

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ &
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ



ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Γεωφυσική Διασκόπηση σε Εντοπισμένη Κατολίσθηση



Νικόλαος Δέλγας, 1185

Παναγιώτης Παναγιωτίδης, 1174

Επιβλέπων : Π. Σουπιός

Χανιά, Ιούνιος 2016

Περίληψη

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι ο προσδιορισμός μιας γεωφυσικής δομής μιας κατολισθαίνουσας μάζας, μέσω κάποιων καινοτόμων ερευνητικών μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν κατά τις γεωλογικές μελέτες που πραγματοποιήθηκαν μετά από φαινόμενα κατολισθήσεων, τα οποία έλαβαν χώρα σε περιοχές της Αυστρίας της Νορβηγίας και της Νοτίου Κρήτης.

Για την πρώτη γεωλογική/γεωφυσική μελέτη που θα αναλυθεί, η οποία διεξήχθη στη Βιέννη της Αυστρίας στην περιοχή Neulinggasse, 38, 1030, χρησιμοποιήθηκε η εναέρια γεωφυσική (airborne geophysics), μια καινοτόμος μεθοδολογία για την έρευνα τυχόν παραμορφώσεων του εδάφους [1]. Ο άλλος στόχος των δραστηριοτήτων που πραγματοποιήθηκαν ως επι τόπου δοκιμές στην κοιλάδα Gschliegraben ήταν να εισαχθούν νέες τεχνικές για τον έλεγχο της μετακίνησης της εδαφικής μάζας και της έγκαιρης προειδοποίησης όταν η μετακίνηση αυτή εντοπιστεί και υπερβεί κάποια προεπιλεγμένα όρια παραμόρφωσης. Για το λόγο αυτό, εγκαταστάθηκε το αυτοματοποιημένο σύστημα παρακολούθησης στο χαμηλότερο μέρος της κοιλάδας.

Η δεύτερη γεωλογική μελέτη αναφέρεται σε μια ξαφνική αστοχία της ασταθούς βραχώδους πλαγιάς στο Åknes της Νορβηγίας, η οποία μπορεί και να παράγει τοπικό τσουνάμι στο εσωτερικό του Storfjord. Η ολισθήγουσα μάζα ελέγχεται συνεχώς από ένα πλήθος γεωφυσικών συστημάτων, τα οποία καταγράφουν τα σεισμικά γεγονότα που συνδέονται άμεσα με τη μετακίνηση της μάζας. Αναμένουμε ότι μια επιτάχυνση της ολίσθησης θα συνοδευθεί από μια αλλαγή της μικροσεισμικής δραστηριότητας.

Η τρίτη γεωφυσική μελέτη αναφέρεται στην Νότια Κρήτη και συγκεκριμένα στην Παλαιόχωρα.

Abstract

The aim of this work is to define the geophysical signal and signature of a mass movement / landslide, by using some innovative methods usually applied to in-situ geological studies. Example from regions in Austria, Norway and South Crete in Greece are given.

Περιεχόμενα

Contents

Περίληψη	2
Abstract	3
Περιεχόμενα.....	4
Εισαγωγή	5
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΥ ΚΑΙ ΝΟΤΙΟΥ ΚΡΗΤΗΣ.....	7
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ	9
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΜΕΝΩΝ ΤΟΠΟΘΕΣΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΧΩΡΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΚΡΗΤΗ	10
Μεθοδολογία	13
Εναέρια Γεωφυσική	13
Γεωφυσική Διασκόπηση.....	14
Γεωηλεκτρική διασκόπηση.....	14
Σύστημα Παρακολούθησης Κατολισθήσεων	51
Αποτελέσματα	53
Συμπεράσματα-Συζήτηση.....	72
Αναφορές.....	74

Εισαγωγή

Μέχρι τα τέλη Σεπτεμβρίου του 2009, μια σύνθετη εναέρια γεωφυσική έρευνα εκτελέστηκε σε ένα μεγάλο σύστημα γεωλογικά ασταθών μαζών που χαρακτηρίζονται από μεγάλες κατολισθήσεις και εδαφοροές στη κοιλάδα Gschliefgrabem στην Αυστρία (δήμος Gmuden), ανατολικά της λίμνης Traunsee. Ταυτόχρονα, τα αυτοματοποιημένα συστήματα παρακολούθησης (Digital Monitoring Systems - DMS) εγκαταστάθηκαν για να λάβουν χρονικά μεταβαλλόμενες μετρήσεις με σκοπό την μέτρηση, μεταβολή και ερμηνεία της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, τη μετατόπιση των εδαφικών μαζών και την αλλαγή της στάθμης του υπόγειου νερού.

Η περιοχή Gschliefgraben είναι μια κοιλάδα μήκους 2.85 χιλιομέτρων και πλάτους 0.85 χιλιομέτρων, η οποία εκτείνεται κατά μήκος των βόρειων ασβεστολιθικών Άλπεων. Το μέτωπο των βόρειων ασβεστολιθικών Άλπεων διαμορφώνει μια απότομη κλίση στις δύο κορυφές του όρους Traunstein, το οποίο έχει ύψος 1691 μέτρα (βλ. Σχήμα 1). Η λεκάνη απορροής διαιρείται σε μικρά κανάλια και σε μετέπειτα λεκάνες απορροής. Η τοπογραφία της ορεινής μάζας ελέγχεται έντονα από την κατολισθαίνουσα μάζα, η οποία έχει αναπτυχθεί από το τέλος της τελευταίας παγετώδους περιόδου.

Στα τέλη του Νοεμβρίου του 2007, επανενεργοποιήθηκε μια εδαφική ροή περίπου 3.8 εκατομμυρίων κυβικών μέτρων κορηματικής μάζας, που κατά πάσα πιθανότητα προκλήθηκε από μια κατάπτωση βράχων, τον Απρίλιο του 2006. Αρχικά η ταχύτητα μετατοπίσεων έφτασε τα 4.7 m/day [2]. Οι κύριες διεργασίες που οδηγούν στην απώλεια μάζας αντιπροσωπεύονται με την ολίσθηση και τη ροή στο κεντρικό μέρος (βλ. σχήμα 2), το οποίο αποτελείται συνήθως από μαύρες μάργες και σχιστόλιθο. Αυτοί οι ακατάλληλοι, μαλακοί βράχοι είναι ισχυρά κατακερματισμένοι με σχετικά υψηλή περιεκτικότητα σε αργιλικά ορυκτά τα οποία παρουσία νερού διογκώνονται. Απαντώνται εδώ υπό μορφή τεκτονικού παραθύρου κάτω από το φλύσχη του Rhenodanubian και των υπερκείμενων βόρειων ασβεστολιθικών Άλπεων. Από την άλλη πλευρά, η πτώση, η ανατροπή, και η μετακίνηση είναι οι χαρακτηριστικοί τύποι εδαφικών μετακινήσεων στις ανατολικές και νότιες περιοχές της κοιλάδας Gschliefgraben, όπου συνήθως εμφανίζεται το σκληρό υπόβαθρο της περιοχής έρευνας.



Σχ. 1: Φωτογραφία της περιοχής Gschliefgraben (φωτογραφία από τον R. SUPPER, 2009)

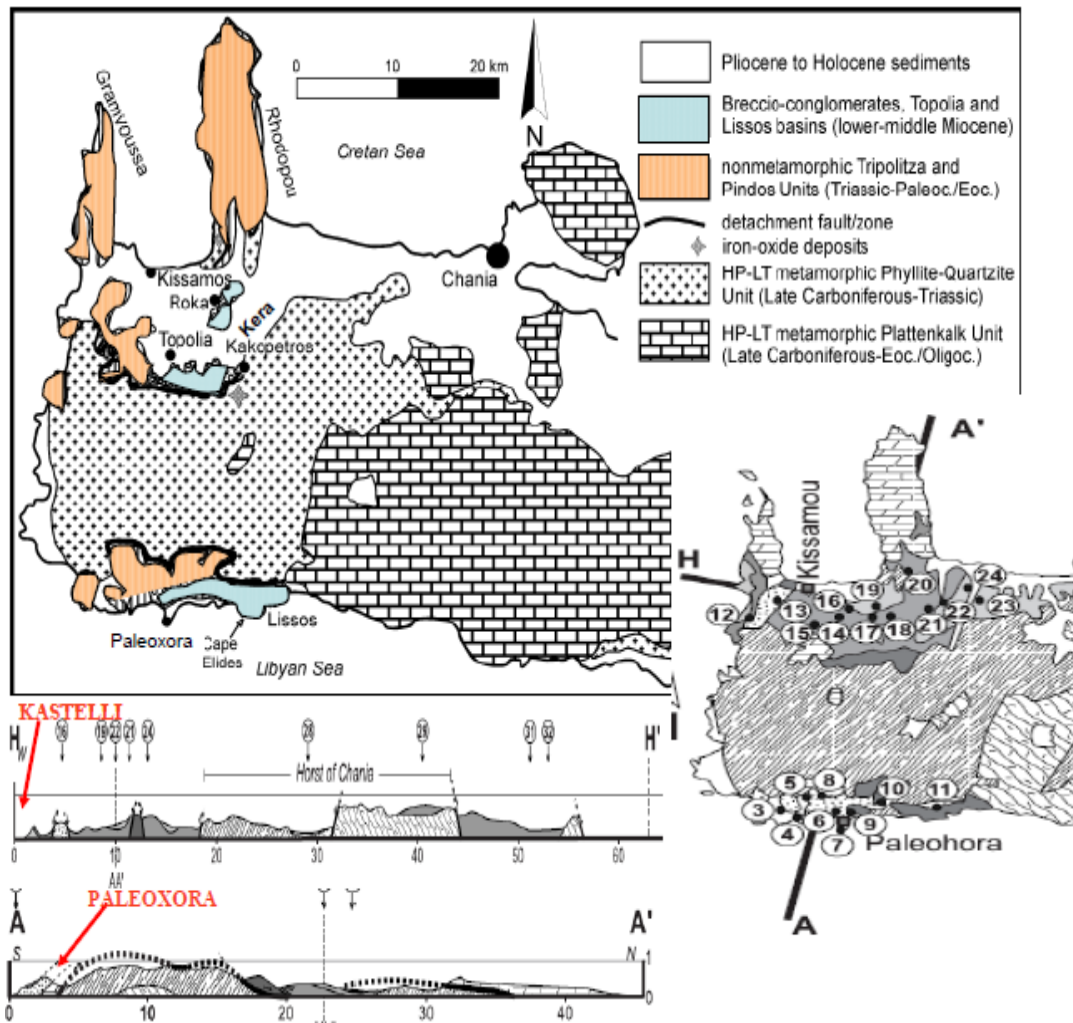
Στο Åknes της Νορβηγίας, η εδαφική μετακίνηση (κατολίσθηση) ελέγχεται συνεχώς από ένα πλήθος συστημάτων, μεταξύ των οποίων ένα δίκτυο σειсмоγράφων και ένας πρόσφατα εγκατεστημένος σταθμός σεισμικών μετρήσεων ευρέως φάσματος. Τα συστήματα σεισμικών μετρήσεων θεωρούνται συμπληρωματικά του εξοπλισμού μετρήσεων (επιμηκυνσιόμετρα, ρωγμόμετρα, -χωροβάτες και σταθερά σημεία για μετρήσεις με λέιζερ, κ.α.) που εγκαθίστανται επιτόπου, και καταγράφουν τα σεισμικά γεγονότα που συνδέονται άμεσα με τη μετακίνηση των εδαφικών μαζών, καθώς επίσης και από άλλα δευτερεύοντα γεγονότα, όπως οι μικρές πτώσεις βράχων. Η μελέτη βασίστηκε στην υπόθεση ότι μια επιτάχυνση της κίνησης της ολισθαίνουσας μάζας θα επιφέρει μια αλλαγή/αύξηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας [3].

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΒΟΡΕΙΟΥ ΚΑΙ ΝΟΤΙΟΥ ΚΡΗΤΗΣ

Στις ακόλουθες παραγράφους θα παρουσιαστεί μια σύντομη εγκυκλοπαιδική σύνοψη του γεωλογικού τοπίου της υπό εξέταση περιοχής. Τα φυσιολογικά ρήγματα που διασχίζουν την κατώτερη και ανώτερη τεκτονική ενότητα της βορειοδυτικής και νοτιοδυτικής Κρήτης καλύπτονται μερικώς από τα Νεογενή ιζήματα. Νεογενή ιζήματα (εναποτεθειμένα μεταξύ c.9 και 5 Ma) επικαλύπτουν λατυποπαγή συσσωματώματα παλαιότερα από 9 Myr (προ-Νεογενής) (ή Κατώτερος Μειόκαινος προς Μέση Μειόκαινος) (Keupp & Bellas, 2000). Στην Εικόνα 2.4 (Seidel et al., 2007) αναπαρίσταται η εκταφή της Νεογενούς στη βόρειο- και τη νοτιοδυτική Κρήτη. Η λεκάνη του Καστελλίου Κισσάμου, συμπεριλαμβανομένων των χωριών Ρόκκα και Κερά (βορειοδυτική Κρήτη) και της περιοχής της Παλαιοχώρας (νοτιοδυτική Κρήτη), επίσης αναπαρίστανται στην Εικόνα 1.

Η περιοχή έρευνας δομείται από τις ακόλουθες γεωλογικές ενότητες:

1. Ιζήματα Πλειόκαινου έως Ολοκαινικής Περιόδου.
2. Λατυποπαγή συσσωματώματα. Λεκάνες Τοπόλιας και Λισσού (Κατώτερο-Μέσο Μειόκαινο),
3. Μη μεταμορφωσιγενείς Ενότητες Τριπολιτζάς και Πίνδου (Τριασσική-Παλαιόκαινος/Ηώκαινο)
4. Ρήγμα/ ζώνη αποκόλλησης, Ιζήματα οξειδίου του σιδήρου
5. Ενότητα μεταμορφωσιγενούς Φυλίτη-Χαλαζίτη Υψηλής Πίεσης – Χαμηλής Θερμοκρασίας (Υστερη Λιθανθρακοφόρος-Τριασσική)
6. Ενότητα μεταμορφωσιγενούς Ασβεστόλιθου Υψηλής Πίεσης – Χαμηλής Θερμοκρασίας (Υστερη Λιθανθρακοφόρος-Ηώκαινος/Ολιγόκαινος)
7. Τεκτονικό Κέρας Χανίων – Η'



Εικόνα 1 (Πάνω) Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης της δυτικής Κρήτης (τροποποιημένος κατόπιν Seidel et al., 2007, η Ενότητα Τριπάλης συμπεριλαμβάνεται στην Ενότητα Ασβεστολίθου). Οι Νεογενείς λεκάνες Τοπόλιας και Λισσού, οι κατώτερες τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες, και το ρήγμα αποκόλλησης απεικονίζονται. Η λεκάνη της Τοπόλιας οριοθετείται στις περιοχές γύρω απ' τα χωριά Ρόκκα, Τοπόλια και Κακόπετρος (τροποποιημένα κατόπιν Seidel et al., 2007) (Κάτω δεξιά) Γεωλογικός χάρτης της Κρήτης όπου διεξήχθησαν παλαιοβαθυμετρικές τομές στο βορειοδυτικό και νοτιοδυτικό κομμάτι [του νησιού]. Η γραμμή Η-Η' δείχνει το ρήγμα με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ. Το κομμάτι Η' βρίσκεται στην ανατολική πλευρά της Κρήτης και επομένως δεν παρουσιάζεται στην εικόνα. Η εγκάρσια τομή της τοποθεσίας 7 αντιστοιχεί στο ημι-τεκτονικό βύθισμα της λεκάνης της Παλαιοχώρας, της τοποθεσίας 3 αντιστοιχεί στα εδάφη της Κουντούρας, της τοποθεσίας 4 αντιστοιχεί στις χερσονήσου του Γραμμένου, της τοποθεσίας 16 στα Χαιρετιανά (νότια του Καστελλίου) και της 18 στο χωριό Κερά (απόσπασμα από van Hinsbergen, 2006). Εικόνα κάτω αριστερά: Εγκάρσια τομή της Κρήτης (van Hinsbergen, 2006). Εικονίζονται η εγκάρσια τομή της Παλαιοχώρας και του Καστελλίου Κισσάμου. Το ημι-τεκτονικό βύθισμα της λεκάνης της Παλαιοχώρας και η διερευνημένη περιοχή Καστελλίου χαρακτηρίζονται από ζώνη της Πίνδου, Κατώτερο

έως Μέσης Μειόκαινου και Ανώτερου Μειόκαινου έως Πλειόκαινου, Πίνδου και Μέσης έως Ανώτερου Μειόκαινου (απόσπασμα από Van Hinsbergen, 2006).

Ο Van Hinsbergen διεξήγαγε παλαιοβαθυμετρικές έρευνες σε 75 τοποθεσίες κατά μήκος όλης της επιφάνειας της Κρήτης. Στην Εικόνα 1 (πάνω αριστερά) παρουσιάζονται οι τοποθεσίες που σχετίζονται άμεσα με τους στόχους της εργασίας όπου διεξήχθησαν παλαιοβαθυμετρικές τομές στη βορειοδυτική (τομές: 13-21) και νοτιοδυτική (τομές: 3-11) Κρήτη για να προσδιοριστεί το βάθος των ιζημάτων (van Hinsbergen, 2006). Νεογενείς εκταφές στη βόρεια και νότια πλευρά της Κρήτης διαχωρίζονται από μια εντυπωσιακή άμορφη πτυχή με διεύθυνση ΔΒΔ-ΑΝΑ (Meulenkaamp et al., 1988; Kiliias et al., 1994) που διασταυρώνεται από ένα περίπλοκο μωσαϊκό φυσιολογικών ρηγμάτων τα οποία σχημάτισαν τις λεκάνες κατά τη διάρκεια της Ύστερης Νεογενούς, όπως παρουσιάζονται στην Εικόνα 1 (πάνω αριστερά). Τα ρήγματα στο δυτικό κομμάτι της Κρήτης έχουν κατά κύριο λόγο ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση (Angelier et al., 1982).

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗΣ ΚΡΗΤΗΣ

Στη νοτιοδυτική Κρήτη μεγάλα απομονωμένα κομμάτια των άνω στρωμάτων (Ενότητα Τριπολιτζάς ή συσσωματώματα της ομάδας της Πρίνας, Γράφημα Α-Α' στην Εικόνα 1) επικαλύπτουν τα κατώτερα στρώματα της Νεογενούς. Η ομάδα της Πρίνας περιλαμβάνει τα παλαιότερα Νεογενή πετρώματα (λατυποπαγή Τοπόλιας: Meulenkaamp, et al., 1979) που ακανόνιστα υπέρκεινται κυρίως της Ενότητας Τριπολιτζάς (Rahl et al., 2004).

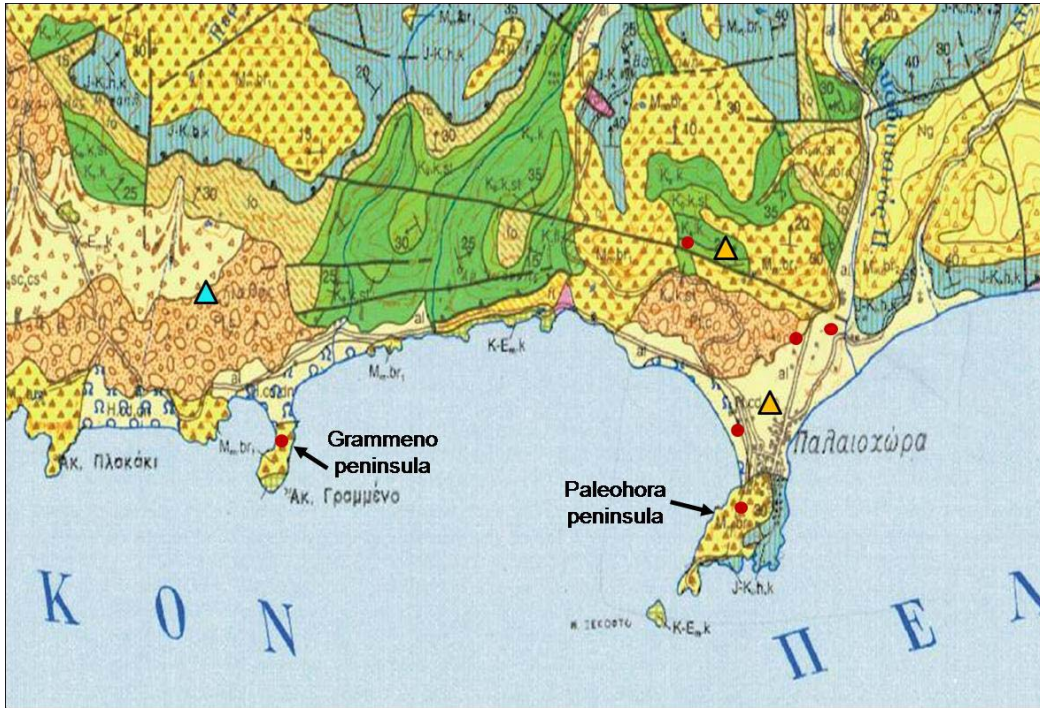
Βαθιές υποθαλάσσιες τομές και παλαιοβαθυμετρικές τομές στη νοτιοδυτική Κρήτη παρουσιάζονται από τον van Hinsbergen (2006). Το βάθος απόθεσης των ιζημάτων στην περιοχή της Κουντούρας (4), στο Γραμμένο (4), στην Παλαιόχωρα (6) και στον χώρο κατασκήνωσης Παλαιοχώρας υπολογισμένο βάσει παλαιοβαθυμετρικών τομών είναι 36 m, 935 m, 775 m και 136 m, αντίστοιχα (van Hinsbergen, 2006). Στο φαράγγι της Άνυδρης, τα λατυποπαγή της Τοπόλιας μετά από μερικά μέτρα διαδέχονται οι ρηχοί θαλάσσιοι αμμόκοκκοι και οι μάργες (που αντιστοιχίστηκαν στην ομάδα Τεφελίου και επικαλύπτουν ένα ασβεστολιθικό σχηματισμό). Ο van Hinsbergen (2006) συγκρίνοντας τη συνεχή διατομή των βραχέων, βαθέων υποθαλάσσιων τομών στο Γραμμένο (τομή: 4), στην Παλαιόχωρα (τομή: 6), στο Σέλλινο (τομή: 7) και τον Βούτα (τομή: 8) με τα ρηχά θαλάσσια ιζήματα κοντά στην Άνυδρη (τομή: 10) στην Εικόνα 1 (πάνω δεξιά), ισχυρίζεται ότι η υποχώρηση του φλοιού συνεχίστηκε στην Ύστερη Σερραβάλλιο και την Πρώιμη Τορτόνιο για να φτάσει σε βαθιές υποθαλάσσιες συνθήκες. Στα νοτιοδυτικά κοντά στην Παλαιόχωρα απαντώνται σχηματισμοί της ομάδας της Πρίνας (Fortuin & Peters, 1984). Στην Κουντούρα (δυτικά της Παλαιόχωρας) ένα πλήθος από αναβαθμίδες διαβρωμένες από κύματα είναι εκτεθειμένες στο βόρειο κομμάτι και σχηματίστηκαν ως αποτέλεσμα της αυξομείωσης της στάθμης της θάλασσας και/ή

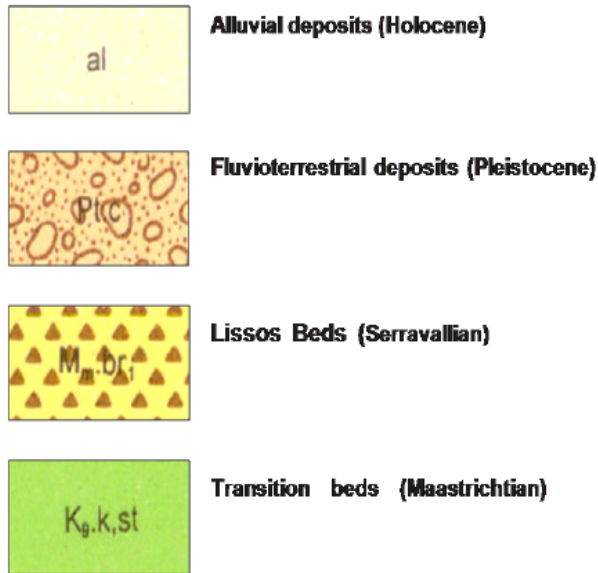
λόγω ελαστικής παραμόρφωσης που σχετίζεται με τον κύκλο των σεισμών (Rahl et al., 2004). Τα βράχια της παραλίας της Παλαιοχώρας συγκροτούνται από συμπαγή συσσωματώματα και άμμο και περιέχουν βότσαλα που προέρχονται από τα γειτονικά Κρητικά καλύμματα (Φυλίτη-Χαλαζίτη και Τριπολιτζάς) (Rahl et al., 2004).

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΔΙΕΡΕΥΝΗΜΕΝΩΝ ΤΟΠΟΘΕΣΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΑΛΑΙΟΧΩΡΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΟΔΥΤΙΚΗ ΚΡΗΤΗ

Στην Εικόνα 2 παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης (Tsalahouri & Fontou, 1972). Το επιφανειακό γεωλογικό τοπίο των διερευνημένων τοποθεσιών στην Παλαιόχωρα χαρακτηρίζεται από μια ποικιλομορφία τύπων πετρωμάτων, όπως φαίνεται στην Εικόνα 1, συμπεριλαμβανομένων των ακόλουθων: αλλουβιακά κοιτάσματα συσσωματώματα που εναλλάσσονται με αμμόλιθο, ψαμμίτη και πηλώδες έδαφος, μεταβατικά υποστρώματα που συντίθενται από πλακώδη ασβεστόλιθο που εναλλάσσεται με αμμόλιθο και σχιστόλιθο, τα υποστρώματα της Λισσού που συντίθενται από βότσαλα και χαλίκια της προ-Νεογενούς περιόδου συνενωμένα με ασβεστιτικό και μαργαϊκό τσιμέντο, χερσαία και ποταμίσια ιζήματα.

Το αστικό συγκρότημα της Παλαιόχωρας χαρακτηρίζεται από αλλουβιακά κοιτάσματα (Ολόκαινος: πηλώδη-αμμώδη), χερσαία και ποταμίσια ιζήματα (Πλειστόκαινος: χαλίκια, συσσωματώματα που εναλλάσσονται με αμμόλιθο, ψαμμίτη και πηλώδες έδαφος (πυκνότητα: 100 m).





- al Αλλουβιακά κοιτάσματα (Ολόκαινος): Πηλώδες – αμμώδες υλικό σε μικρές εσωτερικές λεκάνες και μη συνενωμένο υλικό αμμώδη πηλού, βότσαλων και χαλικιών στις κοίτες και τις εκβολές χειμάρρων
- Pt.c. Χερσαία και ποταμίσια ιζήματα (Πλειστόκαινος): Ανθρακικά και φυλλιτικά χαλίκια διαφόρων μεγεθών και λιθολογικής σύνθεσης, στην περιοχή των συσσωματωμάτων που εναλλάσσονται με αμμόλιθο, ψαμμίτη και πηλώδες έδαφος. Πυκνότητα: έως 100 m κατά προσέγγιση
- Mm.br1 Υποστρώματα της Λισσού (Σερραβάλλιος): Βότσαλα και χαλίκια της προ-Νεογενούς περιόδου συνενωμένα με ασβεστιτικό και μαργαϊκό τσιμέντο. Πυκνότητα: έως 150 m κατά προσέγγιση
- Kg, k , st Μεταβατικά υποστρώματα (Μαιστρίχιος): Συντίθενται από πλακώδη ασβεστόλιθο που εναλλάσσεται με αμμόλιθο και σχιστόλιθο

Εικόνα 2 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής της Παλαιοχώρας στη νοτιοδυτική Κρήτη (Tsalahouri & Fontou, 1972). Ο χάρτης λήφθηκε από το διδακτορικό της κας. Μωυσίδη.

Μεθοδολογία

Εναέρια Γεωφυσική

Η Εναέρια Γεωφυσική (Airborne Geophysics) είναι μια καινοτόμος και ελπιδοφόρα μέθοδος για τον εντοπισμό, την έρευνα και την παρακολούθηση εδαφικών υποχωρήσεων, εδαφοροών, κατολισθήσεων και καθιζήσεων του εδάφους. Γι'αυτό δοκιμάστηκε και εξετάστηκε στη γνωστή πλέον για τις έρευνες που διεξάγονται, περιοχή Gschliefgraben.

Ένα από τα μεγάλα πλεονεκτήματα αυτής της μεθοδολογίας είναι ότι εφαρμόζεται σε μεγάλες περιοχές σε σχετικά μικρό χρονικό διάστημα, ενώ ταυτόχρονα αναπαράγεται η κατάσταση του υπεδάφους με αυξημένη ακρίβεια. Η εναέρια γεωφυσική έρευνα χαρακτηρίζεται από τη χρήση ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που περιλαμβάνει ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων και συνδυάζεται κυρίως με τις παρακάτω μεθόδους: Φασματοσκοπία ακτίνων-γ (gamma-ray spectroscopy) και μαγνητική και παθητική χρήση μικροκυμάτων (magnetic and passive microwave survey).

Η χρήση διάφορων ηλεκτρομαγνητικών συχνοτήτων είναι μια μέθοδος που χρησιμοποιείται για να καθορίσει την γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους και με τον τρόπο αυτό παρέχονται πληροφορίες για την πυκνότητα του υλικού, τον κορεσμό σε νερό, την αγωγιμότητα του ρευστού πλήρωσης των πόρων και την περιεκτικότητα σε άργιλο. Ποικίλες συχνότητες καθώς και διαφορετικές γεωμετρικές ρυθμίσεις των σπειρών, χρησιμοποιήθηκαν ώστε να επιτευχθεί η διείσδυση σε μεγάλο βάθος στο υπέδαφος, με την πιο χαμηλή συχνότητα να καθορίζει το μέγιστο βάθος διείσδυσης, που κυμάνθηκε περί τα 120 μέτρα κάτω από την επιφάνεια της γης.

Από την άλλη η φασματοσκοπία ακτίνων-γ καθορίζει τη φυσική και τεχνητή ραδιενέργεια, η οποία εξαρτάται από την περιεκτικότητα του εδάφους σε ραδιενεργά υλικά μέσα στα πρώτα δεκατόμετρα. Η φυσική ακτινοβολία γ προέρχεται ουσιαστικά από τρεις πηγές : Το ραδιενεργό Θόριο, (με κορυφή στα 2.62 MeV), το ουράνιο (με κορυφή στα 1.76 MeV) και το κάλιο (με κορυφή στα 1.46 MeV). Αυτά τα στοιχεία εμφανίζονται σε διαφορετικούς βράχους και εδάφη με διαφορετικά επίπεδα συγκέντρωσης. Το περιεχόμενο αυτών των ραδιενεργών στοιχείων σχετίζεται αποκλειστικά με την αρχική γεωλογική δομή. Η μεγαλύτερη περιεκτικότητα των παραπάνω στοιχείων σημειώθηκε στις περιοχές του σχιστόλιθου, του αργίλου και του ψαμμίτη, ενώ η μικρότερη κατά μήκος της περιοχής του ασβεστόλιθου και του λατυποπαγούς (βλ. σχήμα 5). Η δε σχέση του ραδιενεργού περιεχομένου των σχηματισμών με τον μηχανισμό των καθιζήσεων του εδάφους αποτελεί θέμα περαιτέρω έρευνας.

Η εναέρια μαγνητική έρευνα καθορίζει τη συνολική ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου. Οι αποκλείσεις από ένα γήινο μαγνητικό πεδίο αναφοράς χαρακτηρίζονται συνήθως ως ανωμαλίες και αποτελούν βοηθητικές μεθόδους, όπου η χρήση τους απαντάται για παράδειγμα στην ανακάλυψη των διαφορετικά μαγνητισμένων σωμάτων/δομών ή ζωνών κατάρρευσης. Η σχέση της ανωμαλίας των μαγνητικών πεδίων και της απώλειας μάζας παραμένει επίσης ένα αντικείμενο προς διερεύνηση.

Γεωφυσική Διασκόπηση

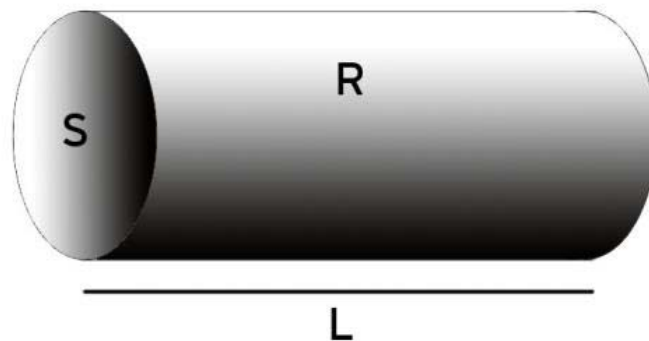
Γεωηλεκτρική διασκόπηση

Η ηλεκτρική μέθοδος διασκόπησης είναι από τις περισσότερο διαδεδομένες γεωφυσικές μεθόδους και σκοπό έχει τη μέτρηση της διαφοράς δυναμικού που προκαλείται από την εισαγωγή ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στη γη. 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. Με τον τρόπο αυτό προσδιορίζονται οι ηλεκτρικές ιδιότητες του εδάφους και έμμεσα καθορίζονται οι δομές ενδιαφέροντος του υπεδάφους μιας και διαφορετικοί γεωλογικοί σχηματισμοί παρουσιάζουν και διαφορετικές ηλεκτρικές αντιστάσεις.

Οι ηλεκτρικές γεωφυσικές διασκοπήσεις έχουν εφαρμοσθεί με επιτυχία για την επίλυση πολλών γεωλογικών προβλημάτων, όπως π.χ. χαρτογράφηση γεωλογικών στρωμάτων (Vandenberghe 1982; Olesen et al. 1992; Griffiths και Barker 1993; Çağlar και Duvarci 2001; Atzemoglou et al. 2003), εντοπισμό υδροφόρων στρωμάτων (Flathe 1955; Van Dam 1976; Rijo et al. 1977; Aubert et al. 1984; Olayinka και Barker 1990; Dahlin και Owen 1998), ανίχνευση γεωθερμικών πεδίων (Wright et al. 1985; Thanassoulas και Tsokas 1987), εντοπισμός ρυπασμένων υπογείων υδάτων (Rodgers και Kean 1980; Fikos et al 2002; Van et al. 1992) και διαρροών αποβλήτων (Van et al. 1992), εύρεση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος (Aitken 1974; Hesse et al. 1986; Tsokas και Roka 1987; Orlando et al. 1987; Szymanski και Dittmer 1992; Papadopoulos et al. 2006a), στην εύρεση του βάθους του μητρικού πετρώματος σε τοποθεσίες έργων υποδομής (Habberjam 1975; Smith 1986; Butler και Llopis 1990; Dahlin et al. 1994).

Ειδική ηλεκτρική αντίσταση

Η κύρια παράμετρος που υπολογίζεται κατά την ηλεκτρική μέθοδο διασκόπησης είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση (ρ) εκφράζει τη δυσκολία με την οποία ένα υλικό συγκεκριμένων διαστάσεων άγει το ηλεκτρικό ρεύμα. Έστω σώμα κυλινδρικού σχήματος μήκους L και εμβαδού διατομής S με αντίσταση R (Σχήμα 1.1). Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υλικού δίνεται από σχέση που συνδέει την τιμή αντίστασης (R , τιμή αντίστασης (σε ohm) και ρ , ειδική ηλεκτρική αντίσταση (σε ohm-m)) με τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του αγωγού (L , μήκος σε μέτρα (m) και S , εμβαδό της διατομής σε τετραγωνικά μέτρα (m²))



Σχήμα 1.1 Ειδική ηλεκτρική αντίσταση κυλίνδρου μήκους L , διατομής S και ηλεκτρικής αντίστασης R .

Η αντίσταση, ' ρ ', εξαρτάται γενικά από τις υδρογεωλογικές συνθήκες της περιοχής μελέτης, τη χημική σύσταση του νερού και τη συγκέντρωση των διαλυμένων ιόντων σε αυτό, το μέγεθος των πόρων των σχηματισμών, τις πιθανές διαρρήξεις και διακλάσεις, τη θερμοκρασία και την πίεση (Tagg 1964; McNeil 1980). Οι παράγοντες που επηρεάζουν και κατά συνέπεια ρυθμίζουν την ηλεκτρολυτική αγωγή, άρα και την αντίσταση του υπεδάφους είναι ευμετάβλητοι αφού εξαρτώνται από το ποσοστό και τη σύσταση του νερού που κυκλοφορεί στο πορώδες (πρωτογενές ή δευτερογενές) των πετρωμάτων του υπεδάφους.

Το πλήθος των παραγόντων, αλλά και η συχνή μεταβολή κάποιων από αυτούς, έχει ως αποτέλεσμα σημαντικές διακυμάνσεις στις τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης, ακόμα και μέσα στον ίδιο γεωλογικό σχηματισμό ανάλογα με τις επικρατούσες συνθήκες. Τα ιζηματογενή πετρώματα, τα οποία έχουν μεγαλύτερο πορώδες και ενδεχομένως φιλοξενούν υψηλότερο ποσοστό νερού, έχουν γενικά σχετικά χαμηλές αντιστάσεις. Τα συμπαγή πετρώματα έχουν ενδιάμεσες και μεγαλύτερες τιμές αντιστάσεων και η τελική τους τιμή εξαρτάται από τον βαθμό καταπόνησης τους (τεκτονισμός, αποσάθρωση κλπ) και το νερό

που περιέχουν στο πρωτογενές αλλά και στο δευτερογενές πορώδες τους (Πίνακας 1.1).

ΥΛΙΚΟ	ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ
ΑΕΡΑΣ	Άπειρη
ΣΙΔΗΡΟΠΥΡΙΤΗΣ	3×10^{-1}
ΓΑΛΗΝΙΤΗΣ	2×10^{-3}
ΧΑΛΑΖΙΑΣ	4×10^{10} έως 2×10^{14}
ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ	1×10^{12} έως 1×10^{13}
ΓΡΑΝΙΤΗΣ	100 έως 1×10^6
ΓΑΒΡΟΣ	1×10^3 έως 1×10^6
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	50 έως 1×10^7
ΨΑΜΜΙΤΗΣ	1 έως 1×10^8
ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ	20 έως 1×10^3
ΔΟΛΟΜΙΤΗΣ	100 έως 10^4
ΑΜΜΟΣ	1 έως 1.000
ΑΡΓΙΛΟΣ	1 έως 100
ΥΠΟΓΕΙΟ ΝΕΡΟ	0.5 έως 300
ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ	0.2

Πίνακας 1.1 Τυπικές τιμές αντιστάσεων υλικών (Telford et al. 1990).

Φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση

Βασικές εξισώσεις – Δυναμικό από σημειακή πηγή

Η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο εσωτερικό της γης καθορίζεται από το νόμο του Ohm

$$(1.2)$$

όπου,

- J είναι η πυκνότητα του ρεύματος (Amp/m²)
- σ είναι η αγωγιμότητα (1/ρ) (Siemens/m)

- E είναι η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου (V/m)

Ως ένταση ηλεκτρικού πεδίου ορίζεται η βαθμίδα του δυναμικού V

$$(1.3)$$

Η απόκλιση της πυκνότητας ρεύματος J είναι μηδέν, όταν δεν υπάρχουν πηγές στο χώρο κάτι που ισχύει γενικά για τη γη, δηλαδή

$$= 0 \quad (1.4)$$

Από τις σχέσεις (1.3) και (1.4) προκύπτει ότι

$$(\nabla \cdot J) = 0 \quad (-) \quad (1.5)$$

η οποία μπορεί να εκφρασθεί ως

$$\nabla^2 V = 0 \quad + \quad (1.6)$$

Η σχέση (1.6) είναι η εξίσωση Poisson που δείχνει την ροή ηλεκτρικού ρεύματος σε ανομοιογενή γη. Σε περίπτωση ομογενούς γης το πρώτο μέρος της σχέσης (5.6) είναι μηδενικό καθώς

$= 0$, οπότε στην περίπτωση αυτή καταλήγουμε στην εξίσωση Laplace

$$\nabla^2 V = 0 \quad (1.7)$$

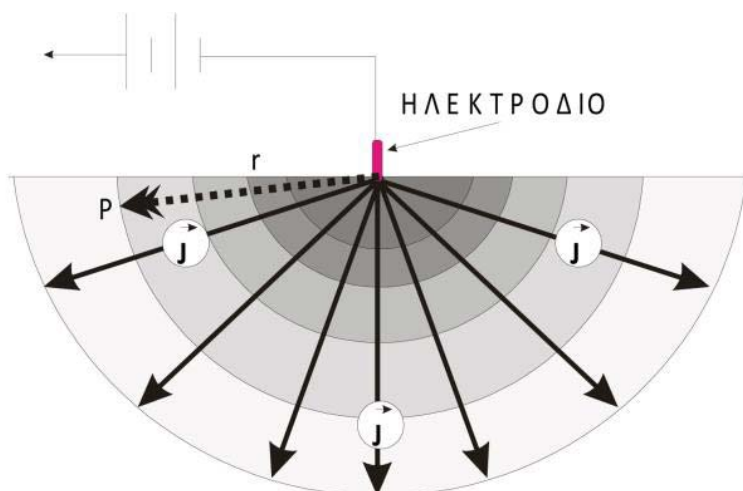
Εύκολα αποδεικνύεται στην ιδανική περίπτωση που υπάρχει ένα ηλεκτρόδιο στην επιφάνεια της γης (Σχήμα 1.2), το δυναμικό σε απόσταση r δίνεται από την σχέση

$$(1.8)$$

Ανάλογα με την πολικότητα του ηλεκτροδίου, στην παραπάνω σχέση

- I είναι η ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος,

- r η απόσταση από την πηγή.



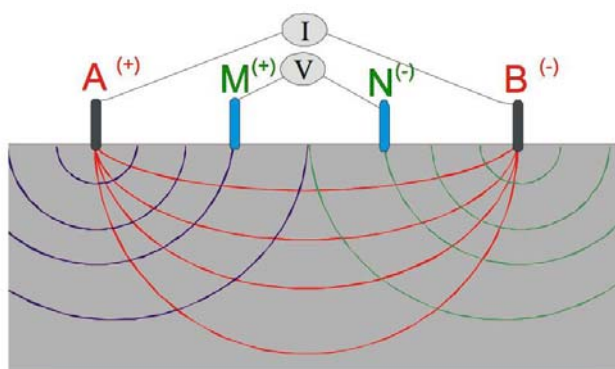
Σχήμα 1.2. Διάδοση ρεύματος από σημειακή πηγή στην επιφάνεια του εδάφους.

Χρήση τεσσάρων ηλεκτροδίων

Η διαφορά δυναμικού V_{MN} , που θα μετρηθεί μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού M και N εξαιτίας του ρεύματος, I , που εισάγεται στο έδαφος από τα ηλεκτρόδια A και B , προκύπτει από τη σχέση (1.8) και είναι

$$(1.9)$$

όπου AM , AN είναι οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων δυναμικού M και N από τον θετικό ηλεκτρικό πόλο A και BM , BN οι αντίστοιχες αποστάσεις από τον αρνητικό ηλεκτρικό πόλο B (Σχήμα 1.3).



Σχήμα 1.3 Βασική διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων για τη λήψη των γεωηλεκτρικών μετρήσεων.

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει ότι

(1.10)

Από τη σχέση (1.10), φαίνεται ότι 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 αυτής της τιμής της αντίστασης σε σχέση με την γεωμετρική θέση των ηλεκτροδίων εκφράζεται με τον γεωμετρικό παράγοντα

(1.11)

Στην περίπτωση που το μέσο είναι ομογενές, ο πολλαπλασιασμός του γεωμετρικού παράγοντα K με την τιμή του λόγου $\Delta VMN/I$, θα είναι σταθερός και θα ισούται με την τιμή της πραγματικής αντίστασης του μέσου.

Στην περίπτωση ανομοιογενούς υλικού, όπως συμβαίνει κατά κανόνα σε πραγματικές συνθήκες, η ποσότητα που υπολογίζεται από τη σχέση (1.10) δεν είναι η πραγματική ειδική αντίσταση του υπεδάφους, αλλά μια φυσική ποσότητα η οποία ονομάζεται 'φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση' (' ρ_a ') η οποία αντικατοπτρίζει την ανομοιογένεια του υλικού (Clark, 1990). Η τιμή της δεν είναι σταθερή, όπως συμβαίνει στην περίπτωση ομογενούς γης, αλλά εξαρτάται από τις θέσεις των ηλεκτροδίων και τις μεταξύ τους αποστάσεις. Η εξάρτηση αυτή είναι και ο λόγος για τον οποίο ονομάζεται φαινόμενη αντίσταση, αφού μπορεί να θεωρηθεί σαν ένας σταθμισμένος όρος των πραγματικών τιμών της αντίστασης του ανομοιογενούς εδάφους σε διαφορετικά βάθη και θα αντιπροσώπευε την πραγματική τιμή αντίστασης του εδάφους εφόσον αυτό ήταν ομογενές. Ο καθορισμός της πραγματικής αντίστασης από τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης είναι η λύση του αντιστρόφου προβλήματος, για το οποίο θα γίνει λόγος παρακάτω.

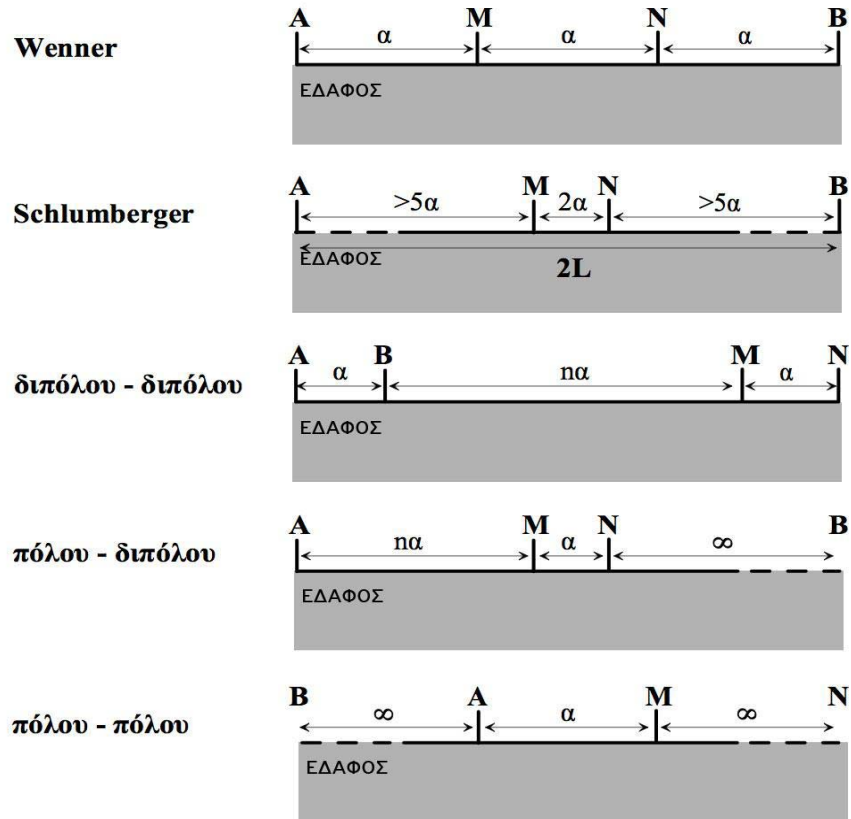
Από την εξίσωση (1.9) φαίνεται ότι ακόμα και εάν αλλαχθούν αμοιβαία οι θέσεις των ηλεκτροδίων A, B με τις θέσεις των δυναμικών M, N , η τιμή του γεωμετρικού παράγοντα K θα παραμείνει η ίδια. Έτσι για ομογενή γη η διαφορά δυναμικού ΔVMN που θα μετρηθεί δεν θα μεταβληθεί, εφόσον η ένταση του ρεύματος παραμείνει σταθερή. Σύμφωνα με τον Parasnis (1990) αυτό αποτελεί μία ειδική περίπτωση του θεωρήματος της αντιμετάθεσης του Helmholtz, το οποίο ισχύει και στην περίπτωση ανομοιογενούς γης.

Διατάξεις ηλεκτροδίων

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

Η χρήση μιας συγκεκριμένης διάταξης για την διασκόπηση μίας συγκεκριμένης περιοχής εξαρτάται από τις ιδιαίτερες απαιτήσεις της έρευνας, το είδος των στόχων που αναζητούνται, το μέγιστο βάθος των υπό εξέταση δομών, τη μέγιστη επιθυμητή κατακόρυφη και οριζόντια ανάλυση, τη διαφορετική ευαισθησία που επιδεικνύει κάθε διάταξη στα διαφορετικά περιβάλλοντα, το λόγο σήματος προς θόρυβο της κάθε διάταξης και την δυνατότητα πρόσβασης και τοποθέτησης ηλεκτροδίων στις επιθυμητές θέσεις (π.χ. στην οροφή μίας σήραγγας). 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. Μικρές τιμές K σημαίνει μεγάλες τιμές δυναμικού άρα και καλός λόγος σήματος προς θόρυβο. Σύμφωνα με τα παραπάνω, από τα βασικά χαρακτηριστικά των διατάξεων είναι ο γεωμετρικός παράγοντας, ο οποίος σχετίζεται μονοσήμαντα με τις αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων.

Οι επιφανειακές διατάξεις είναι οι πιο απλές διατάξεις με ηλεκτρόδια τοποθετημένα πάνω στην επιφάνεια του εδάφους (Σχήμα 1.4).



Σχήμα 1.4 Βασικές επιφανειακές διατάξεις ηλεκτροδίων (τροποποιήθηκε από Tsourlos, 1995).

- Διάταξη **Wenner**. Τα ηλεκτρόδια δυναμικού M, N τοποθετούνται μεταξύ των ηλεκτροδίων A, B. Οι αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων είναι ίσες με α . Ο γεωμετρικός παράγοντας καθορίζεται από τη σχέση

$$(1.12)$$

και η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση

$$(1.13)$$

- Διάταξη **Schlumberger**. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι τοποθετημένα σε απόσταση μεγαλύτερη από την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικού. Έστω $2L$ η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος, η απόσταση ηλεκτροδίων δυναμικού είναι 2α και ισχύει $L \gg \alpha$ (στην πράξη $L > 10\alpha$). Στην περίπτωση αυτή, η φαινόμενη αντίσταση είναι

(1.14)

- Διάταξη **Διπόλου-Διπόλου**. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού. Τα δύο δίπολα έχουν σταθερή απόσταση και ίση με α ($AB=MN=\alpha$), ενώ η απόσταση μεταξύ τους είναι na . Η φαινόμενη αντίσταση για αυτή τη διάταξη είναι

(1.15)

- Διάταξη **Πόλου-Πόλου**. Τα ηλεκτρόδια δυναμικού βρίσκονται μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος, αλλά ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος, συνήθως το Β, είναι τοποθετημένο σε απόσταση πολύ μεγαλύτερη από τα υπόλοιπα τρία ηλεκτρόδια. Έτσι, οι αποστάσεις ΒΜ και ΒΝ θεωρούνται άπειρες και συνεπώς οι όροι $1/BM$ και $1/BN$ είναι πρακτικά μηδέν. Αν η απόσταση ΜΝ είναι ίση με α και η απόσταση ΑΜ είναι ίση με na , τότε η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση

(1.16)

- Διάταξη **Πόλου-Πόλου**. Η διάταξη αυτή λαμβάνεται με μετακίνηση εκτός από το ηλεκτρόδιο ρεύματος Β και ενός από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, έστω Ν, σε άπειρη απόσταση από τα υπόλοιπα ηλεκτρόδια Α, Μ. Σε αυτή τη διάταξη η φαινόμενη αντίσταση δίνεται από τη σχέση:

(1.17)

Μέθοδοι έρευνας

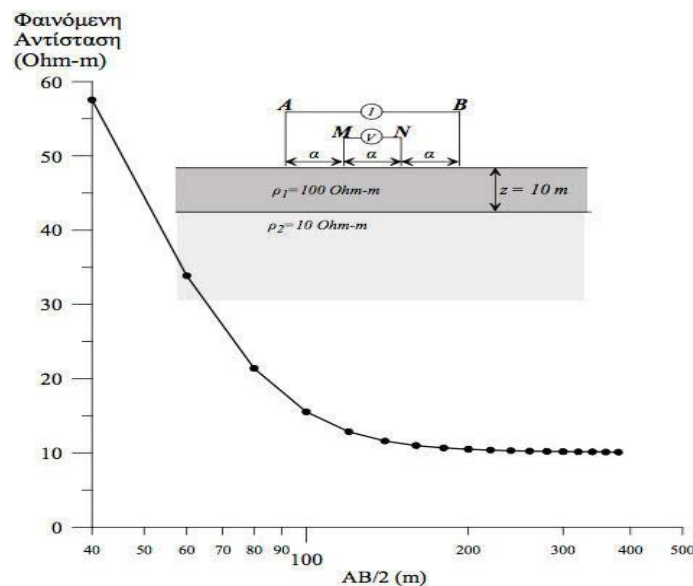
Οι συνηθέστερα χρησιμοποιούμενες τεχνικές μέτρησης για την συλλογή δεδομένων ηλεκτρικής αντίστασης είναι η ηλεκτρική βυθοσκόπηση, η οριζοντιογραφία, η τομογραφία και οι μετρήσεις μεταξύ γεωτρήσεων.

Βυθοσκόπηση

Με τη μέθοδο βυθοσκόπησης καθορίζεται η κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος, θεωρώντας ότι το υπέδαφος έχει οριζόντια στρωματογραφία (μονοδιάστατη διασκόπηση) (Σχήμα 1.5). Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής χρησιμοποιείται σήμερα σχεδόν αποκλειστικά η διάταξη Schlumberger. Λαμβάνεται μία σειρά μετρήσεων με συνεχώς αυξανόμενες τις

αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος σε σχέση με ένα σταθερό κέντρο, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι σταθερά. Καθώς αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, αυξάνεται και το βάθος διείσδυσης του ρεύματος, οπότε λαμβάνονται πληροφορίες για την κατακόρυφη κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε μία στήλη κάτω από το κέντρο της διάταξης. Βασικό πεδίο εφαρμογής της μεθόδου αυτής αποτελεί η έρευνα για τον εντοπισμό υδροφόρων σχηματισμών.

Οι φαινόμενες αντιστάσεις χαρτογραφούνται σε συνάρτηση με την απόσταση των ηλεκτροδίων σε λογαριθμικό χαρτί. Μία αρχική ποσοτική ερμηνεία γίνεται μέσω της ταύτισης των πειραματικών δεδομένων με θεωρητικές καμπύλες δύο ή τριών οριζοντίων στρωμάτων (Telford 1990, Reynolds 1997, Musset και Khan 2000).

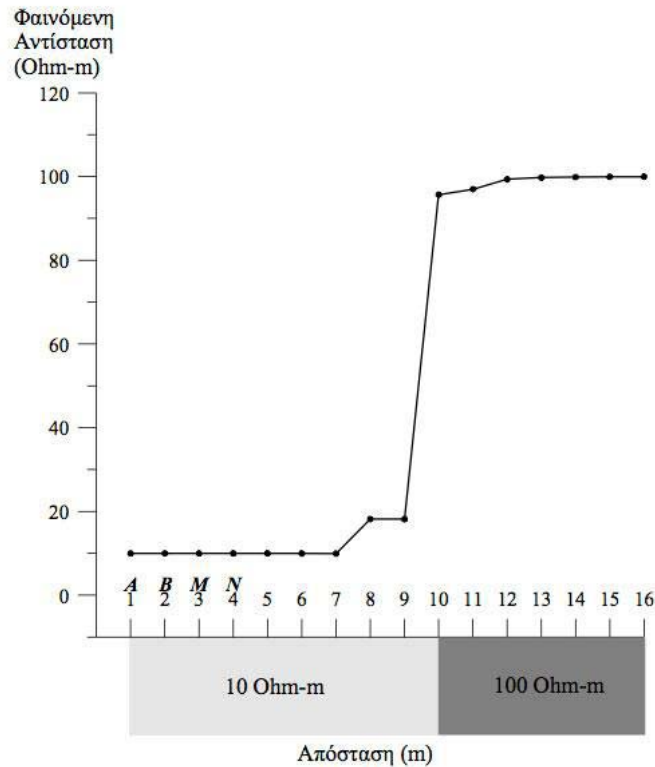


Σχήμα 1.5 Εφαρμογή μεθόδου βυθοσκόπησης (Παπαδόπουλος, 2007).

Οριζοντιογραφία

Με τη μέθοδο της οριζοντιογραφίας εντοπίζονται πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Σχήμα 1.6). Στην περίπτωση αυτή, οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων παραμένουν σταθερές και λαμβάνεται μία σειρά μετρήσεων με πλευρική μετακίνηση της διάταξης των ηλεκτροδίων με σταθερό βήμα. Έτσι, χαρτογραφούνται οι μεταβολές της αντίστασης σε σταθερό βάθος σε μία έκταση ή ευθεία και εντοπίζονται οι δομές που παρουσιάζουν διαφορετική αντίσταση με το περιβάλλον τους. Οι διατάξεις που χρησιμοποιούνται είναι: Wenner, διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου. Η τεχνική αυτή εφαρμόζεται στον εντοπισμό ρηγμάτων ενώ αποτελεί κλασική μέθοδο χαρτογράφησης των αρχαιολογικών χώρων για τον εντοπισμό

θαμμένων αρχαιοτήτων. Γενικά το σχήμα της παραγόμενης ανωμαλίας εξαρτάται από την γεωμετρία της διάταξης, τα χαρακτηριστικά της θαμμένης δομής και την αντίθεση αντίστασης του σώματος με τον περιβάλλοντα χώρο.



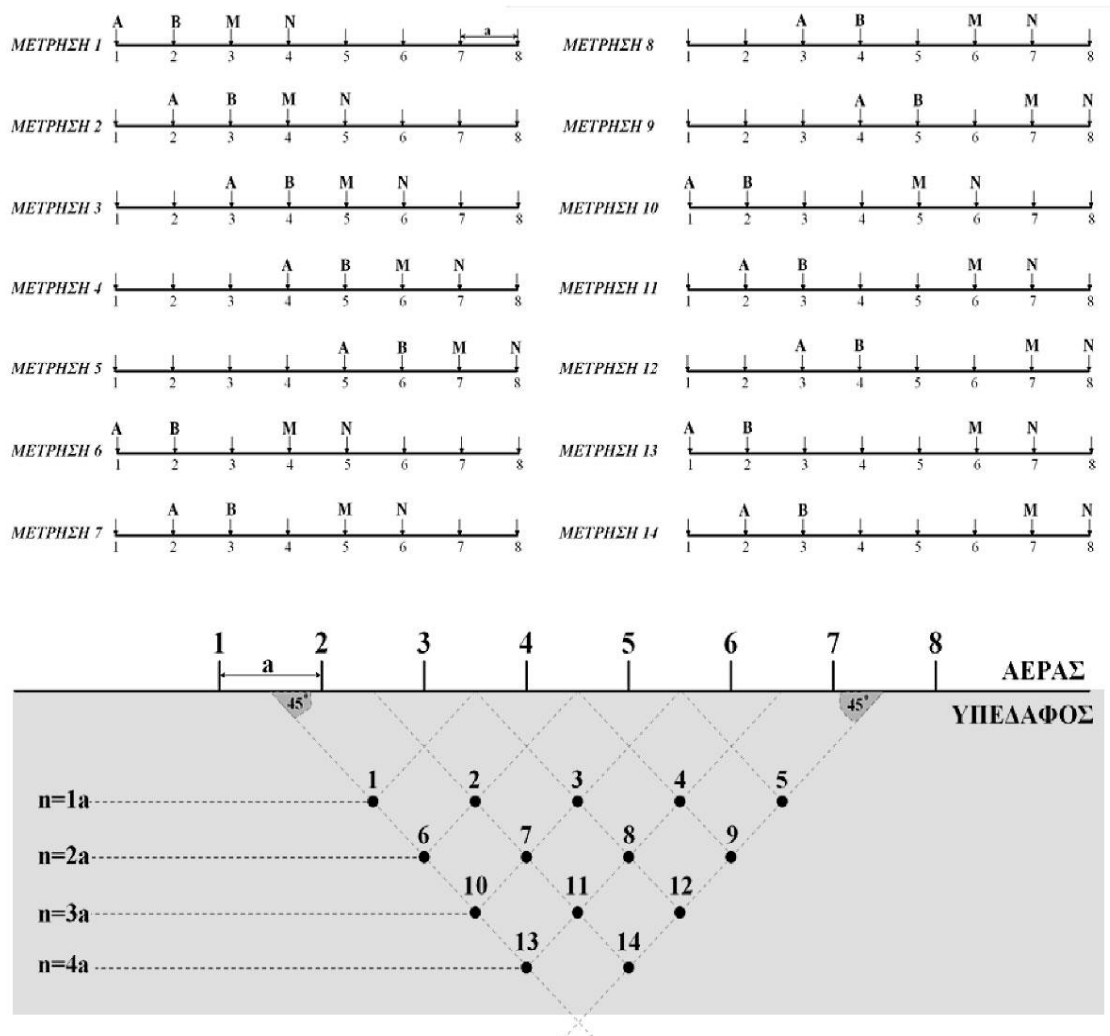
Σχήμα 1.6 Μέθοδος οριζοντιογραφίας για τον εντοπισμό πλευρικής μεταβολής της φαινόμενης αντίστασης (Παπαδόπουλος, 2007).

Ηλεκτρική τομογραφία

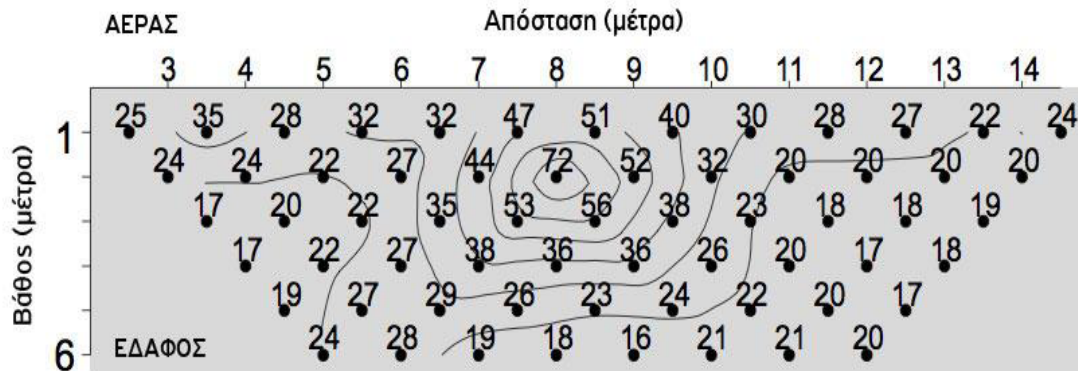
Ο συνδυασμός της μεθόδου βυθοσκόπησης και της οριζοντιογραφίας είναι η ηλεκτρική τομογραφία. Η συγκεκριμένη μέθοδος παρέχει τη δυνατότητα λήψης πληροφοριών τόσο για την πλευρική, όσο και για την κατακόρυφη μεταβολή της αντίστασης (δισδιάστατη διασκόπηση).

Ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της μεθόδου είναι ότι λαμβάνεται μεγάλος αριθμός μετρήσεων που περιέχουν χρήσιμη πληροφορία. Με τον τρόπο αυτό αυξάνεται η διακριτική ικανότητα και η χωρική ανάλυση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Ο αυξημένος αριθμός μετρήσεων καθιστά ιδιαίτερα χρονοβόρα την χειροκίνητη επιλογή των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού και γι' αυτό χρησιμοποιούνται συστήματα αυτοματοποιημένων πολυπλεκτών.

Στο Σχήμα 1.7 απεικονίζεται ο τρόπος διεξαγωγής μιας δισδιάστατης διασκόπησης με τη διάταξη διπόλου-διπόλου για μία διάταξη 8 ηλεκτροδίων, καθώς και η απεικόνιση των δεδομένων σε δύο διαστάσεις. Κάθε τιμή της αντίστασης θεωρείται ότι τοποθετείται στο σημείο τομής δύο ευθειών που έχουν ως αρχή το κέντρο των διπόλων AB και MN αντίστοιχα και σχηματίζουν γωνία 45° με το οριζόντιο επίπεδο. Πρόδρομος της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι η μέθοδος της «ψευδοτομής» (Hallof, 1967) (Σχήμα 1.8), όπου τα δεδομένα απεικονίζονται σαν κατακόρυφες τομές του εδάφους με τη μορφή καμπύλων ίσης φαινόμενης αντίστασης. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα στη χαρτογράφηση μεταλλευμάτων (Edwards 1977). Στην διαδικασία της «ψευδοτομής» μπορούν να χρησιμοποιηθούν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων (διπόλου-διπόλου, Wenner, πόλου-πόλου). Η ηλεκτρική τομογραφία όμως είναι πιο γενικευμένος όρος που περιλαμβάνει και μετρήσεις με μη συμβατικές διατάξεις, καθώς επίσης και μετρήσεις που λαμβάνονται με ηλεκτρόδια σε γεωτρήσεις (Shima1992) ή σήραγγα (Sasaki 1990).



Σχήμα 1.7 Σχηματική απεικόνιση ηλεκτρικής τομογραφίας με τη διάταξη διπόλου-διπόλου για διάταξη 8 ηλεκτροδίων και μέγιστη απόσταση μεταξύ των διπόλων $n=4$ (Tsourlos, 1995).



Σχήμα 1.8 «Ψευδοτομή» με καμπύλες ίσης φαινόμενης αντίστασης (Tsourlos, 1995).

Μετρήσεις μεταξύ γεωτρήσεων

Ένας από τους σημαντικότερους περιορισμούς των ηλεκτρικών διασκοπήσεων κατά μήκος της επιφάνειας του εδάφους είναι η μείωση της διακριτικής ικανότητας των παραγόμενων εικόνων με το βάθος. Θεωρητικά, ο μόνος τρόπος να βελτιωθεί η ανάλυση σε μεγάλο βάθος είναι να τοποθετηθούν οι αισθητήρες (δηλαδή τα ηλεκτρόδια) πιο κοντά στις δομές που θέλουμε να εξετάσουμε. Αυτό δεν είναι πάντα εφικτό, αλλά όταν υπάρχουν γεωτρήσεις, οι διασκοπήσεις μεταξύ γεωτρήσεων μπορούν να δώσουν περισσότερο ακριβή αποτελέσματα από τις επιφανειακές διασκοπήσεις (Loke 2004, Bing και Greenhalgh 2000).

Στον Πίνακα 1.2 παρουσιάζονται όλοι οι ανεξάρτητοι συνδυασμοί 2, 3 και 4 ηλεκτροδίων (ρεύματος A, B και δυναμικού M, N)

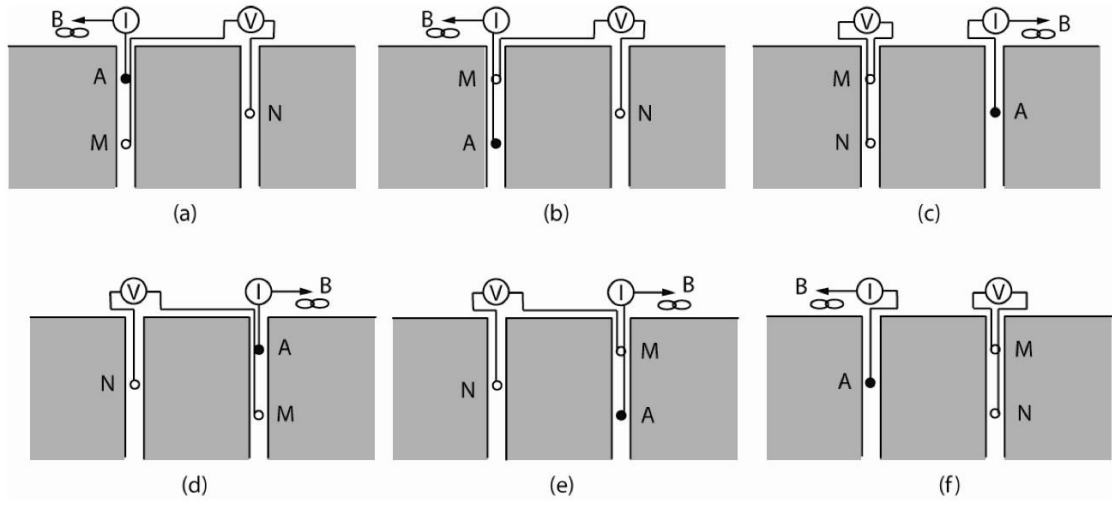
Διάταξη Ηλεκτροδίων	Σύνολο Δυνατών Διατάξεων	Σύνολο Ανεξάρτητων Διατάξεων	Ανεξάρτητες Διατάξεις	ρ_a διατάξεις με αδυναμία μέτρησης
Πόλου-Πόλου	2	1	A-M	
Πόλου-Διπόλου	12	6	AM-N, MA-N, MN-A, N-AM, N-MA, A-MN	A-MN, MN-A
Διπόλου-Πόλου	12	6	AM-B, MA-B, AB-M, B-AM, B-MA, M-AB	AB-M, M-AB
Διπόλου-Διπόλου	24	3	AM-BN, AM-NB, AB-MN	AB-MN, MN-AB

Ισοδύναμη Διάταξη: Πόλου-Διπόλου: AM-N, MA-N και MN-A= Διπόλου-Πόλου: MA-B, AM-B και AB-M

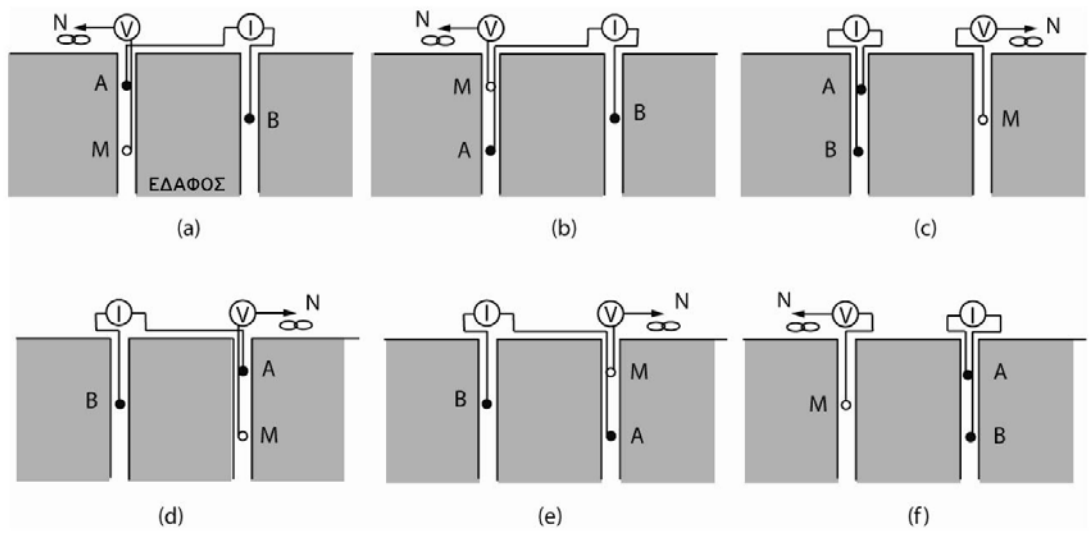
Πίνακας 1.2 Πιθανοί συνδυασμοί ηλεκτροδίων για μετρήσεις μεταξύ γεωτρήσεων (Bing και Greenhalgh, 2000).

Οι Bing και Greenhalgh (2000) έχουν αποδείξει ότι οι ανεξάρτητες διατάξεις μεταξύ γεωτρήσεων έχουν διαφορετικές εικόνες ευαισθησίας και επομένως δίνουν διαφορετικές ηλεκτρικές εικόνες του υπεδάφους. Για παράδειγμα, επιλέγοντας δύο ή τρεις αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων A και M (ή M και A) στις διατάξεις AM-N (MA-N), AM-B (MA-B) και AM-BN (MA-BN) και μετακινώντας τα υπόλοιπα ηλεκτρόδια της άλλης γεώτρησης από πάνω προς τα κάτω, μπορούμε να πετύχουμε διαφορετικές οριζόντιες ευαισθησίες, ώστε να συλλέξουμε πληροφορίες σχετικά με τις φυσικές αλλαγές στην περιοχή μεταξύ των δύο γεωτρήσεων.

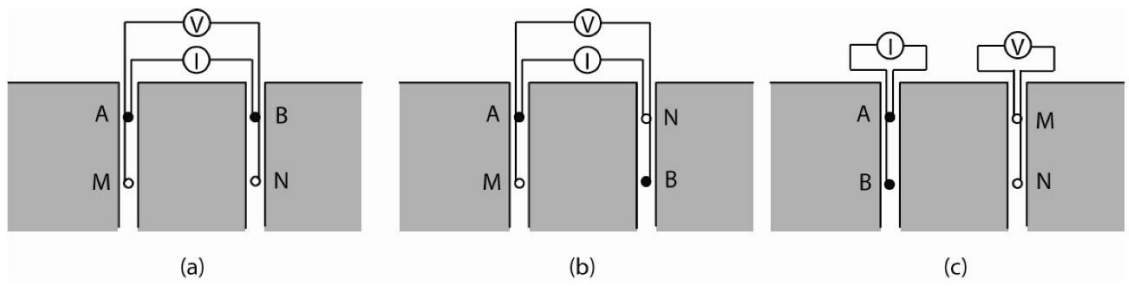
Ωστόσο, πρέπει να επισημανθεί ότι οι ακόλουθες έξι διατάξεις: A-MN, MN-A, AB-M, M-AB, AB-MN και MN-AB έχουν για κάποιες θέσεις μέτρησης πρόβλημα αοριστίας με τον υπολογισμό της φαινόμενης αντίστασης (προκύπτει μηδενική τιμή στο δυναμικό για ομογενή γη και ο γεωμετρικός παράγοντας δεν ορίζεται).



Σχήμα 1.9 Συνδυασμοί ηλεκτροδίων πόλου-διπόλου μέσα σε γεωτρήσεις (Bing και Greenhalgh, 2000).



Σχήμα 1.10 Συνδυασμοί ηλεκτροδίων διπόλου-πόλου μέσα σε γεωτρήσεις (Bing και Greenhalgh, 2000).



Σχήμα 1.11 Συνδυασμοί ηλεκτροδίων διπόλου-διπόλου μέσα σε γεωτρήσεις (Bing και Greenhalgh, 2000).

Πιθανά σφάλματα μετρήσεων

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 που «μολύνουν» με θόρυβο τα δεδομένα (Tsourlos, 1995). Ένας από τους παράγοντες που προκαλούν θόρυβο στα δεδομένα της φαινόμενης αντίστασης μπορεί να είναι η εσφαλμένη τοποθέτηση των ηλεκτροδίων, καθώς ο λανθασμένος υπολογισμός του γεωμετρικού παράγοντα θα επηρεάσει και τις τιμές της φαινόμενης αντίστασης. Επιπλέον σφάλματα στις μετρήσεις του δυναμικού μπορούν να προκληθούν από πολλούς παράγοντες, όπως κακή επαφή ή/και υψηλές αντιστάσεις επαφής των ηλεκτροδίων με το έδαφος, κακής ποιότητας ή κατεστραμμένα καλώδια, εξωγενή περιβαλλοντικό θόρυβο (τελλουρικά ρεύματα και ηλεκτροφόρα καλώδια). Κάποιοι από τους προαναφερθέντες λόγους μπορεί να είναι εντελώς τυχαίοι, οπότε τα σφάλματα στις μετρήσεις του δυναμικού ενδέχεται να μην παρουσιάζουν μία συγκεκριμένη κατανομή.

Ένας επιπλέον παράγοντας μπορεί να είναι η ηλεκτρομαγνητική σύζευξη. Όταν ένας πομπός ρεύματος αλλάξει ή διακοπεί η λειτουργία του τότε εμφανίζεται το φαινόμενο της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής μεταξύ των καλωδίων που εκπέμπουν και λαμβάνουν το σήμα (Ward, 1989). Η σύζευξη αυξάνεται με την συχνότητα, την διάταξη των ηλεκτροδίων, το μήκος των καλωδίων και την αγωγιμότητα του εδάφους. Οι διατάξεις που χρησιμοποιούν διαφορετικά καλώδια για την εκπομπή και την λήψη του σήματος επηρεάζονται λιγότερο από το φαινόμενο (π.χ. διπόλου-διπόλου και πόλου-διπόλου).

Οι έντονες τοπογραφικές μεταβολές μπορούν να προκαλέσουν διασπορά ή συγκέντρωση των γραμμών ρεύματος, με αποτέλεσμα να δημιουργούνται πλασματικά περιοχές χαμηλής και υψηλής αντίστασης αντίστοιχα. Έτσι, περιοχές με κλίση μεγαλύτερη των 10ο μπορεί να προκαλέσουν σημαντικά σφάλματα στις μετρήσεις. Η επίδραση της τοπογραφίας στο βαθμό που αυτό είναι εφικτό, μπορεί να μοντελοποιηθεί και να ληφθεί υπόψη κατά την επεξεργασία των δεδομένων (Fox et al. 1980, Holcombe και Jiracek 1984, Tong και Yang 1990, Tsourlos et al. 1999, Loke 2000, Yi et al. 2001).

Η πόλωση που παρατηρείται στα ηλεκτρόδια ρεύματος μπορεί σε ορισμένες περιπτώσεις να προκαλέσει μία ανώμαλη μέτρηση δυναμικού, όταν τα ίδια ηλεκτρόδια ρεύματος χρησιμοποιηθούν αμέσως μετά ως ηλεκτρόδια δυναμικού. Το φαινόμενο αυτό εντοπίζεται κυρίως στις μετρήσεις της αντίστασης που πραγματοποιούνται με ένα αυτοματοποιημένο σύστημα καταγραφής. Για να αντιμετωπισθεί αυτό το πρόβλημα θα πρέπει ο σχεδιασμός της διάταξης που θα μετρηθεί με το πολυπλεκτικό όργανο μέτρησης της αντίστασης να είναι τέτοιος

ώστε έτσι να αποφεύγεται να μετριέται το δυναμικό σε ένα ηλεκτρόδιο, το οποίο αμέσως προηγουμένως είχε χρησιμοποιηθεί για να εισάγει ηλεκτρικό ρεύμα στο υπέδαφος (Dahlin, 2000).

Ερμηνεία μετρήσεων

Η ερμηνεία των μετρήσεων πραγματοποιείται με την επίλυση του αντιστρόφου ηλεκτρικού προβλήματος είτε με τη χρήση προσεγγιστικών μεθόδων π.χ. μέθοδος Bristow (Bristow,1966), μέθοδος Zhody-Barker (Zhody 1989, Barker 1992), μέθοδος οπισθοπροβολής (Tsourlos et al.1993), είτε με τη χρήση υπαρχόντων μη γραμμικών τεχνικών αντιστροφής (π.χ. Tripp et al.1984) που προσαρμόζονται στο πρόβλημα της ηλεκτρικής τομογραφίας (Shima, 1990, Tsourlos et al.,1995).

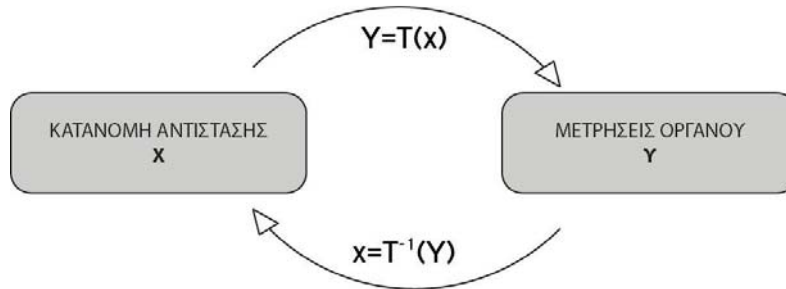
Η πλέον δημοφιλής τεχνική για την αναπαράσταση της πραγματικής εικόνας της ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους είναι αυτή της αντιστροφής. Σκοπός της αντιστροφής είναι να βρεθεί ένα μοντέλο αντίστασης η απόκριση του οποίου (συνθετικές φαινόμενες αντιστάσεις) να είναι όσο το δυνατό πιο κοντά στις πραγματικές φαινόμενες τιμές. Απαραίτητη προϋπόθεση γι' αυτό είναι αρχικά η επίλυση του ευθέως προβλήματος, δηλαδή η εύρεση των συνθετικών φαινόμενων αντιστάσεων με γνωστή την κατανομή των πραγματικών αντιστάσεων.

Συγκεκριμένα, έστω ότι μεταβλητή x δίνει την κατανομή των πραγματικών τιμών της αντίστασης και με y συμβολίζονται οι πραγματικές φαινόμενες μετρήσεις. Τότε η επίλυση του ευθέως προβλήματος αφορά την εύρεση του μετασχηματισμού T (γραμμικού ή μη-γραμμικού), που συνδέει τη γνωστή κατανομή της αντίστασης x με τις άγνωστες μετρήσεις y .

$$= () \quad (5.18)$$

Η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος αφορά την εύρεση του αντίστροφου μετασχηματισμού T^{-1} που συνδέει το γνωστό διάνυσμα των μετρήσεων y με την άγνωστη κατανομή της αντίστασης x (Σχήμα 1.12).

$$=^{-1}() \quad (1.19)$$



Σχήμα 1.12 Σχηματική αναπαράσταση του ευθέος και αντιστρόφου προβλήματος.

Ευθύ πρόβλημα

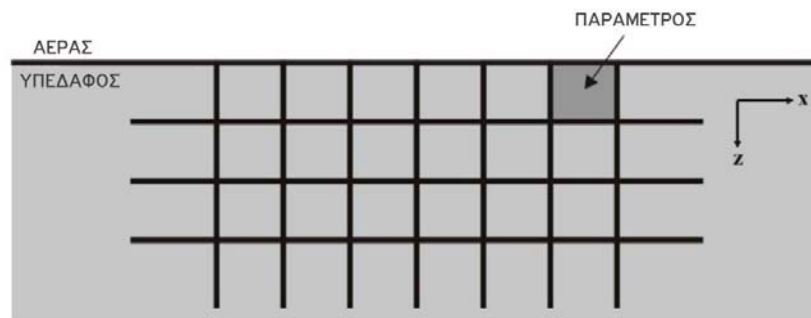
Κατά την επίλυση του ευθέος προβλήματος υπολογίζεται η φαινόμενη αντίσταση που θα προέκυπτε από την διεξαγωγή μίας γεωφυσικής έρευνας αν ήταν γνωστή η πραγματική κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους και ο τρόπος λήψης των μετρήσεων (διάταξη ηλεκτροδίων). Για τον υπολογισμό των τιμών αυτών υπάρχουν δύο μέθοδοι:

- **Αναλυτικές Μέθοδοι.** Βασίζονται στην επίλυση των εξισώσεων που περιγράφουν το πεδίο. Είναι οι πιο ακριβείς, αλλά περιορίζονται στην επίλυση μόνο απλών δομών και μοντέλων, όπως σφαιρικές ή κυλινδρικές (Cook και Van Nostrand, 1954), δύο οριζοντίων ή κατακόρυφων στρωμάτων (Telford, 1990), κλπ.
- **Αριθμητικές μέθοδοι.** Αποτελούν μαθηματικές διαδικασίες που βασίζονται σε αριθμητικούς χειρισμούς που διεξάγονται πρακτικά μόνο με ηλεκτρονικό υπολογιστή. Στις μεθόδους αυτές πρέπει να βρεθεί ένας τρόπος έκφρασης της λύσης των εξισώσεων συνεχούς πεδίου με έναν πεπερασμένο αριθμό διακριτών σημείων.

Οι αριθμητικές μέθοδοι με την σειρά τους χωρίζονται στις εξής υποκατηγορίες:

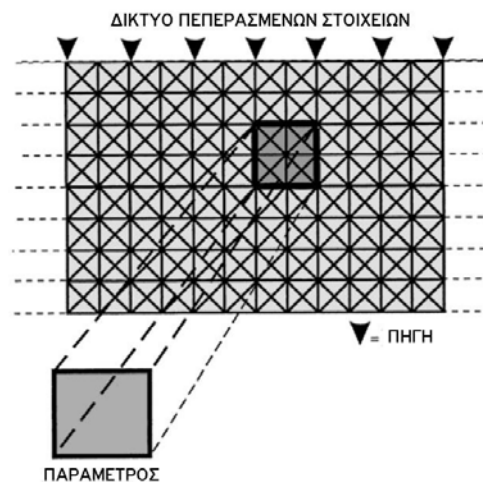
1. **Μέθοδοι ολοκληρωτικών εξισώσεων.** Η λύση αυτών, βρίσκεται στην επιφάνεια γεωηλεκτρικών ασυνεχειών και οι αριθμητικοί υπολογισμοί βασίζονται στη χρήση των συναρτήσεων του Green. Ουσιαστικά, υποτίθεται ότι η ύπαρξη μιας δομής διαφορετικής αντίστασης από το περιβάλλον είναι ισοδύναμη με μια κατανομή στοιχειωδών ηλεκτροστατικών πηγών στην επιφάνειά του.
2. **Διαφορικές μέθοδοι.** Η προς επίλυση περιοχή διακριτοποιείται σε μικρότερα τμήματα και περιορίζεται με την εισαγωγή τεχνητών ορίων. Η λύση υπολογίζεται για κάθε ένα διακριτό τμήμα της περιοχής μελέτης. Έτσι, μια διαφορετική τιμή αντίστασης μπορεί να δοθεί σε κάθε ένα διακριτό τμήμα και συνεπώς οι διαφορικές μέθοδοι μπορούν να

επιλύσουν οποιαδήποτε κατανομή αντίστασης, ανεξάρτητα από την πολυπλοκότητα αυτής της κατανομής. Οι γνωστότερες τεχνικές των διαφορικών μεθόδων είναι οι μέθοδοι των πεπερασμένων στοιχείων και των πεπερασμένων διαφορών. Αυτές υποδιαιρούν το υπέδαφος σε κελιά διαφορετικής αντίστασης (παράμετροι). Η τιμή της αντίστασης σε κάθε κελί θεωρείται σταθερή (Σχήμα 1.13).



Σχήμα 1.13 Διακριτοποίηση του ημιχώρου σε παραμέτρους διαφορετικής αντίστασης (Tsourlos, 1995).

Η διαφορά των δύο αυτών τεχνικών βασίζεται στο ότι η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Mufti 1976, Dey και Morrison 1979a,b) χωρίζει το υπέδαφος σε ένα μεγάλο αριθμό ορθογωνίων κελιών, ενώ στη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Coggon 1971, Silvester και Ferrari 1990) χρησιμοποιούνται τριγωνικά στοιχεία (Σχήμα 1.14).



Σχήμα 1.14 Κάθε παράμετρος χωρίζεται σε τριγωνικά στοιχεία (elements) στις κορυφές (nodes) των οποίων υπολογίζεται το δυναμικό (Tsourlos, 1995).

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

Στη συγκεκριμένη διατριβή έχει επιλεγθεί η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, ενώ η μοντελοποίηση του υπεδάφους ακολουθεί μοντέλο δύο και μισό διαστάσεων (2.5D) (Tsourlos et al., 1999). Η τεχνική αυτή της επίλυσης του ευθέως προβλήματος αναζητά μια λύση της διαφορικής εξίσωσης Poisson που διέπει τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος

$$\nabla \cdot (-\nabla V) = J \quad (1.20)$$

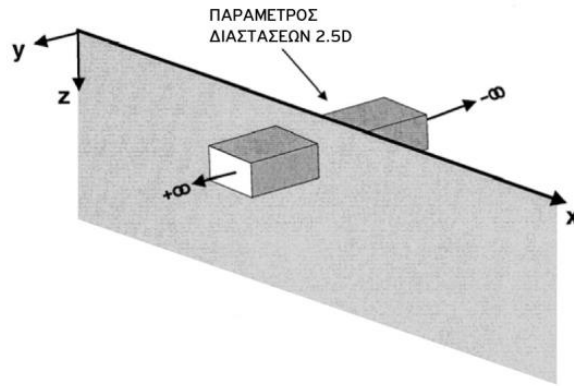
όπου

- σ αγωγιμότητα
- V δυναμικό
- J πυκνότητα ρεύματος

Ο όρος ∇ της σχέσης (1.20) περιγράφει τις πηγές ρεύματος και στη συγκεκριμένη περίπτωση μπορεί να αντικατασταθεί από μια συνάρτηση Dirac (δ) και μία σημειακή πηγή ρεύματος I . Εάν x_s, y_s, z_s είναι οι συντεταγμένες της πηγής, τότε η εξίσωση (1.20) γίνεται

$$\nabla \cdot (-\nabla V) = I \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (1.21)$$

Στο μοντέλο 2.5 διαστάσεων, το ρεύμα διαδίδεται στο χώρο (σε 3 διαστάσεις), ενώ η μεταβολή της αντίστασης θεωρείται ότι είναι δύο διαστάσεων (παραμένει σταθερή στην τρίτη διάσταση) (Σχήμα 1.15). Διαφορετικά, οι μετρούμενες τιμές ανταποκρίνονται σε ένα τριών διαστάσεων ημιχώρο, στον οποίο η αντίσταση μπορεί να μεταβάλλεται μόνο κατά τις δύο διαστάσεις, ενώ παραμένει σταθερή κατά τη διεύθυνση της τρίτης διάστασης.



Σχήμα 1.15 Παράμετρος 2.5 διαστάσεων (Tsourlos, 1995).

Το πλεονέκτημα της προσέγγισης αυτής των 2.5 διαστάσεων είναι ότι αποτελεί μια ρεαλιστική απεικόνιση της κατανομής των αντιστάσεων, περιλαμβάνοντας μια πλήρη, τριών διαστάσεων κατανομή των δυναμικών, με τη χρήση γεωμετρίας δύο διαστάσεων. Με αυτόν τον τρόπο, μειώνονται οι δυσκολίες επίλυσης του προβλήματος (όπως χρόνος υπολογισμού και απαιτήσεις υπολογιστικής μνήμης) σε σύγκριση με τις δυσκολίες που θα αντιμετωπίζαμε αν χρησιμοποιούσαμε μια προσέγγιση τριών διαστάσεων.

Για να ληφθεί υπόψη η μεταβλητότητα και των τριών συντεταγμένων, η διαφορά δυναμικού μετασχηματίζεται κατά Fourier ως προς τη διεύθυνση y και το μετασχηματισμένο δυναμικό δίνεται ως:

$$(1.22)$$

οπότε η σχέση (1.21) γίνεται

$$\phi_{(x,k,z)} = I \delta_{(x)} \delta_{(z)} \cdot (- \dots_{(x,z)}) \quad (1.23)$$

Η βασική ιδέα της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων είναι η υποδιαίρεση της περιοχής μελέτης σε τριγωνικές υποπεριοχές (στοιχεία), όπου η άγνωστη τιμή δυναμικού V προσεγγίζεται από απλές συναρτήσεις παρεμβολής (shape ή trial functions) που εφαρμόζονται σε συγκεκριμένα σημεία του στοιχείου, τα οποία ονομάζονται 'κόμβοι' (Σχήμα 1.16). Κάθε ένα από τα τριγωνικά αυτά στοιχεία (κάθε στοιχείο έχει τρεις κόμβους στις κορυφές του) αντιπροσωπεύει μια ομογενή και ισότροπη περιοχή του υπεδάφους με σταθερή τιμή αντίστασης. Η προσεγγιστική τιμή του δυναμικού V' δίνεται από την σχέση (Pridmore, 1978)

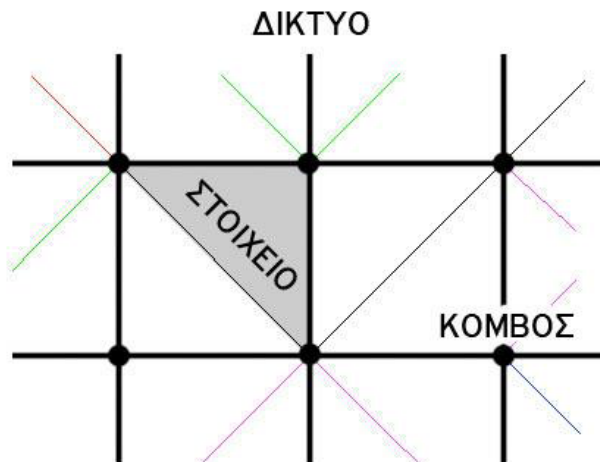
$$i=1,2, \dots, N \quad (1.24)$$

όπου

- α_i δυναμικό στους τρεις κόμβους
- n_i συναρτήσεις παρεμβολής, οι οποίες για ένα τριγωνικό στοιχείο έχουν την παρακάτω μορφή.

$$\begin{aligned}
 j &=, j=1, 2, 3, \\
 A_j &= x_k z_m - x_m x_k \\
 B_j &= z_k - z_m \\
 C_j &= x_m - x_k \\
 , \quad , \quad &= 1, 2, 3
 \end{aligned}
 \tag{1.25}$$

όπου Δ είναι το εμβαδό της περιοχής του στοιχείου.



Σχήμα 1.16 Στοιχεία (elements) και κόμβοι (nodes) συνθέτουν το δίκτυο των πεπερασμένων στοιχείων (FEM).

Σύμφωνα με παραδοχές που έχουν γίνει κατά τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (ομογενή και ισότροπα στοιχεία), η αρχική σχέση (1.21) για κάθε ένα στοιχείο γίνεται:

$$\Delta^2 = \dots
 \tag{1.26}$$

όπου η συνάρτηση f είναι $I\delta(x)\delta(z)$ ή μηδέν, ανάλογα με το αν το συγκεκριμένο στοιχείο διαρρέεται από ηλεκτρικό ρεύμα ή όχι. Στη συνέχεια ορίζεται ένα κριτήριο βελτιστοποίησης προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ του προσεγγιστικού και του «πραγματικού» δυναμικού. Το πιο διαδεδομένο και γενικό κριτήριο που χρησιμοποιείται στην ανάλυση των πεπερασμένων

στοιχείων είναι το κριτήριο Galerkin του σταθμισμένου σφάλματος (Burnett, 1989), σύμφωνα με το οποίο το σφάλμα μεταξύ προσεγγιστικού και «πραγματικού» δυναμικού πρέπει να είναι ορθογώνιο προς τις συναρτήσεις παρεμβολής για κάθε στοιχείο.

Τα πλεονεκτήματα της εφαρμογής του κριτηρίου Galerkin είναι πολύ σημαντικά, καθώς το πρόβλημα επίλυσης της αρχικής διαφορικής εξίσωσης (1.20), της οποίας η αναλυτική λύση είναι πολύ δύσκολο να βρεθεί, μετασχηματίζεται σε ένα ισοδύναμο σύστημα γραμμικών εξισώσεων, το οποίο μπορεί να λυθεί με συγκεκριμένες αριθμητικές μεθόδους. Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη το κριτήριο ελαχιστοποίησης Galerkin, η σχέση (1.26) γίνεται για κάποιο σημείο e

$$(1.27)$$

Αντικαθιστώντας τη σχέση (1.24) στην σχέση (1.27) και ολοκληρώνοντας κατά μέρη προκύπτει

$$(1.28)$$

Υπολογίζοντας τα παραπάνω ολοκληρώματα με αναλυτικό τρόπο προκύπτει, με τη μορφή πινάκων, η σχέση που περιγράφει το κάθε σημείο για το 2.5 διαστάσεων γεωηλεκτρικό πρόβλημα

$$(1.29)$$

Τα στοιχεία του συνολικού διανύσματος φορτίου F στο δεξιό σκέλος της εξίσωσης (1.29) είναι μηδέν όταν καμία πηγή ηλεκτρικού ρεύματος δεν συμπίπτει με κάποιους από του κόμβους του στοιχείου, αλλιώς θα έχουν τιμή $2I$, όπου I είναι η τιμή της έντασης του ηλεκτρικού ρεύματος. Εφόσον τα στοιχεία είναι κομμάτι ενός πλέγματος (Σχήμα 1.17) και έχουν κοινούς κόμβους, οι εξισώσεις που περιγράφουν κάθε ένα στοιχείο μπορούν να ενωθούν σε ένα μοναδικό σύνολο γραμμικών εξισώσεων. Το συνολικό γραμμικό σύστημα που προκύπτει θα έχει τη μορφή

$$K=A \cdot F \quad (1.30)$$

όπου ο πίνακας K περιέχει τους όρους δυσκαμψίας (όροι που σχετίζονται με τις συντεταγμένες των κόμβων) και είναι συμμετρικός, ταινιωτός και αραιός (με πολλά μηδενικά), το διάνυσμα A περιέχει τα άγνωστα δυναμικά των κόμβων και το διάνυσμα F περιλαμβάνει τις πηγές ρεύματος και τους όρους των ορίων. Μετά τη δημιουργία του συνολικού γραμμικού συστήματος (σχέση (1.30)) πρέπει να εφαρμοσθούν οι οριακές συνθήκες (BC) Neumann και Dirichlet.

Οριακές συνθήκες Neumann. Στη διαχωριστική επιφάνεια αέρα-εδάφους δεν υπάρχει ροή ηλεκτρικού ρεύματος κάθετη στο όριο.

Ομογενείς οριακές συνθήκες Dirichlet. Η τιμή του δυναμικού στις οριακές επιφάνειες (πλευρές και βάση) είναι μηδέν.

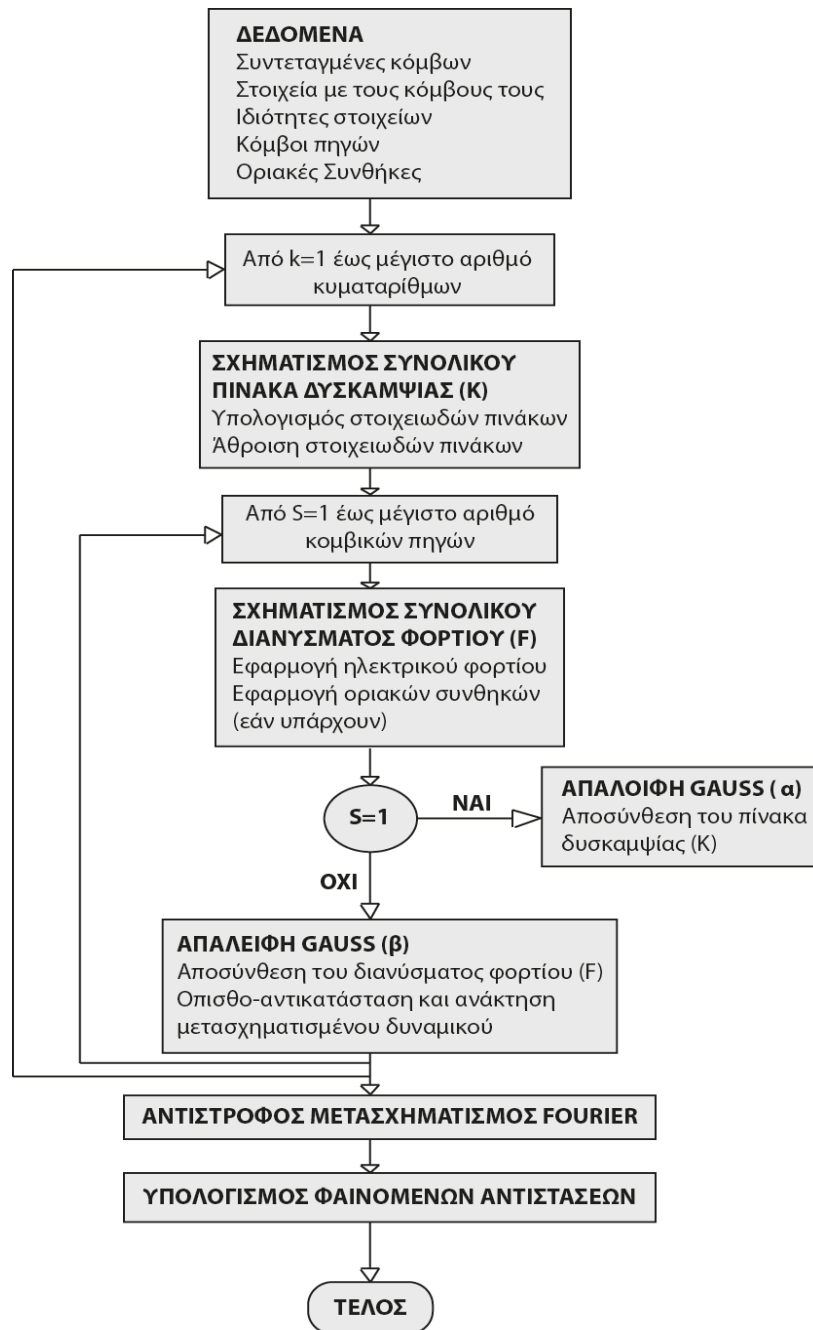
Οι οριακές συνθήκες Neumann εφαρμόζονται αυτόματα μέσω των στοιχειωδών γραμμικών εξισώσεων (σχέση (1.29)), ενώ οι ομογενείς οριακές συνθήκες Dirichlet εφαρμόζονται με τη μορφή περιορισμών στο συνολικό γραμμικό σύστημα (σχέση (1.30)).

Στη συνέχεια, μετά την εφαρμογή των οριακών συνθηκών, το σύστημα που προκύπτει μπορεί να λυθεί με τη βοήθεια τυποποιημένων μεθόδων, οι οποίες είναι γνωστές για την καλύτερη εφαρμογή τους σε αραιά και με πολλά μηδενικά συστήματα. Η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε είναι η χρήση της μεθόδου απαλοιφής του Gauss, δίνοντας το μετασχηματισμένο δυναμικό για τις καθορισμένες τιμές του K . Εφόσον λυθεί η εξίσωση (1.30) για k κυματαρίθμους, το συνολικό δυναμικό ανακτάται με τη χρήση του αντίστροφου μετασχηματισμού Fourier.

$$(1.31)$$

Επομένως, εάν το μετασχηματισμένο δυναμικό υπολογισθεί για αρκετές τιμές k , το δυναμικό $V(x,y,z)$ μπορεί να ληφθεί ολοκληρώνοντας αριθμητικά την εξίσωση (1.31). Εφόσον τα δυναμικά των κόμβων είναι γνωστά, οι διαφορές δυναμικού μεταξύ δύο σημείων και οι αντίστοιχες φαινόμενες αντιστάσεις είναι εύκολο να υπολογισθούν.

Στο Σχήμα 1.18 φαίνεται ένα διάγραμμα ροής του αλγορίθμου 2.5 διαστάσεων των πεπερασμένων στοιχείων που περιγράφηκε παραπάνω.



Σχήμα 1.18 Διάγραμμα ροής αλγορίθμου 2.5 διαστάσεων του ευθέως προβλήματος (Tsourlos, 1995).

Ιακωβιανός πίνακας

Το πρόβλημα της αντιστροφής περιλαμβάνει τον υπολογισμό της κατανομής της αντίστασης που παράγεται από ένα σύνολο συνθετικών δεδομένων που προσομοιάζουν όσο το δυνατό περισσότερο τις πραγματικές συνθήκες. Η κατανομή της αντίστασης αποτυπώνεται ως σύνολο ομογενών παραμέτρων,

όπου η τιμή της αντίστασης μιας παραμέτρου μπορεί να μεταβάλλεται ανεξάρτητα από τις τιμές αντίστασης των άλλων ομογενών παραμέτρων του μοντέλου. Στις περισσότερες μεθόδους αντιστροφής είναι απαραίτητη η χρήση ενός πίνακα που ονομάζεται 'Ιακωβιανός πίνακας' (J) και ο οποίος συνδέει τις μεταβολές των ανωτέρων παραμέτρων με τις μεταβολές των ιδιοτήτων των παρατηρούμενων δεδομένων.

Έστω 'n' ο αριθμός των στοιχείων του διανύσματος 'ρ' της παραμέτρου του προβλήματος (ειδική αντίσταση) και 'm' ο αριθμός των στοιχείων του διανύσματος 'd' των φαινόμενων αντιστάσεων, τότε ο Ιακωβιανός πίνακας έχει διαστάσεις $m \times n$ και το i, j στοιχείο του J (J_{ij}) δίνεται από τη σχέση

$$(1.32)$$

όπου d_i είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση της παραμέτρου ρ_j . Ο Ιακωβιανός πίνακας είναι γνωστός και ως 'πίνακας ευαισθησίας', αφού εκφράζει την ευαισθησία της μέτρησης (i) της φαινόμενης αντίστασης σε μικρές μεταβολές των πραγματικών αντιστάσεων μιας παραμέτρου (j) του μοντέλου. Εάν τα παρατηρούμενα δεδομένα είναι φαινόμενες αντιστάσεις r_{ai} , τότε η εξίσωση (1.32) μπορεί να γραφεί ως

$$(1.33)$$

Στην εξίσωση (1.33), ο γεωμετρικός παράγοντας K και η ένταση του ρεύματος I που εισάγεται στη γη είναι γνωστές ποσότητες, οπότε ο Ιακωβιανός πίνακας μπορεί να βρεθεί με τον υπολογισμό του ρυθμού μεταβολής του δυναμικού προς τη μεταβολή της αγωγιμότητας $i/$.

Είναι προφανές ότι ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα συνδέεται άμεσα με την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Όταν χρησιμοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων, τότε κάθε παράμετρος συνήθως αποτελείται από περισσότερα τριγωνικά υποστοιχεία. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα ονομάζεται 'τεχνική συζυγούς εξίσωσης' (McGillivray και Oldenburg, 1990) και ενσωματώθηκε στη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων έτσι ώστε να υπολογιστεί ο Ιακωβιανός πίνακας ή πίνακας ευαισθησίας J (Tsourflos, 1995).

Μετά από υπολογισμούς μετασχηματισμού μπορεί να αποδειχθεί ότι για την περίπτωση του ηλεκτρικού προβλήματος, η ευαισθησία αποτελεί μια συνάρτηση της αρχικής διαφορικής εξίσωσης και των συζυγών συναρτήσεων Green. Εφόσον η λύση του ηλεκτρικού προβλήματος είναι αυτοσυζυγής, η ίδια η λύση του ευθέως προβλήματος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την επίλυση τόσο των αρχικών όσο και των συζυγών συναρτήσεων. Οι McGillivray και Oldenberg

(1990) εξήγησαν την γενικευμένη μορφή της ευαισθησίας του αντίστοιχου μετασχηματισμένου δυναμικού για την περίπτωση του 2.5 διαστάσεων ηλεκτρικού προβλήματος. Η τελική εξίσωση που δίνει την ευαισθησία του μετασχηματισμένου δυναμικού παίρνει τελικά τη μορφή

$$(1.34)$$

όπου $\partial/\partial j$ είναι η μερική παράγωγος της μέτρησης του μετασχηματισμένου δυναμικού ως προς την παράμετρο j , V και V' είναι τα μετασχηματισμένα δυναμικά λόγω πηγής ρεύματος στο (x,z) και το ψ_j είναι το 1 όταν οι συντεταγμένες (x,z) βρίσκονται μέσα στα όρια της παραμέτρου j , αλλιώς είναι μηδέν (0).

Με τη χρήση της σχέσης (1.34) το πρόβλημα μπορεί να διατυπωθεί μέσα στα πλαίσια της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων. Υποθέτοντας ότι αναζητάται η ευαισθησία του μετασχηματισμένου δυναμικού (στον κόμβο 'n' εξαιτίας της πηγής που βρίσκεται στον κόμβο 'm') ως συνάρτηση της διαταραχής της αγωγιμότητας του στοιχείου 'e', τότε η εξίσωση (1.34) γίνεται

$$(1.35)$$

όπου V_{mn} είναι το δυναμικό 'n' λόγω της πηγής του ηλεκτρικού ρεύματος στο 'm' και $V_m(e)$, $V_n(e)$ είναι το δυναμικό στους κόμβους του στοιχείου e εξαιτίας των πηγών στους κόμβους m, n αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψη τις σχέσεις (1.34) και (1.35) και χρησιμοποιώντας τις αριθμητικές τριγωνικές συναρτήσεις παρεμβολής (σχέση (1.24)), το ολοκλήρωμα του δεξιού σκέλους της σχέσης (1.35) παίρνει τη μορφή

$$(1.36)$$

Χρησιμοποιώντας τη σχέση (1.36) μπορεί να υπολογισθεί η ευαισθησία οποιασδήποτε μέτρησης δυναμικού που προήλθε από τη διαταραχή της αγωγιμότητας οποιουδήποτε στοιχείου. Παρατηρείται ότι η ευαισθησία είναι ουσιαστικά μία συνάρτηση των συντεταγμένων των κόμβων και των μετασχηματισμένων δυναμικών των κόμβων του στοιχείου εξαιτίας των πηγών στις θέσεις του πομπού και του δέκτη. Εφόσον είναι γνωστές οι μερικές παράγωγοι του μετασχηματισμένου δυναμικού σε συνάρτηση με τις μεταβολές στην αγωγιμότητα του κάθε στοιχείου, η παράγωγος του μετασχηματισμένου δυναμικού για κάθε παράμετρο p υπολογίζεται προσθέτοντας τις επιμέρους μερικές παραγώγους του κάθε στοιχείου που ανήκει στη συγκεκριμένη παράμετρο

$$(1.37)$$

όπου $I = 1, 2, \dots, q$ είναι ο αριθμός των τριγωνικών στοιχείων που απαρτίζουν την περιοχή κάθε παραμέτρου. Επομένως, οι μερικές παράγωγοι του συνολικού δυναμικού ανακτώνται με την εφαρμογή του αντιστρόφου μετασχηματισμού Fourier με τον τρόπο που περιγράφηκε προηγουμένως. Τέλος, τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα μπορούν να υπολογισθούν με βάση τη σχέση (1.33).

Αντίστροφο πρόβλημα

Η επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος είναι ακριβώς η αντίστροφη διαδικασία από αυτή του ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε παραπάνω. Δηλαδή, μετρώντας τη φαινόμενη αντίσταση που προκύπτει από μία γεωφυσική έρευνα να προσδιοριστεί η κατανομή της αντίστασης του υπεδάφους.

Η δυσκολία των αντίστροφων προβλημάτων μπορεί να συνοψιστεί στους παρακάτω παράγοντες:

- **Ύπαρξη Λύσης.** Είναι δυνατόν να μην υπάρχει κανένα μοντέλο που να επαληθεύει πλήρως τα δεδομένα. Αυτό μπορεί να οφείλεται στην προσεγγιστική λύση για την εύρεση του μοντέλου, στην ύπαρξη θορύβου στα δεδομένα και στο σφάλμα του μοντέλου.
- **Μοναδικότητα.** Εάν υπάρχει λύση, αυτή μπορεί να μην είναι και η μοναδική.
- **Αστάθεια** - Κακώς ορισμένο πρόβλημα. Η διαδικασία επίλυσης των εξισώσεων σε ένα αντίστροφο πρόβλημα, είναι εξαιρετικά ασταθής, με αποτέλεσμα μια μικρή αλλαγή στα δεδομένα (που μπορεί να οφείλεται π.χ. στο θόρυβο) μπορεί να προκαλέσει τεράστιες αλλαγές στη λύση του εκτιμώμενου μοντέλου.

Οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται συνήθως για την επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος είναι: η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (Lines και Treitel 1984), η μέθοδος των ιδιαιζουσών τιμών (Lancos 1960, Golub και Reinsh 1970, Lawson και Hanson 1974, Strang 1998), η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (Lavenberg 1944, Marquat 1965, Franklin 1970) και η μέθοδος της εξομαλυσμένης αντιστροφής (Tikhonov 1963, Tikhonov και Glasko 1965, Constable et al 1987, deGroot-Hedlin και Constable 1990).

Με τη μέθοδο της εξομαλυσμένης αντιστροφής Occam (Constable et al. 1987), το αντίστροφο πρόβλημα αντιμετωπίζεται συντηρητικά, δηλαδή αναζητούμε ένα μοντέλο το οποίο θα είναι πιο εξομαλυσμένο, δηλαδή θα ερμηνεύει τα δεδομένα με τον απλούστερο δυνατό τρόπο. Το αποτέλεσμα της εξομαλυσμένης αντιστροφής δεν θα είναι απαραίτητα η καλύτερη λύση, αλλά σίγουρα θα αποτελεί μια απλοποιημένη και λογική αναπαράσταση της πραγματικότητας (Tsourlos 1995). Συγχρόνως, η εξαναγκασμένη εξομάλυνση εγγυάται

σταθερότητα κατά τη διαδικασία της αντιστροφής και την εξαγωγή ενός τελικού μοντέλου, που η μορφή ή η φύση της εξομάλυνσης του δεν θα έχει επιλεγεί αυθαίρετα, αλλά θα έχει καθοριστεί από τον χρήστη (Constable et al. 1987).

Έστω ότι η κατανομή της αντίστασης δίνεται από ένα διάνυσμα x που έχει N παραμέτρους $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$ και οι M μετρήσεις συμβολίζονται με ένα διάνυσμα y , τότε η γενική μορφή της εξίσωσης του ευθέως προβλήματος (σχέση (1.18)) που πρέπει να αντιστραφεί είναι

$$f(x) = y \quad (1.38)$$

Λόγω της μη γραμμικότητας της συνάρτησης f , η παραπάνω εξίσωση δεν μπορεί να λυθεί με απ' ευθείας αντιστροφή. Όμως, οι τεχνικές αντιστροφής μπορούν να χειριστούν ένα μη γραμμικό πρόβλημα αναγάγοντάς το σε μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης των επιμέρους γραμμικών προβλημάτων. Ένας τυπικός αλγόριθμος επίλυσης του μη γραμμικού αντιστρόφου ηλεκτρικού προβλήματος ξεκινάει υποθέτοντας ένα αρχικό γραμμικό μοντέλο αντίστασης x_0 , το οποίο συνεχώς βελτιώνεται μέσα από μία επαναληπτική διαδικασία, έως ότου οι συνθετικές φαινόμενες αντιστάσεις $f(x_{\text{τρέχον}})$, δηλαδή τα δεδομένα που ανταποκρίνονται στο τρέχον ηλεκτρικό μοντέλο, να προσεγγίζουν τις μετρήσεις y . Θεωρώντας μια πολύ μικρή μεταβολή της αντίστασης dx , η συνάρτηση $f(x)$ μπορεί να αναπτυχθεί χρησιμοποιώντας το ανάπτυγμα Taylor

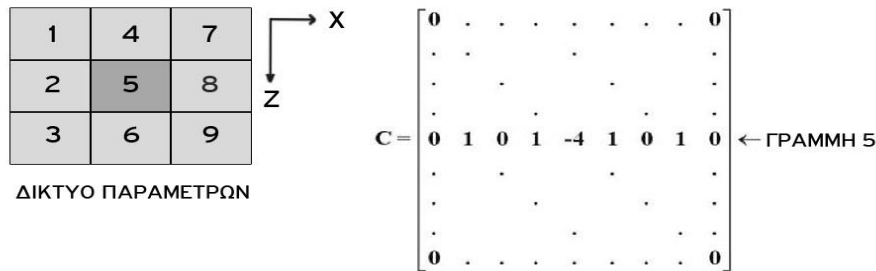
$$(1.39)$$

όπου N είναι ο αριθμός των παραμέτρων του διανύσματος κατανομής της αντίστασης, $O((dx)^2)$ είναι οι όροι μεγαλύτερης τάξης, οι οποίοι μπορούν να αγνοηθούν εφ' όσον η μεταβολή dx είναι πολύ μικρή σε σχέση με το x και ο $m \times n$ πίνακας των πρώτων όρων ισούται με τον Ιακωβιανό πίνακα J . Επομένως, η εξίσωση (1.39) μπορεί να εκφραστεί με τη μορφή

$$(\quad + \quad) \approx (\quad) + \quad (1.40)$$

Λόγω του ότι η σχέση (1.40) είναι προσεγγιστική (επειδή παραλείπονται οι όροι ανώτερης τάξης), η επίλυσή της γίνεται ακολουθώντας επαναληπτική διαδικασία, θεωρώντας κάθε νέο μοντέλο $(x+dx)$ ως αρχικό στην επόμενη επανάληψη.

Έχοντας προκαθορίσει τα κριτήρια τερματισμού για την εύρεση της βέλτιστης λύσης του dx από την εξίσωση (1.40) και γνωρίζοντας όλα τα υπόλοιπα στοιχεία της εξίσωσης, μπορεί τώρα να καθοριστεί μια επαναληπτική διαδικασία επίλυσης του αντιστρόφου προβλήματος.



Σχήμα 1.19 Μοντέλο 9 παραμέτρων και πίνακας εξομάλυνσης C (Tsourlos, 1995).

Ορίζεται ο πίνακας εξομάλυνσης C μεταξύ των παραμέτρων (Σχήμα 1.19) και ζητείται η ελαχιστοποίηση του λάθους dy σε συνδυασμό με τη μέγιστη εξομάλυνση

$$= (\quad)^T (\quad) \rightarrow 0 \quad (1.41)$$

όπου

- $dy=y-f(x)$
- Wd είναι ο πίνακας στατιστικών βαρών των δεδομένων
- C είναι ο πίνακας εξομάλυνσης
- dx είναι το διάνυσμα διόρθωσης των αντιστάσεων του μοντέλου και
- dy είναι η διαφορά μεταξύ των μετρήσεων y και των συνθετικών φαινόμενων αντιστάσεων $f(x)$.

Συγκεκριμένα, με γνωστό ένα σύνολο μετρήσεων d_i

- Προσδιορίζονται οι παράμετροι του μοντέλου
- Παράγεται ο πίνακας C που περιγράφει τον τρόπο εξομάλυνσης του μοντέλου.
- Προσδιορίζεται ο πίνακας στατιστικών βαρών W που είναι ένας διαγώνιος πίνακας, ο οποίος περιγράφει το σφάλμα των μετρήσεων.
- Προσδιορίζεται μία αρχική εκτίμηση της κατανομής της αντίστασης X_0 και υπολογίζεται η απόκριση του μοντέλου $f(X_0)$.
- Υπολογίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας J_0 που αντιστοιχεί στην κατανομή αντιστάσεων X_0 .

- Ορίζεται η αρχική τιμή του πολλαπλασιαστή Lagrangian, με τον οποίο ελέγχεται η εξομάλυνση του μοντέλου αντιστροφής. Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του πολλαπλασιαστή Lagrangian, τόσο πιο εξομαλυμένο είναι το μοντέλο αντιστροφής.
- Ορίζονται τα κριτήρια τερματισμού της επαναληπτικής διαδικασίας.

Βήματα Αλγορίθμου

Στην k επανάληψη, το διάνυσμα διόρθωσης των αντιστάσεων του μοντέλου dx_k δίνεται ως

$$X_{k+1} = X_k + dx_k + [(W_d J_k)^T W_d J_k + \mu_k C^T C]^{-1} (W_d J_k)^T W_d dy_k \quad (1.42)$$

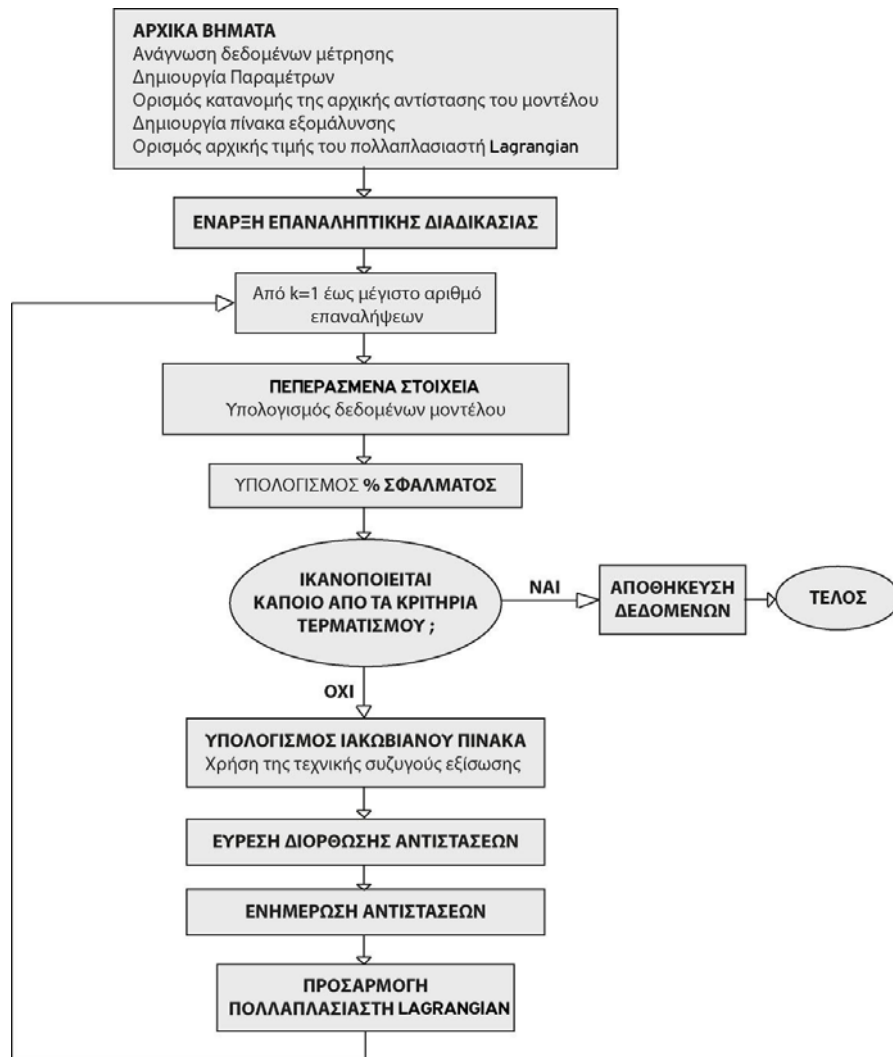
όπου

- J_k είναι η εκτίμηση του Ιακωβιανού πίνακα που αντιστοιχεί στην κατανομή των αντιστάσεων
- μ_k είναι ο πολλαπλασιαστής Lagrangian για την k επανάληψη,
- C είναι ο πίνακας εξομάλυνσης,
- W_d είναι ο πίνακας στατιστικών βαρών και
- T σημαίνει ανάστροφος μετασχηματισμό και όπου

$$k = - (k) \quad (1.43)$$

- Ορίζονται οι νέες εκτιμήσεις των αντιστάσεων από X_k σε $X_{k+1} = X_k + dx_k$ και υπολογίζεται, μέσω της επίλυσης του ευθέως προβλήματος, η νέα απόκριση του μοντέλου $F(x_{k+1})$.
- Εάν ικανοποιείται ένα από τα κριτήρια τερματισμού, η διαδικασία τελειώνει, αλλιώς υπολογίζεται η νέα εκτίμηση του Ιακωβιανού πίνακα J_{k+1} και η διαδικασία επαναλαμβάνεται (επιστροφή στο 1^ο βήμα).

Στο Σχήμα 1.20 φαίνεται ένα διάγραμμα ροής που περιγράφει τον αλγόριθμο επίλυσης δισδιάστατου αντίστροφου ηλεκτρικού προβλήματος.



Σχήμα 1.20 Διάγραμμα ροής αλγορίθμου επίλυσης του αντιστρόφου γεωηλεκτρικού προβλήματος (Tsourlos, 1995).

Χρήση λογαριθμικής κλίμακας στην επίλυση συστημάτων

Στις μεθόδους αντιστροφής των γεωηλεκτρικών δεδομένων είναι συχνή η χρήση λογαριθμικής κλίμακας των φαινομένων και πραγματικών αντιστάσεων. Οι λόγοι είναι:

- Η χρήση λογαρίθμων υποχρεώνει τις παραμέτρους να παίρνουν μόνο θετικές τιμές και αποφεύγονται έτσι μη ρεαλιστικές λύσεις του αντιστρόφου προβλήματος, που θα περιέχουν αρνητικές αντιστάσεις (Sasaki 1982).
- Λόγω του μεγάλου δυναμικού εύρους των τιμών που μπορεί να έχουν οι τιμές των ηλεκτρικών αντιστάσεων των παραμέτρων, η χρήση λογαρίθμων μπορεί να επιταχύνει το ρυθμό σύγκλισης της επαναληπτικής διαδικασίας (Park και Van 1991).

Το τετράγωνο του σφάλματος των ελαχίστων τετραγώνων, στην περίπτωση χρήσης λογαρίθμων γίνεται $q' = dy' T dy'$, όπου $dy' = \ln(y) - \ln(f(x))$. Το διάνυσμα των παραμέτρων x γίνεται p_i , όπου $p_i = e^{x_i}$ και $i = 1, 2, \dots, n$. Η λύση του συστήματος είναι

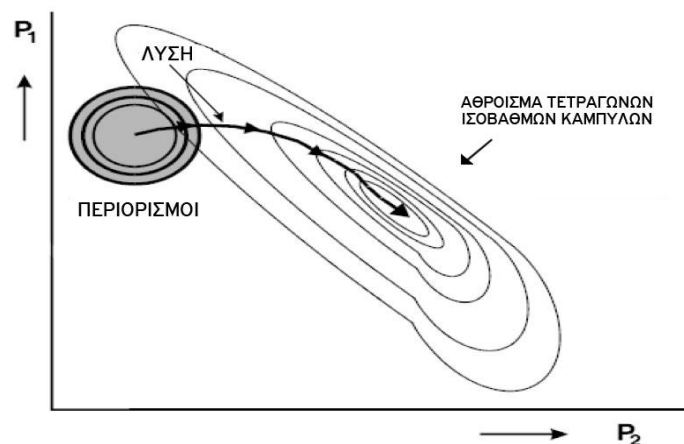
$$x = (J^T J)^{-1} J^T y \quad (1.44)$$

όπου ο J' έχει στοιχεία (Tsourlos, 1995) και οι νέες εκτιμήσεις των αντιστάσεων, στην k επανάληψη, δίνονται από τη σχέση

$$x_{k+1} = x_k + dp_k \quad (1.45)$$

Υπολογισμός συντελεστή LANGRAGNIAN

Για την επίλυση της σχέσης (1.42) είναι απαραίτητη η εύρεση μιας τιμής για τον συντελεστή Lagragnian. Γενικότερα η εύρεση αυτού του πολλαπλασιαστή είναι ένα πρόβλημα προς επίλυση σε κάθε εξομαλυμένη αντιστροφή. Μεγάλες τιμές οδηγούν σε υπερβολικά εξομαλυμένα μοντέλα, ενώ μικρές τιμές οδηγούν σε αστάθεια της λύσης. Η συνηθέστερη μέθοδος που ακολουθείται είναι η αρχική χρήση μιας μεγάλης τιμής, για να αποτραπεί η αστάθεια και όσο η λύση πλησιάζει την πραγματική, να ελαττώνεται ο πολλαπλασιαστής. Μία γεωμετρική αναπαράσταση της τεχνικής αυτής (Σχήμα 1.21), έγινε από τους Box και Kanemasu (1972). Η λύση αυτή συνήθως απαιτεί ένα πλήθος δοκιμών, καθώς δεν είναι δυνατή η εξαρχής γνώση της αρχικής τιμής. Ο Tsourlos (1995) προτείνει κάποια αρχική εμπειρική τιμή ανάλογα με το επιθυμητό επίπεδο εξομάλυνσης και σταδιακή ελάττωση σε κάθε νέα επανάληψη.



Σχήμα 1.21 Αναπαράσταση λύσης ελαχίστων τετραγώνων δύο παραμέτρων P_1 και P_2 (Box και Kanemasu, 1977).

Έχουν προταθεί και άλλες μέθοδοι εύρεσης του συντελεστή Lagrangian που βασίζονται σε ανάλυση των ιδιοτιμών του αντίστροφου πίνακα με τη βοήθεια της ανάλυσης SVD. Οι τεχνικές αυτές εξασφαλίζουν μία μαθηματική λύση και δεν απαιτείται αρχική εμπειρική τιμή (Karaoulis, 2007).

Οι Yi et al. (2003) πρότειναν τη μέθοδο της ενεργού εξισορρόπησης με περιορισμούς (Active Constrained Balancing, ACB) με την εύρεση διαφορετικού πολλαπλασιαστή για κάθε παράμετρο, βασιζόμενοι σε μελέτη του πίνακα ανάλυσης του μοντέλου. Η μέθοδος αυτή βρίσκει πολύ καλή εφαρμογή σε όλα τα είδη μετρήσεων. Στην παρούσα διατριβή ακολουθήθηκε η μέθοδος αυτή καθώς από τις δοκιμές φαίνεται να έχει τα καλύτερα αποτελέσματα (Karaoulis, 2007).

Ειδικότερα ως πίνακας ανάλυσης (resolution matrix) του μοντέλου R ορίζεται

$$R = J^+ J \quad (1.46)$$

όπου J^+ είναι ο ψευδοαντίστροφος

$$J^+ = [J^T + \lambda I]^{-1} J^T \quad (1.47)$$

Ο πίνακας ανάλυσης δείχνει πόσο καλά είναι προσδιορισμένη μία παράμετρος. Αν μία παράμετρος είναι τέλεια προσδιορισμένη, πρέπει η αντίστοιχη τιμή του πίνακα ανάλυσης να έχει την τιμή 1 για την παράμετρο αυτή ($R_{ii}=1$) και μηδέν (0) σε όλες τις άλλες θέσεις. Αντίθετα, αν μία παράμετρος δεν είναι καλά προσδιορισμένη, η αντίστοιχη γραμμή του πίνακα ανάλυσης θα έχει τιμές σε όλες τις θέσεις χωρίς να παίρνει την τιμή 1 στην αντίστοιχη θέση (R_{ii}). Για παράδειγμα σε σύστημα 5 παραμέτρων ο πίνακας R θα έχει την μορφή που φαίνεται στο Σχήμα 1.22).

$$R = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ 0.2 & 0.1 & 0.42 & 0.19 & 0.09 \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \end{bmatrix}$$

Σχήμα 1.22 Πίνακας ανάλυσης μοντέλου 5 παραμέτρων.

Γενικά το άθροισμα των στοιχείων κάθε γραμμής του πίνακα ανάλυσης πρέπει να είναι ίσο με 1. Οι Yi et al. (2003) θεωρούν ότι μια καλά προσδιορισμένη παράμετρος χρειάζεται μικρή τιμή του πολλαπλασιαστή, ενώ αντίθετα μια όχι καλά προσδιορισμένη παράμετρος απαιτεί μεγάλη τιμή του πολλαπλασιαστή, έτσι ώστε η αυξημένη εξομάλυνση να απαγορεύει στην παράμετρο να πάρει

υψηλές τιμές. Η ποσοτικοποίηση της παραπάνω έκφρασης γίνεται με τη συνάρτηση διασποράς Backus-Gilbert (Menke, 1984), η οποία υπολογίζει την πλευρική κατανομή των γραμμών του πίνακα ανάλυσης. Μεγάλη τιμή της συνάρτησης διασποράς σημαίνει ότι η παράμετρος είναι φτωχά προσδιορισμένη και το αντίστροφο. Ο υπολογισμός της συνάρτησης διασποράς για την i παράμετρο γίνεται ως εξής

$$(1.48)$$

όπου N ο αριθμός των παραμέτρων, Wd ο πίνακας στατιστικών βαρών, που υπολογίζεται από τις πλευρικές χωρικές αποστάσεις της παραμέτρου i με όλες τις υπόλοιπες j . Ο πίνακας S χρησιμοποιείται ώστε στον υπολογισμό να λαμβάνεται υπόψη και ο πίνακας συνάφειας. Το στοιχείο S_{ij} είναι 1 όταν το αντίστοιχο στοιχείο του πίνακα συνάφειας C_{ij} είναι μη μηδενικό και μηδέν (0) σε όλες τις άλλες θέσεις.

Η διαδικασία υπολογισμού του διαγώνιου πίνακα 'μ' γίνεται με ένα αρχικό υπολογισμό του πίνακα ανάλυσης μοντέλου με κάποιο μικρό αρχικά πολλαπλασιαστή Lagrangian (συνήθως 0.01). Στη συνέχεια μετατρέπεται η συνάρτηση διασποράς σε μεταβαλλόμενο πολλαπλασιαστή μεταξύ δύο προαποφασισμένων ορίων (μ_{\min} και μ_{\max}), σε λογαριθμική κλίμακα σύμφωνα με τον παρακάτω αλγόριθμο (Yi et al. 2003)

$$(1.49)$$

όπου μ_i είναι ο πολλαπλασιαστής της παραμέτρου i , SP_i είναι η συνάρτηση διασποράς της παραμέτρου i , μ_{\min} και μ_{\max} τα κάτω και άνω όρια των πολλαπλασιαστών (ενδεικτικές τιμές 0.01 και 0.5) και SP_{\min} , SP_{\max} το ελάχιστο και μέγιστο της συνάρτησης διασποράς, αντίστοιχα.

Κριτήρια τερματισμού επαναληπτικής διαδικασίας

Κάθε επαναληπτικός αλγόριθμος αντιστροφής τερματίζεται με βάση κάποια προκαθορισμένα κριτήρια σύγκλισης και τερματισμού. Τα κριτήρια αυτά αναφέρονται παρακάτω και στηρίζονται στην έκφραση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος RMS μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων, το οποίο υπολογίζεται κάθε φορά που βρίσκεται το βελτιωμένο μοντέλο αντίστασης και είναι

$$(1.50)$$

όπου m είναι ο αριθμός των μετρήσεων, d_{iobs} είναι ο παρατηρούμενος λογάριθμος της i μέτρησης και d_{icalc} είναι ο υπολογιζόμενος λογάριθμος της i

μέτρησης. Η αντιστροφή θα τερματιστεί αν ισχύει ένα από τα παρακάτω κριτήρια:

Απόκλιση. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν το RMS αυξηθεί με την πρόοδο των επαναλήψεων. Το φαινόμενο αυτό παρουσιάζεται σχετικά σπάνια, κυρίως σε περιπτώσεις που ο θόρυβος των δεδομένων είναι πολύ μεγάλος ή όταν η αρχική επιλογή του συντελεστή εξομάλυνσης δεν ήταν η βέλτιστη δυνατή (πολύ μικρή τιμή).

Μικρός ρυθμός σύγκλισης. Ο αλγόριθμος τερματίζεται αν ο ρυθμός μεταβολής του RMS είναι μικρός μεταξύ διαδοχικών επαναλήψεων (π.χ. λιγότερο από 5%). Στην περίπτωση αυτή, οι μεταβολές του μοντέλου προσπαθούν να ερμηνεύσουν μικρής τάξης μεταβολές των δεδομένων, που συνήθως αντιστοιχούν σε θόρυβο και υπάρχει κίνδυνος να αρχίσουν τα δεδομένα να ερμηνεύουν το θόρυβο. Αυτό μπορεί να συμβεί ακόμα και όταν ο ρυθμός σύγκλισης είναι μεγάλος.

Σφάλμα σύγκλισης μικρότερο από το σφάλμα των δεδομένων. Αυτό το κριτήριο ενεργοποιείται όταν είναι διαθέσιμα τα σφάλματα των δεδομένων. Εάν το σφάλμα της αντιστροφής είναι μικρότερο από τα τυπικά σφάλματα των δεδομένων, τότε οι μεταβολές του μοντέλου έχουν ερμηνεύσει μεταβολές των δεδομένων που αντιστοιχούν σε θόρυβο. Για να μη συμβεί αυτό, η διαδικασία της αντιστροφής τερματίζεται και η αντίσταση που υπολογίστηκε από την προηγούμενη επανάληψη υιοθετείται ως το τελικό μοντέλο.

Ολοκλήρωση του αριθμού των επαναλήψεων. Ο αλγόριθμος τερματίζεται όταν ο προκαθορισμένος μέγιστος αριθμός των επαναλήψεων έχει ολοκληρωθεί. Στην παρούσα διατριβή ο μέγιστος αριθμός επαναλήψεων έχει ορισθεί σε 6.

Κριτήρια ποιότητας αντιστροφής

Για την ποιοτική εκτίμηση του πόσο καλά ορισμένες είναι οι παράμετροι έγινε χρήση του πίνακα ευκρίνειας και του Ιακωβιανού πίνακα.

- Πίνακας Ευκρίνειας (Resolution Matrix)

Σύμφωνα με τη σχέση (1.46) χρησιμοποιείται η διαγωνίος του πίνακα ευκρίνειας (κάθε τιμή της διαγωνίου αντιστοιχεί και σε μία παράμετρο) για να προσδιορισθεί η παράμετρος j σύμφωνα με τη σχέση

$$(1.51)$$

όπου

- J_{ij} είναι η τιμή ευαισθησίας σε λογάριθμο της i μέτρησης σε μία μικρή αλλαγή μεταβολής στην

αντίσταση της j παραμέτρου

- C είναι ο πίνακας που περιέχει τους συντελεστές απόσβεσης, τους περιορισμούς και τα χωρικά φίλτρα που σταθεροποιούν την διαδικασία αντιστροφής

Οι παράμετροι που είναι πολύ καλά προσδιορισμένες έχουν τιμή διαγωνίων στοιχείων του R που πλησιάζει το 1, και όσο μειώνεται η ποιότητα της παραμέτρου η τιμή αυτή πλησιάζει την τιμή μηδέν (0).

- Μέτρο στήλης Ιακωβιανού πίνακα (Cumulative Jacobian Matrix)

Ένα επιπλέον κριτήριο για να ελεγχθεί πόσο καλά ορισμένη είναι μία παράμετρος χωρίς την διαδικασία της αντιστροφής είναι το μέτρο της στήλης του Ιακωβιανού πίνακα, το οποίο προκύπτει από το άθροισμα κατ' απόλυτη τιμή όλων των μετρήσεων N των τιμών ευαισθησίας του Ιακωβιανού πίνακα σε κάθε μία παράμετρο j

Σύστημα Παρακολούθησης Κατολισθήσεων

Η χρονικά μεταβαλλόμενη μέτρησης της γεωηλεκτρικής κατάστασης του υπεδάφους είναι ένα «καινούριο» εργαλείο που χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της ικανότητας ή αντίστασης του εδάφους σε ολίσθηση μέσω της μέτρησης της ηλεκτρικής αντίστασης καθώς και της εφαρμογής της SP μεθόδου [4]. Η απόκτηση δεδομένων με ρυθμό περίπου 3000 μετρήσεων ανά ώρα σε ένα κανάλι καταγραφής, και η μελέτη συνήθως 1000 δειγμάτων ανά μια διαμόρφωση (συμπεριλαμβανομένης της καταγραφής του πλήρους σήματος), επιτρέπει την αποτελεσματική ανάλυση και το φιλτράρισμα των δεδομένων εισόδου. Επιπλέον, μια απολύτως διαθέσιμη αρχιτεκτονική επιτρέπει την εγκατάσταση οποιουδήποτε αριθμού ηλεκτροδίων (είτε τάσης, είτε ρεύματος), με την προσθήκη συνδέσεων καρτών κατά σειρά ή και με παράλληλη συνδεσμολογία. Η μεταφορά δεδομένων GPRS (General Packet Radio Service) επιτρέπει τη συντήρηση, την εφαρμογή και τον έλεγχο του συστήματος σε απομακρισμένο και εντελώς ελεγχόμενο περιβάλλον. Δεδομένα όπως τα αποτελέσματα μετρήσεων, οι ακολουθίες δοκιμής και τα αρχεία καταγραφής, περιέχουν τις πληροφορίες του συστήματος και της κατάστασης σύνδεσης GPRS και στέλνονται αυτόματα μέσω ηλεκτρονικού ταχυδρομείου στο κέντρο επεξεργασίας δεδομένων. Κατά αυτό τον τρόπο, εγγυάται τη άμεση διαθεσιμότητα πληροφοριών στους τοπικούς φορείς παρακολούθησης των φυσικών καταστροφών.

Στην κοιλάδα Gschliefgraben, στο κέντρο της κατολίσθησης, εγκαταστάθηκαν δύο διατομές καταγραφής της κατανομής της γεωηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος. Η μονάδα κεντρικού ελέγχου και τα προκαταρκτικά αποτελέσματα του ενός προφίλ καταγραφής φαίνονται στο σχήμα 7.

Ένα καινοτόμο πολυπαραμετρικό σύστημα παρακολούθησης της ευστάθειας, το DMS (Differential Monitoring of stability), δημιουργήθηκε στο Centro Servizi di Geoingegneria της Ιταλίας, με σκοπό την παρακολούθηση των κατολισθητικών φαινομένων μέσω της συσχέτισης τως γεωηλεκτρικών μετρήσεων με άλλες ενόργανες και επιτόπου μετρήσεις. Το σύστημα DMS μετράει με υψηλή ακρίβεια τις μετατοπίσεις που πραγματοποιούνται σε 2 ή 3 κατευθύνσεις, τόσο στον οριζόντιο όσο και στον κάθετο άξονα, σε όλα τα προκαθορισμένα βάθη. Ακόμη παρέχει μετρήσεις για την πίεση του νερού των πόρων και τη θερμοκρασία του εδάφους σε βάθη μεγαλύτερα των 26 μέτρων από την επιφάνεια του εδάφους. Έτσι το DMS επιτρέπει τη σύνθετη ανάλυση της δυναμικής και του μηχανισμού της μετατόπισης της ολισθαίνουσας μάζας καθώς παρέχει πληροφορίες όπως η ανάλυση της παραμόρφωσης, η μετατόπιση θέσης, η ταχύτητα, η επιτάχυνση, και το βάθος της αστοχίας, ή οι διαφορές στις πιέσεις ρευστών [5].

Το σεισμικό δίκτυο στο Åknes

Το σεισμικό δίκτυο, που χρησιμοποιήθηκε στη μελέτη του Åknes, αποτελείται από 8 γεώφωνα/σεισμόμετρα τριών συνιστωσών τα οποία εγκαταστάθηκαν σε μια περιοχή με έκταση 250μx150μ στην ανώτερη πλευρά της πλαγιάς. Βρίσκεται σε λειτουργία από τον Οκτώβριο του 2005 με κάποιες ελάχιστες και σύντομες περιόδους διακοπής. Τα δεδομένα μεταφέρονται μέσω ενός ραδιοφωνικού συνδέσμου, σε πραγματικό χρόνο στο NORSAR, όπου πραγματοποιείται μια αυτόματη ερμηνεία και ανίχνευση των συμβάντων. Τα αποτελέσματα είναι άμεσα διαθέσιμα, με μια μικρή καθυστέρηση της τάξης των δέκα λεπτών και παρουσιάζονται σε διάφορες μορφές καθημερινής και μηνιαίας επισκόπησης, με λίστες συμβάντων και διαγράμματα (time series) στην ιστοσελίδα του project [6] και έπειτα στέλνονται στο κέντρο έκτακτης προειδοποίησης του Åknes [7].

Το Νοέμβριο του 2009, πραγματοποιήθηκε επέκταση του σεισμικού/σεισμολογικού συστήματος παρακολούθησης με ένα υψηλής ευαισθησίας ευρυζωνικό σταθμό

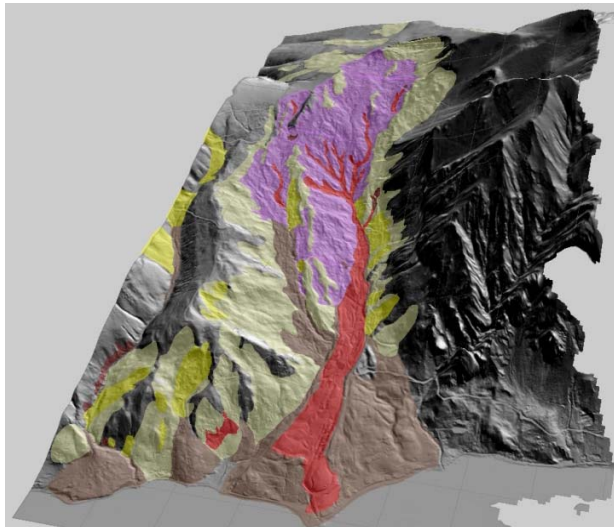
(Guralp ESPC 60s-100Hz). Ο σταθμός AKN παρέχει συνεχή δεδομένα σε πραγματικό χρόνο και ενσωματώνεται πλήρως στο δίκτυο του σταθμού NOSAR, στο Νορβηγικό Εθνικό Σεισμικό Δίκτυο και στο ORFEUS. Τα δεδομένα αποθηκεύονται μόνιμα σε αυτά τα Ινστιτούτα και είναι διαθέσιμα για το κοινό. Ο σκοπός αυτού του σταθμού είναι να προσδιορίζει πιο αποτελεσματικά την περιοχή όπου λαμβάνουν χώρα τα μικροσεισμικά γεγονότα και να πραγματοποιεί μια πλήρη επισκόπηση στα τοπικά μικροσεισμικά συμβάντα της περιοχής. Τα δεδομένα παρουσιάζονται σε πραγματικό χρόνο και γίνονται διαθέσιμα μέσω γραφικών παραστάσεων ελικοειδούς μορφής σε ιστοσελίδα [8].

Αποτελέσματα

Στη συνέχεια παρουσιάζουμε τα αποτελέσματα των γεωλογικών μελετών που περιγράψαμε παραπάνω σε μορφή απεικονίσεων και διαγραμμάτων :

Αποτελέσματα από την Έρευνα στην κοιλάδα Gschliefgraben της Αυστρίας

➤ Σχήμα 2

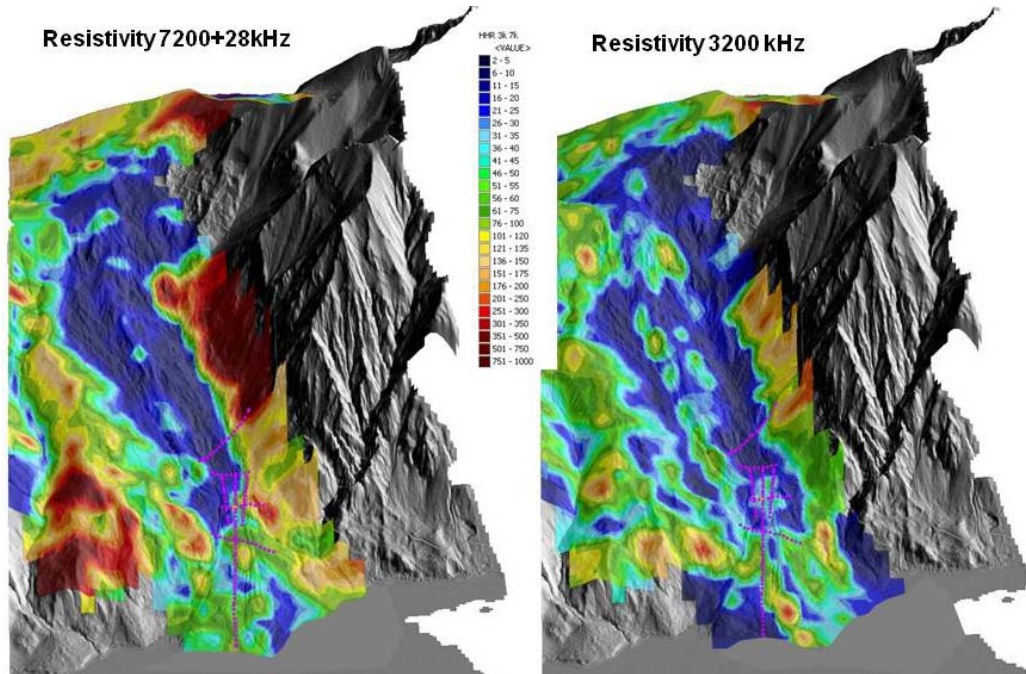


Σχ. 2 : Τρισδιάστατη απεικόνιση του χάρτη καταγραφής κλίσεων της περιοχής Gschliefgraben

Εδώ βλέπουμε μια 3D απεικόνιση του χάρτη καταγραφής των περιοχών που υπέστησαν αλλαγές στην πλαγιά :

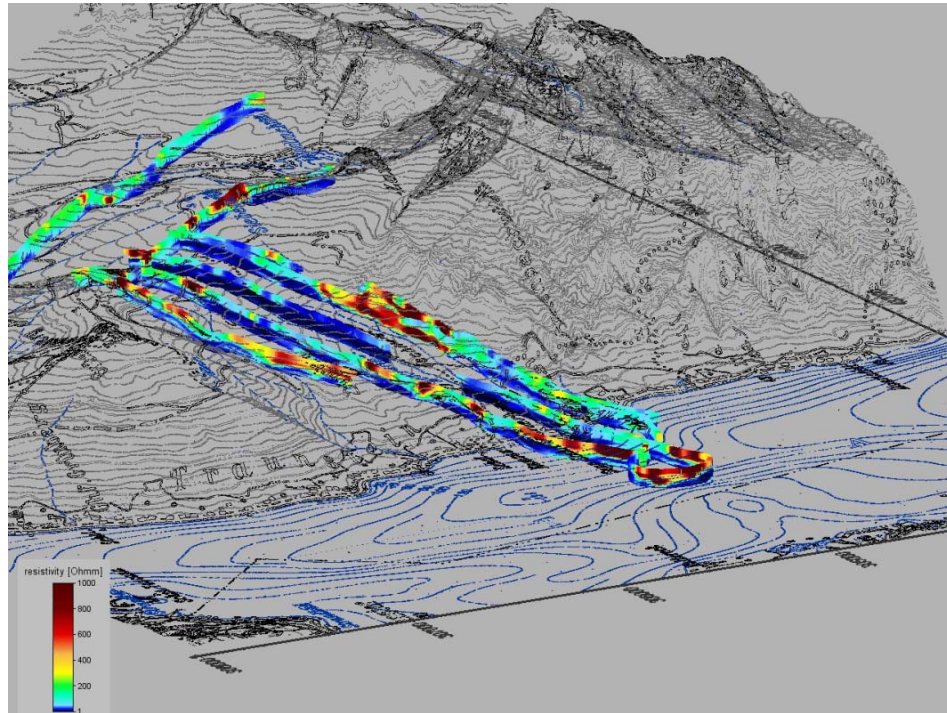
- Με κόκκινο απεικονίζεται η περιοχή όπου πραγματοποιούνται ενεργές καθιζήσεις του εδάφους και εδαφικής ροής.
- Με μωβ χρωματίστηκε η περιοχή των ενεργών αλλά μικρής κλίμακας ρηχών καθιζήσεων του εδάφους και εδαφικής ροής.
- Με καφέ συμβολίζουμε τις ανενεργές περιοχές εδαφο-ροών
-
- Με ανοιχτό κίτρινο αναπαρίστανται οι αδρανείς και παλιές εδαφικές καθιζήσεις.

➤ Σχήμα 3



Σχ. 3: Τρισδιάστατη απεικόνιση της εναέριας ηλεκτρομαγνητικής έρευνας για την περιοχή Gschliefgraben.

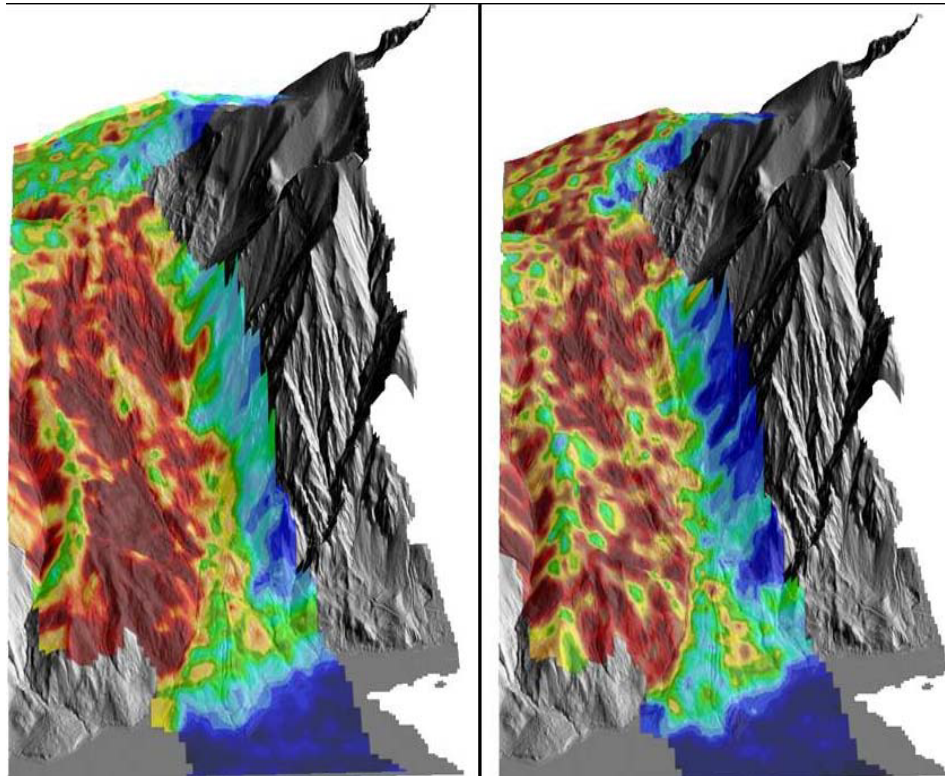
➤ Σχήμα 4



Σχ. 4 : Τρισδιάστατη απεικόνιση της αερομεταφερόμενης ηλεκτρομαγνητικής έρευνας για την περιοχή Gschliefgraben.

Στο σχήμα 4, διακρίνεται ότι τα προφίλ του σχήματος 3 απεικονίζουν την κατανομή της γεωηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους.

➤ Σχήμα 5



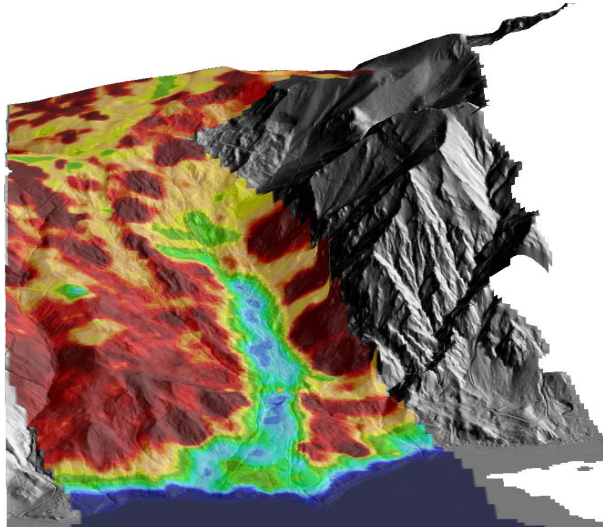
Σχ. 5 : Τρισδιάστατη απεικόνιση της εναέριας έρευνας ακτίνων-γ.

Στο παραπάνω σχήμα έχουμε άλλη μια 3D απεικόνιση της περιοχής Gschliefgraben, καθώς εφαρμόζεται σε αυτή η εναέρια γεωφυσική μέθοδος φασματοσκοπίας ακτίνων-γ.

- Στην πρώτη εικόνα ταυτοποιήθηκε το φάσμα του Καλίου.
- Στη δεύτερη εικόνα ταυτοποιήθηκε το φάσμα του Θορίου.

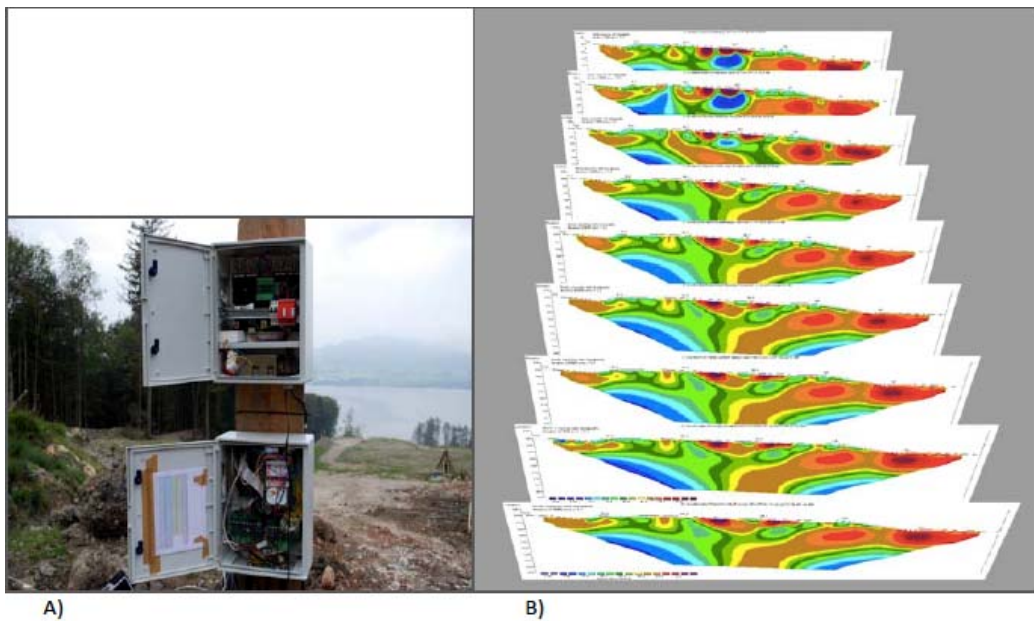
Με κόκκινο σημειώνονται οι περιοχές όπου η συγκέντρωση των παραπάνω χημικών στοιχείων είναι μέγιστη, ενώ με μπλε οι περιοχές όπου η συγκέντρωση είναι ελάχιστη.

➤ Σχήμα 6



Σχ. 6 : Τρισδιάστατη απεικόνιση της εδαφικής υγρασίας μέσω της εναέριας έρευνας

➤ Σχήμα 7



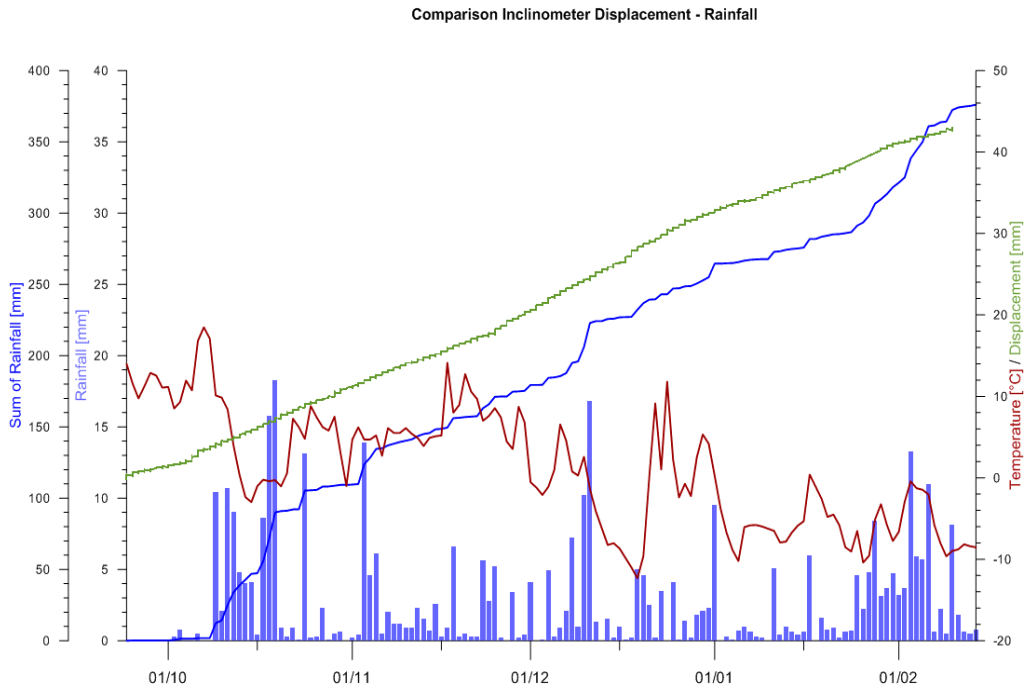
Σχ. 7: Το σύστημα DMS και μια σειρά χρονικά μεταβαλλόμενων γεωηλεκτρικών τομογραφιών στις οποίες απεικονίζεται η σε βάθος κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης. Με μπλε χρώματα είναι ζώνες υγρασίας ή παρουσίας αργίλων.

Στην παραπάνω εικόνα βλέπουμε το εργαλείο που μελετά συνεχώς τις αλλαγές της εδαφικής ικανότητας για αντίσταση.

- Στην εικόνα A παρατηρούμε το σύστημα συλλογής και καταγραφής DMS.

- Στην εικόνα Β παρουσιάζονται προφίλ αποτελεσμάτων του γεωγραφικού μήκους, οι οποίες λαμβάνονταν με περίοδο 14 ημερών.

➤ Σχήμα 8

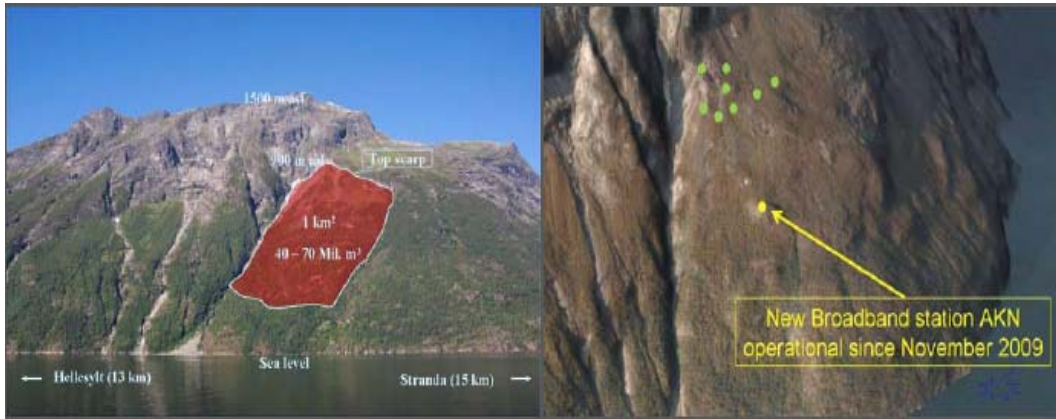


Σχ. 8 : Αποτελέσματα του DMS συστήματος παρακολούθησης

Στο παραπάνω διάγραμμα συνοψίζονται τα αποτελέσματα που μας παρέχει το DMS. Φαίνεται ξεκάθαρα η συσχέτιση της συνολικής μετατόπισης συναρτήσει της θερμοκρασίας του αέρα και εδάφους, του επιπέδου υγρασίας στο εδάφος και των μέσων ημερήσιων κατακρημνίσεων που έχουν καταγραφεί κατά την περίοδο μεταξύ του Σεπτεμβρίου του 2009 και του Φεβρουαρίου του 2010 σε κεντρικό μέρος της κοιλάδας Gschliefgraben.

Αποτελέσματα από την Έρευνα στο Åknes της Νορβηγίας

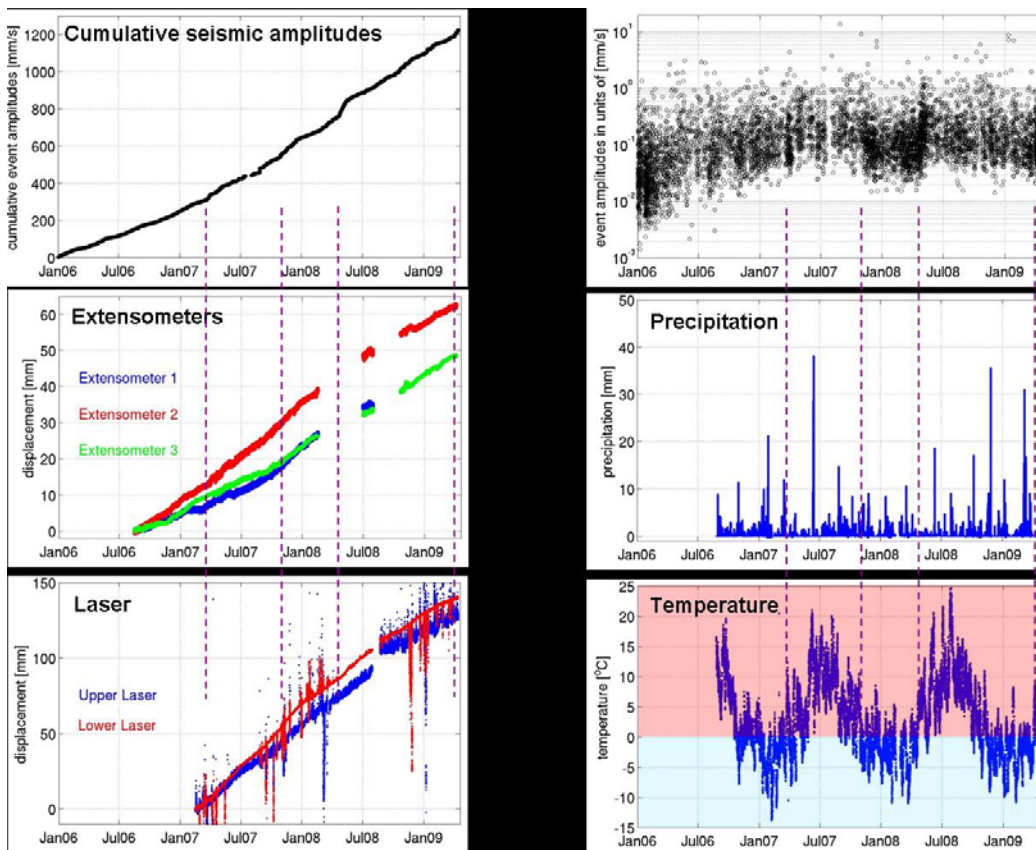
➤ Σχήμα 9



Σχ. 9 : Το σεισμικό δίκτυο στη βραχώδη πλαγιά του Åknes

- Αριστερά μας φαίνεται η ασταθής, βραχώδης πλαγιά στην επαρχιακή πρωτεύουσα του Møre og Romsdal της Νορβηγίας.
- Δεξιά έχουμε την τοποθεσία του δικτύου των σειсмоγράφων (πράσινες τελείες). Με κίτρινη τελεία απεικονίζεται ο ευρυζωνικός σταθμός AKN.

➤ Σχήμα 10



Σχ. 10 : Αποτελέσματα μετρήσεων κατά την περίοδο 2006-2009.

Στο παραπάνω σχήμα έχουμε μια επισκόπηση της χρονικής περιόδου του Ιανουαρίου του 2006 έως το Μάρτιο του 2009. Η επισκόπηση μας δείχνει τη χρονική μεταβολή των ακόλουθων δεδομένων,

-
- των σεισμολογικών μετρήσεων
- των επιμηκυνσιομέτρων
- των βροχομέτρων
- των τοπογραφικών μετρήσεων (lasers, κ.α.)
- της θερμοκρασίας

Μετρήσεις στην Παλαιόχωρα (βόρεια της Κουντούρας)

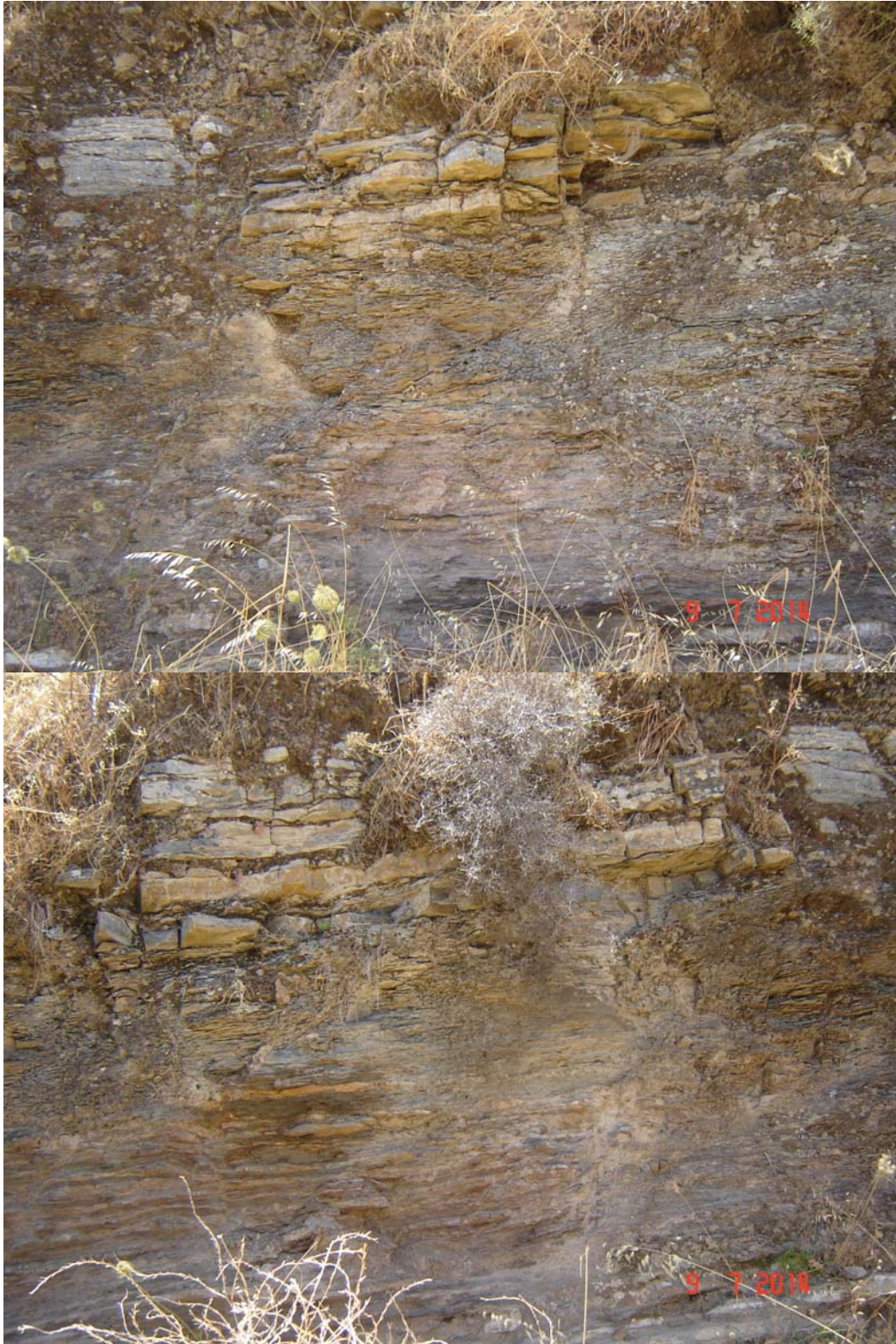
Αφού εντοπίστηκε μέσω τηλεπισκόπησης μια θέση πιθανής κατολίσθησης, οδηγηθήκαμε εκεί για να πραγματοποιήσουμε γεωηλεκτρική τομογραφία με το όργανο IRIS Syscal R1. Η χωροθέτηση των μετρήσεων έγινε με διαφορικό GPS όπως απεικονίζεται στη συνέχεια.

Η περιοχή έρευνας καλύπτεται από «πάγκους» φυλλιτών και μαργαϊκών ασβεστολίθων ενώ ο ανώτερος ορίζοντας αποτελείται από κώνους κορρημάτων και αποσαθρωμένο μανδύα όπως φαίνεται στις παρακάτω εικόνες.











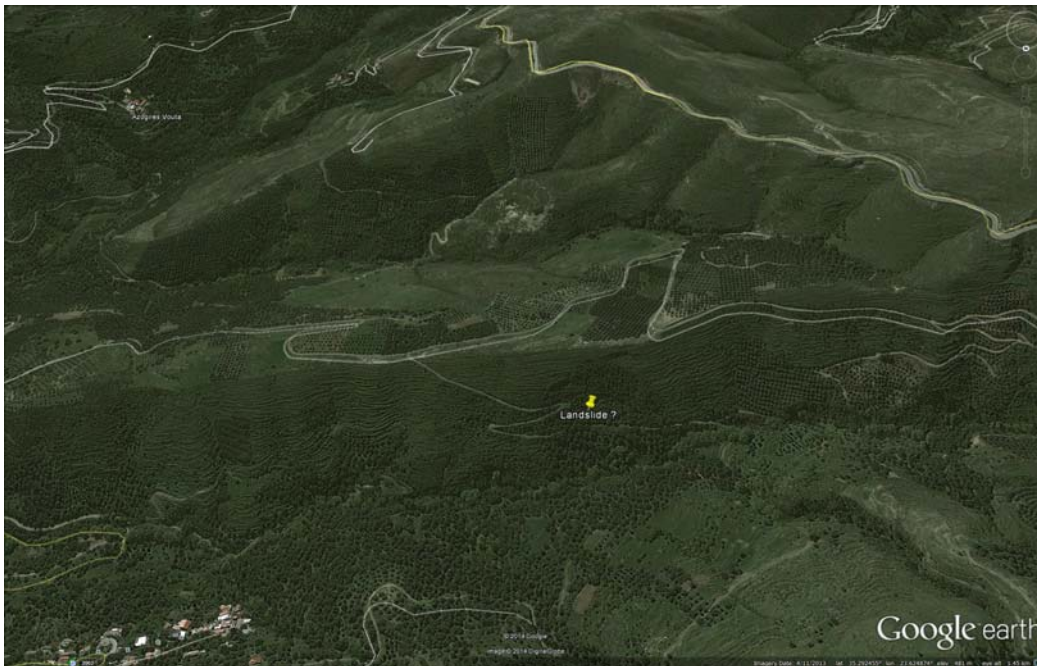
Κατά μήκος της γραμμής έρευνας εγκαταστάθηκαν τα ηλεκτρόδια και τα πολύκλινα καλώδια συνδέθηκαν με το όργανο μέτρησης το οποίο

τροφοδοτούνταν ρεύμα από εξωτερική μπαταρία όπως φαίνεται στις ακόλουθες φωτογραφίες.

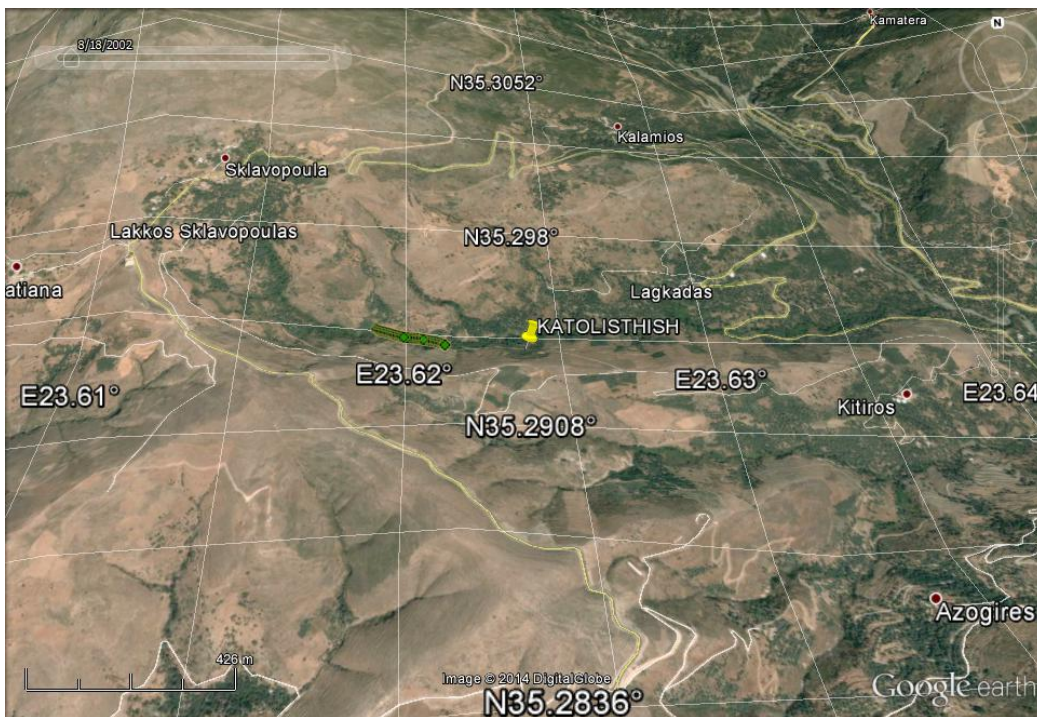
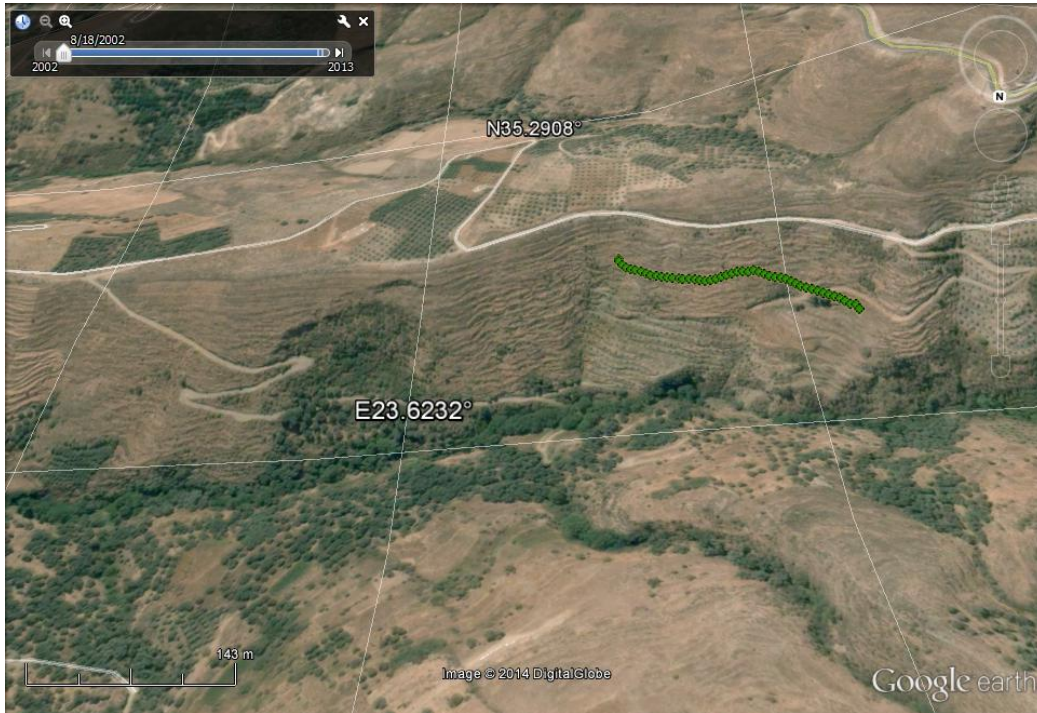




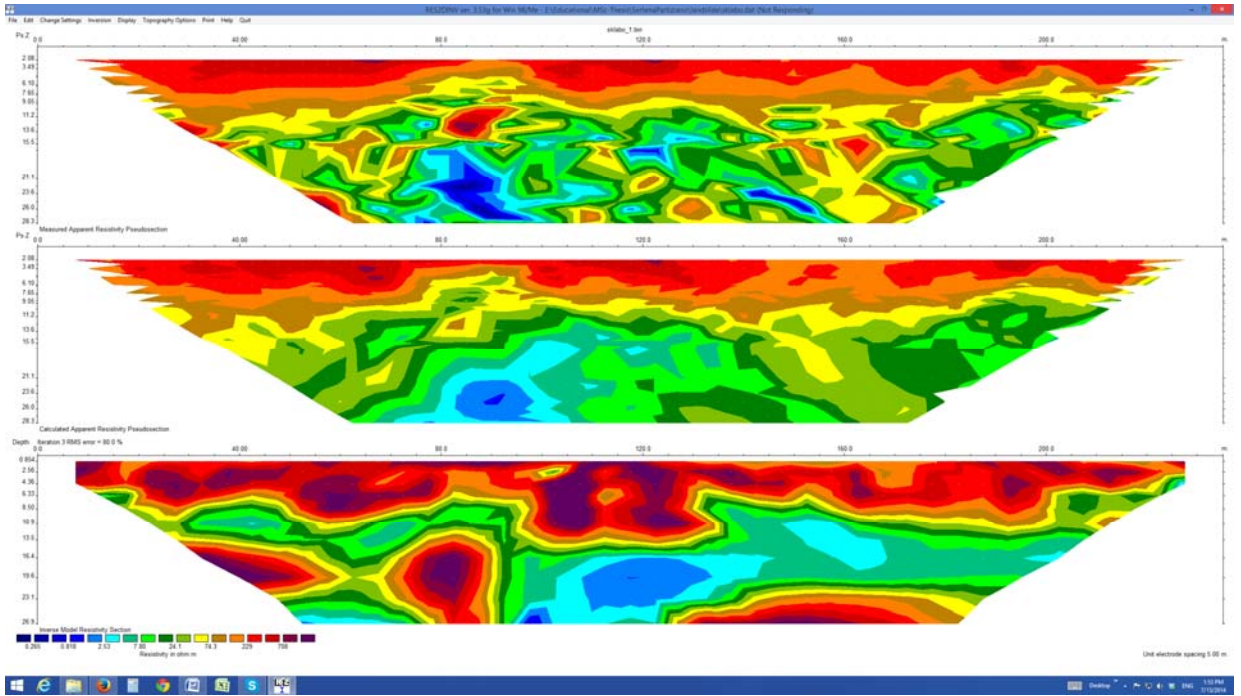
Στα παρακάτω αποσπάσματα από το Google Earth απεικονίζεται η θέση της κατολίσθησης και η θέση στην οποία έγινε τελικά η μέτρηση.







Στη συνέχεια παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της γεωηλεκτρικής τομογραφίας στο οποίο φαίνεται καθαρά η επιφάνεια ολίσθησης στο βάθος των 17 μέτρων από την επιφάνεια του εδάφους.



Συμπεράσματα-Συζήτηση

Οι μετατοπίσεις μαζών (λόγω βαρύτητας) που συνήθως οδηγούν σε κατολισθήσεις, αποτελούν έναν υπάρχοντα κίνδυνο στην Αυστρία, στη Νορβηγία αλλά και σε ολόκληρη την Ευρώπη. Διάφορα Ινστιτούτα πραγματοποιούν από κοινού έρευνες ώστε να μελετηθούν οι διάφοροι τύποι των μετατοπίσεων των μαζών και οι παράγοντες που έπαιξαν εξ αρχής το ρόλο τους στη δημιουργία αυτών, ώστε να επέλθει η πρόληψη και η έγκαιρη προειδοποίηση για μεταγενέστερα συμβάντα κατολίσθησης. Είναι απαραίτητη λοιπόν, η συνεργασία με σκοπό την πραγματοποίηση περισσότερων μελετών και ερευνών, που βασίζονται στην εφαρμογή και την ανάπτυξη καινοτόμων μεθόδων, στη χρήση σύγχρονων και εξειδικευμένων εργαλείων και στη μεθοδική καταγραφή των αποτελεσμάτων. Ακόμη πιο σημαντικό είναι όμως να είμαστε σε θέση να καταλάβουμε και να αναλύσουμε τα αποτελέσματα των παραπάνω ερευνών έχοντας το κατάλληλο θεωρητικό υπόβαθρο και ορθή κρίση λόγω εμπειρίας. Στη συγκεκριμένη εργασία έγινε βιβλιογραφική παρουσίαση της μεθοδολογίας και των αποτελεσμάτων από δύο σύγχρονες ευρωπαϊκές μελέτες, που μας έδωσαν πληροφορίες για τη δομή συγκεκριμένων κατολισθαίνουσων μαζών.

Στην πρώτη μελέτη, που πραγματοποιήθηκε στην προαναφερθείσα περιοχή της Αυστρίας, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της εναέριας Γεωφυσικής, καθώς κι επιμέρους μέθοδοι που βοήθησαν στην παροχή πληροφοριών για τη δομή του υπεδάφους (π.χ φασματοσκοπία ακτίνων-γ). Το κύριο εργαλείο που χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη μετρήσεων της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του εδάφους είναι η γεωηλεκτρική τομογραφία. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκε το σύστημα παρακολούθησης και καταγραφής, DMS. Όπως δείχνουν τα προκαταρκτικά αποτελέσματα, από την τοποθέτηση του συστήματος DMS το Σεπτέμβριο του 2009, η εδαφική μάζα που παρακολουθείται αδειάληπτα, υφίσταται συνεχείς και σταθερές μετατοπίσεις, με μερικές μόνο περιόδους μικρών επιταχύνσεων, σύμφωνα με το σχήμα 8. Η συσχέτιση μεταξύ των καθιζήσεων και των βροχοπτώσεων δεν είναι πολύ ξεκάθαρη. Η δε συσχέτιση της γεωηλεκτρικής αντίστασης και της μετατόπισης της εδαφικής μάζας, αποτελεί αντικείμενο για επιπλέον έρευνα και μελέτη.

Στη δεύτερη μελέτη, που έλαβε χώρα στη Νορβηγία, χρησιμοποιήθηκαν 8 σεισμόμετρα και ένας ευρυζωνικός σταθμός. Στα αποτελέσματα (βλ, σχήματα 9, 10) παρατηρούμε την αυξανόμενη μικροσεισμική δραστηριότητα κατά τη διάρκεια συγκέντρωσης υγρασίας στην επιφάνεια ολίσθησης. Σε αυτές τις περιόδους παρουσιάζεται και επιτάχυνση της ολίσθησης. Παρόμοια είναι και τα αποτελέσματα στις μετρήσεις που λήφθησαν στην Παλαιόχωρα.

Συμπεραίνουμε ότι οι σχέσεις μεταξύ γεωφυσικών παραμέτρων, θερμοκρασίας, υγρασίας, πορώδους, υφής του υπεδάφους και άλλων παραμέτρων δεν είναι εντελώς ξεκάθαρες και οι έρευνες θα πρέπει να συνεχιστούν με την εγκατάσταση μόνιμων συστημάτων παρακολούθησης και καταγραφής.

Αναφορές

1. Supper, R. , Ahl, A. , Römer, A. , Jochum, B. & Bieber, G. (2007). A complex geo-scientific strategy for landslide hazard mitigation – from airborne mapping to ground monitoring, *Advances in Geosciences*, 14, 1–6.
2. Marschallinger, R. , Eichkitz, C. , Gruber, H. & Heibl, K. (2009). The Gschlifgraben Landslide (Austria): A Remediation Approach involving Torrent and Avalanche Control, *Geology, Geophysics, Geotechnics and Geoinformatics. Austrian Journal of Earth Sciences*, 102, (2), 36–51.
3. Roth, M. & Blikra, L.H. (2010). Seismic Monitoring of the Unstable Rock Slope at Åknes, Norway. *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, 82, 1017-8880
4. Wynn, J. C. & Sherwood, S. I. (1986). The Self-Potential (SP) Method: an Inexpensive Reconnaissance and Archaeological Mapping Tool. *Journal of field Archeology*, 11, (2), 195-204.
5. Foglino, L. , Lovisolo, M. & Dellagiusta, A. (2006). Contribution of DMS monitoring systems in the analysis of slide micro-movements for early warning management, risk assesment and evaluation of mitigating actions. *Geophysical Research Abstracts*, 8, (6), 122.
6. N.d., n.p. Web.
<http://www.norsar.no/pc%E2%80%909047%E2%80%909048%E2%80%90Latest%E2%80%90Data.aspx>
7. N.d., n.p. Web. <http://www.aknes.no>
8. N.d., n.p. Web. <http://www.norsardata.no/NDC/heliplots>
9. Moisiidi, M., 2009, Geological geophysical and seismological investigation for earthquake hazard estimation in western Crete
10. Angelier, J., Lyberis, N., Le Pichon, X., Barrier, E., Huchon, P., 1982, The tectonic development of the Hellenic arc and the sea of Crete: A synthesis, *Tectonophysics*, vol.86, pp. 159-163
11. Kiliass, A., Fassoulas. C., Mountrakis, D., 1994, Tertiary extension of continent crust and uplift of Philoritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece), *Geol.Rundsch*, vol.83, pp.417-430
12. Meulenkaamp, J.E., Wortel, M.J.R., van Wamel, W.A., Spakman, W., Hoogerduyn Strating, E., 1988, On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late Middle Miocene. *Tectonophysics*, vol. 146, pp. 203-215
13. Rahl, J.M., Fassoulas, C., Brandon, T., 2004, Exhumation of high pressure metamorphic rock within an active convergent margin, Crete, Greece, 32th International Geological Congress, Field guide book B32, Firenze, Italy, n2, pp. 3-36, B32
14. Tsalahouri & Fontou, 1972, Geological map of Palleohora

15. Van Hinsbergen, D.J.J. and Meulenkamp, J.E., 2006, Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex, *Basin Research*, vol.18, pp.103–124