bx[tmp]==-99999 && nx[tmp]==-99999) id[tmp]=4;
        else if (bx[tmp]==-99999)
        {
            //pole_dipole_left
            if (mx[tmp]-ax[tmp]>0 && nx[tmp]-ax[tmp]>0) id[tmp]=5;
            //pole_dipole_right
            else if (mx[tmp]-ax[tmp]<0 && nx[tmp]-ax[tmp]<0) id[tmp]=6;
        }
        //Wenner
        else if (nx[tmp]-mx[tmp]==mx[tmp]-ax[tmp]
&& bx[tmp]-nx[tmp]==nx[tmp]-mx[tmp]) id[tmp]=2;
        //Schlumberger
        else if (fabs(mx[tmp]-ax[tmp])>fabs(nx[tmp]-mx[tmp])) id[tmp]=3;
        else exit(1);
    }

    num_mes=tmp;
}

```

Σχήμα 3.1: Ανάγνωση, αναγνώριση και κατάταξη δεδομένων που περιέχουν θόρυβο.

4.4. ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Όσο αναφορά τον υπολογισμό των χαρακτηριστικών των δεδομένων, αυτός πλέον λαμβάνει χώρα για κάθε σειρά δεδομένων χωριστά και όχι συνολικά για κάθε διάταξη. Επίσης, στο πρόγραμμα 2DINVS, ο υπολογισμός του γεωμετρικού παράγοντα πραγματοποιούνται για κάθε διάταξη με βάση τους τύπους που φαίνονται στον πίνακα 3.2.

Τύπος διάταξης	Γεωμετρικός παράγοντας
Wenner	$2\pi a$
Schlumberger	$\pi L^2/2\ell$
Dipole-Dipole	$-\pi n(n+1)(n+2)a$
Pole-Dipole	$2\pi n(n+1)a$
Pole-Pole	$2\pi a$

Πίνακας 3.2: Γεωμετρικοί παράγοντες των δημοφιλέστερων διατάξεων.

Στο πρόγραμμα διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής, ο υπολογισμός του γεωμετρικού παράγοντα πραγματοποιείται με βάση τον τύπο:

$$K = 2\pi i \cdot \frac{1}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (3.1.)$$

ο οποίος ισχύει για όλες τις διατάξεις και είναι ο αρχικός τύπος, από τον οποίο προέρχονται οι τύποι του πίνακα 3.2., με τη βοήθεια κάποιων εξισώσεων που ισχύουν για κάθε διάταξη.

Όταν αναφερόμαστε στα χαρακτηριστικά των μετρήσεων εννοούμε το γεωμετρικό παράγοντα, τον αριθμό των μετρήσεων και των ηλεκτροδίων, την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, τον αριθμό των στρωμάτων, κ.α.

Στη συνέχεια παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του γεωμετρικού παράγοντα.

```

for (i=1; i<=num_mes; i++)
{
    //dipole_dipole, wenner, schlumberger
    if(id[i]==1 || id[i]==2 || id[i]==3)
    {
        geofac[i]=2*(float)pi*
        (float)(1/((1/(fabs(mx[i]-ax[i])))
        -(1/(fabs(mx[i]-bx[i])))
        -(1/(fabs(nx[i]-ax[i])))
        +(1/(fabs(nx[i]-bx[i]))))));
    }

    //pole_pole
    else if(id[i]==4)
    {
        geofac[i]=2*(float)pi*
        (float)(1/(1/(fabs(mx[i]-ax[i])))));
    }

    //pole_dipole
    else if(id[i]==5 || id[i]==6)
    {
        geofac[i]=2*(float)pi*
        (float)(1/((1/(fabs(mx[i]-ax[i])))
        -(1/(fabs(nx[i]-ax[i]))))));
    }
    else exit(1);
}

```

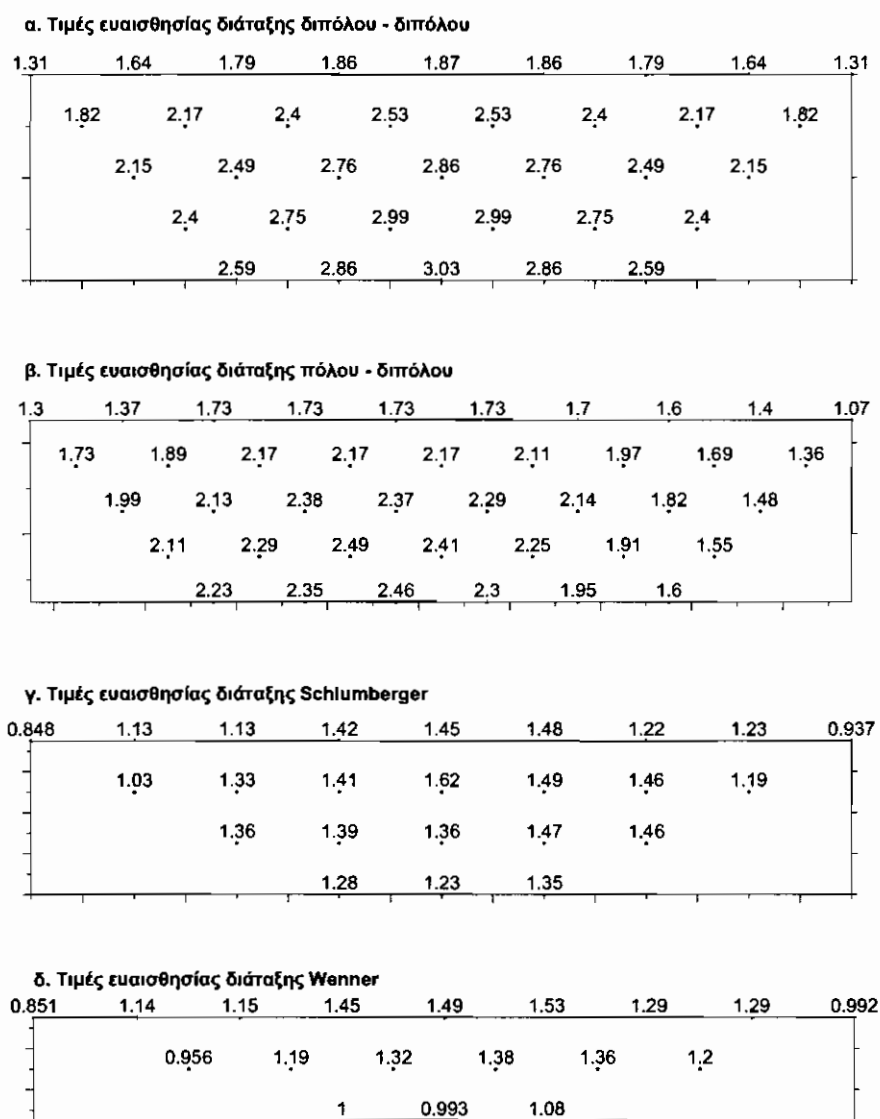
Σχήμα 3.2: Υπολογισμός γεωμετρικού παράγοντα..

3.5. ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΔΙΑΤΑΞΕΩΝ

Η ευαισθησία των μετρήσεων της κάθε διάταξης στις πλευρικές και εις βάθος μεταβολές της αντίστασης εκφράζεται με τον πίνακα ευαισθησίας ή αλλιώς τον Ιακωβιανό πίνακα αυτής. Όμως, οι τιμές του Ιακωβιανού πίνακα είναι διαφορετικές για κάθε διάταξη.

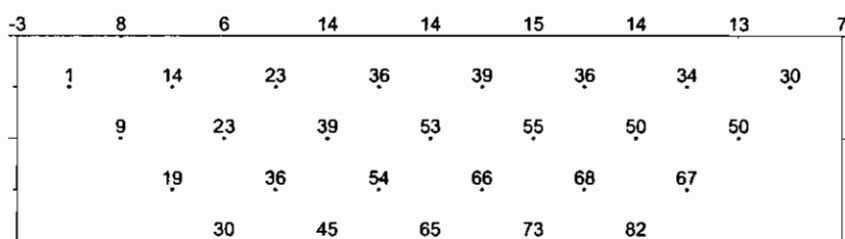
Στο σχήμα (3.3.) απεικονίζονται οι τιμές ευαισθησίας για κάθε μέτρηση των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner σε περίπτωση μοντέλου ομογενούς Γης. Για την υλοποίηση του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν δώδεκα ηλεκτρόδια, ενώ το βάθος μέτρησης ποικίλει. Στο σχήμα (3.4.) φαίνονται οι επί τοις

εκατό διαφορές των ευαισθησιών για τις διατάξεις α) διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, β) διπόλου-διπόλου και Schlumberger και γ) διπόλου-διπόλου και Wenner, οι οποίες υπολογίσθηκαν με βάση τις ευαισθησίες των διατάξεων του σχήματος (3.3.)



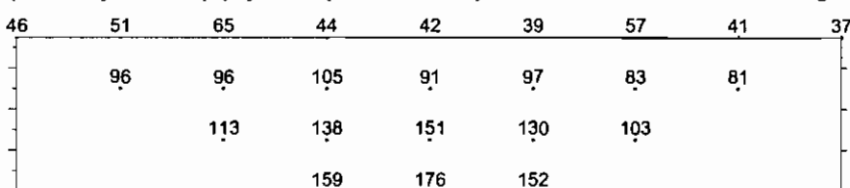
Σχήμα 3.3: Τιμές ευαισθησίας κάθε μέτρησης των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner σε περίπτωση μοντέλου ομογενούς Γης.

α. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου



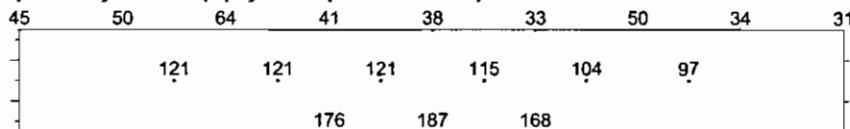
Μέση διαφορά ευαισθησίας = 34%

β. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Schlumberger



Μέση διαφορά ευαισθησίας = 91%

γ. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner



Μέση διαφορά ευαισθησίας = 89%

Σχήμα 3.4: Επί τοις εκατό διαφορές τιμών ευαισθησίας κάθε μέτρησης των διατάξεων α) διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, β) διπόλου-διπόλου και Schlumberger και γ) διπόλου-διπόλου και Wenner του σχήματος (3.3.).

Στο σχήμα (3.5.) απεικονίζονται οι τιμές ευαισθησίας για κάθε μέτρηση των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, πόλου-πόλου και Wenner σε περίπτωση μοντέλου ομογενούς Γης. Για την υλοποίηση του μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν είκοσι ηλεκτρόδια, ενώ ο αριθμός των στρωμάτων που χρησιμοποιήθηκε είναι ίσος με έξι. Στο σχήμα (3.6.) φαίνονται οι επί τοις εκατό διαφορές των ευαισθησιών για τις διατάξεις α) διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, β) διπόλου-διπόλου και πόλου-πόλου και γ) διπόλου-διπόλου και Wenner, οι οποίες υπολογίστηκαν με βάση τις ευαισθησίες των διατάξεων του σχήματος (3.5.)

α. Τιμές ευαισθησίας διάταξης διπόλου - διπόλου

1.31	1.64	1.79	1.86	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.87	1.86	1.79	1.64	1.31
1.82	2.17	2.4	2.52	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.56	2.52	2.4	2.17	1.82	
	2.15	2.49	2.77	2.9	2.96	2.97	2.97	2.97	2.97	2.97	2.97	2.96	2.9	2.77	2.49	2.15	
		2.4	2.76	3.07	3.22	3.28	3.31	3.31	3.31	3.31	3.28	3.22	3.07	2.76	2.4		
			2.61	2.97	3.3	3.46	3.52	3.56	3.56	3.56	3.52	3.46	3.3	2.97	2.61		
				2.77	3.12	3.47	3.64	3.69	3.75	3.75	3.69	3.64	3.47	3.12	2.77		

β. Τιμές ευαισθησίας διάταξης πόλου - διπόλου

1.3	1.37	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.73	1.72	1.69	1.6	1.41	1.07
1.73	1.9	2.17	2.17	2.17	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.18	2.16	2.11	1.98	1.7	1.36	
	2	2.15	2.39	2.39	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.36	2.31	2.15	1.83	1.49	
		2.13	2.31	2.53	2.54	2.55	2.55	2.55	2.55	2.55	2.54	2.48	2.44	2.27	1.93	1.57	
			2.26	2.42	2.62	2.63	2.64	2.64	2.65	2.65	2.63	2.56	2.51	2.34	1.98	1.63	
				2.35	2.5	2.69	2.71	2.71	2.72	2.72	2.7	2.62	2.57	2.4	2.03	1.68	

γ. Τιμές ευαισθησίας διάταξης πόλου - πόλου

0.944	0.963	1.23	1.23	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.24	1.23	1.23	0.963	0.944
0.908	1.04	1.23	1.24	1.24	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.25	1.24	1.24	1.23	1.04	0.908
	0.878	0.99	1.16	1.17	1.18	1.18	1.19	1.19	1.19	1.19	1.19	1.18	1.18	1.17	1.16	0.99	0.878
		0.825	0.938	1.08	1.1	1.11	1.11	1.12	1.12	1.12	1.12	1.11	1.11	1.1	1.08	0.937	0.825
			0.784	0.886	1.02	1.04	1.05	1.05	1.06	1.06	1.06	1.05	1.05	1.04	1.02	0.886	0.783
				0.737	0.83	0.951	0.973	0.981	0.986	0.988	0.988	0.986	0.981	0.973	0.95	0.829	0.736

δ. Τιμές ευαισθησίας διάταξης Wenner

0.979	1.28	1.28	1.55	1.55	1.55	1.55	1.56	1.56	1.56	1.56	1.56	1.56	1.56	1.57	1.3	1.29	0.99
	1.19	1.41	1.48	1.63	1.65	1.66	1.67	1.68	1.69	1.7	1.7	1.7	1.56	1.48	1.26		
		1.3	1.34	1.44	1.58	1.61	1.62	1.64	1.64	1.52	1.45	1.41					
			1.25	1.28	1.4	1.52	1.54	1.44	1.35	1.34							
				1.21	1.22	1.2	1.24	1.25									
					0.971	0.978											

Σχήμα 3.5: Τιμές ευαισθησίας κάθε μέτρησης των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, πόλου-πόλου και Wenner σε περίπτωση μοντέλου ομογενούς Γης.

Από την παρατήρηση των σχημάτων (3.3.), (3.4.), (3.5.) και (3.6.) διαπιστώνουμε ότι πράγματι υπάρχει έντονη διαφοροποίηση των τιμών ευαισθησίας από διάταξη σε διάταξη. Οι τιμές ευαισθησίας της διάταξης διπόλου-διπόλου είναι πολύ μεγαλύτερες από των υπολοίπων διατάξεων. Ακολουθούν οι τιμές ευαισθησίας της διάταξης πόλου-διπόλου, οι οποίες είναι κατά 50% περίπου μικρότερες από τις τιμές ευαισθησίας της διάταξης διπόλου-διπόλου. Οι τιμές ευαισθησίας των διατάξεων Schlumberger και Wenner είναι περίπου υποδιπλασίες των τιμών ευαισθησίας της διάταξης διπόλου-διπόλου. Η διάταξη πόλου-πόλου έχει τις μικρότερες τιμές ευαισθησίας, οι οποίες είναι κατά 150% περίπου μικρότερες από τις τιμές ευαισθησίας της διάταξης διπόλου-διπόλου.

α. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου

-3	9	6	13	14	14	14	14	14	14	14	14	14	14	15	14	13	7
0	14	23	35	38	38	38	38	38	38	38	38	39	39	36	33	29	
8	22	38	50	56	57	57	57	57	57	57	57	58	57	54	49	49	
	18	34	53	67	73	75	75	75	75	76	77	76	72	66	65		
		27	45	67	82	87	91	91	92	92	92	87	80	80			
			34	53	77	93	98	103	104	103	104	99	91	91			

Μέση διαφορά ευαισθησίας = 51%

β. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-πόλου

34	40	56	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63	63	56	40	34
77	94	116	128	131	131	131	131	131	131	131	131	131	128	116	94	77
	116	133	160	172	178	179	179	179	179	179	179	178	172	160	133	116
		146	167	197	211	217	219	219	219	219	217	211	197	168	146	
			172	195	226	241	246	250	250	250	247	241	226	195	172	
				194	217	250	266	271	276	276	271	266	250	217	194	

Μέση διαφορά ευαισθησίας = 159%

γ. Επί τοις εκατό διαφορές ευαισθησιών των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner

33	36	51	31	32	32	32	31	31	31	31	31	31	31	30	49	34	32
	98	100	104	92	91	90	89	88	87	86	86	97	92	91			
		147	156	152	139	137	135	134	133	144	145	135					
			197	200	191	178	177	186	193	188							
				231	234	236	232	227									
					278	277											

Μέση διαφορά ευαισθησίας = 117%

Σχήμα 3.6: Επί τοις εκατό διαφορές τιμών ευαισθησίας κάθε μέτρησης των διατάξεων α) διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, β) διπόλου-διπόλου και πόλου-πόλου και γ) διπόλου-διπόλου και Wenner του σχήματος (3.5.).

Λόγω του παραπάνω γεγονότος κρίθηκε απαραίτητο, όταν πραγματοποιείται συνδυασμένη αντιστροφή δύο ή περισσότερων διατάξεων, να πολλαπλασιάζονται οι τιμές του Ιακωβιανού πίνακα κάθε διάταξης με ένα συντελεστή βαρύτητας, έτσι ώστε να εξισορροπείται η συμμετοχή των διαφόρων διατάξεων στη διαδικασία της συνδυασμένης αντιστροφής.

Ο αλγόριθμος της συνδυασμένης αντιστροφής και η εισαγωγή του συντελεστή βαρύτητας στον αλγόριθμο περιγράφονται στη συνέχεια. Δοθέντος ενός αρχείου αντιστάσεων y ,

- Ορίζονται οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου.
- Παράγεται ο πίνακας εξομάλυνσης C , που περιγράφει τον τύπο της εξομάλυνσης του μοντέλου.

- Ορίζεται η αρχική αντίσταση x_0 και υπολογίζεται η απόκριση του μοντέλου $f(x_0)$. Η αντίσταση x_0 είναι ο μέσος όρος των λογαρίθμων των αντιστάσεων y .
- Υπολογίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας J_0 που ανταποκρίνεται στην αντίσταση x_0 .
- Ορίζεται η αρχική τιμή του πολλαπλασιαστή Langrange λ_0 .
- Υπολογίζεται ο πίνακας στατιστικών βαρών W .
- Υπολογίζεται ο συντελεστής βαρύτητας β .
- Ορίζονται τα κριτήρια τερματισμού του αλγορίθμου.

Με βάση τον συντελεστή βαρύτητας β και πίνακα στατιστικών βαρών W , υπολογίζεται ο διορθωμένος Ιακωβιανός πίνακας J από τη σχέση:

$$J = \beta \cdot W \cdot J_0 \quad (3.2.)$$

Συνδυάζοντας τις σχέσεις (2.27.) και (3.2.) προκύπτει:

$$J = \frac{\beta}{\sigma_i} \cdot J_0 \quad (3.3.)$$

δηλαδή ο συντελεστής βαρύτητας β επηρεάζει τα σφάλματα των μετρήσεων. Αν ο συντελεστής βαρύτητας μιας διάταξης είναι μεγάλος, τότε και η τελική τιμή (β/σ_i) με την οποία πολλαπλασιάζονται τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα της διάταξης είναι μεγάλη και οι μετρήσεις της διάταξης αυτής έχουν μεγαλύτερη βαρύτητα από τις μετρήσεις των άλλων διατάξεων που λαμβάνουν μέρος στη συνδυασμένη αντιστροφή.

1. Στην k επανάληψη η διόρθωση της τιμής της αντίστασης dx_k δίνεται από τη σχέση:

$$dx_k = (J_k^T J_k + \lambda_k C^T C)^{-1} J_k^T dy_k \quad (3.4.)$$

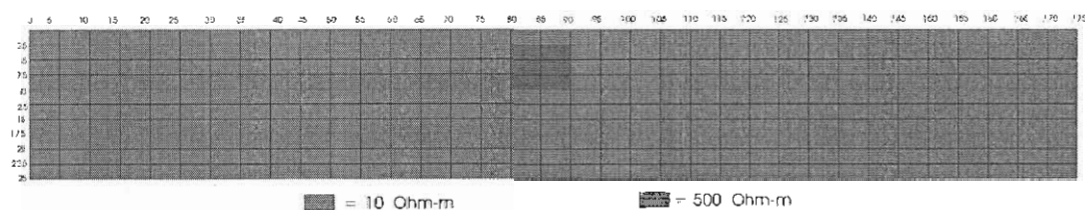
όπου J_k είναι ο Ιακωβιανός πίνακας που έχει υπολογισθεί και ο οποίος ανταποκρίνεται στην κατανομή της αντίστασης x_k και

$$dy_k = y - f(x_k) \quad (3.5.)$$

2. Δίνεται η νέα εκτίμηση της αντίστασης x_{k+1} ως $x_{k+1} = x_k + dx_k$ και υπολογίζεται το ευθύ πρόβλημα της απόκρισης του νέου μοντέλου

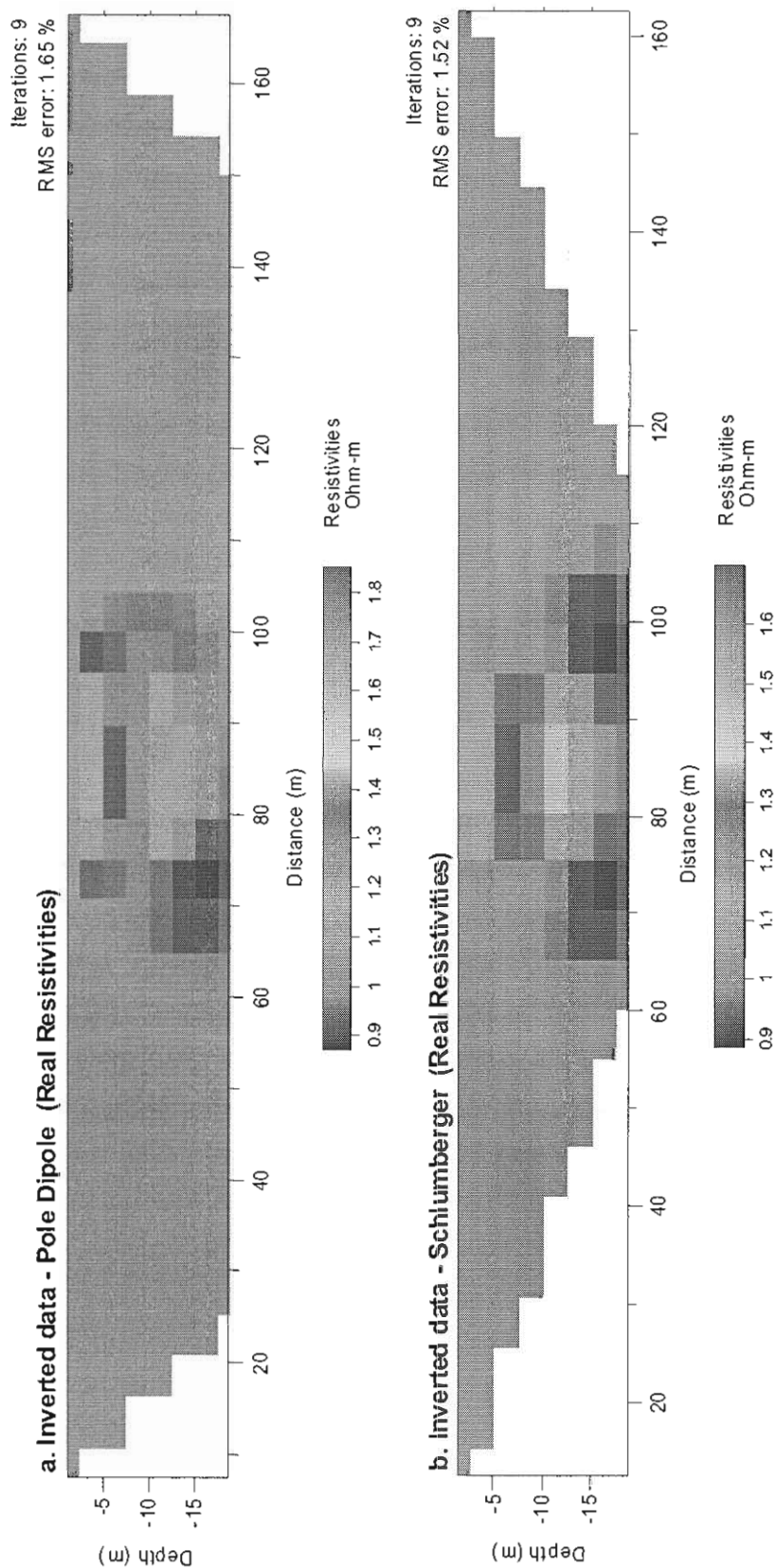
3. Αν ικανοποιείται ένα από τα κριτήρια τερματισμού του αλγορίθμου σταματά η διαδικασία, αλλιώς υπολογίζεται εκ νέου ο Ιακωβιανός πίνακας και ο αλγόριθμος επαναλαμβάνει τη διαδικασία από το 1^ο βήμα.

Αυτό που παραμένει να ορισθεί είναι ο τρόπος υπολογισμού του συντελεστή βαρύτητας και η τιμή του για κάθε διάταξη σε σύγκριση με τις υπόλοιπες διατάξεις. Για να γίνει περισσότερο κατανοητή η χρησιμότητα του συντελεστή βαρύτητας, β , παρατίθεται ένα απλό παράδειγμα ενός σώματος διαστάσεων $10 \times 7,5\text{m}$ και αντίστασης 500Ohm-m , το οποίο βρίσκεται μέσα σε ομογενή ημιχώρο αντίστασης 10Ohm-m (σχήμα 3.7.). Πραγματοποιούνται μετρήσεις με τις διατάξεις πόλου-διπόλου και Schlumberger και τα αποτελέσματα της διδιάστατης αντιστροφής των μετρήσεων φαίνονται στο σχήμα (3.8.).

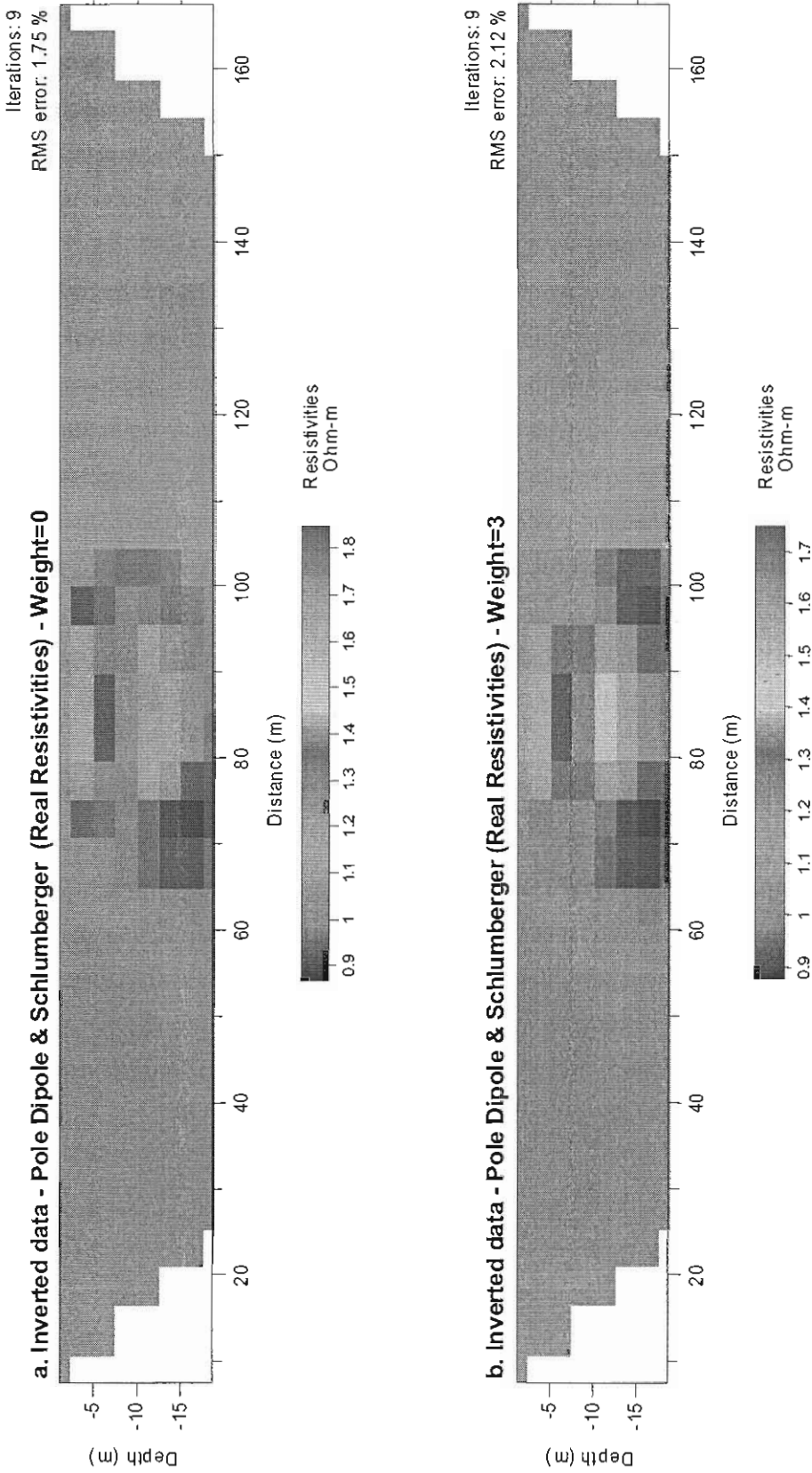


Σχήμα 3.7: Σχηματική απεικόνιση μοντέλου σώματος που βρίσκεται σε ομογενή ημιχώρο.

Αν τώρα πραγματοποιηθεί συνδυασμένη διδιάστατη αντιστροφή των μετρήσεων των δύο αυτών διατάξεων, λαμβάνοντας υπόψη τον πίνακα ευαισθησίας μόνο της διάταξης πόλου-διπόλου ($\beta=0$), προκύπτει το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής του σχήματος (3.9α.). Είναι φανερό ότι η “εικόνα” της συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής που προκύπτει είναι όμοια με την “εικόνα” της αντιστροφής των δεδομένων της διάταξης πόλου-διπόλου.



Σχήμα 3.8: Γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής α) της διάταξης πόλου-διπόλου και β) της διάταξης Schlumberger.



Σχήμα 3.9: Γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger, στα οποία ο συντελεστής βαρύτητας είναι α) $\beta=0$ και β) $\beta=3$.

Αντίθετα, αν πραγματοποιηθεί συνδυασμένη διδιάστατη αντιστροφή των μετρήσεων των δύο παραπάνω διατάξεων, λαμβάνοντας υπόψη κυρίως τον πίνακα ευαισθησίας μόνο της διάταξης Schlumberger ($\beta=3$), προκύπτει το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής του σχήματος (3.9β.). Στην περίπτωση αυτή, η “εικόνα” της συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής που προκύπτει είναι πρακτικά όμοια με την “εικόνα” της αντιστροφής των δεδομένων της διάταξης Schlumberger.

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό ότι πρέπει να βρεθεί μια τιμή του συντελεστή βαρύτητας για κάθε συνδυασμό διατάξεων, η οποία θα χρησιμοποιείται στη συνδυασμένη διδιάστατη αντιστροφή, έτσι ώστε να προκύπτει ένα γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής, το οποίο πράγματι θα συνδυάζει τους πίνακες ευαισθησίας των εκάστοτε διατάξεων που θα χρησιμοποιούνται στην αντιστροφή. Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης μελετήθηκαν τέσσερις διαφορετικοί μέθοδοι υπολογισμού του συντελεστή βαρύτητας, οι οποίοι περιγράφονται στη συνέχεια.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ ΤΙΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΕΙΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Αρχικά έγινε προσπάθεια να ορισθεί ο συντελεστής βαρύτητας β με βάση τις αντιστάσεις των δεδομένων y . Δύο ήταν οι μέθοδοι που κυρίως εφαρμόστηκαν.

Κατά την πρώτη μέθοδο, αν A και B είναι οι διατάξεις που συμμετέχουν στη διαδικασία της συνδυασμένης αντιστροφής, τότε ο συντελεστής βαρύτητας υπολογίζεται ως ο λόγος του μέσου όρου των λογαρίθμων των αντιστάσεων y_A της διάταξης αναφοράς A προς το μέσο όρο των αντιστάσεων y_B της διάταξης B . Λέγοντας διάταξη αναφοράς, εννοούμε τη διάταξη ως προς την οποία ανάγονται όλες οι υπόλοιπες διατάξεις. Επομένως, κατά την πρώτη μέθοδο, οι σχέσεις:

$$y^A = \frac{\sum_{i=1}^{N_A} y_i^A}{N_A} \quad \text{και} \quad y^B = \frac{\sum_{i=1}^{N_B} y_i^B}{N_B} \quad (3.6.)$$

δίνουν το συντελεστή βαρύτητας:

$$\beta = \frac{y^A}{y^B} \quad (3.7.)$$

Στη συνέχεια παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου όπου φαίνεται ο υπολογισμός του συντελεστή βαρύτητας για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-διπόλου με βάση την πρώτη μέθοδο, ενώ στο σχήμα (3.14α.) φαίνεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής που προκύπτει.

```

/*Number of data and their sum for each array*/
for (i=1; i<=num_mes; i++)
{

    //schlumberger
    if(id[i]==3)
    {
        data_sl=data_sl+real_data[i];
        isl=isl++;
    }

    //pole dipole left
    if(id[i]==5)
    {
        data_pdl=data_pdl+real_data[i];
        ipdl=ipdl++;
    }

}

/*Mean of data for each array*/
if(isl>1) mean_sl=data_sl/isl;
if(ipdl>1) mean_pdl=data_pdl/ipdl;

/*weight in relation to data*/
if(ipdl>1 && isl>1) pdlsl_ratio=mean_pdl/mean_sl;

if(ipdl>1 && isl>1)
{

    printf("The data ratio is: %f\n",pdlsl_ratio);
    printf("Give weight:");
    scanf("%f",&tmp15);

    for (i=1; i<=num_mes; i++)
    {
        if(id[i]==3) weight[i]=tmp15;
    }

}

```

Σχήμα 3.10: Υπολογισμός συντελεστή βαρύτητας με την πρώτη μέθοδο.

Στη δεύτερη μέθοδο ο συντελεστής βαρύτητας υπολογίζεται ως ο λόγος της μέσης τετραγωνικής ρίζας των τετραγώνων των λογαρίθμων των αντιστάσεων y_A της διάταξης αναφοράς A προς τη μέση τετραγωνική ρίζα των τετραγώνων των αντιστάσεων y_B της διάταξης B. Επομένως, κατά τη δεύτερη μέθοδο, οι σχέσεις:

$$y^A = \frac{\left[\sum_{i=1}^{N_A} (y_i^A)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}{N_A} \quad \text{και} \quad y^B = \frac{\left[\sum_{i=1}^{N_B} (y_i^B)^2 \right]^{\frac{1}{2}}}{N_B} \quad (3.8.)$$

δίνουν το συντελεστή βαρύτητας:

$$\beta = \frac{y^A}{y^B} \quad (3.9.)$$

Στη συνέχεια παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου όπου φαίνεται ο υπολογισμός του συντελεστή βαρύτητας για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-διπόλου με βάση τη δεύτερη μέθοδο, ενώ στο σχήμα (3.14β.) φαίνεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής που προκύπτει.

```
/*Calculate the sum of square of data for each array*/
for (i=1; i<=num_mes; i++)
{
    //sclumberger
    if(id[i]==3)
    {
        data_sl=data_sl+real_data[i]*real_data[i];
        isl=isl++;
    }

    //pole dipole left
    if(id[i]==5)
    {
        data_pdl=data_pdl+real_data[i]*real_data[i];
        ipdl=ipdl++;
    }
}

/*Root of sum of data for each array*/
if(isl>1) data_sl=sqrt(data_sl);
if(ipdl>1) data_pdl=sqrt(data_pdl);
```

```

/*Mean of data for each array*/
if(isl>1) mean_sl=data_sl/isl;
if(ipdl>1) mean_pdl=data_pdl/ipdl;

/*weight in relation to data*/
if(ipdl>1 && isl>1) pdlsl_ratio=mean_pdl/mean_sl;

if(ipdl>1 && isl>1)
{

printf("The data ratio is: %f\n",pdlsl_ratio);
printf("Give weight:");
scanf("%f",&tmp15);

for (i=1; i<=num_mes; i++)
{
if(id[i]==3) weight[i]=tmp15;
}
}
}

```

Σχήμα 3.11: Υπολογισμός συντελεστή βαρύτητας με τη δεύτερη μέθοδο.

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗ ΒΑΡΥΤΗΤΑΣ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΣ ΥΠΟΨΗ ΤΙΣ ΤΙΜΕΣ ΤΟΥ ΙΑΚΩΒΙΑΝΟΥ ΠΙΝΑΚΑ

Εναλλακτικά με την προηγούμενη προσέγγιση, θεωρήθηκε σωστότερο να ληφθούν υπόψη οι τιμές του Ιακωβιανού πίνακα J για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας β, αφού ο Ιακωβιανός πίνακας εκφράζει την ευαισθησία της κάθε διάταξης στις μεταβολές της αντίστασης. Δύο ήταν οι μέθοδοι που εφαρμόστηκαν (τρίτη και τέταρτη κατά σειρά για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας).

Κατά την τρίτη μέθοδο ορισμού του συντελεστή βαρύτητας υπολογίζονται οι μέσες τιμές των απολύτων τιμών των στοιχείων του Ιακωβιανού πίνακα για κάθε παράμετρο και για τις διατάξεις A και B. Στη συνέχεια λαμβάνεται ο λόγος του αθροίσματος των μέσων τιμών της διάταξης αναφοράς A προς το άθροισμα των μέσων τιμών της διάταξης B για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας β. Επιπλέον, υπολογίζεται η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή των παραπάνω λόγων. Για Ιακωβιανούς πίνακες, $I \times M$, των διατάξεων A και B:

$$\begin{pmatrix} J_{11}^A & J_{12}^A \dots & J_{1M}^A \\ J_{21}^A & J_{22}^A \dots & J_{2M}^A \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ J_{N1}^A & J_{N2}^A \dots & J_{NM}^A \end{pmatrix} \quad \text{και} \quad \begin{pmatrix} J_{11}^B & J_{12}^B \dots & J_{1M}^B \\ J_{21}^B & J_{22}^B \dots & J_{2M}^B \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ J_{i1}^B & J_{i2}^B \dots & J_{NM}^B \end{pmatrix} \quad (3.10.)$$

προκύπτουν οι σχέσεις:

$$J_j^A = \frac{\sum_{i=1}^{N_A} |J_{ij}^A|}{N_A} \quad \text{και} \quad J_j^B = \frac{\sum_{i=1}^{N_B} |J_{ij}^B|}{N_B} \quad (3.11.)$$

που δίνουν το συντελεστή βαρύτητας:

$$\beta = \sum_{m=1}^M \frac{J_j^A}{J_j^B} \quad (3.12.)$$

Η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή των παραπάνω λόγων δίνονται από τις σχέσεις:

$$\max = \left(\frac{J_j^A}{J_j^B} \right)_{\max} \quad \text{και} \quad \min = \left(\frac{J_j^A}{J_j^B} \right)_{\min} \quad (3.13.)$$

Στη συνέχεια παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου όπου φαίνεται ο υπολογισμός του συντελεστή βαρύτητας για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-διπόλου με βάση την τρίτη μέθοδο, ενώ στο σχήμα (3.15.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής που προκύπτουν.

```
for(m=1; m<=num_param; m++)
{
    sum_slo=0,sum_pdl=0;

    /*Sum of each parameter of the jacobian for each array*/
    for(i=1; i<=num_mes; i++)
    {
        if(id[i]==3)
        {
            sum_slo=sum_slo+fabs(array_jacobian[i][m]);
            isl=isl++;
        }

        if(id[i]==5)
```

```

        {
            sum_pdlo=sum_pdlo+fabs(array_jacobian[i][m]);
            ipdl=ipdl++;
        }

    }

    /*Mean of each parameter of the Jacobian for each array*/
    if(isl>1) sum_slo=sum_slo/isl;
    if(ipdl>1) sum_pdlo=sum_pdlo/ipdl;

    /*Sum of means for each array*/
    if(isl>1) sum_sl=sum_sl+sum_slo;
    if(ipdl>1) sum_pdl=sum_pdl+sum_pdlo;

    /*weight in relation to Jacobian matrix*/
    mean_pdlsl=sum_pdl/sum_sl;

    /*Min and max parameter proportion for the array combination*/
    if(isl>1 && ipdl>1 && max<mean_pdlsl) max=mean_pdlsl;
    if(isl>1 && ipdl>1 && min>mean_pdlsl) min=mean_pdlsl;
}

if(ipdl>1 && isl>1)
{
    printf("min=%f, max=%f\n",min,max);
    printf("The jacobian mean is: %f\n",mean_pdlsl);

    printf("Give weight:");
    scanf("%f",&tmp15);

    for (i=1; i<=num_mes; i++)
    {
        if(id[i]==3) weight[i]=tmp15;
    }
}

```

Σχήμα 3.12: Υπολογισμός συντελεστή βαρύτητας με την τρίτη μέθοδο.

Στην τέταρτη μέθοδο ορισμού του συντελεστή βαρύτητας υπολογίζονται οι μέσες τετραγωνικές ρίζες του αθροίσματος των τετραγώνων των απολύτων τιμών των στοιχείων του Ιακωβιανού πίνακα για κάθε παράμετρο και για τις διατάξεις A και B. Στη συνέχεια λαμβάνεται ο λόγος του αθροίσματος των μέσων τιμών της διάταξης αναφοράς A προς το άθροισμα των μέσων τιμών της διάταξης B για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας β. Επιπλέον, υπολογίζεται η ελάχιστη και η μέγιστη τιμή των παραπάνω λόγων. Για Ιακωβιανούς πίνακες $N \times M$ των διατάξεων A και B:

$$\begin{pmatrix} J_{11}^A & J_{12}^A \dots & J_{1M}^A \\ J_{21}^A & J_{22}^A \dots & J_{2M}^A \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ J_{N1}^A & J_{N2}^A \dots & J_{NM}^A \end{pmatrix} \quad \text{και} \quad \begin{pmatrix} J_{11}^B & J_{12}^B \dots & J_{1M}^B \\ J_{21}^B & J_{22}^B \dots & J_{2M}^B \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ J_{N1}^B & J_{N2}^B \dots & J_{NM}^B \end{pmatrix} \quad (3.14.)$$

προκύπτουν οι σχέσεις:

$$J_j^A = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{N_A} |J_{ij}^A|^2}}{N_A} \quad \text{και} \quad J_j^B = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{N_B} |J_{ij}^B|^2}}{N_B} \quad (3.15.)$$

που δίνουν το συντελεστή βαρύτητας:

$$\beta = \sum_{i=1}^M \frac{J_j^A}{J_j^B} \quad (3.16.)$$

Η μέγιστη και η ελάχιστη τιμή των παραπάνω λόγων δίνονται από τις σχέσεις:

$$\max = \left(\frac{J_j^A}{J_j^B} \right)_{\max} \quad \text{και} \quad \min = \left(\frac{J_j^A}{J_j^B} \right)_{\min} \quad (3.17.)$$

Στο σχήμα (3.13.) παρατίθεται τμήμα του αλγορίθμου όπου φαίνεται ο υπολογισμός του συντελεστή βαρύτητας για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-διπόλου με βάση την τέταρτη μέθοδο, ενώ στο σχήμα (3.16.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής που προκύπτουν.

```
for(m=1; m<=num_param; m++)
{
    sum_slo=0,sum_pdl=0;

    /*Sum of each parameter of the jacobian for each array*/
    for(i=1; i<=num_mes; i++)
    {
        if(id[i]==3)
        {
            sum_slo=sum_slo+
            fabs(array_jacobian[i][m]*fabs(array_jacobian[i][m]));
            isl=isl++;
        }
    }
}
```

```

    }

    if(id[i]==5)
    {
        sum_pdlo=sum_pdlo+
        fabs(array_jacobian[i][m]*fabs(array_jacobian[i][m]));
        ipdl=ipdl++;
    }
}

/*Root of sum of each parameter of the jacobian for each array*/
if(isl>1) sum_slo=sqrt(sum_slo);
if(ipdl>1) sum_pdlo=sqrt(sum_pdlo);

/*Mean of each parameter of the Jacobian for each array*/
if(isl>1) sum_slo=sum_slo/isl;
if(ipdl>1) sum_pdlo=sum_pdlo/ipdl;

/*Sum of means for each array*/
if(isl>1) sum_sl=sum_sl+sum_slo;
if(ipdl>1) sum_pdl=sum_pdl+sum_pdlo;

/*Weight in relation to Jacobian matrix*/
mean_pdlsl=sum_pdl/sum_sl;

/*Min and max parameter proportion for the array combination*/
if(isl>1 && ipdl>1 && max<mean_pdlsl) max=mean_pdlsl;
if(isl>1 && ipdl>1 && min>mean_pdlsl) min=mean_pdlsl;
}

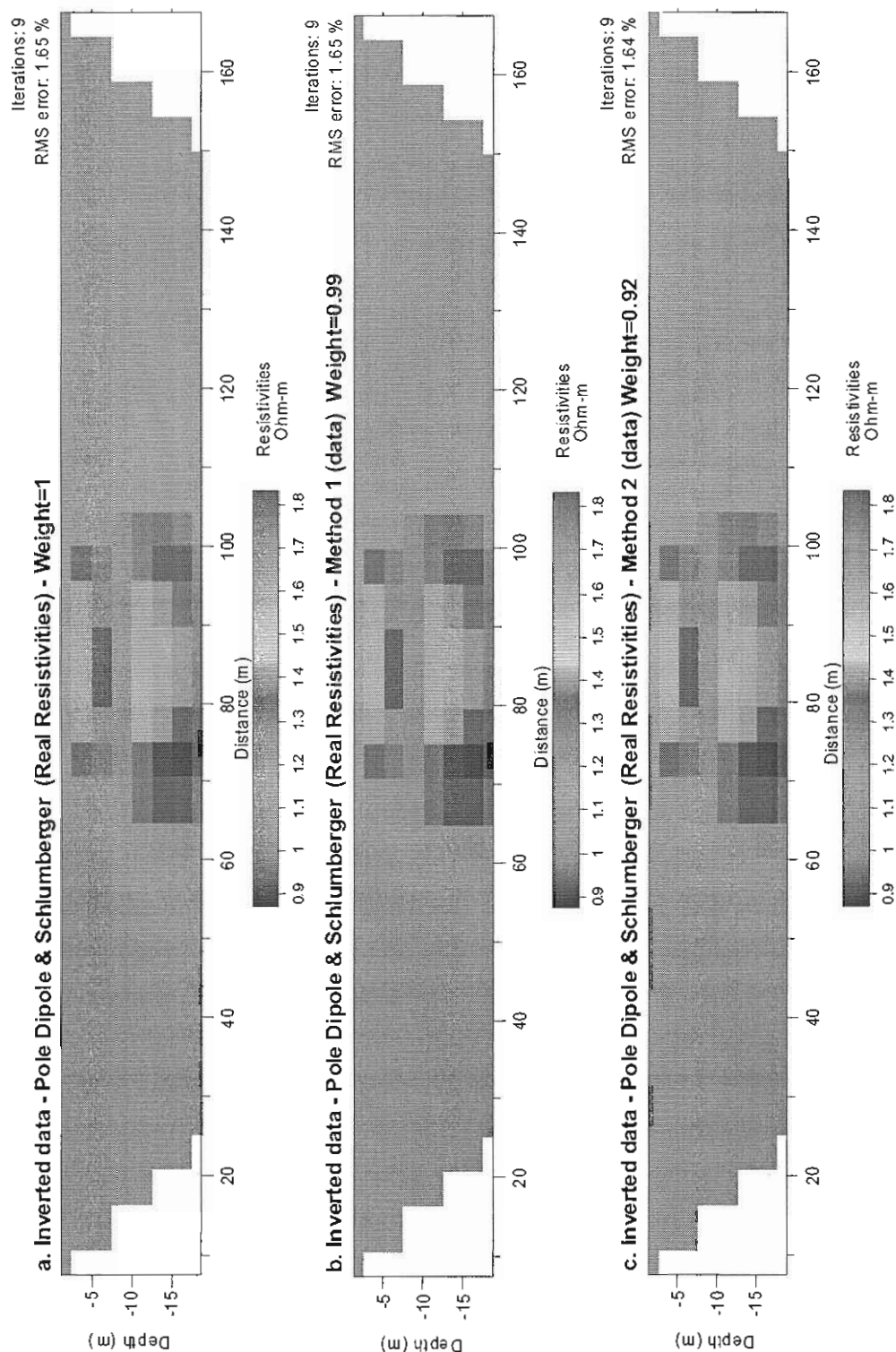
if(ipdl>1 && isl>1)
{
    printf("min=%f, max=%f\n",min,max);
    printf("The jacobian mean is: %f\n",mean_pdlsl);

    printf("Give weight:");
    scanf("%f",&tmp15);

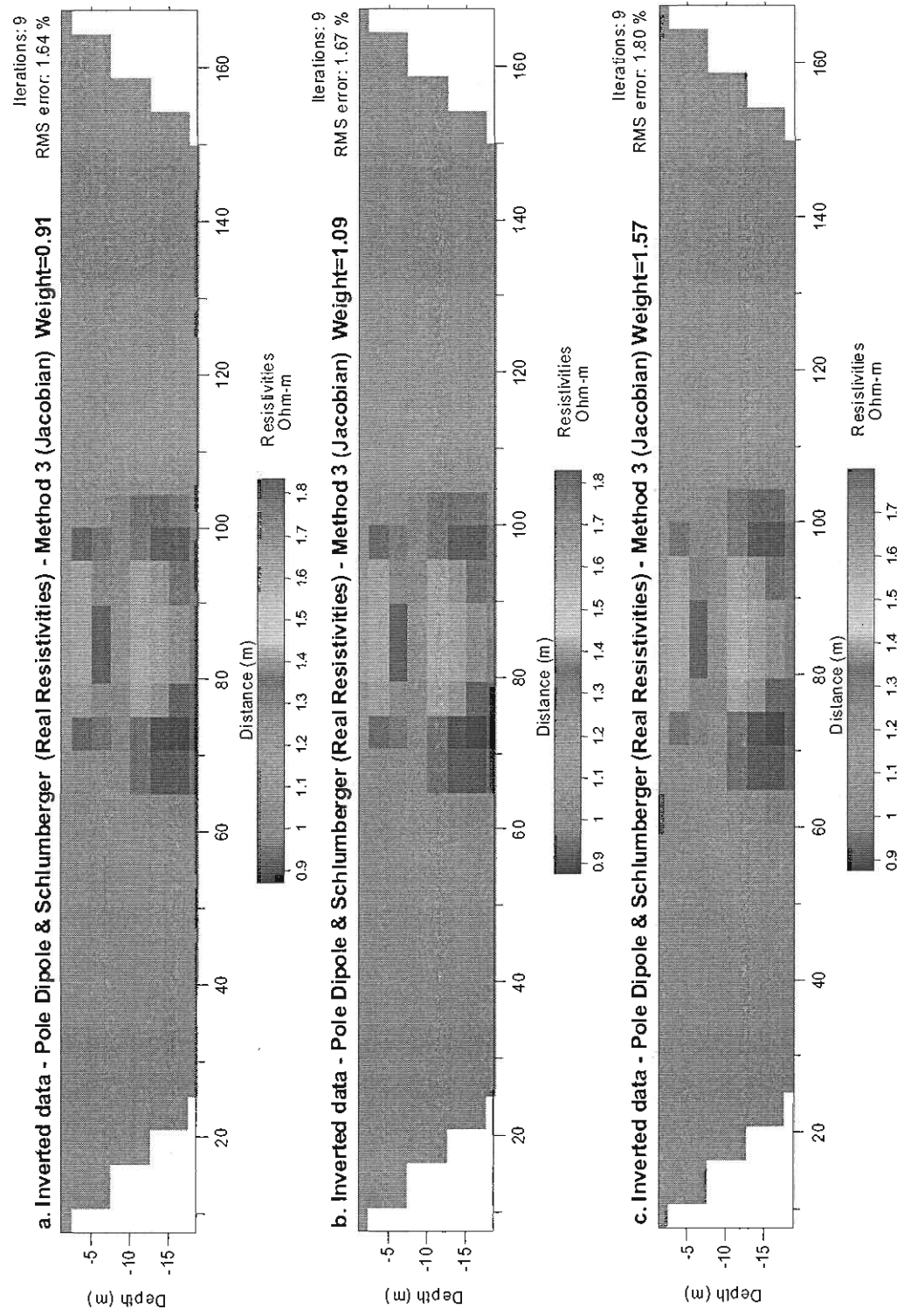
    for (i=1; i<=num_mes; i++)
    {
        if(id[i]==3) weight[i]=tmp15;
    }
}

```

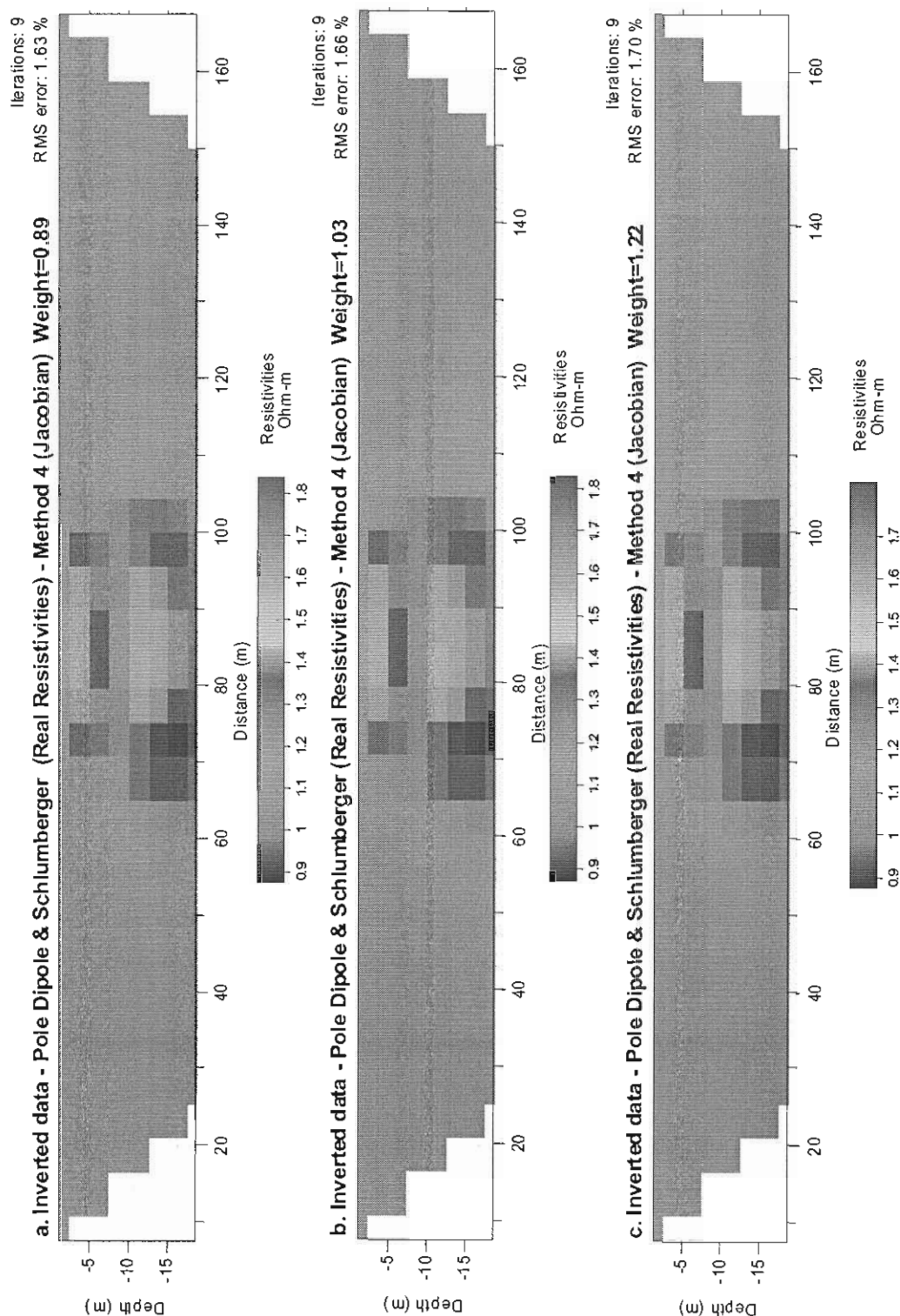
Σχήμα 3.13: Υπολογισμός συντελεστή βαρύτητας με την τέταρτη μέθοδο.



Σχήμα 3.14: Γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger, στα οποία ο συντελεστής βαρύτητας είναι α) $\beta=1$, β) $\beta=0.99$ και γ) $\beta=0.92$.



Σχήμα 3.15: Γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης διδίαστατης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-δipόλου και Schlumberger, στα οποία ο συντελεστής βαρύτητας είναι α) $\beta=0.91$, β) $\beta=1.09$ και γ) $\beta=1.57$.



Σχήμα 3.16: Γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης διδαστασης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger, στα οποία ο συντελεστής βαρύτητας είναι α) $\beta=0.89$, β) $\beta=1.03$ και γ) $\beta=1.22$.

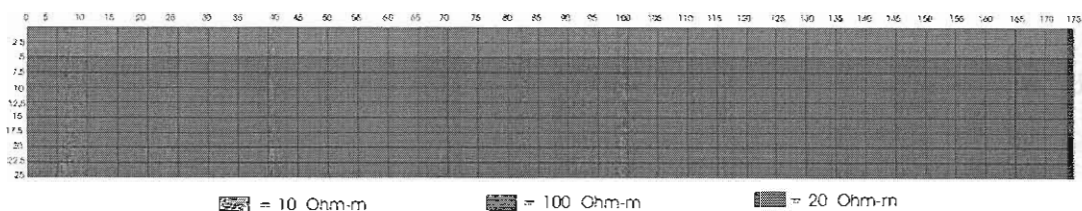
Παρατηρώντας τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των σχημάτων (3.13.), (3.14.) και (3.15.) διαπιστώνεται αφ' ενός μεν ότι αυτά δε διαφέρουν αισθητά μεταξύ τους, αφ' ετέρου δε ότι όλα δίνουν τη γεωηλεκτρική δομή που αναμένεται να ληφθεί από τη συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων, δηλαδή όλες οι μέθοδοι δίνουν ένα γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής που περιλαμβάνει τα χαρακτηριστικά και των δύο διατάξεων που συμμετέχουν. Επίσης, διαπιστώνεται ότι το εύρος των τιμών του συντελεστή βαρύτητας β που υπολογίσθηκαν με βάση τις τέσσερις μεθόδους καθώς και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές του κυμαίνονται σε μια πολύ μικρή περιοχή τιμών της τάξης της μιας μονάδας.

Με βάση τα παραπάνω και λαμβάνοντας υπόψη ένα μεγάλο αριθμό δοκιμών που εκτελέσθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης συμπεραίνεται ότι η τιμή του συντελεστή βαρύτητας β για κάθε ένα συνδυασμό διατάξεων θα μπορούσε να είναι σχεδόν σταθερή, ανάλογα με τη μέθοδο που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της. Το γεγονός αυτό είναι λογικό, αν σκεφτούμε ότι τα δεδομένα που λαμβάνονται για τον υπολογισμό του συντελεστή βαρύτητας β (αρχικές αντιστάσεις ή στοιχεία Ιακωβιανού πίνακα) εξαρτώνται άμεσα, αλλά και εκφράζουν την ευαισθησία των διατάξεων.

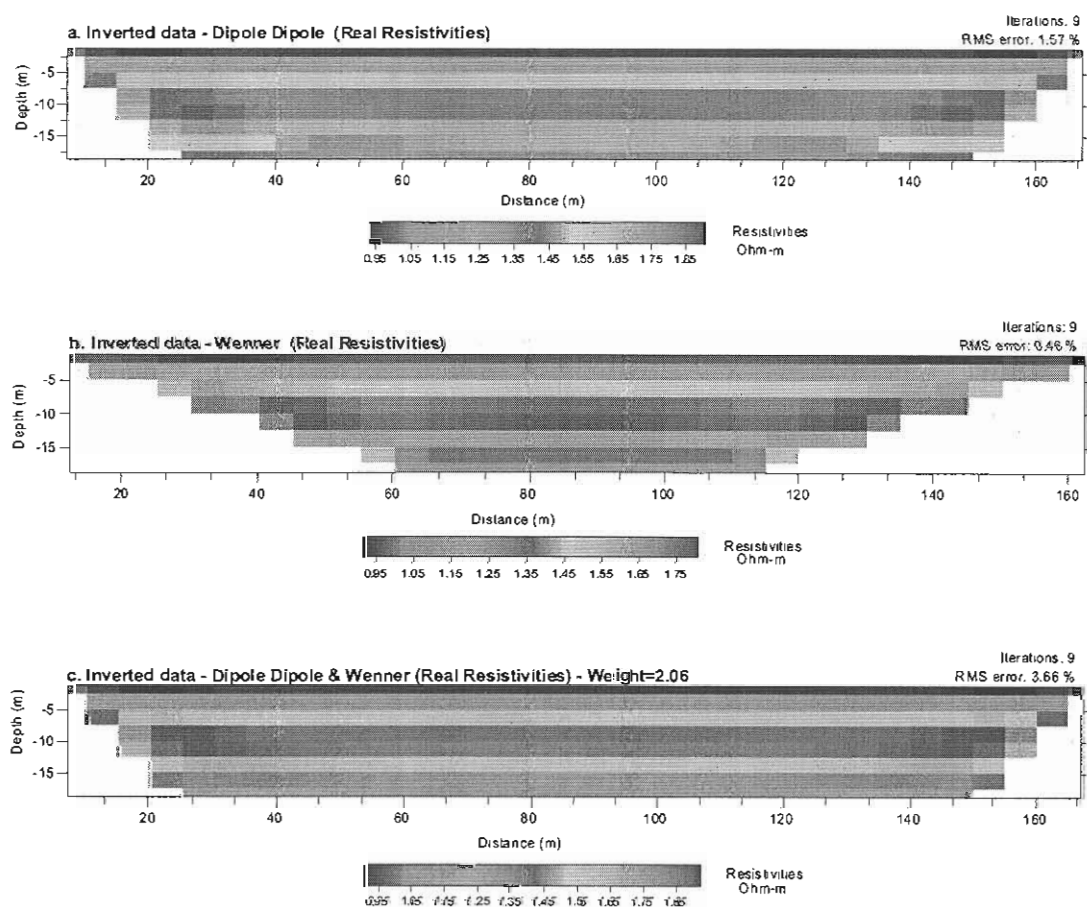
Το γεγονός ότι όλες οι μέθοδοι υπολογισμού του συντελεστή βαρύτητας β δίνουν παρόμοιες τιμές για κάθε ένα συνδυασμό διατάξεων αποδεικνύει την ορθότητα των μεθόδων αυτών καθώς η αναλογία της ευαισθησίας μιας διάταξης ως προς μια άλλη είναι σταθερή. Είναι απαραίτητο να τονισθεί ότι το πρόγραμμα συνδυασμένης αντιστροφής δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει ο ίδιος το συντελεστή βαρύτητας που θεωρεί σωστότερο, ο οποίος μπορεί να διαφέρει από τους συντελεστές βαρύτητας που υπολογίζονται με βάση τη μεθοδολογία που αναπτύχθηκε παραπάνω.

Για την υλοποίηση της συνδυασμένης αντιστροφής δύο ή περισσότερων διατάξεων επιλέχθηκε η χρήση του συντελεστή βαρύτητας β που υπολογίσθηκε με βάση την τέταρτη μέθοδο. Ο συντελεστής αυτός υπολογίζεται με βάση τους πίνακες ευαισθησίας των δύο διατάξεων και άρα συνδέεται άμεσα με την ευαισθησία των διατάξεων που μας ενδιαφέρει. Επίσης, φαίνεται ότι σε κάθε περίπτωση αποτελεί τη μέση τιμή των διαφόρων τιμών του συντελεστή βαρύτητας που υπολογίζονται με τις τέσσερις μεθόδους και κατά συνέπεια πιστεύεται ότι δίνει το σωστότερο συνδυασμό των εκάστοτε διατάξεων.

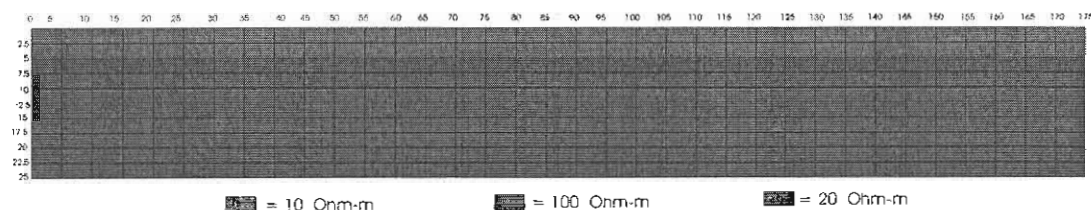
Στα σχήματα (3.17.) έως (3.44.) παρατίθενται μερικά παραδείγματα γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής, όπως αυτά προέκυψαν από την αντιστροφή συνθετικών δεδομένων μεμονωμένων διατάξεων καθώς και από τη συνδυασμένη αντιστροφή αυτών.



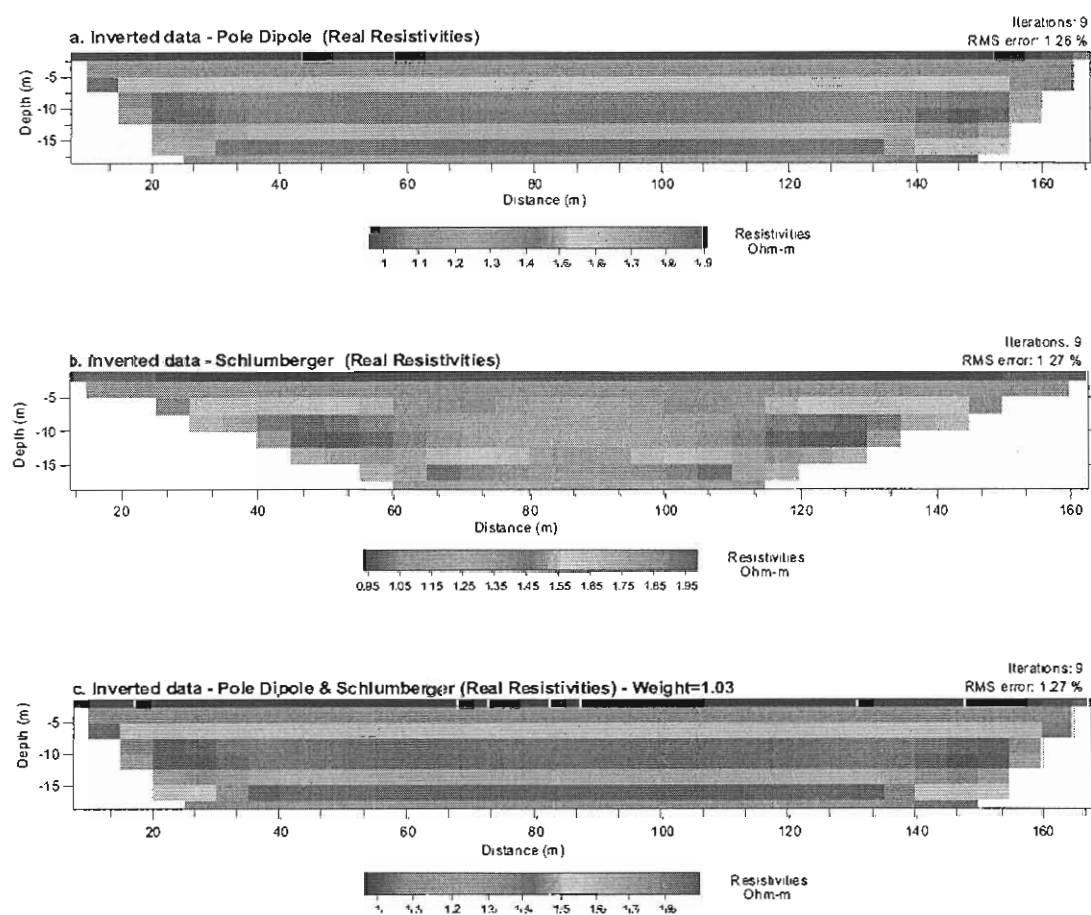
Σχήμα 3.17: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



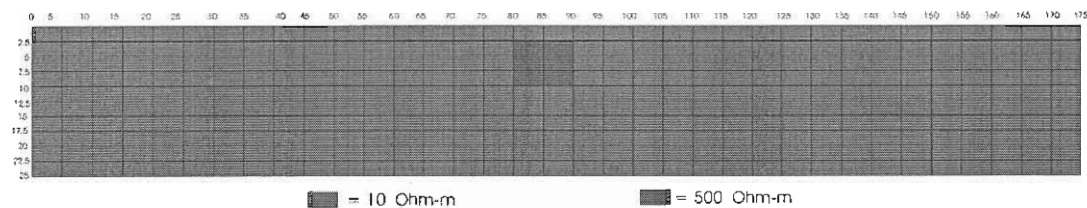
Σχήμα 3.18: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=2.06$.



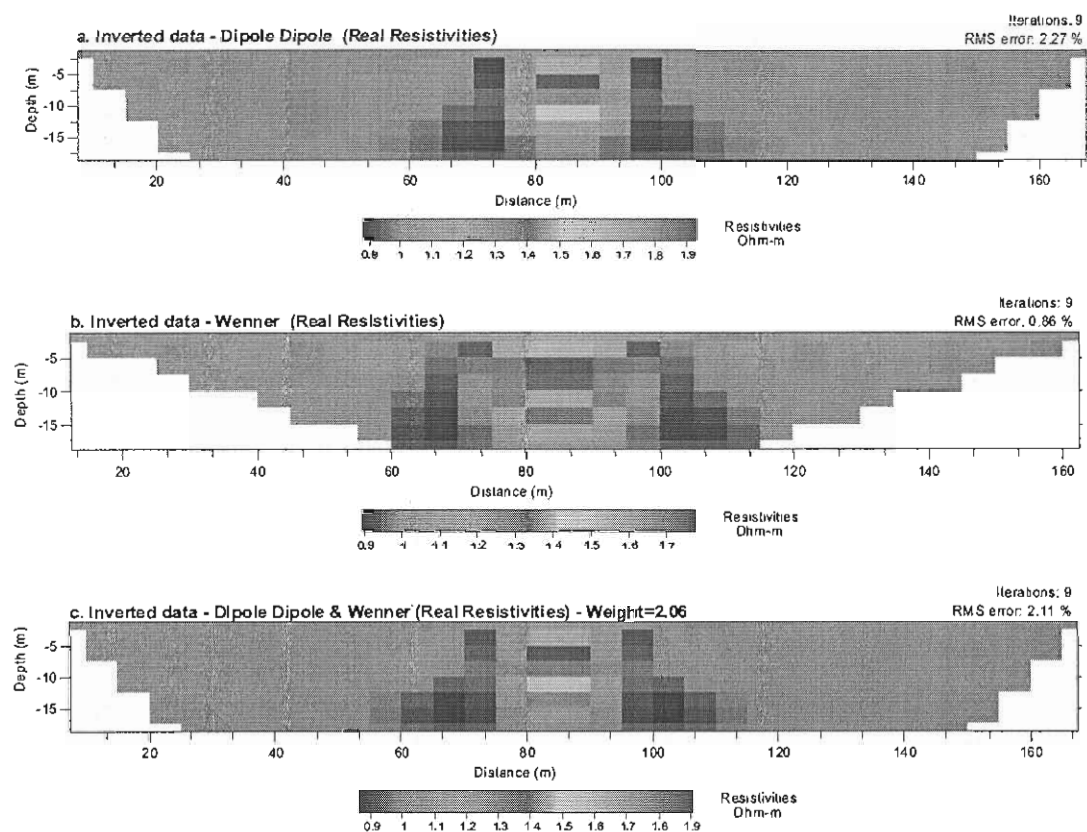
Σχήμα 3.19: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



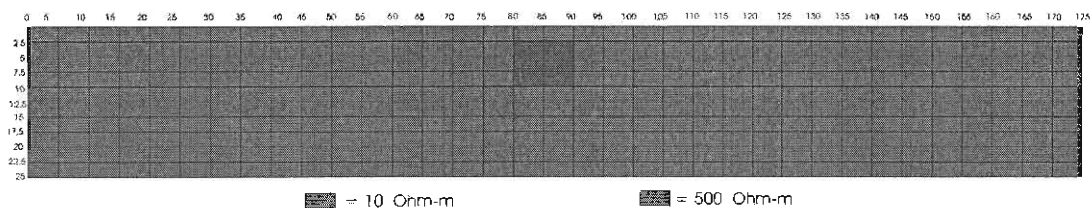
Σχήμα 3.20: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Schlumberger. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.03$.



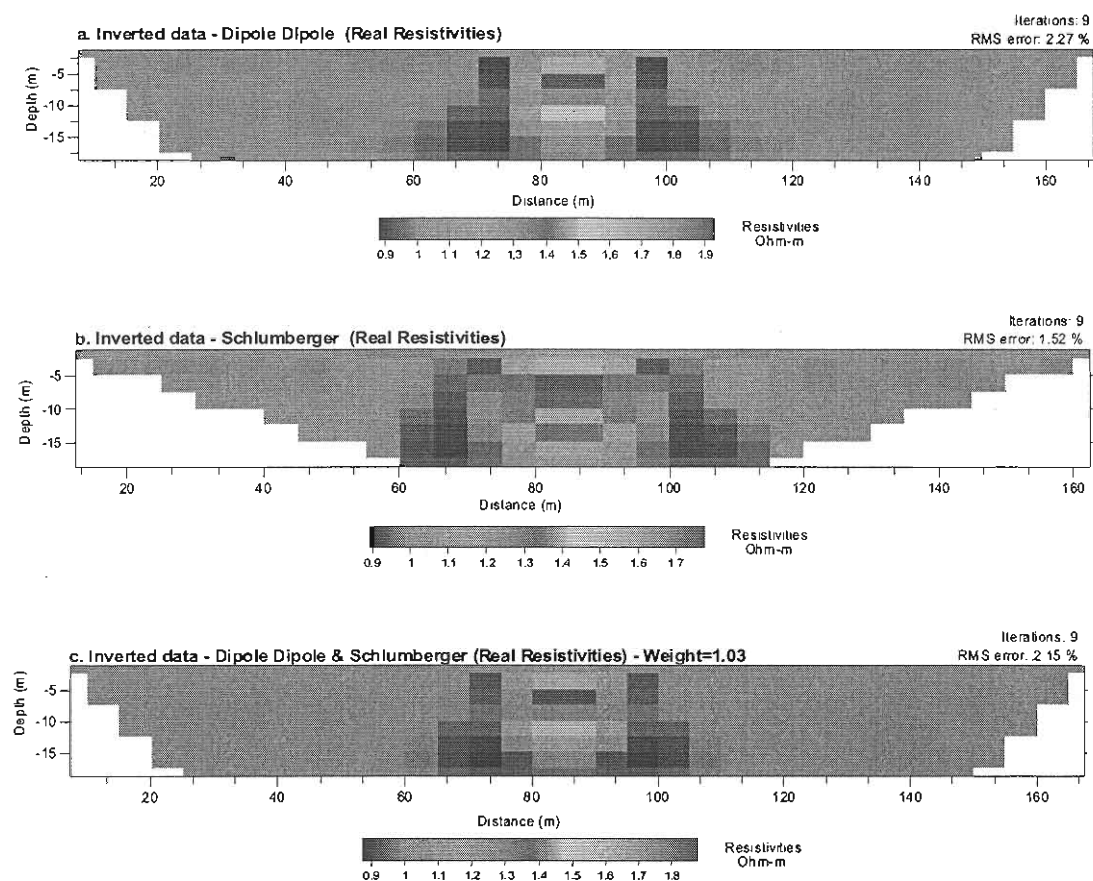
Σχήμα 3.21: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



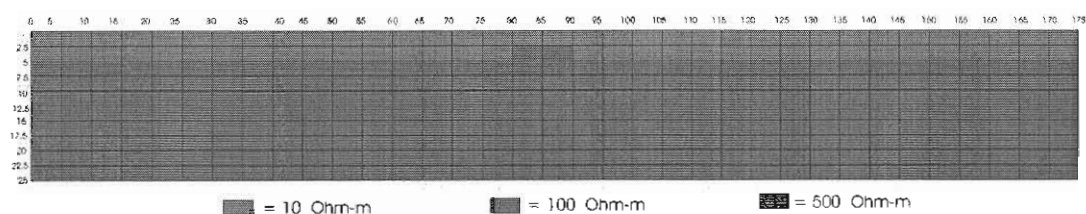
Σχήμα 3.22: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=2.06$.



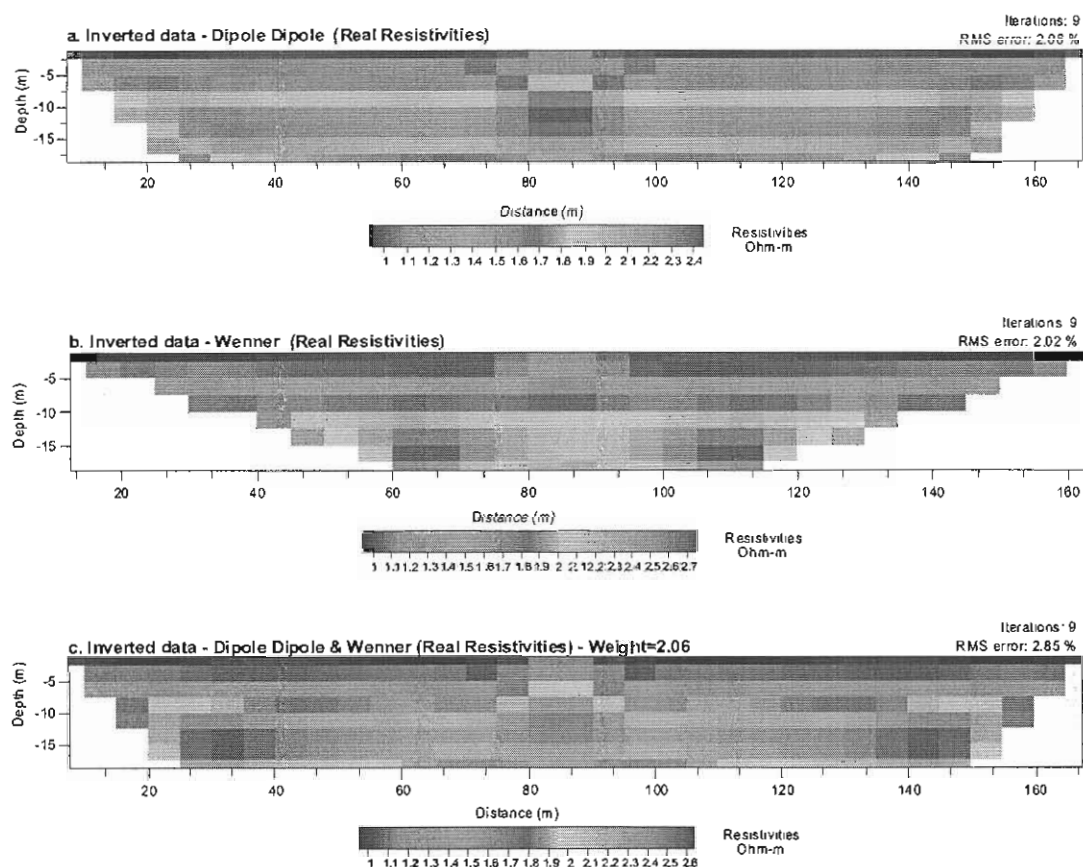
Σχήμα 3.23: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



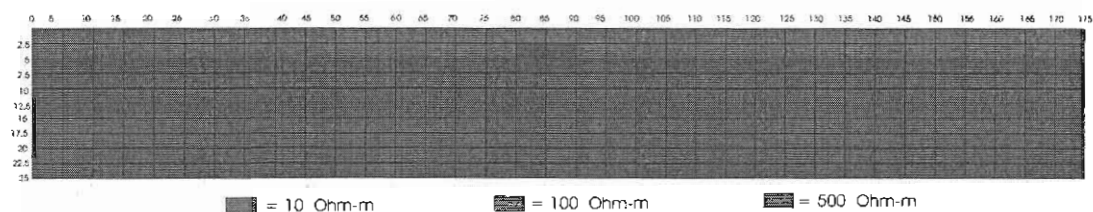
Σχήμα 3.24: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Schlumberger. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.03$.



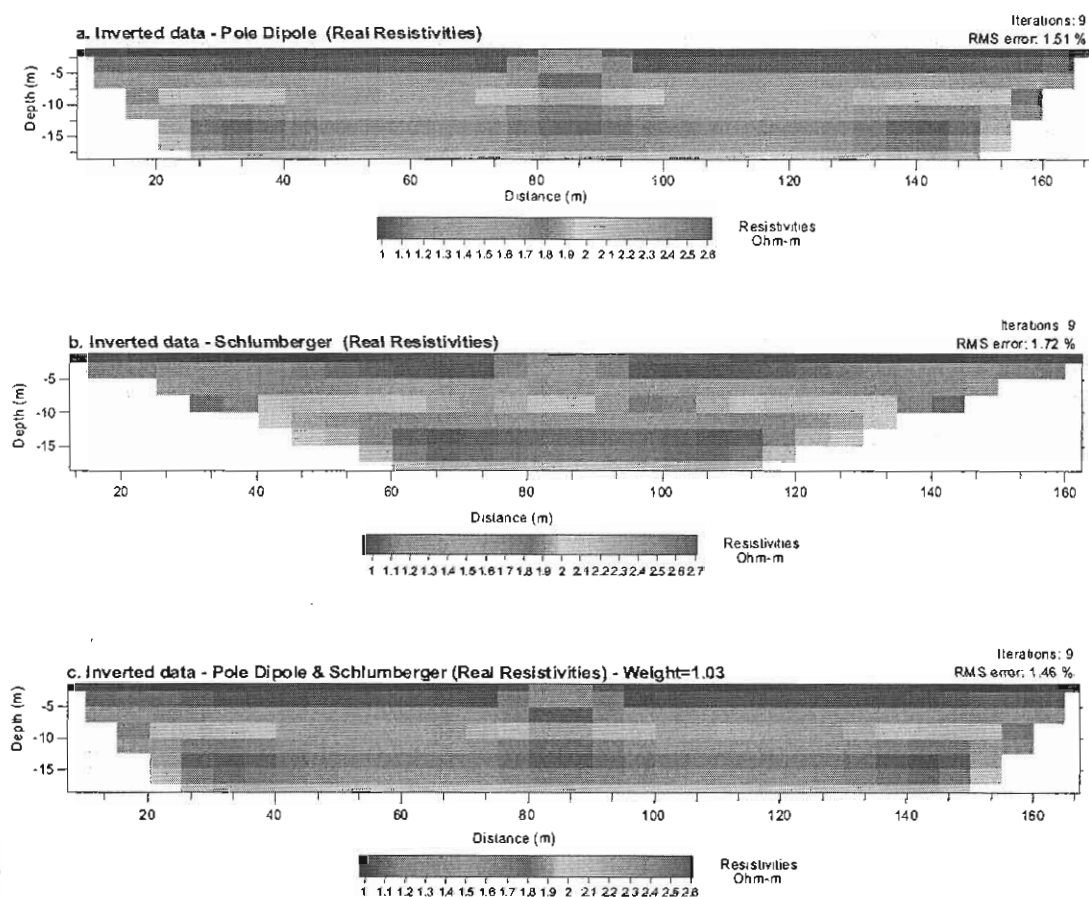
Σχήμα 3.25: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



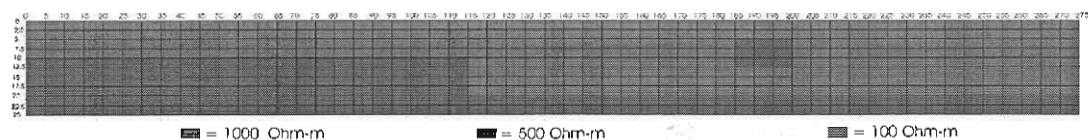
Σχήμα 3.26: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=2.06$.



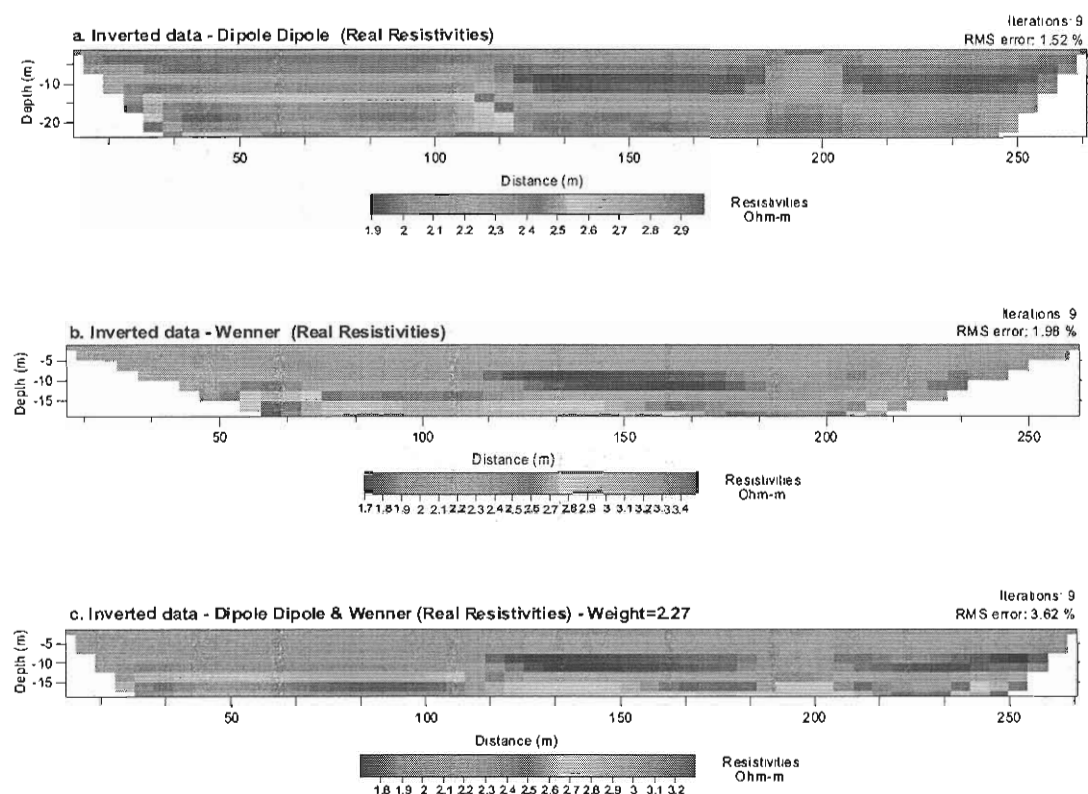
Σχήμα 3.27: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



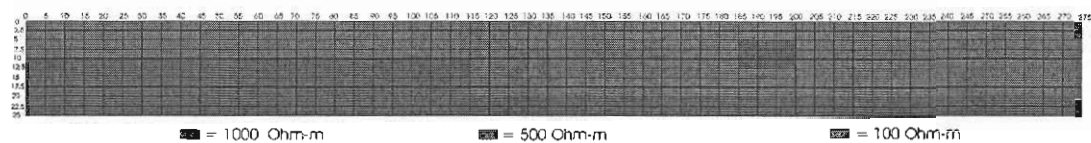
Σχήμα 3.28: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Schlumberger. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.03$.



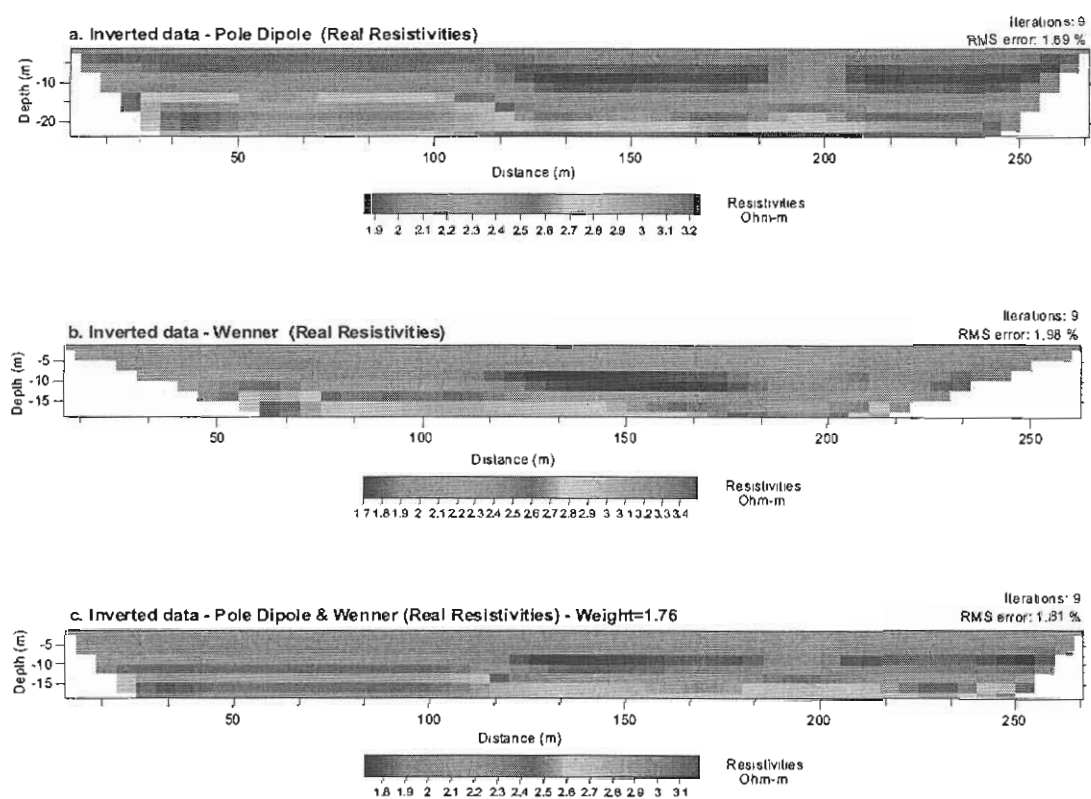
Σχήμα 3.29: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



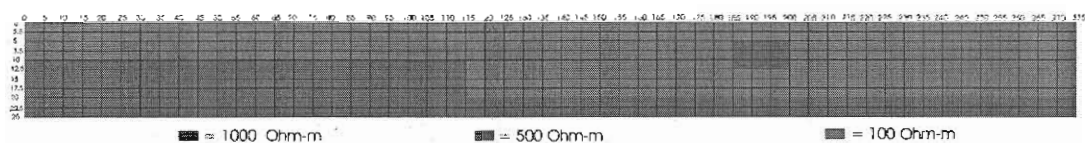
Σχήμα 3.30: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=2.27$.



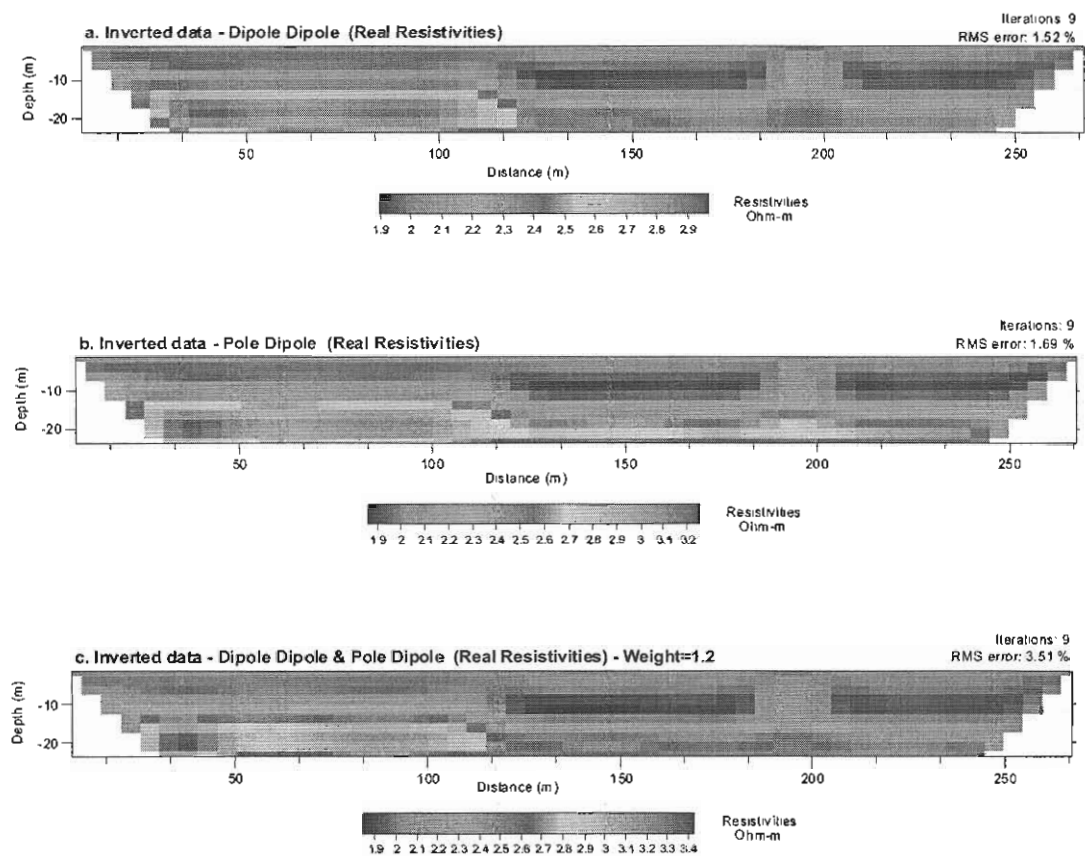
Σχήμα 3.31: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



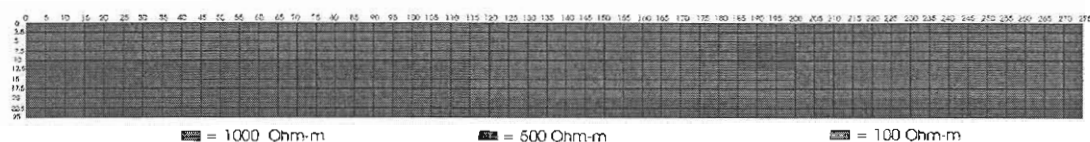
Σχήμα 3.32: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.76$.



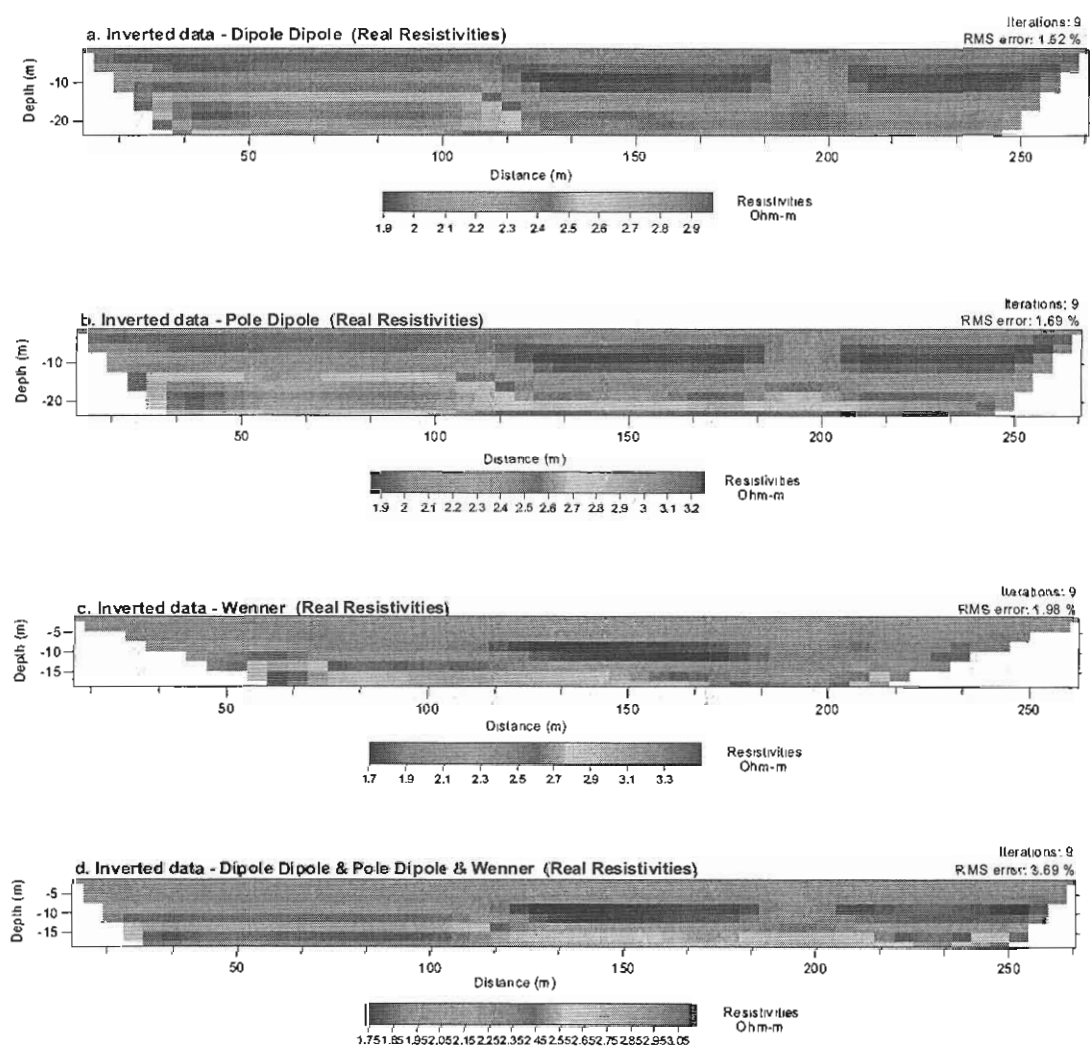
Σχήμα 3.33: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



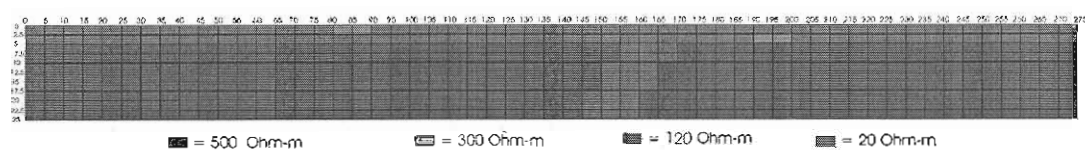
Σχήμα 3.34: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.2$.



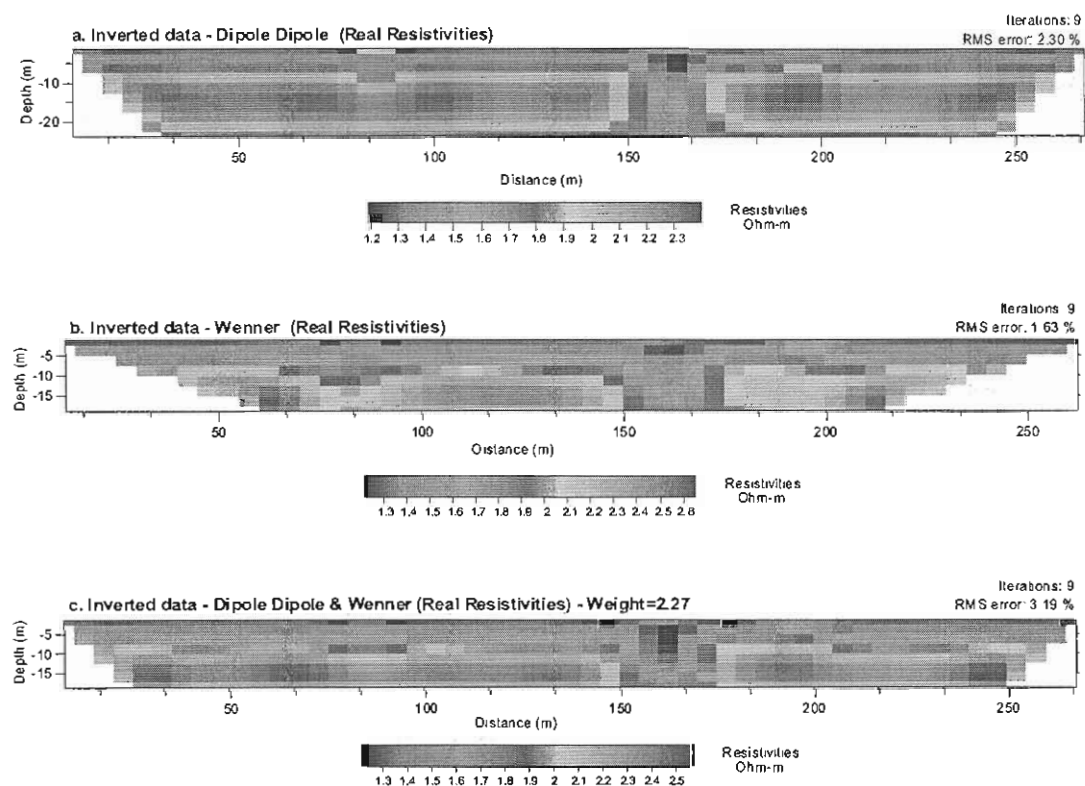
Σχήμα 3.35: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



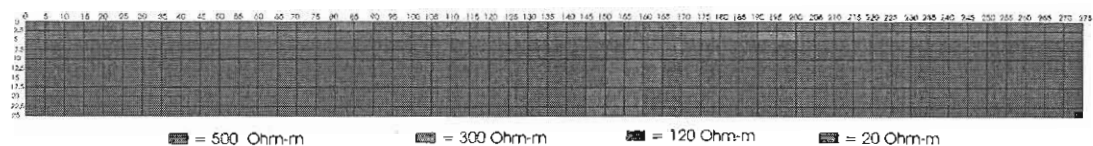
Σχήμα 3.36: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Wenner.



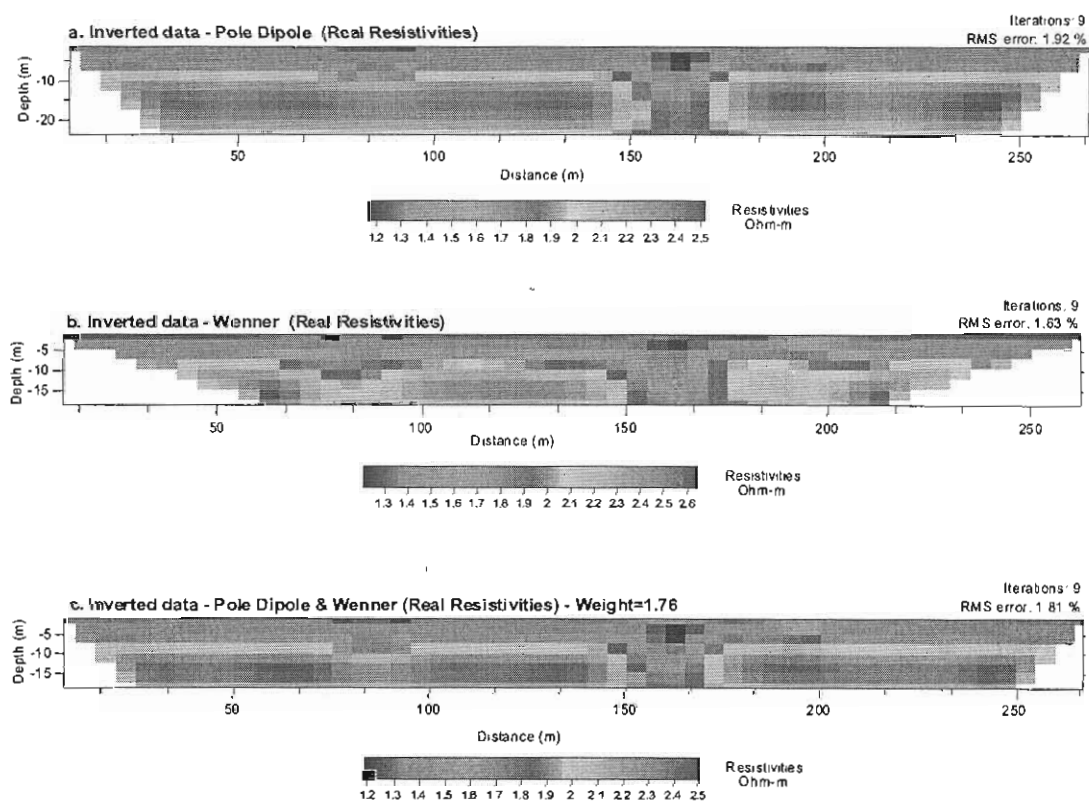
Σχήμα 3.37: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



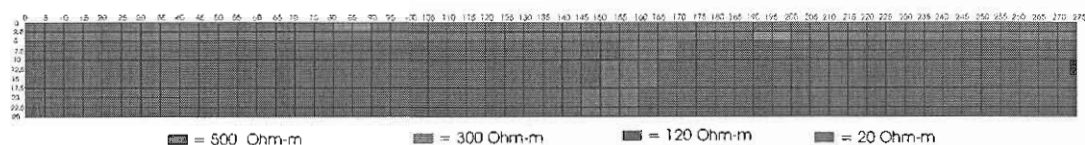
Σχήμα 3.38: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=2.27$.



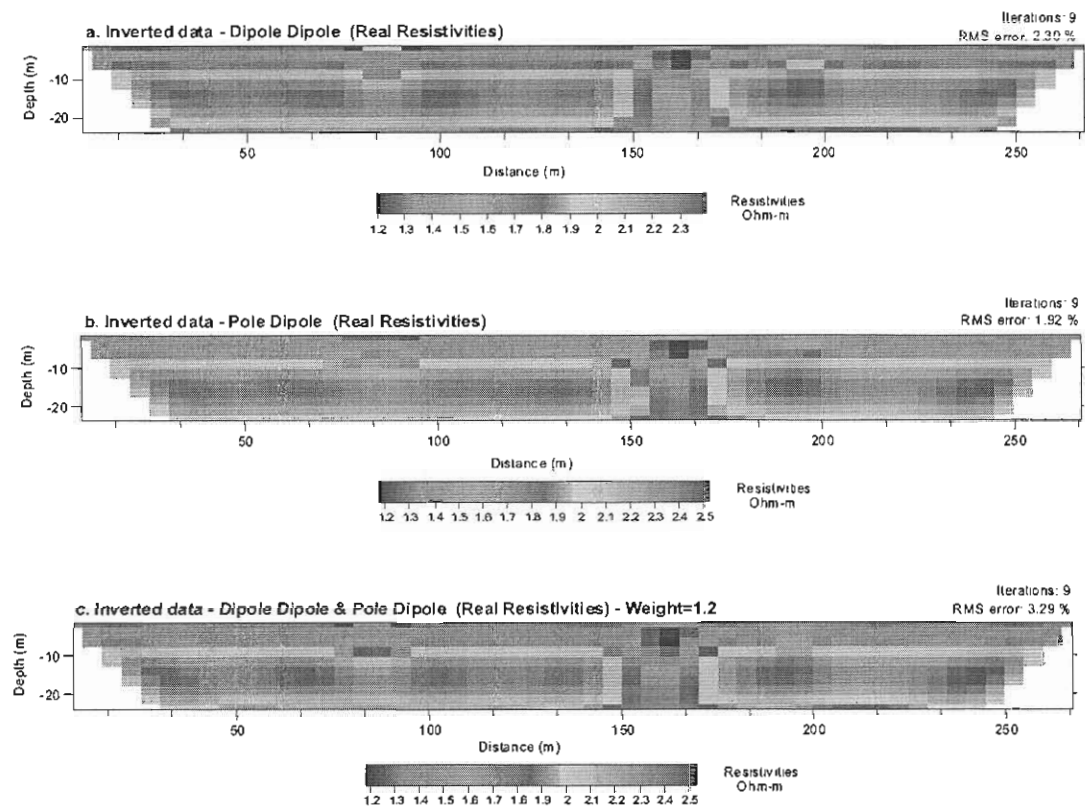
Σχήμα 3.39: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



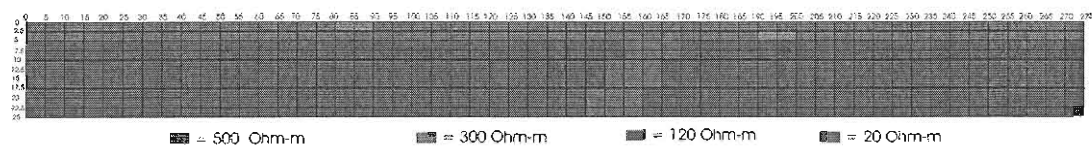
Σχήμα 3.40: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου και Wenner με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.76$.



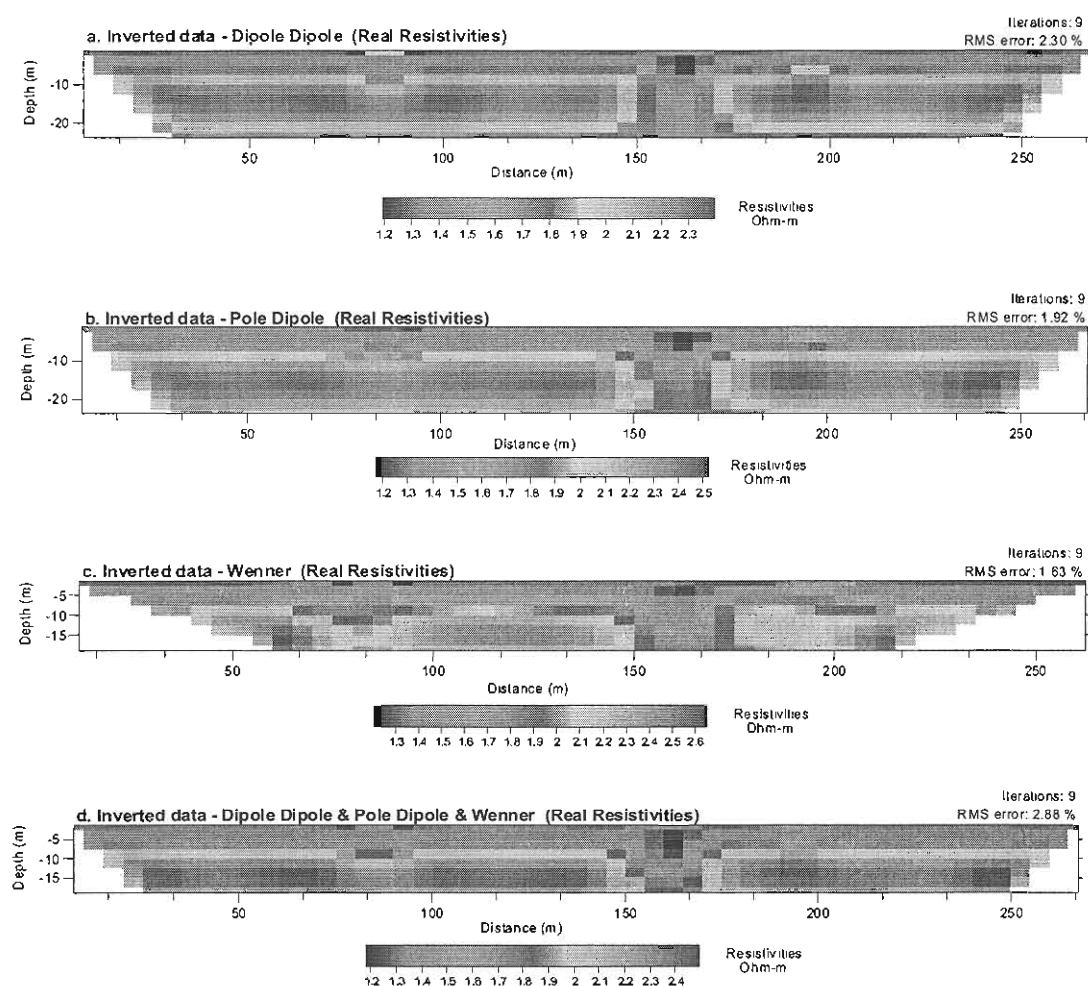
Σχήμα 3.41: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



Σχήμα 3.42: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου με συντελεστή βαρύτητας $\beta=1.2$.



Σχήμα 3.43: Απεικόνιση του μοντέλου από το οποίο προέρχονται τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στις κάτωθι αντιστροφές.



Σχήμα 3.44: α) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου. β) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης πόλου-διπόλου. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης Wenner. γ) Γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Wenner.

Στα δύο τελευταία παραδείγματα φαίνεται και η συνδυασμένη αντιστροφή τριών διατάξεων (διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Wenner). Η διαδικασία που ακολουθείται για τη συνδυασμένη αντιστροφή αυτών είναι ακριβώς η ίδια, όπως και στην περίπτωση των δύο διατάξεων. Υπολογίζονται οι συντελεστές βαρύτητας για την κάθε διάταξη ως προς τη διάταξη αναφοράς (π.χ. διπόλου-διπόλου) και στη συνέχεια οι τιμές κάθε διάταξης πολλαπλασιάζονται με τον αντίστοιχο συντελεστή βαρύτητας, έτσι ώστε οι ευαισθησίες τους να είναι ίδιες κατά τη διαδικασία της συνδυασμένης αντιστροφής.

3.6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Τα συμπεράσματα που μπορούν να εξαχθούν από τη χρήση του αλγορίθμου διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής είναι τα ακόλουθα:

- Κατ' αρχήν είναι σημαντικό να τονισθεί ότι η χρησιμότητα της συνδυασμένης αντιστροφής έγκειται στο συνδυασμό δεδομένων διαφόρων διατάξεων σε περιπτώσεις που οι διατάξεις μεμονωμένα δε μπορούν να δώσουν μια αξιόπιστη “εικόνα” της δομής του υπεδάφους. Αυτό μπορεί να συμβεί όταν τα δεδομένα είναι πολύ θορυβώδη ή ακόμα και λόγω της εγγενούς αδυναμίας κάποιων διατάξεων να ανιχνεύσουν συγκεκριμένες ανωμαλίες.
- Τα μοντέλα που φαίνονται στα παραδείγματα χρησιμοποιήθηκαν κυρίως για τη δημιουργία και τον έλεγχο του αλγορίθμου διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής. Από τα παραδείγματα αυτά παρατηρείται ότι οι απλές δομές που επιπλέον δεν περιέχουν θόρυβο περιγράφονται εξ' ίσου καλά τόσο από όλες τις διατάξεις όσο και από το συνδυασμό τους. Όσο, όμως, οι δομές των μοντέλων από τα οποία εξάγονται τα δεδομένα γίνονται πιο πολύπλοκες, τόσο περισσότερο φαίνεται η διαφοροποίηση στην πληροφορία που λαμβάνεται από κάθε διάταξη μεμονωμένα, αλλά και ο συγκερασμός των πληροφοριών κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή των διατάξεων.
- Ιδιαίτερα στη συνδυασμένη αντιστροφή τριών διατάξεων είναι περισσότερο εμφανές ότι η αντιστροφή των δεδομένων περισσότερων της μιας διατάξεων δίνει μια πιο ολοκληρωμένη “εικόνα” της εκάστοτε περιοχής μελέτης, περιλαμβάνοντας πληροφορίες από όλες τις διατάξεις μέτρησης που συμμετέχουν στη συνδυασμένη

αντιστροφή. Έτσι, δίνεται η δυνατότητα μιας σωστότερης ερμηνείας της κατανομής των αντιστάσεων σε σύγκριση με τη χρήση μεμονωμένων διατάξεων.

- Το μοναδικό μειονέκτημα της χρήσης όλων αυτών των δεδομένων για την εξαγωγή της γεωηλεκτρικής εικόνας μιας περιοχής είναι ότι απαιτείται σχετικά περισσότερος χρόνος και μεγαλύτερη υπολογιστική μνήμη για τη συνδυασμένη αντιστροφή αυτών. Βέβαια, με τη ραγδαία ανάπτυξη των δυνατοτήτων των ηλεκτρονικών υπολογιστών, που παρατηρείται τα τελευταία χρόνια, το μειονέκτημα αυτό ουσιαστικά εξαλείφεται.
- Από τη μελέτη των παραδειγμάτων συμπεραίνεται ότι ο συντελεστής βαρύτητας β εξαρτάται από τον αριθμό και τη γεωμετρία των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούνται, ενώ είναι ανεξάρτητος από την κατανομή των αντιστάσεων που μετρώνται. Έτσι, για ένα συγκεκριμένο συνδυασμό διατάξεων, στις οποίες χρησιμοποιείται συγκεκριμένος αριθμός ηλεκτροδίων, ο συντελεστής βαρύτητας είναι ο ίδιος, ανεξάρτητα από το αρχικό μοντέλο που θα χρησιμοποιηθεί.
- Η τιμή του συντελεστή βαρύτητας δίνει μια αίσθηση της αναλογίας της ευαισθησίας κάποιων διατάξεων στις μεταβολές της αντίστασης σε σχέση με κάποιες άλλες.

4.

ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ

Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας χρησιμοποιείται κατά κόρον στις γεωφυσικές μελέτες, διότι αποτελεί μια φθηνή και εύχρηστη μέθοδο, η οποία επιπλέον δίνει μια πολύ καλή και άμεσα ερμηνεύσιμη εικόνα του υπεδάφους. Ο τρόπος, όμως, εφαρμογής της κατά τη διάρκεια των μετρήσεων υπαίθρου (κάρφωμα μεταλλικών ηλεκτροδίων στο έδαφος σε βάθος 20cm περίπου) είναι περιοριστικός για την εφαρμογή της σε αστικά περιβάλλοντα, καθώς τις περισσότερες φορές δεν υπάρχει διαθέσιμο έδαφος για να καρφωθούν τα ηλεκτρόδια.

Σκοπός αυτού του κεφαλαίου της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η μελέτη ηλεκτροδίων, τα οποία απλώς εφάπτονται στην επιφάνεια της περιοχής έρευνας και τα οποία ονομάζονται ηλεκτρόδια επαφής. Μελετάται η συμπεριφορά των ηλεκτροδίων επαφής και οι μετρήσεις που λαμβάνονται με τη χρήση αυτών σε σχέση με τα κανονικά ηλεκτρόδια που καρφώνονται στο έδαφος. Ακολουθώς, δίνονται κάποια παραδείγματα περιπτώσεων, στα οποία είτε πραγματοποιούνται μετρήσεις τόσο με κανονικά ηλεκτρόδια όσο και με ηλεκτρόδια επαφής και συγκρίνονται τα αποτελέσματα, είτε πραγματοποιούνται μετρήσεις μόνο με ηλεκτρόδια επαφής σε θέσεις, όπου είναι γνωστή η δομή του υπεδάφους.

Τέλος, λόγω του γεγονότος ότι στα αστικά κέντρα το επίπεδο του θορύβου είναι πολύ υψηλό και η προσέγγιση του υπεδάφους με ένα απλό μοντέλο πάρα πολύ δύσκολη, πραγματοποιείται συνδυασμένη διδιάστατη αντιστροφή των δεδομένων που μετρήθηκαν με όλες τις διατάξεις για την απόκτηση μιας βελτιωμένης εικόνας της εκάστοτε περιοχής μελέτης.

4.1. ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΕ ΑΣΤΙΚΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΑ

Η ραγδαία ανάπτυξη και επέκταση των αστικών κέντρων και η κατασκευή μικρών και μεγάλων τεχνικών έργων υποδομής δημιούργησε την ανάγκη γνώσης της δομής και σύστασης του υπεδάφους στις περιοχές αυτές. Υπάρχουν διάφοροι τρόποι που μπορούν να εφαρμοσθούν για τη διερεύνηση του υπεδάφους, όπως εκσκαφές, γεωτρήσεις και γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης.

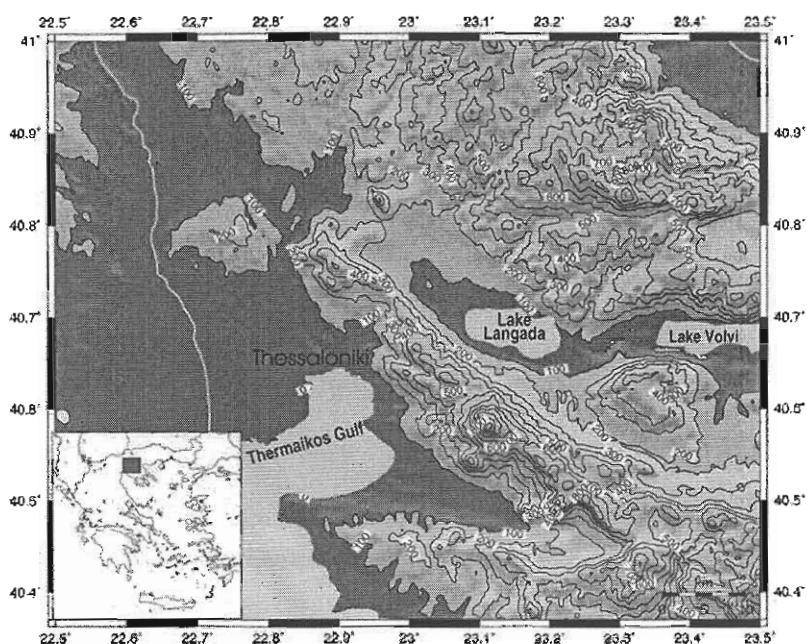
Από αυτές, οι εκσκαφές είναι αδύνατο να υλοποιηθούν σε αστικά περιβάλλοντα, γιατί προϋποθέτουν την καταστροφή των ήδη υπαρχόντων δομών και επιπλέον είναι ακριβές. Οι γεωτρήσεις είναι και αυτές ακριβές και δίνουν μόνο σημειακές απεικονίσεις του υπεδάφους, ενώ για την υπόλοιπη περιοχή μελέτης, πέραν των ορίων των γεωτρήσεων, μόνο υποθέσεις μπορούν να γίνουν για τη δομή και σύσταση του υπεδάφους. Κατά συνέπεια, αφαιρείται η δυνατότητα απόκτησης μιας συνολικής πραγματικής εικόνας της περιοχής μελέτης.

Από τις γεωφυσικές μεθόδους διασκόπησης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ηλεκτρική τομογραφία, η οποία αποτελεί μια φθηνή και εύχρηστη μέθοδο διασκόπησης που δίνει αξιόπιστες και εύκολα ερμηνεύσιμες απεικονίσεις της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Το μοναδικό μειονέκτημά της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι ότι κατά την εφαρμογή της είναι απαραίτητο να καρφωθούν μεταλλικά ηλεκτρόδια στο έδαφος της περιοχής μελέτης σε βάθος 20cm περίπου, γεγονός που καθιστά αδύνατη την εφαρμογή της σε περιβάλλοντα όπου υφίσταται τσιμέντο, μάρμαρο, άσφαλτος, κτλ.

Στο κεφάλαιο αυτό της παρούσας διατριβής ειδικεύσης Μελετάται η δυνατότητα χρήσης ηλεκτροδίων επαφής, αντί των κανονικών ηλεκτροδίων, έτσι ώστε να εξαλειφθεί το εμπόδιο αυτό και να γίνει δυνατή η χρήση της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας σε αστικά περιβάλλοντα. Διερευνάτε, δηλαδή, μια εναλλακτική μη καταστροφική μέθοδος ηλεκτρικής τομογραφίας (Cappara et al, 2001)

4.2. ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ

Για τη μελέτη της συμπεριφοράς των ηλεκτροδίων επαφής και τη σύγκρισή τους με τα κανονικά ηλεκτρόδια, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές σε διάφορες θέσεις μέσα στην πόλη της Θεσσαλονίκης (σχήμα 4.1.).

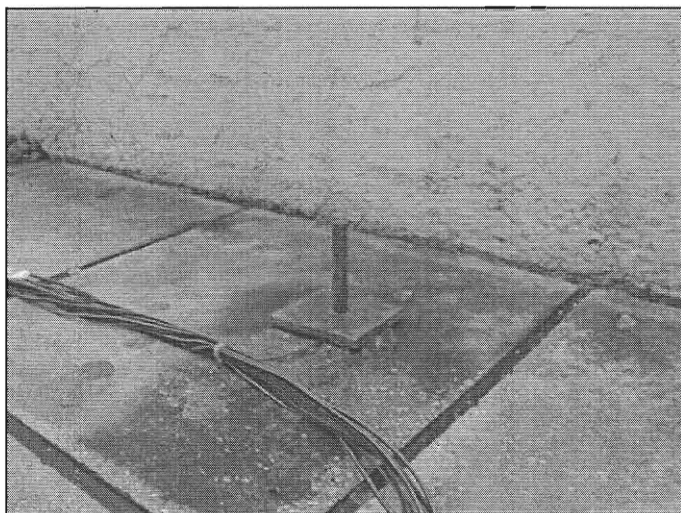


Σχήμα 4.1: Χάρτης χωροθέτησης της Θεσσαλονίκης στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

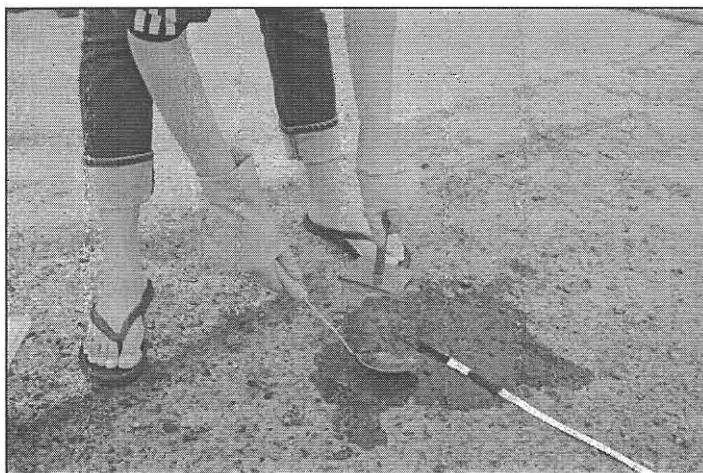
Για την εκτέλεση των δοκιμών αυτών χρησιμοποιήθηκε το όργανο SYSCAL (V11.4++) της εταιρείας IRIS INSTRUMENTS. Πρόκειται για πλήρως αυτοματοποιημένο όργανο μέτρησης αντίστασης σχεδιασμένο για έρευνα με μεθόδους συνεχούς ρεύματος.

Για τη λήψη των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν πολύκλινα καλώδια 48 θέσεων τα οποία κατασκευάστηκαν από χαλκό. Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν ειδικά χάλκινα ηλεκτρόδια επαφής (υψηλής μηχανικής αντοχής και υψηλής αγωγιμότητας), τα οποία αποτελούνται από ένα τετράγωνο πλακώδες κομμάτι χαλκού που εφάπτεται στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης και από ένα μικρό και λεπτό κυλινδρικό τμήμα που είναι κολλημένο κάθετα στο πλακώδες κομμάτι (φωτογραφία 4.1.).

Για την μείωση της αντίστασης επαφής των ηλεκτροδίων χρησιμοποιήθηκε ένα μίγμα μεγάλης αγωγιμότητας και πολύ υψηλού ιξώδους, το οποίο τοποθετήθηκε μεταξύ του πλακώδους τμήματος του ηλεκτροδίου και της επιφάνειας που αυτό τοποθετείται (φωτογραφία 4.2.). Το μίγμα αποτελείται από H_2O (νερό), $NaCl$ (αλάτι), P541 και P452 (συντηρητικά). Οι δύο τελευταίες χημικές ουσίες χρησιμοποιούνται και στη βιομηχανία κατασκευής αλλαντικών για την συντήρηση των παρασκευασμάτων. Το μίγμα αυτό έχει αρκετά υψηλό σημείο τήξεως ώστε να διατηρείται και σε σχετικά υψηλές θερμοκρασίες.



Φωτογραφία 4.1: Ηλεκτρόδιο επαφής, όπως χρησιμοποιείται στις μετρήσεις υπαίθρου.



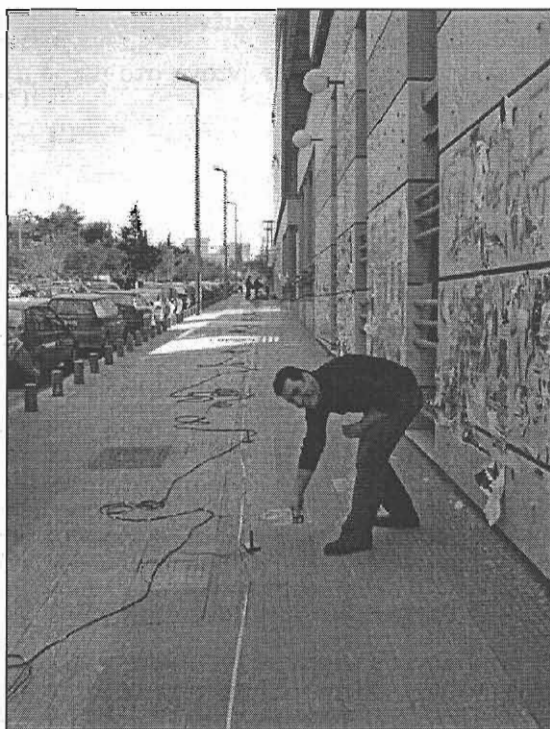
Φωτογραφία 4.2: Τοποθέτηση μίγματος μεταξύ του ηλεκτροδίου επαφής και της επιφάνειας της περιοχής μελέτης.

Αντί του παραπάνω μίγματος, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ζελέ ζαχαροπλαστικής, το οποίο κατά την παρασκευή του εμπλουτίζεται με μεγάλη ποσότητα NaCl (αλατιού). Το μειονέκτημα αυτού του μίγματος είναι ότι έχει χαμηλό σημείο τήξεως, με αποτέλεσμα να λιώνει πολύ γρήγορα όταν υφίστανται υψηλές θερμοκρασίες. Συνεπώς, το συγκεκριμένο μίγμα μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο σε περιόδους, κατά τις οποίες οι θερμοκρασίες διατηρούνται χαμηλές.

Κατά τη διάρκεια του ελέγχου των ηλεκτροδίων επαφής, δοκιμάσθηκαν και άλλοι τρόποι μείωσης της αντίστασης επαφής, όπως η τοποθέτηση αργίλου μεταξύ του ηλεκτροδίου και της επιφάνειας που αυτό τοποθετείται, οι οποίοι όμως δεν έδωσαν τα προσδοκώμενα αποτελέσματα.

Τα ηλεκτρόδια επαφής, λόγω του γεγονότος ότι εφάπτονται στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης αντί να καρφώνονται σε αυτή, έχουν το πλεονέκτημα ότι μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε δομημένες περιοχές χωρίς να καταστρέψουν τις υπάρχουσες δομές.

Επίσης, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθεί ότι κατά τη διάρκεια των μετρήσεων, ιδιαίτερα κατά τους θερινούς μήνες του έτους, ήταν απαραίτητος ο εμποτισμός των ηλεκτροδίων επαφής, κατά τακτά χρονικά διαστήματα, με νερό κορεσμένο σε NaCl (αλάτι) έτσι ώστε να διατηρούνται σταθερά χαμηλές οι αντιστάσεις επαφής των ηλεκτροδίων (φωτογραφία 4.3.).



Φωτογραφία 4.3: Εμποτισμός με νερό κορεσμένο σε NaCl των ηλεκτροδίων επαφής.

Για την αντιστροφή των μετρήσεων των ηλεκτρικών τομογραφιών χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα διδιάστατης αντιστροφής 2DINVS (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999).

Στα αστικά περιβάλλοντα πραγματοποιούνται συστηματικά εκσκαφές, μεταφορές υλικών και επιχωματώσεις με αποτέλεσμα την πλήρη διατάραξη της στρωματογραφίας στις περιοχές αυτές. Ιδιαίτερα στην πόλη της Θεσσαλονίκης, η στρωματογραφία έχει ούτως ή άλλως διαταραχθεί λόγω των έντονων τεκτονικών κινήσεων που πραγματοποιήθηκαν στο παρελθόν και είχαν ως συνέπεια την πτύχωση και ρωγμάτωση των σχηματισμών του υπεδάφους της περιοχής. Σε αυτή την περίπτωση, λοιπόν, το υπέδαφος παρουσιάζει πολύπλοκες τρισδιάστατες δομές με απότομες και συνεχείς μεταβολές της αντίστασης.

Οι τρισδιάστατες αυτές δομές είναι πάρα πολύ δύσκολο να προσεγγιστούν από ένα μοντέλο δύο διαστάσεων που επιπλέον θεωρεί ότι το ρεύμα διαδίδεται σε ισότροπο μέσο. Επίσης, η υποδιαίρεση του υπεδάφους με τη βοήθεια των πεπερασμένων στοιχείων σε μικρά τριγωνικά κελιά διαφορετικής αντίστασης δε μπορεί να ανταποκριθεί στις συνεχείς μεταβολές της αντίστασης, οι οποίες πραγματοποιούνται σε κλίμακα πολύ μικρότερη από αυτή που ορίζουν τα πεπερασμένα στοιχεία. Επομένως, είναι πολύ πιθανό η αντίσταση να μεταβάλλεται και μάλιστα έντονα στο μικρό αυτό τμήμα που θεωρείται ότι έχει σταθερή αντίσταση.

Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι, κατά τη διαδικασία αντιστροφής φαινομένων αντιστάσεων που μετρήθηκαν σε αστικά περιβάλλοντα με πολύπλοκες υπεδάφεις δομές, υπεισέρχονται σφάλματα που οφείλονται στην αδυναμία του αλγορίθμου να προσεγγίσει τη δομή του υπεδάφους με ένα απλό μοντέλο.

Ένα άλλο πρόβλημα που παρουσιάζει η λήψη μετρήσεων σε αστικά περιβάλλοντα είναι η υψηλή στάθμη θορύβου, που δίνει ιδιαίτερα θορυβώδεις μετρήσεις και η οποία οφείλεται κυρίως στα υπάρχοντα έργα υποδομής (αγωγοί ύδρευσης - αποχέτευσης - φυσικού αερίου, φρεάτια, τούνελ, κτλ.), στα ηλεκτροφόρα καλώδια (Δ.Ε.Η., Ο.Τ.Ε., κτλ.) και στα απορρίμματα υλικών κατασκευής των οικοδομών και τεχνικών έργων (μπάζα).

Ο θόρυβος αυτός είναι ως επί το πλείστο τυχαίος και συνεπώς μπορούν εύκολα να εντοπισθούν οι μετρήσεις που έχουν επηρεαστεί και να αφαιρεθούν από το αρχείο των δεδομένων χωρίς να μεταβληθεί αισθητά η εικόνα του υπεδάφους που λαμβάνεται. Αφαιρώντας, όμως, τις μετρήσεις που περιέχουν τυχαίο θόρυβο, αφαιρείται και η χρήσιμη πληροφορία που λαμβάνεται από αυτές γεγονός που μπορεί ορισμένες φορές να οδηγήσει λανθασμένη ερμηνεία της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους.

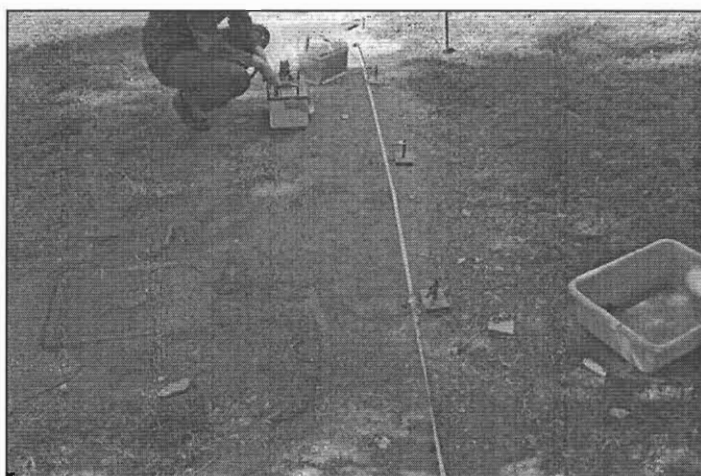
Για να μειωθεί η αρνητική επίδραση των παραπάνω και εφ' όσον έχουν υλοποιηθεί για μια συγκεκριμένη περιοχή μελέτης παραπάνω από μια διατάξεις, είναι χρήσιμο να πραγματοποιηθεί συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων όλων των παραπάνω διατάξεων. Με τον τρόπο αυτό πολλαπλασιάζεται η χρήσιμη πληροφορία που λαμβάνεται για την εκάστοτε περιοχή μελέτης, υπερκαλύπτοντας τυχόν απώλειες λόγω θορύβου, ενώ συγχρόνως συνδυάζονται όλες οι μεταβολές της αντίστασης που μπορούν να ανιχνεύσουν οι επιμέρους διατάξεις, δίνοντας έτσι μια βελτιωμένη απεικόνιση της περιοχής μελέτης.

Στη συνέχεια αναφέρονται κάποιες περιπτώσεις, στις οποίες πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με ηλεκτρόδια επαφής στην πόλη της Θεσσαλονίκης. Από τις περιπτώσεις αυτές, σε κάποιες ήταν ήδη γνωστή η γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους όποτε μελετήθηκε κατά πόσο οι ληφθείσες μετρήσεις αντικατοπτρίζουν την πραγματικότητα, ενώ σε άλλες περιπτώσεις πραγματοποιήθηκε σύγκριση των μετρήσεων που λήφθηκαν από τα ηλεκτρόδια επαφής με αυτές που λήφθηκαν από τα κανονικά ηλεκτρόδια στην ίδια ακριβώς θέση.

Αξίζει να αναφερθεί ότι με τη μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκε συγχρόνως και έλεγχος της αξιοπιστίας των δεδομένων που λαμβάνονται με τη μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας, των διατάξεων που χρησιμοποιούνται για τη λήψη των μετρήσεων καθώς επίσης και των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής που λαμβάνονται με το πρόγραμμα συνδυασμένης διδιάστατης αντιστροφής.

4.3. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΠΟΥ ΛΑΜΒΑΝΟΝΤΑΙ ΑΠΟ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ

Κατ' αρχήν, για να μελετηθεί η ύπαρξη ομοιότητας ή όχι των μετρήσεων με κανονικά ηλεκτρόδια και με ηλεκτρόδια επαφής, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις στον περίβολο της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, ακριβώς δίπλα στην κεντρική είσοδο του κτηρίου και παράλληλη προς αυτό (φωτογραφία 4.4.).



Φωτογραφία 4.4: Γραμμή μέτρησης, όπως αυτή υλοποιήθηκε παραπλεύρως της Σχολής Θετικών Επιστημών του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Υλοποιήθηκαν μετρήσεις με κανονικά ηλεκτρόδια και στη συνέχεια στα ίδια ακριβώς σημεία με ηλεκτρόδια επαφής (το κέντρο της πλάκας επαφής τοποθετήθηκε ακριβώς στο άνοιγμα που άφηνε το κανονικό ηλεκτρόδιο). Πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με τις διατάξεις Wenner και διπόλου-διπόλου. Τα αποτελέσματα ήταν εντυπωσιακά ίδια τόσο για μικρές ενδιάμεσες αποστάσεις ηλεκτροδίων (0.5m), όσο και για μεγάλες (10m), όπως φαίνεται και στους πίνακες (4.1.) και (4.2.).

ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ (για ενδιάμεση απόσταση 0.5m)	WENNER		ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ (Χωρίς Κ)	
	ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ
1 ^η μέτρηση	44.6	44.2	4.2	4.3
2 ^η μέτρηση	44.6	44.4	4.2	4.3
3 ^η μέτρηση	44.6	44.3	4.2	4.3

Πίνακας 4.1: Μετρήσεις με τις διατάξεις Wenner και διπόλου-διπόλου για ενδιάμεση απόσταση ηλεκτροδίων 0.5m.

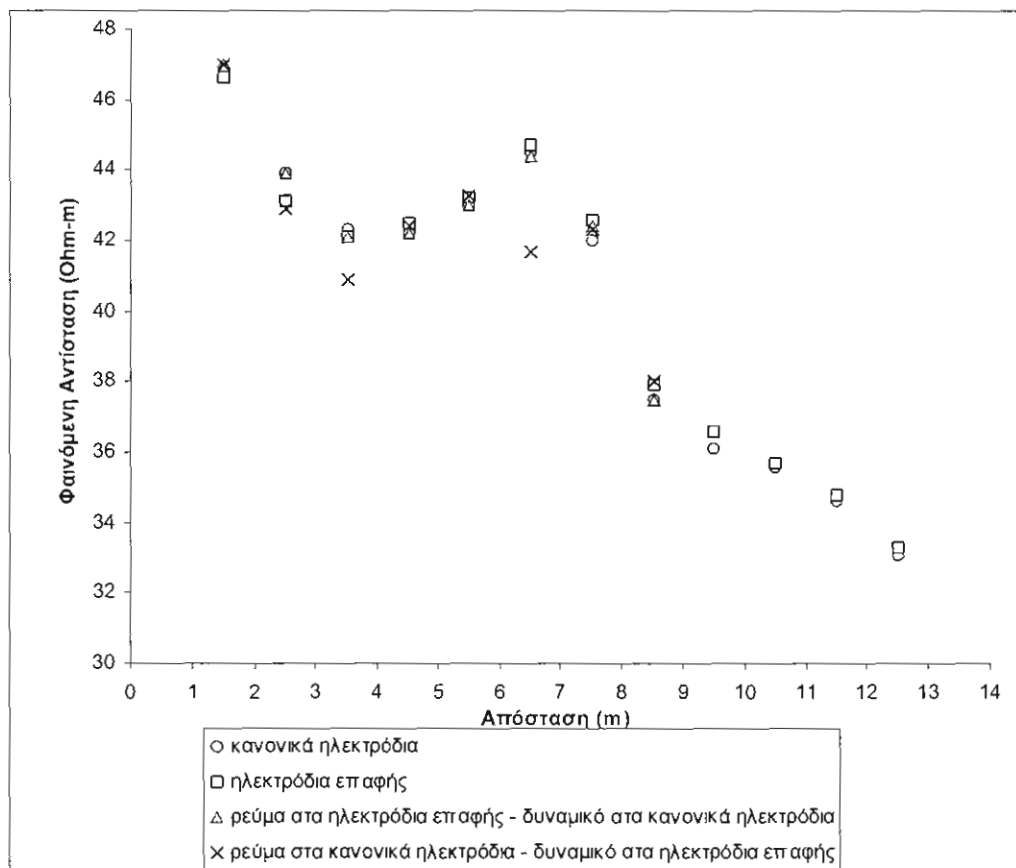
ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ (για ενδιάμεση απόσταση 10m)	WENNER		ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ (Χωρίς Κ)	
	ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ
1 ^η μέτρηση	43.6	43.1	0.3	0.3
2 ^η μέτρηση	43.2	43	0.3	0.4
3 ^η μέτρηση	43.2	43	0.3	0.4

Πίνακας 4.2: Μετρήσεις με τις διατάξεις Wenner και διπόλου-διπόλου για ενδιάμεση απόσταση ηλεκτροδίων 10m.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκαν τέσσερις βυθοσκοπήσεις με την χρήση της διάταξης Schlumberger, όπου πάλι χρησιμοποιήθηκαν τα ίδια ακριβώς κέντρα για τα κανονικά ηλεκτρόδια και τα ηλεκτρόδια επαφής. Οι τέσσερις παραπάνω βυθοσκοπήσεις ήταν συγκεκριμένα: μια βυθοσκόπηση με ηλεκτρόδια επαφής, μια βυθοσκόπηση με κανονικά ηλεκτρόδια, μια βυθοσκόπηση στην οποία τα ηλεκτρόδια ρεύματος ήταν επαφής ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού ήταν κανονικά και τέλος μια βυθοσκόπηση στην οποία τα ηλεκτρόδια ρεύματος ήταν κανονικά ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού ήταν επαφής. Τα αποτελέσματα σε όλες τις περιπτώσεις ήταν σχεδόν ίδια και φαίνονται στον πίνακα (4.3.) και στη γραφική απεικόνιση του σχήματος (4.2.). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των μετρήσεων ως προς τις μετρήσεις με κανονικά ηλεκτρόδια είναι 1.35%.

SCHLUMBERGER					
ΔΒ/2	ΜΝ/2	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ	ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΡΕΥΜΑ ΣΤΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ - ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΣΤΑ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	ΡΕΥΜΑ ΣΤΑ ΚΑΝΟΝΙΚΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ - ΔΥΝΑΜΙΚΟ ΣΤΑ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ ΕΠΑΦΗΣ
1.5	0.5	46.6	46.9	47	47
2.5	0.5	43.1	43.9	43.9	42.9
3.5	0.5	42.1	42.3	42.1	40.9
4.5	0.5	42.5	42.2	42.2	42.4
5.5	0.5	43.2	43	43	43.3
6.5	0.5	44.7	44.5	44.4	41.7
7.5	0.5	42.6	42	42.4	42.3
8.5	0.5	37.9	37.5	37.5	38
9.5	0.5	36.6	36.1		
10.5	0.5	35.7	35.6		
11.5	0.5	34.8	34.6		
12.5	0.5	33.3	33.1		

Πίνακας 4.3: Μετρήσεις με τη διάταξη Schlumberger για κανονικά ηλεκτρόδια και ηλεκτρόδια επαφής.



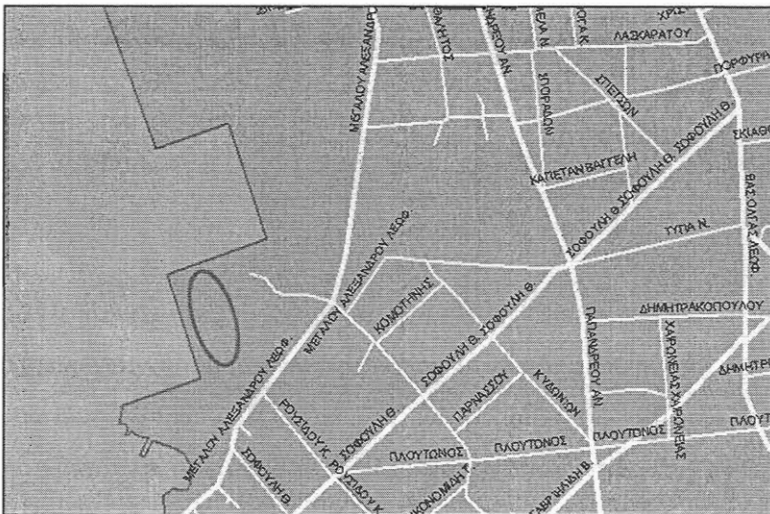
Σχήμα 4.2: Απεικόνιση τιμών αντίστασης που μετρήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια και ηλεκτρόδια επαφής σε σχέση με την απόσταση από την αρχή της γραμμής μετρήσεων.

4.4. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΕΓΚΟΙΛΟΥ

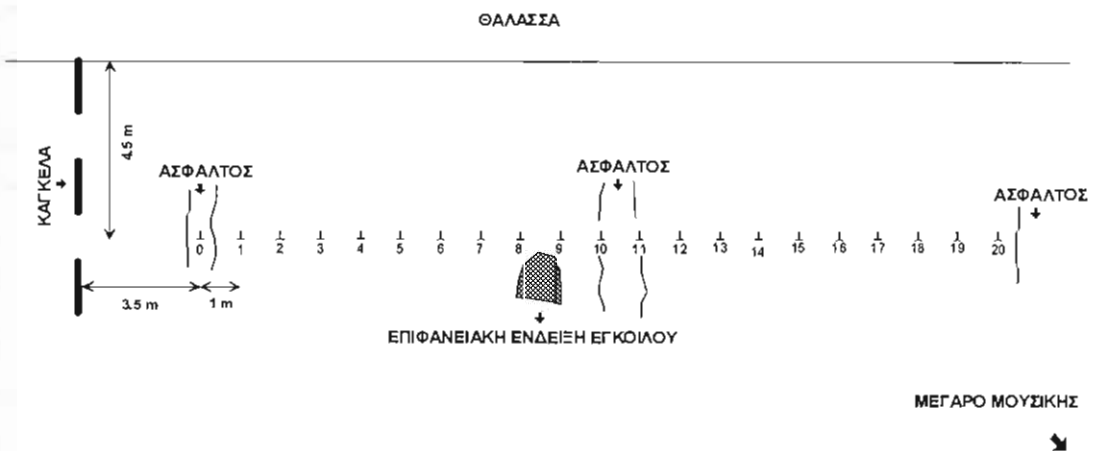
Στη Νέα παραλία Θεσσαλονίκης, ακριβώς πίσω από το μέγαρο μουσικής, υπάρχει μια επιφανειακή ένδειξη εγκοίλου. Το έγκοιλο βρίσκεται σε επικίνδυνη θέση, στη μέση του πεζόδρομου της παραλίας, ενώ είναι απαραίτητος ο εντοπισμός τυχόν παρόμοιων εγκοίλων στην περιοχή, τα οποία δε φαίνονται επιφανειακά (σχήμα 4.3.). Το υπέδαφος στην περιοχή μελέτης αποτελείται κυρίως από απορρίμματα υλικών κατασκευής οικοδομών και τεχνικών έργων, τα οποία έχουν διαβρωθεί ισχυρά από το θαλασσινό νερό με αποτέλεσμα τη δημιουργία των προαναφερόμενων εγκοίλων.

Πραγματοποιήθηκε ηλεκτρική τομογραφία με ηλεκτρόδια επαφής, που απέχουν μεταξύ τους απόσταση $a=1\text{m}$. Η θάλασσα απέχει περί τα 4.5m από τη θέση που

πραγματοποιήθηκε η τομογραφία. Το κέντρο του εγκοίλου που φαίνεται επιφανειακά απέχει 8.5m περίπου από την αρχή της γραμμής μετρήσεων της τομογραφίας (σχήμα 4.4.).



Σχήμα 4.3: Τοπογραφικό σκαρίφημα, όπου με κόκκινο κύκλο φαίνεται η περιοχή μελέτης.



Σχήμα 4.4: Σκαρίφημα γραμμής μετρήσεων, όπου περιέχονται και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

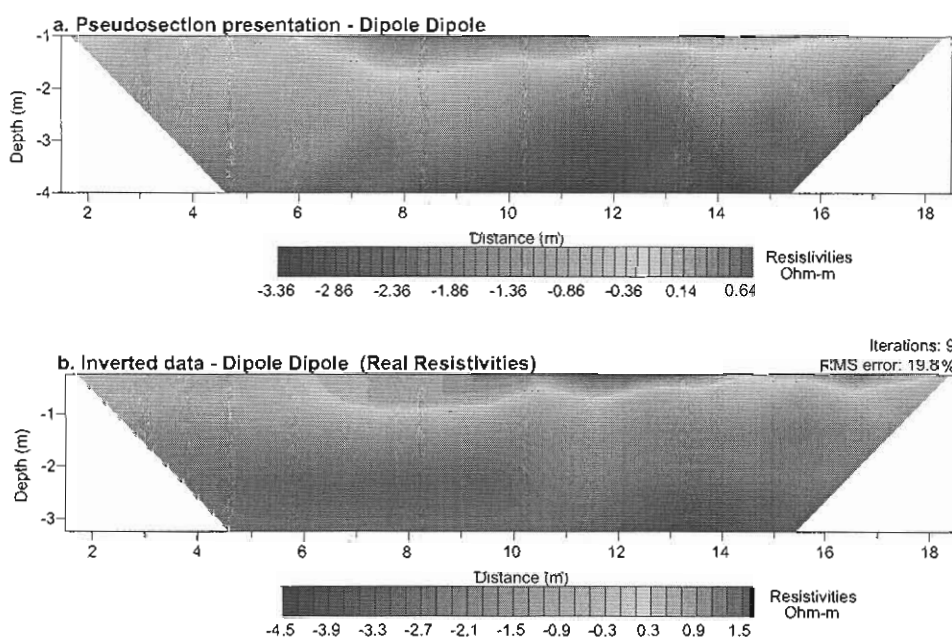
Υλοποιήθηκαν οι διατάξεις διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner. Από το πρωτόκολλο των 42 ηλεκτροδίων στις περισσότερες τομές χρησιμοποιήσαμε μόνο τα 21 ηλεκτρόδια. Τα χαρακτηριστικά των τομών αυτών φαίνονται στον πίνακα (4.4.). Επιπλέον, έγινε μια δοκιμή με τη διάταξη διπόλου-διπόλου

για να ελέγξουμε τη σωστή λειτουργία των καλωδίων. Οι τομές των δοκιμών αυτών φαίνονται επίσης στον πίνακα (4.4.).

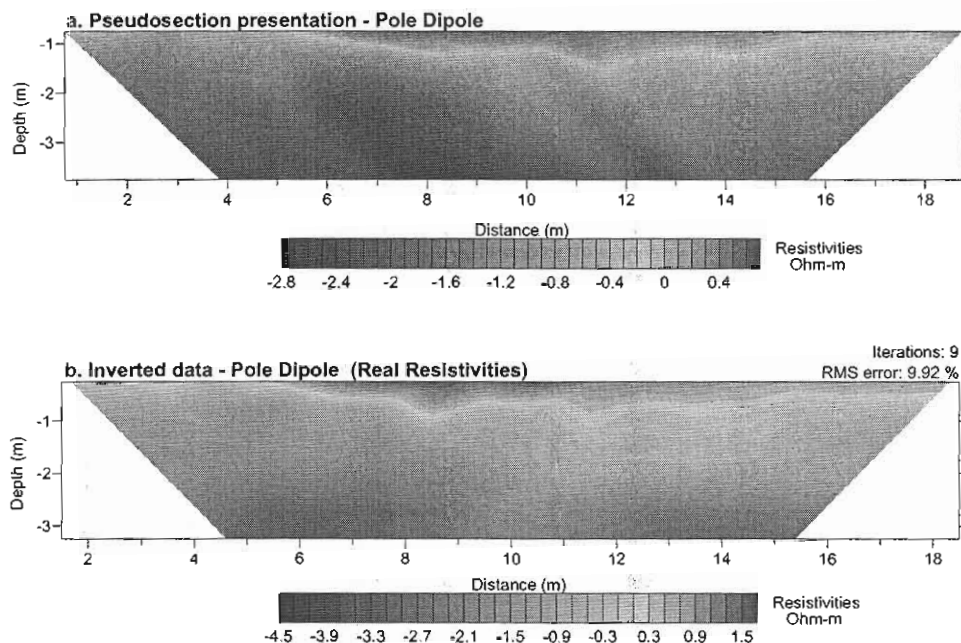
ΣΕΙΡΑ	ΔΙΑΤΑΞΗ	ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΑ	α	N	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ
LR00020	ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	21	1	1	18
LR00021	SCHLUMBERGER	21	1	8	88
LR00022	ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	42	1	7	252
LR00023	ΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	21	1	7	112
LR00024	WENNER	21	1	7	63
LR00025	ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	21	1	1	18
LR00026	ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	42	1	2	77
LR00027	ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ	21	1	1	18

Πίνακας 4.4: Χαρακτηριστικά μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν στη νέα παραλία Θεσσαλονίκης.

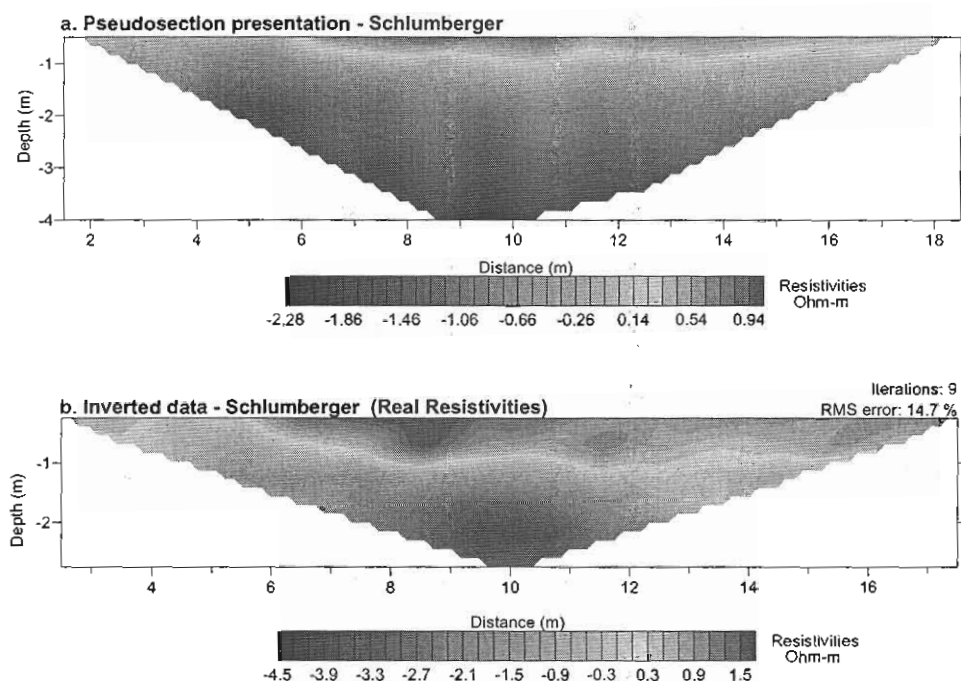
Στα σχήματα (4.5.) – (4.8.) φαίνονται οι ψευδοτομές και τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής που λήφθηκαν από την αντιστροφή των δεδομένων των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Wenner για N=7 καθώς και των δεδομένων της διάταξης Schlumberger για N=8. Στις φωτογραφίες (4.5.) φαίνεται η ηλεκτρική τομογραφία που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης καθώς και η θέση του εγκοίλου.



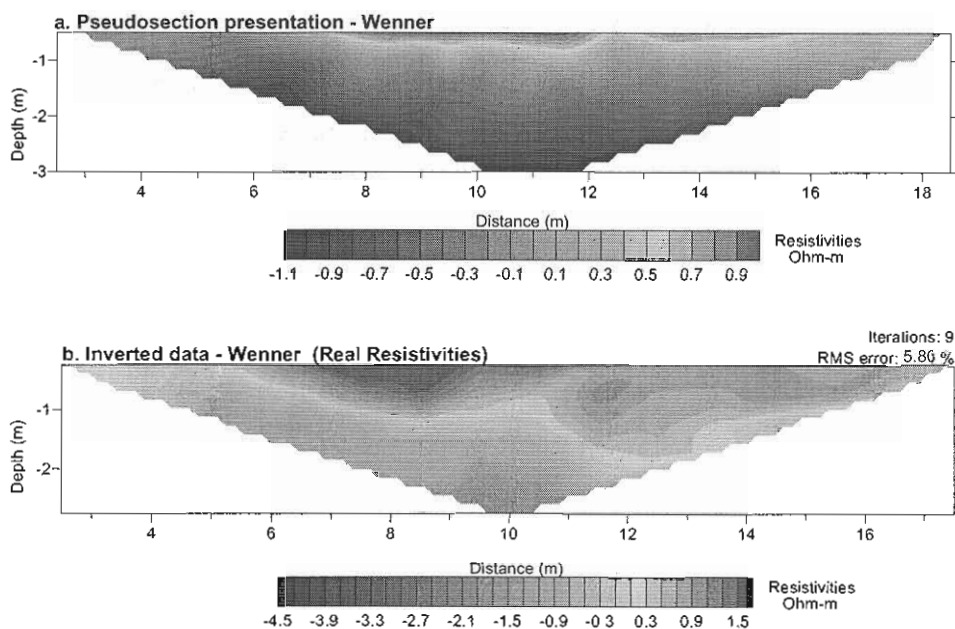
Σχήμα 4.5: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.6: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη πόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.7: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.8: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Wenner. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.

Από τα σχήματα (4.5.)-(4.8.) φαίνεται ότι όλες οι διατάξεις ανιχνεύουν το έγκοιλο που φαίνεται επιφανειακά. Επιπλέον, διακρίνεται μια περιοχή μεγάλων αντιστάσεων στα 11-12m περίπου, όπου πιθανόν υφίσταται και δεύτερο έγκοιλο, το οποίο δε φαίνεται επιφανειακά. Σε πολλά σημεία της περιοχής μελέτης υπάρχει ασφαλτος, η οποία έχει επιστρωθεί μεταγενέστερα, πιθανόν για να καλυφθούν προηγούμενα έγκοιλα που είχαν εκδηλωθεί επιφανειακά. Τα ηλεκτρόδια επαφής που ήταν τοποθετημένα πάνω στην ασφαλτο δεν κατάφεραν να δώσουν αξιόπιστες μετρήσεις, λόγω των μεγάλων αντιστάσεων επαφής που δημιουργεί η ασφαλτος, γεγονός που επιβεβαιώθηκε και σε άλλες περιπτώσεις. Μέχρι στιγμής, η ασφαλτος είναι η μόνη επιφάνεια στην οποία όταν τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια επαφής, δεν μπορούν να δώσουν αξιόπιστες μετρήσεις φαινόμενης αντίστασης.

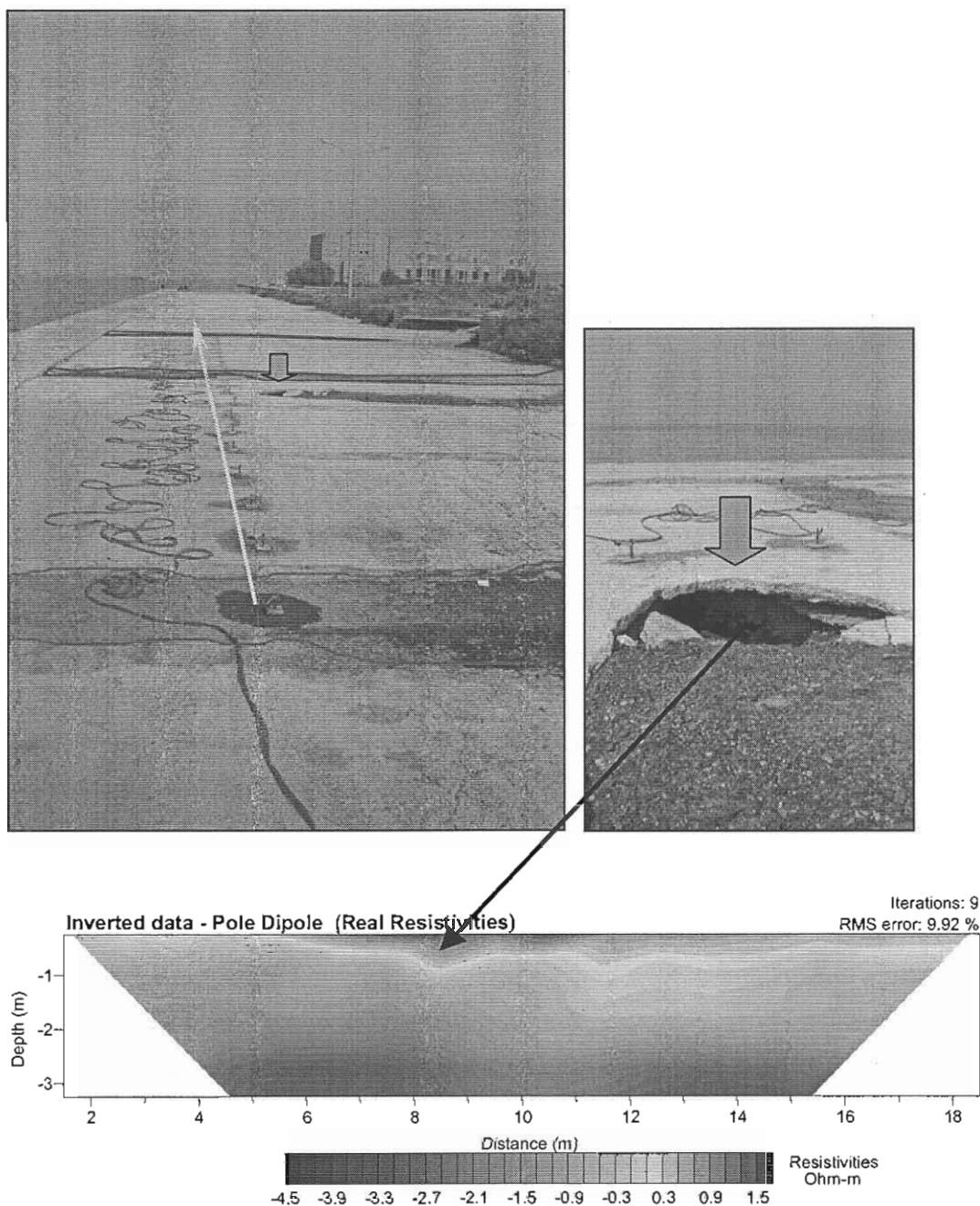
Εκτός από τα προαναφερόμενα έγκοιλα, όλες οι διατάξεις ανίχνευσαν τη στάθμη της θάλασσας. Το θαλασσινό νερό έχει εμποτίσει το υπέδαφος της περιοχής μελέτης και απεικονίζεται στα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής σε μια περιοχή πολύ χαμηλών αντιστάσεων. Η στάθμη της βρίσκεται στο 1m περίπου στην αρχή της τομής και στη συνέχεια κατέρχεται σταδιακά στις εικόνες των περισσότερων διατάξεων και μόνο στη διάταξη διπόλου-διπόλου φαίνεται να διατηρείται στο ίδιο ύψος.

Την καλύτερη γεωηλεκτρική “εικόνα” της περιοχής μελέτης δίνει η διάταξη πόλου-διπόλου, ενώ η διάταξη διπόλου-διπόλου δίνει τη χειρότερη γεωηλεκτρική “εικόνα”, η οποία διαφέρει από τις υπόλοιπες τόσο γιατί δεν ανιχνεύει την πτώση της στάθμης της θάλασσας, όσο και γιατί δίνει τη θέση του εγκοίλου μετατοπισμένη κατά 1m δεξιά από εκεί που βρίσκεται στη πραγματικότητα.

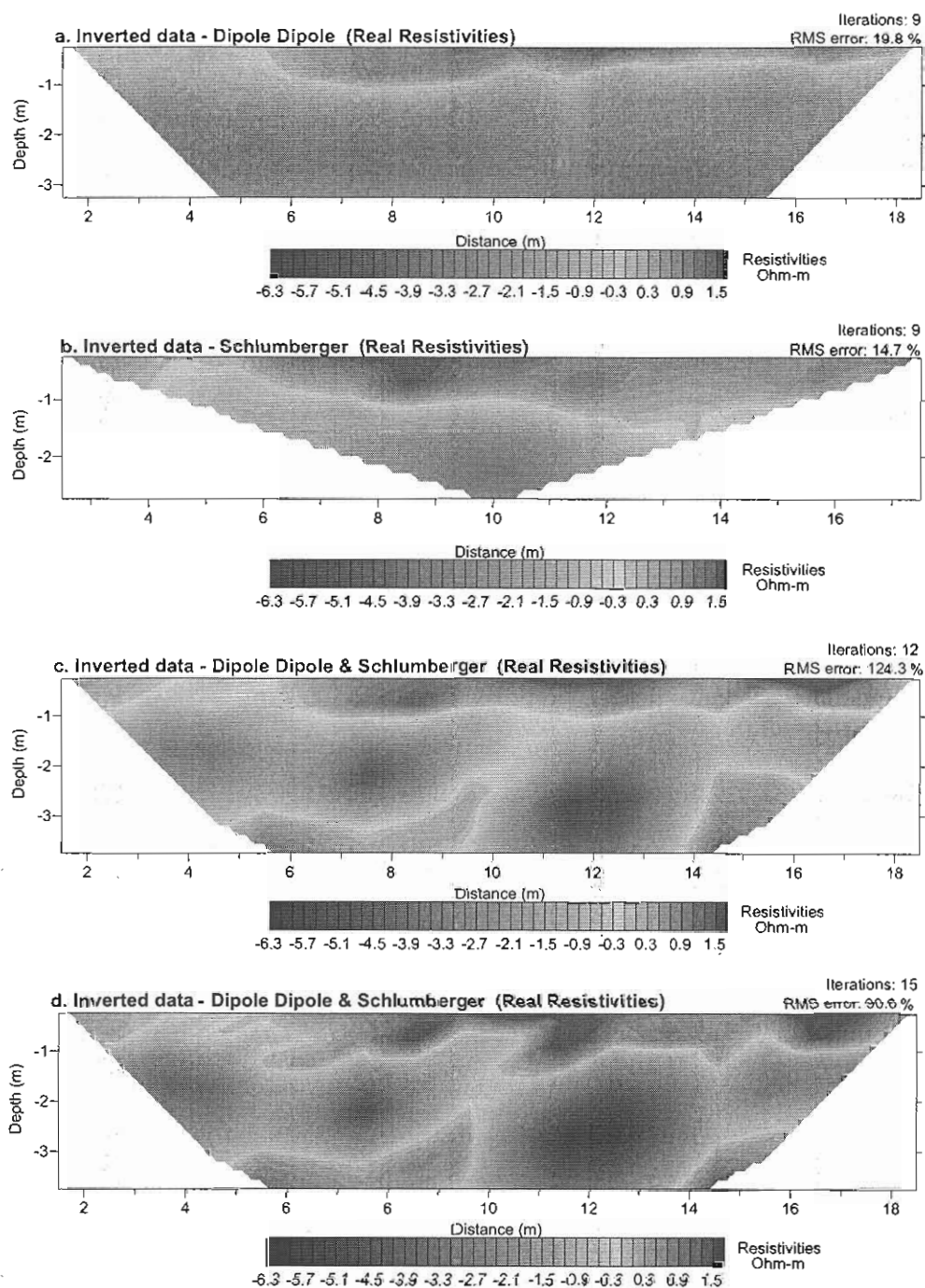
Γενικά, παρατηρήθηκε ότι σχεδόν σε όλες τις ηλεκτρικές τομογραφίες που πραγματοποιήθηκαν τόσο με ηλεκτρόδια επαφής όσο και με κανονικά ηλεκτρόδια η λήψη μετρήσεων με τη διάταξη διπόλου-διπόλου ήταν ιδιαίτερα δύσκολη. Οι τιμές δυναμικού που μετρούνταν, ιδιαίτερα σε μεγαλύτερα βάθη, ήταν πάρα πολύ μικρές, της τάξης του 10^{-2} με 10^{-3} και ασταθής με αποτέλεσμα να δίνουν πολύ μεγάλα σφάλματα μετρήσεων. Τα παραπάνω προβλήματα παρουσιάζονταν ακόμα και σε περιπτώσεις που το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής της διάταξης διπόλου-διπόλου έδινε μια καλή απεικόνιση του υπεδάφους.

Στο σχήμα (4.9.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Schlumberger καθώς και το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη συνδυασμένη αντιστροφή τους. Στο τελευταίο μοντέλο φαίνονται οι δύο περιοχές υψηλών αντιστάσεων με κέντρα στα 8.5m και 11.5m περίπου καθώς επίσης και μια ακόμα περιοχή υψηλών αντιστάσεων με κέντρο στα 17m περίπου. Επίσης, φαίνεται η στάθμη της θάλασσας στο 1m περίπου.

Είναι απαραίτητο να τονισθεί ότι κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων που λήφθηκαν στο ύπαιθρο δίνεται η δυνατότητα στο χρήστη του προγράμματος να επιλέξει ο ίδιος το συντελεστή βαρύτητας που θεωρεί σωστότερο, εφ’ όσον του δοθούν οι συντελεστές βαρύτητας που υπολογίζονται με βάση τη μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στο τρίτο κεφάλαιο. Έτσι, σε περίπτωση που ο χρήστης, έχοντας υπ’ όψη του τις συνθήκες που επικρατούσαν κατά τη λήψη των μετρήσεων για κάθε διάταξη, θεωρεί ότι οι μετρήσεις μιας διάταξης Α είναι περισσότερο αξιόπιστες σε σχέση με τις μετρήσεις μιας άλλης διάταξης Β, μπορεί να ενισχύσει τις τιμές της διάταξης Α για να πάρει μια όσο το δυνατό πιο βελτιωμένη εικόνα της περιοχής μελέτης.



Φωτογραφίες 4.5: Ηλεκτρική τομογραφία για τον εντοπισμό εγκοίλου στη Νέα παραλία Θεσσαλονίκης. Η κίτρινη γραμμή δείχνει τη διεύθυνση και τη φορά της γραμμής μέτρησης. Το πράσινο πλαίσιο περιβάλλει το ένατο και δέκατο ηλεκτρόδιο επαφής, μεταξύ των οποίων εντοπίζεται το έγκοιλο. Το πράσινο βέλος δείχνει τη θέση του εγκοίλου, ενώ στις περιοχές που περιβάλλονται από κυανές γραμμές υφίσταται άσφαλτος. Τέλος, το μαύρο βέλος δείχνει τη θέση του εγκοίλου, όπως αυτή προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης πόλου-διπόλου.



Σχήμα 4.9: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Schlumberger καθώς και των γεωηλεκτρικών μοντέλων της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Το τελευταίο γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής προέκυψε με αφαίρεση κάποιων αρχικών τιμών αντιστάσεων, έτσι ώστε να μειωθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.

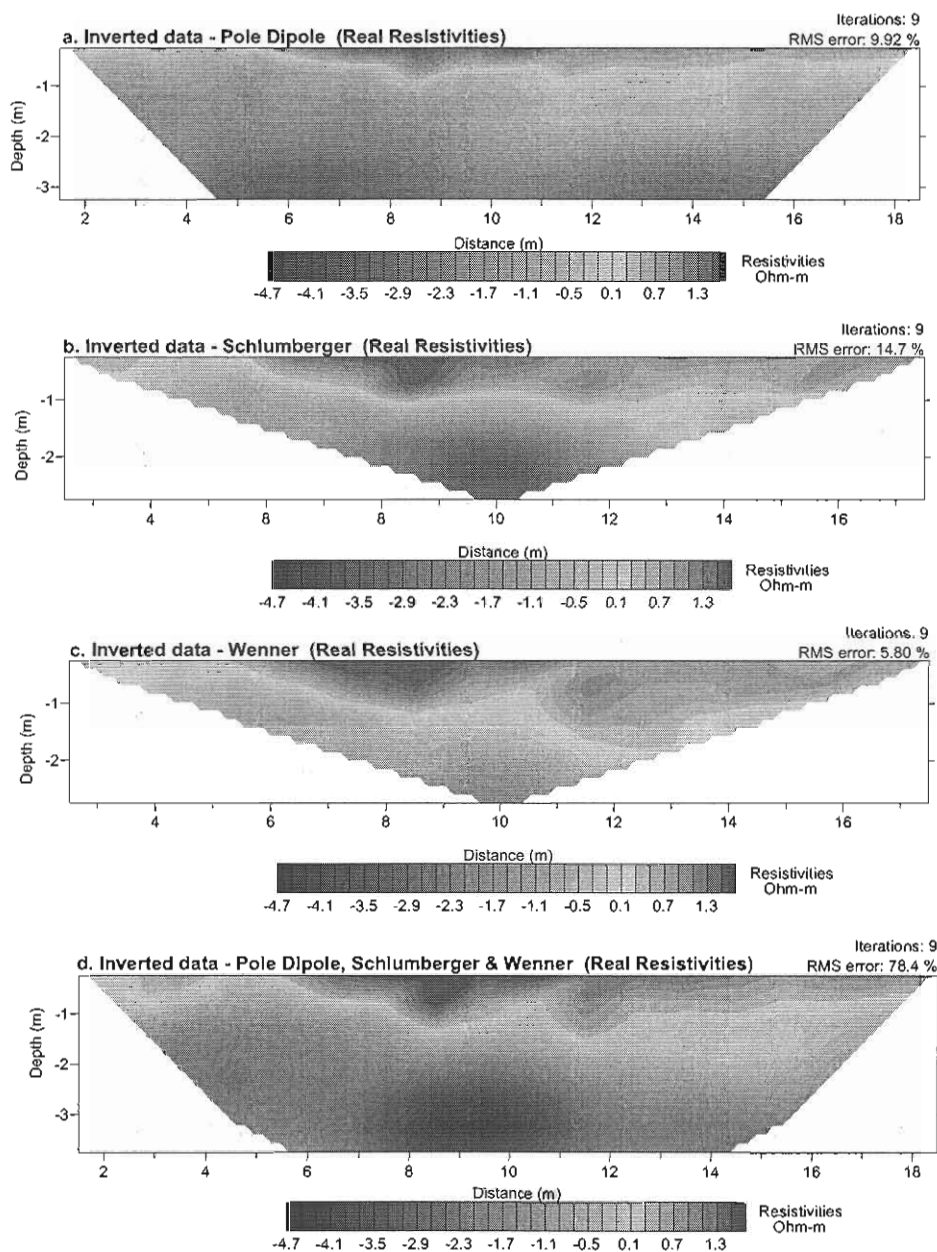
Δηλαδή, στην πράξη το ζητούμενο είναι η απόκτηση της καλύτερης δυνατής γεωηλεκτρικής εικόνας της περιοχής μελέτης. Αυτό δεν πετυχαίνεται πάντα με την ισάξια συμμετοχή των δεδομένων όλων των διατάξεων στη συνδυασμένη αντιστροφή. Ο αλγόριθμος παρέχει στο χρήστη την αναλογία των ευαισθησιών κάθε ζεύγους διατάξεων, δίνοντας του μια αίσθηση του πόσο ισχυρές είναι οι τιμές που μετρά η κάθε διάταξη. Ο χρήστης, επιπλέον, γνωρίζει την αξιοπιστία των μετρήσεων που λήφθηκαν. Συνδυάζοντας τα παραπάνω, μπορεί να υλοποιήσει τη συνδυασμένη αντιστροφή, θέτοντας για κάθε ζεύγος διατάξεων το συντελεστή βαρύτητας που αυτός θεωρεί σωστότερο.

Παρατηρείται ότι το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων έχει πολύ μεγάλο μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Η μεγάλη τιμή του σφάλματος είναι αποτέλεσμα της προσπάθειας να ερμηνευτούν με ένα κοινό μοντέλο αντιστροφής δεδομένα που λήφθηκαν με δύο διαφορετικές διατάξεις. Αναπόφευκτα, κάποιες από τις μετρήσεις των επιμέρους διατάξεων δε μπορούν να προσαρμοσθούν στο κοινό μοντέλο αντιστροφής.

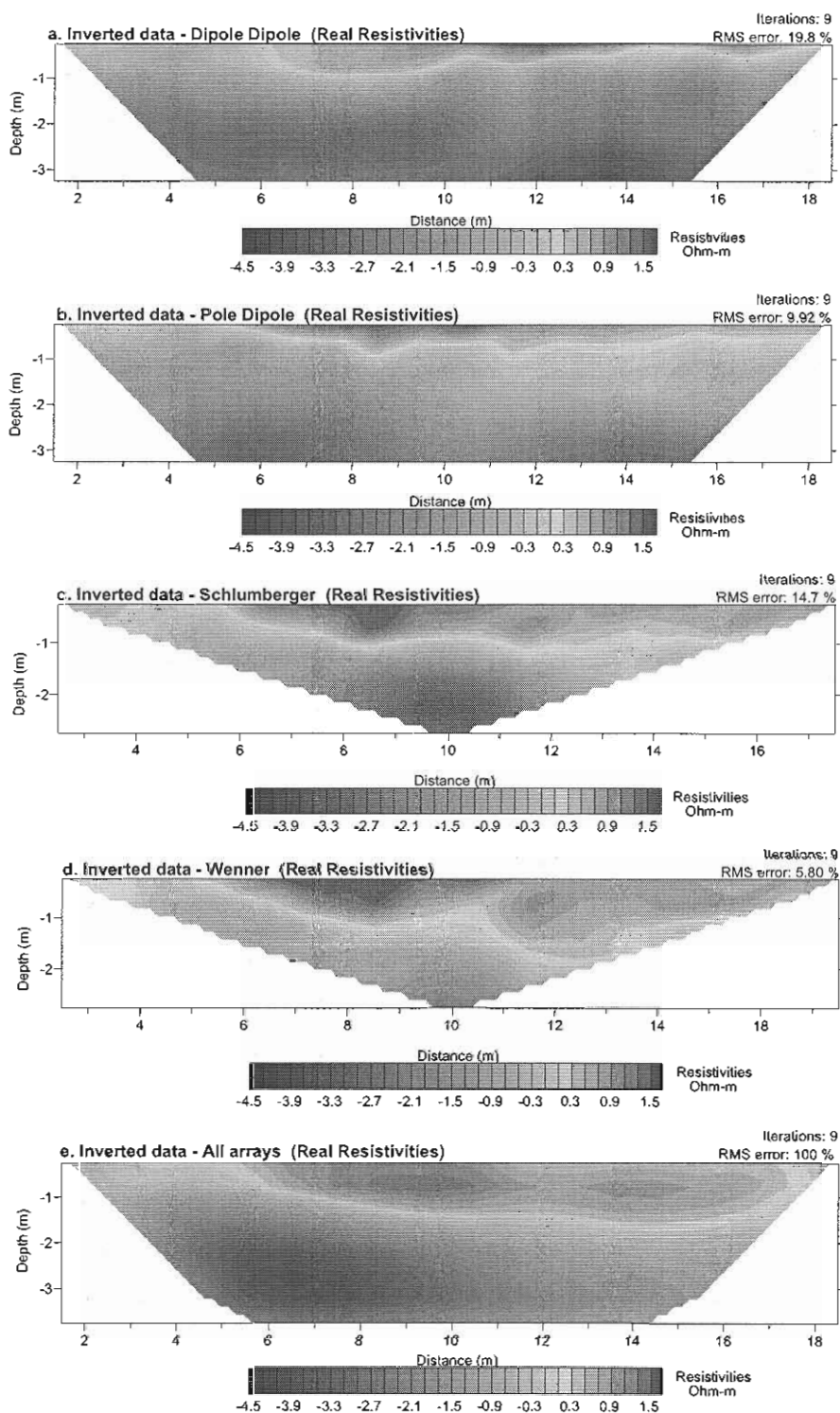
Εφ' όσον, όμως, τα δεδομένα της κάθε διάταξης έχουν επεξεργαστεί και θεωρούνται αξιόπιστα, δεν κρίνεται σκόπιμο να αφαιρεθούν οι μετρήσεις που δεν προσαρμόζονται στο κοινό μοντέλο αντιστροφής, γιατί έτσι θα αφαιρεθεί και πολύτιμη πληροφορία. Στο σχήμα (4.9γ.) φαίνεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από τη συνδυασμένη αντιστροφή των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Schlumberger. Τα δεδομένα δε υπέστησαν καμία επεξεργασία. Στο σχήμα (4.9δ.) φαίνεται το ίδιο γεωηλεκτρικό μοντέλο, στο οποίο, όμως, αφαιρέθηκαν κάποιες μετρήσεις που δεν έρχονταν σε συμφωνία με το κοινό μοντέλο αντιστροφής και είχαν μεγάλο μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Παρατηρείται ότι στη δεύτερη περίπτωση μειώνεται αισθητά το συνολικό μέσο τετραγωνικό σφάλμα, ενώ δε μεταβάλλεται η γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους.

Ενδιαφέρον είναι το γεγονός ότι αν χρησιμοποιήσουμε ένα συντελεστή βαρύτητας μεγαλύτερο από το μέγιστο συντελεστή που προτείνει το πρόγραμμα συνδυασμένης αντιστροφής, έτσι ώστε να ενισχύσουμε την ευαισθησία των τιμών μιας διάταξης Α που θεωρούμε πιο αξιόπιστη, τότε αυξάνεται αισθητά το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των τιμών της διάταξης Β, αφού οι τιμές της δεν αντιπροσωπεύονται ή αντιπροσωπεύονται λιγότερο από το κοινό μοντέλο αντιστροφής. Το μικρότερο μέσο τετραγωνικό σφάλμα

για την εκάστοτε συνδυασμένη αντιστροφή διατάξεων λαμβάνεται όταν όλες οι διατάξεις συμμετέχουν εξίσου στη συνδυασμένη αντιστροφή.



Σχήμα 4.10: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.11: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.

Στο σχήμα (4.10.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των διατάξεων πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner καθώς και το γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής τους. Στο παράδειγμα αυτό έχουν ενισχυθεί οι ευαισθησίες των τιμών των διατάξεων Schlumberger και Wenner, οι οποίες έχουν πολύ καλύτερη διακριτική ικανότητα και δείχνουν τις μεταβολές της αντίστασης σε μικρό βάθος, ενώ συγχρόνως με τη χρήση της διάταξης πόλου-διπόλου λαμβάνεται πληροφορία για την ευρύτερη περιοχή μελέτης, για την οποία οι άλλες δύο διατάξεις δε δίνουν καμία πληροφορία. Στο γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής φαίνονται οι δύο περιοχές υψηλών τιμών αντίστασης (θέσεις εγκοίλων) καθώς και η στάθμη της θάλασσας.

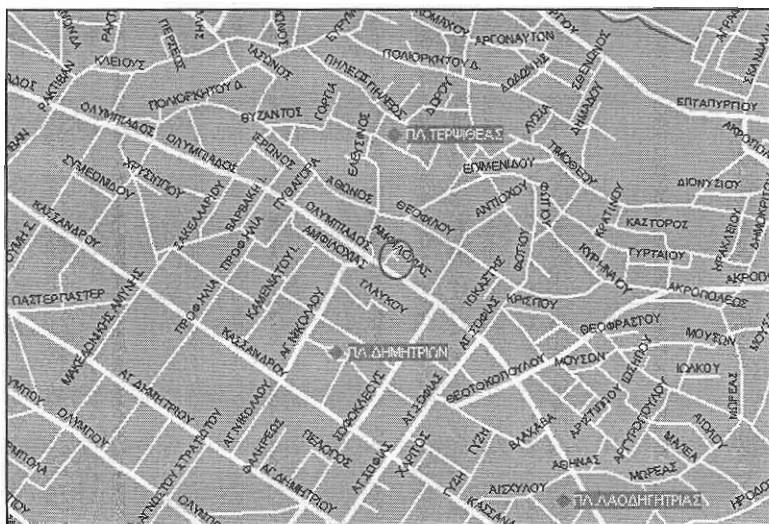
Τέλος, στο σχήμα (4.11.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής όλων των διατάξεων καθώς και αυτό της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Στο παράδειγμα αυτό χρησιμοποιείται ο συντελεστής βαρύτητας β που δίνει το πρόγραμμα συνδυασμένης αντιστροφής. Στο γεωηλεκτρικό μοντέλο που προκύπτει από τη συνδυασμένη αντιστροφή όλων των διατάξεων φαίνονται οι δύο περιοχές υψηλών τιμών αντίστασης ως μια ενιαία περιοχή υψηλών αντιστάσεων μεταξύ των 7 και 12m. Επίσης, φαίνεται η στάθμη της θάλασσας, η οποία στην αρχή της τομής βρίσκεται στο 1m περίπου και στη συνέχεια κατέρχεται φτάνοντας στα 2m περίπου στο τέλος της τομής.

4.5. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΑΡΧΑΙΟΥ ΑΓΩΓΟΥ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΝΕΡΟΥ

Σε ένα αδιέξοδο τσιμεντοστρωμένο δρόμο, που βρίσκεται πλησίον της οδού Ολυμπιάδος, στο ύψος της οδού Αγ. Νικολάου (σχήμα 4.12.), πραγματοποιήθηκε ηλεκτρική τομογραφία προκειμένου να εντοπισθεί αρχαίος αγωγός μεταφοράς νερού (κανάτ). Το κανάτ αυτό πιθανότατα κατασκευάστηκε επί Τουρκοκρατίας και χρησιμοποιούνταν για τη μεταφορά νερού σε Τούρκικο λουτρό, ο οποίος σώζεται μέχρι σήμερα και βρίσκεται περί τα 100m νοτιότερα από τη θέση εντοπισμού του κανάτ.

Η θέση αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον, διότι το οικόπεδο που βρίσκεται παράπλευρα της περιοχής μελέτης πρόκειται να ανοικοδομηθεί και για το λόγο αυτό έχει εκσκαφθεί. Το αποτέλεσμα είναι η δημιουργία μιας πολύ εντυπωσιακής τεχνητής τομής της περιοχής μελέτης σε απόσταση 2.3m από τη θέση πραγματοποίησης της ηλεκτρικής

τομογραφίας (φωτογραφία 4.7.). Στην τομή αυτή φαίνεται η δομή και η σύσταση του υπεδάφους καθώς επίσης και η ακριβής θέση του κανάτ.

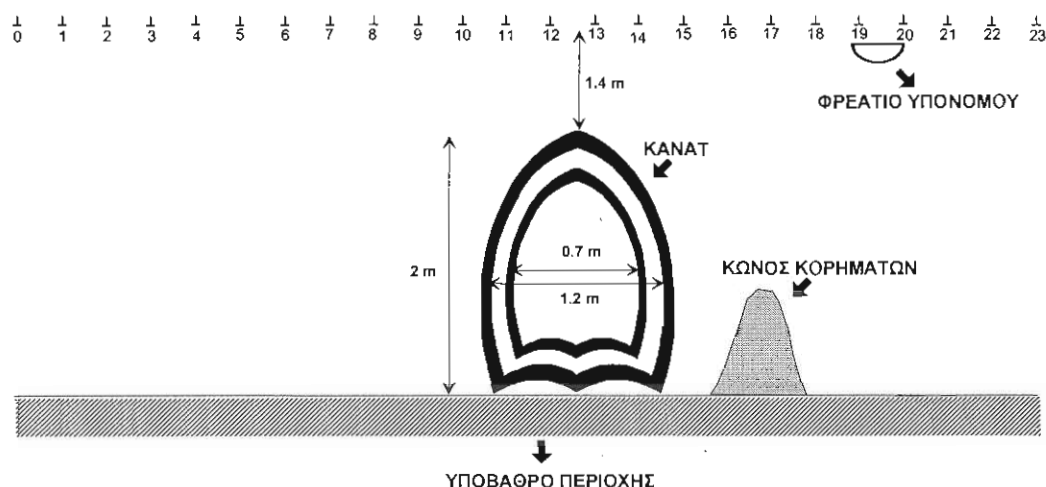


Σχήμα 4.12: Τοπογραφικό σκαρίφημα, όπου με κόκκινο κύκλο φαίνεται η περιοχή μελέτης.

Το κανάτ βρίσκεται σε βάθος 1.4m από την επιφάνεια του εδάφους, έχει ύψος 2m, εσωτερικό πλάτος 0.7m, εξωτερικό πλάτος 1.2m και η βάση του εφάπτεται ακριβώς στην αρχή του υποβάθρου που υφίσταται στην περιοχή μελέτης. Το υπόβαθρο αποτελείται κυρίως από τους πράσινους επιγνεύσιους που είναι χαρακτηριστικοί για την περιοχή της Θεσσαλονίκης καθώς και από γνευσίους και πρασινοσχιστόλιθους. Περιφερειακά του κανάτ υφίσταται στα πρώτα μέτρα ένα εδαφικό κάλυμμα και στη συνέχεια αποθέσεις χειμάρρων καθώς και αποθέσεις που προέρχονται από τη διάβρωση του υποβάθρου. Σε απόσταση 4m περίπου, δεξιά από την κορυφή του κανάτ εντοπίζεται ένας κώνος κορημάτων. Σε απόσταση περί τα 7m δεξιά από την κορυφή του κανάτ υπάρχει ένα φρεάτιο αποχέτευσης καθώς επίσης και αριστερά του κανάτ και αρκετά μακριά από αυτό υπάρχει ένα ακόμα φρεάτιο (σχήμα 4.13.).

Στη θέση αυτή πραγματοποιήθηκε ηλεκτρική τομογραφία με 24 ηλεκτρόδια επαφής που η μεταξύ τους απόσταση είναι 1m (φωτογραφία 4.8.). Η κορυφή του κανάτ βρίσκεται σε απόσταση 12m από την αρχή της γραμμής μετρήσεων, ο κώνος κορημάτων σε απόσταση 16-17m και το δεξί φρεάτιο σε απόσταση 19-20m από την αρχή της ηλεκτρικής τομογραφίας (φωτογραφία 4.9.). Το αριστερό φρεάτιο βρίσκεται εκτός των ορίων της γραμμής μετρήσεων (φωτογραφία 4.10.). Πιθανότατα, η ηλεκτρική

τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος ενός αγωγού αποχέτευσης. Δυστυχώς, λόγω του γεγονότος ότι στην ηλεκτρική τομογραφία η απόσταση των ηλεκτροδίων πάρθηκε ίση με 1m, ενώ το εσωτερικό πλάτος του κανάλι είναι ίσο με 0.7m, είναι πολύ δύσκολη η ανίχνευσή του.



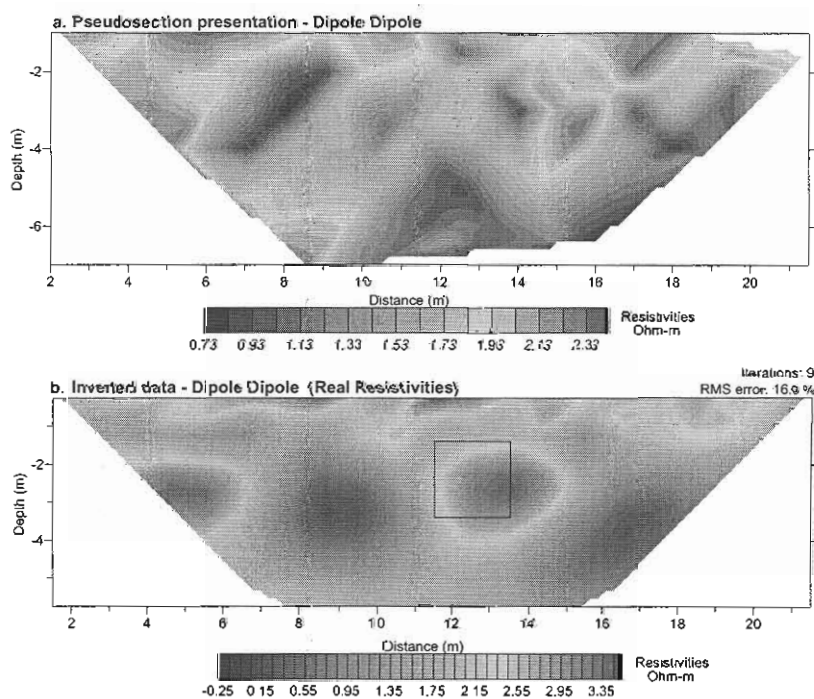
Σχήμα 4.13: Σκαρίφημα γραμμής μετρήσεων, όπου περιέχονται και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.

Στα σχήματα (4.14.)-(4.17.) φαίνονται οι ψευδοτομές και τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner που μετρήθηκαν στη θέση αυτή. Στα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής φαίνεται με μαύρο πλαίσιο και η ακριβής θέση του κανάλι.

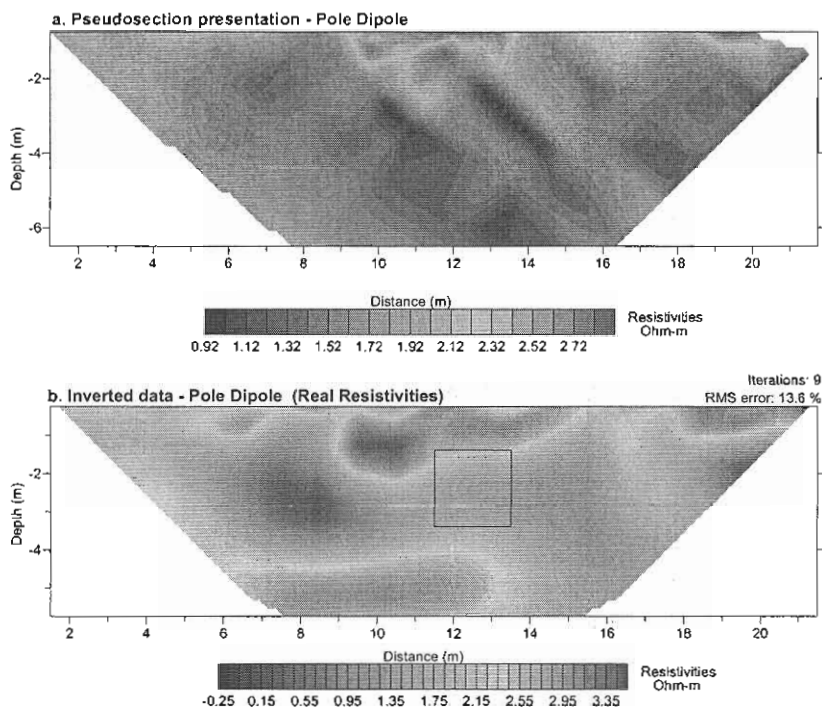
Κατ' αρχήν παρατηρούμε ότι σε όλες τις γεωηλεκτρικές εικόνες του υπεδάφους υφίστανται υψηλές τιμές αντίστασης σε πολύ μικρό βάθος, οι οποίες θεωρείται ότι οφείλονται στον αγωγό αποχέτευσης που πιθανόν διέρχεται κατά μήκος της ηλεκτρικής τομογραφίας. Από τις διατάξεις που χρησιμοποιήθηκαν, αυτή που δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα είναι η διάταξη διπόλου-διπόλου. Αυτό συμβαίνει αφ' ενός μεν γιατί η διάταξη αυτή μπορεί πιο εύκολα να ανιχνεύσει πλευρικές μεταβολές και αφ' ετέρου γιατί η τομή δεν είναι πολύ βαθιά για να επηρεάζεται από το χαμηλό σήμα που δίνει η διάταξη αυτή. Έτσι, στη γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους που προέρχεται από τη διάταξη διπόλου-διπόλου φαίνεται η θέση του κανάλι ως μια περιοχή πολύ υψηλών αντιστάσεων καθώς επίσης και η θέση του κώνου κορημάτων ως μια περιοχή χαμηλών αντιστάσεων.

Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα των υπόλοιπων διατάξεων δείχνουν τη θέση του κανάτ σε μικρότερο βάθος από ότι είναι στην πραγματικότητα και δεν εντοπίζουν καθόλου τον κώνο κορημάτων. Αυτό συμβαίνει κυρίως γιατί η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι πολύ μεγάλη για να εντοπισθούν τόσο μικρών διαστάσεων σώματα. Να ληφθεί υπ' όψη ότι η διακριτική ικανότητα μιας διάταξης είναι τόσο περίπου όση είναι και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων της.

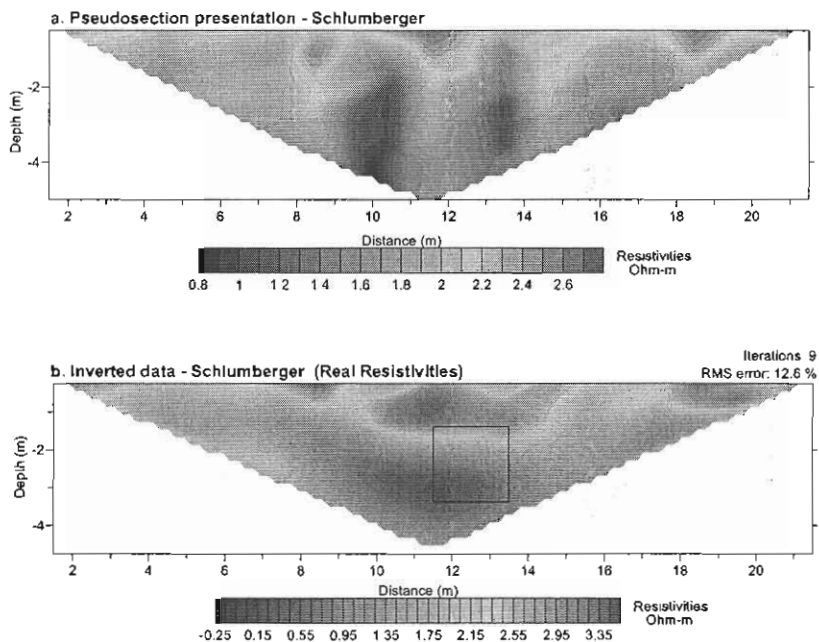
Στο σχήμα (4.18.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου καθώς επίσης και το γεωηλεκτρικό μοντέλο της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Στην αντιστροφή αυτή έχουν ενισχυθεί οι ευαισθησίες των τιμών της διάταξης διπόλου-διπόλου έναντι αυτών της διάταξης πόλου-διπόλου. Στο γεωηλεκτρικό μοντέλο συνδυασμένης αντιστροφής φαίνεται η θέση του κανάτ και επιπλέον έχει ενισχυθεί η περιοχή χαμηλών τιμών που δείχνει τη θέση του κώνου κορημάτων (φωτογραφία 4.6.).



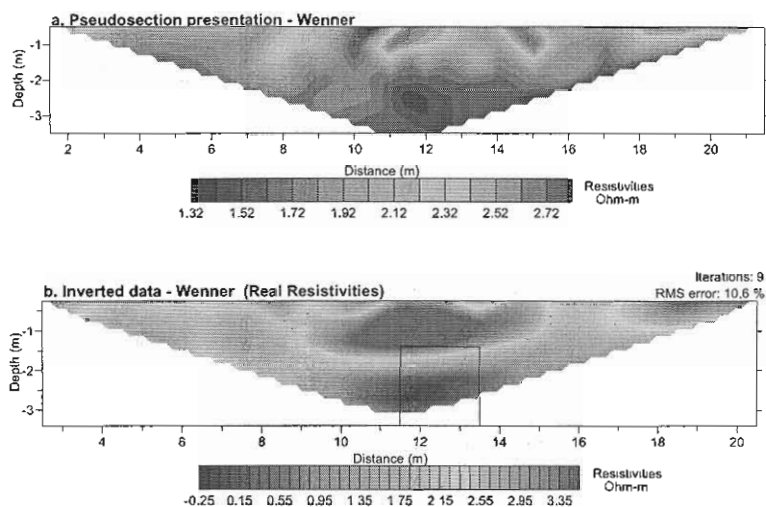
Σχήμα 4.14: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



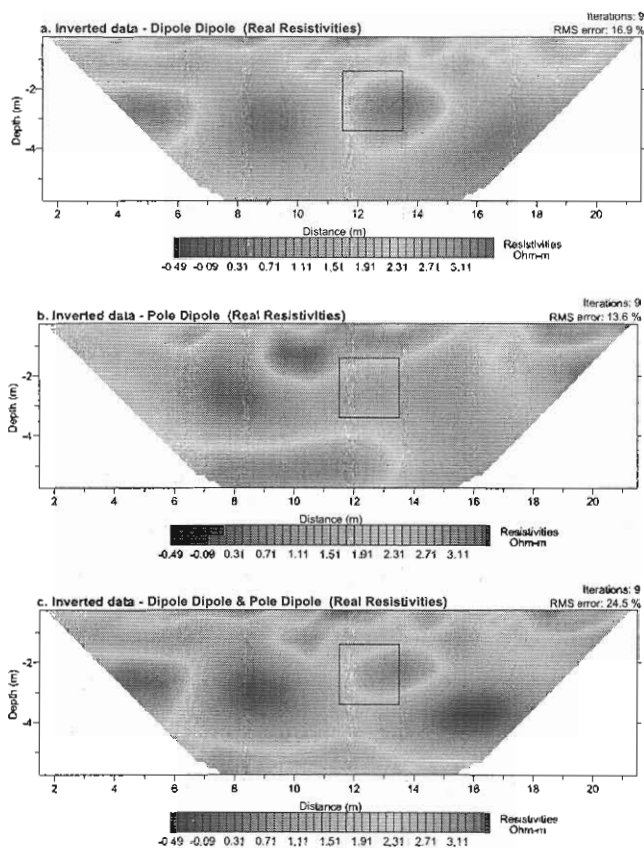
Σχήμα 4.15: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη πόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



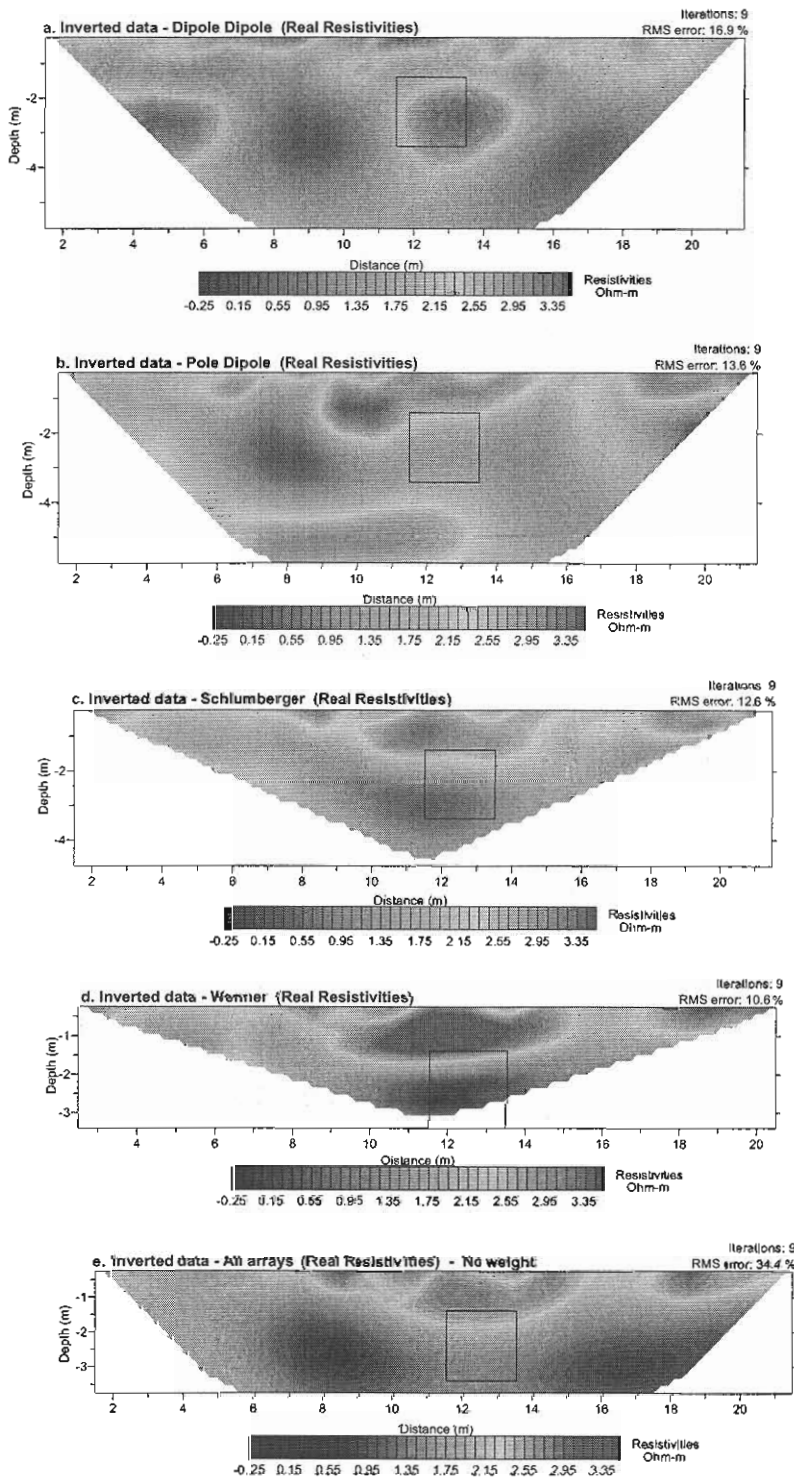
Σχήμα 4.16: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



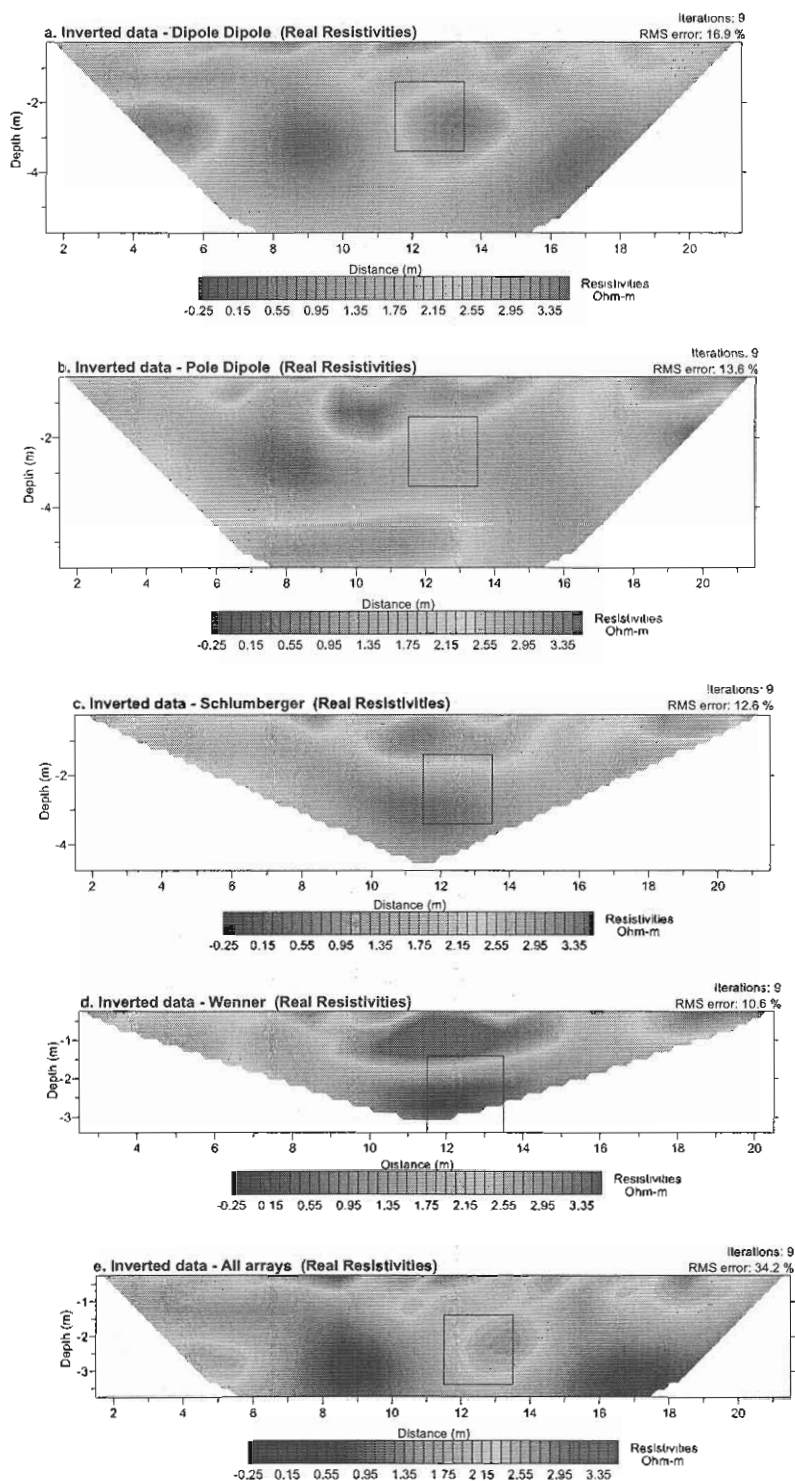
Σχήμα 4.17: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Wenner. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



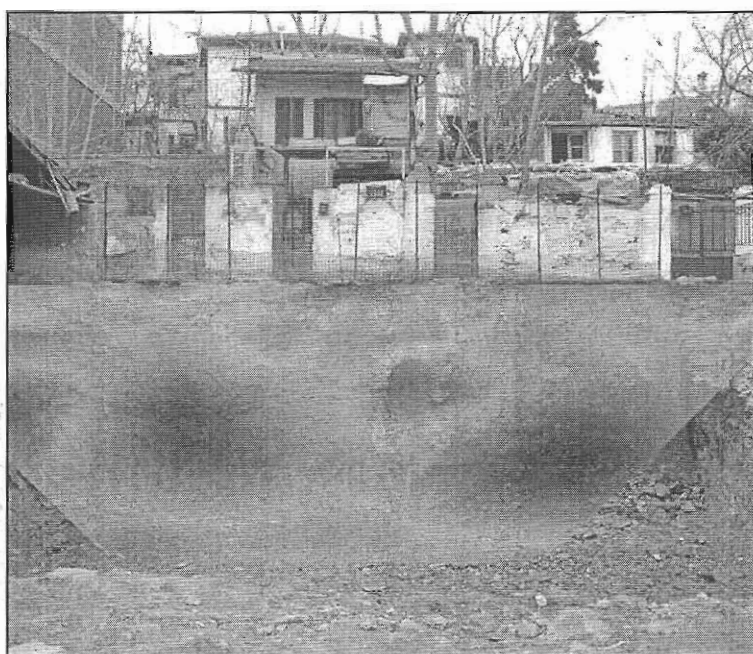
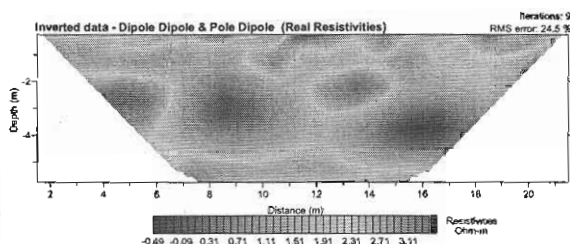
Σχήμα 4.18: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



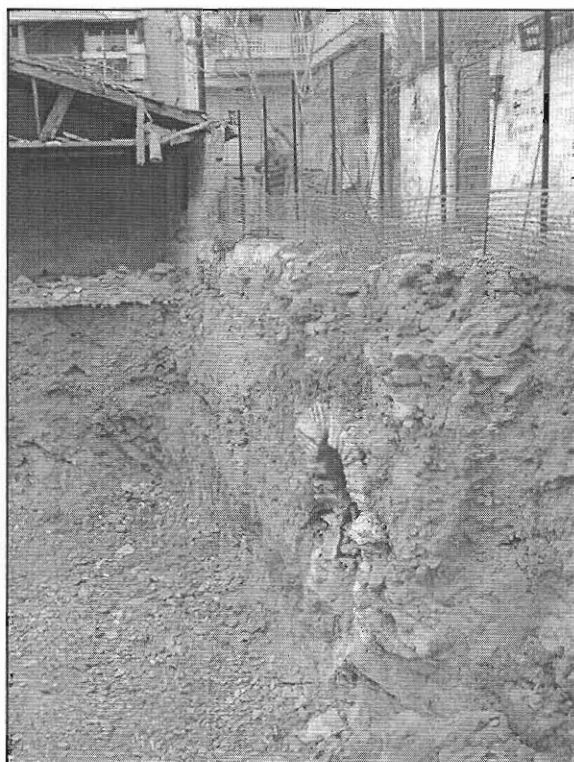
Σχήμα 4.19: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή δε χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.



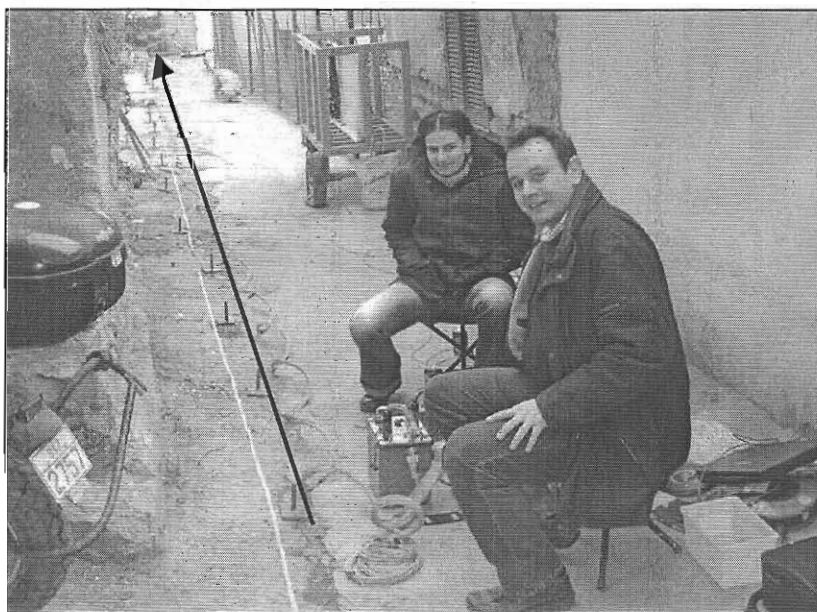
Σχήμα 4.20: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.



Φωτογραφίες 4.6: Συνδυασμός απεικονίσεων τεχνητής τομής που υφίσταται στην περιοχή μελέτης και γεωηλεκτρικού μοντέλου συνδυασμένης αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Schlumberger. Η θέση του κανάτ συμπίπτει με μια περιοχή υψηλών αντιστάσεων, ενώ ο κώνος κορημάτων που βρίσκεται δεξιά του κανάτ συμπίπτει με μια περιοχή χαμηλών αντιστάσεων. Στη θέση που βρίσκεται το φρεάτιο του αγωγού αποχέτευσης φαίνεται μια περιοχή υψηλών αντιστάσεων. Στην αρχή της τομής (αριστερά) υφίσταται μια περιοχή υψηλών τιμών αντίστασης. Ακριβώς δίπλα υπάρχουν χαμηλές αντιστάσεις. Επίσης, στη βάση της τομής, η οποία δίνει την εικόνα του υπεδάφους που βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια εκσκαφής υφίστανται υψηλές αντιστάσεις. Οι μεταβολές αυτές της αντίστασης πιθανόν οφείλονται στην ύπαρξη του κτηρίου αριστερά της γραμμής μετρήσεων καθώς και στο γεγονός ότι πολύ κοντά στη γραμμή μετρήσεων υπάρχει μια περιοχή πολύ μεγάλης αντίστασης (χώρος που έχει εκσκαφτεί).



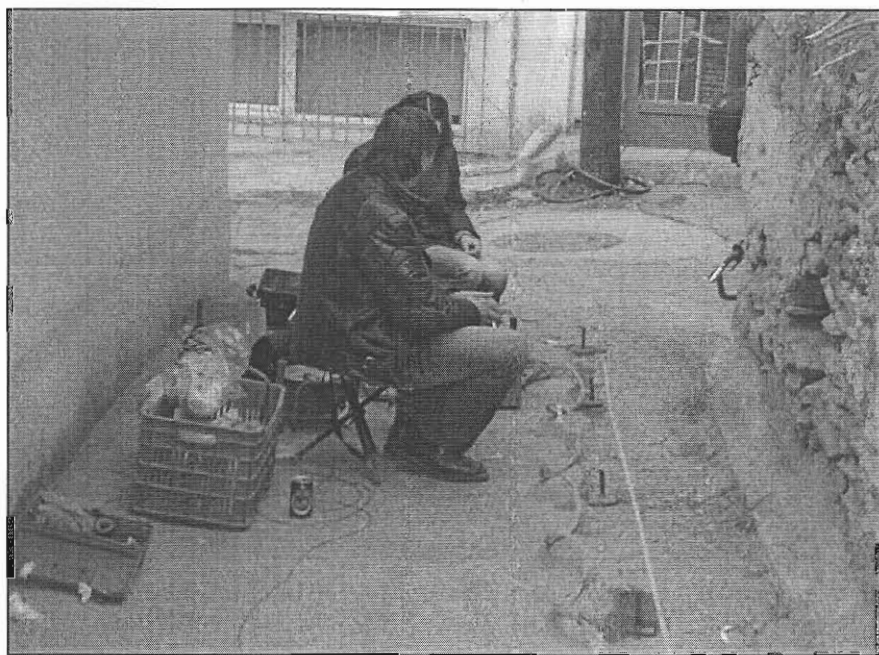
Φωτογραφία 4.7: Απεικόνιση της θέσης του κανάτ, της περιοχής που υλοποιήθηκε η ηλεκτρική τομογραφία καθώς και του κτηρίου που βρίσκεται αριστερά της γραμμής μετρήσεων.



Φωτογραφία 4.8: Το μαύρο βέλος δείχνει την κατεύθυνση της γραμμής μετρήσεων για τον εντοπισμό του κανάτ.



Φωτογραφία 4.9: Απεικόνιση θέσης του φρεατίου υπονόμου που βρίσκεται μεταξύ του εικοστού και εικοστού πρώτου ηλεκτροδίου επαφής.

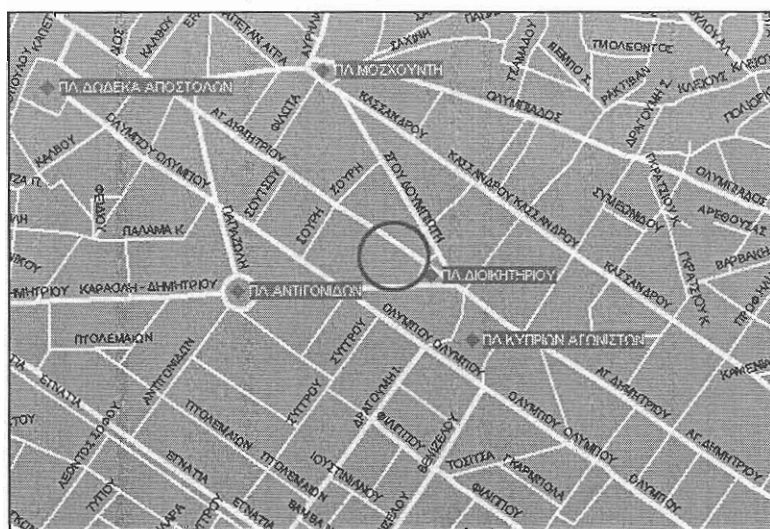


Φωτογραφία 4.10: Απεικόνιση θέσης φρεατίου υπονόμου που βρίσκεται αριστερά και εκτός της γραμμής μετρήσεων.

Παρατηρείται ότι η μείωση της ευαισθησίας των τιμών της διάταξης πόλου-διπόλου δε σημαίνει ότι αφαιρείται η πληροφορία που δίνει η διάταξη αυτή, γεγονός που αποδεικνύεται από την ύπαρξη υψηλών τιμών αντίστασης αριστερά και στη βάση του γεωηλεκτρικού μοντέλου συνδυασμένης αντιστροφής καθώς επίσης και μιας περιοχής χαμηλών αντιστάσεων δεξιά του κανάτ. Οι πληροφορίες αυτές φαίνεται ότι πάρθηκαν από τα δεδομένα της διάταξης πόλου-διπόλου. Το γεωηλεκτρικό μοντέλο αυτής της συνδυασμένης αντιστροφής είναι η καλύτερη γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους που μπορεί να ληφθεί με βάση τα υπάρχοντα δεδομένα.

Στο σχήμα (4.19ε.) φαίνεται η συνδυασμένη αντιστροφή όλων των διατάξεων χωρίς τη χρήση κάποιου συντελεστή βαρύτητας, ενώ στο σχήμα (4.20ε.) φαίνεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής που προκύπτει όταν χρησιμοποιηθεί συντελεστής βαρύτητας. Είναι εμφανές ότι το γεωηλεκτρικό μοντέλο του σχήματος (4.20ε.) είναι σαφώς καλύτερο από αυτό του σχήματος (4.19ε.).

4.6. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ ΕΠΑΦΗΣ ΜΕΣΑ ΣΕ ΚΤΙΡΙΟ

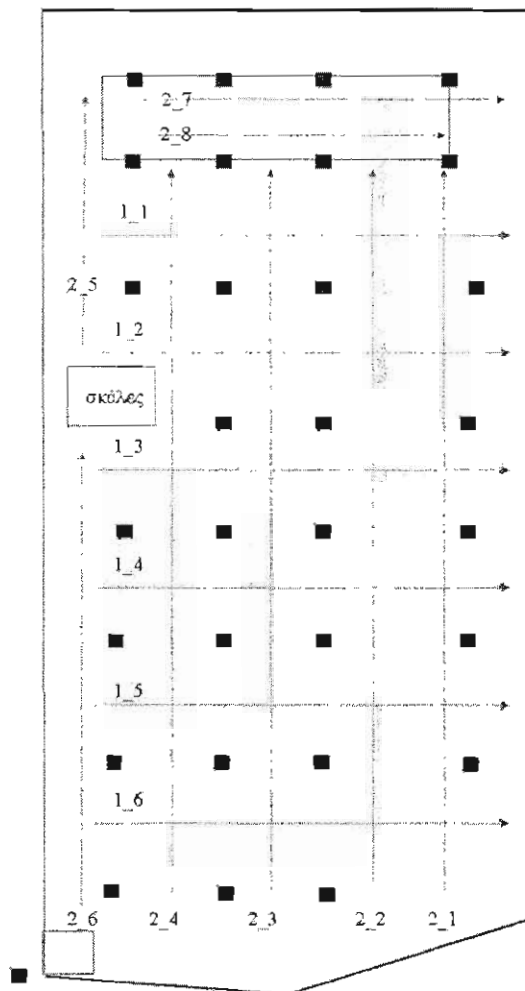


Σχήμα 4.21: Τοπογραφικό σκαρίφημα, όπου με κόκκινο κύκλο φαίνεται η περιοχή μελέτης.

Στη συνέχεια περιγράφεται άλλη μια εφαρμογή των ηλεκτροδίων επαφής, η οποία πραγματοποιήθηκε σε ένα δεύτερο υπόγειο ενός κτηρίου που βρίσκεται επί της οδού

Αγίου Δημητρίου κοντά στην πλατεία Διοικητηρίου (σχήμα 4.21.) και είχε ως στόχο την ανίχνευση τυχόν αρχαίων δομών κάτω από το κτήριο.

Στο υπέδαφος της περιοχής μελέτης συναντάται στα πρώτα μέτρα ένα εδαφικό κάλυμμα και στη συνέχεια αποθέσεις χειμάρρων καθώς και αποθέσεις που προέρχονται από τη διάβρωση του υποβάθρου. Τα επιφανειακά αυτά ιζήματα καλύπτουν το υπόβαθρο της περιοχής, το οποίο αποτελείται κυρίως από τους πράσινους επιγενέσιους που είναι χαρακτηριστικοί για την περιοχή της Θεσσαλονίκης καθώς και από γενεσίους και πρασινοσχιστόλιθους.



Σχήμα 4.22: Σκαρίφημα περιοχής μελέτης, στο οποίο φαίνονται οι γραμμές μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν. Κατά τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκαν ηλεκτροδία επαφής. Με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι ηλεκτρικές τομογραφίες που έχουν ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, ενώ με μπλε χρώμα φαίνονται οι ηλεκτρικές τομογραφίες που έχουν διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ.

Κατά τη διάρκεια λήψης των μετρήσεων, έξω από το κτίριο και επί του οδοστρώματος της Αγίου Δημητρίου πραγματοποιήθηκε εκσκαφή από την αρχαιολογική υπηρεσία, στην οποία αποκαλύφθηκαν αρχαίοι τοίχοι. Το ερώτημα αυτής της μελέτης ήταν αν οι δομές αυτές συνεχίζονταν και κάτω από το κτίριο, το οποίο βρίσκεται παράπλευρα του δρόμου.

Όπως φαίνεται στο σκαρίφημα (4.22.), για τη μελέτη αυτή πραγματοποιήθηκαν οκτώ τομές παράλληλες μεταξύ τους που απείχαν η μια από την άλλη 3m περίπου και είχαν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Επίσης, πραγματοποιήθηκαν έξι τομές με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, οι οποίες επίσης απείχαν 3m μεταξύ τους. Η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων πάρθηκε ίση με 1m. Υλοποιήθηκαν η διάταξη διπόλου-διπόλου σε κάποιες τομές, ενώ σε άλλες η διάταξη Wenner.

Το δάπεδο του κτιρίου που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις ήταν τσιμεντοστρωμένο, ενώ η οροφή του στηρίζονταν σε κολώνες, οι οποίες στη βάση τους είχαν πέδιλα του 1m περίπου. Τα πέδιλα αυτά φαίνονται στο σχήμα (4.22.) ως μικρά μαύρα παραλληλόγραμμα. Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα απεικόνισης του υπεδάφους φαίνονται στα σχήματα (4.23.) και (4.24.).

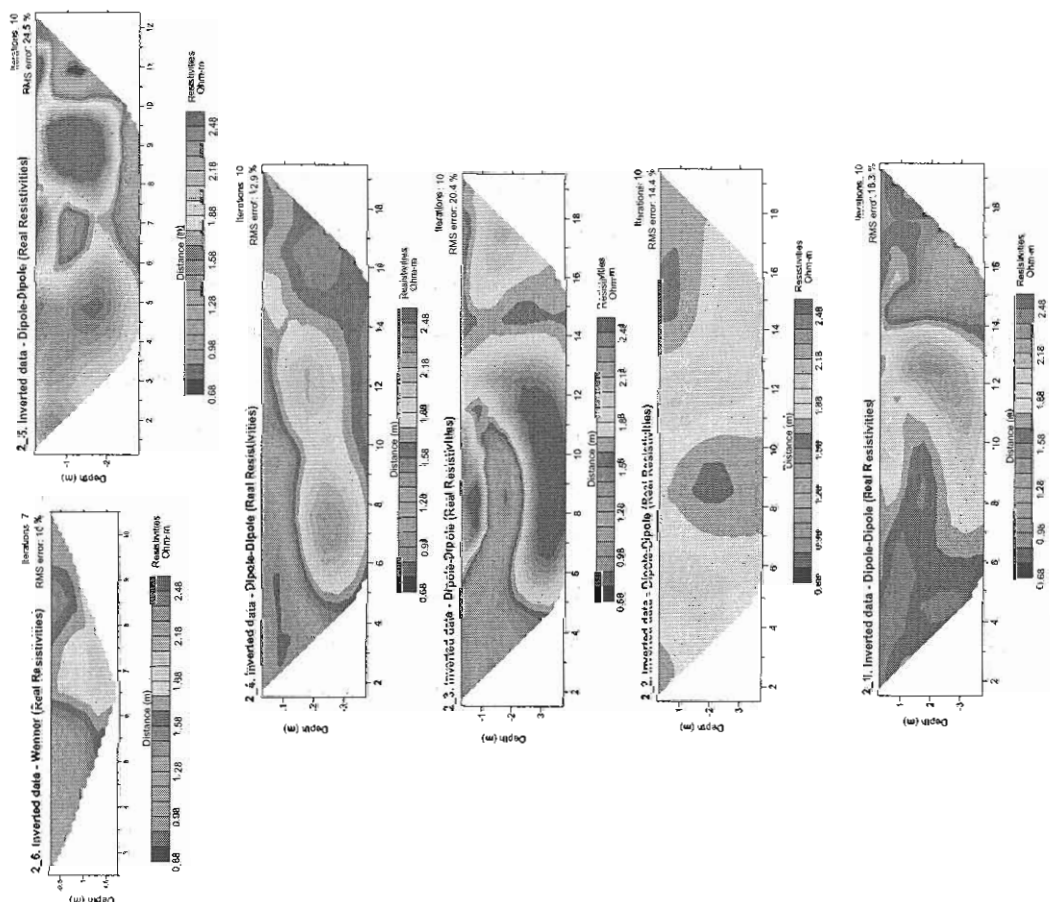
Παρατηρώντας τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής του σχήματος (4.24.) διαπιστώνουμε την ύπαρξη μιας περιοχής υψηλών τιμών αντίστασης, η οποία εμφανίζεται σε όλες τις τομές και έχει το κέντρο της στα 12m περίπου από την αρχή των τομών. Επίσης, από την τομή (1_3) φαίνεται να ξεκινά μια δεύτερη περιοχή υψηλών αντιστάσεων που συνεχίζεται και στις επόμενες τομές μέχρι την τομή (2_7) και η οποία έχει το κέντρο της στα 6m περίπου από την αρχή των τομών. Οι περιοχές αυτές υψηλών αντιστάσεων δείχνουν την ύπαρξη γραμμικών δομών.

Στο σχήμα (4.23.) φαίνονται οι τομές που έχουν διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, δηλαδή είναι κάθετες στις προηγούμενες. Στις τομές αυτές φαίνεται, επίσης, η ύπαρξη μιας περιοχής υψηλών αντιστάσεων, η οποία επίσης οφείλεται σε κάποια γραμμική δομή που υφίσταται στο υπέδαφος.

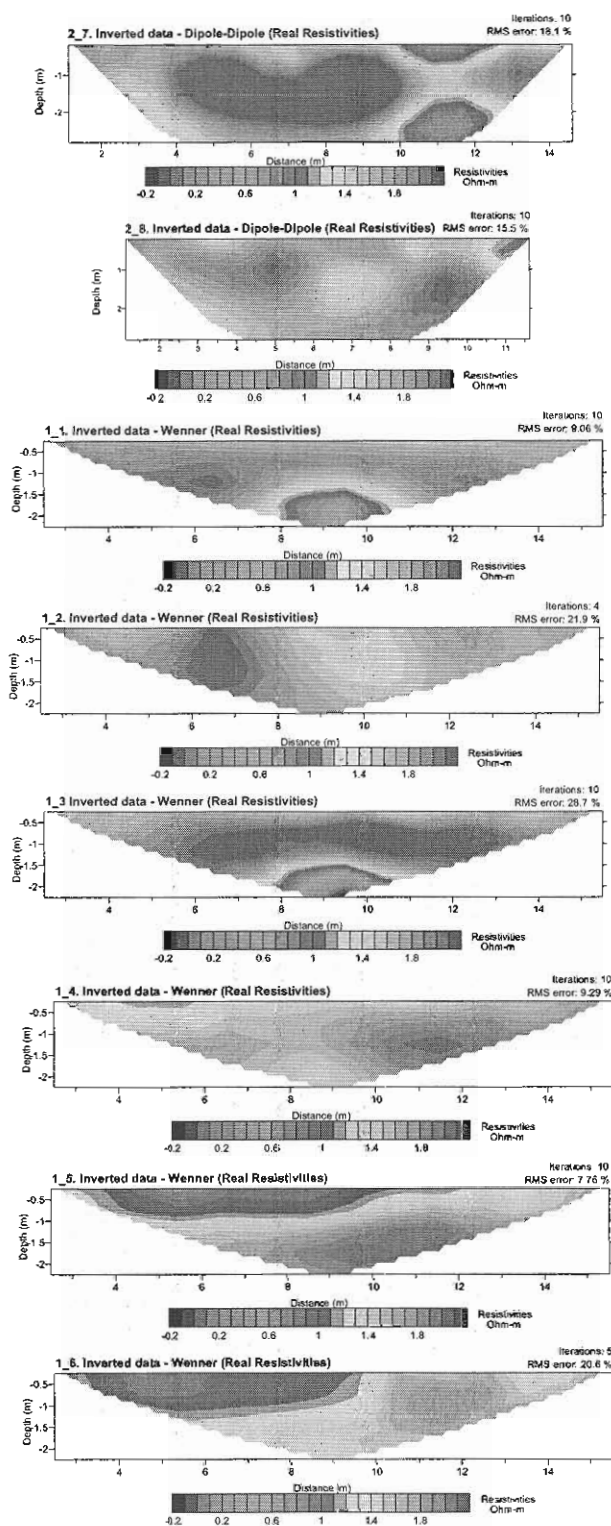
Λόγω του γεγονότος ότι η περιοχή μελέτης δεν παρουσιάζει απλή στρωματογραφία και επιπλέον πολλές φορές κατά το παρελθόν έχουν πραγματοποιηθεί εκσκαφές, μεταφορές υλικών, επιχωματώσεις καθώς και αποθέσεις υλικών από τους χείμαρρους που διέρχονται από την περιοχή μελέτης, οι γραμμικές ανωμαλίες είναι πιθανό να

οφείλονται σε ποικίλους παράγοντες. Επίσης, η ύπαρξη των πέδινων των κολώνων που στηρίζουν την οροφή του υπογείου δημιουργεί αναπόφευκτα θόρυβο στα δεδομένα.

Επομένως, οι γραμμικές ανωμαλίες μπορεί να οφείλονται σε κάποια μικρής έκτασης γραμμική ανύψωση του υποβάθρου λόγω της έντονης πτύχωσης του που παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Μπορεί, επίσης, να οφείλονται σε συσσώρευση υλικών υψηλών αντιστάσεων, τα οποία πιθανόν να αποτέθηκαν από τους χείμαρρους που διέρχονταν παλαιότερα από την περιοχή μελέτης. Τέλος, οι γραμμικές αυτές δομές υψηλών αντιστάσεων του σχήματος (4.24.) μπορεί να οφείλονται στη συνέχεια των τοίχων που αποκαλύφθηκαν κάτω από το οδόστρωμα της οδού Αγίου Δημητρίου, ενώ οι δομές υψηλών αντιστάσεων του σχήματος (4.23.) πιθανόν να οφείλονται σε κάποιο τοίχο περίπου κάθετο στους προηγούμενους.



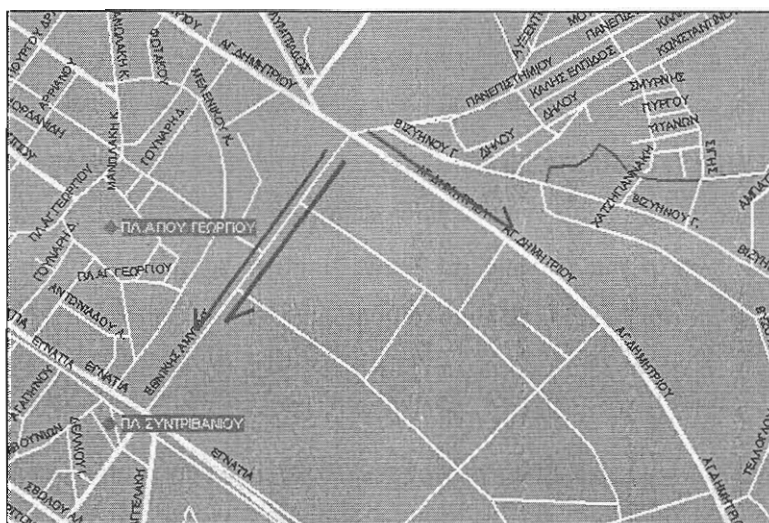
Σχήμα 4.23: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των ηλεκτρικών τομογραφιών που έχουν διεύθυνση BA-NΔ.



Σχήμα 4.24: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των ηλεκτρικών τομογραφιών που έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

4.7. ΕΝΤΟΠΙΣΜΟΣ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ

Στην περιοχή του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (Α.Π.Θ.) πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις υπαίθρου κατά μήκος δύο διευθύνσεων, οι οποίες φαίνονται στο σχήμα (4.25.). Σκοπός της έρευνας αυτής ήταν η εύρεση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους στην περιοχή και ιδιαίτερα ο εντοπισμός του υποβάθρου, το οποίο λίγα μέτρα πιο πριν και συγκεκριμένα βόρεια της οδού της Αγίου Δημητρίου βυθίζεται κάτω από τα νεότερα ιζήματα.



Σχήμα 4.25: Τοπογραφικό σκαρίφημα, όπου με κόκκινες γραμμές φαίνονται οι γραμμές μετρήσεων για τον εντοπισμό του υποβάθρου.

Γεωτεκτονικά, η περιοχή μελέτης ανήκει στη ζώνη Αξίου και συναντώνται σε αυτή το υπόβαθρο (sch.gn) που αποτελείται κυρίως από πράσινους επιγνεύσιους, πρασινοσχιστόλιθους και λευκοκρατικούς αλβιτικούς – σερικιτικούς - μικροκλινικούς γνεύσιους και επιφανειακά ιζήματα. Στα επιφανειακά ιζήματα συμπεριλαμβάνονται το εδαφικό κάλυμμα που καταλαμβάνει τα πρώτα μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους, οι αποθέσεις των χειμάρρων που διέρχονται από την περιοχή μελέτης και τα νεότερα ιζήματα που είναι η σειρά των ερυθρών αργίλων (M₄-Pli.I).

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

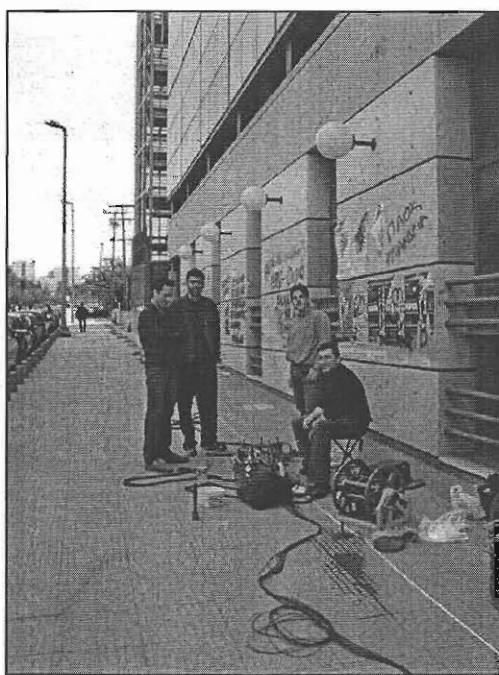
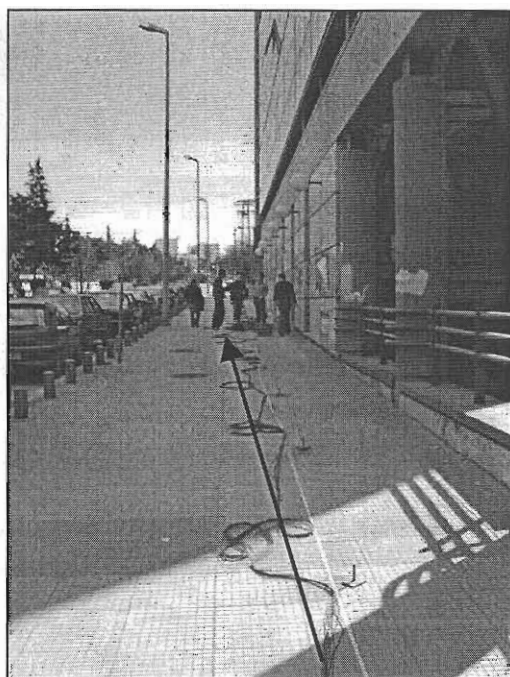
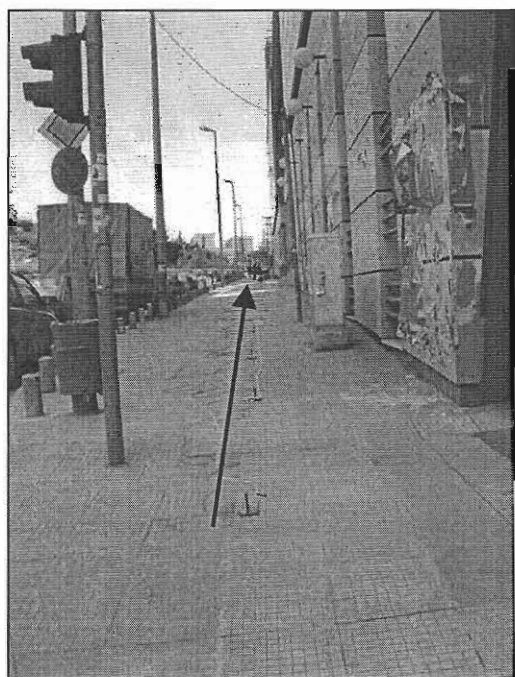


Σχήμα 4.26: Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη Ι.Γ.Μ.Ε. κλίμακας 1:50.000 - Φύλλο Θεσσαλονίκη.

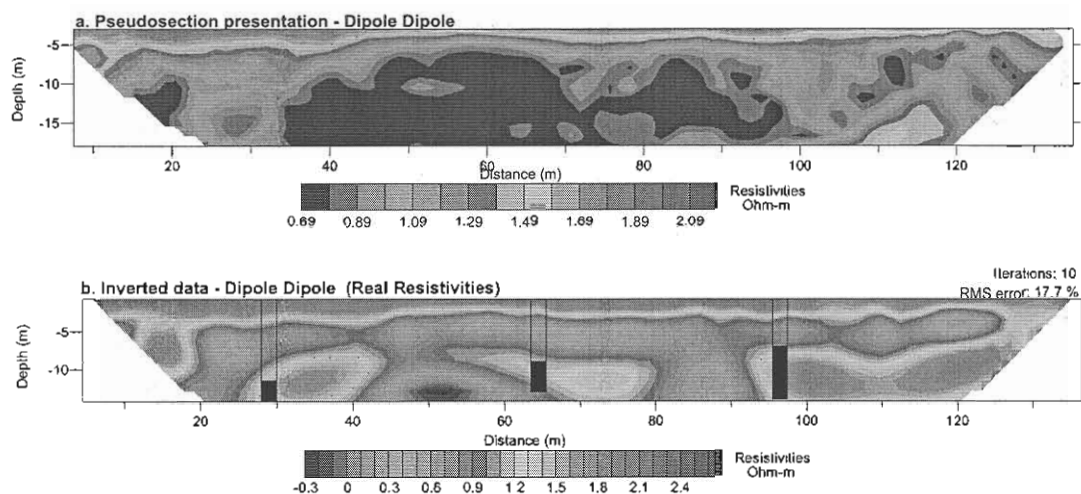
4.7.1. ΤΟΜΗ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΟΔΟΥ ΑΓΙΟΥ ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ

Κατά μήκος της οδού της Αγίου Δημητρίου πραγματοποιήθηκε ηλεκτρική τομογραφία με ηλεκτρόδια επαφής, τα οποία απείχαν μεταξύ τους 3m (φωτογραφία 4.11.). Υλοποιήθηκαν οι διατάξεις διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner. Τόσο οι ψευδοτομές, όσο και τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των παραπάνω διατάξεων φαίνονται στα σχήματα (4.27.)-(4.30.). Στην περιοχή μελέτης είχαν πραγματοποιηθεί παλαιότερα τρεις γεωτρήσεις, οι οποίες έδιναν σημειακές εικόνες του υπεδάφους. Οι γεωτρήσεις αυτές έχουν υπερτεθεί σε όλα τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής για να γίνει μια άμεση σύγκριση των αποτελεσμάτων των ηλεκτρικών τομογραφιών με τα στοιχεία των γεωτρήσεων. Το τμήμα των γεωτρήσεων στο οποίο έχουν βρεθεί πετρώματα του υποβάθρου έχει χρωματιστεί με μαύρο.

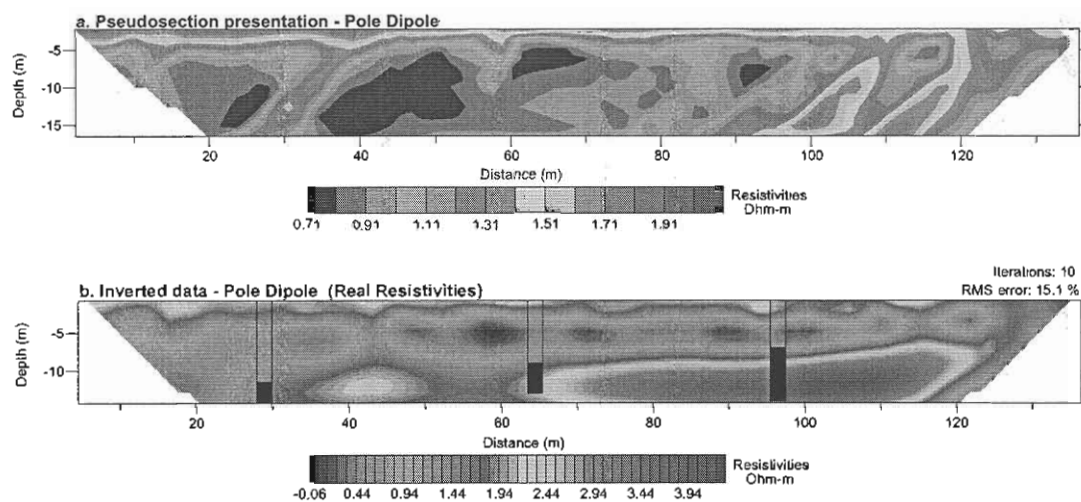
Από τη μελέτη των σχημάτων (4.27.)-(4.30.) διαπιστώνουμε ότι όλες οι διατάξεις συμφωνούν με τα στοιχεία των γεωτρήσεων έχοντας πολύ μικρές αποκλίσεις και δείχνουν ότι το υπόβαθρο βρίσκεται στα 11.5m στη διασταύρωση των οδών Αγίου Δημητρίου και Εθνικής Αμύνης και στη συνέχεια ανέρχεται στα 9m για να φθάσει τελικά στα 7m. Την καλύτερη γεωηλεκτρική εικόνα του υπεδάφους δίνει η διάταξη πόλου-διπόλου, στην οποία το βάθος στο οποίο ανιχνεύεται το υπόβαθρο συμπίπτει με τα στοιχεία των γεωτρήσεων και στα τρία σημεία που έχουν πραγματοποιηθεί γεωτρήσεις.



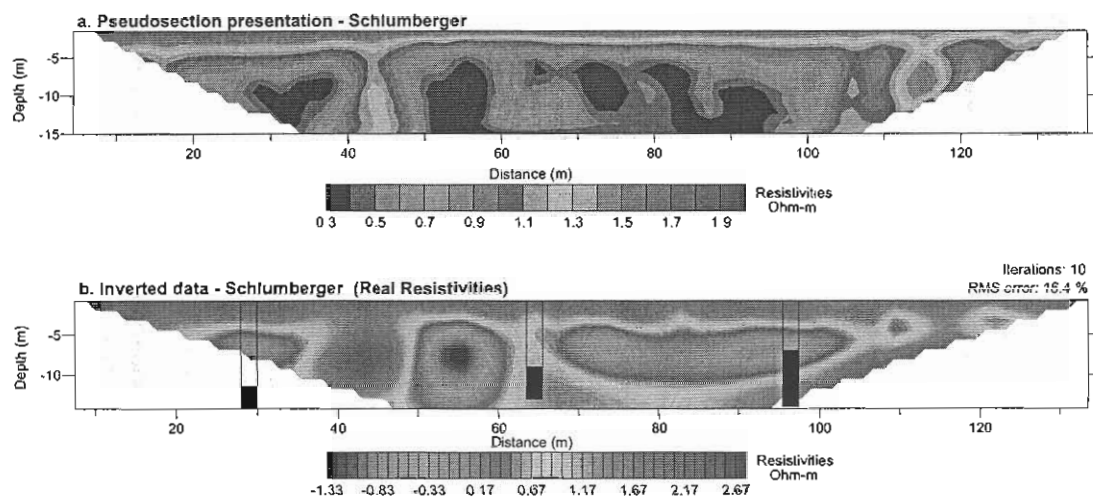
Φωτογραφίες 4.11: Τα μαύρα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση της ηλεκτρικής τομογραφίας που πραγματοποιήθηκε κατά μήκος της οδού Αγίου Δημητρίου για τον εντοπισμό του υποβάθρου της περιοχής. Στην τελευταία φωτογραφία φαίνεται το κέντρο της ηλεκτρικής τομογραφίας.



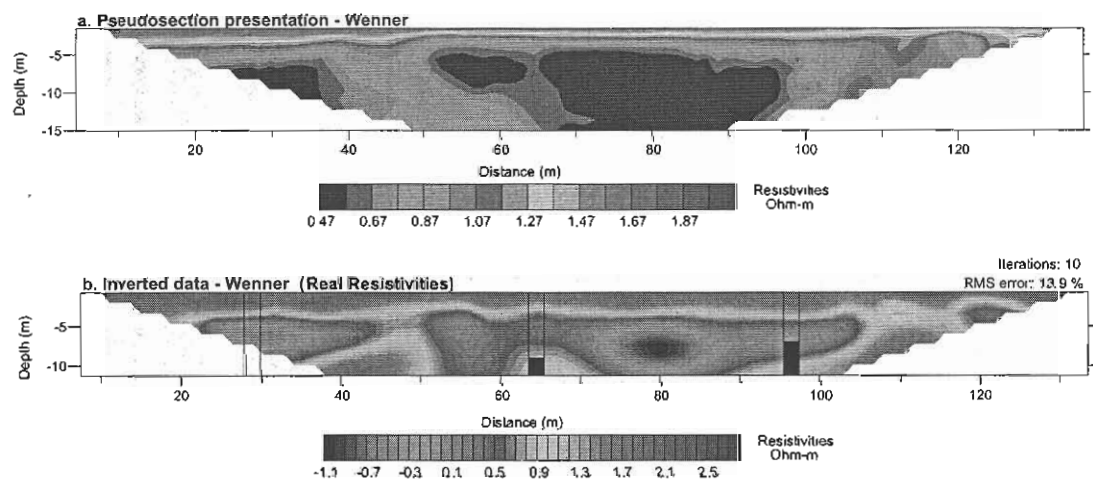
Σχήμα 4.27: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



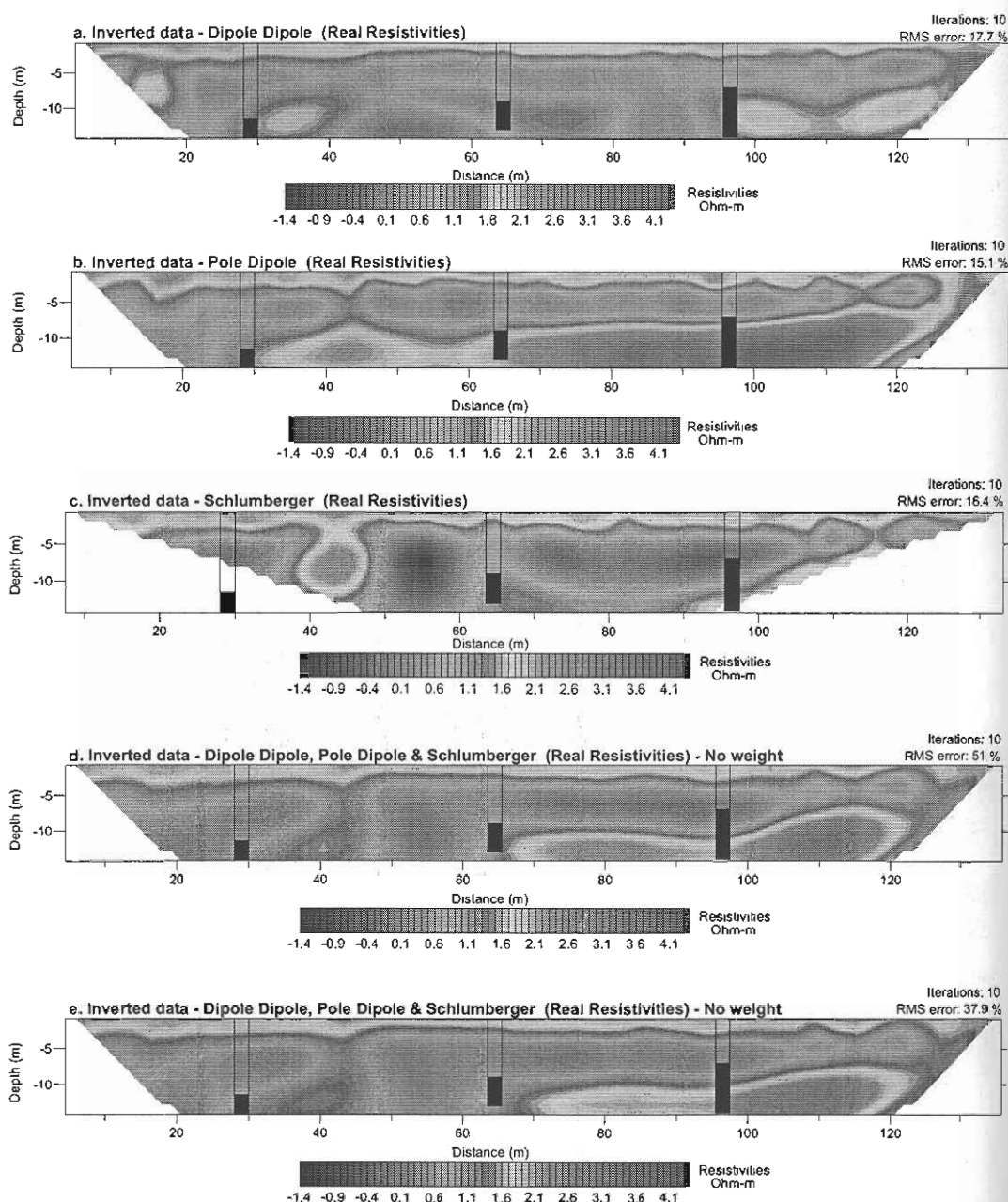
Σχήμα 4.28: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη πόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



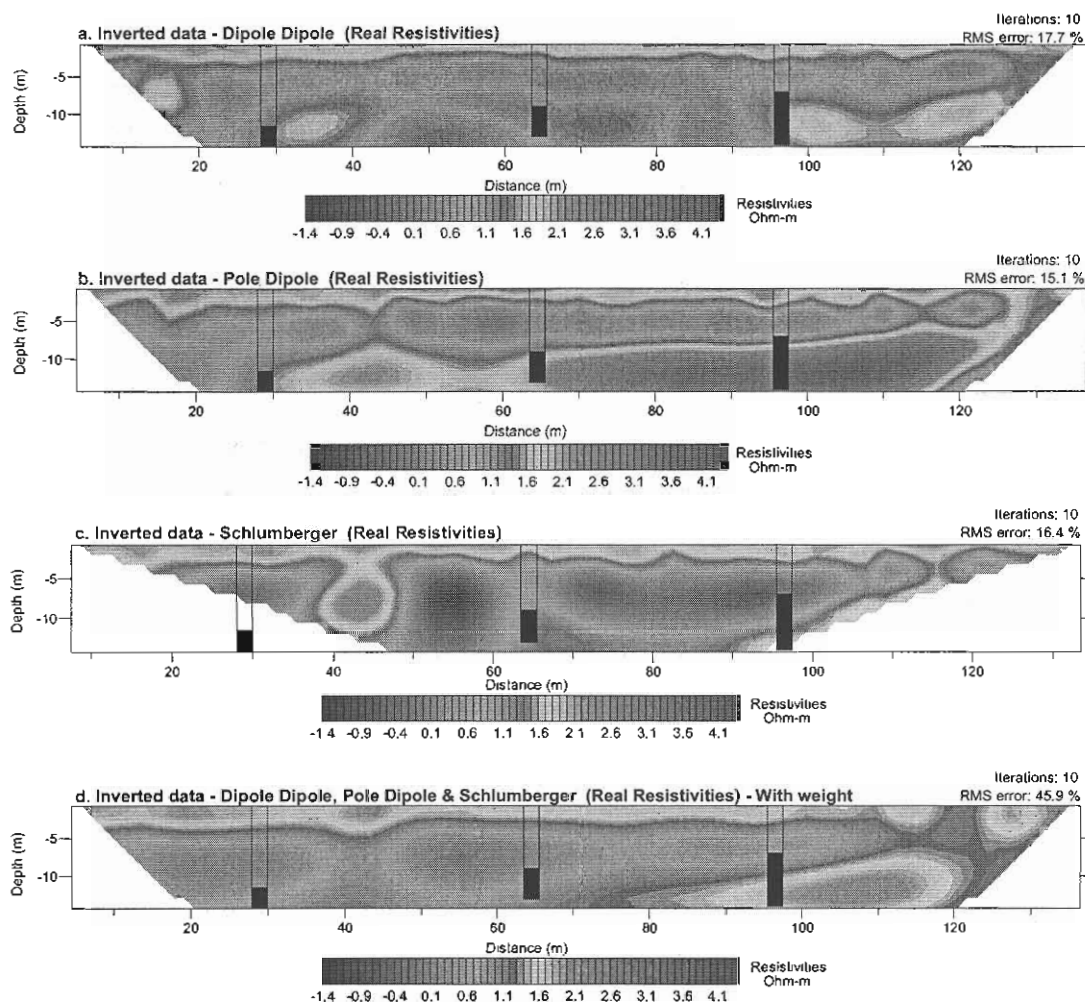
Σχήμα 4.29: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.30: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Wenner. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.

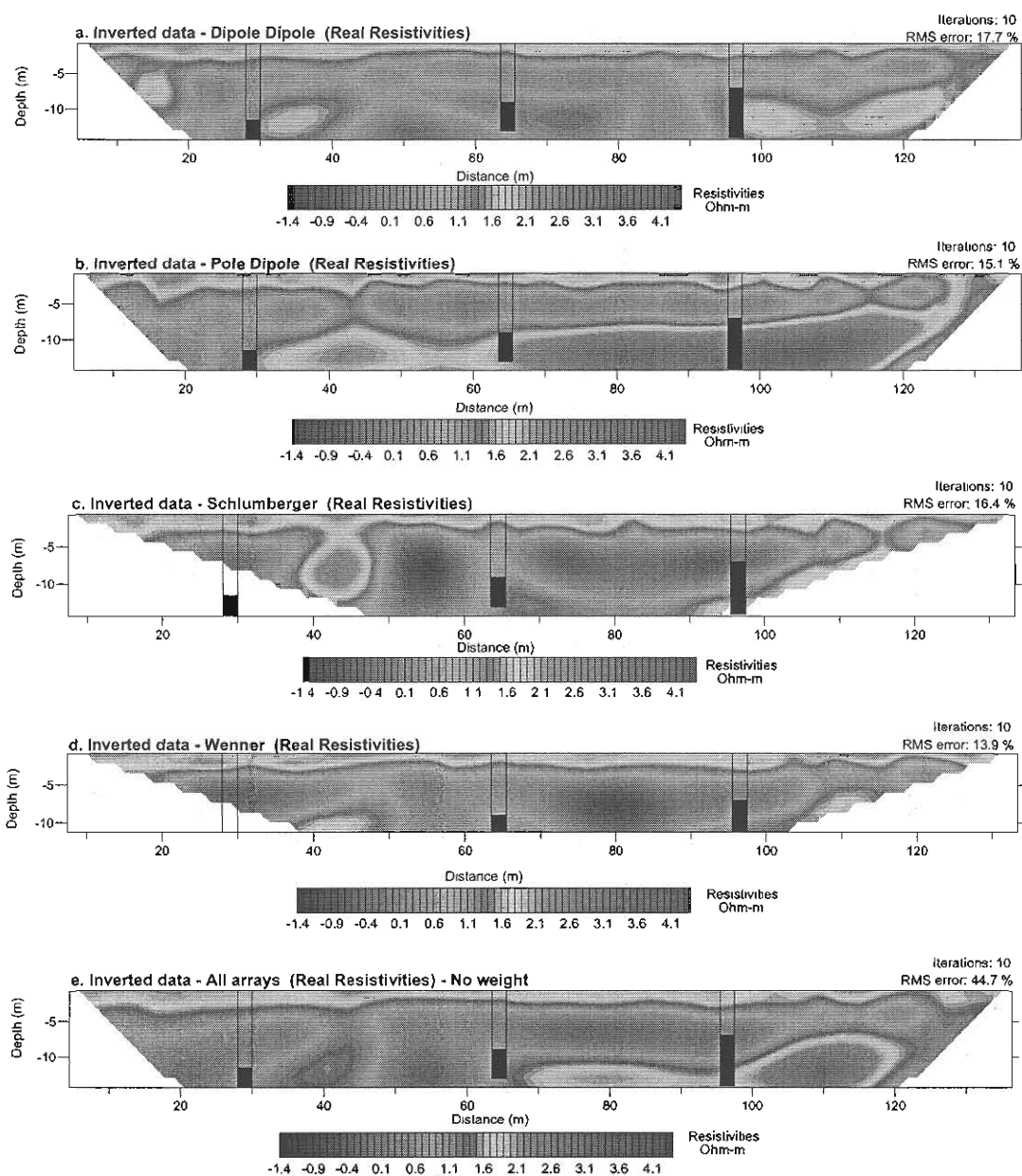


Σχήμα 4.31: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Schlumberger καθώς και των γεωηλεκτρικών μοντέλων της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Το τελευταίο γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής προέκυψε με αφαίρεση κάποιων αρχικών τιμών αντιστάσεων, έτσι ώστε να μειωθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή δε χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.

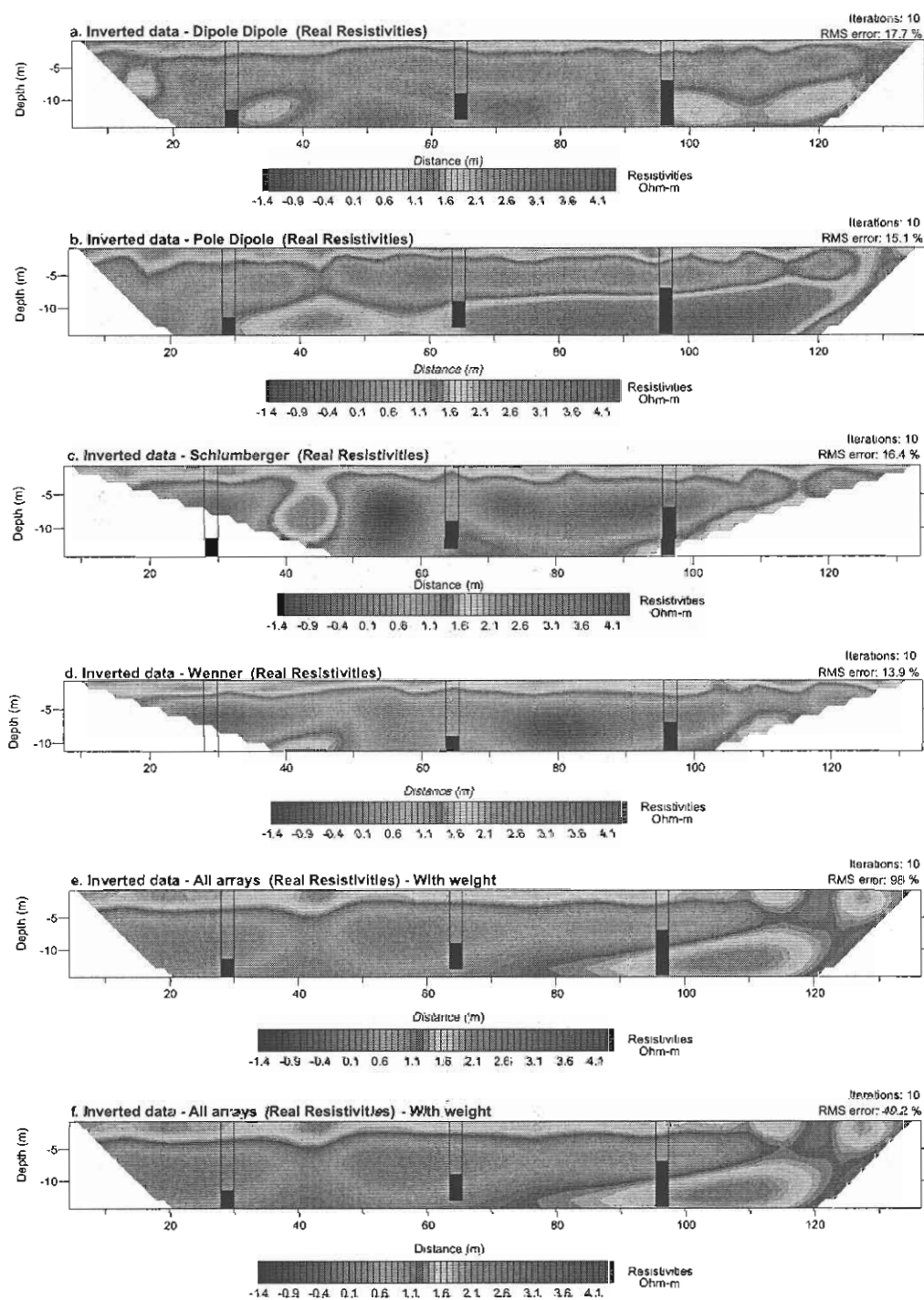


Σχήμα 4.32: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Schlumberger και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.

Στα σχήματα (4.31.) και (4.32.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των διατάξεων διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Schlumberger καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου που προέκυψε από τη συνδυασμένη αντιστροφή τους. Για την απόκτηση της συνδυασμένης γεωηλεκτρικής εικόνας του σχήματος (4.31.) δε χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας, ενώ στην περίπτωση της γεωηλεκτρικής εικόνας του σχήματος (4.32.) χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας. Παρατηρούμε ότι η χρήση συντελεστής βαρύτητας για κάθε ζεύγος διατάξεων συμβάλει στην απόκτηση της βέλτιστης εικόνας της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους.



Σχήμα 4.33: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή δε χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.



Σχήμα 4.34: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και των γεωηλεκτρικών μοντέλων της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Το τελευταίο γεωηλεκτρικό μοντέλο αντιστροφής προέκυψε με αφαίρεση κάποιων αρχικών τιμών αντιστάσεων, έτσι ώστε να μειωθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Κατά τη συνδυασμένη αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε συντελεστής βαρύτητας.

Η διαφορά αυτή φαίνεται καλύτερα στα σχήματα (4.33.) και (4.34.) στα οποία απεικονίζονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής όλων των διατάξεων καθώς και το γεωηλεκτρικό μοντέλο της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Παρατηρούμε ότι η γεωηλεκτρική εικόνα του σχήματος (4.34ε.), όπου έχει χρησιμοποιηθεί συντελεστής βαρύτητας για κάθε ζεύγος διατάξεων, δίνει μια πολύ καλύτερη απεικόνιση του υπεδάφους, σύμφωνη και με τα στοιχεία των γεωτρήσεων, σε σχέση με τη γεωηλεκτρική εικόνα του σχήματος (4.33ε.).

Στα σχήματα (4.31δ.) και (4.34ε.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης αντιστροφής, όπως αυτά προέκυψαν χωρίς περαιτέρω επεξεργασία των δεδομένων. Στα τελευταία γεωηλεκτρικά μοντέλα των σχημάτων (4.31.) και (4.34.) έχουν αφαιρεθεί μερικές αρχικές τιμές αντιστάσεων, έτσι ώστε να μειωθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα.

Διαπιστώνεται ότι, όπως και στην περίπτωση του σχήματος (4.9.), η μείωση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος με αφαίρεση κάποιων αρχικών τιμών αντίστασης δεν επιφέρει κάποια αισθητή αλλαγή στη γεωηλεκτρική εικόνα του υποβάθρου. Πρέπει να τονισθεί, όμως, ότι δεν πρέπει να αφαιρούμε αλόγιστα δεδομένα με σκοπό τη μείωση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, γιατί έτσι αφαιρούμε συγχρόνως και πολύτιμη πληροφορία, γεγονός που μπορεί να προκαλέσει αστάθεια στη διαδικασία της αντιστροφής ή και να οδηγήσει σε λανθασμένες ερμηνείες της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους.

4.7.2. ΤΟΜΗ ΚΑΤΑ ΜΗΚΟΣ ΤΗΣ ΟΔΟΥ ΕΘΝΙΚΗΣ ΑΜΥΝΗΣ

Για να διαπιστωθεί κατά πόσο οι μετρήσεις που λαμβάνονται με τα ηλεκτρόδια επαφής σχετίζονται με αυτές που λαμβάνονται με κανονικά ηλεκτρόδια, πραγματοποιήθηκαν δύο ηλεκτρικές τομογραφίες κατά μήκος της οδού Εθνικής Αμύνης (φωτογραφία 4.13.).

Η τομή στην οποία χρησιμοποιήθηκαν κανονικά ηλεκτρόδια υλοποιήθηκε στον περίβολο της Σχολής Θετικών Επιστημών και της Φιλοσοφικής Σχολής, όπου στη μεγαλύτερη έκταση της τομής υπήρχε φυσικό έδαφος για να καρφωθούν τα κανονικά ηλεκτρόδια (φωτογραφία 4.12.). Όπου δεν υπήρχε έδαφος χρησιμοποιήθηκαν ηλεκτρόδια επαφής (φωτογραφία 4.15.). Η τομή στην οποία χρησιμοποιήθηκαν εξ' ολοκλήρου ηλεκτρόδια επαφής υλοποιήθηκε κατά μήκος του πεζοδρομίου της οδού

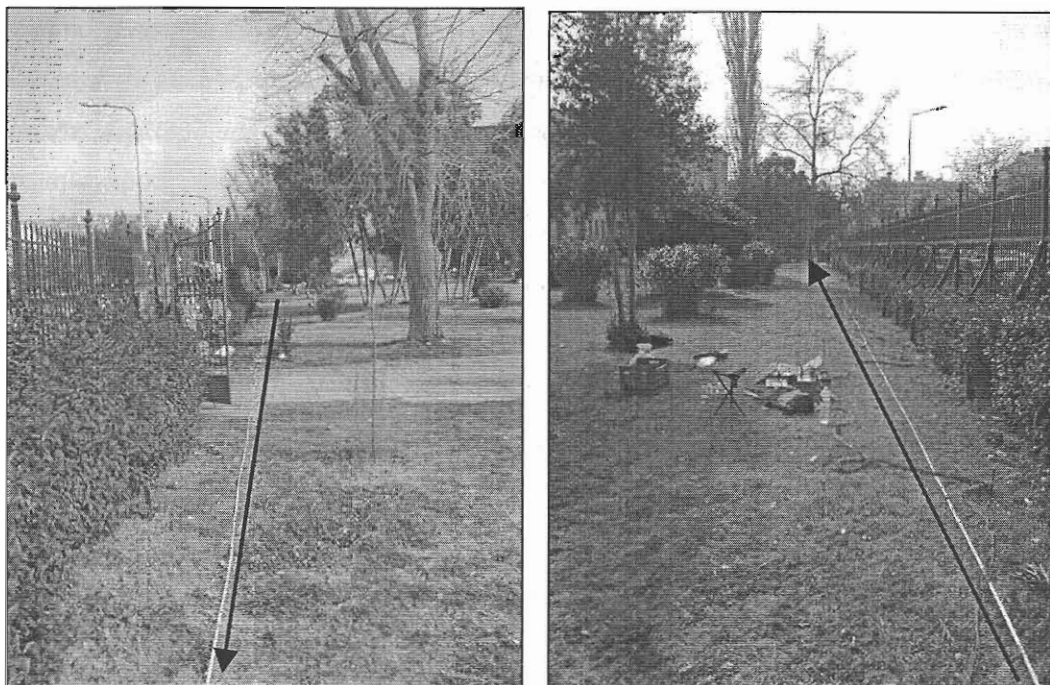
Εθνικής Αμύνης και παράλληλα προς την πρώτη (φωτογραφία 4.13.). Οι τομές απείχαν μεταξύ τους απόσταση ίση με 60cm. Οι απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων και στις δύο περιπτώσεις ήταν ίση με 5m. Υλοποιήθηκαν οι διατάξεις διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner.

Οι ψευδοτομές και τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής των δεδομένων που λήφθηκαν φαίνονται στα σχήματα (4.35.)-(4.42.). Στα σχήματα (4.43.) και (4.44.) φαίνονται οι ψευδοτομές και τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από τη συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων όλων των διατάξεων. Στα σχήματα (4.45.) και (4.46.) φαίνονται συνολικά όλα τα προηγούμενα γεωηλεκτρικά μοντέλα τόσο των διατάξεων που χρησιμοποίησαν κανονικά ηλεκτρόδια (σχήμα 4.45.), όσο και αυτών που χρησιμοποίησαν ηλεκτρόδια επαφής (σχήμα 4.46.)

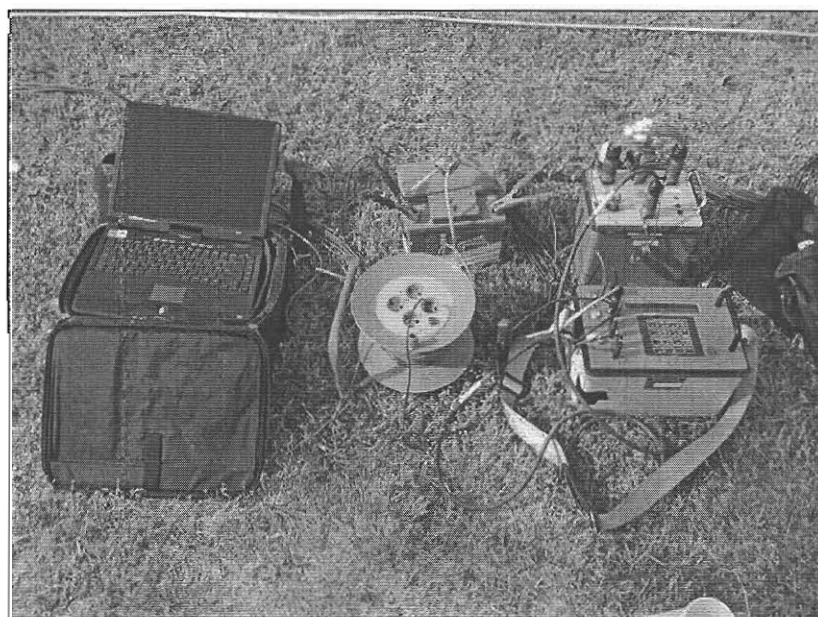
Από τη μελέτη των σχημάτων διαπιστώνουμε ότι, πράγματι, οι εικόνες που λαμβάνουμε με τη χρήση ηλεκτροδίων επαφής είναι παρόμοιες με αυτές που λαμβάνουμε με τη χρήση κανονικών ηλεκτροδίων. Συγκεκριμένα, παρατηρούμε ότι η πλειοψηφία των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής δείχνουν ότι στο υπέδαφος υφίστανται μεγάλα τεμάχια υψηλών τιμών αντίστασης, τα οποία όσο απομακρυνόμαστε από την αρχή της τομής που χωροθετείται στη διασταύρωση των οδών Αγίου Δημητρίου και Εθνικής Αμύνης περίπου εμφανίζονται σε μεγαλύτερα βάθη. Τα τεμάχια αυτά χωρίζονται από ζώνες χαμηλών αντιστάσεων.

Τα τεμάχια υψηλών τιμών αντίστασης πιθανόν αντιπροσωπεύουν το υπόβαθρο της περιοχής, ενώ οι ζώνες χαμηλών αντιστάσεων αντιπροσωπεύουν τις ζώνες ρηγμάτων, οι οποίες συντελούν στη σταδιακή βάθυνση του υποβάθρου.

Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης έχουν πραγματοποιηθεί τρεις γεωτρήσεις, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται σε όλες τις ηλεκτρικές τομογραφίες. Σύμφωνα με αυτές το υπόβαθρο, το οποίο βυθίζεται στο ύψος της Αγίου Δημητρίου κάτω από τα νεότερα ιζήματα, βρίσκεται αρχικά σε βάθος 8m για να βυθιστεί στη συνέχεια στα 28m και τελικά στα 31m όσο προχωράμε προς την παραλία της Θεσσαλονίκης.



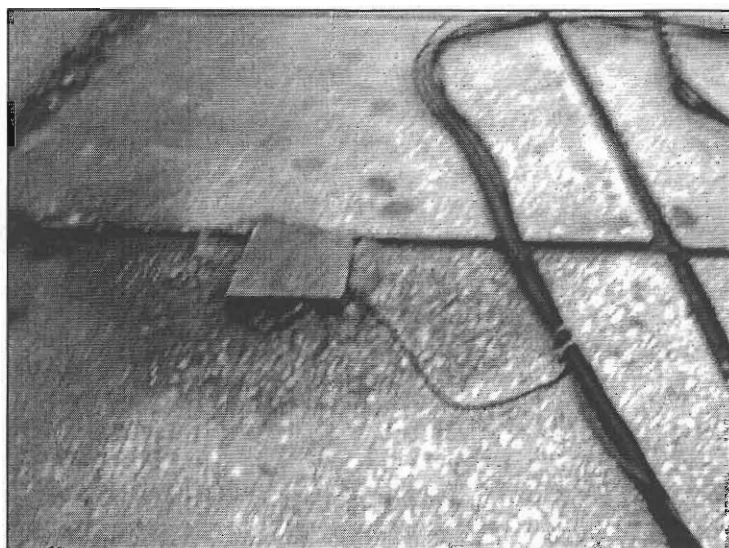
Φωτογραφίες 4.12: Τα μαύρα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση της ηλεκτρικής τομογραφίας εκατέρωθεν του κέντρου της. Η ηλεκτρική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος της οδού Εθνικής Αμύνης και εντός του περιβάλλον του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Χρησιμοποιήθηκαν κανονικά ηλεκτρόδια.



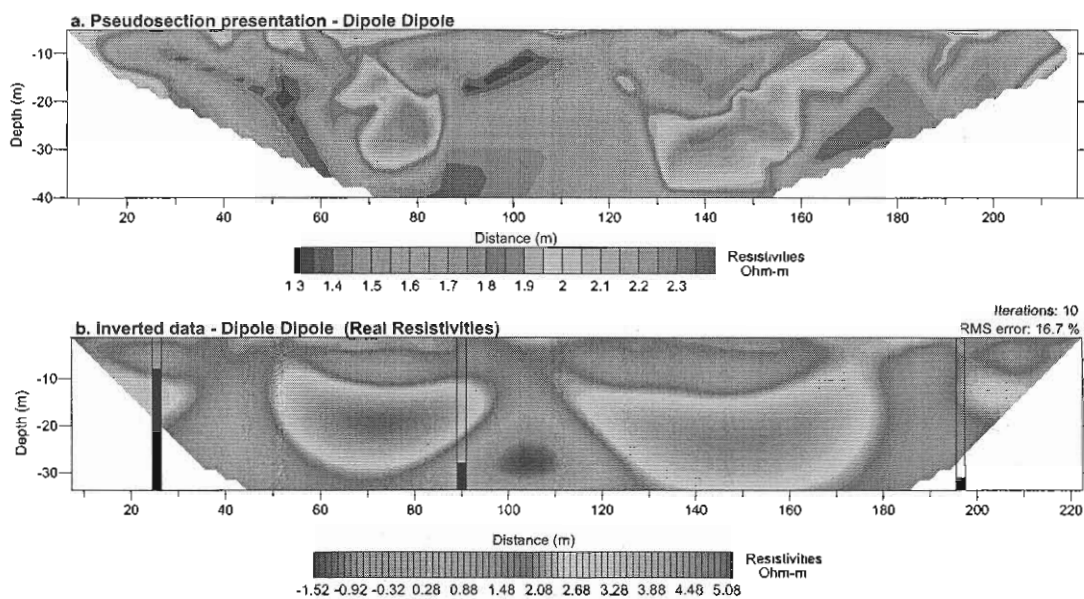
Φωτογραφία 4.13: Εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε για την υλοποίηση της ηλεκτρικής τομογραφίας.



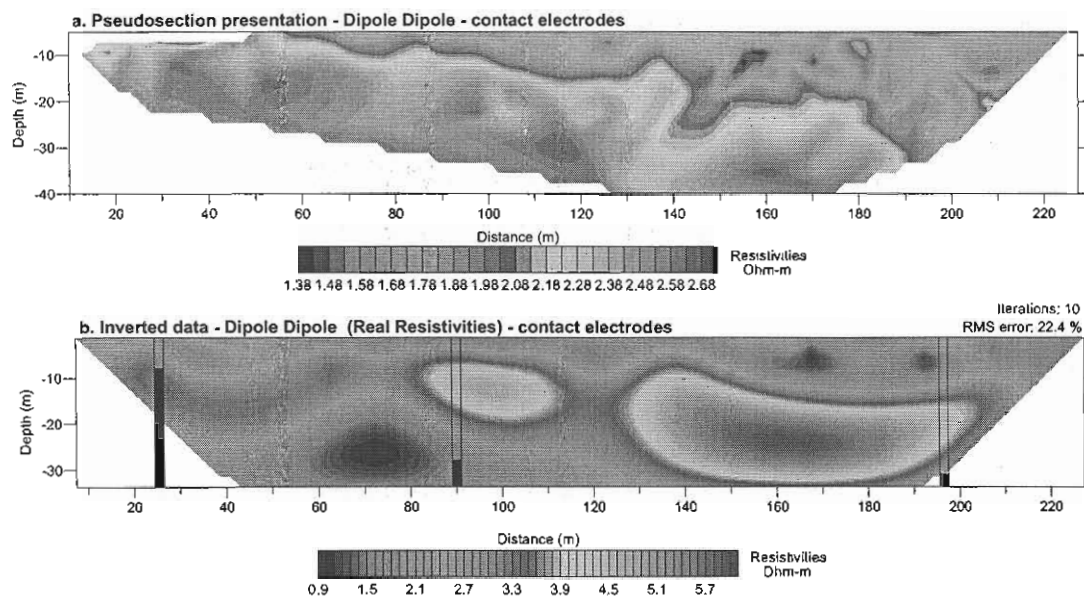
Φωτογραφίες 4.14: Τα μαύρα βέλη δείχνουν την κατεύθυνση της ηλεκτρικής τομογραφίας εκατέρωθεν του κέντρου της. Η ηλεκτρική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος της οδού Εθνικής Αμύνης και εκτός του περιβάλλον του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Χρησιμοποιήθηκαν ηλεκτρόδια επαφής.



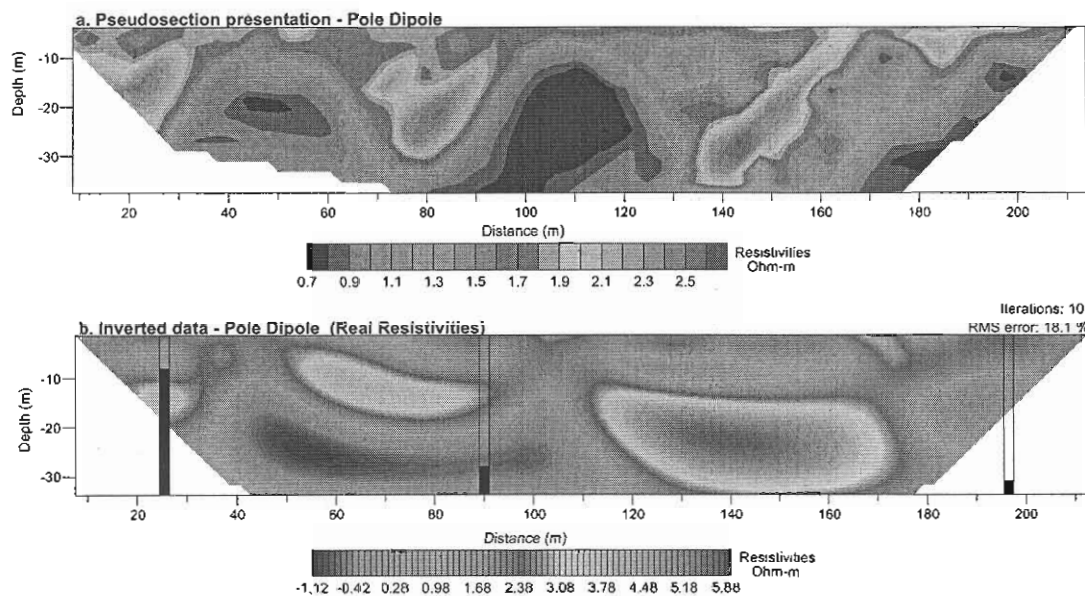
Φωτογραφία 4.15: Ηλεκτρόδιο επαφής, διαφορετικό από αυτό της φωτογραφίας (4.1.), όπως χρησιμοποιείται στις μετρήσεις υπαίθρου.



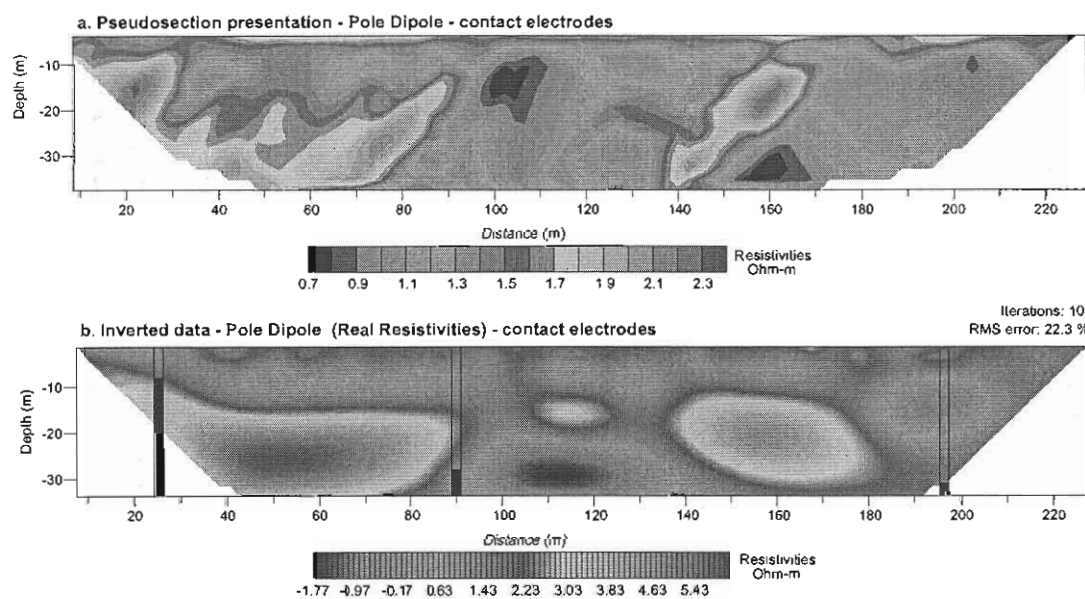
Σχήμα 4.35: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



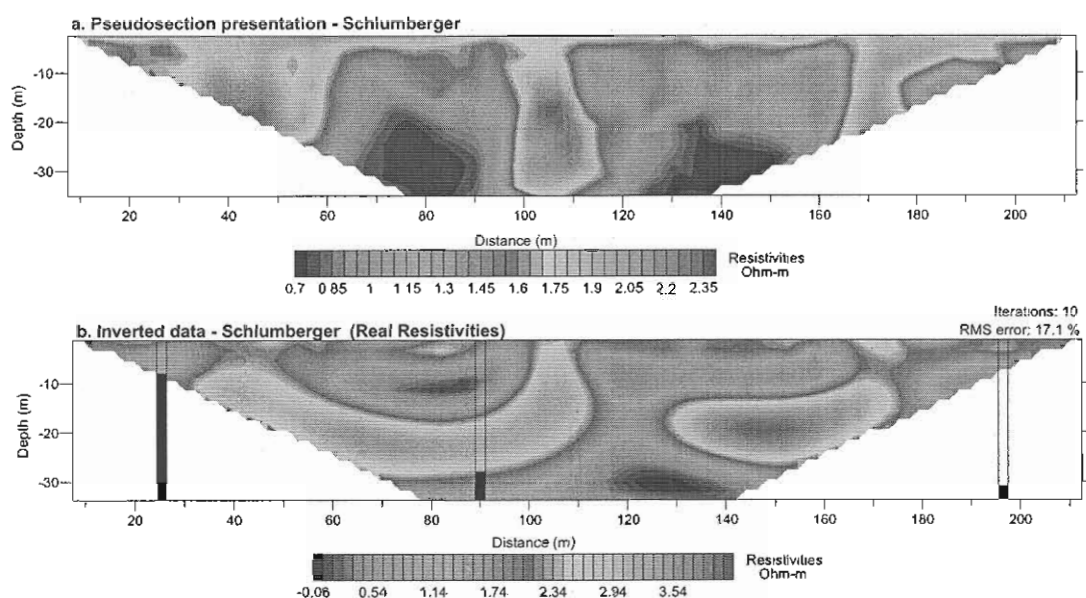
Σχήμα 4.36: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



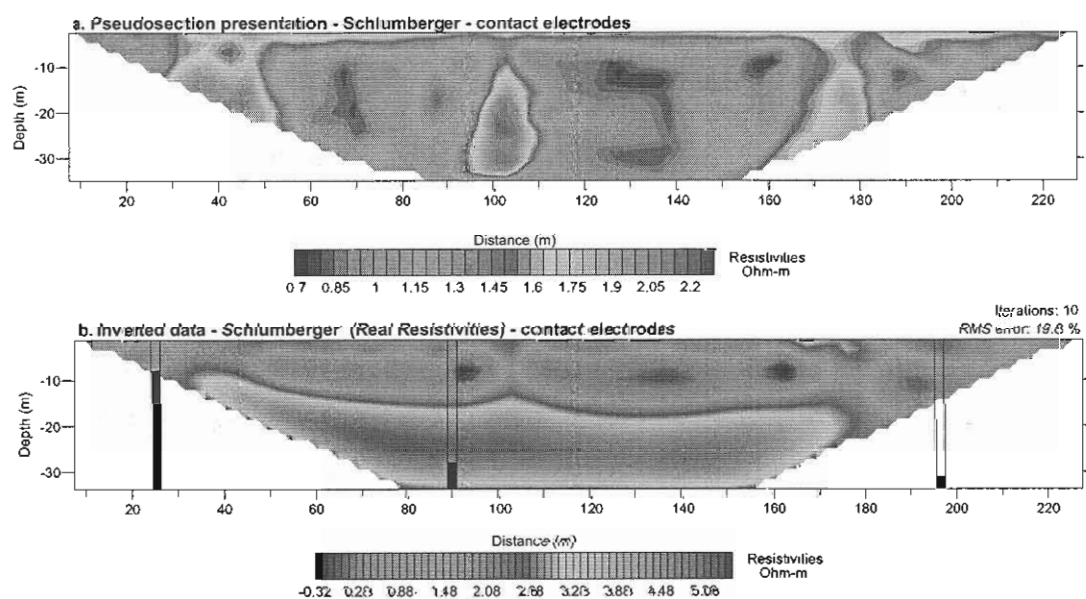
Σχήμα 4.37: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη πόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



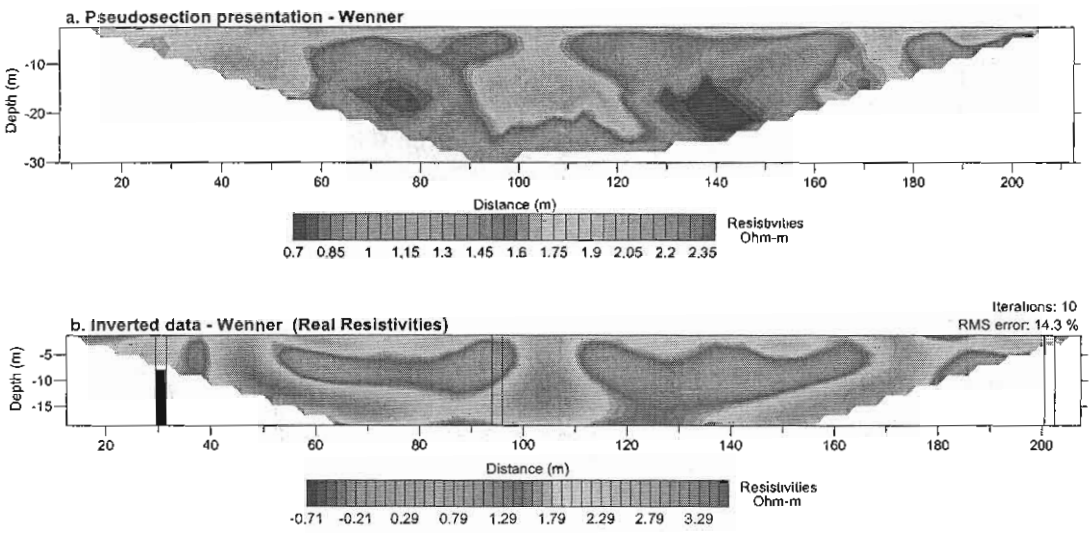
Σχήμα 4.38: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη πόλου-διπόλου. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



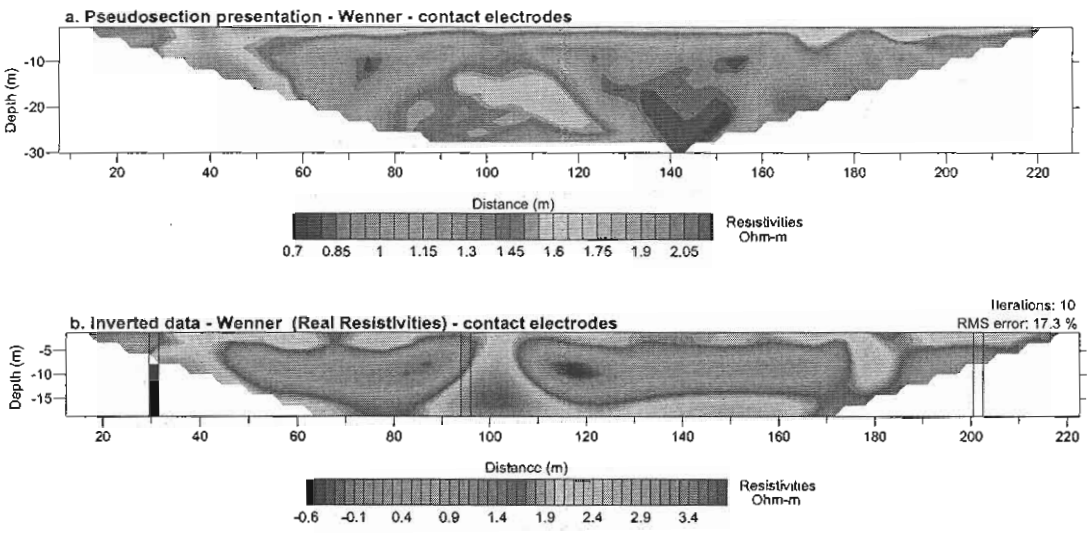
Σχήμα 4.39: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



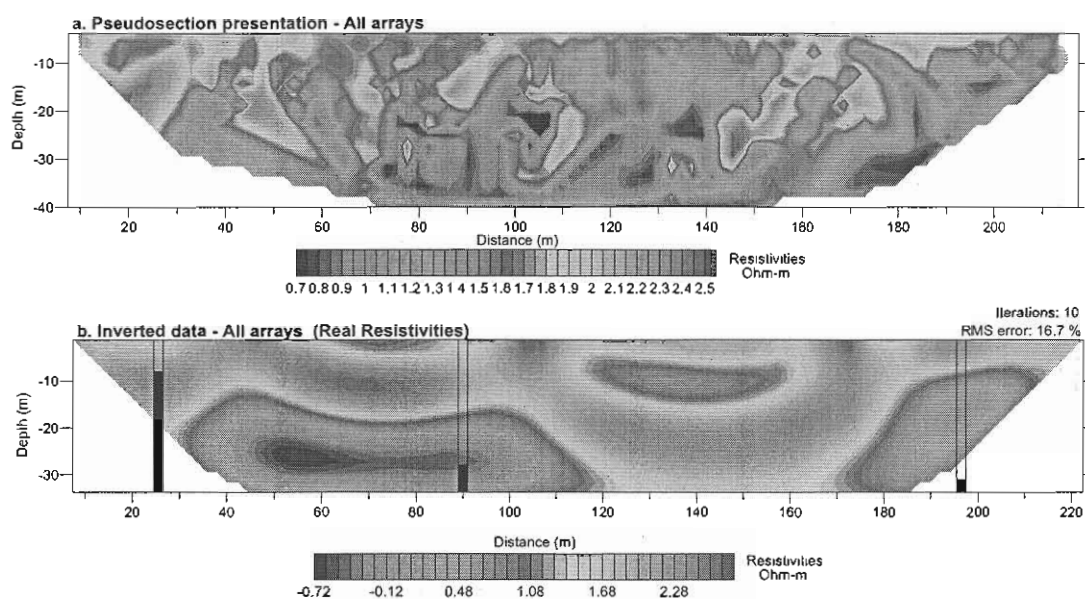
Σχήμα 4.40: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Schlumberger. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



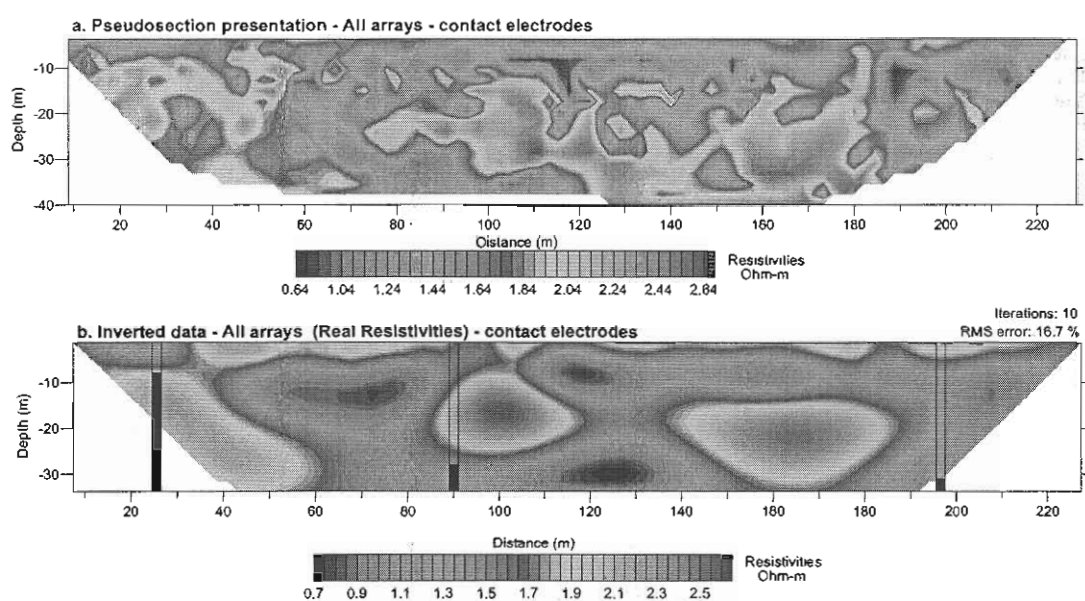
Σχήμα 4.41: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Wenner. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



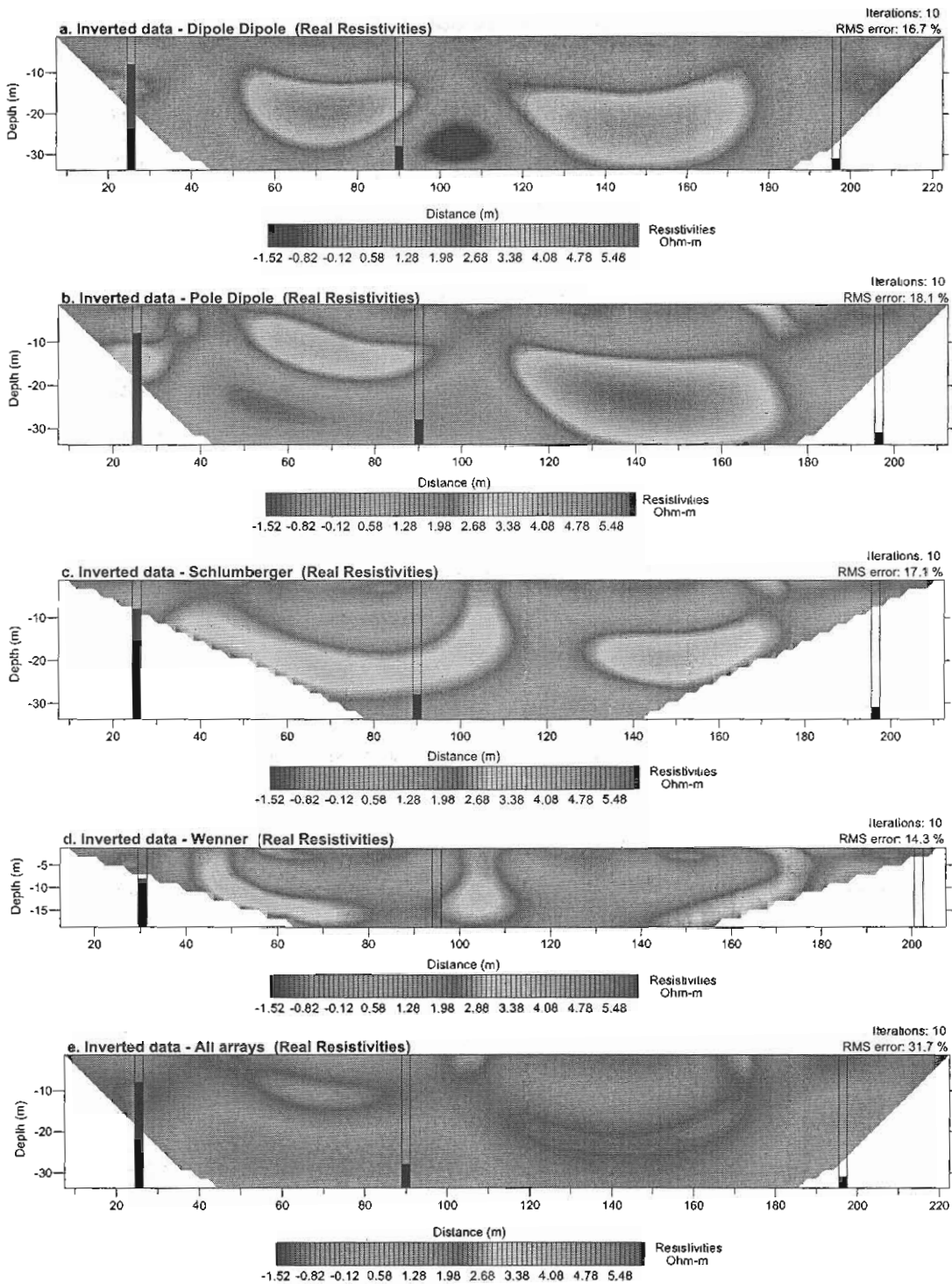
Σχήμα 4.42: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου αντιστροφής για τη διάταξη Wenner. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



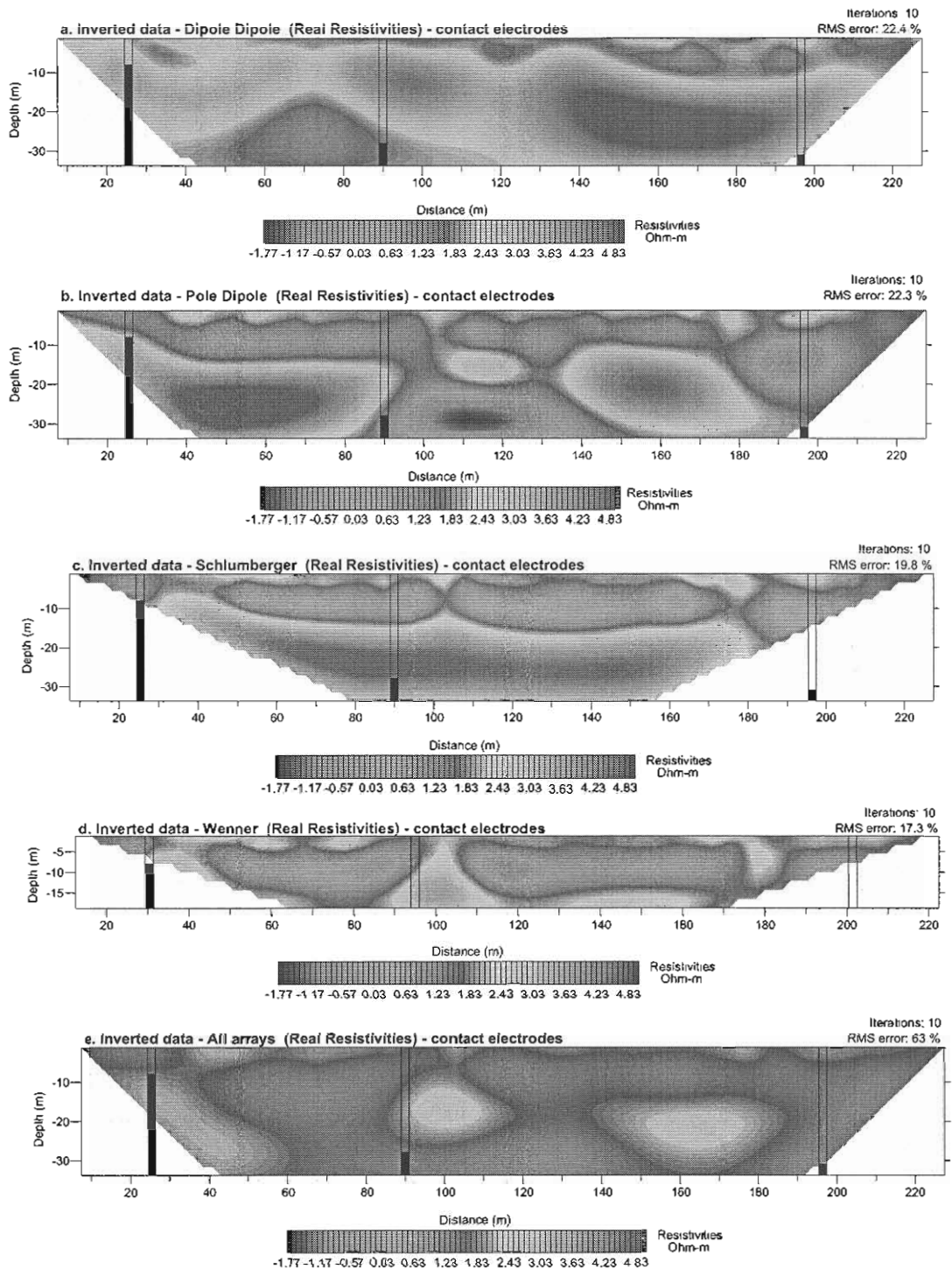
Σχήμα 4.43: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου συνδυασμένης αντιστροφής όλων των διατάξεων. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



Σχήμα 4.44: Απεικόνιση της ψευδοτομής και του γεωηλεκτρικού μοντέλου συνδυασμένης αντιστροφής όλων των διατάξεων. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.



Σχήμα 4.45: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με κανονικά ηλεκτρόδια.



Σχήμα 4.46: Απεικόνιση των γεωηλεκτρικών μοντέλων αντιστροφής όλων των διατάξεων που υλοποιήθηκαν καθώς και του γεωηλεκτρικού μοντέλου της συνδυασμένης αντιστροφής τους. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλεκτρόδια επαφής.

Παρατηρείται ότι παρ' ότι η γενική εικόνα βάθυνσης του υποβάθρου επιβεβαιώνεται τόσο από τις γεωηλεκτρικές τομές όσο και από τις γεωτρήσεις, τα βάθη στα οποία εμφανίζεται το υπόβαθρο διαφέρουν. Αυτό πιθανόν να οφείλεται στις έντονες πλευρικές διαφοροποιήσεις που υφίστανται στην περιοχή μελέτης, μιας και οι γεωτρήσεις δεν πραγματοποιήθηκαν ακριβώς στη θέση των δύο τομών, αλλά σε απόσταση 30m περίπου από αυτές.

4.8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα συμπεράσματα που μπορούν να εξαχθούν από τη μελέτη των ηλεκτροδίων επαφής και την εφαρμογή στα δεδομένα που λήφθηκαν του αλγορίθμου διδιάστατης συνδυασμένης αντιστροφής είναι τα ακόλουθα:

- Οι εικόνες που λαμβάνουμε με τη χρήση ηλεκτροδίων επαφής είναι παρόμοιες με αυτές που λαμβάνουμε με τη χρήση κανονικών ηλεκτροδίων. Επιπλέον, τα ηλεκτρόδια επαφής μπορούν να χρησιμοποιηθούν σχεδόν σε όλες τις επιφάνειες, στις οποίες δε γίνεται να καρφωθούν τα κανονικά ηλεκτρόδια δίνοντας αξιόπιστα αποτελέσματα.
- Μέχρι στιγμής, η άσφαλτος είναι η μόνη επιφάνεια στην οποία όταν τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια επαφής δεν μπορούν να δώσουν αξιόπιστες μετρήσεις φαινόμενης αντίστασης. Αυτό συμβαίνει λόγω των πολύ μεγάλων αντιστάσεων επαφής που δημιουργεί η άσφαλτος.
- Το υπεδάφος στα αστικά περιβάλλοντα παρουσιάζει πολύπλοκες τρισδιάστατες δομές με απότομες και συνεχείς μεταβολές της αντίστασης, με αποτέλεσμα να είναι πάρα πολύ δύσκολη η προσέγγισή του από ένα διδιάστατο μοντέλο καθώς και η παραμετροποίησή του (υποδιαίρεση του υπεδάφους σε κελιά διαφορετικής αντίστασης) με τη βοήθεια των πεπερασμένων στοιχείων. Η αδυναμία αυτή του αλγορίθμου να προσεγγίσει την πολύπλοκη δομή του υπεδάφους με ένα απλό αρχικό μοντέλο εκφράζεται με τα μεγάλα μέσα τετραγωνικά σφάλματα που έχουν τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής.
- Η πραγματοποίηση ηλεκτρικών τομογραφιών σε αστικά κέντρα δίνει τις περισσότερες των περιπτώσεων ιδιαίτερα θορυβώδεις. Ο θόρυβος αυτός

συμβάλει στην ύπαρξη μεγάλων μέσων τετραγωνικών σφαλμάτων στα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής.

- Ο θόρυβος των μετρήσεων είναι τυχαίος και έτσι μπορούν εύκολα να εντοπισθούν οι ιδιαίτερα θορυβώδεις μετρήσεις και να αφαιρεθούν από το αρχείο των δεδομένων χωρίς να μεταβληθεί αισθητά η εικόνα του υπεδάφους που λαμβάνεται.
- Δεν πρέπει να αφαιρούμε αλόγιστα δεδομένα με σκοπό τη μείωση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, γιατί έτσι αφαιρούμε συγχρόνως και πολύτιμη πληροφορία, γεγονός που μπορεί να προκαλέσει αστάθεια στη διαδικασία της αντιστροφής ή και να οδηγήσει σε λανθασμένες ερμηνείες της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους
- Η συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων όλων των διατάξεων συμβάλει στην μείωση του προβλήματος του υψηλού θορύβου και δίνει τη δυνατότητα απόκτησης μιας όσο το δυνατό βελτιωμένης εικόνας της εκάστοτε περιοχής μελέτης.
- Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προκύπτουν από τη συνδυασμένη αντιστροφή δύο ή περισσότερων διατάξεων έχουν μεγάλο μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Η μεγάλη τιμή του σφάλματος είναι αποτέλεσμα της προσπάθειας να ερμηνευτούν με ένα κοινό μοντέλο αντιστροφής δεδομένα που λήφθηκαν με διαφορετικές διατάξεις. Αναπόφευκτα, κάποιες από τις μετρήσεις των επιμέρους διατάξεων δε μπορούν να προσαρμοσθούν στο κοινό μοντέλο αντιστροφής, γεγονός που εκφράζεται με την ύπαρξη μεγάλου μέσου τετραγωνικού σφάλματος.
- Η μείωση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος στα γεωηλεκτρικά μοντέλα συνδυασμένης αντιστροφής με αφαίρεση κάποιων αρχικών τιμών αντίστασης δεν επιφέρει κάποια αισθητή αλλαγή στη γεωηλεκτρική εικόνα του υποβάθρου.
- Η χρήση του συντελεστή βαρύτητας β στη συνδυασμένη αντιστροφή των διατάξεων δίνει σε όλες τις περιπτώσεις σαφώς πιο βελτιωμένες γεωηλεκτρικές εικόνες αντιστροφής.
- Το ζητούμενο από τη χρήση του συντελεστή βαρύτητας β στη συνδυασμένη αντιστροφή διατάξεων είναι η απόκτηση της καλύτερης δυνατής γεωηλεκτρικής εικόνας της περιοχής μελέτης. Αυτό δεν πετυχαίνεται πάντα με την ισάξια συμμετοχή των δεδομένων όλων των διατάξεων στη συνδυασμένη αντιστροφή. Ο

αλγόριθμος παρέχει στο χρήστη την αναλογία των ευαισθησιών κάθε ζεύγους διατάξεων, δίνοντας του μια αίσθηση του πόσο ισχυρές είναι οι τιμές που μετρά η κάθε διάταξη. Ο χρήστης, επιπλέον, γνωρίζει την αξιοπιστία των μετρήσεων που λήφθηκαν. Συνδυάζοντας τα παραπάνω, μπορεί να υλοποιήσει τη συνδυασμένη αντιστροφή, θέτοντας για κάθε ζεύγος διατάξεων το συντελεστή βαρύτητας που αυτός θεωρεί σωστότερο.

- Η μείωση της ευαισθησίας των τιμών μιας διάταξης δε σημαίνει ότι αφαιρείται η πληροφορία που δίνει η διάταξη αυτή, γεγονός που αποδεικνύεται σε όλα τα παραδείγματα του παρόντος κεφαλαίου και ιδιαίτερα στην περίπτωση εντοπισμού του κανάτ.

5.

ΜΕΛΕΤΗ ΒΑΘΟΥΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Ο όρος “βάθος διασκόπησης” (*depth of investigation*) αναφέρεται στο βάθος μέχρι το οποίο οι μετρήσεις που λαμβάνονται στην επιφάνεια της Γης ανταποκρίνονται στην τιμή της φυσικής ιδιότητας που έχει η Γη. Ο καθορισμός του βάθους διασκόπησης των μεθόδων μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης είναι απαραίτητος όταν ερμηνεύουμε τα μοντέλα που λαμβάνουμε από την αντιστροφή των μετρήσεων, διότι οι δομές που βρίσκονται σε μεγαλύτερο βάθος από το βάθος διασκόπησης δεν πρέπει να ερμηνεύονται γεωλογικά.

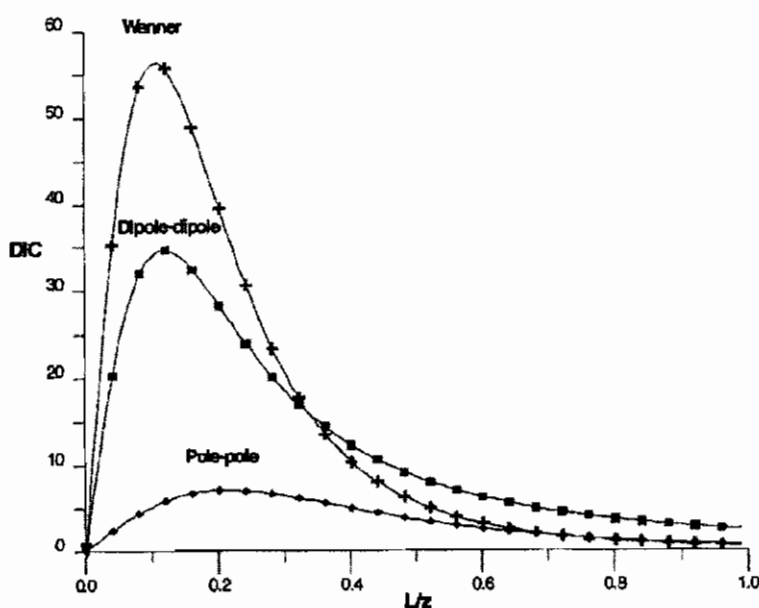
Για τη μελέτη του βάθους διασκόπησης των ηλεκτρικών μεθόδων πραγματοποιήθηκαν αντιστροφές ποικίλων αρχικών μοντέλων καθώς και ομογενούς Γης. Μελετήθηκε η επίδραση που έχουν διάφοροι παράγοντες, όπως το βάθος, το σχήμα, το μέγεθος και η τιμή της ανωμαλίας, ο αριθμός των στρωμάτων του αρχικού μοντέλου και του μοντέλου αντιστροφής, ο αριθμός των επαναλήψεων που πραγματοποιείται σε κάθε αντιστροφή και η τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης, στο βάθος διασκόπησης μιας διάταξης. Επίσης, μελετήθηκε η συμβολή του βάθους διασκόπησης στην ερμηνεία των γεωηλεκτρικών μοντέλων που προέκυψαν από τη συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων που προέρχονται από περισσότερες από μια διατάξεις.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται παλαιότερες προσεγγίσεις καθορισμού του βάθους διασκόπησης καθώς και η μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή. Ακολούθως, παρουσιάζονται και συζητούνται ενδεικτικά παραδείγματα της παραπάνω μελέτης.

5.1. ΠΑΛΑΙΟΤΕΡΕΣ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ

Η δυσκολία στο να καθοριστεί το βάθος διεξόδου οφείλεται στο ότι οι θεωρητικοί υπολογισμοί που έχουν γίνει υποθέτουν ομογενή Γη, γεγονός που δεν ισχύει στην πραγματικότητα, καθώς και στο ότι οι τιμές της φαινόμενης αντίστασης που μετρώνται στην επιφάνεια δεν οφείλονται αποκλειστικά σε κάποιο συγκεκριμένο βάθος.

Στο παρελθόν έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι υπολογισμού του βάθους διασκόπησης των ηλεκτρικών διασκοπήσεων. Οι περισσότερες από αυτές στηρίζονται στην κατασκευή καμπύλων, οι οποίες απεικονίζουν την απόκριση ενός λεπτού οριζόντιου στρώματος με μεταβαλλόμενο βάθος και ονομάζονται καμπύλες DIC (Depth of Investigation Characteristic).



Σχήμα 5.1: DIC καμπύλες για τις διατάξεις *Wenner*, *διπόλου-διπόλου* και *πόλου-πόλου*.

Σύμφωνα με τους ερευνητές *Enjzen* (1938), *Roy and Apparao* (1971) και *Roy* (1972), το βάθος στο οποίο η καμπύλη DIC γίνεται μέγιστη, είναι το βάθος το οποίο συνεισφέρει περισσότερο στο σήμα που λαμβάνεται στην επιφάνεια, δηλαδή το βάθος διασκόπησης.

Ο Edwards (1977) πρότεινε ότι μέγιστο βάθος διασκόπησης μιας διάταξης, δεν είναι αυτό στο οποίο η καμπύλη DIC γίνεται μέγιστη, αλλά το βάθος στο οποίο η περιοχή που βρίσκεται κάτω από την καμπύλη DIC, χωρίζεται σε δύο μέρη ίσου εμβαδού, γεγονός το οποίο υποστηρίχθηκε και από τον Barker (1989).

Τύπος Διάταξης	Βάθος Διερεύνησης
Wenner	0,11 L
Schlumberger	0,125 L
Διπόλου-Διπόλου	0,195 L
Πόλου-Πόλου	0.35 L

L: συνολικό μήκος διάταξης

Πίνακας 5.1.: Βάθος διασκόπησης για διάφορες διατάξεις (κατά Roy and Apparao, 1971 και Roy, 1972).

Τύπος Διάταξης	Βάθος Διερεύνησης
Wenner	0,17 L
Schlumberger	0,195 L
Διπόλου-Διπόλου	0,25 L
Διδύμου Διπόλου	0,77 L
Πόλου-Διπόλου	0,52 L

L: συνολικό μήκος διάταξης

Πίνακας 5.2.: Βάθος διασκόπησης για διάφορες διατάξεις (κατά Edwards, 1977).

Οι παραπάνω αναλύσεις έχουν συμβάλει στη δημιουργία ποικίλων διατάξεων, που υποστηρίχθηκαν από διαφορετικές ομάδες ερευνητών. Τα βάθη διασκόπησης που πρότεινε ο Edwards (1977) έχουν χρησιμοποιηθεί ως παράγοντες, ανάλογοι του χαρακτηριστικού μήκους κάθε διάταξης (του μήκους μεταξύ των δύο δίπολων στις διατάξεις ηλεκτροδίων πόλου-δίπολου και δίπολου-δίπολου, του μήκους μεταξύ των ηλεκτροδίων στη διάταξη Wenner και του μήκους μεταξύ των ηλεκτροδίων του ρεύματος και του δυναμικού στη διάταξη πόλου-πόλου). Τα βάθη αυτά, αν και είναι καθοδηγητικά στο σχεδιασμό των διατάξεων ηλεκτροδίων, αποτελούν ποιοτική πληροφορία και δεν παρέχουν ποσοτική ένδειξη του βάθους, στο οποίο οι δομές των μοντέλων αντιστροφής μπορούν να ερμηνευτούν.

Άλλοι ερευνητές, για να καθορίσουν το βάθος διασκόπησης, στράφηκαν σε μεθόδους που χρησιμοποιούσαν το ευθύ πρόβλημα και επικεντρώθηκαν στο κατά πόσο

οι μετρήσεις που λαμβάνονται στο ύπαιθρο μπορούν να εντοπίσουν ένα σώμα που βρίσκεται σε βάθος μέσα στη γη (Van Nostrand, 1953; Apparao et al., 1992).

Έστω ένα σώμα μικρής ή μεγάλης αντίστασης βρίσκεται σε βάθος. Σύμφωνα με την παραπάνω μέθοδο, γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων που λαμβάνουμε με αυτά που θα παίρναμε αν δεν υπήρχε το σώμα. Εάν η ανωμαλία που δημιουργεί το υποτιθέμενο σώμα μεταβάλλει “αρκετά” τα αποτελέσματα, το βάθος διασκόπησης είναι τουλάχιστον όσο το βάθος, στο οποίο βρίσκεται η κορυφή του σώματος. Αυτή η μεθοδολογία είναι πολύ χρήσιμη στο σχεδιασμό των διατάξεων, αλλά δεν είναι αξιόπιστη όσο αναφορά την ποσοτικοποίηση του βάθους διασκόπησης καθώς σχετίζεται με το μοντέλο που προκύπτει από τα δεδομένα που μετρώνται στο ύπαιθρο.

Η μελέτη του βάθους διασκόπησης, σύμφωνα με τους Oldenburg and Li (1999), βασίζεται στον καθορισμό του βάθους μέχρι το οποίο οι μετρήσεις που λαμβάνονται στην επιφάνεια της Γης ανταποκρίνονται στην τιμή της φυσικής ιδιότητας που έχει η γη. Η προσέγγιση αυτή του βάθους διασκόπησης μελετάται στην παρούσα διατριβή.

Σύμφωνα με τους Oldenburg and Li (1999) και Marescot et al. (2003), δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν απλοί κανόνες στην εύρεση του βάθους διασκόπησης, διότι αυτό εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την αγωγιμότητα της δομής, την υπάρχουσα γεωμετρία και τα λάθη που αναπόφευκτα εμπερικλείουν τα δεδομένα.

Ο Parker (1984) έδειξε ότι οι τιμές του δυναμικού που παρατηρούνται σε γη που θεωρείται ότι έχει μια μόνο διάσταση μπορούν να ερμηνευτούν με μια σειρά από αγωγίμα στρώματα, των οποίων το πάχος είναι άπειρο. Συνεπώς, με βάση την παραπάνω θεωρία και χωρίς επιπρόσθετες πληροφορίες, το βάθος διασκόπησης είναι θεωρητικά μηδέν. Πεπερασμένα όρια του βάθους διασκόπησης μπορούν να ληφθούν μόνο περιορίζοντας τις τιμές της αγωγιμότητας ή το ρυθμό με τον οποίο αυτές μεταβάλλονται με το βάθος (Oldenburg and Li, 1999).

Επίσης, ποικίλα μοντέλα μπορούν να δώσουν τις ίδιες τιμές ηλεκτρικής αντίστασης και ως εκ τούτου δεν υπάρχει μοναδικότητα λύσης, όσον αφορά την αντιστροφή των μετρήσεων ηλεκτρικής αντίστασης. Είναι πιθανό, τα αποτελέσματα που εξάγονται από μια μαθηματική ανάλυση, η οποία λαμβάνει υπ’ όψη όλα τα μοντέλα που αναπαράγουν τα δεδομένα, να δίνουν μια περιορισμένη εικόνα του πραγματικού βάθους διασκόπησης. Χρήσιμες πληροφορίες για το βάθος διασκόπησης λαμβάνονται μόνο όταν επιπλέον περιορισμοί, όπως αυτοί που απαιτούνται από τη συνάρτηση σφάλματος του μοντέλου,

επιβάλλονται στα μοντέλα. Οι Oldenburg and Li (1999) περιόρισαν τη μελέτη τους σε αρχικά μοντέλα που κατά κάποιο τρόπο προσέγγιζαν το επιθυμητό αρχικό μοντέλο.

5.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΘΗΚΕ

Για την αντιστροφή των δεδομένων της ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα διδιάστατης αντιστροφής 2DINVS (Tsourlos et al., 1998; Tsourlos and Ogilvy, 1999), το οποίο τροποποιήθηκε κατάλληλα, ώστε να εκτελεί δύο αντιστροφές με διαφορετική αρχική αντίσταση καθώς και να υπολογίζει τις τιμές του βάθους διασκόπησης.

Η μέθοδος υπολογισμού του βάθους διασκόπησης (DOI) που προτάθηκε από τους Oldenburg and Li (1999) βασίζεται στην εκτέλεση δύο αντιστροφών της ίδιας σειράς δεδομένων χρησιμοποιώντας κάθε φορά διαφορετική τιμή αρχικής αντίστασης μοντέλου αντιστροφής x_0 (σχέση 2.18.). Η τιμή της αρχικής αντίστασης μοντέλου, x_A , που χρησιμοποιείται στην πρώτη αντιστροφή, υπολογίζεται συνήθως από τον μέσο όρο των λογαρίθμων των τιμών των παρατηρούμενων φαινόμενων αντιστάσεων. Η τιμή της αρχικής αντίστασης μοντέλου, x_B , που χρησιμοποιείται στη δεύτερη αντιστροφή, τίθεται συνήθως ως δεκαπλάσια της τιμής x_A . Το βάθος διασκόπησης σε κάθε σημείο (x,z) , που αντιπροσωπεύεται από μια μέτρηση στην επιφάνεια της Γης, δίνεται από την εξίσωση:

$$R_{AB}(x,z) = \frac{X_A(x,z) - X_B(x,z)}{X_A - X_B} \quad (5.1.)$$

όπου x_A και x_B είναι οι αρχικές αντιστάσεις του μοντέλου που χρησιμοποιούνται στην πρώτη και δεύτερη αντιστροφή αντίστοιχα, ενώ $x_A(x,z)$ και $x_B(x,z)$ είναι οι τελικές αντιστάσεις που εξάγονται σε κάθε σημείο (x,z) από την αντιστροφή των δεδομένων.

Για να μειωθεί η επίδραση της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής που χρησιμοποιείται, προτάθηκε από τους Oldenburg and Li (1999) μια κανονικοποιημένη κλίμακα του βάθους διασκόπησης. Η τιμή του κανονικοποιημένου βάθους $R(x,z)$ διασκόπησης υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$R(x,z) = \frac{R_{AB}(x,z)}{R_M} = \frac{X_A(x,z) - X_B(x,z)}{R_M(X_A - X_B)} \quad (5.2.)$$

όπου R_M είναι η μέγιστη τιμή του βάθους διασκόπησης, η οποία υπολογίζεται με βάση την εξίσωση (5.1.), ενώ η μεταβλητή $R(x,z)$ έχει ελάχιστη τιμή το μηδέν και μέγιστη τη μονάδα.

Η τιμή $R(x,z)$ θα τείνει στην τιμή μηδέν σε περιοχές όπου η εκτέλεση των δύο αντιστροφών δίνει τελικές αντιστάσεις παρόμοιες με τις φαινόμενες αντιστάσεις του αρχικού μοντέλου. Στις περιοχές αυτές οι τιμές των τελικών αντιστάσεων εξαρτώνται από τα δεδομένα. Σε περιοχές όπου τα δεδομένα δεν περιέχουν πληροφορία για την αντίσταση της Γης, η τιμή $R(x,z)$ θα τείνει στη μονάδα, καθώς οι τιμές των αντιστάσεων θα είναι παρόμοιες με την αρχική αντίσταση του μοντέλου αντιστροφής. Αυτό συμβαίνει σε σχετικά μεγάλα βάθη, κυρίως κοντά στο τέλος της γραμμής διάταξης των ηλεκτροδίων, όπου η κάλυψη των δεδομένων είναι αραιή.

Η θεώρηση μιας τιμής της μεταβλητής $R(x,z)$ ως υψηλής ή χαμηλής είναι υποκειμενική. Η τιμή $R(x,z)$ διατηρείται σχεδόν μηδενική μέχρι ένα αρκετά μεγάλο βάθος, το οποίο αντιπροσωπεύει και το βάθος διασκόπησης της εκάστοτε διάταξης ηλεκτροδίων. Από τη στιγμή, όμως, που αυτή αρχίζει να αυξάνεται, η αύξησή της επιτυγχάνεται πολύ γρήγορα. Επομένως, μπορεί να θεωρηθεί σαν κατώφλι αξιοπιστίας των μετρήσεων που λαμβάνονται στο ύπαιθρο η τιμή 0,1 ή 0,2, που είναι πολύ κοντά στο μηδέν.

Επίσης, καθώς η διακριτική ικανότητα μειώνεται σταδιακά με το βάθος, η απόδοση του βάθους διασκόπησης με μια νοητή γραμμή δεν ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα. Η πληροφορία αυτή μπορεί να αποδοθεί με ισοβαθείς καμπύλες της τιμής της μεταβλητής $R(x,z)$ ή διαφορετικά με σταδιακή μείωση της ορατότητας της χρωματικής κλίμακας, ώστε τελικά η εικόνα της δομής να μην διακρίνεται εκεί όπου τα αποτελέσματα θεωρούνται αναξιόπιστα (Marescot et al., 2003).

Στην παρούσα μελέτη δε χρησιμοποιείται η κανονικοποιημένη κλίμακα στην απεικόνιση του βάθους διασκόπησης, αλλά η τιμή R_{AB} , όπως αυτή προκύπτει από την εξίσωση 5.1. Η τιμή R_{AB} φαίνεται ότι απεικονίζει καλύτερα τη μεταβολή του βάθους διασκόπησης σε σύγκριση με την κανονικοποιημένη τιμή $R(x,z)$.

Έστω ότι υπολογίζεται το βάθος διασκόπησης για το ίδιο αρχικό μοντέλο και για δύο διαφορετικές διατάξεις και προκύπτει ότι η μέγιστη τιμή του βάθους διασκόπησης για την πρώτη διάταξη είναι $R1_{AB}=0,3$ και για τη δεύτερη είναι $R2_{AB}=0,6$. Η κανονικοποίηση των παραπάνω τιμών του βάθους διασκόπησης:

- αφαιρεί από τον ερευνητή τη δυνατότητα να γνωρίζει την πραγματική διαφορά μεταξύ των τιμών της πρώτης και της δεύτερης αντιστροφής, δηλαδή το πραγματικό εύρος τιμών της μεταβλητής R_{AB} και
- υπερτονίζει τις τιμές του βάθους διασκόπησης της διάταξης που έχει μέγιστη τιμή $R=0,3$ σε σχέση με τις τιμές της διάταξης που έχει μέγιστη τιμή $R=0,6$.

Συνεπώς, θεωρείται σωστότερη η απεικόνιση του βάθους διασκόπησης με βάση τις τιμές της μεταβλητής R_{AB} . Ως κατώφλι αξιοπιστίας των μετρήσεων υπαίθρου λαμβάνεται η τιμή αυτή που θα αντιστοιχούσε στην τιμή 0,1 ή 0,2, αν η μέγιστη τιμή του βάθους διασκόπησης ήταν μονάδα.

Πρέπει να σημειωθεί ότι το μοντέλο αντιστροφής πρέπει να εκτείνεται σε αρκετά μεγάλα βάθη, ώστε τα αποτελέσματα να περιέχουν πληροφορία για την αντίσταση ακόμα και των βαθύτερων στρωμάτων.

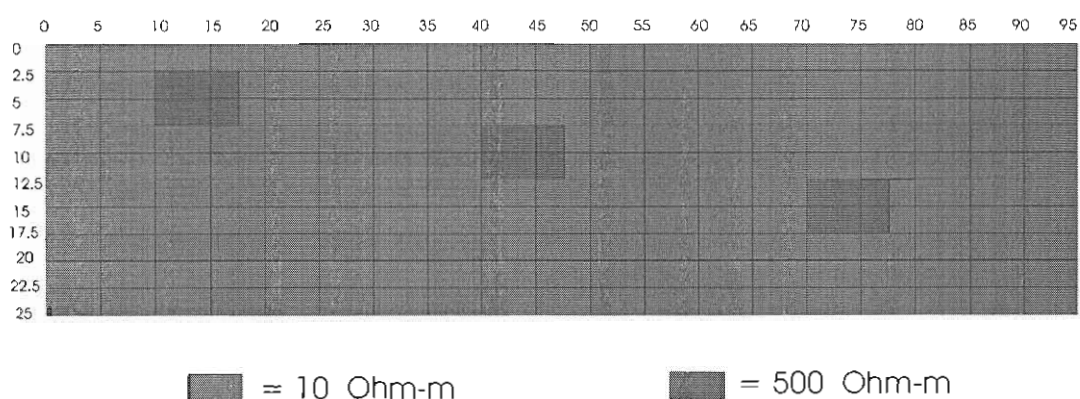
5.3. ΠΑΡΑΔΕΙΓΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της παρούσας μελέτης πραγματοποιήθηκε αντιστροφή πολυποίκιλων αρχικών μοντέλων προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση που έχουν διάφοροι παράγοντες όπως, το βάθος, το σχήμα, το μέγεθος και η τιμή της ανωμαλίας, ο αριθμός των στρωμάτων του αρχικού μοντέλου και του μοντέλου αντιστροφής, ο αριθμός των επαναλήψεων που πραγματοποιείται σε κάθε αντιστροφή και η τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης, στο βάθος διασκόπησης μιας διάταξης.

Μερικά ενδεικτικά παραδείγματα καθώς και τα αποτελέσματα τους παρουσιάζονται και συζητούνται παρακάτω, έτσι ώστε να γίνουν περισσότερο κατανοητές η έννοια και η χρησιμότητα του βάθους διασκόπησης. Μελετώνται περιπτώσεις που στο αρχικό μοντέλο υφίσταται τόσο πλευρική όσο και εις βάθος μεταβολή της αντίστασης και μια περίπτωση που στο αρχικό μοντέλο υπεισέρχεται 3% θόρυβος. Επίσης, παρουσιάζεται ο υπολογισμός του βάθους διασκόπησης σε περίπτωση πραγματικών δεδομένων καθώς και ομογενούς Γης.

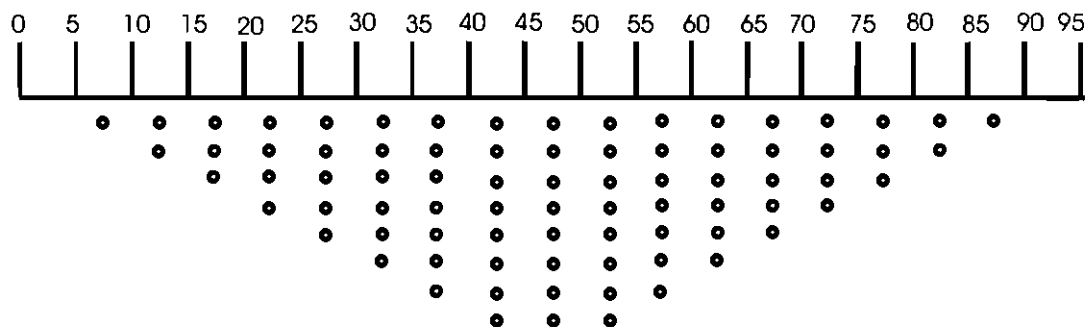
5.3.1. ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΙΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ

Τρία σώματα διαστάσεων $7,5 \times 5\text{m}$ και αντίστασης 500Ohm-m βρίσκονται βυθισμένα σε ομογενή ημιχώρο αντίστασης 10Ohm-m (σχήμα 5.2.). Τα σώματα βρίσκονται σε αποστάσεις 10m, 40m και 70m από την αρχή των διατάξεων μέτρησης, που θεωρείται ότι βρίσκεται στο σημείο μηδέν και σε βάθη 2,5m, 7,5m και 12,5m αντίστοιχα.



Σχήμα 5.2: Σχηματική απεικόνιση του μοντέλου τριών σωμάτων.

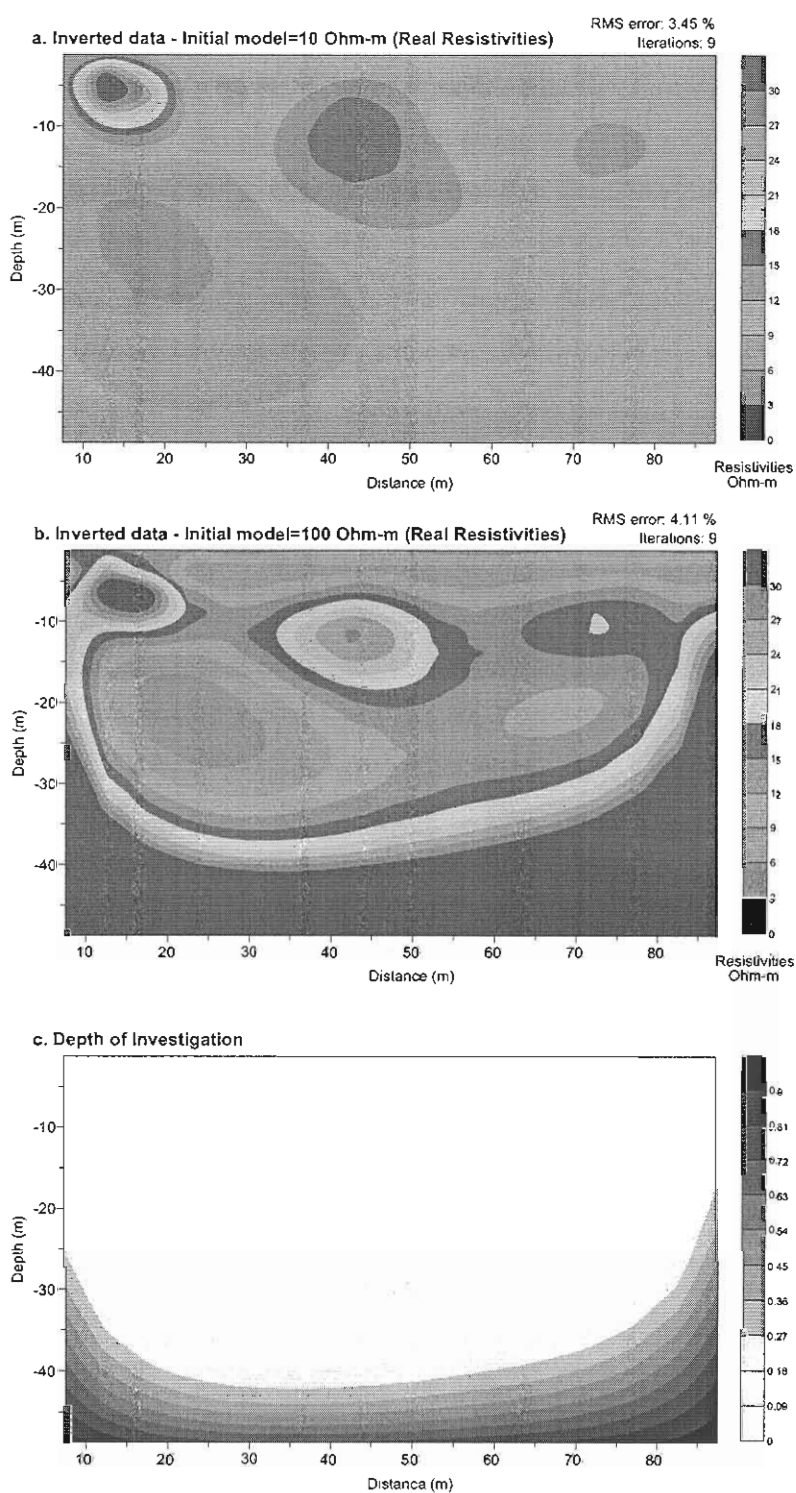
Οι μετρήσεις θεωρείται ότι πραγματοποιήθηκαν με μια διάταξη 20 ηλεκτροδίων. Το αρχικό μοντέλο έχει 10 στρώματα για όλες τις διατάξεις, εκτός από τις Wenner και Schlumberger, όπου ο αριθμός των στρωμάτων θεωρείται ίσος με 6 και 8 αντίστοιχα. Η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι 5m. Οι διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι: διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, πόλου-πόλου, Schlumberger και Wenner. Στη διάταξη πόλου-διπόλου, το ρεύμα θεωρείται ότι εισάγεται στη γη τη μια φορά από τη δεξιά πλευρά της διάταξης και την άλλη από την αριστερή πλευρά και λαμβάνονται δύο διαφορετικές σειρές δεδομένων. Επίσης, στη διάταξη Schlumberger, παίρνουμε δύο σειρές δεδομένων. Στην πρώτη υφίστανται μόνο οι κεντρικές στήλες των μετρήσεων που πραγματοποιούνται με τη διάταξη, οι οποίες φτάνουν μέχρι το μέγιστο βάθος. Στη δεύτερη σειρά δεδομένων λαμβάνονται και οι πλευρικές στήλες των μετρήσεων (σχήμα 5.3.).



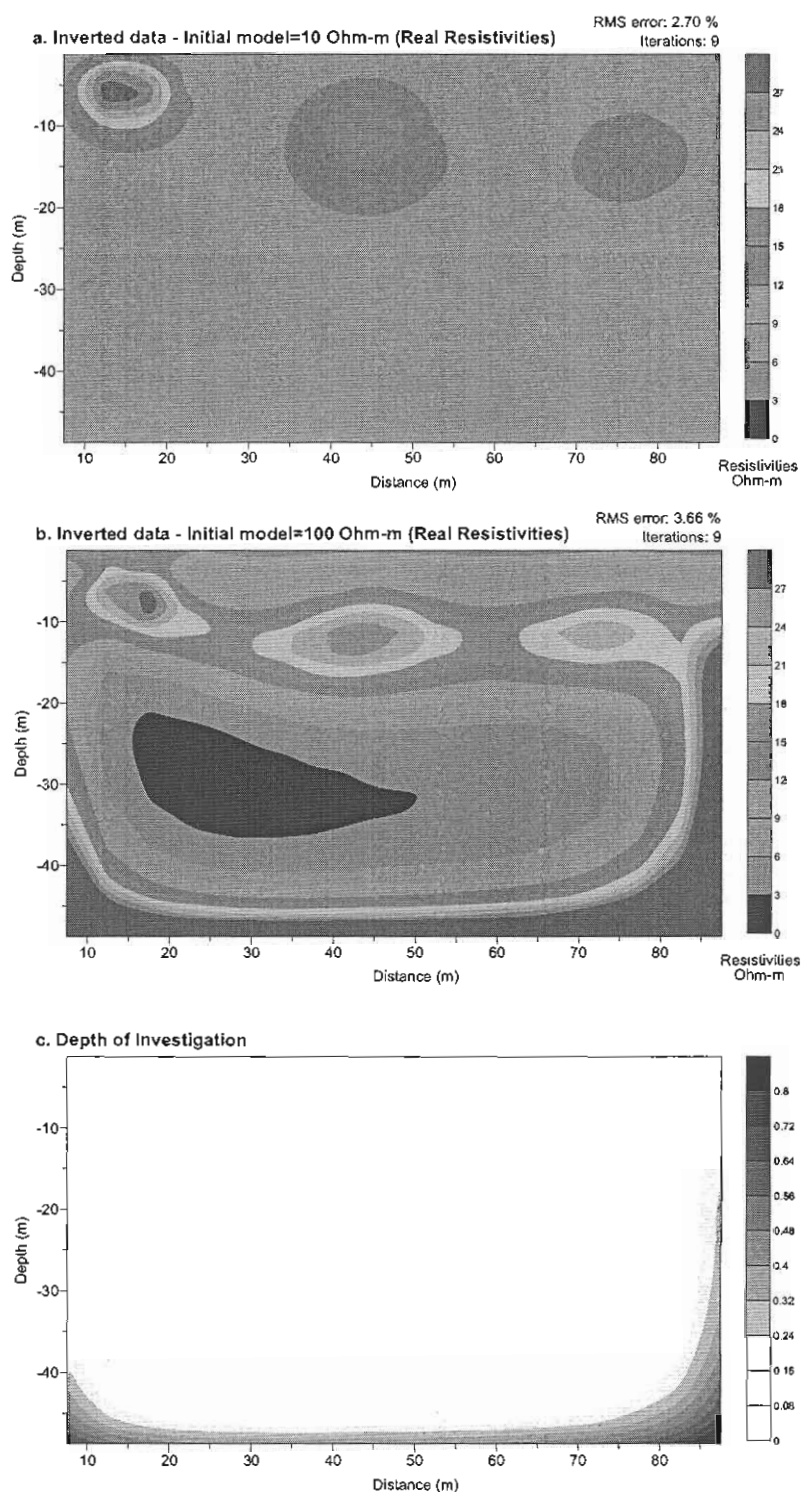
Σχήμα 5.3.: Απεικόνιση κεντρικών και πλευρικών στήλων μετρήσεων της διάταξης Schlumberger. Με μαύρο χρώμα φαίνονται οι κεντρικές στήλες μετρήσεων και με κόκκινο οι πλευρικές στήλες.

Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής, που χρησιμοποιείται στην πρώτη αντιστροφή, υπολογίζεται από το μέσο όρο των λογαρίθμων των τιμών των παρατηρούμενων φαινόμενων αντιστάσεων και είναι $x_A \approx 10 \text{ Ohm-m}$. Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου x_B , που χρησιμοποιείται στη δεύτερη αντιστροφή τίθεται ως δεκαπλάσια της τιμής x_A ($x_B \approx 100 \text{ Ohm-m}$). Στο μοντέλο αντιστροφής ο αριθμός των στρωμάτων είναι ίσος με 20 για όλες τις διατάξεις, εκτός από την διάταξη πόλου-πόλου, όπου λόγω του γεγονότος ότι το βάθος διασκόπησης εκτείνεται σε μεγαλύτερο βάθος, ο αριθμός των στρωμάτων είναι ίσος με 40. Η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,5.

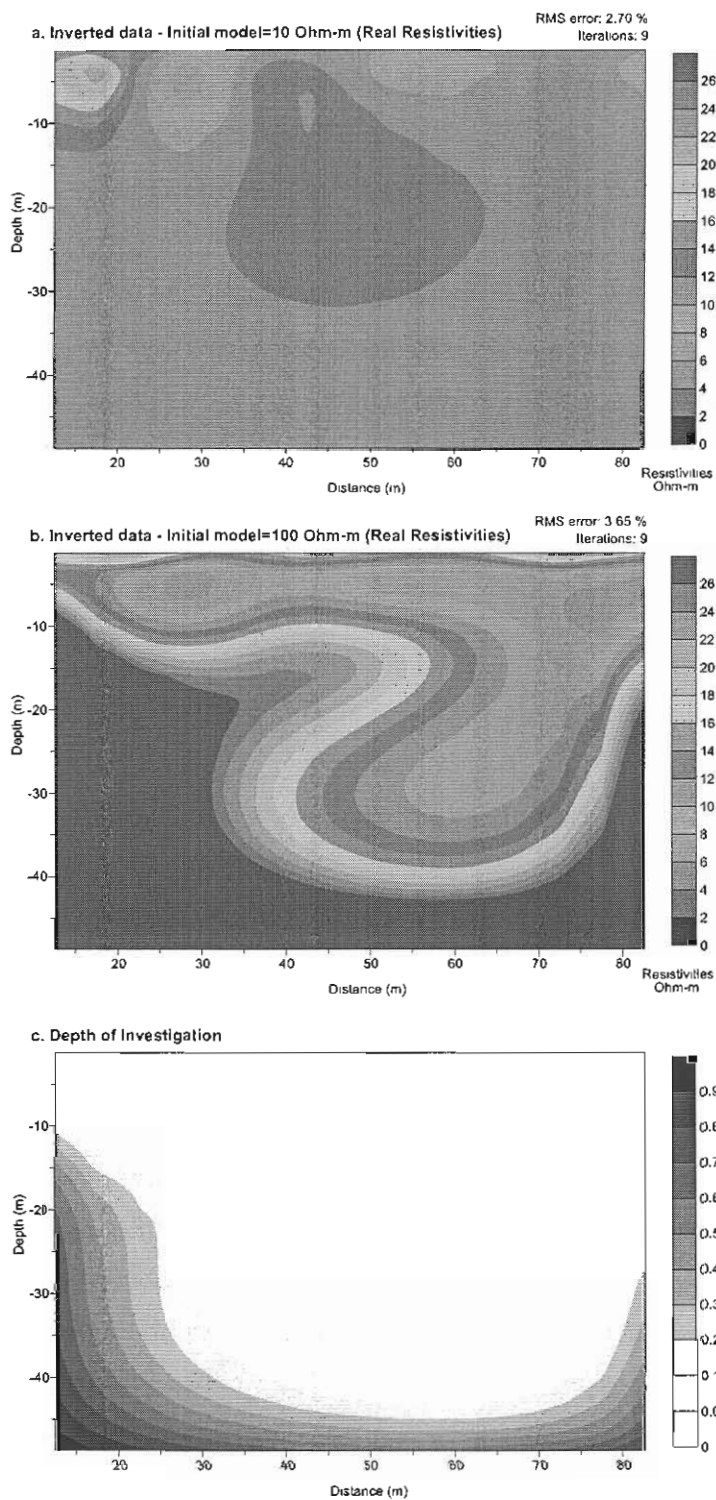
Στις γραφικές απεικονίσεις που ακολουθούν φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από τις δύο αντιστροφές καθώς και το βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη.



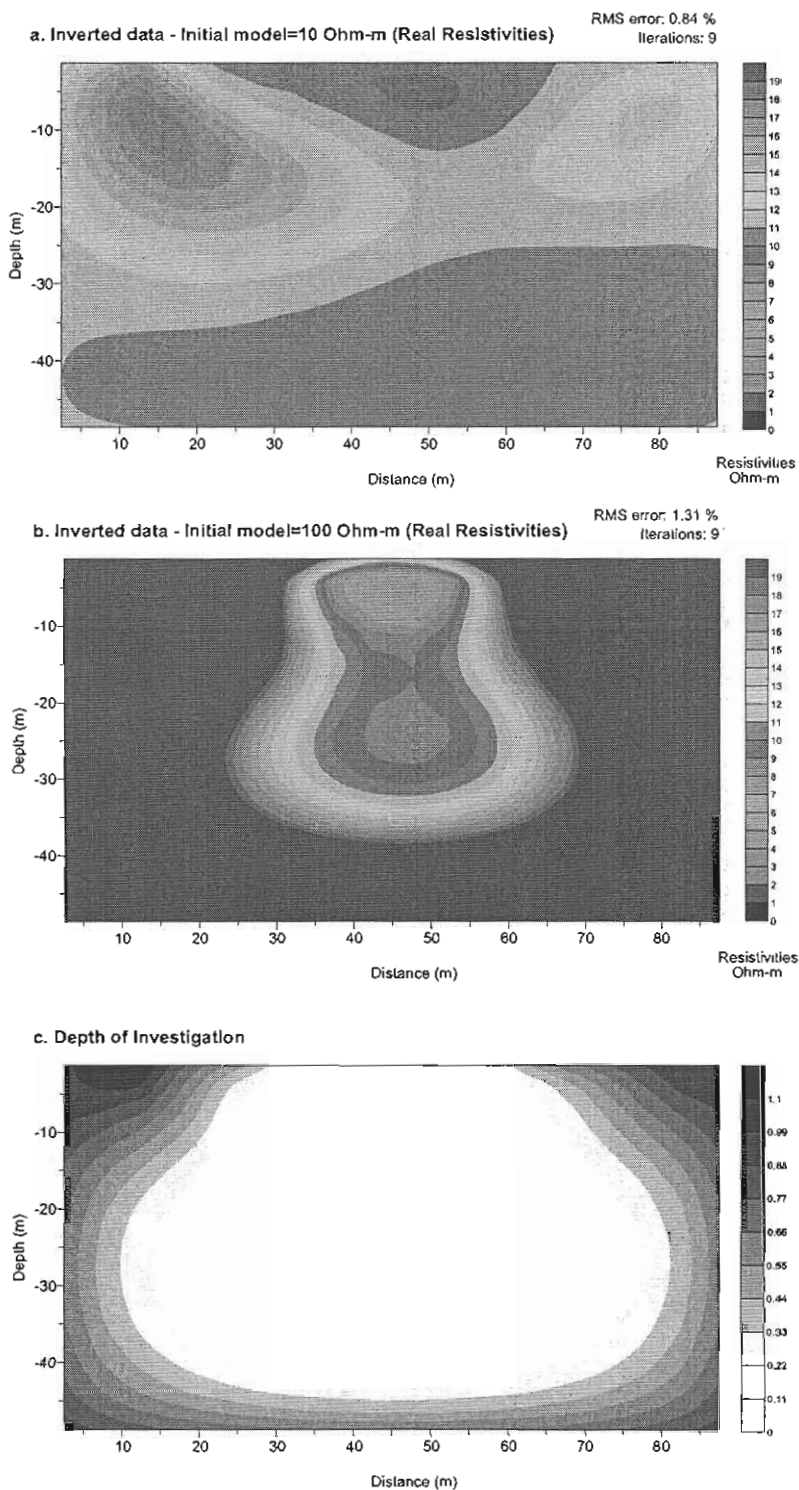
Σχήμα 5.4.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



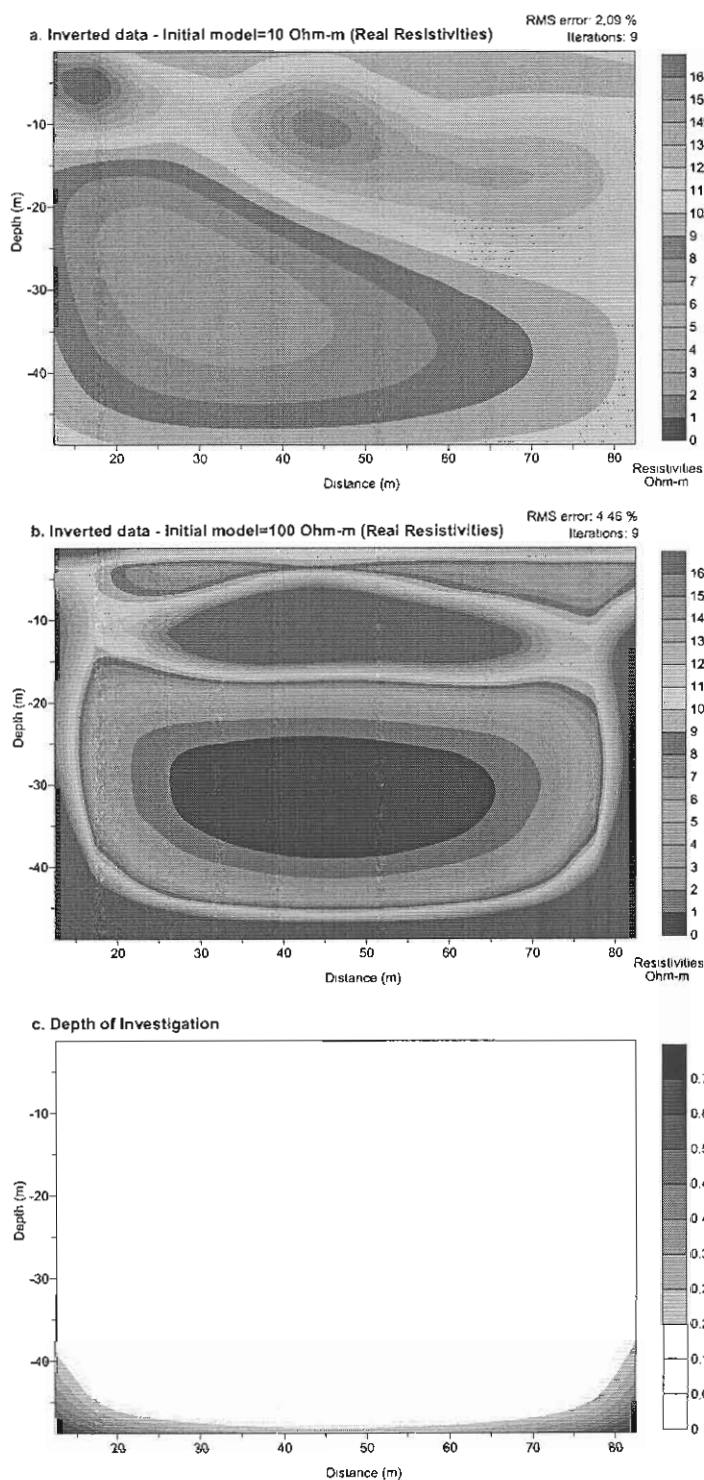
Σχήμα 5.5.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται αριστερά της γραμμής μετρήσεων. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



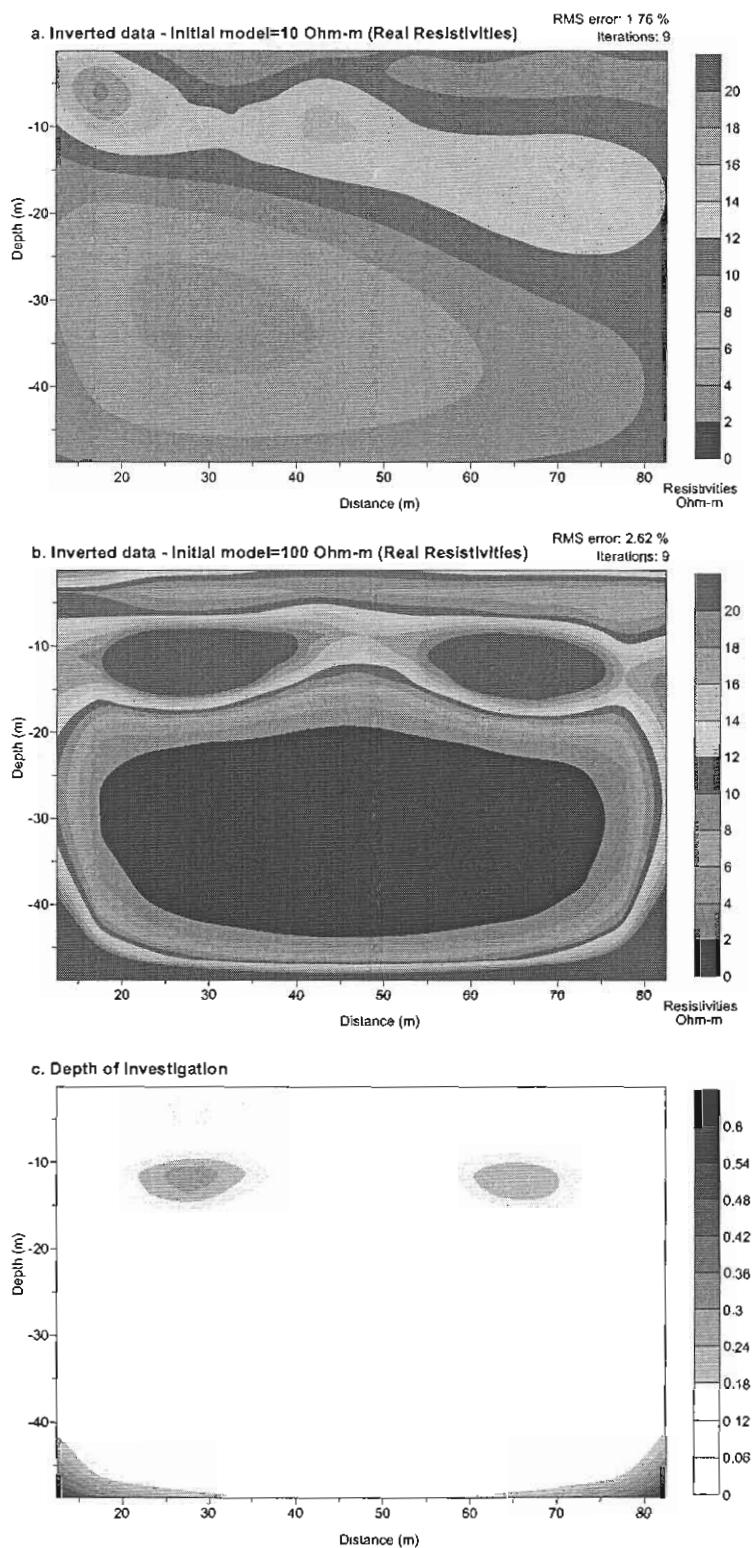
Σχήμα 5.6.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται δεξιά της γραμμής μετρήσεων. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



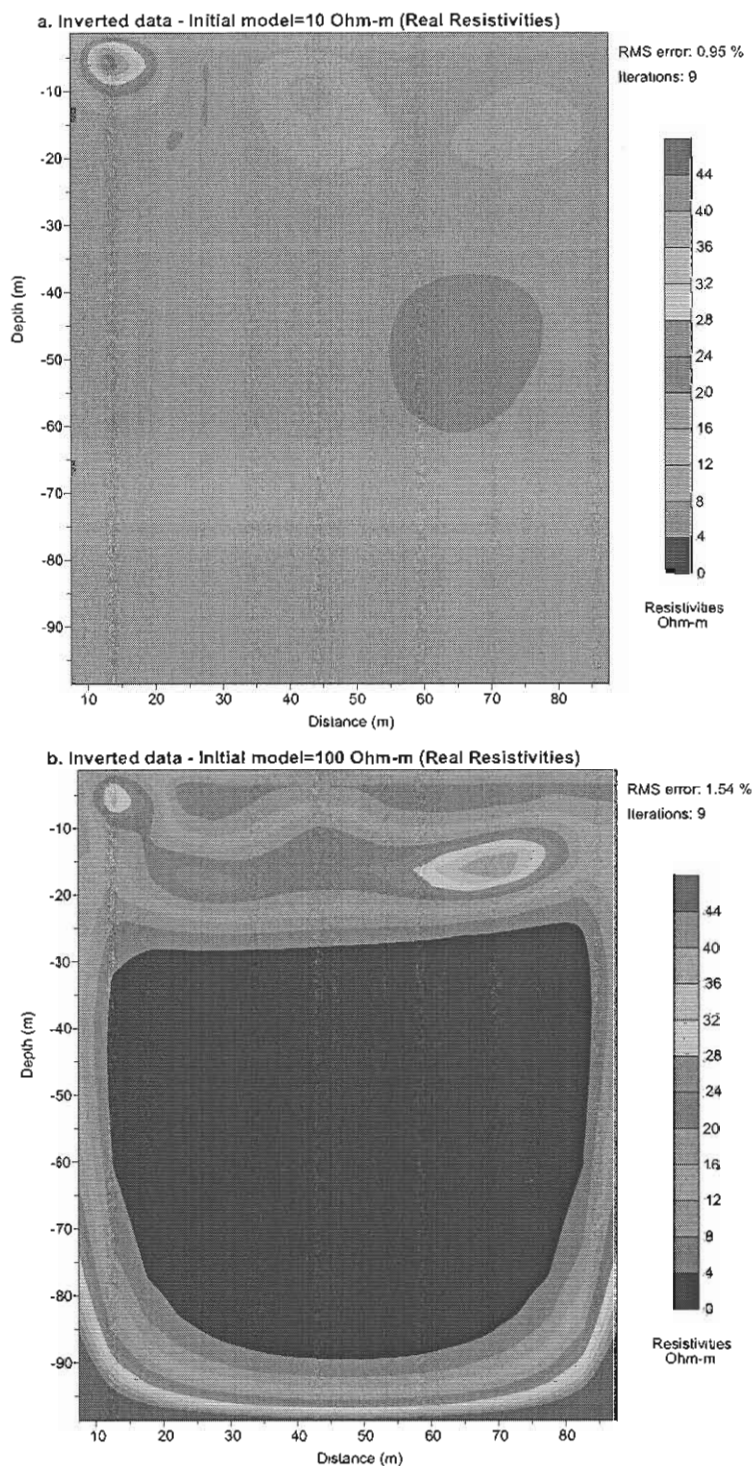
Σχήμα 5.7.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Schlumberger (κεντρικές στήλες μετρήσεων) που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



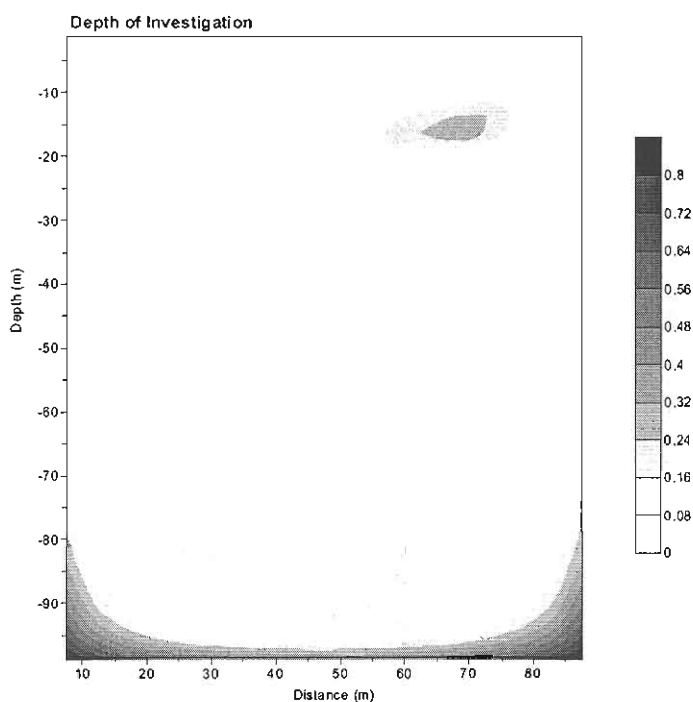
Σχήμα 5.8.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Schlumberger (κεντρικές και πλευρικές στήλες μετρήσεων) που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.9: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Wenner που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.10.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-πόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m.



Σχήμα 5.11.: Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης πόλου-πόλου.

Παρατηρώντας τις παραπάνω απεικονίσεις διαπιστώνουμε ότι δε μπορεί να ληφθεί μια συγκεκριμένη τιμή του βάθους διασκόπησης για κάθε διάταξη ηλεκτροδίων, διότι το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από πολλούς παράγοντες, οι οποίοι έχουν προαναφερθεί.

Για ένα συγκεκριμένο αρχικό μοντέλο και ένα συγκεκριμένο μοντέλο αντιστροφής, το βάθος διασκόπησης δείχνει κατά πόσο τα αποτελέσματα της αντιστροφής είναι αξιόπιστα και σε τι βάθος εκτείνεται αυτή η αξιοπιστία. Η τροποποίηση κάποιου από τους παραπάνω παράγοντες έχει ως αποτέλεσμα την αλλαγή και του βάθους διασκόπησης. Επίσης, φαίνεται ότι το βάθος διασκόπησης για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-πόλου είναι σαφώς υπερτιμημένο (1 με 3,5 φορές) σε σύγκριση με το βάθος διασκόπησης που υπολογίζονταν με προηγούμενες μεθόδους, ενώ για τις υπόλοιπες διατάξεις είναι άλλοτε υπερτιμημένο, άλλοτε υποτιμημένο και άλλοτε ίσο με το βάθος διασκόπησης των προηγούμενων μεθόδων.

Επιπλέον, παρατηρείται μια αδυναμία της μεθόδου να υπολογίσει ένα σταθερό βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη, ακόμα και για το ίδιο συνολικό μήκος διάταξης,

γεγονός που δείχνει ότι το βάθος διασκόπησης εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το αρχικό μοντέλο και το μοντέλο αντιστροφής.

Το βάθος διασκόπησης αποτελεί ένα δείκτη, μόνο όταν χρησιμοποιείται συγχρόνως με κάθε αντιστροφή, για να μας δείξει την αξιοπιστία της εκάστοτε αντιστροφής, όπως αυτή πραγματοποιείται με τα συγκεκριμένα χαρακτηριστικά. Επίσης, συμβάλει στη λήψη του σωστού συνδυασμού του συντελεστή εξομάλυνσης και του μέγιστου βάθους του μοντέλου αντιστροφής για να παραχθούν τα βέλτιστα αποτελέσματα όσο αναφορά την ερμηνεία της εκάστοτε δομής.

Από τη μελέτη των γραφικών απεικονίσεων διαπιστώνεται ότι το βάθος διασκόπησης είναι μικρότερο στη διάταξη Wenner, αφού υφίστανται μεγάλες τιμές της μεταβλητής R στις δύο άκρες της γραμμής μετρήσεων, όπου η κάλυψη των δεδομένων είναι αραιή. Στη διάταξη Schlumberger υφίστανται, επίσης, μεγάλες τιμές της μεταβλητής R στις δύο άκρες της γραμμής μετρήσεων, που οφείλονται στην έλλειψη δεδομένων. Στη γραφική απεικόνιση 5.8., που έχουν προστεθεί οι πλευρικές στήλες των μετρήσεων, αυξάνεται το βάθος διασκόπησης της διάταξης και προσεγγίζει το βάθος διασκόπησης της διάταξης διπόλου-διπόλου (σχήμα 5.4.).

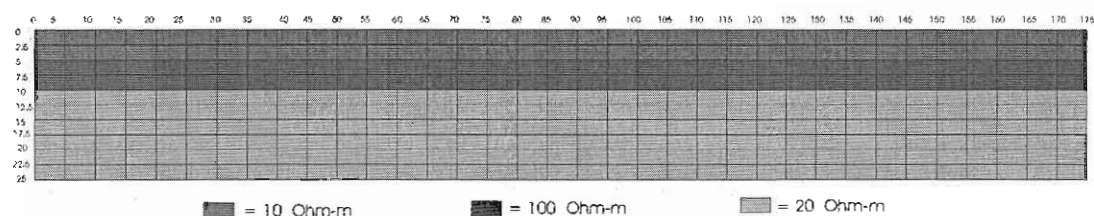
Η διάταξη διπόλου-διπόλου έχει μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης, ενώ ακολουθούν οι διατάξεις πόλου-διπόλου και πόλου-πόλου με ακόμα μεγαλύτερα βάθη. Οι παρατηρήσεις αυτές συμφωνούν με παλαιότερες μελέτες ερευνητών και δείχνουν ότι το βάθος διασκόπησης ακολουθεί τις γενικές αρχές που ισχύουν για τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης.

Στη διάταξη πόλου-διπόλου το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από την πόλωση της διάταξης, ανάλογα με το αν το ρεύμα εισάγεται στη γη από αριστερά ή δεξιά της γραμμής μετρήσεων. Επίσης, στη διάταξη πόλου-πόλου, λόγω του γεγονότος ότι το βάθος διασκόπησης είναι μεγάλο, έχουν προστεθεί επιπλέον στρώματα στο μοντέλο αντιστροφής.

Αξίζει να αναφερθεί ότι, η μορφή των ισοκαμπυλών του βάθους διασκόπησης είναι παρόμοια με αυτή των ισοκαμπύλων της δεύτερης αντιστροφής, όπου η αρχική αντίσταση του μοντέλου αντιστροφής είναι κατά πολύ μεγαλύτερη από τις φαινόμενες αντιστάσεις του αρχικού μοντέλου. Στα βάθη αυτά το βάθος διασκόπησης δεν επηρεάζεται από το αρχικό μοντέλο και συνεπώς διατηρεί τις υψηλές τιμές αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής.

5.3.2. ΜΟΝΤΕΛΟ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

Στο μοντέλο αυτό υφίσταται οριζόντια διάταξη τριών στρωμάτων (σχήμα 5.12.) με μηδενική κλίση, εκ των οποίων το πρώτο εκτείνεται μέχρι τα 5m και έχει αντίσταση 10Ohm-m, το δεύτερο μεταξύ 5m και 10m και έχει αντίσταση 100Ohm-m και το τρίτο εκτείνεται μέχρι το μέγιστο βάθος του μοντέλου και έχει αντίσταση 20Ohm-m.



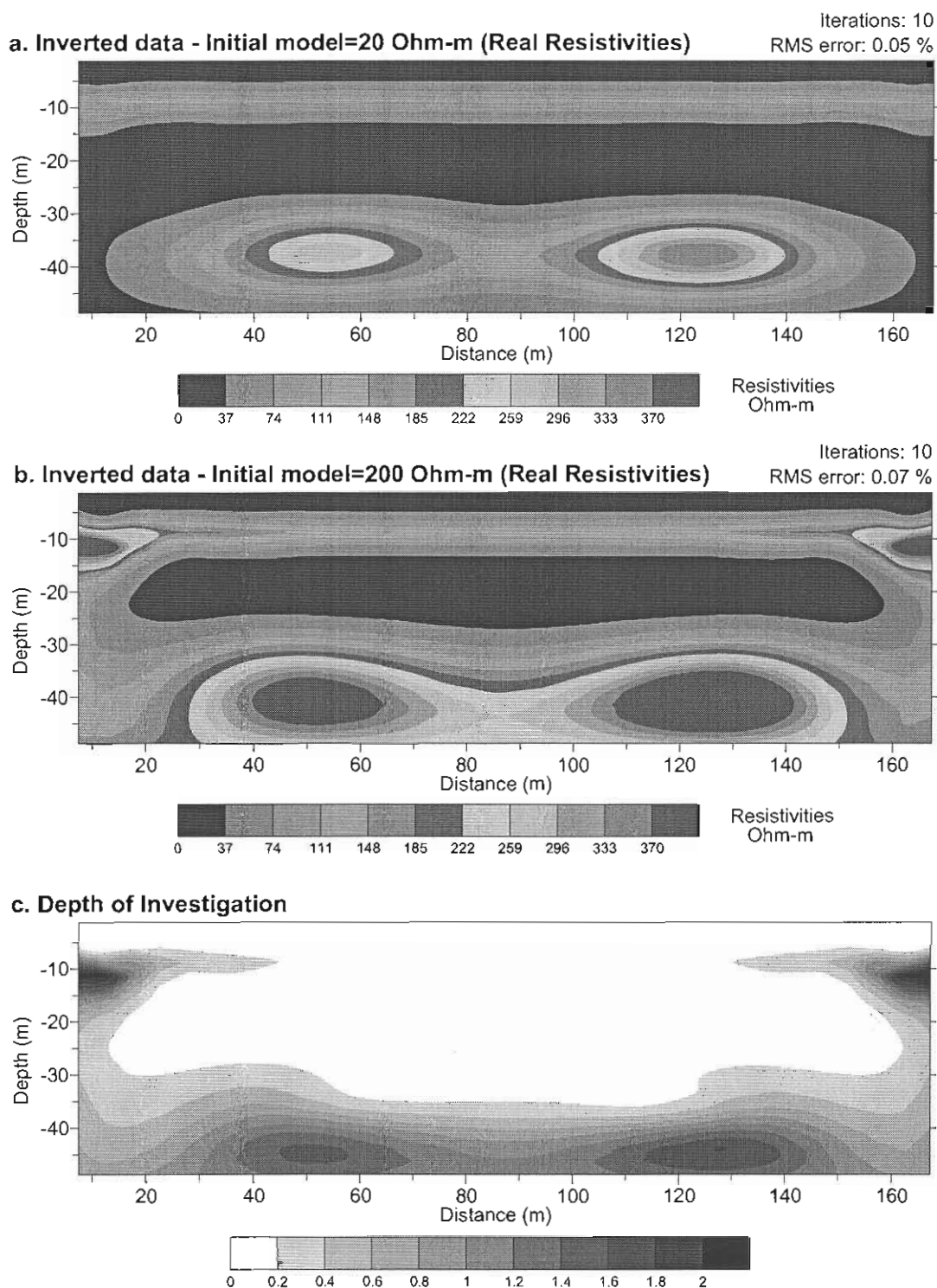
Σχήμα 5.12.: Σχηματική απεικόνιση του μοντέλου οριζόντιας στρωματογραφίας.

Οι μετρήσεις θεωρείται ότι πραγματοποιήθηκαν με μια διάταξη 36 ηλεκτροδίων. Το αρχικό μοντέλο έχει 8 στρώματα για όλες τις διατάξεις, εκτός από τη Wenner που ο αριθμός των στρωμάτων θεωρείται ίσος με 10. Η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι 5m. Οι διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι: διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου και Wenner, ενώ πραγματοποιήθηκε και μια συνδυασμένη αντιστροφή λαμβάνοντας υπ' όψη τα δεδομένα των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner.

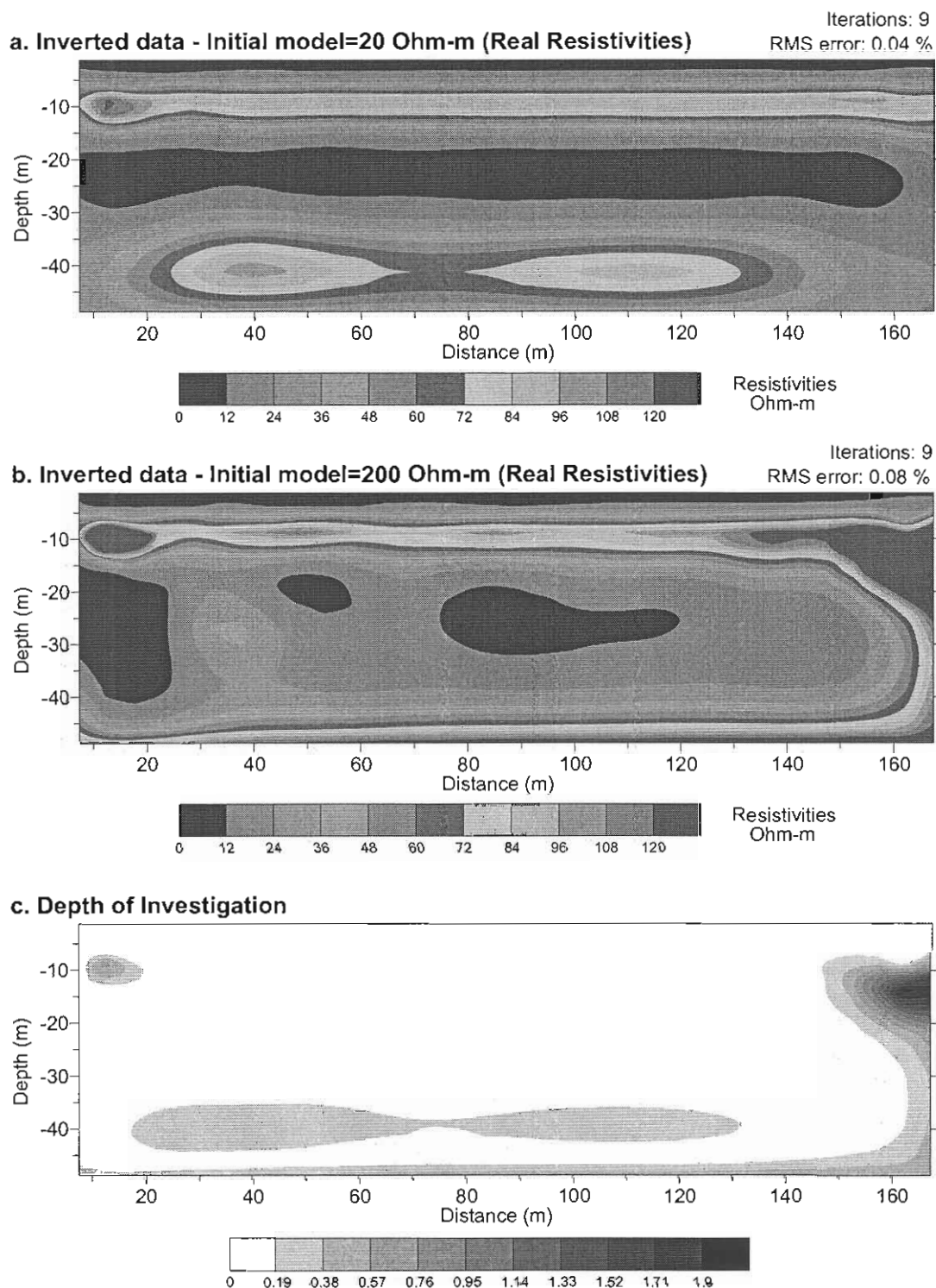
Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής είναι $x_A \approx 20 \text{ Ohm-m}$ για την πρώτη αντιστροφή και δεκαπλάσια της τιμής x_A ($x_B \approx 200 \text{ Ohm-m}$) για τη δεύτερη αντιστροφή. Στο μοντέλο αντιστροφής ο αριθμός των στρωμάτων είναι ίσος με 20 και η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,2.

Στις γραφικές απεικονίσεις 5.13 έως 5.16 που ακολουθούν φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από τις δύο αντιστροφές καθώς και το βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη.

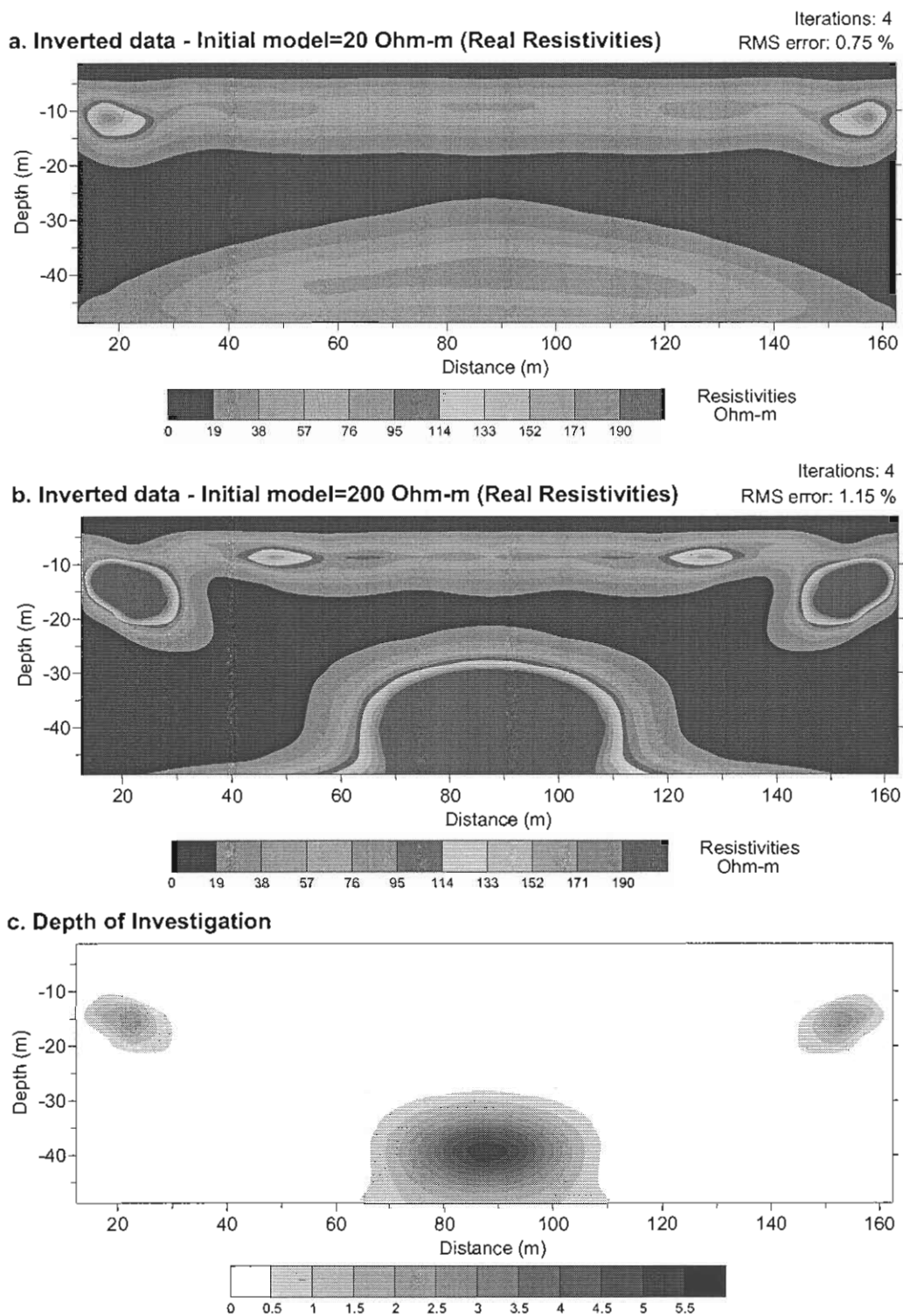
Οι γραφικές απεικονίσεις του μοντέλου οριζόντιας στρωματογραφίας επαληθεύουν τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από τη μελέτη του μοντέλου των τριών στρωμάτων. Όσο αναφορά το βάθος διασκόπησης της συνδυασμένης αντιστροφής δύο διαφορετικών διατάξεων, παρατηρείται ότι αυτό έχει μια ενδιάμεση της διπόλου-διπόλου και Wenner μορφή. Ανάλογα με τη θέση των ηλεκτροδίων της εκάστοτε μέτρησης σε σχέση με την ανωμαλία που υφίσταται στο υπέδαφος, το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται περισσότερο από το βάθος διασκόπησης της διάταξης που είναι πιο ευαίσθητη στις αλλαγές της αντίστασης στην περιοχή αυτή.



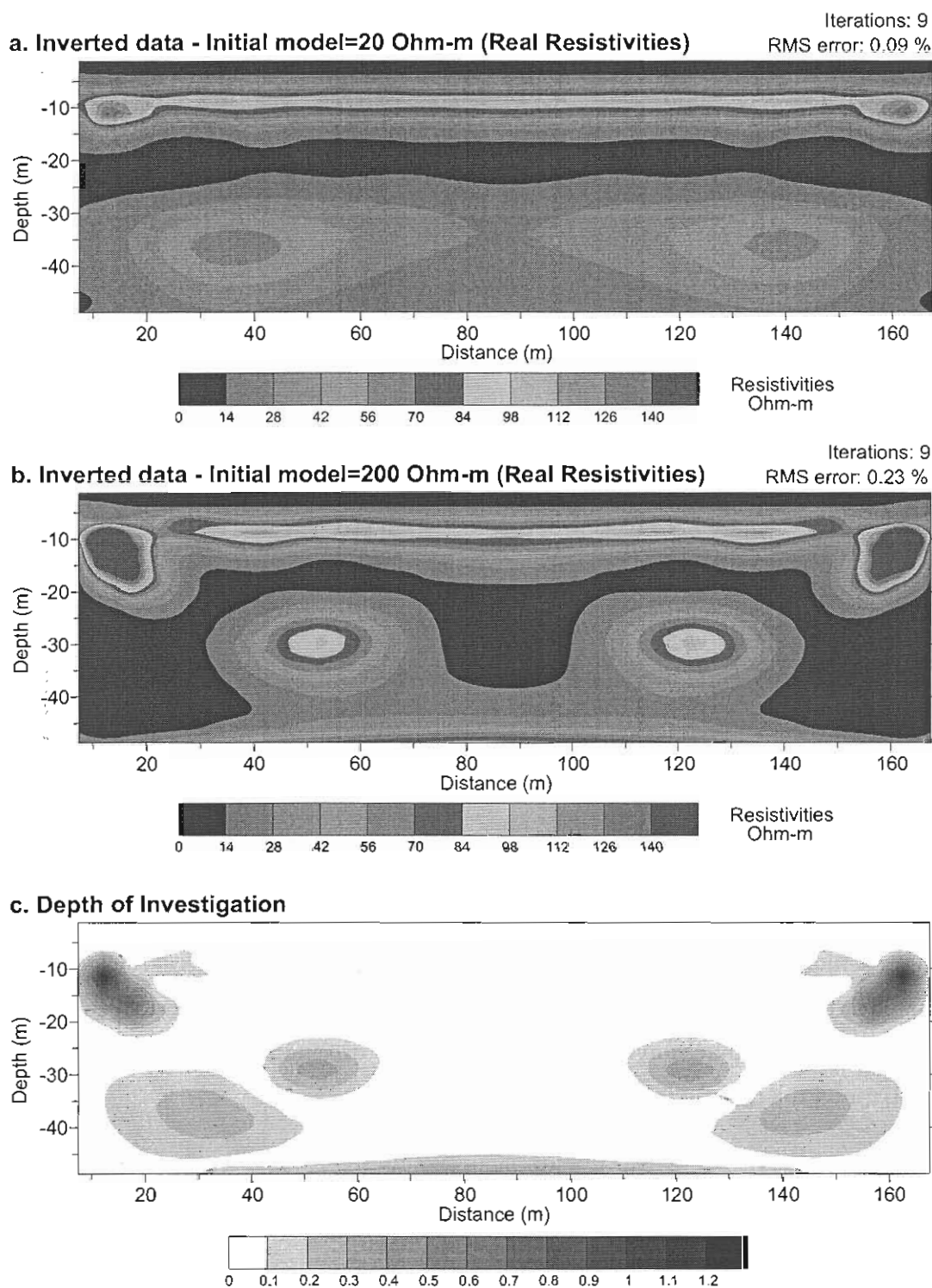
Σχήμα 5.13.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 20 Ohm-m και β) 200 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.14.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλων-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 20 Ohm-m και β) 200 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται αριστερά της γραμμής μετρήσεων. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



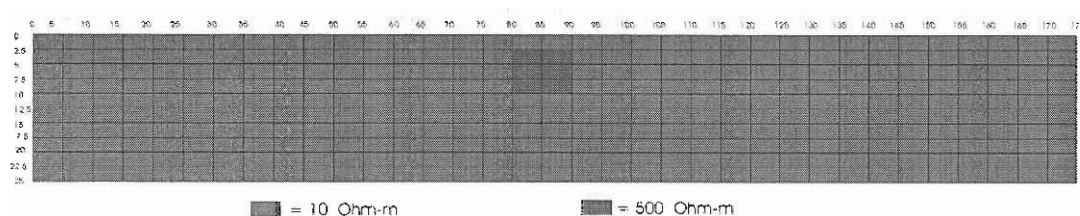
Σχήμα 5.15.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Wenner που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 20 Ohm-m και β) 200 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.16.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner που προέκυψαν από μοντέλα συνδυασμένης αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 20 Ohm-m και β) 200 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.

5.3.3. ΜΟΝΤΕΛΟ ΕΝΟΣ ΣΩΜΑΤΟΣ

Ένα σώμα διαστάσεων $10 \times 7,5\text{m}$ και αντίστασης 500Ohm-m βρίσκεται βυθισμένο σε ομογενή ημιχώρο αντίστασης 10Ohm-m (σχήμα 5.17.). Το σώμα βρίσκεται σε απόσταση 80m από την αρχή των διατάξεων μέτρησης, που θεωρείται ότι βρίσκεται στο σημείο μηδέν και σε βάθος $2,5\text{m}$.

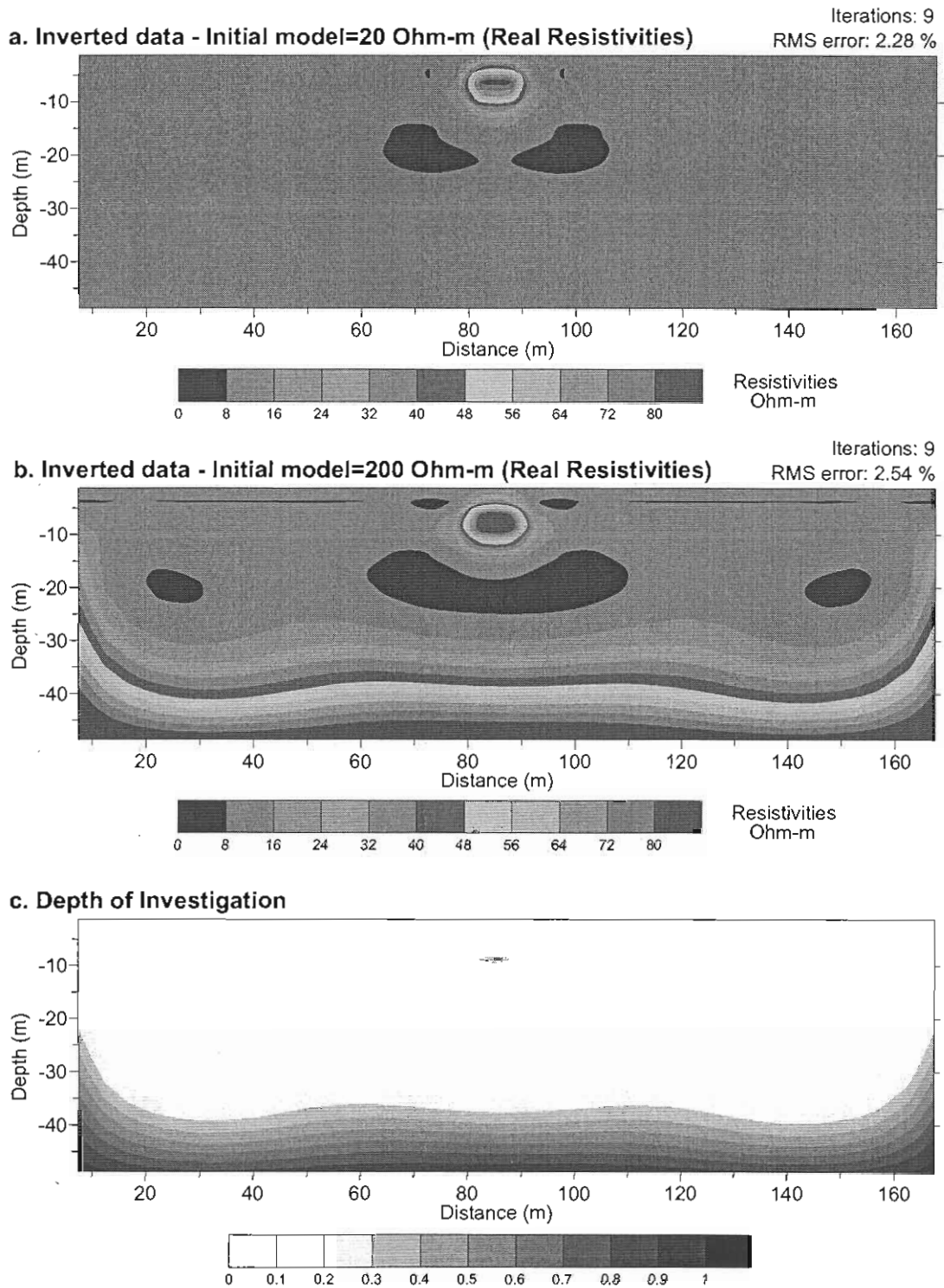


Σχήμα 5.17.: Σχηματική απεικόνιση του μοντέλου ενός σώματος.

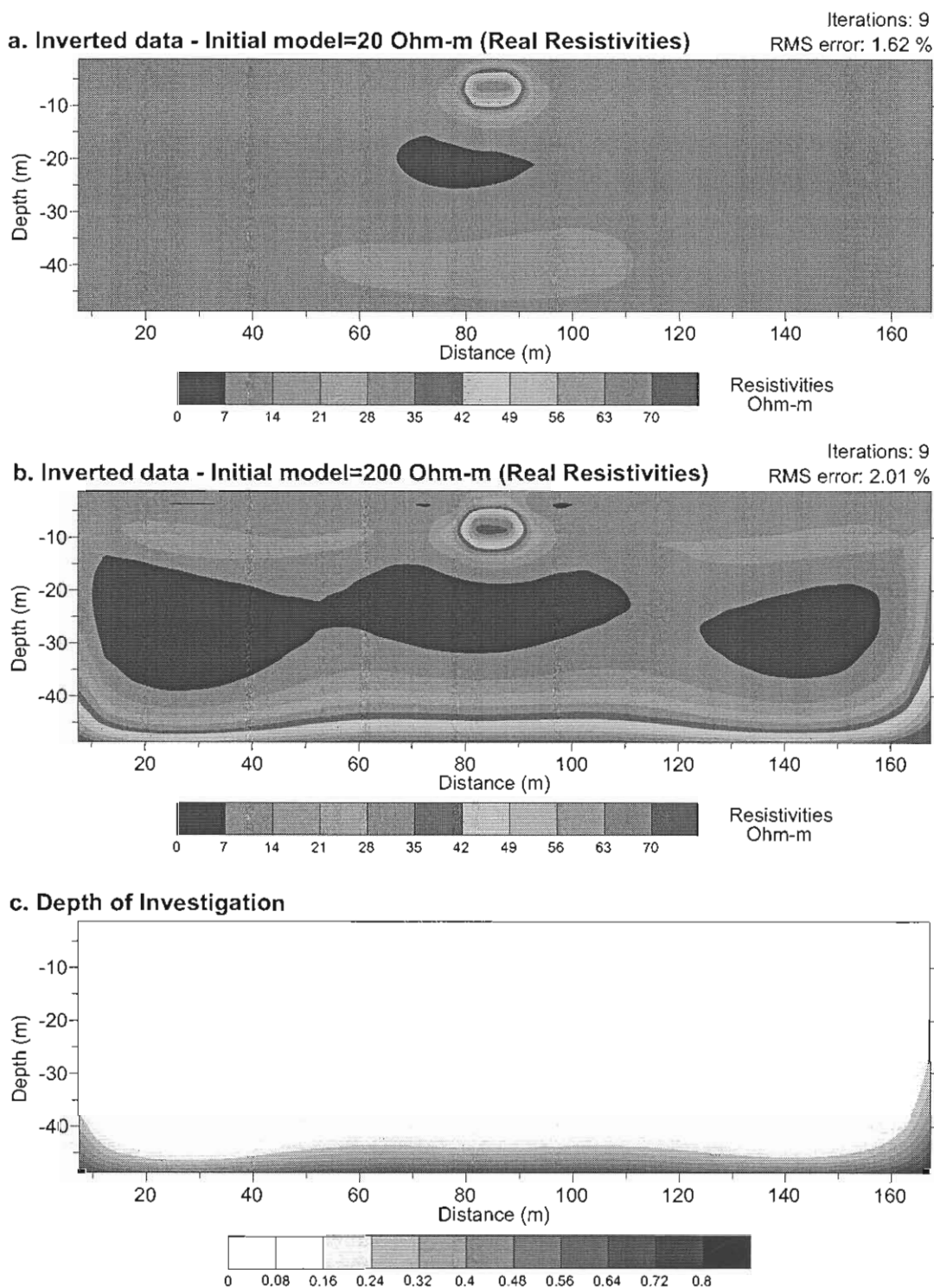
Οι μετρήσεις θεωρείται ότι πραγματοποιήθηκαν με μια διάταξη 36 ηλεκτροδίων και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι 5m . Το αρχικό μοντέλο έχει 8 στρώματα για όλες τις διατάξεις, εκτός από τη Wenner που ο αριθμός των στρωμάτων θεωρείται ίσος με 10. Οι διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι: διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, Schlumberger και Wenner. Στη διάταξη Schlumberger χρησιμοποιήθηκαν μόνο οι κεντρικές στήλες των μετρήσεων. Πραγματοποιήθηκαν αντιστροφές των δεδομένων των παραπάνω διατάξεων χωρίς θόρυβο και με θόρυβο 3%. Επίσης, πραγματοποιήθηκαν δύο συνδυασμένες αντιστροφές (διπόλου-διπόλου και Wenner, πόλου-διπόλου και Schlumberger).

Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής είναι $x_A \approx 10\text{Ohm-m}$ για την πρώτη αντιστροφή και δεκαπλάσια της τιμής x_A ($x_B \approx 100\text{Ohm-m}$) για τη δεύτερη αντιστροφή. Στο μοντέλο αντιστροφής ο αριθμός των στρωμάτων είναι ίσος με 20 και η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,2.

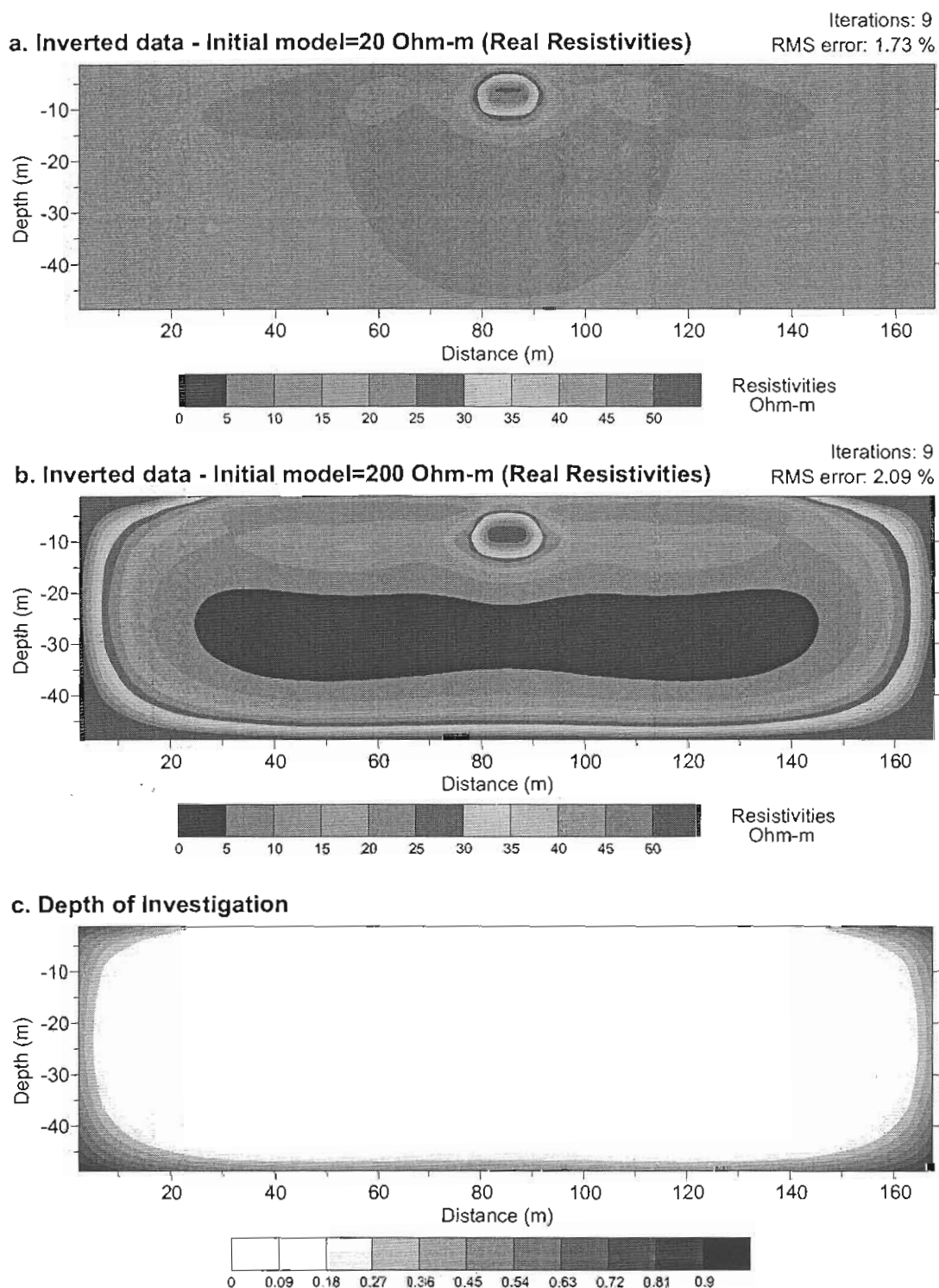
Στις γραφικές απεικονίσεις 5.18 έως 5.27 που ακολουθούν φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από τις δύο αντιστροφές καθώς και τα βάθη διασκόπησης τους.



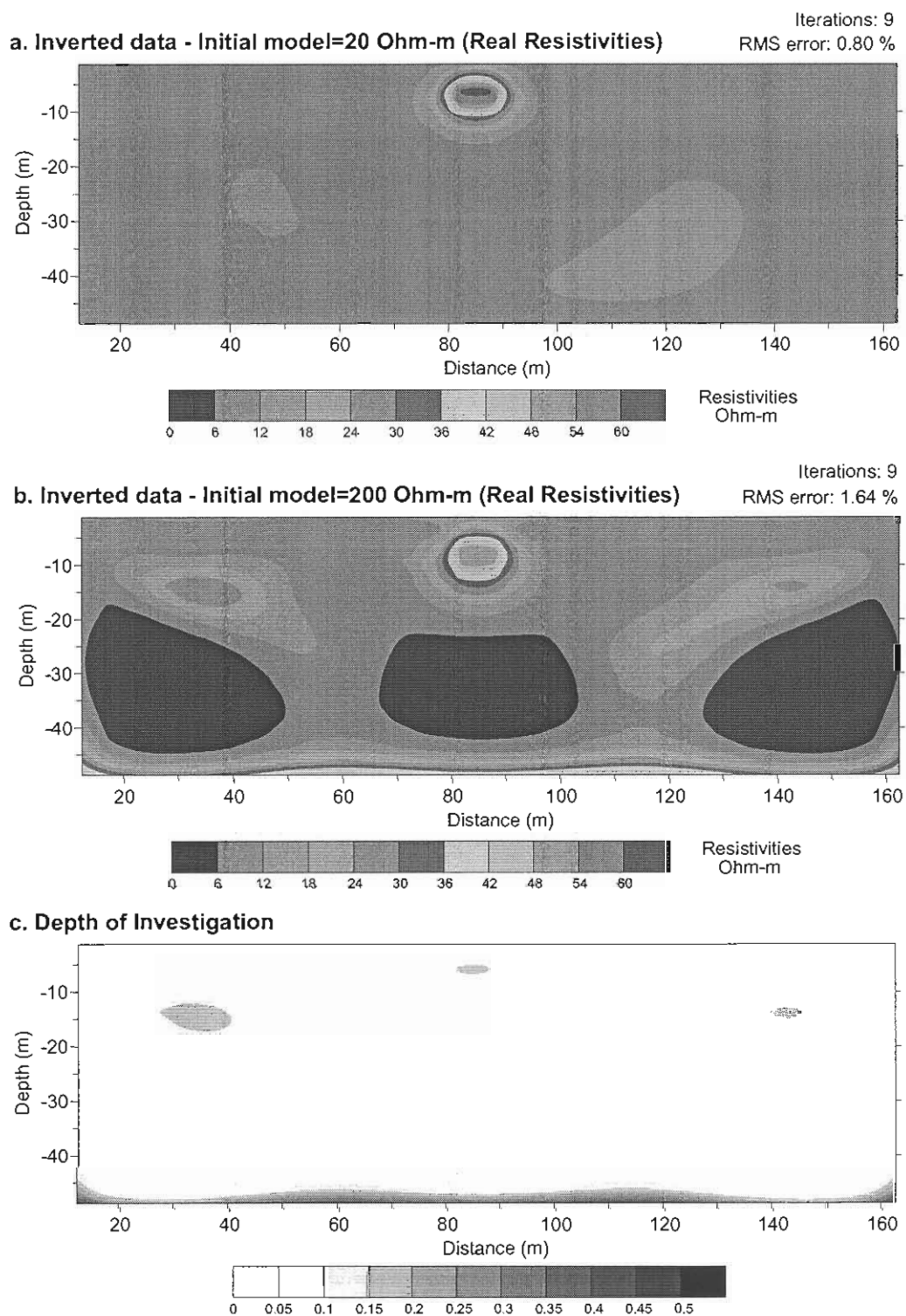
Σχήμα 5.18.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



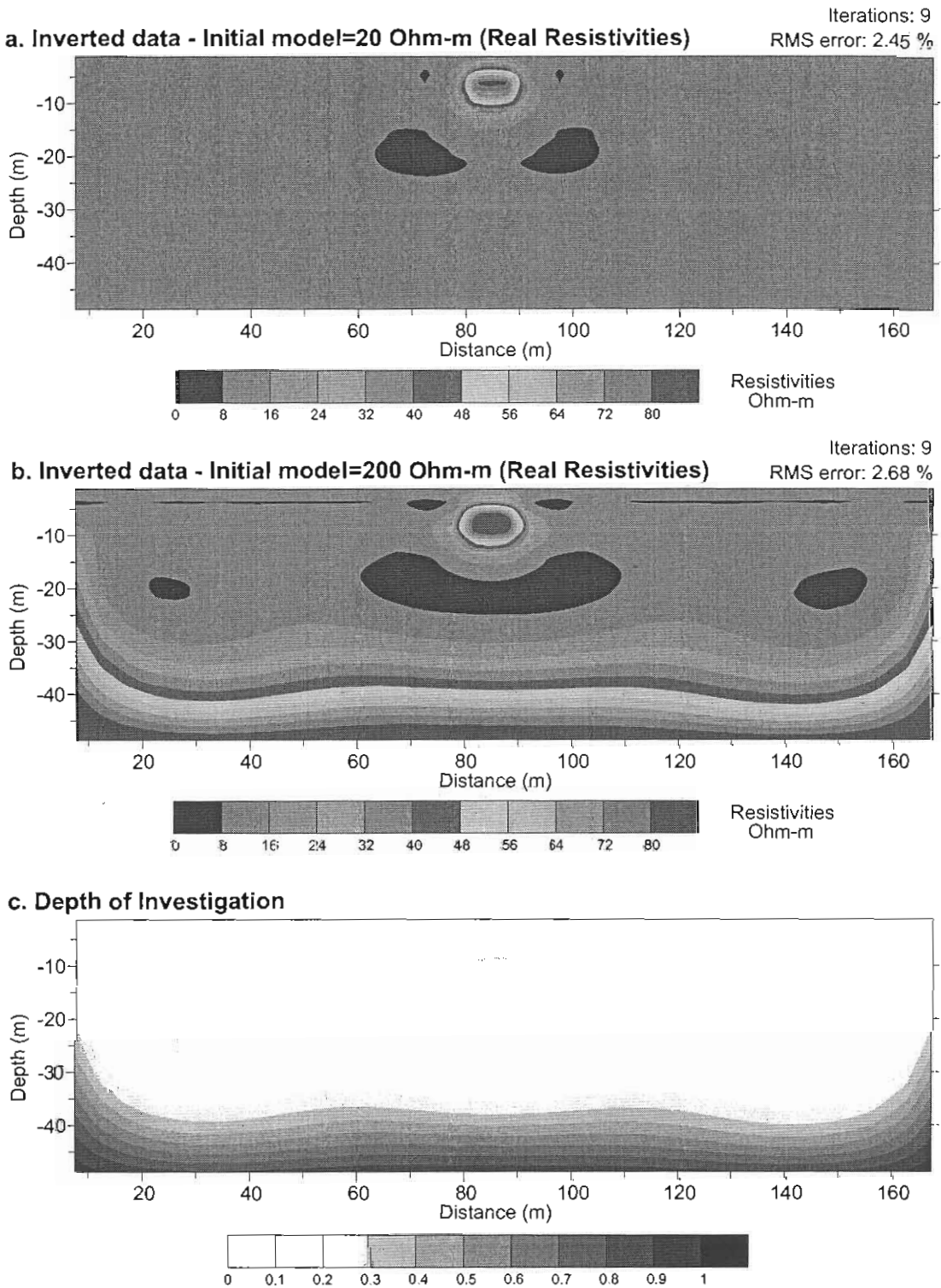
Σχήμα 5.19.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται αριστερά της γραμμής μετρήσεων. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



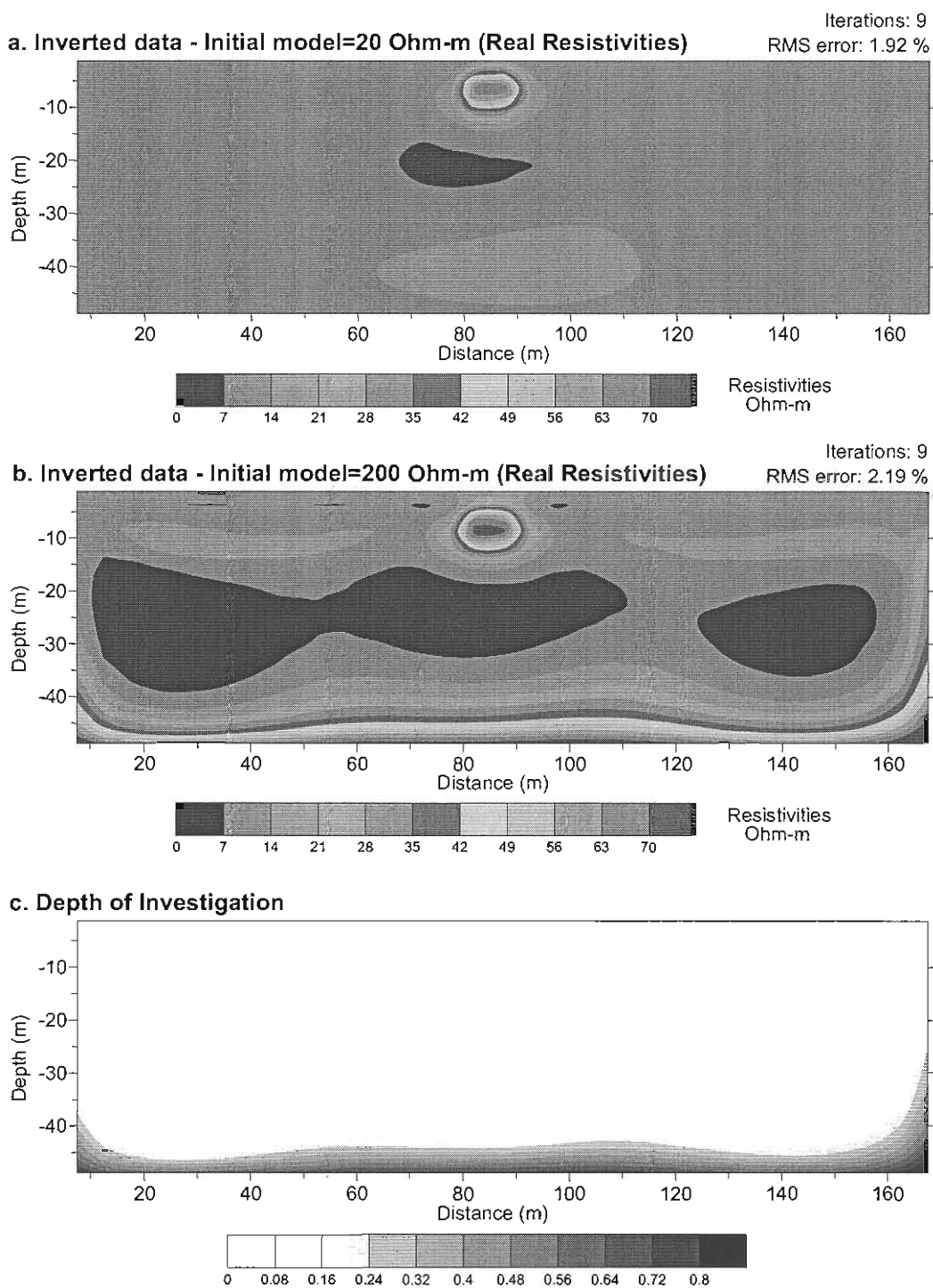
Σχήμα 5.20.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Schlumberger (κεντρικές στήλες μετρήσεων) που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



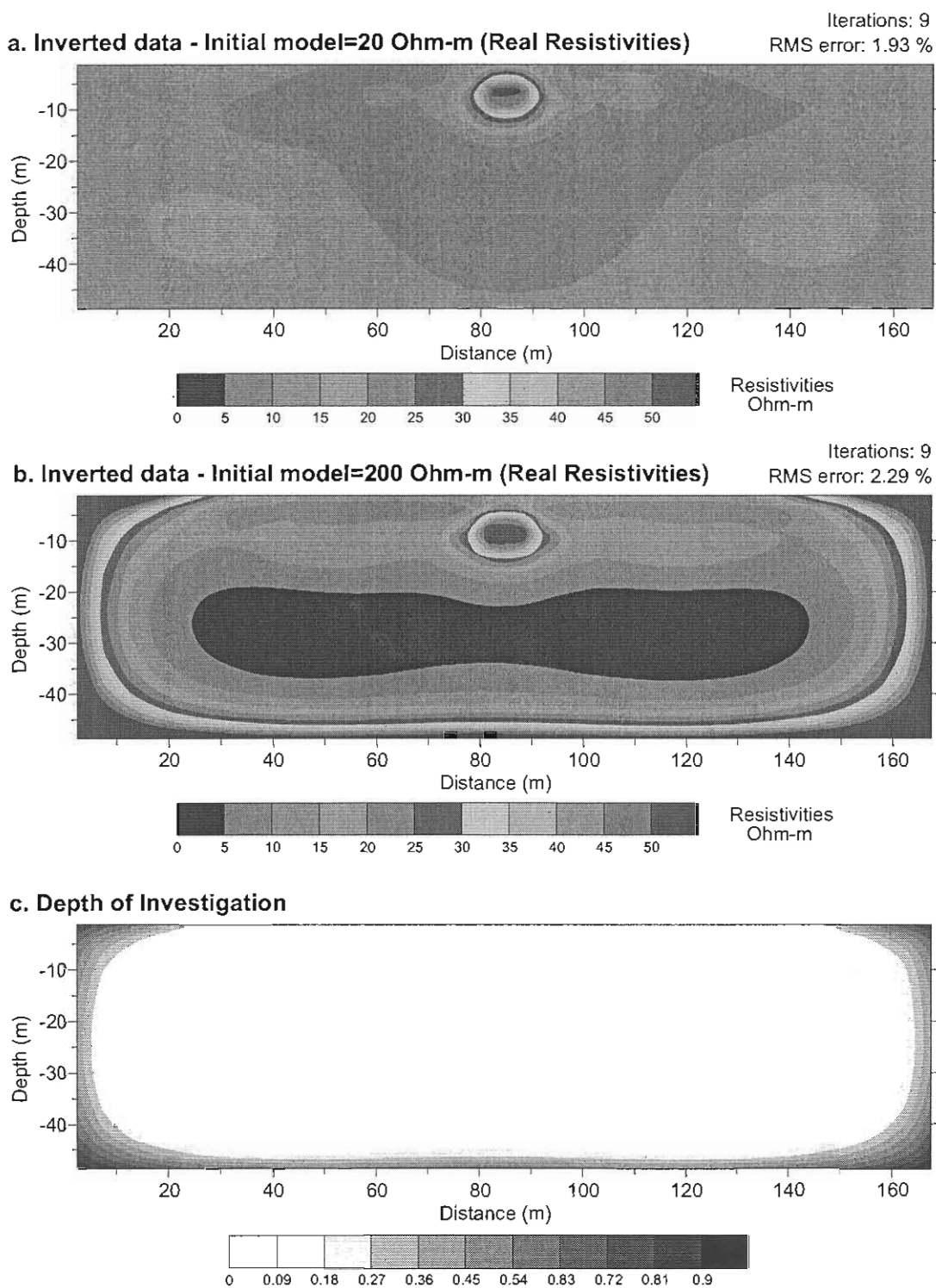
Σχήμα 5.21.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Wenner που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



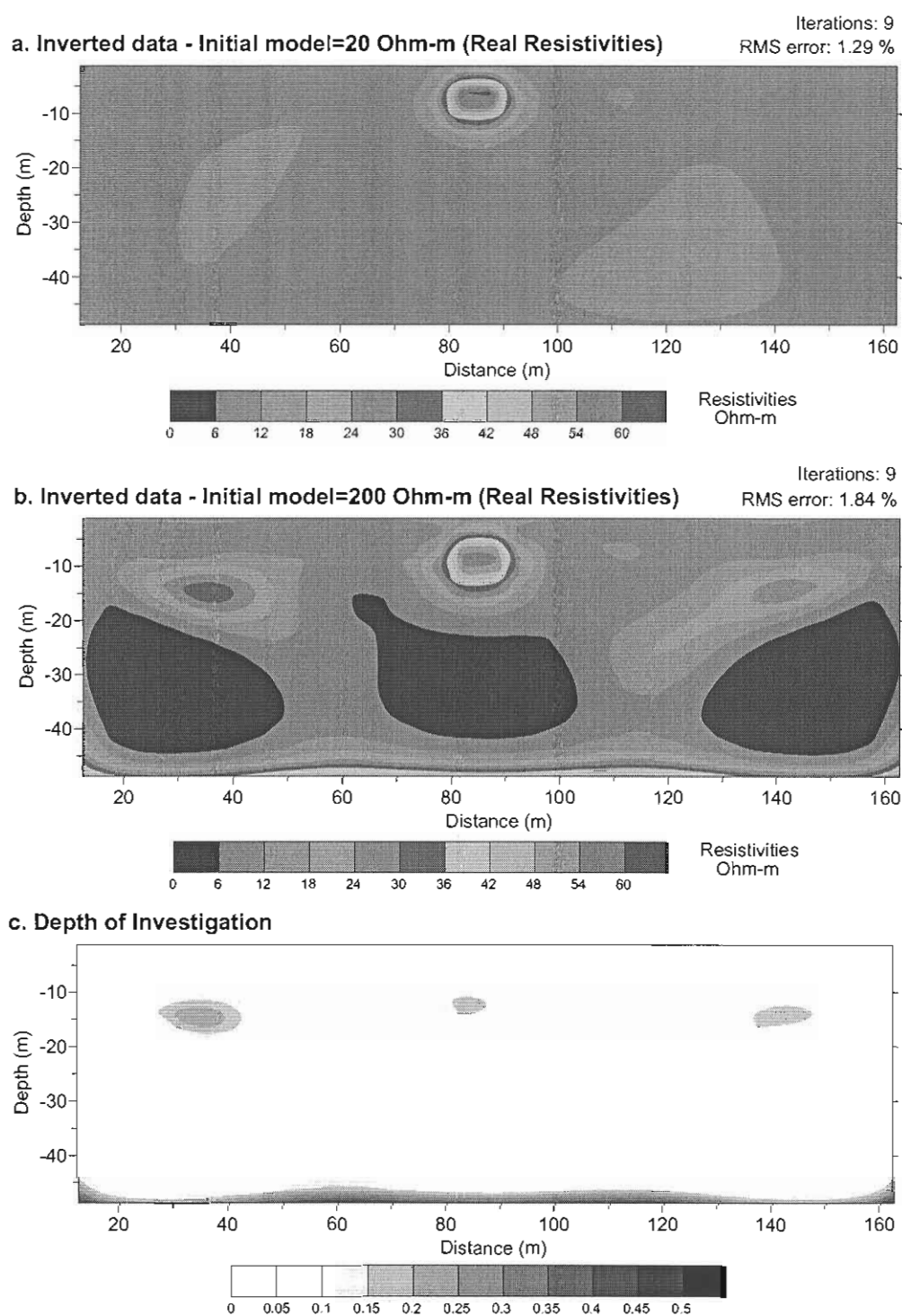
Σχήμα 5.22.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης. Στα δεδομένα υπεισέρχεται θόρυβος 3%.



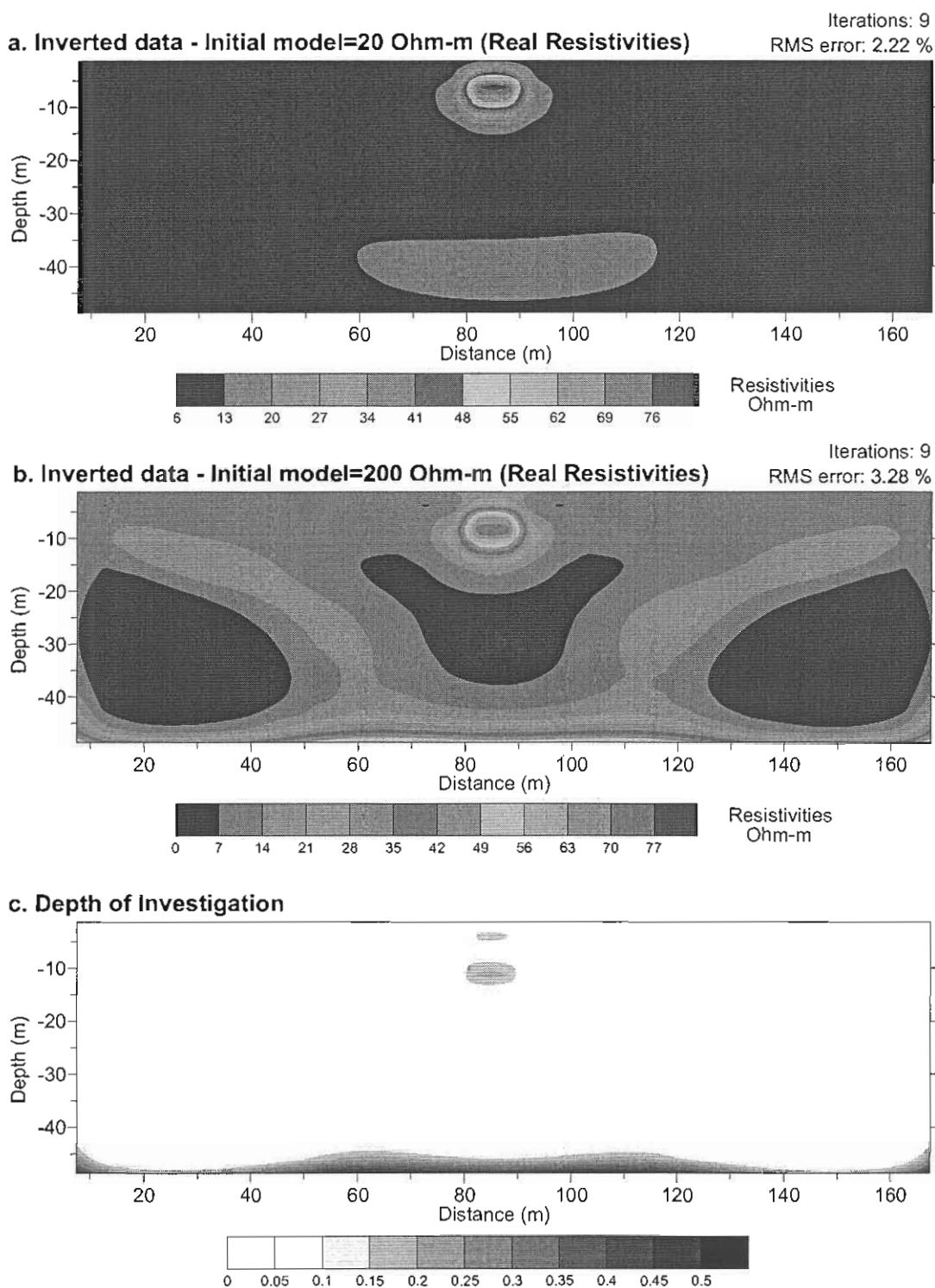
Σχήμα 5.23.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και b) 100 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται αριστερά της γραμμής μετρήσεων. c) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης. Στα δεδομένα υπεισέρχεται θόρυβος 3%.



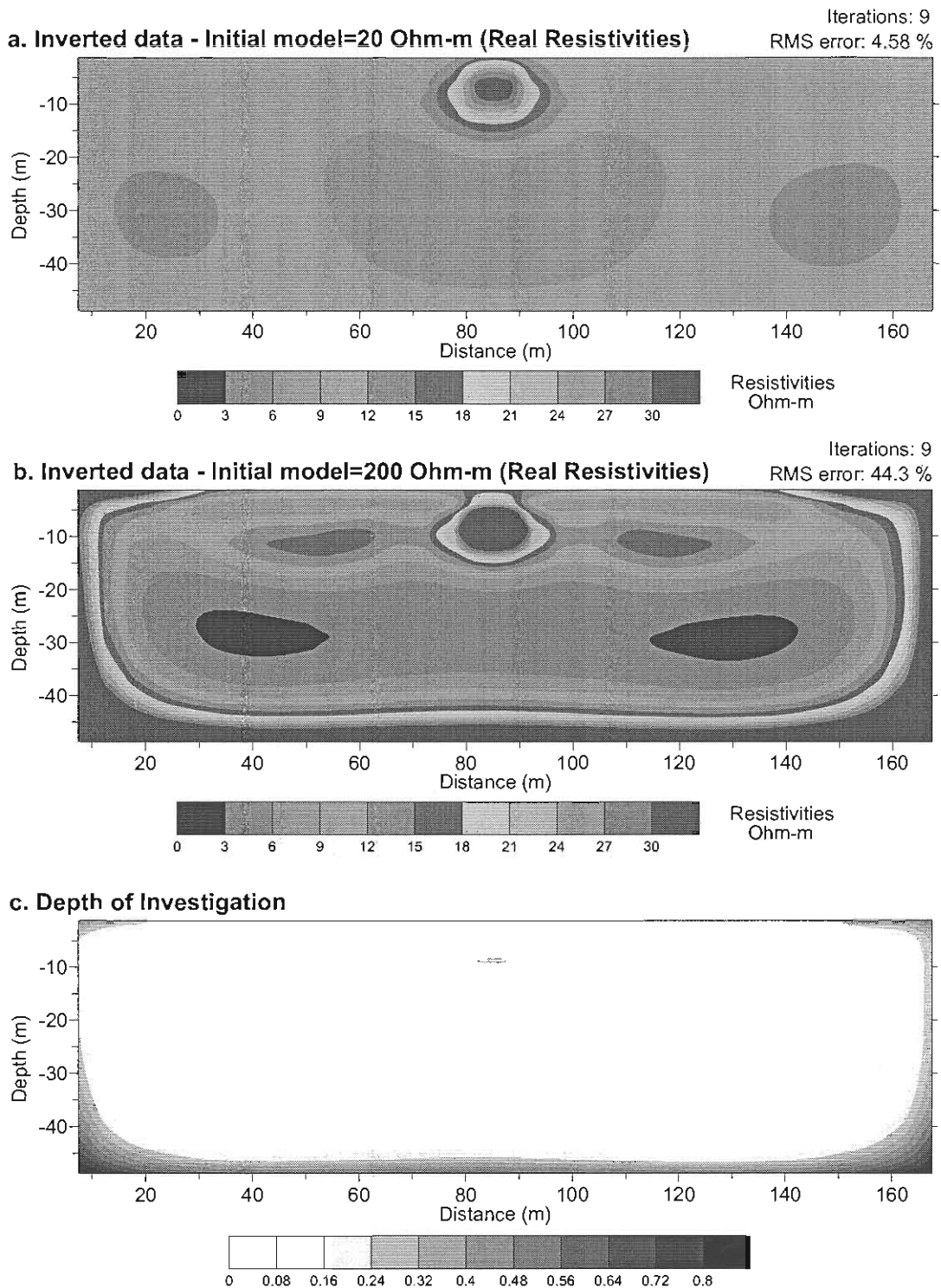
Σχήμα 5.24.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Schlumberger (κεντρικές στήλες μετρήσεων) που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης. Στα δεδομένα υπεισέρχεται θόρυβος 3%.



Σχήμα 5.25.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης Wenner που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης. Στα δεδομένα υπεισέρχεται θόρυβος 3%.



Σχήμα 5.26.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner που προέκυψαν από μοντέλα συνδυασμένης αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.27.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger που προέκυψαν από μοντέλα συνδυασμένης αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 10 Ohm-m και β) 100 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.

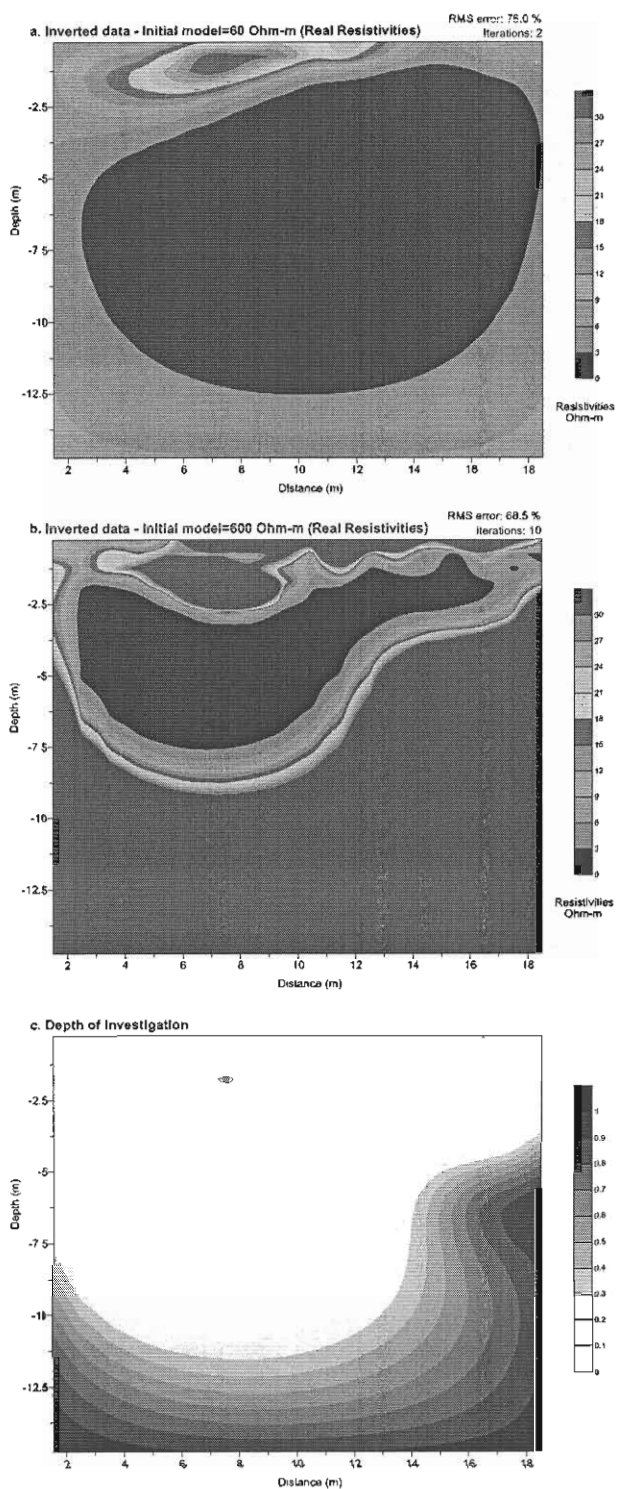
Μελετώντας τις γραφικές απεικονίσεις του μοντέλου ενός σώματος θα μπορούσε να προστεθεί ότι η αντιστροφή μοντέλων με προσθήκη θορύβου, προσεγγίζοντας έτσι περισσότερο τα πραγματικά δεδομένα, δεν επιφέρει καμία αλλαγή στο βάθος διασκόπησης, όπως αυτό υπολογίζεται για το ίδιο αρχικό μοντέλο και με τα ίδια χαρακτηριστικά του μοντέλου αντιστροφής.

Το βάθος διασκόπησης της συνδυασμένης αντιστροφής δύο διαφορετικών διατάξεων έχει μια ενδιάμεση μορφή των βαθών διασκόπησης των εκάστοτε δύο διατάξεων. Ανάλογα με τη θέση των ηλεκτροδίων της εκάστοτε μέτρησης σε σχέση με την ανωμαλία που υφίσταται στο υπέδαφος, το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται περισσότερο από το βάθος διασκόπησης της διάταξης που είναι πιο ευαίσθητη στις αλλαγές της αντίστασης στην περιοχή αυτή.

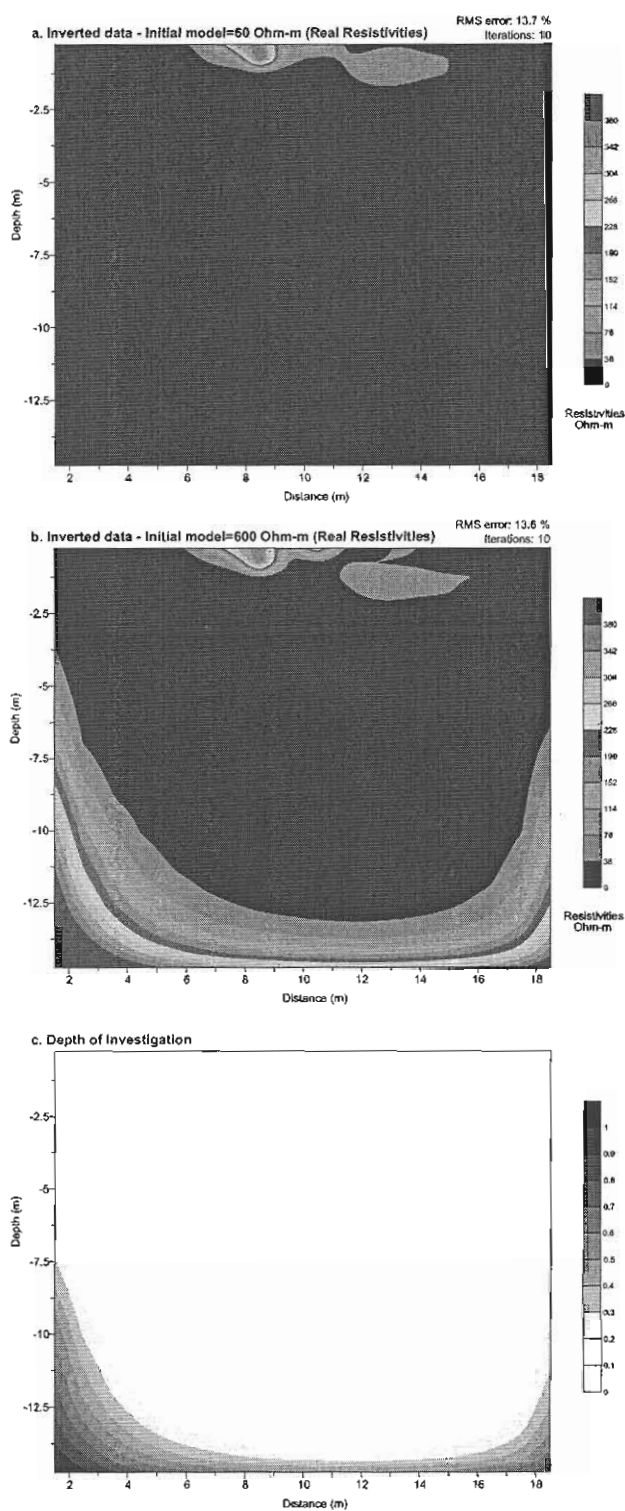
Στη συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων των διατάξεων διπόλου-διπόλου και Wenner, το βάθος διασκόπησης αυξάνεται αισθητά σε σύγκριση με το βάθος διασκόπησης της διάταξης διπόλου-διπόλου, ενώ εξαλείφονται οι υψηλές τιμές που παρατηρούνται στις δύο άκρες της διάταξης Wenner. Επίσης, στη συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων των διατάξεων πόλου-διπόλου και Schlumberger, παρατηρείται μικρή αύξηση του βάθους διασκόπησης σε σύγκριση με το βάθος διασκόπησης της διάταξης πόλου-διπόλου, ενώ μειώνονται οι υψηλές τιμές που παρατηρούνται στις άκρες της διάταξης Schlumberger, λόγω έλλειψης μετρήσεων.

5.3.4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

Είναι ενδιαφέρον να μελετηθεί τι συμβαίνει σε περίπτωση πραγματικών δεδομένων και κατά πόσο το βάθος διασκόπησης ακολουθεί τους ίδιους κανόνες. Στη νέα παραλία Θεσσαλονίκης και ακριβώς πίσω από το Μέγαρο Μουσικής υπάρχει μια επιφανειακή ένδειξη εγκοίλου, ενώ πιθανών να υπάρχουν παρόμοια έγκοιλα στην περιοχή που δε φαίνονται επιφανειακά. Στο σκαρίφημα (4.3.) φαίνεται η θέση του εγκοίλου καθώς και τα υπόλοιπα χαρακτηριστικά της περιοχής.



Σχήμα 5.28.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 60 Ohm-m και β) 600 Ohm-m. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.



Σχήμα 5.29.: Γεωηλεκτρικά μοντέλα της διάταξης πόλου-διπόλου που προέκυψαν από μοντέλα αντιστροφής με αρχική αντίσταση α) 60 Ohm-m και β) 600 Ohm-m. Το ηλεκτρόδιο του ρεύματος τοποθετείται αριστερά της γραμμής μετρήσεων. γ) Απεικόνιση του βάθους διασκόπησης.

Για να μελετηθεί η περιοχή, πραγματοποιήθηκαν γεωφυσικές ηλεκτρικές διασκοπήσεις με διάφορες διατάξεις και με τη χρήση ηλεκτροδίων επαφής (κεφάλαιο 4). Από τις μετρήσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν ενδεικτικά τα δεδομένα των διατάξεων διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου και υπολογίστηκε για αυτά το βάθος διασκόπησης. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με μια διάταξη 21 ηλεκτροδίων και η απόσταση μεταξύ αυτών ήταν ίση με 1m. Έγιναν μετρήσεις για αριθμό στρωμάτων ίσο με 7.

Όσο αναφορά το μοντέλο αντιστροφής, η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου είναι $x_A \approx 60 \text{ Ohm-m}$ για την πρώτη αντιστροφή και εκατονταπλάσια της τιμής x_A ($x_B \approx 6000 \text{ Ohm}$) για τη δεύτερη αντιστροφή. Ο αριθμός των στρωμάτων είναι ίσος με 30 και η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,5.

Στις γραφικές απεικονίσεις των σχημάτων (5.28.) και (5.29.) φαίνονται τα γεωηλεκτρικά μοντέλα που προέκυψαν από τις δύο αντιστροφές καθώς και το βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη.

Ο υπολογισμός του βάθους διασκόπησης για πραγματικά δεδομένα επαληθεύει τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από τη μελέτη των διάφορων μοντέλων. Και στην περίπτωση αυτή, το βάθος διασκόπησης της διάταξης πόλου-διπόλου είναι μεγαλύτερο από αυτό της διάταξης διπόλου-διπόλου και επηρεάζεται από την πόλωση που παρατηρείται στη συγκεκριμένη διάταξη, λόγω της τοποθέτησης του ηλεκτροδίου του ρεύματος αριστερά της γραμμής μετρήσεων. Επιπλέον, η μορφή των ισοκαμπύλων του βάθους διασκόπησης είναι παρόμοια με αυτή των ισοκαμπύλων της δεύτερης αντιστροφής.

5.3.5. ΜΟΝΤΕΛΟ ΟΜΟΓΕΝΟΥΣ ΓΗΣ

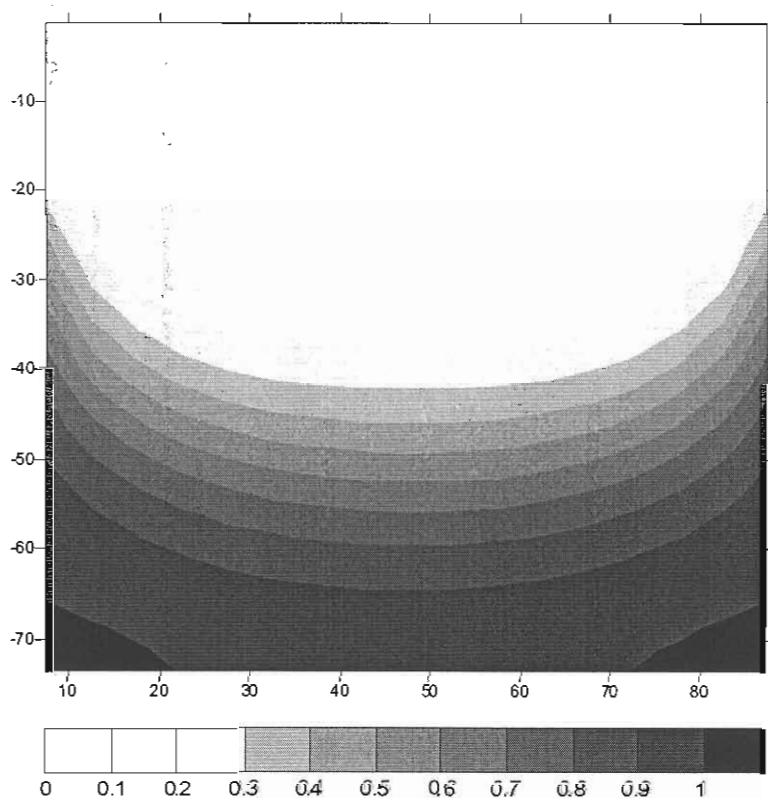
Για τον καθορισμό του βάθους διασκόπησης των διαφόρων διατάξεων χωρίς αυτό να επηρεάζεται από την ύπαρξη αντιθέσεων αντίστασης πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός του για ομογενή γη.

Οι μετρήσεις θεωρείται ότι πραγματοποιήθηκαν με μια διάταξη 20 ηλεκτροδίων και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι 5m. Το αρχικό μοντέλο έχει 6 στρώματα και οι διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι οι: διπόλου-διπόλου, πόλου-διπόλου, πόλου-πόλου, Schlumberger και Wenner. Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής είναι $x_A = 10 \text{ Ohm}$ για την πρώτη αντιστροφή και δεκαπλάσια της τιμής x_A ($x_B = 100 \text{ Ohm}$) για τη δεύτερη αντιστροφή. Στο μοντέλο αντιστροφής ο αριθμός

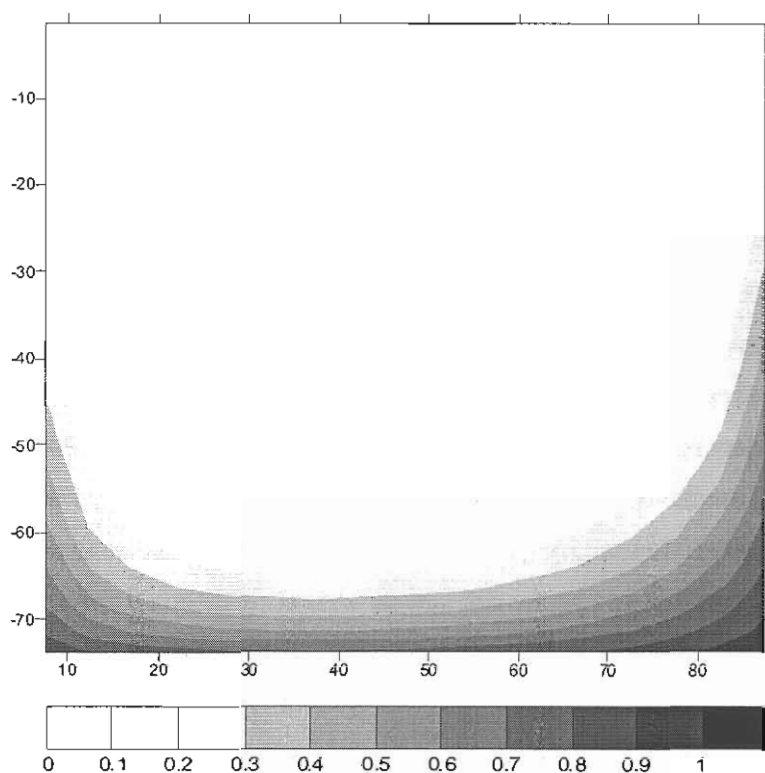
των στρωμάτων είναι ίσος με 30 και η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,003.

Στις γραφικές απεικονίσεις (5.30.) έως (5.34.) που ακολουθούν φαίνονται τα βάθη διασκόπησης για διάφορες διατάξεις. Οι γραφικές αυτές απεικονίσεις επαληθεύουν τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από τα προηγούμενα παραδείγματα συνθετικών και πραγματικών δεδομένων.

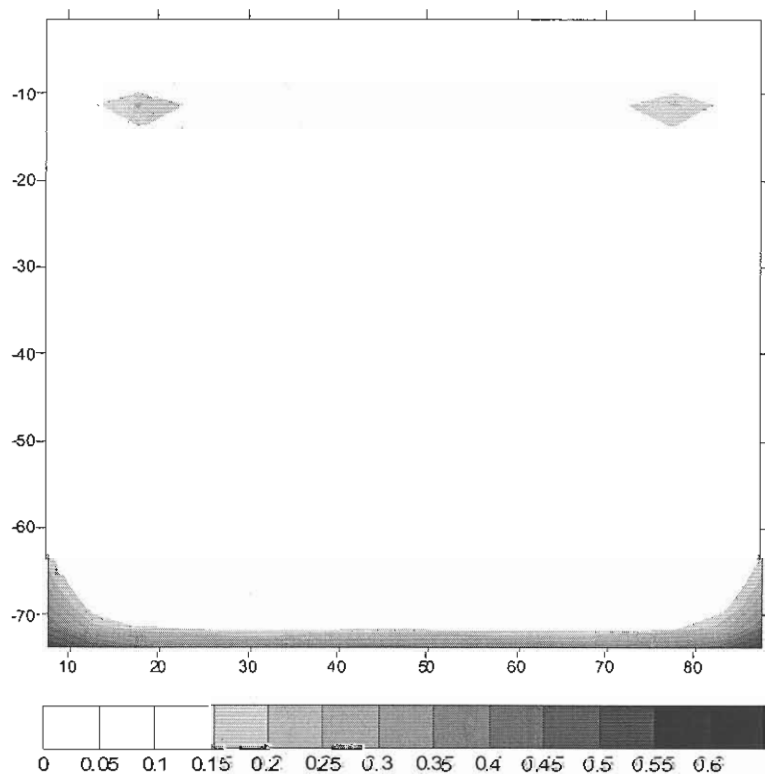
Παρατηρούμε ότι επιβεβαιώνεται η γενικά αποδεκτή παρατήρηση ότι διαφορετικής γεωμετρίας διατάξεις ηλεκτροδίων έχουν και διαφορετικό βάθος διασκόπησης. Η διάταξη Wenner έχει το μικρότερο βάθος διασκόπησης. Ακολουθούν οι διατάξεις Schlumberger, διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, ενώ η διάταξη πόλου-πόλου έχει το μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης. Επίσης, στη διάταξη πόλου-διπόλου το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από την πόλωση της διάταξης.



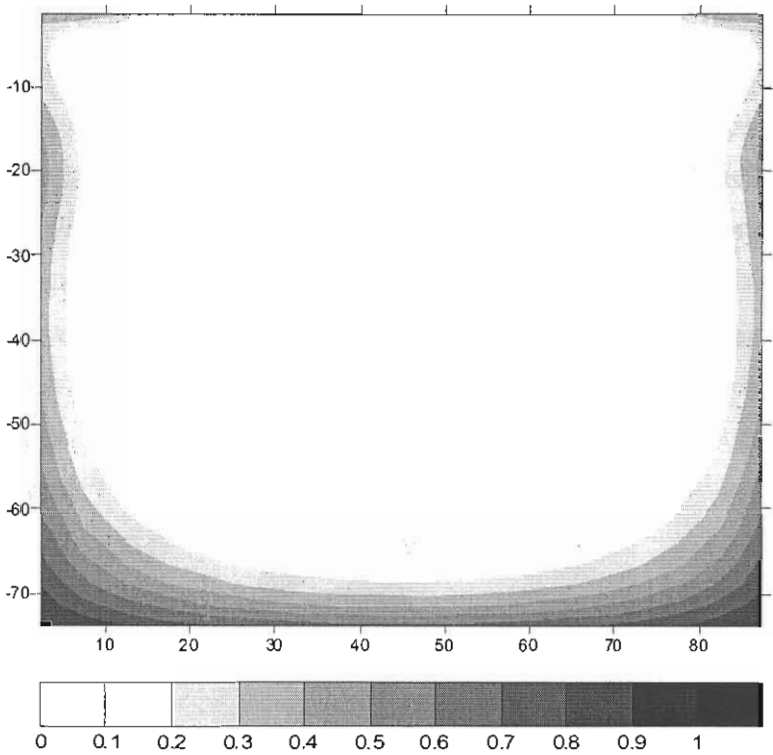
Σχήμα 5.30.: Γραφική απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης διπόλου-διπόλου.



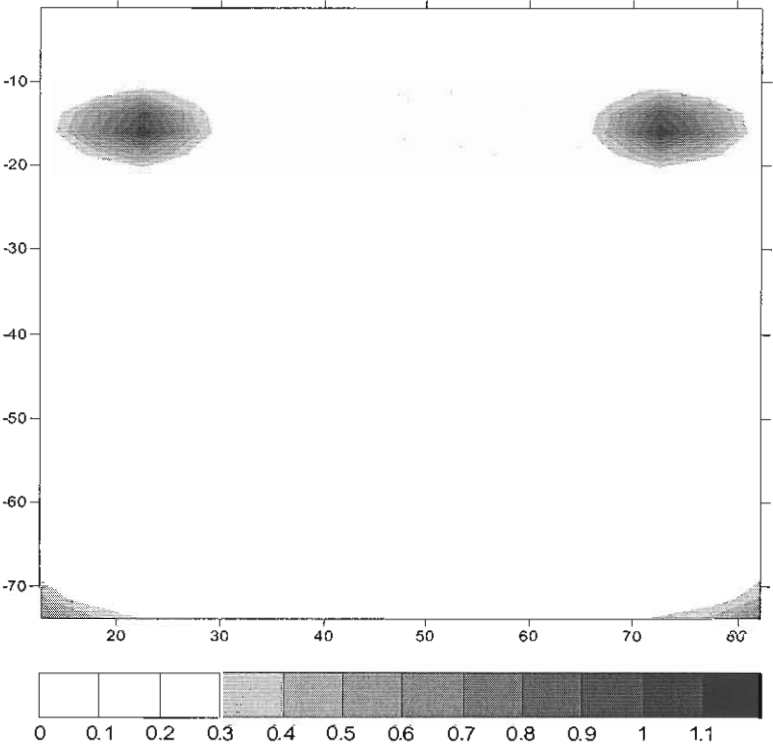
Σχήμα 5.31.: Γραφική απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης πόλου-διπόλου.



Σχήμα 5.32.: Γραφική απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης πόλου-πόλου.



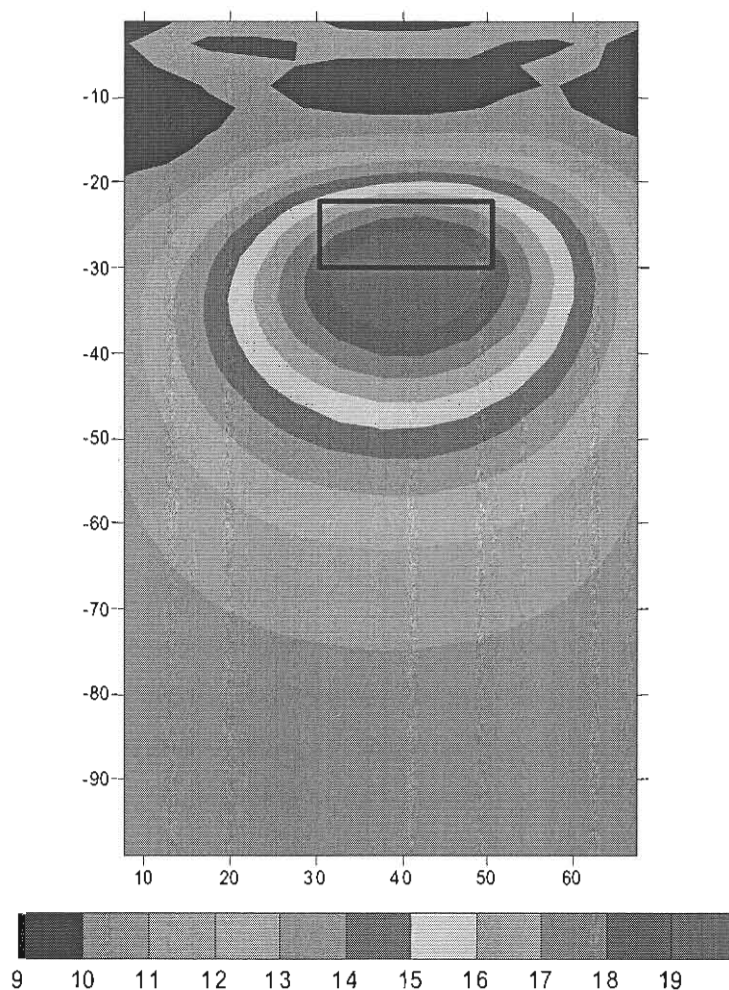
Σχήμα 5.33.: Γραφική απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης Schlumberger.



Σχήμα 5.34.: Γραφική απεικόνιση του βάθους διασκόπησης της διάταξης Wenner.

5.3.6. ΜΕΛΕΤΗ ΑΞΙΟΠΙΣΤΙΑΣ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

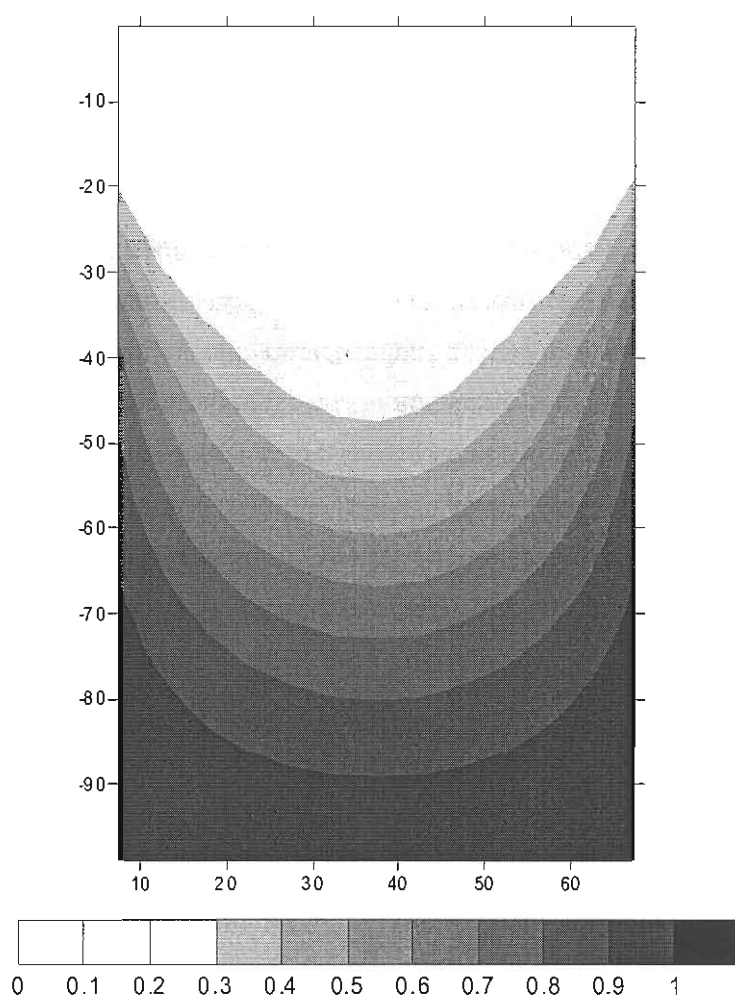
Για ναδειχθεί κατά πόσο τα συμπεράσματα για το βάθος διασκόπησης είναι αξιόπιστα κατασκευάστηκε ένα μοντέλο ενός σώματος διαστάσεων $20 \times 7,5\text{m}$ και αντίστασης $500\Omega\text{m-m}$ που βρίσκεται βυθισμένο σε ομογενή ημιχώρο αντίστασης $10\Omega\text{m-m}$. Το σώμα βρίσκεται σε απόσταση 30m από την αρχή της γραμμής μετρήσεων. Η κορυφή του βρίσκεται σε βάθος $22,5\text{m}$, δηλαδή το σώμα βρίσκεται οριακά πιο πάνω από την περιοχή όπου θεωρείται ότι η διάταξη διπόλου-διπόλου δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα.



Σχήμα 5.35.: Γεωηλεκτρικό μοντέλο της διάταξης διπόλου-διπόλου που προέκυψε από μοντέλο αντιστροφής με αρχική αντίσταση $10\Omega\text{m-m}$, όπου είναι σχεδιασμένη και η θέση του σώματος.

Τα δεδομένα θεωρείται ότι πάρθηκαν με τη διάταξη διπόλου-διπόλου 16 ηλεκτροδίων και η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι 5m. Ο αριθμός των στρωμάτων του αρχικού μοντέλου είναι ίσος με 12. Η τιμή της αρχικής αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής είναι $x_A \approx 10 \Omega\text{m}$ για την πρώτη αντιστροφή και δεκαπλάσια της τιμής x_A ($x_B \approx 100 \Omega\text{m}$) για τη δεύτερη αντιστροφή. Ο αριθμός των στρωμάτων του μοντέλου αντιστροφής είναι ίσος με 40, ενώ η αρχική τιμή του συντελεστή εξομάλυνσης λαμβάνεται ίση με 0,2.

Στα σχήματα (5.35.) και (5.36.) παρουσιάζονται α) το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προέκυψε από το μοντέλο αντιστροφής με αρχική αντίσταση 10 $\Omega\text{m-m}$, όπου είναι σχεδιασμένη και η θέση του σώματος β) το βάθος διασκόπησης.



Σχήμα 5.36.: Βάθος διασκόπησης της διάταξης διπόλου-διπόλου.

Από το παραπάνω σχήμα φαίνεται ότι η διάταξη διπόλου-διπόλου ανιχνεύει το σώμα που βρίσκεται οριακά πιο πάνω από το βάθος διασκόπησης, αλλά το βάθος του σώματος είναι υπερτιμημένο κατά 5m περίπου σε σχέση με την πραγματικότητα.

5.4. ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Από τη μελέτη της μεθόδου εύρεσης του βάθους διασκόπησης που προτάθηκε από τους Oldenburg and Li (1999) και την παρουσίαση ορισμένων χαρακτηριστικών παραδειγμάτων, διαπιστώνεται ότι η χρήση της μεθοδολογίας αυτής δεν πρόσθεσε κάποια καινούργια γνώση στον καθορισμό του βάθους μέχρι το οποίο μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα η κάθε διάταξη. Ουσιαστικά, το πρόβλημα καθορισμού του βάθους διασκόπησης μετατράπηκε σε αναζήτηση της τιμής που θα έχει το κατώφλι του βάθους διασκόπησης (τιμή R). Επομένως, δεν υφίσταται κάποια πρακτική αξία χρήσης της μεθοδολογίας αυτής σε σύγκριση με τις παλαιότερες μεθόδους εύρεσης του βάθους διασκόπησης.

Η μέθοδος αυτή υπολογισμού του βάθους διασκόπησης είναι ασταθής, γιατί προκύπτει από την αφαίρεση δύο εικόνων αντιστροφής, οι οποίες εκ των πραγμάτων περιέχουν μεγάλα σφάλματα. Έτσι, παρατηρείται μια αδυναμία της μεθόδου να υπολογίσει ένα σταθερό βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη, ακόμα και για το ίδιο συνολικό μήκος διάταξης, γεγονός που δείχνει ότι το βάθος διασκόπησης εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το αρχικό μοντέλο και το μοντέλο αντιστροφής. Η τροποποίηση κάποιου από τους παράγοντες που συνθέτουν τα παραπάνω δύο μοντέλα έχει ως αποτέλεσμα την αλλαγή και του βάθους διασκόπησης.

Εξάλλου, όπως υποστηρίχθηκε και από τους Oldenburg and Li (1999) και Marescot et al. (2003), δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν απλοί κανόνες στην εύρεση του βάθους διασκόπησης, διότι αυτό εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την αγωγιμότητα της δομής, την υπάρχουσα γεωμετρία και τα λάθη που αναπόφευκτα εμπερικλείουν τα δεδομένα.

Επιπλέον, το βάθος διασκόπησης για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-πόλου είναι σαφώς υπερτιμημένο (1 με 3,5 φορές) σε σύγκριση με το βάθος διασκόπησης που υπολογίζονταν με προηγούμενες μεθόδους, ενώ για τις υπόλοιπες διατάξεις είναι άλλοτε υπερτιμημένο, άλλοτε υποτιμημένο και άλλοτε ίσο με το βάθος διασκόπησης των προηγούμενων μεθόδων. Από το αμέσως προηγούμενο παράδειγμα φαίνεται ότι τα

γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής που λαμβάνουμε από ανωμαλίες, που βρίσκονται σε βάθη που προσεγγίζουν το βάθος διασκόπησης, δεν είναι τα πλέον αξιόπιστα.

Επομένως, η μέθοδος που προτάθηκε από τους Oldenburg and Li (1999) επιβεβαιώνει τις γενικές αρχές που ισχύουν για τις ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης (λόγου χάρι ότι διαφορετικής γεωμετρίας διατάξεις ηλεκτροδίων έχουν και διαφορετικό βάθος διασκόπησης), αλλά σε καμία περίπτωση δε δίνει μια ακριβή τιμή του βάθους διασκόπησης.

Στην περίπτωση της συνδυασμένης αντιστροφής δύο διατάξεων, το βάθος διασκόπησης συμβάλει στη μελέτη της συμπεριφοράς των εκάστοτε διατάξεων κατά τη διαδικασία της αντιστροφής. Επίσης, συμβάλει στη λήψη του σωστού συνδυασμού του συντελεστή εξομάλυνσης και του μέγιστου βάθους του μοντέλου αντιστροφής για να παραχθούν τα βέλτιστα αποτελέσματα όσο αναφορά την ερμηνεία της εκάστοτε δομής.

5.5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συνοπτικά, τα συμπεράσματα από τη μελέτη του βάθους διασκόπησης τόσο για συνθετικά όσο και για πραγματικά δεδομένα είναι τα ακόλουθα:

- Η χρήση της μεθόδου των Oldenburg and Li (1999) δεν πρόσθεσε κάποια καινούργια γνώση στον καθορισμό του βάθους μέχρι το οποίο μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα η κάθε διάταξη. Ουσιαστικά, το πρόβλημα καθορισμού του βάθους διασκόπησης μετατράπηκε σε αναζήτηση της τιμής που θα έχει το κατώφλι του βάθους διασκόπησης (τιμή R). Επομένως, δεν υφίσταται κάποια πρακτική αξία χρήσης της μεθοδολογίας αυτής σε σύγκριση με τις παλαιότερες μεθόδους εύρεσης του βάθους διασκόπησης.
- Η μέθοδος αυτή υπολογισμού του βάθους διασκόπησης είναι ασταθής, γιατί προκύπτει από την αφαίρεση δύο εικόνων αντιστροφής, οι οποίες εκ των πραγμάτων περιέχουν μεγάλα σφάλματα. Έτσι, παρατηρείται μια αδυναμία της μεθόδου να υπολογίσει ένα σταθερό βάθος διασκόπησης για κάθε διάταξη, ακόμα και για το ίδιο συνολικό μήκος διάταξης.
- Παρά το γεγονός ότι οι καμπύλες του βάθους διασκόπησης εξαρτώνται από τις παραμέτρους που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή του κάθε μοντέλου, τα

αποτελέσματα παρέχουν στο χρήστη μια αρχική εκτίμηση της περιοχής, μέχρι την οποία οι δομές της Γης αντιπροσωπεύονται από τα δεδομένα των μετρήσεων.

- Ο καθορισμός του βάθους διασκόπησης προλαμβάνει τη λανθασμένη ερμηνεία των αποτελεσμάτων της αντιστροφής. Επίσης, συμβάλει στη λήψη του σωστού συνδυασμού του συντελεστή εξομάλυνσης και του μέγιστου βάθους του μοντέλου αντιστροφής για να παραχθούν τα βέλτιστα αποτελέσματα όσο αναφορά την ερμηνεία της εκάστοτε δομής.
- Η ανάλυση του βάθους διασκόπησης επιβεβαιώνει τη γενικά αποδεκτή παρατήρηση ότι διαφορετικής γεωμετρίας διατάξεις ηλεκτροδίων έχουν και διαφορετικό βάθος διασκόπησης. Η διάταξη Wenner έχει το μικρότερο βάθος διασκόπησης. Ακολουθούν οι διατάξεις Schlumberger, διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου, ενώ η διάταξη πόλου-πόλου έχει το μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης.
- Στη διάταξη πόλου-διπόλου το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται από την πόλωση της διάταξης, ανάλογα με το αν το ρεύμα εισάγεται στη γη από αριστερά ή δεξιά της γραμμής μετρήσεων.
- Για τις διατάξεις Schlumberger και πόλου-πόλου, το βάθος διασκόπησης που υπολογίζεται με τη μέθοδο των Oldenburg and Li (1999) είναι σαφώς υπερτιμημένο (1 με 3,5 φορές) σε σύγκριση με το βάθος διασκόπησης που υπολογίζονταν με προηγούμενες μεθόδους, ενώ για τις υπόλοιπες διατάξεις είναι άλλοτε υπερτιμημένο, άλλοτε υποτιμημένο και άλλοτε ίσο με το βάθος διασκόπησης των προηγούμενων μεθόδων.
- Τα γεωηλεκτρικά μοντέλα αντιστροφής που λαμβάνουμε από ανωμαλίες, που βρίσκονται σε βάθη που προσεγγίζουν το βάθος διασκόπησης, δεν είναι τα πλέον αξιόπιστα.
- Η μορφή των ισοκαμπυλών του βάθους διασκόπησης είναι παρόμοια με αυτή των ισοκαμπύλων της δεύτερης αντιστροφής, όπου η αρχική αντίσταση του μοντέλου αντιστροφής είναι κατά πολύ μεγαλύτερη από την τιμή της αντίστασης του αρχικού μοντέλου. Στα βάθη αυτά το βάθος διασκόπησης δεν επηρεάζεται από το αρχικό μοντέλο και συνεπώς διατηρεί τις υψηλές τιμές αντίστασης του μοντέλου αντιστροφής.
- Η αντιστροφή μοντέλων με προσθήκη θορύβου, προσεγγίζοντας έτσι περισσότερο τα πραγματικά δεδομένα, δεν επιφέρει καμία αλλαγή στο βάθος διασκόπησης, όπως

αυτό υπολογίζεται για το ίδιο αρχικό μοντέλο και με τα ίδια χαρακτηριστικά του μοντέλου αντιστροφής.

- Το βάθος διασκόπησης της συνδυασμένης αντιστροφής δύο διαφορετικών διατάξεων έχει μια ενδιαμέση μορφή των βαθών διασκόπησης των εκάστοτε δύο διατάξεων. Ανάλογα με τη θέση των ηλεκτροδίων της εκάστοτε μέτρησης σε σχέση με την ανωμαλία που υφίσταται στο υπέδαφος, το βάθος διασκόπησης επηρεάζεται περισσότερο από το βάθος διασκόπησης της διάταξης που είναι πιο ευαίσθητη στις αλλαγές της αντίστασης στην περιοχή αυτή.
- Ο υπολογισμός του βάθους διασκόπησης για πραγματικά δεδομένα επαληθεύει τα συμπεράσματα που εξήχθησαν από τη μελέτη των διάφορων μοντέλων.

6.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aitken M. (1974). Physics and archaeology. Clarendon Press, Oxford.
- Aubert M., Camus G., and Fournier C. (1984). Resistivity and magnetic surveys in ground-water prospecting in volcanic areas - case history Maar of Beanit, Puy de Dome, France. Geophysical prospecting, 32, 554-563.
- Apparao A., Rao T.G., Sastry R.S. and Sarma V.S. (1992). Depth of detection of buried conductive targets with different electrode arrays in resistivity prospecting. Geophysical prospecting, 40, 749-760.
- Barker R.D. (1989). Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, 54, 1031-1037.
- Barker R.D. (1992). A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10, 53-63.
- Bristow C.M. (1966). A new graphical resistivity technique for detecting air-filled cavities. Study in Speleology, 1, 204-227.
- Broyden C.G. (1965). A class of methods for solving nonlinear simultaneous equations. Mathematics of Computing, 19, 577-593.
- Butler D.K. and Llopis J.M. (1990). Assessment of anomalous seepage conditions: in Investigations in Geophysics no 5, Geotechnical and Environmental Geophysics vol II, S. Ward (ed.), SEG, Tulsa, 153-173.
- Carrara E., Carrozzo M.T., Fedi M., Florio G., Negri S., Paoletti V., Paolillo G., Quarta T., Rapolla A. and Roberti N. (2001). Resistivity and Radar Surveys at the Archaeological Site of Ercolano. Journal of Environmental & Engineering Geophysics, 6, 3, 123-132.

- Coggon J.H. (1971). Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. *Geophysics*, 36, 132-155.
- Constable S., Parker R. and Constable C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, 289-300.
- Cook K.L. and Van Nostrand R.G. (1954). Interpretation of Resistivity Data Over Filled Sinks. *Geophysics*, 19, 761-790.
- Dahlin T., Johansson S. and Landin O. (1994). Resistivity surveying for planning of infrastructure. *Proceedings of SAGEEP 94*, Boston Massachusetts, March 27-31, 1994, 509-528.
- Draper N.R. and Smith H. (1981). *Applied Regression Analysis*, 2nd edition, Wiley, New York.
- DeGroot-Hedlin C. and Constable S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Dey A. and Morrison H.F. (1979a). Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 106-136.
- Dey A. and Morrison H.F. (1979b). Resistivity modeling for arbitrarily three-dimensional structures. *Geophysics*, 44, 753-780.
- Edwards L.S. (1977). A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Evjen H.M. (1938). Depth factors and resolving power of electrical measurements. *Geophysics*, 3, 78-95.
- Fox R.C., Hohmann G.W., Killpack T.J., and Rijo L. (1980). Topographic effects in resistivity and induced polarization surveys. *Geophysics*, 45, 75-93.
- Golub G.H. and Reisch C. (1970). Singular Value Decomposition and Least Square Solutions: Handbook for Automatic Computation, II, Linear Algebra, eds. J. Wilkinson and C. Reisch, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Griffiths D., Turnbull J. and Olyianka A. (1990). 2-dimensional resistivity mapping with a computer controlled array. *First Break*, 8, 121-129.
- Griffiths D. and Barker R. (1993). Two dimensional resistivity imaging and modeling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 19, 211-226.

- Habberjam G.M. (1975). Apparent resistivity, anisotropy and strike measurements. *Geophysical Prospecting*, 23, 211-247.
- Hesse A., Jolivet A. and Tabbagh A. (1986). New prospects in shallow depth electrical surveying for archaeological and pedological Applications. *Geophysics*, 51, 585-594.
- Jackson D.D. (1972). Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data. *Geophysical Journal of Royal Astronomy Society* 28.
- Jupp D. and Vozoff K. (1975). Stable iterative methods for the inversion of geophysical data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 42, 957-976.
- Lanczos C. (1960). Linear differential operators. D. Van Nostrad Company Ltd.
- Lawson C. and Hanson R. (1974). Solving least squares problems. Pentice-Hall.
- Levenberg K. (1944). A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. *Quart. Appl. Math.*, 2, 164-168.
- Marescot L., Loke M.H., Chapellier D., Delaloye R., Lambiel C. and Reynard E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1.2, 57-67.
- Marquadt D.W. (1963). An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *J. Soc. Indust. Appl. Math.*, 11, 431-441.
- Marquadt D.W. (1970). Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, 12.
- Meju M.A. (1994). Geophysical data analysis: Understanding inverse problem, theory and practice. Course notes series, Vol. 6, Domenico, S.N., Editor.
- Molano C.E., Salamanca M.M. and van Overmeeren R.A. (1990). Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings. *Geophysical Prospecting* 38, 705-718.
- Mufti L. (1976). Finite-difference resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysics*, 41, 62-78.
- Nolet G. (1987). Seismic Tomography with applications in Global Seismology and Exploration Geophysics. D.Reidel Publishing Company, 14-27.
- Olayinka A. and Barker R. (1990). Borehole siting in crystalline basement areas of Nigeria with microprocessor-Controlled resistivity traversing system. *Ground Water*, 28, (2), 178-183.

- Oldenburg D.W. and Li Y. (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics* 64, 403-416.
- Olesen O., Henkel H., Lile O., Mairing E. and Ronning J. (1992). Geophysical investigations of the Stuurangua postglacial fault, Finnmark, N. Norway. *Journal of Applied Geophysics*, 29, 95-118.
- Orlando L., Piro S. and Versino L. (1987). Location of subsurface geoelectric anomalies for archaeological work: a comparison between experimental arrays and interpretation using numerical methods. *Geoexploration*, 24, 227-237.
- Park S.K. and Van G.P. (1991). Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics*, 56, 951-960.
- Parker R.L. (1984). The inverse problem of resistivity sounding. *Geophysics*, 49, 2143-2158.
- Παπαζάχος Β.Κ. (1986). Εισαγωγή στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.
- Press W., Teukolsky S., Vetterling W., Flannery B. (1986). Numerical recipes in Fortran 77 – 2nd edition, Cambridge University Press.
- Rijo L., Pelton W.H., Feitosa E.C. and Ward S.H. (1977). Interpretation of apparent resistivity data from the Apodi Valley Rio Grande do Norte Brazil. *Geophysics*, 42, 811-822.
- Rodgers R.B. and Kean W.F. (1980). Monitoring ground-water contamination at a y ash deposit site using surface electrical resistivity methods. *Ground Water*, 18, (5), 472-478.
- Roka A. and Tsokas G. (1987). Field investigation of a Macedonian tumulus by resistivity soundings. *Geoexploration*, 24, 99-108.
- Roy A. (1972). Depth of investigation in Wenner three-electrode and dipole-dipole dc resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 20, 329-340.
- Roy A. and Apparao A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics* 36, 943-959.
- Sasaki Y. (1982). Automatic inversion of induced polarization data over 2-D structures. *Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyushu University*, 42, 59-74.
- Shima H. (1990). 2-D automatic resistivity inversion technique using alpha centers. *Geophysics*, 55, 682-694.

- Shima H. (1992). 2-D and 3-D resistivity image reconstruction using crosshole data. *Geophysics*, 1270-1291.
- Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990). *Finite elements for electrical engineers* (2nd edition). Cambridge University Press.
- Smith D. (1986). Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solution cavities beneath the highways. *Geophysics*, 51, 833-837.
- Smith F. B. and Shanno D.F. (1971). An improved Marquardt procedure for nonlinear regressions, *Technometrics*, 13.
- Szymanski J. and Dittmer J. (1992) Inversion of archaeological magnetic survey data using the maximum entropy method: Preliminary Results. Monograph on Geophysical Data Inversion in Archaeological Site Investigation, Vieweg Verlag.
- Tikhonov A.N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Soviet Mathematics*, 4, 1035-1038.
- Tikhonov A.N. and Glasko V.B. (1965). Application of a regularization method to nonlinear problems, *J.Comp. Math. and Math. Physics*, 5, no. 3.
- Thanassoulas and Tsokas G. (1987). Geophysical investigation in the geothermal field in the delta of Nestos river (N. Greece). *Geothermics*, 16, 1, 17-26.
- Tripp A., Hohmann G. and Swift C. (1984). Two-dimensional resistivity inversion. *Geophysics*, 49, 1708-1717.
- Tsourlos P., Szymanski J., Dittmer J. and Tsokas G. (1993). The use of back-projection for fast inversion of 2-D resistivity data. *Proceedings of the 2nd congress of the Greek Geophysical Union, Florina Greece, 5-7 May, Vol. 1, 71-81.*
- Tsourlos P.I. (1995). *Modeling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data*. Ph.D. Thesis, Department of Electronics, University of York.
- Tsourlos P., Dittmer J. and Szymanski J. (1995). A study of non-linear techniques for the 2-D inversion of earth resistivity data. *Expanded abstracts of the 57th meeting of the EAEG: Glasgow, Scotland, 29 May-2 June, 1995, P031.*
- Tsourlos P.I., Szymanski J.E. and Tsokas G.N. (1998). A smoothness constraint algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity data. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 1,1, 3-13.

- Tsourlos P.I. and Ogilvy R.D. (1999). An algorithm for the 3-D inversion of tomographic resistivity and induced polarisation data: preliminary results. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, Vol 2, No. 2: 30-45.
- Van G.P., Park S.K. and Hamilton P. (1992). Use of resistivity monitoring systems to detect leaks from storage ponds. *Proceedings of SAGEEP 92*, Chicago, 629-647.
- Van Dam J. (1976). Possibilities and limitations of the resistivity method for geoelectrical prospecting in the solution of geohydrological problems. *Geoexploration*, 14, 179-193.
- Vandenberghe J. (1982). Geoelectric investigations of a fault system in quaternary deposits. *Geophysical Prospecting*, 42, 977-991.
- Van Nostrand R.G. (1953). Limitations on resistivity methods as inferred from the buried sphere problem. *Geophysics*, 18, 423-433.
- Wright P.M., Ward S.H., Ross H.P. and West R.C. (1985). State-of-the-art geophysical exploration for geothermal resources. *Geophysics*, 50, 2666-2699.
- Zhody A. (1989). A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophysics*, 54, 245-253.