



ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ- ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ



ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*Εκτέλεση Γεωφυσικών Διασκοπήσεων για τον
Προσδιορισμό Υπεδάφειων Δομών στην ευρύτερη
περιοχή του Δήμου Ρεθύμνου*

Μελλέ Ευγενία

ΑΜ:530

*Εξεταστική Επιτροπή
Ηλίας Παπαδόπουλος
Παντελής Σουπιός
Μαρία Κούλη*

Φεβρουάριος 2011



TEI CRETE-BRANCH OF CHANIA



DEPARTMENT OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT
LABORATORY OF GEOPHYSICS AND SEISMOLOGY

PRE-GRADUATE THESIS

***Geophysical Soundings for the determination of subsurface
structure at the broader area of Rethymno, Crete.***

Melle Eygenia

Examining Committee:
Papadopoulos Ilias
Soupios Pantelis
Kouli Maria

February 2011

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	2
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	4
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
1.1 Σκοπός.....	8
1.2 Abstract.....	Σφάλμα! Δεν έχει οριστεί σελιδοδείκτης.
2. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΕΡΓΟΥ.....	6
2.1 Γεωγραφική θέση	6
2.2 Γεωλογικά-Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά εδάφους.....	7
3. ΕΦΑΡΜΟΖΟΜΕΝΕΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΣΤΗΝ ΥΠΕΔΑΦΕΙΑ ΕΡΕΥΝΑ ΣΕ ΑΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	8
3.1 Εισαγωγή	8
3.2 Γεωφυσικές μέθοδοι στην αρχαιολογία	9
3.3 Εφαρμογές στον Ελλαδικό χώρο	13
4. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ	16
4.1 Εισαγωγή	16
4.2 Σχέση Γεωλογίας και Αντίστασης	16
4.3 Ροή ηλεκτρικού ρεύματος	18
4.4 Φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση	19
4.5 Διατάξεις ηλεκτροδίων	21
4.6 Μέθοδοι έρευνας	24
4.7 Επιλογή διάταξης	26
4.8 Βάθος διείσδυσης	28
4.9 Πίνακας ευαισθησίας	31
4.10 Μέθοδος ψευδοτομής	34
4.11 Θεωρία επίλυσης ευθέως προβλήματος	35

4.12 Θεωρία αντίστροφου προβλήματος	38
4.12.1 Εισαγωγή	38
4.12.2 Γραμμικοποίηση του προβλήματος	40
4.12.3 Μη γραμμική μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (Gauss-Newton)	42
4.12.4 Μέθοδος Levenberg-Marquadt (Damped least-squares)	43
4.12.5 Μέθοδος εξομαλυσμένης αντιστροφής (Occam)	44
4.12.6 Μέθοδος σταθερής αντιστροφής (Robust inversion)	46
5. Πειραματικό Μέρος	48
5.1 Προγραμματισμός και Λήψη Γεωφυσικών Μετρήσεων	48
5.2 Επεξεργασία δεδομένων γεωηλεκτρικής τομογραφίας	49
5.3 Εξοπλισμός	49
5.4 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων της γεωηλεκτρικής (ERT) διασκόπησης – Εφαρμογή της 3D απεικόνισης	50
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	61

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κύριο επιβλέποντα της πτυχιακής αυτής κ.Ηλία Παπαδόπουλο, χωρίς τη βοήθεια του οποίου η εργασία αυτή δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί. Τον ευχαριστώ για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγησή του και για τις ουσιαστικές παρατηρήσεις και συμβουλές του. Η συμμετοχή του υπήρξε καθοριστική στην ολοκλήρωση της πτυχιακής αυτής.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής καθώς και τους συμφοιτητές μου για τη βοήθεια που μου προσέφεραν, ώστε να ολοκληρωθούν οι γεωφυσικές μετρήσεις.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Σκοπός

Σκοπός της παρούσας πτυχιακής είναι η παρουσίαση των αποτελεσμάτων από την εκτέλεση και ερμηνεία Γεωφυσικών Διασκοπήσεων για τον Προσδιορισμό Υπεδάφειων Δομών στην ευρύτερη περιοχή του Δήμου Ρεθύμνου. Παράλληλα με την ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων που ελήφθησαν, έγινε αξιολόγηση και των διαθέσιμων γεωλογικών, γεωφυσικών, υδρογεωλογικών και γεωτεχνικών μελετών που έχουν έως τώρα εκτελεστεί πλησίον της παρούσης θέσης με στόχο την ολοκληρωμένη γνώση της υπό μελέτη περιοχής.

1.2 ABSTRACT

The purpose of this project is the presentation of results from the execution and interpretation of Geophysical prospectings for determining subsurface Structures in the region of Rethymnon Municipality. In parallel with the interpretation of geophysical data received, an assessment of available geological, geophysical, hydrogeological and geotechnical studies performed so far in the vicinity of this position with a view to complete knowledge of the region under study.

2. ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΟΥ ΕΡΓΟΥ

2.1 Γεωγραφική θέση

# ΤΟΜΗΣ	ΑΡΧΗ	ΤΕΛΟΣ
01	N 35.36688 E 24.46855	N 35.36585 E 24.47243
02	N 35.37104 E 24.47236	N 35.37078 E 24.47171
03	N 35.35962 E 24.47474	N 35.36033 E 24.47423
04	N 35.36434 E 24.48036	N 35.36428 E 24.47870
05	N 35.35869 E 24.47817	N 35.35946 E 24.47956
06	N 35.36497 E 24.48530	N 35.36447 E 24.48597
07	N 35.36508 E 24.48751	N 35.36467 E 24.48754
08	N 35.36433 E 24.46808	N 35.36449 E 24.46877
09	N 35.36060 E 24.48152	N 35.36060 E 24.47956
10	N 35.36279 E 24.49037	N 35.36313 E 24.49162
11	N 35.36421 E 24.49221	N 35.36531 E 24.49207

Πίνακας 2.1

2.2 Γεωλογικά-Γεωτεχνικά χαρακτηριστικά εδάφους

Στο παρελθόν, πλησίον (σε απόσταση μικρότερη των 50 μέτρων) του χώρου έρευνας διεξήχθη γεωτεχνική μελέτη από την ανώνυμη τεχνική εταιρεία γεωτεχνικών ερευνών και μελετών ΓΕΩΓΝΩΣΗ Α.Ε., κατά την οποία εκτελέστηκαν 3 γεωτρήσεις. Τα στοιχεία της μελέτης μας έγιναν γνωστά από τους ιδιοκτήτες της τεχνικής εταιρίας και χρησιμοποιήθηκαν για την ερμηνεία και την επιβεβαίωση της παρούσας έρευνας.

Από τα στοιχεία της γεωτεχνικής μελέτης προκύπτει πως το υπέδαφος της υπό έρευνα περιοχής αποτελείται από ανώτερο στρώμα πάχους 1.80 μέτρα περίπου, το οποίο αποτελείται από τεχνητές επιχώσεις αμμώδους κυρίως σύστασης με διάσπαρτα χαλίκια ασβεστιτικής προέλευσης και τεμάχια κροκαλοπαγούς. Βαθύτερα των 1.8 μέτρων και μέχρι βάθους 7.0 ή και 10.0 μέτρων περίπου από την επιφάνεια του εδάφους, το υπέδαφος συνίσταται από άργιλο έως αμμώδη άργιλο, καστανοκίτρινου έως γκριζοπράσινου χρώματος, χαμηλής πλαστικότητας, μέσης συνεκτικότητας με ενστρώσεις αμμώδους μαλακής ιλύος καθώς και ιλυώδους πυκνής άμμου με παρουσία ψαμμιτομαργαϊκών συγκριμάτων και κατά θέσεις οργανικές προσμίξεις.

3. ΕΦΑΡΜΟΖΟΜΕΝΕΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΣΤΗΝ ΥΠΕΛΔΑΦΕΙΑ ΕΡΕΥΝΑ ΣΕ ΑΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

3.1 Εισαγωγή

Η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης στην αρχαιολογία στηρίζεται στην ικανότητα αυτών να εντοπίζουν ανομοιογένειες που προκαλούνται στις γεωφυσικές παραμέτρους του εδάφους, όταν μέσα σε αυτό βρίσκονται θαμμένα ερείπια παλαιότερων εποχών. Οι μέθοδοι αυτές, χωρίζονται στις ενεργητικές, όπου κάποιο σήμα εισάγεται στο έδαφος, για παράδειγμα ηλεκτρικό ρεύμα ή ηλεκτρομαγνητικό κύμα, και λαμβάνεται η απόκριση στην επιφάνεια του εδάφους, και στις παθητικές οι οποίες στηρίζονται στην μέτρηση φυσικών υπαρχόντων πεδίων, όπως για παράδειγμα η μέτρηση του μαγνητικού πεδίου που δημιουργεί ένας κλίβανος. Στην πρώτη κατηγορία ανήκουν οι ηλεκτρομαγνητικές, σεισμικές και ηλεκτρικές μέθοδοι, ενώ στην δεύτερη οι μαγνητικές και βαρυτικές.

Το γεγονός ότι η Αρχαιομετρία είναι μια πολύ σημαντική επιστήμη για τους αρχαιολόγους, οφείλεται κυρίως στο ότι οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται, είναι μη καταστρεπτικές για τον αρχαιολογικό χώρο. Επίσης, είναι πιο οικονομικές στην εφαρμογή τους από τη διεξαγωγή μιας ανασκαφής και μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε περιοχές όπου λόγω συνθηκών δεν θα μπορούσε να γίνει ανασκαφή. Οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης χρησιμοποιούνται ως το αρχικό εργαλείο στην έρευνα μιας περιοχής, μετρήσεις λίγων ημερών ή εβδομάδων, είναι δυνατόν να καθοδηγούν την μετέπειτα αρχαιολογική έρευνα για πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα. Αν και είναι δυνατόν μια γεωφυσική έρευνα να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα και τελικά μια εικόνα που θα μπορεί να ερμηνευθεί και από μη ειδικούς (Wynn 1986a, b, Scollar et al. 1986), δηλαδή μια εικόνα που θα μοιάζει με αυτή που θα βλέπαμε αν είχε διεξαχθεί ανασκαφή, δεν απαλλάσσει τον αρχαιολόγο από την διαδικασία της ανασκαφής, εκτός από ελάχιστες περιπτώσεις (Aitken 1974).

3.2 Γεωφυσικές μέθοδοι στην αρχαιολογία

Οι πιο συχνά εφαρμόσιμες στην αρχαιολογία γεωφυσικές μέθοδοι είναι η μέθοδος της ηλεκτρικής αντίστασης, οι μαγνητικές και οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.

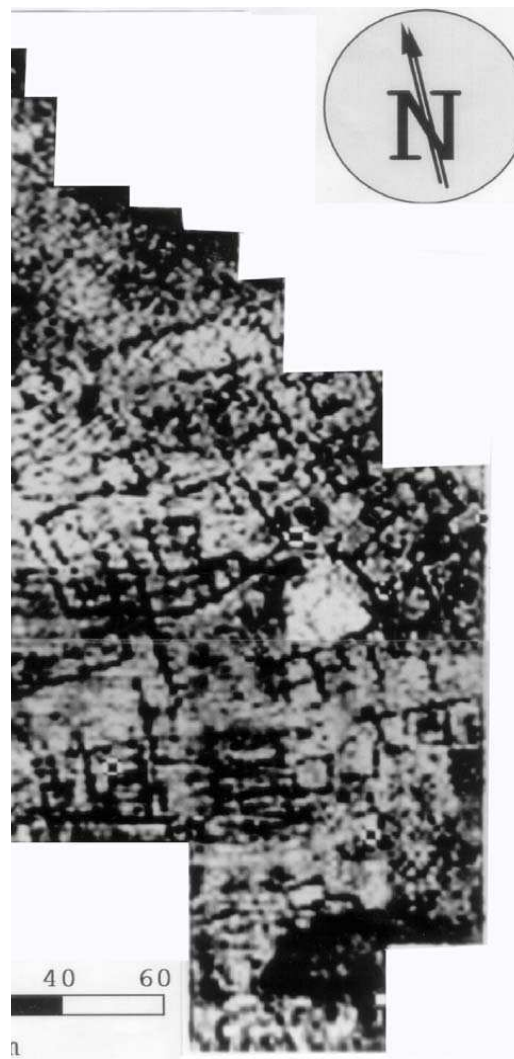
Η έρευνα στην αρχαιολογία χρησιμοποιώντας την μέθοδο της ηλεκτρικής αντίστασης άρχισε στη Αγγλία το 1946 από τον Atkinson (Aitken 1974). Αν και οι ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις των πετρωμάτων παρουσιάζουν ένα ευρύ φάσμα τιμών, όταν οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται στην αρχαιολογία είναι αρκετό να υποθεθεί ότι τα ερείπια από πέτρα ή ψημένη άργιλο καθώς και τα υπόγεια κενά, παρουσιάζουν αυξημένες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σχέση με το περιβάλλον στο οποίο βρίσκονται. Ακριβώς το αντίθετο συμβαίνει με τα αυλάκια και τις τάφρους. Παρομοιάζοντας έτσι τις αρχαιολογικές δομές με τις γεωλογικές, τα ερείπια θεωρούνται σαν διεισδύσεις στο έδαφος ενώ τα αυλάκια και οι τάφροι σαν ιζηματογενείς λεκάνες (Τσόκας και συνεργάτες 1986).

Στο σχήμα (1) παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των φαινόμενων αντιστάσεων από την εφαρμογή ηλεκτρικής χαρτογράφησης, στην περιοχή της Ακρόπολης της αρχαίας Ευρωπού. Απεικονίζονται τα λείψανα των κατοικιών ενός αρχαίου οικισμού. Οι δύο διαφορετικές διευθύνσεις των ανωμαλιών οφείλονται σε δύο ξεχωριστές φάσεις κατά τις οποίες η περιοχή κατοικούνταν (Tsokas et al. 1994).

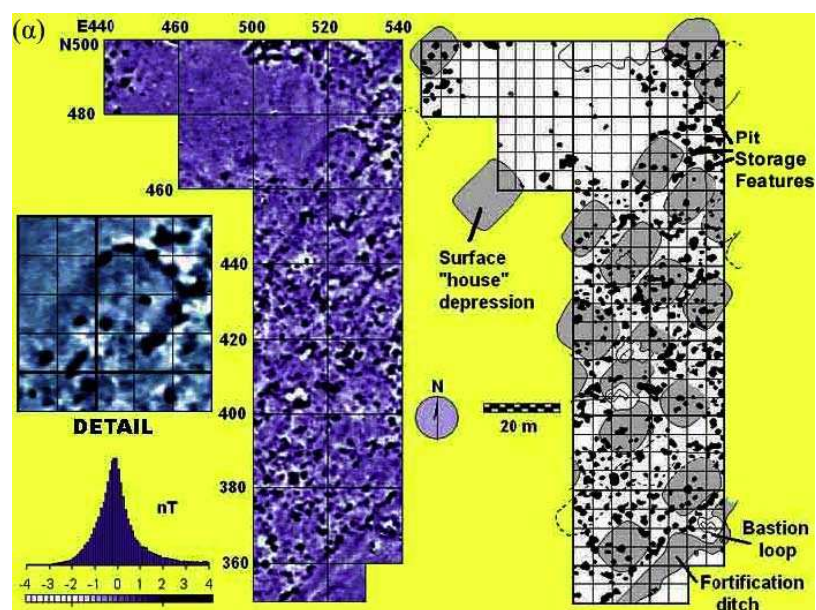
Η χρήση των μαγνητικών μετρήσεων έχει αρχίσει από τα τέλη του δέκατου ένατου αιώνα για την ανίχνευση μεταλλευμάτων σιδήρου. Λόγω όμως του ότι στην αρχαιολογική έρευνα οι μαγνητικές ανωμαλίες δεν είναι τόσο έντονες, είναι απαραίτητος εξοπλισμός υψηλής ευαισθησίας (Aitken 1974). Ο Aitken, ήταν ο πρώτος που εφάρμοσε την μαγνητική μέθοδο στην αρχαιολογία, χρησιμοποιώντας το μαγνητόμετρο πρωτονίου.

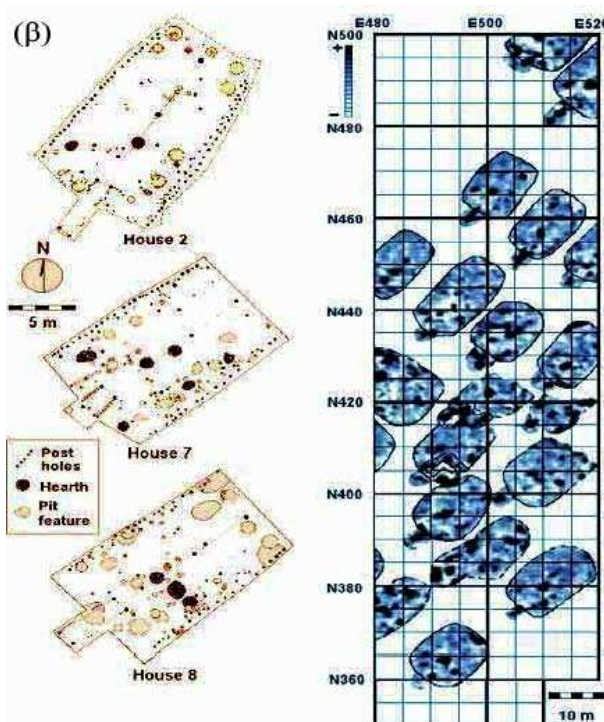
Ουσιαστικά, η μαγνητική μέθοδος διασκόπησης στηρίζεται στην ανίχνευση ανωμαλιών του γήινου μαγνητικού πεδίου που οφείλονται σε διαφορές στην τιμή της μαγνητικής επιδεκτικότητας ή στην παραμένουσα μαγνήτιση μεταξύ των θαμμένων δομών και του περιβάλλοντος. Έτσι, δομές που παρουσιάζουν ενισχυμένη μαγνητική επιδεκτικότητα, όπως κατασκευές από ψημένη άργιλο ή από πέτρα, που προέρχονται από πυριγενή ή μεταμορφωμένα πετρώματα (φούρνοι, οικιακές εστίες, τάφροι κ.λ.π.), προκαλούν θετικές ανωμαλίες. Αντίθετα, πλακόστρωτοι δρόμοι, υπόγεια κενά, τοίχοι και

κατασκευές από ιζηματογενή πετρώματα παρουσιάζουν αρνητικές ανωμαλίες. Υπάρχουν βεβαίως και ιδιαίζουσες περιπτώσεις όπου τα παραπάνω δεν ισχύουν. Έχουν, για παράδειγμα, εμφανιστεί ισχυρές αρνητικές μαγνητικές ανωμαλίες που οφείλονται σε τάφρο (Munro and Papamarinopoulos 1978) και πολύ μεγάλες θετικές ανωμαλίες που προέρχονται από τοίχο (Tsokas and Saatsoglou 1986).



Σχήμα 1. Χωρική κατανομή των φαινόμενων αντιστάσεων σε τόνους γκρι χρωματικής κλίμακας από την Ακρόπολη της αρχαίας Ευρώπης. Η εικόνα αποτελείται από 16 τόνους του γκρι που αντιστοιχούν σε ένα εύρος φαινόμενων αντιστάσεων από 35 έως 157 Ohm-m (Tsokas et al. 1994).



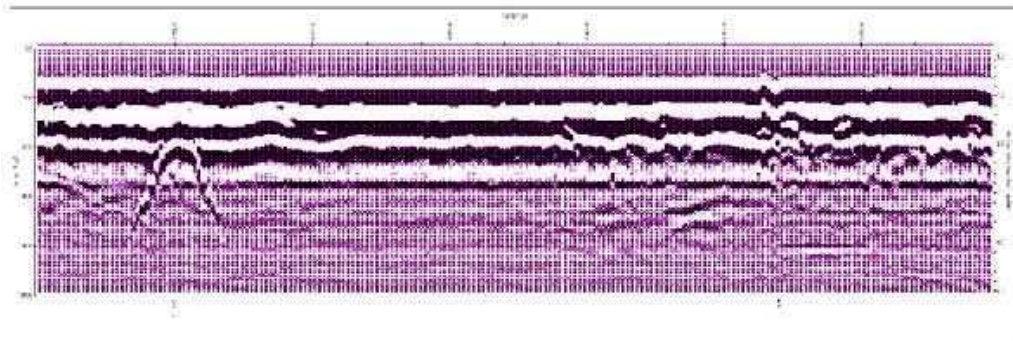


Σχήμα 2. (α) Μαγνητικός χάρτης (αριστερά) και ερμηνεία του (δεξιά). Τα δεδομένα ελήφθησαν σε αρχαιολογικό χώρο στη Β. Αμερική που φιλοξενεί τα ερείπια ενός χωριού (β) Σύγκριση του αρχαίου οικισμού όπως φαίνεται μετά από ανασκαφή (αριστερά) και των μαγνητικών δεδομένων (δεξιά) (Ahler and Kvamme 2000).

Στο σχήμα (2) παρουσιάζεται ο μαγνητικός χάρτης ενός οικισμού σε έναν αρχαιολογικό χώρο στην Βόρεια Αμερική (Huff Village State Historic Site), και τα ερμηνευμένα χαρακτηριστικά του χάρτη αυτού. Στο σχήμα (3) απεικονίζονται τα λείψανα κάποιων σπιτιών του οικισμού όπως φαίνονται μετά από ανασκαφή που έγινε στην περιοχή, μαζί με τις μαγνητικές ανωμαλίες που προκάλεσαν. Είναι εμφανής η ομοιότητα στο μέγεθος, στη διεύθυνση και στην κατανομή των χαρακτηριστικών σε κάθε σπίτι στις δύο αυτές εικόνες (Ahler and Kvamme 2000).

Από τις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη στην αρχαιομετρία είναι αυτή του υπεδάφιου ραντάρ ή GPR (Ground Penetrating Radar), όπως είναι διεθνώς γνωστό. Η χρήση του GPR άρχισε στη δεκαετία του 1970 για στρατιωτικούς σκοπούς, κυρίως για τον εντοπισμό πλαστικών ναρκών. Από τα μέσα της

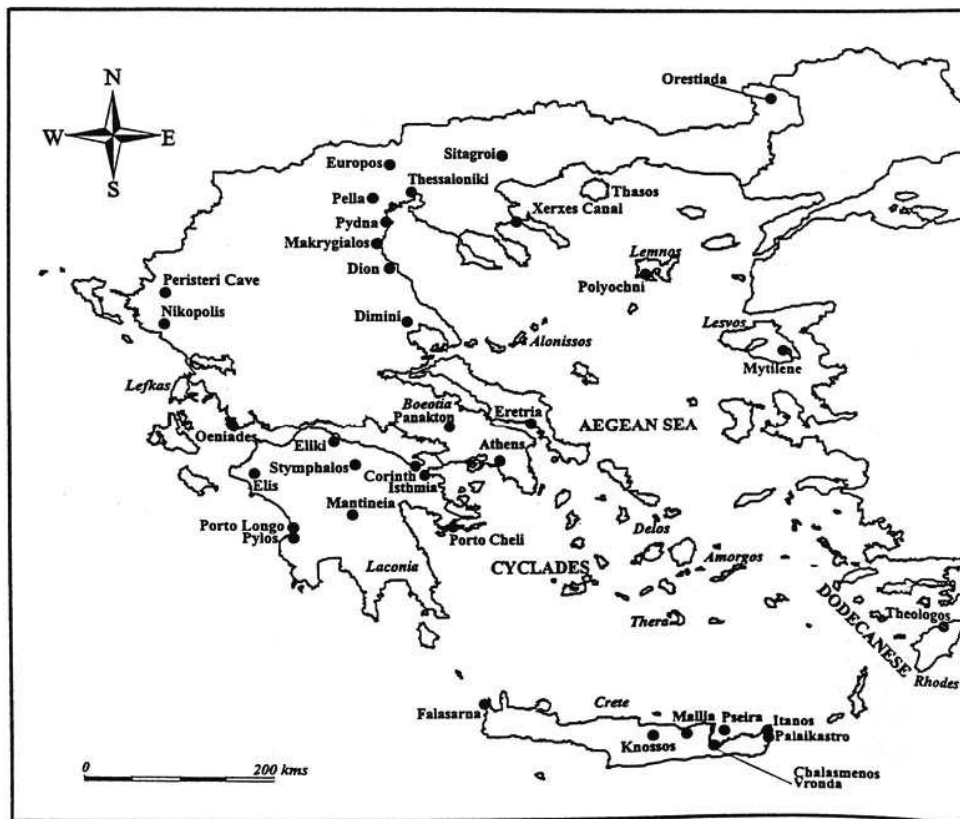
δεκαετίας του 1980 άρχισε να χρησιμοποιείται στις γεωφυσικές έρευνες. Στο σχήμα (8) παρουσιάζεται μια εικόνα δεδομένων του γεωραντάρ, από ένα χωριό Ινδιάνων του δέκατου όγδοου αιώνα, το οποίο βρίσκεται στην Georgia των Η.Π.Α. Η εμφανής ανάκλαση οφείλεται σε τάφο του νεκροταφείου που άνηκε στον οικισμό (Briuer et al. 1996).



Σχήμα 3. Δεδομένα GPR σε οικισμό Ινδιάνων, στη Georgia των Η.Π.Α. (Briuer et al. 1996)

3.3 Εφαρμογές στον Ελλαδικό χώρο

Στον Ελλαδικό χώρο έχει γίνει ευρεία εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων με σκοπό τη βοήθεια στην αρχαιολογική έρευνα. Στο σχήμα (4) απεικονίζεται ο χάρτης της Ελλάδας δείχνοντας τις περισσότερες περιοχές στις οποίες έχουν γίνει γεωφυσικές διασκοπήσεις έχοντας αρχαιολογικό αντικείμενο (Sarris and Jones 2000).



Σχήμα 4. Κυριότεροι αρχαιολογικοί χώροι στον ελλαδικό χώρο όπου έχουν διεξαχθεί γεωφυσικές διασκοπήσεις (Sarris and Jones 2000).

Η εφαρμογή των μεθόδων γεωφυσικής στη διασκόπηση αρχαιολογικών χώρων της Βόρειας Ελλάδας, έχει πραγματοποιηθεί σε μεγάλο ποσοστό από το Εργαστήριο Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. Κάποιοι από τους χώρους όπου έχουν διεξαχθεί έρευνες παρουσιάζονται εδώ. Στον προϊστορικό οικισμό του Μάνδαλου στο νομό Πέλλας και στον ευρύτερο χώρο γύρω από αυτόν, πραγματοποιήθηκε μαγνητική και ηλεκτρική διασκόπηση (Tsokas et al. 1984). Γεωφυσικές διασκοπήσεις έχουν γίνει στον αρχαιολογικό χώρο του Δίου και γύρω από αυτόν, καθώς και στις Αλυκές Κίτρους γύρω από την Τούμπα, στο νομό Πιερίας (Tsokas et al. 1985). Επίσης, στο κάστρο της Μυτιλήνης έγινε το 1963 εκτεταμένη εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων, με σκοπό την ανίχνευση διάφορων δομών (Paramarinopoulos et al. 1985).

Μιας μεγάλης κλίμακας γεωφυσική διασκόπηση έγινε και στον αρχαιολογικό χώρο της αρχαίας πόλης της Ευρωπού στο νομό Κιλκίς, η οποία είναι η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας. Πολλές μέθοδοι εφαρμόστηκαν και διάφορες τεχνικές επεξεργασίας χρησιμοποιήθηκαν (Tsokas et al. 1994). Οι εργασίες και η τελική ερμηνεία στο χώρο αυτό καθώς και σε άλλους αρχαιολογικούς χώρους, αποτελούν για τους αρχαιολόγους έναν οδηγό για μέλλουσες ανασκαφές και εργασίες.

Στην παρούσα διατριβή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής ηλεκτρικών και ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων στον χώρο της Ακρόπολης της Ευρωπού, καθώς και συνδυασμένη ερμηνεία των αποτελεσμάτων αυτών αλλά και των μαγνητικών μετρήσεων που είχαν διεξαχθεί παλαιότερα στην περιοχή.

4. ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

4.1 Εισαγωγή

Με την εφαρμογή των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης επιδιώκεται ο καθορισμός των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της Γης, με μετρήσεις ηλεκτρικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της Γης. Ηλεκτρικό ρεύμα εισάγεται στο έδαφος και η ποσότητα που μετράμε είναι η ηλεκτρική τάση. Η μετρούμενη διαφορά δυναμικού αντικατοπτρίζει την δυσκολία με την οποία το ηλεκτρικό ρεύμα ρέει μέσα στο υπέδαφος, δίνοντας έτσι μια ένδειξη για την ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους. Η ηλεκτρική αντίσταση είναι η ποσότητα που παρουσιάζει περισσότερο ενδιαφέρον και της οποίας επιδιώκεται ο καθορισμός και η μελέτη της κατανομής των τιμών της μέσα στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού της Γης.

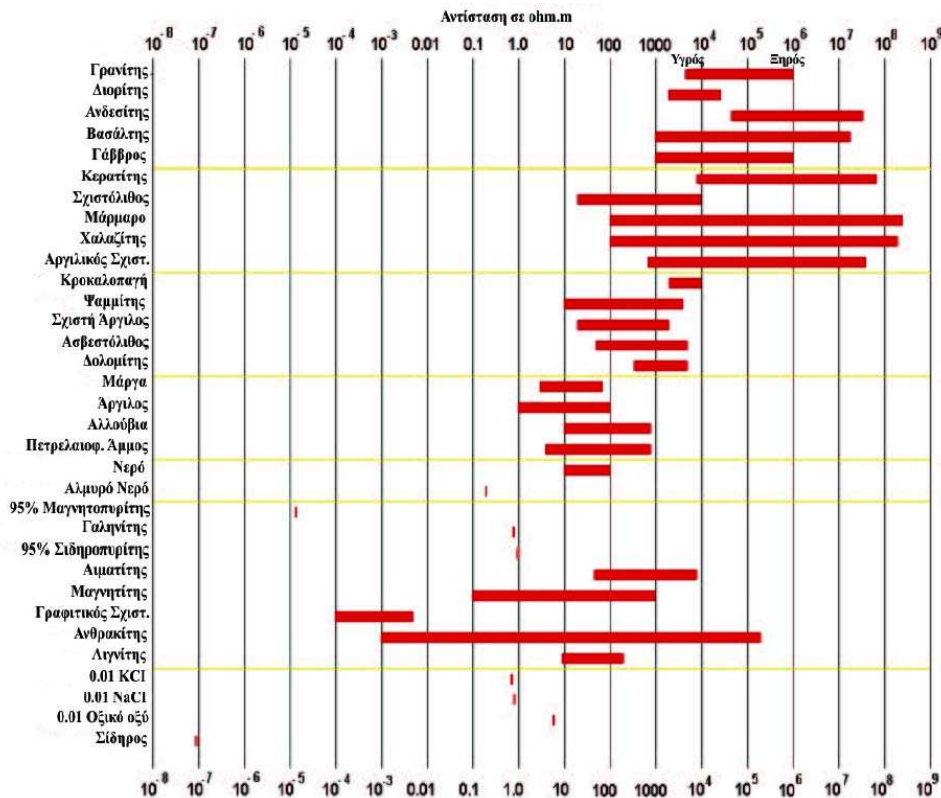
Οι ηλεκτρικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως, στην αναζήτηση μεταλλευμάτων και γεωθερμικών πεδίων, στην Υδρογεωλογία και στην Τεχνική Γεωλογία. Μία από τις σπουδαιότερες ηλεκτρικές μεθόδους γεωφυσικής διασκόπησης, είναι η μέθοδος της ειδικής αντίστασης, της οποίας η χρήση στην αρχαιομετρία θα αναπτυχθεί σε αυτή την εργασία.

4.2 Σχέση Γεωλογίας και Αντίστασης

Εφόσον τελικός σκοπός είναι να αποκτηθεί η γεωλογική εικόνα της υπό έρευνα περιοχής από την κατανομή της αντίστασης, είναι απαραίτητο να παρουσιαστούν κάποιες χαρακτηριστικές τιμές της αντίστασης για τα διάφορα είδη πετρωμάτων. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών του υπεδάφους κατά κύριο λόγο εξαρτάται από την ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα. Το ρεύμα διαδίδεται μέσω των ιόντων που είναι διαλυμένα στο νερό το οποίο βρίσκεται στους πόρους και τις ρωγμές των

γεωλογικών σχηματισμών. Η αντίσταση του εδάφους εξαρτάται και από πολλές παραμέτρους όπως είναι η ορυκτολογική σύσταση, το πορώδες, η θερμοκρασία καθώς και η γεωλογική ηλικία του πετρώματος.

Το σχήμα (5), δίνει τις τιμές της αντίστασης διάφορων πετρωμάτων και χημικών στοιχείων (Keller and Frischknecht 1966, Daniels and Alberty 1966, Telford et al. 1990).



Σχήμα 5. Αντίσταση διάφορων πετρωμάτων και ορυκτών (Keller and Frischknecht 1966).

Τα μεταμορφωμένα και τα πυριγενή πετρώματα έχουν υψηλές τιμές αντίστασης. Η αντίσταση αυτών των πετρωμάτων εξαρτάται από το βαθμό ρωγμάτωσής τους και από το ποσοστό του νερού που περιέχουν στους πόρους τους. Τα ιζηματογενή πετρώματα, τα οποία είναι συνήθως περισσότερο πορώδη και περιέχουν υψηλότερο ποσοστό νερού, έχουν χαμηλότερες αντιστάσεις. Η αντίσταση του νερού ποικίλει από 10 έως 100 Ohm.m, πράγμα που εξαρτάται από την περιεκτικότητά του σε διαλυμένα άλατα. Η εξίσωση η οποία περιγράφει τη σχέση μεταξύ της ειδικής αντίστασης, ρ ενός πετρώματος και του πορώδους, ϕ αυτού, είναι

$$\rho = \alpha \rho_w \phi^{-m} \quad (4.1)$$

όπου, ρ_w είναι η ειδική αντίσταση του νερού που περιέχεται στους πόρους του πετρώματος, ϕ είναι ο λόγος του όγκου των πόρων προς τον ολικό όγκο του πετρώματος (πορώδες) και α και m σταθερές (Keller and Frischknecht 1966). Για τα περισσότερα πετρώματα τα α και m είναι περίπου 1 και 2 αντίστοιχα. Η σχέση (4.1) είναι γνωστή ως νόμος του Archie και δείχνει ότι η ειδική αντίσταση αυξάνει όταν ελαττώνεται το πορώδες του πετρώματος.

Λόγω του ότι οι τιμές της ειδικής αντίστασης εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες που μεταβάλλονται εύκολα, οι διακυμάνσεις των τιμών της έχουν μεγάλο εύρος ακόμη και για τους ίδιους γεωλογικούς σχηματισμούς. Είναι όμως πιθανό δύο διαφορετικοί γεωλογικοί σχηματισμοί να έχουν παρόμοιες τιμές ειδικής αντίστασης. Επομένως ασφαλής είναι η σχετική σύγκριση των ειδικών αντιστάσεων στην ίδια περιοχή. Για τους παραπάνω λόγους, είναι απαραίτητο, η ερμηνεία των μετρήσεων να γίνεται με προσοχή και για τη λήψη ασφαλών συμπερασμάτων για τη λιθολογία, θα πρέπει να συνυπολογίζονται όλες οι υπάρχουσες πληροφορίες για την κάθε περιοχή (γεωλογικοί χάρτες, γεωτρήσεις κ.α.)

4.3 Ροή ηλεκτρικού ρεύματος

Ο νόμος του Ohm είναι ο βασικός νόμος που χρησιμοποιείται για τη ροή του ρεύματος στο έδαφος. Αυτός εκφράζεται από τη σχέση

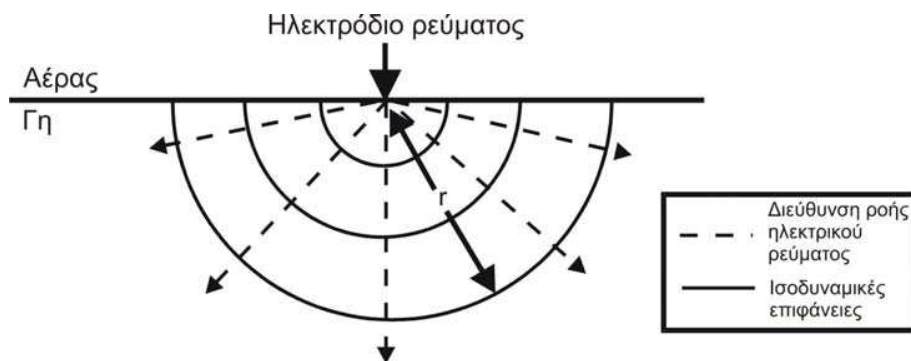
$$J = \sigma E \quad (4.2)$$

όπου, J είναι η πυκνότητα του ρεύματος, σ η αγωγιμότητα και E η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου. Συνήθως χρησιμοποιείται η ποσότητα της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης η οποία είναι ισοδύναμη με το αντίστροφο της αγωγιμότητας.

Στην απλή περίπτωση, όπου το έδαφος είναι ομογενές και ισότροπο, το ρεύμα που εισέρχεται σε αυτό μέσω μιας σημειακής πηγής (ηλεκτροδίου), ρέει ακτινικά διερχόμενο από ένα ημισφαίριο εμβαδού $S = 2\pi r^2$, όπου, r η απόσταση της περιφέρειας του ημισφαιρίου από το σημείο εισαγωγής του ρεύματος. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες

έχουν σχήμα ημισφαιρίου και οι γραμμές του ρεύματος είναι κάθετες στις ισοδυναμικές επιφάνειες (σχήμα 6). Σε αυτή την περίπτωση το δυναμικό δίνεται από τη σχέση

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (4.3)$$

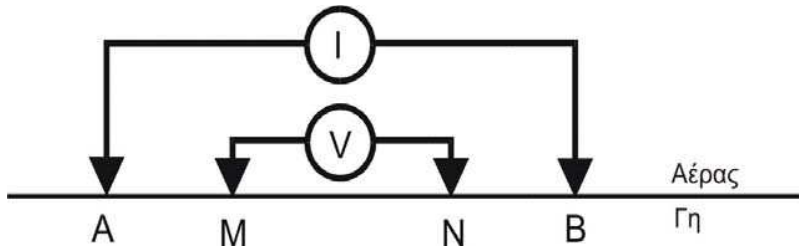


Σχήμα 6. Οι ισοδυναμικές επιφάνειες και η διεύθυνση του ηλεκτρικού ρεύματος για μια σημειακή πηγή

4.4 Φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση

Στην πράξη χρειάζονται τέσσερα ηλεκτρόδια για να γίνει μέτρηση της ειδικής αντίστασης ενός ημιχώρου. Τα δύο από αυτά χρησιμεύουν στην εισαγωγή και κυκλοφορία του ρεύματος και τα ονομάζουμε A και B, ενώ με τη βοήθεια των δύο άλλων μετράμε τη διαφορά δυναμικού στα αντίστοιχα σημεία και τα ονομάζουμε M και N. Έστω r_1 απόσταση του M από το θετικό ηλεκτρόδιο A, r_2 από το αρνητικό B και r_3 και r_4 οι αντίστοιχες αποστάσεις του N από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος (σχήμα 7). Επομένως από την σχέση (4.3), η διαφορά δυναμικού μεταξύ των A και B για έναν ομογενή ημιχώρο και για μια διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων, είναι

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad (4.4)$$



Σχήμα 7. Διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων.

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

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (4.5)$$

όπου, k είναι ο παράγοντας μέσα στην αγκύλη της σχέσης (3.6), ο οποίος λέγεται γεωμετρικός παράγοντας και εξαρτάται από την διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων. Στην περίπτωση ομογενούς και ισότροπου εδάφους και για οποιαδήποτε διάταξη ηλεκτροδίων, όταν ο γεωμετρικός παράγοντας πολλαπλασιάζεται με την μετρούμενη αντίσταση, το αποτέλεσμα είναι η πραγματική αντίσταση του εδάφους.

Στην περίπτωση μη ομογενούς και ισότροπου χώρου, η σχέση (4.5), ορίζει μία παράμετρο που ονομάζεται φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση του ημιχώρου, ρ_a . Η παράμετρος αυτή εισάγεται για να ληφθεί υπόψη η γεωμετρία της μέτρησης, οι θέσεις δηλαδή των ηλεκτροδίων. Η φαινόμενη ηλεκτρική αντίσταση δεν είναι η πραγματική αντίσταση του υπεδάφους, αλλά μια φαινόμενη τιμή η οποία είναι η αντίσταση που θα είχε το έδαφος εάν ήταν γεωηλεκτρικά ομογενές. Όπως προαναφέρθηκε, η τιμή αυτή ταυτίζεται με την πραγματική αντίσταση όταν πρόκειται για ομογενή γη.

Στην πράξη η φαινόμενη αντίσταση ρ_a , αποτελεί ένα είδος μέσου όρου των ηλεκτρικών αντιστάσεων του ανομοιογενούς υπεδάφους. Άρα δεν δίνει ακριβώς την πραγματική αλλά μια “παραμορφωμένη” εικόνα της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Για αυτόν τον λόγο η απευθείας χρήση των μετρήσεων φαινόμενης αντίστασης για την εξαγωγή συμπερασμάτων είναι παρακινδυνευμένη. Η πραγματική αντίσταση μπορεί να βρεθεί μόνο μετά από κατάλληλη επεξεργασία. Ο καθορισμός της πραγματικής αντίστασης από τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης είναι η λύση του αντίστροφου προβλήματος, για το οποίο θα γίνει λόγος παρακάτω.

4.5 Διατάξεις ηλεκτροδίων

Υπάρχουν πολλοί τρόποι με τους οποίους τοποθετούνται τα ηλεκτρόδια του ρεύματος και του δυναμικού κατά την χρήση της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Σε αυτό το σημείο θα περιγραφούν οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενες διατάξεις.

Διάταξη Πόλου-πόλου.

Η απλούστερη διάταξη είναι αυτή όπου ένα από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος, B, και ένα από τα ηλεκτρόδια του δυναμικού, N, είναι τοποθετημένα σε πολύ μεγάλη απόσταση από τα άλλα δύο (A, M), έτσι ώστε να μπορέσει να θεωρηθεί ότι βρίσκονται στο άπειρο (σχήμα 8Aε). Επομένως από τη σχέση (4.4), η φαινόμενη ειδική αντίσταση θα είναι

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.6)$$

Εάν τα δύο απομακρυσμένα ηλεκτρόδια τα τοποθετήσουμε κοντά μεταξύ τους, τότε προκύπτει η διάταξη διδύμου ηλεκτροδίου (twin probe) (σχήμα 8Aστ), και η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι

$$\rho_a = 2\pi \frac{ab}{a+b} \frac{\Delta V}{I} , \quad (4.7)$$

όπου, a και b είναι οι αποστάσεις μεταξύ των A, M και B, N ηλεκτροδίων αντίστοιχα. Στην περίπτωση όπου $AM = BN = a$, η σχέση (4.7) γίνεται

$$\rho_a = \pi a \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.8)$$

Διάταξη Πόλου-διπόλου. Τα ηλεκτρόδια του δυναμικού M και N, βρίσκονται ανάμεσα στα ηλεκτρόδια του ρεύματος, A, B, ένα από τα οποία τοποθετείται στο άπειρο (σχήμα 8Aδ). Η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση

$$\rho_a = 2\pi \frac{ab}{b-a} \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.9)$$

Όταν η απόσταση b είναι πολλαπλάσια της απόστασης a ($b = na$), τότε η σχέση (4.9) γίνεται

$$\rho_a = 2\pi n (n+1) a \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.10)$$

Διάταξη Wenner. Σε αυτή τη διάταξη τα ηλεκτρόδια του δυναμικού M και N , τοποθετούνται ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια του ρεύματος A, B (σχήμα 8Αα). Οι αποστάσεις των τεσσάρων ηλεκτροδίων είναι ίσες (a), επομένως από τη σχέση (4.4) προκύπτει ότι

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.11)$$

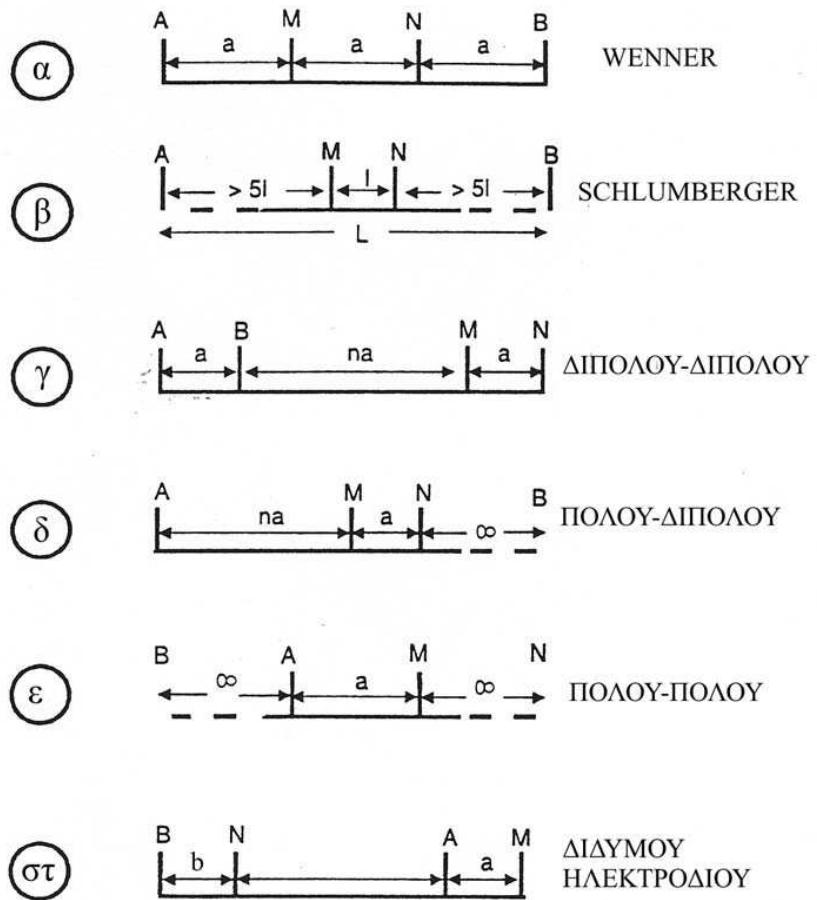
Διάταξη Schlumberger. Τα M και N ηλεκτρόδια βρίσκονται πάλι ανάμεσα στα A, B με τη διαφορά ότι τοποθετούνται συμμετρικά ως προς ένα κέντρο O . Η απόσταση μεταξύ των A, B είναι L και η απόσταση μεταξύ των M, N είναι l . Ισχύει ότι $L \gg l$ (σχήμα 8Αβ). Σε αυτή την περίπτωση η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι

$$\rho_a = \frac{\pi L^2}{2l} \frac{\Delta V}{I} . \quad (4.12)$$

Διάταξη Διπόλου-διπόλου. Στη διάταξη αυτή, το δίπολο του ρεύματος (ηλεκτρόδια A, B) βρίσκεται σε απόσταση na από το δίπολο του δυναμικού (ηλεκτρόδια M, N), ενώ η

απόσταση των A, B και M, N είναι ίση με a , όπως φαίνεται στο σχήμα (8Αγ). Η φαινόμενη ειδική αντίσταση είναι

$$\rho_a = -\pi n a (n+1)(n+2) \frac{\Delta V}{I} \quad (4.13)$$

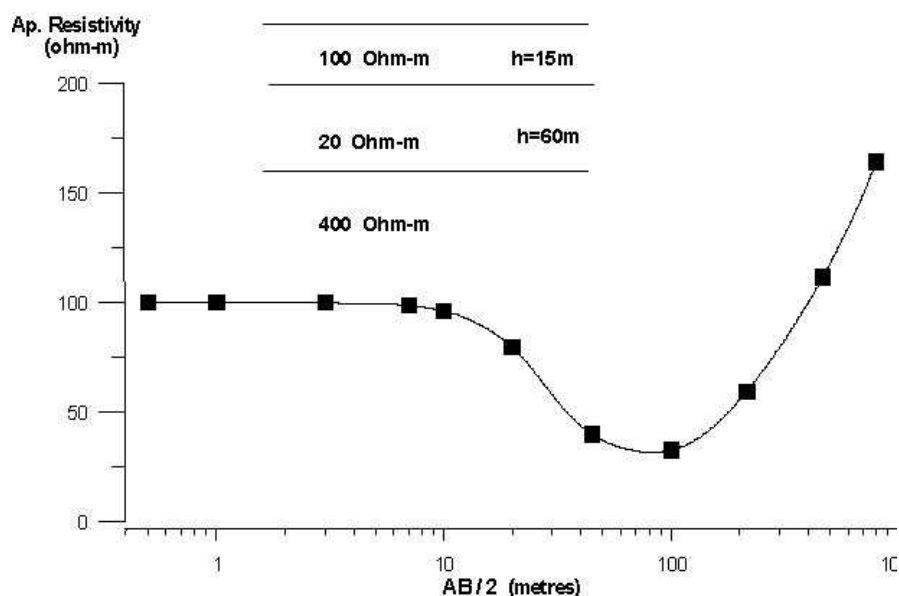


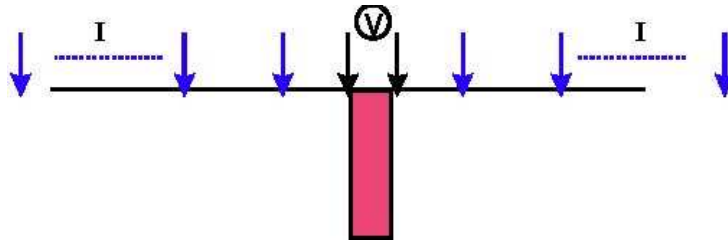
Σχήμα 8Α. Διάφορες διατάξεις: (α) Wenner (β) Schlumberger (γ) διπόλου-διπόλου (δ) πόλου-διπόλου (ε) πόλου-πόλου (στ) διδύμου ηλεκτροδίου.

4.6 Μέθοδοι έρευνας

Βυθοσκόπηση (Sounding).

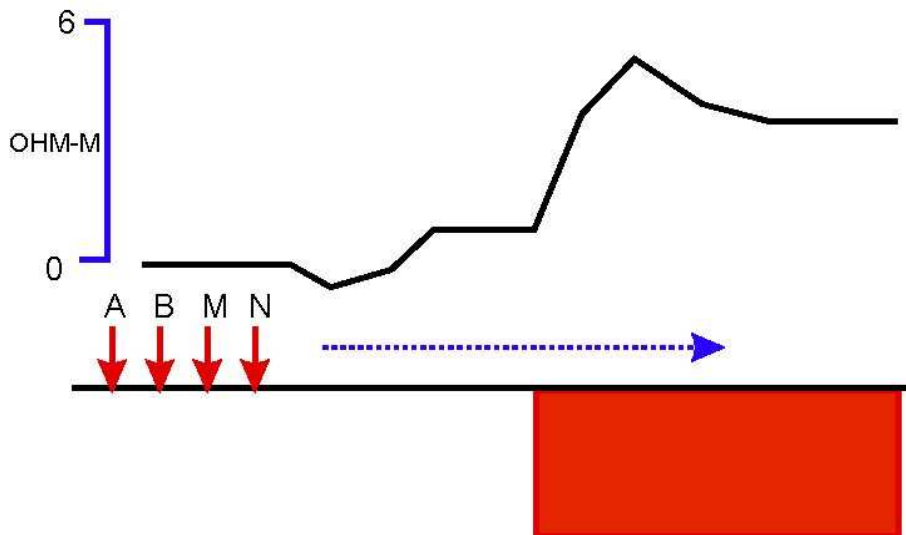
Σκοπός αυτής της μεθόδου είναι να καθοριστεί η ειδική ηλεκτρική αντίσταση σε συνάρτηση με το βάθος. Το κέντρο της διάταξης παραμένει σταθερό και με την συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων ρεύματος, αυξάνεται και το βάθος διείσδυσης του ρεύματος και διαρρέονται βαθύτεροι σχηματισμοί. Στην περίπτωση των βυθοσκοπήσεων χρησιμοποιείται σχεδόν αποκλειστικά η διάταξη Schlumberger. Έτσι, μετράται η κατακόρυφη κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων. Η ερμηνεία των βυθοσκοπήσεων γίνεται θεωρώντας ύπαρξη οριζόντιων στρωμάτων για αυτό και εφαρμόζεται κυρίως σε ιζηματογενείς λεκάνες (μονοδιάστατη γεωηλεκτρική δομή) (σχήμα 8B). Κλασικό παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου αυτής αποτελεί η έρευνα για τον εντοπισμό υδροφόρων σχηματισμών.





Σχήμα 8B. Δεδομένα βυθοσκόπησης με διάταξη Schlumberger για ένα μοντέλο τριών στρωμάτων.

Όδευση (Profiling). Χρησιμοποιείται για να εντοπίζει πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αντίθετα με τη βυθοσκόπηση, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται μια σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων ως συνόλου με σταθερό βήμα. Έτσι, χαρτογραφούνται οι μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σταθερό βάθος κατά μήκος μιας όδευσης και εντοπίζονται δομές που παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση με το περιβάλλον τους. Στη γεωλογία χρησιμοποιείται στον εντοπισμό ρηγμάτων, φακών άμμου ή χαλκιών, επαφών, κενών κ.α. (σχήμα 9), ενώ η χρήση της είναι ιδιαίτερα εκτεταμένη στην αρχαιομετρία.

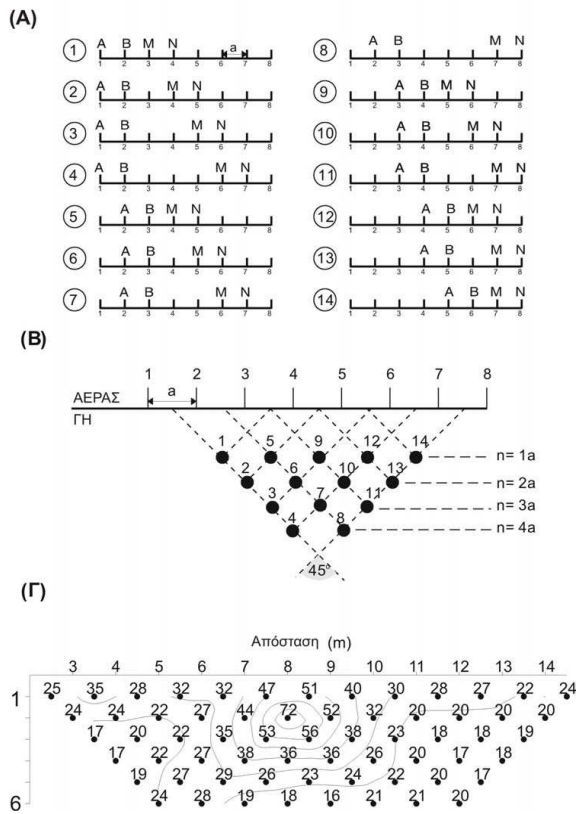


Σχήμα 9. Οριζοντιογραφία στον εντοπισμό ρήγματος.

Δισδιάστατη διασκόπηση (Συνδυασμός sounding και profiling). Με την ηλεκτρική τομογραφία, (συνδυασμός όδευσης και βυθοσκόπησης), είναι δυνατό να πάρουμε πληροφορίες τόσο για την πλευρική όσο και για την σε βάθος μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αυτό γίνεται για παράδειγμα, με διαδοχικές οδεύσεις πάνω από την περιοχή μελέτης, με συνεχή αύξηση της απόστασης των ηλεκτροδίων. Με τον τρόπο αυτό παίρνουμε μια δισδιάστατη εικόνα της ερευνηθείσας περιοχής. Σε σύγκριση με τις υπόλοιπες τεχνικές, η ηλεκτρική τομογραφία απαιτεί έναν μεγάλο αριθμό μετρήσεων, επομένως αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και η ανάλυση της ηλεκτρικής μεθόδου. Παράδειγμα εφαρμογής της δισδιάστατης διασκόπησης με τη μέθοδο διπόλου-διπόλου, φαίνεται στο σχήμα (10) (Tsourlos 1995).

4.7 Επιλογή διάταξης

Ένα σημαντικό πρόβλημα πριν την διεξαγωγή μιας γεωφυσικής έρευνας, είναι η επιλογή της διάταξης των ηλεκτροδίων η οποία θα χρησιμοποιηθεί. Παραπάνω περιγράφηκαν οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενες διατάξεις. Τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά μιας διάταξης είναι η ευαισθησία της διάταξης σε σχέση με τις κατά βάθος και οριζόντιες αλλαγές της αντίστασης του υπεδάφους (ανάλυση σε κατακόρυφες και πλευρικές μεταβολές αντίστοιχα), και ο λόγος σήματος προς θόρυβο, δηλαδή το μέγιστο βάθος μέχρι το οποίο μπορεί να ανιχνευθεί μια ανωμαλία.



Σχήμα 10. Δισδιάστατη διασκόπηση με τη μέθοδο διπόλου-διπόλου (α) Τρόπος διάταξης ηλεκτροδίων κατά τη συλλογή των δεδομένων με 8 ηλεκτρόδια και μέγιστο $n=4$ (β) Τρόπος τοποθέτηση των μετρήσεων κατά την απεικόνιση με τη μέθοδο της ψευδοτομής (γ) Ψευδοτομή δεδομένων από τον αχαιολογικό χώρο της Ευρωπού (Tsuriflos 1995)

ΤΥΠΟΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ	ΛΟΓΟΣ S/N	ΠΛΕΥΡΙΚΕΣ ΑΛΛΑΓΕΣ	ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΕΣ ΜΕΤΑΒΟΛΕΣ
Wenner	1	5	1
Schlumberger	2	4	1
Διπόλου-διπόλου	5	2	2
Πόλου-διπόλου	4	3	2

1:καλύτερη 5:χειρότερη

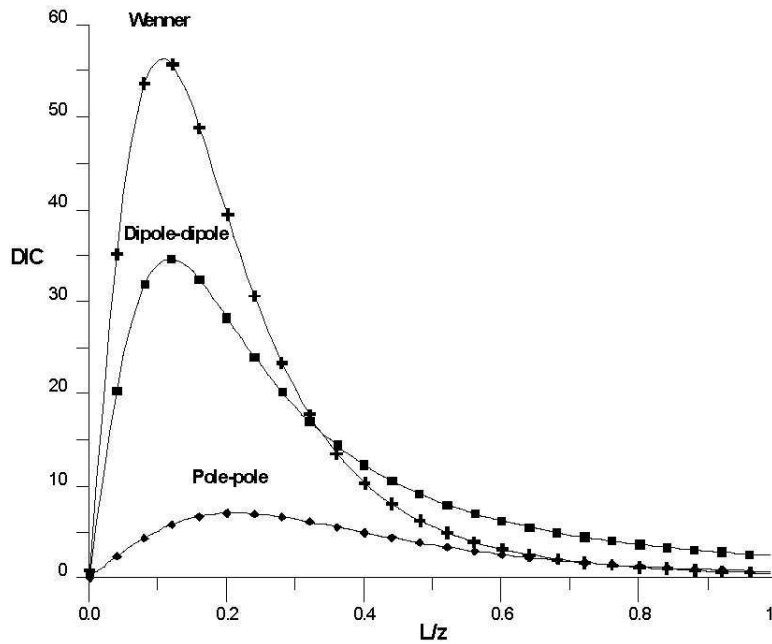
Πίνακας 4.1. Αξιολόγηση διατάξεων (Ward 1989).

Ο Ward (1989) αξιολόγησε τις διάφορες διατάξεις και τα πιο σημαντικά αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα (4.1). Από τον πίνακα αυτό φαίνεται πως η διάταξη διπόλου-διπόλου, η οποία χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη των γεωηλεκτρικών δεδομένων στην παρούσα εργασία, έχει μια ικανοποιητική ανάλυση στις κατακόρυφες και πλευρικές μεταβολές της αντίστασης. Ο λόγος σήματος προς θόρυβο φαίνεται πως έχει την μικρότερη τιμή για τη διάταξη αυτή, με την κατάλληλη επιλογή όμως των παραμέτρων διασκόπησης, η διάταξη αυτή δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα.

4.8 Βάθος διείσδυσης

Η δυσκολία στο να καθοριστεί το βάθος διείσδυσης οφείλεται στο ότι οι θεωρητικοί υπολογισμοί που έχουν γίνει υποθέτουν ομογενή γη, πράγμα το οποίο δεν ισχύει στην πραγματικότητα, και στο ότι οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που μετρώνται στην επιφάνεια, δεν οφείλονται αποκλειστικά σε κάποιο συγκεκριμένο βάθος.

Οι Roy και Apparao (1971), έδειξαν πως η κατανομή του ηλεκτρικού ρεύματος μόνο, δεν είναι ενδεικτική για την εύρεση του βάθους διείσδυσης κατά τη χρήση μιας συγκεκριμένης διάταξης ηλεκτροδίων. Αυτό αποδεικνύεται ως εξής: αν σε ένα σύστημα ηλεκτροδίων τοποθετηθούν τα ηλεκτρόδια δυναμικού στις θέσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος και αντίθετα, παρατηρείται ότι τα βάθη διείσδυσης είναι ίδια ενώ η κατανομή του ηλεκτρικού ρεύματος είναι τελείως διαφορετική (Helmholtz's reciprocity theorem). Αντιστρόφως, δύο συστήματα ηλεκτροδίων είναι δυνατόν να έχουν παρόμοια κατανομή των γραμμών του ρεύματος αλλά τελείως διαφορετικά βάθη διείσδυσης. Ενώ δηλαδή η διείσδυση και η κατανομή του ρεύματος έχει άμεση σχέση μόνο με τη θέση των ηλεκτροδίων του ρεύματος, το βάθος διείσδυσης χρησιμοποιώντας κάποια διάταξη ηλεκτροδίων, εξαρτάται και από τα ηλεκτρόδια του δυναμικού.



Σχήμα 11. DIC καμπύλες για τις διατάξεις Wenner, διπόλου-διπόλου και πόλου-πόλου.

ΤΥΠΟΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ	ΒΑΘΟΣ
Wenner	0.11 L
Schlumberger	0.125 L
Διπόλου-διπόλου	0.195 L
Πόλου-πόλου	0.35 L

L: συνολικό μήκος διάταξης

Πίνακας 4.2. Βάθος διείσδυσης διάφορων διατάξεων (Roy and Apparao 1971, Roy 1971).

Για αυτό το λόγο οι παραπάνω ερευνητές, λαμβάνοντας υπ όψιν τη συνεισφορά κάθε απειροστού όγκου στο συνολικό σήμα, δηλαδή στη συνολική διαφορά δυναμικού που μετράται στην επιφάνεια του εδάφους, υπολόγισαν, για τις διάφορες διατάξεις, καμπύλες οι οποίες απεικονίζουν την απόκριση ενός λεπτού οριζόντιου στρώματος με μεταβαλλόμενο βάθος. Η καμπύλη (DIC - Depth of Investigation Characteristic), για διάφορα βάθη, για μια γενικευμένη διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων και για ένα μοντέλο ομογενούς γης, έχει την παρακάτω μορφή (Roy and Apparao 1971)

$$DIC = \int_{x=y=-\infty}^{x=y=+\infty} 2z\rho I \left[\frac{1}{(\alpha^2 + 4z^2)^{3/2}} - \frac{1}{\{(b+c)^2 + 4z^2\}^{3/2}} - \frac{1}{\{(\alpha+b)^2 + 4z^2\}^{3/2}} + \frac{1}{(c^2 + 4z^2)^{3/2}} \right] dz \quad (4.14)$$

όπου, xy είναι το επίπεδο της επιφάνειας του εδάφους, ο άξονας του βάθους, η θέση του θετικού ηλεκτροδίου ρεύματος, και $z(0,0,0)$ $(a,0,0)$ $(a+b,0,0)$ οι θέσεις των ηλεκτροδίων του δυναμικού και $(a+b+c,0,0)$ η θέση του αρνητικού ηλεκτροδίου του ρεύματος. Οι καμπύλες DIC για τις διατάξεις Wenner, διπόλου-διπόλου και πόλου-πόλου, φαίνονται στο σχήμα (16) και το βάθος διείσδυσης z , σε συνάρτηση με την απόσταση L των δύο εξωτερικών ενεργών ηλεκτροδίων της διάταξης, (εκτός των ηλεκτροδίων που βρίσκονται σε 'άπειρη' απόσταση, εάν υπάρχουν), στον πίνακα (4.2) (Roy and Apparao 1971, Roy 1971). Σύμφωνα με τους ερευνητές, το βάθος στο οποίο η καμπύλη DIC γίνεται μέγιστη, είναι το βάθος το οποίο συνεισφέρει περισσότερο στο σήμα που λαμβάνεται στην επιφάνεια, δηλαδή το βάθος διείσδυσης.

Τα βάθη που υπολόγισαν οι Roy και Apparao (1971), συγκρινόμενα με εμπειρικές τιμές (Zhody 1989) αποδείχτηκε πως είναι υποτιμημένα. Ο Edwards (1977) πρότεινε ότι το μέγιστο βάθος διείσδυσης μιας διάταξης, δεν είναι αυτό στο οποίο η καμπύλη DIC γίνεται μέγιστη (σχήμα 11), αλλά το βάθος στο οποίο η περιοχή που βρίσκεται κάτω από την καμπύλη DIC, χωρίζεται σε δύο μέρη ίσου εμβαδού, γεγονός το οποίο υποστηρίχθηκε και από τον Barker (1989).

Το βάθος, το οποίο ονομάστηκε μέσο βάθος διείσδυσης και που προτάθηκε από τον Edwards (1977) είναι η λύση της παρακάτω εξίσωσης Z_{med}

$$\int_{z=0}^{Z_{med}} NDIC = 1/2, \quad (4.15)$$

όπου, είναι η κανονικοποιημένη καμπύλη που έγινε με βάση τους γεωμετρικούς παράγοντες, από τους Roy και Apparao. Στον πίνακα (4.3) φαίνονται οι τιμές του βάθους διείσδυσης για τις διάφορες διατάξεις σε συνάρτηση με το συνολικό μήκος της διάταξης L , όπως υπολογίστηκαν από τον Edwards (1977).

Συγκριτικά με τις τιμές που υπολόγισαν οι Roy και Apparao (πίνακας 4.2), οι τιμές του πίνακα (4.3) βρίσκονται σε καλύτερη συμφωνία με διάφορους εμπειρικούς υπολογισμούς και αποτελέσματα (Zhody 1989).

ΤΥΠΟΣ ΔΙΑΤΑΞΗΣ	ΒΑΘΟΣ
Wenner	0.17 L
Schlumberger	0.195 L
Διπόλου-διπόλου	0.25 L
Διδύμου ηλεκτροδίου	0.77 L
Πόλου-διπόλου	0.52 L

L: συνολικό μήκος διάταξης

Πίνακας 4.3. Βάθος διείσδυσης διάφορων διατάξεων (Edwards 1977).

Στον πίνακα (4.4), (Edwards 1977), παρουσιάζονται οι τιμές του μέσου βάθους διείσδυσης z_{med} διάφορων διατάξεων, για διάφορες τιμές του η και σε συνάρτηση με την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων a και το συνολικό μήκος της διάταξης L . Ουσιαστικά αν και το βάθος διείσδυσης έχει να κάνει με την στρωματογραφία του εδάφους, για παράδειγμα ένα χαμηλής αντίστασης στρώμα μειώνει το βάθος διείσδυσης, οι υπολογισμοί που έχουν γίνει θεωρούν ένα μοντέλο ομογενούς ημιχώρου μιας και η δομή της γης στις περισσότερες περιπτώσεις είναι άγνωστη. Τα βάθη αυτά έχει αποδειχτεί από διάφορες εφαρμογές πως δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα και στην πραγματικότητα.

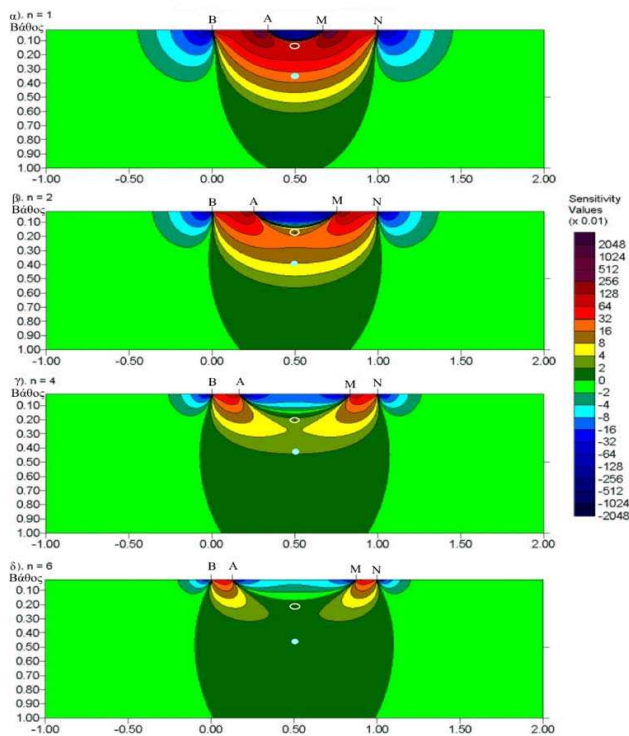
4.9 Πίνακας ευαισθησίας

Ουσιαστικά, η καμπύλη δείχνει το βαθμό στον οποίο επηρεάζεται η κάθε μέτρηση από τη μεταβολή της αντίστασης με το βάθος. Για την μελέτη όμως της καταλληλότητας των διάφορων διατάξεων κατά την εφαρμογή τους σε διασκοπήσεις δύο διαστάσεων, θα πρέπει να ληφθεί υπ' όψιν και η ευαισθησία της διάταξης κατά τον

οριζόντιο άξονα. Έτσι, για ένα συγκεκριμένο σημείο με συντεταγμένες (x,z) , προστίθεται η συνεισφορά στο συνολικό σήμα από όλα τα σημεία για τιμές του y από το $-\infty$ έως το $+\infty$. Ο πίνακας που περιέχει αυτές τις πληροφορίες, ονομάζεται πίνακας ευαισθησίας ή Ιακωβιανός πίνακας, και θα περιγραφεί παρακάτω στη θεωρία του αντιστρόφου προβλήματος.

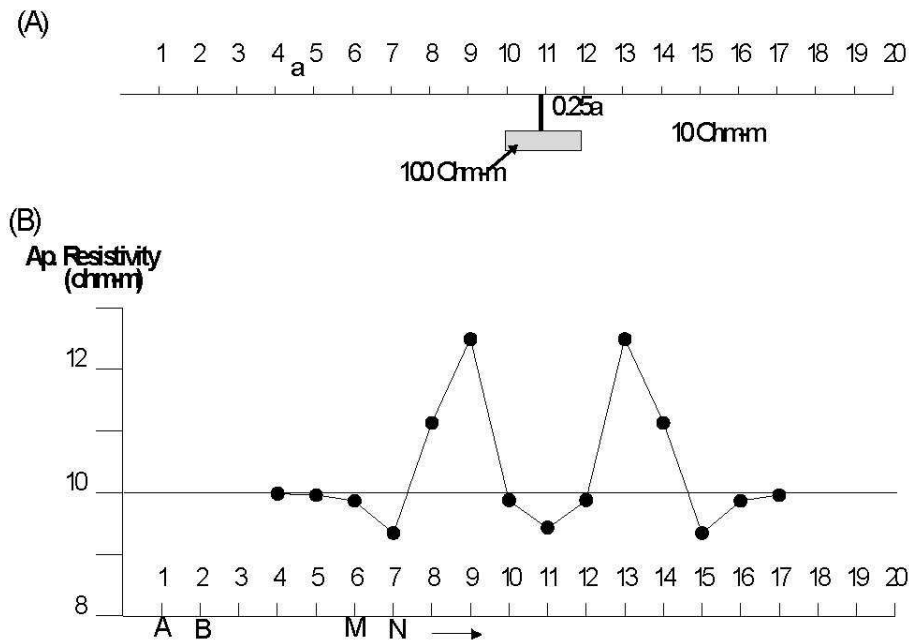
Στο σχήμα (12) απεικονίζονται οι δύο διαστάσεων τομές ‘ευαισθησίας’, δηλαδή η μεταβολή του Ιακωβιανού πίνακα, για την διάταξη διπόλου-διπόλου και για τιμές του n από 1 έως 6 (Loke 1996). Φαίνεται πως οι μεγαλύτερες θετικές τιμές βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων A-B και M-N, πράγμα που σημαίνει πως η διάταξη είναι πιο ευαίσθητη στις αλλαγές της αντίστασης τμημάτων που βρίσκονται σε αυτές τις περιοχές, επομένως αυτές οι περιοχές δίνουν τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα.

Όσο η τιμή του n αυξάνει οι υψηλές τιμές συγκεντρώνονται περισσότερο κάτω από τα δίπολα A-B και M-N, ενώ οι τιμές κάτω από το κέντρο της διάταξης, μεταξύ των ηλεκτροδίων A-M, μειώνονται. Στο ίδιο σχήμα απεικονίζεται με σταυρό, μέσα στο κίτρινο κύκλο, και το σημείο το οποίο προκύπτει από την καμπύλη (Edwards 1977). Φαίνεται πως το σημείο αυτό βρίσκεται σε περιοχές με χαμηλές τιμές της συνάρτησης ευαισθησίας για τιμές του n μεγαλύτερες του 4 (Loke 1996).



Σχήμα 12. Δύο διαστάσεων τομές ευαισθησίας για την διάταξη διπόλου-διπόλου (α) $n=1$, (β) $n=2$, (γ) $n=4$, (δ) $n=6$ (Loke 1996).

Η κατανομή των τιμών του Ιακωβιανού πίνακα δίνει εξήγηση στη μορφή της ανωμαλίας που προκύπτει χρησιμοποιώντας διαφορετικές διατάξεις. Στο σχήμα (13β) απεικονίζεται η γραφική παράσταση των τιμών της φαινόμενης αντίστασης στην περίπτωση όδευσης με τη διάταξη διπόλου-διπόλου. Την ανωμαλία αυτή προκαλεί ένα σώμα υψηλής αντίστασης που βρίσκεται σε βάθος $0,25a$, όπου a είναι η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων. Η μορφή της γραφικής παράστασης αυτής, μπορεί να εξηγηθεί αν συγκριθεί με τις τομές ευαισθησίας της διάταξης (σχήμα 12). Φαίνεται πως η διάταξη διπόλου-διπόλου προκαλεί μια μείωση της αντίστασης όταν τα ηλεκτρόδια βρίσκονται πάνω από το σώμα και δύο μεγάλες αυξήσεις της αντίστασης όταν βρίσκονται πλευρικά από αυτό. Οι μεγάλες τιμές οφείλονται στις υψηλές τιμές της 'ευαισθησίας' κάτω από τα ηλεκτρόδια δυναμικού και ρεύματος.



Σχήμα 13. Γραφική παράσταση φαινόμενων αντιστάσεων για τη διάταξη διπόλου-διπόλου πάνω από σώμα υψηλής αντίστασης.

4.10 Μέθοδος ψευδοτομής

Για την αρχική ερμηνεία των μετρήσεων, σε μια ή δύο διαστάσεων απεικόνιση των δεδομένων, χρησιμοποιείται η μέθοδος της ψευδοτομής. Με τη μέθοδο αυτή, κάθε μέτρηση της φαινόμενης αντίστασης τοποθετείται κατά την οριζόντια διεύθυνση στο κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση προβάλλεται σε βάθος που σχετίζεται με την απόσταση των ηλεκτροδίων.

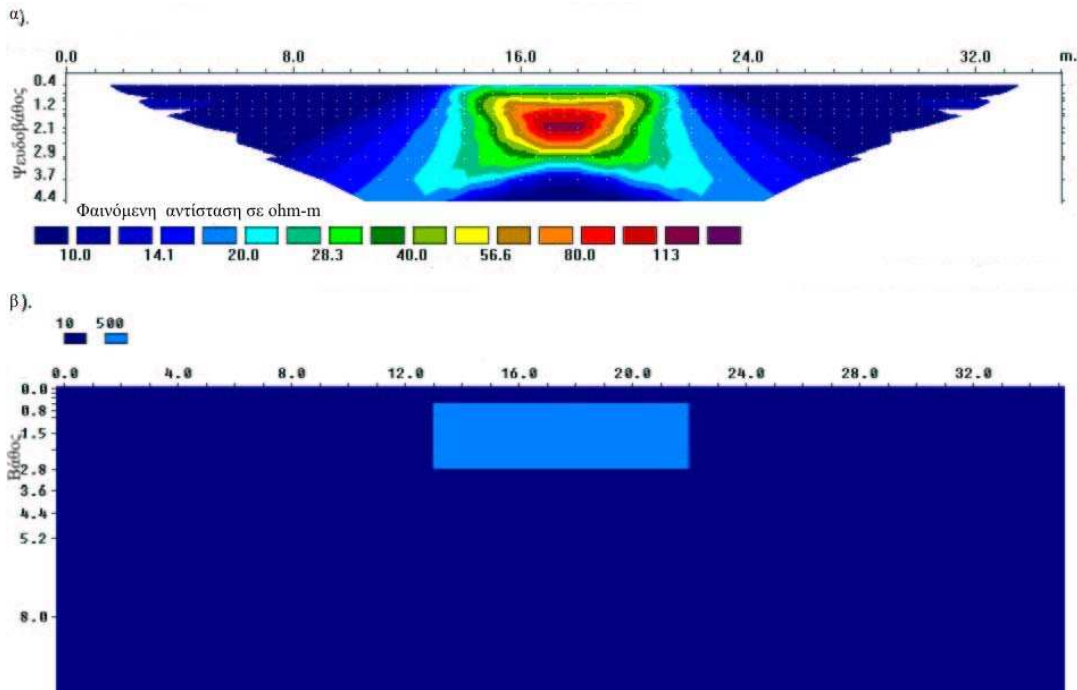
Συγκεκριμένα για την διάταξη διπόλου-διπόλου, η οποία χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, κάθε μέτρηση της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης θεωρείται ότι προέρχεται από το σημείο τομής των δύο ευθειών που ξεκινάνε με γωνία 45° από το μέσο της απόστασης των ηλεκτροδίων του ρεύματος, AB και το μέσο της απόστασης των ηλεκτροδίων του δυναμικού, MN (Hallos 1957) (σχήμα 10β). Πρέπει να σημειωθεί πως αυτό δεν σημαίνει ότι το βάθος διεύθυνσης δίνεται από το σημείο τομής των δύο ευθειών με 45° κλίση, είναι μια υπόθεση που γίνεται για λόγους απεικόνισης των μετρήσεων μας (Loke 1996).

Μια άλλη τεχνική είναι αντί να χρησιμοποιηθεί η γωνία 45^0 να χρησιμοποιηθούν τα βάθη του Edwards (1977), η οποία περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο και είναι αυτή που χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία. Εξάλλου από το σχήμα (12) φαίνεται ότι αν απεικονιζόταν το σημείο που προκύπτει από την τομή των δύο ευθειών με 45^0 γωνία (μπλε κύκλος στο σχήμα), θα βρισκόταν σε περιοχή όπου οι τιμές της συνάρτησης ευαισθησίας είναι σχεδόν μηδενικές.

Πρέπει να σημειωθεί πως η μέθοδος της ψευδοτομής δεν πρέπει να χρησιμοποιείται από μόνη της για την ερμηνεία των μετρήσεων, γιατί δίνει μια παραμορφωμένη εικόνα της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους, μιας και απεικονίζει την κατανομή των φαινομένων, και όχι των πραγματικών, ηλεκτρικών αντιστάσεων, οι τιμές των οποίων, όπως σημειώθηκε, έχουν να κάνουν και με την γεωμετρία της διάταξης των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιείται. Ειδικότερα, η διάταξη διπόλου-διπόλου είναι ιδιαίτερα παραπλανητική μιας και δίνει μια εικόνα όπου παρουσιάζονται περιοχές υψηλών αντιστάσεων με μορφή υπερβολής (σχήμα 9). Η διαδικασία για να απομακρυνθεί η επιρροή της γεωμετρίας της διάταξης από την ψευδοτομή και να προκύψει μια εικόνα της πραγματικής ηλεκτρικής αντίστασης σε συνάρτηση με το βάθος, είναι αυτή της αντιστροφής η οποία θα περιγραφεί παρακάτω.

4.11 Θεωρία επίλυσης ευθέως προβλήματος

Κατά την επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος υπολογίζεται η φαινόμενη αντίσταση που θα προέκυπε από τη διεξαγωγή μιας γεωφυσικής έρευνας εάν μας ήταν γνωστή η κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους. Λόγω του ότι σε όλες σχεδόν τις εφαρμογές η πηγή του ρεύματος θεωρείται σημειακή, αν υποθεθεί πως οι συντεταγμένες της πηγής του ρεύματος I είναι (x_S, y_S, z_S) , τότε η σχέση μεταξύ της πυκνότητας και της έντασης του ρεύματος πάνω από μια απειροστή ποσότητα όγκου ΔVol (Dey and Morrison 1979α), είναι



Σχήμα 14. Ψευδοτομή φαινόμενης αντίστασης με την διάταξη διπόλου-διπόλου. (AB=MN=1-3, n=1-5 (Loke 1996)).

$$\nabla J = \left(\frac{I}{\Delta Vol} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (4.16)$$

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z) \nabla V(x, y, z)] = \left(\frac{I}{\Delta Vol} \right) \delta(x - x_s) \left(\frac{I}{\Delta Vol} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (4.17)$$

Η τελευταία σχέση αποτελεί την βασική εξίσωση που δίνει την κατανομή του δυναμικού στο υπέδαφος που προκαλείται από μια σημειακή πηγή. Η λύση της εξίσωσης αυτής αποτελεί ουσιαστικά την επίλυση του ευθέως προβλήματος.

Υπάρχουν δύο κύριες κατηγορίες μεθόδων υπολογισμού των τιμών της φαινόμενης αντίστασης για ένα συγκεκριμένο μοντέλο:

Αναλυτικές μέθοδοι. Αυτές είναι οι πιο ακριβείς, αλλά περιορίζονται από το ότι προσδιορίζουν μόνο απλές δομές, όπως οι σφαιρικές ή οι κυλινδρικές (Cook and Van Nostrand 1954).

Αριθμητικές μέθοδοι. Αν και είναι πιο ‘ευέλικτες’ από τις πρώτες όσο αφορά την γεωμετρία των δομών, περιορίζουν τον αριθμό των περιοχών με διαφορετικές τιμές της αντίστασης. Τις περισσότερες φορές ο αριθμός αυτός είναι μικρότερος από δέκα. Οι αριθμητικές μέθοδοι χωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες:

Μέθοδοι ολοκληρωτικών εξισώσεων (Integral equation methods). Αριθμητικές μέθοδοι όπου η λύση τους βρίσκεται στην επιφάνεια γεωηλεκτρικών ασυνεχειών και οι αριθμητικοί υπολογισμοί βασίζονται στη χρήση συναρτήσεων του Green. Ουσιαστικά, υποτίθεται ότι η ύπαρξη μιας δομής διαφορετικής αντίστασης από το περιβάλλον είναι ισοδύναμη με μια κατανομή στοιχειωδών ηλεκτροστατικών πηγών στην επιφάνειά του. Διαφορικές μέθοδοι. Οι γνωστότερες τεχνικές αυτού του είδους είναι οι μέθοδοι των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών.

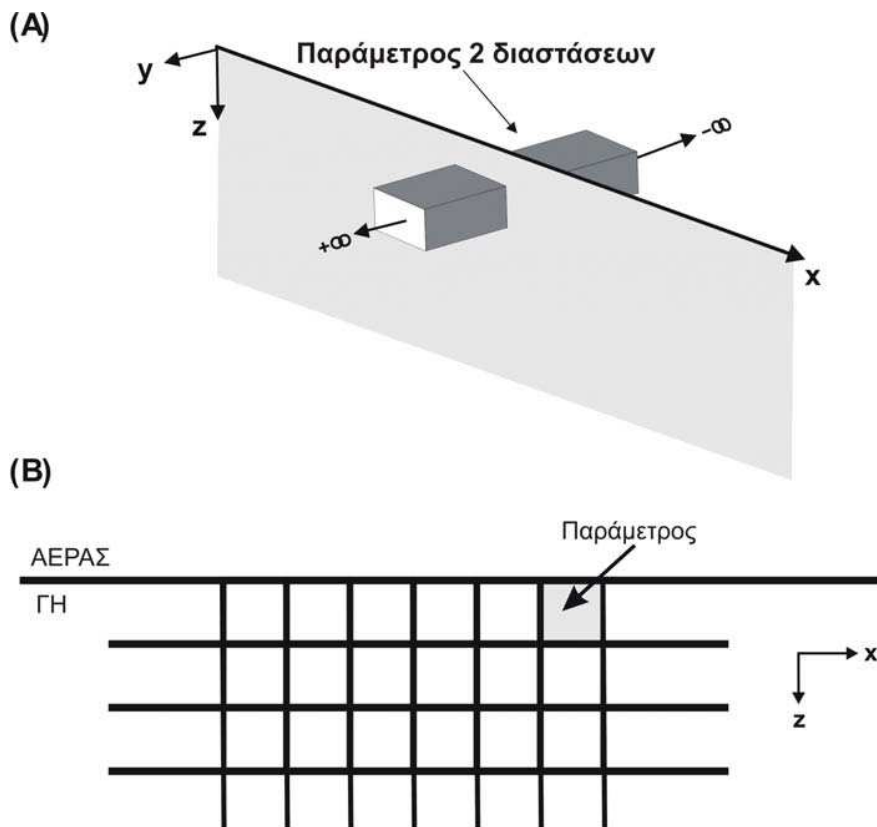
Αυτές υποδιαιρούν το υπέδαφος σε όσα κελιά διαφορετικής αντίστασης είναι επιθυμητό (σχήμα 15β). Η τιμή της αντίστασης σε κάθε κελί θεωρείται σταθερή. Επομένως μιας και το υπέδαφος έχει τυχαία και πολύπλοκη κατανομή της αντίστασης, οι μέθοδοι αυτές είναι τις περισσότερες φορές η καλύτερη επιλογή και είναι αυτές που χρησιμοποιούνται στην παρούσα εργασία.

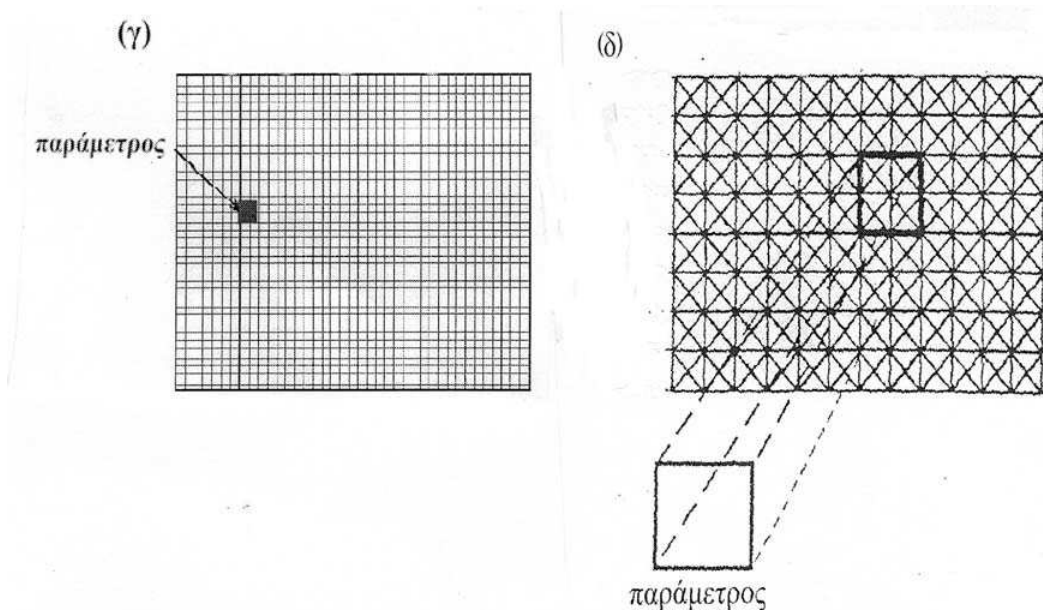
Η διαφορά των δύο αυτών τεχνικών βασίζεται στο ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Mufti 1976, Dey and Morrison 1979a,b), χωρίζει το υπέδαφος σε έναν μεγάλο αριθμό ορθογώνιων κελιών (σχήμα 15γ), ενώ στη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Coggon 1971, Silvester and Ferrari 1990), χρησιμοποιούνται τριγωνικά στοιχεία (σχήμα 15δ). Με αυτόν τον τρόπο δημιουργίας του δικτύου του υπεδάφους, είναι δυνατόν να προσομοιωθούν ακανόνιστα όρια, δομές και η τοπική γεωμορφολογία.

4.12 Θεωρία αντίστροφου προβλήματος

4.12.1 Εισαγωγή

Η λύση του αντιστρόφου προβλήματος είναι ακριβώς η αντίστροφη διαδικασία από αυτή του ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε παραπάνω. Δηλαδή μετρώντας την φαινόμενη αντίσταση που προκύπτει από μια γεωφυσική έρευνα προσδιορίζεται η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους.





Σχήμα 15. (α) Παράμετρος 2-διαστάσεων (β) Διαδικασία παραμετροποίησης (γ) Διακριτοποίηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (δ) Διακριτοποίηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων.

Σκοπός αυτής της διαδικασίας είναι να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης που να δίνει μετρήσεις οι οποίες να είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές.

Λόγω του ότι το πρόβλημα της αντιστροφής στην ηλεκτρική μέθοδο είναι μη γραμμικό και λόγω του ότι μικρές διαφοροποιήσεις στα δεδομένα είναι δυνατό να δώσουν πολύ διαφορετικές λύσεις, (ill-conditioned problem), η λύση του απαιτεί σταθερούς αλγόριθμους αντιστροφής οι οποίοι θα δώσουν μια ικανοποιητική λύση μέσα από μια επαναληπτική διαδικασία. Για να γίνει αυτό, θα πρέπει τα δεδομένα να έχουν καλή ποιότητα, δηλαδή να είναι όσο το δυνατό περισσότερο απαλλαγμένα από θόρυβο (Tsourlos et al. 1998).

Οι τεχνικές επεξεργασίας για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος χωρίζονται στις προσεγγιστικές μεθόδους, μερικές από τις οποίες είναι η μέθοδος Bristow (Bristow 1966), η μέθοδος Zhody-Barker (Zhody 1989, Barker 1992), η μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al. 1993), και στις ακριβείς μη γραμμικές μεθόδους αντιστροφής. Κάποιες από τις μεθόδους αυτές είναι η μη γραμμική μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων (Gauss-Newton), η μέθοδος των ιδιζουσών τιμών (SVD) (Press et al. 1987), η μέθοδος Levenberg-Marquadt (Marquadt 1963), η μέθοδος εξομαλυσμένης αντιστροφής (Occam) (Constable et al. 1987, DeGroot-Hedlin and Constable 1990), η μέθοδος σταθερής αντιστροφής (Robust) (Claerbout and Muir 1973).

4.12.2 Γραμμικοποίηση του προβλήματος

Όλες οι παραπάνω τεχνικές προσπαθούν να λύσουν προσεγγιστικά το μη γραμμικό γεωηλεκτρικό πρόβλημα μετατρέποντάς το σε μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης γραμμικών προβλημάτων. Το αποτέλεσμα είναι ο καθορισμός ενός μοντέλου του οποίου η ‘απόκριση’ είναι παρόμοια με τις πραγματικές τιμές που μετρώνται κατά τη διάρκεια της γεωφυσικής διασκόπησης. Αυτή η διαδικασία ακολουθείται στην λύση όλων των μη γραμμικών συστημάτων στη γεωφυσική. Υποθέτοντας ότι η κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης είναι ένα διάνυσμα με άγνωστες τιμές και ότι οι μετρήσεις είναι ένα διάνυσμα, τότε η γενική μορφή της εξίσωσης που πρέπει να λυθεί είναι

$$f(x)=d, \quad (4.18)$$

όπου, f είναι η συνάρτηση που περιγράφει το ευθύ πρόβλημα.

Θεωρείται πως η συνάρτηση είναι γραμμική γύρω από το, επομένως για μια μικρή μεταβολή της αντίστασης μπορεί να αναπτυχθεί χρησιμοποιώντας το θεώρημα

$$f(x)$$

Taylor (Meju 1994) :

$$f(x_i + dx_i) = f(x_i) + \frac{\partial f(x_i)}{\partial x_i} dx_i + O((dx_i)^2), \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (4.19)$$

όπου, $O((dx_i)^2)$ είναι οι όροι μεγαλύτερης τάξης οι οποίοι μπορούν να αγνοηθούν μόνο όταν η σειρά συγκλίνει, δηλαδή μόνο όταν το dx_i είναι πολύ μικρό για κάθε i , γεγονός το

οποίο θεωρείται ότι ισχύει. Στην παραπάνω εξίσωση οι όροι $\frac{\partial f(x_i)}{\partial x_i} dx_i$ σχηματίζουν έναν πίνακα ο οποίος ονομάζεται Ιακωβιανός πίνακας. Ο πίνακας αυτός συνδέει τις μετρήσεις με τις τιμές του μοντέλου. Επομένως η σχέση (4.19) μπορεί να εκφραστεί με τη γενικότερη μορφή $n \times m \mathbf{J}$

$$f(x + dx) = f(x) + \mathbf{J}dx \quad (4.20)$$

Λόγω του ότι η διαδικασία της αντιστροφής είναι μια επαναληπτική διαδικασία η οποία προσπαθεί να μειώσει τις διαφορές ανάμεσα στις τιμές των μετρήσεων και στις τιμές του μοντέλου, θα πρέπει να υπάρχει ένα κριτήριο σύγκλισης μεταξύ των παρατηρούμενων και των υπολογιζόμενων δεδομένων. Οι στατιστικοί όροι που χρησιμοποιούνται συνήθως για την διαδικασία αυτή, είναι το επί τις εκατό μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS-12 norm) και το χ^2 (chi square-11 norm), των οποίων οι σχέσεις δίνονται παρακάτω

$$RMS = 100 \sqrt{\sum_{i=1}^m \frac{1}{m} \left(\frac{d_i - f_i(x)}{d_i} \right)^2} \quad (4.21)$$

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^m \left(\frac{d_i - f_i(x)}{\sigma_i^2} \right) \quad (4.22)$$

όπου, το m δηλώνει τον αριθμό των μετρήσεων και σ_i είναι η τυπική απόκλιση στην μέτρηση. ¹

4.12.3 Μη γραμμική μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (Gauss-Newton)

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, ένα αρχικό μοντέλο διαφοροποιείται μέσω ενός επαναληπτικού τρόπου, έτσι ώστε το τελικό μοντέλο να απεικονίζει όσο το δυνατό καλύτερα την πραγματικότητα. Αν οι μετρήσεις είναι ένα διάνυσμα και η ‘απόκριση’ του μοντέλου μια συνάρτηση), τότε σκοπός της να βρεθεί μια κατανομή της υπεδάφιας

m

αντίστασης, για την οποία η διαφορά $J\mathbf{a}(\mathbf{x}\mathbf{x}$

$$\mathbf{d}\mathbf{y} = \mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}) \quad (4.23)$$

να γίνεται ελάχιστη (Meju 1994).

Ουσιαστικά, σκοπός είναι να ελαχιστοποιηθεί η παρακάτω συνάρτηση

$$q = \mathbf{d}\mathbf{y}^T \mathbf{d}\mathbf{y} = (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}))^T (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x})) \rightarrow 0 \quad (4.24)$$

Αυτό συμβαίνει όταν η παράγωγος αυτής της συνάρτησης ως προς τη μεταβολή του γίνεται μηδέν, δηλαδή όταν \mathbf{x}

$$\frac{\partial q}{\partial \mathbf{d}\mathbf{x}} = \frac{\partial \left[(\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}) - \mathbf{J}\mathbf{d}\mathbf{x})^T (\mathbf{d} - \mathbf{f}(\mathbf{x}) - \mathbf{J}\mathbf{d}\mathbf{x}) \right]}{\partial \mathbf{d}\mathbf{x}} = 0 \quad (4.25)$$

Κάνοντας την παραγωγή ως προς \mathbf{x} , η εξίσωση (4.25) καταλήγει τελικά στη λύση των ελαχίστων τετραγώνων $\mathbf{d}\mathbf{x}$

$$\mathbf{d}\mathbf{x} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \mathbf{d}\mathbf{y} \quad (4.26)$$

όπου, το είναι το διάνυσμα των διαφορών μεταξύ των μετρήσεων και του αρχικού μοντέλου. Η μεταβολή αυτή της αντίστασης $\mathbf{d}\mathbf{x}$, προστίθεται στο αρχικό μοντέλο για την απόδοση μιας καλύτερης εκτίμησης της λύσης. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται έως ότου να προκύψει ένα μοντέλο το οποίο να είναι σε μια ικανοποιητική συμφωνία με τις

μετρήσεις. Μετά από κάθε επανάληψη, η τιμή της καινούργιας κάθε φορά αντίστασης dy

είναι

$$\mathbf{x}^{k+1} = \mathbf{x}^k + (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T d\mathbf{y}$$

Ο πίνακας είναι γνωστός ως γενικευμένος αντίστροφος του πίνακα .

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \text{είναι}$$

Τα κύρια μειονεκτήματα αυτής της μεθόδου είναι ότι απαιτείται μια καλή εκτίμηση του αρχικού μοντέλου για να υπάρξει σύγκλιση, και ότι ο πίνακας μπορεί να είναι ιδιάζων, επομένως η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων δεν θα δίνει λύση για $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$ το, ή σχεδόν ιδιάζων, γεγονός το οποίο μπορεί να συμβεί όταν η εκτίμηση του αρχικού μοντέλου δεν είναι καλή. Σε αυτή την περίπτωση το καινούργιο μοντέλο που υπολογίζεται από τη σχέση (4.27) δεν είναι ρεαλιστικό. $d\mathbf{x}$

4.12.4 Μέθοδος Levenberg-Marquadt (*Damped least-squares*)

Για την αποφυγή των ασταθών λύσεων όταν ο πίνακας είναι ιδιάζων, ο Levenberg (1944) αρχικά και στη συνέχεια ο Marquadt (1963) πρότειναν τη λύση των αποσβενόμενων ελαχίστων τετραγώνων. Η μέθοδος αυτή είναι η πιο συχνά χρησιμοποιούμενη στη Γεωφυσική. $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$

Σκοπός της μεθόδου αυτής είναι να ελαχιστοποιηθεί η συνάρτηση της σχέσης (4.24) υπό την προϋπόθεση ότι το πλάτος του διανύσματος της λύσης να έχει

$$d\mathbf{x}$$

περιορισμένο εύρος τιμών, δηλαδή να ισχύει $\int_b^x dx \leq x_b$, όπου, ο όρος είναι ένας αριθμός. Μπαίνει δηλαδή ένα όριο στο μέγεθος των διακυμάνσεων που μπορεί να έχουν οι διορθώσεις του μοντέλου, περιορίζοντας έτσι τις λύσεις. Τελικά, η συνάρτηση που ελαχιστοποιείται είναι χ

$$K(\lambda) = d\mathbf{y}^T d\mathbf{y} + \lambda(d\mathbf{x}^T d\mathbf{x} - x_b) \quad (4.28)$$

όπου, λ είναι ο πολλαπλασιαστής του Lagrange. Από την ελαχιστοποίηση της παραπάνω συνάρτησης προκύπτει ότι η εξίσωση που δίνει τη διόρθωση του μοντέλου σε κάθε επανάληψη είναι

$$d\mathbf{x} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \lambda \mathbf{I})^{-1} \mathbf{J}^T d\mathbf{y} \quad (4.29)$$

Όταν ο πολλαπλασιαστής του Lagrange έχει μικρή τιμή ($\lambda \rightarrow 0$), τότε η λύση της εξίσωσης (4.29) είναι πολύ κοντά στη λύση της μεθόδου Gauss-Newton (σχέση 4.26). Η μοναδική διαφορά μεταξύ των δύο εξισώσεων, είναι η σταθερά λ η οποία προστίθεται στα στοιχεία της κύριας διαγωνίου του πίνακα $\mathbf{J}^T \mathbf{J}$.

Δύο βασικά μειονεκτήματα της μεθόδου αυτής είναι πρώτον, ότι το τελικό αποτέλεσμα εξαρτάται κατά πολύ από το αρχικό μοντέλο (Smith and Vozoff 1984), και δεύτερον, ότι κάποιες φορές παράγονται πολύπλοκες λύσεις οι οποίες αν και είναι μαθηματικά σωστές, δεν ανταποκρίνονται στην πραγματικότητα.

4.12.5 Μέθοδος εξομαλυσμένης αντιστροφής (Occam)

Ένας άλλος τρόπος επίλυσης του αντιστρόφου γεωηλεκτρικού προβλήματος είναι να εισαγάγουμε έναν περιορισμό εξομάλυνσης. Σκοπός είναι να βρεθεί το πιο εξομαλυσμένο μοντέλο που να ταιριάζει με τα δεδομένα. Η μέθοδος της εξομαλυσμένης αντιστροφής (Constable et al. 1987, DeGroot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992), δεν δίνει την κατ' ανάγκη βέλτιστη λύση, αλλά το μοντέλο που παράγεται, είναι μια 'συντηρητική' και λογική απεικόνιση του υπεδάφους.

Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, ορίζεται αρχικά, ένας όρος ο οποίος περιγράφει τις σχέσεις εξομάλυνσης μεταξύ των παραμέτρων, ως συνάρτηση της αντίστασης (Constable et al. 1987, DeGroot-Hedlin and Constable 1990).

Ένας απλός όρος εξομάλυνσης περιγράφηκε από τον Sasaki (1992): Εάν υπάρχουν στρώματα και παράμετροι σε κάθε στρώμα, των οποίων το σχήμα θεωρείται ορθογώνιο, τότε η συνολική τραχύτητα LQR του μοντέλου δίνεται από τη σχέση

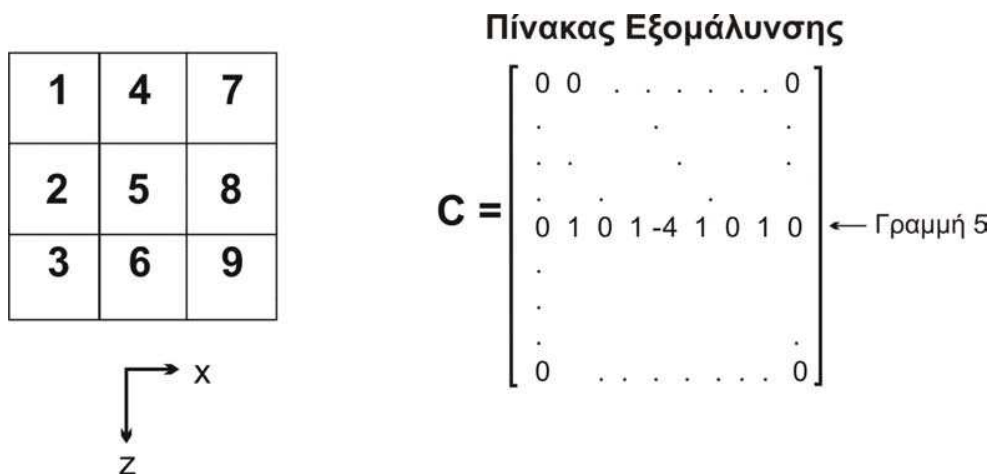
$$R = \sum_{k=2}^{L-1} \sum_{l=2}^{Q-1} [x_{(k-1,l)} + x_{(k,l-1)} - 4x_{(k,l)} + x_{(k,l+1)} + x_{(k+1,l)}]^2, \quad (4.30)$$

όπου, ο όρος) εκφράζει την αντίσταση της παραμέτρου που ανήκει στο στρώμα και στην στήλη και τα στοιχεία είναι οι αντιστάσεις των δυτικού, βόρειου, νότιου και ανατολικού παραμέτρων αντίστοιχα. Η παραπάνω εξίσωση για μεταβολή των αντιστάσεων του μοντέλου γράφεται ως εξής,

$$x_{(k,l)} \rightarrow x_{(k-1,l)}, x_{(k,l-1)}, x_{(k,l+1)}, x_{(k+1,l)} \rightarrow dx, \quad \Delta R = (Cdx)^T (Cdx), \quad (4.31)$$

όπου, C είναι ο πίνακας εξομάλυνσης του οποίου τα στοιχεία της γραμμής περιέχουν πληροφορίες για την παράμετρο. Το στοιχείο της γραμμής που αντιστοιχεί στην παράμετρο έχει τιμή -4, ενώ τα στοιχεία που αντιστοιχούν στις γειτονικές παραμέτρους, (βόρεια, νότια, ανατολική, δυτική), έχουν τιμή 1. Όλα τα υπόλοιπα στοιχεία είναι 0.

Σε κάθε επανάληψη η ποσότητα ΔR της σχέσης (4.31), ελαχιστοποιείται υπό τον περιορισμό ότι η συνάρτηση (σχέση 4.24), να γίνεται ελάχιστη (Constable et al. 1987).



Σχήμα 16. Σχηματισμός πίνακα εξομάλυνσης (δεξιά) για την περίπτωση δικτύου 9 παραμέτρων (αριστερά) (Tsourlos 1995).

Ακολουθώντας τα ίδια βήματα όπως στην προηγούμενη μέθοδο, η εξίσωση που τελικά δίνει την διόρθωση του μοντέλου σε κάθε επανάληψη, είναι :

$$dx = (J^T J + \lambda C^T C)^{-1} J^T dy, \quad (4.32)$$

όπου, λ είναι ένας πολλαπλασιαστής του Lagrange η τιμή του οποίου ορίζεται είτε εμπειρικά, είτε με μεθόδους βελτιστοποίησης. Ο πολλαπλασιαστής λ , αποτελεί έναν παράγοντα ελέγχου της εξομάλυνσης του μοντέλου. Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του λ , τόσο πιο εξομαλυσμένο είναι το μοντέλο.

4.12.6 Μέθοδος σταθερής αντιστροφής (Robust inversion)

Όταν στην υπό μελέτη περιοχή οι τιμές των αντιστάσεων μεταβάλλονται απότομα, τότε η εικόνα των αντιστάσεων του υπεδάφους που λαμβάνεται από την εξομαλυσμένη αντιστροφή απέχει αρκετά από την πραγματικότητα, καθώς αυτή παράγει ένα μοντέλο με ομαλή μεταβολή των τιμών των αντιστάσεων. Σε τέτοιες περιπτώσεις η μέθοδος της σταθερής αντιστροφής δίνει καλύτερα αποτελέσματα (Olayinka and Yaramanci 2000).

Σε αυτή την τεχνική, η σχέση (4.24) τροποποιείται έτσι ώστε η συνάρτηση ελαχιστοποίησης να είναι όχι η $\|d - f(x)\|$, αλλά αυτή της απόλυτης τιμής των σφαλμάτων (Claerbout and Muir 1973) q

$$q' = |d - f(x)|, \quad (4.33)$$

Σε αυτή τη μέθοδο εισάγεται ένας καινούργιος όρος, ο πίνακας βαρών w , ο οποίος περιέχει τις πληροφορίες που υπάρχουν για την ακρίβεια των μετρήσεων. Αν γνωρίζουμε πως τα δεδομένα μας έχουν σφάλματα s_i , τότε τα στοιχεία του w θα είναι τα : w, d_i, s_i

$$w_i = \frac{1}{s_i}, \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (4.34)$$

Όταν κάποια από τις μετρήσεις έχει μεγάλο σφάλμα, τότε το αντίστοιχο παίρνει μια πολύ μικρή τιμή, επομένως δίνεται στη συγκεκριμένη μέτρηση ένα πολύ μικρό βάρος και δεν λαμβάνεται πολύ υπ' όψιν κατά τη διάρκεια της αντιστροφής. Ο τύπος που δίνει τελικά την διόρθωση κάθε φορά του μοντέλου σε αυτή την περίπτωση είναι (Wolke and Schwetlick 1988) m^{W_i}

$$dx = (J^T J + \lambda C^T W_m C)^{-1} (J^T W_d dy - \lambda C^T W_m Cx), \quad (4.35)$$

όπου, W_m και W_d είναι οι πίνακες βαρών του μοντέλου και των δεδομένων αντίστοιχα.

5. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ

5.1 Προγραμματισμός και Λήψη Γεωφυσικών Μετρήσεων

ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

# ΤΟΜΗΣ	ΑΡΧΗ	ΤΕΛΟΣ
01	N 35.36688 E 24.46855	N 35.36585 E 24.47243
02	N 35.37104 E 24.47236	N 35.37078 E 24.47171
03	N 35.35962 E 24.47474	N 35.36033 E 24.47423
04	N 35.36434 E 24.48036	N 35.36428 E 24.47870
05	N 35.35869 E 24.47817	N 35.35946 E 24.47956
06	N 35.36497 E 24.48530	N 35.36447 E 24.48597
07	N 35.36508 E 24.48751	N 35.36467 E 24.48754
08	N 35.36433 E 24.46808	N 35.36449 E 24.46877
09	N 35.36060 E 24.48152	N 35.36060 E 24.47956
10	N 35.36279 E 24.49037	N 35.36313 E 24.49162
11	N 35.36421 E 24.49221	N 35.36531 E 24.49207

Πίνακας 4.3

5.2 Επεξεργασία δεδομένων γεωηλεκτρικής τομογραφίας

Τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με ένα αλγόριθμο αντιστροφής (Loke, 2000, 2002). Ο αλγόριθμος αυτός (RES2DINV και RES3DINV) είναι δισδιάστατης και τρισδιάστατης μη γραμμικής αντιστροφής και εκτελεί επαναληπτική βελτιστοποίηση βασισμένος σε ένα πρόγραμμα μοντελοποίησης με πεπερασμένα στοιχεία. Ο αλγόριθμος είναι τελείως αυτοματοποιημένος και χρησιμοποιεί το σχήμα της αντιστροφής Occam (Constable et al. 1991). Η διαδικασία αντιστροφής μπορεί να επιταχυνθεί με τη χρήση τεχνικών Quasi-Newton για την ενημέρωση του Ιακωβιανού πίνακα.

Όλες οι αντιστροφές παρουσίασαν σχετικά μικρό σφάλμα (RMS 15-30%) δεδομένης της έντονης υπεδάφειας ανομοιογένειας της περιοχής έρευνας. Η έντονη μεταβολή του r.m.s σχετίζεται με τη μεγάλη μεταβλητότητα των τιμών της υπεδάφιας ηλεκτρικής αντίστασης που μεταβάλλεται από τα 0.5 έως 50 Ωm των ανθρωπογενών ιζημάτων που βρίσκονται σε μερικό κορεσμό, αντιστάσεις που κυμαίνονται από τα 50 έως τα 100 Ωm των μαργαϊκών συγκριμμάτων και των μαργών και αντιστάσεις που κυμαίνονται από 100 έως και τα 500 Ωm τα οποία συνιστούν ένα πιο συμπαγές και αντιστατικό υπόστρωμα. Αντιστάσεις της τάξης των 1500 Ωm εντοπίστηκαν σε θέσεις στις οποίες των πάχος της ασφάλτου ξεπερνούσε τα 4 εκατοστά.

5.3 Εξοπλισμός

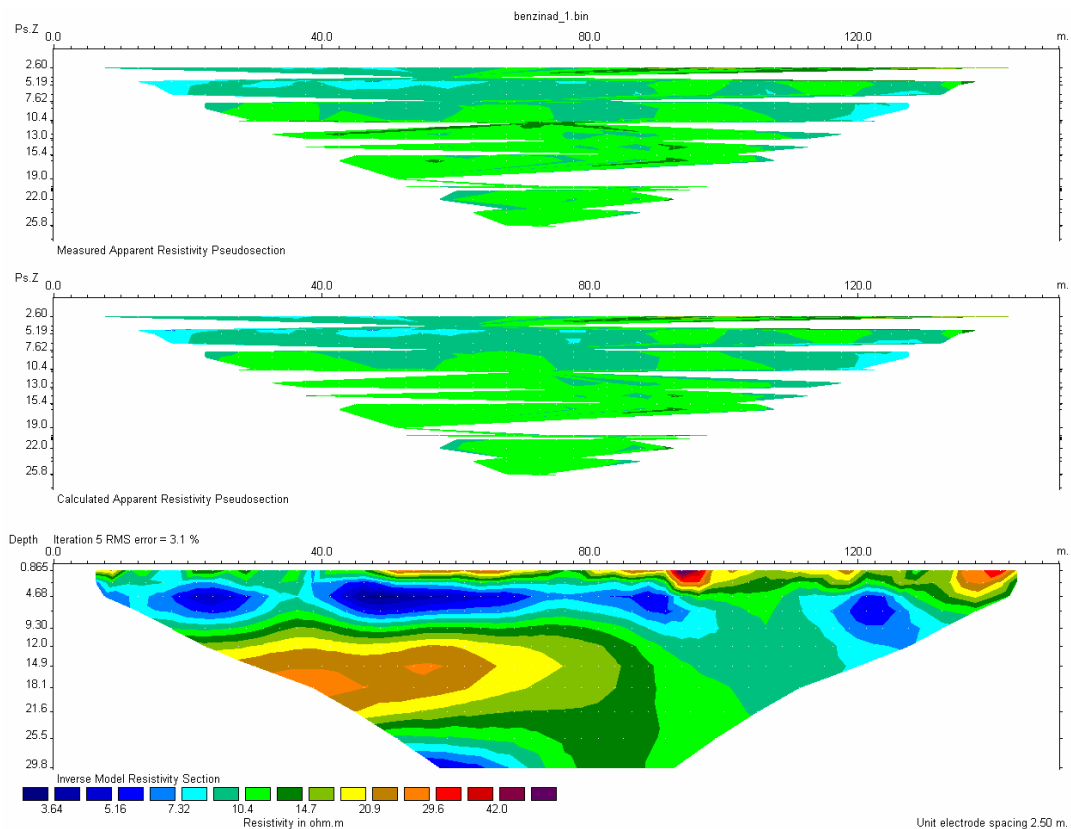
Για την εκτέλεση των γεωφυσικών μετρήσεων υπαίθρου χρησιμοποιήθηκαν τα κάτωθι επιστημονικά όργανα:

- SYSCAL Jr. Switch 48 (v. 11.4++). Ένα αυτόματο πολυκαναλικό σύστημα (48 καναλιών) μέτρησης αντιστάσεων με εσωτερικό επιλογέα καναλιών (πολυπλέκτης 48 θέσεων).
- 2 πολύκλινα καλώδια (26 κλώνων) μεταφοράς του σήματος με 24 εξόδους το καθένα ανά 5 μέτρα.
- 48 πάσσαλοι και 48 καλώδια σύνδεσης αυτών με τα καλώδια μεταφοράς του σήματος.
- 1 μπαταρία 12V και 143Ah για μεγάλη αυτονομία στο ύπαιθρο.

- Καλώδιο RS232 για μεταφορά των δεδομένων από το σύστημα καταγραφής στον υπολογιστή για περαιτέρω επεξεργασία.
- GPS Garmin 12XL για την αποτύπωση των γραμμών μέτρησης.

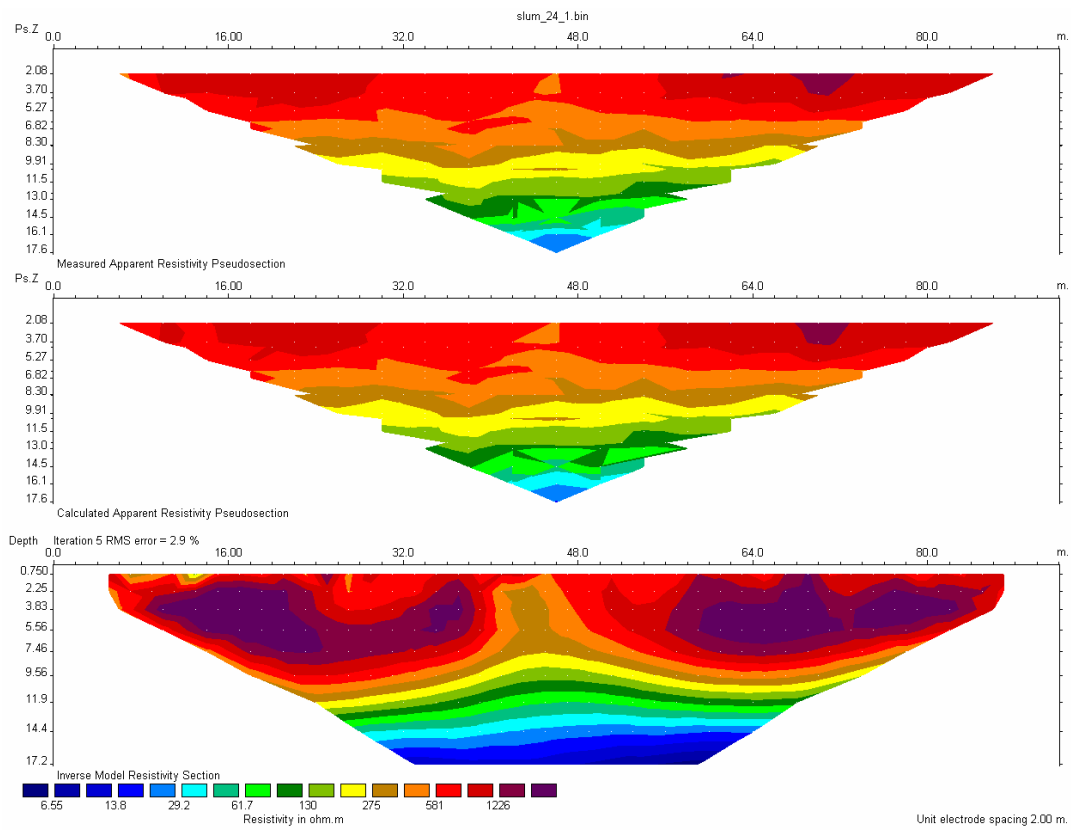
5.4 Παρουσίαση των αποτελεσμάτων της γεωηλεκτρικής (ERT) διασκόπησης – Εφαρμογή της 3D απεικόνισης

ΤΟΜΗ 1 – ΠΑΡΚΟ ΡΕΘΥΜΝΟΥ



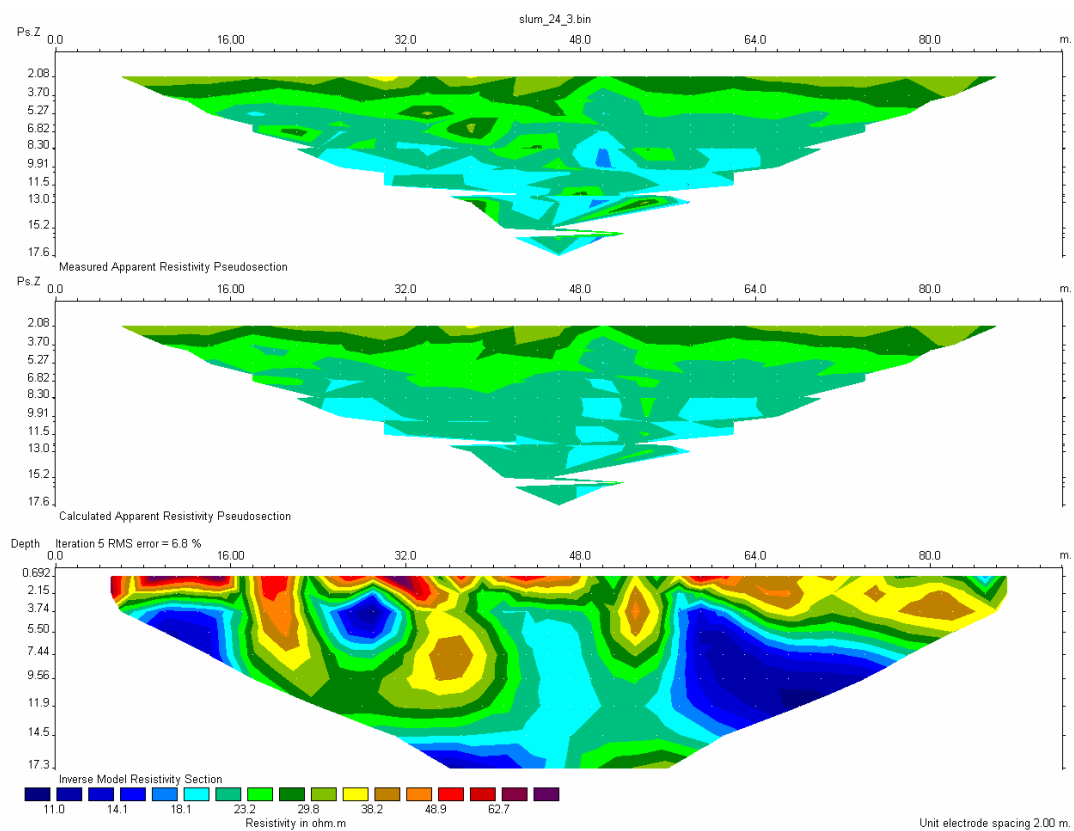
Μεγάλο πάχος αποθέσεων και ανθρωπογενών αποθέσεων για την κατασκευή του πάρκου. Ύπαρξη του μαργαϊκού ασβεστολίθου σε όλη την τομή.

ΤΟΜΗ 2 – ΕΞΩΤΕΡΙΚΑ ΤΕΙΧΗ ΦΟΡΤΕΤΖΑΣ ΚΟΝΤΑ ΣΤΟ ΙΜΣ



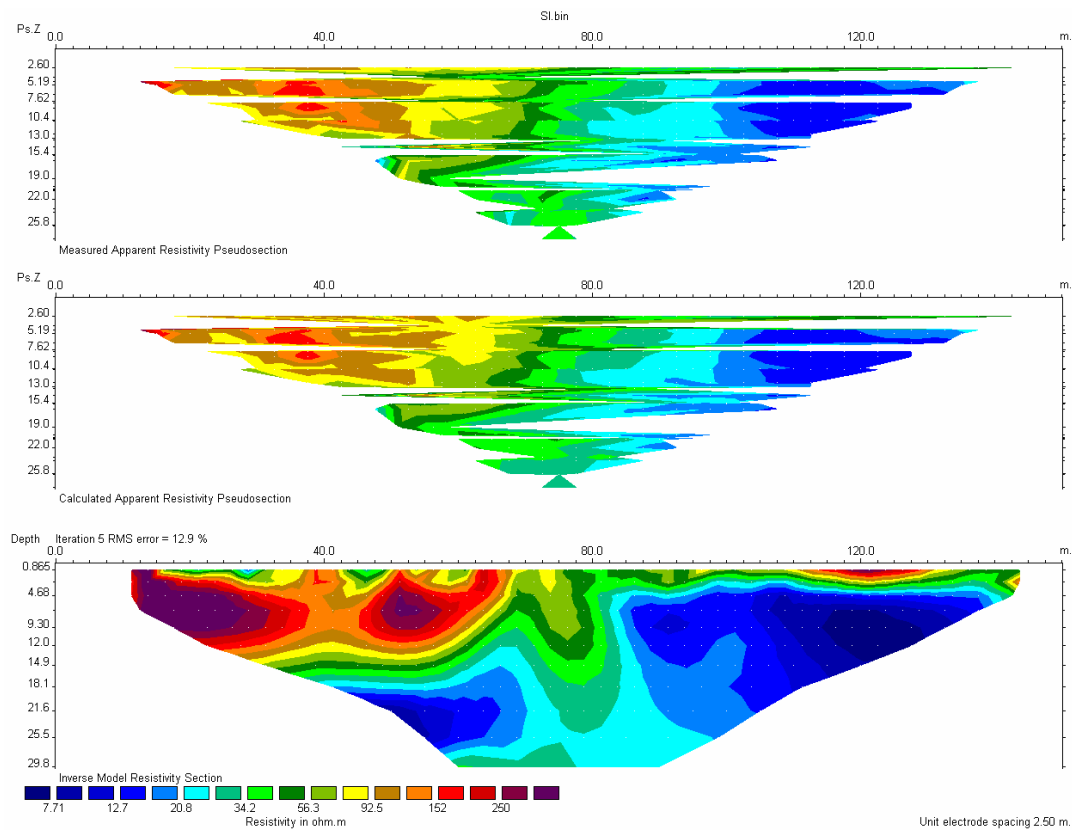
Παρουσία μαργαϊκού ασβεστολίθου, κατά θέσεις έντονα αποσαθρωμένος με ασβεστολιθικά συγκρίματα. Σε βάθος μεγαλύτερο των 17 μέτρων αναμένεται πιθανή υδροφορία.

ΤΟΜΗ 3 – ΠΛΗΣΙΟΝ ΤΟΥ ΙΓΜΕ



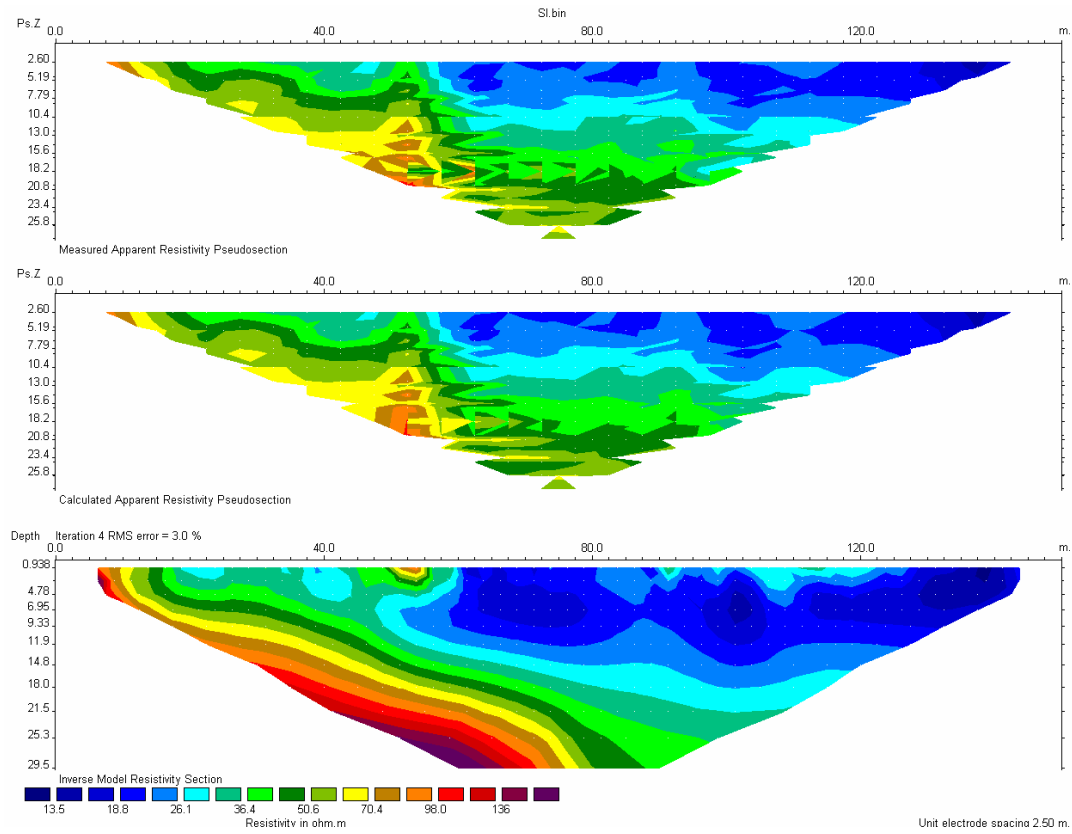
Μέτρηση εντός της κοίτης και παράλληλη με το δρόμο που κατεβαίνει από το ΙΓΜΕ. Από την ερμηνεία των μετρήσεων εντοπίζονται γεωηλεκτρικές ανωμαλίες μορφής μπλοκ που ερμηνεύονται ως ολισθόλιθοι κατά το ρου του ποταμού. Οι χαμηλές αντιστάσεις οφείλονται στον κορεσμένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο.

ΤΟΜΗ 4 – ΠΛΗΣΙΟΝ ΣΧΟΛΗ ΑΣΤΥΦΥΛΑΚΩΝ



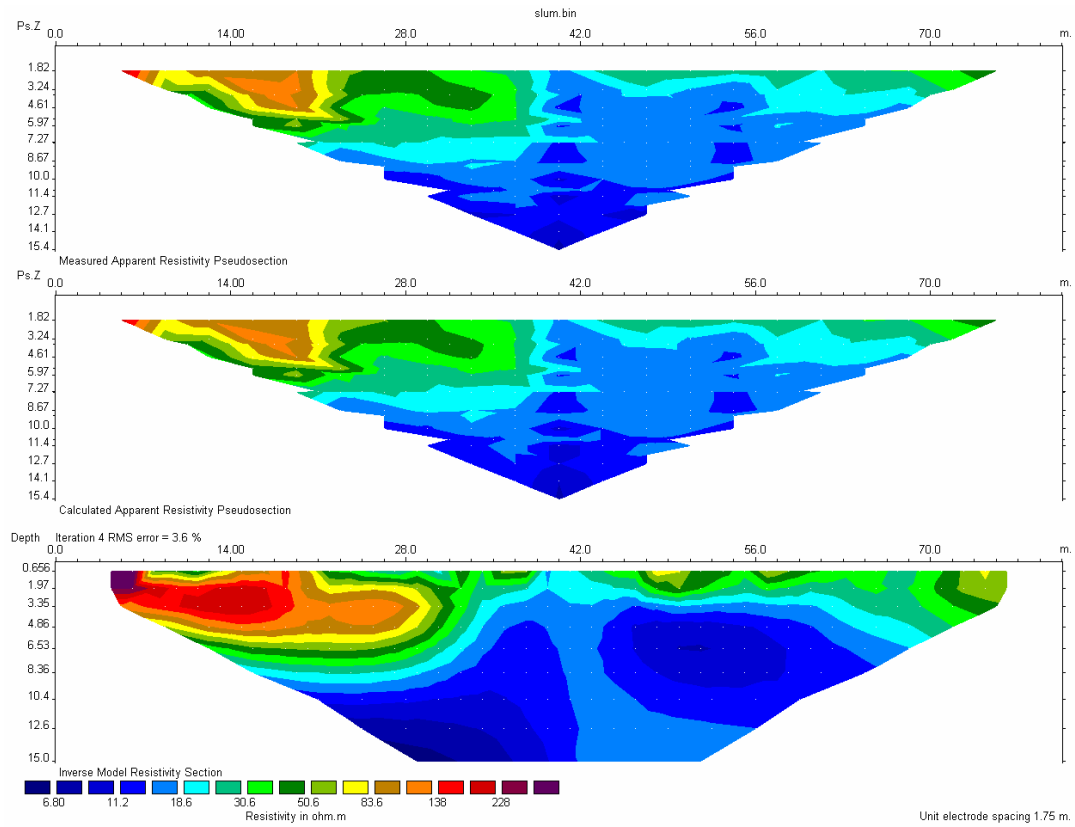
Η τομή πραγματοποιήθηκε εντός της σχολής των αστυφυλάκων. Στα επιφανειακά στρώματα εντοπίζονται φερτές ανθρωπογενείς αποθέσεις (μπάζα) με μεγάλη αντίσταση ενώ το υπόβαθρο της περιοχής είναι ο μαργαϊκός ασβεστόλιθος με μικρές αντιστάσεις.

ΤΟΜΗ 5 – ΝΟΤΙΟΤΕΡΑ ΤΗΣ ΣΧΟΛΗΣ ΑΣΤΥΦΥΛΑΚΩΝ – ΠΛΗΣΙΟΝ ΑΛΣΟΥΣ



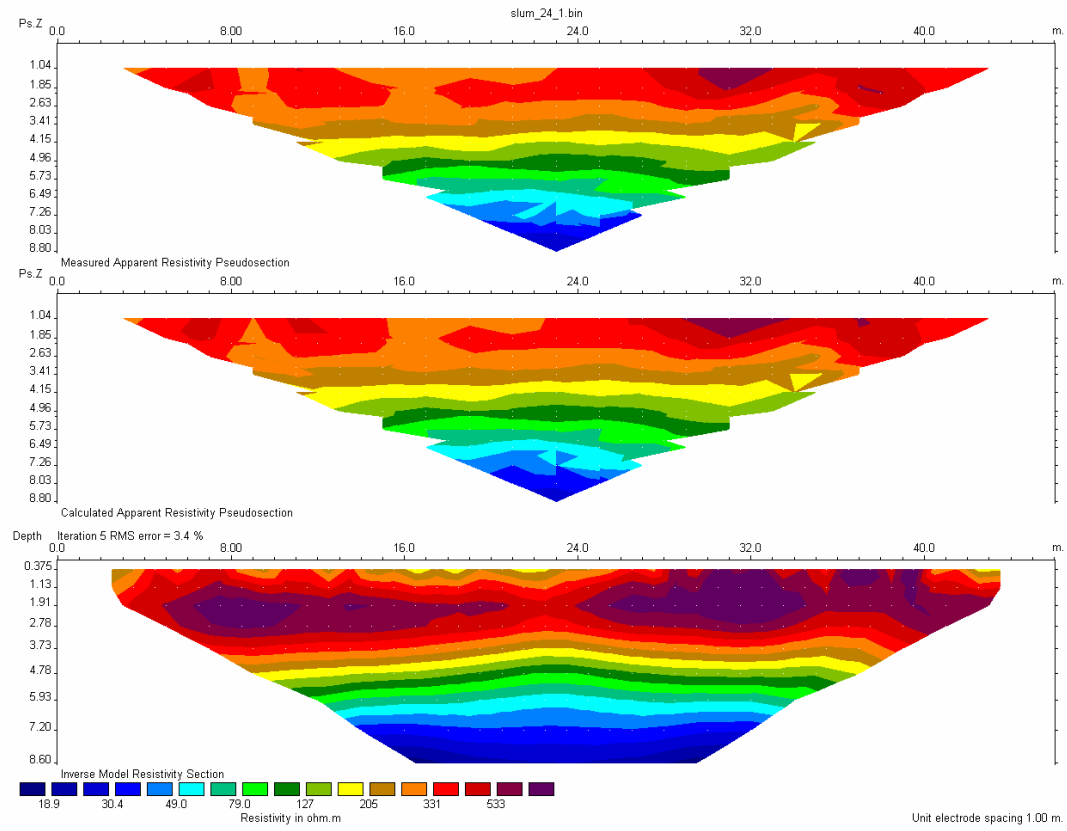
Η μέτρηση εκτελέστηκε εντός ρέματος. Στα πρώτα 15 μέτρα εντοπίζονται αλλούβια ιζήματα ενώ το υπόβαθρο της περιοχής συνίσταται από υγιή μαργαϊκό ασβεστόλιθο.

ΤΟΜΗ 6 – ΣΤΗΝ ΟΔΟ ΒΟΣΠΟΡΟΥ ΡΕΘΥΜΝΟΥ



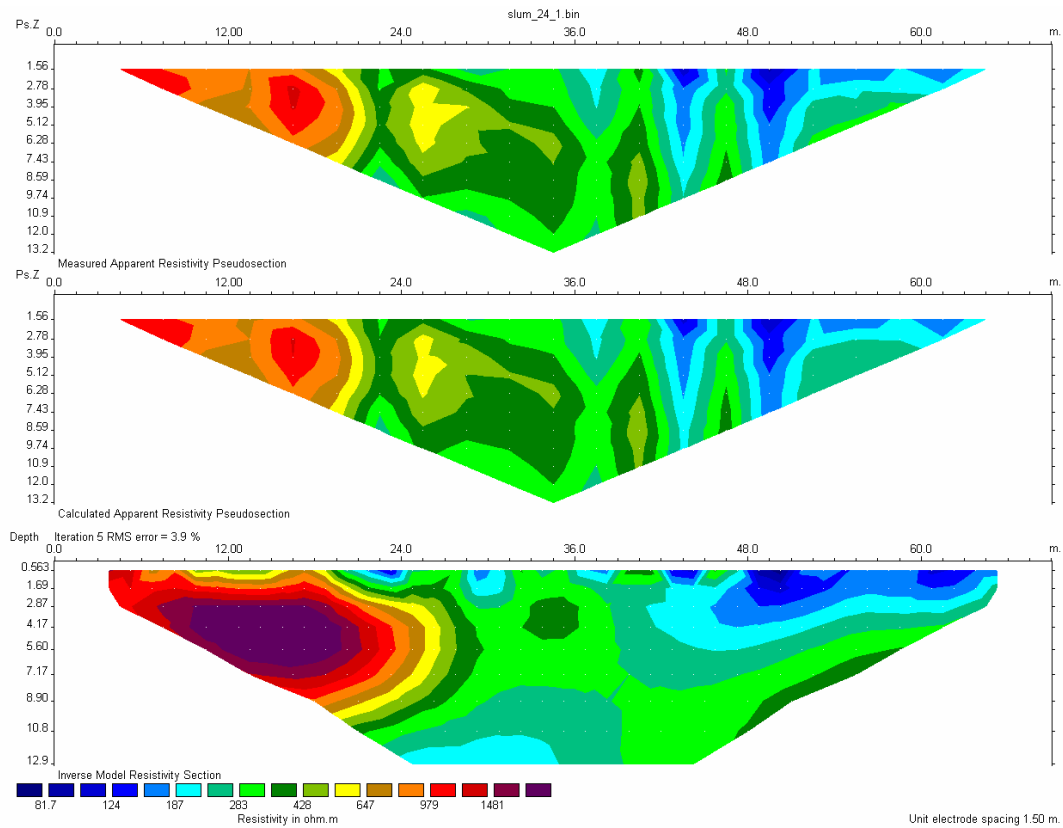
Στα επιφανειακά στρώματα εντοπίστηκαν φερτά υλικά μεγάλης συνοχής ενώ βαθύτερα συναντάται ο μαργαϊκός ασβεστόλιθος.

ΤΟΜΗ 7 –ΣΤΗΝ ΟΔΟ ΠΑΛΑΙΟΛΟΓΟΥ ΠΛΗΣΙΟΝ ΟΙΚΟΠΕΔΟΥ (ΜΕΤΡΗΣΗ 6)



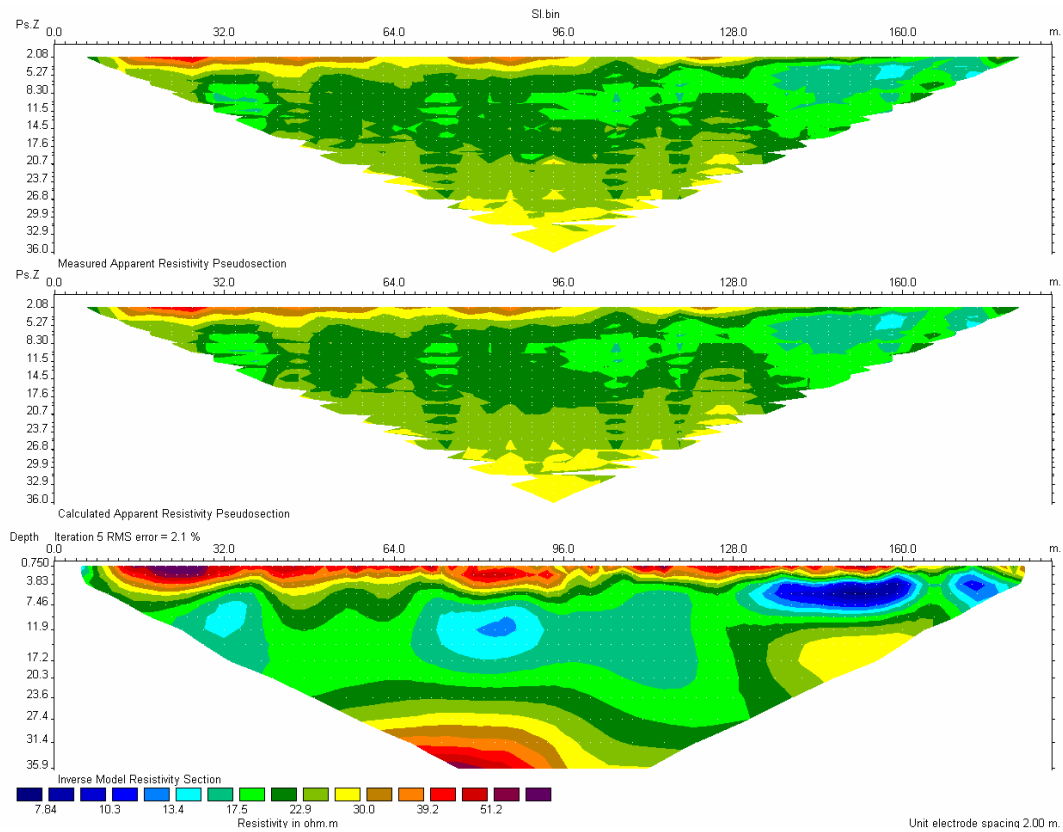
Στα επιφανειακά στρώματα εντοπίστηκαν φερτά υλικά μεγάλης συνοχής ενώ βαθύτερα συναντάται ο μαργαϊκός ασβεστόλιθος.

ΤΟΜΗ 8 – ΠΕΡΙΟΧΗ ΝΙΚΗΦΟΡΟΥ ΦΩΚΑ- ΔΥΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΟΛΗΣ ΤΟΥ ΡΕΘΥΜΝΟΥ – ΜΕΤΑΞΥ ΚΤΙΡΙΩΝ



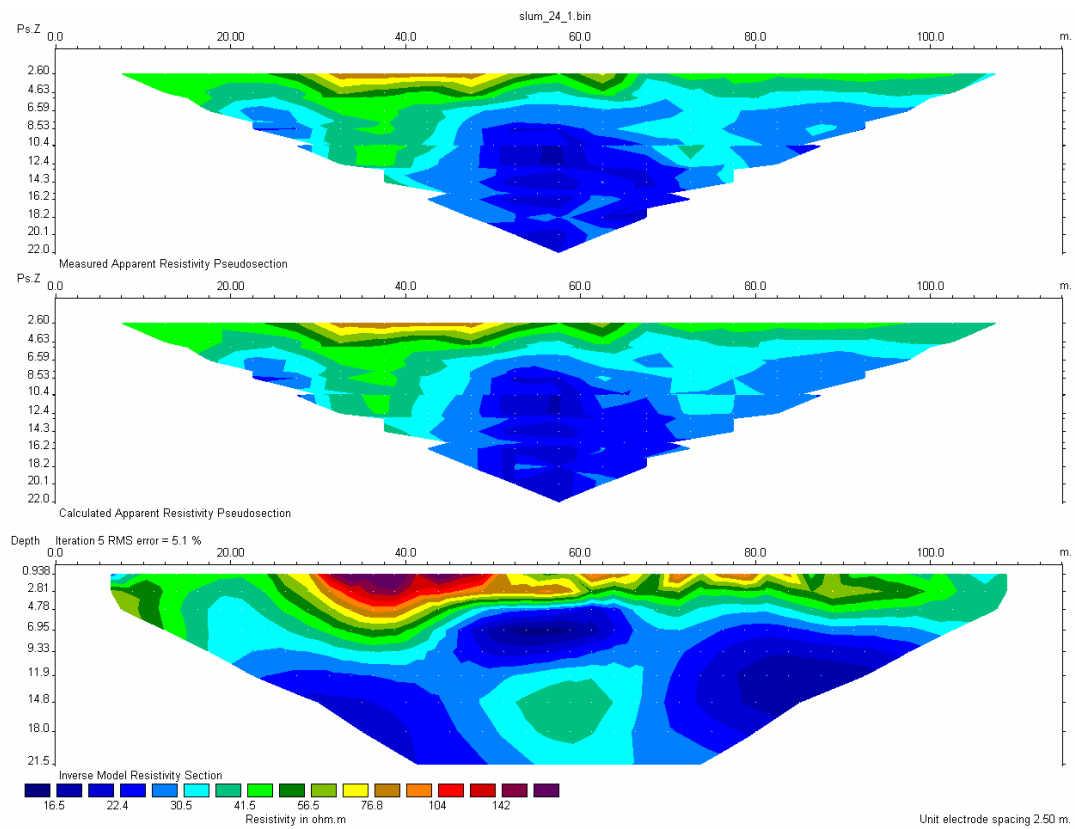
Στα πρώτα 8 μέτρα εντοπίζονται αλλούβια ιζήματα (ερυθρογή) ενώ το υπόβαθρο της περιοχής συνίσταται από υγιή μαργαϊκό ασβεστόλιθο. Η αρχή της τομής βρίσκεται σε υψηλότερο σημείο (τοπογραφικά).

ΤΟΜΗ 9 –ΟΔΟΣ ΕΜΑΝΟΥΗΛ ΒΕΡΝΑΡΔΟΥ - ΝΟΤΙΑ ΤΟΥ ΡΕΘΥΜΝΟΥ



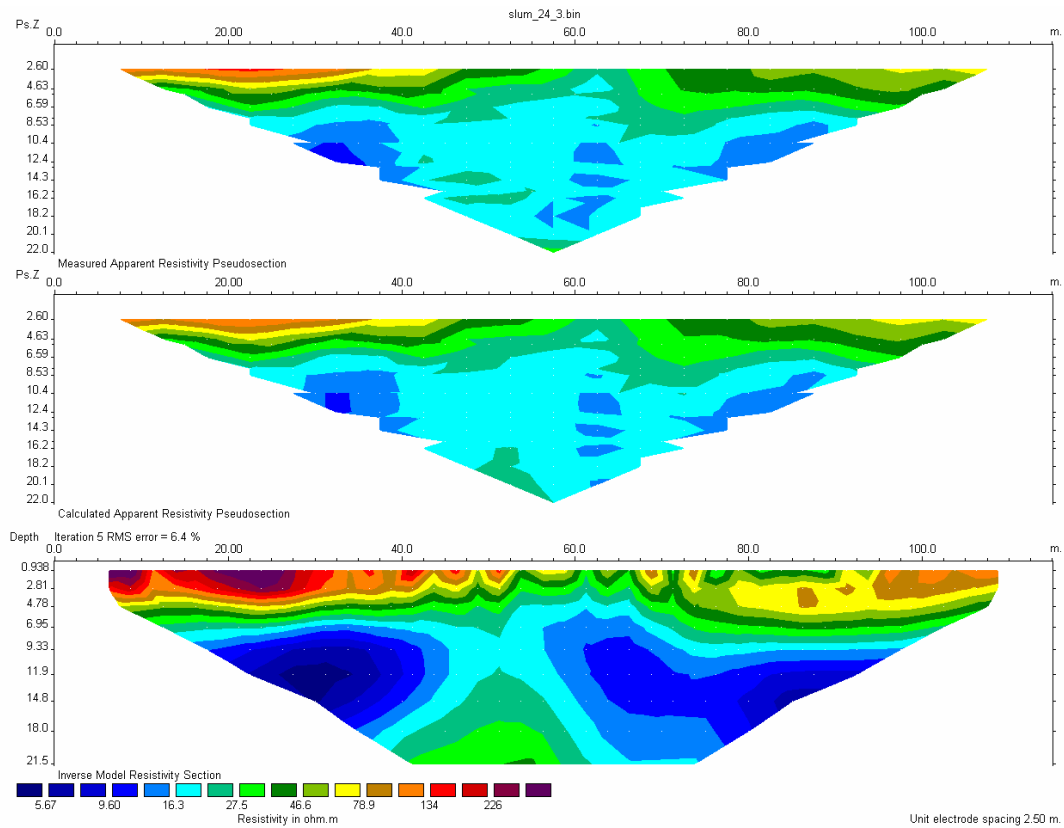
Στα πρώτα 4 μέτρα εντοπίζονται αλλούβια ιζήματα (ερυθρογή) ενώ το υπόβαθρο της περιοχής συνίσταται από μαργαϊκό ασβεστόλιθο.

ΤΟΜΗ 10 – ΟΔΟΣ ΙΩΑΝΝΟΥ ΚΟΝΔΥΛΑΚΗ ΡΕΘΥΜΝΟ



Στα πρώτα 4 μέτρα εντοπίζονται αλλούβια ιζήματα (ερυθρογή) ενώ το υπόβαθρο της περιοχής συνίσταται από μαργαϊκό ασβεστόλιθο.

ΤΟΜΗ 11 – ΤΟΜΗ ΜΕΣΑ ΣΤΟ ΡΕΜΑ ΕΠΙ ΤΗΣ ΚΕΝΤΡΙΚΗΣ ΟΔΟΥ ΠΟΥ ΟΔΗΓΕΙ
ΣΤΟ ΤΕΙ ΡΕΘΥΜΝΟΥ



Η μέτρηση εκτελέστηκε εντός ρέματος. Στα πρώτα 4 μέτρα εντοπίζονται αλλούβια ιζήματα ενώ το υπόβαθρο της περιοχής συνίσταται από μαργαϊκό ασβεστόλιθο με χαμηλές τιμές αντιστάσεων. Πιθανότατα από τα 7 ως τα 18 μέτρα να υπάρχει υδροφορία

6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aitken, M.J. (1974). *Physics and Archaeology. Second Edition, Oxford: Clarendon Press.*
- Ahler, S.A. and Kvamme, K.L. (2000). *New Geophysical and Archaeological Investigations at Huff Village State Historic Site, Morton County, North Dakota. PaleoCultural Research Group, Flagstaff, Arizona. Report submitted to the State Historical Society of North Dakota, Bismarck.*
- Annan, A.P., Waller, W.M., Strangway, D.W., Rossiter, J.R., Redman, J.D. and Watts, R.D. (1975). *The electromagnetic response of a low-loss, 2-layer, dielectric earth for horizontal electric dipole excitation. Geophysics, 40, 285-298.*
- Annan, A.P. (1992). *Ground Penetrating Radar, Workshop Notes. Sensors & Software Inc.*
- Annan, A.P. (1993). *Practical Processing of GPR data. Proc. of the Second Government Workshop on Ground Penetrating Radar, 26-28 October, Columbus, Ohio.*
- Annan, A.P. (1994). *GPR Frequency Selection. Symposium on the Application of Geophysics to Environmental & Engineering Problems, 27-31 March, Boston, Massachusetts.*
- Barker, R. D. (1989). *Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. Geophysics, 54, 1031-1037.*
- Barker, R. (1992). *A simple algorithm for electrical imaging of the subsurface. First Break, 10 (2), 53-63.*
- Briuer, F.L., Simms, J. and Smith, L.M. (1996). *Site Mapping, Geophysical Investigation and Geomorphic Reconnaissance at Site 9ME395 Upatoi Town Fort Benning, Georgia, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi.*
- Bristow, C.M. (1966). *A new graphical resistivity technique for detecting air-filled cavities. Study in Speleology, 1, 204-227.*
- Claerbout, J.F. and Muir, F. (1973). *Robust modeling with erratic data. Geophysics, 38, 826-844.*
- Claerbout, J.F. (1992). *Earth Soundings Analysis: Processing versus Inversion. Blackwell Scientific.*
- Cook, K.L. and Van Nostrand, R.G. (1954). *Interpretation of Resistivity Data Over Filled Sinks. Geophysics, 19, 761-790.*
- Coggon, J.H. (1971). *Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method. Geophysics, 36, 132-155.*
- Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G. (1987). *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 289-300.*

- Cole, K.S. and Cole, R.H. (1941). *Dispersion and Absorption in Dielectrics: I. Alternating Current Characteristics*. *Journal of Chemical Physics*, 9, 341-351.
- Daniels, F. and Alberty, R.A. (1966). *Physical Chemistry*. John Wiley and Sons, Inc.
- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990). *Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data*. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- Davis, J.L. and Annan, A.P. (1989). *Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy*. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Davis, J.L., Annan, A.P., Black, G. and Leggat, C.D. (1985). *Geologic sounding using low frequency radar*. *Abstracts of the 55th Annual International SEG Meeting*.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979a). *Resistivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional structures*. *Geophysical Prospecting*, 27, 106-136.
- Dey, A. and Morrison, H.F. (1979b). *Resistivity modeling for arbitrarily three-dimensional structures*. *Geophysics*, 44, 753-780.
- De Jongh, R.V., Yarovoy, A.G., Lighthart, L.P., Kaploun, I.V. and Schukin, A.D. (1998). *Design and analysis of new GPR antenna concepts*. *Proc. GPR '98, 7th International Conference on Ground Penetrating Radar*, Lawrence, Kansas, USA, May 27-30, 1998, 1, 81-86.
- Edwards, L.S. (1977). *A modified pseudosection for resistivity and IP*. *Geophysics*, 42, 1020-1036.
- Fisher, E., McMehan, G.A. and Annan, A.P. (1992). *Acquisition and processing of wide-aperture ground-penetrating radar data*. *Geophysics*, 57, 494-504.
- Giannopoulos, A. (1997). *The Investigation of Transmission-Line Matrix and Finite-Difference Time-Domain Methods for the Forward Problem of Ground Probing Radar*. Ph.D. Thesis, Department of Electronics, University of York.
- Giannopoulos, A., Tealby, J.M. and Tsokas, G.N. (1996). *Ground Probing Radar – A brief account of its merits and limitations based on case histories in N. Greece*. *Archaeometrical and archaeological research in Macedonia and Thrace*. *Proceedings of the 2nd Symposium*. Thessaloniki, 1996.
- Hallof, P.G. (1957). *On the interpretation of resistivity and induced polarization measurements*. Ph.D. Thesis, MIT.
- Ho, G., Kawanaka, A. and Takagi, M. (1994). *Frequency domain migration for subsurface radar considering variations in propagation velocity*. *IEICE Transactions on Communications*, Vol. E77-B, 1056-1063.

- Kanezaki, Y., Sakayma, T. and Kimura, M. (1990). *An adjustable ground probing radar. Proceedings of the 60th SEG Annual Meeting.*
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C. (1966). *Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press Inc., Oxford.*
- Kingsley, S. and Quegan, S., (1992). *Understanding radar systems. McGraw-Hill.*
- King, R.W.P., Smith, G.S., Owens, M. and Wu, T.T. (1981). *Antennas in matter. Fundamentals, Theory and Applications, The MIT Press.*
- Levenberg, K. (1944). *A method for the solution of certain non-linear problems in least squares. Quart. Appl. Math., 2, 164-168.*
- Loke, M.H. (1996). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. <http://www.geoelectrical.com>*
- Loke, M.H. and Barker, R.D. (1996a). *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. Geophysical Prospecting, 44, 131-152.*
- Marquadt, D.W. (1963). *An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Indust. Appl. Math., 11, 431-441.*
- Martinez, A. and Byrnes, A.P. (2001). *Modeling Dielectric-constant values of Geologic Materials: An Aid to Ground-Penetrating Radar Data Collection and Interpretation. Current Research in Earth Sciences, Bulletin 247, part 1.*
- Meju, M.A. (1994). *Geophysical data analysis: Understanding inverse problem, theory and practice. Course notes series, Vol. 6, Domenico, S.N., Editor.*
- Moffatt, D.L. and Puskar, R.J. (1976). *A subsurface electromagnetic pulse radar. Geophysics, 41, 506-518.*
- Motoyuki, S. (1992). *Polarimetric borehole radar. Extended Abstracts of the 54th EAEG meeting, 438-439.*
- Motoyuki, S., Ohkubo, T. and Niitsuma, H. (1995). *Cross-polarization borehole radar measurements with a slot antenna. Journal of Applied Geophysics, 33, 53-61.*
- Munro, M.A.R. and Papamarinopoulos, St. (1978). *The investigation of an unusual magnetic anomaly by combined magnetometer and soil susceptibility surveys. Archaeophysica, 10, 675-680.*
- Mufti, L. (1976). *Finite-difference resistivity modeling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. Geophysics, 41, 62-78.*

- Olayinka, A.I. and Yaramanci, U. (2000). Use of block inversion in the 2-D interpretation of apparent resistivity data and its comparison with smooth inversion. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 63-81.
- Papamarinopoulos, St., Tsokas, G.N. and Williams, N. (1985). Magnetic and electric measurements on the island of Lesbos for the detection of buried ancient relics. *Archaeophysica*, 23, 483-490.
- Parasnis, D.S. (1997). *Principles of Applied Geophysics. Fifth Edition*, Chapman & Hall.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. and Flannery, B.P. (1992). *Numerical Recipes in Fortran: the art of scientific computing* (2nd edition). Cambridge University Press.
- Powers, M.H. (1997). Modeling frequency-dependent GPR. *The Leading Edge*, Vol. 16, No. 11, pp. 1657-1662.
- Roy, A. (1971). Depth of investigation in Wenner, three-electrode and dipole-dipole DC resistivity methods. *Geophysical Prospecting*, 20, 29-340.
- Roy, A. and Apparao, A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36, 943-959.
- Sarris, A. and Jones, R.E. (2000). Geophysical and Related Techniques Applied to Archaeological Survey in the Mediterranean: A Review. *Journal of Mediterranean Archaeology*, 13, 3-75.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical Prospecting*, 40, 453-464.
- Scollar, I., Weidner, B. and Segeth, K. (1986). Display of archaeological magnetic data. *Geophysics*, 51, 623-633.
- Sheriff, R.E. (1991). *Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Skolnic, M.I. (1981). *Introduction to radar systems*. McGraw-Hill.
- Silvester, P.P. and Ferrari, R.L. (1990). *Finite elements for electrical engineers* (2nd edition). Cambridge University Press.
- Smith, G.S. (1984). Directive properties of antennas for transmission into a material half-space. *IEEE Transaction on Antennas and Propagation*, 32, 232-246.
- Smith, N. and Vozoff, K. (1984). Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data. *IEEE Trans. Geosc.*, 22, (1), 21-28.
- Tealby, J.M., Oxley, J., Campbell, T., Giannopoulos, A. and Dittmer, J. (1993). Analysis of ground probing radar data, including polarization effects, when used in condition assessment of

ancient monuments. *Geophysical Exploration of Archaeological Sites, SERIES: Theory and Practice of Applied Geophysics, Vieweg Verlag, A. Vogel and G. Tsokas eds., 7, 235-247.*

Τσόκας, Γ.Ν., Ρόκκα, Α.Χ. και Παπαζάχος, Β.Κ. (1986). Γεωφυσικά διασκόπηση αρχαιολογικών χώρων στη Βόρεια Ελλάδα. Συνέδριο: Σύγχρονες μέθοδοι αποτύπωσης και τεκμηρίωσης μνημείων και αρχαιολογικών χώρων, Θεσσαλονίκη-Άγιο Όρος, 29 Σεπτεμβρίου-3 Οκτωβρίου 1986.

Tsang, L., Kong, J.A. and Shin, R.T. (1985). *Theory of microwave remote sensing. John Wiley & Sons Inc.*

Tsokas, G.N., Giannopoulos, A., Tsourlos, P., Vargemezis, G., Tealby, J.M., Sarris, A., Papazachos, C.B. and Savopoulou, T. (1994). A large scale geophysical survey in the archaeological site of Europos (N. Greece). *Journal of Applied Geophysics, 32, 85-98.*

Tsokas, G.N. and Saatsoglou-Paliadeli, Ch. (1986). The investigation of an unusually high magnetic anomaly in ancient Aegae (Vergina, N. Greece). *International Conference on Archaeometry, Athens, 1986.*

Tsokas, G.N., Rocca, A.Ch. and Papazachos, B.C. (1984). Magnetic prospecting at the prehistoric site of the village Mandalo in Northern Greece. *South European Conference on Archaeometry, Delfi, Greece.*

Tsokas, G.N., Rocca, A.Ch. and Eessios, M. (1985). Geophysical investigations in the area of the tumulus of Aliko near Kitros, Ancient Pydna. *Sci. Ann. Of the School of Phys. And Maths., University of Thessaloniki.*

Tsourlos, P., Szymanski, J., Dittmer, J. and Tsokas, G. (1993). The use of back-projection for fast inversion of 2-D resistivity data. *Proceedings of the 2nd congress of the Greek Geophysical Union, Florina, Greece, 5-7 ay, 1, 71-81.*

Tsourlos, P.I. (1995). *Modeling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data. Ph.D. Thesis, Department of Electronics, University of York.*

Tsourlos, P.I., Szymanski, J.E. and Tsokas, G.N. (1998). A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data. *Journal of the Balkan Geophysical Society, 1, 3-13.*

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics (2nd edition). Cambridge University Press.*

Vaughan, C.J. (1986). Ground-penetrating radar surveys used in archaeological investigations. *Geophysics, 51, 595-604.*

Ward, S. (1989). Resistivity and induced polarization methods: in *Investigations in Geophysics no 5, Geotechnical and Environmental Geophysics vol. I, ed. S. Ward, SEG, Tulsa, 147-189.*

Wynn, J.C. (1986a). *Archaeological prospection: an introduction to the special issue. Geophysics, 51, 533-537.*

Wynn, J.C. (1986b). *A review of geophysical methods used in archaeology. Georhaeology, 1, 245-257.*

Zhody, A. (1989). *A new method for the interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. Geophysics, 54, 245-253.*

Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing. Society of Exploration Geophysicists.*