

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΚΑΛΟΜΟΙΡΗΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ
Φυσικός

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ
ΤΑΧΕΙΑΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ
ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Διατριβή Ειδίκευσης
ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2015

ΚΑΛΟΜΟΙΡΗΣ ΕΥΘΥΜΙΟΣ
Φυσικός

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΤΑΧΕΙΑΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ
ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'
Τομέας Γεωφυσικής
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης : 16 Σεπτεμβρίου 2015

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Τσούρλος Παναγιώτης
Αναπληρωτής Καθηγητής Βαργεμέζης Γεώργιος
Ερευνητής Γ' Παπαδόπουλος Νίκος

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

© Καλομοίρης Ευθύμιος, 2015

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΤΑΧΕΙΑΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ
ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

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

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

Περίληψη

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης είναι αρκετά δημοφιλείς για ένα πλήθος εφαρμογών. Οι σύγχρονοι αλγόριθμοι αντιστροφής δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα για κάθε έρευνα. Παρ' όλα αυτά, σε περιπτώσεις με μεγάλο αριθμό δεδομένων χρειάζονται τεχνικές γρηγορότερης αντιστροφής. Το βασικό αντικείμενο της συγκεκριμένης εργασίας είναι ο έλεγχος μιας νέας γρήγορης μεθόδου αντίστροφης που βασίζεται στις αρχές της τομογραφίας πιθανοτήτων και ονομάζεται PERTI (new Probability based Electric Resistivity Tomography Inversion). Σε προγραμματιστικό περιβάλλον MATLAB δημιουργήθηκε ο PERTI και στη συνέχεια έγινε επεξεργασία πλήθους συνθετικών όσο και πραγματικών δεδομένων. Τέλος, προέκυψαν τα συμπεράσματα όπως η γρήγορη ποιοτική αναπαράσταση του πεδίου, η αδυναμία του PERTI στην εκτίμηση των πραγματικών τιμών αντίστασης, η αστοχία του για τα επιφανειακά δεδομένα και η μεγέθυνση αγώγιμων δόμων.

Abstract

Electric resistivity methods are quite popular for a number of applications. The current inversion algorithms give satisfactory results for any given research. Nevertheless, in cases with large datasets faster inversion techniques are needed. The main subject of the present thesis is the study of a new rapid method reverse based on the principles of probability tomography called PERTI (new Probability based Electric Resistivity Tomography Inversion). The PERTI algorithm is developed in MATLAB programming environment and a number of synthetic as well as real examples are studied. Finally, the conclusions that result are the fast qualitative representation of the field, the lack of PERTI for real resistivity estimation, the failure for the near-surface data and the enlargement of the conductive parts.

Ευχαριστίες

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο επιβλέποντα της εργασίας κ. Παναγιώτη Τσούρλο, Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ, για την ανάθεση του θέματος, την βοήθεια του και την καθοδήγηση σε επιστημονικά θέματα.

Ευχαριστίες οφείλω και στον Νίκο Παπαδόπουλο, ερευνητή Γ' στο εργαστήριο Γεωφυσικής-Δορυφορικής Τηλεπισκόπησης & Αρχαιοπεριβάλλοντος στο Ίδρυμα Τεχνολογίας και Έρευνας του Ρεθύμνου για όλη του τη βοήθεια και συμβουλές.

Επίσης ευχαριστώ θερμά και τον κ. Βαργεμέζη Γιώργο, Αναπληρωτή Καθηγητή του Τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ.

Τέλος ευχαριστώ όλον τον τομέα Γεωφυσικής του ΑΠΘ, καθηγητές και μεταπτυχιακούς για τα επιστημονικά εφόδια που μου παρείχαν.

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1		
Εισαγωγή.....		8
Σκοπιμότητα.....		9
Δομή της εργασίας.....		9
Κεφάλαιο 2	Βασικές αρχές της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.....	11
2.1	Γενικά.....	11
2.2	Ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων.....	11
2.3	Βασική θεωρία και μαθηματικές σχέσεις.....	13
2.4	Φαινόμενη αντίσταση.....	16
2.5	Διατάξεις ηλεκτροδίων.....	16
2.6	Βάθος διασκόπησης.....	17
2.7	Όργανα μέτρησης της αντίστασης του εδάφους.....	17
2.8	Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.....	18
2.9	Σφάλματα στις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης.....	21
2.10	Ευθύ και αντίστροφο γεωηλεκτρικό πρόβλημα.....	21
Κεφάλαιο 3	Η μέθοδος PERTI	27
3.1	Εισαγωγή	27
3.2	Μαθηματικές σχέσεις	27
3.3	Εφαρμογή του αλγόριθμου PERTI σε πρόγραμμα MATLAB	32
3.4	Επαλήθευση του κώδικα	36
Κεφάλαιο 4	Παραδείγματα και εφαρμογές (Συνθετικά δεδομένα)	38
4.1	Απλό μοντέλο 1 πρίσμα.....	38
4.2	Δυο πρίσματα σε ημιχώρο με ρήγμα.....	40
4.3	Δισδιάστατο μοντέλο με 3 πρίσματα.....	42
4.4	Μοντέλο με ρήγμα και πρίσμα.....	44
4.5	Μοντέλο με δύο στρώματα και ανάχωμα.....	46
4.6	Πρίσμα υψηλής αντίστασης.....	48
4.7	Αγώγιμο πρίσμα	50
4.8	Σύνθετο μοντέλο.....	52
4.9	Δύο στρώματα.....	54
4.10	Περίπτωση διαχρονικής μεταβολής.....	56
4.11	Περίπτωση διαχρονικής μεταβολής 2	57
4.12	Συμπεράσματα.....	58
Κεφάλαιο 5	Πραγματικά δεδομένα	59
5.1	Το περιβάλλον του ερευνητικού πεδίου	59
5.1.1	Γενική γεωλογία της περιοχής.....	60
5.1.2	Ηλεκτρική Τομογραφία προς καθορισμό του γεωηλεκτρικού μοντέλου της περιοχής.....	61
5.2	Σύγκριση πραγματικών δεδομένων.....	63
5.3	Συμπεράσματα	68
Κεφάλαιο 6	Συμπεράσματα.....	69
Παράρτημα.....		71
Βιβλιογραφία.....		81

Κεφάλαιο 1

Εισαγωγή

Η ανάγκη για απόκτηση γνώσης της δομής του υπεδάφους ανέπτυξε μια ευρεία σειρά μεθόδων. Οι μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης έχουν - εδώ και έναν περίπου αιώνα - εφαρμογή στην αναζήτηση μεταλλευμάτων, ορυκτών και νερού στο υπέδαφος αλλά και άλλες εφαρμογές που σχετίζονται με τεχνικά, περιβαλλοντικά και αρχαιολογικά θέματα.

Ανάμεσα στις διάφορες μεθόδους (μαγνητικές, βαρυτικές, κτλ.) χρησιμοποιείται πλατιά η γεωηλεκτρική ή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η συγκεκριμένη μέθοδος βασίζεται στους νόμους που αφορούν τον ηλεκτρισμό και δίνει την κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους. Ο ερευνητής, μέσω της πληθώρας αλγορίθμων που έχουν αναπτυχθεί γύρω από το γεωηλεκτρικό πρόβλημα, δύναται να εξάγει συμπεράσματα και να εντοπίσει τους στόχους του.

Τα αποτελέσματα της αντίστασης μπορούν να ερμηνευτούν άμεσα, γεγονός που αποτελεί σημαντικό πλεονέκτημα για έρευνες που διεξάγονται στο πεδίο. Ακόμη, σε ορισμένες περιπτώσεις είναι ορατά χωρίς επεξεργασία και επιπλέον έχουν εφαρμογή σε πλήθος διαφορετικών περιπτώσεων. Οι παραπάνω λόγοι έχουν καταστήσει την μέθοδο ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ιδιαίτερα δημοφιλή.

Η επιτυχία της μεθόδου ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης βασίζεται εν μέρει στην απόδοση των οργάνων καταγραφής των σχετικών δεδομένων. Η ραγδαία τεχνολογική πρόοδος διευκόλυνε τη συλλογή ενός μεγάλου αριθμού δεδομένων, αύξησε σημαντικά την ταχύτητα μέτρησης όπως και ελάττωσε το κόστος εξοπλισμού (τα όργανα είναι φθηνότερα έως και 20 φορές από αυτά των άλλων τεχνικών). Επιπρόσθετα, οι παραγόμενες αναπαραστάσεις αποδίδουν μια ρεαλιστική εικόνα του υπεδάφους.

Εντούτοις, η διαδικασία της αντιστροφής εξακολουθεί να είναι χρονοβόρα για περιπτώσεις με μεγάλα σύνολα δεδομένων (πχ διαχρονική μεταβολή, συνεχής καταγραφή σε υδάτινο περιβάλλον κ.α.). Έτσι, η ανάγκη για γρηγορότερους αλγόριθμους - που ενδεχομένως να 'χάνουν' σε εικόνα εξακολουθούν όμως να έχουν πρακτική αξία - υφίσταται ακόμα.

Διάφοροι αλγόριθμοι αντιστροφής για γεωηλεκτρικά δεδομένα υπάρχουν στην βιβλιογραφία (Park and Van, 1991; Sasaki, 1992; Xu and Noel, 1993; Ellis and Oldenburg, 1994; Loke and Barker, 1995; Tsourlos, 1995). Ειδικότερα, υπάρχουν μέθοδοι που βασίζονται στη τεχνική οπισθοπροβολής (back-projection, BP). Αυτοί έχουν ως αφετηρία εφαρμογές του πεδίου έρευνας απεικόνισης στην ιατρική και συγκεκριμένα μιας τεχνικής που ονομάζεται

τομογραφία εφαρμοζόμενου δυναμικού (applied potential tomography (APT)) (Barber et al., 1983; Yorkey et al., 1987). Γενικά, η τεχνική BP για την περίπτωση γη - αντίσταση έχει να κάνει με την απευθείας προβολή μιας έκφρασης της μετρούμενης φαινόμενης αντίστασης σε μια περιοχή του υπεδάφους. Η αναπαράσταση του συνόλου των δεδομένων έχει ως αποτέλεσμα μια προσεγγιστική εικόνα του υπεδάφους. Ως απλές τεχνικές BP θεωρούνται, η μέθοδος της ψευδοτομής (pseudosection), η τεχνική Zhody-Barker (Barker, 1992) και η μέθοδος Bristow (Bristow, 1966). Μια μέθοδος BP χρησιμοποιήθηκε πρώτη φορά για γεωηλεκτρικά δεδομένα από τους Shima και Sakayama (1987). Επίσης, οι Noel και Walker (1991) πρότειναν έναν αλγόριθμο BP βασιζόμενο στη δουλειά που είχε γίνει για την APT (Powell et al, 1987)

Η νέα μέθοδος PERTI (probability based electric resistivity tomography inversion) (Mauriello and Patella,2009) φάνηκε ότι μπορεί να ανταποκριθεί σε περιπτώσεις με μεγάλο αριθμό δεδομένων (Cozzolino M. et al, 2012; Cozzolino M., Mauriello P., Patella D., 2014) και για αυτό αναπαράχθηκε. Σε προγραμματιστικό περιβάλλον MATLAB δημιουργήθηκε ο αλγόριθμος PERTI και στη συνέχεια εφαρμόστηκε σε αρκετά παραδείγματα συνθετικών όσο και πραγματικών δεδομένων.

Σκοπιμότητα

Σκοπός της εργασίας είναι να διερευνηθεί εάν ο προτεινόμενος τρόπος γρήγορης αντιστροφής γεωηλεκτρικών δεδομένων έχει πρακτική αξία και ανταποκρίνεται στις απαιτήσεις του προβλήματος.

Δομή της εργασίας

Κεφάλαιο 2 : Παρουσιάζεται η ευρύτερη θεωρία της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αναφέρονται γενικά στοιχεία για τις ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων, τις μαθηματικές σχέσεις που καθορίζουν την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος και τις διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων που χρησιμοποιούνται. Επίσης γίνεται και μία αναφορά για το βάθος διασκόπησης της ηλεκτρικής μεθόδου, τον όρο της φαινόμενης αντίστασης και τα όργανα που πραγματοποιούν τέτοιες έρευνες.

Κεφάλαιο 3 : Παρατίθενται οι μαθηματικές σχέσεις που διέπουν τη μέθοδο PERTI καθώς και ο αναπαραγόμενος προγραμματιστικός κώδικας.

Κεφάλαιο 4 : Παρουσιάζονται εφαρμογές του αλγορίθμου σε διάφορα παραδείγματα υπεδάφους και σχολιάζονται τα αποτελέσματα. Κατασκευάστηκαν αρκετά συνθετικά παραδείγματα τα οποία ερμηνεύτηκαν τόσο με το PERTI όσο και με άλλο πρόγραμμα αντιστροφής (RES2DINV). Προβλήθηκαν οι αναπαραστάσεις τους και εξήχθησαν οι εκάστοτε τιμές αντίστασης. Ακολούθησε σύγκριση και σχολιασμός των δύο μεθόδων.

Κεφάλαιο 5 : Μελετώνται με τον ίδιο τρόπο πραγματικά δεδομένα από χώρο εναπόθεσης αποβλήτων ελαιοτριβείου.

Κεφάλαιο 6 : Στο κεφάλαιο αυτό αναφέρονται τα γενικά συμπεράσματα.

Κεφάλαιο 2

Βασικές αρχές της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

2.1 Γενικά

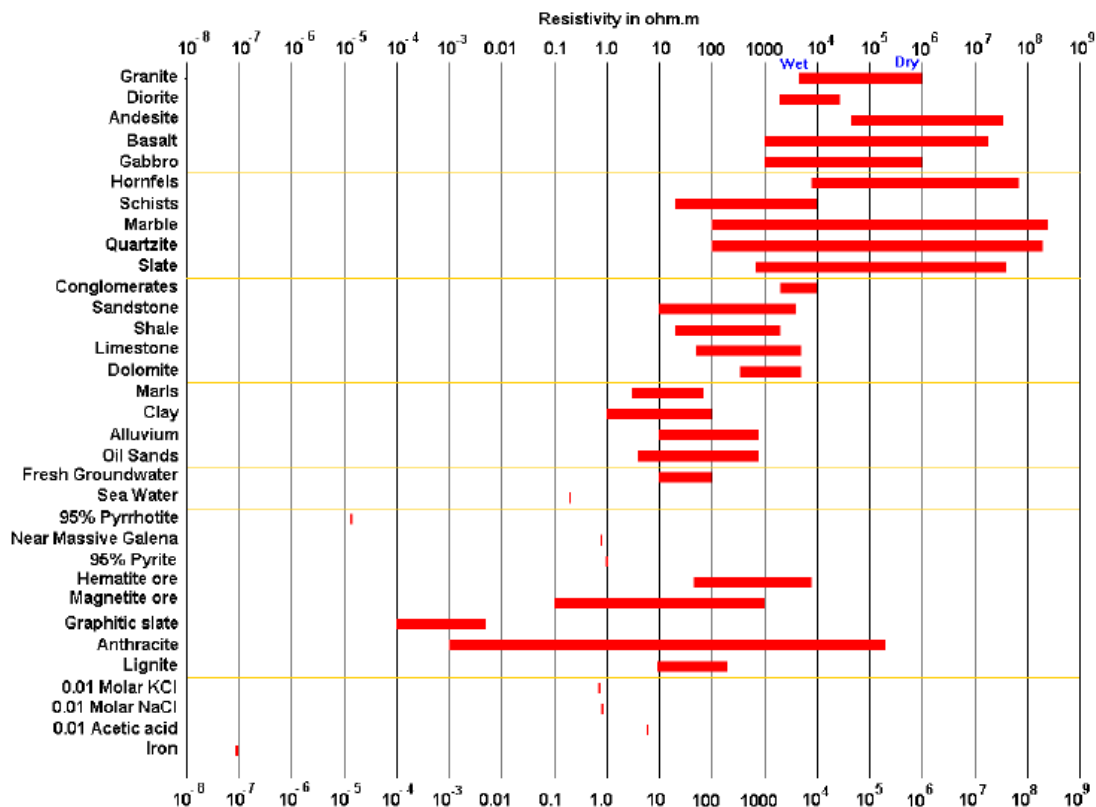
Η εφαρμογή των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης έχει ως στόχο τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων της Γης, πραγματοποιώντας μετρήσεις συγκεκριμένων φυσικών ποσοτήτων είτε στην επιφάνειά της είτε μέσα σε γεωτρήσεις. Η ποσότητα που μετριέται είναι το ηλεκτρικό δυναμικό, το οποίο στη συνέχεια χρησιμοποιείται για τον ποσοτικό προσδιορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε διαφορετικά σημεία του υπεδάφους.

Η παρούσα εργασία πραγματεύεται την μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η εφαρμογή της μεθόδου αυτής περιλαμβάνει την εισαγωγή συνεχούς ή εναλλασσόμενου ρεύματος πολύ μικρής συχνότητας στο υπέδαφος με την χρήση δύο ηλεκτροδίων και την μέτρηση της πτώσης τάσης που δημιουργείται σε δύο άλλα ηλεκτρόδια. Η ηλεκτρική αντίσταση που υπολογίζεται από το πηλίκο των δύο αυτών ποσοτήτων, πολλαπλασιασμένη επί ένα παράγοντα που εξαρτάται από τη γεωμετρική θέση των ηλεκτροδίων στον χώρο, δίνει την ειδική ηλεκτρική αντίσταση.

2.2 Ηλεκτρικές ιδιότητες των πετρωμάτων

Το ηλεκτρικό ρεύμα διαχέεται στο υπέδαφος με δυο κυρίως τρόπους, την ηλεκτρονική και την ηλεκτρολυτική αγωγή. Στην ηλεκτρονική, το ρεύμα διαχέεται μέσω των ελεύθερων ηλεκτρονίων, όπως και στα μέταλλα. Στην ηλεκτρολυτική, το ρεύμα ρέει μέσω της κίνησης των ιόντων του νερού στα πετρώματα. Σε περιβαλλοντικές και τεχνικές έρευνες συνήθως αξιοποιείται η ηλεκτρολυτική αγωγή ενώ σε περιπτώσεις με αγωγή ορυκτά επικρατεί κυρίως η ηλεκτρονική αγωγή. Επίσης υφίσταται και η διηλεκτρική αγωγή. Παρά το γεγονός ότι στην ηλεκτρική διασκόπηση συχνά χρησιμοποιούνται εναλλασσόμενα ρεύματα πολύ μικρής συχνότητας, η διηλεκτρική αγωγή μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι αμελητέα.

Οι αντιστάσεις των συνηθισμένων πετρωμάτων, ορυκτών και εδαφών φαίνονται στο σχήμα 2.1. Σε γενικές γραμμές τα πυριγενή πετρώματα παρουσιάζουν τις μεγαλύτερες τιμές αντιστάσεων ενώ τα ιζηματογενή εμφανίζονται πιο αγωγιμα, κυρίως λόγω του νερού που περιέχεται μέσα στους πόρους τους. Τα μεταμορφωμένα έχουν ενδιάμεσες και επικαλυπτόμενες τιμές αντιστάσεων. Επίσης, η γεωλογική ηλικία ενός πετρώματος επηρεάζει την τιμή της αντίστασής του, καθώς αυτή αυξάνεται λόγω της αύξησης της συνοχής του, που οφείλεται στην αύξηση του πάχους των υπερκείμενων στρωμάτων και της πίεσης που του ασκούν στη διάρκεια του γεωλογικού χρόνου.



Σχήμα 2.1 Η αντίσταση των πετρωμάτων, ορυκτών και εδαφών (Loke 2013)

Ακόμη, μόνο η γνώση της τιμής της αντίστασης δεν αρκεί για να εξάγουμε συμπεράσματα για το πεδίο της έρευνας αφού χρειάζεται να έχουμε και μια γεωλογική εικόνα της περιοχής.

Η αντίσταση ενός σχηματισμού σε σχέση με την αντίσταση του ρευστού που περιέχει δίνεται από τον νόμο του Archie,

$$\rho = a \rho_w \varphi^{-m} \quad (2.1)$$

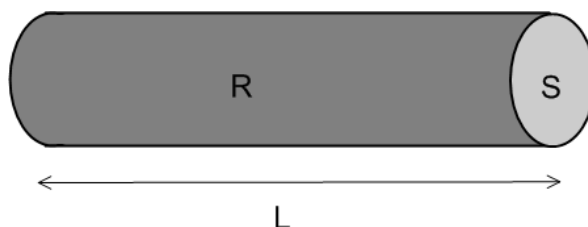
όπου ρ η αντίσταση του πετρώματος, ρ_w η αντίσταση του υγρού που υπάρχει στο πέτρωμα, φ το ενεργό πορώδες του πετρώματος με το υγρό ενώ a και m δυο εμπειρικές παράμετροι

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση για ένα πέτρωμα με κυλινδρικό σχήμα μήκους L και εμβαδού διατομής S από την σχέση :

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (2.2)$$

όπου η αντίσταση R είναι σε Ohms (Ω), το μήκος L σε μέτρα και το εμβαδό της διατομής S σε τετραγωνικά μέτρα (Σχ. 2.2).

Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι το Ohm-m (Ωm).



Σχήμα 2.2 Κύλινδρος μήκους L , διατομής S και αντίστασης R

2.3 Βασική θεωρία και μαθηματικές σχέσεις

Όπως αναφέρθηκε, στην παρούσα εργασία θα χρησιμοποιηθεί η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που είναι μια αρκετά διαδεδομένη γεωφυσική μέθοδος λόγω του μεγάλου εύρους εφαρμογών. Ο σκοπός των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικών διασκοπήσεων είναι ο προσδιορισμός της υπεδάφιας κατανομής της αντίστασης παίρνοντας μετρήσεις στον φλοιό της γης. Από αυτές τις μετρήσεις μπορεί να υπολογιστεί η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους. Η αντίσταση του εδάφους σχετίζεται με διάφορους γεωλογικές παραμέτρους όπως η περιεκτικότητα του νερού στους βραχώδεις και ιζηματογενείς σχηματισμούς, τα μεταλλικά στοιχεία που είναι διαλυμένα στο νερό και το πορώδες των σχηματισμών. Οι τοπικές ανωμαλίες της αντίστασης στο υπέδαφος μαρτυρούν την ύπαρξη δομών και στοιχείων που έχουν οικονομικό ενδιαφέρον. Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης έχει εφαρμογές εδώ και δεκαετίες σε υδρολογικές, εξορυκτικές και γεωτεχνικές μελέτες ενώ πιο πρόσφατα σε περιβαλλοντικές και αρχαιολογικές.

Ο βασικός φυσικός νόμος που χρησιμοποιείται για την αντίσταση είναι του Ohm που δείχνει την ροή του δυναμικού στο έδαφος.

$$J = \sigma E \quad (2.3)$$

Όπου σ η αγωγιμότητα, J η πυκνότητα δυναμικού και E το ηλεκτρικό πεδίο.

Στην πράξη αυτό που μετριέται είναι το ηλεκτρικό δυναμικό, το οποίο χρησιμοποιείται εν συνεχεία για τον προσδιορισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ .

Ειδική ηλεκτρική αντίσταση και αγωγιμότητα είναι αντιστρόφως ανάλογα μεγέθη ($\rho=1/\sigma$).

Η σχέση μεταξύ ηλεκτρικού δυναμικού και έντασης ηλεκτρικού πεδίου δίνεται από την εξίσωση

$$E = -\nabla V \quad (2.4)$$

Από τις 2.3 και 2.4 προκύπτει

$$J = -\sigma \nabla V \quad (2.5)$$

Σχεδόν σε όλες τις έρευνες, οι πηγές ρεύματος είναι σημειακές. Έτσι, σε έναν στοιχειώδη όγκο ΔV όπου το ρεύμα διέρχεται από συντεταγμένες (x_s, y_s, z_s) η σχέση μεταξύ V και I δίνεται από

$$-\nabla(\sigma_{(x,y,z)} \nabla V_{(x,y,z)}) = I \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (2.6)$$

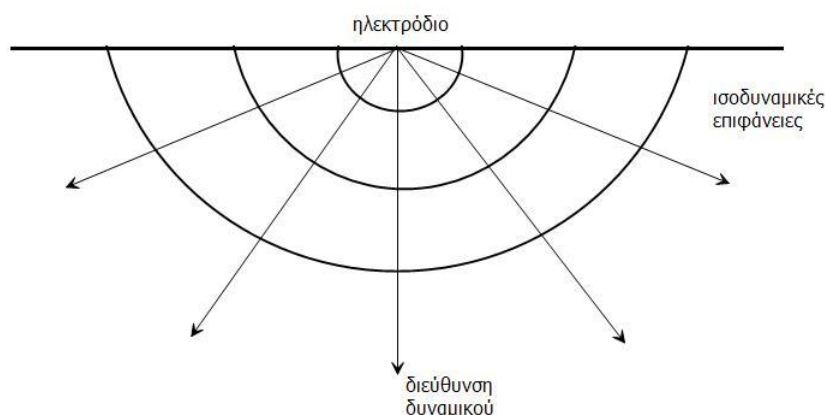
όπου δ η συνάρτηση δ του Dirac.

Η (2.6) μπορεί να ξαναγραφτεί ως

$$-\nabla(\sigma \nabla V) = \nabla j \Leftrightarrow -\nabla(\sigma \nabla V) = I \delta(r - r_s) \quad (2.7)$$

Αυτή είναι η βασική εξίσωση που περιγράφει την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος και καθορίζει την κατανομή του δυναμικού στο έδαφος εξαιτίας σημειακής πηγής ρεύματος. Ένας μεγάλος αριθμός τεχνικών έχει αναπτυχθεί προς την επίλυση αυτής της εξίσωσης. Αυτό αποτελεί το ευθύ πρόβλημα που θα αναπτυχθεί παρακάτω.

Στην απλούστερη περίπτωση του ομογενούς υπεδάφους όπου εφαρμόζεται μια μοναδική πηγή ρεύματος (σχήμα 2.3), το ρεύμα διαχέεται ακτινικά εκ της πηγής και το V μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα της απόστασης από τη πηγή.



Σχήμα 2.3 Η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος έντασης I από σημειακή πηγή και η κατανομή του δυναμικού V που δημιουργείται σε διαφορετικά σημεία στο υπέδαφος.

Για έναν ομογενή και ισότροπο ημιχώρο με αντίσταση ρ , το δυναμικό V που προκαλεί μία θετική σημειακή πηγή ρεύματος, που είναι τοποθετημένη μέσα στον ημιχώρο, σε ένα

οποιοδήποτε σημείο που απέχει απόσταση r από την πηγή, μπορεί να υπολογιστεί με αναλυτικό τρόπο ολοκληρώνοντας την εξίσωση (2.7) πάνω σε μία σφαιρική επιφάνεια και ισούται με

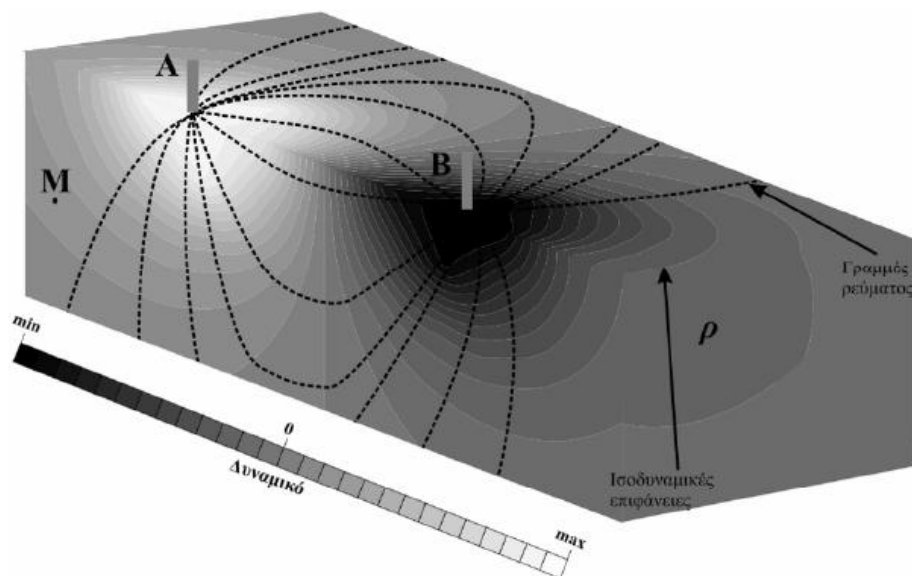
$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (2.8)$$

Στην περίπτωση που η σημειακή πηγή βρίσκεται στην επιφάνεια του εδάφους τότε ολοκληρώνοντας την εξίσωση (2.8) πάνω σε μία ημισφαιρική επιφάνεια προκύπτει ότι το δυναμικό θα είναι

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (2.9)$$

Για να είναι δυνατή η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στην γη χρησιμοποιούνται ένας θετικός (ηλεκτρόδιο A) και ένας αρνητικός (ηλεκτρόδιο B) ηλεκτρικός πόλος. Το δυναμικό σε ένα οποιοδήποτε σημείο M, που βρίσκεται σε αποστάσεις r_A και r_B από τις σημειακές πηγές A και B αντίστοιχα (Σχ. 2.4), θα προκύψει από το αλγεβρικό άθροισμα των δυναμικών που προκαλούν τόσο ο πόλος A όσο και ο πόλος B στο σημείο M, καθώς το δυναμικό είναι ένα μονόμετρο μέγεθος. Με βάση την σχέση (2.9) προκύπτει ότι

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi r_A} + \frac{-I\rho}{2\pi r_B} \quad (2.10)$$



Σχήμα 2.4 Σχηματική ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος, από μια θετική και μια αρνητική σημειακή πηγή ηλεκτρικού ρεύματος. Το δυναμικό δίνεται από την εξίσωση (2.10) (Παπαδόπουλος 2007)

2.4 Φαινόμενη αντίσταση

Η φαινόμενη αντίσταση (ρ_a) δεν είναι η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους αλλά μια τιμή που θα είχε αν η γη ήταν ομογενής. Στην πράξη είναι ένας σταθμισμένος μέσος όρος των ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους. Επιπλέον ο καθορισμός της φαινόμενης αντίστασης βοηθάει στην άμεση σύγκριση των τιμών που μετριοούνται με διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων στην ίδια περιοχή.

2.5 Διατάξεις ηλεκτροδίων

Ο τρόπος με τον οποίο τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού διατάσσονται στον χώρο για την μέτρηση της τιμής της φαινόμενης αντίστασης λέγεται ηλεκτρική διάταξη. Θεωρητικά υπάρχουν πάρα πολλοί τρόποι με τους οποίους τα τέσσερα ηλεκτρόδια μπορούν να συνδεθούν μεταξύ τους για την πραγματοποίηση της γεωηλεκτρικής διασκόπησης. Για λόγους απλότητας και ευκολίας, τόσο στην πρακτική εφαρμογή της διάταξης όσο και στην ερμηνεία των δεδομένων, χρησιμοποιούνται κυρίως γραμμικές διατάξεις, στις οποίες τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται πάνω σε μία γραμμή με κανονικές μεταξύ τους αποστάσεις.

Όνομα	Διάταξη ηλεκτροδίων	Γεωμετρικός Παράγοντας
Wenner		$K=2\pi a$
Schlumberger		$K=\pi n(n+1)a$
Δίδυμου Ηλεκτροδίου		$K=2\pi \left(\frac{ab}{a+b} \right)$
Διπόλου-Διπόλου		$K=\pi n(n+1)(n+2)a$
Πόλου-Διπόλου		$K=2\pi n(n+1)a$
Πόλου-Πόλου		$K=2\pi a$
Gradient		$K = \frac{\pi (L^2 - x^2)}{2s (L^2 - x^2)}$
Square		$K = \frac{2\pi a}{2 \cdot \sqrt{2}}$

Σχήμα 2.5 Τυπικές διατάξεις ηλεκτροδίων μαζί με τους αντίστοιχους γεωμετρικούς παράγοντες (Παπαδόπουλος 2007).

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους εξαρτάται από την διαφορά δυναμικού που προκαλεί η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα σε ένα συγκεκριμένο μέσο και από την γεωμετρική θέση που διατάσσονται τα τέσσερα ηλεκτρόδια στον χώρο. Η εξάρτηση αυτή της τιμής της αντίστασης εκφράζεται με τον γεωμετρικό παράγοντα K ,

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (2.11)$$

όπου AM, AN είναι οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού M και N αντίστοιχα από τον θετικό ηλεκτρικό πόλο A και BM, BN οι αντίστοιχες αποστάσεις του αρνητικού ηλεκτρικού πόλου B από τις θέσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού.

Η χρήση μίας συγκεκριμένης διάταξης για την διασκόπηση μιας συγκεκριμένης περιοχής εξαρτάται από τις ιδιαίτερες απαιτήσεις της έρευνας, το είδος των στόχων που αναζητούνται, το μέγιστο βάθος των υποψήφιων δομών, τη μέγιστη επιθυμητή κατακόρυφη και οριζόντια ανάλυση, τη διαφορετική ευαισθησία που επιδεικνύει κάθε διάταξη στα διαφορετικά περιβάλλοντα και το λόγο σήματος προς θόρυβο κάθε διάταξης. Ο λόγος σήματος προς θόρυβο συνδέεται άμεσα με τον γεωμετρικό παράγοντα, καθώς οι τιμές του K αντανακλούν το εύρος των διαφορών δυναμικού που μπορούν να μετρηθούν με μία συγκεκριμένη διάταξη. Μεγάλες τιμές του K δείχνουν ότι χαμηλές τιμές δυναμικού θα καταγραφούν και αντίστροφα. Είναι προφανές ότι η τελική επιλογή δεν εξαρτάται μόνο από έναν από τους παραπάνω λόγους, αλλά ο συνδυασμός όλων αυτών θα βοηθήσει στη βέλτιστη επιλογή.

Για παράδειγμα, η διάταξη πόλου-πόλου που χρησιμοποιείται κυρίως σε τρισδιάστατες και αρχαιολογικές έρευνες έχει το μεγαλύτερο βάθος διεύθυνσης και τη πιο μεγάλη οριζόντια κάλυψη σε σχέση με τις υπόλοιπες διατάξεις. Παρ' όλα αυτά, έχει μικρή διακριτική ικανότητα, περιορισμούς στην τοποθέτηση των απομακρυσμένων ηλεκτροδίων και κίνδυνο «μόλυνσης» των δεδομένων με θόρυβο εξαιτίας τελλουρικών ρευμάτων.

2.6 Βάθος διασκόπησης

Το βάθος διασκόπησης είναι το μέγεθος που καθορίζει η ικανότητα της μεθόδου της ηλεκτρικής αντίστασης να μπορεί να διακρίνει κάποια αντίθεση αντίστασης με μεγάλη αξιοπιστία, σε κάποιο συγκεκριμένο βάθος. Λόγω του μεγάλου εύρους γεωηλεκτρικής δομής, της ανομοιογένειας και ανισοτροπίας του υπεδάφους είναι αρκετά δύσκολο να καθοριστεί με απόλυτο τρόπο το βάθος διασκόπησης. Το τελικό βάθος διασκόπησης, μέχρι το οποίο μπορεί η διάταξη να δώσει αξιόπιστες πληροφορίες, καθορίζεται τόσο από την θέση των ηλεκτροδίων ρεύματος όσο και αυτών του δυναμικού αλλά και από την γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους.

2.7 Όργανα μέτρησης της αντίστασης του εδάφους

Ένα τυπικό όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποτελείται συνήθως από μία πηγή παραγωγής συνεχούς ρεύματος, (π.χ. μπαταρία), ένα αμπερόμετρο για την μέτρηση της έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος που εισάγεται στο υπέδαφος, ένα πολύ ευαίσθητο βολτόμετρο για την καταγραφή της πτώσης τάσης, τέσσερα μεταλλικά ηλεκτρόδια και τέσσερα καλώδια για την σύνδεση των ηλεκτροδίων με την πηγή και το βολτόμετρο.

Στην πράξη για να αντιμετωπιστεί το φαινόμενο της πόλωσης των ηλεκτροδίων αλλά και να εξαλειφθεί από τις μετρήσεις η επίδραση του φυσικού δυναμικού, χρησιμοποιείται εναλλασσόμενο ρεύμα, το οποίο πρέπει να είναι χαμηλής συχνότητας για να μην επηρεάζει την διάταξη η ηλεκτρομαγνητική σύζευξη.

Τα τελευταία χρόνια η ανάπτυξη πολύπλοκων ηλεκτρονικών κυκλωμάτων ώθησε στην κατασκευή αναβαθμισμένων οργάνων, τα οποία έχουν την δυνατότητα να συνδεθούν ταυτόχρονα με έναν συγκεκριμένο αριθμό ηλεκτροδίων, μέσω ενός πολύκλωνου καλωδίου. Η διαδικασία των μετρήσεων με αυτό τον τρόπο αυτοματοποιείται πλήρως, καθώς αυτή ελέγχεται από μία κεντρική υπολογιστική μονάδα, η οποία διαλέγει αυτόματα την τετράδα ηλεκτροδίων που θα συνδέονται κάθε φορά. Στη συνέχεια, το όργανο αποθηκεύει τις μετρήσεις και μεταβάλλει ανάλογα με τις συνθήκες τις επιλογές (π.χ. ένταση ρεύματος που θα εισέρχεται στο έδαφος).

Τα πλεονεκτήματα της κατασκευής τέτοιων πολυπλεκτικών οργάνων ήταν ένα από τα σημαντικότερα βήματα στην ανάπτυξη, διάδοση και ευρύτερη χρήση της ηλεκτρικής μεθόδου. Με την χρήση αυτών των οργάνων μειώνεται σημαντικά ο χρόνος συλλογής των δεδομένων στην ύπαιθρο και ταυτόχρονα αυξάνεται ο αριθμός των μετρήσεων που μπορούν να ληφθούν από μία περιοχή, βελτιώνοντας έτσι την χωρική και ποιοτική ανάλυση των τελικών παραγόμενων εικόνων του υπεδάφους.

2.8 Συλλογή και επεξεργασία δεδομένων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Οι τρόποι συλλογής των δεδομένων της αντίστασης και της καταγραφής των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους διακρίνονται, με βάση την διάσταση της εφαρμογής, σε μονοδιάστατη, δισδιάστατη και τρισδιάστατη διασκόπηση.

Μονοδιάστατη διασκόπηση

Η μονοδιάστατη διασκόπηση διακρίνεται στην βυθοσκόπηση και στην οριζόντια χαρτογράφηση.

Με την εφαρμογή των βυθοσκοπήσεων γίνεται προσπάθεια να καθοριστεί η κατανομή της ειδικής αντίστασης με το βάθος. Η όλη διαδικασία στηρίζεται στο γεγονός ότι το υπέδαφος θεωρείται ότι έχει οριζόντια στρωματογραφία, δηλαδή αποτελείται από διακριτά, οριζόντια και ομογενή στρώματα. Η αξιοπιστία των τελικών αποτελεσμάτων της μεθόδου μπορεί να περιοριστεί σημαντικά όταν παραβιάζεται η υπόθεση της οριζόντιας στρωματογραφίας και παρουσιάζονται έντονες πλευρικές μεταβολές.

Η οριζόντια χαρτογράφηση χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό πλευρικών μεταβολών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε ένα σχεδόν σταθερό βάθος. Αντίθετα με τις βυθοσκοπήσεις, οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και οι μετρήσεις λαμβάνονται μετακινώντας πλευρικά την διάταξη των ηλεκτροδίων ως σύνολο, με ένα σταθερό βήμα.

Δισδιάστατη διασκόπηση

Η δισδιάστατη διάταξη μέτρησης επιτρέπει τη συλλογή δεδομένων, τα οποία εμπεριέχουν πληροφορίες τόσο για την κατακόρυφη όσο και για την οριζόντια μεταβολή της αντίστασης. Οι

μετρήσεις αυτές μπορούν να θεωρηθούν ως η συλλογή μιας σειράς τομών σε μία συγκεκριμένη περιοχή με συνεχώς αυξανόμενη απόσταση ηλεκτροδίων, ή μία σειρά διαδοχικών βυθοσκοπήσεων πάνω σε μία γραμμή. Ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά τους αποτελεί ο μεγαλύτερος αριθμός δεδομένων που συλλέγονται σε σχέση με τις βυθοσκοπήσεις και τις οριζοντιογραφίες, κάτι το οποίο αυξάνει την χωρική ανάλυση και την διακριτική ικανότητα της μεθόδου. Οι μετρήσεις δηλαδή λαμβάνονται ταυτόχρονα εκτείνοντας την διάταξη σε σχέση με ένα σταθερό κέντρο και μετακινώντας πλευρικά την διάταξη των ηλεκτροδίων ως σύνολο, με ένα σταθερό βήμα.

Τρισδιάστατη διασκόπηση

Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα στην περίπτωση που η αντίσταση του εδάφους μεταβάλλεται μόνο ως προς την οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση. Στην περίπτωση που η υπεδάφια κατάσταση είναι εξαιρετικά πολύπλοκη, τότε η τρισδιάστατη ηλεκτρική τομογραφία δεν θα είναι δυνατό να προσεγγίσει με ακρίβεια την τρισδιάστατη φύση των υπεδάφινων δομών. Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται μόνο με την πραγματοποίηση τρισδιάστατων μετρήσεων της φαινόμενης αντίστασης του υπεδάφους.

Οι τρισδιάστατες μετρήσεις διακρίνονται σε τέσσερις κατηγορίες, σε φθίνουσα σειρά, ανάλογα με το πληροφοριακό υλικό που περιέχουν:

Κατηγορία 1: Η πραγματοποίηση μίας ιδανικής τρισδιάστατης ηλεκτρικής διασκόπησης περιλαμβάνει την τοποθέτηση ενός συγκεκριμένου αριθμού ηλεκτροδίων σε ένα ορθογώνιο κάρναβο, με την βασική απόσταση των ηλεκτροδίων ίδια ως προς την X και ως προς την Y διεύθυνση. Με αυτήν την διάταξη συλλέγονται οι μετρήσεις κατά μήκος όλων των πιθανών διευθύνσεων (παράλληλα στις διευθύνσεις X και Y και ως προς όλες τις διαγώνιες κατευθύνσεις). Δηλαδή κάθε ηλεκτρόδιο (ή δίπολο) χρησιμοποιείται ως ηλεκτρόδιο ρεύματος (ή δίπολο ρεύματος) και η διαφορά δυναμικού μετριέται σε όλα τα υπόλοιπα ηλεκτρόδια. Λόγω του θεωρήματος της αμοιβαιότητας, χρειάζεται να μετρηθεί το δυναμικό μόνο στα ηλεκτρόδια που έχουν μεγαλύτερο αύξοντα αριθμό σε σχέση με το ηλεκτρόδιο ρεύματος

Όλες οι γνωστές διατάξεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την διεξαγωγή μίας τρισδιάστατης έρευνας. Συνηθέστερα εφαρμόζεται η διάταξη πόλου-πόλου, όπως για παράδειγμα η μέθοδος E-SCAN (Ellis and Oldenburg 1994b), καθώς έχει την μεγαλύτερη χωρική κάλυψη από όλες τις διατάξεις. Είναι προφανές ότι μία τέτοια διάταξη περιλαμβάνει την συλλογή ενός πολύ μεγάλου αριθμού δεδομένων. Ο μέγιστος αριθμός των ανεξάρτητων μετρήσεων (M_{max}) που μπορούν να συλλεχθούν με την διάταξη πόλου-πόλου είναι $M_{max} = P(P-1)/2$ (Xu and Noel 1993), όπου P είναι ο μέγιστος αριθμός των ηλεκτροδίων που τοποθετούνται στον ορθογώνιο κάρναβο και συνδέονται ταυτόχρονα με το όργανο μέτρησης της αντίστασης.

Κατηγορία 2: Τα ηλεκτρόδια πάλι τοποθετούνται σε έναν ορθογώνιο κάρναβο. Η μεθοδολογία αυτή διαφοροποιείται σε σχέση με αυτήν της πρώτης κατηγορίας στο γεγονός ότι, μόνο ένας περιορισμένος αριθμός δεδομένων συλλέγονται κατά μήκος προκαθορισμένων διαγώνιων διευθύνσεων (π.χ. σε διαγωνίους των 45° για τετραγωνικούς καννάβους, Loke and Barker 1996b) ενώ και πάλι μετριοούνται όλες οι μετρήσεις κατά μήκος των αξόνων X και Y.

Κατηγορία 3: Πραγματοποιούνται δισδιάστατες τομογραφίες μόνο κατά μήκος δύο διευθύνσεων, του άξονα X και του άξονα Y, χωρίς να συλλέγονται δεδομένα σε διαγώνιες διευθύνσεις (Papadopoulos et al 2006b).

Κατηγορία 4: Ο τελευταίος τρόπος καταγραφής της τρισδιάστατης μεταβολής της φαινόμενης αντίστασης είναι με την ολοκλήρωση παράλληλων δισδιάστατων τομογραφιών κατά μήκος μόνο μία διεύθυνσης, είτε την X διεύθυνση (X-διασκόπηση) είτε την Y (Y-διασκόπηση) (Papadopoulos et al 2006b).

Παρόλο που σήμερα έχουν κατασκευαστεί αρκετά γρήγορα, πολυκάναλα συστήματα μέτρησης της αντίστασης (Stummer 2003), η συλλογή δεδομένων των κατηγοριών 1 και 2 δε μπορεί ακόμα να εφαρμοστεί σε φάση άμεσης παραγωγής, διότι οι πρακτικές εφαρμογές επιβάλουν την διερεύνηση περιοχών τουλάχιστον έκτασης της τάξης των 15x15 τετραγωνικών μονάδων. Αν και ένα πολυκάναλο σύστημα θα μείωνε δραματικά τον χρόνο λήψης των δεδομένων, εντούτοις ο μεγάλος αριθμός των ηλεκτροδίων που θα έπρεπε ταυτόχρονα να συνδεθούν με ένα μοναδικό πολύκλωνο καλώδιο, θα καθιστούσε την μέθοδο ουσιαστικά μη εφαρμόσιμη. Έτσι τέτοιου είδους μετρήσεις μπορούν να πραγματοποιηθούν μόνο σε μικρής έκτασης περιοχές, όπου υπάρχει ανάγκη να επιβεβαιωθούν συγκεκριμένες γεωφυσικές ανωμαλίες και να αυξηθεί έτσι το πληροφοριακό υλικό που αποκτήθηκε με άλλες μεθόδους.

Ένας τρόπος να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα του εξοπλισμού, δηλαδή του μεγάλου αριθμού ηλεκτροδίων και του καλωδίου που πρέπει ταυτόχρονα να συνδεθούν, είναι η επέκταση της τεχνικής της “κυλιόμενης μεταφοράς” (roll-along technique), που χρησιμοποιείται ευρύτατα στις δισδιάστατες διασκοπήσεις, και για την πραγματοποίηση τρισδιάστατων μετρήσεων (Dahlin *et al.* 2002).

Η τεχνική της “κυλιόμενης μεταφοράς” ενδείκνυται για την διασκόπηση περιοχών έκτασης $48 \times n_y$, όπου n_y είναι ο αριθμός των ηλεκτροδίων κατά την διεύθυνση Y, χρησιμοποιώντας ένα κλασικό πολυκάναλο όργανο. Η τεχνική αρχικά περιγράφηκε για την συλλογή δεδομένων θεωρώντας την διάταξη πόλου-πόλου, αλλά οποιαδήποτε διάταξη ηλεκτροδίων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την συλλογή τρισδιάστατων δεδομένων με αυτήν την μεθοδολογία.

Η επεξεργασία των τρισδιάστατων δεδομένων της φαινόμενης αντίστασης που συλλέγονται με τις μεθοδολογίες που περιγράφηκαν στις κατηγορίες 1 και 2, αλλά και με την τεχνική της “κυλιόμενης μεταφοράς”, μπορεί να γίνει με αλγορίθμους τρισδιάστατης αντιστροφής, στους οποίους η τιμή της αντίστασης επιτρέπεται να μεταβάλλεται και ως προς τις τρεις διαστάσεις. Όσον αφορά τα δεδομένα των κατηγοριών 3 και 4, αυτά μπορούν να επεξεργαστούν είτε με την χρήση τρισδιάστατων αλγορίθμων είτε ερμηνεύοντας κάθε δισδιάστατη τομογραφία με αλγορίθμους δισδιάστατης αντιστροφής και ενώνοντας τα τελικά αποτελέσματα από τις ανεξάρτητες τομογραφίες, για να δημιουργηθούν “ψευδο-τρειςδιάστατες απεικονίσεις του εδάφους”.

Οι τρόποι για την συλλογή δισδιάστατων και τρισδιάστατων μετρήσεων που αναφέρθηκαν παραπάνω αναφέρονται κυρίως στις περιπτώσεις που τα ηλεκτρόδια έχουν τοποθετηθεί στην επιφάνεια του εδάφους. Για την αντιμετώπιση ειδικών περιβαλλοντικών προβλημάτων, όπως η παρατήρηση της ροής ρυπογόνων ουσιών μέσα σε υδροφόρους ορίζοντες, μπορούν να πραγματοποιηθούν μετρήσεις της αντίστασης μεταξύ γεωτρήσεων ή μεταξύ του εδάφους και γεωτρήσεων με την χρήση ηλεκτροδίων τα οποία τοποθετούνται μέσα σε αυτές (Daily and Owen 1991, Zhou and Greenhalgh 2000, Du and Heinson 2004).

2.9 Σφάλματα στις μετρήσεις της ειδικής αντίστασης

Η ποιότητα των δεδομένων της αντίστασης που συλλέγονται σε μία περιοχή εξαρτάται από την αξιοπιστία του οργάνου μέτρησης της αντίστασης, αλλά και από μία σειρά άλλων παραγόντων. Οι κυριότεροι παράγοντες που μπορούν να δώσουν λανθασμένα δεδομένα φαινόμενης αντίστασης είναι οι παρακάτω:

Σφάλματα λόγω της τοποθέτησης των ηλεκτροδίων: Η εσφαλμένη τοποθέτηση των ηλεκτροδίων που μπορεί να προκληθεί είτε από λάθος μέτρηση των αποστάσεων είτε από απροσεξία κατά την εισαγωγή τους στο υπέδαφος. Αυτό επηρεάζει την ακρίβεια των μετρήσεων καθώς ο λανθασμένος υπολογισμός του γεωμετρικού παράγοντα θα επηρεάσει τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης. Το ποσοστό που τα σφάλματα αυτά επηρεάζουν τις μετρήσεις της φαινόμενης αντίστασης εξαρτάται κυρίως από την διάταξη των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιείται σε κάθε περίπτωση.

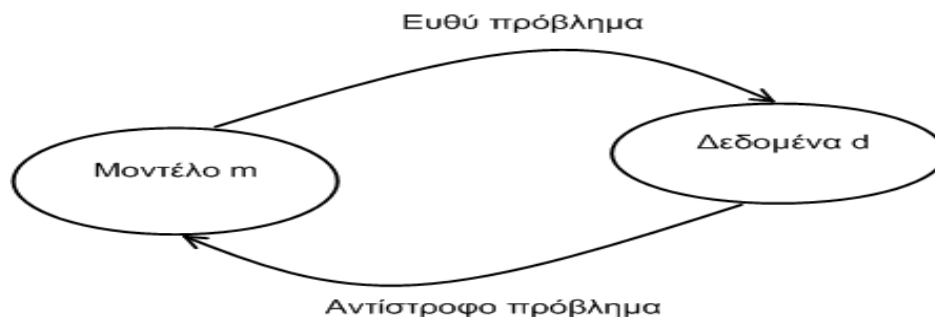
Σφάλματα στις μετρήσεις του δυναμικού: Τα σφάλματα στις μετρήσεις του δυναμικού μπορούν να προκληθούν από πολλούς παράγοντες, όπως κακή επαφή ή/και υψηλές αντιστάσεις επαφής των ηλεκτροδίων με το έδαφος, καταστροφή των καλωδίων, εξωγενή περιβαλλοντικό θόρυβο (τελλουρικά ρεύματα και ηλεκτροφόρα καλώδια), δυσλειτουργία ή ακατάλληλη χρήση του οργάνου. Ένας τρόπος για να αξιολογηθεί η ποιότητα των δεδομένων είναι η επανάληψη της κάθε μέτρησης σε κάθε σημείο, έτσι ώστε να υπολογιστούν στατιστικές παράμετροι (μέση τιμή ή γεωμετρική μέση τιμή, τυπική απόκλιση) ως δείκτες εκτίμησης του σφάλματος κάθε μέτρησης.

2.10 Ευθύ και αντίστροφο γεωηλεκτρικό πρόβλημα

Στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζεται μια γενική εισαγωγή για το «ευθύ» και το «αντίστροφο» πρόβλημα, δύο αλληλένδετες έννοιες.

Στη γεωφυσική το «ευθύ πρόβλημα» περιλαμβάνει τη μελέτη και την επίλυση πολύπλοκων μαθηματικών σχέσεων που περιγράφουν ένα φυσικό φαινόμενο στο υπέδαφος, με τελικό στόχο τον υπολογισμό και την εκτίμηση της απόκρισης μοντέλων γης τα οποία έχουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά και παραμέτρους. Συμβολίζεται με τον μετασχηματισμό $y=G(x)$, όπου x το διάνυσμα που περιέχει το σύνολο των παραμέτρων, y το διάνυσμα της απόκρισης του μοντέλου και G ένας μετασχηματισμός (γραμμικός ή μη γραμμικός) που συνδέει τα δύο διανύσματα.

Ως «αντίστροφο πρόβλημα» μπορεί να οριστεί η διαδικασία καθορισμού των παραμέτρων κάποιων μοντέλων του υπεδάφους, οι οποίες έχουν τη δυνατότητα να περιγράψουν τα παρατηρούμενα ή πραγματικά δεδομένα στα όρια μιας συγκεκριμένης ακρίβειας. Το αντίστροφο πρόβλημα συμβολίζεται με την σχέση $x=G^{-1}(y)$ όπου ο τελεστής G^{-1} αντιπροσωπεύει τον αντίστροφο μετασχηματισμό από το σύνολο των πραγματικών δεδομένων προς το σύνολο των παραμέτρων.



Σχήμα 2.6 Ο παραδοσιακός ορισμός ευθέος και αντίστροφου προβλήματος

Το ευθύ γεωηλεκτρικό πρόβλημα

Κατά την επίλυση του ευθέος γεωηλεκτρικού προβλήματος με τη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης υπολογίζεται η φαινόμενη αντίσταση που θα προέκυπτε από τη διεξαγωγή μιας γεωφυσικής έρευνας εάν ήταν γνωστή η κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Λύνοντας δηλαδή ουσιαστικά την διαφορική εξίσωση του Poisson, θεωρώντας την πηγή του ρεύματος ως σημειακή, λύνεται και το ευθύ πρόβλημα, αφού ο πολλαπλασιασμός του δυναμικού που υπολογίζεται με το γεωμετρικό παράγοντα μας δίνει την φαινόμενη αντίσταση. Το πρόβλημα αυτό μπορεί να αντιμετωπιστεί είτε επιλύοντας την παραπάνω εξίσωση με αναλυτικό τρόπο είτε χρησιμοποιώντας αριθμητικές μεθόδους. Οι αναλυτικές μέθοδοι είναι πιο ακριβείς, αλλά περιορίζονται μόνο σε πολύ απλά μοντέλα γης, όπως δύο οριζόντιων ή κατακόρυφων στρωμάτων ή θαμμένων δομών με σχήμα σφαίρας. Για τον λόγο αυτό, χρησιμοποιούνται πλέον αριθμητικές μέθοδοι, οι οποίες έχουν την δυνατότητα να περιγράψουν με λεπτομέρεια τις έντονες ανομοιογένειες που παρουσιάζονται στην κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους, με γνωστότερες την μέθοδο πεπερασμένων διαφορών και την μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων. Αυτές υποδιαιρούν το υπέδαφος σε κελιά διαφορετικής αντίστασης και το δυναμικό υπολογίζεται σε συγκεκριμένα σημεία των κελιών που λέγονται κόμβοι.

Το αντίστροφο γεωηλεκτρικό πρόβλημα

Στην γεωφυσική, με το αντίστροφο πρόβλημα αναζητείται ένα μοντέλο που ανταποκρίνεται στις πραγματικές μετρήσεις. Αυτό το μοντέλο είναι μια ιδεατή μαθηματική αναπαράσταση ενός τμήματος της γης. Το μοντέλο έχει μια σειρά παραμέτρων, τις φυσικές ποσότητες που χρειάζεται να υπολογιστούν από τα παρατηρούμενα δεδομένα. Η απόκριση του

μοντέλου είναι τα τεχνητά δεδομένα που δύναται να υπολογιστούν από τις μαθηματικές σχέσεις που διέπουν το μοντέλο για μια συγκεκριμένη σειρά παραμέτρων μοντέλου. Όλες οι μέθοδοι αντίστροφης ουσιαστικά προσπαθούν να προσδιορίσουν ένα μοντέλο για το υπέδαφος που ανταποκρίνεται στα δεδομένα που συλλέχθηκαν τα οποία υπόκεινται σε συγκεκριμένους περιορισμούς.

Σε όλες τις μεθόδους βελτιστοποίησης, ένα αρχικό μοντέλο τροποποιείται με έναν επαναληπτικό τρόπο ούτως ώστε η διάφορα μεταξύ των τιμών μοντέλου και των παρατηρήσεων να μειωθεί όσο το δυνατόν στο ελάχιστο. Το σύνολο των δεδομένων μπορεί να γράφει ως ένα διάνυσμα γραμμής y .

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m)$$

όπου m ο αριθμός των μετρήσεων.

Ομοίως η απόκριση του μοντέλου ως ένα διάνυσμα στήλης f

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m)$$

Για προβλήματα αντίστασης, αποτελεί κοινή πρακτική η χρήση λογάριθμου των τιμών της φαινόμενης αντίστασης για τα παρατηρησιακά δεδομένα του μοντέλου απόκρισης, και ο λογάριθμος των τιμών μοντέλων όπως και παραμέτρων.

Οι παράμετροι του μοντέλου μπορούν να αναπαρασταθούν με το ακόλουθο διάνυσμα

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n)$$

όπου n ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου.

Η διάφορα μεταξύ των παρατηρήσεων και της απόκρισης του μοντέλου δίνεται από το διάνυσμα διαφοράς

$$g = y - f$$

Στην μέθοδο ελάχιστων τετραγώνων, το αρχικό μοντέλο τροποποιείται έτσι ώστε το σύνολο του σφάλματος E της διαφοράς απόκρισης-δεδομένων να ελαχιστοποιείται

$$E = g^T g = \sum g_i^2$$

Σε αυτό το σημείο πρέπει να εισαχθεί η έννοια του Ιακωβιανού πίνακα. Ένα θεμελιώδες βήμα για την επίλυση του μη-γραμμικού αντίστροφου γεωηλεκτρικού προβλήματος αποτελεί ο καθορισμός μίας σχέσης που θα συνδέει τον ρυθμό μεταβολής των μετρούμενων δυναμικών, όπως υπολογίζονται από την επίλυση του ευθέως προβλήματος, σε σχέση με μία αλλαγή στην αντίσταση κάποιου σημείου του υπεδάφους. Η σχέση αυτή εκφράζεται μέσω του πίνακα ευαισθησίας ή Ιακωβιανού πίνακα, που αποτελεί τον συνδετικό κρίκο μεταξύ των δεδομένων του δυναμικού (ή φαινόμενων αντιστάσεων) και των παραμέτρων της αντίστασης του μοντέλου.

Αν τα M πραγματικά δεδομένα είναι οι φαινόμενες αντιστάσεις $\rho_{\alpha i}$ και η γη έχει χωριστεί σε N παραμέτρους, που κάθε μία μπορεί να έχει διαφορετική τιμή της αντίστασης ρ_j , τότε ο πίνακας ευαισθησίας θα έχει διαστάσεις $M \times N$.

$$J_{ij} = \begin{bmatrix} \frac{\partial \rho_{\alpha 1}}{\partial \rho_1} & \dots & \frac{\partial \rho_{\alpha 1}}{\partial \rho_N} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial \rho_{\alpha M}}{\partial \rho_1} & \dots & \frac{\partial \rho_{\alpha M}}{\partial \rho_N} \end{bmatrix} \quad (2.12)$$

και θα ισούται με

$$J_{ij} = \frac{\partial \rho_{\alpha i}}{\partial \rho_j} = \frac{K}{I} \frac{\partial V_i}{\partial \sigma_j}, \quad i = 1, 2, \dots, M \quad j = 1, 2, \dots, N. \quad (2.13)$$

όπου K και I είναι ο γεωμετρικός παράγοντας και η ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος αντίστοιχα, οι οποίες είναι γνωστές ποσότητες.

Για να υπολογιστεί λοιπόν ο Ιακωβιανός πίνακας θα πρέπει να υπολογιστεί ο ρυθμός μεταβολής του δυναμικού σε σχέση με την μεταβολή της αγωγιμότητας $\frac{\partial V_i}{\partial \sigma_j}$.

Γενικά υπάρχουν τρεις αριθμητικοί τρόποι επίλυσης του προβλήματος (τεχνική διαταραχής, τεχνική ευαισθησίας, τεχνική συζυγούς εξίσωσης).

Για να μειωθεί η παραπάνω ποσότητα σφάλματος χρησιμοποιούμε την ακολουθία Gauss-Newton η οποία προσδιορίζει τις αλλαγές που πρέπει να γίνουν στις παραμέτρους του μοντέλου οι οποίες και θα μειώσουν το σύνολο του σφάλματος των ελάχιστων τετράγωνων

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (2.14)$$

όπου Δq το διάνυσμα μετατόπισης παραμέτρων μοντέλου και J ο Ιακωβιανός πίνακας ($m \times n$) μερικών παραγόντων.

Τα στοιχεία του Ιακωβιανού δίνονται από την σχέση

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2.15)$$

ποσότητα οποία είναι η αλλαγή του i -οστού στοιχείου παραμέτρου μοντέλου εξαιτίας της αλλαγής του j -οστού στοιχείου.

Αφού υπολογισθεί το διάνυσμα μετατόπισης των παραμέτρων, ένα νέο μοντέλο προκύπτει από τη σχέση

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (2.16)$$

Στην πράξη η (2.14) σπάνια χρησιμοποιείται στην γεωφυσική αντιστροφή. Σε μερικές περιπτώσεις ο παράγωγος πίνακας $J^T J$ μπορεί να είναι ιδιάζων (singular) και έτσι η εξίσωση των ελαχίστων τετραγώνων δεν έχει λύση για Δq .

Το διάνυσμα μετατόπισης παραμέτρων που υπολογίζεται από την (2.9) μπορεί να έχει μέρη πολύ μεγάλα έτσι ώστε το νέο μοντέλο που υπολογίζεται από την (2.10) να έχει μη ρεαλιστικές τιμές. Η συνήθης μέθοδος αποφυγής αυτού του προβλήματος είναι ο μετασχηματισμός Marquart-Levenberg επάνω στην εξίσωση Gauss-Newton η οποία δίνεται από

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (2.17)$$

όπου I ο αρχικός πίνακας και λ ο παράγοντας απόσβεσης (damping factor).

Ο παράγοντας απόσβεσης ουσιαστικά περιορίζει το φάσμα τιμών των στοιχείων που μπορεί να έχει το διάνυσμα Δq . Ενώ η μέθοδος Gauss-Newton (όπως εκφράζεται στην 2.14) επιχειρεί να ελαχιστοποιήσει το άθροισμα των τετραγώνων μόνο του διανύσματος διαφοράς, η μέθοδος Marquart-Levenberg ελαχιστοποιεί έναν συνδυασμό των μέτρων των διανυσμάτων διαφοράς και μετατόπισης παραμέτρων. Η μέθοδος Marquart-Levenberg επιτυγχάνει στην αντιστροφή ηλεκτρικών δεδομένων βυθοσκόπησης, όπου το μοντέλο αποτελείται από λίγα στρώματα. Παρ' όλα αυτά, όταν ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου είναι μεγάλος (δισδιάστατα και τρισδιάστατα μοντέλα) η μέθοδος δίνει λανθασμένη κατανομή αντιστάσεων .

Η μέθοδος εξομαλυμένης αντιστροφής

Για να ξεπεραστεί ο παραπάνω περιορισμός, η εξίσωση Gauss-Newton τροποποιείται ακόμα περισσότερο για να ελαχιστοποιηθούν οι χωρικές μεταβολές στις παραμέτρους του μοντέλου. Αυτό πραγματοποιείται είτε εφαρμόζοντας την μέθοδο ιδιαιζουσών τιμών (SVD) είτε αυτή της αντιστροφής με περιορισμούς. Στις περιοριστικές μεθόδους ανήκει και η εξομάλυνσης η οποία έχει τον μαθηματικό τύπο:

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad (2.18)$$

όπου $F = a_x C_x^T C_x + a_y C_y^T C_y + a_z C_z^T C_z$,

C_x , C_y και C_z οι πίνακες εξομάλυνσης στην κατεύθυνση x, y και z αντίστοιχα, a_x, a_y και a_z τα σχετικά βάρη των φίλτρων. Ένας κοινός πίνακας εξομάλυνσης είναι ο διαφορικός πίνακας πρώτης τάξης.

$$C = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ & & & & \dots & & & \\ & & & & & \dots & & \\ & & & & & & \dots & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (2.19)$$

Με την 2.18 επιχειρείται ακόμα η ελαχιστοποίηση του τετραγώνου των χωρικών μεταβολών (τραχύτητα) του μοντέλου τιμών αντίστασης. Αποτελεί ουσιαστικά μια μέθοδο κανονικοποίησης με περιορισμούς εξομάλυνσης εφαρμόζοντας ένα ευκλείδειο μέτρο διανυσμάτων (l_2 norm) και τείνει να δημιουργεί μοντέλα με ομαλές διακυμάνσεις στις τιμές αντίστασης. Αυτή η προσέγγιση είναι αποδεκτή αν η αντίσταση ποικίλει με ομαλό ή βαθμωτό τρόπο. Σε μερικές περιπτώσεις, η γεωλογία του υπεδάφους αποτελείται από διάφορες περιοχές οι οποίες είναι σχεδόν ομοιογενείς αλλά με διακριτά πλευρικά όρια. Τότε, η 2.18 μπορεί να τροποποιηθεί ώστε να ελαχιστοποιεί την απόλυτη τιμή της διαφοράς στις τιμές αντίστασης του μοντέλου, γεγονός που δίνει καλύτερα αποτελέσματα. Από μαθηματικής άποψης, είναι μια μέθοδος κανονικοποίησης με περιορισμούς εξομάλυνσης εφαρμόζοντας ένα αθροιστικό μέτρο διανυσμάτων (l_1 norm) ή -όπως ονομάζεται - «μέθοδος αντιστροφής με κελιά». Για αυτήν την τροποποίηση μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες τεχνικές. Μια απλή μέθοδος είναι να εφαρμοστεί ένα l_1 -μέτρο βελτιστοποίησης χρησιμοποιώντας επαναληπτικά ελάχιστα τετράγωνα. Έτσι, η 2.18 γίνεται

$$(J^T J + \lambda F_R) \Delta q_k = J^T R_d g - \lambda F_R q_k \quad (2.19)$$

$$\text{Με } F_R = a_x C_x^T R_m C_x + a_y C_y^T R_m C_y + a_z C_z^T R_m C_z$$

όπου R_d και R_m οι πίνακες βάρους που εισάγονται ώστε τα διαφορετικά στοιχεία των διανυσμάτων απόκλισης και τραχύτητας του μοντέλου να έχουν το ίδιο βάρος κατά την αντιστροφή.

Η 2.19 παρέχει μια γενικότερη μέθοδο η οποία μπορεί να τροποποιηθεί περαιτέρω αν χρειάζεται να συμπεριληφθούν πληροφορίες της γεωλογίας του υπεδάφους. Για παράδειγμα, αν είναι γνωστό ότι οι διαφοροποιήσεις στην υπεδάφια αντίσταση περιορίζονται σε μια συγκεκριμένη ζώνη, τότε οι τιμές του παράγοντα απόσβεσης αλλάζουν ώστε να επιτρέπονται μεγαλύτερες αλλαγές.

Κεφάλαιο 3

Η μέθοδος PERTI

3.1 Εισαγωγή

Για την επίλυση του γεωηλεκτρικού προβλήματος έχουν προταθεί διάφοροι τρόποι. Για απλά μοντέλα υπάρχουν οι αναλυτικές λύσεις ενώ για πολύπλοκες δομές χρησιμοποιούνται αριθμητικές μέθοδοι (Πεπερασμένες διαφορές, Πεπερασμένα Στοιχεία, Integral methods). Στους δεύτερους ανήκει η τομογραφία πιθανοτήτων, μια τρισδιάστατη προσεγγιστική απεικόνιση που χρησιμεύει στην διερεύνηση του περιεχομένου των γεωφυσικών δεδομένων που πάρθηκαν στο πεδίο.

Η τομογραφία πιθανοτήτων αποκλείει τον υπολογισμό της εγγενούς αντίστασης των στόχων, ωστόσο είναι ικανή να ξεχωρίσει τις χωρικές διακυμάνσεις της αντίστασης σε σχέση με τον περιβάλλοντα χώρο. Ο λόγος για τον οποίο συμβαίνει αυτό έγκειται στο γεγονός ότι οι επιφανειακές τομογραφικές ηλεκτρικές διασκοπήσεις πιθανοτήτων μπορούν να ανακατασκευάσουν κυρίως την θέση και το σχήμα των θαμμένων στόχων (π.χ. αρχαιολογικά κατάλοιπα) ενώ ταυτόχρονα διακρίνονται για μία προσεγγιστική εκτίμηση της πραγματικής κατανομής της υπεδάφιας δομής. Στις περιπτώσεις αναζήτησης της ακριβούς αντίστασης, η τομογραφία πιθανοτήτων χρησιμοποιείται βοηθητικά ως προς την κατεύθυνση αυτή και σε συνδυασμό με άλλες τεχνικές αντιστροφής.

Στην εργασία αυτή μελετάται η διακριτική ικανότητα και αποδοτικότητα μίας νέας και πιο γρήγορης μεθόδου αντίστροφης που βασίζεται στις αρχές της τομογραφίας πιθανοτήτων με το όνομα PERTI (new probability based electric resistivity tomography inversion) (Mauriello and Patella, 2009). Τα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα της συγκεκριμένης μεθοδολογίας εξετάστηκαν μέσω συνθετικών και πραγματικών τομογραφικών δεδομένων.

3.2 Μαθηματικές σχέσεις

Περιγραφή της τομογραφίας πιθανοτήτων

Στην αρχική εκδοχή της τομογραφίας πιθανοτήτων, ο όγκος V κάτω από την επίπεδη επιφάνεια της έρευνας θεωρούνταν απαρτιζόμενος από M κελιά όγκου ΔV , με το κάθε ένα να έχει την δική του αντίσταση ρ_m , και συντεταγμένες (x_m, y_m, z_m) με $m=1, \dots, M$. Επομένως, η νιοστή φαινόμενη αντίσταση $\rho_{a,n}$ ($n=1, \dots, N$) σε μορφή σειράς Taylor πρώτης τάξης είναι :

$$\Delta\rho_{\alpha,n} = \rho_{\alpha,n} - \rho_{\alpha,n}^{\text{ref}} \approx \sum_{m=1}^M (\partial\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}/\partial\rho_m) \Delta\rho_m \quad (3.1)$$

όπου $\Delta\rho_{\alpha,n}$ η διαφορά μεταξύ της $\rho_{\alpha,n}$ και μιας φαινόμενης αντίστασης $\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}$ που προκύπτει από ένα μοντέλο αναφοράς, $\Delta\rho_m$ η παρέκκλιση της ρ_m από την ρ_m^{ref} που είχε το m-οστό κελί του μοντέλου αναφοράς.

Ακόμη ορίζουμε τον παράγοντα πληροφορίας Λ ως:

$$\Lambda = \sum_{n=1}^N (\Delta\rho_{\alpha,n})^2 \quad (3.2)$$

Και λόγω της (3.1) :

$$\Lambda = \sum_{m=1}^M \Delta\rho_m \sum_{n=1}^N \Delta\rho_{\alpha,n} (\partial\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}/\partial\rho_m) \quad (3.3)$$

Τέλος, η εφαρμογή της ανισότητας Schwarz σε κάθε στοιχείο m δίνει :

$$\left[\sum_{n=1}^N \Delta\rho_{\alpha,n} (\partial\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}/\partial\rho_m) \right]^2 \leq \sum_{n=1}^N \Delta\rho_{\alpha,n}^2 \sum_{n=1}^N (\partial\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}/\partial\rho_m)^2 \quad (3.4)$$

Επιτρέποντας την εξίσωση πιθανότητας του κελιού-πηγής, $\eta_m[\equiv\eta(x_m, y_m, z_m)]$ να εισάγεται ως

$$\eta_m = C_m \sum_{n=1}^N \Delta\rho_{\alpha,n} (\partial\rho_{\alpha,n}^{\text{ref}}/\partial\rho_m) \quad (3.5)$$

με $\eta_m \in [-1,+1]$.

Όπου

$$C_m = \left[\sum_{n=1}^N (\Delta\rho_{\alpha,n})^2 \sum_{n=1}^N (\partial\rho_{\alpha,n}^{ref} / \partial\rho_m)^2 \right]^{-1/2} \quad (3.6)$$

Η η_m παρέχει μια μέτρηση της πιθανότητας με την οποία μια πηγή, υπεύθυνη για τα δεδομένα της $\rho_{\alpha,n}$, είναι παρούσα σε ένα m-κελί. Όλα αυτά συντελούν να οριστεί η πιθανότητα Ψ και τα αντίστοιχα υποσύνολα.

Ισχύει:

$$\Psi(E) \geq 0, \text{ για κάθε } E \quad (3.7\alpha)$$

$$\text{αν } E \cap F \equiv 0, \text{ και } E, F \in U, \Psi(E \cup F) = \Psi(E) + \Psi(F), \quad (3.7\beta)$$

$$\Psi(U) = 1 \quad (3.7\gamma)$$

Η

$$\Psi_m = |\eta_m| / \int_V |\eta_m| dV \quad (3.8)$$

λειτουργεί ως πυκνότητα πιθανότητας (ισχύει η ανεξαρτησία παρουσίας μεταξύ των πηγών στον όγκο V).

Η τρισδιάστατη τομογραφία πιθανοτήτων θεωρείται ένα εργαλείο ανίχνευσης βασισμένο στην παράγωγο Frechet, η οποία εξαρτάται από το μοντέλο αναφοράς και την διάταξη των 4 ηλεκτροδίων. Σύμφωνα με την (3.5), μια θετική τιμή σημαίνει $\Delta\rho > 0$ της εσωτερικής ρ σε σχέση με αυτή του μοντέλου αναφοράς, αρνητική $\Delta\rho < 0$ και 0 ίδια.

Η βασισμένη στη θεωρία των πιθανοτήτων ERT αντιστροφή (PERTI)

Η αρχική υπόθεση στην PERTI είναι ότι η αντίσταση ρ του μοντέλου αναφοράς δεν είναι προκαθορισμένη αλλά άγνωστη για κάθε m κελί (x_m, y_m, z_m) . Έτσι η η_m ξαναγράφεται ως:

$$\eta_m = C_m \sum_{n=1}^N (\rho_{a,n} - \rho_m) (\partial \rho_{\alpha,n}^{ref} / \partial \rho_m) \quad (3.9)$$

Ακολούθως, αφού το C_m είναι πάντοτε διάφορο του 0, η συνθήκη $\eta_m = 0$ οδηγεί στη

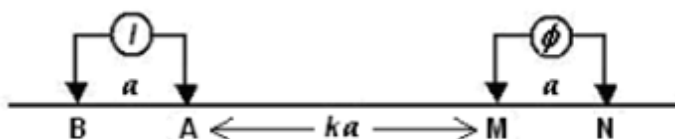
$$\rho_m = \frac{\sum_{n=1}^N \rho_{a,n} (\partial \rho_{\alpha,n}^{ref} / \partial \rho_m)}{\sum_{n=1}^N (\partial \rho_{\alpha,n}^{ref} / \partial \rho_m)} \quad (3.10)$$

που αντιπροσωπεύει την απαιτούμενη λύση για την εφαρμογή της PERTI. Έπειτα, αλλάζοντας συνεχώς τις συντεταγμένες (x_m, y_m, z_m) προκύπτει η τομογραφία των αντιστάσεων ρ εντός του όγκου V .

Έτσι, με αυτή την απλή και γρήγορη προσέγγιση, η εσωτερική αντίσταση σε ένα σημείο του χώρου δεν είναι τίποτα άλλο παρά ένας σταθμισμένος μέσος όρος των τιμών της φαινόμενης αντίστασης, χρησιμοποιώντας τις παραγώγους Frechet ως βάρη ανάλογα τις εκάστοτε συντεταγμένες.

Προσαρμογή στην διάταξη διπόλου-διπόλου

Σε επιφανειακές μετρήσεις η διάταξη διπόλου - διπόλου είναι αρκετά κατάλληλη καθώς παρέχει λεπτομερή πλευρικά όρια των κάθετων δομών.



Σχήμα 3.1 Η διάταξη διπόλου-διπόλου. A,B και M,N είναι τα ηλεκτρόδια ρεύματος (I) και δυναμικού (V), αντίστοιχα. Η απόσταση ηλεκτροδίων είναι a και ο παράγοντας k καθορίζει την διπολική απόσταση ως ένας ακέραιος πολλαπλασιαστής του a . (Mauriello and Patella, 2009).

Κάθε τιμή της αντίστασης που προκύπτει αντιστρέφεται συλλογικά σχηματίζοντας το τρισδιάστατο μοντέλο.

Η φαινόμενη αντίσταση για την συγκεκριμένη διάταξη υπολογίζεται από την σχέση

$\rho_{\alpha,n} = (K/I_n) \Delta \phi_n$, όπου:

- I_n η πυκνότητα του αρχικού ρεύματος που διοχετεύτηκε στο έδαφος από τα 2 ηλεκτρόδια για κάθε θέση n ($n=1,2,\dots,N$).
- $K = \pi a k (k+1) (k+2)$ ο γεωμετρικός παράγοντας
- $\Delta \phi_n = \phi_{AM} - \phi_{BM} - \phi_{AN} + \phi_{BN}$, η διαφορά δυναμικού

Έτσι, η Frechet καθίσταται ως:

$$\frac{\partial \rho_{a,n}^{\text{ref}}}{\partial \rho_m} = \frac{K}{I_n} \frac{\partial}{\partial \rho_m} (\varphi_{M_n}^{A_n} - \varphi_{M_n}^{B_n} - \varphi_{N_n}^{A_n} + \varphi_{N_n}^{B_n}) \quad (3.11)$$

Εάν το μοντέλο αναφοράς είναι ένας ομογενής ημιχώρος, οι μερικές παράγωγοι Frechet για την περίπτωση διατάξεων τεσσάρων ηλεκτροδίων γίνονται ως εξής:

$$\frac{\partial \varphi_{M_n}^{A_n}}{\partial \rho_m} = \frac{I_n \Delta V}{4\pi^2} \cdot \frac{\Delta x_1 \Delta x_2 + \Delta r^2}{(\Delta x_1^2 + \Delta r^2)^{3/2} (\Delta x_2^2 + \Delta r^2)^{3/2}} \quad (3.12\alpha)$$

$$\frac{\partial \varphi_{M_n}^{B_n}}{\partial \rho_m} = \frac{I_n \Delta V}{4\pi^2} \cdot \frac{\Delta x_3 \Delta x_2 + \Delta r^2}{(\Delta x_3^2 + \Delta r^2)^{3/2} (\Delta x_2^2 + \Delta r^2)^{3/2}} \quad (3.12\beta)$$

$$\frac{\partial \varphi_{N_n}^{A_n}}{\partial \rho_m} = \frac{I_n \Delta V}{4\pi^2} \cdot \frac{\Delta x_1 \Delta x_4 + \Delta r^2}{(\Delta x_1^2 + \Delta r^2)^{3/2} (\Delta x_4^2 + \Delta r^2)^{3/2}} \quad (3.12\gamma)$$

$$\frac{\partial \varphi_{N_n}^{B_n}}{\partial \rho_m} = \frac{I_n \Delta V}{4\pi^2} \cdot \frac{\Delta x_3 \Delta x_4 + \Delta r^2}{(\Delta x_3^2 + \Delta r^2)^{3/2} (\Delta x_4^2 + \Delta r^2)^{3/2}} \quad (3.12\delta)$$

Όπου

$$\Delta x_1 = x_m - x_{A_n} \quad (3.13\alpha)$$

$$\Delta x_2 = x_m - x_{M_n} \quad (3.13\beta)$$

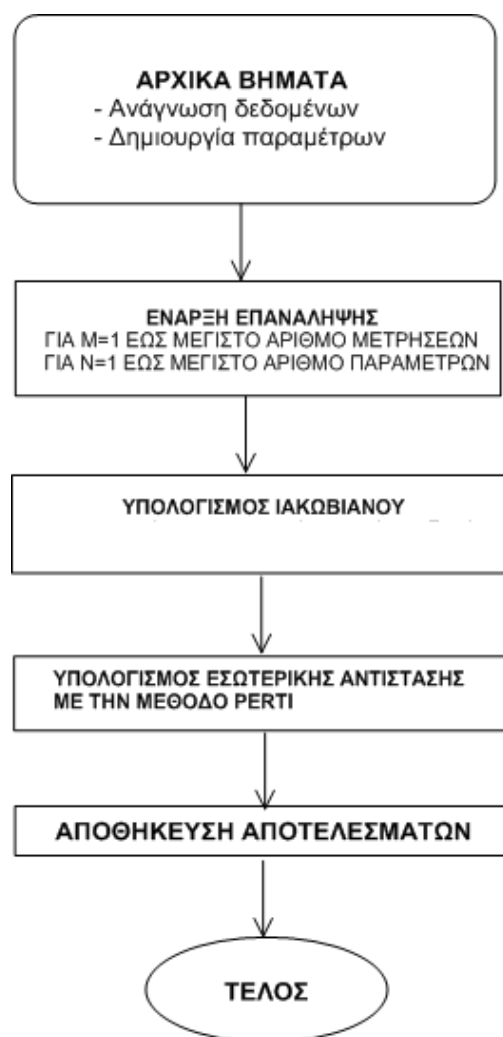
$$\Delta x_3 = x_m - x_{B_n} \quad (3.13\gamma)$$

$$\Delta x_4 = x_m - x_{N_n} \quad (3.13\delta)$$

$$\Delta r^2 = (y_m - y_p)^2 + z_m^2 \quad (3.13\epsilon)$$

3.3 Εφαρμογή του αλγόριθμου PERTI σε πρόγραμμα MATLAB

Με βάση τις μαθηματικές σχέσεις που αναπτύχθηκαν παραπάνω, δημιουργήθηκε σε προγραμματιστικό περιβάλλον MATLAB ο σχετικός αλγόριθμος για την ταχεία αντίστροφη των γεωηλεκτρικών δεδομένων. Στο αρχικό μέρος του κώδικα γίνεται η ανάγνωση των δεδομένων και δημιουργούνται οι σχετικές παράμετροι. Έπειτα ξεκινά η επαναληπτική διαδικασία για τις τιμές μετρήσεων και παραμέτρων. Στο επόμενο μέρος υπολογίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας με τη χρήση των παραγώγων Fréchet. Έπειτα πραγματοποιείται ο υπολογισμός της εσωτερικής αντίστασης σύμφωνα με την μέθοδο PERTI. Τέλος, αποθηκεύονται τα αποτελέσματα ώστε να μπορούν να απεικονιστούν στη συνέχεια. Στο παρακάτω σχήμα παρουσιάζεται το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου.



Σχήμα 3.2 Διάγραμμα ροής του αλγορίθμου αντιστροφής PERTI

Αρχικά εισάγουμε τα δεδομένα της διασκόπησης και επιλέγουμε την διάταξη ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκε (π.χ. Wenner, Pole-dipole κτλ...).

```
data_type=0; %Wenner Alpha,Wenner Betta,Wenner Gamma,Wenner-Schlumberger and Dipole-Dipole
data_type=1; %Pole-Pole
data_type=2; %Pole-Dipole
data_type=3; %Equatorial Dipole-Dipole

data_type=input('dwse datatype : ');
filename=input('dwse file: ','s');
fid=fopen(filename,'r');
```

Αφού έχουμε παραμετροποιήσει τα δεδομένα μας

```
for i=1:length(x_base)
    for j=1:length(z_base)
        k=k+1;
        par_x(k)=x_base(i);
        par_z(k)=z_base(j);
    end
end
```

ξεκινά η επαναληπτική διαδικασία υπολογισμού του Ιακωβιανού πίνακα χρησιμοποιώντας τις παραγώγους Fréchet.

```

for m=1:num_meas %156
    for n=1:num_par %4032
        % find jam
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xa(m)));

        jam=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-aa)^2+zz^2 )^1.5 );
        % find jan
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xn(m)-xa(m)));

        jan=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-aa)^2+zz^2 )^1.5 );
        % find jbm
        xx=par_x(n)-xb(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xb(m)));

        jbm=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-aa)^2+zz^2 )^1.5 );
        % find jbn
        xx=par_x(n)-xb(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xn(m)-xb(m)));

        jbn=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-aa)^2+zz^2 )^1.5 );
        %poll/zw ka me jac
        jac(m,n)=ka(m)*(jam-jan-jbm+jbn);
    end
end
end

```

Έπειτα, κάνοντας χρήση της εξίσωσης (3.10) εξάγονται οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων.

```

for n=1:num_par %156
    sum1=0;
    sum2=0;
    for m=1:num_meas %4032

        sum1=sum1+(res(m)*jac(m,n));

        sum2=sum2+jac(m,n);
    end
    rr(n)=sum1/sum2;
end
end

```

Τέλος, σώζονται τα αποτελέσματα ούτως ώστε να αναπαραχθούν στη συνέχεια.

```

filename1=input('dwse output file: ','s');
filename1=fopen(filename1,'w');
for i=1:length(rr);

    if flgl(i)~=1 && flgr(i)~=1

        fprintf(filename1,'%3.1f %7.2f %8.4f %f\n',par_x(i),par_z(i),rr(i),log10(rr(i)));

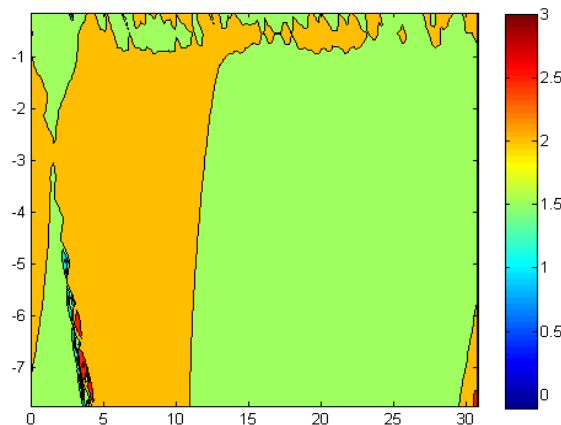
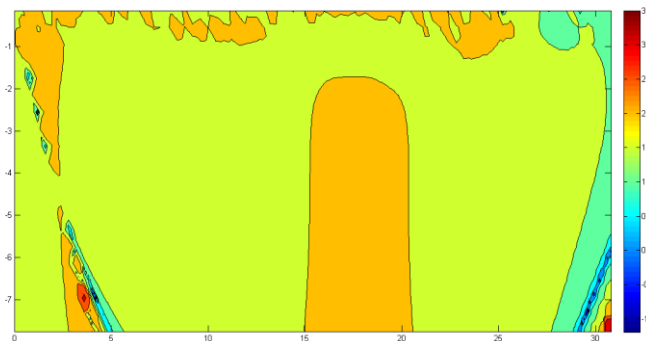
    end

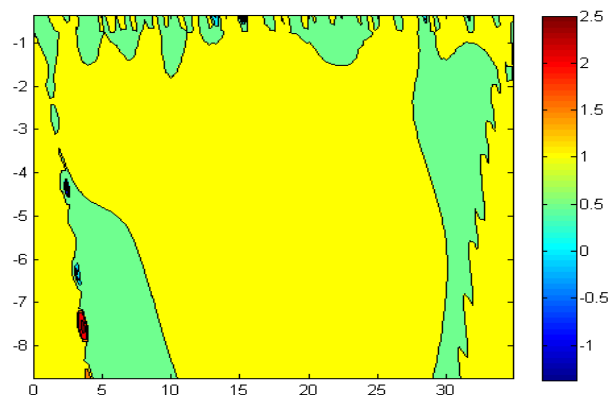
end

fclose(filename1);

```

Παραδείγματα απεικόνισης των αποτελεσμάτων εντός του περιβάλλοντος MATLAB είναι τα ακόλουθα.

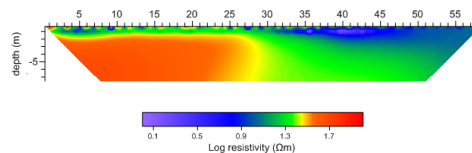
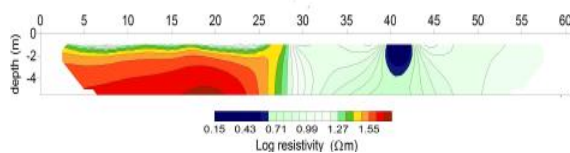
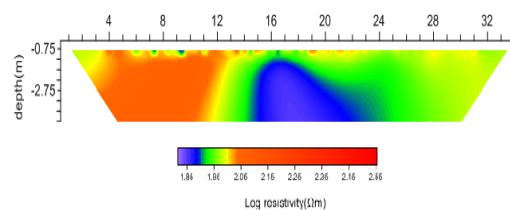
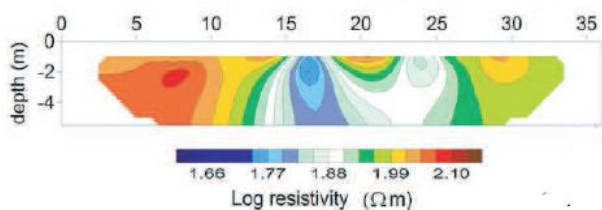


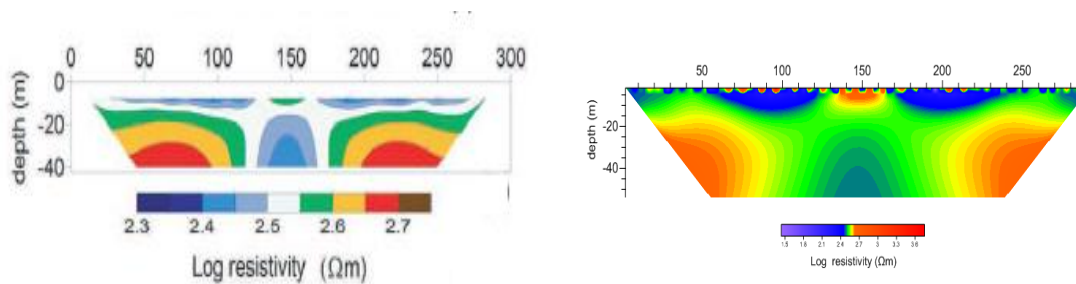


Σχήμα 3.3 Τυπικές εικόνες MATLAB για δεδομένα αντίστασης

3.4 Επαλήθευση του κώδικα

Για να αξιολογηθεί η ορθότητα του αναπαραγόμενου κώδικα γίνεται επαλήθευση (cross check) των δυο αποτελεσμάτων. Στα παρακάτω σχήματα φαίνεται στα αριστερά το αποτέλεσμα για ένα συνθετικό μοντέλο των Mauriello και Patella (2009) και δεξιά το αποτέλεσμα για τα ίδια μοντέλα με τον αναπαραγόμενο εδώ αλγόριθμο.





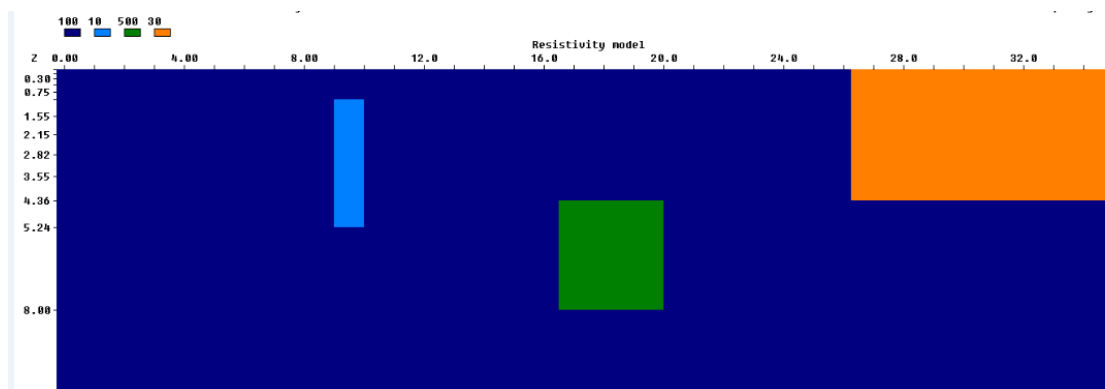
Σχήμα 3.4 Αναπαράσταση συνθετικού μοντέλου από Mauriello και Patella (αριστερά) και από παρούσα εργασία (δεξιά)

Γενικά παρατηρείται σημαντική ομοιότητα ανάμεσα τους. Οι θέσεις των δομών ενδιαφέροντος (μήκος, βάθος) είναι οι ίδιες. Σχετικά με τις τιμές της αντίστασης υφίσταται μια διαφοροποίηση η οποία όμως είναι αναλογική. Συνεπώς ο αναπαραγόμενος κώδικας λαμβάνεται ως έγκυρος.

Κεφάλαιο 4

Παραδείγματα και εφαρμογές (Συνθετικά δεδομένα)

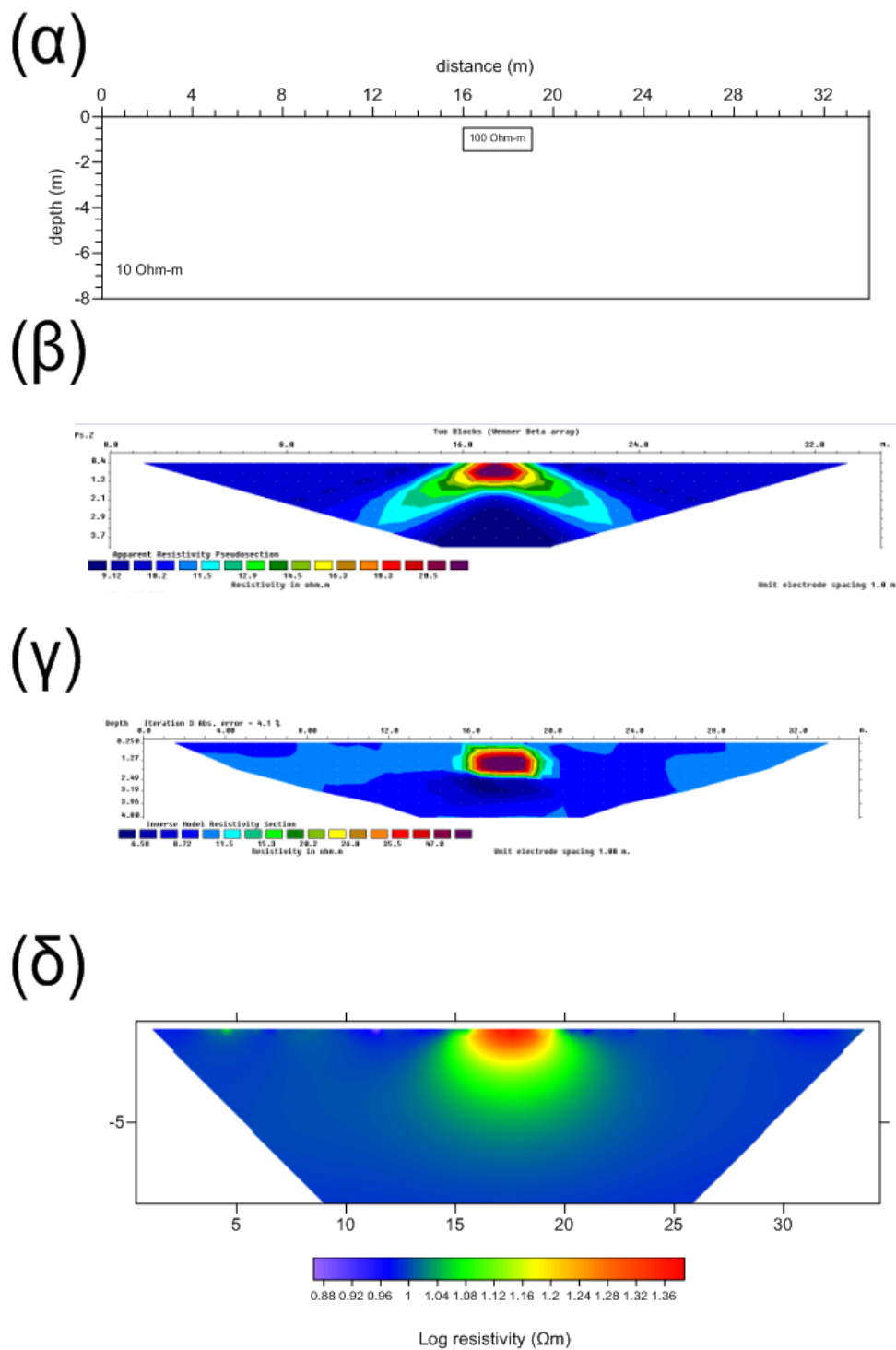
Παρουσιάζονται παραδείγματα και εφαρμογές περιπτώσεων με την χρήση του αλγόριθμου PERTI. Με ένα πρόγραμμα κατασκευής γεωηλεκτρικών μοντέλων (RES2MOD) δημιουργήσαμε τα αντίστοιχα παραδείγματα. Το RES2DMOD είναι ένα πρόγραμμα ευθείας μοντελοποίησης σε δυο διαστάσεις που υπολογίζει την ψευδοτομή της φαινόμενης αντίστασης για ένα μοντέλο που καθορίζει ο χρήστης. Για κάθε μοντέλο πραγματοποιήθηκε η αντιστροφή τόσο με το PERTI όσο και με το RES2DINV που αποτελεί τυπική διαδικασία ώστε να έχουμε μέτρο σύγκρισης. Σε όλες τις περιπτώσεις έχει προστεθεί θόρυβος 5%. Επίσης προβάλλεται η σχετική ψευδοτομή.



Σχήμα 4.1 Περιβάλλον προγράμματος RES2MOD

4.1 Απλό μοντέλο 1 πρίσμα

Ένα απλό δισδιάστατο μοντέλο όπως φαίνεται στο σχήμα 4.2α. Ένα απείρου μήκους οριζόντιο ορθογώνιο πρίσμα αντίστασης 100 Ωm τοποθετημένο εντός ημιχώρου αντίστασης 10 Ωm. Η δομή υποτίθεται ότι ερευνάται με διάταξη διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 36 m. Το πρίσμα είναι 3 m πλάτος και 1 m ύψος, με το πάνω μέρος του να απέχει 0.5 m από την επιφάνεια. Στο σχήμα 4.1β απεικονίζεται η ψευδοτομή.



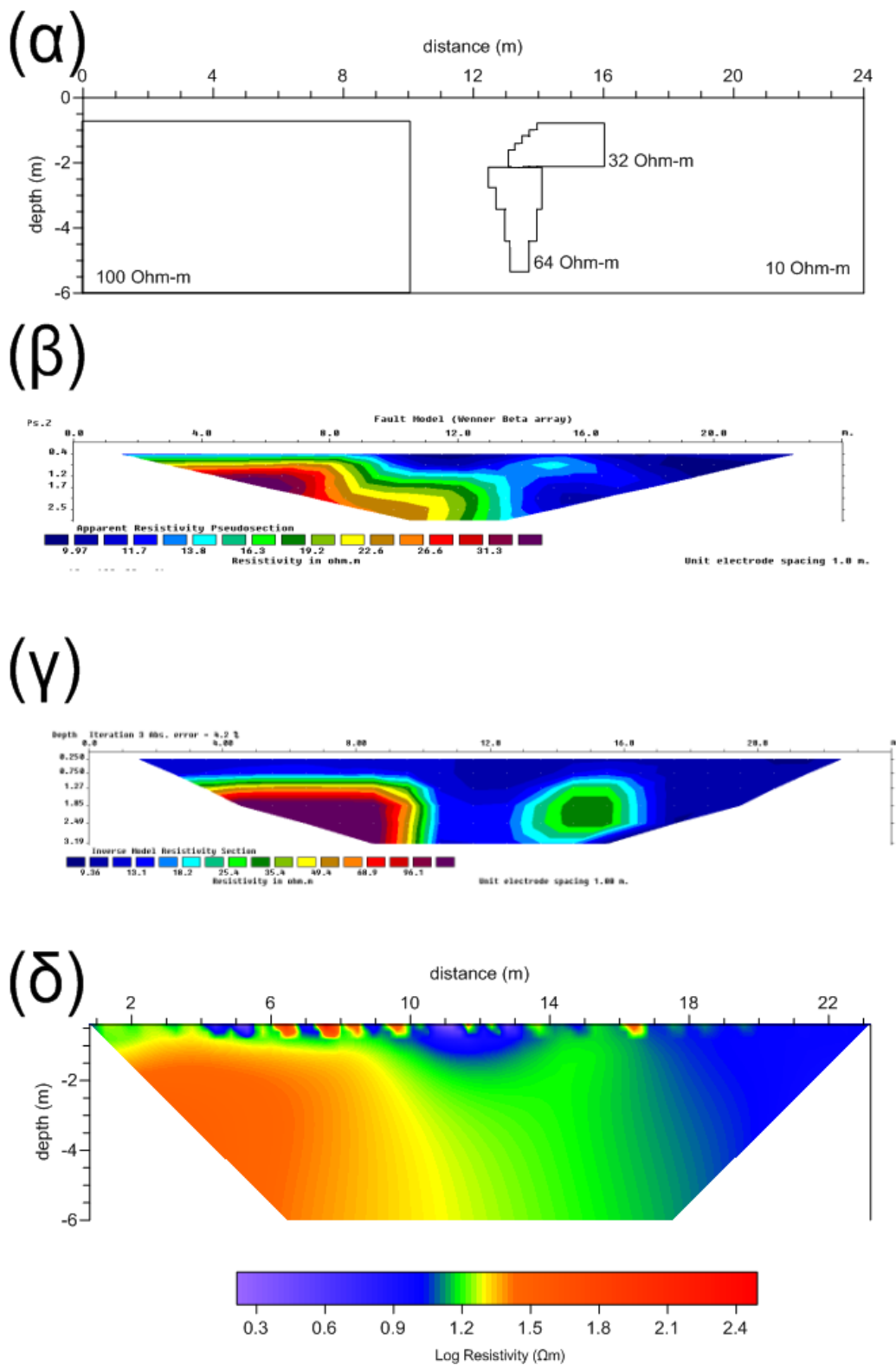
Σχήμα 4.2. α) Συνθετικό Μοντέλο 1 (ένα πρίσμα αντίστασης), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI .

Χρησιμοποιείται η μέθοδος RES2DINV(4.1γ) και η μέθοδος PERTI (4.1δ). Καταρχήν παρατηρείται ότι το σώμα ανακατασκευάζεται και στις δύο μεθόδους αν και το RES2DINV παρέχει μια καλύτερη αναπαράσταση. Αντίθετα το PERTI δίνει μια ομαλότερη εικόνα, τείνει να «στρογγυλεύει» τις γωνίες και να μετατοπίζει την επιφάνεια. Το βάθος (~0.5m) είναι σχεδόν το ίδιο και με τις δύο μεθόδους.

Όσον αφορά την αντίσταση το RES2DINV τη δίνει σε ένα εύρος 45-55 Ωm ενώ το PERTI 17-27 Ωm. Έτσι, προκύπτει ότι σε αυτήν την περίπτωση το RES2DINV λειτουργεί καλύτερα.

4.2 Δυο πρίσματα σε ημιχώρο με ρήγμα

Σε αυτήν τη περίπτωση υπάρχουν δύο ακανόνιστου σχήματος πρίσματα το ένα κάτω από το άλλο σε έναν ημιχώρο με ρήγμα στη μια πλευρά του όπως φαίνεται στο σχήμα 4.3α. Το υπόβαθρο έχει αντίσταση 100 Ωm, η ρηξιγενής ζώνη 10 Ωm και οι πηγές 32 και 64 Ωm αντίστοιχα. Για τα πρίσματα το βάθος είναι 0.8 m και 2 m και το ύψος τους είναι 1.5 και 2.5 m αντίστοιχα. Η έρευνα πραγματοποιείται με διάταξη διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 24 m. Στο σχήμα 4.2β απεικονίζεται η ψευδοτομή.



Σχήμα 4.3. α) Συνθετικό Μοντέλο 2, β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI.

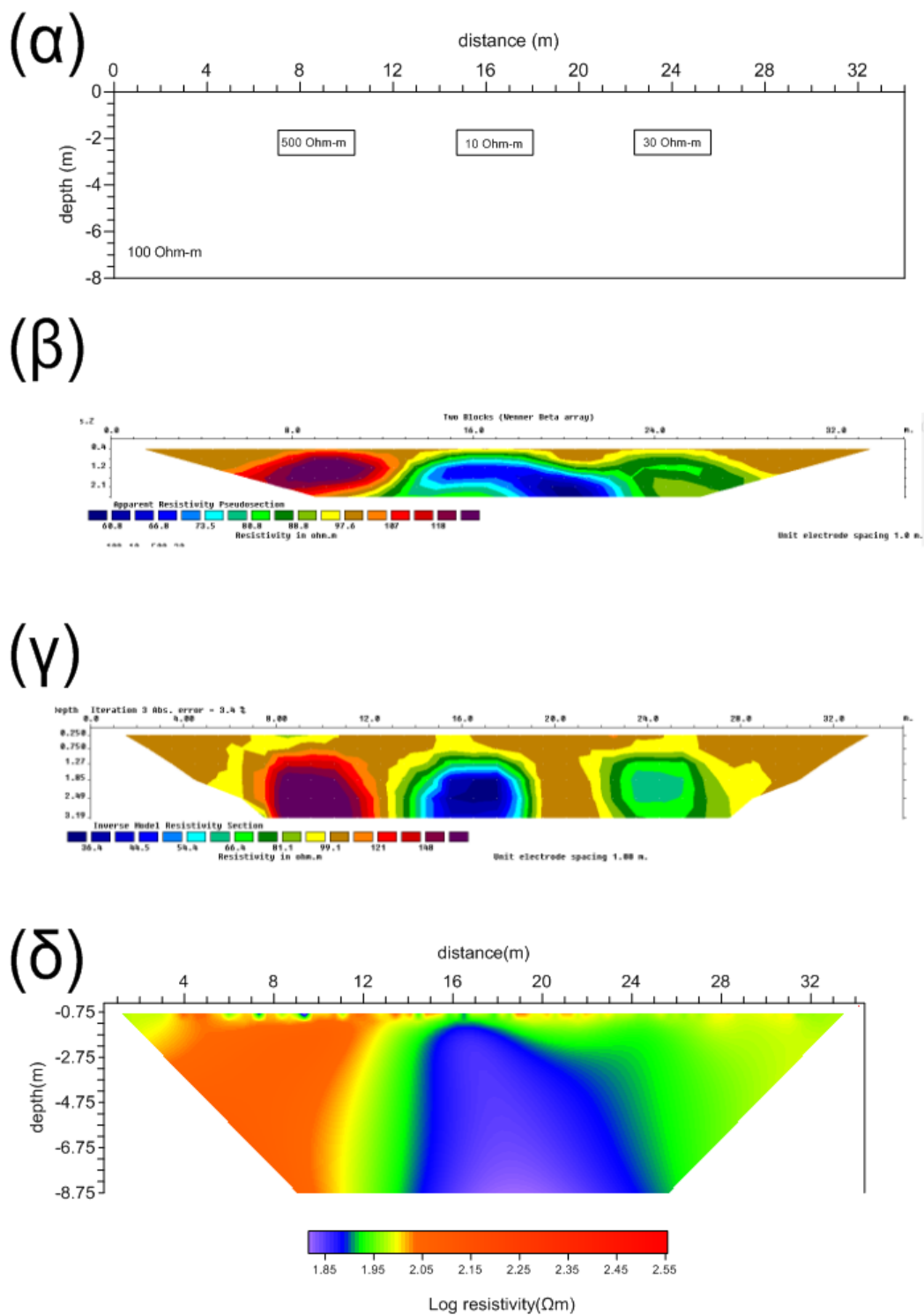
Παρατηρείται μια ομαλότερη εικόνα για το PERTI όμως και μια αδυναμία διάκρισης των δύο πρισμάτων και με τις δύο μεθόδους. Το RES2DINV αναπαράγει πιο διακριτά τις πλευρικές διακυμάνσεις όπως και στο προηγούμενο παράδειγμα. Τα βάθη είναι σχεδόν τα ίδια (~1 m) ενώ αξιοσημείωτος είναι ο επιφανειακός θόρυβος στο PERTI. Οι αντιστάσεις (πίνακας 4.1) αποδίδονται πλησιέστερα με το RES2DINV. Έτσι προκύπτει ότι το RES2DINV δίνει ορθότερη αναπαράσταση του μοντέλου.

	Υπόβαθρο 100 Ωm	Πρίσμα 32 Ωm	Πρίσμα 64 Ωm
RES2DINV	95-110	20-25	30-35
PERTI	25-65	10-13	14-16

Πίνακας 4.1

4.3 Δισδιάστατο μοντέλο με 3 πρίσματα

Το δισδιάστατο μοντέλο με τα τρία πρίσματα απεικονίζεται στο σχήμα 4.4α. Τρία απείρου μήκους ορθογώνια οριζόντια πρίσματα με αντίσταση 500, 10 και 30 Ωm αντίστοιχα έχουν τοποθετηθεί σε ημιχώρο 100 Ωm. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 36 m. Τα πρίσματα έχουν διαστάσεις 3x1.3 m και βρίσκονται σε βάθος 1.5 m. Η ψευδοτομή απεικονίζεται στο σχήμα 4.3β.



Σχίμα 4.4. α)Συνθητικό Μοντέλο 3(τρία πρίσματα αντίστασης), β) ψευδοτομή , γ) αποτέλεσμα RES2DINV , δ) αποτέλεσμα PERTI .

Το RES2DINV (4.4γ) παρουσιάζει καλύτερη εικόνα για τα πρίσματα αν και δημιουργεί «αιχμές» προς τα κάτω - λόγω θορύβου- καθώς και τα βαθαίνει. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα η μέθοδος PERTI φαίνεται ότι ξεχωρίζει μόνο δύο περιοχές με μεγάλη και μικρότερη αντίσταση χωρίς να εστιάζει για κάθε πρίσμα .

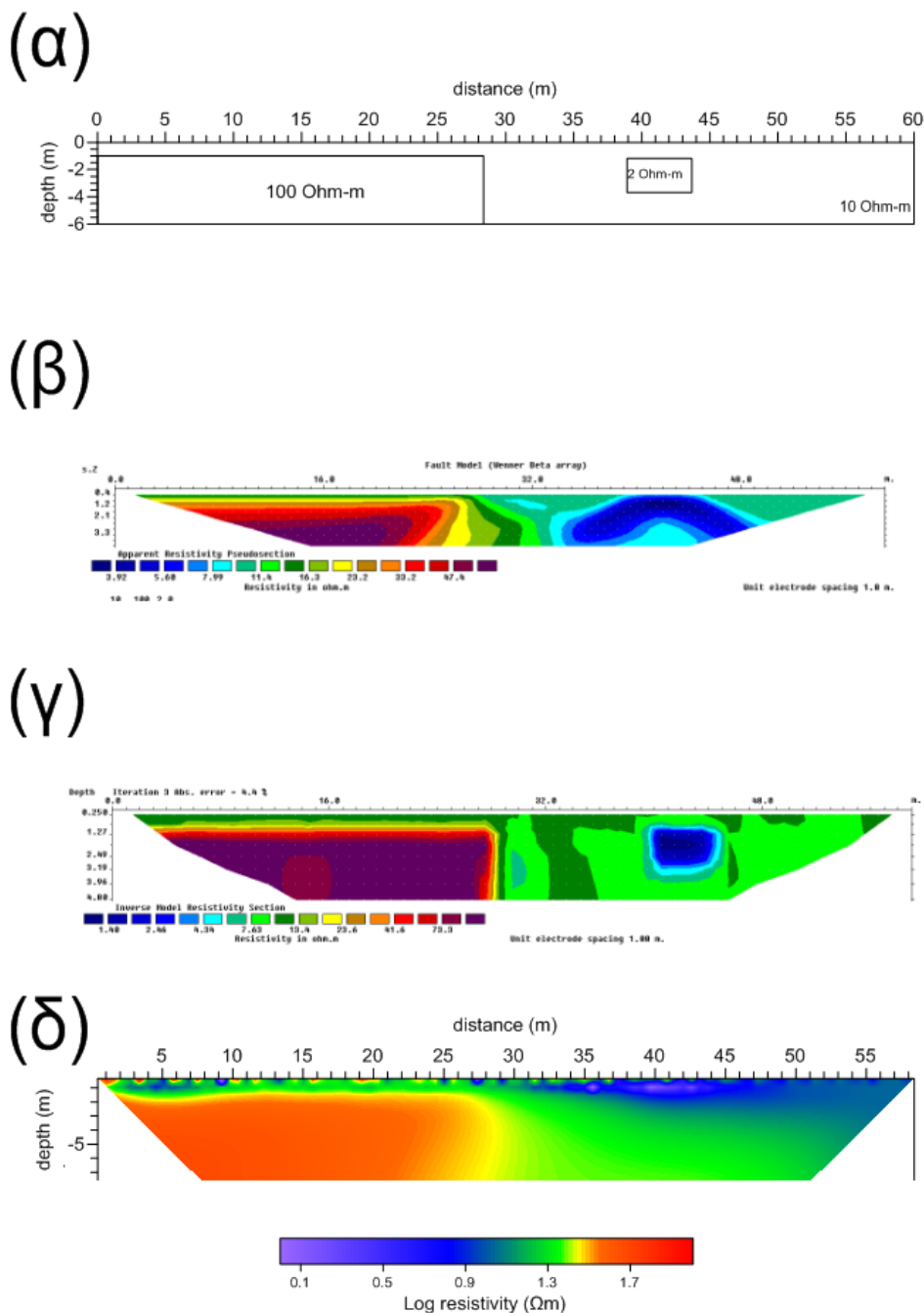
Όσον αφορά την αντίσταση φαίνεται στον πίνακα 4.2 ότι την καλύτερη προσέγγιση την έχει το RES2DINV. Ας σημειωθεί όμως ότι το RES2DINV φτάνει μέχρι τα 3 m η αντίστροφη του.

	Πρίσμα 500 Ωm	Πρίσμα 10 Ωm	Πρίσμα 30 Ωm
PERTI	100-150	55-65	80-90
RES2DINV	168-188	35-45	55-75

Πίνακας 4.2

4.4 Μοντέλο με ρήγμα και πρίσμα

Ακόμη ένα δισδιάστατο μοντέλο φαίνεται στο σχήμα 4.5α. Ένα πρίσμα 2 Ωm βρίσκεται σε ημιχώρο (10 Ωm) με ρήγμα 100 Ωm. Οι διαστάσεις του πρίσματος είναι 2.4 x 5 m σε βάθος 0.8 m. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 60 m.



Σχήμα 4.5. α) Συνθετικό Μοντέλο 1 (ρήγμα και πρίσμα αντίστασης), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI.

Στο σχήμα 4.5β φαίνεται η ψευδοτομή. Οι σχετικές γεωμετρικές αναπαραστάσεις είναι εξίσου καλές για το PERTI και RES2DINV. Το RES2DINV πάλι «ανεβάζει» το πρίσμα από την κάτω επιφάνεια του και φτάνει μέχρι τα 3 m βάθος αντιστροφής. Το PERTI υποεκτιμά το

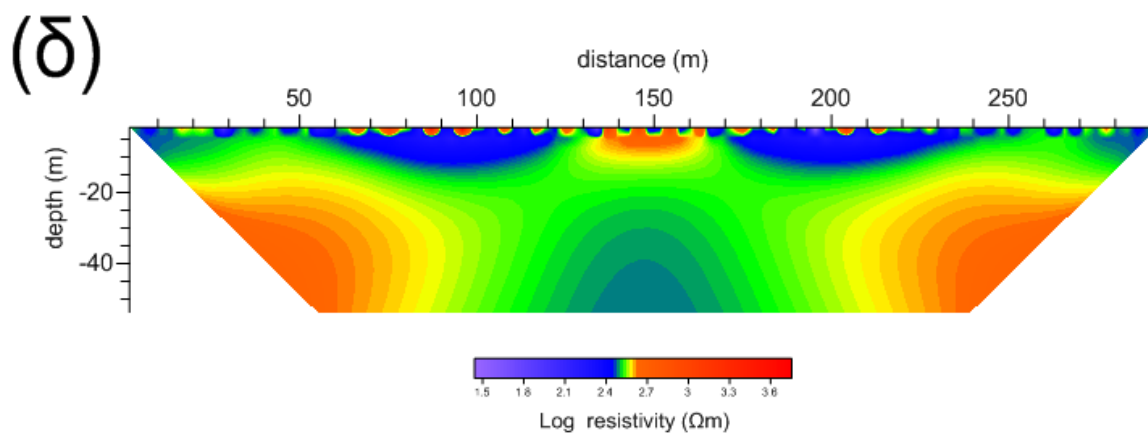
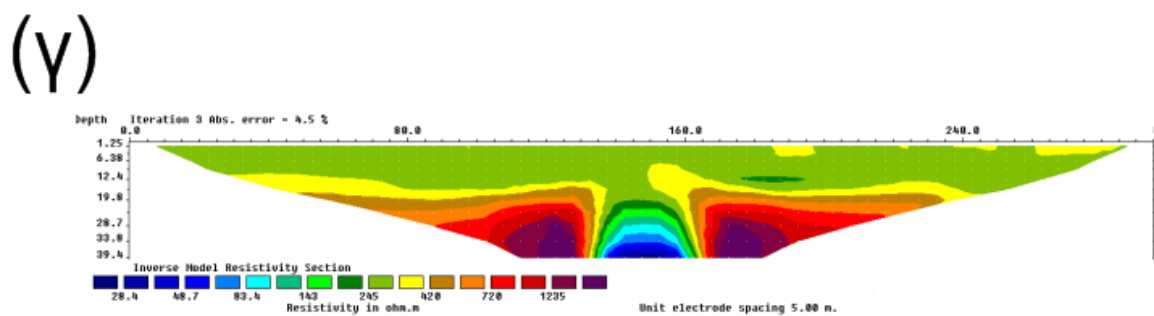
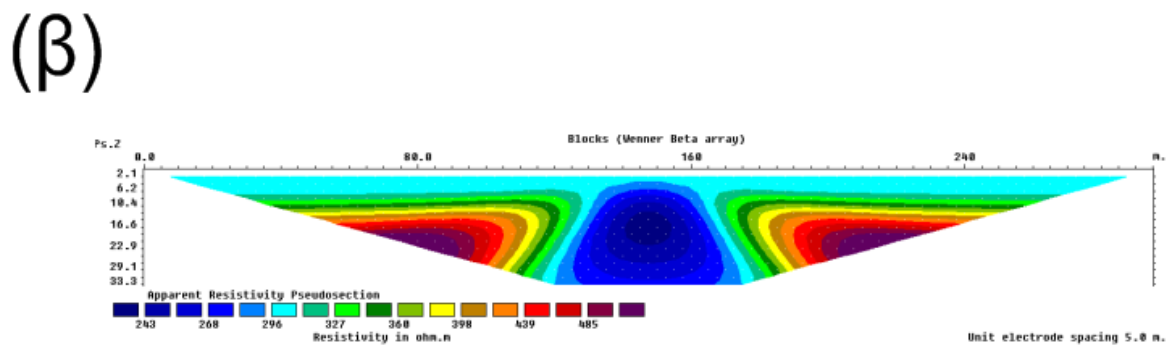
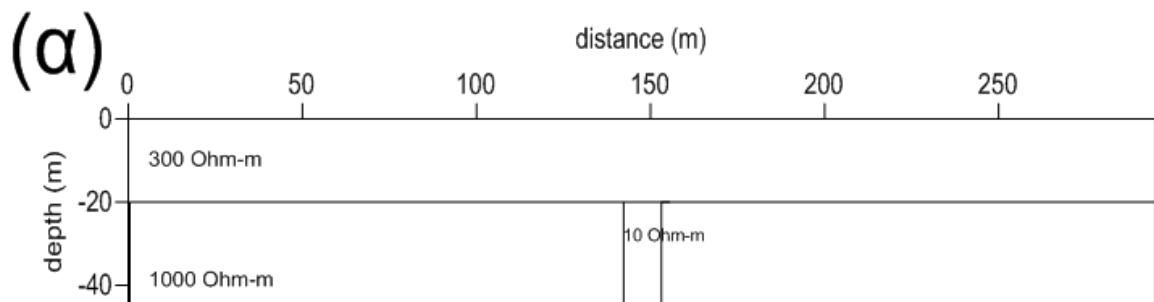
βάθος του αγωγίμου σώματος και γενικά δεν μπορεί να ανακατασκευάσει το σχήμα του. Επίσης παρουσιάζει και κάποιες υψίσυχνες επιφανειακές ανωμαλίες. Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται οι αντιστάσεις.

	Ρήγμα 100 Ωm	Πηγή 2 Ωm
PERTI	40-58	1.2-3.8
RES2DINV	45-90	2-5

Πίνακας 4.3

4.5 Μοντέλο με δύο στρώματα και ζώνη ρήγματος

Δομή 2 οριζοντίων στρωμάτων σε επαλληλία με αντίσταση 1000 και 300 Ωm αντίστοιχα φαίνεται στο σχήμα 4.6α. Παραβάλλεται ζώνη ρήγματος στον βαθύτερο σχηματισμό αντίστασης 10 Ωm. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 5 m κατά μήκος μιας γραμμής 295 m. Στο σχήμα 4.6β απεικονίζεται η ψευδοτομή.



Σχήμα 4.6. α) Συνθετικό Μοντέλο 5(δύο στρώματα και ζώνη ρήγματος), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI .

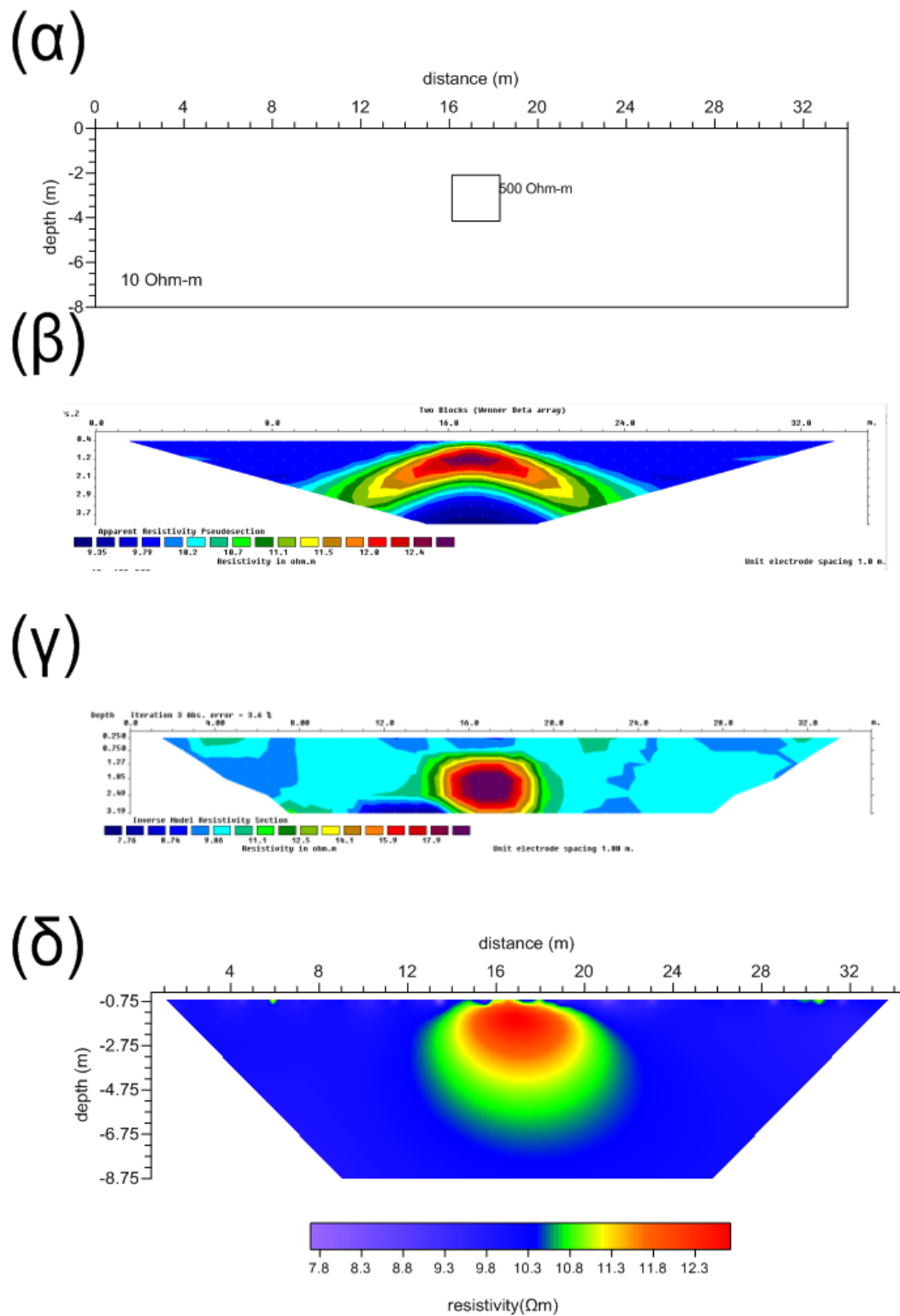
Για το PERTI παρατηρείται μια ικανοποιητική αναπαράσταση αλλά με ένα μεγάλο άνοιγμα στη περιοχή της ζώνης ρήγματος. Επίσης παρατηρείται έντονος θόρυβος για βάθη μισού διαστήματος ηλεκτροδίων έτσι ώστε να μην επιδέχονται ερμηνείας. Το RES2DINV επίσης «πλαταίνει» το ανάχωμα και επιπλέον συγχέει τα στρώματα. Οι αντιστάσεις φαίνονται στον παρακάτω πίνακα. Σε αυτήν την περίπτωση το PERTI δίνει καλύτερα αποτελέσματα.

	Άνω στρώμα 300 Ωm	Κάτω στρώμα 1000 Ωm	Ρήγμα 10 Ωm
PERTI	100-400	400-1600	40-300
RES2DINV	200-500	500-1800	33-200

Πίνακας 4.4

4.6 Πρίσμα υψηλής αντίστασης

Μοντέλο με σώμα υψηλής αντίστασης (500 Ωm) βρίσκεται σε σχηματισμό χαμηλής αντίστασης (10 Ωm). Η πηγή έχει τετράγωνο σχήμα πλευράς 2 m και βρίσκεται σε 2 m βάθος. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 34 m. Στο σχήμα 4.7β απεικονίζεται η ψευδοτομή.

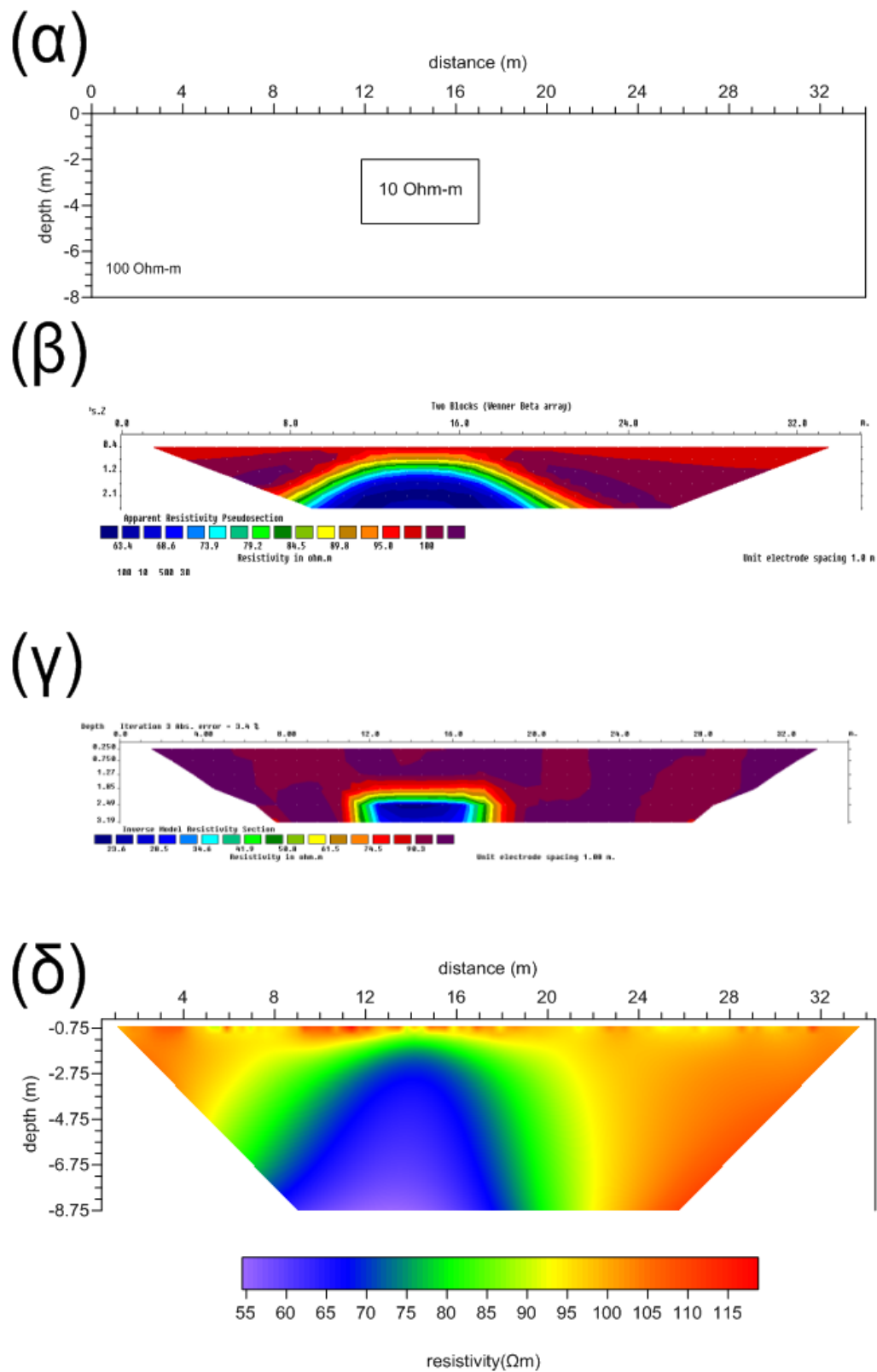


Σχήμα 4.7. α) Συνθετικό Μοντέλο (ένα πρίσμα υψηλής αντίστασης), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI.

Με το RES2DINV (4.6γ) ο θόρυβος είναι μεγαλύτερος από το PERTI (4.6δ) ενώ αμφότερα «ψηλώνουν» την θέση του πρίσματος. Η αντίσταση είναι 18 Ωm για RES2DINV και 12 Ωm για PERTI.

4.7 Αγωγίμο πρίσμα

Σε ένα υπόβαθρο 100 Ωm τοποθετούμε σώμα (10 Ωm) διαστάσεων 5 x 2.4 m σε βάθος 2 m. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 34 m. Στο σχήμα 4.8β παρουσιάζεται η ψευδοτομή.

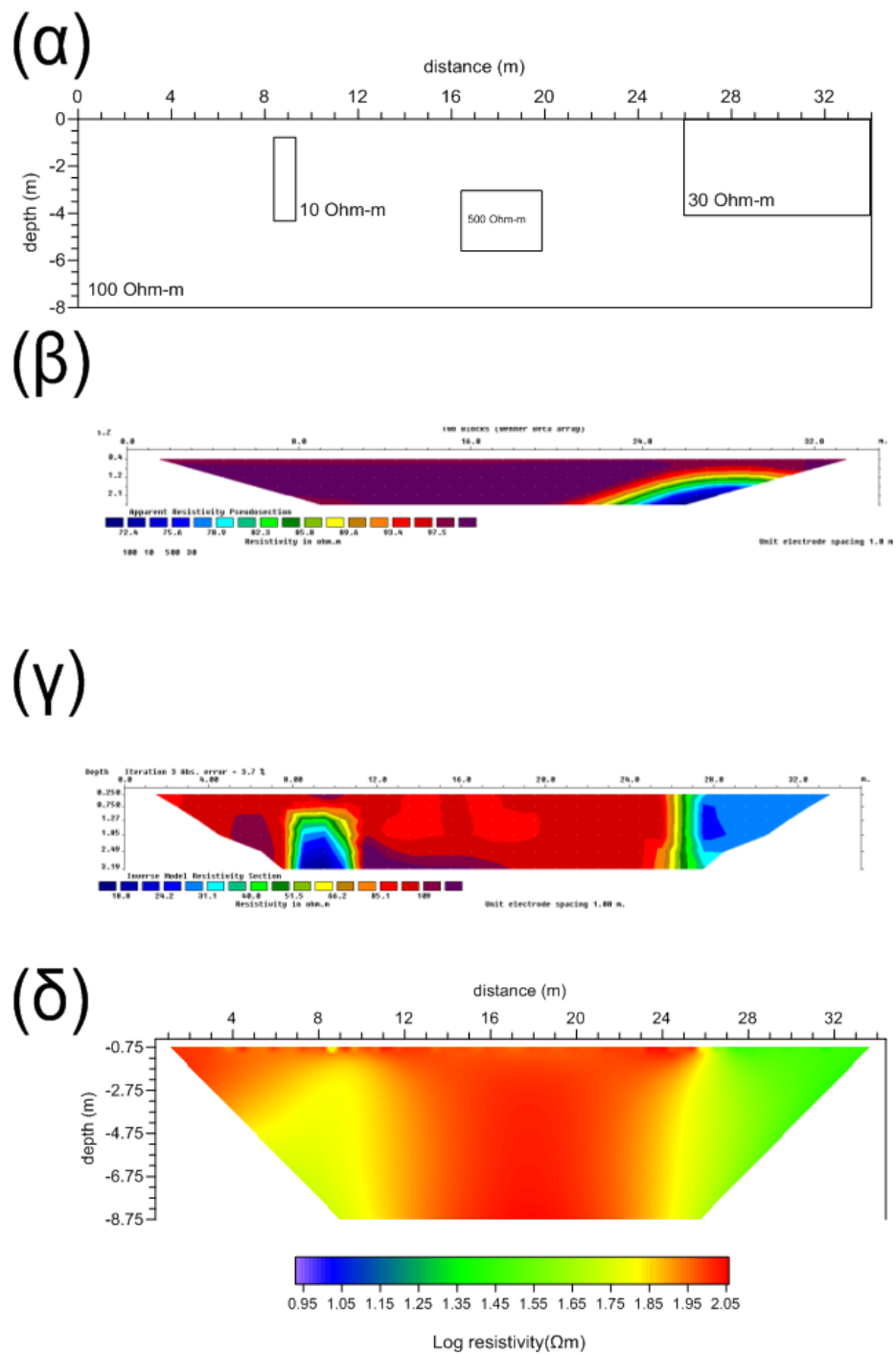


Σχήμα 4.8. α) Συνθετικό Μοντέλο γ (ένα αγώγιμο πρίσμα), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI.

Σχετικά με το πρίσμα παρατηρούμε πιο συγκεντρωμένο το RES2DINV. Αντίθετα, το PERTI τείνει να απλώνει στο σημείο του πρίσματος όπως επίσης και να δημιουργεί «αιχμές» εις βάθος. Τα άνω όρια της δομής αποδίδονται το ίδιο και με τις δυο μεθόδους (~1.5m). Η αντίσταση είναι 25 Ωm για RES2DINV και 50 Ωm για PERTI. Δηλαδή με το PERTI υπερτονίζεται το μέγεθος και τιμή της αντίστασης του πρίσματος. Άρα εδώ το RES2DINV λειτουργεί καλύτερα.

4.8 Σύνθετο μοντέλο

Σε αυτήν την περίπτωση εξετάζονται τρία διαφορετικά ορθογώνια πρίσματα (10,500,30 Ωm) εντός ημιχώρου αντίστασης 100 Ωm. Το πρώτο έχει διαστάσεις 1x4 m, το δεύτερο 4x3 m και το τρίτο 8x4.5 m. Τα βάθη τους είναι 0.8, 3.5 και 0 m αντίστοιχα. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 34 m. Στο σχήμα 4.9β απεικονίζεται η ψευδοτομή.



Σχήμα 4.9. α) Συνθετικό Μοντέλο δ (τρία πρίσματα αντίστασης), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI.

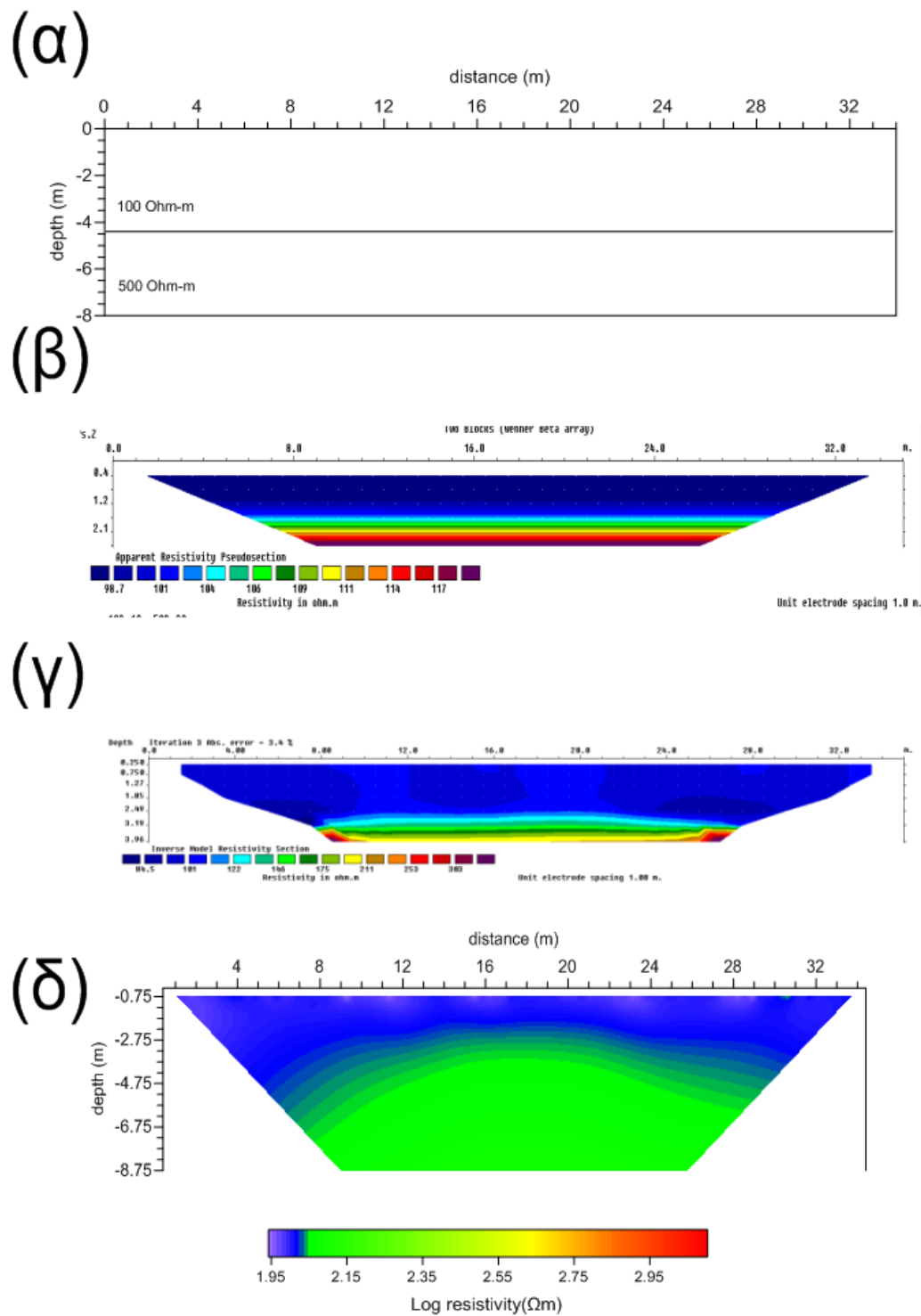
Παρατηρείται μία ομαλότερη εικόνα για το PERTI που διακρίνει και τα τρία πρίσματα σε αντίθεση με το RES2DINV που δεν διακρίνει το ενδιάμεσο. Από τις αντιστάσεις που φαίνονται στον πίνακα 4.5 παρατηρείται καλύτερη αντιστοιχία για το PERTI.

	Πρίσμα 10 Ωm	Πρίσμα 500 Ωm	Πρίσμα 30 Ωm
RES2DINV	20-28	100	26-36
PERTI	55-65	105-115	18-28

Πίνακας 4.5

4.9 Δύο στρώματα

Μια δομή με δύο στρώματα αντίστασης 100 και 500 Ωm αντίστοιχα φαίνεται στο σχήμα 4.10α. Η διάταξη είναι διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 1 m κατά μήκος μιας γραμμής 34 m. Στο σχήμα 4.9β απεικονίζεται η ψευδοτομή. Σε αυτήν την περίπτωση αντικείμενο αποτελούσε η βέλτιστη διακριτική ικανότητα μεταξύ των δυο μεθόδων.



Σχίμα 4.10. α)Συνθετικό Μοντέλο 11(δύο στρώματα), β) ψευδοτομή, γ) αποτέλεσμα RES2DINV, δ) αποτέλεσμα PERTI .

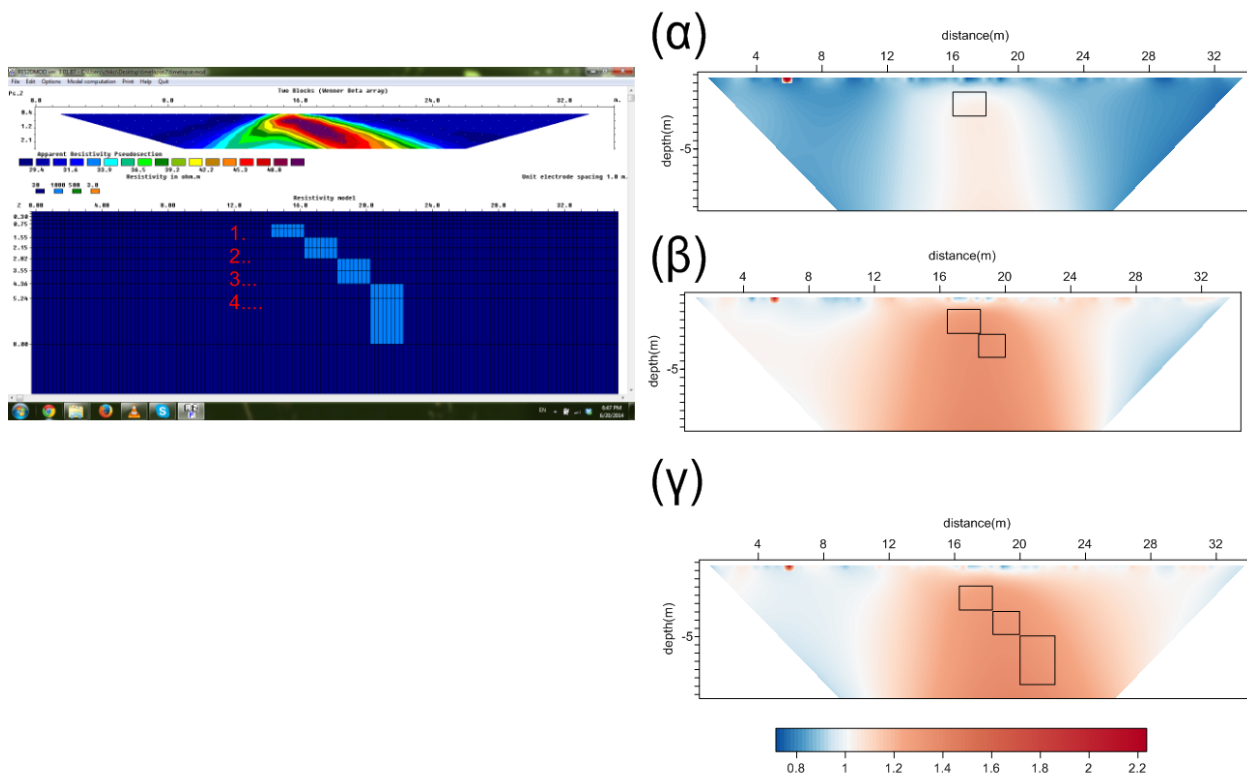
Ενώ το RES2DINV προβάλλει ομαλότερη διάκριση αποτυγχάνει για το βάθος που το αποδίδει σωστότερα το PERTI. Οι αντιστάσεις δίνονται στον παρακάτω πίνακα. Πλησιέστερες τιμές στις πραγματικές δίνει το PERTI.

	Ανω Στρώμα 100 Ωm	Κάτω Στρώμα 500 Ωm
RES2DINV	85-105	180-200
PERTI	95-105	170-180

Πίνακας 4.6

4.10 Περίπτωση διαχρονικής μεταβολής

Εδώ παρουσιάζεται μια περίπτωση διαχρονικής μεταβολής (timelapse). Ένα πρίσμα 1000 Ωm μετατοπίζεται σταδιακά εις βάθος και δεξιά εντός ημιχώρου αντίστασης 30 Ωm. Η δομή υποτίθεται ότι ερευνάται με διάταξη διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 2m κατά μήκος μιας γραμμής 36 m.



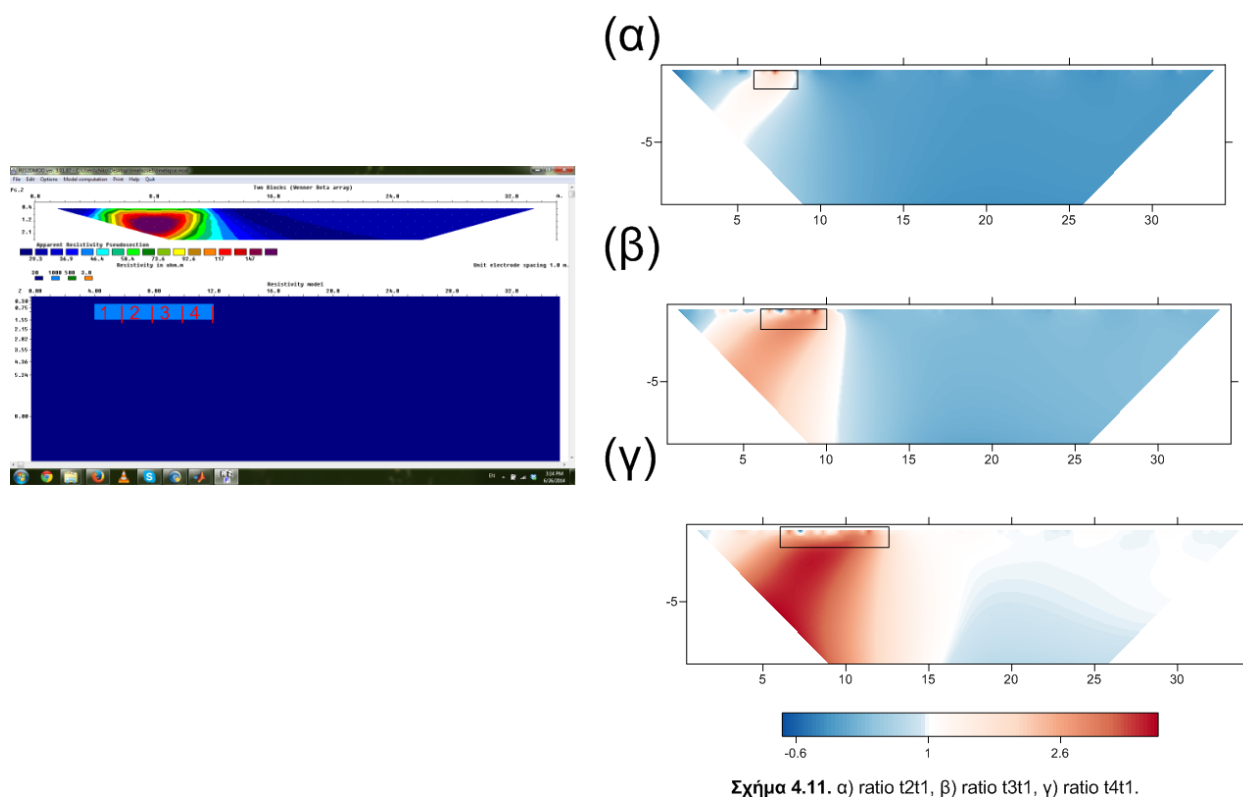
Σχήμα 4.10. α) ratio t2t1, β) ratio t3t1, γ) ratio t4t1.

Σχήμα 4.11. Περίπτωση διαχρονικής μεταβολής

Στο σχήμα 4.11 παρατίθενται οι λόγοι (ratio) των αντιστάσεων που εξήχθησαν με τη μέθοδο PERTI. Σε γενικές γραμμές η κύρια αλλαγή δεν απεικονίζεται καλά αλλά γίνεται γρήγορη η εκτίμηση του χώρου όπου πραγματοποιήθηκε.

4.11 Περίπτωση διαχρονικής μεταβολής 2

Άλλη μια περίπτωση διαχρονικής μεταβολής. Σώμα αντίστασης 1000 Ωm σε ημιχώρο 30 Ωm μετατοπίζεται σταδιακά προς τα αριστερά. Βρίσκεται σε βάθος 0.75 m και έχει αρχική διάσταση 2 x 1.2 m. Η δομή υποτίθεται ότι ερευνάται με διάταξη διπόλου-διπόλου με διάστημα ηλεκτροδίων 2 m κατά μήκος μιας γραμμής 36 m.



Σχήμα 4.11. α) ratio t2t1, β) ratio t3t1, γ) ratio t4t1.

Σχήμα 4.12. περίπτωση διαχρονικής μεταβολής 2

Στο σχήμα 4.12 παρατίθενται οι λόγοι (ratio) των αντιστάσεων που εξήχθησαν με τη μέθοδο PERTI. Γενικά η κύρια αλλαγή απεικονίζεται σχετικά ορθά, δημιουργώντας όμως μεγάλο θόρυβο προς τα κάτω.

4.12 Συμπεράσματα

Κάθε τρόπος αντιστροφής παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Γενικά το PERTI αποτυγχάνει ως προς τον προσδιορισμό της ακριβούς τιμής της αντίστασης. Αντίθετα, μειώνοντας σημαντικά τον υπολογιστικό χρόνο παρέχει ταχύτατο ποιοτικό εντοπισμό του πρίσματος. Ακόμη έχει μια τάση να υπερτονίζει τα αγώγιμα πρίσματα ενώ στα επιφανειακά προκαλεί μεγάλο θόρυβο. Όσο αφορά τις περιπτώσεις διαχρονικής μεταβολής αδυνατεί στην απόδοση διακριτής εικόνας αλλά παρέχει ένα γρήγορο εντοπισμό της θέσης όπου συνέβη η αλλαγή.

Κεφάλαιο 5

Πραγματικά δεδομένα

Στο κεφάλαιο αυτό πραγματοποιείται σύγκριση από πραγματικά δεδομένα. Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα τόσο με τη χρήση RES2DINV όσο και με τη PERTI

5.1 Το περιβάλλον του ερευνητικού πεδίου

Οι γεωφυσικές έρευνες, που έγιναν στα πλαίσια του έργου «Στρατηγικές για τη βελτίωση και προστασία των εδαφών από τη διάθεση αποβλήτων ελαιολιτριβείων στις Μεσογειακές χώρες (PROSODOL)» πραγματοποιήθηκαν σε τοποθεσία πλησίον δεξαμενής εναπόθεσης αποβλήτων ελαιουργείου (κατσίγαρο) τον Ιανουάριο 2011. Η τοποθεσία βρίσκεται λίγο πιο έξω από το χωριό Άγιος Κωνσταντίνος του δήμου Νικηφόρου Φωκά, 20 Km νότια από το Ρέθυμνο Κρήτης (35°30'N, 24°36'E). Ο λόγος για την έρευνα ήταν ο προσδιορισμός της επίδρασης του κατσίγαρου στην περιοχή καθώς και το επίπεδο της ρύπανσης του περιβάλλοντος.

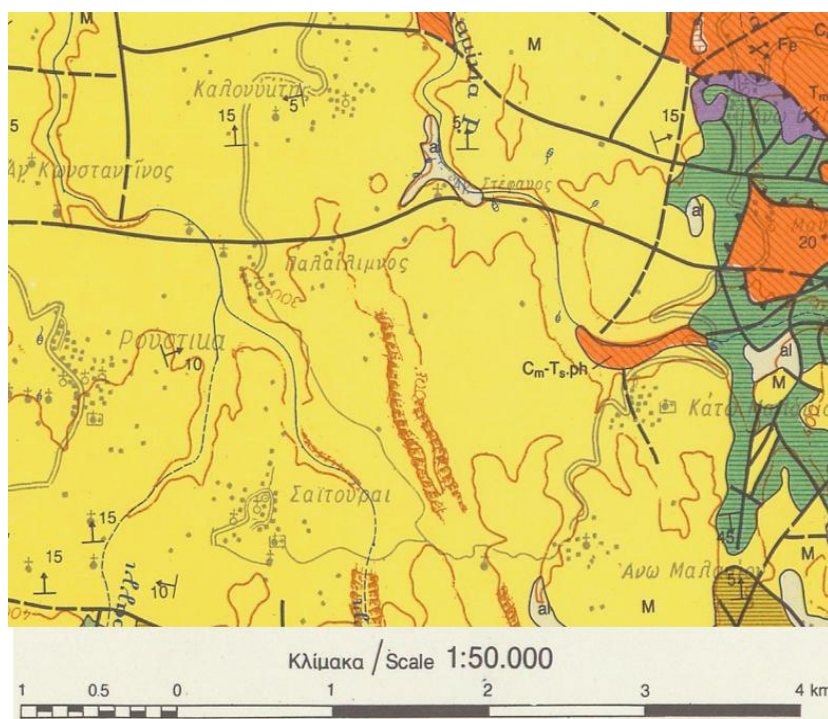


Σχήμα 5.1 Δορυφορική εικόνα από το Google Earth της περιοχής, όπου φαίνονται οι δύο υπαίθριες δεξαμενές απόθεσης των αποβλήτων. Με το βέλος καθορίζεται η περιοχή όπου επικεντρώθηκαν οι μετρήσεις της ηλεκτρικής τομογραφίας.

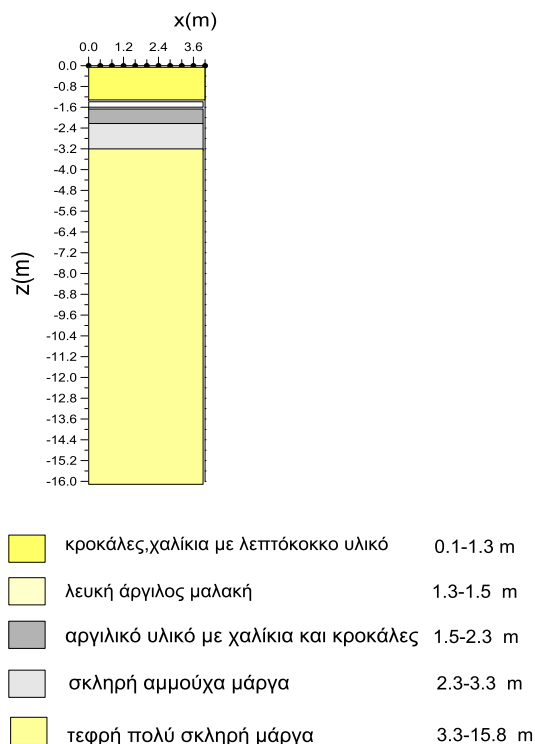
5.1.1 Γενική γεωλογία της περιοχής

Για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων με βάση την τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης λαμβάνονται υπόψη και κάποιοι άλλοι παράγοντες, όπως η γεωλογία της υπό μελέτης περιοχής, οι οποίοι και συσχετίζονται με τις τιμές της αντίστασης.

Όπως φαίνεται και στον παρακάτω χάρτη, στην ευρύτερη περιοχή του εξεταζόμενου πεδίου υπάρχει σχετική ομοιογένεια στην γεωλογική δομή του υπεδάφους και δεν συναντούνται μεγάλες διαφορές. Κυριαρχούν οι υφαλογενείς ασβεστόλιθοι, χρώματος λευκού έως λευκοκίτρινου οι οποίοι εναλλάσσονται με αργιλομαργαϊκό υλικό, χρώματος τεφρού έως κίτρινου. Μέσα στο υλικό αυτό βρίσκονται διαστρώσεις από ιλύ και άμμο, πλούσιες σε απολιθώματα.



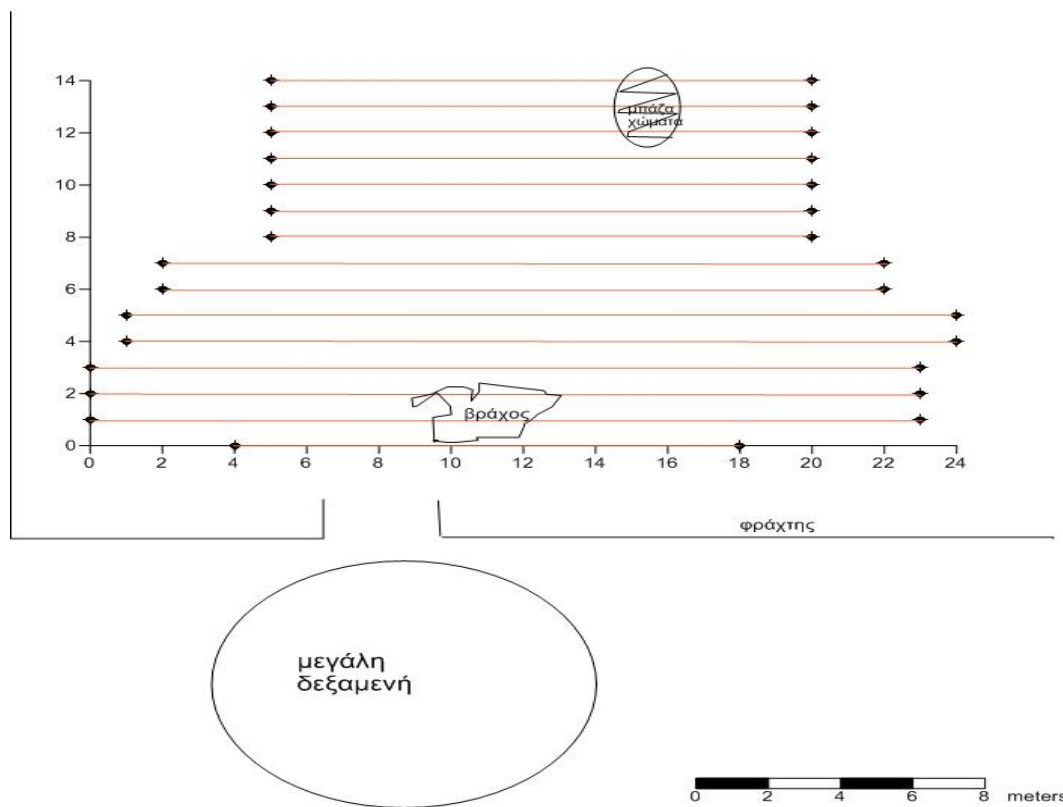
Σχήμα 5.2: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής (από ΙΓΜΕ)



Σχήμα 5.3. Στρωματογραφική στήλη όπως προέκυψε από την γεώτρηση που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή

5.1.2 Ηλεκτρική Τομογραφία προς καθορισμό του γεωηλεκτρικού μοντέλου της περιοχής

Τα ηλεκτρόδια, ενωμένα με το ειδικό καλώδιο, τοποθετήθηκαν ανά 0.5 m και αφού εφαρμόστηκε ρεύμα από την πηγή (μπαταρία) πάρθηκαν οι μετρήσεις του δυναμικού V από όπου και θα προκύψει η φαινόμενη ειδική αντίσταση. Για την συλλογή των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε η διάταξη πόλου- διπόλου. Συνολικά πραγματοποιήθηκαν 15 παράλληλες ηλεκτρικές τομογραφίες με ενδιάμεση απόσταση 1 m. Για κάθε τομή χρησιμοποιήθηκε ένα διαφορετικό πρωτόκολλο μετρήσεων με κυμαινόμενο αριθμό ηλεκτροδίων αφού τα μήκη των τομών, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 5.4, δεν ήταν πάντα τα ίδια. Έτσι προέκυψε το γεωηλεκτρικό μοντέλο της περιοχής.



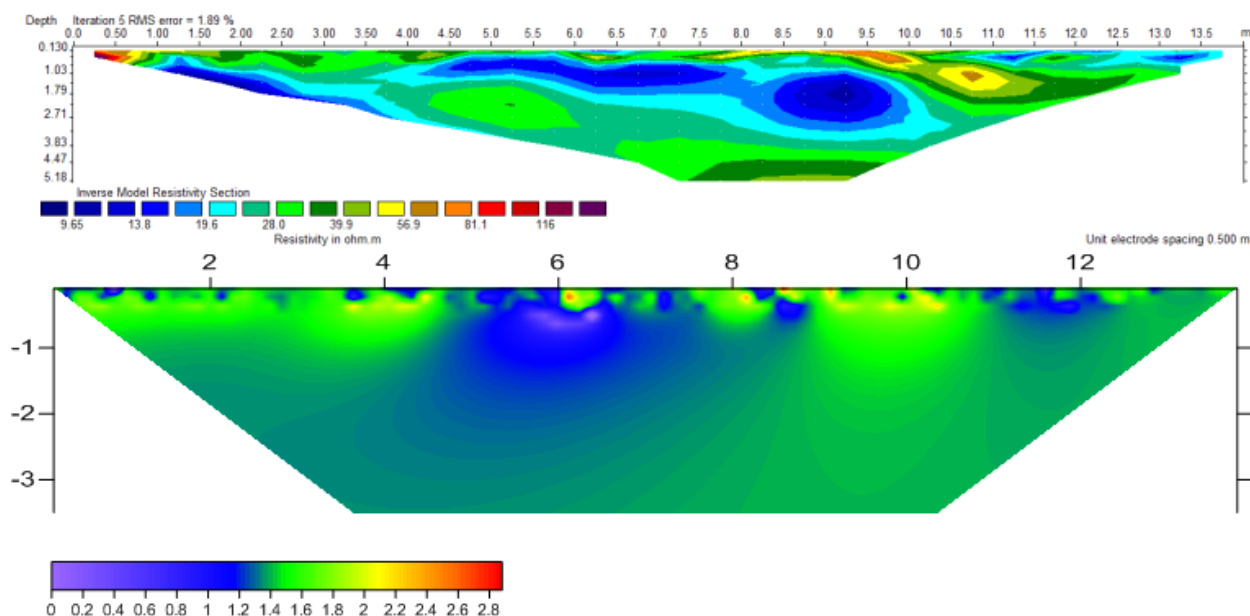
Σχήμα 5.4. Σχεδιάγραμμα της περιοχής



Σχήμα 5.5. πεδίο έρευνας και τοποθέτηση του πολύκλωνου καλωδίου

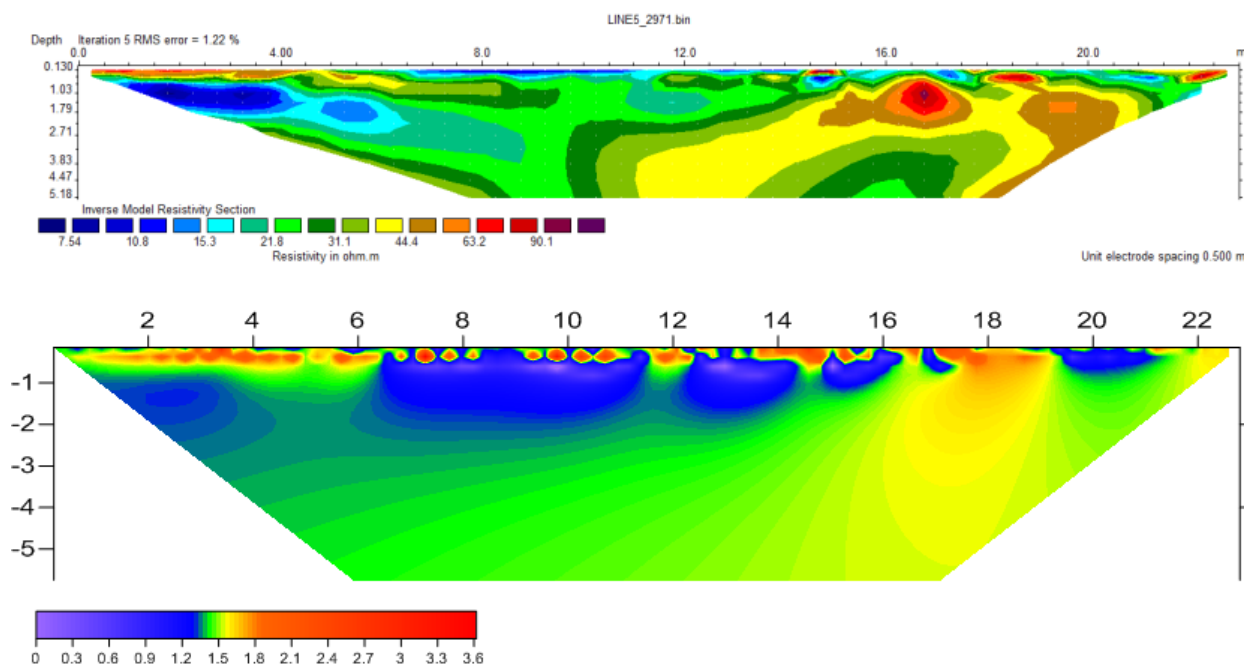
5.2 Σύγκριση πραγματικών δεδομένων

Ακολουθούν εικόνες αντιστροφής των γεωηλεκτρικών δεδομένων με την χρήση RES2DINV και PERTI για τις γραμμές 1,5,7,9,11,13 και 15.



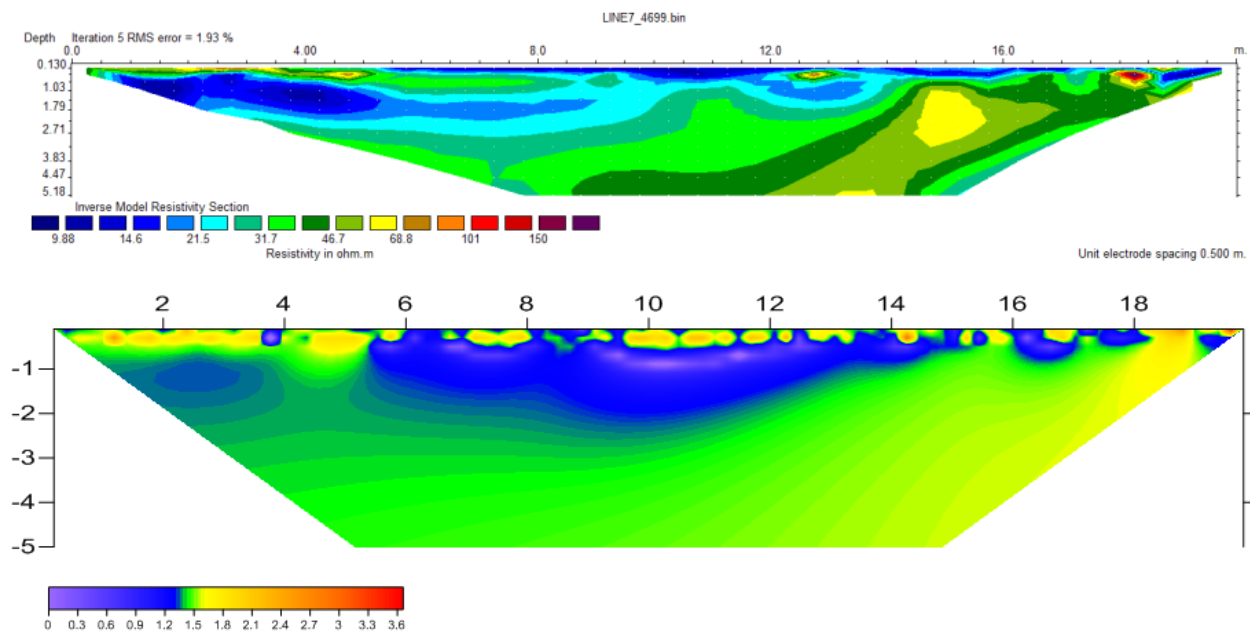
Σχήμα 5.6α . Γραμμή 1

Όσον αφορά τη γραμμή 1 παρατηρείται αρχικά μια ποιοτική αναλογία ανάμεσα στις μεθόδους RES2DINV και PERTI. Ο θόρυβος στην επιφάνεια (0-0.4m) είναι μεγαλύτερος για το PERTI. Οι δομές ενδιαφέροντος σε αυτή την τομή είναι αγωγίμες και αναπαρίστανται πιο συγκεντρωμένες με το RES2DINV. Το PERTI αναπαριστά την αγωγή πηγή στη θέση (6,1) «χάνει» όμως αυτή της (9,2). Επιπρόσθετα, το PERTI έχει μια τάση να ψηλώνει τη θέση τους σχεδόν 1m. Για τις αντιστάσεις φαίνεται ότι αποδίδονται ίδιες.



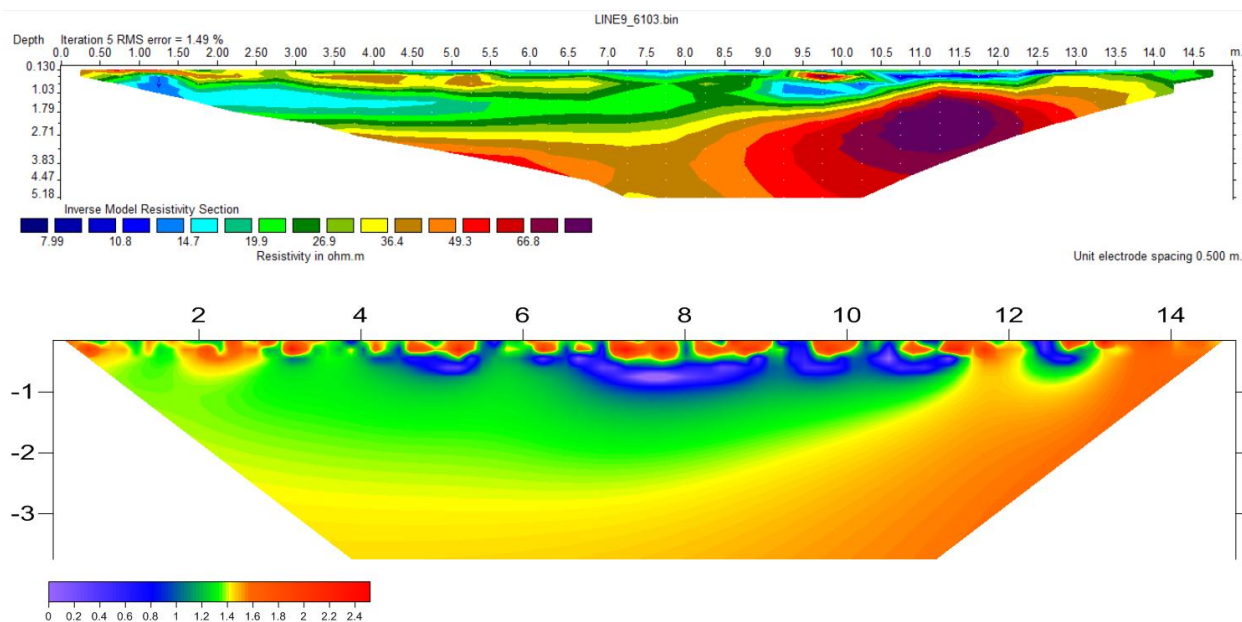
Σχήμα 5.6β . Γραμμή 5

Γενικά στη γραμμή 5 ισχύει και πάλι η αναλογία των δύο μεθόδων. Σύμφωνα με το RES2DINV δυο δομές ενδιαφέροντος ξεχωρίζουν σε αυτή τη περίπτωση. Μία αγωγίμη διαστάσεων 4x0.8m πάνω αριστερά σε βάθος 1m και μια υψηλής αντίστασης(1x1m) στη θέση (17,1). Το PERTI τις εντοπίζει εξίσου αλλά με μεγαλύτερο θόρυβο. Οι τιμές των αντιστάσεων συμβαδίζουν (8 και 65 Ωm για RES2DINV, 10 και 75 Ωm για PERTI αντίστοιχα).



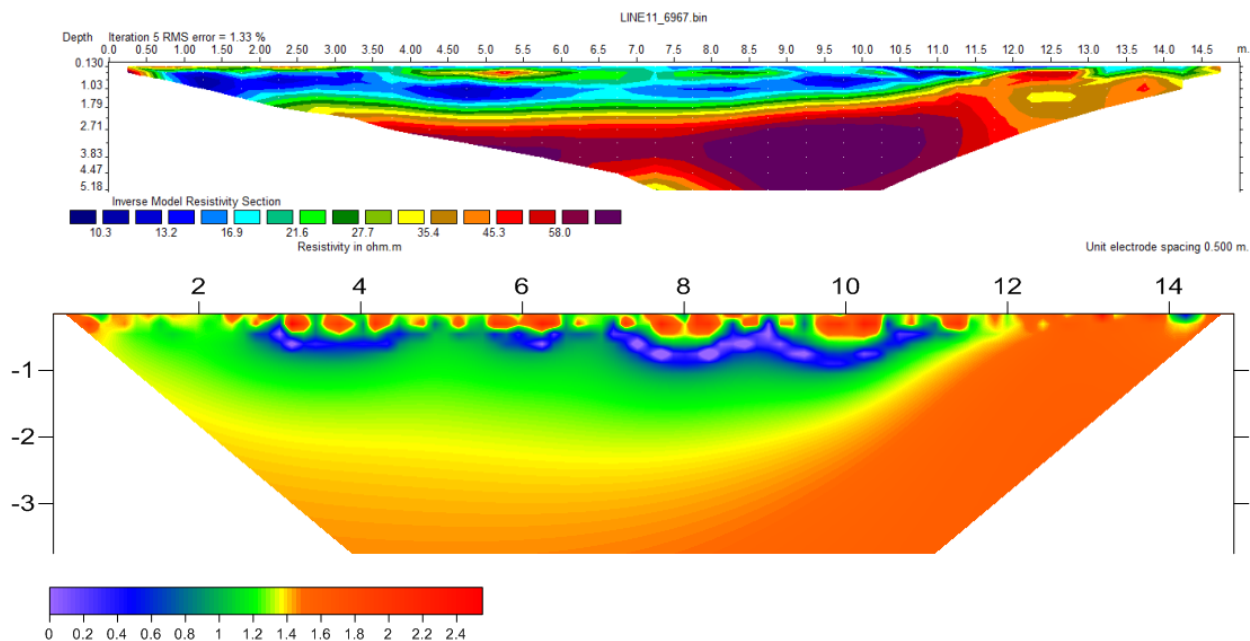
Σχήμα 5.6γ . Γραμμή 7

Για την γραμμή 7 υπάρχουν δυο πηγες στις θέσεις (3,1) και (18,1). Διαφαινονται εξίσου και με τις δυο μεθόδους. Οι αντιστάσεις είναι 10 Ωm και 110 Ωm με το RES2DINV ενώ με το PERTI 20 Ωm και 50 Ωm αντίστοιχα.



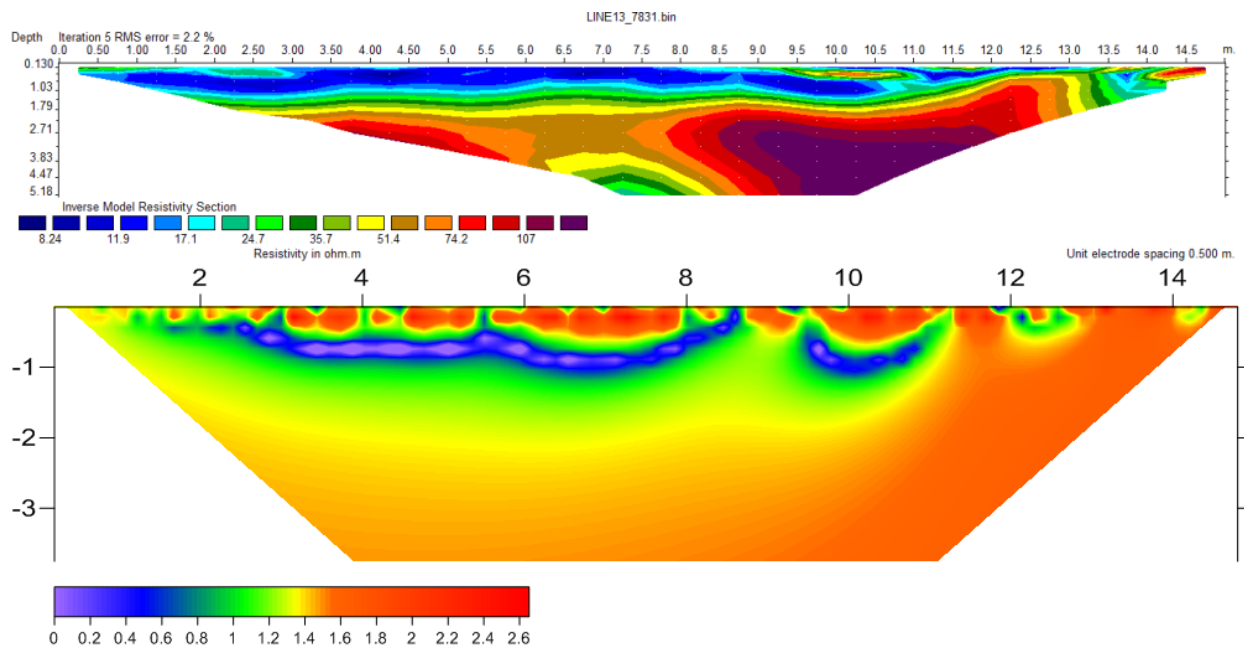
Σχήμα 5.6δ . Γραμμή 9

Ανάλογη περίπτωση με την 5 είναι και η γραμμή 9 όπου παρατηρείται η σχετική μείωση υψηλών αντιστάσεων μεταξύ των δύο μεθόδων (από 70 Ωm σε 38). Ισχύει και εδώ ο αυξημένος θόρυβος για το PERTI.



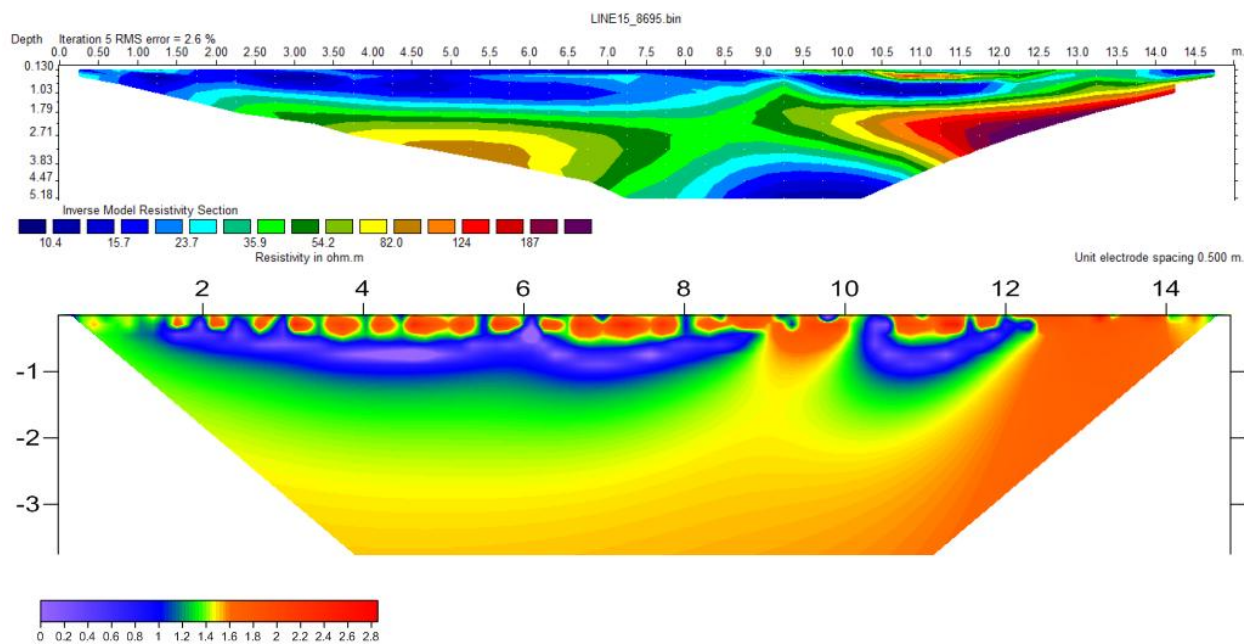
Σχήμα 5.6ε . Γραμμή 11

Για τη γραμμή 11, όπου διαφαίνονται δύο στρώματα, RES2DINV και PERTI τα απεικονίζουν εξίσου με τη διαφορά ότι οι αντιστάσεις είναι κατά 70% μικρότερες για το PERTI.



Σχήμα 5.6σ. Γραμμή 13

Η γραμμή 13 ακολουθεί την περίπτωση της 11. Ένα αγωγίμο στρώμα πάνω από ένα άλλο με υψηλή τιμή αντίστασης. Τα βάθη αποδίδονται το ίδιο ενώ οι τιμές των αντιστάσεων μειώνονται με το PERTI.



Σχήμα 5.6ζ . Γραμμή 15

Στη τομή 15 διακρίνονται τρεις περιοχές με το RES2DINV. Το PERTI τις αναπαριστά με μεγαλύτερο θόρυβο σε σχέση με το RES2DINV ενώ υπάρχει συμφωνία για τις τιμές αντίστασης.

5.3 Συμπεράσματα

Σε γενικές γραμμές υπάρχει ποιοτική συμφωνία ανάμεσα στους δυο τρόπους. Οι συντεταγμένες (μήκος, βάθος) των δομών αντίστασης είναι ίδιες. Το PERTI αναπαριστά πιο «λεία» τις δομές ενώ το RES2DINV πιο συγκεντρωμένα. Οι τιμές αντίστασης είναι γενικά ίδιες ωστόσο το PERTI υπερτονίζει τις αγωγιμες δομές και μειώνει τις υψηλές αντιστάσεις. Επιπρόσθετα δημιουργεί σημαντικό θόρυβο προς τα κάτω ενώ για βάθη 0-0.25 m (το μισό της απόστασης ηλεκτροδίων) καθιστώντας το αναξιόπιστο για τη συγκεκριμένη περιοχή. Επίσης, σε περιπτώσεις μεγάλης διακύμανσης μειώνει αισθητά όλες τις αντιστάσεις σε σχέση με το RES2DINV.

Κεφάλαιο 6

Συμπεράσματα

Στη συγκεκριμένη εργασία μελετήθηκε η αποτελεσματικότητα της μεθόδου αντιστροφής ηλεκτρικών δεδομένων PERTI. Αρχικά αναφέρθηκαν κάποια εισαγωγικά στοιχεία για τις μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης. Έπειτα παρουσιάστηκε η ευρύτερη θεωρία που αφορά τη μέθοδο της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και την αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων. Αναπτύχθηκαν οι μαθηματικές σχέσεις που διέπουν τη μέθοδο PERTI καθώς και ο αναπαραγόμενος προγραμματιστικός κώδικας σε περιβάλλον MATLAB. Επίσης, για να αξιολογηθεί η ορθότητα του αναπαραγόμενου κώδικα έγινε επαλήθευση των εδώ αποτελεσμάτων με αυτά της βιβλιογραφίας. Εν συνεχεία παρουσιάστηκαν περιπτώσεις συνθετικών δεδομένων που είχαν κατασκευαστεί στο πρόγραμμα κατασκευής γεωηλεκτρικών μοντέλων RES2MOD. Οι παραπάνω επεξεργαστήκαν τόσο με τη μέθοδο PERTI όσο και με ένα πρόγραμμα αντιστροφής γεωηλεκτρικών δεδομένων (RES2DINV) για να υπάρξει σύγκριση αποτελεσμάτων. Τέλος, η ίδια διαδικασία ακολουθήθηκε και για πραγματικά δεδομένα προερχόμενα από χώρο εναπόθεσης απόβλητων ελαιοτριβείου σε περιοχή του Ρεθύμνου Κρήτης. Ειδικά για κάθε περίπτωση έχουν αναφερθεί τα επιμέρους συμπεράσματα οπότε μόνο μια συνοπτική περιγραφή θα γίνει σε αυτό το μέρος.

Στο κεφάλαιο 4 παρουσιάστηκαν διάφορα συνθετικά παραδείγματα. Σε γενικές γραμμές παρατηρήθηκε ότι το PERTI αδυνατεί να αποδώσει την ακριβή τιμή της αντίστασης. Εντούτοις, παρέχει μια ταχύτατη αναγνώριση της θέσης του πρίσματος αφού μειώνει αισθητά τον χρόνο υπολογισμού. Στις επιφανειακές μετρήσεις (~0.5m) προκαλεί μεγάλο θόρυβο και έτσι δεν προσφέρονται για ερμηνεία. Ακόμη παρατηρείται μια τάση μεγέθυνσης των αγώγιμων πρισμάτων καθώς και μείωσης της διακριτικής ικανότητας συναρτήσεως του βάθους (κάτω όριο στόχου). Όσο αφορά τις περιπτώσεις διαχρονικής μεταβολής αδυνατεί στην απόδοση διακριτής εικόνας αλλά παρέχει ένα γρήγορο εντοπισμό της θέσης όπου συνέβη η αλλαγή.

Σχετικά με τα πραγματικά δεδομένα από χώρο εναπόθεσης απόβλητων ελαιοτριβείου (κεφάλαιο 5) παρατηρήθηκε ποιοτική συμφωνία ανάμεσα στους δυο τρόπους αντιστροφής. Οι θέσεις των δομών αντίστασης προέκυψαν με παρόμοια χαρακτηριστικά. Το PERTI αναπαριστά πιο «λεία» τις δομές ενώ το RES2DINV πιο συγκεντρωμένα. Οι τιμές αντίστασης είναι γενικά ίδιες ωστόσο το PERTI τις αυξομειώνει για ακραίες περιπτώσεις. Επίσης δημιουργεί σημαντικό θόρυβο προς τα κάτω ενώ αποτυγχάνει πλήρως για βάθη 0-0.25 m (το μισό της απόστασης ηλεκτροδίων) δυσκολεύοντας την ερμηνεία. Ακόμη, σε περιπτώσεις μεγάλης διακύμανσης μειώνει αισθητά όλες τις τιμές αντίστασης σε σχέση με το RES2DINV.

Εν κατακλείδι, κάθε τρόπος αντιστροφής παρουσιάζει πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Η παρούσα διαδικασία αντιστροφής βασίζεται στο ότι η τιμή της αντίστασης σε οποιοδήποτε σημείο του υπό εξέταση χώρου προκύπτει ως ο σταθμισμένος μέσος όρος του συνόλου δεδομένων της φαινόμενης αντίστασης. Τα βάρη εκφραστήκαν σαν παράγωγες Frechet της φαινόμενης αντίστασης για έναν ομογενή ημιχώρο, όπου παράγεται μια διαταραχή της αντίστασης σε ένα τυχαίο κελί του χώρου έρευνας.

Εξετάζοντας τα αποτελέσματα της χρήσης της μεθόδου PERTI που αναπτύχθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια προκύπτει ότι ενώ παρουσιάζει κάποια θετικά στοιχεία δεν είναι πολύ ακριβής και πειστική. Κύριο μειονέκτημα αποτελεί η σημαντική απόκλιση από τις πραγματικές αντιστάσεις των δομών. Ακόμη έχει μια τάση να υπερτονίζει το αγώγιμο πρίσμα. Στα επιφανειακά δεδομένα προκαλεί μεγάλο θόρυβο οπότε θα ήταν προτιμότερο να πραγματοποιούνταν επικάλυψη σε αυτά (masking).

Στα πλεονεκτήματα είναι ότι δεν χρειάζεται πληροφορία εκ των προτέρων για το πεδίο έρευνας καθώς επίσης έχει πλήρη προσαρμοστικότητα σε κάθε είδους σύνολο δεδομένων, συμπεριλαμβανομένης και της περίπτωσης ανώμαλης τοπογραφίας. Ακόμη παρουσιάζει δραστική μείωση του χρόνου υπολογισμού σε σχέση με την συγκρινόμενη μέθοδο χρησιμοποιώντας τον ίδιο υπολογιστή. Η αντιστροφή συμβαίνει σε πραγματικό χρόνο απευθείας στο πεδίο, επιτρέποντας έτσι γρήγορες τροποποιήσεις στο σχέδιο έρευνας ώστε να εστιαστεί καλύτερα στους αναμενόμενους στόχους και υπάρχει πλήρης ανεξαρτησία από τις τεχνικές συλλογής δεδομένων και χωρική κανονικότητα. Τέλος, έχει τη δυνατότητα να χρησιμοποιηθεί ως βέλτιστο πρότυπο εκκίνησης στην κανονική επαναληπτική διαδικασία αντιστροφής, προκειμένου να επιταχυνθεί η σύγκλιση.

Παράρτημα

Κώδικας ταχείας αντιστροφής γεωηλεκτρικών δεδομένων

```

clear all;

clc

%sort data types respectively with the array being used
data_type=0; %Wenner Alpha,Wenner Betta,Wenner Gamma,Wenner-
Schlumberger and Dipole-Dipole
data_type=1; %Pole-Pole
data_type=2; %Pole-Dipole
data_type=3; %Equatorial Dipole-Dipole

%read data
data_type=input('dwse datatype : ');
filename=input('dwse file: ','s');
fid=fopen(filename,'r');

%*****
%FOR 4 ELECTRODES
%*****
if data_type==0

%assign data to a matrix
q=fscanf(fid,'%f %f,%f %f,%f %f,%f %f \n',[10, inf]);
q=q';

%last column is the resistivity
res=q(:,10);

%intermediate columns are ordinates of electrodes
xa=q(:,2);
xb=q(:,4);
xm=q(:,6);
xn=q(:,8);

fclose(fid);

```

```

%geometrical factor for 4 electrodes
gf=(2*pi)./((1./abs((xm-xa)))-(1./abs((xm-xb)))-(1./abs((xn-
xa)))+(1./abs((xn-xb))));

%number of measurements
num_meas=length(xa);

%max and min values for each electrode
maxcol(1)=max(xa);
maxcol(2)=max(xb);
maxcol(3)=max(xm);
maxcol(4)=max(xn);

mincol(1)=min(xa);
mincol(2)=min(xb);
mincol(3)=min(xm);
mincol(4)=min(xn);

%total lenght of the array
l=max(maxcol)-min(mincol);

%spacing and number of electrodes
a=min(abs(xb-xm));
n_el=(l/a)+1;

%calculation step
vima=a/5;

%grid creation
x=0:vima:l;
z=-l/4:vima:-0.1; % z is <<0 for not infinite

x_base=x;
z_base=z;

k=0;

%loop creating parameters of the grid's coordinations
for i=1:length(x_base)
    for j=1:length(z_base)
        k=k+1;
        par_x(k)=x_base(i);
        par_z(k)=z_base(j);
    end
end

num_par=length(par_x);

%main part
%loop calculating each time jacobian and j global finally

```



```

for m=1:num_meas
    for n=1:num_par

        % find jam
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xa(m)));

        jam=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        % find jan
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xn(m)-xa(m)));

        jan=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        % find jbm
        xx=par_x(n)-xb(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xb(m)));

        jbm=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        % find jbn
        xx=par_x(n)-xb(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xn(m)-xb(m)));

        jbn=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        %calculation g.f with jacobians sum
        jac(m,n)=gf(m)*(jam-jan-jbm+jbn);

    end
end

%loop calculating intristic resistivity
for n=1:num_par
    sum1=0;
    sum2=0;
    for m=1:num_meas

```

```

        sum1=sum1+(res(m)*jac(m,n));

        sum2=sum2+jac(m,n);
    end
    rr(n)=sum1/sum2;

end

%interpolation for output image
ivima=0.1;
[X,Y]=meshgrid(0:ivima:max(par_x),min(par_z):ivima:max(par_z));
itot=griddata(par_x,par_z,rr,X,Y);
c=contourf(X,Y,log10(itot));
colorbar;
%shading flat;

% afairw tis times pou einai mesa sta 2 mikra trigwna kai xanagrafw 3-
stilo
% output arxeio me x,y,z

%max_x=36;
%min_x=0;
%max_z=-0.2;
%min_z=-9;

tlx=[min(x),min(x)+1/4,min(x)];
tlz=[min(z),min(z),0];
flgl=inpolygon(par_x,par_z,tlx,tlz);

trx=[max(x),max(x)-1/4,max(x)];
trz=[min(z),min(z),0];
flgr=inpolygon(par_x,par_z,trx,trz);

%save output file

filename1=input('dwse file: ','s');
filename1=fopen(filename1,'w');

for i=1:length(rr);

if flgl(i)~=1 && flgr(i)~=1

    fprintf(filename1,'%3.1f                %7.2f                %8.4f\n',par_x(i),par_z(i),rr(i),log10(rr(i)));
end
end

fclose(filename1);

```

```

end

%omoiws ola ta sxolia gia ta ipolipa data types....

%*****
%FOR 2 ELECTRODES
%*****
if data_type==1

    q=fscanf(fid,'%f %f,%f %f,%f %f \n',[6, inf]);
    q=q';

    res=q(:,6);

    xa=q(:,2);
    xm=q(:,4);

    fclose(fid);
    %gewmtrikos paragontas gia 2 el
    gf=(2*pi)/(1./abs(xm-xa));

    num_meas=length(xa);

    maxcol1=max(xa);
    maxcol3=max(xm);

    mincol1=min(xa);
    mincol3=min(xm);

    l=maxcol3-mincol1;

    a=min(abs(xa-xm));
    n_el=(l/a)+1;

    %vima ypologismou
    vima=a/5;

    x=0:vima:l;
    z=-1/4:vima:-0.1; % to z einai <<0 gia na min pefeti panw sta el k
    apeirizetai

    %npar=length(x)*length(z);

    x_base=x;
    z_base=z;

    k=0;

```

```

for i=1:length(x_base)
    for j=1:length(z_base)
        k=k+1;
        par_x(k)=x_base(i);
        par_z(k)=z_base(j);
    end
end

num_par=length(par_x);

for m=1:num_meas %156
    for n=1:num_par %4032

        % find jam
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xa(m)));

        jam=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        %poll/zw ka me jac
        jac(m,n)=gf(m)*(jam);

    end
end

%loopa pu ipologizei rr.....
for n=1:num_par %156
    sum1=0;
    sum2=0;
    for m=1:num_meas %4032

        sum1=sum1+(res(m)*jac(m,n));

        sum2=sum2+jac(m,n);
    end
    rr(n)=sum1/sum2;
end

%interpolation
ivima=0.1;
[X,Y]=meshgrid(0:ivima:max(par_x),min(par_z):ivima:max(par_z));
itot=griddata(par_x,par_z,rr,X,Y);

```

```

c=contourf(X,Y,log10(itot));
colorbar;
%shading flat;

% afairw tis times pou einai mesa sta 2 mikra trigwna kai xanagrafw 3-
stilo
% output arxeio me x,y,z

%max_x=36;
%min_x=0;
%max_z=-0.2;
%min_z=-9;

tlx=[min(x),min(x)+1/4,min(x)];
tlz=[min(z),min(z),0];
flgl=inpolygon(par_x,par_z,tlx,tlz);

trx=[max(x),max(x)-1/4,max(x)];
trz=[min(z),min(z),0];
flgr=inpolygon(par_x,par_z,trx,trz);

%thelw na swsw 3stilo arxeio me x,z,rr gia na to xrisimopoiw k %allou
(surfer)
%save('arxeio','par_x','par_z','rr','-ascii');

filename1=input('dwse file: ','s');
filename1=fopen(filename1,'w');

for i=1:length(rr);

if flgl(i)~=1 && flgr(i)~=1

    fprintf(filename1,'%3.1f          %7.2f          %8.4f\n',par_x(i),par_z(i),rr(i),log10(rr(i)));
end
end

fclose(filename1);

end

%*****
%FOR 3 ELECTRODES
%*****

if data_type==2

```

```

q=fscanf(fid,'%f %f %f %f %f %f %f %f \n',[8, inf]);
q=q';

res=q(:,8);

xa=q(:,2);
xm=q(:,4);
xn=q(:,6);

fclose(fid);
%gewmtrikos paragontas gia 3 el
gf=(2*pi)./(1./abs(xn-xa)-(1./abs(xa-xm)));

num_meas=length(xa);

maxcol1=max(xa);
maxcol3=max(xm);
maxcol4=max(xn);

mincol1=min(xa);
mincol3=min(xm);
mincol4=min(xn);

l=maxcol4-mincol1;

a=min(abs(xm-xn));
n_el=(l/a)+1;

%vima ypologismou
vima=a/5;

x=0:vima:l;
z=-1/4:vima:-0.1; % to z einai <<0 gia na min pefeti panw sta el k
apeirizetai

%npar=length(x)*length(z);

x_base=x;
z_base=z;

k=0;

for i=1:length(x_base)
    for j=1:length(z_base)
        k=k+1;
        par_x(k)=x_base(i);
        par_z(k)=z_base(j);
    end
end
end

```

```

num_par=length(par_x);

for m=1:num_meas %156
    for n=1:num_par %4032

        % find jam
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xm(m)-xa(m)));

        jam=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        % find jan
        xx=par_x(n)-xa(m);
        zz=par_z(n);
        aa=abs((xn(m)-xa(m)));

        jan=(1/(4*pi^2))* ( xx*(xx-aa)+zz^2) / ( (xx^2+zz^2)^1.5 * ( (xx-
aa)^2+zz^2 )^1.5 );

        %poll/zw ka me jac
        jac(m,n)=gf(m)*(jam-jan);

    end
end

%loopa pu ipologizei rr.....
for n=1:num_par %156
    sum1=0;
    sum2=0;
    for m=1:num_meas %4032

        sum1=sum1+(res(m)*jac(m,n));

        sum2=sum2+jac(m,n);
    end
    rr(n)=sum1/sum2;
end

end

%interpolation
ivima=0.1;
[X,Y]=meshgrid(0:ivima:max(par_x),min(par_z):ivima:max(par_z));
itot=griddata(par_x,par_z,rr,X,Y);
c=contourf(X,Y,log10(itot));

```

```

colorbar;
%shading flat;

% afairw tis times pou einai mesa sta 2 mikra trigwna kai xanagrafw 3-
stilo
% output arxeio me x,y,z

%max_x=36;
%min_x=0;
%max_z=-0.2;
%min_z=-9;

tlx=[min(x),min(x)+1/4,min(x)];
tlz=[min(z),min(z),0];
flgl=inpolygon(par_x,par_z,tlx,tlz);

trx=[max(x),max(x)-1/4,max(x)];
trz=[min(z),min(z),0];
flgr=inpolygon(par_x,par_z,trx,trz);

%thelw na swsw 3stilo arxeio me x,z,rr gia na to xrisimopiw k %allou
(surfer)
%save('arxeio','par_x','par_z','rr','-ascii');

filename1=input('dwse file: ','s');
filename1=fopen(filename1,'w');

for i=1:length(rr);

if flgl(i)~=1 && flgr(i)~=1

    fprintf(filename1,'%3.1f                %7.2f                %8.4f\n',par_x(i),par_z(i),rr(i),log10(rr(i)));
end
end

fclose(filename1);

end

if data_type==3
    minima=('einai Equatorial Dipole-Dipole')
end

```


Βιβλιογραφία

- Barber, D.C., Brown, B.H., and Freeston, I.L. (1983). Imaging spatial distributions of resistivity using applied potential tomography.
- Barker, R. (1992). A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface.
- Bristow, C.M. (1966). A new graphical resistivity technique for detecting air-filled cavities.
- Cozzolino M., Giovanni E., Mauriello P., Desideri A., and Patella D. (2012). Resistivity tomography in the park of Pratolino at Vaglia (Florence, Italy) .
- Cozzolino M., Mauriello P., and Patella D. (2014). Resistivity tomography imaging of the substratum of the Bedestan monumental complex at Nicosia, Cyprus.
- Dahlin, T., Bernstone, C. and Loke, M.H. (2002). A 3D-Resistivity Investigation of a Contaminant Site at Lernacken..
- Daily, W. and Owen, E. (1991). Cross-Borehole Resistivity Tomography.
- Du, T. and Heinson, G. (2004). Numerical and Laboratory Investigations of Electrical Resistance Tomography for Environmental Monitoring.
- Ellis, R.G., and Oldenburg D.W. (1994a). Applied geophysical inversion.
- Ellis, R.G. and Oldenburg, D.W. (1994b). The Pole-Pole 3D DC-Resistivity Inverse Problem: A Conjugate Gradient Approach.
- Loke, M.H. and Barker, R.D. (1996b). Practical Techniques for 3D Resistivity Surveys and Data Inversion.
- Loke, M. (2013). Tutorial : 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- Mauriello, P. and D. Patella (2009). A data-adaptive probability-based fast ert inversion method
- Noel, M., and Walker R. (1992). Imaging archaeology by electrical resistivity tomography: a preliminary study in Archaeological sciences.
- Papadopoulos, N. G., Tsourlos, P., Tsokas, G. N. and Sarris, A. (2006). Two-dimensional and three-dimensional resistivity imaging in archaeological site investigation.
- Papadopoulos N. (2007). Algorithm development for 3-D inversion of geoelectrical data coming from archaeological areas.

- Park, S.K., and Van, G.P. (1991). Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes.
- Powell, H.M., Barber, D.C., and Freeston, I.L. (1987). Impedance imaging using linear electrode arrays.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation.
- Stummer, P. (2003). New Developments in Electrical Resistivity Imaging.
- Tsourlos, P., Dittmer, J., and Szymanski, J. (1995). A study of non-linear techniques for the 2-D inversion of earth resistivity data.
- Tsourlos, P. (1995). Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data.
- Xu, B., and Noel, M. (1993). On the completeness of data sets with multielectrode systems.
- Yorkey, T., Webster, J., and Tompkins, W. (1987a). Comparing reconstruction methods for electrical impedance tomography.
- Yorkey, T., Webster, J., and Tompkins, W. (1987b). An improved perturbation technique for electrical impedance tomography with some criticisms.
- Zhou, B. and Greenhalgh, S.A. (2000). Crosshole Resistivity Tomography using Different Electrode Configuration.

