



**ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ**



**ΧΡΙΣΤΟΦΟΡΟΥ ΧΡΙΣΤΟΣ
ΓΕΩΛΟΓΟΣ**

**«ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ ΡΙΖΟ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ
ΒΟΥΡΙΝΟΥ»**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΚΑΙ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ',**

ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: 'ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ'

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2019





ΧΡΙΣΤΟΦΟΡΟΥ ΧΡΙΣΤΟΣ
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ ΡΙΖΟ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών
Σπουδών 'Εφαρμοσμένη και Περιβαλλοντική Γεωλογία',
Κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη γεωφυσική'

Ημερομηνία προφορικής εξέτασης : 18/01/2019

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής Τσόκας Γρηγόριος, Επιβλέπων
Καθηγητής Τσούρλος Παναγιώτης, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής
Αναπληρωτής Καθηγητής Βαργεμέζης Γεώργιος, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής
Επιτροπής

Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή

Καθηγητής Τσόκας Γρηγόριος, Επιβλέπων
Καθηγητής Τσούρλος Παναγιώτης, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής
Δόκτωρ Σταμπολίδης Αλέξανδρος, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής



© Χριστοφόρου Χρίστος, Γεωλόγος, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗ ΘΕΣΗ ΡΙΖΟ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ –

Διπλωματική Εργασία

© Christoforou Christos, Geologist, 2019

All rights reserved.

Geophysical Survey at Rizo area of Northern Vourinos – Master Thesis

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

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





ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή πραγματοποιήθηκε για τον προσδιορισμό χρωμιτικών σωμάτων σε υπερβασικά πετρώματα μέσω της αξιοποίησης γεωφυσικών μεθόδων, οι οποίες εφαρμόστηκαν στην περιοχή “ΡΙΖΟ” του Βόρειου Βούρινου Κοζάνης. Ακόμη, με την βοήθεια προηγούμενης βιβλιογραφίας για την περιοχή, αλλά και σε συνδυασμό των γεωφυσικών μεθόδων με προϋπάρχουσες γεωτρήσεις, προσδιορίστηκε το γεωλογικό υπόβαθρο της περιοχής.

Για την επίτευξη της διατριβής, εφαρμόστηκαν οι μέθοδοι της Ηλεκτρικής Τομογραφίας και της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου VLF κοντά σε περιοχές όπου υπήρχαν γεωλογικές πληροφορίες, αλλά και μετρήσεις Μαγνητικών Ανωμαλιών Ολικού Πεδίου σε όλη την περιοχή ενδιαφέροντος. Επιπρόσθετα, οι μαγνητικές ιδιότητες των πετρωμάτων της περιοχής μετρήθηκαν τόσο επί τόπου, όσο και στο εργαστήριο σε δείγματα που είχαν συλλεγεί. Επίσης, πραγματοποιήθηκε δισδιάστατη και τρισδιάστατη μοντελοποίηση μαγνητισμένων σωμάτων, η οποία έδωσε πολύ χρήσιμες πληροφορίες για την μαγνητική συμπεριφορά των χρωμιτικών σωμάτων. Τέλος, πραγματοποιήθηκε αντιστροφή των μαγνητικών δεδομένων.

Συγκεκριμένα, η διάκριση των χρωμιτικών σωμάτων υλοποιήθηκε με την μέθοδο αντιστροφής MVI (Magnetic Vector Inversion) που εφαρμόστηκε στα μαγνητικά δεδομένα προσδιορίζοντας τις αντίστροφες μαγνητίσεις που χαρακτηρίζουν το χρωμιτικό κοίτασμα της περιοχής. Με τις άλλες δύο μεθόδους της ηλεκτρικής τομογραφίας και του VLF, εξήχθησαν κάποια γεωλογικά συμπεράσματα όπως η ύπαρξη ρηγμάτων, τα οποία επιβεβαιώνονται και από τις προϋπάρχουσες γεωτρήσεις, αλλά και συμπεράσματα για το είδος των γεωλογικών σχηματισμών.

Τα αποτελέσματα της διατριβής κρίθηκαν αρκετά ικανοποιητικά, κυρίως για τα μαγνητικά δεδομένα, καθώς με την τρισδιάστατη μοντελοποίηση επιτεύχθηκε η βέλτιστη ερμηνεία των χρωμιτικών σωμάτων.



This Master Thesis aims to determine Chromite bodies inside ultrabasic formations using Geophysical Methods which were applied in “Rizo” Area, on Mount Vourinos, in Kozani, in Northern Greece. Not only with the assistance of former bibliography studying the area, but also with the combination of Geophysical Methods with pre-existing geological drillings, the geological base of the area was determined.

The Electrical Resistivity Tomography (ERT) and the electromagnetic method of Very Low Frequency (VLF) were used in areas where rather extensive geological information existed. Furthermore, the Total Field Magnetic survey method was used in the whole area concerned. Magnetic properties measured in situ and also rock samples of the area by the help of laboratory test, 2D and 3D forward models were built, which provided useful information regarding the magnetic behavior of Chromite bodies. In order to achieve a reliable interpretation of the results, the “Inversion method” was applied both on the synthetic and the actual data.

Aiming to distinguish Chromite bodies, the Magnetic Vector Inversion (MVI) was applied, identifying the strong reversed remanent magnetization, which characterize these specific Chromite ores found in the specific area. With the other two methods, ERT and VLF, some geological outcomes were reached such as the existence of faults, which were also confirmed by former drillings as well as the type of underground rock formations.

Subsurface bodies having magnetization reverse to the present day magnetic field were revealed. They are much likely Chromite ores but drilling tests to follow will prove the truth of this assumption.



Η εκπόνηση της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής δεν θα ήταν δυνατή χωρίς τη συμβολή ανθρώπων που με βοήθησαν με κάθε δυνατό τρόπο.

Πρωτίστως, θα ήθελα να ευχαριστήσω από καρδιάς τον κ. Τσόκα Γρηγόριο καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας ΑΠΘ και επιβλέποντα καθηγητή της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής, για την συνεργασία μας και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντάς μου το συγκεκριμένο θέμα και καθ' όλη την διάρκεια πραγματοποίησης της παρούσας μελέτης. Επίσης, τον ευχαριστώ για την καθοδήγηση, την υποστήριξη και το αμείωτο ενδιαφέρον του προς το πρόσωπο μου.

Αναμφισβήτητα, ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στον Δρ. Σταμπολίδη Αλέξανδρο, για όλη την πολύτιμη βοήθεια και γνώση που μου πρόσφερε σε ότι κι 'αν χρειάστηκα αλλά και για τις πολύτιμες συμβουλές του, ώστε να καταστεί εφικτή η διεκπεραίωση αυτής της διατριβής.

Θα ήθελα, ακόμη να ευχαριστήσω θερμά τον κ. Τσούρλο Παναγιώτη καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας ΑΠΘ, για την καθοδήγηση και τις γνώσεις που μου έχει προσφέρει, τις πολύτιμες συμβουλές του, το συνεχές ενδιαφέρον προς το πρόσωπό μου, καθώς και για την ευκαιρία που μου έδωσε να συνεργαστώ μαζί του σε διάφορα επιστημονικά προγράμματα για την απόκτηση εμπειρίας σε αυτό το τομέα.

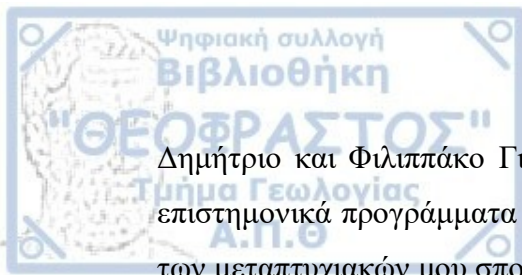
Ευχαριστίες θα ήθελα να δώσω στην εταιρεία "ΕΛΛΗΝΙΚΑ ΜΕΤΑΛΛΕΙΑ Α.Ε." για τις χρήσιμες πληροφορίες που μου παρείχαν ώστε να εκπληρωθεί η παρούσα διατριβή και ειδικά στους μεταλλειολόγους Βασίλη Λάμπο, Πέτρο Στρατουδάκη, τον Επ. Καθηγητή Δημήτρη Κωστόπουλο και την γεωλόγο Άννα Μπάτση.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Βαργεμέζη Γεώργιο αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας ΑΠΘ, για όλες τις πολύτιμες συμβουλές του, για τις πολύτιμες γνώσεις που μου έχει προσφέρει και για την ευκαιρία που μου έδωσε να συνεργαστώ μαζί του σε επιστημονικά προγράμματα.

Ακόμη, ευχαριστώ την κα Αηδονά Ελένη για την παροχή των πολύ χρήσιμων εργαστηριακών αναλύσεων που πραγματοποιήθηκαν σε δείγματα της περιοχής.

Επίσης ευχαριστώ τον Δρ. Φίκο Ηλία για τις χρήσιμες συμβουλές του, για την ηθική υποστήριξη του, καθώς και για την δυνατότητα που είχα να συνεργαστώ μαζί του σε επιστημονικά προγράμματα.

Θα ήταν παράλειψη μου να μην ευχαριστήσω όλους τους φίλους και συμφοιτητές μου Αλμπάνη Άγγελο, Κορδάτο Νίκο, Αμανατίδου Έφη, Γρούμπα Μυρτώ, Αγγελή



Δημήτριο και Φιλippάκο Γιώργο για την βοήθεια και συνεργασία τους σε διάφορα επιστημονικά προγράμματα αλλά και για την πολύτιμη φιλία τους κατά την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Τέλος, θα ήθελα να αφιερώσω την εργασία αυτή στους γονείς μου, Σωτήρη και Σταυριανή για την αμέριστη αγάπη τους, την υποστήριξη και την προτροπή τους να πραγματοποιώ κάθε μου όνειρο.



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	i
---------------	---

ABSTRACT.....	ii
---------------	----

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	iii
-------------------	-----

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	v
------------------	---

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
---------------	---

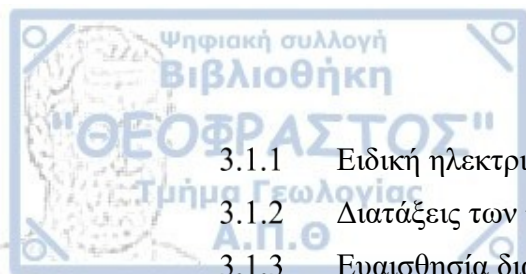
1.1 Αντικείμενο της διατριβής.....	1
1.2 Στόχος και σκοπός της παρούσας έρευνας.....	2
1.3 Μεθοδολογία.....	3
1.4 Δομή της Διπλωματικής Εργασίας.....	4

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	6
---	---

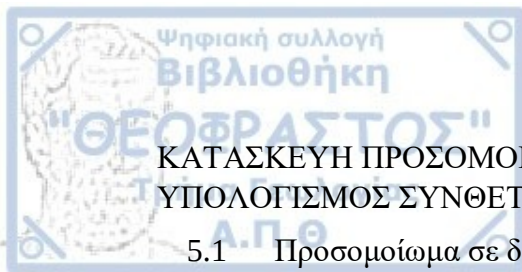
2.1 Γενικό γεωλογικό πλαίσιο	6
2.2 Γεωλογική Ιστορία	7
2.3 Τα υπερβασικά πετρώματα στο ορεινό συγκρότημα του Βούρινου	9
2.3.1 Δουνίτες.....	9
2.3.2 Περιδοτίτες	9
2.3.3 Χαρτζβουργίτες.....	9
2.4 Χρωμική μεταλλοφορία της περιοχής	10
2.4.1 Διάσπαρτη μεταλλοφορία.....	12
2.4.2 Συμπαγής μεταλλοφορία	12
2.4.3 Μεταλλοφορία τύπου λεοπάρδαλης.....	12
2.4.4 Μεταλλοφορία σε πλάκες (Schlieren).....	12
2.5 Γεωλογικές δομές της περιοχής	13
2.5.1 Δομές υψηλής θερμοκρασίας παραμόρφωση (1200 – 1250 °C)	13
2.5.2 Δομές χαμηλής θερμοκρασίας παραμόρφωση (800 – 1000 °C).....	13
2.5.3 Θραυστιγενής παραμόρφωση (<700 °C)	13

ΘΕΩΡΙΑ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ	15
---------------------------------	----

3.1 Ηλεκτρική Μέθοδος.....	15
----------------------------	----



3.1.1	Ειδική ηλεκτρική αντίσταση.....	16
3.1.2	Διατάξεις των ηλεκτροδίων.....	17
3.1.3	Ευαισθησία διατάξεων	20
3.1.4	Μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας	20
3.2	Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.....	22
3.2.1	Μέθοδος VLF (Very Low Frequency).....	25
3.3	Μαγνητική μέθοδος.....	27
3.3.1	Θεμελιώδη μαγνητικά μεγέθη	28
3.3.2	Γεωμαγνητικά στοιχεία και γεωμαγνητικό πεδίο	30
3.3.3	Μαγνητικές ιδιότητες των πετρωμάτων.....	32
3.3.3.1	Ανάστροφη Μαγνήτιση.....	34
3.4	Θεωρία αντιστροφής	35
3.4.1	Γενική θεωρία της αντιστροφής.....	35
3.4.2	Αντιστροφή στις Μαγνητικές Μεθόδους	38
3.4.3	Αντιστροφή του Διανύσματος Μαγνήτισης (Magnetic Vector Inversion – MVI).....	39
3.4.3.1	Κύριες συνιστώσες από την αντιστροφή της μεθόδου MVI.....	41
ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....		43
4.1	Δεδομένα Ηλεκτρικής Τομογραφίας.....	43
4.1.1	Επεξεργασία Ηλεκτρικών Δεδομένων	45
4.1.2	Αποτελέσματα και ερμηνεία.....	46
4.2	Δεδομένα Ηλεκτρομαγνητικής Διασκόπησης - VLF.....	51
4.2.1	Επεξεργασία Ηλεκτρομαγνητικών Δεδομένων	53
4.2.2	Αποτελέσματα και ερμηνεία.....	53
4.3	Δεδομένα Μαγνητικής Διασκόπησης	60
4.3.1	Διορθώσεις στα σφάλματα των μετρήσεων	61
4.3.2	Τεχνικές μετασχηματισμού των δεδομένων.....	67
4.3.2.1	Αναγωγή στο Βόρειο Μαγνητικό Πόλο (Reduction to the pole) ..	67
4.3.2.2	Μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (Pseudogravity)	69
4.3.2.3	Παράγωγοι των δυναμικών πεδίων.....	71
4.3.2.4	Επιπεδοποίηση (Terracing)	72
4.3.2.5	Υπολογισμός Άνω Συνέχειας (Upward Continuation)	72



ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ	
ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥΣ	82
5.1 Προσομοίωμα σε δισδιάστατο χώρο	83
5.1.1 Ερμηνεία της λύσης του ευθέος προβλήματος δισδιάστατου προσομοιώματος	85
5.2 Προσομοίωμα σε τρισδιάστατο χώρο	86
5.2.1 Αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα.....	87
5.2.2 Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).....	88
5.2.3 Σύγκριση των δύο μεθόδων αντιστροφής	89
ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΡΙΖΟ	90
6.1 AREA 1	92
6.2 AREA 2	95
6.3 AREA 3	98
6.4 AREA 4	101
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	104
7.1 Συμπεράσματα	104
7.2 Προτάσεις	106
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	107

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Αντικείμενο της διατριβής

Η Γεωφυσική είναι η επιστήμη, όπου με βάση τους νόμους της φυσικής, χρησιμοποιείται για να μελετήσει τις φυσικές ιδιότητες της Γης. Έτσι μέσω των γεωφυσικών διασκοπήσεων από ειδικά όργανα, πραγματοποιούνται μετρήσεις φυσικών μεγεθών στην επιφάνεια του εδάφους, χωρίς να υπάρξει οποιαδήποτε καταστροφή.

Οι γεωφυσικές διασκοπήσεις εφαρμόζονται ευρέως στην απεικόνιση του υπεδάφους και έχουν καθιερωθεί σε τομείς όπως στην κοιτασματολογική έρευνα (π.χ. μεταλλευτική έρευνα και αναζήτηση υδρογονανθράκων), στην αρχαιομετρία και σε περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές εφαρμογές.

Ο σκοπός των μεθόδων που χρησιμοποιούνται στην εφαρμογή των γεωφυσικών διασκοπήσεων είναι ο προσδιορισμός των φυσικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόζονται στις διάφορες έρευνες είναι η σεισμική, η βαρυτική, η μαγνητική, η ραδιομετρική, η ηλεκτρική και οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.

Η γεωφυσική έρευνα βασίζεται στη συλλογή, επεξεργασία και ερμηνεία των γεωφυσικών παρατηρήσεων που πραγματοποιούνται επιτόπου στην περιοχή ενδιαφέροντος. Οι παρατηρήσεις αυτές έχουν σκοπό να προσδιορίσουν τις φυσικές παράμετρους του εδάφους όπως είναι η ηλεκτρική του αντίσταση, οι μαγνητικές ιδιότητες, η πυκνότητα, η θερμοκρασία, οι ελαστικές σταθερές, η πίεση κλπ. Μέσα από αυτές τις μετρήσεις και με την χρήση ηλεκτρονικών υπολογιστών, παράγονται δεδομένα και εικόνες του υπεδάφους δίνοντας μας πληροφορίες, ώστε να επιτευχθεί όσο πιο σωστά γίνεται η ερμηνεία των δεδομένων.

Το μεγάλο πλεονέκτημά των γεωφυσικών διασκοπήσεων είναι οι πληροφορίες που δίνουν χωρίς καμία παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση κ.α.) καθώς επίσης και ότι πρόκειται για συνεχή δεδομένα σε αντίθεση με εκείνα των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων που αναφέρονται μόνο σε ένα σημείο.

Αντικείμενο της παρούσας έρευνας, είναι η εφαρμογή τριών γεωφυσικών μεθόδων για την εύρεση χρωμιτών αλλά και για την απεικόνιση του γεωλογικού υποβάθρου. Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκαν ηλεκτρικές, ηλεκτρομαγνητικές και μαγνητικές διασκοπήσεις.

1.2 Στόχος και σκοπός της παρούσας έρευνας

Η έρευνα αυτή έχει ως σκοπό τη γεωφυσική διασκόπηση στη περιοχή Ριζό στο βουνό "Βούρινος", το οποίο βρίσκεται στο νομό Γρεβενών στην κεντρική Ελλάδα. Στόχος της παρούσας έρευνας είναι η αναζήτηση και χαρτογράφηση υπεδάφινων δομών χρωμίτη. Η μέθοδος που κυρίως χρησιμοποιήθηκε γι' αυτή την έρευνα ήταν η μαγνητική διασκόπηση, με την οποία πάρθηκαν μετρήσεις ολικού πεδίου (total field) και πραγματοποιήθηκαν με μαγνητόμετρο καισίου της εταιρείας Geometrics. Με τη χρήση συγκεκριμένου λογισμικού μπορέσαμε να καθορίσουμε προσεγγιστικά τη θέση, το βάθος, αλλά και την έκταση των κοιτασμάτων χρωμίτη.

Ακόμη, στην περιοχή πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας αλλά και με ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους (VLF-Very Low Frequency). Με τη βοήθεια και των άλλων γεωφυσικών μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν, εκτός από τον καθορισμό μαγνητισμένων σωμάτων, μπορέσαμε να εντοπίσουμε και κάποιες τεκτονικές δομές και να καθορίσουμε τα χαρακτηριστικά τους.

Στοιχεία προγενέστερων ερευνών, τόσο γεωλογικών και γεωφυσικών όσο και μεταλλευτικών, μας δόθηκαν από την ΕΛΛΑΚΤΩΡ Α.Ε. Επίσης, η εταιρεία μας παρέδωσε και στοιχεία που υπάρχουν από γεωτρήσεις, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν την τριετία 1976-1979. Αυτές έπαιξαν σημαντικό ρόλο για την υλοποίηση αυτής της έρευνας. Συγκεκριμένα, οι γεωτρήσεις μας βοήθησαν να έχουμε μια άποψη της υπεδάφιας γεωλογικής δομής στη περιοχή. Με βάση αυτές, μπορέσαμε να δημιουργήσουμε αρχικά μοντέλα κοιτασμάτων σε δισδιάστατη και τρισδιάστατη μορφή στον υπολογιστή, όπου και προσπαθήσαμε να προσομοιώσουμε τα δεδομένα με ιδεατές γεωλογικές δομές. Από τα αρχικά προσομοιώματα (μοντέλα), υπολογίστηκαν συνθετικά δεδομένα, τα οποία συγκρίθηκαν με τις παρατηρήσεις.

Για την εξόρυξη των χρωμιτών, δηλαδή για την εκμετάλλευση της περιοχής, η εταιρεία ΕΛΛΑΚΤΩΡ Α.Ε. είναι άμεσα ενδιαφερόμενη. Αυτή έχει αναθέσει στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου



Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, την έρευνα των χρωμιτών και της πιθανής έκτασης τους στη περιοχή.

1.3 Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που εφαρμόστηκε για την υλοποίηση αυτής της έρευνας, είναι η ακόλουθη:

- Συγκέντρωση και μελέτη βιβλιογραφικών δεδομένων που αφορούν γεωφυσικές μεθόδους σε προϋπάρχουσες κοιτασματολογικές έρευνες.
- Επιλογή των κατάλληλων γεωφυσικών μεθόδων και της εφαρμογής τους στην περιοχή ενδιαφέροντος. Αυτές είναι, η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας, η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος VLF και οι μαγνητικές μετρήσεις ολικού πεδίου.
- Επεξεργασία των δεδομένων από τις γεωφυσικές μεθόδους που έχουν επιλεγεί, μέσω ηλεκτρονικού υπολογιστή και κατάλληλων λογισμικών. Εφαρμογή στα δεδομένα της μεθόδου αντιστροφής.
- Κατασκευή προσομοιωμάτων σε συνδυασμό με τη μέθοδο της αντιστροφής, ώστε να παραχθούν καλύτερα και πιο αξιόπιστα αποτελέσματα, καθιστώντας την ερμηνεία ευκολότερη.
- Ερμηνεία των αποτελεσμάτων της κάθε μεθόδου καθώς και των αποτελεσμάτων από την κατασκευή των προσομοιωμάτων και την παραγωγή συνθετικών δεδομένων. Από προηγούμενες έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή, εξήχθησαν πληροφορίες για την βέλτιστη ερμηνεία, οι οποίες βοήθησαν ειδικότερα στην ερμηνεία με τη μέθοδο της μαγνητικής διασκόπησης.

1.4 Δομή της Διπλωματικής Εργασίας

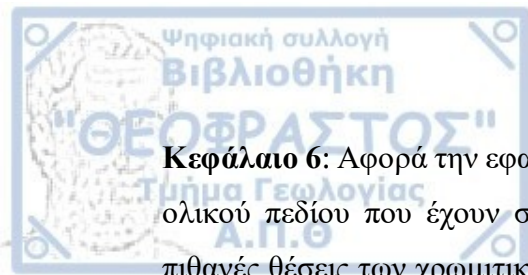
Κεφάλαιο 1: Στο πρώτο κεφάλαιο παρουσιάζονται γενικά στοιχεία για την επιστήμη της γεωφυσικής, των γεωφυσικών διασκοπήσεων αλλά και ειδικότερα για το αντικείμενο της διατριβής. Περιγράφονται ο σκοπός και ο στόχος της έρευνας, η μεθοδολογία και η δομή της διπλωματικής εργασίας.

Κεφάλαιο 2: Εδώ, γίνεται μία εκτενής αναφορά στην γεωλογία και τεκτονική της περιοχής, όπου παρουσιάζονται το γενικό γεωλογικό πλαίσιο, η γεωλογική ιστορία της περιοχής, τα πετρώματα και οι μορφές των χρωμιτικών κοιτασμάτων αλλά και οι γεωλογικές δομές που απαντώνται στη περιοχή.

Κεφάλαιο 3: Στο κεφάλαιο αυτό δίνεται εν συντομία η θεωρία των γεωφυσικών μεθόδων που εφαρμόστηκαν για την υλοποίηση αυτής της έρευνας. Συγκεκριμένα, περιγράφονται η ηλεκτρική μέθοδος διασκόπησης και η ηλεκτρική τομογραφία, η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος και η εφαρμογή της μεθόδου VLF όπως επίσης και η θεωρία της μαγνητικής μεθόδου. Τέλος, περιγράφεται η θεωρία της αντιστροφής και η εφαρμογή της στις μαγνητικές διασκοπήσεις.

Κεφάλαιο 4: Σε αυτό το κεφάλαιο, περιγράφεται η εφαρμογή των επιλεγμένων γεωφυσικών μεθόδων στην περιοχή Ριζό και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τις επεξεργασίες των δεδομένων.

Κεφάλαιο 5: Το κεφάλαιο αυτό αφορά την κατασκευή προσομοιωμάτων των μαγνητικών δεδομένων από ιδεατά κοιτάσματα χρωμίτη σε δισδιάστατο και τρισδιάστατο χώρο, και ακολουθεί υπολογισμός συνθετικών δεδομένων. Ακολούθως, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την επεξεργασία και λύση του ευθέος προβλήματος στη δισδιάστατη μορφή. Ακολουθεί η εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής (αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα και αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης MVI) στα συνθετικά δεδομένα από δισδιάστατα και τρισδιάστατα προσομοιώματα.



Κεφάλαιο 6: Αφορά την εφαρμογή της μεθόδου αντιστροφής στα μαγνητικά δεδομένα ολικού πεδίου που έχουν συλλεχθεί από την περιοχή, ώστε να προσδιοριστούν οι πιθανές θέσεις των χρωμιτικών σωμάτων. Η αντιστροφή που εφαρμόστηκε, όπως και στο κεφάλαιο 5 των προσομοιωμάτων, είναι με δύο μεθόδους. Δηλαδή αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα και αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης MVI.

Κεφάλαιο 7: Τέλος, στο τελευταίο κεφάλαιο της διπλωματικής εργασίας, περιλαμβάνονται τα συμπεράσματα της έρευνας αλλά και κάποιες προτάσεις για περεταίρω μελλοντικές έρευνες.

2.1 Γενικό γεωλογικό πλαίσιο

Η γεωλογία στον Βόρειο Βούρινο συνίσταται από οφιολιθικά έντονα τεκτονισμένα πετρώματα, ενός αρχαίου ωκεάνιου φλοιού, ο οποίος άνοιξε στο Περμοτριάδικό (260 εκ. χρόνια) και έκλεισε στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό (150 εκ. χρόνια). Οι οφιόλιθοι αυτοί είναι επωθημένοι στις γεωτεκτονικές ενότητες της Υποπελαγονικής – Πίνδου και είναι υπερβασικά πετρώματα της κατώτερης σειράς της οφιολιθικής ακολουθίας μανδυακής προέλευσης με κυρίαρχα πετρώματα δουνίτες, περιδοτίτες και σερπεντινίτες. Η συνολική έκταση των οφιολίθων της περιοχής είναι περίπου 200Km² (Ζάχος 1954). Ακόμη, η περιοχή καλύπτεται πάνω από 80% από αλλούβια εκτιμώμενου πάχους 5 μέτρων περίπου. Το γεγονός λοιπόν ότι τα οφιολιθικά πετρώματα της περιοχής Ριζό είναι σήμερα εκτεθειμένα στην επιφάνεια, κάνει δυνατή τη μελέτη και την ερμηνεία των κοιτασμάτων που υπάρχουν στην περιοχή αυτή.

Το χαρακτηριστικό της περιοχής, είναι η μεγάλη μεταλλοφορία των χρωμιτών με περίπου 800 000 τόνους απόθεμα (Ελληνικά Σιδηροκράματα Α.Ε. - Έκθεση για τον προϋπολογισμό του 1990), οι οποίοι βρίσκονται μέσα στα πετρώματα των δουνίτων.

Γενικά, οι Οφιόλιθοι αποτελούν μέρος ενός αρχαίου ωκεάνιου φλοιού αφού η σύσταση της σειράς των πετρωμάτων που αποτελούν το οφιολιθικό σύμπλεγμα αυτό, παρουσιάζει ομοιότητες με τη σειρά που βρίσκεται στους φλοιούς των ωκεανών. Τα πετρώματα που συμπεριλαμβάνονται στο σύμπλεγμα των οφιολίθων είναι (από το ανώτερο στο κατώτερο):

- Μαξιλαροειδείς Λάβες (Pillow Lavas)
- Σύμπλεγμα πολλαπλών φλεβών – Διαβάσεις (Dikes)
- Βασικά πετρώματα όπως Γάββρους (Gabbro)
- Υπερβασικά πετρώματα όπως Δουνίτες (Dunite), Περιδοτίτες (Peridotite), Σερπεντινίτες (Serpentine)
- Μανδυακά πετρώματα όπως Χαρτζβουργίτες (Harzburgite)

2.2 Γεωλογική Ιστορία

Η περιοχή μας εντάσσεται στο Αλπικό ορογενετικό σύστημα των Ελληνίδων που ξεκίνησε από της αρχές του Μεσοζωικού αιώνα (250 εκ. χρόνια) μέχρι σήμερα.

Έτσι στο Άνω Παλαιοζωικό (Πέρμιο), έχουμε την ανάπτυξη δύο ωκεάνιων λεκανών και οφιολιθικών πετρωμάτων εκατέρωθεν της Πελαγονικής γεωτεκτονικής ενότητας (Κιμμέρια ήπειρος), όπου στο σύνολό τους δημιουργήσαν τον ωκεανό της Τηθύος και διαχώρισαν την Παγγαία απομακρύνοντας τις τότε ηπείρους, Γκοντβάνα και Ευρασία. Οι δύο ωκεάνιες λεκάνες είναι η Παλαιό-Τηθύς (ανατολικά της Πελαγονικής) και η Νέο-Τηθύς (δυτικά της Πελαγονικής), στις οποίες έχουμε την απόθεση ιζημάτων όπου αναπτύχθηκαν αντίστοιχα οι ζώνες του Αξιού και της Υποπελαγονικής-Πίνδου. Η πλήρης ανάπτυξη των ωκεάνιων λεκανών με τις ωκεάνιες ράχες και την συνέχιση της ιζηματογένεσης έφθασε μέχρι την περίοδο Μ. Τριαδικού – Ιουρασικού.

Το Μ. Τριαδικό – Ιουρασικό άρχισε η βύθιση των ωκεάνιων φλοιών, πρώτα στη ανατολική ωκεάνια περιοχή (ζώνη Αξιού) πιθανά προς Βορρά κάτω από την Ευρασιατική πλάκα και μετά στη δυτική (Υποπελαγονική-Πίνδου). Πιο συγκεκριμένα, η βύθιση και η καταστροφή της ωκεάνιας περιοχής της ζώνης Αξιού, ολοκληρώνεται το Αν. Ιουρασικό με αποτέλεσμα την τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων και των ωκεάνιων ιζημάτων με επώθηση πάνω στα ανθρακικά καλύμματα των ηπειρωτικών περιθωρίων της Ευρασιατικής τεκτονικής πλάκας (Σερβομακεδονική ενότητα) αλλά και στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής. Επίσης στο Αν. Ιουρασικό άρχισε και η υποβύθιση της ωκεάνιας λεκάνης Υποπελαγονικής – Πίνδου.

Την περίοδο του Κ. Κρητιδικού, έχουμε την ολοκλήρωση της βύθισης και της καταστροφής του ωκεανού της Νέο-Τηθύος (Υποπελαγονικής – Πίνδου) όπου έχουμε την τοποθέτηση των οφιολίθων στο δυτικό ηπειρωτικό περιθώριο της Πελαγονικής.

Τέλος, στο Τριτογενές έχουμε την τελική σύγκρουση αποσπώμενων ηπειρωτικών τεμαχών της Γκοντβάνας με την Ευρασία όπου και έχουμε την εξαφάνιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύς που συνθλίβηκε ανάμεσα στις δύο ηπείρους. Με τα τεκτονικά αυτά επεισόδια έγιναν οι μεγάλες επιπτεύσεις και επωθήσεις που παρατηρούνται στις Ελληνίδες συμπεριλαμβανομένης και της περιοχής μας όπου βλέπουμε τους οφιολίθους στο Βούρινο σε μεγάλα υψόμετρα. Στην εικόνα 2.1 φαίνονται οι οφιολίθοι που επωθούνται πάνω στα ιζήματα της Πελαγονικής.



Εικ. 2.1. Γενικός χάρτης περιοχής Βούρινου όπου παρουσιάζονται οι οφιόλιθοι σε επώθηση πάνω στα ιζηματογενή πετρώματα της Πελαγονικής. (Konstantopoulou 1993)

2.3 Τα υπερβασικά πετρώματα στο ορεινό συγκρότημα του Βούρινου

2.3.1 Δουνίτες

Οι δουνίτες είναι ένα από τα κυρίαρχα πετρώματα της περιοχής αλλά και τα κύρια πετρώματα που φιλοξενούν τη μεταλλοφορία των χρωμίτων. Αποτελούνται επίσης από μικρούς κόκκους ολιβίνη, οι οποίοι είναι ελαφρώς σερπεντινωμένοι. Οι δουνίτες πάχους λίγων εκατοστών έως 20 μέτρων, βρίσκονται μαζί με τους χαρτζβουργίτες σε μικτές ζώνες μήκους 50 έως 150 μέτρων, με διεύθυνση Ανατολή – Δύση. Οι ζώνες αυτές έχουν χαρτογραφηθεί ως δουνίτες λόγω του ότι τα στρώματα χαρτζβουργίτη είναι συνήθως μικρότερα από 5 μέτρα πάχους και με ποσοστό περίπου 35% μέσα στους δουνίτες (Konstantopoulou 1993). Επίσης, οι δουνίτες παρουσιάζονται μέσα σε συμπαγή όγκους χαρτζβουργίτη, σε φακοειδή μορφή 10-50 εκατοστών και διεύθυνση Βορρά – Ανατολή και κλίση 40° βορειοδυτικά. Σ' αυτές τις μορφές δεν παρουσιάζονται χρωμίτες αλλά λεπτόκοκκοι σπινέλιοι.

2.3.2 Περιδοτίτες

Οι περιδοτίτες της περιοχής είναι παράλληλοι με τις επαφές των δουνιτών με των χαρτζβουργιτών και περιέχουν πάνω από 5% αδρομερείς πυροξένους ακανόνιστου σχήματος πάχους λίγων εκατοστών έως και 10 μέτρων, οι οποίοι μέσα στη μάζα τους, σπανίως περιέχουν κρυστάλλους από χρωμίτη.

2.3.3 Χαρτζβουργίτες

Ο χαρτζβουργίτης όπως και οι δουνίτες είναι ένα από τα κυρίαρχα πετρώματα στη περιοχή και χαρακτηρίζεται από πορφυροκλαστική γρανοβλαστική υφή. Παρουσιάζονται έντονα διαβρωμένοι με ρωγμώσεις που μόνο ορισμένα μεγάλα συμπαγή σώματα διατηρούνται σε καλή κατάσταση. Η σερπεντινίωση των χαρτζβουργιτών είναι έντονη σε ρηγματογενείς ζώνες, ενώ στο μητρικό πέτρωμα σε αποστάσεις 2-3 μέτρων από τις ρηξιγενείς ζώνες η σερπεντινίωση κυμαίνεται περίπου στο 5%.

2.4 Χρωμιτική μεταλλοφορία της περιοχής

Η ορεινή μάζα του Βούρινου χαρακτηρίζεται κυρίως από έντονη μεταλλοφορία χρωμιτικών κοιτασμάτων πινακοειδούς μορφής με πάχος 500m έως 2Km η οποία διασταυρώνει τα μανδυακά πετρώματα. Η μεταλλοφορία στο Ριζό βρίσκεται στη περιοχή του Βόρειου Βούρινου, με απόθεμα 400 000 τόνων μεταλλεύματος (Konstantopoulou 1993). Οι χρωμιτικοί κρύσταλλοι είναι πρωτογενή ορυκτά και ανήκουν στην ομάδα των σπινέλιων με τύπο Cr_2O_3 . Είναι λεπτόκοκκοι έως μεσόκοκκοι ακανόνιστου σχήματος και η περιεκτικότητα σε οξείδια χρωμίου κυμαίνεται από 20% μέχρι 58% κατάλληλα για χημικές χρήσεις αλλά και για κατασκευή πυρίμαχων υλικών.

Ο χρωμίτης είναι ορυκτό μαγματικής προέλευσης και σχηματίζεται κατά την κλασματική κρυστάλλωση των υπερβασικών μαγμάτων. Κρυσταλλώνεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες από τα υπόλοιπα συστατικά του μάγματος και για το λόγο αυτό κρυσταλλώνεται πρώτος στον μαγματικό θάλαμο (Βουτετάκης 1970).

Οι χρωμίτες εμφανίζονται σε διάφορες μορφές, όπως:

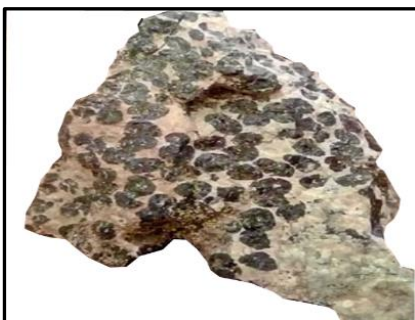
- Διάσπαρτη μεταλλοφορία (Εικ. 2.2)
- Συμπαγής μεταλλοφορία (Εικ. 2.3)
- Μεταλλοφορία τύπου λεοπάρδαλης (Εικ. 2.4)
- Μεταλλοφορία σε πλάκες – Schlieren (Εικ. 2.5)



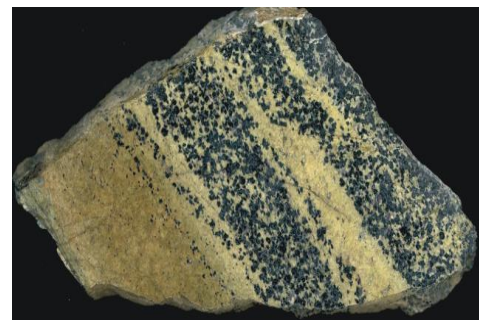
Εικ. 2.3. Διάσπαρτη μεταλλοφορία



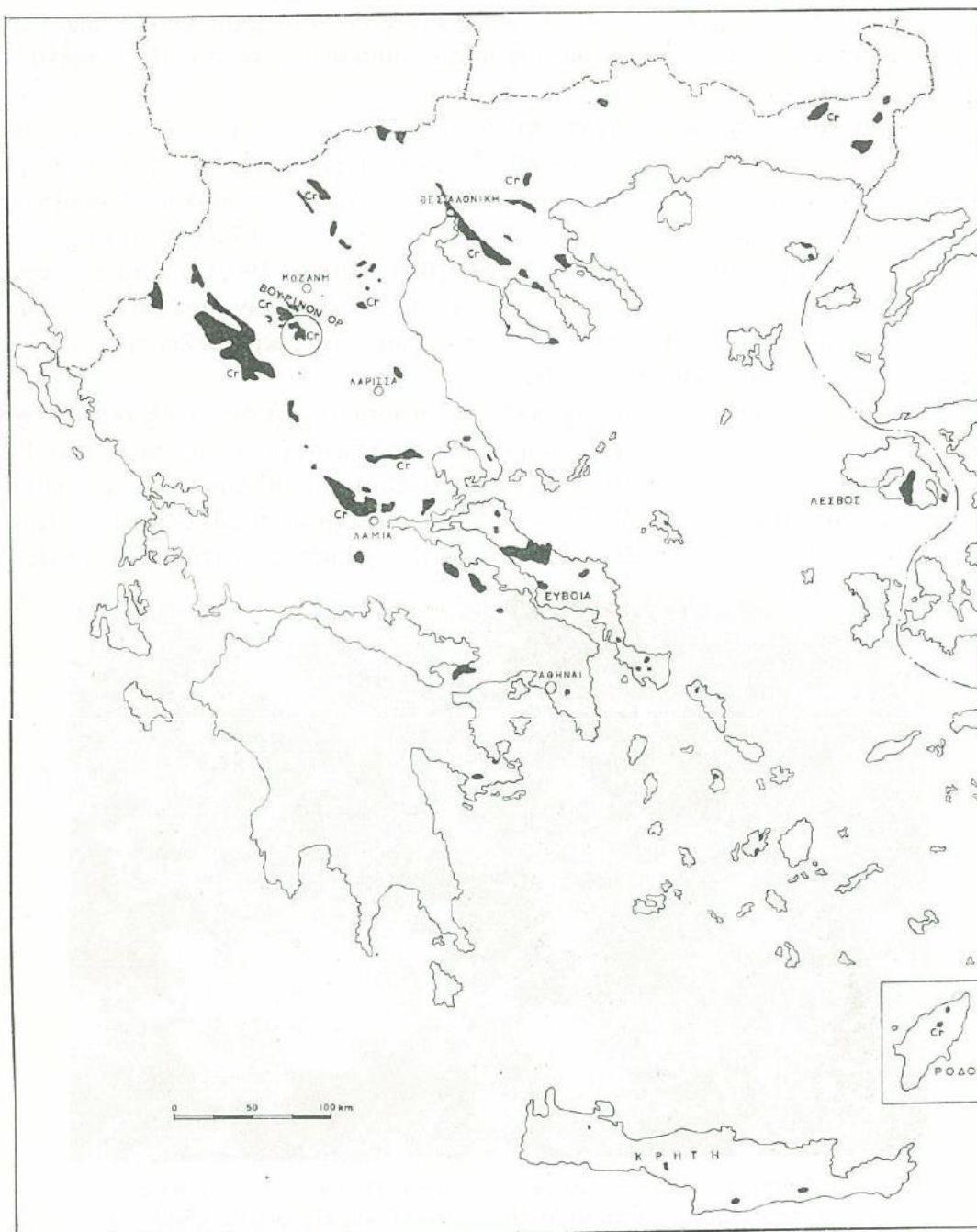
Εικ. 2.3. Συμπαγής μεταλλοφορία χρωμίτη



Εικ. 2.4. Μεταλλοφορία χρωμίτη τύπου Λεοπάρδαλης



Εικ.2.5. Μεταλλοφορία χρωμίτη τύπου Schlieren



Εικ. 2.6. Η εξάπλωση των υπερβασικών πετρωμάτων στον ελληνικό χώρο και οι κυριότερες συγκεντρώσεις χρωμιτικών κοιτασμάτων (Cr). Στο κέντρο του κύκλου είναι η περιοχή της έρευνας (Βουτετάκης 1970).

2.4.1 Διάσπαρτη μεταλλοφορία

Ο τύπος αυτός της μεταλλοφορίας χρωμίτη, έχει κόκκους οι οποίοι κατανέμονται ακανόνιστα εντός του μητρικού υπερβασικού πετρώματος και έχουν κρυστάλλους μεγαλύτερους από τους κρυστάλλους ολιβίνη. Η σύσταση σε οξειδία χρωμίτη είναι μεγαλύτερη από 10%.

2.4.2 Συμπαγής μεταλλοφορία

Στη συμπαγή μεταλλοφορία, η περιεκτικότητα σε οξειδία χρωμίτη κυμαίνεται από 36 μέχρι 52%, οι κρύσταλλοι έχουν μήκος 2-4 χιλιοστά με επίμηκες σχήμα (φακοειδή ή και φλεβοειδή) και με άτακτη διάταξη κρυστάλλων στη μάζα του συμπαγούς μεταλλεύματος. Ο συμπαγής χρωμίτης παρουσιάζει είτε σαφή όρια με το μητρικό πέτρωμα είτε μεταπίπτει βαθμιαία μέσω διάσπαρτης μεταλλοφορίας και αυτό οφείλεται στον χρόνο που χρειάζεται για να ολοκληρωθεί η κρυστάλλωση εντός του μάγματος.

2.4.3 Μεταλλοφορία τύπου λεοπάρδαλης

Αποτελείται από ωοειδή έως σφαιροειδή κρυστάλλους χρωμίτη διαμέτρου περίπου από 0,5 μέχρι 3 εκατοστά. Οι κρύσταλλοι αυτοί σχηματίζονται κατά την ρευστή φάση του μάγματος καθώς κατά την κρυστάλλωση γίνεται ο διαχωρισμός του χρωμίτη με το υπόλοιπο υλικό του μάγματος λόγω της διαφοράς ιξώδους, δημιουργώντας τα χαρακτηριστικά σφαιρικά σταγονίδια η οποία παρουσιάζει αυτού του είδους η μεταλλοφορία.

2.4.4 Μεταλλοφορία σε πλάκες (Schlieren)

Η δημιουργία αυτού του τύπου μεταλλοφορίας, προέρχεται από την απόθεση του χρωμίτη σε λεπτά παράλληλα στρώματα φακοειδούς μορφής σε εναλλαγές με στείρο πέτρωμα ή με εναλλαγές με διάσπαρτο χρωμίτη. Αυτό συμβαίνει λόγω μαγματικών πιέσεων κατά την τελική πήξη του χρωμίτη μετά τον σχηματισμό του διάσπαρτου χρωμίτη στην ημίρρευστη φάση του δουνίτη. Έτσι, οι εναλλαγές δουνίτη – χρωμίτη πραγματοποιούνται όταν το ιξώδες του μάγματος είναι αυξημένο οπότε αποτίθεται ο δουνίτης, ενώ μόλις το ιξώδες μειώνεται έχουμε απόθεση χρωμίτη. Το πάχος των ενστρωμένων κόκκων κυμαίνεται από 1 mm έως 10 cm και η περιεκτικότητα σε οξειδία χρωμίου (CrO_3) είναι 15-30%.

2.5 Γεωλογικές δομές της περιοχής

Οι γεωλογικές δομές της περιοχής αντιπροσωπεύονται από υψηλής και χαμηλής θερμοκρασίας πλαστικές παραμορφώσεις, οι οποίες σταδιακά επισκιάζονται από έντονη θραυσιγενή παραμόρφωση (Nicolas 1989).

2.5.1 Δομές υψηλής θερμοκρασίας παραμόρφωση (1200 – 1250 °C)

Δομές που παρουσιάζουν παραμορφώσεις λόγω υψηλών θερμοκρασιών, έχουν βύθιση κυρίως βορειοδυτική και είναι δομές με φυλλώδες σχήμα πτυχωμένων κρυστάλλων σπινέλιων, οι οποίοι βρίσκονται κυρίως μέσα στις μεικτές ζώνες δουνίτων και χαρτζβουργίτων αλλά και μέσα σε πτυχωμένους χρωμίτες τύπου Schlieren.

2.5.2 Δομές χαμηλής θερμοκρασίας παραμόρφωση (800 – 1000 °C)

Τυπικές χαμηλής θερμοκρασίας πλαστικής παραμόρφωσης δομές, όπως μυλωνιτικές ζώνες, δεν παρατηρούνται απευθείας στη περιοχή Ριζό, όμως εύπλαστες και ημι-εύθραυστες δομές μπορούν να παρατηρηθούν. Για παράδειγμα, χαρτογραφημένες ινώδεις μορφές ενδεικνύουν δεξιόστροφη διάτμηση λόγω εύθραυστης παραμόρφωσης μέσα στα δουνιτικά πετρώματα. Έτσι συμπεραίνουμε ότι αυτή η διατμητική δομή ξεκίνησε σε συνθήκες χαμηλής θερμοκρασίας πλαστικής παραμόρφωσης και καθώς οι θερμοκρασίες μειώνονταν, καταλήγουμε σε δομές εύθραυστης παραμόρφωσης.

2.5.3 Θραυσιγενής παραμόρφωση (<700 °C)

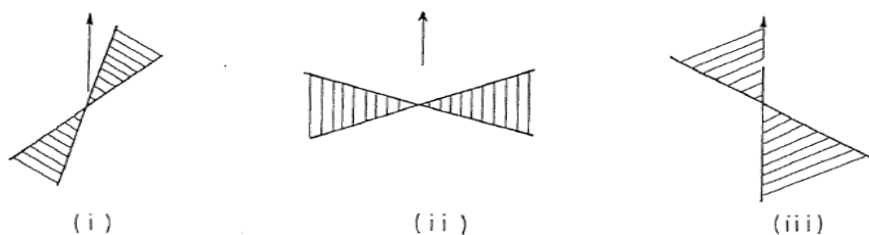
Οι κυρίαρχες δομές θραυσιγενούς παραμόρφωσης στη περιοχή είναι :

- Η διατμητική παραμόρφωση, η οποία δημιουργήθηκε κατά τα τελευταία στάδια της τοποθέτησης των οφιολίθων και χωρίζεται σε 2 φάσεις :
 1. Στη πρώτη φάση, οι δομές αυτές παρουσιάζουν παράλληλη διάτμηση, έχουν παράταξη B40°A και κλίση βύθισης 40° με βορειοδυτική διεύθυνση και εμφανίζονται στους σερπεντινωμένους δουνίτες χωρίς να εισέρχονται μέσα στους περιβάλλοντες χαρτζβουργίτες.
 2. Στη δεύτερη φάση, οι διατμητικές δομές προσδίδουν μία σχιστότητα στο πέτρωμα που τις φιλοξενεί, οι οποίες διεισδύουν και μέσα στους χαρτζβουργίτες. Αυτές οι διατμητικές δομές προκλήθηκαν κοντά

στο όριο της πλαστικότητας με την θραυστιγενή παραμόρφωση και αυτό φαίνεται σε ινώδεις «γενευσιακές» μορφές που παρουσιάζονται στη περιοχή. Έχουν παράταξη Βορρά - Νότο και γωνία βύθισης 15° - 30° με δυτική διεύθυνση. Στη νότια περιοχή του Ριζό, οι δομές αυτές παρουσιάζουν πτύχωση και στρέψη ξεφεύγοντας από το συνηθισμένο προσανατολισμό τους.

- Τα ρήγματα, δεν μπορούν να προσδιοριστούν εύκολα λόγω του εκτενούς καλύμματος νεογενών αποθέσεων πάνω στα οφιολιθικά πετρώματα της περιοχής. Όμως, τα λιγοστά ρήγματα που είναι εκτεθειμένα στη περιοχή, καθορίζουν τριών ειδών συστήματα ρηγμάτων (Εικ. 2.4) :

1. Σύστημα με βορειοανατολική διεύθυνση 020° - 060° και κλίση βύθισης 60° - 80° προς Βορρά: είναι ανάστροφα ρήγματα με μετακίνηση μικρότερη του ενός μέτρου.
2. Σύστημα με διεύθυνση Ανατολή – Δύση 080° - 120° και κλίση βύθισης 70° - 85° Βόρεια με μερικά ανάστροφα ρήγματα. Αυτό το σύστημα ρηγμάτων κυριαρχεί στην περιοχή και περιλαμβάνει μια ακολουθία από ρηξιγενείς λατυποπαγείς ζώνες πάχους μερικών εκατοστών μέχρι και 10 μέτρων.
3. Σύστημα με βορειοδυτική διεύθυνση 130° - 180° και κλίση 60° - 80° προς Ανατολή, το οποίο είναι λιγότερο διαδεδομένο σε σχέση με το δεύτερο σύστημα ρηγμάτων.



Εικ. 2.7. Συστήματα ρηγμάτων της περιοχής. Το βελάκι προς τα πάνω υποδεικνύει τον Βορρά.

3.1 Ηλεκτρική Μέθοδος

Το κυρίαρχο στοιχείο των ηλεκτρικών μεθόδων είναι ότι η κατανομή του ηλεκτρικού δυναμικού στο υπέδαφος εξαρτάται από τις αντιστάσεις των εδαφών και πετρωμάτων.

Σκοπός της ηλεκτρικής μεθόδου είναι η μέτρηση της διαφοράς δυναμικού τη στιγμή που εισάγουμε συνεχές ή εναλλασσόμενο ηλεκτρικό ρεύμα μέσα στη γη. Το ρεύμα διαδίδεται με δύο βασικούς τρόπους κατά την εισδοχή του μέσα στη γη:

- Την ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα. Δηλαδή, διαδίδεται μέσω των ιόντων αλάτων και ορυκτών που είναι διαλυμένα μέσα στο νερό των πόρων των σχηματισμών.
- Την ηλεκτρονική αγωγιμότητα, όπου η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος γίνεται μέσω των ελευθέρων ηλεκτρονίων που βρίσκονται στη κρυσταλλική δομή των ορυκτών και πετρωμάτων.

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι, μας δίνουν την δυνατότητα καθορισμού των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους και η ποσότητα που μετράμε είναι συνήθως η ηλεκτρική τάση V . Η ηλεκτρική μέθοδος συνίσταται στις επιμέρους μεθόδους:

- Ειδική ηλεκτρική αντίσταση
- Επαγόμενη πόλωση
- Ισοδυναμικές γραμμές
- Φυσικό δυναμικό
- Τελλουρικά ρεύματα

3.1.1 Ειδική ηλεκτρική αντίσταση

Η Ειδική ηλεκτρική αντίσταση είναι η αντίσταση των διαφόρων γεωλογικών σχηματισμών και οποιουδήποτε άλλου υλικού εμπεριέχεται μέσα στο υπέδαφος, στη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος. Το κάθε υλικό μέσα στη γη παρουσιάζει διαφορετικές τιμές ηλεκτρικής αντίστασης, έτσι μπορούμε προσεγγιστικά να προσδιορίσουμε με έμμεσο τρόπο το είδος του υλικού ή του γεωλογικού σχηματισμού.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση, συμβολίζεται με το ρ και έχει μονάδες μέτρησης τα ομόμετρα (**Ohm.m**). Σκοπός εφαρμογής της μεθόδου είναι η εύρεση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Αυτή εξαρτάται από:

- Τις υδρολογικές-υδρογεωλογικές συνθήκες
- Τη χημική σύσταση του νερού
- Το μέγεθος των πόρων (πορώδες) των σχηματισμών
- Τις πιθανές διαρρήξεις – διακλάσεις -ρήγματα των σχηματισμών
- Τη θερμοκρασία και την πίεση

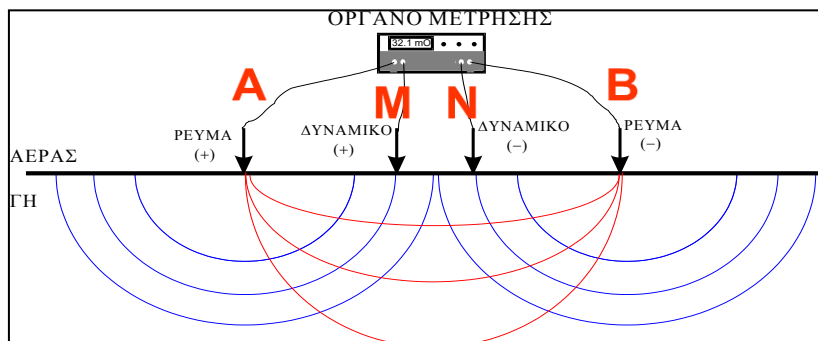
Η διαδικασία μέτρησης, πραγματοποιείται με την εισδοχή τεσσάρων ηλεκτροδίων (μεταλλικοί ράβδοι) στο έδαφος σε βάθος μερικών εκατοστών. Τα 2 εισάγουν ηλεκτρικό ρεύμα (A,B) και τα άλλα 2 μετρούν τη διαφορά δυναμικού (M,N) όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.1. Με τη διοχέτευση ρεύματος στη Γη από την οποία μετριέται η διαφορά δυναμικού, λαμβάνεται ο λόγος των δύο παραπάνω ποσοτήτων που είναι η αντίσταση του εδάφους στη ροή του ρεύματος. Το βάθος διείσδυσης του ρεύματος (άρα και το βάθος της διασκόπησης) είναι ανάλογο με την απόσταση των ηλεκτροδίων. Έτσι, η μετρούμενη ηλεκτρική αντίσταση, είναι συνάρτηση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους και της γεωμετρικής διάταξης των ηλεκτροδίων (Θέσεις A, B, M, N). Από αυτή καταλήγουμε σε μια ποσότητα που ονομάζουμε «φαινόμενη ειδική ηλεκτρική αντίσταση (ρ_a)» η οποία δίνεται από τη σχέση 3.1.1 :

$$\rho_a = \left(\frac{V_{MN}}{I_{AB}} \right) * K \quad (3.1.1)$$

όπου I_{AB} είναι το ρεύμα που εισάγουμε στη Γη μέσω του ηλεκτροδίου A και B, V_{MN} είναι η διαφορά δυναμικού από τα M και N ηλεκτρόδια και K είναι ο γεωμετρικός παράγοντας που εξαρτάται από τις αποστάσεις AM, BM, AN, BN και ισούται με :

$$K = \left(\frac{1}{AM} \right) - \left(\frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} \right) + \left(\frac{1}{BN} \right) \quad (3.1.2)$$

Όμως, η φαινόμενη ειδική αντίσταση δεν δίνει την πραγματική εικόνα του υπεδάφους και γι' αυτό το λόγο η πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση καθορίζεται από τη λύση του αντίστροφου προβλήματος.



Σχ.3.1.1. Βασική διάταξη γεωηλεκτρικών μετρήσεων

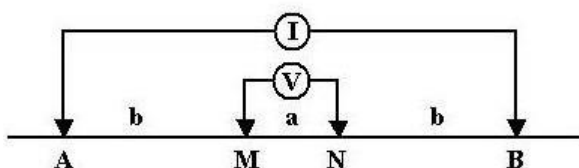
3.1.2 Διατάξεις των ηλεκτροδίων

Υπάρχουν πολλοί τρόποι διάταξης των ηλεκτροδίων στην επιφάνεια του εδάφους. Αυτοί παρουσιάζουν σχετικά πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα.

- Διάταξη SCHLUMBERGER

Στη διάταξη αυτή, τα ηλεκτρόδια δυναμικού **MN** παραμένουν σταθερά στην ίδια απόσταση **a**, ενώ τα ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης με την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος **b** να είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτής των ηλεκτροδίων του δυναμικού (Σχ.3.1.2). Η διάταξη αυτή είναι κατάλληλη αν θέλουμε να παρατηρήσουμε την κατακόρυφη μεταβολή της αντίστασης. Ο γεωμετρικός παράγοντας είναι:

$$\rho_a = \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \pi \frac{b(b+a)}{a} \approx \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \pi \frac{b^2}{a} \quad \text{if } a \ll b \quad (3.1.3)$$

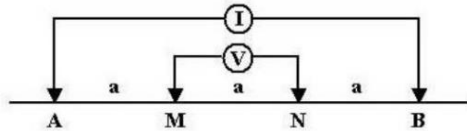


Σχ. 3.1.2. Διάταξη SCHLUMBERGER

- Διάταξη WENNER

Στην Wenner τα τέσσερα ηλεκτρόδια απέχουν μεταξύ τους ίση απόσταση **a** (Σχ. 3.1.3). Η διάταξη αυτή όπως και η Schlumberger, είναι κατάλληλη αν θέλουμε να παρατηρήσουμε την κατακόρυφη μεταβολή της αντίστασης. Ο γεωμετρικός παράγοντας είναι:

$$\rho_a = 2\pi a \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \quad (3.1.4)$$

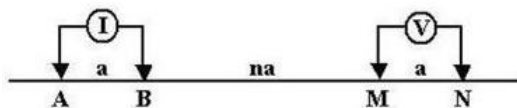


Σχ. 3.1.3. Διάταξη WENNER

- Διάταξη ΔΙΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ

Σ' αυτή την διάταξη, τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού έχουν την ίδια απόσταση **a**, ενώ τα ταυτόχρονα τα δίπολα είναι σε πολλαπλάσια απόσταση **na** (Σχ. 3.1.4). Είναι κατάλληλη για να εντοπίζει μεταβολές της πλευρικής αντίστασης. Ο γεωμετρικός παράγοντας είναι:

$$\rho_a = \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \pi a n(n+1)(n+2) \quad (3.1.5)$$

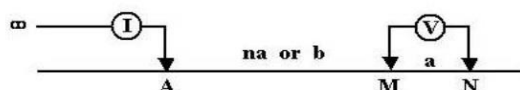


Σχ. 3.1.4. Διάταξη Διπόλου-Διπόλου

- Διάταξη ΠΟΛΟΥ-ΔΙΠΟΛΟΥ

Αυτό που ξεχωρίζει στην Πόλου-Διπόλου είναι ότι ένα από τα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετείται σε μακρινή απόσταση από το άλλο, στο «άπειρο», ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού έχουν μεταξύ τους απόσταση **a** (Σχ. 3.1.5). Χρησιμοποιείται συνήθως για να μελετηθούν μεταβολές της πλευρικής αντίστασης. Η διάταξη αυτή έχει γεωμετρικό παράγοντα:

$$\rho_a = 2\pi \frac{b(a+b)}{a} \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \quad (3.1.6)$$

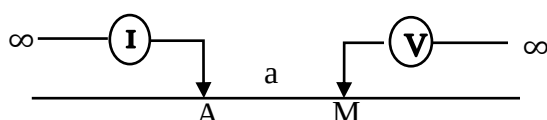


Σχ. 3.1.5. Διάταξη Πόλου-Διπόλου

- Διάταξη ΠΟΛΟΥ – ΠΟΛΟΥ

Στην διάταξη αυτή ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος και ένα δυναμικού, τοποθετούνται σε μεταξύ τους απόσταση a , ενώ τα άλλα δύο ηλεκτρόδια βρίσκονται σε μεγάλη απόσταση, στο «άπειρο» (Σχ. 3.1.6). Εδώ, ο γεωμετρικός παράγοντας είναι:

$$\rho_a = \frac{V_{MN}}{I_{AB}} (2\pi a) \quad (3.1.7)$$

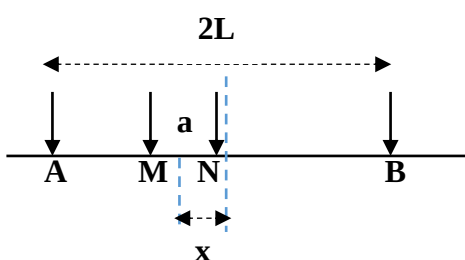


Εικ. 3.1.6. Διάταξη Πόλου-Πόλου

- Διάταξη MULTIGRADIENT

Στην Multigradient, τα ηλεκτρόδια δυναμικού είναι σταθερά σε απόσταση a , τα δε ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται σε διαφορετικές αποστάσεις σε σχέση με το κέντρο της διάταξης (Σχ. 3.1.7). Πλεονέκτημα της διάταξης αυτής, είναι η πολύ καλή ευκρίνεια στις ρηχές ανομοιογένειες του υπεδάφους. Έχει γεωμετρικό παράγοντα ο οποίος δίνεται από τη παρακάτω σχέση:

$$\rho_a = \frac{\pi(L^2 - x^2)^2}{a(L^2 + x^2)} \frac{V_{MN}}{I_{AB}} \quad (3.1.8)$$



Σχ. 3.1.7. Διάταξη Multigradient

3.1.3 Ευαισθησία διατάξεων

Οι διάφορες διατάξεις των ηλεκτροδίων, παρουσιάζουν διαφορετικές ευαισθησίες ως προς τις κατακόρυφες και οριζόντιες μεταβολές της αντίστασης αλλά και έχουν διαφορετικό λόγο σήματος (**S**) προς θόρυβο (**N**), ο οποίος καθορίζει και το μέγιστο βάθος διασκόπησης. Έτσι, ανάλογα με τις συνθήκες της περιοχής αλλά και τους στόχους τους οποίους αναζητούμε, εφαρμόζουμε τις κατάλληλες διατάξεις. Στο πίνακα 3.1.1 παρουσιάζεται η αξιολόγηση των διατάξεων σχετικά με την ευαισθησία και τον θόρυβο.

Διατάξεις	Λόγος S/N	Πλευρικές Μεταβολές	Κατακόρυφες Μεταβολές
Wenner	5	2	5
Schlumberger	4	2	5
Dipole - Dipole	1	5	2
Pole - Dipole	3	4	2
Pole - Pole	5	4	2

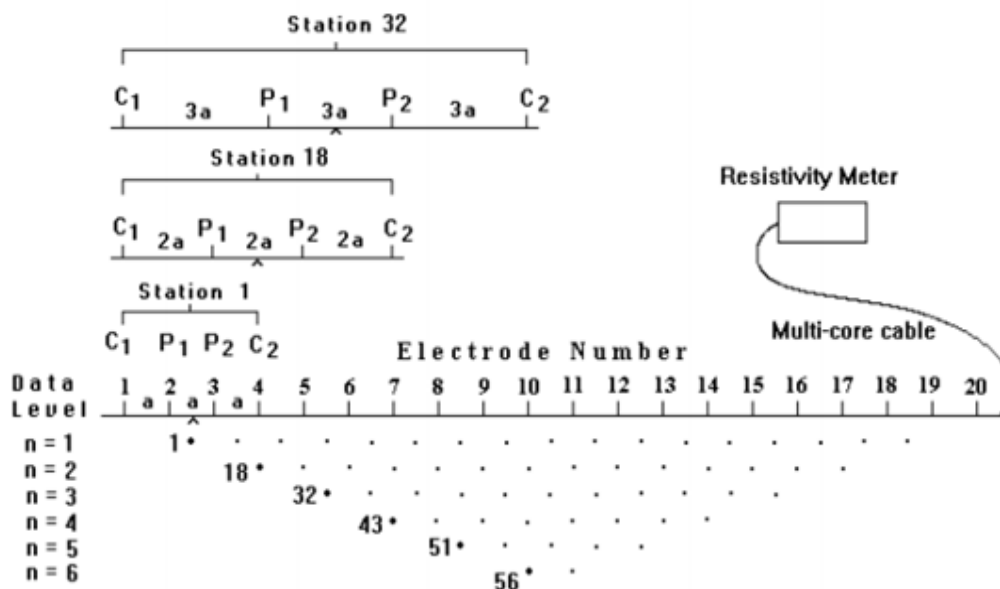
Πίνακας 3.1.1. Αξιολόγηση Διατάξεων (Ward 1989) όπου 1 το χειρότερο και 5 το καλύτερο

3.1.4 Μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας

Η μέθοδος αυτή, την οποία χρησιμοποιήσαμε για την ηλεκτρική διασκόπηση στη περιοχή μελέτης, είναι ο συνδυασμός της εξέλιξης των οργάνων μέτρησης που επιτρέπουν την αυτοματοποιημένη λήψη μετρήσεων, και της εξέλιξης των αυτοματοποιημένων τεχνικών ερμηνείας που επιτρέπουν την ακριβή απεικόνιση των γεωηλεκτρικών ιδιοτήτων του υπεδάφους.

Με την ηλεκτρική τομογραφία, παίρνουμε πληροφορίες για την πλευρική και την σε βάθος μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, για τον λόγο ότι συνδέει τις παλιές τεχνικές της όδευσης και της βυθοσκόπησης. Αυτό φαίνεται στο σχήμα 3.1.8, όπου το παράδειγμα αναφέρεται σε δισδιάστατη διασκόπηση, συνδυάζοντας την ηλεκτρική όδευση και την ηλεκτρική χαρτογράφηση.

Η μέθοδος, εκτελείται μέσω μιας σειράς από ηλεκτροδία που τοποθετούνται στην επιφάνεια του εδάφους που μέσω ενός πολυκάναλου καλωδίου και ενός συστήματος πολυπλεξίας, λαμβάνονται αυτόματα μετρήσεις οδεύσεως πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος με συνεχώς αυξανόμενες αποστάσεις ηλεκτροδίων. Οι διατάξεις που συνήθως εφαρμόζονται είναι η Wenner, η Schlumberger-Wenner, η Dipole-Dipole και η Multigradient. Το κύριο πλεονέκτημα της ηλεκτρικής τομογραφίας, είναι ο μεγάλος αριθμός των μετρήσεων που λαμβάνονται, με αποτέλεσμα την αύξηση της διακριτικής ικανότητας της τομής μας.

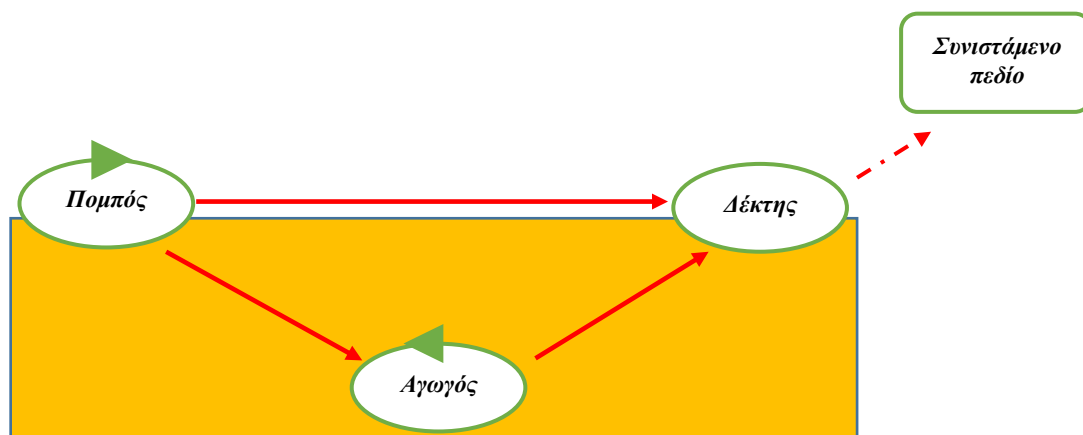


Σχ. 3.1.8. Λήψη δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας με τη διάταξη Wenner. Αρχικά η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, a , παραμένει σταθερή και η διάταξη μετατοπίζεται πραγματοποιώντας όδευση. Όταν η όδευση ολοκληρωθεί, η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων γίνεται $2a$ και πραγματοποιείται νέα όδευση. Με την ολοκλήρωση και αυτής της όδευσης, πραγματοποιείται νέα με απόσταση ηλεκτροδίων $3a$ και ούτω καθ' εξής.

3.2 Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι

Οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι βασίζονται στα φαινόμενα παραγωγής δευτερογενών ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και δημιουργούνται από μια τεχνητή ή φυσική πηγή, η οποία εκπέμπει πρωτογενή ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Τα επαγόμενα δευτερογενή κύματα έχουν ίδια συχνότητα με τα πρωτογενή όμως αυτό που αλλάζει είναι τα χαρακτηριστικά των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων όπως η διεύθυνση, το πλάτος και η φάση. Αυτό συμβαίνει για το λόγο ότι αυτές οι ιδιότητες εξαρτώνται από τη γεωηλεκτρική δομή (κατανομή της ειδικής αγωγιμότητας και της ηλεκτρικής επιτρεπτότητας) των υπεδάφινων πετρωμάτων κυρίως των ανωτέρων στρωμάτων του φλοιού.

Ας υποθέσουμε ότι το πρωτεύον μαγνητικό πεδίο έχει ένταση H_p και παράγεται από ένα πομπό ο οποίος αποτελείται από ένα πηνίο που διαρρέεται από εναλλασσόμενο ηλεκτρικό ρεύμα (Σχ. 3.2.1). Ένας αγωγός, ο οποίος βρίσκεται στη Γη και δέχεται το πρωτογενές πεδίο, θεωρείται ως ένα πηνίο στο οποίο επάγεται εναλλασσόμενο ρεύμα με συνέπεια τη γένεση ενός δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου έντασης H_s . Το αποτέλεσμα που μετράμε στο δέκτη είναι το ολικό μαγνητικό πεδίο H_T που συνίσταται από τη συμβολή του αρχικού (πρωτεύοντος) και του επαγόμενου πεδίου (δευτερεύοντος) από τον αγωγό.



Σχ. 3.2.1. Αρχή λειτουργίας των ΗΜ μεθόδων

Η ποιότητα των αποτελεσμάτων εξαρτάται από 3 παράγοντες :

- Το βάθος διείσδυσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (z) εξαρτάται από τη συχνότητα και από την ηλεκτρική αγωγιμότητα του μέσου/αγωγού και δίνεται από τη σχέση :

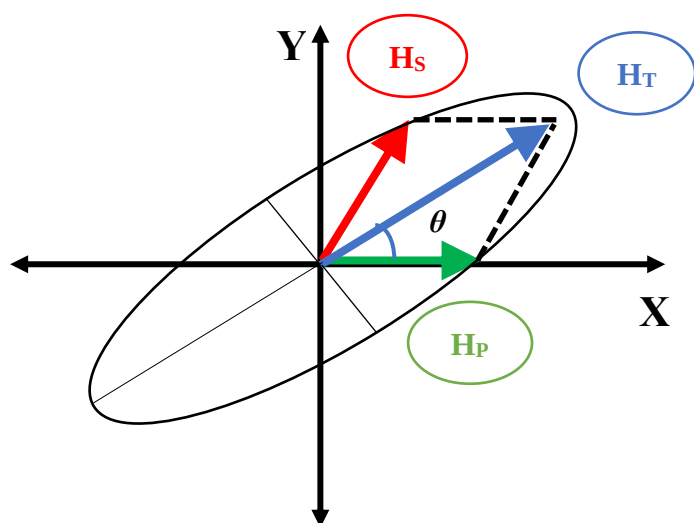
$$z = \frac{\kappa}{\sqrt{f\sigma}} \quad (3.2.1)$$

όπου κ είναι μια σταθερά, f είναι η συχνότητα του ηλεκτρομαγνητικού κύματος και σ είναι η ειδική αγωγιμότητα. Όταν η συχνότητα του κύματος ή η αγωγιμότητα του υπεδάφους είναι μεγάλη, τότε παράγεται έντονο ρεύμα κοντά στην επιφάνεια της Γης δημιουργώντας έντονο δευτερογενές μαγνητικό πεδίο, το οποίο δεν είναι σε φάση με το πρωτογενές πεδίο και μερικώς το εξουδετερώνει. Όμως, αν η συχνότητα ή η αγωγιμότητα είναι μικρή τότε το πρωτογενές πεδίο διαδίδεται στο υπέδαφος με μικρή απόσβεση επάγοντας ασθενή ρεύματα μέσα στη Γη με συνέπεια το δευτερογενές μαγνητικό πεδίο να είναι και αυτό ασθενές (Παπαζάχος 1986).

- Τον προσανατολισμό της έντασης του μαγνητικού πεδίου, όπου μέσω της θεωρίας των αρμονικών κυμάτων, τα πρωτογενή και τα δευτερογενή διανύσματα μεταβάλλονται αρμονικά με το χρόνο, υποχρεώνοντας το συνιστάμενο πεδίο $\mathbf{H}_T$ να διαγράφει έλλειψη (ελλειπτικά πολωμένο κύμα) σε χρόνο $2\pi/\omega$. Η έλλειψη αυτή σχηματίζει γωνία κλίσης (θ) με τον μέγιστο άξονα της και με την συνιστώσα $\mathbf{H}_P$ (Σχ. 3.2.2). Αυτό αποδεικνύεται από τις σχέσεις 3.2.2 και 3.2.3 όπου $\mathbf{A}$ και $\mathbf{B}$ είναι τα πλάτη των κυμάτων του πρωτογενούς και του δευτερογενούς πεδίου αντίστοιχα, ω είναι η γωνιακή συχνότητα, t ο χρόνος και Φ η διαφορά φάσης.

$$H_P = A \eta \mu \omega t \quad (3.2.2)$$

$$H_S = B \sin(\omega t - \Phi) \quad (3.2.3)$$



Σχ. 3.2.2. Σχεδιάγραμμα διανυσμάτων ΗΜ πεδίων $H_T = H_P + H_S$ όπου:

- H_P = Πρωτογενές πεδίο
- H_S = Δευτερογενές πεδίο
- H_T = Συνιστάμενο πεδίο

Έτσι, όταν το επίπεδο του πηνίου του δέκτη συμπίπτει με το επίπεδο της έλλειψης της πόλωσης, τότε στο πηνίο αυτό δεν θα διαρρέεται ρεύμα και το σήμα στο όργανο θα μηδενίζεται, γιατί δεν θα υπάρχει συνιστώσα του μαγνητικού πεδίου κάθετη στο πηνίο του δέκτη. Αντίθετα, αν το επίπεδο του πηνίου του δέκτη είναι κάθετο στο συνιστάμενο πεδίο τότε θα υπάρχει και σήμα στο όργανο.

Από τα παραπάνω, συμπεραίνεται ότι η γωνία κλίσης (θ) στην ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση παίζει σημαντικό ρόλο λόγω της εφαρμογής της σε διάφορες τεχνικές που χρησιμοποιούνται, όπως στη μέθοδο VLF την οποία και έχουμε χρησιμοποιήσει στην μελέτη μας (Παπαζάχος 1986).

- Την εξάρτηση της διαφοράς φάσης (Φ) μεταξύ πρωτεύοντος και δευτερογενούς κύματος από τη γεωηλεκτρική δομή, η οποία δίνεται από τη σχέση :

$$\Phi = \frac{\pi}{2} + \tan^{-1} 2\pi f \frac{L}{R} \quad (3.2.3)$$

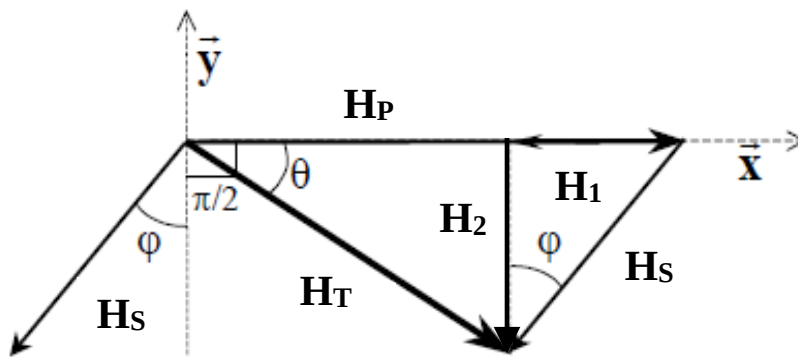
όπου f είναι η συχνότητα του ηλεκτρομαγνητικού κύματος, R είναι η ωμική αντίσταση του αγωγίμου σώματος και L η επαγωγική αντίσταση του σώματος. Στο σχήμα 3.2.3 φαίνεται ότι αν προβάλλουμε την H_s συνιστώσα πάνω στη διεύθυνση του H_p τότε η προβολή αυτή θα έχει μέτρο την H_1 με διαφορά φάσης π με την H_p . Αυτή η συνιστώσα του δευτερογενούς μαγνητικού πεδίου ονομάζεται **πραγματική συνιστώσα H_1** (σχέση 3.2.4). Αν η προβολή του H_s πάνω στην κάθετη στην ευθεία H_p , τότε αυτή η προβολή θα έχει μέτρο H_2 με διαφορά φάσης $\pi/2$ με την H_p και ονομάζεται **φανταστική συνιστώσα H_2** (σχέση 3.2.5).

Όταν έχουμε χαμηλές ειδικές αντιστάσεις και υψηλές συχνότητες η πραγματική συνιστώσα είναι μεγαλύτερη της φανταστικής, ενώ όταν έχουμε μεγάλες ειδικές αντιστάσεις και χαμηλές συχνότητες τότε η πραγματική συνιστώσα είναι μικρότερη της φανταστικής.

$$H_1 = H_s \eta \mu \varphi \quad (3.2.4)$$

$$H_2 = H_s \sigma \nu \varphi \quad (3.2.5)$$

$$\varphi = \tan^{-1} 2\pi f \frac{L}{R} \quad (3.2.6)$$



Σχ. 3.2.3. Διάγραμμα που απεικονίζει την γεωμετρική σχέση και διαφορά φάσης μεταξύ πρωτεύοντος H_P και δευτερεύοντος H_S πεδίου.

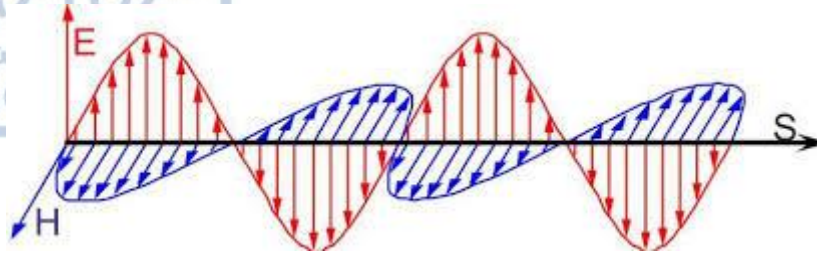
Οι ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι έχουν το πλεονέκτημα έναντι των ηλεκτρικών μεθόδων στο ότι μπορούν να εφαρμοστούν σε περιπτώσεις όπου οι πρώτες είναι αδύνατο να εφαρμοστούν, όπως για παράδειγμα σε παγωμένα εδάφη τα οποία έχουν μεγάλη ειδική αντίσταση που φθάνει σε σημαντικά βάθη. Το μειονέκτημα τους όμως είναι ότι αν το επιφανειακό τμήμα του εδάφους είναι εξαιρετικά αγωγίμο τότε αυτές δεν μπορούν να ανιχνεύσουν αγωγίμα σώματα σε μεγάλα βάθη.

Για το λόγο του ότι αυτές οι μέθοδοι μπορούν να φθάσουν σε σημαντικά βάθη, χρησιμοποιούνται κυρίως στη μεταλλευτική έρευνα. Έτσι για την περιοχή μελέτης, όπου η έρευνα πραγματοποιείται για την εύρεση χρωμιτικών κοιτασμάτων, εφαρμόστηκε η μέθοδος VLF.

3.2.1 Μέθοδος VLF (Very Low Frequency)

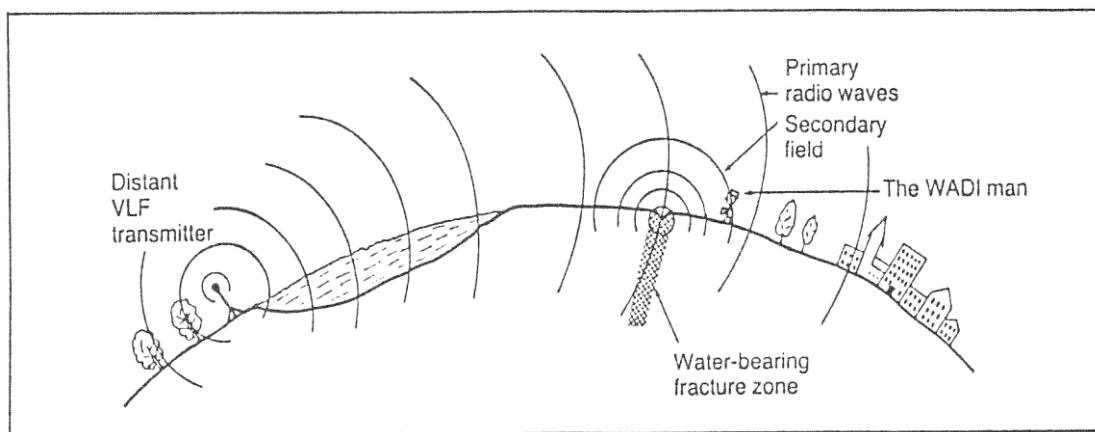
Ως πομπός πρωτογενούς ηλεκτρομαγνητικού κύματος στη μέθοδο αυτή, είναι οι ισχυροί πομποί ραδιοφωνικών σταθμών που χρησιμοποιούν διάφοροι οργανισμοί επικοινωνιών και ναυσιπλοΐας οι οποίοι εκπέμπουν στην περιοχή χαμηλών συχνοτήτων 15KHz με 25KHz (Εικ. 3.2.5). Οι σταθμοί αυτοί, συνιστούν παγκόσμιο δίκτυο και έχουν διευθετηθεί έτσι, ώστε τουλάχιστον δύο να είναι ταυτοχρόνως ανιχνεύσιμοι οπουδήποτε στην Γη.

Σε αυτή τη μέθοδο, το ηλεκτρομαγνητικό μέτωπο κύματος που εκπέμπεται από πομπούς που βρίσκονται σε μεγάλες αποστάσεις, είναι οριζόντιο και επίπεδο, με την ένταση του μαγνητικού πεδίου (H) (Εικ.3.2.4) να είναι κάθετη προς τη διάδοση του κύματος στο οριζόντιο επίπεδο και η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου (E) είναι επίσης κάθετη στη διάδοση αλλά στο κατακόρυφο επίπεδο (Παπαζάχος 1986).



Εικ. 3.2.4. Διάδοση ηλεκτρομαγνητικού κύματος (S), όπου η ένταση του μαγνητικού πεδίου (H) είναι κάθετη στη διάδοση στο οριζόντιο επίπεδο ενώ η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου (E) είναι κάθετη στη διάδοση αλλά στο κατακόρυφο επίπεδο.

Ο δέκτης VLF είναι ένα μικρό εύχρηστο όργανο, με 2 πηνία κάθετα μεταξύ τους τα οποία συντονίζονται στις συχνότητες των πομπών. Για να πραγματοποιηθούν οι μετρήσεις, πρέπει το ένα πηνίο να είναι αρχικά οριζόντιο τοποθετημένο με τον άξονά του και περιστρέφεται γύρω από κατακόρυφο άξονα μέχρι να ελαχιστοποιηθεί το σήμα του, οπότε σ' αυτή τη θέση καθορίζεται η διεύθυνση του πομπού. Στη συνέχεια, γίνονται οδεύσεις/τομές κάθετες προς την διεύθυνση διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων όπου το άλλο πηνίο, βρίσκεται τοποθετημένο με τον άξονά του κατακόρυφο και περιστρέφεται γύρω από οριζόντιο άξονα, ο οποίος έχει τη διεύθυνση του πομπού, μέχρι να μηδενιστεί το σήμα του. Τότε μετριέται η γωνία κλίσης (θ) σε διάφορα σημεία των τομών.



Σχ. 3.2.5. Γενική αρχή λειτουργίας VLF, όπου απεικονίζεται ο πομπός, ο δέκτης και μια ζώνη διάρρηξης όπου παράγεται επαγόμενο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Με τον χαρακτηρισμό "The WADI man" είναι ο χειριστής του συγκεκριμένου οργάνου μέτρησης VLF, τύπου WADI της εταιρείας MALA.

3.3 Μαγνητική μέθοδος

Ιστορικά, οι γεωφυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων και εδαφών έχουν παρατηρηθεί από τα αρχαία χρόνια και πιο συγκεκριμένα οι μαγνητικές τους ιδιότητες ήταν αυτές που κίνησαν το ενδιαφέρον στους διάφορους Έλληνες φιλόσοφους της εποχής. Ένας από αυτούς ήταν ο Θαλής (6ος αιώνας π.Χ.) ο οποίος είχε παρατηρήσει την μαγνητική έλξη μεταξύ λίθων, μέσα στις οποίες περιείχαν κρυστάλλους από μαγνητίτες (Blakely, 1995).

Η πρώτη μεγάλη δημοσίευση για τον μαγνητισμό προήλθε από ένα σπουδαίο φυσικό, τον William Gilbert το 1600. Η δημοσίευση είχε τίτλο «De Magnete» στην οποία επισημαίνει το γεγονός της ύπαρξης του μαγνητικού πεδίου, το οποίο πηγάζει από το κέντρο του άξονα της Γης και το παρομοιάζει με αυτό ενός μαγνητισμένου σώματος σε σχήμα σφαίρας, "Magnus magnes ipse est globus terrestris" ("Όλη η γη είναι ένας τεράστιος μαγνήτης").

Εκείνη την περίοδο είχαμε και την πρώτη εφαρμογή της μαγνητικής μεθόδου σε κοιτάσματα σιδήρου, στη Σουηδία το 1630, χρησιμοποιώντας την πυξίδα, η οποία προσανατολιζόταν στη διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου που δημιουργείτο από την μαγνητική επαγωγή, προερχόμενη από το κοίτασμα. Το γεγονός αυτό εγκαθιστά την μαγνητική μέθοδο ως τη πρώτη μέθοδο γεωφυσικής διασκόπησης για την εύρεση κοιτασμάτων και ερμηνεία γεωλογικών φαινομένων (Hanna 1990).

Το μαγνητικό πεδίο είναι προφανώς πεδίο δυνάμεων (Potential Field) όπως και το πεδίο Βαρύτητας. Στην Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, οι μέθοδοι διασκόπησης που στηρίζονται στα δύο αυτά πεδία, εξετάζονται μαζί και συνήθως αναφέρονται με το γενικό όρο "Πεδία Δυνάμεων". Ως πεδίο νοείται ένα σύνολο συναρτήσεων στο χώρο και στο χρόνο και πεδία δυνάμεων είναι τα πεδία που περιγράφουν τις δυνάμεις που δρουν σε κάθε σημείο του χώρου, σε δεδομένη χρονική στιγμή (Blakely 1995).

Τα πεδία δυνάμεων χρησιμοποιούνται κυρίως για την εύρεση και εξερεύνηση γεωλογικών δομών, με τα οποία καταγράφεται το αντίστοιχο φυσικό πεδίο και από αυτό ανιχνεύονται μεταβολές της πυκνότητας ή της μαγνήτισης αντίστοιχα με την μέθοδο που εφαρμόζουμε.

Παράδειγμα εφαρμογής των πεδίων δυνάμεων είναι :

- Στην αναζήτηση υδρογονανθράκων όπου καθορίζουμε τη δομή, το πάχος και τις διαστάσεις των ιζηματογενών πετρωμάτων που περικλείουν το κοιτάσμα.
- Εφαρμογή υφίσταται και στην εύρεση κοιτασμάτων μεταλλικών ορυκτών τα οποία έχουν μαγνητικές ιδιότητες ή στον εντοπισμό δομών με μαγνητικές ιδιότητες, οι οποίες συνυπάρχουν με μη μαγνητικά υλικά οικονομικής σημασίας.
- Επίσης μπορούν να χρησιμοποιηθούν και για εύρεση στόχων ανθρωπογενούς προέλευσης, όπως μεταλλικών σωλήνων.
- Αξιοσημείωτη είναι επίσης και η εφαρμογή της μαγνητικής μεθόδου στην Αρχαιολογία. Η εφαρμογή αυτή έδωσε σημαντική βοήθεια στην εύρεση και καταγραφή αρχαιοτήτων.

Τα δεδομένα που ανακτούμε από τις μετρήσεις, μας δίνουν τη συνολική ανωμαλία που προκαλείται από διάφορες δομές και όχι από τον στόχο τον οποίο αναζητούμε. Αυτό συμβαίνει διότι οι μαγνητικές ανωμαλίες που παρατηρούμε στην επιφάνεια της Γης, οφείλονται κυρίως στα πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα παρά στα ιζηματογενή τα οποία έχουν ασθενή μαγνήτιση.

3.3.1 Θεμελιώδη μαγνητικά μεγέθη

- **Μαγνητικά σώματα** είναι σώματα στα οποία ασκούνται πάνω τους μαγνητικές δυνάμεις μέσα σε μαγνητικό πεδίο όπως για παράδειγμα κάποια στοιχεία και ορυκτά (σίδηρος, νικέλιο, μαγνητίτης κλπ.).
- **Ποσότητα μαγνητισμού P** είναι ένα υποθετικό μέγεθος των πόλων των μαγνητισμένων σωμάτων στα οποία συσσωρεύονται οι μαγνητικές δυνάμεις. Όταν αυτή η ποσότητα είναι θετική τότε ονομάζεται και **βόρεια** ενώ αν είναι αρνητική τότε ονομάζεται και **νότια**.
- **Μαγνητική διαπερατότητα μ** είναι μια σταθερά η οποία εξαρτάται από το υλικό που υπάρχει μεταξύ 2 ποσοτήτων μαγνητισμού P_1 και P_2 . Είναι αδιάστατο μέγεθος (στο σύστημα emu) και στο κενό είναι ίση με την μονάδα και σχεδόν ίση με την μονάδα στον αέρα.

- **Μαγνητική δύναμη F** με βάση το νόμο του Coulomb, είναι το μέτρο της δύναμης μεταξύ δύο σημειακών μαγνητικών ποσοτήτων P_1 και P_2 οι οποίες απέχουν απόσταση μεταξύ τους r και δίνεται από τη σχέση:

$$F = \frac{1}{\mu_0 \mu} \cdot \frac{P_1 P_2}{r^2} \quad (3.3.1)$$

όπου μ_0 είναι σταθερά και έχει τιμή $\mu_0 = 1$ στο emu και $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ V sec/Am στο SI.

- **Ένταση του μαγνητικού πεδίου** είναι ένα διανυσματικό μέγεθος H σε ορισμένο σημείο στο πεδίο και έχει διεύθυνση και φορά της μαγνητικής δύναμης F που ασκείται πάνω σε μαγνητική ποσότητα P η οποία βρίσκεται στο σημείο αυτό με μέτρο ανάλογο του λόγου:

$$H = \frac{F}{P} \quad (3.3.2)$$

έτσι από τις σχέσεις (3.3.1) και (3.3.2) έχουμε:

$$H = \frac{1}{\mu_0 \mu} \cdot \frac{P}{r^2} \quad (3.3.3)$$

- **Μαγνητική ροπή M** ενός μαγνητικού διπόλου, είναι ένα διανυσματικό μέγεθος στο οποίο οι ποσότητες μαγνητισμού $+P_1$ και $-P_2$, απέχουν απόσταση 1 με φορά από τον αρνητικό στον θετικό πόλο και δίνεται από τη σχέση:

$$M = P \cdot 1 \quad (3.3.4)$$

- **Μαγνήτιση J** ενός σώματος, είναι ένα διανυσματικό μέγεθος με διεύθυνση και φορά ίδια με την μαγνητική ροπή:

$$J = \frac{M}{V} \quad (3.3.5)$$

όπου V είναι ο όγκος του σώματος. Όταν τοποθετήσουμε ένα μαγνητικό σώμα σε ένα μη ισχυρό μαγνητικό πεδίο, όπως το γήινο μαγνητικό πεδίο, τότε το



σώμα αποκτάει μαγνήτιση που συνδέεται με την ένταση του μαγνητικού πεδίου:

$$\vec{J} = \kappa \vec{H} \quad (3.3.6)$$

όπου κ είναι η **μαγνητική επιδεκτικότητα** η οποία εξαρτάται από το υλικό του μαγνητισμένου σώματος και συνδέεται με την μαγνητική διαπερατότητα μέσω του τύπου:

$$\mu = 1 + 4\pi\kappa \quad (3.3.7)$$

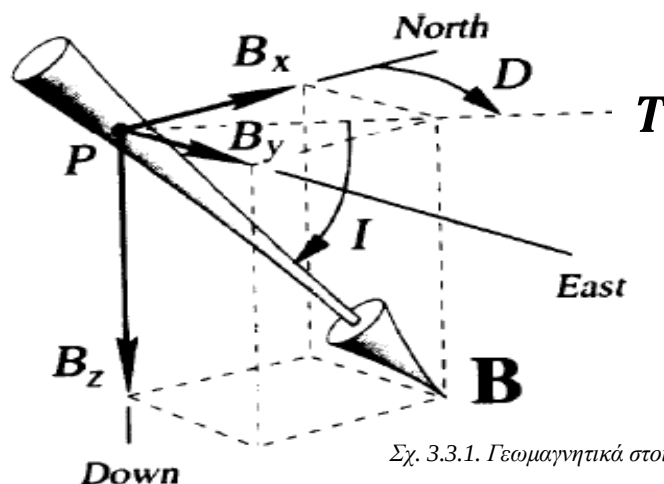
- **Μαγνητική επαγωγή $\vec{B}$** είναι η ολική ένταση από την πρόσθεση μαγνητισμένου σώματος το οποίο εμπεριέχεται σε μαγνητικό πεδίο και από την ένταση $\vec{H}$ του μαγνητικού πεδίου. Την μαγνητική επαγωγή είναι αυτή που μετράμε στη μαγνητική διασκόπηση και ορίζεται ως:

$$\vec{B} = \mu_0 \mu \vec{H} \quad (3.3.8)$$

3.3.2 Γεωμαγνητικά στοιχεία και γεωμαγνητικό πεδίο

Για να μπορούν να καθοριστούν τα γεωμαγνητικά στοιχεία, πρέπει πρώτα να ορίσουμε ένα τρισσορθογώνιο σύστημα συντεταγμένων στο οποίο προσδιορίζουμε το διάνυσμα της έντασης. Το σύστημα έχει διεύθυνση βορρά-νότου τον άξονα $\vec{B}_x$, ανατολής-δύσης τον άξονα $\vec{B}_y$ και τον άξονα $\vec{B}_z$ την κατακόρυφη διεύθυνση, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.1. Έτσι, το επίπεδο $B_P B_Z$ είναι ο **μαγνητικός μεσημβρινός**, ενώ το επίπεδο $B_X P B_Z$ είναι ο **γεωγραφικός μεσημβρινός**.

Η συνιστώσα B η οποία είναι η μαγνητική επαγωγή (ένταση), καθορίζεται από την κατακόρυφη συνιστώσα $\vec{B}_Z$ και από την οριζόντια συνιστώσα T που ορίζεται από μεσημβρινή συνιστώσα $\vec{B}_X$ και από την συνιστώσα $\vec{B}_Y$.



Σχ. 3.3.1. Γεωμαγνητικά στοιχεία (Blakely 1995)

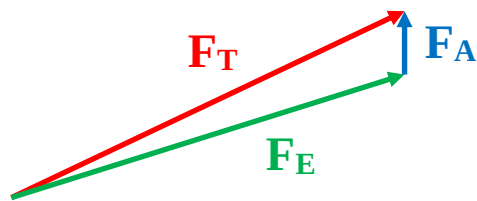
Μέσω αυτών των συνιστωσών, ορίζονται και η **μαγνητική απόκλιση D** και η **μαγνητική έγκλιση I** . Έτσι, μαγνητική απόκλιση είναι η γωνία που σχηματίζει η οριζόντια συνιστώσα T με την μεσημβρινή B_x , ενώ η μαγνητική έγκλιση είναι η γωνία που σχηματίζει η μαγνητική επαγωγή B με την οριζόντια συνιστώσα T .

Μαγνητική επαγωγή ή ολικό γεωμαγνητικό πεδίο F_T , η οποία μετρείται ως ανωμαλία σε μια γεωφυσική διασκόπηση, εξαρτάται από τον τόπο και μεταβάλλεται από περιοχή σε περιοχή και αποτελείται από τρία μέρη:

- **Το κύριο μαγνητικό πεδίο F_E** , το οποίο προέρχεται από διεργασίες στον πυρήνα της Γης, όπου σύμφωνα με τις υπάρχουσες θεωρίες (θεωρία της αυτοδιεγερόμενης ηλεκτρικής γεννήτριας ή υπόθεση δυναμό), το κύριο μαγνητικό πεδίο δημιουργείται από ρεύματα μεταφοράς των αγωγίμων υλικών (μίγμα σιδήρου και νικελίου), τα οποία περιστρέφονται στον υγρό εξωτερικό πυρήνα. Το μαθηματικό μοντέλο του κύριου μαγνητικού πεδίου ονομάζεται IGRF (International Geomagnetic Reference Field) και υπολογίζεται από παρατηρήσεις. Αφαιρώντας το IGRF από τις μετρήσεις παίρνουμε το πεδίο που οφείλεται σε ανωμαλίες που βρίσκονται στον φλοιό της Γης.
- **Το εξωτερικό μαγνητικό πεδίο**, το οποίο έχει παροδικές μεταβολές και σχετίζεται με την ηλιακή δραστηριότητα. Το πεδίο αυτό θεωρείται ότι παράγεται από την αλληλεπίδραση της ιονόσφαιρας με τον ηλιακό άνεμο.

- Το **μαγνητικό πεδίο του φλοιού F_A** , το οποίο οφείλεται στην μαγνήτιση των πετρωμάτων και των ορυκτών του άνω φλοιού. Το τμήμα αυτό του πεδίου περιέχει την επαγόμενη και την παραμένουσα μαγνήτιση των μαγνητικών υλικών του φλοιού.

Έτσι, το ολικό μαγνητικό πεδίο (F_T) είναι το αποτέλεσμα της συμβολής του κύριου μαγνητικού πεδίου (F_E) και του μαγνητικού πεδίου του φλοιού (F_A) σε μια περιοχή έρευνας όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.2.



Σχ. 3.3.2. Κύριες συνιστώσες πεδίων όπου (F_T) είναι το ολικό μαγνητικό πεδίο, (F_A) είναι το μαγνητικό πεδίο του φλοιού και (F_E) είναι το μαγνητικό πεδίο της Γης.

3.3.3 Μαγνητικές ιδιότητες των πετρωμάτων

Η μαγνήτιση των πετρωμάτων οφείλεται κυρίως στην επαγόμενη μαγνήτιση, η οποία σχετίζεται με το Γήινο μαγνητικό πεδίο. Τα υλικά διακρίνονται σε :

- **Διαμαγνητικά**, όπου η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μικρή αρνητική τιμή γιατί η επαγόμενη μαγνήτιση σε αυτά είναι σε διεύθυνση αντίθετη με την ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου. Ο διαμαγνητισμός οφείλεται στη διαδικασία κατά την οποία, αν κατά την κίνηση των ηλεκτρονίων γύρω από τον πυρήνα τους, η οποία δημιουργεί μαγνητική ροπή κάθετη στο επίπεδο της τροχιάς, εφαρμοστεί εξωτερικό μαγνητικό πεδίο, δημιουργείται νέα μαγνητική ροπή αντίθετη με το εξωτερικό πεδίο. Το φαινόμενο αυτό, παρατηρείται σε τυπικά διαμαγνητικά πετρώματα και ορυκτά όπως είναι ο χαλαζίας, το μάρμαρο, ο γραφίτης, το ορυκτό αλάτι, ο ανυδρίτης και ο γύψος.
- **Παραμαγνητικά**, είναι τα υλικά τα οποία η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μικρή αλλά θετική τιμή και έλκονται ελαφρά από μαγνητικό πεδίο. Στα παραμαγνητικά, τα μόρια ή τα άτομα μερικών υλικών έχουν κάποιες μαγνητικές ροπές, οι οποίες κατανέμονται τυχαία και οφείλεται στην ιδιοστροφορμή των ηλεκτρονίων των μη πληρωμένων στοιβάδων. Όταν

εφαρμοστεί εξωτερικό πεδίο, τότε οι μαγνητικές ροπές ευθυγραμμίζονται παράλληλα με το εξωτερικό πεδίο, όμως μειώνονται μέσω της αύξησης της θερμοκρασίας (νόμος Curie-Weiss). Παρατηρείται στα ορυκτά όπως ο Πυροξενίτης, ο Αμφίβολος, ο Βιοτίτης, ο Γρανάτης, κ.α.

- **Σιδηρομαγνητικά**, όπου η μαγνητική επιδεκτικότητα έχει μεγάλες θετικές τιμές. Στο σιδηρομαγνητισμό, τα άτομα έχουν μαγνητική ροπή και η αλληλεπίδραση μεταξύ γειτονικών ατόμων είναι τόσο ισχυρή ώστε οι μαγνητικές ροπές όλων των ατόμων σε μια περιοχή, να παρατάσσονται στην ίδια διεύθυνση ακόμα και στην απουσία εξωτερικού πεδίου. Ο σιδηρομαγνητισμός εξαφανίζεται πάνω από μια θερμοκρασία, γνωστή ως θερμοκρασία Curie. Στον πίνακα 3.2 εμφανίζονται τα κύρια ορυκτά που παρουσιάζουν σιδηρομαγνητισμό.

Ορυκτό	Χημ.τύπος	Susc., SI	Curie Temp.
Μαγνητίτης	Fe ₃ O ₄	3.8-10.0	580°C
Ιλμενίτης	FeTiO ₃	1.7	50-300°C
Πυροτίτης	FeS	1.6	320°C
Μαγκεμίτης	Fe ₂ O ₃	κυμαινόμενη	545-675°C
Αιματίτης	Fe ₂ O ₃	6.9·10 ⁻³	680°C

Πίνακας 3.2. Κύρια σιδηρομαγνητικά ορυκτά με τις θερμοκρασίες Curie και τις επιδεκτικότητες τους (Σταμπολίδης 1999).

Η **παραμένουσα μαγνήτιση (J_R)** είναι μια ιδιότητα ορισμένων σιδηρομαγνητικών ορυκτών τα οποία, κατά την δημιουργία τους, διατήρησαν την διεύθυνση της μαγνήτισης τους από παλαιότερες γεωλογικές εποχές. Πολλές φορές η παραμένουσα μαγνήτιση είναι ισχυρή και μεγαλύτερη από την επαγωγική μαγνήτιση με αποτέλεσμα να διαταράσσει την διεύθυνση και ένταση της μαγνήτισης. Έτσι η σχέση 3.3.6, μετατρέπεται αναλόγως όπως φαίνεται στη σχέση 3.3.9, όπου η τιμή της παραμένουσας μαγνήτισης, συμπεριλαμβάνεται στην ολική μαγνήτιση των πετρωμάτων (H₀: ένταση γεωμαγνητικού πεδίου).

$$\vec{J} = \kappa \vec{H}_0 + \vec{J}_R \quad (3.3.9)$$

3.3.3.1 Ανάστροφη Μαγνήτιση

Η παραμένουσα μαγνήτιση των πετρωμάτων, έχει πολλές φορές διαφορετική διεύθυνση από το σημερινό γεωμαγνητικό πεδίο. Το φαινόμενο αυτό παρουσιάζεται στους χρωμίτες της περιοχής που ερευνήθηκε, στους οποίους η διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου έχει αντίθετη φορά από το επαγόμενο πεδίο.

Η διαφορετική διεύθυνση μπορεί να οφείλεται στην τεκτονική μετακίνηση του πετρώματος μετά τη μαγνήτισή του, είτε να οφείλεται στην διαφορετική ακόμα και αντίστροφη διεύθυνση του γήινου μαγνητικού πεδίου από την σημερινή κατά το χρόνο αποκτήσεως της μαγνήτισης στο πέτρωμα.

Μια άλλη περίπτωση όπου η διεύθυνση της παραμένουσας μαγνήτισης είναι διαφορετική από το γεωμαγνητικό πεδίο, είναι αυτή της **αυτοαντιστροφής** όπου η διεύθυνση είναι αντίρροπη προς αυτή του γήινου μαγνητικού πεδίου (Βουτετάκης 1970).

Έτσι, με βάση τις πιο πάνω περιπτώσεις, **ανάστροφο μαγνήτιση**, έχουμε όταν η διεύθυνση της παραμένουσας μαγνήτισης είναι αντίστροφη σε σχέση με το σημερινό γήινο μαγνητικό πεδίο.

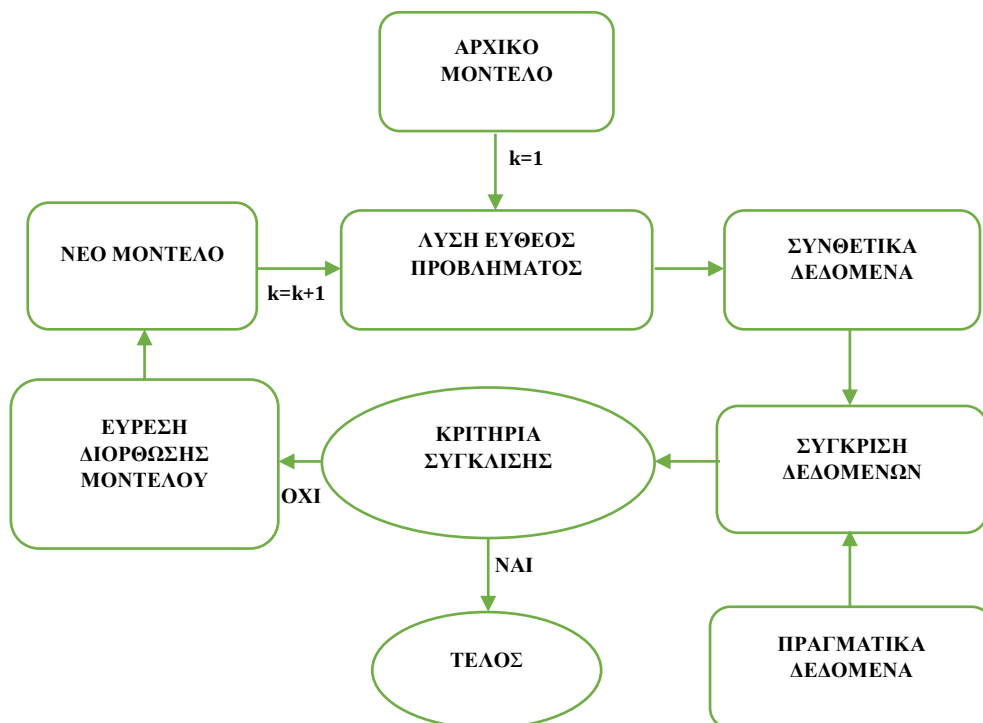
Η περίπτωση ανάστροφης μαγνήτισης που μας ενδιαφέρει στην παρούσα εργασία, είναι αυτή της αυτοαντιστροφής, αφού με βάση τον Βουτετάκη (1970) αυτός είναι ο λόγος που οι χρωμίτες της περιοχής παρουσιάζουν ανάστροφο μαγνήτιση. Η αυτοαντιστροφή, πραγματοποιήθηκε δευτερογενώς λόγω εξαλλοίωσης του μεταλλεύματος από ατμοσφαιρικές επιδράσεις. Συνήθως, στη κρυσταλλική δομή του χρωμίτη, οι μαγνητικές ροπές των ιόντων σιδήρου αλληλοεξουδετερώνονται, όμως λόγω της εξαλλοίωσης όπου απομακρύνεται μερικώς ο τρισθενής σίδηρος (Fe^{3+}) από το κρυσταλλικό πλέγμα (ο οποίος παρουσιάζει μαγνητική ροπή παράλληλη με το γήινο πεδίο), οι μαγνητικές ροπές των εναπομεινάντων στοιχείων του σιδήρου έχουν διεύθυνση αντίθετη με το γήινο μαγνητικό πεδίο παρουσιάζοντας το φαινόμενο της αυτοαντιστροφής. Σπανίως, τα μη αποσπασμένα και μη εξαλλοιωμένα στοιχεία του κοιτάσματος, δεν παρουσιάζουν κάποια σημαντική παραμένουσα μαγνήτιση.

3.4 Θεωρία αντιστροφής

3.4.1 Γενική θεωρία της αντιστροφής

Η θεωρία της αντιστροφής έχει καταστεί ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο στις γεωφυσικές μεθόδους, όπου με την βοήθεια προηγμένων υπολογιστών και αλγορίθμων μπορούμε να έχουμε την βέλτιστη ερμηνεία των δεδομένων που έχουν αποκτηθεί από τις διάφορες γεωφυσικές διασκοπήσεις που εφαρμόζονται.

Γενικά, στην αντιστροφή επιδιώκουμε την εύρεση ενός προτύπου-προσομοιώματος (μοντέλου), το οποίο είναι μια εξιδανικευμένη μαθηματική αντιπροσώπευση τμήματος της Γης. Το μοντέλο αυτό είναι στην πραγματικότητα ένα σύνολο παραμέτρων, δηλαδή αποτελεί ένα φυσικό σύστημα, η συμπεριφορά του οποίου θέλουμε να είναι όσο πιο κοντά γίνεται στις πραγματικές μετρημένες τιμές της γεωφυσικής μεθόδου που εφαρμόζουμε. Οι παράμετροι χαρακτηρίζουν τον τρόπο όπου οι φυσικές ιδιότητες είναι διανεμημένες στο υπέδαφος. Στο σχήμα 3.4.1, παρουσιάζεται ένα γενικό σχεδιάγραμμα της διαδικασίας αντιστροφής.



Σχ. 3.4.1. Διαδικασία αντιστροφής γεωφυσικών δεδομένων

Προκειμένου όμως να μελετήσουμε το τμήμα της Γης που μας ενδιαφέρει, χωρίς να επέμβουμε σ' αυτό, πρέπει να γνωρίζουμε εκ των προτέρων τις συνθήκες και τις παραμέτρους της περιοχής μέσω πραγματικών μετρήσεων.

Η θεωρία αντιστροφής έχει εφαρμογή σε διάφορες γεωφυσικές μεθόδους όπως:

- στις ηλεκτρικές μεθόδους
- στα σεισμικά ανάκλασης και διάθλασης
- στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους
- στα πεδία δυνάμεων (μαγνητική και ηλεκτρική μέθοδος διασκόπησης)

και χωρίζεται σε τρία στάδια:

1. Παραμετροποίηση του συστήματος (parametrization)
2. Επίλυση του αποκαλούμενου «Ευθέος προβλήματος» – κατασκευή προσομοιωμάτων (μοντελοποίηση - Forward Modeling)
3. Βελτιστοποίηση του προσομοιώματος (Αντίστροφη - Inverse Modeling)

Παραμετροποίηση του συστήματος (parametrization)

Με την παραμετροποίηση, καθορίζουμε ένα σύνολο φυσικών μεγεθών τα οποία περιγράφουν το φυσικό σύστημα, όπως για παράδειγμα την υπεδάφια ανομοιογένεια που προκαλεί το ανώμαλο μαγνητικό πεδίο σε μια περιοχή. Αυτό που στην πραγματικότητα κάνει η παραμετροποίηση, είναι ο χωρισμός της γης σε μικρά κελιά μέσα στα οποία προσδίδουμε τιμές – παραμέτρους, όπως είναι η μαγνητική επαγωγή, η παραμένουσα μαγνήτιση, η μαγνητική επιδεκτικότητα, οι αντιστάσεις στην ηλεκτρική μέθοδο, το πάχος των πετρωμάτων κ.α. Έτσι, με αυτές τις παραμέτρους και μέσω της επίλυσης του ευθέος προβλήματος, δημιουργείται ένα προσομοίωμα (μοντέλο), το οποίο προσομοιάζει την υπεδάφια ανομοιογένεια στην περιοχή μελέτης.

Επίλυση Ευθέος προβλήματος – μοντελοποίηση (Forward Modelling)

Το ευθύ πρόβλημα είναι ένα σύνολο από μαθηματικές εξισώσεις, οι οποίες έχουν ως στόχο την δημιουργία ενός μαθηματικού μοντέλου που θα περιγράφει όσο το δυνατόν καλύτερα το φαινόμενο που θα μελετηθεί, βασισμένο σε γεωλογικές και γεωφυσικές πληροφορίες. Έτσι λοιπόν, αν θεωρήσουμε το σύνολο των παραμέτρων του μοντέλου $\mathbf{m}$, οι οποίες προσομοιάζουν και περιγράφουν τη φυσική

πραγματικότητα, καθώς και ένα σύνολο πραγματικών δεδομένων **B**, τότε το ευθύ πρόβλημα έγκειται στην εύρεση ενός τελεστή **G**, ο οποίος όταν θα εφαρμόζεται στο μοντέλο, θα παράγει τα παρατηρούμενα δεδομένα. Δηλαδή μια εξίσωσης της μορφής:

$$\mathbf{B} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (3.18)$$

Αντιστροφή (Inverse Modelling)

Στην αντίστροφη μοντελοποίηση το ζητούμενο είναι ο καθορισμός του συνόλου των παραμέτρων **m** που περιγράφουν το μοντέλο, στο οποίο έδρασε ο τελεστής **G** και παρήγαγε τα δεδομένα αυτά. Έτσι το σύνηθες είναι να έχουμε μέσω κάποιας διαδικασίας μετρήσεων – παρατήρησης ένα σύνολο δεδομένων **B**, από τα οποία να προσπαθούμε να προσδιορίσουμε τις παραμέτρους του μοντέλου. Η διαδικασία με την οποία επιτυγχάνεται αυτός ο προσδιορισμός είναι με την αντιστροφή του πίνακα **G**. Η εξίσωση (3.18) παίρνει την εξής μορφή:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{B} \quad (3.19)$$

Όμως οι τετραγωνικοί πίνακες όπως ο **G**, δεν είναι πάντα αντιστρέψιμοι επειδή συνήθως ο αριθμός των δεδομένων είναι διαφορετικός από τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να μην μπορούμε να πάρουμε μια μοναδική λύση, δηλαδή ένα μοντέλο, αλλά πολλές λύσεις. Μέσω διαδοχικών προσεγγίσεων, μπορούμε να περιορίσουμε αυτές τις λύσεις μέχρι το σύστημα μας να προσεγγίζει την ιδανική λύση (πραγματικά δεδομένα) κάνοντας συνεχείς αντιστροφές του πίνακα **G**.

Συνήθεις μέθοδοι για την επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος είναι:

- η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (Least square) (Lines and Treitel, 1984)
- η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων απόσβεσης (Damped least – square) (Levenberg, 1944; Marquadt, 1963; Franklin, 1970)
- η μέθοδος ιδιζουσών τιμών (Eigenvalues) (Lanczos, 1960; Golub and Reinsh, 1970)
- η μέθοδος της εξομαλυσμένης αντιστροφής (Smoothness constrained) (Tikhonov, 1963; Constable et al, 1987).

3.4.2 Αντιστροφή στις Μαγνητικές Μεθόδους

Σε μια μαγνητική διασκόπηση, προσπαθούμε να αντλήσουμε πληροφορίες για την υπεδάφια γεωλογία με μετρήσεις από την επιφάνεια του εδάφους ή από αέρος. Η ποσότητα που συνήθως μετράμε είναι η ένταση του ολικού μαγνητικού πεδίου (Total Magnetic Intensity, TMI). Η ένταση του μαγνητικού πεδίου εξαρτάται από το βάθος ταφής και το σχήμα των μαγνητικών πηγών αλλά και από άλλες διάφορες παραμέτρους τις οποίες δεν μπορούμε εύκολα να τις διακρίνουμε.

Τα κλασικά μοντέλα αντιστροφής της μαγνητικής επιδεκτικότητας (magnetic susceptibility), θεωρούν ότι η διεύθυνση της μαγνήτισης (διάνυσμα μαγνήτισης M) είναι παράλληλη με το γήινο μαγνητικό πεδίο, δηλαδή έχουμε την παρουσία μόνο επαγόμενης μαγνήτισης, όπως φαίνεται στη σχέση 3.3.6.

Συχνά, η αντιστροφή οδήγησε σε λανθασμένα αποτελέσματα στους γεωφυσικούς υπολογισμούς, λόγω κυρίως της παρουσίας παραμένουσας μαγνήτισης η οποία παρουσιάζει διαφορετική διεύθυνση από την επαγόμενη και ακολούθως, η διεύθυνση της συνολικής μαγνήτισης θα αποκλίνει από την πραγματική (Σχέση 3.3.9). Έτσι, χρειάστηκε να δημιουργηθεί καινούργια μέθοδος αντιστροφής που θα έδινε καλύτερα αποτελέσματα και θα προσδιόριζε την ένταση και την διεύθυνση της μαγνήτισης. Η μέθοδος που αναπτύχθηκε για να λύσει αυτά τα προβλήματα είναι η τεχνική της «Αντιστροφής του Διανύσματος Μαγνήτισης» (Magnetization Vector Inversion - MVI).

3.4.3 Αντιστροφή του Διανύσματος Μαγνήτισης (Magnetic Vector Inversion – MVI)

Σύμφωνα με τους Telford et al. (1990) μπορούμε να θεωρήσουμε ότι οι μαγνητικές ιδιότητες των πηγών μπορούν να αναπαρασταθούν από ένα διάνυσμα μαγνήτισης $\mathbf{M}(\mathbf{r})$, χωρίς να λαμβάνουμε υπόψη αν η πηγή της μαγνήτισης τους προέρχεται από επαγόμενη ή παραμένουσα μαγνήτιση (Σχ. 3.4.2). Έτσι, με βάση τη σχέση 4.3.2,

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}_j) = \nabla \int_V \mathbf{M}(\mathbf{r}) \cdot \nabla \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (4.3.2)$$

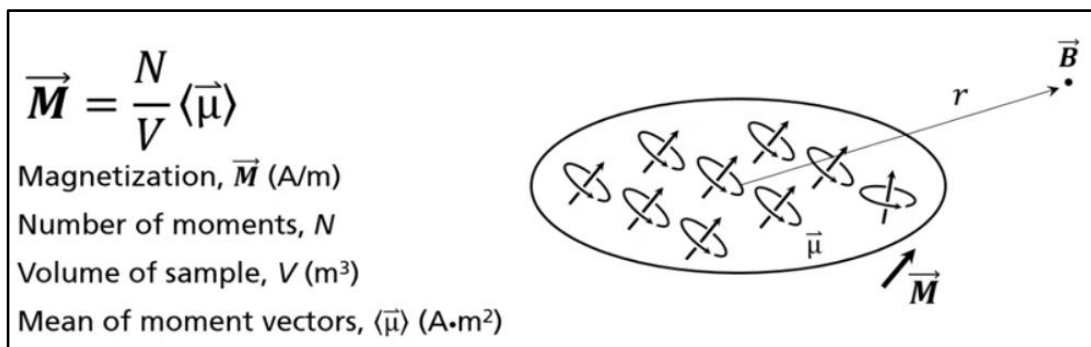
φαίνεται ότι το $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ είναι η φυσική παράμετρος του συστήματος, όπου:

- $\mathbf{M}(\mathbf{r})$ είναι το διάνυσμα μαγνήτισης
- $\mathbf{B}$ είναι το προβλεπόμενο μαγνητικό πεδίο στο σημείο $\mathbf{r}_j$
- V είναι ο χώρος που εντάσσεται το διάνυσμα μαγνήτισης
- $|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|$ είναι η απόσταση μεταξύ ενός σημείου στο μαγνητικό πεδίο και του σημείου όπου θέλουμε να υπολογίσουμε το δυναμικό

Η σχέση 4.3.2 είναι η γενικευμένη συνάρτηση για την λύση του ευθέως προβλήματος, έτσι για να είμαστε πιο ακριβείς, η εξίσωση αυτή μετατρέπεται στην

$$\mathbf{B}_\beta(\mathbf{r}_j) = \sum_{k,a}^{N,3} \mathbf{m}_{k,a} \int_{V_k} \partial_\alpha \partial_\beta \frac{1}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}_j|} d\mathbf{r}^3 \quad (4.3.3)$$

όπου, $\mathbf{m}_k$ ($k=1, \dots, N$) είναι ο όγκος των δεδομένων στα οποία εμπεριέχονται και οι επιδεκτικότητες αν θέλουμε να κάνουμε με αυτές αντιστροφή (Lelièvre 2005), $\mathbf{r}_j$ ($j=1, \dots, M$) είναι τα σημεία στο μαγνητικό πεδίο και $\mathbf{a}$ είναι το σύστημα συντεταγμένων.



Σχ. 3.4.2. Το διάνυσμα της μαγνήτισης σώματος ως άθροισμα μαγνητισμένων στοιχειωδών περιοχών (Telford et al. 1990).

Για λόγους ευκολίας, η σχέση 4.3.3 απλοποιείται ως :

$$\mathbf{B} = \mathbf{G} \mathbf{m} \quad (4.3.4)$$

Όπως έχει αναφερθεί, μετά την λύση του ευθέος προβλήματος πραγματοποιείται η αντιστροφή ώστε να προσδιορίσουμε το μοντέλο $\mathbf{m}$. Η σχέση 4.3.4 μετατρέπεται ως:

$$\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1} \mathbf{B} \quad (4.3.5)$$

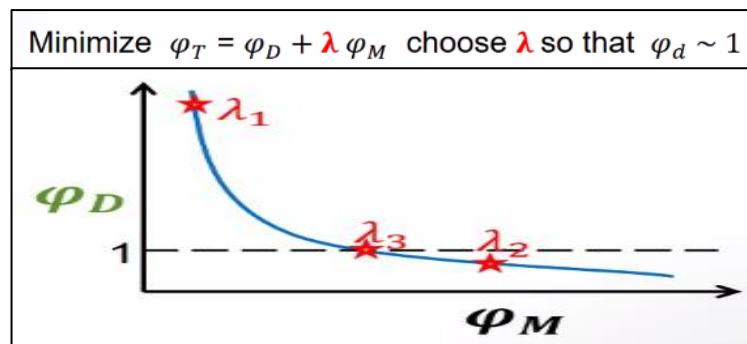
Πιο αναλυτικά η εξίσωση της αντιστροφής λύνεται χρησιμοποιώντας τη «κανονικοποίηση Tikhonov» (Tikhonov and Arsenin 1977). Έτσι, η σχέση 4.3.5 μετατρέπεται ως:

$$\min \varphi_T(\mathbf{m}) = \varphi_D(\mathbf{m}) + \lambda \varphi_M(\mathbf{m}) \quad \lambda: \varphi_D = \varphi_D^* \quad (4.3.6)$$

$$\Rightarrow \varphi_D(\mathbf{m}) = \sum_{i=1,N} \left(\frac{\mathbf{G}_i \mathbf{m} - (\mathbf{d}_i^{obs} - \mathbf{d}_i^{trend})}{\delta \mathbf{d}_i} \right)^2$$

$$\Rightarrow \varphi_M(\mathbf{m}) = W(\mathbf{m} - \mathbf{m}^{ref}) \quad (4.3.7)$$

Η σχέση (4.3.7), προσδιορίζει το μοντέλο ελαχιστοποιώντας την συνάρτηση φ_T η οποία αποτελείται από τη εξίσωση των δεδομένων φ_D και από την εξίσωση του μοντέλου φ_M χρησιμοποιώντας στην εξίσωση τη παράμετρο κανονικοποίησης Tikhonov λ .



Σχ. 3.4.3. Κανονικοποίηση Tikhonov and Arsenin (1977)

Στις εξισώσεις των δεδομένων Φ_D και του μοντέλου Φ_M , μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε βοηθητικές παραμέτρους ώστε να μπορέσουμε να προσεγγίσουμε τη πραγματική φυσική κατάσταση της περιοχής.

Για να λύσουμε την εξίσωση των δεδομένων Φ_D , διαλέξαμε την μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων με σφάλματα, με την οποία εκθέτουμε τις βοηθητικές παραμέτρους που σχετίζονται με σφάλματα d_i^{trend} ώστε να αφαιρεθούν από τα δεδομένα, αλλά και επίσης το σφάλμα δd_i να ορισθεί σε κάθε σημείο των δεδομένων.

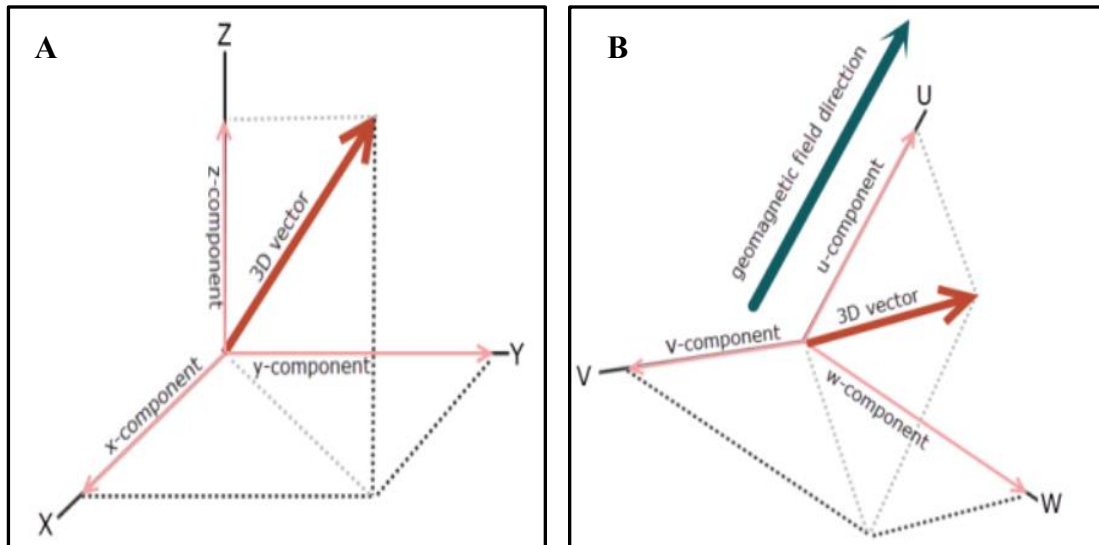
Τώρα στην εξίσωση που μας προσδιορίζει το μοντέλο Φ_M , αυτό που κάναμε είναι να εφαρμόσουμε ένα ρυθμιστή W ο οποίος θα πολλαπλασιάζεται με τη διαφορά του αποτελέσματος της αντιστροφής m με το αρχικό μοντέλο m^{ref} . Ο ρυθμιστής αυτός μπορεί να είναι απλά μια νόρμα όπως η «L2 norm» ή μπορεί να εμπεριέχει ρυθμιστές εξομάλυνσης (Lagrangian multiplier) ή οποιεσδήποτε άλλες βοηθητικές μεθόδους που μας χρησιμεύουν ώστε να προσεγγίσουμε την πραγματικότητα.

3.4.3.1 Κύριες συνιστώσες από την αντιστροφή της μεθόδου MVI

Η αντιστροφή (MVI), πραγματοποιείται σε κάθε κελί του χώρου όπου παράγονται τρεις τιμές σημαντικών βαθμωτών πεδίων, χρήσιμων για την ερμηνεία της αντιστροφής του διανύσματος μαγνήτισης (Ellis et al. 2012). Οι τιμές αυτές, προσδιορίζουν την μαγνήτιση και την διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου της περιοχής. Αυτές είναι:

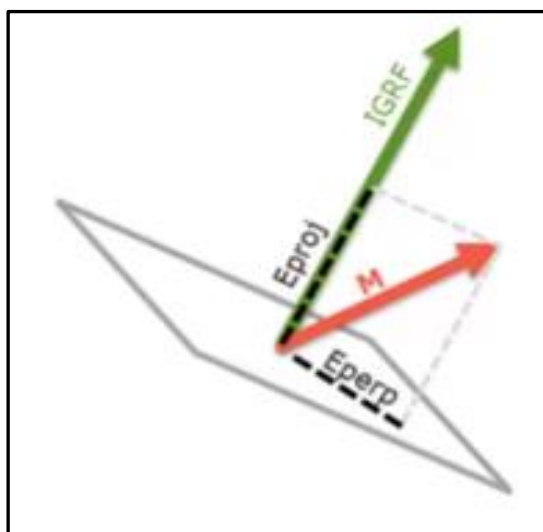
1. **Η συνιστώσα του διανύσματος μαγνήτισης M κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (amplitude of the perpendicular to earth field components of the magnetization – Eperp)**, και είναι πάντα θετική. Ακόμη, είναι κατά προσέγγιση δείκτης της μαγνήτισης σε διαφορετική διεύθυνση από το σημερινό επαγόμενο γήινο μαγνητικό πεδίο (Σχ. 3.4.4-B ‘V/W-component’ και Σχ. 3.4.5).
2. **Η συνιστώσα του διανύσματος μαγνήτισης M στην διεύθυνση του γήινου μαγνητικού πεδίου (Earth Field projection of the magnetization - Eproj)**, και μπορεί να είναι είτε θετική είτε αρνητική (Σχ. 3.4.4.-B ‘U-component’ και Σχ. 3.4.5).

3. Το πλάτος του διανύσματος μαγνήτισης (amplitude of the magnetization – **Ampl_mag**), η οποία είναι το ολικό άθροισμα από το **Eperp** και το **Eproj**. Είναι πάντα θετική και διαιρείται με την ένταση του γήινου μαγνητικού πεδίου (**H_E**) ώστε να είναι συγκρίσιμη με τα αποτελέσματα της αντιστροφής ως προς την επιδεκτικότητα. Επίσης, θεωρείται ανεπηρέαστη από τα χαρακτηριστικά του γήινου μαγνητικού πεδίου.



Σχ. 3.4.4. **A**: Διάνυσμα μαγνήτισης σε καρτεσιανές συντεταγμένες.

B: Διάνυσμα μαγνήτισης σε ανεστραμμένες συντεταγμένες, όπου ο W άξονας έχει θετικές τιμές στην κατεύθυνση της έγκλισης και απόκλισης του γήινου μαγνητικού πεδίου (Oasis Montaj online help for MVI).



Σχ. 3.4.5. **Eperp** και **Eproj** συνιστώσες.

$$E_{perp} = \sqrt{V^2 + W^2} \geq 0$$

$$E_{proj} = \pm U$$

(Oasis Montaj online help for MVI)

4.1 Δεδομένα Ηλεκτρικής Τομογραφίας

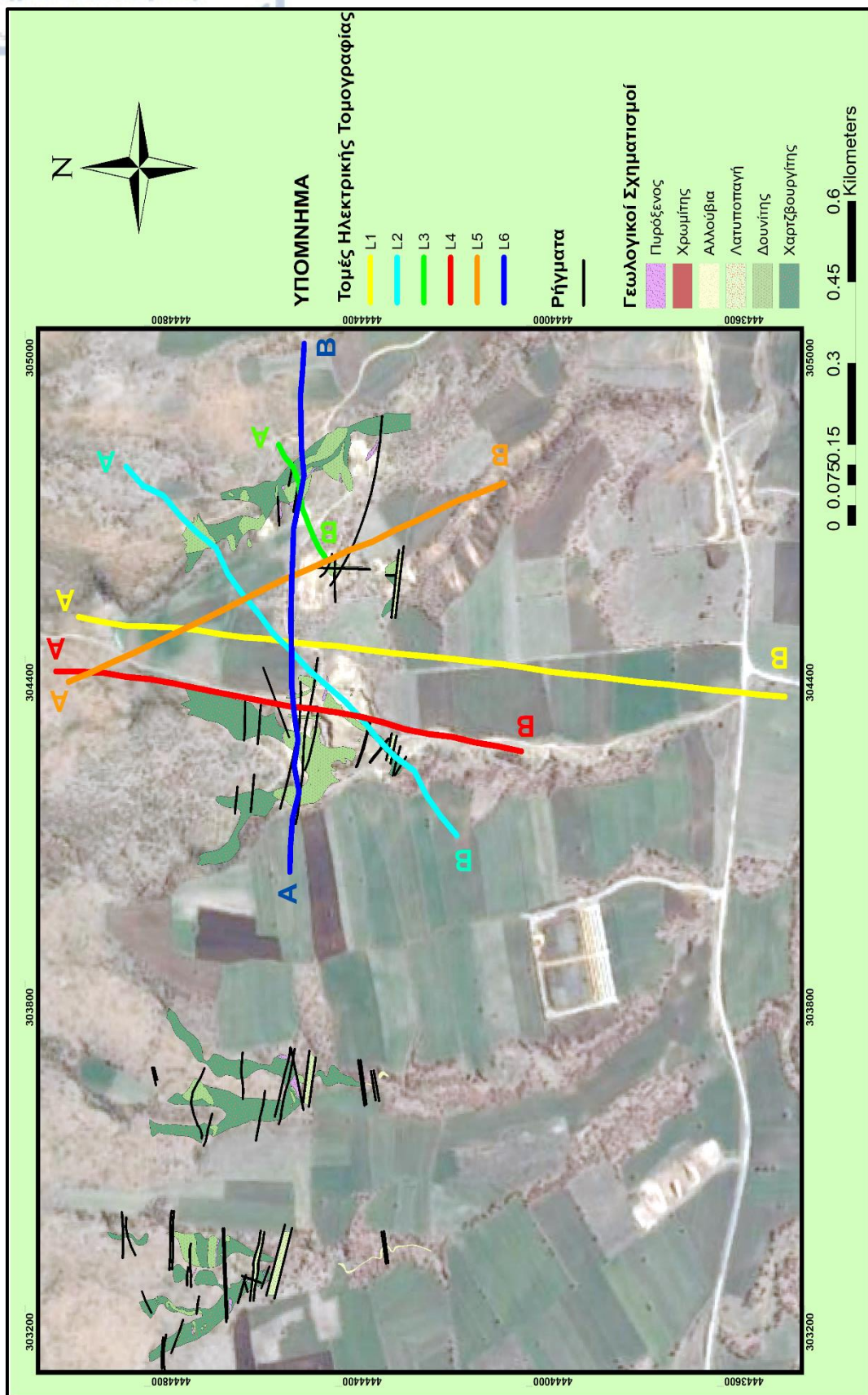
Η λήψη των ηλεκτρικών δεδομένων, έλαβε χώρα στην κεντρική περιοχή του Ριζό. Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση των μετρήσεών μας, είναι το πολυκάναλο όργανο μέτρησης ειδικής αντίστασης SYSCAL (Εικ. 4.1.1) της εταιρείας IRIS Instruments. Πραγματοποιήθηκαν συνολικά 6 τομογραφίες όπως φαίνεται στην εικόνα 4.1.2. Οι διατάξεις που χρησιμοποιήθηκαν ήταν η διπόλου-διπόλου (dipole-dipole) λόγω πολύ καλής διακριτικής ικανότητας στις πλευρικές μεταβολές και η multigradient λόγω πολύ καλής ευκρίνειας των αποτελεσμάτων σε πιο επιφανειακούς σχηματισμούς. Τα χαρακτηριστικά της κάθε τομογραφίας παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα 4.1.

Τομές	Μήκος (m)	Διεύθυνση	Αριθμός Ηλεκτροδίων	Απόσταση ανάμεσα στα ηλεκτρόδια (m)
L1	1500	B - N	31	50
L2	100	BA - ΝΔ	21	50
L3	230	BA - ΝΔ	24	10
L4	1000	B - N	21	50
L5	1000	ΒΔ - ΝΑ	21	50
L6	1000	A - Δ	21	50

Πίνακας 4.1. Χαρακτηριστικά των ηλεκτρικών τομογραφιών



Εικ. 4.1.1 Όργανο μέτρησης ειδικής αντίστασης SYSCAL της εταιρείας IRIS Instruments

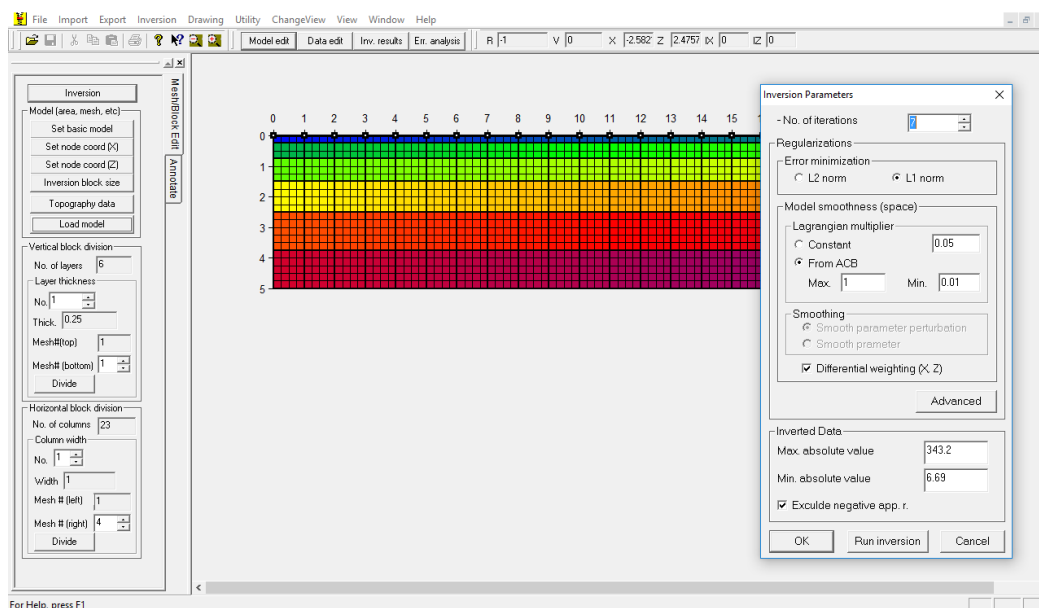


Εικ. 4.1.2. Χάρτης τοποθεσίας ηλεκτρικών τομογραφιών στην κεντρική περιοχή Ριζό

4.1.1 Επεξεργασία Ηλεκτρικών Δεδομένων

Η αρχική επεξεργασία, πραγματοποιήθηκε στο πρόγραμμα Prosys II της εταιρίας IRIS Instruments όπου και έγινε η διόρθωση και το φιλτράρισμα των δεδομένων. Με αυτό το λογισμικό, μπορούμε να αφαιρέσουμε ακραίες και αρνητικές τιμές και ακολούθως να γίνει η χαρτογράφηση των δεδομένων με την μορφή ψευδοτομών. Μετά την αρχική επεξεργασία, τα δεδομένα εξάγονται σε συγκεκριμένη μορφή αρχείων, ώστε να είναι κατάλληλα για την εισαγωγή τους σε λογισμικό αντιστροφής.

Το λογισμικό αντιστροφής (Εικ.4.1.3) ονομάζεται DC_2DPro (Kim 2010) το οποίο χρησιμοποιεί την μέθοδο Occam για μη γραμμική δισδιάστατη αντιστροφή αλλά και τη μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων την οποία επαναλαμβάνει ώστε να πραγματοποιηθεί η επίλυση του ευθέος προβλήματος.



Εικ. 4.1.3. Λογισμικό DC_2DPro (Kim 2010)

4.1.2 Αποτελέσματα και ερμηνεία

Κατά την επεξεργασία των δεδομένων, οι παραγόμενες τομογραφίες από τις διπόλου-διπόλου και Multigradient, συνδυάστηκαν ώστε να προκύψει μια ενοποιημένη τομογραφία των δύο διατάξεων για κάθε μια τομή με στόχο την βέλτιστη εικόνα ως προς τις πλευρικές μεταβολές των ηλεκτρικών αντιστάσεων αλλά και την ευκρίνεια των πιο επιφανειακών σωμάτων.

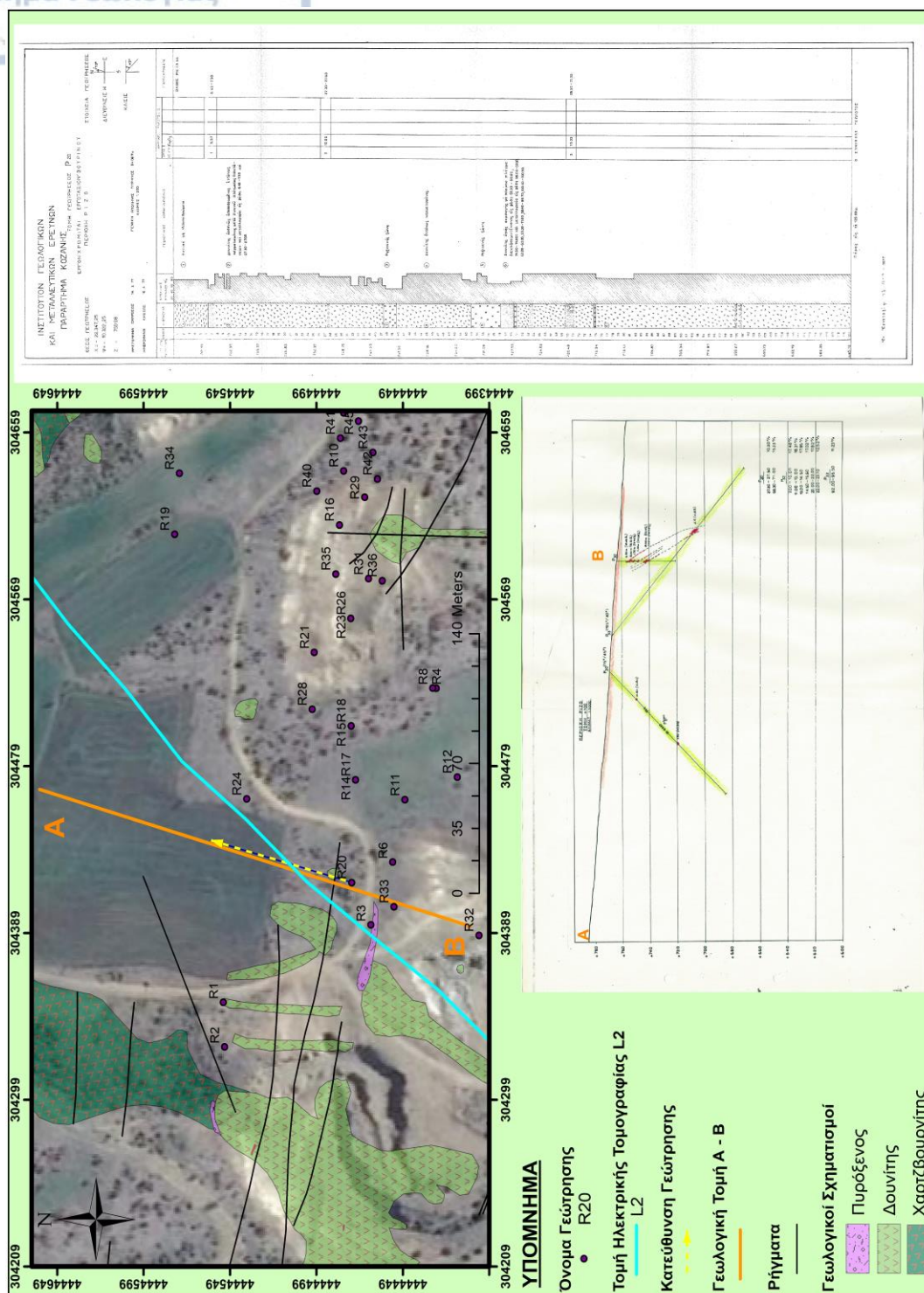
Γενικά, η προβολή των τομογραφιών, παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις και μεγάλες διαφορές των ηλεκτρικών αντιστάσεων στο υπέδαφος. Οι μεγάλες αντιστάσεις, φθάνουν έως και 50 000 Ohm.m όπου σύμφωνα με την γεωλογία της περιοχής, οφείλονται στα συμπαγή οφιολιθικά πετρώματα της περιοχής (Εικ. 4.1.4). Οι χαμηλές αντιστάσεις παρουσιάζουν τιμές 3 Ohm.m, που πιθανότατα να οφείλονται σε αργιλοαμμώδη ιζήματα και συμφωνούν με την έκθεση της Κα Γαρυφαλιάς Κωνσταντοπούλου (Konstantopoulou 1993) η οποία αναφέρει την ύπαρξη αλλουβίων που καλύπτουν την περιοχή.

Οι απότομες αλλαγές των αντιστάσεων, ίσως να οφείλονται σε ρήγματα όπως φαίνονται με στικτή γραμμή στις εικόνες των ηλεκτρικών τομογραφιών. Παράδειγμα αυτού του φαινομένου, παρουσιάζεται στις τομογραφίες L1 και L2 (Εικ. 4.1.5 και 4.1.6), όπου παρατηρείται μια απότομη αλλαγή των αντιστάσεων. Σ' αυτές τις τομογραφίες, εμφανίζεται στα αριστερά των σχημάτων, ένα μεγάλο αντιστατικό συμπαγές σώμα και στα δεξιά πολύ χαμηλές αντιστάσεις οι οποίες πιθανό να είναι οι αργιλοαμμώδεις αποθέσεις μέσα σε λεκάνη. Η δημιουργία αυτής της λεκάνης οφείλεται πιθανά σε κάποιο ρήγμα, το οποίο βύθισε τη δεξιά πλευρά, πληρώνοντάς την με αυτό το υλικό.

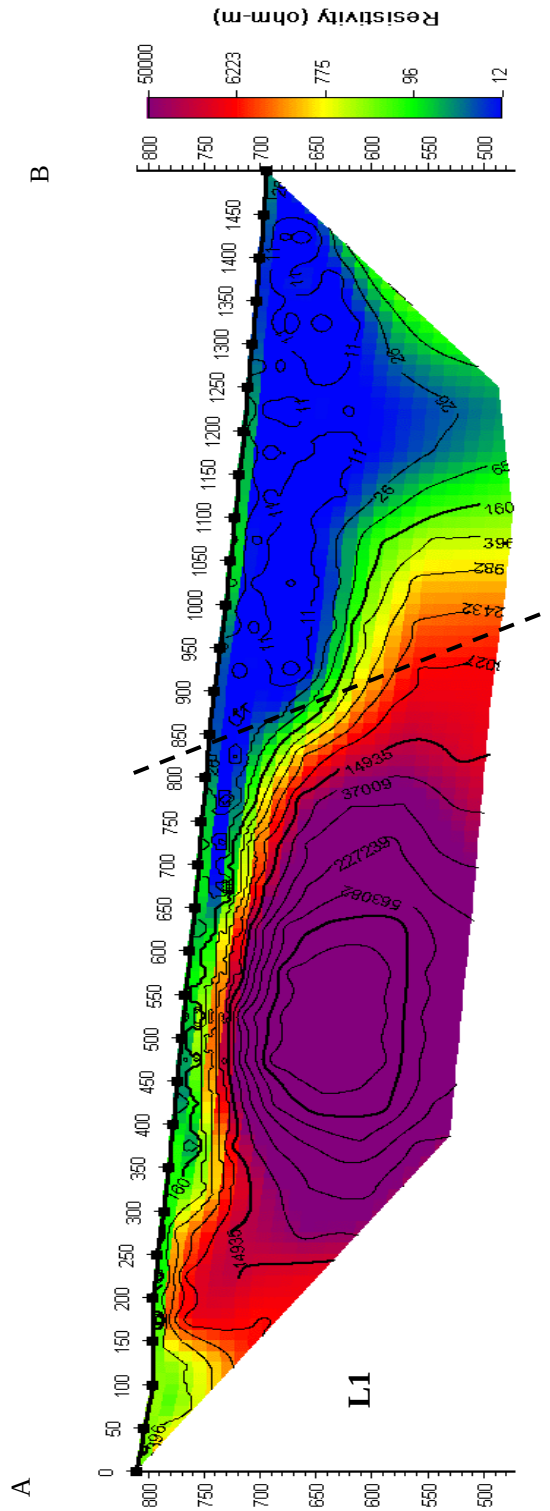
Η ύπαρξη του ρήγματος σε αυτές τις τομογραφίες επιβεβαιώνεται επίσης από προϋπάρχουσες γεωτρήσεις και γεωλογικές τομές όπως φαίνεται στην εικόνα 4.1.4 όπου παρουσιάζονται:

- Ο γεωλογικός χάρτης της περιοχής με το σημείο της γεώτρησης, την γεωλογική τομή και την ηλεκτρική τομογραφία L2
- Το σκαρίφημα της γεωλογικής τομής με τις θέσεις των γεωτρήσεων
- Η γεωλογική στήλη της γεώτρησης R20

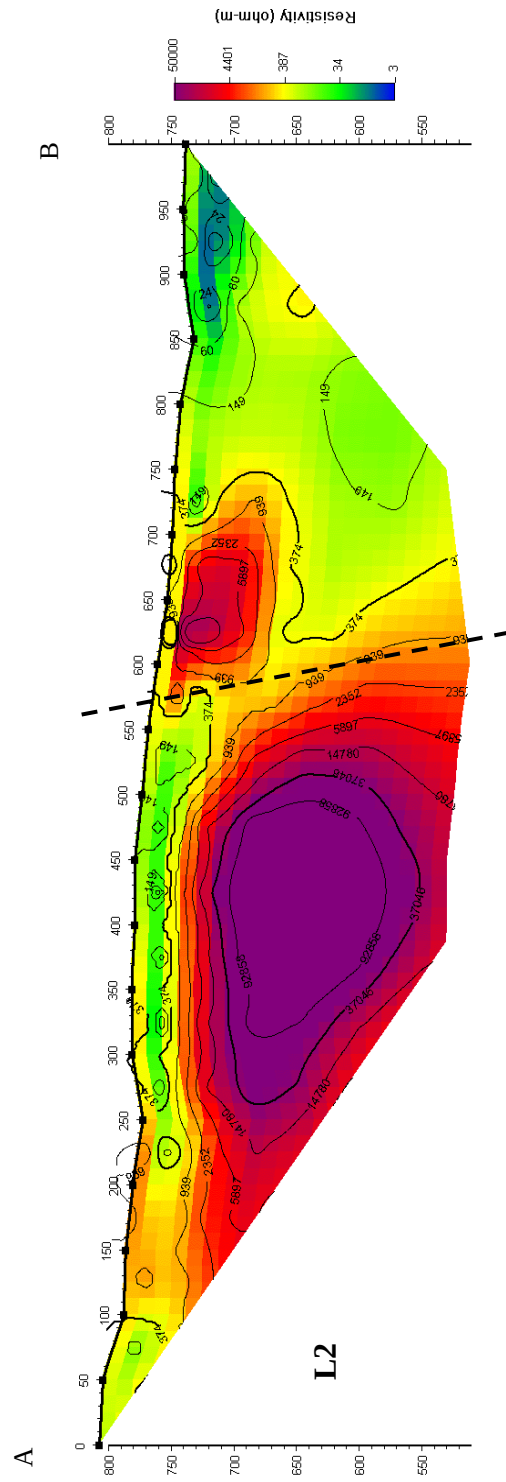
Στη συνέχεια, στα σχήματα 4.1.7 έως 4.1.10 παρουσιάζονται οι συνδυασμένες τομογραφίες διπόλου-διπόλου και Multigradient.



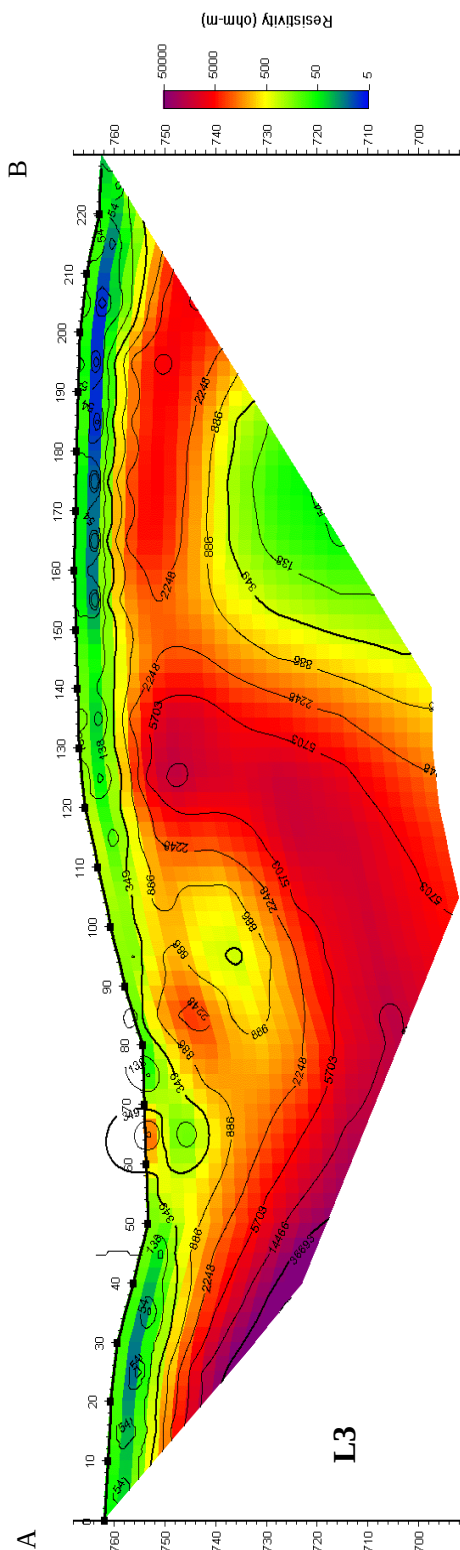
Εικ. 4.1.4. Παρουσιάζεται γεωλογικός χάρτης ενός τμήματος της περιοχής. Επί αυτού έχουν σχεδιαστεί γεωλογική τομή, γεώτρηση και η ηλεκτρική τομή L2. Επίσης παρουσιάζεται το σκαρίφημα της γεωλογικής τομής αλλά και η γεωλογική στήλη της γεώτρησης R20. Σ' αυτή την εικόνα, αποδεικνύεται η ύπαρξη ρήγματος το οποίο έχει εντοπιστεί στην ηλεκτρική τομογραφία L2.



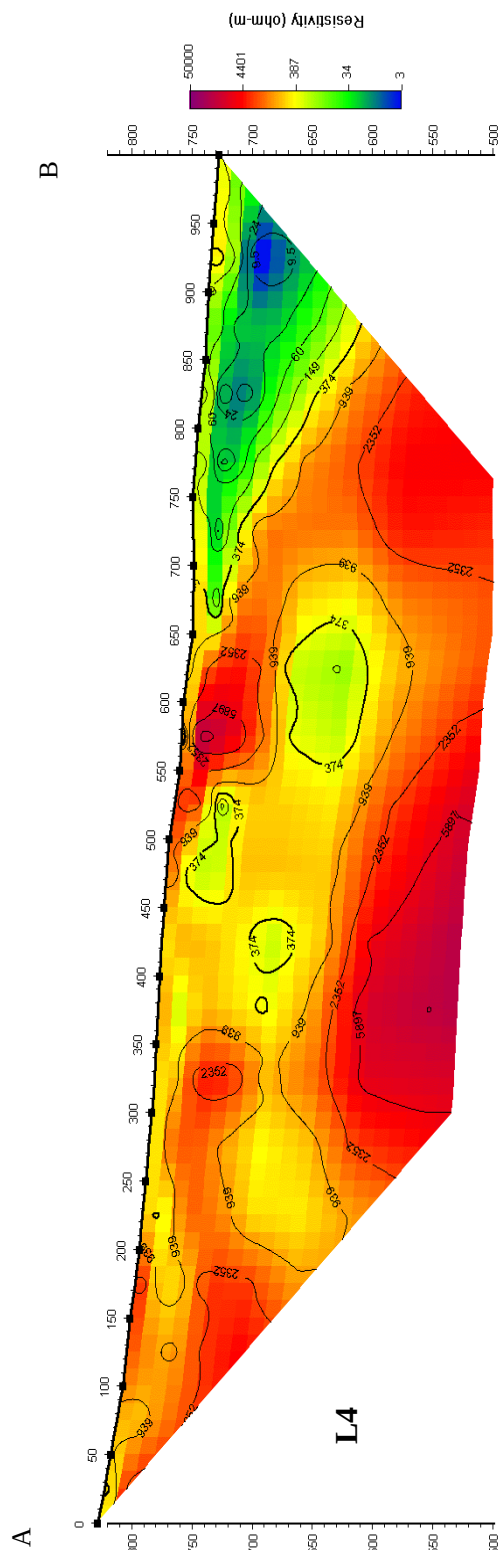
Εικ. 4.1.5. Ηλεκτρική τομογραφία L1



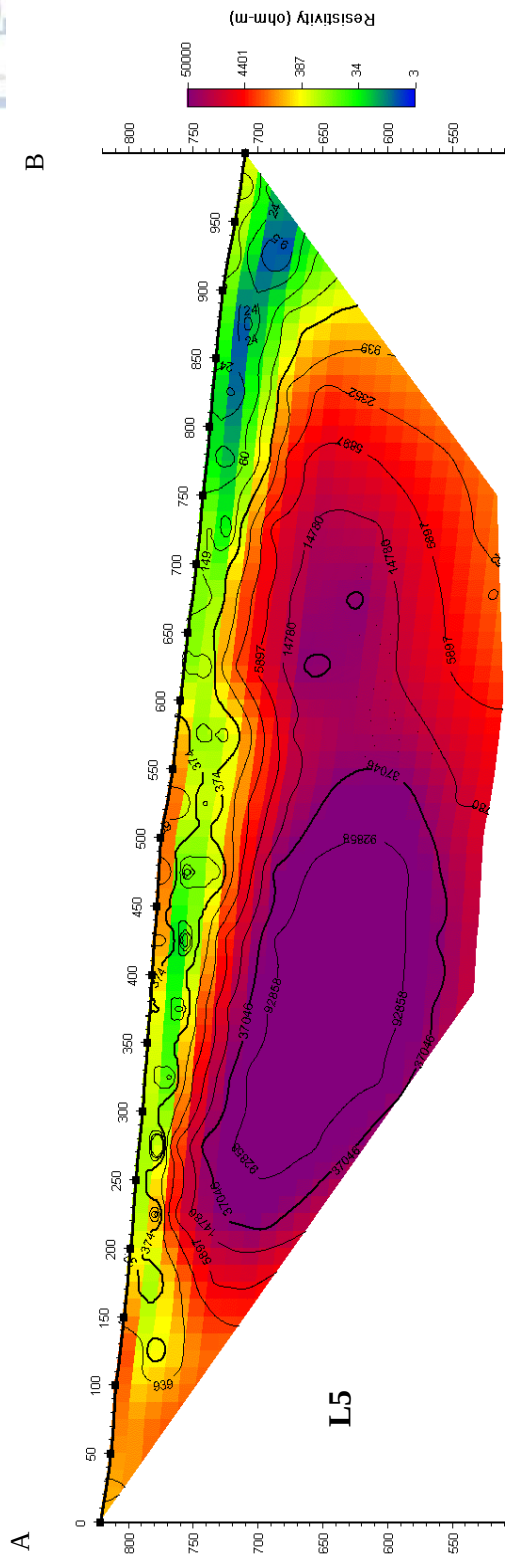
Εικ. 4.1.6. Ηλεκτρική τομογραφία L2



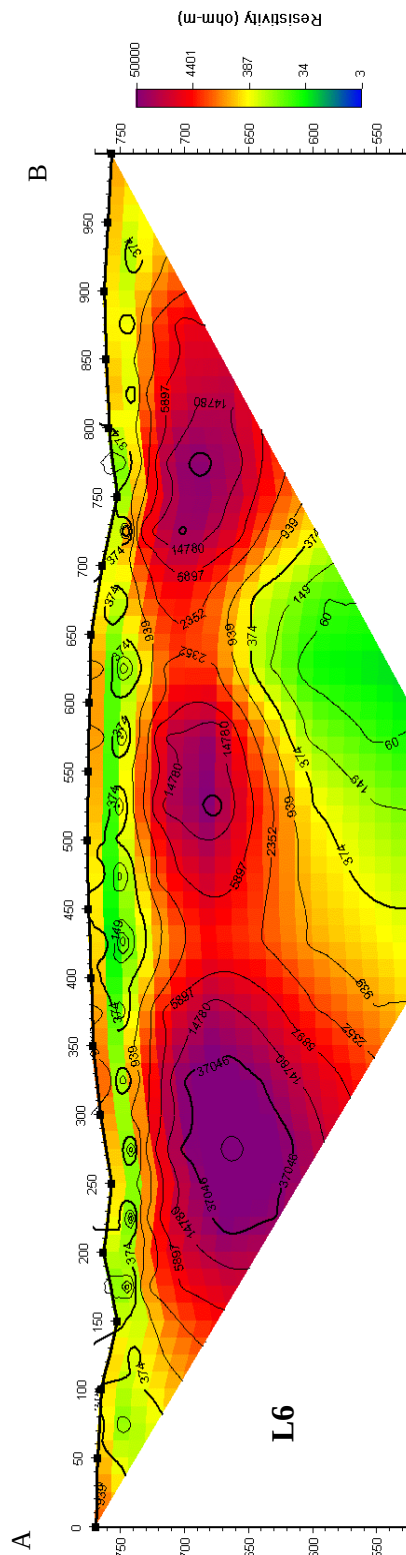
Εικ. 4.1.7. Ηλεκτρική τομογραφία L3



Εικ. 4.1.8. Ηλεκτρική τομογραφία L4



Εικ. 4.1.9. Ηλεκτρική τομογραφία L5



Εικ. 4.1.10. Ηλεκτρική τομογραφία L6

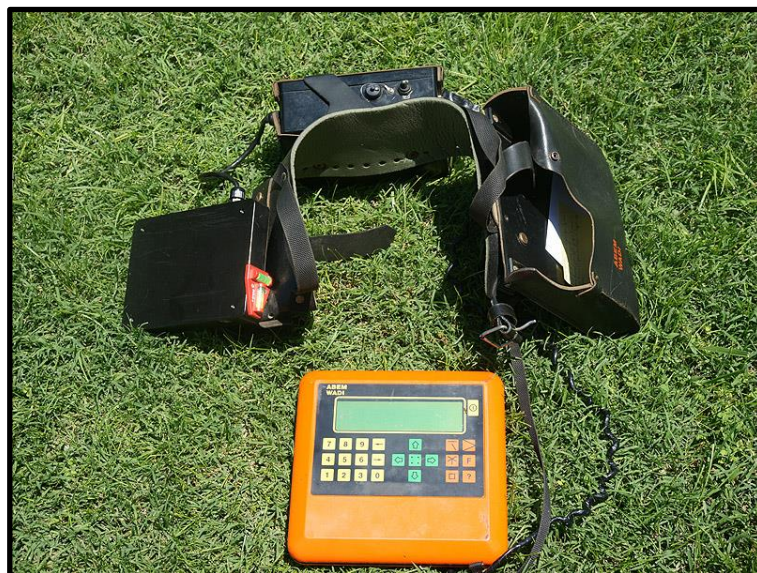
4.2 Δεδομένα Ηλεκτρομαγνητικής Διασκόπησης - VLF

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε, ονομάζεται WADI της εταιρείας ABEM (Εικ.

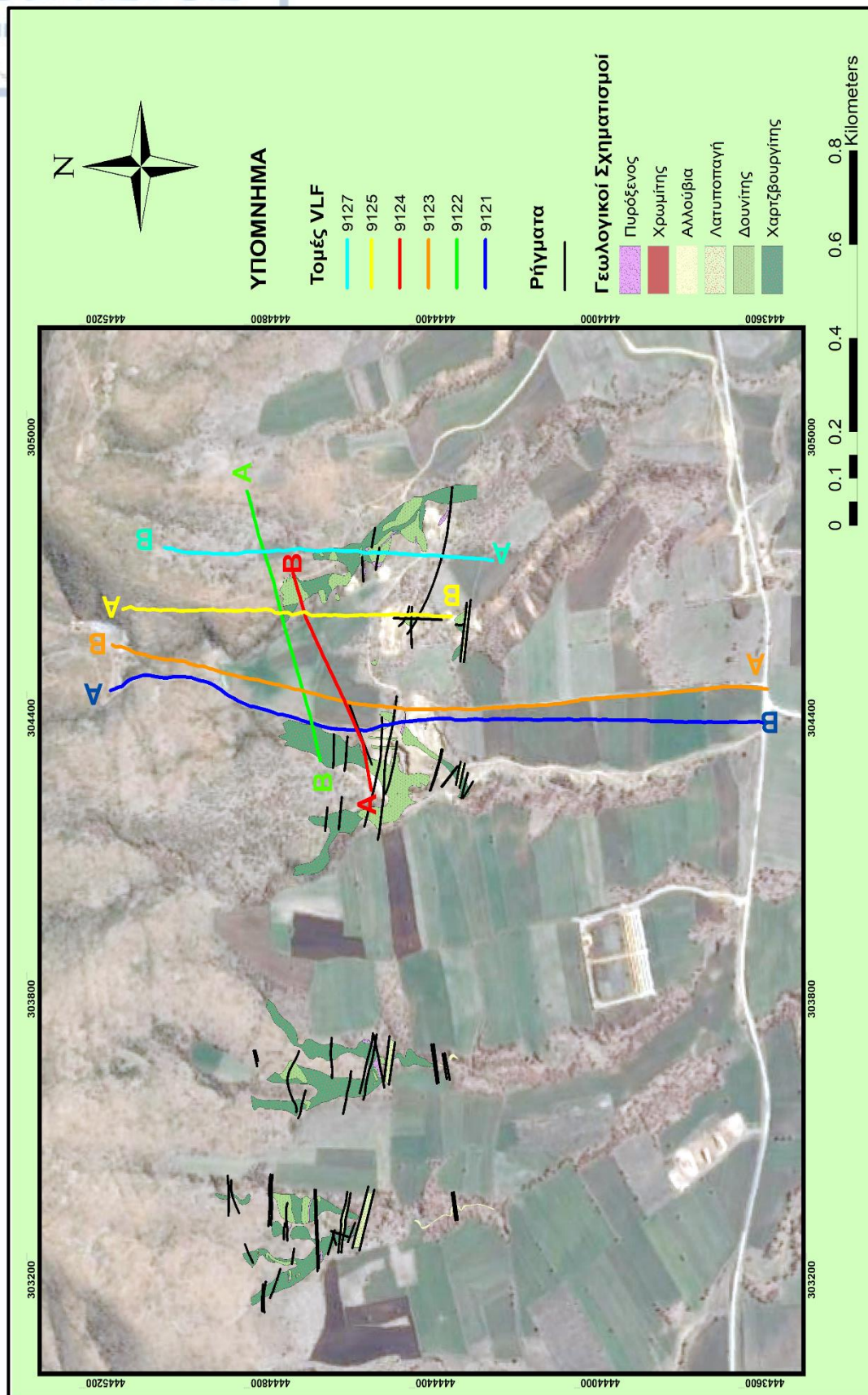
4.2.1) και λειτουργεί στις συχνότητες 15-30 kHz. Οι ηλεκτρομαγνητικές μετρήσεις VLF, όπως και οι ηλεκτρικές, εκτελέστηκαν στην κεντρική περιοχή του Ριζό με 6 τομές (Εικ. 4.2.2). Τα χαρακτηριστικά της κάθε τομής παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα 4.2.1.

Κωδικός Τομής	Μήκος (m)	Διεύθυνση	Αριθμός Μετρήσεων	Απόσταση ανάμεσα στις μετρήσεις (m)
9121	1600	B - N	161	10
9122	600	BA - ΝΔ	61	10
9123	1600	B - N	160	10
9124	500	BA - ΝΔ	51	10
9125	800	B - N	81	10
9127	800	B - N	81	10

Πίνακας 4.2.1. Χαρακτηριστικά των 6 τομών VLF



Εικ. 4.2.1. Όργανο μέτρησης VLF της εταιρείας ABEM



Εικ. 4.1.2. Χάρτης τοποθεσίας τομών VLF στην κεντρική περιοχή Ριζό

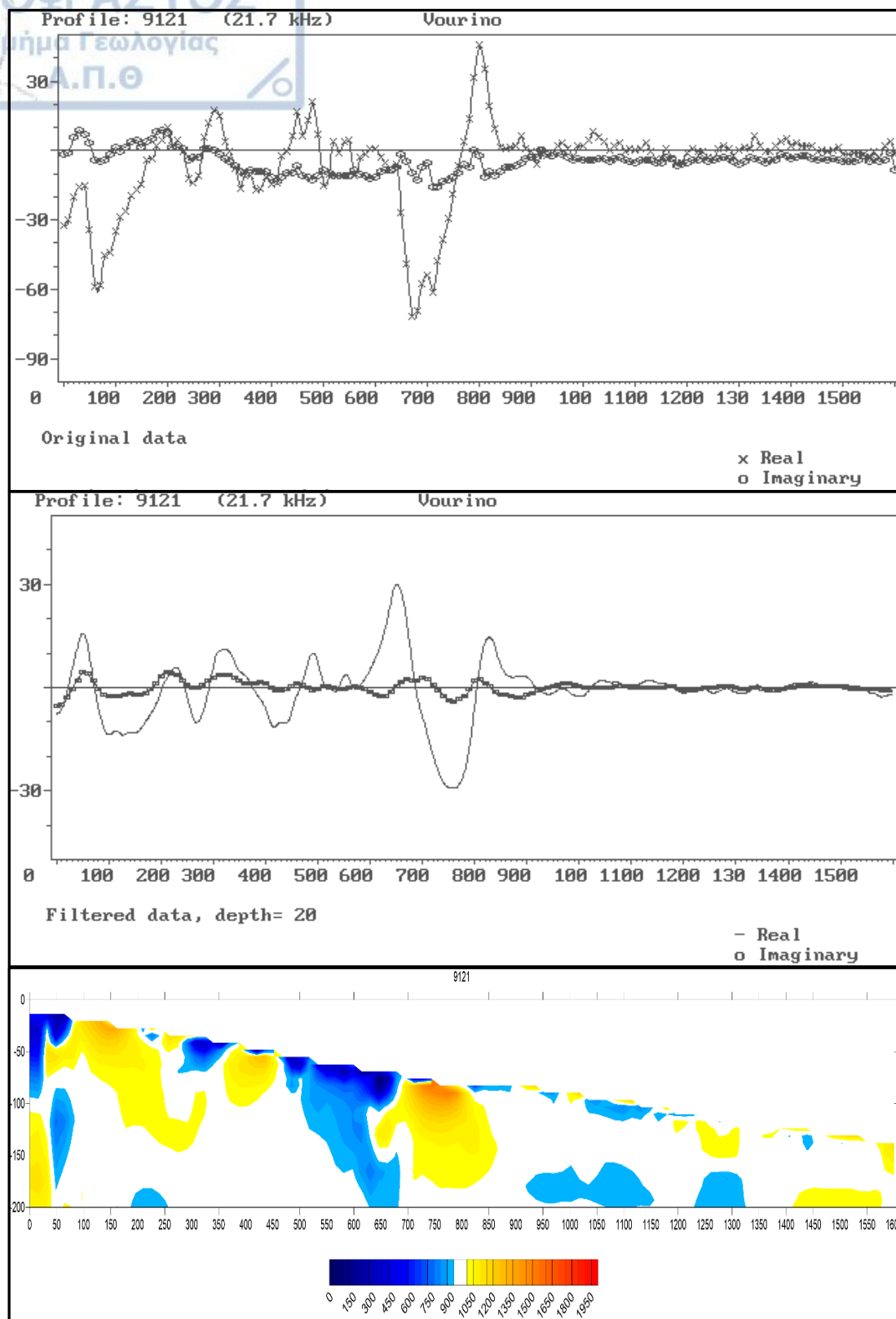
4.2.1 Επεξεργασία Ηλεκτρομαγνητικών Δεδομένων

Μετά από την εκτέλεση των μετρήσεων, πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία των ηλεκτρομαγνητικών δεδομένων. Για την επεξεργασία, απαιτείται η δημιουργία κατάλληλων αρχείων, τα οποία στην συνέχεια επεξεργάζονται σε περιβάλλον Ms-Dos. Έτσι παράγονται οι πρωτογενείς μετρήσεις ανά όδευση, οι φιλτραρισμένες τιμές μετά την εφαρμογή του φίλτρου Fraser καθώς και το αποτέλεσμα της αντιστροφής σε τιμές ηλεκτρικών αντιστάσεων όπως αυτό προκύπτει από την εκτέλεση του αλγορίθμου «Inv2DVLF» του Monteiro (2006) και του λογισμικού Surfer της εταιρείας Golden Software Inc.

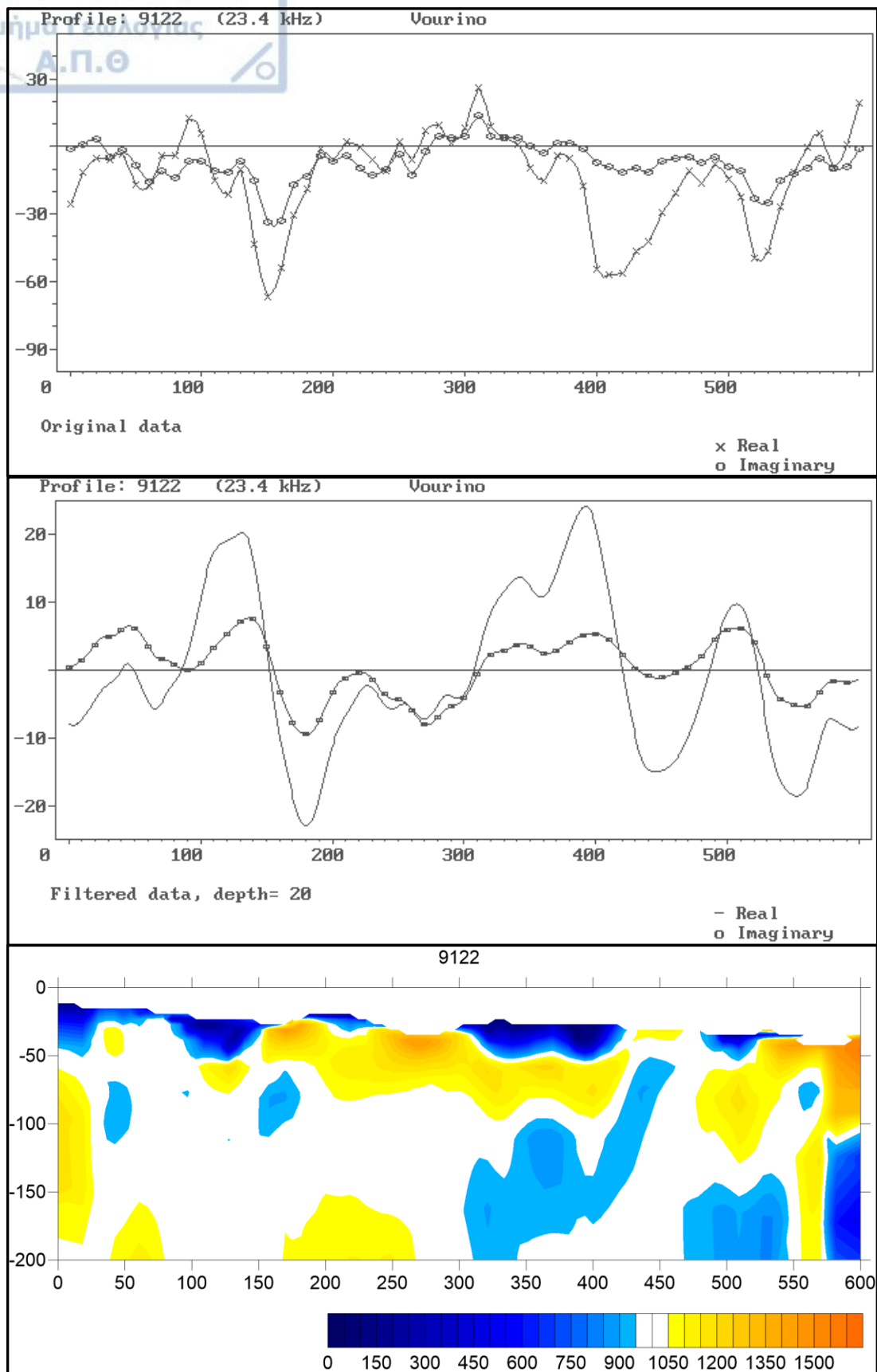
4.2.2 Αποτελέσματα και ερμηνεία

Στις εικόνες 4.1.3 έως 4.1.8 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου VLF. Παρουσιάζονται δε με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές κατανομής ειδικής αντίστασης που παράγονται από την αντιστροφή.

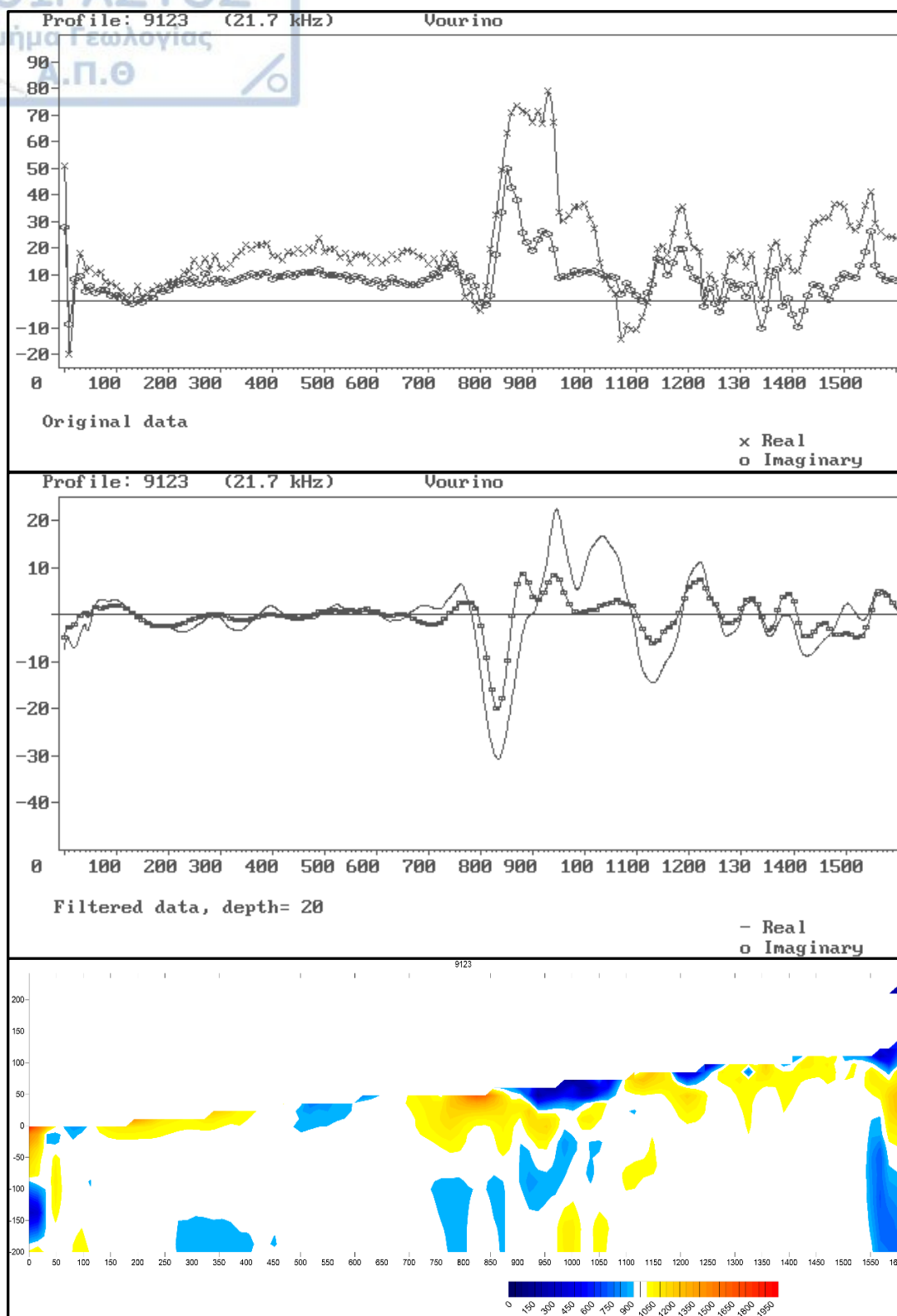
Γενικά, αυτό που παρατηρείται είναι οι εναλλαγές των υπερβασικών πετρωμάτων (λευκά και θερμά χρώματα) με παρουσία αγωγίμων ζωνών που ερμηνεύονται ως ρηξιγενείς ζώνες με πιθανή υδροφορία ή εξαλλοιωμένες ζώνες.



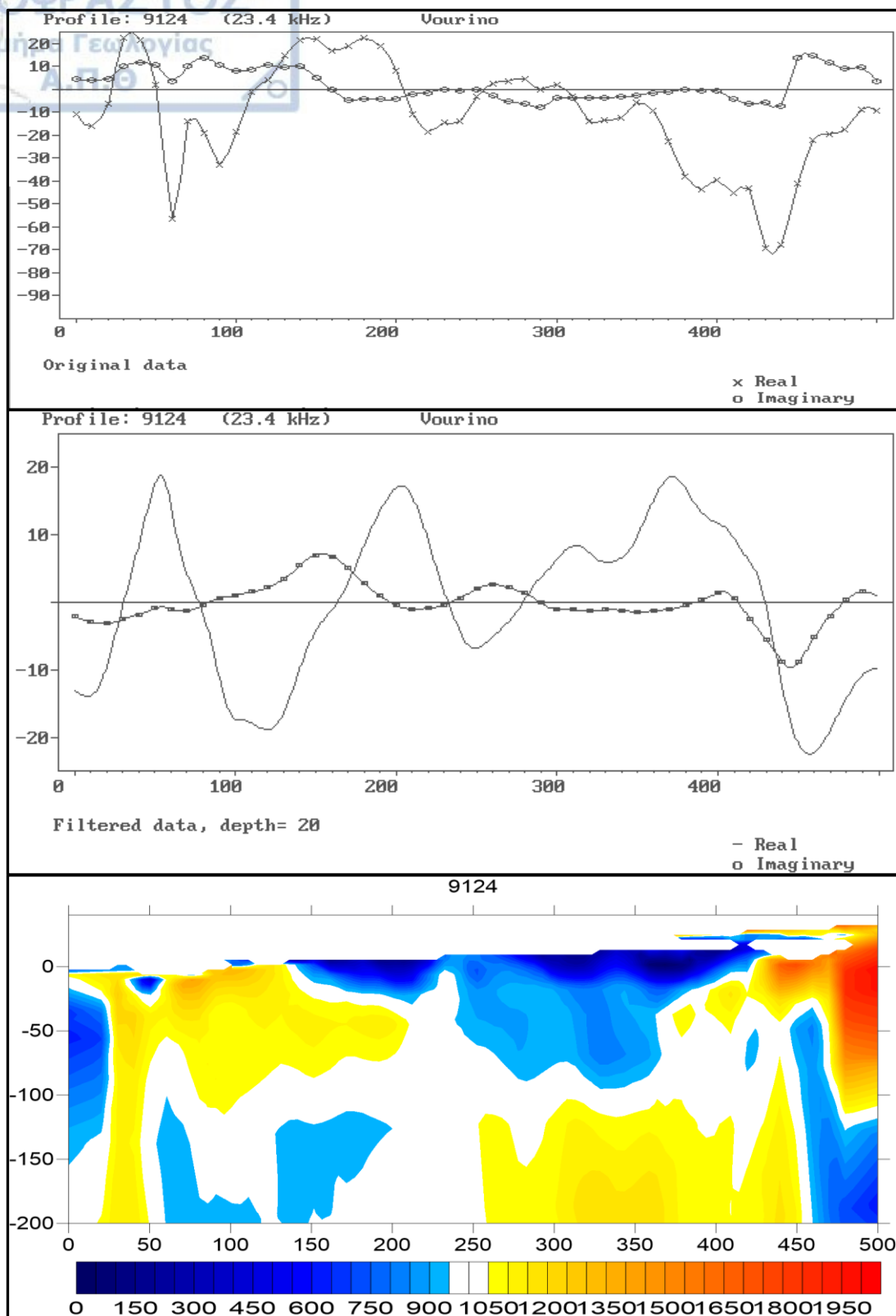
Εικ. 4.1.3. Τομή 9121. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



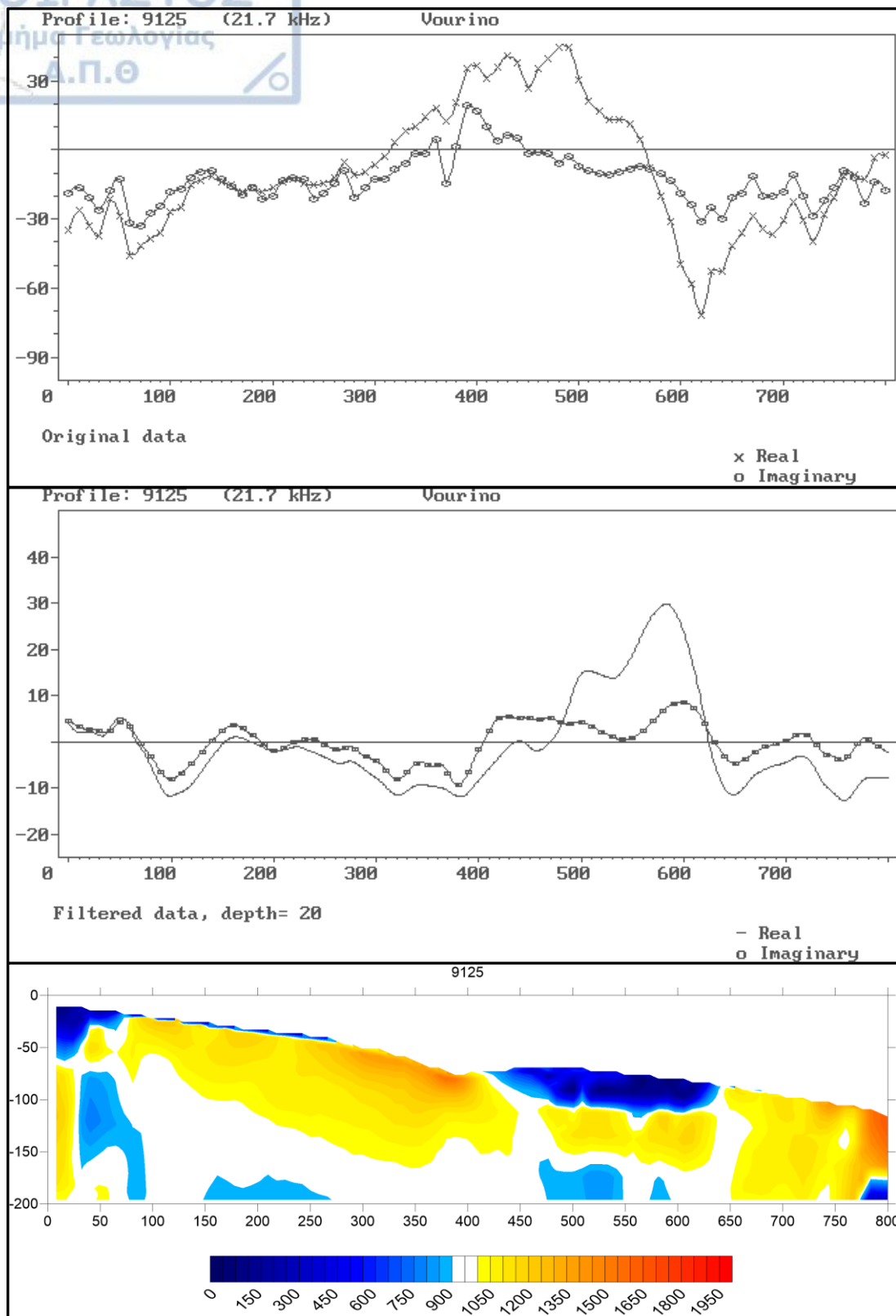
Εικ. 4.1.4. Τομή 9122. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



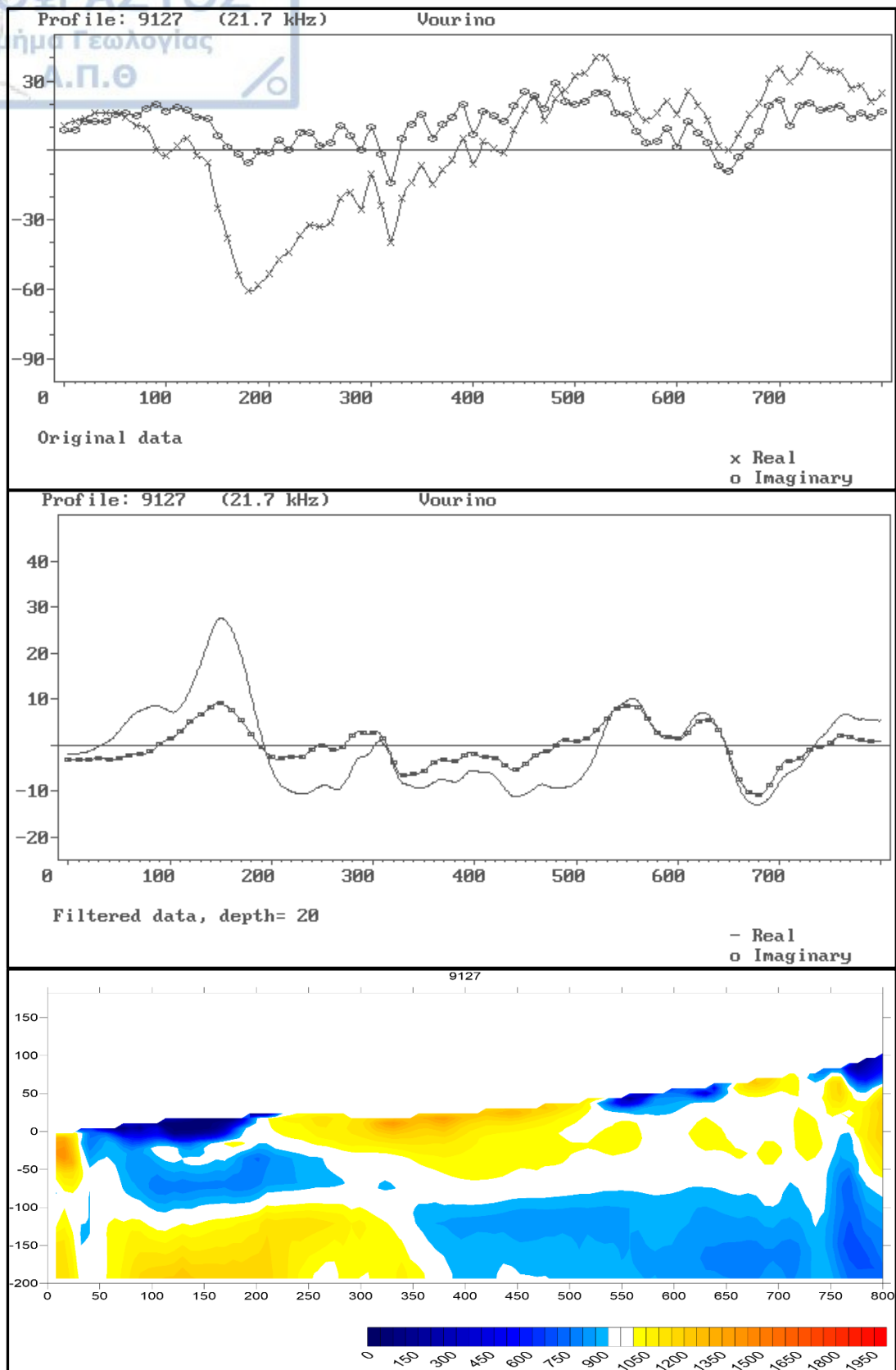
Εικ. 4.1.5. Τομή 9123. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



Εικ. 4.1.6. Τομή 9124. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



Εικ. 4.1.7. Τομή 9125. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



Εικ. 4.1.3. Τομή 9121. Παρουσιάζονται με σειρά για κάθε όδευση, οι πρωτογενείς μετρήσεις, οι φιλτραρισμένες τιμές και οι τομές των ηλεκτρικών αντιστάσεων.

4.3 Δεδομένα Μαγνητικής Διασκόπησης

Για την εκτέλεση των μαγνητικών μετρήσεων, χρειάστηκαν αρκετές μέρες στην ύπαιθρο εντός του διαστήματος 10/12/2016 έως 28/02/2017.

Όπως έχω προαναφέρει και στο κεφάλαιο της εισαγωγής, τα δεδομένα πάρθηκαν με μαγνητόμετρο καισίου της εταιρείας Geometrics (Εικ. 4.3.1) όπου πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις ολικού πεδίου (Total Field), με παράλληλες οδεύσεις Βορρά – Νότου οι οποίες είχαν απόσταση περίπου 50 m η μια απ' την άλλη. Ελήφθησαν επίσης μερικές γραμμές δεσίματος (tie - lines) κάθετα στο αρχικό δίκτυο. Το ύψος του οργάνου ήταν στα 2 m από την επιφάνεια του εδάφους και το μέσο υψόμετρο ήταν περίπου στα 750 m. Επίσης, κατά την διάρκεια των οδεύσεων, παίρναμε ταυτόχρονα συντεταγμένες κάθε 50 m με τη βοήθεια ενός GPS, έτσι ώστε να πάρουμε την βέλτιστη ακρίβεια. Ακόμη, χρησιμοποιήθηκε μαγνητικός σταθμός βάσης (Εικ. 4.3.3) ώστε να καταγράψει τις ημερήσιες μεταβολές του γήινου μαγνητικού πεδίου.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε η αξιολόγηση και η ερμηνεία της μαγνητικής διασκόπησης μέσω του προγράμματος Oasis montaj Viewer της εταιρείας GEOSOFT όπου για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν τα ακόλουθα γεωμαγνητικά στοιχεία :

- Ένταση Γεωμαγνητικού Πεδίου (Field Strength) = 46543nT
- Έγκλιση (Inclination) = 56.92°
- Απόκλιση (Declination) = 4.3°

Η επεξεργασία ξεκινάει με διόρθωση της χρονικής μεταβολής του γήινου μαγνητικού πεδίου (Diurnal correction). Έπειτα αφαιρέθηκε από τα δεδομένα, το γήινο μαγνητικό πεδίο, το οποίο προκύπτει από η μαθηματική εξίσωση (International Geomagnetic Reference Field – IGRF) και στη συνέχεια, αφαιρούμε τις περιφερειακές τάσεις πεδίου (Regional Trend Field).

Η ερμηνεία πραγματοποιείται στην υπολειμματική ανωμαλία (Residual Field), η οποία αντιπροσωπεύει τοπικές διαφορές των μαγνητικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων της περιοχής.



Εικ. 4.3.1. Μαγνητόμετρο Kaiσίου της εταιρίας Geometrics



Εικ. 4.3.2 – 4.3.3. Φωτογραφίες από τη περιοχή Ριζό. Αριστερά είναι το μαγνητόμετρο όδευσης και δεξιά ο μαγνητικός σταθμός βάσης

4.3.1 Διορθώσεις στα σφάλματα των μετρήσεων

Τα δεδομένα ολικού πεδίου (Εικ. 4.3.1.1), τα οποία αποκτούμε από την μαγνητική διασκόπηση, εμπεριέχουν σφάλματα, στα οποία πρέπει να γίνουν οι διορθώσεις ώστε να έχουμε αξιόπιστα αποτελέσματα.

Συνήθως τα σφάλματα είναι χρονικές μεταβολές του μαγνητικού πεδίου, όπου σύμφωνα με τους Telford et al. (1990) υπάρχουν τέσσερις πηγές χρονικών μεταβολών:

1. Ο ενδεκαετής κύκλος, που συνδέεται με δράση των ηλιακών κηλίδων.
2. Οι ηλιακές ημερήσιες μεταβολές με περίοδο 24 ώρες και διακύμανση στο πλάτος τους μέχρι 30 nT, οι οποίες μεταβάλλονται με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή και ρυθμίζονται από την δράση του ηλιακού ανέμου στα ιονοσφαιρικά ρεύματα.

3. Σεληνιακές μεταβολές με περίοδο 25 ωρών και πλάτος 2 nT, οι οποίες μεταβάλλονται κυκλικά καθ' όλη την διάρκεια του σεληνιακού μήνα και φαίνεται να σχετίζονται με την αλληλεπίδραση Σελήνης - ιονόσφαιρας.

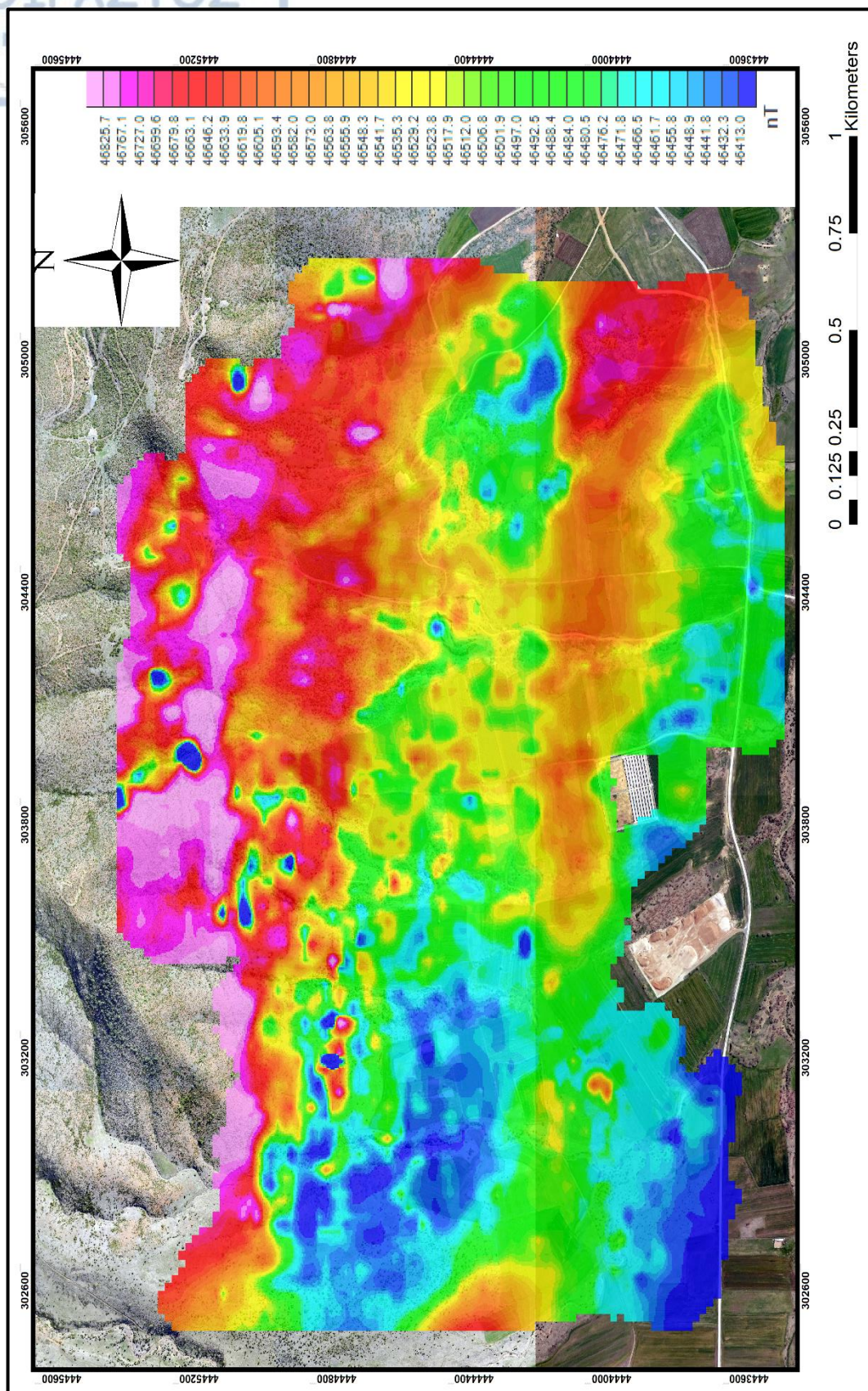
4. Μαγνητικές καταιγίδες, οι οποίες σχετίζονται με το Σέλας, είναι προσωρινές διαταραχές με πλάτος που φτάνει τα 1000 nT στα περισσότερα γεωγραφικά πλάτη, ενώ παίρνει ακόμη μεγαλύτερες τιμές στους πόλους. Παρότι ασταθής, συνήθως εμφανίζονται με περίοδο 27 ημερών και συνδέονται με δράση παροδικών ηλιακών κηλίδων.

Οι τρεις πρώτες χωροχρονικές μεταβολές του γήινου μαγνητικού πεδίου δεν επηρεάζουν σημαντικά τις μετρήσεις, ενώ η τέταρτη κατηγορία είναι η πιο σημαντική γιατί οι παροδικές μαγνητικές καταιγίδες μπορούν να προκαλέσουν μεταβολές στο μαγνητικό πεδίο, οι οποίες δεν μεταβάλλονται ομαλά με τον χρόνο. Έτσι κατά τη διαδικασία διόρθωσης των συστηματικών σφαλμάτων, οι μαγνητικές καταιγίδες οδηγούν σε λανθασμένες διορθώσεις.

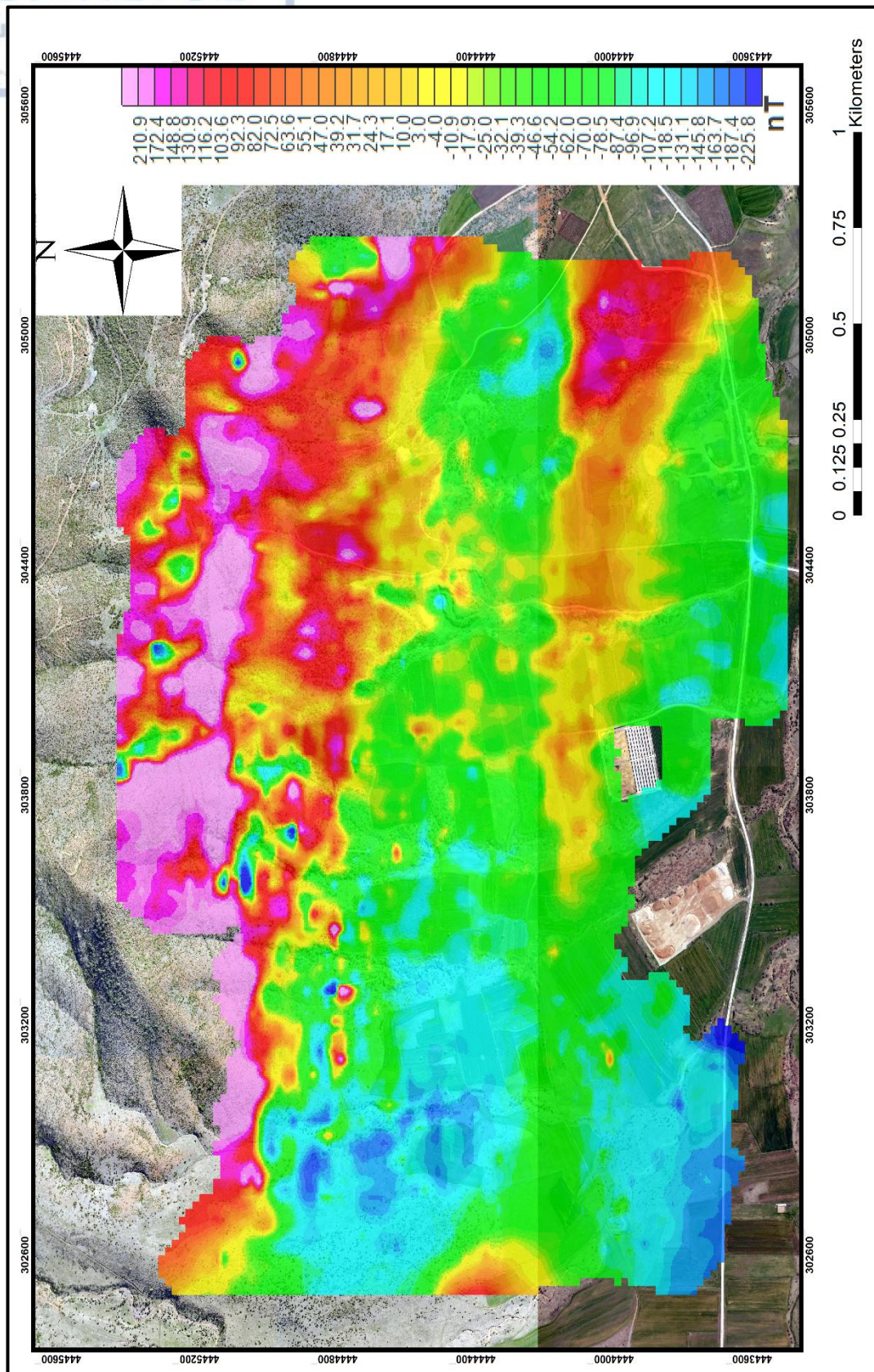
Η συνήθης τεχνική που εφαρμόζεται για την διόρθωση των μαγνητικών ημερησίων μεταβολών είναι η μέτρηση του μαγνητικού πεδίου από ένα σταθερό μαγνητόμετρο εδάφους (σταθμός βάσης), το οποίο πρέπει να βρίσκεται κοντά στην περιοχή έρευνας μακριά από μεταλλικά αντικείμενα ή ηλεκτροφόρα καλώδια. Οι διαφορές μεταξύ των παρατηρούμενων τιμών στο σταθμό εδάφους στην διάρκεια της ημέρας και μιας σταθερής τιμής για το συγκεκριμένο σταθμό, αποτελούν το σφάλμα της ημερήσιας μεταβολής, το οποίο πρέπει να αφαιρεθεί από τα δεδομένα.

Η επόμενη διόρθωση, είναι η αφαίρεση του Διεθνούς Γεωμαγνητικού Πεδίου Αναφοράς (IGRF - International Geomagnetic Reference Field), από το ολικό πεδίο. Το πεδίο αυτό, είναι ένα μαθηματικό μοντέλο του κανονικού μαγνητικού γήινου πεδίου και είναι συνάρτηση του χρόνου, της θέσης και του υψομέτρου.

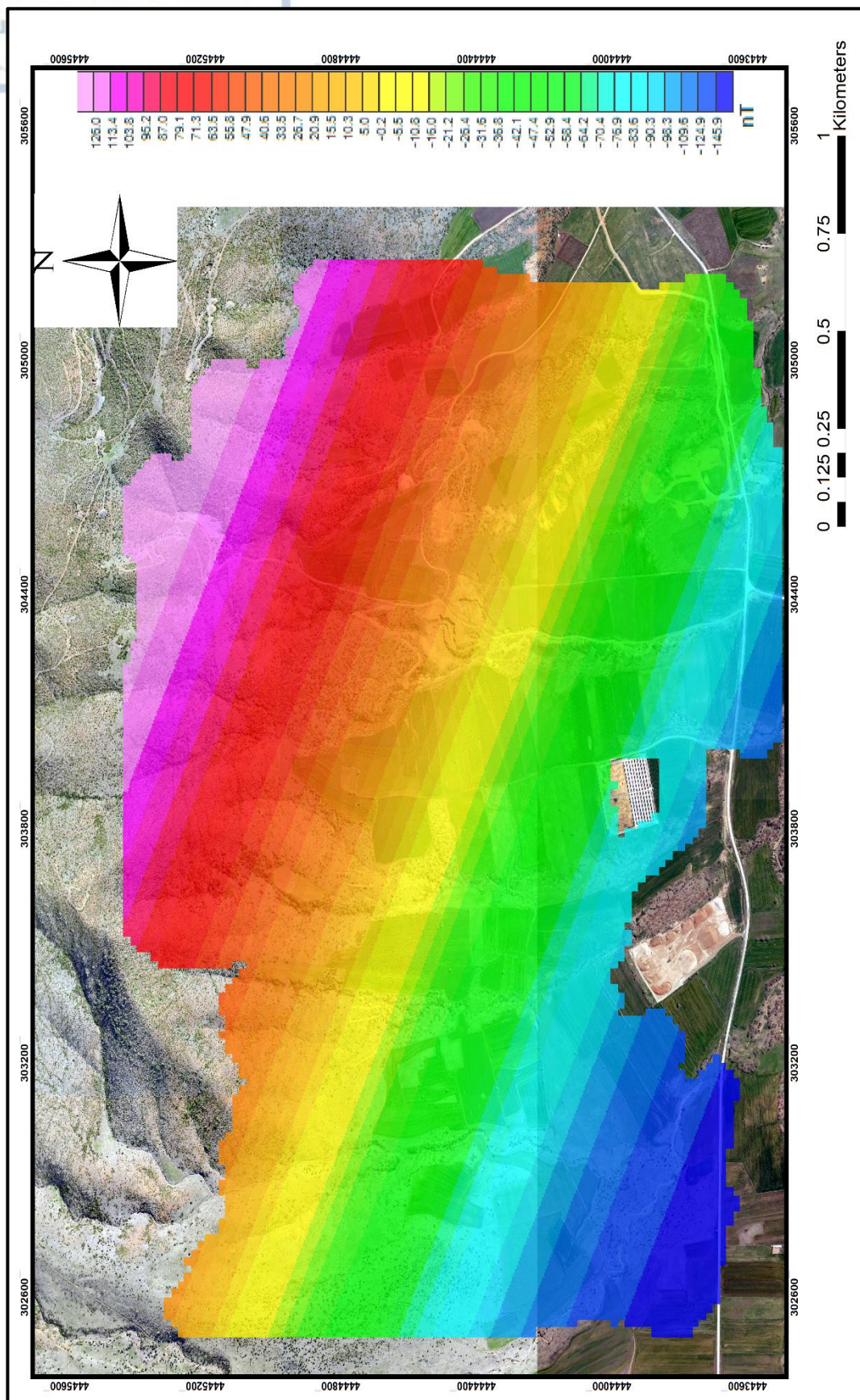
Μετά τη αφαίρεση του IGRF, αυτό που προκύπτει είναι η ολική μαγνητική ανωμαλία της περιοχής (Εικ. 4.3.1.2), η οποία συμπεριλαμβάνει και ένα περιφερειακό πεδίο. Το **περιφερειακό πεδίο (regional field)** (Εικ. 4.3.1.3) είναι ανωμαλίες που προέρχονται από γεωλογικές δομές οι οποίες βρίσκονται σε μεγάλα βάθη. Οι ανωμαλίες αυτές πρέπει να αφαιρεθούν από τα δεδομένα μας ώστε να προκύψουν οι ανωμαλίες που προέρχονται μόνο από πιο επιφανειακές δομές (στόχους) και ονομάζονται ανωμαλίες **τοπικού πεδίου (residual field)** (Εικ. 4.3.1.4).



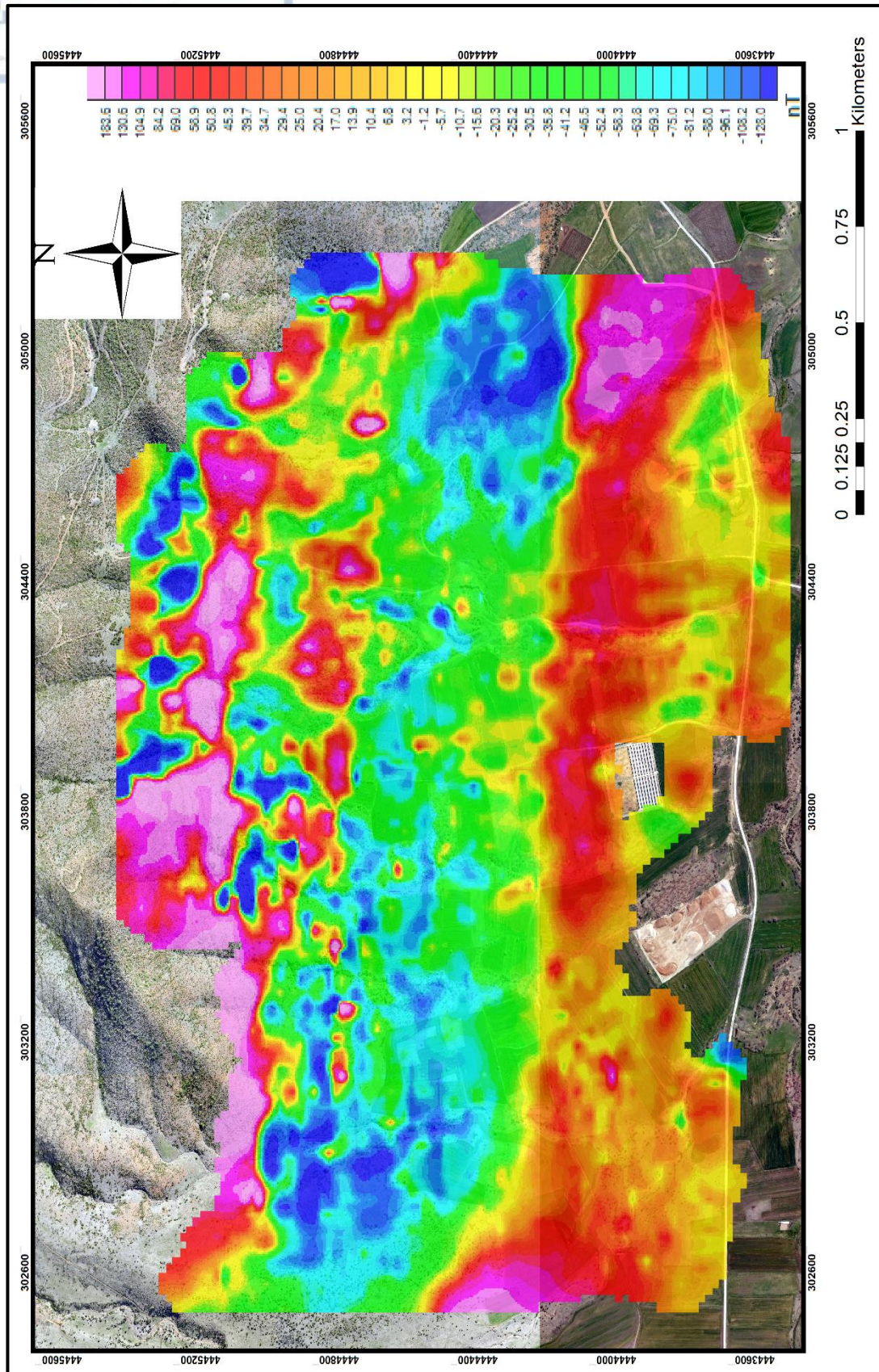
Εικ. 4.3.1.1 Αρχικά δεδομένα ολικού μαγνητικού πεδίου (Total Field). Έχει πραγματοποιηθεί η διόρθωση λόγω της ημερήσιας μεταβολής του γήινου μαγνητικού πεδίου



Εικ. 4.3.1.2. Ανωμαλία Ολικού Πεδίου (Total-Field Anomaly) η οποία προέκυψε μετά την αφαίρεση του κανονικού πεδίου IGRF από τα αρχικά δεδομένα



Εικ. 4.3.1.3. Περιφερειακό Πεδίο (Regional Field)



Εικ. 4.3.1.4. Τοπικό (Υπολειμματικό) Πεδίο (Residual Field) που προέκυψε μετά την αφαίρεση του περιφερειακού πεδίου από την ανωμαλία ολικού πεδίου

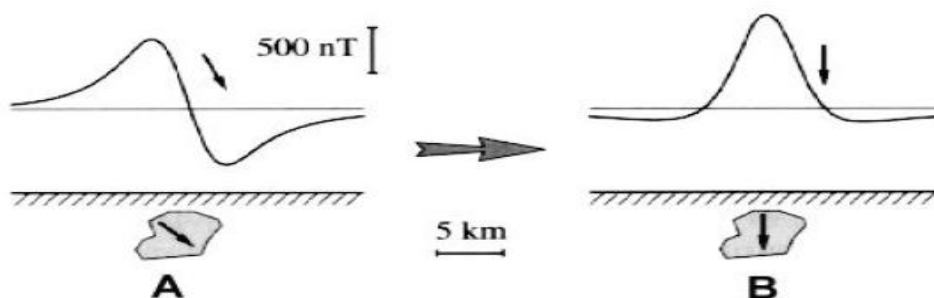
4.3.2 Τεχνικές μετασχηματισμού των δεδομένων

Εφαρμόζοντας τεχνικές φιλτραρίσματος στα δεδομένα του ανώμαλου τοπικού πεδίου, μπορούμε να τονίσουμε συγκεκριμένες ιδιότητες και χαρακτηριστικά των πηγών που παράγουν τις ανωμαλίες. Έτσι εξάγονται σημαντικές πληροφορίες για την γεωλογική ερμηνεία των υπεδάφινων στόχων. Πιο συγκεκριμένα, εξάγονται πληροφορίες για το βάθος και την έκταση των κοιτασμάτων χρωμίτη, τα οποία είναι και ο σκοπός της παρούσας έρευνας.

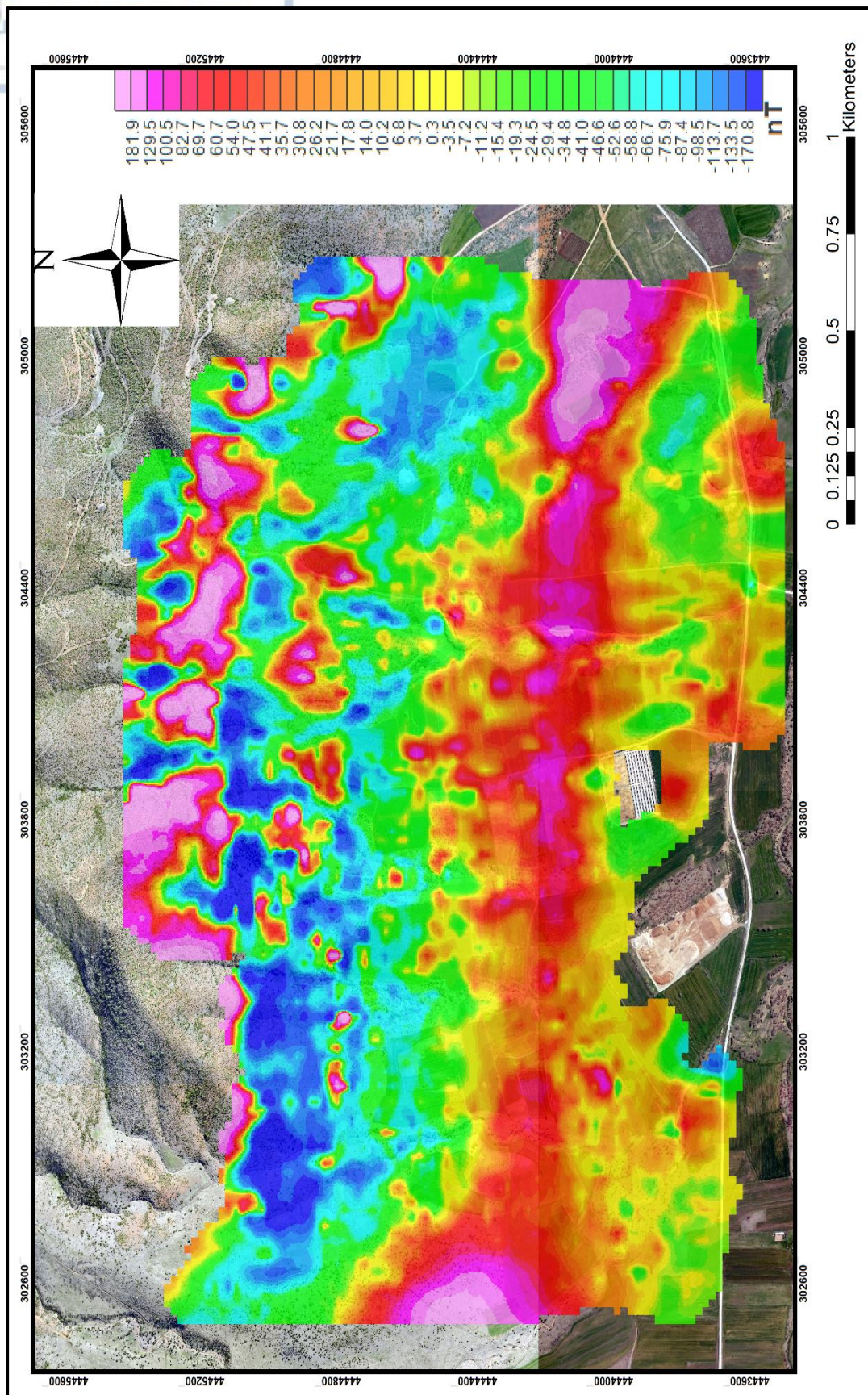
Σύμφωνα με την εργασία του Βουτετάκη (1970), οι χρωμίτες του Βούρινου παρουσιάζουν έντονη παραμένουσα μαγνήτιση, σε διεύθυνση περίπου ανάστροφη με το σημερινό μαγνητικό πεδίο. Αυτή η αναστροφή της μαγνήτισης οφείλεται στην σερπεντινίωση των κοιτασμάτων λόγω ατμοσφαιρικών επιδράσεων. Έτσι, αυτό που μας ενδιαφέρει από τους χάρτες των τεχνικών μετασχηματισμού, είναι οι αρνητικές ανωμαλίες που παρουσιάζονται με ψυχρά χρώματα.

4.3.2.1 Αναγωγή στο Βόρειο Μαγνητικό Πόλο (*Reduction to the pole*)

Η αναγωγή στο βόρειο μαγνητικό πόλο μετασχηματίζει μια διπολική ανωμαλία σε μονοπολική όπως αυτή θα την βλέπαμε αν κάναμε τις μετρήσεις μας στο βόρειο μαγνητικό πόλο όπου η έγκλιση του μαγνητικού πεδίου της Γης είναι κατακόρυφη ($\text{Inclination}=90^\circ$). Έτσι, με αυτή τη μέθοδο απαλείφονται οι ασυμμετρίες που θα παράγονταν από μια μη κατακόρυφη διεύθυνση του γεωμαγνητικού πεδίου αλλά και θα εμφανίσει τις ανωμαλίες ακριβώς πάνω από σώμα που παράγει την ανωμαλία ώστε να διευκολύνει την ερμηνεία των μαγνητικών δεδομένων όπως φαίνεται στο σχήμα 4.3.2.1. Για την αναγωγή στον πόλο έγινε η απλοποιημένη υπόθεση ότι τα πετρώματα στην περιοχή έρευνας είναι όλα μαγνητισμένα στην διεύθυνση του κύριου μαγνητικού πεδίου της Γης. Τα μετασχηματισμένα δεδομένα για την περιοχή "Ριζό" φαίνονται στην εικόνα 4.3.2.2.



Σχ. 4.3.2.1. Η μορφή της μαγνητικής ανωμαλίας πριν (A) και μετά την αναγωγή στον πόλο (B). Η διεύθυνση του μαγνητικού πεδίου και η μαγνήτιση της πηγής έχουν έγκλιση διαφορετική από 90° (A), ενώ στον πόλο οι διευθύνσεις αυτές είναι και οι δύο κατακόρυφες (B) (Blakely 1995).



Εικ. 4.3.2.2. Αναγωγή στο Βόρειο Μαγνητικό Πόλο (Reduction to the Pole)

4.3.2.2 Μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (Pseudogravity)

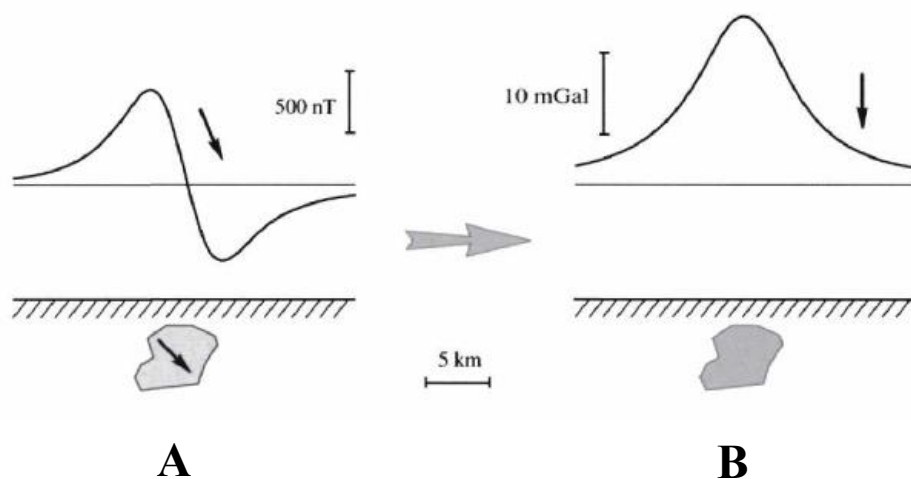
Ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας είναι ένα φίλτρο στην περιοχή χώρου, το οποίο συνελισσόμενο με την ανωμαλία ολικού πεδίου, την μετασχηματίζει σε βαρυτική ανωμαλία μέσω της σχέσης Poisson:

$$V(P) = -\frac{C_m M}{G\rho} g_m \quad (4.3.1)$$

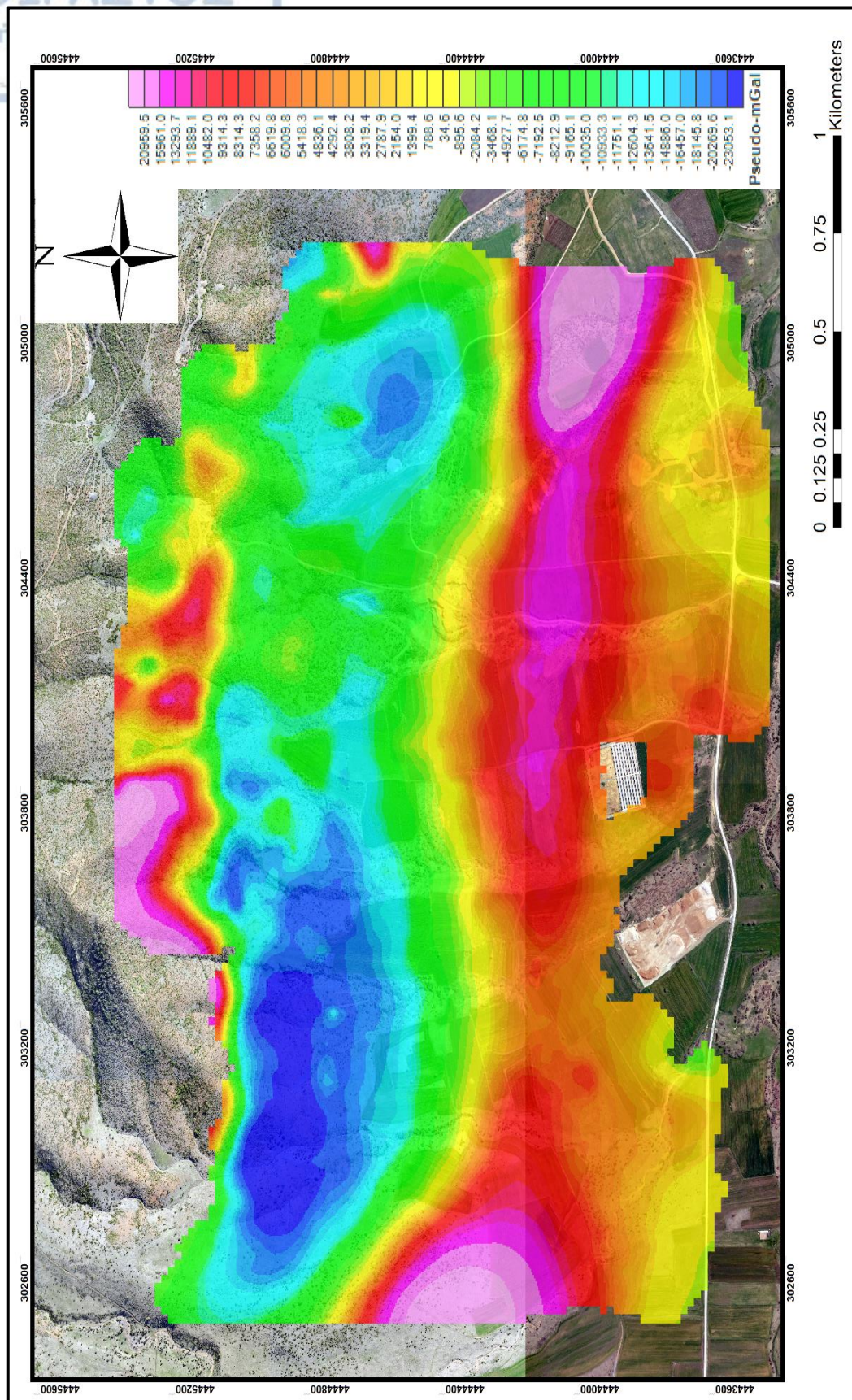
όπου $V(P)$ είναι το μαγνητικό δυναμικό, g_m είναι η ένταση του πεδίου βαρύτητας κατά τη διεύθυνση της μαγνήτισης, M είναι το μέτρο της Μαγνήτισης, ρ είναι η πυκνότητα, C_m είναι σταθερά στο σύστημα cgs και G είναι η παγκόσμια σταθερά της βαρύτητας. Επίσης, ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας υπολογίζεται και στην περιοχή των κυματάρθμων, με την χρήση της ανάλυσης Fourier.

Με αυτό τον τρόπο, οι μαγνητικές ανωμαλίες μετασχηματίζονται σε μια μορφή όπου θα έχει αναιρεθεί μεγάλο ποσοστό της ασυμμετρίας λόγω της μαγνητικής έγκλισης και επίσης έχει την ικανότητα να τονίζει τα μεγάλα μήκη κύματος των μαγνητικών ανωμαλιών άρα και τις βαθύτερες και μεγαλύτερες δομές.

Ο μετασχηματισμός της ψευδοβαρύτητας (Σχ. 4.3.2.3) χρησιμοποιείται ως προκαταρτικό στάδιο στον υπολογισμό των μεγίστων της οριζόντιας βαθμίδας και του μετασχηματισμού της επιπεδοποίησης, του μαγνητικού πεδίου. Ο μετασχηματισμός αυτός για την περιοχή "Ριζό" φαίνεται στην εικόνα 4.3.2.4.



Σχ. 4.3.2.3. Αριστερά είναι η ανωμαλία ολικού πεδίου πάνω από μαγνητική πηγή (A). Δεξιά φαίνεται η ψευδοβαρυτική ανωμαλία πάνω από την ίδια πηγή (B) (Blakely 1995).



Εικ. 4.3.2.4. Μετασχηματισμός Ψευδοβαρύτητας (Pseudogravity)

Κατακόρυφες παράγωγοι (Vertical Derivatives)

Οι κατακόρυφες παράγωγοι μπορούν να υπολογιστούν στην περιοχή του χώρου (Telford et al. 1990), χρησιμοποιώντας μαθηματικές τεχνικές όπως τη Λαπλασιανή εξίσωση αλλά και χρησιμοποιώντας την ανάλυση Fourier στην περιοχή των κυματάριθμων. Η επεξεργασία για την κατακόρυφη παράγωγο πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας το χάρτη της αναγωγής στο πόλο και χωρίζεται σε πρώτη και δεύτερη παράγωγο:

- **Πρώτη κατακόρυφη παράγωγος** (Εικ. 4.3.2.5) είναι μια προσέγγιση, σε κάθε σημείο του ρυθμού μεταβολής του πεδίου στην κατακόρυφη διεύθυνση και χρησιμοποιείται, για την εξασθένιση περιφερειακών ανωμαλιών αλλά και για την ενίσχυση των επιφανειακών μικρού μήκους κύματος πηγών. Όμως ενισχύει και τον υψίσυχο θόρυβο σε μεγάλο βαθμό. Παρουσιάζει ευαισθησία στα επιφανειακά σώματα ή σ' αυτά που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια, βοηθώντας μας να ξεχωρίσουμε τις επιφανειακές πηγές.
- **Δεύτερη κατακόρυφη παράγωγος** (Εικ. 4.3.2.6) είναι μια μέτρηση της καμπυλότητας του πεδίου όπου μεγάλες καμπυλότητες σχετίζονται με επιφανειακές ανωμαλίες. Θετική τιμή της δεύτερης παραγώγου σημαίνει ότι το πεδίο έχει μια αύξουσα οριζόντια βαθμίδα, ενώ αντίστροφα, αρνητική τιμή της δεύτερης παραγώγου σημαίνει ότι το πεδίο έχει φθίνουσα οριζόντια βαθμίδα. Χρησιμοποιείται, για την ενίσχυση των τοπικών ανωμαλιών, οι οποίες επισκιάζονται από ευρύτερες περιφερειακές τάσεις και βοηθά στον καθορισμό των πλευρικών ορίων των πηγών. Η δεύτερη κατακόρυφη βαθμίδα τονίζει εντονότερα τα επιφανειακά σώματα ενισχύοντας τις υψηλές συχνότητες, παρουσιάζοντας όμως ευαισθησία σε τυχόν σφάλματα και θορύβους που υπάρχουν στα δεδομένα.

Οριζόντια παράγωγος (Horizontal Gradient)

Τα μέγιστα της οριζόντιας βαθμίδας βρίσκονται πάνω από τα όρια των επιφανειακών πηγών, εφ' όσον αυτές έχουν απότομες και περίπου κατακόρυφες επαφές. Αν οι επαφές είναι μη κατακόρυφες, τότε τα μέγιστα παρουσιάζουν μετατόπιση σε σχέση την προβολή των ορίων των επιφανειακών σωμάτων στην επιφάνεια του εδάφους. Η τιμή της οριζόντιας βαθμίδας σε μια επαφή εξαρτάται από

την αντίθεση των φυσικών ιδιοτήτων εκατέρωθεν της επαφής, καθώς και από το βάθος ταφής της. Οι σχεδόν κατακόρυφες επαφές δίνουν μεγαλύτερες τιμές της οριζόντιας βαθμίδας από την περίπτωση των κεκλιμένων επαφών, για ίδια αντίθεση φυσικών ιδιοτήτων και βάθος ταφής. Για την οριζόντια παράγωγο, εξήχθησαν χάρτες από την αναγωγή στον πόλο (Εικ. 4.3.2.7) και από την ψευδοβαρύτητα (Εικ. 4.3.2.8).

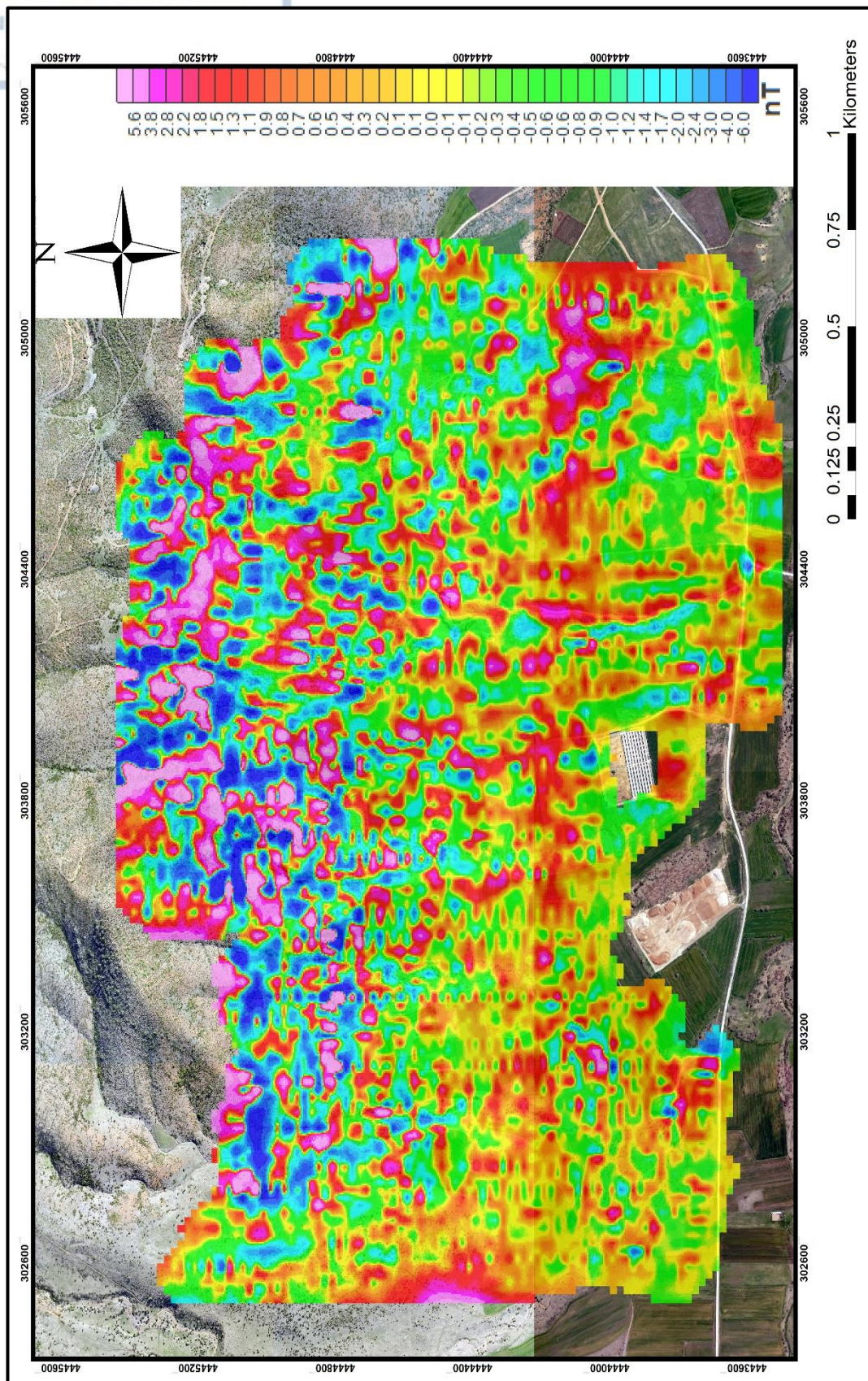
4.3.2.4 Επιπεδοποίηση (Terracing)

Με την επιπεδοποίηση (Cordell and McCafferty, 1989), πραγματοποιείται η χαρτογράφηση της κατανομής της φυσικής ιδιότητας των υλικών, δηλαδή μετασχηματίζονται τα συνεχή δυναμικά πεδία σε περιοχές με ίσες τιμές της φυσικής ποσότητας που χωρίζονται μεταξύ τους από απότομα όρια, έτσι εντοπίζουμε τα πλευρικά όρια των σωμάτων που προκαλούν τις ανωμαλίες. Σκοπός της επιπεδοποίησης είναι ο μετασχηματισμός των χαρτών των δυναμικών πεδίων σε χάρτες που μοιάζουν με γεωλογικούς.

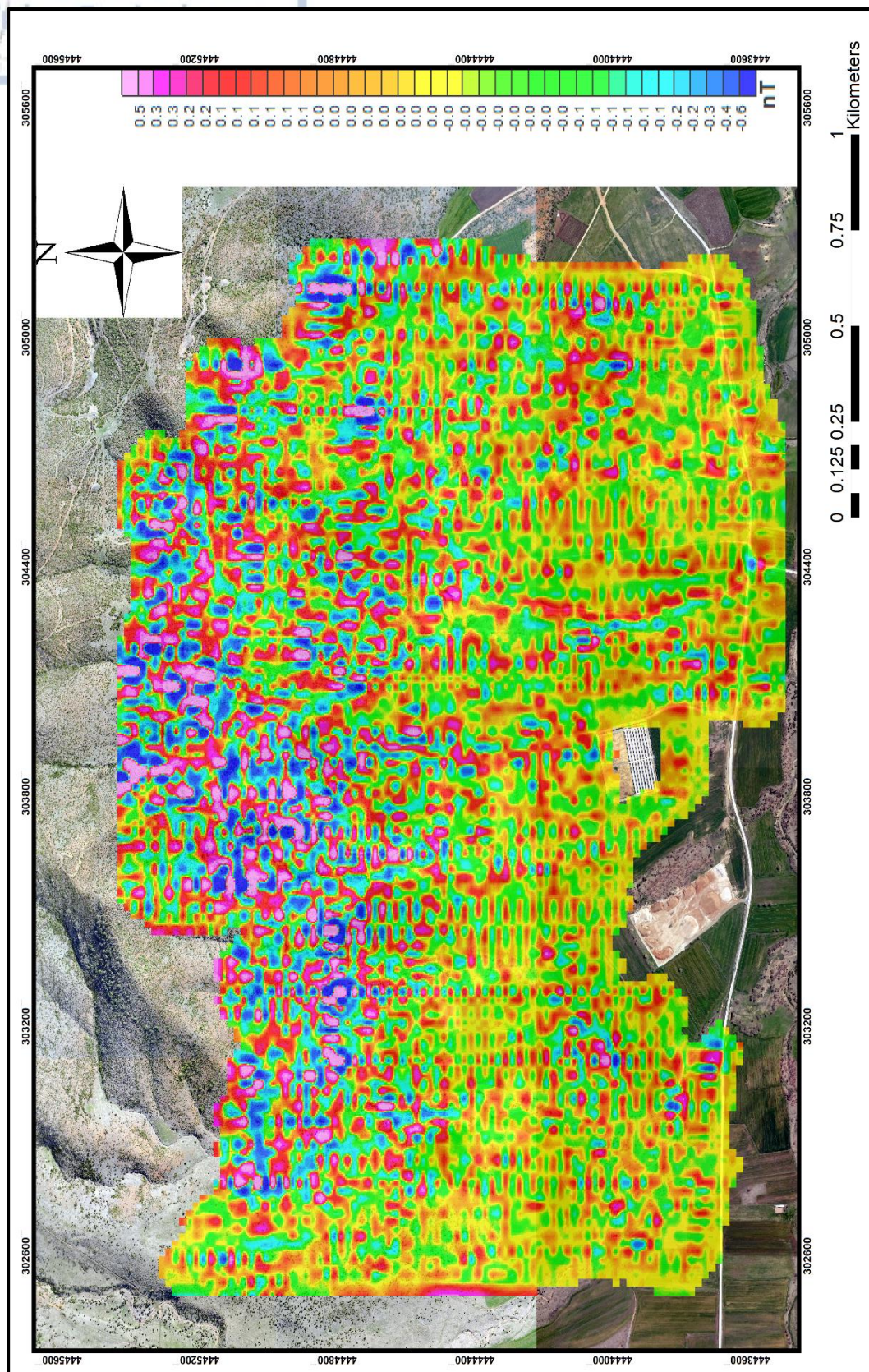
Σε σύγκριση με τη μέθοδο της οριζόντιας παραγωγού, η επιπεδοποίηση διαχωρίζει τις πηγές ανάλογα με τις φυσικές τους ιδιότητες, ενώ η οριζόντια παράγωγος δίνει τις θέσεις όπου υπάρχουν πλευρικά όρια πηγών. Με τον συνδυασμό και των δύο μεθόδων πραγματοποιείται καλύτερη επιλογή των πλευρικών ορίων των πηγών. Ο μετασχηματισμός αυτός, πραγματοποιήθηκε στους χάρτες της αναγωγής στο πόλο (Εικ. 4.3.2.9) και της ψευδοβαρύτητας (Εικ. 4.3.2.10).

4.3.2.5 Υπολογισμός Άνω Συνέχειας (Upward Continuation)

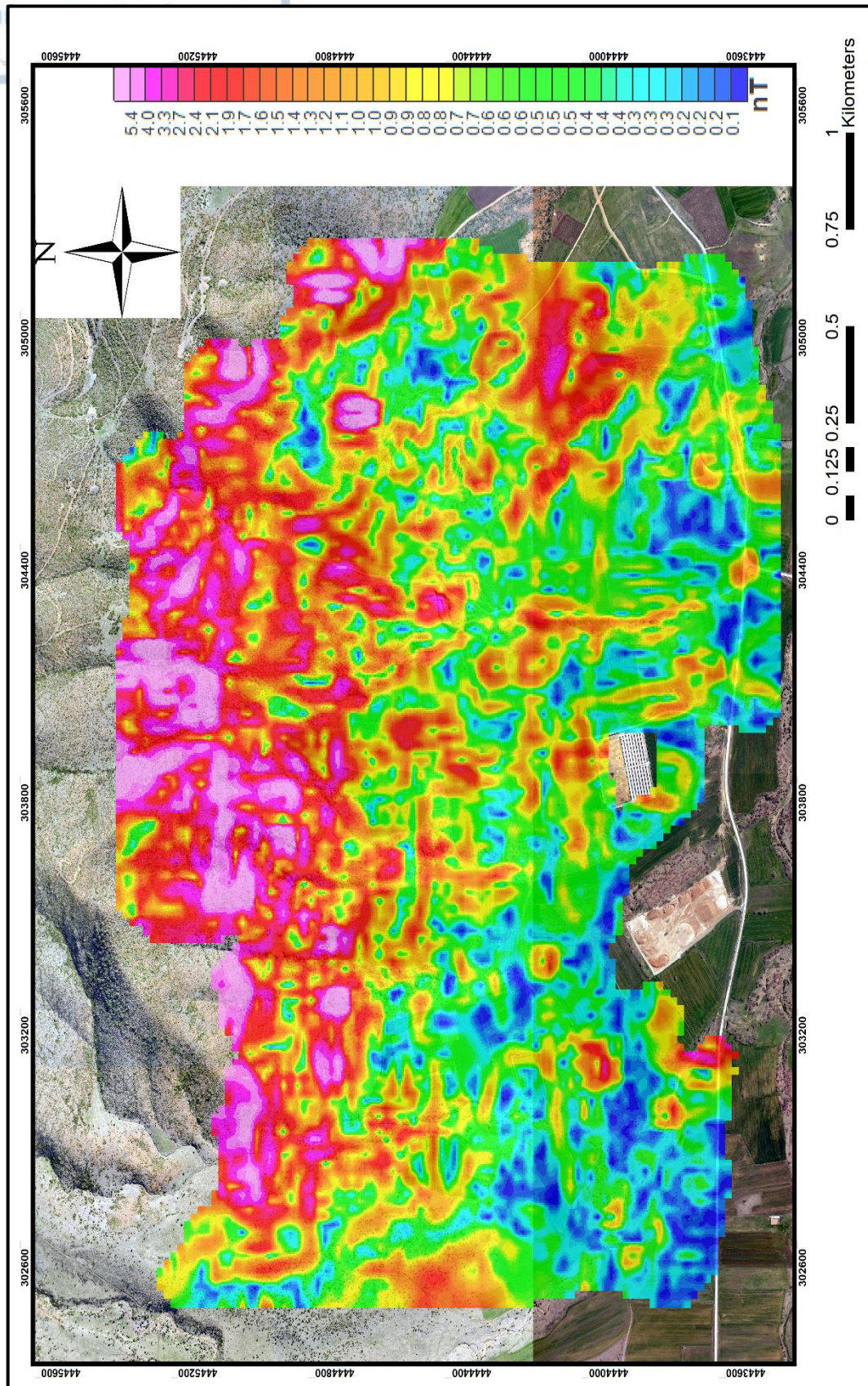
Η τοπογραφία της περιοχής των μετρήσεων προκαλεί παραμορφώσεις στα δεδομένα των δυναμικών πεδίων, λόγω της μεταβαλλόμενης κατακόρυφης απόστασης των σημείων μέτρησης από τις πηγές. Στόχος είναι η εξάλειψη της παραμόρφωσης των δεδομένων εξαιτίας της τοπογραφίας και εξαιτίας ανωμαλιών που προέρχονται από επιφανειακές πηγές, δίνοντας έμφαση στις βαθύτερες. Επίσης, εξασθενεί τις ανωμαλίες ανάλογα με τον κυματάριθμό τους, δηλαδή όσο μεγαλύτερος ο κυματάριθμος τόσο μεγαλύτερη η εξασθένιση. Έτσι, η 'Άνω Συνέχεια', μετασχηματίζει το πραγματικό μετρούμενο πεδίο δυνάμεων, σε μια θεωρητική επιφάνεια υψηλότερα από την προηγούμενη. Ο υπολογισμός της άνω συνέχειας, πραγματοποιήθηκε με βάση το χάρτη της αναγωγής στο πόλο σε υψόμετρο 20 (Εικ. 4.3.2.11), 100 (Εικ. 4.3.2.12) και 500 μέτρων (Εικ. 4.3.2.13).



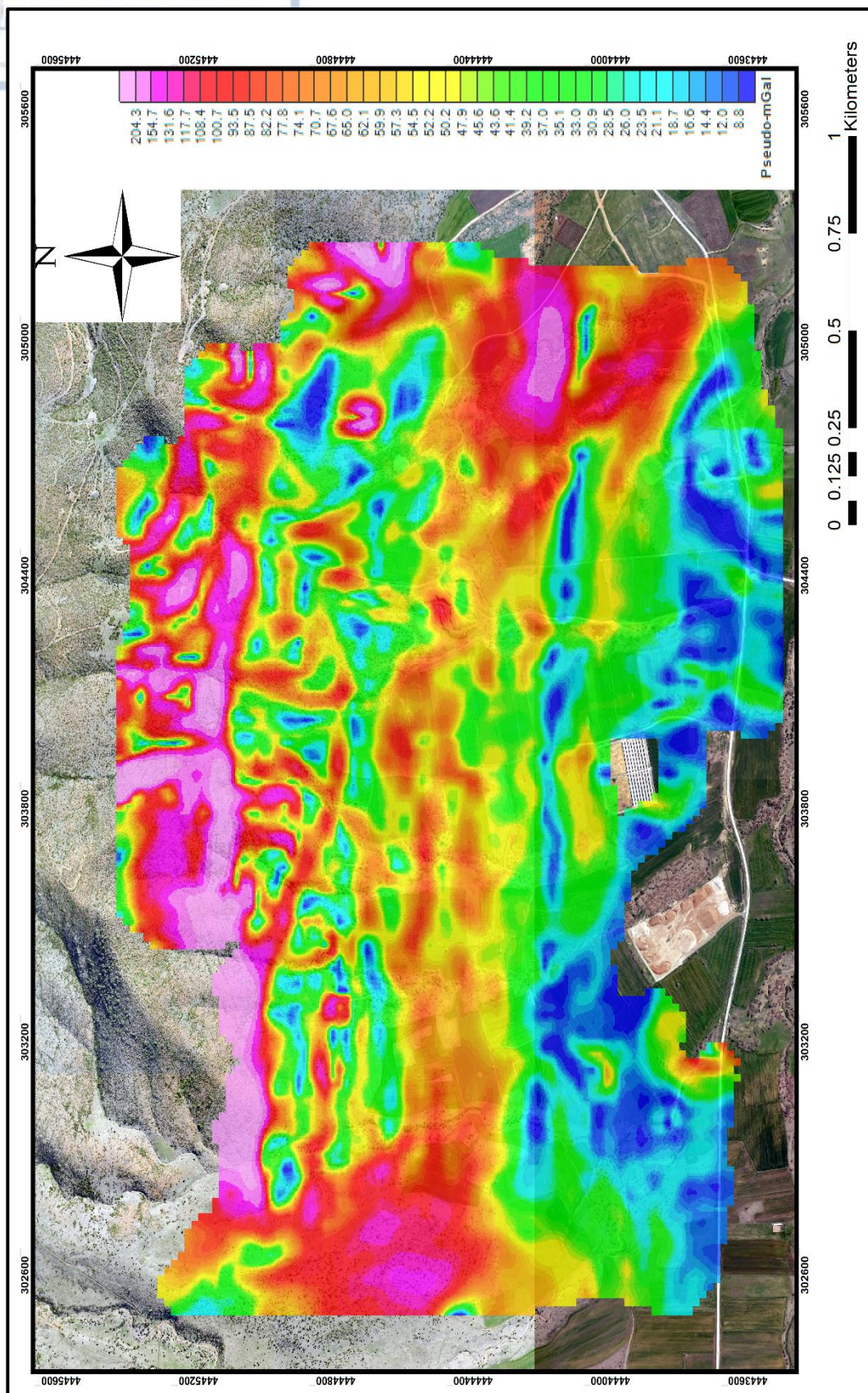
Εικ. 4.3.2.5. Πρώτη Κατακόρυφη Παράγωγος (1st Vertical Derivative)



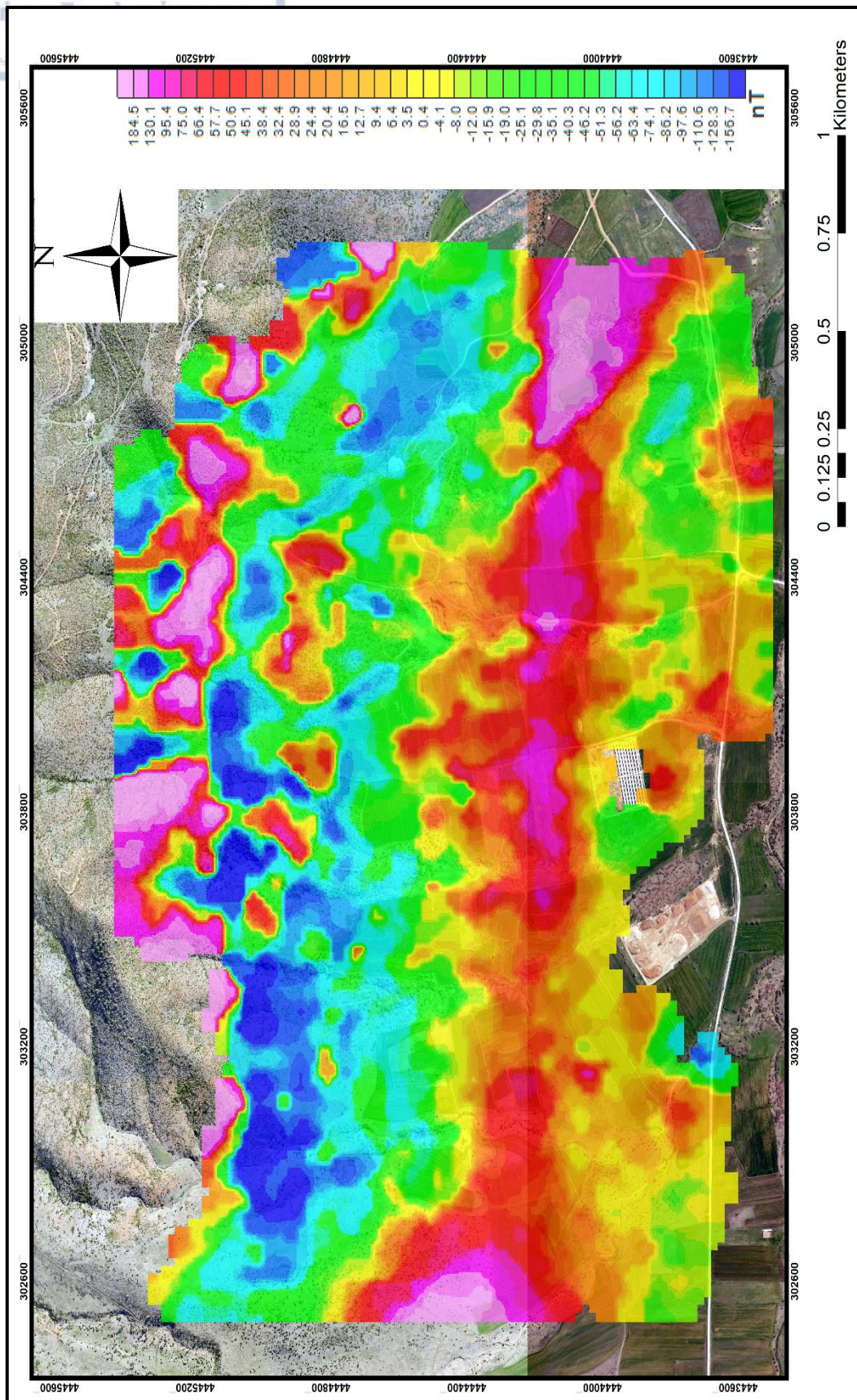
Εικ. 4.3.2.6. Δεύτερη Κατακόρυφη Παράγωγος (Second Vertical Derivative)



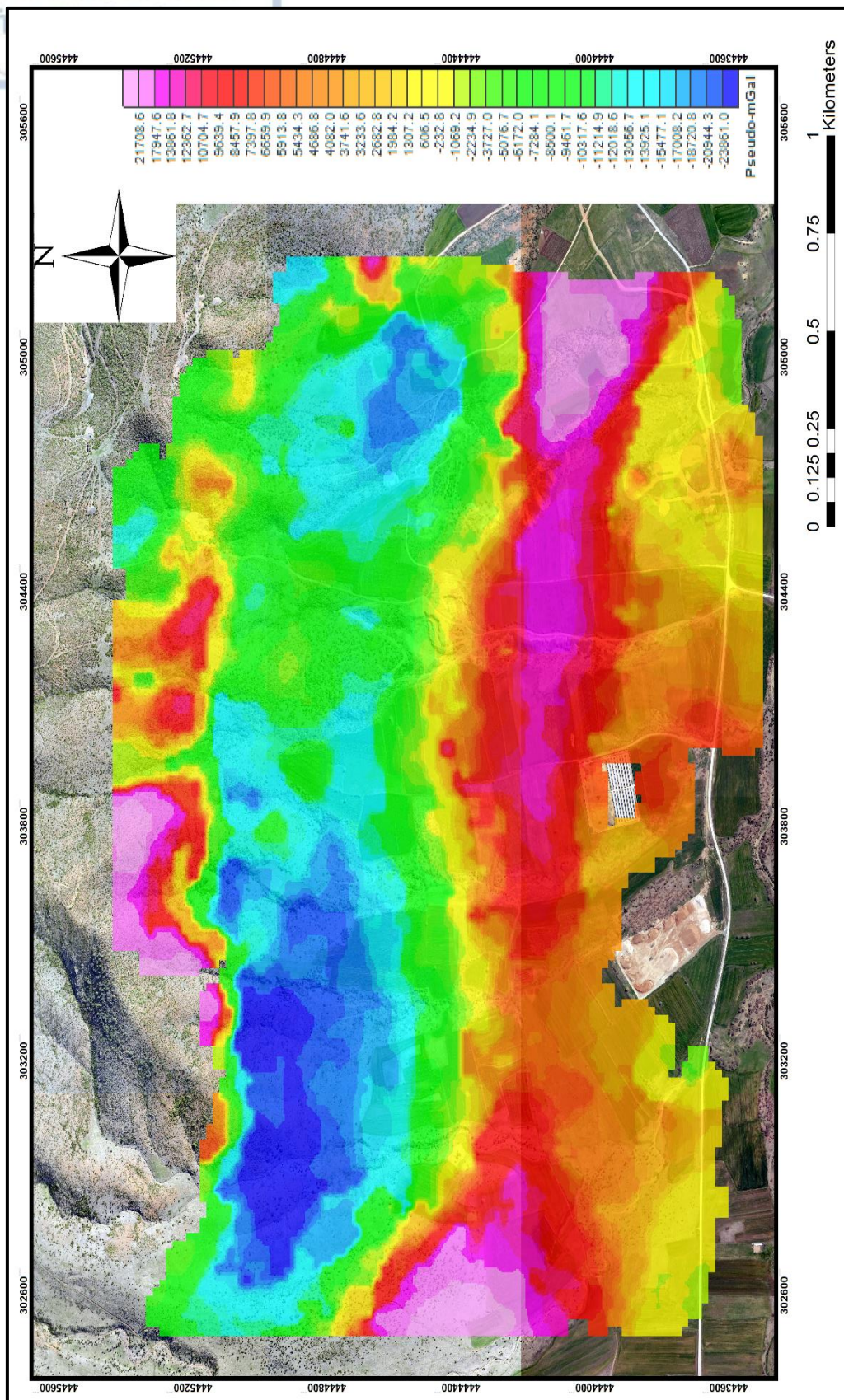
Εικ. 4.3.2.7. Οριζόντια βαθμίδα από τα ανοιγμένα στο Βόρειο μαγνητικό πόλο δεδομένα.



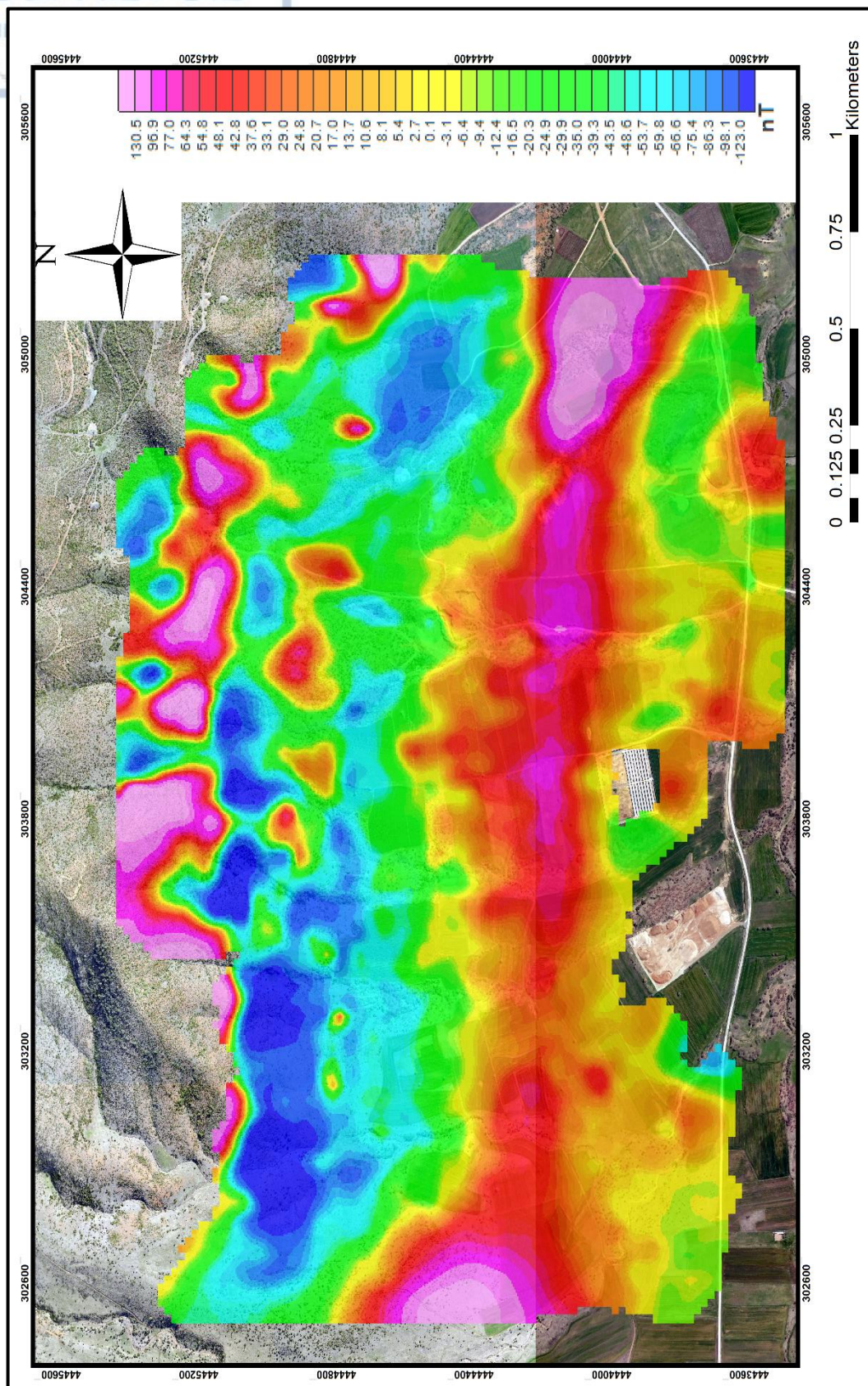
Εικ. 4.3.2.8. Οριζόντια βαθμίδα χρησιμοποιώντας την Ψευδοβαρύτητα



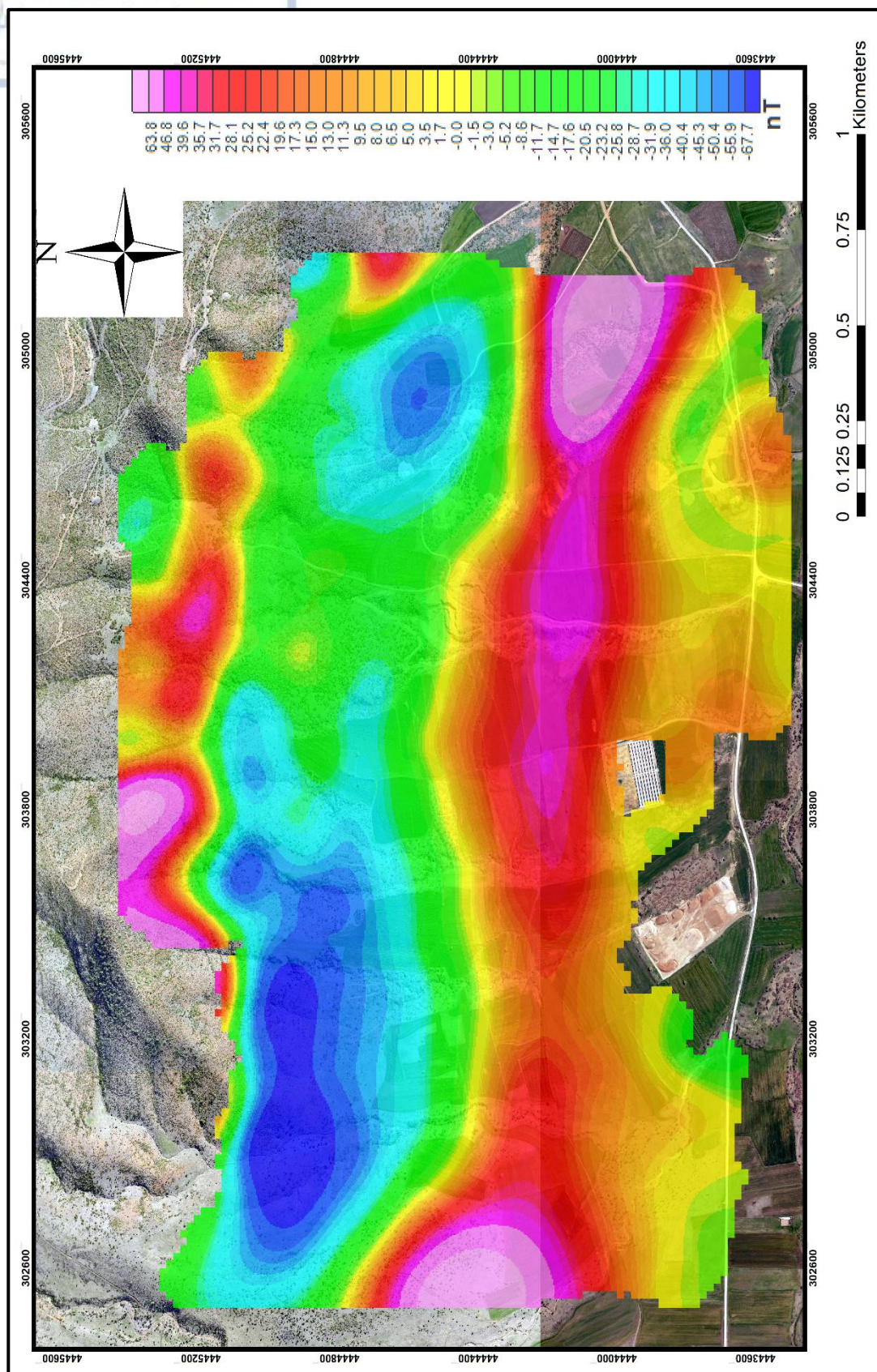
Εικ. 4.3.2.9. Επιπεδοποίηση από την Αναγωγή στον Πόλο



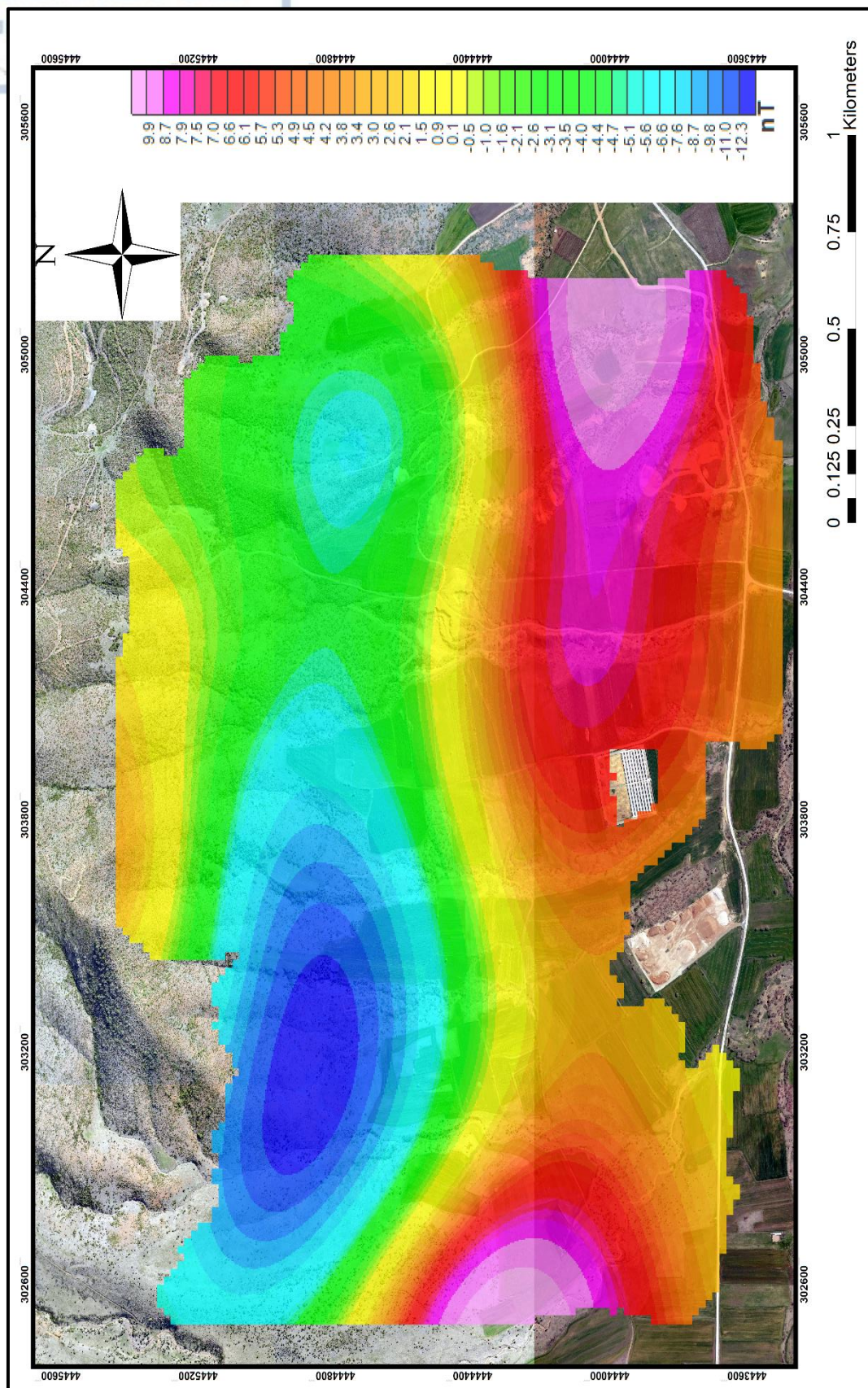
Εικ. 4.3.2.10. Επιπεδοποίηση από την Ψευδοβαρύτητα



Εικ. 4.3.2.11. Άνω Συνέχεια 20m



Εικ. 4.3.2.12. Άνω Συνέχεια 100m



Εικ. 4.3.2.13. Άνω Συνέχεια 500m

ΚΑΤΑΣΚΕΥΗ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΜΑΤΩΝ ΜΑΓΝΗΤΙΚΩΝ ΣΩΜΑΤΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΤΟΥΣ

Στο κεφάλαιο αυτό, κατασκευάστηκαν προσομοιώματα και υπολογίστηκαν συνθετικά δεδομένα μέσω της λύσης του ευθέος προβλήματος σε δύο και τρεις διαστάσεις. Ακολούθως, επιχειρήθηκε αντιστροφή των μοντέλων στις τρεις διαστάσεις με σκοπό τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής των παρατηρούμενων δεδομένων από την περιοχή Ριζό, έτσι ώστε να έχουμε καλύτερη ερμηνεία της γεωφυσικής διασκόπησης για τον εντοπισμό κοιτασμάτων χρωμίτη.

Οι πληροφορίες για την κατασκευή των αρχικών προσομοιωμάτων, μπορεί να προέρχονται από τη γνώση των γεωλογικών και τεκτονικών συνθηκών της περιοχής, από προϋπάρχοντες γεωτρήσεις αλλά και από τη χρήση άλλης γεωφυσικής μεθόδου.

Έτσι, το δισδιάστατο αρχικό μοντέλο κατασκευάστηκε μέσω της εφαρμογής GM-SYS 2D Models του λογισμικού Oasis montaj Viewer της Geosoft, ενώ το τρισδιάστατο αρχικό προσομοίωμα κατασκευάστηκε μέσω του λογισμικού Noddy που ανήκει στην εταιρεία Encom Technology όπου στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της αντιστροφής της εφαρμογής VOXI (του λογισμικού Oasis Montaj Viewer).

Στο εργαστήριο του Τομέα Γεωφυσικής του πανεπιστημίου, πραγματοποιήθηκαν αναλύσεις στα πετρώματα της περιοχής για να βρεθούν οι μαγνητικές τους ιδιότητες, ώστε να εφαρμοστεί η παραμετροποίηση στα προσομοιώματα. Οι πληροφορίες των μαγνητικών ιδιοτήτων που εξήχθησαν από τις αναλύσεις και χρησιμοποιήθηκαν στην παραμετροποίηση είναι η επιδεκτικότητα, η παραμένουσα μαγνήτιση, η απόκλιση και έγκλιση.

Συνήθως τα σχήματα που κατασκευάζονται για την αναπαράσταση των γεωλογικών σχηματισμών, είναι απλά γεωμετρικά σχήματα σε δισδιάστατες και τρισδιάστατες μορφές όπως τετράγωνα, κύκλοι, ορθογώνια, πολύπλευρα, κύβοι, σφαίρες, κύλινδροι κτλ.

Οι κύριοι γεωλογικοί σχηματισμοί της περιοχής είναι ο χαρτζβουργίτης, ο δουνίτης και ο χρωμίτης και οι μαγνητικές ιδιότητες που χρησιμοποιήθηκαν για την παραμετροποίηση του συστήματος, παρουσιάζονται στο παρακάτω πίνακα 5.1.

Πέτρωμα	Επιδεκτικότητα SI 10^{-3} / cgs	Παραμένουσα Μαγνήτιση (Remanence Magnetization) SI / cgs	Έγκλιση (Inclination)	Απόκλιση (Declination)
Χαρτζβουργίτης	1.3 / 0.000103	0 / 0	56.92°	4.3°
Δουνίτης	1.73 / 0.000138	15.09 / 0.000015	-53.8°	179.8°
Χρωμίτης	1.55 / 0.000123	2382.83 / 0.00238	-55.6°	161.7°

Πίνακας 5.1. Τα πετρώματα και οι μαγνητικές τους ιδιότητες.

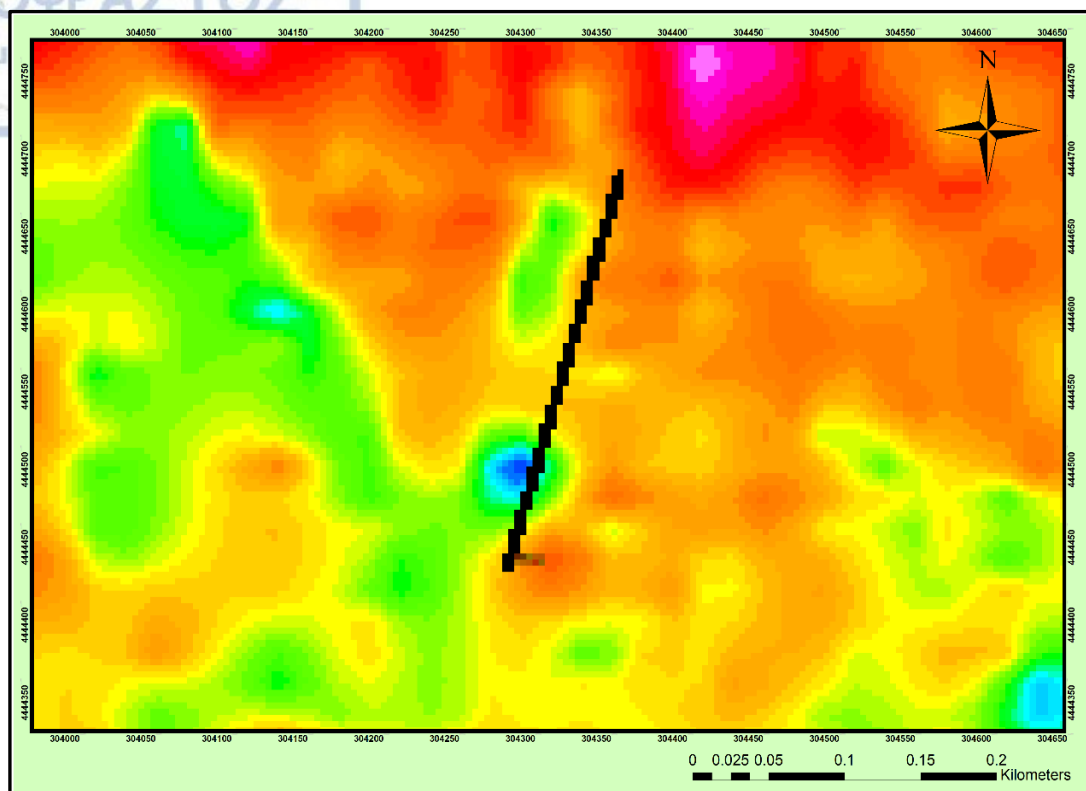
5.1 Προσομοίωμα σε δισδιάστατο χώρο

Όπως έχω προαναφέρει, το αρχικό προσομοίωμα σε δισδιάστατο χώρο φτιάχτηκε μέσω της εφαρμογής GM-SYS 2D Models του λογισμικού Oasis Montaj της Geosoft, όπου πραγματοποιήθηκε η παραμετροποίηση του συστήματος και η λύση του ευθέος προβλήματος σε ιδανικές συνθήκες ομογενών και ισότροπων περιβαλλόντων, δηλαδή να υπολογιστεί η μαγνητική ανωμαλία που προκαλεί ένα υποτιθέμενο σώμα.

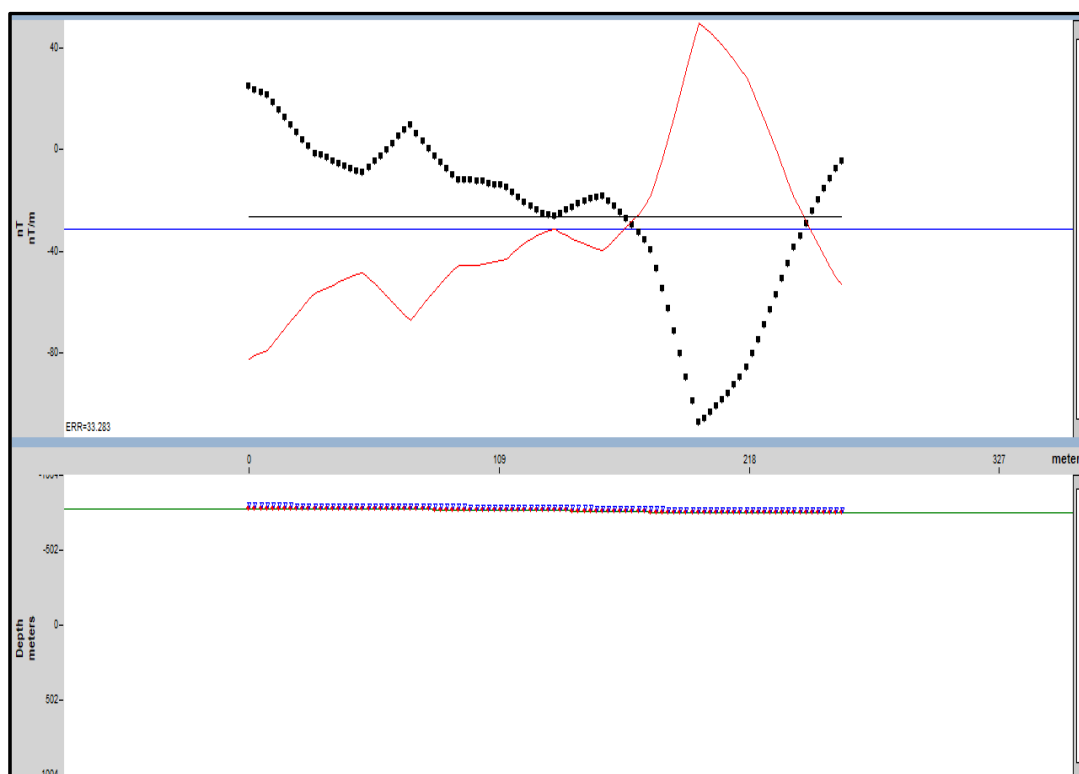
Η διαδικασία ξεκινάει χαράσσοντας μια τομή στα αρχικά μαγνητικά δεδομένα ολικού πεδίου (Εικ. 5.1.1), η οποία έχει ίδιο μήκος και βρίσκεται στο ίδιο σημείο με προϋπάρχουσα γεωλογική τομή και επίσης περιέχει αρνητικές μαγνητικές ανωμαλίες. Με βάση την εργασία του Βουτετάκη (1970), διαλέγουμε περιοχές με αρνητικές ανωμαλίες λόγω της ανάστροφης μαγνητικής ανωμαλίας που παρουσιάζουν οι χρωμίτες. Η τομή αυτή, παράγει την καμπύλη μαγνητικής ανωμαλίας των δεδομένων (Σχ. 5.1.1).

Όπως φαίνεται στο σχήμα 5.1.1, το αρχικό προσομοίωμα παράγει την συνθετική ανωμαλία που είναι μια ευθεία μαύρη γραμμή. Αυτό συμβαίνει γιατί στο αρχικό προσομοίωμα θεωρούμε ότι έχουμε ομογενή γη.

Έπειτα, σχεδιάστηκαν πολύπλευρα σχήματα στο πεδίο του χώρου, στα οποία δίνονται οι παράμετροι των μαγνητικών ιδιοτήτων (πίνακας 5.1) των πετρωμάτων (παραμετροποίηση συστήματος) όπου και μας έδωσαν την υπολογιζόμενη καμπύλη (Σχ. 5.1.2).



Εικ. 5.1.1. Τομή σε κάτοψη στο χάρτη ολικού πεδίου για την δημιουργία δισδιάστατου προσομοιώματος.

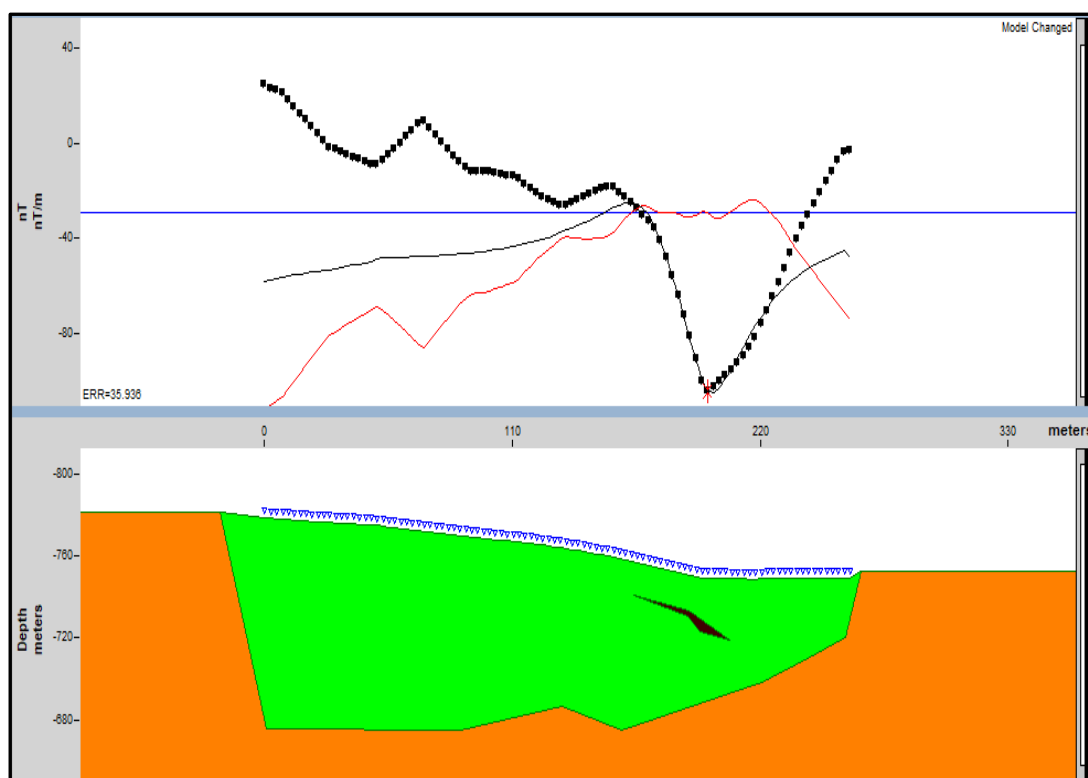


Σχ. 5.1.1.1. Η εφαρμογή GM-SYS 2D Models. Στο πάνω μέρος παρουσιάζεται η καμπύλη μαγνητικής ανωμαλίας σε nT που προέκυψε από την τομή στην εικόνα 5.1.1. με διακεκομμένη γραμμή. Στην περίπτωση ομογενούς γης η μαγνητική ανωμαλία είναι μια ευθεία γραμμή (μαύρη γραμμή στο πάνω μέρος του σχήματος), ενώ η καμπύλη του σφάλματος είναι με κόκκινο χρώμα. Στο κάτω τμήμα του σχήματος παρουσιάζεται το προσομοίωμα (ομογενής γη) με το βάθος, όπου με μπλε χρώμα είναι τα σημεία στην επιφάνεια της γης όπου πάρθηκαν οι μετρήσεις.

5.1.1 Ερμηνεία της λύσης του ευθέος προβλήματος δισδιάστατου προσομοιώματος

Για την επίλυση του ευθέος προβλήματος στα δεδομένα του σχήματος 5.1.1 χρησιμοποιήθηκαν γεωλογικά δεδομένα και μετρήσεις φυσικών παραμέτρων από την περιοχή (πίνακας 5.1).

Η προσομοίωση επικεντρώθηκε στην αρνητική ανωμαλία. Σκοπός ήταν να δοκιμάσουμε αν οι φυσικές παράμετροι για το χρωμίτη μπορούν να δώσουν την αρνητική ανωμαλία των αρχικών δεδομένων. Από τη λύση του ευθέος προβλήματος, παρατηρούμε ότι η υπολογιζόμενη καμπύλη (μαύρη συνεχόμενη γραμμή) συμπίπτει με την πραγματική καμπύλη (διακεκομμένη γραμμή) στην περιοχή της αρνητικής ανωμαλίας, όπου έχει σχεδιαστεί το σώμα του χρωμίτη. Το σφάλμα στο αριστερό τμήμα του μοντέλου (κόκκινη γραμμή) φυσικά είναι μεγάλο για το λόγο ότι δεν έχουν εισαχθεί άλλα μαγνητισμένα (π.χ. σερπεντινίτες) σώματα αφού μας ενδιαφέρουν μόνο οι αρνητικές ανωμαλίες των χρωμιτών.



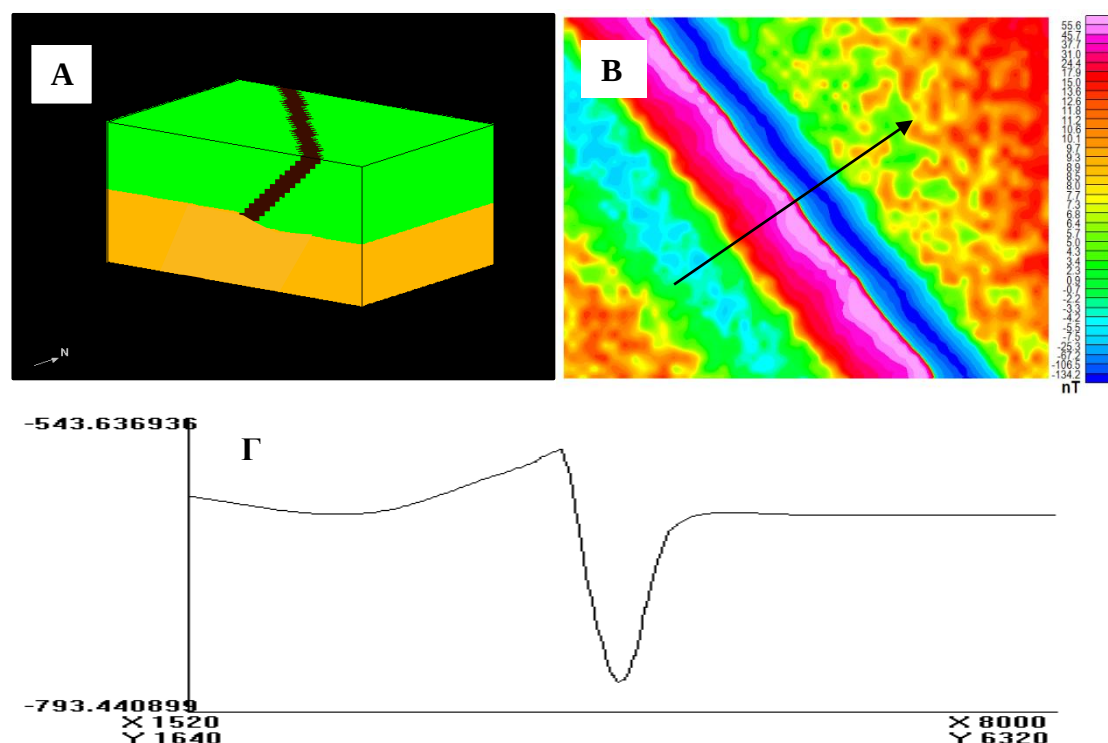
Σχ. 5.1.2. Αποτέλεσμα της λύσης του ευθέος προβλήματος. Με πράσινο είναι ο δουνίτης, με πορτοκαλί ο χαρτζβουργίτης και με καφέ ο χρωμίτης. Στο πάνω τμήμα, η μαύρη συνεχόμενη καμπύλη είναι η υπολογιζόμενη που δημιουργείται από την παραμετροποίηση του συστήματος στο πεδίο του χώρου. Με διακεκομμένη γραμμή είναι η αρχική καμπύλη της μαγνητικής ανωμαλίας σε nT και με κόκκινο χρώμα είναι η καμπύλη του σφάλματος.

5.2 Προσομοίωμα σε τρισδιάστατο χώρο

Το αρχικό προσομοίωμα στον τρισδιάστατο χώρο (Εικόνα 5.2.1 – Α) είναι ένα ορθογώνιο παραλληλεπίπεδο, όπου με βάση τη γεωλογία της περιοχής, προστέθηκαν τρεις κύριοι γεωολογικοί σχηματισμοί. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι ο δουνίτης, ο χαρτζβουργίτης και ο χρωμίτης σε πινακοειδή μορφή. Η προβολή του χρωμίτη μέσα στον δουνίτη, σχεδιάστηκε έτσι λόγω της κλασματικής κρυστάλλωσης και διαφοροποίησης των κρυστάλλων χρωμίτη από τον δουνίτη. Με βάση τον πίνακα 5.1, πραγματοποιήθηκε και η παραμετροποίηση των γεωολογικών σχηματισμών.

Η λύση του ευθέως προβλήματος του αρχικού μοντέλου, έδωσε τα δεδομένα μαγνητικής ανωμαλίας (Εικόνα 5.2.1 – Β) και την καμπύλη από την τομή στην Β (Εικόνα 5.2.1 – Γ).

Η αντιστροφή στο VOXI, πραγματοποιήθηκε ως προς την επιδεκτικότητα και ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI) και παρουσιάζονται στην συνέχεια.



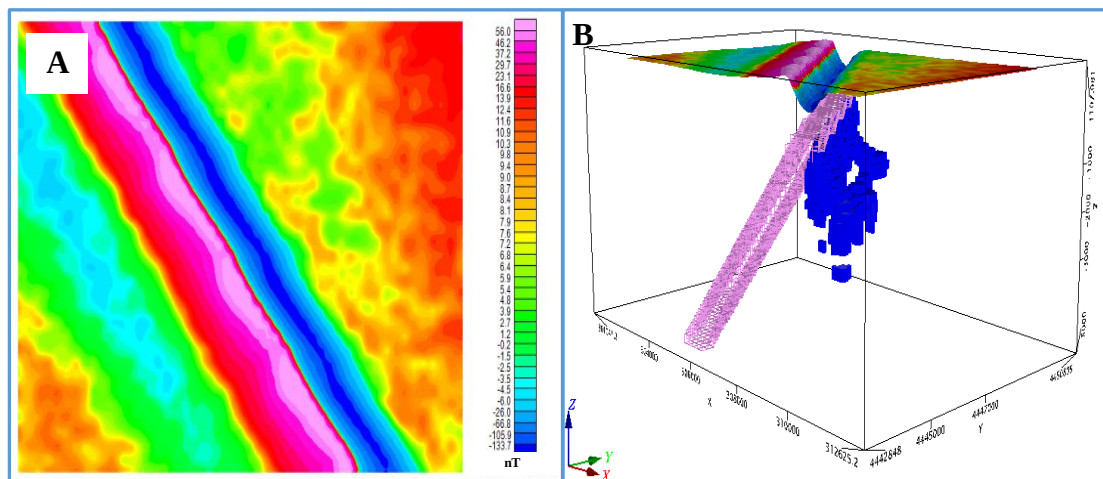
Εικ.5.2.1. Α: Τρισδιάστατο μοντέλο τριών γεωολογικών σχηματισμών. Τα στρώματα είναι ο δουνίτης (πράσινο χρώμα) και ο χαρτζβουργίτης (κίτρινο χρώμα). Με καφέ χρώμα είναι ο χρωμίτης σε πινακοειδή μορφή. Β: Μετρούμενα δεδομένα μαγνητικής ανωμαλίας. Γ: Καμπύλη μαγνητικής ανωμαλίας από την τομή της Β εικόνας.

5.2.1 Αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα

Τα αποτελέσματα από την αντιστροφή του τρισδιάστατου σχήματος, έδωσαν ένα μοντέλο κατανομής της μαγνητικής επιδεκτικότητας, στο οποίο εμφανίζονται σημαντικές αρνητικές ανωμαλίες στην περιοχή. Σύμφωνα με το αρχικό μοντέλο της εικόνας 5.2.1-A, επιλέχθηκε να προβάλλονται μόνο οι αρνητικές τιμές επιδεκτικότητας στα σημεία όπου εμφανίζεται ο ανάστροφα μαγνητισμένος χρωμίτης (Εικ. 5.2.2-B).

Στην εικόνα 5.2.2-A, είναι τα υπολογιζόμενα δεδομένα που έχουν προκύψει από την αντιστροφή. Συγκρίνοντας τα συνθετικά δεδομένα και τα υπολογιζόμενα από το τελικό μοντέλο της αντιστροφής, παρατηρούμε ότι η κατανομή μαγνητικής επιδεκτικότητας που παράχθηκε από την αντιστροφή (Εικ. 5.2.2) προσομοιάζει σε πολύ μεγάλο βαθμό την μαγνητική ανωμαλία που προκαλείται από το αρχικό μοντέλο (Εικ. 5.2.1). Αυτό, οφείλεται στο ότι η κατασκευή του μοντέλου σχεδιάστηκε με ιδανικές γεωλογικές συνθήκες ομογενών και ισότροπων σχηματισμών.

Στην εικόνα 5.2.2-B, παρουσιάζονται προς σύγκριση τα συνθετικά και υπολογισμένα δεδομένα μετά την αντιστροφή της μαγνητικής επιδεκτικότητας. Το σώμα του χρωμιτικού κοιτάσματος από το αρχικό μοντέλο εμφανίζεται με μωβ χρώμα, ενώ με μπλε χρώμα παρουσιάζονται οι αρνητικές τιμές επιδεκτικότητας που εξάγονται από την λύση της αντιστροφής.



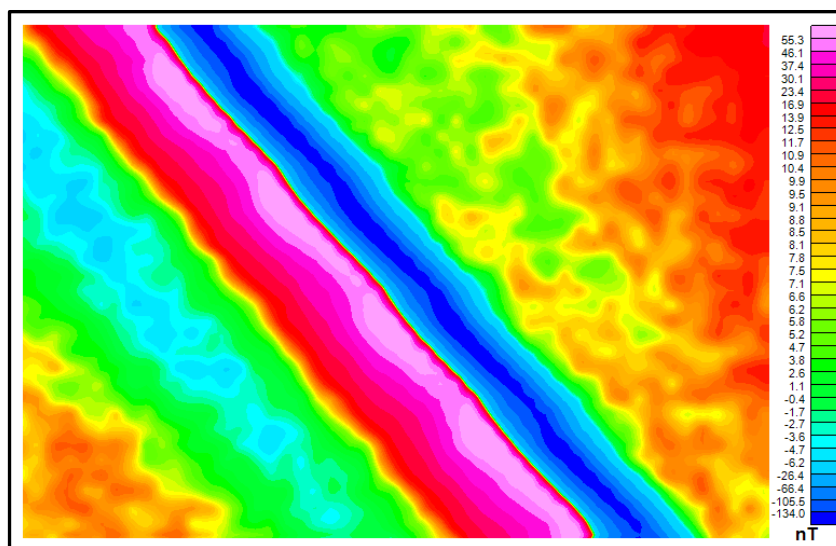
Εικ. 5.2.2. Α: Τα συνθετικά μαγνητικά δεδομένα που έχουν προκύψει από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα.

Β: Η αντιστροφή σε τρισδιάστατη μορφή στην οποία προβάλλονται τα συνθετικά μαγνητικά δεδομένα (πάνω τμήμα), το σώμα του χρωμιτικού κοιτάσματος από το αρχικό μοντέλο (μωβ χρώμα) και οι αρνητικές τιμές επιδεκτικότητας που εξάγονται από την λύση της αντιστροφής (μπλε χρώμα).

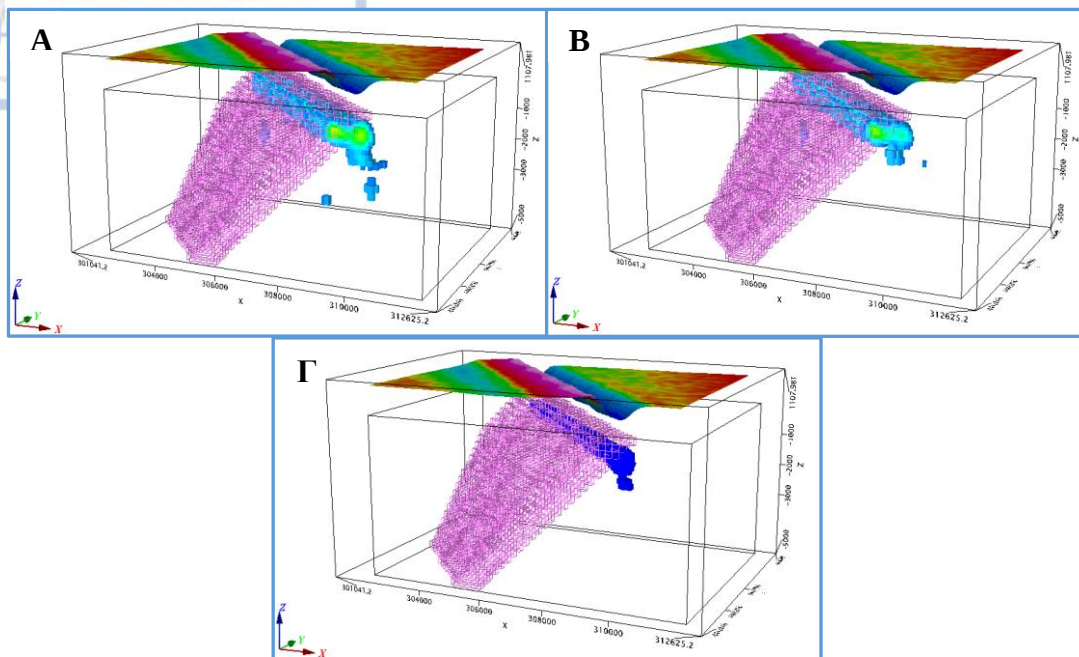
5.2.2 Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)

Η αντιστροφή του αρχικού μοντέλου με τη μέθοδο MVI μας δίνει την κατανομή του διανύσματος μαγνήτισης για κάθε κελί του χώρου του μοντέλου. Στην εικόνα 5.2.3 εμφανίζεται το μαγνητικό πεδίο που παράγεται από αυτή την κατανομή μαγνήτισης και στην εικόνα 5.2.4 εμφανίζονται οι τρεις συνιστώσες **Ampl_mag**, **Eproj** και **Eperp**, όπως αναφέρθηκε στη θεωρία της αντιστροφής σε προηγούμενο κεφάλαιο.

Από την επεξεργασία των συνιστωσών, παρατηρούμε ότι μπορούμε προβάλλοντας ορισμένες τιμές τους (trial and error) να πετύχουμε καλή σύμπτωση με το αρχικό μοντέλο, που είχε σχεδιαστεί κάτω ακριβώς από την αρνητική ανωμαλία του χάρτη των συνθετικών δεδομένων.



Εικ. 5.2.3. Τα συνθετικά δεδομένα από την αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)



Εικ. 5.2.4. **A:** Το πλάτος της μαγνήτισης όπου παρουσιάζονται τιμές μεγαλύτερες από 0.003 (Ampl_mag). **B:** Το πλάτος της μαγνήτισης κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο, με τιμές μεγαλύτερες από 0.003 (Eperp). **Γ:** Η παράλληλη προβολή στο γήινο μαγνητικό πεδίο (Eproj), με τιμές μικρότερες από -0.003.

5.2.3 Σύγκριση των δύο μεθόδων αντιστροφής

Συγκρίνοντας τις δύο μεθόδους αντιστροφής από τις εικόνες 5.2.2 και 5.2.4, παρατηρούμε ότι η αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI) έχει δώσει καλύτερα αποτελέσματα από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα. Αυτό συμβαίνει λόγω του ότι στην αντιστροφή αυτή, εκτός από την επιδεκτικότητα, έχει συμπεριληφθεί και η παραμένουσα μαγνήτιση.

Τα αποτελέσματα από την αντιστροφή ενός προσομοιώματος σε ιδανικές συνθήκες, μας δείχνουν ότι η μέθοδος της αντιστροφής είναι αξιόπιστη σε μεγάλο βαθμό κυρίως σε επιφανειακά βάθη (περίπου στα 200 μέτρα) και κυρίως με την μέθοδο MVI. Έτσι, μπορούμε να εφαρμόσουμε αυτή τη μέθοδο στα πραγματικά δεδομένα της περιοχής Ριζό, ώστε να προσδιορίσουμε τη θέση και τον όγκο των κοιτασμάτων χρωμίτη.

ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΤΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΡΙΖΟ

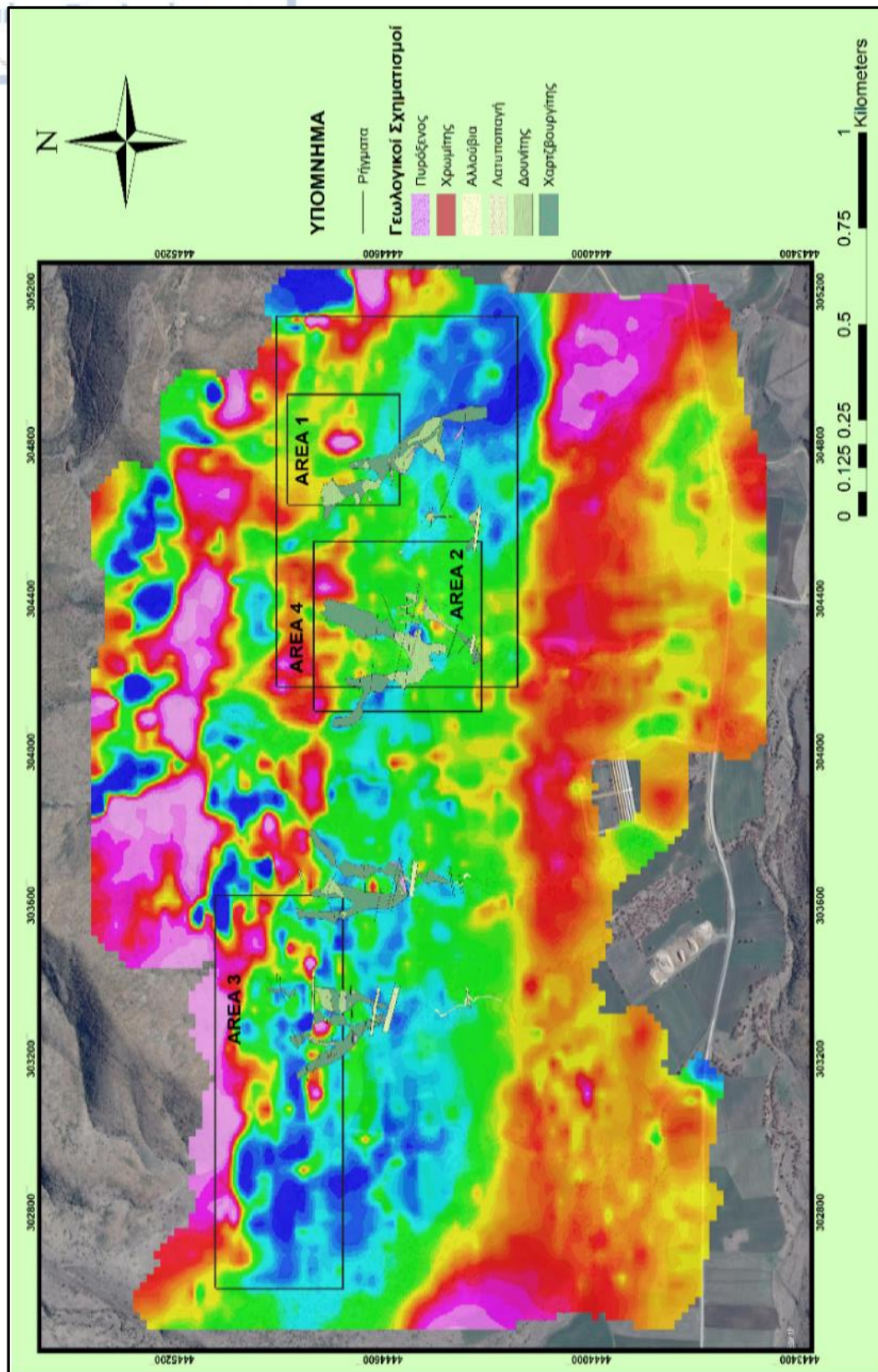
Σ' αυτή την έρευνα, μέσω της εφαρμογής VOXI στο λογισμικό Oasis montaj Viewer της εταιρίας Geosoft, εφαρμόστηκε η αντιστροφή στην υπολειμματική ανωμαλία τοπικού πεδίου (Residual Field), σε τέσσερις περιοχές του χάρτη που έχουν επιλεχθεί λόγω εμφάνισης αρνητικών ανωμαλιών, λόγω γεωλογικών πληροφοριών, ή και λόγω άλλων υφιστάμενων γεωφυσικών μεθόδων. Η τέσσερις αυτές περιοχές, εμφανίζονται στην εικόνα 6.1 και έχουν έκταση:

- AREA1 : 93 000 m²
- AREA2 : 214 185 m²
- AREA3 : 374 115 m²
- AREA4 : 669 560 m²

Πριν την εφαρμογή της αντιστροφής, πραγματοποιήθηκε επεξεργασία στα δεδομένα και μετασχηματισμός ως προς την Άνω Συνέχεια 20 μέτρων, με σκοπό να ελαχιστοποιήσουμε τον επιφανειακό θόρυβο.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι αντιστροφές σε κάθε μια περιοχή, ως προς την επιδεκτικότητα και ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).

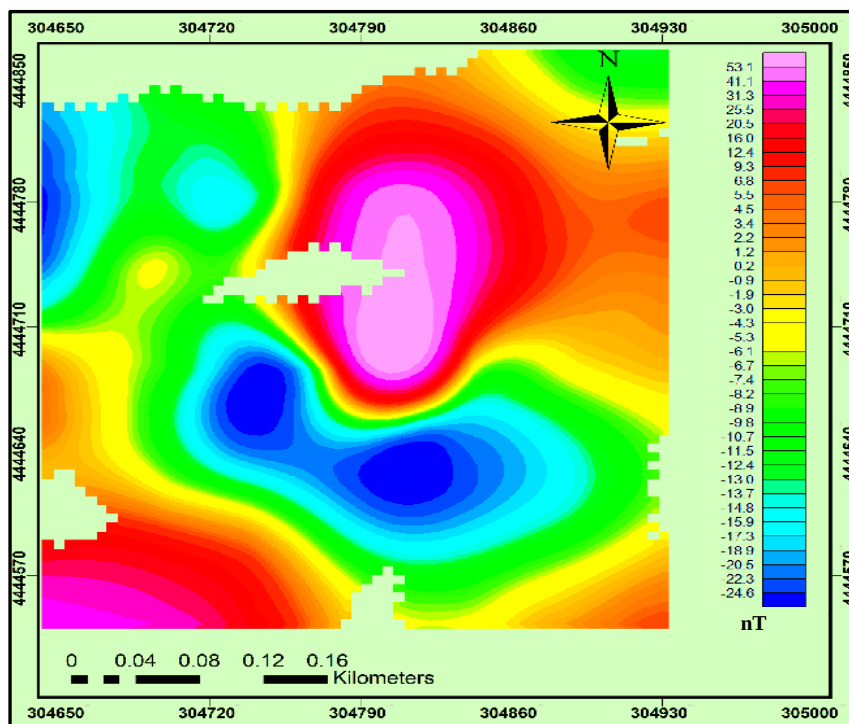
Για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων, επιλέγουμε τη συνιστώσα «Eproj» (βλ. Κεφ. 3.4.2.1) λόγω της ανάστροφης μαγνήτισης του χρωμίτη ως προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (Βουτετάκης 1970), όπου και προβάλλονται οι πιθανές θέσεις των χρωμιτικών κοιτασμάτων.



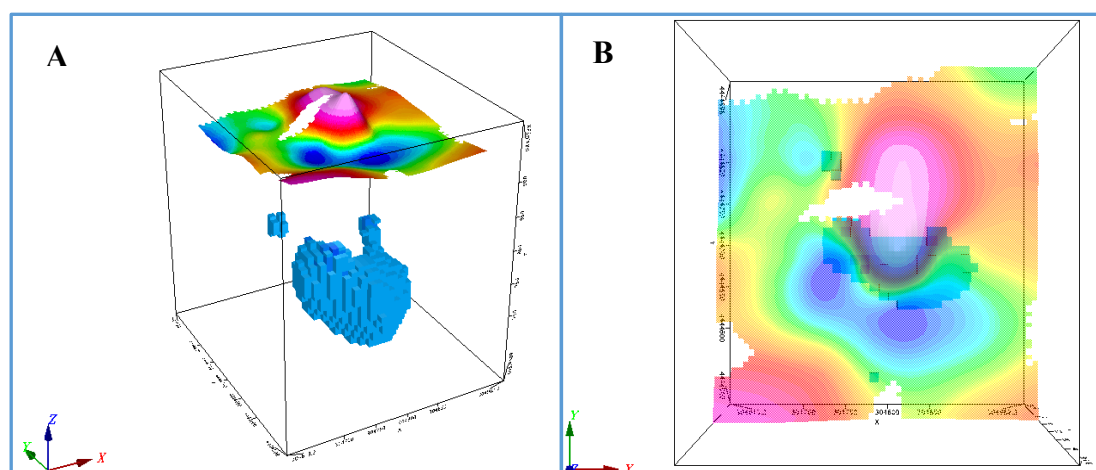
Εικ. 6.1. Χάρτης υπολειμματικής ανωμαλίας στον οποίο εμφανίζονται οι περιοχές όπου εφαρμόστηκε η μέθοδος της αντιστροφής.

6.1 AREA 1

Αντιστροφή ως προς την Επιδεκτικότητα



Εικ. 6.1.1. Τα συνθετικά δεδομένα της πρώτης περιοχής από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα. Δηλαδή αυτά που υπολογίσθηκαν ως αποτέλεσμα της κατανομής της επιδεκτικότητας που προέκυψε.

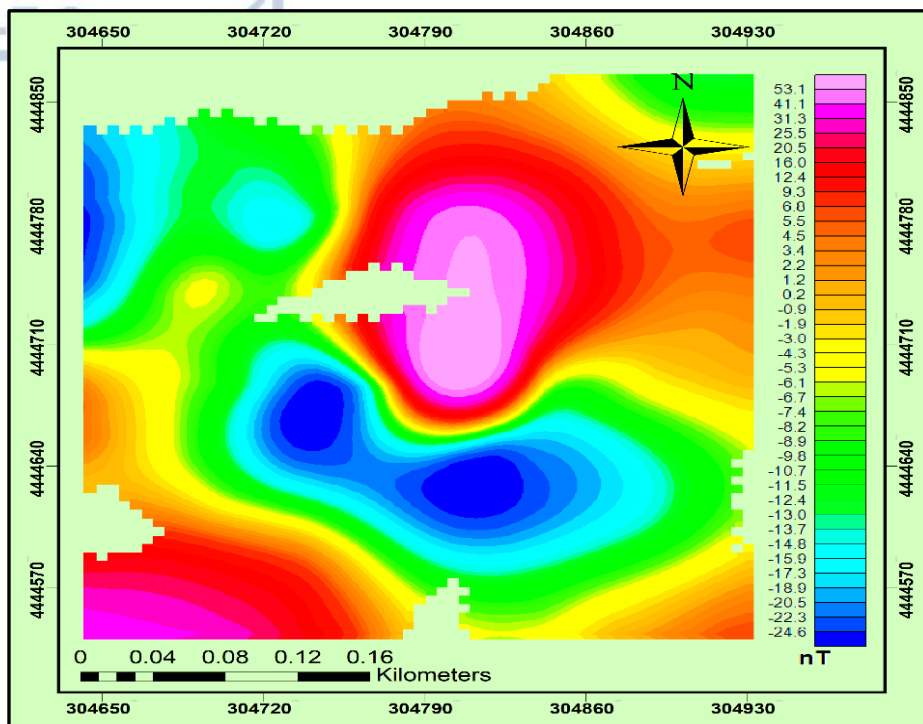


Εικ. 6.1.2. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής επιδεκτικότητας στην περιοχή AREA1 όπου εμφανίζονται οι αρνητικές τιμές κάτω από -0.002.

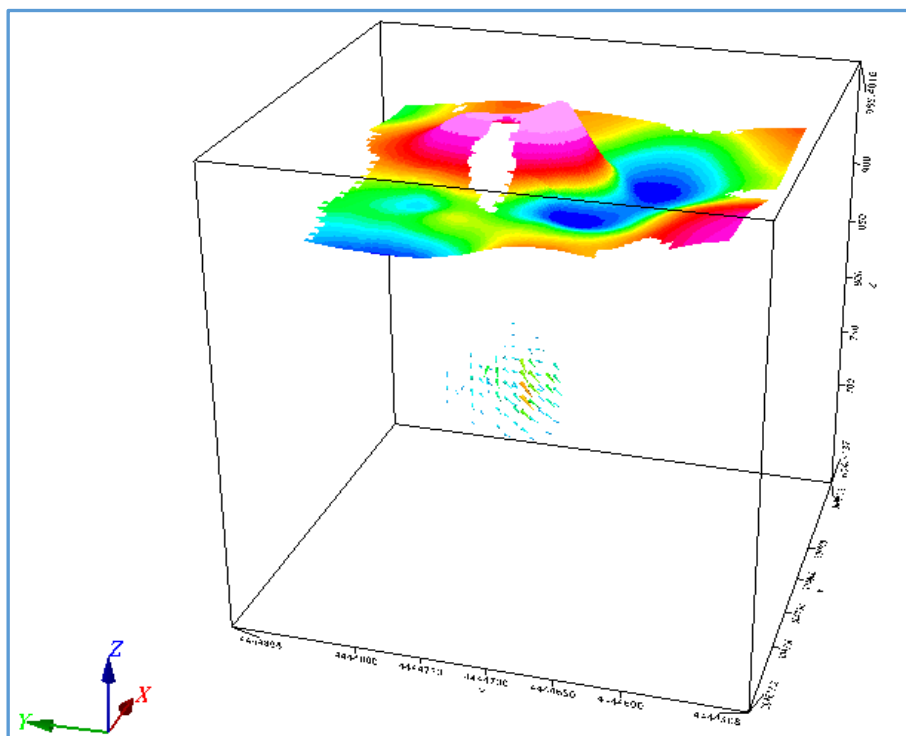
A: Πλάγια Όψη.

B: Κάτοψη

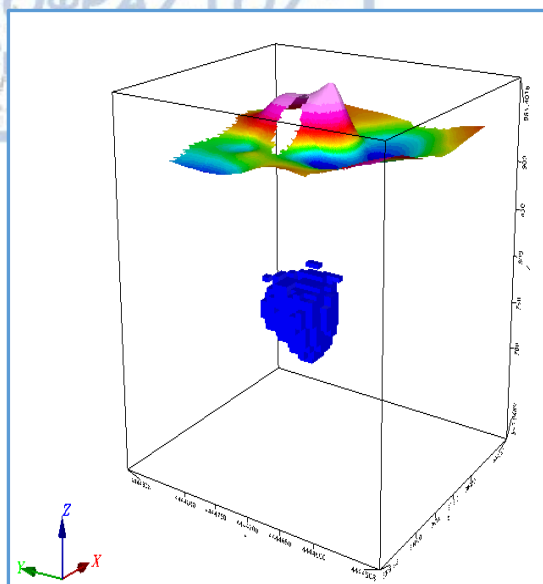
Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)



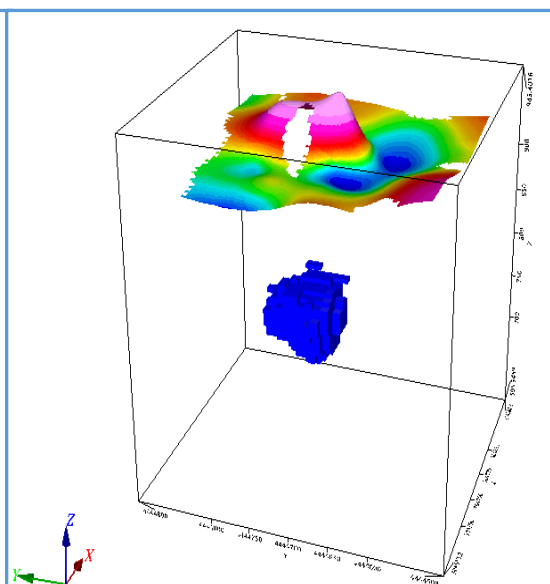
Εικ. 6.1.3. Τα συνθετικά δεδομένα της αντιστροφής από την περιοχή AREA1 ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).



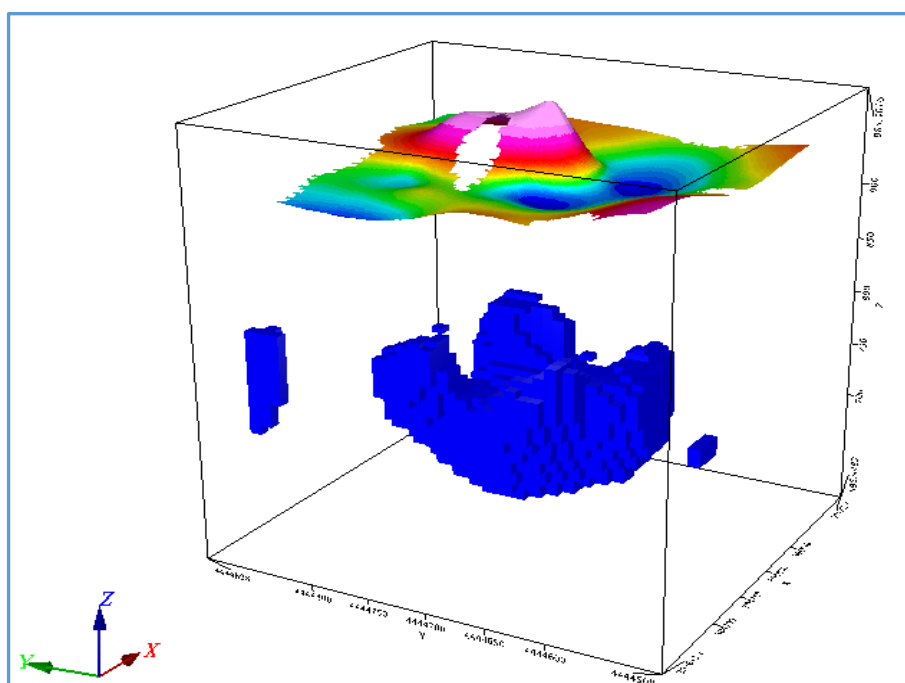
Εικ. 6.1.4. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA1 όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα διανύσματα. Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.007



Εικ. 6.1.5. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA1, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης (amplitude of the magnetization – Ampl_mag). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.007, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη του ολικού διανύσματος της περιοχής.



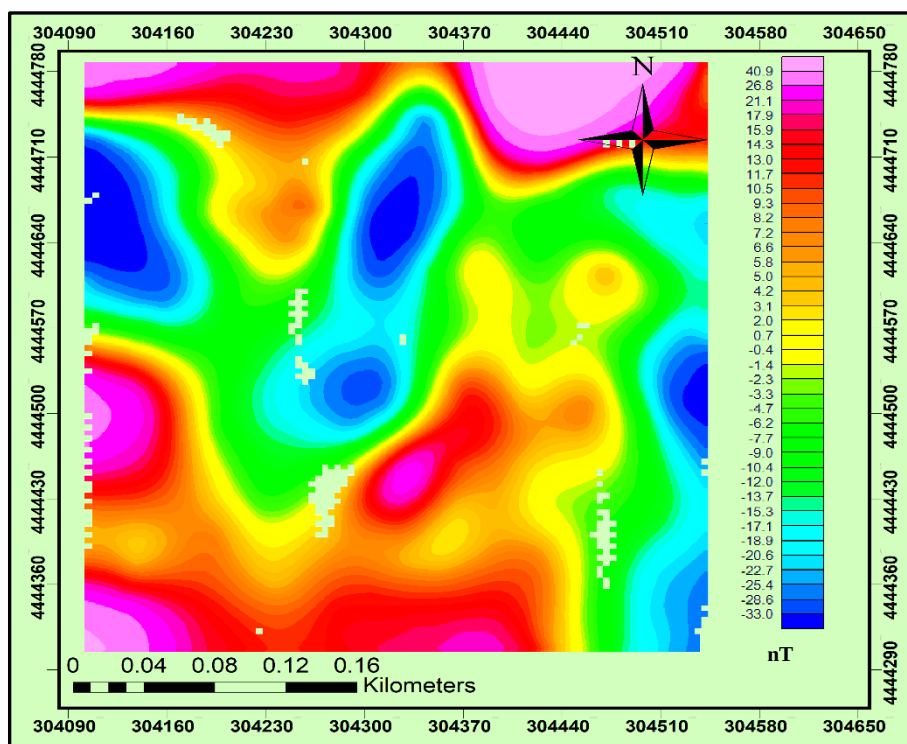
Εικ. 6.1.6. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA1, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (amplitude of the perpendicular to earth field components of the magnetization – Eperp). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.007, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη των κάθετων διανυσμάτων της περιοχής.



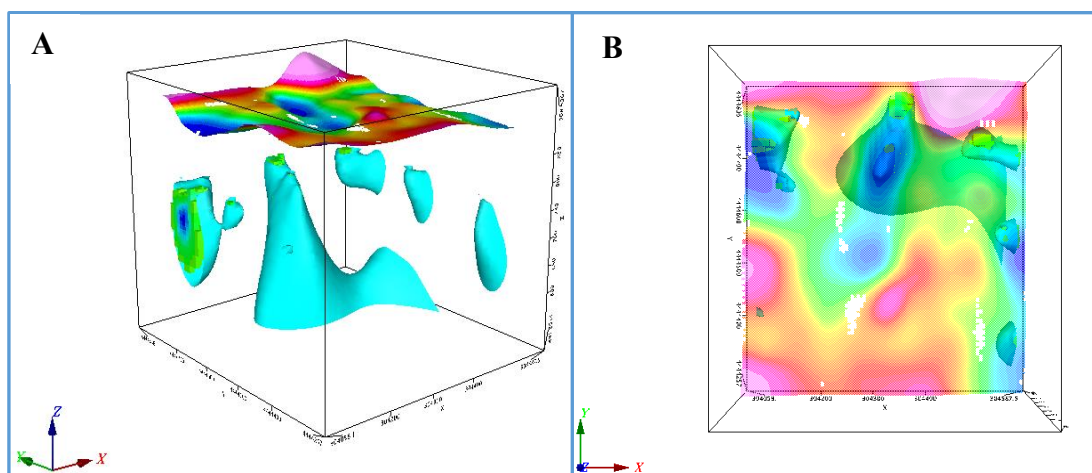
Εικ. 6.1.7. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA1, ως προς τη παράλληλη προβολή στο γήινο μαγνητικό πεδίο (Earth Field projection of the magnetization – Eproj). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μικρότερες από -0.0004, οι οποίες είναι τα πλάτη των μεγαλύτερων ανάστροφων διανυσμάτων.

6.2 AREA 2

Αντιστροφή ως προς την Επιδεκτικότητα



Εικ. 6.2.1. Τα συνθετικά δεδομένα της περιοχής AREA2 από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα.

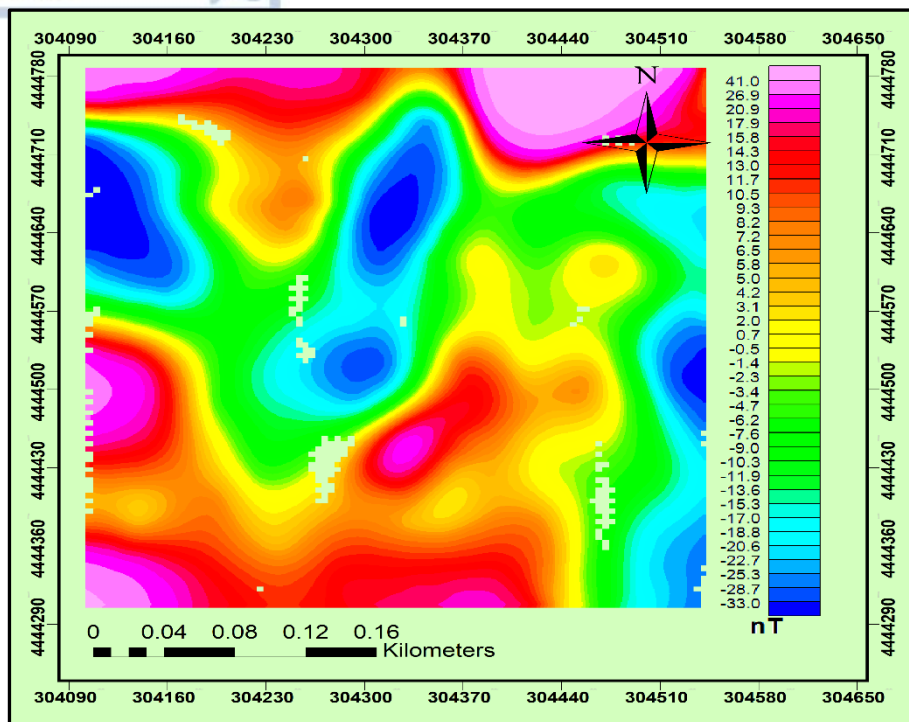


Εικ. 6.2.2. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής στην περιοχή AREA2 όπου εμφανίζονται μόνο αρνητικές τιμές κάτω από -0.003.

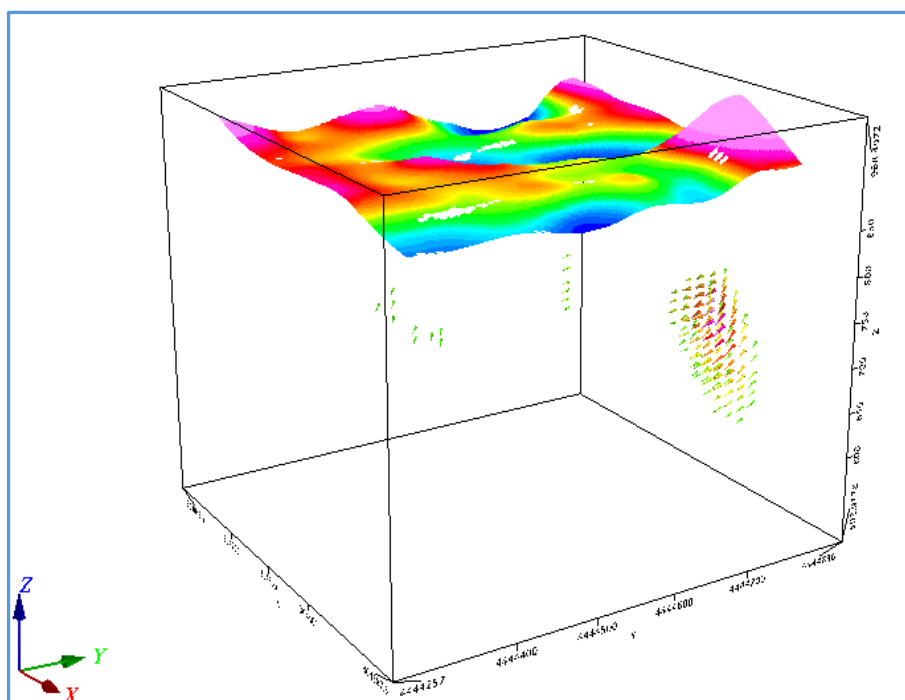
A: Πλάγια όψη.

B: Κάτοψη.

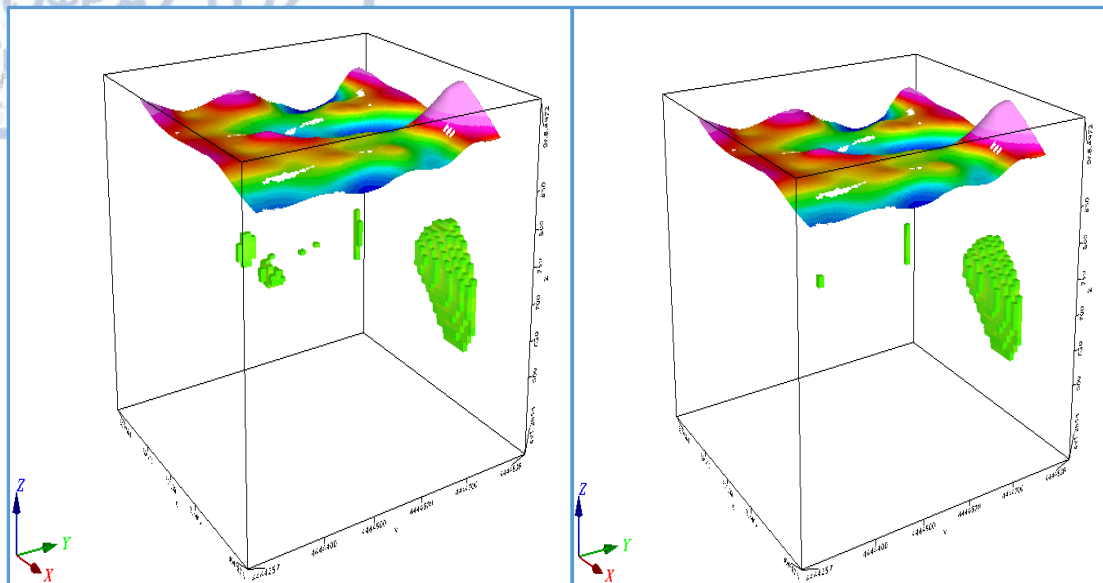
Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)



Εικ. 6.2.3. Τα συνθετικά δεδομένα της αντιστροφής από την περιοχή AREA2 ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).

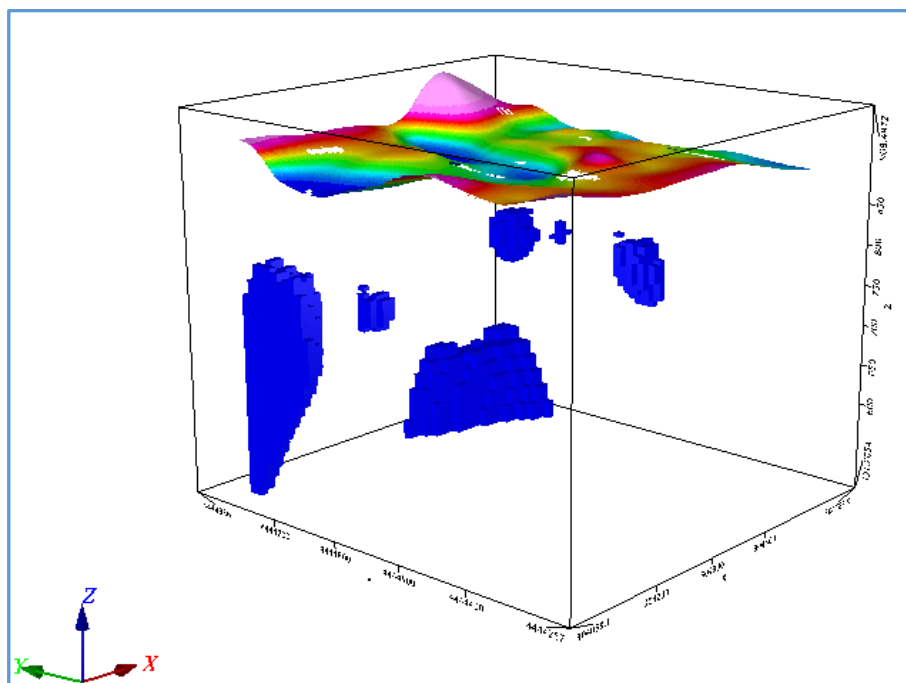


Εικ. 6.2.4. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA1 όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα διανύσματα. Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.005.



Εικ. 6.2.5. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA2, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης (amplitude of the magnetization – Ampl_mag). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.005, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη του ολικού διανύσματος της περιοχής.

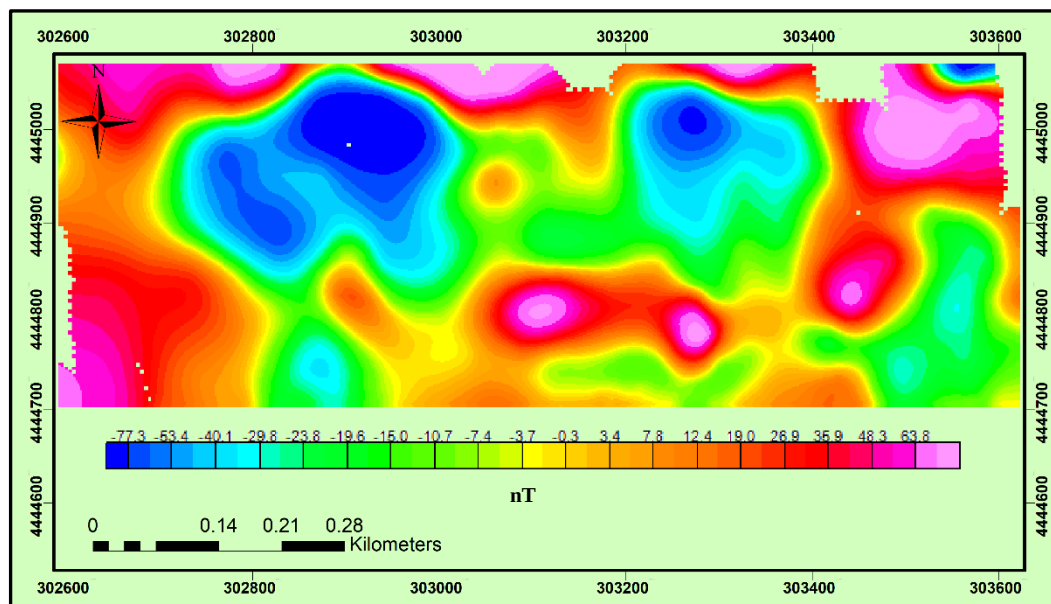
Εικ. 6.2.6. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA2, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (amplitude of the perpendicular to earth field components of the magnetization – Eperp). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.005, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη των κάθετων διανυσμάτων της περιοχής.



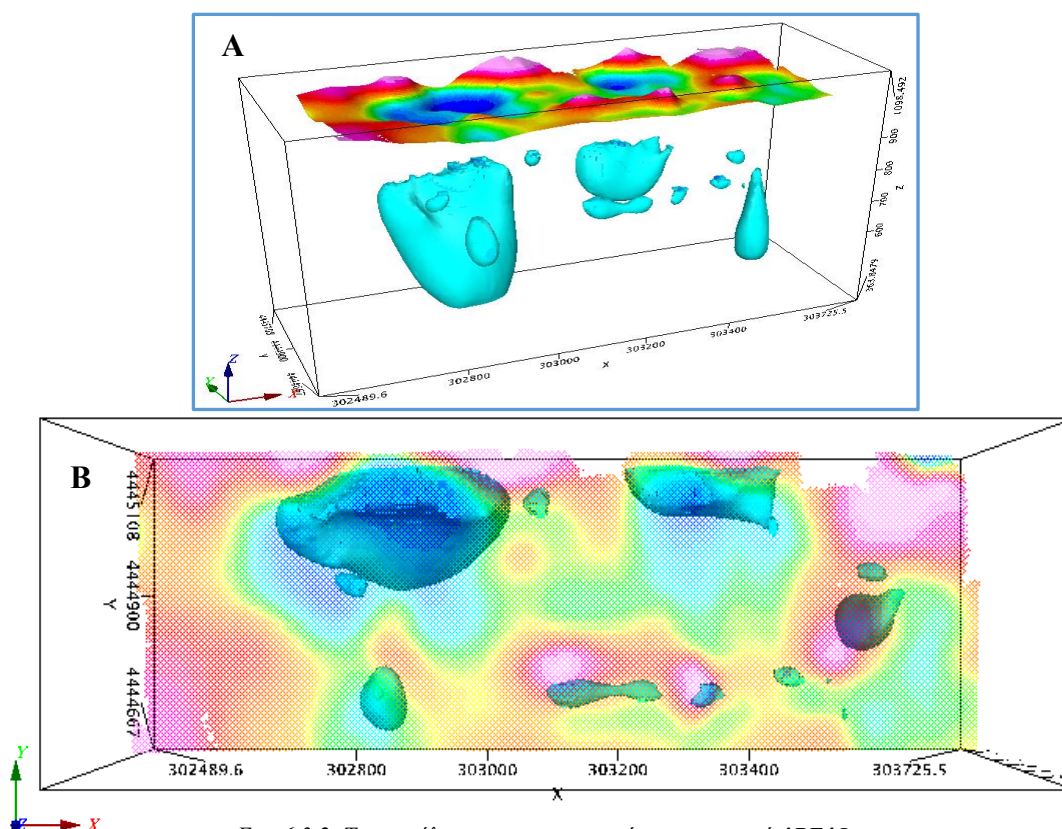
Εικ. 6.2.7. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA2, ως προς τη παράλληλη προβολή στο γήινο μαγνητικό πεδίο (Earth Field projection of the magnetization – Eproj). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μικρότερες από -0.0004, οι οποίες είναι τα πλάτη των μεγαλύτερων ανάστροφων διανυσμάτων.

6.3 AREA 3

Αντιστροφή ως προς την Επιδεκτικότητα



Εικ. 6.3.1. Τα συνθετικά δεδομένα της περιοχής AREA3 από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα.

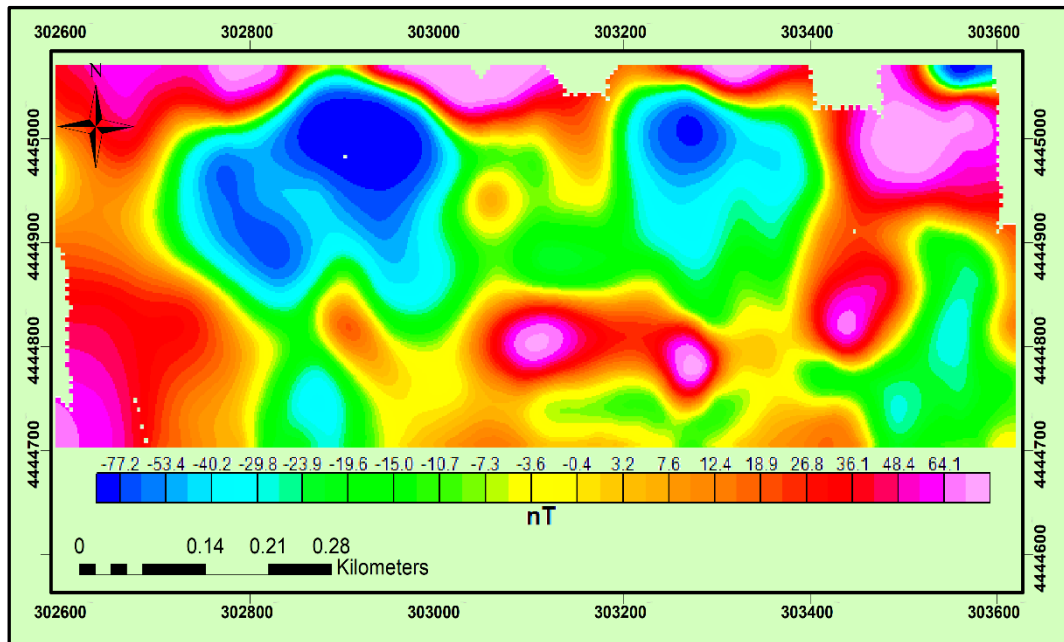


Εικ. 6.3.2. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής στην περιοχή AREA3 όπου εμφανίζονται μόνο αρνητικές τιμές κάτω από -0.003.

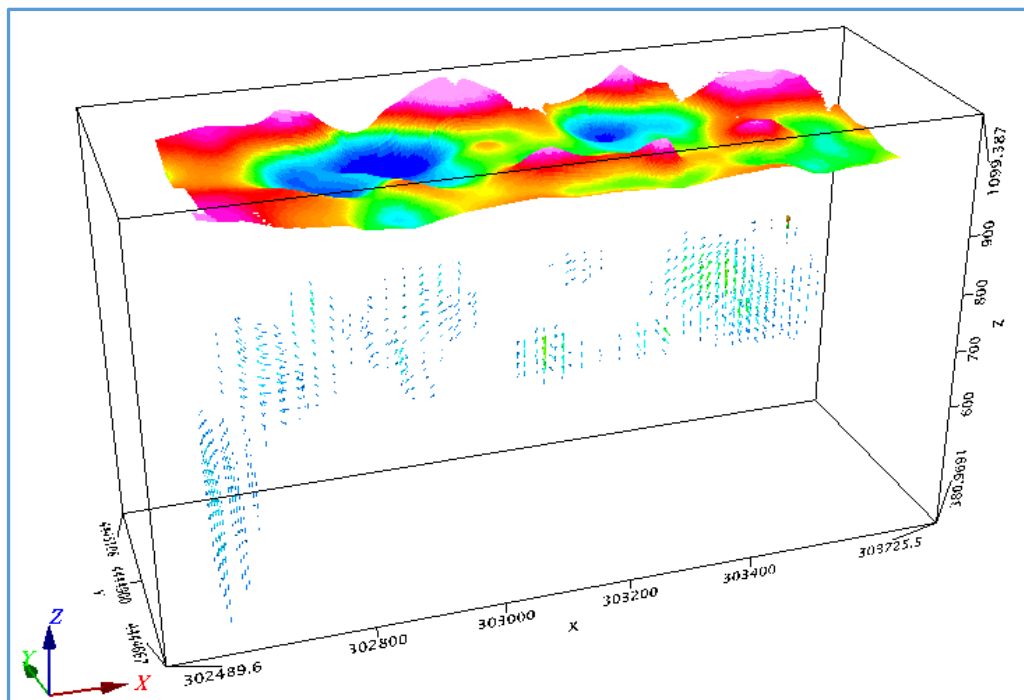
A: Πλάγια όψη.

B: Κάτοψη.

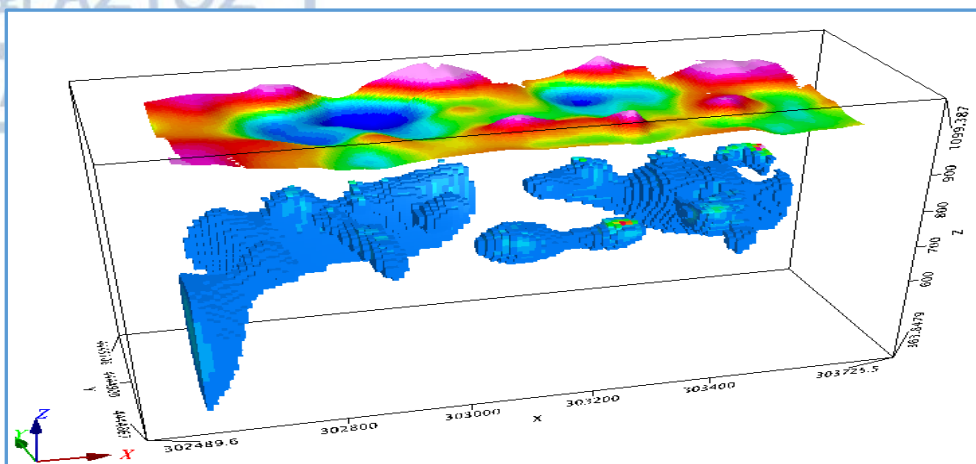
Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)



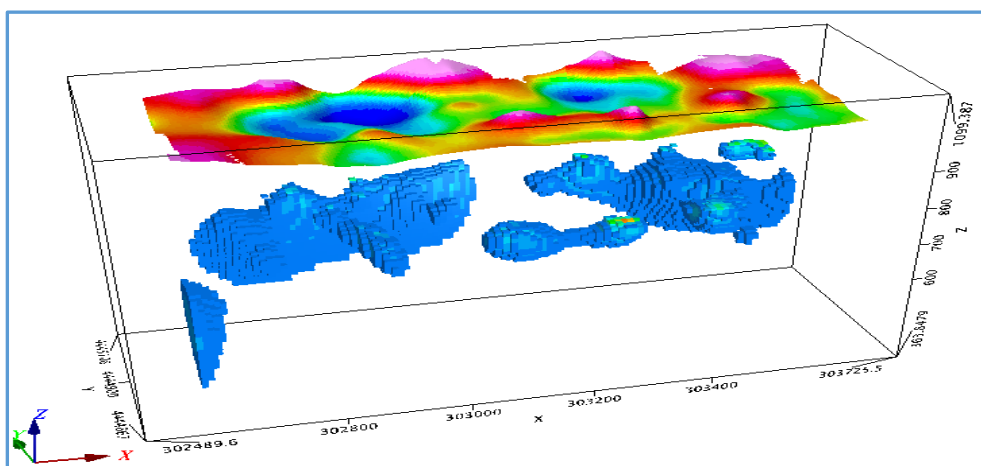
Εικ. 6.3.3. Τα συνθετικά δεδομένα της αντιστροφής από την περιοχή AREA3 ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).



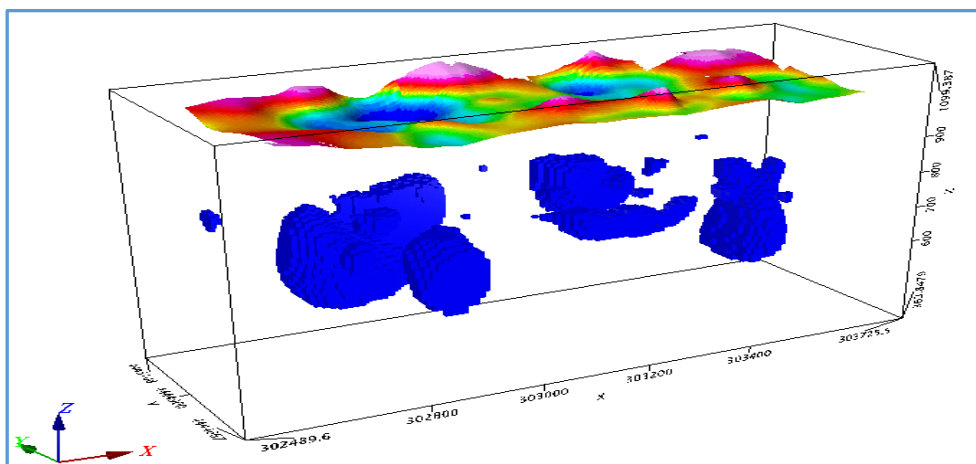
Εικ. 6.3.4. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA3 όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα διανύσματα. Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.003.



Εικ. 6.3.5. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA3, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης (amplitude of the magnetization – Ampl_mag). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.003, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη του ολικού διανύσματος της περιοχής.



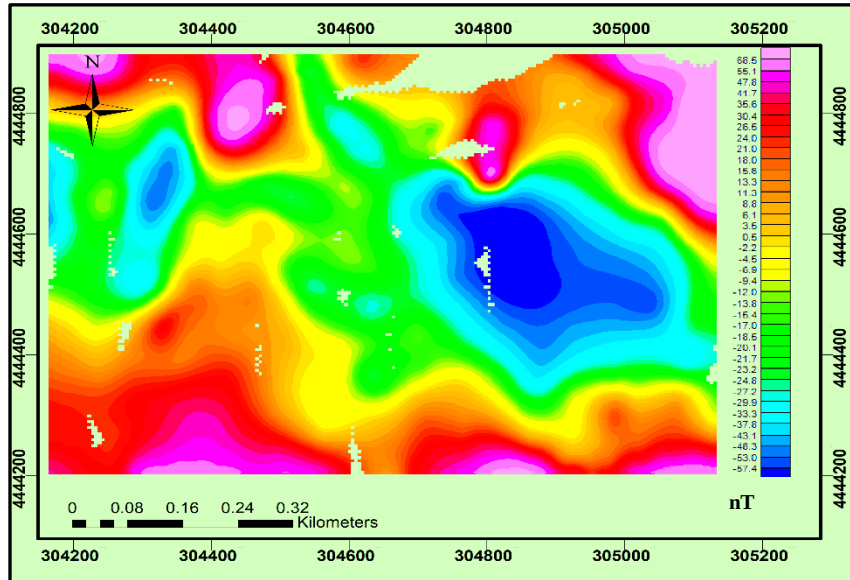
Εικ. 6.3.6. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA3, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (amplitude of the perpendicular to earth field components of the magnetization – Eperp). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.005, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη των κάθετων διανυσμάτων της περιοχής.



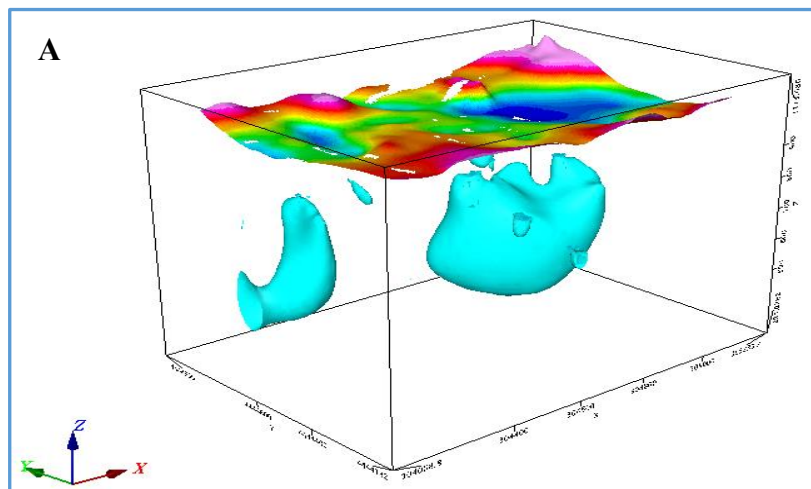
Εικ. 6.3.7. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA3, ως προς τη παράλληλη προβολή στο γήινο μαγνητικό πεδίο (Earth Field projection of the magnetization – Eproj). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μικρότερες από -0.0004, οι οποίες είναι τα πλάτη των μεγαλύτερων ανάστροφων διανυσμάτων.

6.4 AREA 4

Αντιστροφή ως προς την Επιδεκτικότητα



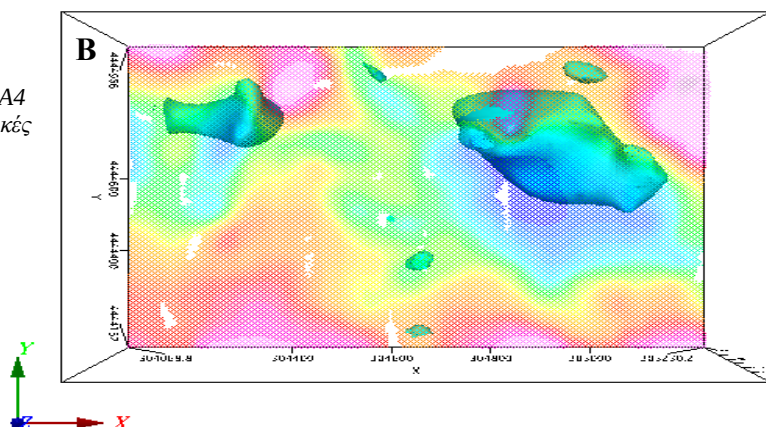
Εικ. 6.4.1. Τα συνθετικά δεδομένα της περιοχής AREA4 από την αντιστροφή ως προς την επιδεκτικότητα.



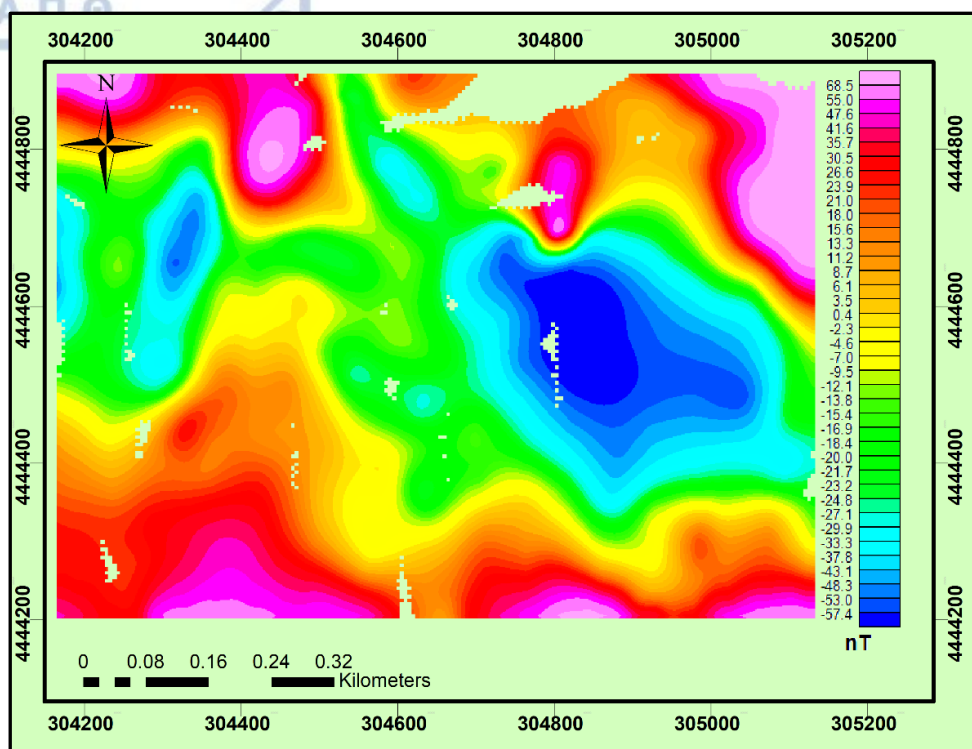
Εικ. 6.4.2. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής στην περιοχή AREA4 όπου εμφανίζονται μόνο αρνητικές τιμές κάτω από -0.003.

A: Πλάγια όψη.

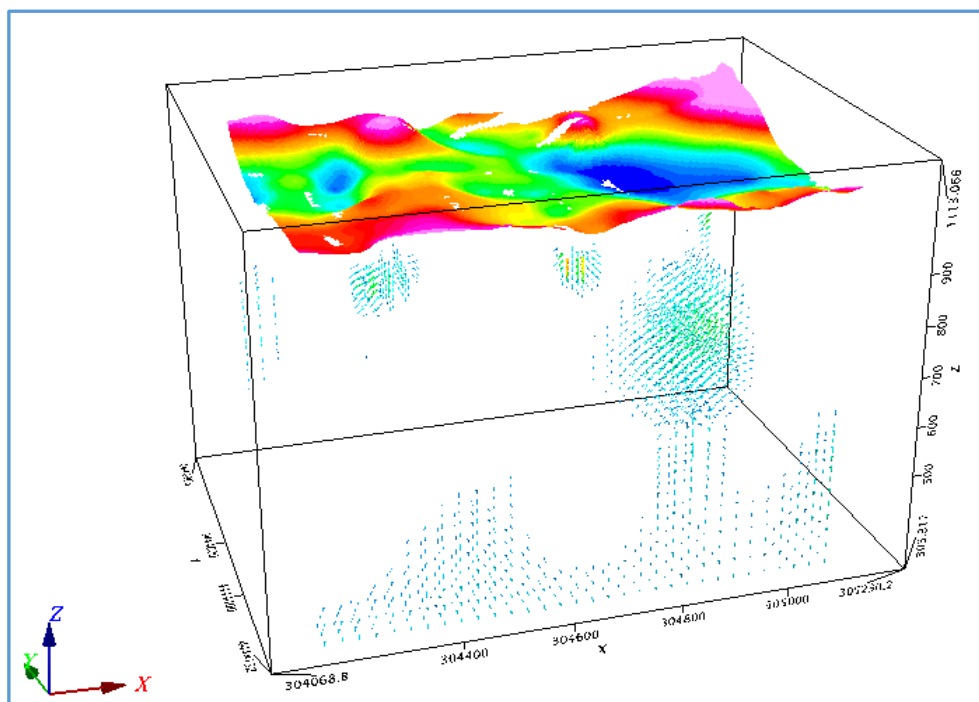
B: Κάτοψη.



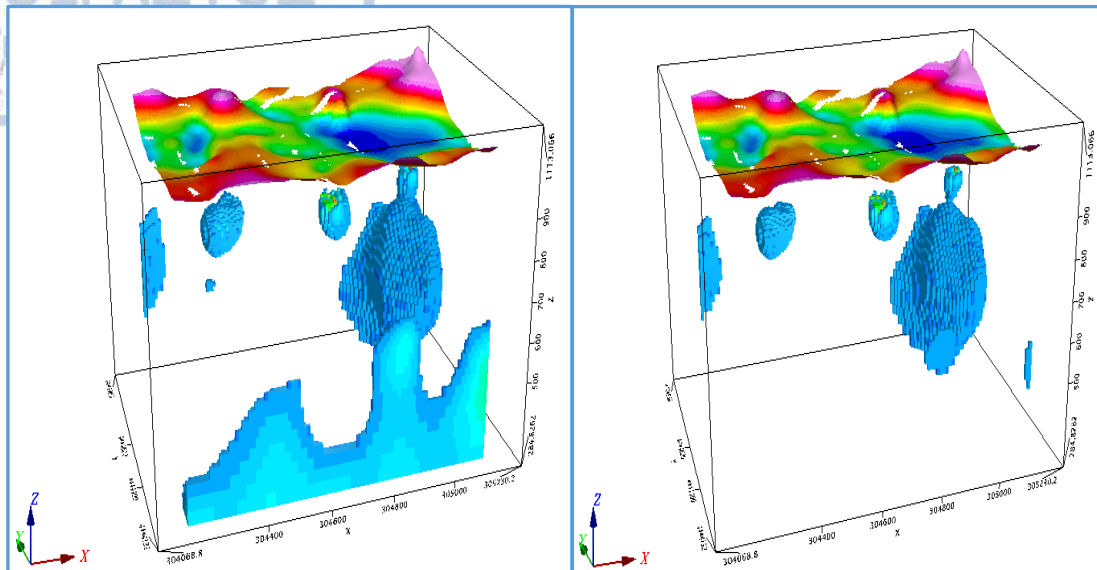
Αντιστροφή ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI)



Εικ. 6.4.3. Τα συνθετικά δεδομένα της αντιστροφής από την περιοχή AREA4 ως προς το διάνυσμα μαγνήτισης (MVI).

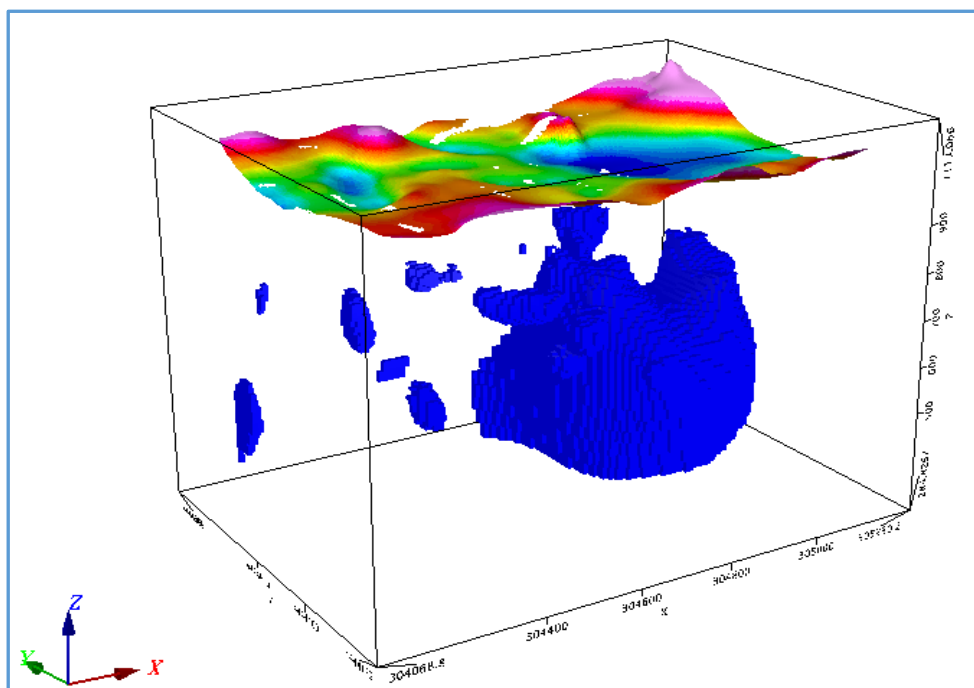


Εικ. 6.4.4. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA4 όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα διανύσματα. Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.004.



Εικ. 6.4.5. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA4, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης (amplitude of the magnetization – Ampl_mag). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.004, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη του ολικού διανύσματος της περιοχής.

Εικ. 6.4.6. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA4, ως προς το πλάτος της μαγνήτισης κάθετα προς το γήινο μαγνητικό πεδίο (amplitude of the perpendicular to earth field components of the magnetization – Eperp). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μεγαλύτερες από 0.004, όπου παρουσιάζονται τα μεγαλύτερα πλάτη των κάθετων διανυσμάτων της περιοχής.



Εικ. 6.4.7. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής (MVI) στην περιοχή AREA4, ως προς τη παράλληλη προβολή στο γήινο μαγνητικό πεδίο (Earth Field projection of the magnetization – Eproj). Οι τιμές που προβάλλονται είναι μικρότερες από -0.0004, οι οποίες είναι τα πλάτη των μεγαλύτερων ανάστροφων διανυσμάτων.

7.1 Συμπεράσματα

Στη παρούσα διατριβή, χρησιμοποιήθηκαν 3 μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης για τον προσδιορισμό χρωμιτικών κοιτασμάτων στη περιοχή Ριζό η οποία βρίσκεται στον Βόρειο Βούρino εφαρμόζοντας σε αυτές την μέθοδο της αντιστροφής. Οι 3 μέθοδοι είναι η ηλεκτρική τομογραφία, η χαμηλών συχνοτήτων ηλεκτρομαγνητική μέθοδος VLF και η μαγνητική μέθοδος.

Η μέθοδος που έδωσε τα καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με την άμεση διερεύνηση της παρουσίας χρωμίτη, ήταν αυτή της μαγνητικής διασκόπησης μετά την αντιστροφή των δεδομένων. Αν και δεν είναι σωστό να λεχθεί ότι τα αποτελέσματα είναι 100% ακριβή, αυτό που μπορεί όμως να επισημανθεί είναι ότι πραγματοποιήθηκε με επιτυχία ο προσδιορισμός της πιθανής θέσης των χρωμιτικών σωμάτων.

Τα συμπεράσματα για κάθε μια μέθοδο, συνοψίζονται ως εξής:

- Εκτελέστηκαν 6 ηλεκτρικές τομογραφίες. Συμπερασματικά, αυτό που διακρίνεται από τις τομογραφίες, είναι οι πολύ ψηλές αντιστάσεις που φθάνουν μέχρι και 50 000 Ohm, οι οποίες θεωρούμε ότι οφείλονται σε συμπαγή υπερβασικά πετρώματα σε αντίθεση με τις πολύ μικρές αντιστάσεις μικρότερων των 10 Ohm τις οποίες θεωρούμε ότι προέρχονται από αργιλοαμμώδης σχηματισμούς, όπως φαίνεται στις εικόνες 4.1.5 και 4.1.6. Επίσης εντοπίζονται και κάποια σχεδόν κατακόρυφα ρήγματα τα οποία επαληθεύονται από αναφορές στο κεφάλαιο 2.5.3 αλλά και από την εικόνα 4.1.4 στην οποία παρουσιάζεται γεωλογική τομή και γεωλογική στήλη.
- Με τη μέθοδο VLF, εντοπίστηκαν αγωγιμες ζώνες που αντιστοιχούν είτε σε ρηξιγενείς δομές με πιθανότητα παρουσίας υπόγειας υδροφορίας είτε σε εξαλλοιωμένες ζώνες με μεταλλοφορία.

- Στη διατριβή του Βουτετάκη (1970) για τη μαγνήτιση των χρωμίτων της περιοχής, συμπέρανε ότι τα χρωμιτικά σώματα παρουσιάζουν μια ασυνήθιστα έντονη αρνητική παραμένουσα μαγνήτιση με διεύθυνση αντιστροφή του επαγόμενου πεδίου. Αυτό το φαινόμενο, αποδόθηκε στην αυτοαναστροφή που υπέστησαν τα χρωμιτικά σώματα λόγω εξαλλοίωσης από ατμοσφαιρικές συνθήκες.

Βάσει αυτής της παρατήρησης στους χρωμίτες, εφαρμόστηκε η μέθοδος της μαγνητικής διασκόπησης, η οποία ήταν η κύρια μέθοδος για την ερμηνεία και τον προσδιορισμό των χρωμιτικών κοιτασμάτων. Μέσω αυτής της μεθόδου, εξήχθησαν αποτελέσματα σε τρισδιάστατη μορφή για τις πιθανές θέσεις των χρωμιτικών σωμάτων σε διάφορες θέσεις της περιοχής.

- Ακόμη, για σκοπούς εκπαιδευτικούς αλλά και για να γίνει έλεγχος της λειτουργίας των μεθόδων της λύσης του ευθέος προβλήματος και της αντιστροφής σε πραγματικά μαγνητικά δεδομένα, έχουν σχεδιαστεί προσομοιώματα κοιτασμάτων χρωμίτη σε δισδιάστατο και τρισδιάστατο χώρο. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης και της αντιστροφής των συνθετικών δεδομένων που υπολογίσθηκαν, ήταν αρκετά ικανοποιητικά αφού μας προσδιόρισαν τη πιθανή θέση των χρωμιτών σε ένα θεωρητικό χώρο. Έτσι με αυτό τον τρόπο, τα μοντέλα βοήθησαν σημαντικά στην ερμηνεία των πραγματικών δεδομένων.



Ελληνική βιβλιογραφία

- Βουτετάκη Κ. Σ. (1970).** Η ΑΝΑΣΤΡΟΦΟΣ ΜΟΝΙΜΟΣ ΜΑΓΝΗΤΙΣΗΣ ΤΩΝ ΧΡΩΜΙΤΩΝ ΝΟΤΙΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ ΚΟΖΑΝΗΣ.
- Ελληνικά Σιδηροκράματα Α.Ε.** Έκθεση για τον προϋπολογισμό του 1990 Β. Βούρινος.
- ΖΑΧΟΣ Κ. (1954).** Η ΧΡΩΜΙΤΟΦΟΡΟΣ ΠΕΡΙΟΧΗ ΒΟΥΡΙΝΟΥ ΚΟΖΑΝΗΣ.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Μ. Δ. (2010).** ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ.
- Παπαζάχου Κ. Β. (1986).** ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ.
- Σταμπολίδης Δ. Α. (1999).** ΤΟ ΓΕΩΜΑΓΝΗΤΙΚΟ ΠΕΔΙΟ ΣΤΗΝ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ ΚΑΙ ΤΗΝ ΘΡΑΚΗ ΚΑΙ Η ΣΧΕΣΗ ΤΟΥ ΜΕ ΤΗΝ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΚΑΙ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.
- Τσόκας Ν. Γ. (1999).** ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΤΙΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ ΤΩΝ ΔΥΝΑΜΙΚΩΝ ΠΕΔΙΩΝ.

Διεθνής Βιβλιογραφία

- Aisengart T. (2013).** 3D Inversion of Magnetic Data at Low Magnetic Latitudes.
- Blakely J. R. (1995).** POTENTIAL THEORY IN GRAVITY AND MAGNETIC APPLICATIONS.
- Constable S., Parker. R., and Constable C. (1987).** Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 289-300.
- Cordell L. and McCafferty A.E. (1989).** A terracing operator for physical property mapping with potential field data. Geophysics 54, 621–634.
- Ellis G. R., Barry de Wet, Macleod N. Ian (2012).** Inversion of Magnetic Data from Remanent and Induced Sources.
- Ellis G. R., Diorio A. P., Macleod N. Ian (2013).** Auxiliary Information in Geophysical Inversion.
- Franklin J.N. (1970).** Well-posed stochastic extensions of illposed linear problems. Journal of Mathematical Analysis and Applications, 31, 682–716.
- Golub G. H. and Reinsch C. (1970).** Singular Value Decomposition and Least Square Solutions. Numer. Math 14. 403-420.
- Hanna W. F. (1990).** "Some historical notes on early magnetic surveying in the U.S. Geological Survey," in Geologic Application of Modern Aeromagnetic Surveys, W. F. Hanna (ed.), 63-73, U.S. Geological Survey Bulletin 1924.
- Junjie Zhou, Xingdong Zhang, Chunxiao Xiu (2015).** A MATLAB-Based Numerical and GUI Implementation of Cross-Gradients Joint Inversion of Gravity and Magnetic Data.



Kim J.H. (2010). DC2DPro – User’s Manual, KIGAM, KOREA.

Konstantopoulou G. (1993). Structural Geology of the Rizo Chrome Ore District, Vourinos Ophiolite, Greece.

Konstantopoulou G. (1993). Structural criteria in locating chromite ores: evidence from the Rizo district, Vourinos ophiolite, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece Vol. XXVIII/2, page 381-392, Athens 1993.

Lanczos C. (1960). Linear differential operators. D. Van Nostrad Company Ltd.

Lelièvre G. P. and Oldenburg W. D. (2005). Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility.

Levenberg K. (1944). A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares. The Quarterly of Applied Mathematics, 2. 164-168.

Lines L.R. and Treitel S. (1984). Tutorial: a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. Geophysical Prospecting, 32, 159-186.

MacLeod N. I., Ellis G. R. (2015). Quantitative Magnetization Vector Inversion.

MacLeod N. I., Ellis G. R. (2013). Magnetic Vector Inversion, a simple approach to the challenge of varying direction of rock magnetization.

Marquardt D. (1963). An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters. SIAM Journal on Applied Mathematics, 11, 431–441.

Milsom J. (2003). FIELD GEOPHYSICS.

Monteiro F. A. S. (2006). Instructions for Running PrepVLF and Inv2DVLF 2-D Inversion of VLF-EM single frequency programs.

Nicolas A. (1989b). Analyse préliminaire des données structurales du Vourinos.

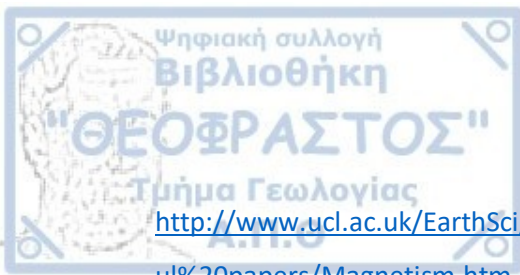
Oasis Montaj online help for MVI.

Shearer E. S. (2005). Three-dimensional inversion of magnetic data in the presence of remanent magnetization.

Telford M. W., Geldart P. L., Sherif E. R. (1990). Applied Geophysics – Second Edition.

Tikhonov A. N. and Arsenin V. Y. (1977). Solutions of Ill-Posed Problems. Winston and Sons, Washington DC.

Tikhonov A. N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. Soviet Mathematics. 4. 1035-1038



Άλλες Πηγές

<http://www.ucl.ac.uk/EarthSci/people/lidunka/GEOL2014/Geophysics9%20Magnetism/Useful%20papers/Magnetism.htm>

<https://www.en.wikipedia.org/wiki/Magnetism>

https://www.en.wikipedia.org/wiki/Potential_theory

https://www.en.wikipedia.org/wiki/Inverse_problem

<https://www.youtube.com/watch?v=r4f8AMg84Zk>

<http://opencourses.uoa.gr/modules/document/file.php/.pdf>