

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ (ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ) ΓΙΑ ΤΗΝ ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗΣ ΣΕ ΠΑΡΑΚΤΙΟΥΣ ΥΔΡΟΦΟΡΕΙΣ

ΗΑΜΟΑΝ ΗΑΜΟΑΝ Μηχανικός ορυκτών πόρων-ΜΔΕ Περιβαλλοντική Γεωτεχνολογία

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΤΡΙΜΕΛΗ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης (επιβλέπων) ΛΟΥΗΣ ΙΩΑΝΝΗΣ, Καθηγητής – Πανεπιστημίου Αθηνών ΤΣΟΥΡΛΟΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ, Επίκουρος Καθηγητής – Α.Π.Θ.

Χανιά 2010

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης (επιβλέπων) ΛΟΥΗΣ ΙΩΑΝΝΗΣ, Καθηγητής – Πανεπιστημίου Αθηνών ΤΣΟΥΡΛΟΣ ΠΑΝΑΓΙΩΤΗΣ, Επίκουρος Καθηγητής – Α.Π.Θ. ΚΑΡΑΤΖΑΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, Καθηγητής- Πολυτεχνείου Κρήτης ΜΑΝΟΥΤΣΟΓΛΟΥ ΕΜ., Αναπληρωτής Καθηγητής- Πολυτεχνείου Κ ΣΑΡΡΗΣ ΑΠΟΣΤΟΛΟΣ, Ερευνητής- Α΄ ΙΤΕ/ΙΜΣ ΣΟΥΠΙΟΣ ΠΑΝΤΕΛΗΣ, Επίκουρος Καθηγητής -ΤΕΙ Κρήτης



Η παρούσα διδακτορική διατριβή χρηματοδοτήθηκε από το Πρόγραμμα Ενίσχυσης του Ερευνητικού Δυναμικού (ΠΕΝΕΔ)-2003 με τίτλου "Συμβολή της γεωφυσικής έρευνας στον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού και την διαχείριση των υπόγειων νερών στην περιοχή Στύλος Χανίων".

...Στους γονείς μου Ali και Fahmieh για την υπομονή τους, την αγάπη τους και την στήριξη που μου πρόσφεραν όλα αυτά τα χρόνια.

"If you would be a real seeker after truth, it is necessary that at least once in your life you doubt, as far as possible, all things."

Rene Descartes (1596-1650)

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή αφορά στην ανάπτυξη και εφαρμογή τεχνικών συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Η συγκεκριμένη προσέγγιση αντιστροφής στοχεύει στην απόκτηση ενός πιο αξιόπιστου μοντέλου χωρικής κατανομής γεωλογικών σχηματισμών, καθώς αυτό αφενός θα βασίζεται σε όλα τα διαθέσιμα γεωφυσικά δεδομένα και αφετέρου θα καθίσταται ευκολότερη η ερμηνεία των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από διαφορετικές γεωφυσικές μεθόδους.

Ειδικότερα, αναπτύχθηκε ένας αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, που χρησιμοποιεί δύο υπάρχοντες αλγορίθμους επίλυσης του σεισμικού και γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος, μετά από κατάλληλες τροποποιήσεις. Ο αλγόριθμος αυτός στηρίζεται στην ποσοτική εκτίμηση της ομοιότητας, η οποία αναμένεται να υπάρχει μέχρι έναν βαθμό και για μία δεδομένη θέση, στα δομικά χαρακτηριστικά των σεισμικών και γεωηλεκτρικών μοντέλων. Το αποτέλεσμα της εφαρμογής της τεχνικής αυτής είναι η απόκτηση δύο τομών με κοινά στοιχεία για το πάχος και το βάθος των σεισμικών και γεωηλεκτρικών στρωμάτων, διευκολύνοντας έτσι την διαδικασία της ερμηνείας των δεδομένων.

Προκειμένου να αξιολογηθεί ο αλγόριθμος ως προς την αποτελεσματικότητά του, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές σε συνθετικά δεδομένα. Τα αποτελέσματα των δοκιμών αυτών προσεγγίζουν καλύτερα τα πραγματικά μοντέλα σε σύγκριση με εκείνα που προκύπτουν από τις παραδοσιακές μεθόδους ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων.

Η εφαρμογή των τεχνικών συνδυασμένης αντιστροφής επικεντρώθηκε σε παράκτιες περιοχές, με σκοπό την ανίχνευση και τον εντοπισμό του μετώπου υφαλμύρινσης. Το φαινόμενο της υφαλμύρινσης αποτελεί ένα από τα σημαντικότερα περιβαλλοντικά προβλήματα που συναντάται στον ελληνικό χώρο. Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής πραγματοποιήθηκε γεωφυσική διασκόπηση στην περιοχή Στύλος Χανίων, με σκοπό την ανίχνευση και τον εντοπισμό της ζώνης ανάμειξης υφάλμυρου και γλυκού νερού, καθώς και την χαρτογράφηση των τεκτονικών συνθηκών που ευνοούν την διείσδυση του θαλασσινού νερού.

Ο αλγόριθμος που αναπτύχθηκε εφαρμόστηκε σε πραγματικά δεδομένα από την περιοχή Στύλος. Αξίζει να σημειωθεί, ότι η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από ανομοιογένεια του υπεδάφους (καρστικοποίηση) κάτι που δημιουργεί σοβαρά προβλήματα κατά την αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Οι τεχνικές της συνδυασμένης αντιστροφής αποτέλεσαν ένα ισχυρό εργαλείο για την βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων σε μια περιοχή περίπλοκης γεωλογικής δομής όπως είναι η υπό μελέτη περιοχή, με απώτερο στόχο τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού/γλυκού νερού.

ABSTRACT

The primary goal of this dissertation is to develop joint inversion techniques of electrical and seismic data. The aim of such techniques is to improve the obtained subsurface model, which will be consistent with all the available geophysical data. The resulting model will be more reliable and will accommodate the interpretation process since structural similarity between both seismic and electrical model will be guaranteed.

In particular, an algorithm for the joint inversion of resistivity and seismic tomography was developed. This algorithm utilizes two existing algorithms for solving the electrical and seismic forward problem, after the necessary modification. It is based on the quantitative estimation of the structural similarity expected, to some extent at a given location, between the seismic and electrical model. The results obtained from the application of this technique are two sections with common thickness and depths of the seismic and electrical layers, making the geological interpretation of these models much easier.

In order to evaluate the efficiency of this algorithm, different tests were run on synthetic data. It is shown that the joint inversion techniques give better results than the conventional inversion methods of resistivity and seismic data. The application of the developed joint inversion techniques is focused on coastal areas in order to help mapping the salinity front, since salt water intrusion phenomena is considered one of the most important environmental problems in Greece.

In this thesis, a geophysical survey was accomplished in the Stilos region, Chania, in order to map the salt water intrusion zone. The geophysical survey helped also in pointing out geological structures that might favor salt water intrusion mechanism. Among various geophysical methods, Resistivity and seismic methods were considered most suitable for such target. The developed algorithm was applied on real data from the Stilos region. Its worth pointing out that the survey region is strongly karstified, which increases the uncertainty in the resistivity and seismic data inversion. The joint inversion techniques are considered a powerful tool to optimize

the results over regions with complicated geological structures such as the survey region.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Αφιερώνω αυτά τα λίγα λόγια ευχαριστίας στους ανθρώπους που συνέβαλαν, ο καθένας με τον τρόπο του, στην ολοκλήρωση αυτής της διδακτορικής διατριβής.

Θα ήθελα να εκφράσω τις πιο θερμές μου ευχαριστίες στον επιβλέποντα της διατριβής κ. Βαφείδη Αντώνιο, καθηγητή του Τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης. Χωρίς την αμέριστη συμπαράστασή του η ολοκλήρωση της διατριβής δεν θα είχε επιτευχθεί. Τον ευχαριστώ θερμά για την συνεχή βοήθεια, την επιστημονική του καθοδήγηση, καθώς και για την ηθική και οικονομική υποστήριξη του μέσω της συμμετοχής μου σε ερευνητικά προγράμματα. Μετά από σχεδόν 10 χρόνια άψογης συνεργασίας, θεωρώ τιμή μου ότι μου δόθηκε η ευκαιρία να συνεργαστώ με έναν πραγματικό δάσκαλο τόσο της επιστήμης όσο και της ανθρωπιάς.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στην τριμελή επιτροπή. Ειδικότερα, ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή κ. Ιωάννη Λούη για τις εύστοχες συμβολές του και την ιδέα που μου έδωσε για το θέμα της διατριβής. Επίσης ευχαριστώ τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παναγιώτη Τσούρλο ο όποιος παρακολούθησε όλη την διαδικασία εκπόνησης της διατριβής αυτής και συνέβαλε τα μέγιστα με τις εύστοχες παρατηρήσεις και συμβολές του. Τον ευχαριστώ θερμά για την διάθεση του αλγόριθμου του, αλλά και για τον χρόνο που αφιέρωσε για να μου λύσει κάθε προβληματισμό που αφορούσε τον αλγόριθμο.

Ευχαριστώ θερμότατα τον Επίκουρο καθηγητή κ. Παντελή Σουπιό για την διάθεση του αλγόριθμου του, τον χρόνο που θυσίασε για να μου διευκρινίσει κάθε λεπτομέρεια στον αλγόριθμό, την ανεκτίμητη βοήθεια του σε θέματα αντιστροφής, αλλά και την ηθική στήριξη ειδικά στους δύσκολους τελευταίους μήνες.

Θερμότατες ευχαριστίες οφείλω στον αναπληρωτή καθηγητή κ. Εμμανουήλ Μανούτσογλου (μέλος ερευνητικής επιτροπής του ΠΕΝΕΔ) για την συνεχή βοήθεια σε θέματα γεωλογίας, αλλά και την ηθική στήριξη όλα αυτά τα χρόνια. Ευχαριστώ τον κ. Γεώργιο Καρατζά που με τίμησε και δέχτηκε να είναι στην ερευνητική

επιτροπή του ΠΕΝΕΔ αλλά και στην συμβουλευτική επιτροπή της διατριβής. Επίσης τις θερμές μου ευχαριστίες στον κ. Απόστολο Σαρρή για τις εύστοχες παρατηρήσεις και συμβολές πάνω στο θέμα της διατριβής, αλλά και τις ευκαιρίες που πρόσφερε για την απόκτηση εμπειριών σε γεωφυσικές διασκοπήσεις.

Εκτός από την συμβουλευτική επιτροπή υπήρχαν και άλλοι που βοήθησαν, ο καθένας με τον τρόπο, στην ολοκλήρωση της συγκεκριμένης διατριβής. Ευχαριστώ θερμά τον κ. Λαμπαθάκη, τον κ. Δασσύρα από τον ΟΑΔΥΚ, τον κ. Βοζινάκη από την Νομαρχιακή Αυτοδιοίκηση Χανίων για την διάθεση γεωλογικών, γεωτρητικών και υδρογεωλογικών στοιχείων για την περιοχής μελέτης, τον κ. Χριστόπουλο για την διάθεση του εργαστηρίου του όπου δοκιμάστηκε ο αλγόριθμος. Ευχαριστώ επίσης τον κ. Καραούλη για την διάθεση του αλγόριθμου του ευθέως ηλεκτρικού προβλήματος σε περιβάλλον matlab και την βοήθεια του σε θέματα προγραμιστιμού.

Θερμές ευχαριστίες οφείλω στον φίλο και συνάδελφο τον κ. Γιώργο Κρητικάκη για την πολύτιμη βοήθεια και την άψογη συνεργασία, καθώς επίσης και τα υπόλοιπα μέλη του εργαστηρίου εφαρμοσμένης γεωφυσικής τον κ. Ανδρονικίδη Νίκο και τον κ. Οικονόμου Νίκο για την συνεχή υποστήριξή τους, και την άψογη συνεργασία όλα αυτά τα χρόνια. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω όλους τους φίλους μου, ειδικά την κα. Παπαδάκη Ράνια για την ηθική στήριξη και την πολύτιμη τεχνική βοήθεια τους.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην οικογένεια μου για την ηθική και υλική υποστήριξη που μου πρόσφεραν όλα αυτά τα χρόνια.

Η διατριβή αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Ενίσχυσης Ερευνητικού Δυναμικού (ΠΕΝΕΔ 2003) το οποίο συγχρηματοδοτείται κατά:

- 75% της Δημόσιας Δαπάνης από την Ευρωπαϊκή "Ενωση Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο
- 25% της Δημόσιας Δαπάνης από το Ελληνικό Δημόσιο Υπουργείο Ανάπτυξης – Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας

• και από τον Ιδιωτικό Τομέα

στο πλαίσιο του Μέτρου 8.3 του Ε.Π. Ανταγωνιστικότητα – Γ΄ Κοινοτικό Πλαίσιο Στήριξης.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗν
ABSTRACT VI
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣix
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ xi
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ1
1.1 ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ-ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ
1.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ
1.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ
1.4 ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ
ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ11
2.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ
2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ
2.3 ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ17
2.3.1 Επίλυση του ευθέως γεωλεκτρικού προβλήματος σε δύο διαστάσεις
2.3.1.1 Η χρήση των πεπερασμένων στοιχείων στην επίλυση του ευθέως γεωλεκτρικού προβλήματος
2.3.1.2 Οριακές συνθήκες
2.3.1.3 Υπολογισμός του δυναμικού
2.3.2 Επίλυση του σεισμικού ευθέως προβλήματος, υπολογισμός σεισμικών ακτινών και χρόνων διαδρομής31
2.3.2.1 Περιγραφή αλγορίθμου επίλυσης σεισμικού προβλήματος
3. ΓΕΝΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ (ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ) 40
3.1 ΒΑΣΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ
3.2 ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ43

3.2.1 Υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα και του αντίστροφου του	. 48
3.2.2 Αντιστροφή με περιορισμούς	52
3.2.2.1 Απόσβεση (Damping)	54
3.2.2.2 Εξομάλυνση (Smoothing)	.55
3.2.2.3 Μέθοδος των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων	. 57
3.2.3 Αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής	. 59
4. ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ	62
4.1 ΣΤΟΧΟΣ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	. 63
4.2 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ	64
4.3 ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΜΕ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟ ΣΤΙΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ	. 70
4.4 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ	. 79
4.5 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΜΕ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟ ΣΤΙΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	82
4.5.1 Μοντέλο 1	. 82
4.5.2 Μοντέλο 2	96
4.5.3 Μοντέλο 3	. 103
5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ	109
5.1 ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗΣ	.110
5.2 ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ	. 112
5.3 ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ	.115
5.3.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line1 και σεισμική γραμμή FGS1	. 118
5.3.1.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line1	. 119
5.3.1.2 Σεισμική γραμμή FGS1	120
5.3.1.3 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής line1 και της σεισμικής τομής FGS1	121
5.3.1.4 Εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες στην γεωηλεκτρική τομής line1 και την σεισμική τομή FGS1	123
5.3.2 Γεωηλεκτρική γραμμή Line6 και σεισμική γραμμή CAS2	. 125
5.3.2.1 εφαρμογή συνδυασμένης αντιστροφής διατάξεων στην γεωηλεκτρική γραμμή Line6	127

5.3.2.2 Σεισμική γραμμή CAS2	. 128
5.3.2.3 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής line6 και της σεισμικής τομής CAS2	129
5.3.2.4 Εφαρμογή συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδε στην γεωηλεκτρική τομή line6 και σεισμική τομή CAS2	:ς 130
5.3.3 Γεωηλεκτρική γραμμή Line2	133
5.3.4 Γεωηλεκτρική γραμμή Line5	135
5.3.5 Γεωηλεκτρική γραμμή Line11	137
5.3.6 Γεωηλεκτρική γραμμή Line10	139
5.3.7 Γεωηλεκτρική γραμμή Line7	141
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	144
7.1 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	145
7.2 ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	148
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	151
ПАРАРТНМА А	189

IKEDAAAIO 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το πρώτο κεφαλαίο αποτελεί μια γενική εισαγωγή για την παρούσα διατριβή. Αρχικά, αναφέρεται συνοπτικά η σημασία και συνεισφορά της Περιβαλλοντικής Γεωφυσικής στην ανίχνευση ζωνών υφαλμύρινσης σε παράκτιες περιοχές. Στην συνέχεια, παρουσιάζεται ο βασικός στόχος της διατριβής και το κύριο αντικείμενο με το οποίο πραγματεύεται. Ακολουθεί μια σύντομη αναφορά στα βασικά βήματα της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε, και παρουσιάζονται τα βασικά γεωλογικά και υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης. Τέλος, συνοψίζεται η δομή της διατριβής.

1.1. ANTIKEIMENO – ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Τα τελευταία χρόνια οι γεωφυσικές μέθοδοι παρουσίασαν σημαντική τεχνολογική άνθιση, με αποτέλεσμα να εφαρμόζονται ευρέως στην απεικόνιση του υπεδάφους. Έχουν καθιερωθεί πλέον σε τομείς όπως η μεταλλευτική έρευνα, η αναζήτηση κοιτασμάτων πετρελαίου και φυσικού αερίου, η εφαρμοσμένη μηχανική και η αρχαιομετρία. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι παραδοσιακές γεωφυσικές τεχνικές που αρχικά εφαρμόζονταν στην αναζήτηση κοιτασμάτων πετρελαίου και μεταλλευμάτων βρίσκουν πια πρόσφορο έδαφος στον εντοπισμό της ρύπανσης των υπόγειων νερών και των εδαφικών σχηματισμών.

Πρόσφατα αναπτύχθηκε ένας καινούριος κλάδος της εφαρμοσμένης γεωφυσικής, η αποκαλούμενη Περιβαλλοντική Γεωφυσική. Ο κλάδος αυτός πραγματεύεται κατά κύριο λόγο περιβαλλοντικά προβλήματα που αφορούν στην ανίχνευση και χαρτογράφηση ρύπανσης σε εδάφη και υπόγεια νερά. Η Περιβαλλοντική Γεωφυσική εμφανίζει αυξημένες δυνατότητες στη γρήγορη, μη-καταστρεπτική αξιολόγηση μίας ρυπασμένης περιοχής.

Ένα από τα σημαντικότερα περιβαλλοντικά προβλήματα που συναντάται στον ελληνικό χώρο είναι η υφαλμύρινση. Το πρόβλημα της υφαλμύρινσης σε παράκτιες περιοχές οφείλεται στην υπεράντληση των υπόγειων υδάτων. Η υπεράντληση είναι δυνατόν να ελαττώσει ή ακόμη και να αναστρέψει την φυσική υδραυλική βαθμίδα προς την θάλασσα προκαλώντας τη διείσδυση του θαλασσινού νερού προς την ενδοχώρα. Οι συνέπειες του φαινομένου είναι καταστρεπτικές για τους υδροφόρους ορίζοντες καθώς και για την οικονομική ζωή της περιοχής. Αξίζει δε να σημειωθεί ότι το πρόβλημα γίνεται ακόμη πιο έντονο όταν οι παράκτιες περιοχές αποτελούνται από καρστικοποιημένους γεωλογικούς σχηματισμούς, καθότι οι καρστικές δομές διευκολύνουν την διείσδυση του θαλασσινού νερού.

Οι γεωφυσικές τεχνικές που εφαρμόζονται στην ανίχνευση των ζωνών υφαλμύρινσης ποικίλουν. Η επιλογή τους εξαρτάται κάθε φορά από τον επιθυμητό στόχο και τη φύση του προβλήματος που μελετάται. Ειδικότερα, οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι σε θέση να ανιχνεύσουν άμεσα την παρουσία αλμυρού νερού στο υπέδαφος, λόγω της μεγάλης αγωγιμότητας που παρουσιάζει το πρώτο. Αντίθετα,

άλλες γεωφυσικές τεχνικές όπως είναι η σεισμική ανάκλαση και διάθλαση δεν είναι κατάλληλα εργαλεία για την "άμεση" ανίχνευση της υφαλμύρινσης. Εντούτοις, συμβάλλουν στην διερεύνηση των συνθηκών εκείνων του υπεδάφους που ευνοούν την εξάπλωση της υφαλμύρινσης (ρήγματα, τεκτονικές συνθήκες κλπ).

Στα πλαίσια μίας γεωφυσικής διασκόπησης πραγματοποιούνται μετρήσεις με όσο το δυνατόν περισσότερες μεθόδους, προκειμένου να συγκριθούν τα μεταξύ τους αποτελέσματα και να προκύψει η πιο αξιόπιστη δυνατή λύση. Το στάδιο δε της ερμηνείας των γεωφυσικών αποτελεσμάτων αποτελεί επίπονη διαδικασία που απαιτεί μεγάλη εμπειρία από τον γεωφυσικό. Η συνδυαστική ερμηνεία διαφόρων γεωφυσικών μεθόδων γίνεται ακόμα πιο δύσκολη παρουσία καρστικών δομών που αναμένεται να υποβαθμίσουν την ποιότητα των δεδομένων.

Ένας τρόπος για την αύξηση της αξιοπιστίας των γεωφυσικών αποτελεσμάτων, αλλά και την διευκόλυνση της ερμηνείας τους, είναι η συνδυαστική επεξεργασία των δεδομένων από διάφορες γεωφυσικές μεθόδους. Η συγκεκριμένη τεχνική εξασφαλίζει την χρήση όλων την διαθέσιμων γεωφυσικών δεδομένων σε μια περιοχή, για την παραγωγή ενός ενιαίο γεωλογικό μοντέλο του υπεδάφους. Στα πλαίσια της διατριβής μελετούνται αρχικά οι τεχνικές συνδυαστικής αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Στην συνέχεια, αναπτύχθηκε ένας αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων και εφαρμόστηκε σε συνθετικά δεδομένα για τον έλεγχο της αξιοπιστίας του.

Ο αλγόριθμος εφαρμόστηκε αργότερα σε πραγματικά δεδομένα από μια γεωφυσική διασκόπηση που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή Στύλος Χανίων. Η συγκεκριμένη διασκόπηση είχε σκοπό την ανίχνευση και τον εντοπισμό της ζώνης ανάμειξης υφάλμυρου και γλυκού νερού, αλλά και την χαρτογράφηση των τεκτονικών συνθηκών που ευνοούν την διείσδυση του θαλασσινού νερού. Για το συγκεκριμένο έργο, οι σεισμικές μέθοδοι και οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κρίθηκαν ως οι πιο κατάλληλες για τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού. Η περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από ανομοιογένεια του υπεδάφους (καρστικοποίηση) η οποία δημιουργεί σοβαρά προβλήματα κατά την αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Η εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής

αποτέλεσε ένα πολύ ισχυρό εργαλείο για τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού στην έντονα καρστικοποιημένη περιοχή του Στύλου.

1.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την υλοποίηση του στόχου της διατριβής περιλαμβάνει τα εξής βήματα:

- Ανασκόπηση της υπάρχουσας βιβλιογραφίας σε θέματα που αφορούν τις γεωφυσικές μεθόδους υψηλής ανάλυσης και την εφαρμογή τους σε προβλήματα ρύπανσης των υπόγειων νερών. Συγκέντρωση γεωλογικών και υδρογεωλογικών στοιχείων από υπάρχουσες μελέτες για την περιοχή ενδιαφέροντος.
- Σχεδιασμός της γεωφυσικής διασκόπησης. Η γεωλογική πληροφορία και η βιβλιογραφική έρευνα αποτέλεσαν την βάση για τον ορθό σχεδιασμό της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε. Χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής διάθλασης για την ανίχνευση της ζώνης υφαλμύρινσης, ενώ οι θέσεις των γραμμών μελέτης επιλέχτηκαν με βάση το ανάγλυφο της περιοχής, καθώς και την γεωλογική και υδρογεωλογική διαθέσιμη πληροφορία.
- Επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων με συμβατικές μεθόδους. Χρησιμοποιήθηκαν γνωστά εμπορικά λογισμικά πακέτα για την αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Στην συνέχεια έγινε προσπάθεια για την συνδυαστική ερμηνεία του συνόλου της γεωφυσικής πληροφορίας.
- Πραγματοποιήθηκε εκτενής βιβλιογραφική έρευνα για τις τεχνικές συνδυαστικής επεξεργασίας ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Μελετήθηκαν οι αλγόριθμοι που έχουν προταθεί κατά καιρούς από διάφορους επιστήμονες, αλλά και τα προβλήματα που αντιμετώπισαν κατά την εφαρμογή τους. Ιδιαίτερη βαρύτητα δόθηκε στις εργασίες των Gallardo και Meju (2003, 2004).
- Μελετήθηκε ο αλγόριθμος δισδιάστατης αντιστροφής 2DINVS (Tsourlos 1995, Tsourlos *et al.* 1998, Καραούλης 2006), και ειδικότερα η επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος, που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.
- Μελετήθηκε ο αλγόριθμος επίλυσης του ευθέως σεισμικού προβλήματος (Σουπιός 2000, Soypios et al. 2001) και μεταφράστηκε σε περιβάλλον matlab.

Αρχικά ακολουθήθηκε πιστή μετάφραση του αλγόριθμου, με ενδεχόμενο τροποποίησής του αργότερα.

- Τροποποιηθήκαν οι δύο αλγόριθμοι επίλυσης του ευθέως γεωηλεκτρικού και σεισμικού προβλήματος, για την ενιαία διακριτοποίηση των ηλεκτρικών και σεισμικών μοντέλων.
- Δημιουργήθηκε ένας αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής, που βασίστηκε στην μέθοδο κανονικοποιημένης αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων με περιορισμό βαθμίδων (Gallardo and Meju 2003, 2004).
- Εισήχθηκε η τεχνική της επανασταθμισμένης αντιστροφής με ελάχιστα τετράγωνα (Wolke and Schwetlick 1988, O'leary 1990, Kuzmic *et al.* 2004) στον αλγόριθμο αντιστροφής.
- Τέλος, πραγματοποιήθηκε έλεγχος των αλγόριθμων συνδυασμένης αντιστροφής σε συνθετικά δεδομένα, πριν την εφαρμογή τους σε πραγματικά δεδομένα από την περιοχή Στύλος. Ακολούθησε η ερμηνεία των αποτελεσμάτων συνδυασμένης αντιστροφής και σύγκριση τους με αυτά των συμβατών μεθόδων αντιστροφής.

1.3. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η περιοχή μελέτης ανήκει διοικητικά στο Νομό Χανίων και εκτείνεται νοτίως της εθνικής οδού Χανίων-Ρεθύμνης. Αφορμή για την παρούσα διερεύνηση, αποτέλεσε η διαπίστωση παρουσίας υφάλμυρων υδάτων σε ερευνητικές γεωτρήσεις που είχε πραγματοποιήσει ο Ο.Α.ΔΥ.Κ. κατά την χρονική περίοδο 1981-1982, σε πόλγη που βρίσκεται 1300m περίπου, Β-ΒΔ του οικισμού Στύλος, στην επαρχεία Αποκορώνου, του νομού Χανίων (Σχήματα 1.1).

Βόρεια της πόλγης βρίσκεται ο κόλπος της Σούδας, με την θάλασσα να απέχει από 2900 m (απόσταση από Βορρά), έως και 4000 m περίπου (απόσταση από BA, στην θέση όπου εκβάλλει ο ποταμός Κοιλιάρης). Το δυτικό τμήμα της οριοθετείται από προαλπικούς σχηματισμούς που δημιουργούν έντονο ανάγλυφο ενώ το πεδινό ανατολικό της τμήμα διασχίζουν οι ποταμοί Κοιλιάρης και Μεσοπόταμος. Στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής σχηματίζεται το φαράγγι του Κεραμιού (Δικτάμου) στην βόρεια έξοδο του οποίου υπάρχουν χαρακτηριστικές καρστικές δομές.

Βασικός στόχος της διερεύνησης αποτέλεσε η διαπίστωση των γεωλογικών δομών στις οποίες οφείλεται η παρουσία αυξημένων χλωριόντων (Cl⁻) στα ύδατα της περιοχής. Η απουσία χαρτογραφημένων δομών γύψου, ανυδρίτη, ή ορυκτού αλατιού στην περιοχή οδήγησε αρχικά στην εκτίμηση, ότι η πιθανότερη αιτία για την αλμύρινση των υπογείων υδάτων, οφείλεται σε διείσδυση της θάλασσας.



Σχήμα 1.1: Ψηφιακό εδαφικό μοντέλο της περιοχής μελέτης και η θέση της πόλγης.

Κύρια πηγή πληροφόρησης για την γεωλογία της περιοχής αποτέλεσε ο λεπτομερής γεωλογικός χάρτης σε κλίμακα 1:5000, που πραγματοποιήθηκε υπό την επίβλεψη του Αναπληρωτή Καθηγητή του Πολυτεχνείου Κρήτης, Κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ (Τεχνική έκθεση Πυθαγόρας: ΙΙ 145/2, Έκθεση σχεδιασμού γεωφυσικής έρευνας). Συνοπτικά, οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συναντιούνται στην περιοχή μελέτης είναι οι εξής (Σχήμα 1.2):

- Η τεκτονικά κατώτερη στρωματογραφική ενότητα στην περιοχή είναι τα ανθρακικά πετρώματα της Ομάδας των Πλακωδών Ασβεστόλιθων, τα οποία εμφανίζονται επιφανειακά δυτικά της περιοχής μελέτης.
- Τεκτονικά επωθημένη στην ενότητα Πλακωδών Ασβεστόλιθων βρίσκεται η ενότητα του Τρυπαλίου, η οποία καλύπτει σχεδόν όλο το δυτικό τμήμα της περιοχής. Αποτελείται κυρίως από λατυποπαγή μεταμορφωμένα ανθρακικά

πετρώματα και από μεταμορφωμένους δολομιτικούς ασβεστόλιθους. Η ενότητα αυτή χαρακτηρίζεται από έντονη καρστικοποίηση, γεγονός που ενισχύεται από την παρουσία πολλών πολγών.

- Πάνω στην ενότητα Τρυπαλίου βρίσκονται οι νεογενείς σχηματισμοί, που έχουν και την μεγαλύτερη επιφανειακή εξάπλωση στην περιοχή. Αποτελούνται κυρίως από μαργαϊκούς ασβεστόλιθους παχυστρωματώδεις έως άστρωτους κατά θέσεις και μάργες. Η λεκάνη του Νεογενούς έχει δημιουργηθεί από κανονικά ρήγματα που η διεύθυνση τους είναι γενικά BBΔ – NNA.
- Εντός της λεκάνης του Νεογενούς διακρίνεται μια νεότερη λεκάνη πιθανώς του Τεταρτογενούς που έχει δημιουργηθεί από ρήγματα διεύθυνσης BBA – ΝΝΔ. Αποτελείται κυρίως από αλλουβιακές προσχώσεις και προσχωματικές αποθέσεις ερυθρογής.

Το υδρογραφικό δίκτυο της περιοχής μελέτης περιλαμβάνει κυρίως τις λεκάνες απορροής των χειμάρρων Κοιλιάρης και Μεσοπόταμος. Ο χείμαρρος Κοιλιάρης ρέει κατά μήκος ρήγματος, διεύθυνσης ΝΔ – ΒΑ. Κατά μήκος της κοίτης του χειμάρρου Κοιλιάρη και σε διάφορα υψόμετρα, αναβλύζουν διάφορες πηγές εποχιακής ή/και συνεχούς ροής. Η σημαντικότερη από αυτές είναι η πηγή Βλυχάδας, η οποία εμφανίζεται στην δεξιά όχθη της κοίτης του χειμάρρου σε υψόμετρο περίπου 2m, και χαρακτηρίζεται αλμυρή με συγκέντρωση των χλωριόντων που ανέρχεται στα 2000 – 3000 ppm και το νερό της είναι ακατάλληλο για κάθε χρήση.

Οι πηγές του χειμάρρου αποτελούν τυπικές πηγές υπερπληρώσεως του καρστικού υδροφορέα. 0 υδροφορέας αυτός αποτελείται από διερρηγμένα και καρστικοποιημένα ασβεστολιθικά πετρώματα της σειράς της Τρίπολης, καθώς και από μαργαϊκούς ασβεστόλιθους κερματισμένους και καρστικοποιημένους. Σημαντικό μέρος των παροχών του καρστικού υδροφορέα κινείται υπογείως, μέσω των χονδροκλαστικών αποθέσεων της κοίτης του χειμάρρου.

Η αυξημένη συγκέντρωση των χλωριόντων στις πηγές της Βλυχάδας δεν δικαιολογείται από την απλή εισροή του θαλασσινού νερού στον καρστικό υδροφορέα, αλλά προφανώς οφείλεται στην ύπαρξη σιφωνίων, μέσω των οποίων ευνοείται η δημιουργία μετώπου υφαλμύρινσης ευρείας έκτασης.

7



Σχήμα 1.1: Απόσπασμα του λεπτομερούς γεωλογικού χάρτη της περιοχής μελέτης. (Εκθεση σχεδιασμού γεωφυσικής έρευνας, Πυθαγόρας: ΙΙ).

1.4. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η παρούσα διατριβή πραγματεύεται δύο γνωστές μεθόδους της γεωφυσικής (ηλεκτρική τομογραφία και τομογραφία σεισμικής διάθλασης) καθώς και ένα βασικό μαθηματικό εργαλείο, που χρησιμοποιείται ευρέως στην επεξεργασία γεωφυσικών δεδομένων, όπως είναι η αντιστροφή. Κατά την διάρκεια της συγγραφής της

διατριβής, κρίθηκε αναγκαία η περιληπτική περιγραφή βασικών εννοιών, που θεωρούνται απαραίτητες για την κατανόηση της προτεινομένης μεθοδολογίας, και όχι η λεπτομερής περιγραφή του θεωρητικού υποβάθρου των γεωφυσικών και μαθηματικών μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν. Η δομή της διατριβής είναι ως εξής:

Κεφάλαιο 1: Το πρώτο κεφαλαίο αποτελεί μια εισαγωγή για το βασικό στόχο της διατριβής αλλά και το κύριο αντικείμενό της. Γίνεται μια σύντομη περιγραφή της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε, και στην συνέχεια περιγράφεται περιληπτικά η γεωλογία της περιοχής μελέτης. Τέλος συνοψίζεται η δομή της.

Κεφαλαίο 2: Πραγματοποιείται μια συνοπτική περιγραφή των μεθόδων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής διάθλασης. Το μεγαλύτερο μέρος του κεφαλαίου αυτού εστιάζεται στην περιγραφή των μεθόδων επίλυσης γεωηλεκτρικού και σεισμικού ευθέως προβλήματος, και των αλγόριθμων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

Κεφαλαίο 3: Γίνεται μια γενική εισαγωγή στις βασικές αρχές της θεωρίας της αντιστροφής. Περιγράφεται σύντομα ο τρόπος υπολογισμού του Ιακωβιανού πίνακα αλλά και η μέθοδος των ελάχιστών τετράγωνων. Επίσης, γίνεται αναφορά στα βασικά προβλήματα που μπορεί να προκύψουν κατά την αντιστροφή γεωφυσικών δεδομένων, αλλά και στις στρατηγικές που ακολουθούνται για την αντιμετώπιση τους.

Κεφαλαίο 4: Παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εκτενούς βιβλιογραφικής έρευνας για τις τεχνικές συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Στην συνέχεια περιγράφεται ο αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της διατριβής, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εφαρμογής του σε συνθετικά δεδομένα προκειμένου να διαπιστωθεί η αξιοπιστία του.

Κεφαλαίο 5: Στο κεφάλαιο αυτό αρχικά πραγματοποιείται μια σύντομη περιγραφή του προβλήματος της υφαλμύρινσης που αντιμετωπίζεται στην περιοχή Στύλος. Αναλύεται η στρατηγική σύμφωνα με την οποία έγινε ο σχεδιασμός της γεωφυσικής διασκόπησης. Τέλος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παράλληλης επεξεργασίας ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, καθώς και η συνδυαστική ερμηνεία τους.

στην συνέχεια παρουσιάζονται αναλυτικά τα αποτελέσματα εφαρμογής του προτεινόμενου αλγόριθμου σε πραγματικά δεδομένα της περιοχής μελέτης. Γίνεται μια αξιολόγηση του αλγόριθμου σε σχέση με τα αποτελέσματα των συμβατών μεθόδων.

Κεφαλαίο 6: Συνοψίζονται τα βασικά συμπεράσματα της διατριβής. Επιπλέον, αναφέρονται προτάσεις και ιδέες για μελλοντική έρευνα που μπορεί να συνεισφέρει στην βελτίωση της προτεινόμενης μεθοδολογίας.

IKIEJDAAAIO 2

ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΤΙΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Στο κεφάλαιο αυτό, πραγματοποιείται μια συνοπτική περιγραφή του θεωρητικού υπόβαθρου των μεθόδων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής διάθλασης. Τονίζεται ότι αυτό το κεφάλαιο δεν αποσκοπεί στην λεπτομερή περιγραφή της θεωρίας αυτών των μεθόδων (αναλυτική περιγραφή των μεθόδων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής διάθλασης μπορεί να βρεθεί σε οποιοδήποτε εισαγωγικό βιβλίο της γεωφυσικής), αλλά αποτελεί μια εισαγωγή για την κατανόηση των επόμενων κεφαλαίων.

Αρχικά περιγράφεται η ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στο έδαφος, και ο τρόπος με τον οποίο υπολογίζεται η διαφορά δυναμικού και συνεπώς η φαινόμενη ειδική αντίσταση. Στην συνέχεια παρουσιάζεται η βασική αρχή λειτουργίας της μεθόδου σεισμικής διάθλασης και ο τρόπος με τον οποίο διαδίδεται το σεισμικό κύμα μέσα στο έδαφος.

Το μεγαλύτερο βάρος σε αυτό το κεφάλαιο δίνεται στην περιγραφή των μεθόδων επίλυσης του γεωηλεκτρικού και σεισμικού ευθέως προβλήματος. Αφού γίνεται σύντομη αναφορά στις πιο γνωστές μεθόδους που χρησιμοποιούνται για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, περιγράφονται συνοπτικά οι μεθοδολογίες και οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτήν την διατριβή.

2.1. ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

Η ηλεκτρική διασκόπηση στοχεύει στον προσδιορισμό της κατανομής της πραγματικής ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος (γεωηλεκτρική δομή), πραγματοποιώντας μετρήσεις συνήθως στην επιφάνεια της γης. Αυτό επιτυγχάνεται με την δημιουργία τεχνητού ηλεκτρικού πεδίου. Το ηλεκτρικό πεδίο επηρεάζεται από τη δομή του υπεδάφους, και επομένως από τις μετρήσεις του δυναμικού είναι δυνατός ο καθορισμός της γεωηλεκτρικής δομής.

Ο όρος γεωηλεκτρική δομή περιγράφει την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος. Η ειδική ηλεκτρικής αντίσταση των γεωλογικών σχηματισμών εξαρτάται από την λιθολογία αλλά και από διάφορες πετροφυσικές παραμέτρους όπως είναι η περιεκτικότητα του σε ορυκτά και ύδατα, το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού του πετρώματος σε νερό. Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η πιο διαδεδομένη από τις ηλεκτρικές μεθόδους τόσο από την λειτουργική πλευρά όσο και από την θεωρητική πλευρά, και χρησιμοποιείται σε υδρογεωλογικές, μεταλλευτικές, γεωτεχνικές ακόμα και περιβαλλοντικές μελέτες.

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης βασίζεται στο νόμο του Ohm που περιγράφει την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος. Για ροή ηλεκτρικού ρεύματος σε συνεχές μέσο δίνεται από την σχέση:

$$J = \sigma E \tag{2.1}$$

Όπου σ: η αγωγιμότητα του μέσου

J: η πυκνότητα του ηλεκτρικού ρεύματος

Ε: η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου

Στην πραγματικότητα, το μετρούμενο μέγεθος είναι το πεδίο του ηλεκτρικού δυναμικού **V**, ενώ η ειδική αντίσταση του μέσου ρ χρησιμοποιείται περισσότερα αντί της αγωγιμότητας ($\rho=1/\sigma$). Η ακόλουθη σχέση συνδέει το ηλεκτρικό δυναμικό με την ένταση του ηλεκτρικού πεδίου:

$$E = -\nabla V \tag{2.2}$$

Από τις εξισώσεις 2.1 και 2.2 προκύπτει:

$$J = -\sigma \nabla V \tag{2.3}$$

Σχεδόν σε όλες τις ηλεκτρικές μεθόδους χρησιμοποιείται σημειακή πηγή του ηλεκτρικού ρεύματος. Σε αυτήν την περίπτωση, για έναν στοιχειώδη όγκο ΔΟ γύρω από την σημειακή πηγή I, που βρίσκεται στην θέση (x_s , y_s , z_s), η σχέση που συνδέει την πυκνότητα του ηλεκτρικό πεδίου με την ένταση του δίνεται από την εξίσωση (Coggon 1971, Dey and Morrison 1979a, Loke 2002):

$$\nabla J = \left(\frac{\mathrm{I}}{\Delta O}\right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s)$$
(2.4)

Όπου δ είναι η συνάρτηση του Dirac. Η εξίσωση 2.4 μπορεί να γραφτεί και ως εξής:

$$-\nabla \bullet \left[\sigma(x, y, z)\nabla V(x, y, z)\right] = \left(\frac{I}{\Delta O}\right)\delta(x - x_s)\delta(y - y_s)\delta(z - z_s) \qquad (2.5)$$

ή

$$-\{\nabla\sigma(x,y,z)\nabla V(x,y,z) + \sigma(x,y,z)\nabla V^{2}(x,y,z)\} = \left(\frac{\mathrm{I}}{\Delta O}\right)\delta(x-x_{s})\delta(y-y_{s})\delta(z-z_{s})$$
(2.6)

Η παραπάνω εξίσωση περιγράφει την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος σε ανομοιογενή Γη, και ονομάζεται εξίσωση Poisson. Διάφορες τεχνικές έχουν αναπτυχθεί για την επίλυση της συγκεκριμένης εξίσωσης, καθώς από αυτήν μπορεί να υπολογισθεί η κατανομή του δυναμικού για μια δεδομένη γεωηλεκτρική δομή (ευθύ πρόβλημα). Στην πιο απλοποιημένη της μορφή, όπου το υπέδαφος θεωρείται ομοιογενές και η πηγή σημειακή, το ηλεκτρικό ρεύμα απομακρύνεται ακτινικά από την πηγή, ενώ το δυναμικό πεδίο είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόστασης από την πηγή (Σχήμα2.1). Το δυναμικό για αυτήν την περίπτωση υπολογίζεται από την σχέση:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r}$$
(2.7)

Όπου r: η απόσταση από την σημειακή πηγή.



Σχήμα 2.1: Αναπαράσταση της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος από σημειακή πηγή (πράσινες διακεκομμένες γραμμές) σε ομοιογενές μέσο και των ισοδυναμικών γραμμών (με κόκκινο).

Στην πράξη όμως, χρειάζονται τουλάχιστον δύο ηλεκτρόδια για την εισαγωγή του ρεύματος στο έδαφος, ένα αρνητικό (A) και ένα θετικό ηλεκτρόδιο (B). Η τιμή του δυναμικού σε οποιοδήποτε σημείο του ομοιογενούς χώρου μπορεί να υπολογισθεί από την σχέση:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right)$$
(2.8)

Όπου \mathbf{r}_{A} , \mathbf{r}_{B} : η απόσταση του σημείου από το θετικό και αρνητικό ηλεκτρόδιο αντίστοιχα

Το ζητούμενο κατά την εφαρμογή της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι η εκτίμησή της μετρώντας την διαφορά δυναμικού μεταξύ δύο σημείων (συνήθως στην επιφάνεια της γης). Για αυτόν τον λόγο χρειάζονται άλλα δύο ηλεκτρόδια (M και N, σχήμα 2.2), και η σχέση 2.8 διαμορφώνεται ως εξής:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right)$$
(2.9)

Όπου \mathbf{r}_{AM} , \mathbf{r}_{AN} , \mathbf{r}_{BM} , \mathbf{r}_{BN} : είναι η απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων A και M, A και N, B και M, B και N αντίστοιχα.



Σχήμα 2.2: Μια τυπική διάταξη ηλεκτροδίων (ηλεκτρόδια ρεύματος Α, Β και ηλεκτρόδια δυναμικού Μ, Ν) για την μέτρηση της ειδικής αντίστασης, και σχηματική απεικόνιση των ισοδυναμικών γραμμών (με κόκκινο).

Λύνοντας την εξίσωση 2.9 ως προς την ειδική αντίσταση ρ προκύπτει:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \tag{2.10}$$

Όπου Κ είναι γνωστό ως γεωμετρικός συντελεστής και εξαρτάται από την διάταξη των τεσσάρων ηλεκτρόδιων και τις αποστάσεις μεταξύ τους. Στην πραγματικότητα, το υπέδαφος δεν είναι ποτέ ομοιογενές και η εδική αντίσταση που υπολογίζεται από την σχέση 4.10 ονομάζεται φαινόμενη ειδική αντίσταση. Αυτή αντιστοιχεί στην ειδική αντίσταση ενός ομοιογενούς μέσου που θα έδινε τις ίδιες τιμές αντίστασης (ΔV/Ι) για την ίδια διάταξη ηλεκτροδίων. Η σχέση μεταξύ της φαινόμενης και της πραγματικής ειδικής αντίστασης είναι πολύπλοκη. Το πρόβλημα υπολογισμού της πραγματικής ειδικής αντίστασης από την φαινόμενη είναι γνωστό στην γεωφυσική ως το πρόβλημα αντιστροφής και θα αναλυθεί σε επόμενα κεφάλαια.

2.2. ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Οι σεισμικές μέθοδοι είναι από τις πιο ακριβείς γεωφυσικές μεθόδους καθορισμού της δομής των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της γης. Διακρίνονται κυρίως στις μεθόδους ανάκλασης και διάθλασης ανάλογα με το είδος κυμάτων που καταγράφεται. Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιείται κυρίως σε διασκοπήσεις μεγάλου βάθους, όπως στην αναζήτηση υδρογονανθράκων, ενώ η σεισμική διάθλαση σε διασκοπήσεις μικρού σχετικά βάθους, όπως σε γεωτεχνικές και υδρογεωλογικές εφαρμογές.

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων προϋποθέτει την κατανόηση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Η γεωμετρική οπτική και κυματική θεωρεία αποτελούν τις δύο κύριες θεωρίες που περιγράφουν την διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Τα σεισμικά κύματα παράγονται τεχνητά όπως είναι πυρηνικές εκρήξεις, κρούσεις (με διάφορες πηγές διέγερσης), ή με την απότομη απελευθέρωση ενέργειας με φυσικές διεγέρσεις που προκαλούνται από σεισμούς.

Κατά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων τα υλικά σημεία από τα οποία αποτελούνται τα πετρώματα πραγματοποιούν ταλαντώσεις. Η μετατόπιση των υλικών σημείων γύρω από μια θέση ισορροπίας περιγράφεται από την κυματική θεωρία. Η κυματική θεωρία χρησιμοποιείται για τη δημιουργία διαγραμμάτων της εδαφικής κίνησης συναρτήσει του χρόνου, τα οποία ονομάζονται συνθετικά σεισμογραφήματα.

Τα σεισμικά κύματα παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία, χαρακτηρίζονται σε σχέση με το χρόνο άφιξης, το δρόμο και τρόπο διάδοσης τους και εμφανίζονται σε ένα σεισμογράφημα ως διακεκριμένες φάσεις. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης στοχεύει στον προσδιορισμό των πρώτων αφίξεων των μετωπικών κυμάτων (επιμήκη και διατμητικά), και στη χρησιμοποίηση τους για τον προσδιορισμό της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του πάχους των εδαφικών σχηματισμών.

Κατά την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, η πηγή και τα γεώφωνα τοποθετούνται στην επιφάνεια του εδάφους ή μέσα σε γεωτρήσεις, και το σεισμικό κύμα διαδίδεται μέσα στο έδαφος. Η διάδοση του σεισμικού κύματος ακολουθεί την αρχή Fermat (Goldstein 1950, Born and Wolf 1980) όπου το κύμα "επιλέγει" την διαδρομή με τον ελάχιστο απαιτούμενο χρόνο. Όταν αυτό συναντά μια διαχωριστική επιφάνεια ένα μέρος του σεισμικού κύματος διαθλάται σύμφωνα με τον νόμο του Snell (Σχήμα 2.3):

$$p = \frac{\sin(\theta_1)}{V_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{V_2} \tag{2.11}$$

Όπου $θ_1$, $θ_2$: οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης αντίστοιχα,

- V1, V2: Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων στα δύο επιφανειακά στρώματα 1 και 2 αντίστοιχα.
- **Ρ** : η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας.

Το διαθλώμενο κύμα έχει διεύθυνση παράλληλη προς την διαχωριστική επιφάνεια όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι ίση με την ορική γωνία (θ_c). Τότε κάθε σημείο του διαθλώμενου μετώπου κύματος αποτελεί δευτερεύουσα πηγή σεισμικών κυμάτων. Τα σεισμικά κύματα που αναδύονται προς την επιφάνεια, προερχόμενα από τις δευτερεύουσες αυτές πηγές, με γωνία ανάδυσης ίση με την ορική γωνία ονομάζονται μετωπικά κύματα (Σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.3: Σχηματική παράσταση της δημιουργίας των μετωπικών κυμάτων.

Η επιλογή των χρόνων άφιξης των μετωπικών αυτών κυμάτων, αποτελεί την βάση για την επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής διάθλασης, όπου υπολογίζεται η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα διάφορα στρώματα του υπεδάφους.

2.3. ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΕΥΘΕΩΣ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Ο βασικός στόχος της γεωφυσικής διασκόπησης είναι η κατανόηση και η ανάκτηση της γεωλογικής δομής του υπεδάφους, χρησιμοποιώντας δεδομένα που συλλέγονται στην επιφάνεια της Γης ή μέσα σε γεωτρήσεις. Τα δεδομένα αυτά αποτελούν την απόκριση του υπεδάφους σε μια φυσική ή τεχνητή διέγερση, και επηρεάζονται από μια ή περισσότερες φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους (ειδική αντίσταση, πυκνότητα, μαγνητική επιδεκτικότητα κλπ...). Ο στόχος της επεξεργασίας των γεωφυσικών δεδομένων είναι η δημιουργία ενός μοντέλου των απαιτούμενων φυσικών

προκύπτει το γεωλογικό μοντέλο. Η δημιουργία του μοντέλου επιτυγχάνεται μέσω μιας διαδικασίας γνωστής στη γεωφυσική ως αντιστροφή.

Ο όρος αντιστροφή αναφέρεται στην κατασκευή ενός μοντέλου το οποίο δίνει απόκριση παρόμοια με αυτήν των μετρούμενων τιμών. Το μοντέλο αυτό αποτελεί μια ιδανική μαθηματική αναπαράσταση ενός τμήματος του υπεδάφους, και χαρακτηρίζεται από ένα σύνολο παραμέτρων των οποίων επιδιώκεται ο υπολογισμός από τις μετρούμενες τιμές (φαινόμενη ειδική αντίσταση, ένταση του μαγνητικού και βαρυτικού πεδίου κλπ...). Η απόκριση του μοντέλου, περιγράφεται ουσιαστικά από τα συνθετικά δεδομένα τα οποία υπολογίζονται από μαθηματικές σχέσεις στις οποίες εισάγεται ένα δεδομένο σύνολο παραμέτρων (μοντέλο).

Για να πραγματοποιηθεί η αντιστροφή, χρειάζεται μια σχέση μεταξύ των μετρούμενων τιμών και των πραγματικών τιμών της απαιτούμενης φυσικής παραμέτρου. Διάφορες τεχνικές θεωρητικής μοντελοποίησης χρησιμοποιούνται ως εργαλείο για καλύτερη κατανόηση της σχέσης μεταξύ των μετρούμενων μεγεθών και τις διάφορες αλλαγές ή ασυνέχειες στις φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους (επίλυση του ευθέως προβλήματος). Η διαδικασία κατά την οποία μελετάται η απόκριση του εδάφους σε μια φυσική η τεχνητή διέγερση είναι γνωστή ως η επίλυση του ευθέως προβλήματος. Ο Meju (1994) ορίζει την επίλυση του ευθέως προβλήματος ως:

«Δεδομένου κάποιων πληροφοριών για τις τιμές ενός συνόλου παραμέτρων (π.χ., ο αριθμός στρωμάτων, οι ειδικές αντιστάσεις που αντιστοιχούν σε αυτά και τα πάχη τους) για υποθετικό μοντέλου εδάφους, μια θεωρητική σχέση (μαθηματικό μοντέλο) χρησιμοποιείται για την αναπαραγωγή των τιμών των μετρούμενων ποσοτήτων (π.χ., φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις και φάσεις) ».

«Given some information on the values of the set of parameters (e.g., number of layers, the resistivities and thicknesses) for a hypothetical Earth-model, a theoretical relationship (mathematical model) is used to derive the values of some measurable quantities (e.g., apparent resistivities and phases) ».

Το σχήμα 2.4 δείχνει τα στάδια της συλλογής και επεξεργασίας των γεωφυσικών δεδομένων, τον ρόλο της αντιστροφής αλλά και της επίλυσης του ευθέως

προβλήματος. Το τελικό αποτέλεσμα αποτελεί μια εκτίμηση της κατανομής των επιθυμητών φυσικών παραμέτρων, που στην συνέχεια οδηγεί σε ένα γεωλογικό μοντέλο της μελετημένης περιοχής.



Σχήμα 2.4: Βασικά στάδια της συλλογής και επεξεργασίας των γεωφυσικών δεδομένων. Η επίλυση του ευθέως και του αντίστροφου προβλήματος.

2.3.1 Επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος σε δύο διαστάσεις

Ο σκοπός της επίλυσης του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος είναι ο υπολογισμός των συνθετικών τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, που θα προκαλούσε ένα γνωστό μοντέλο εδάφους (γνωστή κατανομή της πραγματικής ειδικής αντίστασης), για μια συγκεκριμένη διάταξη ηλεκτροδίων. Ο υπολογισμός των φαινόμενων αντιστάσεων βασίζεται στον υπολογισμό των διαφορών δυναμικού που προκαλούνται από την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα στην γη.

Η εξίσωση Poisson (εξίσωση 2.5) περιγράφει την ροή του ηλεκτρικού ρεύματος μέσα σε ανομοιογενές μέσο και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εύρεση των διαφορών δυναμικού. Η επίλυση της παραπάνω εξίσωσης πραγματοποιείται είτε με *αναλυτικές* μεθόδους είτε με αριθμητικές μεθόδους. Οι αναλυτικές μέθοδοι βασίζονται στην άμεση λύση της εξίσωσης 2.5, είναι μάλλον οι πιο ακριβές και ορθές μέθοδοι, αλλά περιορίζονται σε σώματα με απλή γεωμετρία (όπως η σφαίρα ή κύλινδρος) (Cook *et al.* 1950, Telford 1990).

Οι αριθμητικές μέθοδοι βασίζονται στην χρήση των ηλεκτρονικών υπολογιστών για την λύση αριθμητικών σχέσεων. Αυτό προϋποθέτει την διακριτοποίηση της συνεχής συνάρτησης V(x,y,z) σε ένα πεπερασμένο αριθμό ξεχωριστών σημείων. Οι αριθμητικές μέθοδοι γενικώς, χρησιμοποιούν την συνάρτηση Green (μια συνάρτηση που αναπτύχθηκε από τον George Green την δεκαετία του 1830, Garabedian, 1964) για την λύση της διαφορικής εξίσωσης με οριακές συνθήκες. Χωρίζονται κυρίως σε δύο κατηγορίες: (i) οι μέθοδοι των ολοκληρωτικών εξισώσεων ή οριακών στοιχείων (Boundary element), και (ii) οι μέθοδοι των πεπερασμένων διαφορών και πεπερασμένων στοιχείων. Οι μέθοδοι ολοκληρωτικών εξισώσεων (Keller and Frischknecht 1970, Lee 1975, Okabe 1981, Furness 1992, Qinzhong 2002), βασίζονται σε μεθόδους ολοκλήρωσης όπου η λύση δίνεται μόνο στις επιφάνειες των ασυνεχειών της ειδικής αντίστασης με την χρήση των συναρτήσεων του Green. Ουσιαστικά, υποτίθεται ότι η ύπαρξη μιας δομής διαφορετικής αντίστασης από του περιβάλλον είναι ισοδύναμη με μια κατανομή στοιχειωδών ηλεκτροστατικών πηγών στην επιφάνεια του. Είναι πιο ευέλικτες και γρήγορες, αλλά ο αριθμός των περιοχών με διαφορετικές τιμές της ειδικής αντίστασης που επιτρέπονται είναι περιορισμένος.

Στις περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές διασκοπήσεις το υπέδαφος μπορεί να χαρακτηρίζεται από σύνθετη κατανομή της ειδικής αντίστασης και για αυτό τον λόγο οι μέθοδοι των πεπερασμένων διαφορών (Mufti 1976, Dey and Morisson 1979a,b) και πεπερασμένων στοιχείων (Dey and Morisson 1979, Zienkiewicz and Taylor 1989, Cogon 1971, Burnett 1989, Tsourlos *et al.* 1998) είναι οι μόνες εφαρμόσιμες επιλογές. Αυτές οι μέθοδοι μπορούν να υποδιαιρέσουν το υπέδαφος σε χιλιάδες κελιών σε κάθε

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΣΤΙΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

ένα από τα οποία η ειδική αντίσταση είναι σταθερή. Ωστόσο, οι αναλυτικές μέθοδοι και οι μέθοδοι οριακών στοιχείων αποτελούν ανεξάρτητες μέθοδοι πού είναι χρήσιμες για τον έλεγχο της ακρίβειας των μεθόδων των πεπερασμένων διαφορών και πεπερασμένων στοιχείων.

Στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκε η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων για την επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος, όπου η ειδική αντίσταση είναι συνάρτηση των x, z ενώ η ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος είναι συνάρτηση των x, y, z.

Αυτή η προσέγγιση των 2.5 διαστάσεων αναμένεται να δώσει καλύτερα αποτελέσματα από αυτήν των δύο διαστάσεων, καθώς λαμβάνεται υπόψη η τρισδιάστατη διαφοροποίηση του δυναμικού. Ταυτοχρόνως, μειώνεται το υπολογιστικό κόστος σε σχέση με το τρισδιάστατο πρόβλημα (Dey and Morisson 1979b).

Η επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος στην παρούσα εργασία υλοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο που παραχωρήθηκε ευγενικά από τον κ. Τσούρλο. Στις επόμενες παραγράφους θα αναφερθούν περιληπτικά τα βασικά χαρακτηριστικά του αλγορίθμου, όπως το είδος των στοιχείων, η μορφή των συναρτήσεων παρεμβολής, οι οριακές συνθήκες και τρόπος αναπαράστασης του εδάφους με δισδιάστατα πλέγματα. Περισσότερες πληροφορίες που αφορούν τις αρχές και την θεωρητική βάση της μεθόδου των πεπερασμένων στοιχείων, υπάρχουν στην διεθνή βιβλιογραφία (π.χ Burnett 1989, Zienkiewicz and Taylor 1989). Περισσότερες λεπτομέρειες σχετικά με τον τρόπο λειτουργίας του συγκεκριμένου αλγορίθμου και την αξιοπιστία του υπάρχουν στους Tsourlos (1995) και Tsourlos *et al.* (1998).

2.3.1.1 Η χρήση των πεπερασμένων στοιχείων στην επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος

Η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων είναι μια αριθμητική τεχνική για την επίλυση διαφορικής εξίσωσης με μερικές παραγώγους (PDE). Συγκεκριμένα, για συνάρτηση U(x) που ορίζεται για όλες τις τιμές του x και επαληθεύει διαφορική

εξίσωση με μερικές παραγώγους καθώς και δεδομένες οριακές συνθήκες, ο σκοπός της μεθόδου αυτής είναι ο ορισμός μιας εκτίμησης της συνάρτησης **U(x)**.

Η μέθοδος βασίζεται στην διακριτοποίηση του χώρου σε ένα πεπερασμένο αριθμό υποπεριοχών που ονομάζονται στοιχεία. Τα στοιχεία αυτά μπορούν να έχουν διάφορα απλά σχήματα, συνήθως τριγωνικά ή τετράπλευρα (στην περίπτωση της δισδιάστατης διακριτοποίησης), και σχηματίζονται με τέτοιο τρόπο ώστε να δημιουργείται ένα πλέγμα (mesh) (Σχήμα 2.5). Κάθε στοιχείο χαρακτηρίζεται από σταθερή ειδική ηλεκτρική αντίσταση και συνδέεται με το διπλανό του με κόμβους.

Η βασική πρόκληση στις μεθόδους των πεπερασμένων στοιχείων είναι η δημιουργία μιας συνάρτησης U_a που προσεγγίζει την συνάρτηση U που μελετάται. Η προσεγγιστική λύση της συνάρτησης U_a αποκτάται χρησιμοποιώντας την κλασική διαδικασία της δοκιμαστικής λύσης, που έχει την μορφή αθροίσματος πεπερασμένων συναρτήσεων :

$$U_a = \sum_{i=1}^n u_i \Phi_i \tag{2.12}$$

όπου οι συντελεστές **u**₁, **u**₂,...,**u**_N που αντιστοιχούν στις τιμές της συνάρτησης στο N σημείο, είναι οι άγνωστοι του προβλήματος και καλούνται οι βαθμοί ελευθερίας του συστήματος. Οι συναρτήσεις **Φ**₁, **Φ**₂,...,**Φ**₃ είναι γνωστές και ονομάζονται συναρτήσεις παρεμβολής (trial, base, or shape functions).

Στην περίπτωση του γεωηλεκτρικού προβλήματος, η γενική εξίσωση των πεπερασμένων στοιχείων (governing equation) που αναζητείται η εκτίμηση της προκύπτει από τη διαφορική εξίσωση Poisson (εξίσωση 2.5) πού δίνει το δυναμικό σε κάθε στοιχείο. Το δυναμικό πεδίο (potential field) όμως ακολουθεί τρισδιάστατη κατανομή, ενώ οι ειδικές αντιστάσεις επιτρέπεται να αλλάζουν μόνο στις 2 διαστάσεις (2.5 μοντελοποίηση). Για αυτό ο Coggon (1971) προτείνει τον συνημιτονοειδή μετασχηματισμό Fourier:

$$V(\tilde{x,k,z}) = \int_{0}^{\infty} V(x,y,z)\cos(ky)dy$$
(2.13)



Σχήμα 2.5: Αναπαράσταση ενός πλέγματος στην διακριτοποίηση για την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων, όπου τα στοιχεία μπορούν να έχουν διαφορετικά μεγέθη

Αντικαθιστώντας στην εξίσωση 2.5 προκύπτει:

$$-\nabla \bullet \left[\sigma(x,z)\nabla V(x,k,z)\right] = I\delta(x-x_s)\delta(z-z_s)$$
(2.14)

Επειδή στο πεδίο των πεπερασμένων στοιχείων, η ειδική ηλεκτρική αντίσταση κάθε στοιχείου είναι σταθερή, η εξίσωση 2.14 γίνεται:

$$-\sigma(x,z)\nabla^2 V(x,k,z) = I\delta(x-x_s)\delta(z-z_s)$$
(2.15)

Έτσι, η δοκιμαστική λύση που προσεγγίζει το μετασχηματισμένο δυναμικό $\tilde{V}(x,k,z)$ σε κάθε στοιχείο γίνεται :

$$\tilde{V}(x,k,z) = \sum_{i=1}^{n} \tilde{a} \Phi_{i(x,z)}$$
 (2.16)

Όπου a είναι το άγνωστο μετασχηματισμένο πεδίο στους κόμβους των στοιχείων, $Φ_i$ είναι οι συναρτήσεις παρεμβολής και n=3 στην περίπτωση των τριγωνικών στοιχείων
(τρεις κόμβους σε κάθε στοιχείο). Αν 1, 2, 3 είναι οι κόμβοι ενός στοιχείου και (x_1,z_1) , (x_2,z_2) , (x_3,z_3) είναι οι αντίστοιχες συντεταγμένες, τότε οι συναρτήσεις παρεμβολής (Σχήμα 2.6) υπολογίζονται από την παρακάτω σχέση (Tsourlos 1995):

$$\Phi_{j} = \frac{A_{j} + B_{j}x + C_{j}z}{2\Delta}, \quad j = 1, 2, 3$$
(2.17)

Και

$$A_{j} = x_{k}z_{i} - x_{i}z_{k}$$

$$B_{j} = z_{k} - z_{i}$$

$$C_{j} = x_{i} - x_{k}$$

$$\Delta = \frac{1}{2} \begin{vmatrix} 1 & x_{1} & z_{1} \\ 1 & x_{2} & z_{2} \\ 1 & x_{3} & z_{3} \end{vmatrix} = \text{to embradium structure}$$
(2.18)

Όπου οι δείκτες i, j, k παίρνουν τις τιμές : 1, 2, 3 για Φ1, 2, 3,1 για Φ2, και 3, 1, 2 για Φ3.

Εφόσον καθορίστηκαν οι συναρτήσεις παρεμβολής Φ_i της εξίσωσης 2.16, το μόνο άγνωστο που μένει να καθοριστεί είναι οι παράμετροι a στους κόμβους του κάθε στοιχείου. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιούνται κριτήρια βελτιστοποίησης, έτσι ώστε η διαφορά μεταξύ του προσεγγιστικού $\tilde{V}(x,k,z)$ και του πραγματικού

V(x, y, z) δυναμικού να είναι ελάχιστη. Ο Τσούρλος (1995) χρησιμοποιεί το κριτήριο του σταθμισμένο σφάλματος Galerkin (Burnett 1989), καθώς θεωρείται από τα πιο διαδεδομένα κριτήρια βελτιστοποίησης στην ανάλυση πεπερασμένων στοιχείων.



Σχήμα 2.6: Οι συναρτήσεις παρεμβολής ενός τριγωνικού στοιχείου.

Σύμφωνα με το κριτήριο Galerkin, η εξίσωση 2.15 μετασχηματίζεται σε ισοδύναμο σύστημα γραμμικών εξισώσεων, το οποίο μπορεί να επιλυθεί με συγκεκριμένες αριθμητικές μεθόδους για τον υπολογισμό του δυναμικού σε κάθε στοιχείο. Για τριγωνικό στοιχείο στο χώρο (x,z) η 2.15 μπορεί να αναπαρασταθεί με ένα στοιχειώδες γραμμικό σύστημα με την μορφή πινάκων:

$$\begin{bmatrix} K_{11}^{e} & K_{12}^{e} & \dots & K_{1N}^{e} \\ K_{21}^{e} & K_{22}^{e} & \dots & K_{2N}^{e} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ K_{N1}^{e} & K_{N2}^{e} & \dots & K_{NN}^{e} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_{1} \\ a_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ a_{2} \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ a_{N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} F_{1}^{e} \\ F_{2}^{e} \\ \vdots \\ \vdots \\ F_{N}^{e} \end{bmatrix}$$
(2.19)

ή απλά με συμβολισμό πινάκων:

$$K^{(e)}A^{(e)} = F^{(e)} (2.20)$$

όπου $K^{(e)}$ είναι ο πίνακας δυσκαμψίας των στοιχείων

 $A^{(e)}$ το διάνυσμα με το δυναμικό στους τρείς κόμβους του στοιχείου

 $F^{(e)}$ είναι ο πίνακας που περιέχει τις πληροφορίες για τις πηγές του ηλεκτρικού ρεύματος

Οι όροι δυσκαμψίας K_{ij} υπολογίζονται εύκολα καθώς εξαρτώνται μόνο από τις συντεταγμένες των κόμβων. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το ρεύμα εφαρμόζεται σε κάθε κόμβο, και ότι οι συναρτήσεις παρεμβολής ορίστηκαν με τέτοιο τρόπο να είναι ίδιες στους κοινούς κόμβους των στοιχείων, η αριθμητική λύση της εξίσωσης 2.20 γίνεται (Burnett 1989, Tsourlos 1995, Tsourlos 1998):

$$\left(\frac{\sigma}{4\Delta}\begin{bmatrix}B_{i}B_{i}+C_{i}C_{i} & B_{i}B_{j}+C_{i}C_{j} & B_{i}B_{k}+C_{i}C_{k}\\B_{j}B_{i}+C_{j}C_{i} & B_{j}B_{j}+C_{j}C_{j} & B_{j}B_{k}+C_{j}C_{k}\\B_{k}B_{i}+C_{k}C_{i} & B_{k}B_{j}+C_{k}C_{j} & B_{k}B_{k}+C_{k}C_{k}\end{bmatrix} + \frac{\sigma k^{2}\Delta}{12}\begin{bmatrix}2 & 1 & 1\\1 & 2 & 1\\1 & 1 & 2\end{bmatrix}, \begin{bmatrix}\tilde{a}_{i}\\\tilde{a}_{j}\\\tilde{a}_{k}\end{bmatrix} = I_{s} \cdot \begin{bmatrix}\delta_{i}+\beta_{i}\\\delta_{j}+\beta_{j}\\\delta_{k}+\beta_{k}\end{bmatrix}$$
(2.21)

όπου i, j, k είναι οι τρείς κόμβοι του στοιχείου

- B, C είναι συναρτήσεις των συντεταγμένων του στοιχείου (εξίσωση 2.18)
- Δ είναι το εμβαδόν του στοιχείου (εξίσωση 2.18)
- δ_{i} είναι μονάδα όταν ο κόμβος i συμπίπτει με την πηγή ρεύματος, σε όλες τις άλλες περιπτώσεις ισούται με μηδέν (το ίδιο ισχύει για τους $\delta_{j}\delta_{k}$ στους κόμβους j και k αντίστοιχα).

είναι μονάδα όταν στον κόμβο i,j,k βρίσκεται ηλεκτρόδιο ρεύματος. Σε όλες τις άλλες περιπτώσεις ισούται με μηδέν.

- $B_{i,j,k}$ είναι οι οριακές συνθήκες που θα αναλυθούν στην συνέχεια.
- I_s είναι το η ένταση του ρεύματος σε κάθε στοιχείο και δίνεται από την σχέση

$$I_s = I \frac{\mathcal{9}}{360} \tag{2.22}$$

όπου Ι είναι η ένταση του ρεύματος της πηγής και

θ είναι η γωνία της κορυφής του στοιχείου που συμπίπτει με την πηγή.

Το γραμμικό σύστημα (εξίσωση 2.21) δίνει την λύση του δυναμικού στους κόμβους του κάθε στοιχείου (το διάνυσμα A^(e)). Για ένα δισδιάστατο πλέγμα όμως, που αποτελείται από M στοιχεία, το σύστημα γραμμικών εξισώσεων θα πάρει την μορφή (Brunett 1989):

$$K.A = F \tag{2.23}$$

όπου Κ είναι ο ολικός πίνακας δυσκαμψίας που προκύπτει από την πρόσθεση των στοιχειωδών πινάκων δυσκαμψίας $K^{(e1...M)}$ και αντίστοιχα το ολικό διάνυσμα F προκύπτει από την πρόσθεση των στοιχειωδών διανυσμάτων $F^{(e1...M)}$. Ο πίνακας K θα έχει διαστάσεις *NxN* όπου *N* ο αριθμός των κόμβων του πλέγματος, και θα είναι συμμετρικός και οριοθετημένος (ταινιωτός και αραιός: banded) καθώς μόνο άμεσα συνδεδεμένοι κόμβοι θα βρίσκονται στην ίδια γραμμή.

2.3.1.2 Οριακές συνθήκες

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η προς επίλυση περιοχή στις μεθόδους των πεπερασμένων στοιχείων διακριτοποιείται και περιορίζεται με την εισαγωγή τεχνητών ορίων. Υπάρχουν κυρίως δύο είδη οριακών συνθηκών που χρησιμοποιούνται στην περίπτωση της εξίσωσης Poisson σε δύο διαστάσεις: οριακές συνθήκες του χώρου (domain Boundary Condition) και οριακές συνθήκες μεταξύ στοιχείων (Inter-element Boundary condition).

<u>Οριακές συνθήκες χώρου</u>: Αυτές αναφέρονται στις συνθήκες που πρέπει να ικανοποιηθούν στα όρια του πλέγματος. Υπάρχουν κυρίως δύο τύποι συνθηκών που χρησιμοποιούνται συνήθως: *οι ομοιογενείς συνθήκες Dirichlet* όπου ορίζεται η τιμή του δυναμικού σε κάποια σημεία του χώρου και *οι ομοιογενείς συνθήκες Neuman* όπου ορίζεται η πρώτη παράγωγος του δυναμικού σε κάποια σημεία του χώρου.

Στην περίπτωση της δισδιάστατης μοντελοποίησης που χρησιμοποιείται εδώ υπάρχουν δύο είδη ορίων: φυσικά (D_s) μεταξύ αέρα και εδάφους και τεχνητά D_∞ που ορίζουν τα όρια στις τρείς υπόλοιπες πλευρές (οριζόντια και στο βάθος). Για τα φυσικά όρια εφαρμόζεται η συνθήκη Neuman και θεωρώντας ότι η ειδική αντίσταση του αέρα είναι άπειρη μηδενίζεται η τιμή του δυναμικού σε όλη την επιφάνεια αέρα εδάφους. Για τα τεχνητά όρια όμως, εφαρμόζεται η συνθήκη *Dirichlet, και* θεωρώντας ότι τα όρια του μοντέλου βρίσκονται σε άπειρη απόσταση από τις πηγές ρεύματος, η τιμή του δυναμικού μηδενίζεται σε αυτά.

<u>Οριακές συνθήκες μεταξύ στοιχείων</u>: αυτές οι οριακές συνθήκες πρέπει να ικανοποιηθούν από την ίδια λύση στα όρια μεταξύ στοιχείων, και υπαγορεύονται από την συνέχεια του δυναμικού και την συνέχεια της πρώτης παραγώγου του δυναμικού σε διεύθυνση κάθετη στην επιφάνεια. Έτσι για δύο στοιχεία e₁ και e₂ με ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ₁ και ρ₂ αντίστοιχα, τα οποία μοιράζονται κοινή επιφάνεια και n είναι το κάθετο διάνυσμα στην κοινή αυτή επιφάνεια, τότε για κάθε σημείο σε αυτήν την επιφάνεια ισχύει:

 $V^{e_1} = V^{e_2}$

$$\frac{1}{\rho_{e1}}\frac{\partial V^{e1}}{\partial n} = \frac{1}{\rho_{e2}}\frac{\partial V^{e2}}{\partial n}$$
(2.24)

2.3.1.3 Υπολογισμός του δυναμικού

Εφόσον βρέθηκαν οι παράμετροι (ο πίνακας Κ και το διάνυσμα F) του γραμμικού συστήματος (εξίσωση 2.22), το διάνυσμα του δυναμικού (A) στους κόμβους μπορεί πλέον να υπολογισθεί. Ο Tsourlos (1995) χρησιμοποιεί την μέθοδο απαλειφής Gauss (Gauss elimination) για την λύση του γραμμικού συστήματος η οποία πραγματοποιείται σε δύο στάδια: αρχικά γίνεται αποσύνθεση του πίνακα K (forward reduction) και στην συνέχεια η λύση του συστήματος βρίσκεται με οπισθοαντικατάσταση (back substitution).

Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να τονιστεί ότι η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων που περιγράφθηκε εφαρμόζεται τόσες φορές όσες είναι οι θέσεις της πηγής του ηλεκτρικού ρεύματος. Επειδή όμως η κατανομή της ειδικής αντίστασης και η δομή του πλέγματος παραμένουν σταθερά, η αποσύνθεση του πίνακα Κ πραγματοποιείται μια φορά, ενώ η αποσύνθεση του διανύσματος F και η διαδικασία οπισθοαντικατάστασης γίνεται για κάθε θέση της πηγής. Στο σχήμα 2.7 φαίνεται ένα απλό διάγραμμα ροής του αλγόριθμου του Τσούρλου που χρησιμοποιήθηκε σε αυτήν την διατριβή για την λύση του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος.

Η λύση του γραμμικού συστήματος 2.22 θα δώσει το μετασχηματισμένο δυναμικό

V(x,k,z) για διάφορες τιμές του κυματάριθμο k. Για να βρεθεί το δυναμικό V(x,y,z) εφαρμόζεται ο αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier σύμφωνα με την παρακάτω εξίσωση η οποία λύνεται με αριθμητικές μεθόδους ολοκλήρωσης (Abramowitz and Stegun, 1972, Dey *et al.*, 1979a)

$$V(x, y, z) = \int_{0}^{\infty} \tilde{V}(x, k, z) \cos(ky) dk$$
(2.25)

Μετά από την εύρεση του δυναμικού σε κάθε στοιχείο του πλέγματος, υπολογίζεται η διαφορά του δυναμικού μεταξύ των ηλεκτροδίων. Αυτές οι διαφορές αποτελούν τον τελικό στόχο της επίλυσης του ευθέως γεωηλεκτρικού προβλήματος καθώς είναι εύκολο στην συνέχεια να υπολογιστούν οι τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης για δεδομένη διάταξη ηλεκτροδίων σύμφωνα με την εξίσωση 2.10.



Σχήμα 2.7: Απλοποιημένο διάγραμμα ροής των 2.5 διαστάσεων αλγόριθμο επίλυσης του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος με την μέθοδο των πεπερασμένων στοιχείων (Tsourlos 1995).

2.3.2 Επίλυση του ευθέως σεισμικού προβλήματος, υπολογισμός σεισμικών ακτινών και χρόνων διαδρομής

Ο στόχος της επίλυσης του ευθέως σεισμικού προβλήματος στην μέθοδο της σεισμική τομογραφίας είναι ο υπολογισμός των χρόνων πρώτων αφίξεων για ένα γνωστό μοντέλο εδάφους (γνωστή κατανομή της σεισμικής ταχύτητας). Για να επιτευχθεί αυτό θα πρέπει να καθοριστεί ο τρόπος διάδοσης και ο χρόνος άφιξης του σεισμικού κύματος από την πηγή που το παράγει στον δέκτη που το καταγράφει. Η κυματική εξίσωση περιγράφει την διάδοση του σεισμικού κύματος (διαμήκη ή εγκάρσια κύματα) σε ανομοιογενές μέσο (Aki and Richards, 1980):

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial^2 t} = \nabla \lambda (\nabla \cdot u) + \nabla \mu \cdot [\nabla u + (\nabla u)^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot u) - \mu \nabla \times \nabla \times u$$
(2.26)

όπου

- υ είναι το διάνυσμα μετατόπιση του υλικού
- ρ η πυκνότητα του ελαστικού μέσου
- μ και λ οι σταθερές lamé
- t είναι ο χρόνος διάδοσης

Η επίλυση της παραπάνω εξίσωσης μπορεί να πραγματοποιηθεί με αναλυτικές μεθόδους για ομοιογενές μέσο. Στην περίπτωση ανομοιογενούς μέσου όμως είναι εξαιρετικά δύσκολη ως αδύνατη η επίλυση της παραπάνω εξίσωσης με αναλυτικές μεθόδους.

Οι περισσότερες τεχνικές για την επίλυση της κυματικής εξίσωσης βασίζονται στην ακτινική ασυμπτωτική θεωρία (ακτινική προσέγγιση ή γεωμετρική θεωρία)(Cerveny and Ravindra 1971, Hearn and Krebes 1990, Krebes και Slawinski 1991). Απαραίτητες προϋποθέσεις να εφαρμοστεί η ακτινική θεωρία είναι: (α) το μήκος κύματος να είναι σχετικά μικρό σε σχέση με τις μεταβολές στο μέσο διάδοσης (σταθερές Lamé), ή αλλιώς υψηλό συχνοτικό περιεχόμενου της σεισμικής ενέργειας, (β) το μέσο να θεωρείται τοπικά ομοιογενές, (γ) η πηγή τής σεισμικής ενέργειας να έχει σημειακό χαρακτήρα και (δ) το κυματικό πεδίο σε τοπική κλίμακα θα πρέπει να προσομοιάζει αυτό του ομοιογενούς μέσου.

Χρησιμοποιώντας την ακτινική θεωρία και επιλύοντας το κινηματικό μέρος της εξίσωσης (2.26), η εξίσωση που περιγράφει την εξάπλωση του μετώπου του κύματος εντός του μέσου διάδοσης (eikonal):

$$\left|\nabla T\right|^2 = \frac{1}{V^2} \tag{2.27}$$

- όπου V Η ταχύτητα των p κυμάτων στο ελαστικό μέσο διάδοσης
 - Τ Η συνάρτηση φάσης που περιγράφει την κατανομή στο χώρο επιφανειών σταθερής φάσης.

Αντικαθιστώντας την ταχύτητα με την βραδύτητα (S) η εξίσωση 2.27 μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = S(x, y, z)^2$$
(2.28)

Σύμφωνα με την παραπάνω εξίσωση, το μέτωπο κύματος της μορφής T(x)= σταθερά (σχήμα 2.8) αντιστοιχεί σε ισοδυναμικές επιφάνειες σταθερής φάσης, δηλαδή τα σημεία στα οποία το μέτωπο κύματος από μια δεδομένη πηγή θα φτάσει ταυτόχρονα. Η σεισμική ακτίνα είναι παράλληλη της βαθμίδας της παραπάνω ποσότητας ∇T .



Σχήμα 2.8: Αναπαράσταση του μετώπου κύματος και των σεισμικών ακτινών σύμφωνα με την εικονική εξίσωση.

Το μειονέκτημα της χρήσης της εξίσωσης 2.28 είναι η απαλλαγή από την δυναμική πληροφορία της σεισμικής ενέργειας (το πλάτος των σεισμικών κυμάτων), η οποία ωφελεί όμως στην ταχύτητα υπολογισμών. Η επίλυση του δυναμικού μέρος της

κυματικής εξίσωσης μπορεί να πραγματοποιηθεί σε μετέπειτα στάδια εάν και όπου αυτό θεωρηθεί απαραίτητο.

Διάφορες τεχνικές και αλγόριθμοι έχουν προταθεί για τον προσδιορισμό των σεισμικών ακτινών και των χρόνων διαδρομής της σεισμικής ακτίνας. Αυτές οι τεχνικές, στην πλειοψηφία τους, βασίζονται στην εξίσωση 2.28 αλλά διαφέρουν ως προς τον τρόπο παραμετροποίησης του μέσου διάδοσης ή στο είδος των πληροφοριών που απαιτούνται για την κατασκευή του μοντέλου. Γενικώς, αυτές οι κατηγορίες χωρίζονται σε τρείς κατηγορίες:

Μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών (Vidal 1988 and 1990, Podvin and Lecomte 1991, Matsouka and Ezaka 1992, Li and Ulrych 1993) όπου καθορίζεται η διαδρομή της σεισμικής ακτίνας προσεγγιστικά εφαρμόζοντας μεθόδους πεπερασμένων διαφορών στην εξίσωση (εξίσωση 2.28). Αρχικά υπολογίζονται οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών ακτινών για όλους τους κόμβους του μοντέλου, και στην συνέχεια η σεισμική ακτίνα σχεδιάζεται ακολουθώντας την προς τα πίσω διαδρομή της από το γεώφωνο προς την πηγή. Το μειονέκτημα της τεχνικής αυτής είναι ο αυξημένος υπολογιστικός χρόνος.

Μέθοδοι ελάχιστου χρόνου (Moser 1989, 1991, Saito 1989, Fisher and lee 1993, Λούης 2006) όπου αναζητείται η σεισμική ακτίνα με την συντομότερη χρονική διαδρομή ανάμεσα από πληθώρα σεισμικών ακτινών. Το μοντέλου εδάφους χωρίζεται σε κελία σταθερής βραδύτητας με τους κόμβους να βρίσκονται περιμετρικά στα όρια των κελιών. Ο κάθε κόμβος συνδέεται με μια ευθύγραμμη ακτίνα με ένα περιορισμένο πλήθος κόμβων της γειτονιάς του όπου το μήκος της κάθε ακτίνας είναι ανάλογο του χρόνου διαδρομής του σεισμικού κύματος. Έτσι, είναι δυνατή η μετάβαση από ένα κόμβο σε άλλο μέχρι να χαραχθεί το χρονικά συντομότερο μονοπάτι της σεισμικής ακτίνας από την πηγή στο γεώφωνο. Είναι σαφής ο καθοριστικός ρόλος της επιλογής του διαστήματος ανάμεσα από τους κόμβους στην ακρίβεια και στον υπολογιστικό κόστος της μεθόδου.

Οι ακτινικές μέθοδοι με κυριότερους εκπροσώπους τις τεχνικές σκόπευσης (shooting method) και κάμψης (bending method) (Andersen and Kak 1982, Langan *et al.* 1985, Um and Thurber 1987, Vesnaver 1996, Σουπιός 2000). Οι συντεταγμένες

της πηγής και του δέκτη θεωρούνται γνωστές και αναζητείται η σεισμική ακτίνα που ελαχιστοποιεί τον χρόνο διαδρομής από την πηγή στον δέκτη χρησιμοποιώντας τον νόμο του Snell (εξίσωση 2.11) και την αρχή του Fermat.

Στην τεχνική σκόπευσης (Shooting method), σχεδιάζεται η διαδρομή διαφόρων σεισμικών ακτινών (διαφορετικές γωνίες πρόσπτωσης) χρησιμοποιώντας τον νόμο του Snell (εξίσωση 2.11), στην συνέχεια υπολογίζεται η οριζόντια απόσταση της πηγής από το σημείου άφιξης της διαθλώμενης ακτίνας στην επιφάνεια της γης για όλες τις ακτίνες, και επιλέγεται η ακτίνα με το πιο κοντινό σημείο άφιξης στην θέση του δέκτη (Σχήμα2.9).

Η τεχνική της κάμψης (Um and Thumber 1987, Prothero *et al.* 1988) βασίζεται στην αρχή Fermat όπου επιλέγεται μια αρχική ακτίνα που να συνδέει την πηγή με τον δέκτη ως πρώτη προσέγγιση. Στην συνέχεια διακριτοποιείται η αρχική ακτίνα σε ένα πεπερασμένο αριθμό σημείων, και βρίσκεται η βέλτιστη χρονικά διαδρομής της, κάμπτοντας την στα διάφορα σημεία διακριτοποιήσης (Σχήμα2.10).



Σχήμα 2.9: Αναπαράσταση της τεχνικής σκόπευσης, όπου πραγματοποιείται σκόπευση των ακτινών με διαφορετικές γωνιές αναχώρησης μέχρι να βρεθεί η τελική ακτίνα όπου το σημείο άφιζης συμπίπτει μα την θέση του δέκτη.

Στην παρούσα διατριβή επιλέχθηκε μια βελτιωμένη έκδοση της μεθόδου της κάμψης, καθώς η μέθοδος αυτή θεωρείται αρκετά αξιόπιστη, γρήγορη, εύρωστη και προτείνεται για περιπτώσεις κατά τις οποίες χρησιμοποιείται μοντέλο με κελιά όπου η σεισμική ταχύτητα παραμένει σταθερή.

Η επίλυση του ευθέως σεισμικού προβλήματος στην παρούσα εργασία υλοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο που παραχωρήθηκε ευγενικά από τον κ. Σουπιό. Ο

αλγόριθμος προσαρμόστηκε σε περιβάλλον matlab από τον συγγραφέα. Στις επόμενες παραγράφους θα αναφερθούν περιληπτικά τα βασικά χαρακτηριστικά του αλγορίθμου, και των μεθόδων στις οποίες βασίστηκε, Περισσότερες πληροφορίες που αφορούν τις αρχές και την θεωρητική βάση της μεθόδου κάμψης, υπάρχουν στην διεθνή βιβλιογραφία (π.χ Wesson 1971, Julian and Gubbins 1977, Thurber and Ellsworth 1980, Um and Thurber 1987, Prothero *et al.* 1988, και Moser *et al.* 1992). Ενώ για περισσότερες λεπτομερείες που αφορούν τον τρόπο λειτουργίας του συγκεκριμένου αλγόριθμου και την αξιοπιστία του υπάρχουν στους Σουπιός (2000) και Soupios και συνεργάτες (2001).



Σχήμα 2.10: Αναπαράσταση της τεχνικής κάμψης, όπου μια αρχική ακτίνα κάμπτεται επαναληπτικά μέχρι να βρεθεί η βέλτιστη ακτίνα που ικανοποιεί την αρχή Fermat.

2.3.2.1 Περιγραφή αλγόριθμου επίλυσης σεισμικού προβλήματος

Αρχικά, πραγματοποιείται διακριτοποίηση του μοντέλου ταχυτήτων. Οι πιο συνηθισμένοι τρόποι αναπαράστασης του μοντέλου προσεγγίζουν το χώρο με κελιά δύο ή τριών διαστάσεων, όπου η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων ορίζεται σταθερή είτε μέσα στα κελία, ή στους κόμβους στις άκρες των κελίων. Στη δεύτερη περίπτωση, που χρησιμοποιήθηκε στον συγκριμένο αλγόριθμο, η σεισμική ταχύτητα σε οποιοδήποτε σημείου του χώρου εκτός των κόμβων μπορεί να υπολογιστεί με μεθόδους παρεμβολής (γραμμική στον συγκεκριμένο αλγόριθμο).

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το πρώτο βήμα στην υλοποίηση της τεχνικής κάμψης είναι η επιλογή της αρχικής ακτίνας που συνδέει την πηγή με τον δέκτη. Στο συγκεκριμένο αλγόριθμο χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος αρχικής ακτίνας (ray initializer, Thurber and Ellsworth 1980).

Η προσέγγιση αυτή πραγματοποιείται στρέφοντας το σύστημα συντεταγμένων κατά γωνία φ γύρω από την πηγή, έτσι ώστε η πηγή να έχει τις συντεταγμένες (0,0) ενώ γεώφωνο να αποκτά τις συντεταγμένες (0,Δ), όπου Δ είναι η απόσταση του σημείου από την πηγή. Υπολογίζεται η μέση ταχύτητα των κυμάτων χώρου στα αντίστοιχα κελιά. Με αυτόν τον τρόπο υπολογίζονται με γρήγορο τρόπο οι χρόνοι διαδρομής των απευθείας και των διαθλώμενων κυμάτων. Στην συνέχεια επιλέγεται η σεισμική ακτίνα με το μικρότερο χρόνο άφιξης, και πραγματοποιείται στροφή του συστήματος συντεταγμένων στην αρχική του θέση.

Εφόσον επιλέχθηκε η αρχική σεισμική ακτίνα για κάθε ζεύγος πηγής και δέκτη, αυτή εισάγεται στον αλγόριθμο κάμψης για βελτίωση της ακρίβειας της επίλυσης του ευθέως προβλήματος. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκε μια βελτιωμένη έκδοση της μεθόδου κάμψης (Moser *et al.* 1992, Σουπιός 2000) που χρησιμοποιεί τις συναρτήσεις Beta-splines (μια μέθοδος για την καλύτερη προσέγγιση συνεχών καμπυλών ακτινών χρησιμοποιώντας κυβικά πολυώνυμα, Newman and Sproull 1981, Barsky and Beatty 1983, Barsky 1988) για την παραμετροποίηση των ακτινών αντί των πολυγωνικών συναρτήσεων που χρησιμοποιεί η συμβατική μέθοδος κάμψης (Um and Thurber 1987).

Όπως περιγράφηκε προηγουμένως, η μέθοδος κάμψης αποσκοπεί στην ελαχιστοποίηση του χρόνου διαδρομής της σεισμικής ακτίνας κάμπτοντας την στα σημεία διακριτοποίησης. Η σεισμική ακτίνα χωρίζεται σε πολυγωνικά τμήματα τα οποία αποτελούνται από πεπερασμένο αριθμό σημείων (K) γνωστών συντεταγμένων. Το μήκος της σεισμικής ακτίνας υπολογίζεται αθροίζοντας τα μήκη των ευθύγραμμων τμημάτων με τον κανόνα του τραπεζοειδούς, οδηγώντας στον υπολογισμό του χρόνου της σεισμικής ακτίνας.

Ο σκοπός είναι η εύρεση του ελάχιστου δυνατού χρόνου διαδρομής της συγκεκριμένης σεισμικής ακτίνας. Διάφορες τεχνικές μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την ελαχιστοποίηση του υπολογιζόμενου χρόνου διαδρομής. Στον συγκεκριμένο αλγόριθμο επιλέχτηκε η επαναληπτική μέθοδος της συζυγούς βαθμίδας (Conjugate Gradient methods, Hestenes and Stiefel 1952, Fletcher and Reeves 1964) λόγω της μειωμένης απαίτησης σε μνήμη και της ταχύτατης σύγκλισης.

Μετά από την ελαχιστοποίηση πραγματοποιείται πύκνωση των Κ σημείων διακριτοποίησης της σεισμικής ακτίνας, για την αποφυγή προβλημάτων σε περιοχές χαμηλών ταχυτήτων (Pereyra *et al.* 1980) αλλά και για καλύτερη προσέγγισή της. Τα νέα σημεία επιλέγονται με γραμμική παρεμβολή με τις συναρτήσεις Beta splines, λόγω της ακριβέστερης προσέγγισης που προσφέρουν αυτές οι συναρτήσεις σε σχέση με τις συμβατικές τριγωνομετρικές.

Μια ακόμα δυνατότητα που προσφέρει ο αλγόριθμος επίλυσης του ευθέως σεισμικού προβλήματος, είναι η χρήση της ζώνης Fresnel (Bertoni *et al.* 1971) για καλύτερη προσέγγιση της σεισμικής ακτίνας. Η ανάγκη για την χρήση της συγκεκριμένης ζώνης προκύπτει από την παραβίαση της ακτινικής θεωρίας (§ 2.3.2) καθώς πολλές φορές η σεισμική ενέργεια μπορεί περιέχει χαμηλές συχνότητες. Επίσης, οι δομές που μελετούνται μπορεί να έχουν συγκρίσιμες διαστάσεις με το μήκος κύματος του σήματος. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να επηρεάζονται οι ιδιότητες της σεισμικής ακτίνας και από τον χώρο που την περικλείει, αντί να περιοριστεί στα σημεία τα οποία διαπερνά η σεισμική ακτίνα.

Η περιοχή που επηρεάζει τις ιδιότητες της σεισμικής ακτίνας ονομάζεται όγκος Fresnel (first Fresnel volume, Kravtsov and Ororlov 1979, 1980) ή ζώνες Fresnel τριών διαστάσεων (Bertoni *et al.* 1971). Το πάχος της ζώνης αυτής εξαρτάται από την θέση της πηγής και του γεωφώνου αλλά και την συχνότητα του σήματος. Αν το μέσο διάδοσης του σεισμικού κύματος είναι ομοιογενές, τότε ο όγκος Fresnel περιγράφεται από ένα ελλειψοειδές, όπου στις εστίες αυτού βρίσκονται η πηγή (A) και το γεώφωνο (B) σύμφωνα με την παρακάτω σχέση (Kravtsov and Orlov 1980):

$$|\tau(F,A) + \tau(F,B) - \tau(B,A)| = \frac{1}{2}T$$
 (2.29)

- όπου τ
(F,A) είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας από το σημείο
 Fμέχρι την πηγή A
 - τ(F,B) είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας από το σημείο F μέχρι το γεώφωνο B
 - τ(B,A) είναι ο χρόνος διαδρομής της σεισμικής ακτίνας από το γεώφωνο B μέχρι την πηγή A
 - Τ είναι η περίοδος του σήματος

Ο υπολογισμός του όγκου Fresnel στο συγκριμένο αλγόριθμο πραγματοποιείται προσεγγιστικά με γεωμετρικό τρόπο. Αρχικά, υπολογίζεται η σεισμική ακτίνα με τις μεθόδους που περιγράφηκαν, στην συνέχεια υπολογίζεται η αντίστοιχη ακτίνα (πλάτος) της ζώνης Fresnel σε κάθε σημείο (κόμβος) της σεισμικής ακτίνας. Τέλος, εφαρμόζεται παρεμβολή μεταξύ των δύο ακραίων τιμών της ζώνης ανά σημείο σεισμικής ακτίνας. Παρόλο που ο όγκος Fresnel μπορεί να υπολογισθεί με ακρίβεια λύνοντας αναλυτικά την σχέση 2.29, ο προσεγγιστικός αυτός τρόπος είναι ακριβής για μέτρια ανομοιογενή μέσα (Cerveny and Soares 1992, Soupios *et al.* 2001) εξοικονομώντας έτσι μνήμη και χρόνο.

Τελικώς καταγράφονται οι τελικοί χρόνοι πρώτων αφίξεων, και η πορεία της σεισμικής ακτίνας, για κάθε ζευγάρι πηγής γεωφώνου. Στο σχήμα 2.11 φαίνεται ένα απλό διάγραμμα ροής του αλγόριθμου του Σουπιού που χρησιμοποιήθηκε σε αυτήν την διατριβή για την λύση του ευθέως σεισμικού προβλήματος.



Σχήμα 2.8: Απλοποιημένο διάγραμμα ροής του αλγόριθμο επίλυσης του ευθέως σεισμικού προβλήματος

IKIEDAAAIO 3

ΓΕΝΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ (ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΕΣ)

Το κεφάλαιο αυτό πραγματεύεται την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος που αποτελεί και το κύριο αντικείμενο της παρούσας διατριβής. Αρχικά, ορίζεται ο βασικός στόχος του αντίστροφου προβλήματος στην γεωφυσική και αναφέρονται οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται συνήθως για την επίλυση του προβλήματος.

Αφού γίνει εισαγωγή στην βασική θεωρία της αντιστροφής, περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο επιλύεται το γεωηλεκτρικό και το σεισμικό πρόβλημα της αντιστροφής. Συγκεκριμένα, αναλύεται η μεθοδολογία με την οποία εφαρμόζεται η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων.

Στην συνέχεια, παρουσιάζεται ο τρόπος με τον οποίο υπολογίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας στις σεισμικές και γεωηλεκτρικές μεθόδους. Επίσης, αναλύονται τα προβλήματα που παρουσιάζονται συνήθως κατά την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος και οι τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή για την σταθεροποίηση και την αντιμετώπιση τέτοιων προβλημάτων. Τέλος, περιγράφεται συνοπτικά ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιείται η αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής.

3.1. ΒΑΣΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Στο προηγούμενο κεφάλαιο περιγράφηκε η διαδικασία με την οποία πραγματοποιείται η επίλυση του ευθέως προβλήματος. Η διαδικασία της αντιστροφής είναι στενά συνδεδεμένη με αυτήν της επίλυσης του ευθέως προβλήματος. Αποτελεί τη διαδικασία έμμεσου προσδιορισμού των παραμέτρων ενός μοντέλου του υπεδάφους, το οποίο αναπαράγει (μέσω του ευθέως προβλήματος) τα δεδομένα στα όρια μιας συγκεκριμένης ακρίβειας. Ο Meju (1994) ορίζει την διαδικασία της αντιστροφής ως:

«Δεδομένων κάποιων πληροφοριών για τις τιμές κάποιων μετρούμενων μεγεθών (πραγματικά ή πειραματικά δεδομένα), αναζητούνται μέσω θεωρητικής σχέσης, οι τιμές του συνόλου των παραμέτρων, που εζηγεί ή αναπαράγει τα μετρούμενα μεγέθη».

«Given some information on the values of some measured quantities (e.g., field or experimental data), we use a theoretical relationship to derive the values of the set of parameters that explains or reproduces our field observations».

Ουσιαστικά, όλες οι μέθοδοι αντίστροφης επιδιώκουν τον προσδιορισμό των παραμέτρων ενός μοντέλου του υπεδάφους, το οποίο αναπαράγει τα μετρούμενα δεδομένα κάτω από συγκεκριμένους περιορισμούς. Για τις μεθόδους αντιστροφής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, οι παράμετροι του μοντέλου είναι οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του κάθε κελιού ή στοιχείου του μοντέλου, ενώ τα μετρούμενα μεγέθη είναι οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Στην περίπτωση της μεθόδου σεισμικής διάθλασης, οι παράμετροι του μοντέλου του μοντέλου είναι οι τιμές της καλου είναι οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Στην περίπτωση της μεθόδου σεισμικής διάθλασης, οι παράμετροι του μοντέλου είναι οι τιμές της καλου είναι οι τιμές της ταχύτητας διάδοσης των (διαμηκών ή εγκαρσίων) σεισμικών κυμάτων για κάθε κελί ή στοιχείο, ενώ τα μετρούμενα μεγέθη είναι οι χρόνοι των πρώτων αφίξεων των κυμάτων αυτών.

Αν θεωρηθεί ότι **m** είναι το διάνυσμα που περιέχει το σύνολο των παραμέτρων του μοντέλου, δηλαδή η φυσική παράμετρος της οποίας επιδιώκεται ο υπολογισμός (π.χ. πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση ή/και σεισμική ταχύτητα), και το **d** είναι διάνυσμα που περιέχει το σύνολο των παρατηρούμενων τιμών της απόκρισης του μοντέλου (π.χ. τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ή/και χρόνοι

πρώτων αφίξεων), τότε η διαδικασία επίλυσης του ευθέως προβλήματος \mathbf{F} (γραμμικό ή μη-γραμμικό) συνδέει τις παραμέτρους του μοντέλου (**m**) με τα παρατηρούμενα δεδομένα (**d**). Μαθηματικά αυτό μπορεί να εκφραστεί με την παρακάτω συνάρτηση:

$$d = \mathbf{F}(m) \tag{3.1}$$

Αντίστοιχα, η επίλυση του αντίστροφου προβλήματος αφορά στην εύρεση των παραμέτρων του μοντέλου, η οποία εκφράζεται με την γενική σχέση:

$$m = \mathcal{F}^{-1}(d) \tag{3.2}$$

Το \mathbf{F}^{-1} είναι η αντίστροφη συνάρτηση που συνδέει το γνωστό διάνυσμα των παρατηρήσεων με το άγνωστο διάνυσμα των παραμέτρων του μοντέλου.

Το βασικότερο πρόβλημα που ενδέχεται να αντιμετωπιστεί κατά την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος είναι να μην υπάρχει η αντίστροφη συνάρτηση \mathbf{F}^{-1} . Σε αυτήν την περίπτωση το αντίστροφο πρόβλημα χαρακτηρίζεται ως ασθενώς ορισμένο ή "αόριστο" (ill-conditioned ή ill-posed), πράγμα που σημαίνει ότι ο προσδιορισμός των φυσικών παραμέτρων, οι οποίες ερμηνεύουν την παρατήρηση και υπακούν δεδομένους φυσικούς περιορισμούς, δεν οδηγεί απαραιτήτως σε μοναδική λύση. Επιπρόσθετα, μικρές αλλαγές στα πραγματικά δεδομένα **d** μπορεί να προκαλέσουν μεγάλες μεταβολές στο διάνυσμα των λύσεων **m**.

Γενικά, οι μέθοδοι επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος μπορούν να καταταχθούν σε δύο μεγάλες κατηγορίες: στην στατιστική ή πιθανολογική προσέγγιση και στην αιτιοκρατική (ντετερμινιστική) προσέγγιση (Ramirez *et al* 2005, Λούης 2006).

Κατά την πρώτη, οι παράμετροι του μοντέλου (**m**), αλλά και τα δεδομένα (**d**) αντιμετωπίζονται ως τυχαίες μεταβλητές των οποίων καθορίζεται η κατανομή των πιθανοτήτων. Κατά την διαδικασία αυτή το αποτέλεσμα προέρχεται κυρίως από την στατιστική ανάλυση του σφάλματος της λύσης (Menke, 1989). Χρησιμοποιούνται αριθμητικές τεχνικές με πιο γνωστή την μέθοδο Monte Carlo, ενώ άλλες προσεγγίσεις είναι οι αλυσίδες (Chain) Markov, οι γενετικοί αλγόριθμοι κ.α. Αναλυτική περιγραφή της παραπάνω μεθοδολογίας υπάρχει στους Tarantola (1987), Debski (1997), Robert and Cassela (1999), Debski (1997), Mosegaard and Tarantola (2002), Basokur *et al.* (2007).

Κατά την αιτιοκρατική προσέγγιση, που ακολουθήθηκε στην συγκεκριμένη διατριβή, χρησιμοποιούνται αλγεβρικές μέθοδοι για την εκτίμηση των παραμέτρων μοντέλου που αναπαράγει τις μετρούμενες παρατηρήσεις. Στην ουσία ελαχιστοποιείται το σφάλμα μεταξύ της απόκρισης του μοντέλου και των παρατηρήσεων, συνήθως με την χρήση της μεθόδου των ελάχιστων τετραγώνων. Εκτενέστερες αναφορές και περισσότερες λεπτομέρειες για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος με την μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων μπορούν να αναζητηθούν σε αρκετά ξένα συγγράμματα (Menke 1989, Tarantola 1987, Press *et al.* 1992, Meju 1994, Scales *et al.* 2001).

Τα προβλήματα αντιστροφής που αντιμετωπίζονται στην γεωφυσική είναι είτε γραμμικά, είτε μη γραμμικά. Στην περίπτωση των γραμμικών προβλημάτων, οι παράμετροι του μοντέλου (m) συνδέονται με τα παρατηρούμενα δεδομένα (d) μέσω γραμμικών σχέσεων και η βέλτιστη λύση βρίσκεται άμεσα με την επίλυση ενός συστήματος γραμμικών εξισώσεων. Στην περίπτωση που το πρόβλημα είναι μη γραμμικό, τότε προσεγγίζεται από σύστημα γραμμικών εξισώσεων οι οποίες επιλύονται επαναληπτικά, μέχρι να βρεθεί η βέλτιστη λύση του προβλήματος. Παραδείγματα μη γραμμικών προβλημάτων στην γεωφυσική είναι η αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων και των δεδομένων σεισμικής τομογραφίας. Στις επόμενες παραγράφους θα παρουσιαστεί ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιείται η επίλυση του ηλεκτρικού και σεισμικού αντίστροφου προβλήματος, που αποτελούν το κύριο αντικείμενο της παρούσας διατριβής.

3.2. ΕΠΙΛΥΣΗ ΤΟΥ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΟΥ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΟΣ

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το αντίστροφο γεωηλεκτρικό και σεισμικό πρόβλημα ανήκουν στην κατηγορία των μη γραμμικών γεωφυσικών προβλημάτων. Η μη γραμμικότητα του γεωηλεκτρικού προβλήματος προκύπτει από την εξίσωση Poisson (Εξίσωση 2.5), καθώς είναι προφανές ότι ο τελεστής του ευθέως προβλήματος περιλαμβάνει τον πολλαπλασιασμό του μοντέλου (ηλεκτρική

αγωγιμότητα, σ) με την βαθμίδα της απόκρισης V (ηλεκτρικό δυναμικό). Αντίστοιχα, στην περίπτωση του σεισμικού προβλήματος, η μη γραμμικότητα προκύπτει από την κυματική εξίσωση (Εξίσωση 2.26), καθώς η χάραξη της σεισμικής ακτίνας εξαρτάται από το πεδίο ταχύτητας. Τα μη γραμμικά αυτά προβλήματα μπορούν να προσεγγιστούν από αντίστοιχα συστήματα γραμμικών εξισώσεων (Menke, 1984, Tarantola, 1987).

Εάν η συνάρτηση F(m) της εξίσωσης 3.1 αναπτυχθεί σε σειρά Taylor, γύρω από ένα αρχικό μοντέλο m_0 (πραγματική ειδική ηλεκτρική αντίσταση ή σεισμική ταχύτητα) και παραλειφθούν οι όροι μεγαλύτερης τάξης, προκύπτει ότι:

$$F(m) = F(m_0) + \frac{\partial F(m_0)}{\partial m} \cdot \Delta m + \dots \approx F(m_0) + J\Delta m$$
(3.3)

Όπου: $\Delta m = m - m_0$

$$J_{ij} = \frac{\partial F_i(m)}{\partial m_j}, i=1,2...,M, j=1,2,...,N$$

Μ ο συνολικός αριθμός των δεδομένων
Ν ο συνολικός αριθμός των παραμέτρων
το σύμβολο "•" υποδηλώνει πολλαπλασιασμό πινάκων ή διανυσμάτων

Ο πίνακας J ονομάζεται Ιακωβιανός πίνακας ή πίνακας ευαισθησίας, και εκφράζει το πόσο θα μεταβληθεί η τιμή μιας μέτρησης (τιμή της φαινόμενης αντίστασης ή χρόνος πρώτων αφίξεων) αν μεταβληθεί η ιδιότητα μιας παραμέτρου του μοντέλου (πραγματική αντίσταση ή βραδύτητα). Στην περίπτωση των σεισμικών το στοιχείο του Ιακωβιανού πίνακα ισούται με το μήκος του τμήματος της i ακτίνας στο j κελί.

Από την εξίσωση (3.3) προκύπτει η σχέση:

$$J \cdot \Delta m = d - F(m_0) \Leftrightarrow J \cdot \Delta m = \Delta d \tag{3.4}$$

όπου $\Delta d=d-F(m_0)$ είναι η διαφορά μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων, που αντιστοιχούν στο αρχικό μοντέλο m_0 . Έτσι η επίλυση του αρχικού μη γραμμικού προβλήματος της εξίσωσης (3.1) ανάγεται στην επαναληπτική επίλυση του γραμμικού προβλήματος της εξίσωσης (3.4). Θεωρώντας ότι το διάνυσμα των

δεδομένων **d** (φαινόμενες αντιστάσεις ή χρόνοι πρώτων αφίξεων) συμπεριλαμβάνουν τυχαία ή συναφή σφάλματα **e**, η διαφορά μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών τιμών Δ**d** της εξίσωσης 3.4 μπορεί ξαναγραφτεί ως εξής:

$$\Delta d = J \cdot \Delta m + e \tag{3.5}$$

ή καλύτερα:

$$e = \Delta d - J \cdot \Delta m \tag{3.6}$$

Το διάνυσμα e στην ουσία περιέχει τα τυχαία ή/και συναφή σφάλματα που μπορεί να προκύψουν κατά την διάρκεια των μετρήσεων. Επίσης, συμπεριλαμβάνει σφάλματα που οφείλονται στις παραμέτρους του μοντέλου ή ακόμα που προέρχονται από την αποκοπή των όρων ανώτερης τάξης της σειράς Taylor (εξίσωση 3.3). Η συνάρτηση 3.6 ονομάζεται αντικειμενική συνάρτηση, και ο στόχος της διαδικασίας της αντιστροφής είναι ελαχιστοποίηση της. Μαθηματικά αυτό μπορεί να εκφραστεί ελαχιστοποιώντας ένα μέγεθος (νόρμα L_p) της συνάρτησης αυτής, ως εξής:

$$\min \|e\|^{p} = \min \|\Delta d - J \cdot \Delta m\|^{p}$$

όπου το σύμβολο || || ορίζει μέτρο του διανύσματος τάξης p.

Όταν το p = 2 (νόρμα L_2), τότε αναζητείται το ελάχιστο του αθροίσματος των τετραγώνων της αντικειμενικής συνάρτησης (μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων) και επομένως, η συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση ορίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\Phi = e^{T} \cdot e = (\Delta d - J \cdot \Delta m)^{T} (\Delta d - J \cdot \Delta m)$$
όπου ο εκθέτης " Τ " υποδηλώνει ανάστροφο πίνακα ή διάνυσμα.
$$(3.8)$$

Στην παραπάνω σχέση το σφάλμα είναι συνάρτηση των παραμέτρων του μοντέλου. Η τιμή του **Φ** γίνεται ελάχιστη όταν η πρώτη του παράγωγος σε σχέση με τις αγνώστους (**Δm**) μηδενίζεται, οπότε

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \Delta m} = \frac{\partial \left[(\Delta d - J \cdot \Delta m)^T (\Delta d - J \cdot \Delta m) \right]}{\partial \Delta m} = 0$$
(3.9)

Από την οποία προκύπτει:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \Delta m} = \frac{\partial \left[\Delta d^T \cdot \Delta d - \Delta d^T \cdot J \cdot \Delta m - \Delta m^T \cdot J^T \cdot \Delta d + \Delta m^T \cdot J^T \cdot J \cdot \Delta m \right]}{\partial \Delta m} = 0$$
(3.10)

Απλοποιώντας την εξίσωση 3.10 προκύπτει το ακόλουθο σύστημα γραμμικών εξισώσεων:

$$-\Delta d \cdot J^{T} + J^{T} \cdot J \cdot \Delta m = 0 \tag{3.11}$$

Ο όρος $\Delta \mathbf{m}$ όμως περιγράφει την διαφορά του μοντέλου \mathbf{m} από το αρχικό \mathbf{m}_0 , ενώ ο όρος $\Delta \mathbf{d}$ την διαφορά μεταξύ των πραγματικών \mathbf{d} και συνθετικών δεδομένων $\mathbf{F}(\mathbf{m}_0)$:

$$\Delta m = m - m_0 \tag{3.12}$$

$$\Delta d = d - F(m_0) \tag{3.13}$$

όποτε η εξίσωση 3.11 γίνεται:

$$J^{T} \cdot J \cdot m = (d - F(m_0)) \cdot J^{T} + J^{T} \cdot J \cdot m_0$$
(3.14)

Επιλύνοντας την εξίσωση 3.14 ως προς το διάνυσμα των αγνώστων **m** προκύπτει:

$$m = \left(J^T \cdot J\right)^{-1} \cdot \left(J^T \cdot d - F(m_0)\right) + m_0 \tag{3.15}$$

Δεδομένου ότι η (3.5) προέκυψε προσεγγιστικά από τη μη γραμμική σχέση (3.1), θα πρέπει να καθοριστεί επαναληπτικός αλγόριθμος επίλυσης του αντίστροφου (γεωηλεκτρικού ή σεισμικού) προβλήματος. Έστω ότι κατά την **k** επανάληψη, η εκτίμηση του μοντέλου των φυσικών παραμέτρων είναι **m**_k, τότε:

Υπολογίζονται οι τιμές της φαινόμενης αντίστασης και του χρόνου πρώτων αφίξεων F(m_κ) και ο Ιακωβιανός πίνακας J_k για την κατανομή των φυσικών παραμέτρων m_k, μέσω της επίλυσης του ευθέως προβλήματος με βάση τις μεθοδολογίες που περιγράφτηκαν στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3). Υπολογίζεται το καινούριο βελτιωμένο μοντέλο \mathbf{m}_{k+1} από την 3.15, όπου το αρχικό μοντέλο (\mathbf{m}_0) σε κάθε επανάληψη αντιστοιχεί στο μοντέλο \mathbf{m}_k , ενώ το βελτιωμένο μοντέλο \mathbf{m}_{k+1} αντιστοιχεί στο τελικό αποτέλεσμα της εξίσωσης:

$$m_{k+1} = \left(J^T \cdot J\right)^{-1} \cdot \left(J^T \cdot \left(d - F(m_k) + J \cdot m_k\right)\right)$$
(3.16)

- Το καινούριο βελτιωμένο μοντέλο m_{k+1} εισάγεται ως αρχικό μοντέλο και επιλύεται ξανά το ευθύ πρόβλημα για το καινούριο βελτιωμένο μοντέλο παραμέτρων αυτήν την φορά.
- Η επαναληπτική διαδικασία συνεχίζεται μέχρι να ικανοποιηθούν κάποια προκαθορισμένα κριτήρια σύγκλισης και τερματισμού, που θα αναλυθούν αργότερα.

Η παραπάνω διαδικασία έχει χρησιμοποιηθεί για την επίλυση γεωφυσικών προβλημάτων και είναι γνωστή ως μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων ή μέθοδος Gauss, διότι η συνάρτηση που ελαχιστοποιείται για την εύρεση της λύσης του συστήματος, είναι το άθροισμα των τετραγώνων της διαφοράς των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων.

Η επαναληπτική διαδικασία μπορεί να οδηγήσει σε χαμηλό ρυθμό σύγκλισης επειδή οι τιμές των αντιστάσεων είναι δυνατό να παρουσιάζουν πολύ μεγάλο δυναμικό εύρος. Για να περιοριστεί το εύρος αυτής της παραμέτρου, χρησιμοποιείται ο λογάριθμος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Park and Van 1991).

Ένα θεμελιώδες βήμα στην επίλυση του μη γραμμικού αντίστροφου (γεωηλεκτρικού και σεισμικού) προβλήματος αποτελεί ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα. Ο Ιακωβιανός πίνακας ή πίνακας ευαισθησίας αποτελεί τον συνδετικό κρίκο μεταξύ των μετρούμενων τιμών και των παραμέτρων του μοντέλου. Η ακρίβεια του υπολογισμού των στοιχείων του Ιακωβιανού πίνακα είναι το κλειδί για τον προσδιορισμό της μεταβολής των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου και επιδρά δραματικά στην σύγκλιση της διαδικασίας της αντιστροφής. Η διαδικασία της αντιστροφής εμπεριέχει και την εύρεση του αντίστροφου του Ιακωβιανού πίνακα. Η ελλιπής και ασαφής πληροφορία που περιέχεται στον Ιακωβιανό καθιστά την διαδικασία της εύρεσης του αντίστροφου του Ιακωβιανό αρκετά δύσκολη.

Τα σφάλματα των μετρήσεων και οι προσεγγίσεις που έγιναν από την διακριτοποίηση του μέσου κατά την επίλυση του ευθέως προβλήματος, καθιστούν το πρόβλημα ασθενώς ορισμένο. Αυτό σημαίνει δυσκολίες κατά την διαδικασία ελαχιστοποίησης της αντικειμενικής συνάρτησης με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, καθώς δεν υπάρχει μόνο μία αλλά άπειρες λύσεις που μπορούν να ικανοποιήσουν τα πραγματικά δεδομένα, μέσα στα όρια συγκεκριμένων σφαλμάτων. Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος εισάγονται εκ των προτέρων περιορισμοί στο αντίστροφο πρόβλημα με σκοπό την σταθεροποίηση του.

Στις επόμενες παραγράφους, θα παρουσιαστεί αρχικά η μεθοδολογία με την οποία προσδιορίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας και ο αντίστροφός του. Στην συνέχεια, θα παρουσιαστούν οι διάφορες τεχνικές και περιορισμοί για την σταθεροποίηση και κανονικοποίηση της διαδικασίας της επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος, που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

3.2.1 Υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα και του αντίστροφου του

Ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα (πίνακας ευαισθησίας) αποτελεί ένα από τα βασικότερα και πιο χρονοβόρα στάδια της διαδικασίας της αντιστροφής. Κάθε γραμμή του Ιακωβιανού πίνακα περιλαμβάνει τις μερικές παραγώγους συγκεκριμένης μέτρησης σε σχέση με τις τιμές των παραμέτρων. Με άλλα λόγια κάθε γραμμή περιέχει πληροφορίες για την ευαισθησία της συγκεκριμένης μέτρησης σε όλες τις παραμέτρους του μοντέλου. Από την άλλη πλευρά κάθε στήλη του πίνακα περιλαμβάνει τις τιμές της ευαισθησίας όλων των μετρήσεων σε μία συγκεκριμένη παράμετρο.

Ο υπολογισμός αυτών των μερικών παραγώγων είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί χρησιμοποιώντας (α) αναλυτικές σχέσεις, (β) μεθόδους αριθμητικής παραγώγισης, και (γ) προσεγγιστικές μεθόδους προσδιορισμού του Ιακωβιανού πίνακα. Οι αναλυτικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται όταν οι μερικές παράγωγοι της μεταβολής των μετρούμενων τιμών σε συνάρτηση με την μεταβολή των τιμών των παραμέτρων μπορούν να υπολογιστούν με αναλυτικό τρόπο (Aki and Richards, 1980, Loke and Barker 1995, Spitzer 1998). Δυστυχώς, μόνο στην περίπτωση πολύ απλών δομών υπάρχουν αναλυτικές σχέσεις και συνήθως απαιτείται η χρήση αριθμητικών μεθόδων. Ο υπολογισμός του Ιακωβιανού πίνακα συνδέεται άμεσα με την επίλυση του ευθέως προβλήματος, καθώς αυτή καθορίζει τον τρόπο με τον οποίο διακριτοποιείται το μοντέλο εδάφους. Στην περίπτωση του σεισμικού προβλήματος (§3.3.2), τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα είναι ίσα με το μήκος του τμήματος της σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται σε κάθε κελί. Στην περίπτωση που χρησιμοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων (§3.3.1) για την επίλυση του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος, υπάρχουν κυρίως τρεις αριθμητικοί μέθοδοι υπολογισμού του Ιακωβιανού πίνακα (McGillivray and Oldenburg 1990): η τεχνική διαταραχής, η τεχνική ευαισθησίας και η τεχνική συζυγούς εξίσωσης.

<u>Τεχνική διαταραχής</u>: Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως ως προσεγγιστική μέθοδος για την εκτίμηση του Ιακωβιανού πίνακα (Yorkey 1986, Kim and Woo 1987). Ο Ιακωβιανός πίνακας που προκύπτει από αυτήν την μέθοδο ονομάζεται πίνακας διαταραχής και χρησιμοποιείται συνήθως για προβλήματα που περιέχουν λίγες παραμέτρους. Ο τρόπος με τον οποίο υπολογίζεται ο Ιακωβιανός πίνακας σε αυτήν την τεχνική βασίζεται στην διαταραχή της τιμής κάθε παραμέτρου του αρχικού μοντέλου παραμέτρων κατά την ίδια ποσότητα και στον υπολογισμό της διαφοράς απόκρισης του διαταραγμένου από το αρχικό μοντέλο. Το εμφανές πλεονέκτημα της μεθόδου αυτής για την προσεγγιστική εκτίμηση του Ιακωβιανού, αποτελεί η ευκολία προγραμματισμού και ενσωμάτωσής της σε ένα αλγόριθμο αντιστροφής. Από την άλλη όμως, η μέθοδος αυτή είναι πολύ χρονοβόρα, καθώς απαιτείται η επίλυση του μοντέλου.

<u>Τεχνική ευαισθησίας</u>: Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί το συνολικό σύστημα γραμμικών εξισώσεων **KV=F** (εξίσωση 2.23, §2.3.1.1) που προήλθε από την ενοποίηση όλων των γραμμικών στοιχειωδών εξισώσεων. Από την 2.23 και εφόσον το διάνυσμα **F** είναι ανεξάρτητο της αγωγιμότητας, προκύπτει ότι (Sasaki1982, Smith and Vozoff 1984):

$$K\frac{\partial V}{\partial \sigma_j} = -V\frac{\partial K}{\partial \sigma_j}$$
(3.17)

Στην σχέση (3.17) ο πίνακας δυσκαμψίας **K** και το δυναμικό **V** έχουν ήδη υπολογιστεί από την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Ο όρος $\frac{\partial \mathbf{K}}{\partial \sigma_j}$ μπορεί να υπολογιστεί από τον αρχικό πίνακα δυσκαμψίας των στοιχείων K^(e) (εξίσωση 2.20, §2.3.1.1) (Tsourlos 1995) σύμφωνα με την εξίσωση:

$$\frac{\partial k_{ij}^{e}}{\partial \sigma_{p}} = \begin{cases} k_{ij}^{e} \sigma_{p} & \text{if } e \in p_{j} \\ 0 & \text{if } \notin p_{j} \end{cases}$$
(3.18)

Καθώς η (3.17) είναι παρόμοια με την (2.23), χρησιμοποιείται η μέθοδος απαλειφής Gauss για να υπολογιστεί ο όρος $\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial \sigma_j}$ και στην συνέχεια το αντίστοιχο στοιχείο του Ιακωβιανού πίνακα.

<u>Τεχνική συζυγούς εξίσωσης (The adjoint equation technique)</u>: Η τεχνική της συζυγούς εξίσωσης χρησιμοποιεί τις ιδιότητες του συζυγούς τελεστή και τις συζυγείς συναρτήσεις Green (Lanczos 1960). Τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα σε αυτήν την τεχνική υπολογίζονται από την σχέση:

$$\mathbf{J}_{ij} = \frac{\partial \rho_{ai}}{\partial \rho_j} = \frac{K}{I} \frac{\partial V_i}{\partial \sigma_j}, i=1,2...,M, j=1,2,...,N$$
(3.19)

Η παράγωγος του δυναμικού για κάθε κελί βρίσκεται προσθέτοντας τις επιμέρους μερικές παραγώγους του κάθε στοιχείου που ανήκει στο συγκεκριμένο κελί σύμφωνα με την σχέση:

$$\frac{\partial V}{\partial \sigma_j} = \sum_{i=1}^{e} \frac{\partial V}{\partial \sigma_j}, i=1,2...,N, j=1,2,...,N$$
(3.20)

Ο Tsourlos (1995, Παπαδόπουλος 2007) υπολόγισε τις μερικές παραγώγους του δυναμικού από τις σχετικές συντεταγμένες των κόμβων του πλέγματος και τις τιμές των τιμών των κομβικών δυναμικών του στοιχείου για κάθε πηγή.

Ο Tsourlos (1995) ενσωμάτωσε και τις τρεις παραπάνω μεθοδολογίες για τον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα, σε έναν δισδιάστατο αλγόριθμο πεπερασμένων στοιχείων. Από τις συγκριτικές δοκιμές που διεξήγαγε με τις τρεις αυτές τεχνικές, κατέληξε στο συμπέρασμα, ότι οι τεχνικές της ευαισθησίας και της συζυγούς εξίσωσης δίνουν παρόμοια αποτελέσματα, τα οποία είναι πολύ πιο ακριβή σε σχέση με τις τιμές που υπολογίζονται από την μέθοδο της διαταραχής. Επιπλέον η μέθοδος της συζυγούς εξίσωσης περιλαμβάνει λιγότερες αριθμητικές πράξεις (Yorkey 1986, Yorkey and Webster 1987) και άρα είναι ταχύτερη από την μέθοδο της ευαισθησίας. Κατά συνέπεια στην συγκεκριμένη διατριβή χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της συζυγούς εξίσωσης για τον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα, λόγω της ταχύτητας και της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων.

Εκτός από τον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα **J**, η επίλυση της 3.14 απαιτεί την αντιστροφή του Ιακωβιανού πίνακα, ή καλύτερα του πίνακα $\mathbf{J}^{T}\mathbf{J}$. Ένας τρόπος για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα της αντιστροφής του ασταθούς Ιακωβιανού πίνακα είναι με την χρήση της μεθόδου διάσπασης ιδιομόρφων τιμών (Singular Value Decomposition, Lanczos 1960, Strang 1998). Η τεχνική αυτή παρέχει μια ικανοποιητική λύση, και έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για την επίλυση της αντιστροφής γεωφυσικών προβλημάτων (Inman *et al.* 1973, Lines and Treitel 1984, Meju 1994, Pinheiro *et al.* 1997, Friedel 2003).

Σύμφωνα με την τεχνική αυτή, ο Ιακωβιανός πίνακας J (διαστάσεων MxN όπου M>N) μπορεί να αναλυθεί ως το γινόμενο ενός MxN ορθοκανονικού πίνακα U που περιλαμβάνει τα ιδιοδιανύσματα των δεδομένων, ενός NxN ορθοκανονικού πίνακα V που περιλαμβάνει τα ιδιοδιανύσματα των παραμέτρων του μοντέλου, και ενός NxN ορθογώνιου πίνακα Λ που περιλαμβάνει τις ιδιοτιμές του Ιακωβιανού πίνακα J:

$$J = U\Lambda V^T \tag{3.21}$$

Οι πίνακες U και V είναι ορθογώνιοι μεταξύ τους οπότε ισχύει (Press et al., 1992)

$$U^T U = V^T V = I \tag{3.22}$$

$$V^{-1} = V^{T}$$
(3.23)

Η παραπάνω μεθοδολογία μπορεί να εφαρμοστεί και στη περίπτωση που οι παράμετροι του προβλήματος είναι περισσότερες από τις μετρήσεις (M<N). Σε αυτήν την περίπτωση οι ιδιτιμές τιμές λ_i για i=M+1,...,N θα είναι μηδέν, όπως επίσης και οι αντίστοιχες στήλες του πίνακα U (Παπαδόπουλος 2007). Εφόσον ο πίνακας J έχει αναλυθεί στους παραπάνω τρεις πίνακες, ο αντίστροφός του προκύπτει εύκολα από την σχέση:

$$J^{-1} = V\Lambda^{-1}U^T \tag{3.24}$$

Ο πίνακας **Λ** είναι διαγώνιος και ο αντίστροφός του θα είναι επίσης ένας διαγώνιος πίνακας με στοιχεία το αντίστροφο της κάθε ιδιοτιμής (1/λ_i). Στην περίπτωση που κάποιες ιδιοτιμές είναι μηδενικές ή πολύ μικρές (ασθενώς ορισμένος), τότε το αντίστοιχο στοιχείο του πίνακα Λ^{-1} θα αποκτήσει πολύ μεγάλη τιμή. Αυτό το πρόβλημα μπορεί να αντιμετωπιστεί εντοπίζοντας τις ιδιοτιμές κάτω από ένα συγκεκριμένο κατώφλι, και μηδενίζοντας τις αντίστοιχες τιμές στον πίνακα Λ^{-1} (Inman *et al.* 1973, Murai and Kangwa 1985, Tsourlos 1995). Η αποτελεσματικότητα της μεθόδου εξαρτάται από την φύση του προβλήματος και την επιλογή για την τιμή που θα έχει το κατώφλι, η οποία είναι αυθαίρετη και εξαρτάται από τον χρήστη. Ένα μεγάλο κατώφλι μπορεί να αποκόψει ιδιάζουσες τιμές που περιέχουν χρήσιμες πληροφορίες, ενώ αντίθετα ένα μικρό κατώφλι ενδεχομένως να προκαλέσει αστάθεια κατά την επίλυση του συστήματος.

3.2.2 Αντιστροφή με περιορισμούς

Η διαδικασία της αντιστροφής που περιγράφηκε προηγουμένως είναι, συνήθως, ασθενώς ορισμένη στα γεωφυσικά προβλήματα. Δηλαδή είναι υπολογιστικά ασταθής,

με αποτέλεσμα να υπάρχουν άπειρες πιθανές λύσεις, άλλες φορές κοντά και άλλες μακριά από τις πραγματικές παραμέτρους.

Ένας ιδιαίτερα δημοφιλής και αποτελεσματικός τρόπος, που μπορεί να συμβάλει στον περιορισμό των πιθανών λύσεων του αντίστροφου προβλήματος αποτελεί η εισαγωγή συγκεκριμένων περιορισμών. Ο στόχος των περιορισμών αυτών είναι η μετατροπή του ασθενώς ορισμένου προβλήματος σε ένα άλλο ισοδύναμο πρόβλημα καθορισμένο με περισσότερη σαφήνεια, που παρέχει έως ένα βαθμό κάποιον έλεγχο στην λύση. Ο τρόπος αυτός συμβάλει επίσης στον καθορισμό ενός ρεαλιστικού, γεωφυσικού μοντέλου, το οποίο δεν αποτελεί μόνο μία μαθηματική λύση αλλά επιπλέον ανταποκρίνεται και στην γεωλογική πραγματικότητα.

Οι περιορισμοί αυτοί μπορεί να αφορούν, είτε στις παραμέτρους του τελικού μοντέλου (προϋπάρχουσες πληροφορίες ή γενικές εκτιμήσεις για το πραγματικό μοντέλο), είτε στην διαδικασία της αντιστροφής. Η αντικειμενική συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση δεν αποτελείται πλέον μόνο από τον όρο του σφάλματος αλλά προσαυξάνεται με όρους που έχουν σκοπό να περιορίσουν το διάνυσμα τροποποίησης των παραμέτρων του μοντέλου, έτσι ώστε να αποφευχθούν μη ρεαλιστικές λύσεις.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η ελαχιστοποίηση της αντικειμενικής συνάρτησης **Φ**, θα βασίζεται στον βαθμό ταύτισης μεταξύ των πραγματικών και συνθετικών δεδομένων ($Φ_d$), και στα χαρακτηριστικά που επιθυμείται να έχει το τελικό μοντέλο($Φ_A$). Χρησιμοποιώντας την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, το πρόβλημα οριοθετείται βρίσκοντας το ελάχιστο της συνάρτησης (Tikhonov *et al.* 1990):

$$\Phi = \Phi_d + a^2 \Phi_A \tag{3.25}$$

Ο όρος Φ_A , είναι το άθροισμα των τετραγώνων του υπόλοιπου επίλυσης των γραμμικών εξισώσεων του περιορισμού **A**, ενώ ο όρος a^2 είναι η παράμετρος κανονικοποίησης ή πολλαπλασιαστής Lagrange που εισάγεται στην συνάρτηση ελαχιστοποίησης (Φ) προκειμένου να προσδώσει διαφορετική βαρύτητα στον περιορισμό σε σχέση με την βαρύτητα του αρχικού γραμμικού συστήματος.

Η παράμετρος κανονικοποίησης (πολλαπλασιαστής Lagrange) εξαρτάται από το επίπεδο του θορύβου που υπάρχει στα δεδομένα και τα όρια που κυμαίνεται η πραγματική λύση, τα οποία όμως δεν είναι γνωστά εκ των προτέρων (Kirsch 1966). Μικρή τιμή της παραμέτρου έχει ως αποτέλεσμα η τελική συνάρτηση $\mathbf{\Phi}$ να παρουσιάζεται σχεδόν ανάλογη της συνάρτησης $\mathbf{\Phi}_d$, ενώ αντίθετα η χρήση μεγάλης τιμής για την παράμετρο κανονικοποίησης έχει ως αποτέλεσμα να κυριαρχούν τα προκαθορισμένα χαρακτηριστικά του μοντέλου κατά την διάρκεια της αντιστροφής.

Ακολούθως, περιγράφονται οι περιορισμοί και τα αντίστοιχα γραμμικά τους συστήματα που έχουν υλοποιηθεί, στα πλαίσια της διατριβής αυτής, στην διαδικασία αντιστροφής.

3.2.2.1 Απόσβεση (Damping)

Η τεχνική της αντιστροφής με απόσβεση αποτελεί ίσως την απλούστερη και παλαιότερη τεχνική εισαγωγής περιορισμών στην αντιστροφή (Levenberg 1944). Έχει σκοπό τον έλεγχο της λύσης σε περίπτωση που ο πίνακας J^TJ της εξίσωσης 3.14 είναι σχεδόν ιδιάζων (nearly singular). Η μεθοδολογία της τεχνικής αυτής βασίζεται στην προσθήκη θετικών όρων στην κύρια διαγώνια του πίνακα J^TJ με σκοπό την σταθεροποίηση του συστήματος κατά την διαδικασίας της αντιστροφής. Οι θετικοί αυτοί όροι συνήθως έχουν μια συγκεκριμένη τιμή που ονομάζεται παράγοντας απόσβεσης (Aster *et al.* 2003).

Η τεχνική της απόσβεσης χρησιμοποιήθηκε αργότερα από τον Marquardt (1963, 1970) και για αυτόν τον λόγο είναι γνωστή ως μέθοδος L-M. Η λύση για τον βελτιωμένο μοντέλο **m** σε κάθε επανάληψη σε αυτήν την τεχνική δίνεται από την σχέση:

$$m = \left(J^{T} \cdot J + a^{2}I\right)^{-1} \cdot \left(J^{T} \cdot \left(d - F(m_{0}) + J \cdot m_{0}\right)\right)$$
(3.26)

Όπου Ι ο μοναδιαίος πίνακας, και **α** ονομάζεται ο παράγοντας απόσβεσης. Ο παράγοντας απόσβεσης **α**, περιορίζει αποτελεσματικά το εύρος των τιμών που μπορούν να πάρουν τα στοιχεία του μοντέλου **m** σε κάθε επανάληψη. Μια συχνή

προσέγγιση για τον καθορισμό των τιμών του παράγοντα απόσβεσης είναι η διαδικασία δοκιμής και σφάλματος. Συχνά δίνεται μεγάλη αρχική τιμή στο **a** η οποία ελαττώνεται σταδιακά κατά την διάρκεια των επαναλήψεων (Marquardt 1963). Οι Bernabini and Cardarelli (1997) εισήγαγαν την ιδέα της χρήσης διαφορετικών τιμών απόσβεσης ανάλογα με την κατανομή των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου, ενώ ο Meju (1992) τον καθορίζει, μέσω μιας εσωτερικής διαδικασίας σε κάθε επανάληψη, από 10 τιμές που υπολογίζονται με βάση τις ιδιάζουσες τιμές. Ο Roy (1999) πρότεινε μια άλλη προσέγγιση με βάση την οποία ο βέλτιστος παράγοντας απόσβεσης καθορίζεται από τα ποσοστά θορύβου στα δεδομένα.

3.2.2.2 Εξομάλυνση (smoothing)

Η τεχνική της απόσβεσης (L-M) έχει χρησιμοποιηθεί επιτυχημένα για την αντιστροφή μονοδιάστατων γεωφυσικών δεδομένων (π.χ. ηλεκτρική βυθοσκόπηση), όπου το μοντέλο αποτελείται από μικρό αριθμό στρωμάτων. Ωστόσο, όταν ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου είναι μεγάλος, όπως στην περίπτωση της δισδιάστατης ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, το μοντέλο που παράγεται με την χρήση της προαναφερθείσας μεθόδου μπορεί να εισάγει μη ρεαλιστικές ζώνες μεγάλων ή μικρών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ή της σεισμικής ταχύτητας (Constable *et al.* 1987). Για να ξεπεραστεί αυτό το πρόβλημα, η εξίσωση των ελάχιστων τετραγώνων του Gauss (3.14) τροποποιείται έτσι ώστε, εκτός της ελαχιστοποίησης της αντικειμενικής συνάρτησης, να ελαχιστοποιείται και η χωρική μεταβολή των παραμέτρων του μοντέλου. Δηλαδή, οι τιμές των παραμέτρων του μοντέλου μεταβάλλονται χωρικά με ομαλό τρόπο. Αυτή η τεχνική είναι γνωστή ως η μέθοδος αντιστροφής ελαχίστων τετραγώνων με περιορισμό της εξομάλυνσης.

Η τεχνική αυτή βασίζεται πάνω στην θεμελιώδη αρχή του Ockham, γνωστή ως ξυρός του Occam (Occam's razor), σύμφωνα με την οποία οι υποθέσεις για τις πραγματικές εδαφικές παραμέτρους δεν πρέπει να είναι απαραίτητα περίπλοκες ούτε απαραίτητα πολυάριθμες. Η συγκεκριμένη αρχή έχει εφαρμοστεί στην περίπτωση αντιστροφής γεωφυσικών δεδομένων, προκειμένου να προτιμηθούν τα πιο εξομαλυσμένα μοντέλα έναντι των περισσότερο πολύπλοκων. Το βασικό κίνητρο για την προτίμηση των απλούστερων μοντέλων είναι η αποφυγή τελικών μοντέλων με πιθανά χαρακτηριστικά γνωρίσματα, τα οποία δεν έχουν σημαντική συμβολή στην προσαρμογή της θεωρητικής με την πειραματική του απόκριση (Λούης 2006).

Η ελαχιστοποίηση του σφάλματος των δεδομένων σε αυτήν την τεχνική, αντισταθμίζεται από την χρήση της εξομάλυνσης με την εύρεση ενός μοντέλου με ομαλές χωρικές μεταβολές των παραμέτρων του, όπως αυτό καθορίζεται από τους περιορισμούς που εισάγονται. Η αντικειμενική συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση (3.7) παίρνει τώρα την μορφή:

$$\min \|\boldsymbol{e}\|^{p} = \min \|\Delta d - J \cdot \Delta m\|^{p} + \min \|\boldsymbol{\beta} \cdot \boldsymbol{D} \cdot \boldsymbol{m}\|^{p}$$
(3.27)

Όπου **β** η παράμετρος εξομάλυνσης (πολλαπλασιαστής Lagrange) και D είναι ένας πίνακας ο οποίος εξομαλύνει τις παραμέτρους του μοντέλου και μπορεί να πάρει την μορφή φίλτρου όπως (Constable *et al.*, 1987, DeGroot and Constable, 1990, Meju, 1994):

Η εξομαλυσμένη λύση ελάχιστων τετραγώνων δίνεται από την σχέση:

$$m = \left(J^T \cdot J + \beta^2 D^T D\right)^{-1} \cdot \left(J^T \cdot \left(d - F(m_0) + J \cdot m_0\right)\right)$$
(3.29)

Η παράμετρος εξομάλυνσης **β** καθορίζει την σχέση ισορροπίας μεταξύ της συνάρτησης της διαφοράς συνθετικών και πραγματικών δεδομένων και της εξομάλυνσης του μοντέλου. Όπως στην περίπτωση του παράγοντα απόσβεσης, ο

καθορισμός της παραμέτρου εξομάλυνσης **β** μπορεί να γίνει μέσω δοκιμή και σφάλματος, ή δίνοντας μια μεγάλη αρχική τιμή στην **β** η οποία ελαττώνεται σταδιακά κατά την διάρκεια των επαναλήψεων της αντιστροφής. Οι Constable *et al.* (1987) πρότειναν την χρήση εσωτερικής επαναληπτικής διαδικασίας όπου επιλέγεται η **β** με το μικρότερο σφάλμα σε κάθε σε επανάληψη, κάτι τέτοιο όμως απαιτεί αυξημένο χρόνο για την αντιστροφή. Πιο γρήγορες αλλά αρκετά αποτελεσματικές τεχνικές, που βασίζονται στον εμπειρικό καθορισμό της **β**, προτάθηκαν από τους Loke and Barker (1996b) και τους Tsourlos and Ogilvy (1999).

Η τεχνική της εξομάλυνσης με την μορφή χωρικών φίλτρων είναι σημαντική στην σταθεροποίησης του προβλήματος, στην ουσία είναι μια μέθοδος βελτιστοποίησης που δίνει ένα μοντέλο με ομαλή κατανομή των τιμών των παραμέτρων, και αποτελεί ένα αξιόπιστο εργαλείο για την ερμηνεία δισδιάστατων δεδομένων (Sasaki 1989, 1992, Loke and Barker 1995, LaBrecque *et al.* 1996, Pinheiro *et al.* 1997).

3.2.2.3 Μέθοδος των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων

Η τεχνική της εξομάλυνσης που περιγράφηκε προηγουμένως δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα στην περίπτωση που οι πραγματικές τιμές των φυσικών παραμέτρων του υπεδάφους αλλάζουν με ομαλό και σταδιακό τρόπο. Μερικές φορές όμως, η γεωλογία του υπεδάφους αποτελείται από ένα αριθμό περιοχών οι οποίες, αφενός μεν είναι σχεδόν ομοιογενές στο εσωτερικό τους αφετέρου δε, παρουσιάζουν απότομες αλλαγές μεταξύ τους. Επίσης, οι εκτιμήσεις που προκύπτουν από την εφαρμογή των μεθόδων ελαχίστων τετραγώνων είναι ευαίσθητες στην παρουσία ακραίων τιμών (outliers) στα δεδομένα των μετρήσεων (Huber 1981). Σε τέτοιες περιπτώσεις, η εξίσωση 3.7 μπορεί να τροποποιηθεί έτσι ώστε να ελαχιστοποιεί το άθροισμα των απολύτων τιμών των διαφορών μεταξύ των πειραματικών και των θεωρητικών μετρήσεων (Claerbout and Muir 1973). Δηλαδή, να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος ελαχιστοποίησης της νόρμας L₁ αντί της L₂.

Η χρήση της νόρμας L₁ είναι γνωστή ως εύρωστη αντιστροφή (robust or blocky inversion, Loke 2002) και έχει αποδειχτεί ότι παρουσιάζει ιδιαίτερα πλεονεκτήματα στην περίπτωση που ο θόρυβος δεν εμφανίζει κανονική κατανομή, καθώς είναι λιγότερο ευαίσθητη σε δεδομένα με πολύ μεγάλα σφάλματα (Claerbout and Muir

1973). Παρόλο αυτά, η χρήση της νόρμας L₁ ακόμα και σε ένα απλό γραμμικό πρόβλημα, μπορεί να οδηγήσει σε μη γραμμικές εξισώσεις που δεν έχουν μοναδική λύση (Scales and Gersztenkorn 1988).

Η ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών (νόρμα L₁) όμως, είναι δυνατό να επιτευχθεί χρησιμοποιώντας την κλασσική μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων (Wolke and Schwetlick 1988, Loke 2002), μέσω μιας τεχνικής γνωστή ως την μέθοδο των επαναληπτικά σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων (Iteratively Reweighted Least Squares). Σύμφωνα με την τεχνική αυτή, η αντικειμενική συνάρτηση προς ελαχιστοποίηση μπορεί να εκφραστεί από την ακόλουθη εξίσωση (Kuzmic *et al* 2004):

$$\min \|\boldsymbol{e}\|^{1} \cong \min \|\boldsymbol{W}\boldsymbol{e}\|^{1} = \min \|\boldsymbol{W}(\Delta \boldsymbol{d} - \boldsymbol{J} \cdot \Delta \boldsymbol{m})\|^{p}$$
(3.30)

Οι συντελεστές του πίνακα βαρών **W** προσδιορίζονται σε κάθε επανάληψη, χρησιμοποιώντας την καλύτερη λύση των παραμέτρων του μοντέλου που προκύπτει από την κλασσική μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Μετά από ικανοποιητικό αριθμό επαναληπτικών εφαρμογών των σταθμισμένων ελαχίστων τετραγώνων, οι παράμετροι του μοντέλου συγκλίνουν στις τιμές που θα προέκυπταν από την ελαχιστοποίηση του αθροίσματος των απόλυτων τιμών των σφαλμάτων (Kuzmic *et al.* 2004).

Η βασική ιδέα της τεχνικής αυτής, είναι να δοθούν συντελεστές βάρους στα δεδομένων σύμφωνα με την "αξιοπιστία τους", όπου η αξιοπιστία των δεδομένων υπολογίζεται από τα αποτελέσματα της κλασσικής μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων σε κάθε επανάληψη. Έτσι, το ίδιο βάρος προσδίδεται στα "αξιόπιστα" δεδομένα, ενώ "μη αξιόπιστα δεδομένα" λαμβάνουν ολοένα και μικρότερα βάρη σε μια επαναληπτική διαδικασία, με αποτέλεσμα να αποδυναμώνεται η επίδρασή τους στο άθροισμα των ελαχίστων τετραγώνων. Αυτό μπορεί να εκφραστεί μαθηματικά με την ακόλουθη εξίσωση (Kuzmic *et al* 2004):

$$w_i = \begin{cases} 1 & \alpha v |Q_i| \le c \\ 1/|R_i| & \alpha v |Q_i| > c \end{cases}$$
(3.31)

Η σταθερά **c** αποτελεί έναν εμπειρικό συντελεστή που αποτελεί το όριο των αξιόπιστων και μη αξιόπιστων δεδομένων. Ο Huber (1981) έδειξε ότι πιο ικανοποιητικά αποτελέσματα επιτυγχάνονται με την τιμή της σταθεράς **c** ίση με 1.345. Ό όρος Q_i ονομάζεται κανονικοποιημένη απόκλιση (standardized residuals) και υπολογίζεται από την σχέση (Kuzmic et al, 2004):

$$Q_i = \frac{\Delta d_i - J_i \cdot \Delta m_i}{\breve{\sigma} \sqrt{1 - y_i}}$$
(3.32)

όπου ($\breve{\sigma}$) είναι η τυπική απόκλισης των πειραματικών δεδομένων και υπολογίζεται από την σχέση:

$$\bar{\sigma} = \frac{med\left[\left(\Delta d_i - J_i \cdot \Delta m_i\right) - med\left(\Delta d_i - \left(J_i \cdot \Delta m_i\right)\right)\right]}{0.6745}$$
(3.33)

Τα y_i στην εξίσωση 3.25 αντιστοιχούν στα διαγώνια στοιχεία του συμμετρικού πίνακα διακριτικής ικανότητας (Resolution Matrix – βλ. § 3.2.3) των μετρήσεων ο οποίος υπολογίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$R = J \cdot \left(J^T \cdot J\right)^{-1} \cdot J^T \tag{3.34}$$

Με αυτόν τον τρόπο υπολογίζονται τα βάρη **W** σε κάθε επανάληψη, που εισάγονται στην αντιστροφή σύμφωνα με την εξίσωση:

$$m = \left(W \cdot J^T \cdot J\right)^{-1} \cdot \left(W \cdot J^T \cdot \left(d - F(m_0) + J \cdot m_0\right)\right)$$
(3.35)

3.2.3 Αποτίμηση των αποτελεσμάτων της αντιστροφής

Το τελευταίο στάδιο κατά την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος αφορά την αξιολόγηση του σφάλματος και την εκτίμηση της αξιοπιστίας του ανακατασκευασμένου μοντέλου. Έχουν αναπτυχθεί πολλές προσεγγίσεις και μεθοδολογίες που αφορούν στην στατιστική επεξεργασία και αξιολόγηση των σφαλμάτων, τα οποία αποτελούν συνήθως και κριτήριο για τον τερματισμό της
επαναληπτικής διαδικασίας που περιγράφηκε προηγουμένως. Τα πιο δημοφιλή στατιστικά εργαλεία που χρησιμοποιούνται συνήθως στην αποτίμηση των αποτελεσμάτων του αντίστροφου προβλήματος είναι το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα και ο πίνακας διακριτικής ικανότητας, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια της παρούσας διατριβής.

<u>Μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα (RMS)</u>: Αποτελεί ίσως το πιο διαδεδομένο κριτήριο σύγκλισης στους αλγόριθμους αντιστροφής, και εκφράζει την διαφορά μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων. Συνήθως το σφάλμα αυτό ανάγεται σε ποσοστιαίες μονάδες προκειμένου να είναι ανεξάρτητο από μέγεθος των τιμών των πειραματικών μετρήσεων. Το μέσο εκατοστιαίο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίζεται σε κάθε επανάληψη από την σχέση:

$$\% RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{M} \frac{100(d_i - F(m_i))^2}{(d_i)^2}}{M}}$$
(3.36)

όπου Μ είναι ο αριθμός των μετρήσεων. Η επαναληπτική διαδικασία τερματίζεται όταν αρχίζει να αποκλίνει, δηλαδή το σφάλμα μεταξύ των πραγματικών και των συνθετικών δεδομένων αυξάνεται. Αυτό συμβαίνει συνήθως στις περιπτώσεις αρκετά θορυβωδών μετρήσεων. Όταν η σχετική μεταβολή των σφαλμάτων μεταξύ δύο διαδοχικών επαναλήψεων της αντιστροφής είναι πολύ μικρή τότε η συνέχιση της επαναληπτικής διαδικασίας δεν προσφέρει επιπλέον πληροφορίες στο τελικό μοντέλο παραμέτρων (μικρός ρυθμός σύγκλισης) και τερματίζεται.

Πίνακας διακριτικής ικανότητας R (Resolution matrix): Αποτελεί την πλέον εφαρμοσμένη τεχνική για τον καθορισμό της αξιοπιστίας της λύσης. Στην ουσία είναι ένας δείκτης για την μοναδικότητα της επίλυσης των παραμέτρων. Ο πίνακας αυτός είναι συμμετρικός διαστάσεων m x m, ο οποίος, ιδανικά, προσεγγίζει τον μοναδιαίο πίνακα (I). Σε μια τέτοια ιδανική περίπτωση, οι παράμετροι του μοντέλου επιλύονται μονοσήμαντα από την διαδικασία αντιστροφής, δηλαδή, κάθε παράμετρος του μοντέλου είναι ανεξάρτητη από τις υπόλοιπες. Το γεγονός αυτό αποτελεί ικανή (αλλά όχι αναγκαία) συνθήκη για την σύγκλιση των παραμέτρων αυτών προς τις αντίστοιχες πραγματικές. Σε διαφορετική περίπτωση ($\mathbf{R} \neq \mathbf{I}$), οι παράμετροι του μοντέλου εξαρτώνται μεταξύ τους σε βαθμό που ορίζεται από τις τιμές του πίνακα αυτού. Μαθηματικά, ο πίνακας αυτός υπολογίζεται στην αντιστροφή χωρίς περιορισμό από την ακόλουθη σχέση:

$$R = J \cdot \left(J^T \cdot J\right)^{-1} \cdot J^T \tag{3.37}$$

IKEDAAAIO 4

ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ

Η παρούσα διατριβή εστιάζεται στην ανάπτυξη τεχνικών ταυτόχρονης συνδυαστικής επεξεργασίας ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, με στόχο τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού/γλυκού νερού σε καρστικοποιημένους γεωλογικούς σχηματισμούς, όπως είναι αυτή του Στύλου του Νομού Χανίων. Στο κεφάλαιο αυτό περιγράφεται η μέθοδος της συνδυασμένης αντιστροφής γεωφυσικών δεδομένων, και σχολιάζονται τα πλεονεκτήματα της σε σχέση με την συνδυαστική ερμηνεία των αποτελεσμάτων από διαφορετικές γεωφυσικές μεθόδους.

Αρχικά, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εκτενούς βιβλιογραφικής έρευνας για τις τεχνικές συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Στην συνέχεια περιγράφεται αναλυτικά η τεχνική συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, που προτάθηκε από τους Gallardo και Meju (2003, 2004), καθώς και οι μαθηματικές σχέσεις που χρησιμοποιούνται για την υλοποίηση της.

Τέλος, γίνεται μια σύντομη περιγραφή του αλγόριθμου που αναπτύχθηκε με βάση την παραπάνω μέθοδο στα πλαίσια της συγκεκριμένης διατριβής. Για τον έλεγχο της αζιοπιστίας του αλγόριθμου, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εφαρμογής του σε συνθετικά δεδομένα, τα οποία συγκρίνονται με αυτά της ανεξάρτητης αντιστροφής.

4.1. ΣΤΟΧΟΣ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Η γεωφυσική έρευνα συμβάλλει στην οριοθέτηση της ρύπανσης του υπόγειου νερού και στην επιλογή της θέσης των γεωτρήσεων παρακολούθησης. Ειδικότερα για τον εντοπισμό ζωνών υφαλμύρινσης, προτιμάται η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία είναι άμεση και προσφέρει αξιόπιστα συμπεράσματα. Ο σημαντικός ρόλος που παίζει η μέθοδος αυτή έγκειται στο γεγονός ότι ανιχνεύει την διείσδυση αλμυρού νερού σε παράκτιους υδροφορείς, καθώς το ιόν του χλωρίου είναι ένα από τα πιο ηλεκτρικά ενεργά ιόντα (Prakash *et al.* 1980, Haxhiu and Uci 1994, Gnanasundar and Elango 1999, Abdul Nassir *et al.* 2000, Imhof *et al.* 2001, Lashkaripour 2003, Singh *et al.* 2004).

Σε παράκτιες περιοχές η γνώση του γεωλογικού μοντέλου βοηθά στην κατανόηση των αιτίων της υφαλμύρινσης. Οι σεισμικές μέθοδοι (ανάκλασης και διάθλασης) έχουν χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς με σκοπό την ακριβή περιγραφή της γεωλογικής δομής τέτοιων περιοχών (Haeni 1986, Mela 1997, Jarvis and Knight 2002, Balia *et al.* 2003). Για το λόγο αυτό, οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας και σεισμικής τομογραφίας κρίθηκαν ως οι πιο κατάλληλες για τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού στην περιοχή Στύλος.

Η τομογραφία είναι μια τεχνική που χρησιμοποιείται ευρέως στην γεωφυσική για τον προσδιορισμό της χωρικής μεταβολής των φυσικών ιδιοτήτων. Οι μετρήσεις που χρησιμοποιούνται από την τομογραφία συλλέγονται από καταγραφικά όργανα συνδεδεμένα με γεώφωνα ή ηλεκτρόδια. Αυτά, τοποθετούνται συνήθως στην επιφάνεια της γης ή στην καλύτερη των περιπτώσεων σε μικρό αριθμό γεωτρήσεων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα η κάλυψη της υπό μελέτη περιοχής να μην είναι επαρκής, προκαλώντας αβεβαιότητες κατά την αντιστροφή (Musil *et al.* 2002, Menke 1989).

Ο συνδυασμός της ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας συμβάλλει στην αντιμετώπιση τέτοιων προβλημάτων. Ο συνήθης τρόπος συνδυασμού διαφορετικού είδους γεωφυσικών δεδομένων, περιορίζεται στην συνδυαστική ερμηνεία των αποτελεσμάτων επεξεργασίας των δεδομένων της κάθε γεωφυσικής μεθόδου ξεχωριστά. Αυτό το εγχείρημα απαιτεί ιδιαίτερη εμπειρία από τον ερμηνευτή. Συχνά ο ερμηνευτής αδυνατεί να αποδώσει ένα γεωλογικό μοντέλο που να συμφωνεί με τα αποτελέσματα των διαφορετικών γεωφυσικών μεθόδων.

Τα τελευταία χρόνια αναπτύχθηκαν διάφορες τεχνικές για την διευκόλυνση της συνδυασμένης ερμηνείας. Οι τεχνικές αυτές βασίζονται στην πλειοψηφία τους στην ταυτόχρονη αντιστροφή διαφορετικού είδους γεωφυσικών δεδομένων. Ο βασικός στόχος της συνδυασμένης αντιστροφής είναι η απόκτηση ενός μοντέλου χωρικής κατανομής των γεωλογικών σχηματισμών που να συμφωνεί με όλα τα διαθέσιμα γεωφυσικά δεδομένα. Παρόλο που κατά την αντιστροφή των γεωφυσικών δεδομένων σπάνια εξασφαλίζεται η μοναδικότητα της λύσης, η αβεβαιότητα αυτή μπορεί να μειωθεί σημαντικά αν τα δεδομένα προέρχονται από διαφορετικές γεωφυσικές μεθόδους (Dobroka *et al.* 1991, Vozof and Jupp 1975, Lines *et al.* 1988).

Η περιοχή Στύλος χαρακτηρίζεται από έντονη ανομοιογένεια στα επιφανειακά στρώματα, λόγω των καρστικών δομών, με αποτέλεσμα να καθίσταται δύσκολη η ενιαία ερμηνεία των γεωφυσικών δεδομένων. Αυτές οι δομές ευνοούν τη μεγάλη διαφοροποίηση μεταξύ σεισμικού και γεωηλεκτρικού μοντέλου. Η τεχνική της συνδυασμένης αντιστροφής δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής διασκόπησης αποτελεί ένα επιπλέον εργαλείο για πιο αξιόπιστη απεικόνιση της πολύπλοκης αυτής γεωλογικής δομής.

4.2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ ΣΤΗΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ

Βασική προϋπόθεση για την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής δεδομένων από δύο ή περισσότερες γεωφυσικές μεθόδους, είναι η ύπαρξη τουλάχιστον μιας κοινής παραμέτρου για τις διαφορετικές ομάδες δεδομένων. Οι μέθοδοι συνδυασμένης αντιστροφής χωρίζονται σε δύο βασικές κατηγορίες:

- Στην συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων τα οποία εξαρτώνται από το ίδιο φυσικό μέγεθος.
- Στην συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων τα οποία εξαρτώνται από διαφορετικά φυσικά μεγέθη.

64

Στην πρώτη κατηγορία ανήκει η συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων της μεθόδου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου (Transient electromagnetic) τα οποία επηρεάζονται από την ειδική ηλεκτρική αντίσταση (Vozoff and Jupp 1975, Jupp and Vozoff 1977, Raiche *et al.* 1985, Sandberg 1993, Maier *et al.* 1995, Schmutz *et al.* 2000, Albouy *et al.* 2001).

Η συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας τα οποία συλλέχθηκαν με διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων, επίσης ανήκει σε αυτήν την κατηγορία. Η γεωφυσική διασκόπηση με την χρήση περισσότερων από μια διατάξεων ηλεκτροδίων μπορεί επίσης να οδηγήσει σε διαφορετικά γεωηλεκτρικά μοντέλα, λόγω της διαφορετικής ευαισθησίας της κάθε διάταξης (Ward 1989).

Οι de la Vega *et al.* (2003) παρουσίασαν αποτελέσματα της εφαρμογής της συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών δεδομένων από τις διατάξεις Wenner και διπόλου-διπόλου σε περιοχή με ρύπανση από πετρελαιοειδή. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι η συνδυασμένη αντιστροφή βελτιώνει το βάθος διασκόπησης και τη πλευρική ανάλυση σε σχέση με τα αποτελέσματα από κάθε διάταξη ξεχωριστά.

Οι Stummer *et al.* (2004) εξέτασαν διάφορους συνδυασμούς διατάξεων των ηλεκτροδίων, για να προσδιορίσουν αυτήν που προσφέρει την μέγιστη υπεδάφεια πληροφορία. Μετά από αυτήν την μελέτη, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι το σύνολο των συνδυασμένων δεδομένων από διαφορετικές διατάξεις περιέχει σαφώς περισσότερη πληροφορία από το σύνολο των δεδομένων κάθε μιας διάταξης ηλεκτροδίων χωριστά.

Οι Athanasiou et al. (2007) παρατήρησαν ότι κατά την συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων δισδιάστατης (2D) ηλεκτρικής τομογραφίας, κάποιες διατάξεις ηλεκτροδίων «κυριαρχούν» περισσότερο από κάποιες άλλες. Για παράδειγμα, τα δεδομένα που αποκτώνται χρησιμοποιώντας την διάταξη διπόλου–διπόλου έχουν τυπικά διπλάσια επιρροή από τα δεδομένα της Wenner. Για να εξισορροπηθεί η επιρροή των δεδομένων της κάθε διάταξης πρότειναν την εφαρμογή συντελεστή βαρύτητας.

Στην δεύτερη κατηγορία αντιστρέφονται δεδομένα τα οποία εξαρτώνται από διαφορετικά φυσικά μεγέθη. Έχουν προταθεί διαφορετικές μεθοδολογίες για την ταυτόχρονη αντιστροφή τέτοιων δεδομένων με διαφορετικά ποσοστά επιτυχίας όπως:

- Μέθοδοι αντιστροφής που χρησιμοποιούν εμπειρικές ή αναλυτικές σχέσεις οποίες συνδέουν τις πετροφυσικές παραμέτρους με γεωφυσικά μεγέθη.
- Μέθοδοι αντιστροφής που χρησιμοποιούν τα όρια των γεωλογικών στρωμάτων ως κοινό στοιχείο των γεωφυσικών μοντέλων.

Στην πρώτη περίπτωση αξιοποιούνται εμπειρικές σχέσεις που συσχετίζουν τα γεωφυσικά μεγέθη με τις πετροφυσικές παραμέτρους. Για παράδειγμα, για πορώδες ιζηματογενές πέτρωμα κορεσμένο σε νερό υπάρχουν εμπειρικές σχέσεις μεταξύ του πορώδους και της ειδικής αντίστασης ή της σεισμικής ταχύτητάς του. Οι Berge *et al.* (2000) αλλά και οι Tillmann and Stocker (2000) χρησιμοποίησαν αυτές τις εμπειρικές σχέσεις για την εκτίμηση του πορώδους από τα μοντέλα της ειδικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας.

Στη δεύτερη περίπτωση αναζητούνται κάποια κοινά δομικά στοιχεία για να πραγματοποιηθεί συνδυασμένη αντιστροφή των διαφορετικών δεδομένων. Στη μονοδιάστατη αντιστροφή το κοινό στοιχείο είναι το πάχος του γεωηλεκτρικού ή σεισμικού στρώματος (Hering *et al* 1995). Αυτή η ιδέα μπορεί να επεκταθεί και στις δύο ή τρεις διαστάσεις αρκεί το υπέδαφος να περιγράφεται από το ίδιο μοντέλο (Lines *et al*. 1988).

Στη περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται είτε η διαδοχική αντιστροφή (sequential inversion) ομοειδών δεδομένων είτε η ταυτόχρονη. Στην ταυτόχρονη αντιστροφή, οι ομάδες γεωφυσικών μετρήσεων σταθμίζονται και ορίζουν ένα ενιαίο σύστημα γραμμικών εξισώσεων, από την επίλυση του οποίου προκύπτει το συνδυαστικό αποτέλεσμα της αντιστροφής, ενώ κατά την διαδοχική αντιστροφή, κάθε ομάδα μετρήσεων οριοθετεί σύστημα γραμμικών εξισώσεων το οποίο επιλύεται ξεχωριστά.

Οι Lines *et al.* (1988) όρισαν σαν στόχο της συνδυασμένης αντιστροφής, ή συνεργατικής αντιστροφής (cooperative inversion) όπως την αποκάλεσαν, τη δημιουργία ενός μοντέλου συμβατού με όλα τα διαθέσιμα επιφανειακά και

γεωτρητικά γεωφυσικά δεδομένα, καθώς γίνεται εύκολα αντιληπτό ότι το αποτέλεσμα τέτοιας αντιστροφής είναι λιγότερο αμφισβητήσιμο από το αποτέλεσμα αντίστροφης ομοειδών γεωφυσικών δεδομένων.

Για την συνδυασμένη αντιστροφή σεισμικών δεδομένων, ακουστικών διαγραφιών, και δεδομένων βαρύτητας, οι μελετητές αυτοί δοκίμασαν την ταυτόχρονη και την διαδοχική αντιστροφή σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα. Από δοκιμές σε πραγματικά δεδομένα, οι Lines *et al.* (1988) έδειξαν ότι είναι πολύ δύσκολο να εφαρμοσθεί η συνδυασμένη αντιστροφή χωρίς την παρέμβαση του γεωφυσικού.

Οι Dobroka *et al.* (1991) παρουσίασαν αλγόριθμο συνδυασμένης αντιστροφής για σεισμικά και ηλεκτρικά δεδομένα από διασκόπηση σε ανθρακωρυχείο. Ο αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής χρησιμοποιεί τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (damped least-squares method) καθώς και τις σταθμισμένες παραλλαγές της για την λύση του συστήματος γραμμικών εξισώσεων των σεισμικών και γεωηλεκτρικών αγνώστων παραμέτρων.

Οι Hering et al. (1995) δοκίμασαν συνδυασμένη αντιστροφή συνθετικών δεδομένων ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων και επιφανειακών κυμάτων. Αρχικά, έδειξαν ότι η μονοδιάστατη συνδυασμένη αντιστροφή διαφόρων διατάξεων (π.χ Schlumberger, ακτινικού διπόλου (radial-dipole), διπόλου-διπόλου, πόλου-πόλου), δίνει σαφώς πιο αξιόπιστα αποτελέσματα από την αντιστροφή των δεδομένων της κάθε διάταξης ξεχωριστά. Στην συνέχεια, δοκίμασαν συνδυασμένη αντιστροφή των καμπύλων διασποράς που αντιστοιχούν σε επιφανειακά κύματα Love και Rayleigh, θεωρώντας γνωστή την πυκνότητα των γεωλογικών σχηματισμών. Η συνδυασμένη αντιστροφή και σε αυτήν την περίπτωση έδωσε καλύτερα αποτελέσματα από την απλή.

Τέλος, εφαρμόζοντας συνδυασμένη αντιστροφή ηλεκτρικών δεδομένων και καταγραφών επιφανειακών κυμάτων πέτυχαν ακόμα καλύτερη προσέγγιση του πραγματικού μοντέλου. Για την αντιστροφή των σεισμικών και γεωηλεκτρικών δεδομένων, οι Hering *et al.* (1995) θεώρησαν ότι το πάχος κάθε στρώματος παραμένει ίδιο τόσο στο μοντέλο της ειδικής αντίστασης όσο και στο σεισμικό μοντέλο της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων.

Αργότερα, οι Misiek *et al.* (1997) απέδειξαν την αποτελεσματικότητα του συγκεκριμένου αλγόριθμου, αφού τον εφάρμοσαν σε πραγματικά δεδομένα από δύο διαφορετικές περιοχές. Αξίζει να σημειωθεί ότι στην μία εκ των δύο (περιοχή Borsod, Ουγγαρία), είχαν την δυνατότητα να ελέγξουν την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων του αλγορίθμου μέσω ενός πυκνού δικτύου γεωτρήσεων.

Οι Nath and Shahid (1999) πρότειναν αλγόριθμο που βασίζεται στην διαδοχική αντιστροφή δεδομένων σεισμικής διάθλασης και ηλεκτρικής βυθοσκόπησης, με σκοπό τον εντοπισμό ρηχών υδροφορέων. Αρχικά, αντιστράφηκαν οι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών κυμάτων (μετωπικά ή απευθείας) για την εκτίμηση, σε πρώτη φάση, της σεισμικής ταχύτητας και του πάχους των στρωμάτων. Κατόπιν οι τιμές του πάχους χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές τιμές για την αντιστροφή των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

Οι Nadris *et al.* (2005) συνδύασαν δεδομένα σεισμικής διάθλασης και ηλεκτρικής βυθοσκόπησης για την παραγωγή δισδιάστατου γεωλογικού μοντέλου. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποίησαν δισδιάστατο μοντέλο για την επίλυση του ευθέως σεισμικού προβλήματος, ενώ στην περίπτωση του ηλεκτρικού αρκέστηκαν σε μια τοπική μονοδιάστατη προσέγγιση. Στην συνέχεια εφάρμοσαν με επιτυχία τη συνδυασμένη αντιστροφή σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα.

Η ανάπτυξη τεχνικών συνδυασμένης δισδιάστατης αντιστροφής αποτέλεσε πεδίο έρευνας πολλών επιστημόνων τα τελευταία χρόνια. Αρκετές δημοσιεύσεις επικεντρώνονται στην συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας πρώτων αφίξεων, καθώς αποτελούν μεθόδους υψηλής ευκρίνειας.

Οι Zhang and Morgan, (1996) αλλά και Haber and Oldenburg (1997) χρησιμοποίησαν κοινά δομικά στοιχεία μεταξύ των μοντέλων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας, για την δημιουργία αλγόριθμου που αποσκοπεί στην δισδιάστατη ταυτόχρονη αντιστροφή των δεδομένων τους. Οι αλγόριθμοί τους δίνουν μεγαλύτερη βαρύτητα στην διατήρηση των κοινών ορίων μεταξύ των δύο μοντέλων. Αυτά τα όρια χαρακτηρίζονται από απότομες μεταβολές των εκτιμούμενων παραμέτρων. Οι αλγόριθμοι που προτείνουν λαμβάνουν υπόψη μόνο το μέτρο του

68

διανύσματος της βαθμίδας της παραμέτρου του μοντέλου αγνοώντας την διεύθυνση της.

Από την άλλη, οι Gallardo and Meju (2003, 2004) πρότειναν αλγόριθμο που ναι μεν βασίζεται στα δομικά στοιχεία αλλά λαμβάνει υπόψη τόσο το μέτρο όσο και την διεύθυνση του διανύσματος της βαθμίδας. Πρότειναν μια σχέση που περιγράφει τις διαφορές στα δομικά στοιχεία μεταξύ του σεισμικού μοντέλου και του μοντέλου της ειδικής αντίστασης. Η συνάρτηση αυτή εξαρτάται από τα διανύσματα της βαθμίδας τόσο της σεισμικής ταχύτητας όσο και της ειδικής αντίστασης. Στη συνέχεια, εισήγαγαν τη συνάρτηση αυτή ως περιορισμό, στο πρόβλημα της συνδυασμένης αντιστροφής. Έτσι, δημιούργησαν ένα επαναληπτικό αλγόριθμο συνδυασμένης αντιστροφής δισδιάστατων δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, τον οποίο εφάρμοσαν σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα.

Η συγκεκριμένη μεθοδολογία βρήκε απήχηση σε πολλούς ερευνητές που την εφάρμοσαν σε συνδυασμό και με δεδομένα από άλλες γεωφυσικές μεθόδους, όπως μαγνητοτελουρικά (magnetotelluric) και σεισμικά (Gallardo and Meju, 2007) μαγνητικά και βαρυτικά (Fregoso-Becerra and Gallardo, 2007).

Οι Kim *et al.* (2007) συνδύασαν τον παραπάνω περιορισμό με άλλους όπως αυτούς που προκύπτουν από εκ των προτέρων γνωστή (a priori) πληροφορία. Εφάρμοσαν τον αλγόριθμο επιτυχημένα σε πραγματικά δεδομένα ηλεκτρικής τομογραφίας, σεισμικής τομογραφίας και γεωραντάρ. Επιπλέον, οι Linde *et al.* (2008) εφάρμοσαν τον ίδιο περιορισμό για την συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων γεωραντάρ και σεισμικών δεδομένων από γεωτρήσεις.

Με βάση τα όσα αναφέρθηκαν παραπάνω, η μέθοδος που χρησιμοποιεί τον περιορισμό των βαθμίδων (Gallardo and Meju, 2003, 2004) κρίθηκε ως η πιο κατάλληλη για την συνδυαστική αντιστροφή δεδομένων από τη διασκόπηση στην περιοχή του Στύλου. Η αντιστροφή με αυτό το περιορισμό, στηρίζεται στη ποσοτική εκτίμηση της ομοιότητας των δομικών στοιχείων μεταξύ δύο ομαλοποιημένων αποτελεσμάτων αντιστροφής. Η μέθοδος αυτή πρόκειται να εφαρμοστεί για την απεικόνιση ετερογενούς γεωλογικού περιβάλλοντος, συσχετίζοντας δυο φαινομενικά διαφορετικά γεωφυσικά μοντέλα. Για τον λόγο αυτό, ακολουθεί μια λεπτομερής

69

περιγραφή του τρόπου με τον οποίο υλοποιείται η μέθοδος με περιορισμό στις βαθμίδες, για την συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας.

4.3. ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΜΕ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟ ΣΤΙΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ

Η αντιστροφή με περιορισμό στις βαθμίδες λαμβάνει υπόψη της ότι αναμένεται να υπάρχει, μέχρι έναν βαθμό, ομοιότητα στα δομικά χαρακτηριστικά των αντίστοιχων μοντέλων. Γενικώς, οι φυσικές παράμετροι του υπεδάφους μεταβάλλονται από θέση σε θέση. Η μεταβολή των φυσικών παραμέτρων του υπεδάφους σε οποιαδήποτε θέση περιγράφεται με διάνυσμα το οποίο χαρακτηρίζεται από: α) το μέτρο και β) την διεύθυνση. Η σύγκριση της μεταβολής αυτών των φυσικών παραμέτρων, μπορεί να καθορίσει αν τα γεωφυσικά μοντέλα πχ. της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας παρουσιάζουν ομοιότητα στα δομικά τους στοιχεία.

Τα δύο χαρακτηριστικά που αναφέρθηκαν (μέτρο και διεύθυνση), εκφράζονται από το διάνυσμα της βαθμίδας. Οι Gallardo and Meju (2004) πρότειναν αρχικά την γωνία που σχηματίζουν τα διανύσματα της βαθμίδας της ειδικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας για την εκτίμηση της ομοιότητας στα δομικά στοιχεία των μοντέλων τους:

$$\theta(x, y, z) = \cos^{-1} \left(\frac{\nabla m_r(x, y, z) \bullet \nabla m_s(x, y, z)}{\left| \nabla m_r(x, y, z) \right| \left| \nabla m_s(x, y, z) \right|} \right)$$
(4.1)

όπου: $\nabla m_r(x, y, z)$: η βαθμίδα της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης $\nabla m_r(x, y, z)$: η βαθμίδα της σεισμικής ταχύτητας

Παρατηρείται όμως, ότι η μη γραμμική συνάρτηση 4.1 δεν ορίζεται σε περιοχές όπου το μέτρο της βαθμίδας της ειδικής αντίστασης ή της σεισμικής ταχύτητας $(\nabla m_r, \nabla m_s)$ μηδενίζεται όπως σε ομοιογενή ζώνη. Για την αποφυγή τέτοιων προβλημάτων οι (Gallardo and Meju 2004) προσέγγισαν το πρόβλημα χρησιμοποιώντας το εξωτερικό γινόμενων των βαθμίδων που ορίζεται από την σχέση:

$$\vec{t}(x, y, z) = \nabla m_r(x, y, z) \times \nabla m_s(x, y, z)$$
(4.2)

Το πεδίο ορισμού αυτής της δευτέρας τάξης συνάρτησης είναι ίδιο με αυτό του μοντέλου. Σύμφωνα με την 4.2, τα μοντέλα ειδικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας θεωρούνται δομικά ίδια όταν το μέτρο του διανύσματος $\vec{t}(x, y, z)$ μηδενίζεται σε όλες τις θέσεις, δηλαδή $\vec{t}(x, y, z) = \vec{0}$, καθώς στα μοντέλα αυτά η βαθμίδα της σεισμικής ταχύτητας είναι διάνυσμα ίδιας διεύθυνσης με τη βαθμίδα της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Από την 4.2 προκύπτει:

$$\vec{t}(x, y, z) = \left[\left(\frac{\partial m_r}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial z} \right) - \left(\frac{\partial m_r}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial y} \right) \right] \vec{i} + \left[\left(\frac{\partial m_r}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial m_r}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial z} \right) \right] \vec{j} + \left[\left(\frac{\partial m_r}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial y} \right) - \left(\frac{\partial m_r}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial m_s}{\partial x} \right) \right] \vec{k}$$

$$(4.3)$$

Στην περίπτωση δυσδιάστατου μοντέλου, οι \vec{i} και \vec{k} συνιστώσες του $\vec{t}(x, y, z)$ μηδενίζονται. Άρα, η 4.3 διαμορφώνεται ως εξής:

$$\vec{t}(x,z) = \left[\left(\frac{\partial m_r(x,z)}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial m_s(x,z)}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial m_r(x,z)}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial m_s(x,z)}{\partial z} \right) \right]$$
(4.4)

Οι μερικές παράγωγοι της σχέσης 4.4 μπορούν να υπολογιστούν αριθμητικά χρησιμοποιώντας πεπερασμένες διαφορές (forward differences), όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1, σύμφωνα με (Gallardo and Meju, 2003):

$$t \cong \frac{4}{\Delta x \Delta z} \left(m_{rc} (m_{sb} - m_{sr}) + m_{rr} (m_{sc} - m_{sb}) + m_{rb} (m_{sr} - m_{sc}) \right)$$
(4.5)

όπου:

m_r: ο λογάριθμος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης m_s: η βραδύτητα (slowness) c, b ή r: στο δεύτερο σκέλος του δείκτη δηλώνει κεντρικό, αριστερό ή δεζί κελί αντίστοιχα, σε έναν ετερογενές δισδιάστατο πλέγμα





Σχήμα 4.1: Αριθμητική εκτίμηση των μερικών παραγώγων σε ορθογώνιο πλέγμα, Κάθε κελί του πλέγματος χαρακτηρίζεται από μια τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής ταχύτητας. Το μέτρο του t αντιστοιχεί στο κέντρο ενός κελιού (c) λαμβάνοντας υπόψη τις τιμές των παραμέτρων των κελιών που βρίσκονται δεξιά (r) και κάτω (b) από αυτό (τροποποιημένο από Gallardo and Meju 2003, Gallardo and Meju, 2004).

Συνήθως, η επίλυση του προβλήματος της αντιστροφής σε δισδιάστατα προβλήματα (§3.2), βασίζεται στην ελαχιστοποίηση του σφάλματος μεταξύ των πειραματικών μετρήσεων και της απόκρισης ενός μοντέλου με την χρήση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων και περιορισμών εξομάλυνσης.

Η εξομάλυνση θεωρείται απαραίτητη για την αντιμετώπιση των προβλημάτων αστάθειας και μη μοναδικότητας της λύσης που χαρακτηρίζουν την αντιστροφή γεωφυσικών δεδομένων. Οι Gallardo and Meju (2004) συνδύασαν τους περιορισμούς εξομάλυνσης και βαθμίδας, στην παρακάτω αντικειμενική συνάρτηση:

$$\min\left\{\Phi(m_r, m_s) = \left\| \frac{d_r - f_r(m_r)}{d_s - f_s(m_s)} \right\|_{C_{dd}^{-1}}^2 + \left\| \frac{\alpha_r D m_r}{\alpha_s D m_s} \right\|^2 + \left\| \frac{m_r - m_{Rr}}{m_s - m_{Rs}} \right\|_{C_{RR}^{-1}}^2 \right\}$$
(4.6)

υπό τον όρο t(m_r, m_s)=0

όπου:

d: τα μετρούμενα δεδομένα

- d_r : ο λογάριθμος της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης
- ds: οι ελάχιστοι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών (απευθείας και μετωπικών) κυμάτων
- F: η απόκριση του θεωρητικού μοντέλου
 - $f_r(m_r)$: οι υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης
 - $f_s(m_s)$:
οι υπολογισμένοι ελάχιστοι χρόνοι διαδρομής των σεισμικών (απευθείας και μετωπικών) κυμάτων
- D: είναι ο πίνακας εξομάλυνσης που δρα στις παραμέτρους του μοντέλου $(m_r \ {\rm kat} \ m_s)$
- a_r και a_s : είναι συντελεστές βάρους που ορίζουν το επίπεδο εξομάλυνσης των παραμέτρων m_r και m_s , αντίστοιχα
- C_{dd} : Πίνακας συμμεταβλητότητας των μετρούμενων τιμών (θεωρούνται ασυσχέτιστα)
- C_{RR}: Πίνακας συμμεταβλητότητας των αρχικών (priori) δεδομένων (επίσης θεωρούνται ασυσχέτιστα)

 $m = [m_r m_s]^T$: το διάνυσμα των παραμέτρων του μοντέλου

- $m_{R} = [m_{Rr} m_{Rs}]^{T}$: ένα αρχικό (a-priori) μοντέλο
- $t(m_r, m_s)$: περιέχει τις βαθμίδες για όλα τα κελιά του μοντέλου
- Τ, -1: συμβολίζει ανάστροφο, αντίστροφο διανύσματος και πίνακα

Σημειώνεται ότι αν υπάρχει εμπειρική σχέση που συνδέει τις παραμέτρους της ειδικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας (π.χ Berge *et al.* 2000, Kozlovskaya 2001, Meju *et al.* 2003), αυτή μπορεί να ενσωματωθεί στην 4.6 μέσω των αρχικών μοντέλων (m_{Rr} και m_{Rs}), αλλά και των διαγώνιων στοιχείων του πίνακα συμμεταβλητότητάς τους (C_{RR}). Η εξίσωση 4.6 μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$\min \begin{cases} \Phi(m_r, m_s) = [d_r - f_r(m_r)]^T C_{rr}^{-1} [d_r - f_r(m_r)] + \\ [d_s - f_s(m_s)]^T C_{ss}^{-1} [d_s - f_s(m_s)] \\ + \alpha_r^2 m_r^T D^T D m_r + \alpha_s^2 m_s^T D^T D m_s + \\ [m_r - m_{Rr}]^T C_{RR}^{-1} [m_r - m_{Rr}] \\ m_s - m_{Rs} \end{bmatrix}^T C_{RR}^{-1} [m_r - m_{Rr}] \end{cases}$$
(4.7)

υπό τον όρο $t(m_r, m_s)=0$

Όταν ο περιορισμός των βαθμίδων t(m_r, m_s)=0 ικανοποιείται, τότε αν υπάρχει χωρική μεταβολή στις δύο μεταβλητές (ειδική ηλεκτρική αντίσταση και σεισμική ταχύτητα), τα διανύσματα της βαθμίδας τους έχουν την ίδια ή αντίθετη διεύθυνση ανεξάρτητα από το μέτρο τους. Από γεωλογική άποψη, αυτό σημαίνει ότι στα όρια γεωλογικού στρώματος, που ανιχνεύονται και από τις δυο μεθόδους, η βαθμίδα της φυσικής παραμέτρου παραμένει ίδιας διεύθυνσης ανεξάρτητα από το είδος της φυσικής

Εφόσον το ευθύ γεωηλεκτρικό πρόβλημα, το ευθύ σεισμικό πρόβλημα και ο περιορισμός των βαθμίδων περιγράφονται από μη γραμμικές εξισώσεις, η εξίσωση 4.7 είναι ομοίως μη γραμμική. Η λύση όμως της 4.7 επιτυγχάνεται με την γραμμικοποίησή της (Gallardo and Meju 2004). Το ευθύ πρόβλημα υπολογισμού της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης περιγράφεται από την γραμμική εξίσωση (Gallardo and Meju 2004):

$$f_r(m_r) \cong J_r m_r$$
(4.8)
όπου: J_r είναι ο Ιακωβιανός πίνακας της ειδικής αντίστασης

Επίσης, η σχέση μεταξύ των χρόνων διαδρομής των σεισμικών (απευθείας και μετωπικών) κυμάτων και της βραδύτητας (m_s) είναι μη γραμμική, καθώς η τροχιά των σεισμικών ακτινών στο υπέδαφος εξαρτάται από τη βραδύτητα (Hole 1992). Για μικρή διαταραχή της βραδύτητας γύρω από ένα αρχικό μοντέλο (m_{0s}) προκύπτει η ακόλουθη γραμμική εξίσωση (Gallardo και Meju 2004):

$$f_s(m_s) \cong f_s(m_{0s}) + J_s(m_s - m_{0s})$$
(4.9)
όπου: J_r είναι ο Ιακωβιανός πίνακας των χρονών διαδρομής

Οι χρόνοι διαδρομής υπολογίζονται χρησιμοποιώντας την ακτινική θεωρία (§2.4). Τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα (J_s) εκφράζουν την απόσταση που διανύει η σεισμική ακτίνα σε κάθε κελί του μοντέλου. Επομένως, η ακρίβεια υπολογισμού του Ιακωβιανού πίνακα εξαρτάται άμεσα από την ακρίβεια υπολογισμού της διαδρομής που ακολουθεί κάθε σεισμική ακτίνα.

Κατ' αντιστοιχία, η εξίσωση των βαθμίδων (4.7) αναπτύσσεται σε σειρά Taylor πρώτης τάξης (αγνοώντας τις παραγώγους μεγαλύτερης τάξης):

$$t(m_r, m_s) \cong t(m_{0r}, m_{0s}) + J_c \binom{m_r - m_{or}}{m_s - m_{os}}$$
(4.10)

Σε αυτήν την περίπτωση, χρειάζεται να προσδιορισθούν το μοντέλο αναφοράς της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης m_{0r} , το μοντέλο αναφοράς της σεισμικής βραδύτητας m_{0s} και οι μερικές παράγωγοι της t στον Ιακωβιανό πίνακα J_c . Τα στοιχεία του J_c εκτιμώνται από την παραγώγιση της t (εξίσωση 4.5):

$$\frac{\partial t}{\partial m_{rc}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{sb} - m_{sr}), \qquad \qquad \frac{\partial t}{\partial m_{sc}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{rr} - m_{rb})$$

$$\frac{\partial t}{\partial m_{rr}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{sc} - m_{sb}), \qquad \qquad \frac{\partial t}{\partial m_{sr}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{rb} - m_{rc}) \qquad (4.11)$$

$$\frac{\partial t}{\partial m_{rb}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{sr} - m_{sc}), \qquad \qquad \frac{\partial t}{\partial m_{sb}} \approx \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{rc} - m_{rr})$$

Χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις (4.8), (4.9), και (4.10), η αντικειμενική συνάρτηση (4.7) γράφεται ως εξής:

$$\begin{cases}
\Phi_{L}(m_{r},m_{s}) = \frac{1}{\beta^{2}} [d_{r} - J_{r}m_{r}]^{T} C_{rr}^{-1} [d_{r} - J_{r}m_{r}] \\
+ \frac{1}{\beta^{2}} [d_{s} - f_{s}(m_{0s}) - J_{s}(m_{s} - m_{0s})]^{T} \\
\cdot C_{ss}^{-1} [d_{s} - f_{s}(m_{s}) - J_{s}(m_{s} - m_{0s})] \\
+ \alpha_{r}^{2} m_{r}^{T} D^{T} Dm_{r} + \alpha_{s}^{2} m_{s}^{T} D^{T} Dm_{s} \\
+ \left[\frac{m_{r} - m_{Rr}}{m_{s} - m_{Rs}} \right]^{T} C_{RR}^{-1} \left[\frac{m_{r} - m_{Rr}}{m_{s} - m_{Rs}} \right]
\end{cases}$$

$$(4.12)$$

$$\nu \pi \acute{o} \tau ov \acute{o} po \ t(m_{0r}, m_{0s}) + J_{c} \left(\frac{m_{r} - m_{or}}{m_{s} - m_{os}} \right) = 0$$

όπου β είναι βοηθητικός παράγοντας στάθμισης

Για τη επίλυση της εξίσωσης (4.12) χρησιμοποιούνται οι πολλαπλασιαστές Lagrange (Menke 1989, Tarantola 1987), οι οποίοι επαληθεύουν το σύστημα εξισώσεων:

$$\frac{\partial}{\partial m_i} \left\{ \Phi_L + 2\sum_{j=1}^n \lambda_i \left[\sum_{k=1}^{2n} b_{j,k} (m_k - m_{0k}) + t(m_0)_j \right] \right\} = 0, \ \gamma \iota \alpha \ i = 1, \ 2n \qquad (4.13)$$

$$\sum_{j=1}^{2n} b_{p,j}(m_j - m_{0j}) + t(m_0)_p = 0, \, \gamma \iota \alpha \, p = 1, \, n$$
(4.14)

όπου:

$$\begin{split} \lambda_{j} : & \pi o \lambda a \pi \lambda a \sigma i a \sigma t \acute{c} \ Lagrange \\ b_{j,k} : & t a στοιχεία του πίνακα J_c \\ n: O συνολικός αριθμός των κελιών στο πλέγμα του μοντέλου \\ m_i(i=1,n): είναι τα στοιχεία του πίνακα m_r \\ m_i(i=n+1,2n): είναι τα στοιχεία του πίνακα m_s \\ to 0 στον δείκτη αναφέρεται στο αρχικό μοντέλο (ή το μοντέλο της$$
 $προηγούμενης επανάληψης) \\ η μεταβλητή <math>\Lambda = \lambda_i$, όπου i=1, n οι μεταβλητές m, m_0 ορίζονται ως εξής:

$$m = \begin{bmatrix} m_r \\ m_s \end{bmatrix}, \quad m_0 = \begin{bmatrix} m_{0r} \\ m_{0s} \end{bmatrix}$$

Από την επίλυση των εξισώσεων (4.13) και (4.14) προκύπτει:

$$\Lambda = (J_c N_1^{-1} J_c^T)^{-1} (J_c N_1^{-1} n_2 - J_c m_0 + t_0)$$
(4.15)

$$m = N_1^{-1} n_2 - N_1^{-1} J_c^{\ T} \Lambda \tag{4.16}$$

όπου: το t_0 είναι $t(m_{0r}, m_{0s})$ (εξίσωση 4.10)

 N_1 και n_2 είναι οι πίνακες για το σταθμισμένο πρόβλημα:

$$N_{1} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^{2}} J_{r}^{T} C_{rr}^{-1} J_{r} + \alpha_{r}^{2} D^{T} D + C_{RRr}^{-1} & 0 \\ 0 & \frac{1}{\beta^{2}} J_{s}^{T} C_{ss}^{-1} J_{s} + \alpha_{s}^{2} D^{T} D + C_{RRs}^{-1} \\ \end{bmatrix}$$

$$\kappa \alpha_{1} n_{2} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^{2}} J_{r}^{T} C_{rr}^{-1} \{d_{r}\} + C_{RRr}^{-1} m_{Rr} \\ \frac{1}{\beta^{2}} J_{s}^{T} C_{ss}^{-1} \{ds - f_{s}(m_{0s}) + J_{s}m_{0s}\} + C_{RRr}^{-1} m_{Rs} \end{bmatrix}$$

Ο πρώτος όρος στη δεξιά πλευρά της εξίσωσης (4.16) $(N_1^{-1}n_2)$ αντιστοιχεί στην κανονικοποιημένη (αλλά δομικά ασυσχέτιστη) λύση των ελαχίστων τετραγώνων, ενώ ο δεύτερος όρος $(N_1^{-1}J_c^T\Lambda)$ αποτελεί την συνεισφορά του περιορισμού των βαθμίδων. Τονίζεται ότι ο πίνακας N₁ πρέπει να είναι θετικά ορισμένος, ώστε να μπορεί να χρησιμοποιηθεί στις παραπάνω εξισώσεις. Αυτό εξασφαλίζεται με την χρήση κάποιων περιορισμών όπως είναι ο περιορισμός εξομάλυνσης (§3.2.2) (Tikhonov and Arsenin 1977, Twomey 1977) και των πινάκων συμμεταβλητότητας C_{RRr} και C_{RRs} των γνωστών μοντέλων m_{Rr} και m_{Rs} αντίστοιχα.

Κατά την επαναληπτική διαδικασία, η αναζήτηση της βέλτιστης λύσης ξεκινά με ένα αρχικό μοντέλο m_0 (όχι απαραίτητα ίδιο με το m_R αλλά κατά προτίμηση ομαλοποιημένο μοντέλο). Σημαντικό ρόλο, ως προς τη σταθερότητα και τη σύγκληση του αλγόριθμου, παίζουν οι παράγοντες κανονικοποίησης (α_r και α_s) και ο βοηθητικός παράγοντας στάθμισης β.

Οι Gallardo και Meju (2004) πραγματοποίησαν δοκιμές, όπου αρχικά ορίστηκαν αυξημένες τιμές των β, α_r, και α_s, οι οποίες στην συνέχεια μειώνονταν κατά την διάρκεια της επαναληπτικής διαδικασίας. Κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι ικανοποιητική σύγκλιση επιτυγχάνεται όταν οι προκαθορισμένες τιμές των α_r και α_s διατηρούνται σταθερές, ενώ το β μειώνεται ελεύθερα μέχρι να αποκτήσει την τιμή της μονάδας. Πραγματοποίησαν την διαδικασία ελαχιστοποίησης σε δύο στάδια: στο κύριο στάδιο εφαρμόζεται επαναληπτική διαδικασία για την αντιστροφή των δεδομένων όπου η τιμή του β μεταβάλλεται, ενώ το άλλο αποτελεί ενδιάμεσο του κύριου στάδιο όπου για σταθερή τιμή του β εφαρμόζεται επαναληπτική διαδικασία η οποία αναζητά μια λύση που να ικανοποιεί τον περιορισμό των βαθμίδων.

Για την παρακολούθηση της εξέλιξης της σύγκλισης σε κάθε επαναληπτικό βήμα, υπολογίζεται το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών:

$$rms_{r} = \sqrt{\frac{\left[d_{r} - f_{r}(m_{r})\right]^{T} C_{rr}^{-1} \left[d_{r} - f_{r}(m_{r})\right]}{n_{r}}}$$
(4.17)

$$rms_{s} = \sqrt{\frac{\left[d_{s} - f_{s}(m_{s})\right]^{T} C_{ss}^{-1} \left[d_{s} - f_{s}(m_{s})\right]}{n_{s}}}$$
(4.18)

όπου: n_r είναι ο αριθμός των δεδομένων της ειδικής αντίστασης n_s είναι ο αριθμός των δεδομένων των σεισμικών χρόνων διαδρομής

Η σύγκλιση κατά τη διάρκεια της κύριας επαναληπτικής διαδικασίας διασφαλίζεται με την ελάττωση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος μεταξύ μετρούμενων και υπολογισμένων τιμών, ενώ αυτή του ενδιάμεσου σταδίου διασφαλίζεται από την σχετική διαφορά μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου σε δύο συνεχόμενες επαναλήψεις:

$$conv_{r}(\%) = 100\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{(m_{i} - m_{0i})}{m_{0i}^{2} + \varepsilon}}{n}}$$
(4.19)

$$conv_{s}(\%) = 100\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} \frac{(m_{i} - m_{0i})}{m_{0i}^{2} + \varepsilon}}{n}}$$
(4.20)

όπου: ε είναι μικρός θετικός αριθμός για την αποφυγή διαίρεσης με το μηδέν.

Το μοντέλο της σεισμικής ταχύτητας και το μοντέλο της ειδικής αντίστασης που προκύπτουν από τον εφαρμογή του αλγορίθμου αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες, χαρακτηρίζονται από βελτιωμένη δομική ομοιότητα. Στην περίπτωση ύπαρξης διαχωριστικής επιφάνειας μόνο σε ένα από τα δύο γεωφυσικά μοντέλα, τότε μηδενίζεται μία από τις δύο βαθμίδες της εξίσωσης 4.2, με αποτέλεσμα η παραπάνω διαδικασία της συνδυασμένης αντιστροφής να είναι επιτυχής.. Συνεπώς, οι Gallardo και Meju (2004) δημιούργησαν έναν αποτελεσματικό αλγόριθμο για την ταυτόχρονη επεξεργασία και ερμηνεία δεδομένων ειδικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας από σύνθετα δισδιάστατα γεωλογικά περιβάλλοντα

4.4. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής, αναπτύχθηκε αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής γεωηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων σε περιβάλλον MatlabTM, που βασίστηκε στην μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων με περιορισμό των βαθμίδων που περιγράφηκε στην προηγούμενη παράγραφο. Το σχήμα 4.2 αποτελεί ένα απλοποιημένο διάγραμμα ροής του αλγόριθμου.

Αρχικά εισάγονται τα δεδομένα και η γεωμετρία των πειραμάτων της ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας. Στην συνέχεια δίνεται η δυνατότητα στον χρήστη να επιλέξει τις παραμέτρους της αντιστροφής, όπως οι παράγοντες κανονικοποίησης (α_r και α_s) ο βοηθητικός παράγοντας απόσβεσης β, το είδος του πίνακα κανονικοποίησης (απόσβεση, εξομάλυνση κ.λ.π), ενώ ορίζονται και οι διαστάσεις του αρχικού σεισμικού μοντέλου.

Μετά από την εισαγωγή των δεδομένων και των παραμέτρων αντιστροφής, πραγματοποιείται η διακριτοποίηση του σεισμικού μοντέλου σε ένα πεπερασμένο αριθμό κελιών, που είναι ίδια με αυτή του γεωηλεκτρικού μοντέλου (§2.3.1).

Το επόμενο βήμα είναι η εισαγωγή του αρχικού μοντέλου της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής ταχύτητας. Το αρχικό ηλεκτρικό μοντέλο είναι ομοιογενές με ειδική ηλεκτρική αντίσταση ίση με το μέσο όρο των μετρήσεων της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Στην περίπτωση του αρχικού σεισμικού μοντέλου ο χρήστης καλείται να ορίσει τον αριθμό των στρωμάτων και την σεισμική ταχύτητα τους. Τονίζεται ότι η σεισμική ταχύτητα αντιστοιχεί στους κόμβους των κελιών (λόγω της μεθόδου με την οποία επιλύεται το ευθύ πρόβλημα των σεισμικών – βλ. §2.3.2). Από αυτές τις τιμές υπολογίζεται η ταχύτητα στο κέντρο κάθε κελιού χρησιμοποιώντας γραμμική παρεμβολή.

Στην συνέχεια δημιουργούνται οι πίνακες κανονικοποίησης ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, (βλ. §3.2.2.2), και πραγματοποιείται η επίλυση του ευθέως προβλήματος για την κάθε μέθοδο ξεχωριστά (§2.3.2). Οι υπολογισμένες τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και πρώτων αφίξεων χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του Ιακωβιανού πίνακα των αντιστάσεων και της σεισμικής

ταχύτητας ξεχωριστά (§3.2.1). Ακολουθεί ο υπολογισμός του πίνακα των βαθμίδων (εξίσωση 4.5) και της Ιακωβιανής τους (*J*_c εξίσωση 4.11).

Εφόσον υπολογισθούν οι Ιακωβιανοί πίνακες η διαδικασία της αντιστροφής ξεκινά. Η εξίσωση που υλοποιήθηκε στον αλγόριθμο αντιστροφής διαφέρει από την σχέση (4.15), στο ότι δεν εισάγεται κάποιο a-priori μοντέλο στην διαδικασία της αντιστροφής:

$$\Lambda = (J_c N_1^{-1} J_c^T)^{-1} (J_c N_1^{-1} n_2 - J_c m_0 + t_0)$$
(4.21)

$$m = N_1^{-1} n_2 - N_1^{-1} J_c^{T} \Lambda$$
(4.22)

$$N_{1} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^{2}} J_{r}^{T} C_{rr}^{-1} J_{r} + \alpha_{r}^{2} D^{T} D & 0 \\ 0 & \frac{1}{\beta^{2}} J_{s}^{T} C_{ss}^{-1} A_{s} + \alpha_{s}^{2} D^{T} D \end{bmatrix}$$

Kat $n_{2} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\beta^{2}} J_{r}^{T} C_{rr}^{-1} \{ d_{r} - f_{r}(m_{0r}) + J_{r} m_{0r} \} \\ \frac{1}{\beta^{2}} J_{s}^{T} C_{ss}^{-1} \{ ds - f_{s}(m_{0s}) + J_{s} m_{0s} \} \end{bmatrix}$

Σε κάθε επανάληψη υπολογίζεται το καινούριο μοντέλο m των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων και της σεισμικής ταχύτητας, τα οποία χρησιμοποιούνται για την επίλυση του ευθέως γεωηλεκτρικού και σεισμικού προβλήματος της νέας επανάληψης. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρι να ικανοποιηθεί ένα από τα κριτήρια σύγκλισης (εξισώσεις 4.17-4.20), δηλαδή όταν το RMS θεωρείται ικανοποιητικό και για τα δύο μοντέλα (ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και σεισμικής ταχύτητας), ή όταν η τροποποίηση είναι πολύ μικρή.



Σχήμα 4.2: Απλοποιημένο διάγραμμα ροής του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής

4.5. ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΜΕ ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟ ΣΤΙΣ ΒΑΘΜΙΔΕΣ ΣΕ ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Ο αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, που περιγράφηκε στην προηγούμενη ενότητα (§4.4), εφαρμόστηκε σε συνθετικά δεδομένα για να ελεγχθεί ως προς την αξιοπιστία του. Παρακάτω παρουσιάζονται και συζητούνται δύο χαρακτηριστικά παραδείγματα συνθετικών δεδομένων.

4.5.1 Μοντέλο 1

Το πρώτο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε είναι ένα δισδιάστατο ανομοιογενές μοντέλο που έχει διαστάσεις 40 m μήκος και 10 m βάθος. Στο μοντέλο έχει τοποθετηθεί μια δομή με διαφορετικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής ταχύτητας από το περιβάλλον μέσο. Η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής που δόθηκε στο περιβάλλον χώρο ήταν 10 Ωm ενώ αυτή της σεισμικής ταχύτητα ήταν 1000 m/s. Η δομή έχει διαστάσεις 6x3 m και βρίσκεται σε απόσταση 16.5 με 22.5 m από την αρχή της γραμμής, και σε βάθος 2-5 m από την επιφάνεια (Σχήμα 4.3).

Στην δομή δόθηκαν μεγαλύτερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100 Ωm) και σεισμικής ταχύτητας (2000 m/s) σε σχέση με το περιβάλλοντα χώρο, ώστε να αντιπροσωπεύει μια απλήρωτη δομή κάρστ μέσα σε έναν γεωλογικό σχηματισμό.

Αρχικά υπολογίσθηκαν οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο επίλυσης του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.1, Tsourlos et al 1998), για διάταξη διπόλου-διπόλου. Ο αριθμός των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν είναι 41 ηλεκτρόδια σε απόσταση a=1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των επιπέδων βάθους είναι 21.

Για την περίπτωση της επίλυσης του σεισμικού ευθέως προβλήματος χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.2, Soupios et al 2001). Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για την υλοποίηση της επίλυσης αποτελείται από 39 γεώφωνα που βρίσκονται σε απόσταση 1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των πηγών είναι 7 σε απόσταση 5 m μεταξύ τους (Σχήμα 4.3b).



Σχήμα 4.3: Το πρώτο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για τον έλεγχο του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής. (a) Ηλεκτρικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 41 ηλεκτρόδια ανά 1 m μεταξύ τους, (b) σεισμικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 39 γεώφωνα και 7 πηγές οι θέσεις των οποίων φαίνονται στο σχήμα με x και κύκλος αντίστοιχα.

Τα αποτελέσματα της επίλυσης του ευθέως προβλήματος (τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και χρόνοι πρώτων αφίξεων), εισήχθηκαν στα εμπορικά λογισμικά πακέτα (RES2DINV και PLOTREFA) για την αντιστροφή τους με τους τις συμβατικές μεθόδους. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής παρουσιάζονται στα σχήματα 4.4 και 4.5, ενώ η πραγματική θέση της δομής τονίζεται με ένα λευκό πλαίσιο.



Σχήμα 4.4: Αποτελέσματα ηλεκτρικής αντιστροφής του μοντέλου 1 με το λογισμικό πακέτο RES2DINV. (a) Αντιστροφή με περιορισμούς εξομάλυνσης, (b) με την χρήση της νόρμας L1. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.

Στην γεωηλεκτρική τομή, η θέση και οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την δομή εντοπίζονται με καλή ακρίβεια (Σχήμα 4.4), κυρίως στην περίπτωση της αντιστροφής με νόρμα L1. Αντιθέτως, στην περίπτωση της σεισμικής αντιστροφής (Σχήμα 4.5), η θέση της δομής φαίνεται αρκετά μετατοπισμένη, ενώ οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας έχουν μια σημαντική διαφορά από τις πραγματικές τιμές. Σημαντικό είναι η αδυναμία της σεισμικής αντιστροφής να εντοπίσει τις πραγματικές ταχύτητες κάτω από την δομή λόγω της αναστροφής ταχυτήτων.

Το συγκεκριμένο μοντέλο εισήχθηκε στον αλγόριθμο αντιστροφής που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανεξάρτητη αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων χωρίς τον περιορισμό στις βαθμίδες αλλά με την χρήση του περιορισμού εξομάλυνσης (§3.2.2.2).

Στο σχήμα 4.6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της "ελεύθερης" αντιστροφής μετά από 6 επαναλήψεις. Καλή συμφωνία μεταξύ των αποτελεσμάτων και του πραγματικού μοντέλου παρατηρείται στη γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.6a). Η θέση και οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης της δομής προσεγγίζουν τις πραγματικές, αν και στο κέντρο της δομής οι τιμές ξεπερνούν τις πραγματικές και φτάνουν τα 250 Ωm. Οι τιμές του περιβάλλοντα χώρου από την άλλη είναι κοντά στα 10 Ωm που είναι και οι πραγματικές τιμές του, με εξαίρεση μιας ζώνης χαμηλότερων τιμών (5-10 Ωm) πλευρικά και κάτω από την δομή.



Σχήμα 4.5: Αποτελέσματα σεισμικής αντιστροφής του μοντέλου 1 με το λογισμικό πακέτο PLOTREFA. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.

Για την αντιστροφή των σεισμικών δεδομένων, χρησιμοποιήθηκε αρχικό μοντέλο 2 στρωμάτων, το πρώτο με ταχύτητα 1000 m/s και πάχος 2 m, ενώ το δεύτερο έχει ταχύτητα 2000 m/s. Μετά από 6 επαναλήψεις (Σχήμα 4.6b), εντοπίζεται μόνο το πάνω μέρος της δομής, καθώς οι σεισμικές ακτίνες διαθλώνται από την πάνω επιφάνεια της δομής και δεν την διαπερνούν (Σχήμα 4.7). Η θέση του πάνω ορίου της δομής βρίσκεται μετατοπισμένο προς την επιφάνεια. Οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας προσεγγίζουν τις πραγματικές τόσο του πάνω ορίου της δομής, όσο και του περιβάλλοντα χώρο.

Μετά από 9 επαναλήψεις (Σχήμα 6.8a), παρατηρείται μια μικρή βελτίωση στο μέγεθος και στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίσταση της δομής, με αποτέλεσμα την μικρή βελτίωση του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) από 0.7% σε 0.45%.



Σχήμα 4.6: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 6 επαναλήψεις. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.

Βελτίωση στο RMS παρατηρείται και στην σεισμική τομή (4.95% σε 3.1%) μετά από 9 επαναλήψεις (4.8b). Εντούτοις, οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας του περιβάλλοντα χώρου είναι μεγαλύτερες από τις πραγματικές σε αυτήν την τομή, που επιβεβαιώνει ότι το RMS δεν αποτελεί απόλυτο κριτήριο για την αποδοτικότητα της διαδικασίας της αντιστροφής, καθώς μια βελτίωση στα σφάλματα δεν συνοδεύονται απαραίτητα με βελτίωση στα αποτελέσματα της αντιστροφής, όπως συμβαίνει σε αυτήν την περίπτωση.

Τα συνθετικά δεδομένα ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας εισήχθηκαν στον αλγόριθμο συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες (§4.4). Χρησιμοποιήθηκε επίσης ο περιορισμός εξομάλυνσης (§3.2.2.2), και το ίδιο αρχικό μοντέλο σεισμικών ταχυτήτων που περιγράφηκε προηγουμένως (2 στρώματα με ταχύτητες 1000 m/s και 2000 m/s και πάχος 2 m για το πρώτο).



Σχήμα 4.7: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής σεισμικών δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 6 επαναλήψεις. Με πράσινο χρώμα εμφανίζονται οι διαδρομές των σεισμικών ακτίνων ενώ το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.



Σχήμα 4.8: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 9 επαναλήψεις. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση του αντικειμένου στο μοντέλου 1. Μετά από 6 επαναλήψεις η γεωηλεκτρική τομή φαίνεται αρκετά επηρεασμένη από την σεισμική (Σχήμα 4.9a) λόγω της αναμενόμενης δράσης του περιορισμού στις βαθμίδες. Η θέση της δομής εντοπίζεται ικανοποιητικά αλλά οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι αρκετά αυξημένες (300-500 Ωm). Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης γύρω από την δομή είναι επίσης επηρεασμένες και εμφανίζουν αυξομειώσεις.



Σχήμα 4.9: Αποτελέσματα συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδων και χρήση του περιορισμού εξομάλυνσης, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 6 επαναλήψεις. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.

Στην σεισμική τομή (Σχήμα 4.9b) εμφανίζεται μια ζώνη με μεγάλες τιμές της σεισμικής ταχύτητας κοντά στην επιφάνεια. Κάτω από αυτήν, στην θέση της δομής, παρατηρείται μια μικρή αύξηση των τιμών της σεισμικής ταχύτητας (1300-1600 m/s), αλλά τα όρια της ζώνης αυτής επεκτείνεται κάτω και γύρω από την πραγματική θέση της δομής.

Τα μεγάλα σφάλματα RMS και για τις δύο τομές αποτελεί ένδειξη της αδυναμίας του αλγορίθμου αντιστροφής στην εύρεση κατάλληλου μοντέλου που να συμφωνεί με τα ηλεκτρικά και σεισμικά δεδομένα, κάτω από την επίδραση του περιορισμού στις βαθμίδες. Αισθητή βελτίωση στα αποτελέσματα της αντιστροφής και των δύο τομών παρατηρείται μετά από 9 επαναλήψεις (Σχήμα 4.10). Παρόλο αυτά τα αποτελέσματα παραμένουν μη ικανοποιητικά, καθώς απέχουν αρκετά από το πραγματικό μοντέλο.



Σχήμα 4.10: Αποτελέσματα συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδων και χρήση του περιορισμού εξομάλυνσης, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 9 επαναλήψεις. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλου 1.

Η αδυναμία της συνδυασμένης αντιστροφής στην απόδοση του πραγματικού μοντέλο, οφείλεται κυρίως στο σεισμικό μοντέλο, καθώς η κάλυψη της ζώνης υψηλών ταχυτήτων από τις σεισμικές ακτίνες είναι περιορισμένη, με αποτέλεσμα να εντοπιστεί μόνο το πάνω όριο αυτής. Τα όρια και το μέγεθος της δομής όμως απεικονίζονται καλύτερα στην γεωηλεκτρική τομή. Για το λόγο αυτό, δοκιμάστηκε η συνδυασμένη αντιστροφή δίνοντας μεγαλύτερο βαρύτητα στα γεωηλεκτρικά δεδομένα. Αυτό μπορεί να εξασφαλιστεί δίνοντας μεγαλύτερες τιμές στον βοηθητικό

παράγοντα στάθμισης (**β** στην εξίσωση 4.22) για το σεισμικό μοντέλο, έτσι ώστε να αυξηθεί η επίδραση της συνδυασμένης αντιστροφής στο σεισμικό μοντέλο, χωρίς όμως να μειωθεί η επίδραση της στο ηλεκτρικό μοντέλο.

Οι τιμές του βοηθητικού παράγοντα στάθμισης **β** επιλέχτηκαν με δοκιμή και λάθος, δίνοντας μεγάλες τιμές αρχικά, που μειώνεται σταδιακά φτάνοντας στην τιμή της μονάδας μετά από 7 επαναλήψεις. Τονίζεται ότι η τιμή του **β** μπορεί να προσδιοριστεί χρησιμοποιώντας μια εσωτερική επαναληπτική διαδικασία, για την εύρεση της βέλτιστης τιμής του σε κάθε επανάληψη. Αυτό όμως έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του ήδη μεγάλο υπολογιστικού χρόνου του αλγορίθμου.

Με τον τρόπο αυτό αναμένεται βελτίωση των αποτέλεσμα της συνδυασμένης αντιστροφής των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων. Στο σχήμα 4.11a παρουσιάζονται τα αποτελέσματα του γεωηλεκτρικού μοντέλου μετά από 6 επαναλήψεις, όπου η θέση και τα όρια της δομής προσεγγίζουν καλύτερα το πραγματικό μοντέλο, σε σύγκριση με την αντίστοιχη γεωηλεκτρική τομή στην μη σταθμισμένη συνδυασμένη αντιστροφή (Σχήμα 4.9a). Οι τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης του περιβάλλοντα χώρου επίσης είναι βελτιωμένες και δεν παρουσιάζουν έντονες αυξομειώσεις γύρω από την δομή.

Αντίστοιχα, στην σεισμική τομή (Σχήμα 4.11b) η θέση και η τιμή της σεισμικής ταχύτητας της δομής εντοπίζεται με καλή ακρίβεια, με αποτέλεσμα την αισθητή βελτίωση του σφάλματος RMS από 20% σε 6.5%. Οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας του περιβάλλοντα χώρου όμως, έχουν μια μικρή απόκλιση από τις πραγματικές γύρω και κάτω από την δομή. Αυτό ίσως βελτιωθεί με μεγαλύτερο αριθμό επαναλήψεων.

Με την ολοκλήρωση 9 επαναλήψεων τα όρια της δομής απεικονίζονται καλύτερα στην γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.12a). Παρόλο που τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για την δομή είναι μεγαλύτερες από τις πραγματικές, και παρά την ύπαρξη κάποιων μικρών ζωνών αυξημένης ειδικής αντίστασης στο περιβάλλοντα χώρου, αποκτήθηκε μια γεωηλεκτρική τομή που προσεγγίζει το πραγματικό μοντέλο με ικανοποιητικό RMS.



Σχήμα 4.11: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 6 επαναλήψεις. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλο 1.

Παρομοίως, στην σεισμική τομή (Σχήμα 4.12b), το σχήμα και οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας για την δομή προσδιορίζονται με καλή ακρίβεια. Ο περιορισμός στις βαθμίδες είχε ως αποτέλεσμα την καλύτερη προσέγγιση του πραγματικού μοντέλου. Οι τιμές γύρω και κάτω από την δομή επίσης βελτιώθηκαν με αποτέλεσμα την βελτιστοποίηση του RMS. Τονίζεται και η δομική συμφωνία μεταξύ της γεωηλεκτρικής και σεισμικής τομής, που αποτελεί βασικός στόχος της συνδυασμένης αντιστροφής.

Για την βελτίωση των αποτελεσμάτων της παραπάνω τεχνικής, κυρίως της ηλεκτρικής τομής, δοκιμάστηκε η συνδυασμένη αντιστροφή με την χρήση του βοηθητικού παράγοντα β, αλλά μηδενίζοντας την επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες αρχικά, και αυξάνοντας την επίδρασή του κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Με αυτόν τον τρόπο, η αντιστροφή ξεκινά ως ανεξάρτητη αντιστροφή, δίνοντας την περισσότερη ελευθερία για να προσεγγίσει το πραγματικό μοντέλο. Στην συνέχεια

εισάγεται σταδιακά ο περιορισμός αυτός, με στόχο την βελτίωση της δομικής συμφωνίας μεταξύ των αποτελεσμάτων.



Σχήμα 4.12: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 9 επαναλήψεις. Τα λευκά πλαίσια τονίζουν την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλο 1.

Μετά από 6 επαναλήψεις, παρατηρείται βελτίωση στην γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.13a), σε σύγκριση με αυτήν της αντίστοιχης τομής χωρίς την σταδιακή εισαγωγή του περιορισμό στις βαθμίδες (Σχήμα 4.11a). Τα όρια της δομής εντοπίζονται καλύτερα, ενώ οι τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης γύρω και κάτω από την δομή είναι πιο κοντά στην πραγματική τιμή των 10 Ωm.

Στην σεισμική τομή (Σχήμα 4.13b) η βελτίωση περιορίζεται στις τιμές σεισμικής ταχύτητας του περιβάλλοντα χώρου, σε αντίθεση με αυτά της δομής, καθώς ο αριθμός επαναλήψεων δεν ήταν αρκετός ώστε ο περιορισμός στις βαθμίδες να δράσει πάνω στο σεισμικό μοντέλο.



Σχήμα 4.13: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 6 επαναλήψεις. Η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλο 1.

Με την ολοκλήρωση 9 επαναλήψεων (Σχήμα 4.14) επιτυγχάνεται η βέλτιστη λύση, τόσο για την γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.14a) όσο για την σεισμική τομή (Σχήμα 4.14b). Ο στόχος της συνδυασμένης αντιστροφής, στην απόκτηση ενός κοινού μοντέλου γεωμετρικά, επίσης επιταχύνεται με αυτόν τον τρόπο.



Σχήμα 4.14: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 9 επαναλήψεις. Η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Το λευκό πλαίσιο τονίζει την πραγματική θέση της δομής στο μοντέλο 1.

Για την σύνοψη των αποτελεσμάτων από τις διαφορετικές δοκιμές που περιγράφηκαν προηγουμένως, παρουσιάζονται οι τιμές του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) για κάθε επανάληψη. Στο σχήμα 4.15 εμφανίζονται τα σφάλματα RMS για τις γεωηλεκτρικές τομές, όπου ανεξάρτητη αντιστροφή παρουσιάζει τα μικρότερα σφάλματα. Στο σχήμα 4.16 εμφανίζονται τα σφάλματα RMS για τις σεισμικές τομές, όπου η σταθμισμένη ανεξάρτητη, που τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη, αντιστροφή με την χρήση του βοηθητικό παράγοντα στάθμισης β, παρουσιάζει τα μικρότερα σφάλματα.



Σχήμα 4.15: Διάγραμμα σφαλμάτων RMS - επαναλήψεις για τις γεωηλεκτρικές τομές, όπου: (a) με μοβ χρώμα τα σφάλματα για την ανεξάρτητη αντιστροφή, (b) με κίτρινο χρώμα τα σφάλματα για την συνδυασμένη αντιστροφή, (c) με πράσινο χρώμα τα σφάλματα για την σταθμισμένη συνδυασμένη αντιστροφή (χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β), και τέλος (d) με κόκκινο η αντιστροφή ξεκινά αρχικά ως ανεξάρτητη και τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη με την χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β.



Σχήμα 4.16: Διάγραμμα σφαλμάτων RMS - επαναλήψεις για τις σεισμικές τομές, όπου: (a) με μοβ χρώμα τα σφάλματα για την ανεξάρτητη αντιστροφή, (b) με κίτρινο χρώμα τα σφάλματα για την συνδυασμένη αντιστροφή, (c) με πράσινο χρώμα τα σφάλματα για την σταθμισμένη συνδυασμένη αντιστροφή (χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β), και τέλος (d) με κόκκινο η αντιστροφή ξεκινά αρχικά ως ανεξάρτητη και τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη με την χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β.
4.5.2 Μοντέλο 2

Το δεύτερο μοντέλο προσομοίωσης που χρησιμοποιήθηκε είναι ένα δισδιάστατο ανομοιογενές μοντέλο που έχει διαστάσεις 40 m μήκος και 10 m βάθος. Στο μοντέλο έχουν τοποθετηθεί δύο δομές με διαφορετικές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής ταχύτητας από το περιβάλλον μέσο. Η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που δόθηκε στο περιβάλλον χώρου ήταν 100 Ωm ενώ αυτή της σεισμικής ταχύτητα ήταν 1000 m/s. Η πρώτη δομή έχει διαστάσεις 5x3 m και βρίσκεται σε απόσταση 10.5 με 15.5 m από την αρχή της γραμμής, και σε βάθος 2-5 m από την επιφάνεια. Η δεύτερη δομή έχει διαστάσεις 6x3 m και βρίσκεται σε απόσταση 24.5 με 30.5 m από την αρχή της γραμμής, και σε βάθος 2-5 m από την επιφάνεια (Σχήμα 4.17).

Οι δομές επιλέχτηκαν με τέτοιο τρόπο ώστε να αντιπροσωπεύουν δομές κάρστ μέσα σε έναν γεωλογικό σχηματισμό, όπου η πρώτη δομή θεωρείται πληρωμένη με νερό ή αργιλικά υλικά, άρα χαμηλότερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (10 Ωm). Στην δεύτερη δομή θεωρείται ότι υπάρχει κενό όποτε δόθηκαν μεγαλύτερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (1000 Ωm).

Τα αποτελέσματα των πραγματικών δεδομένων στην περιοχή του Στύλου (§5.3) έδειξαν σε πολλές περιπτώσεις ότι η μείωση των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (λόγω παρουσίας νερού σε καρστικές δομές), συνοδεύεται από αύξηση των τιμών της σεισμικές ταχύτητας στις αντίστοιχες θέσεις. Για το λόγο αυτό, ενώ οι δύο δομές εμφανίζουν αντίστοιχα μικρότερες και μεγαλύτερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε σχέση με το περιβάλλοντα χώρο στο ηλεκτρικό μοντέλο, αυτές χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες τιμές της σεισμικής ταχύτητας στο σεισμικό μοντέλο (2000 m/s), ώστε να μελετηθεί η αποτελεσματικότητα του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής σε τέτοιες περιπτώσεις.

Αρχικά υπολογίσθηκαν οι τιμές της φαινόμενες ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο επίλυσης του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.1, Tsourlos *et al.* 1998), για διάταξη διπόλου-διπόλου. Ο αριθμός των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση είναι 41 ηλεκτρόδια σε απόσταση a=1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των επιπέδων βάθους είναι 21.

Για την περίπτωση της επίλυσης του σεισμικού ευθέως προβλήματος χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.2, Soupios et al 2001). Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για την υλοποίηση της επίλυσης αποτελείται από 39 γεώφωνα που βρίσκονται σε απόσταση 1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των πηγών είναι 7 σε απόσταση 5 m μεταξύ τους (Σχήμα 4.17b). Στις δύο περιπτώσεις (ηλεκτρικό και σεισμικό μοντέλο) θεωρήθηκε ότι τα δεδομένα δεν περιέχουν θόρυβο.



Σχήμα 4.17: Το δεύτερο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για τον έλεγχο του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής. (a) Ηλεκτρικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 41 ηλεκτρόδια ανά 1m μεταξύ τους, (b) σεισμικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 39 γεώφωνα και 7 πηγές οι θέσεις των οποίων φαίνονται στο σχήμα με x και κύκλος αντίστοιχα.

Τα αποτελέσματα της επίλυσης του ευθέως προβλήματος (τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και χρόνοι πρώτων αφίξεων), εισήχθηκαν στα εμπορικά λογισμικά πακέτα (RES2DINV και PLOTREFA) για την αντιστροφή τους με τις συμβατικές μεθόδους. Τα αποτελέσματα της αντιστροφής παρουσιάζονται στα

σχήματα 4.18 και 4.19 αντίστοιχα, ενώ η πραγματική θέση των δομών τονίζεται με ένα λευκό πλαίσιο.

Παρατηρείται ότι οι θέσεις των δύο δομών αλλά και οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης εντοπίζονται με καλή ακρίβεια για το ηλεκτρικό μοντέλου (Σχήμα 4.18), κυρίως στην περίπτωση της αντιστροφής με νόρμα L1. Αντιθέτως, στην περίπτωση της σεισμικής αντιστροφής (Σχήμα 4.19), οι δύο ζώνες αυξημένης σεισμικής ταχύτητας δεν ξεχωρίζονται μεταξύ τους, αλλά εμφανίζονται ως ένα στρώμα σε βάθος 2 m περίπου. Οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας του πρώτου στρώματος είναι κοντά στις πραγματικές του χώρου (1000 m/s), ενώ αυτές του δεύτερου στρώματος πλησιάζουν τις πραγματικές τιμές των δομών. Σημαντικό είναι η αδυναμία της σεισμικής αντιστροφής να εντοπίσει τις πραγματικές ταχύτητες κάτω από τις δομές λόγω της αναστροφής ταχυτήτων.



Σχήμα 4.18: Αποτελέσματα ηλεκτρικής αντιστροφής του μοντέλου 2 με το λογισμικό πακέτο RES2DINV. (a) Αντιστροφή με περιορισμούς εξομάλυνσης, (b) με την χρήση της νόρμας L1. Τα λευκά πλαίσια τονίζουν τις πραγματικές θέσεις των δομών στο μοντέλου 2.

Στην συνέχεια ακολουθήθηκαν τα ίδια βήματα που περιγράφηκαν για το πρώτο μοντέλο. Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανεξάρτητη αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, πριν την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής με

περιορισμό στις βαθμίδες. Αργότερα χρησιμοποιήθηκε ο βοηθητικός παράγοντας στάθμισης β, και τέλος η σταθμισμένη αντιστροφή εφαρμόστηκε στα δεδομένα ξεκινώντας ως ανεξάρτητη στην πρώτη επανάληψη, και τείνοντας σταδιακά προς την συνδυασμένη. Για εξοικονόμηση χώρου θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης αντιστροφής των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, και το τελικό αποτέλεσμα της σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής.



Σχήμα 4.19: Αποτελέσματα σεισμικής αντιστροφής του μοντέλου 2 με το λογισμικό πακέτο PLOTREFA. Τα λευκά πλαίσιο τονίζουν τις πραγματικές θέσεις των δομών στο μοντέλου 3.

Στο σχήμα 4.20 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης αντιστροφής μετά από 9 επαναλήψεις. Στη γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.20a) οι θέσεις των δύο δομών εντοπίζονται με καλή ακρίβεια αν και τα όρια τη δεύτερης δομής φαίνεται λίγο μετατοπισμένη. Οι τιμές της ειδικής αντίστασης όμως είναι κοντά στις πραγματικές τόσο για τις δομές όσο και για τον περιβάλλοντα χώρο.

Στο σχήμα 4.20 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα αντιστροφής των σεισμικών δεδομένων. Αρχικά εισήχθηκε ένα μοντέλο 2 στρωμάτων όπου το πρώτο έχει ταχύτητα 1000 m/sec και πάχος 2 m, ενώ το δεύτερο έχει ταχύτητα 2000 m/sec. Στην σεισμική τομή εντοπίζεται μόνο το πάνω μέρος των δύο δομών, με ταχύτητες κοντά στις πραγματικές (1700- 2300 m/s). Η ταχύτητα του περιβάλλοντα χώρου επίσης είναι κοντά στην πραγματική (800- 1100 m/s).

Στο σχήμα 4.21 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής, όπου η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Μετά από 9 επαναλήψεις. Η βελτίωση των αποτελεσμάτων είναι αισθητή κυρίως στην σεισμική τομή, σε σύγκριση με την αντίστοιχη του σχήματος 4.20. Οι θέσεις και τα όρια των δομών προσεγγίζουν καλύτερα το πραγματικό μοντέλο και έτσι επιτυγχάνεται η επιθυμητή βελτίωση κυρίως στο σεισμικό μοντέλο. Τα RMS σφάλματα αλλά και η επιθυμητή δομική συμφωνία μεταξύ των δομών είναι ικανοποιητικά.



Σχήμα 4.20: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 9 επαναλήψεις. Η διόρθωση του μοντέλου περιορίστηκε στα 10% σε κάθε επανάληψη. Τα λευκά πλαίσια τονίζουν τις πραγματικές θέσεις των αντικειμένων στο μοντέλου 2.

Για την σύνοψη των αποτελεσμάτων από τις διαφορετικές δοκιμές που περιγράφηκαν προηγουμένως, παρουσιάζονται οι τιμές του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) για κάθε επανάληψη. Στο σχήμα 4.22 εμφανίζονται τα σφάλματα RMS για τις γεωηλεκτρικές τομές, όπου η ανεξάρτητη αντιστροφή παρουσιάζει τα μικρότερα σφάλματα. Στο σχήμα 4.23 εμφανίζονται τα σφάλματα RMS για τις σεισμικές τομές, όπου η σταθμισμένη ανεξάρτητη, που τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη, αντιστροφή με την χρήση του βοηθητικό παράγοντα στάθμισης β, παρουσιάζει τα μικρότερα σφάλματα.



Σχήμα 4.21: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 9 επαναλήψεις. Η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Τα λευκά πλαίσια τονίζουν τις πραγματικές θέσεις των δομών στο μοντέλου 2.



Σχήμα 4.22: Διάγραμμα σφαλμάτων RMS - επαναλήψεις για τις γεωηλεκτρικές τομές, όπου: (a) με μοβ χρώμα τα σφάλματα για την ανεξάρτητη αντιστροφή, (b) με κίτρινο χρώμα τα σφάλματα για την συνδυασμένη αντιστροφή, (c) με πράσινο χρώμα τα σφάλματα για την σταθμισμένη συνδυασμένη αντιστροφή (χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β), και τέλος (d) με κόκκινο η αντιστροφή ξεκινά αρχικά ως ανεξάρτητη και τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη με την χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β.



Σχήμα 4.23: Διάγραμμα σφαλμάτων RMS - επαναλήψεις για τις σεισμικές τομές, όπου: (a) με μοβ χρώμα τα σφάλματα για την ανεξάρτητη αντιστροφή, (b) με κίτρινο χρώμα τα σφάλματα για την συνδυασμένη αντιστροφή, (c) με πράσινο χρώμα τα σφάλματα για την σταθμισμένη συνδυασμένη αντιστροφή (χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β), και τέλος (d) με κόκκινο η αντιστροφή ξεκινά αρχικά ως ανεξάρτητη και τείνει σταδιακά προς την συνδυασμένη με την χρήση βοηθητικού παράγοντα στάθμιση β.

4.5.3 Μοντέλο 3

Το τρίτο μοντέλο προσομοίωσης που χρησιμοποιήθηκε είναι ένα δισδιάστατο μοντέλο που έχει διαστάσεις 40 m μήκος και 10 m βάθος. Αποτελείται κυρίως από δύο στρώματα, που επιλέχτηκαν ώστε να προσεγγίσουν μια τυπική γεωλογική στρωματογραφία όπου παρουσιάζεται υφαλμύρινση στην περιοχή Στύλος. Το πρώτο στρώμα έχει πάχος 3 m, και χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (40 Ωm) και της σεισμικής ταχύτητας (1200 m/s) ώστε να προσεγγίζει τις τιμές ενός μαργαϊκού ή εδαφικού σχηματισμού.

Το δεύτερο στρώμα έχει μεγαλύτερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (150 Ωm) και της σεισμικής ταχύτητας (2000 m/s), ώστε να προσεγγίζει τις τιμές ενός κορεσμένου σχηματισμού του μαργαϊκού ασβεστολίθου, που είναι το κυρίαρχο στην περιοχή μελέτης. Η ζώνη υφαλμύρινσης προσομοιάζεται με μια ζώνη πολύ χαμηλών τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (10 Ωm) στα πρώτα 20 m του ηλεκτρικού μοντέλο ενώ δεν περιγράφεται στο σεισμικό μοντέλο λόγω αδυναμίας της σεισμικής μεθόδου στον εντοπισμό ζωνών υφαλμύρινσης (Σχήμα 4.24). αυτό αναμένεται να δυσχεραίνει την διαδικασία της συνδυασμένης αντιστροφής, λόγω της δομικής διαφοράς ανάμεσα από το ηλεκτρικό και σεισμικό μοντέλο.

Αρχικά υπολογίσθηκαν οι τιμές της φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο επίλυσης του γεωηλεκτρικού ευθέως προβλήματος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.1, Tsourlos *et al.* 1998), για διάταξη διπόλου-διπόλου. Ο αριθμός των ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν για την επίλυση είναι 41 ηλεκτρόδια σε απόσταση a=1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των επιπέδων βάθους είναι 21.

Για την περίπτωση της επίλυσης του σεισμικού ευθέως προβλήματος χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος που περιγράφηκε στο δεύτερο κεφάλαιο (§2.3.2, Soupios et al 2001). Η διάταξη που χρησιμοποιήθηκε για την υλοποίηση της επίλυσης αποτελείται από 39 γεώφωνα που βρίσκονται σε απόσταση 1 m μεταξύ τους, ενώ ο αριθμός των πηγών είναι 7 σε απόσταση 5 m μεταξύ τους (Σχήμα 4.24b). Στις δύο περιπτώσεις (ηλεκτρικό και σεισμικό μοντέλο) θεωρήθηκε ότι τα δεδομένα δεν περιέχουν θόρυβο αρχικά. Στην συνέχεια εισήχθηκε τυχαίος θόρυβος κανονικής κατανομής, με 0 μέση τιμή και τυπική απόκλιση 5% των τιμών της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης και των τιμών της σεισμικής ταχύτητας.



Σχήμα 4.24: Το τρίτο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για τον έλεγχο του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής. (a) Ηλεκτρικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 41 ηλεκτρόδια ανά 1m μεταξύ τους, (b) σεισμικό μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκαν 39 γεώφωνα και 7 πηγές οι θέσεις των οποίων φαίνονται στο σχήμα με x και κύκλος αντίστοιχα.

Για την συνδυασμένη αντιστροφή ακολουθήθηκαν τα ίδια βήματα που περιγράφηκαν για το πρώτο μοντέλο. Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανεξάρτητη αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, με και χωρίς θόρυβο, πριν την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής περιορισμό βαθμίδες. Αργότερα με στις χρησιμοποιήθηκε ο βοηθητικός παράγοντας στάθμισης β, και τέλος η σταθμισμένη αντιστροφή εφαρμόστηκε στα δεδομένα ξεκινώντας ως ανεξάρτητη στην πρώτη επανάληψη, και τείνοντας σταδιακά προς την συνδυασμένη. Στην συνέχεια θα παρουσιαστούν μόνο τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης αντιστροφής των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, και το τελικό αποτέλεσμα της σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής.

Στο σχήμα 4.25 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ανεξάρτητης αντιστροφής για το μοντέλο χωρίς την προσθήκη θορύβου, και μετά από 4 επαναλήψεις, ενώ στο

σχήμα 4.26 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα αντιστροφής για το μοντέλο μετά από την προσθήκη θορύβου. Στη γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 4.25a και 4.26a) οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για τα τρία στρωματά εντοπίζονται με καλή ακρίβεια, αν και το πάχος του πρώτου στρώματος εκτιμάται στα 2 m αντί για 3 m που είναι το πραγματικό του πάχος. Η προσθήκη θορύβου στο μοντέλο δεν επηρέασε σημαντικά τα αποτελέσματα της αντιστροφής, και προκάλεσε μια μικρή αύξηση του εκατοστιαίου σφάλματος RMS.



Σχήμα 4.25: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης, για το τρίτο μοντέλο χωρίς την προσθήκη θορύβου και μετά από 4 επαναλήψεις.

Αντίστοιχα, οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας για τα δύο στρώματα, αλλά και το πάχος του πρώτου στρώματος (Σχήμα 4.25b και 4.26b) προσδιορίζονται με καλή ακρίβεια με την ανεξάρτητη αντιστροφή. Ως αρχικό μοντέλο ταχυτήτων χρησιμοποιήθηκε ένα μοντέλο 2 στρωμάτων όπου το πρώτο έχει ταχύτητα 1000 m/s και πάχος 4m, ενώ το δεύτερο έχει ταχύτητα 2000 m/s. Η προσθήκη του θορύβου στο

σεισμικό μοντέλου αύξησε το εκατοστιαίο σφάλματος RMS μεν αλλά δεν επηρέασε σημαντικά τα αποτελέσματα της αντιστροφής.



Σχήμα 4.26: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης, για το τρίτο μοντέλο χωρίς την προσθήκη θορύβου και μετά από 4 επαναλήψεις.

Στο σχήμα 4.27 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής, όπου η στην πρώτη επανάληψη η αντιστροφή είναι ανεξάρτητη ενώ στην συνέχεια εφαρμόζεται ο περιορισμός στις βαθμίδες σταδιακά (αυξάνεται κατά 20% σε κάθε επανάληψη). Στο σχήμα 4.28 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα μετά από την προσθήκη θορύβου στο αρχικό μοντέλο. Μετά από 4 επαναλήψεις το γεωηλεκτρικό μοντέλο, με και χωρίς θόρυβο, έχει ικανοποιητικά αποτελέσματα όσον αφορά τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και το πάχος το πρώτου στρώματος (Σχήμα 4.27a και 4.28a).

Η δομική διαφορά ανάμεσα στα σεισμικό και γεωηλεκτρικό μοντέλο δεν επηρέασε σημαντικά τα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής στην γεωηλεκτρική

τομή λόγω της χρήσης του βοηθητικού παράγοντα αλλά και της σταδιακής εισαγωγής του περιορισμού στις βαθμίδες. Αντίθετα, η επίδραση της συνδυασμένης αντιστροφής υποβάθμισε τα αποτελέσματα του σεισμικού μοντέλου (Σχήμα 4.27b και 4.28b) κυρίως τις τιμές και την ομοιογένεια του δεύτερου σεισμικού στρώματος. Κάτι τέτοιο αναμενόταν λόγω της αρχικής δομικής διαφοράς ανάμεσα από τα δύο μοντέλα. Παρόλο αυτό, τα αποτελέσματα θεωρούνται ικανοποιητικά καθώς αποκτήθηκε μεγαλύτερη δομική ομοιότητα μεταξύ της γεωηλεκτρικής και της σεισμικής τομής διευκολύνοντας με αυτόν τον τρόπο την διαδικασία της ερμηνείας των αποτελεσμάτων.



Σχήμα 4.27: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 4 επαναλήψεις. Η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Το αρχικό μοντέλο δεν περιέχει θόρυβο.



Σχήμα 4.28: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 4 επαναλήψεις. Η επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Το αρχικό μοντέλο περιέχει θόρυβο.

IKIEDAAAIO 5

ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ

Το συγκεκριμένο κεφάλαιο εστιάζει στην εφαρμογή τεχνικών συνδυασμένης αντιστροφής σε πραγματικά δεδομένα από παράκτιες περιοχές. Αρχικά, γίνεται μια σύντομη περιγραφή του φαινόμενου της υφαλμύρινσης, του τρόπου με τον οποίο γίνεται συνήθως η διείσδυση του αλμυρού νερού σε τέτοιες περιοχές. Στην συνέχεια παρουσιάζονται τα αποτελέσματα βιβλιογραφικής έρευνας για τις γεωφυσικές μεθόδους που εφαρμόζονται συνήθως στην ανίχνευση των ζωνών υφαλμύρινσης.

Το μεγαλύτερο μέρος το κεφαλαίο επικεντρώνεται στην παρουσίαση των αποτελεσμάτων αντιστροφής δεδομένων ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας, με συμβατικές μεθόδους, με συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας από διαφορετικές διατάζεις, αλλά και με την χρήση του αλγόριθμου που αναπτύχθηκε. Τα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες συγκρίνονται με αυτά της ανεξάρτητης αντιστροφής, και τονίζονται οι διαφορές μεταζύ των δύο μεθόδων.

5.1. ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΥΦΑΛΜΥΡΙΝΣΗΣ

Η εκμετάλλευση και διαχείριση των υπόγειων παράκτιων υδροφόρων είναι άμεσα συνδεδεμένη με το φαινόμενο της υφαλμύρινσης, δηλαδή, της εισροής θαλασσινού νερού στο σύστημα των εν λόγω υδροφόρων. Ο όρος υδροφόρο σύστημα αναφέρεται σε μια περιοχή περικλειόμενη από όρια, τα οποία συνιστούν εμπόδιο σε κάθε μετάδοση υδραυλικής επίδρασης, και της οποίας όλα τα τμήματα βρίσκονται σε συνεχή υδραυλική διασύνδεση (Σούλιος 1996). Τα όρια αυτά μπορούν να είναι είτε αδιαπέραστα, είτε με επιβαλλόμενο σταθερό υδραυλικό δυναμικό, δηλαδή αδιαπέρατα στρώματα, είτε θαλάσσιες ή λιμναίες ακτές.

Σύμφωνα με τον ορισμό αυτό, κάθε ενέργεια-δράση (υποχώρηση ή άνοδος στάθμης, άντληση, τροφοδοσία κλπ.) σε οποιοδήποτε σημείο του συστήματος και αν συμβεί, επιδρά μόνο εντός των ορίων αυτού. Δηλαδή, το υδροφόρο σύστημα είναι περιοχή υδρολογικά αυτόνομη και ανεξάρτητη, έχει ίδιο υδρολογικό ισοζύγιο και ακολουθεί υδρολογική νομοτέλεια η οποία μεταβάλλεται μόνο με επέμβαση του ανθρώπου. Σε μη καρστικές περιοχές το υδροφόρο σύστημα συμπίπτει βασικά με την λεκάνη απορροής (ή αλλιώς υδρολογική λεκάνη). Σε καρστικές περιοχές και γενικά σε περιοχές με περατούς σχηματισμούς που έχουν επιφανειακή εμφάνιση και μεγάλο πάχος, οι συνθήκες γίνονται περίπλοκες.

Ο όρος υφαλμύρινση υπόγειου υδροφόρου αναφέρεται στην διείσδυση του αλμυρού νερού στο γλυκό, με παράλληλη αύξηση της αλατότητάς του σε δεδομένη τοποθεσία και βάθος. Λαμβάνοντας υπόψη ότι το γλυκό και το θαλασσινό νερό δεν αναμιγνύονται, δεδομένου ότι έχουν διαφορετικές πυκνότητες, σχηματίζεται στα σημεία επαφής τους μια διεπιφάνεια το σχήμα της οποίας καθορίζεται από το υδροδυναμικό ισοζύγιο.

Το φαινόμενο της υφαλμύρινσης έχει απασχολήσει την επιστημονική κοινότητα πάνω από 100 χρόνια, δίνοντας διαφορετικά μοντέλα για την ποιοτική και ποσοτική ερμηνεία ζωνών ανάμειξης αλμυρού και γλυκού νερού (Hubbert 1940, Cooper 1959, Lusczynski 1961, Glover 1964, Καλλέργης 2000). Το επικρατέστερο μοντέλο βασίζεται στην υπόθεση, ότι κάτω από δυναμικές συνθήκες το θαλασσινό νερό δεν είναι στατικό αλλά ρέει αδιάκοπα από τον πυθμένα της θάλασσας σε μία ζώνη διάχυσης. Στην ζώνη αυτή, η οποία έχει σημαντικό πάχος, υπάρχει πλήρης διαβάθμιση της αλμυρότητας από εκείνη του γλυκού νερού σε αυτή του θαλασσινού (Cooper 1964). Επίσης παρατηρείται συνεχής ροή αλμυρού νερού από την ζώνη της διάχυσης προς την θάλασσα με αποτέλεσμα τον περιορισμό της έκτασης που καταλαμβάνει στον υδροφόρο το θαλασσινό νερό (Σχήμα 5.1).



Σχήμα 5.1: Απλοποιημένο διάγραμμα ροής γλυκού και αλμυρού νερού σε ελεύθερο παράκτιο υδροφόρο, όπου φαίνεται η κυκλοφορία του θαλασσινού νερού από την θάλασσα στην ζώνη διάχυσης και πίσω στην θάλασσα (τροποποίηση από Καλλέργη, 2000).

Στην ζώνη διάχυσης, το θαλασσινό και γλυκό νερό αναμιγνύονται. Το αραιωμένο θαλασσινό νερό καθώς γίνεται αραιότερο μετατοπίζεται προς την θάλασσα. Με τον τρόπο αυτό, τα άλατα τα οποία εισέρχονται στην περιοχή του γλυκού νερού, επιστρέφουν στην θάλασσα. Η ζώνη διάχυσης δημιουργείται από την κίνηση του μετώπου αλμυρού νερού, που οφείλεται σε παλιρροιακά φαινόμενα σε συνδυασμό με την διακύμανση της στάθμης του υδροφόρου.

Όταν ένας υδροφόρος περιέχει ένα υποκείμενο στρώμα αλμυρού νερού και αντλείται από υδρογεώτρηση που εισχωρεί μόνο στο ανώτερο μέρος του, το οποίο περιέχει γλυκό νερό, τότε παρατηρείται μία τοπική ανύψωση της διεπιφάνειας κάτω από την υδρογεώτρηση με την μορφή ενός ανεστραμμένου κώνου κατάπτωσης, δηλαδή ενός κώνου ανόδου της διεπιφάνειας.

Σε αυτήν την περίπτωση η διεπιφάνεια, την στιγμή έναρξης της άντλησης, είναι οριζόντια. Με την συνεχιζόμενη άντληση η διεπιφάνεια ανεβαίνει σε διαδοχικά υψηλότερα επίπεδα, μέχρι ενδεχόμενα να φτάσει στην υδρογεώτρηση. Στο σημείο αυτό, θα πρέπει να διακοπεί η άντληση, ώστε το βαρύτερο αλμυρό νερό να επιστρέψει στην αρχική του θέση (Ackermann and Chang 1971, Benett 1968, Wang 1965, Dagan and Bear 1968, Haubolt 1975, Καλλέργης 2000).

Η υφαλμύρινση των υπόγειων νερών συνδέεται άμεσα με τις γεωλογικές συνθήκες της εκάστοτε περιοχής. Για το λόγο αυτό πραγματοποιήθηκε λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης, υπό την επίβλεψη του Αναπληρωτή Καθηγητή του Πολυτεχνείου Κρήτης, κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ. Οι γεωλογικές και υδρογεωλογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή Στύλος περιγράφηκαν συνοπτικά στο πρώτο κεφάλαιο (§1.3).

5.2. ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Ο όρος γεωφυσική διασκόπηση αναφέρεται στη μελέτη της δομής των απρόσιτων στην άμεση παρατήρηση γεωλογικών στρωμάτων του φλοιού της γης. Αυτό επιτυγχάνεται με την χρήση νόμων της φυσικής και συγκεκριμένα με πραγματοποίηση μετρήσεων χαρακτηριστικών φυσικών μεγεθών του υπεδάφους.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόζονται στην ανίχνευση των ζωνών υφαλμύρινσης ποικίλουν. Η επιλογή τους εξαρτάται κάθε φορά από τον επιθυμητό στόχο και τη φύση του προβλήματος που μελετάται. Ειδικότερα, οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι σε θέση να ανιχνεύσουν άμεσα την παρουσία αλμυρού νερού στο υπέδαφος, λόγω της μεγάλης αγωγιμότητας που παρουσιάζει το πρώτο. Αντίθετα, άλλες γεωφυσικές τεχνικές όπως είναι η σεισμική ανάκλαση και η σεισμική διάθλαση δεν είναι κατάλληλα εργαλεία για την "άμεση" ανίχνευση της υφαλμύρινσης. Εντούτοις, βοηθούν στην αξιολόγηση των συνθηκών εκείνων του υπεδάφους που συμβάλλουν στην εξάπλωσή της.

Η μέθοδος της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης χρησιμοποιείται κατά κόρον για τον εντοπισμό του υδροφόρου ορίζοντα, όπως έκαναν για παράδειγμα οι Beer *et al.* (1981) στην περιοχή Omaruru της Ναμίμπιας, αλλά και οι Singh and Yadav (1982) στην περιοχή της Allahabad της Ινδίας. Οι Gnanasundar and Elango (1999) χρησιμοποίησαν την ηλεκτρική βυθοσκόπηση για την εκτίμηση της ποιότητας υπόγειου νερού και εντόπισαν το μέτωπο ανάμειξης του με το θαλασσινό νερό στην παράκτια περιοχή Chennai της Ινδίας

Οι Imhof *et al.* (2001) χρησιμοποίησαν την ηλεκτρική βυθοσκόπηση για την οριοθέτηση των ζωνών υφαλμύρινσης στην περιοχή Colonia Lloveras της Αργεντινής με εντυπωσιακά αποτελέσματα. Στην περιοχή Korin του Ιράν, ο Lashkaripour (2003) πραγματοποίησε ένα πυκνό δίκτυο ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων με σκοπό τον προσδιορισμό του πάχους, του βάθους και της θέσης του υδροφορέα. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα τον ποσοτικό και ποιοτικό προσδιορισμό της υδροφορίας της περιοχής για μελλοντική εκμετάλλευση. Οι Singh *et al.* (2004) επίσης κατάφεραν να χαρτογραφήσουν το μέτωπο γλυκού και θαλασσινού νερού στην περιοχή της Orissa της Ινδίας, χρησιμοποιώντας την μέθοδο της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης.

Η ανάπτυξη σύγχρονων οργάνων μέτρησης που επιτρέπουν την αυτοματοποιημένη και ταχεία λήψη μετρήσεων ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, καθώς και η ανάπτυξη γρήγορων υπολογιστών και αλγόριθμων για την αντιστροφή τέτοιων δεδομένων, επέτρεψε την χρήση της ηλεκτρικής τομογραφίας που δίνει σαφώς πιο ρεαλιστική απεικόνιση της γεωηλεκτρικής δομής του υπεδάφους. Οι Abdul Nassir *et al.* (2000) κατάφεραν, με την χρήση ηλεκτρικής τομογραφίας, να απεικονίσουν την πλευρική διαφοροποίηση αλατότητας των υπογείων νερών μέσα σε περατούς γεωλογικούς σχηματισμούς στην περιοχή Yan της Μαλαισίας. Απέδειξαν έτσι ότι, η τελευταία αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για την χαρτογράφηση του μετώπου ανάμειξης αλμυρού και γλυκού νερού. Η μεγάλη ανάλυση και ευαισθησία της ηλεκτρικής τομογραφίας, την καθιστά ως το βασικό εργαλείο στην ανίχνευση και εντοπισμού μετώπου υφαλμύρινσης (Busilli and Kanglin Lu 2001, Kuras *et al.* 2005, Kemna 2006, Oglivy *et al.* 2009)

Εκτός από τις μεθόδους της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, έχουν χρησιμοποιηθεί και άλλες γεωφυσικές μέθοδοι για τον εντοπισμό του υδροφόρου ορίζοντα, αλλά και

των ζωνών υφαλμύρινσης. Οι Haxhiu and Uci (1994) χρησιμοποίησαν συνδυασμό των μεθόδων ηλεκτρικής βυθοσκόπησης και επαγόμενης πολικότητας για τον εντοπισμό ζωνών υφαλμύρινσης του υπογείου νερού στην περιοχή Lushnja της Αλβανίας. Οι Parkish *et al.* (1980) συνδύασαν ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις και διαγραφίες για την υδρογεωλογική μελέτη της περιοχής Deccan Trap.

Σε παράκτιες περιοχές για την κατανόηση των αιτίων της υφαλμύρινσης έχουν χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς οι σεισμικές μέθοδοι (ανάκλασης και διάθλασης) οι οποίες απεικονίζουν τη γεωλογική δομή του υπεδάφους.

Ο Haeni (1986) εφάρμοσε την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης στην περιοχή της Νέας Αγγλίας, για τη χαρτογράφηση του υπόβαθρου, αλλά και το προσδιορισμό του βάθους και του πάχους των υπερκείμενων υδροφορέων. Ο Mela (1997) προτείνει την χρήση της σεισμικής ανάκλασης υψηλής ανάλυσης για την εκτίμηση των υδρογεωλογικών παραμέτρων, όπως η υδραυλική αγωγιμότητα.

Οι Jarvis and Knight (2002) επίσης, θεωρούν ότι είναι εφικτή η εκτίμηση των υδραυλικών παραμέτρων των γεωλογικών σχηματισμών, χρησιμοποιώντας την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Ανέπτυξαν μια μεθοδολογία για τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων, σύμφωνα με την οποία γίνεται διαχωρισμός των γεωλογικών σχηματισμών σε διάφορους τύπους λιθολογίας και στη συνέχεια εκτίμηση των υδραυλικών παραμέτρων των ιζηματογενών πετρωμάτων.

Οι Balia *et al.* (2003) χρησιμοποίησαν την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης για την χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών του Τεταρτογενούς αλλά και του παλαιοζωικού υπόβαθρου. Ο συνδυασμός σεισμικών και ηλεκτρικών μεθόδων εντόπισε με ακρίβεια το μέτωπο γλυκού / θαλασσινού νερού, σε περιοχή της νοτιοανατολικής Σαρδηνίας.

Η ανάπτυξη της ψηφιακής τεχνολογίας τα τελευταία χρόνια οδήγησε στην αναβάθμιση της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου (TEM Transient Electromagnetic Method), βελτιώνοντας τόσο την διεισδυτική (10 – 200 m) όσο και την διακριτική της ικανότητα. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα την εκτεταμένη χρήση της σε προβλήματα ανίχνευσης μετώπου υφαλμύρινσης (Danielsen *et al.* 2003, Kafri 2005, Nielsen 2007, Soupios *et al.* 2009).

Με βάση τα όσα αναφέρθηκαν παραπάνω, οι σεισμικές μέθοδοι και οι μέθοδοι της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κρίθηκαν ως οι πιο κατάλληλες για τον προσδιορισμό του μετώπου θαλασσινού / γλυκού νερού. Συγκεκριμένα, η μέθοδος της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης χρησιμοποιήθηκε σαν αναγνωριστική μέθοδος.

Από τα αποτελέσματα των βυθοσκοπήσεων, σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της λεπτομερούς γεωλογικής χαρτογράφησης (§1.3) επιλέχθηκαν οι περιοχές με το μεγαλύτερο υδρογεωλογικό, τεκτονικό και περιβαλλοντικό ενδιαφέρον, όπου πραγματοποιήθηκε διασκόπηση με την μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας και της σεισμικής τομογραφίας.

5.3. ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΚΑΙ ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

Διασκοπήθηκαν με την ηλεκτρική τομογραφία έντεκα (11) γραμμές συνολικού μήκους 3500 m περίπου και με την σεισμική τομογραφία δεκαεφτά (17) γραμμές συνολικού μήκους 3500 m περίπου (Σχήμα 5.2). Οι θέσεις των γραμμών επιλέχτηκαν βάσει των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης και της λεπτομερούς γεωλογικής χαρτογράφησης, όπου επέτρεπαν οι συνθήκες της περιοχής (ανάγλυφο, δρόμοι, οικισμοί κλπ...). Τονίζεται ότι κατά την διάρκεια των μετρήσεων επιχειρήθηκε η διασκόπηση κάθε γραμμής μελέτης με τις μεθόδους της ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας όπου αυτό ήταν εφικτό, προκειμένου να είναι άμεση η σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων.

Κρίθηκε απαραίτητη η διερεύνηση της θέσης πιθανών ρηγμάτων που υποδείχτηκαν από την λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση, με σκοπό τον εντοπισμό τεκτονικών συνθηκών που ευνοούν την διείσδυση του θαλασσινού νερού. Επιπλέον, διερευνήθηκαν θέσεις όπου η ηλεκτρική βυθοσκόπηση εντόπισε ζώνες πολύ χαμηλής τιμής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, ή υπήρχε δυσκολία στην γεωλογική ερμηνεία των αποτελεσμάτων της.



Σχήμα 5.2: Απόσπασμα του λεπτομερούς γεωλογικού χάρτη της περιοχής μελέτης και οι θέσεις των γραμμών μελέτης.

Η συλλογή των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε με το σύστημα StingR1/Swift της AGI (Advanced Geosciences, Inc). Σχεδόν σε όλες τις γραμμές μελέτης χρησιμοποιήθηκαν οι διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλουδιπόλου, ενώ η απόσταση ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια κυμαινόταν από 2 m μέχρι 20 m. Η πρώτη διάταξη είναι περισσότερο ευαίσθητη στις μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με το βάθος, με αποτέλεσμα να προσφέρει πολύτιμη πληροφορία για την στρωματογραφία στην περιοχή μελέτης. Ο μεγάλος λόγος σήματος προς θόρυβο που την χαρακτηρίζει (Ward 1990, Loke 1995), την καθιστά

κατάλληλη για περιοχές όπου η παρουσία ρηγμάτων και έντονη υδροφορία αναμένεται να αυξήσει την αβεβαιότητα στις μετρήσεις. Από την άλλη, η διάταξη διπόλου-διπόλου είναι περισσότερο ευαίσθητη σε πλευρικές μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η μεγάλη πλευρική διακριτική ικανότητα της συγκεκριμένης διάταξης, θεωρήθηκε αρκετά σημαντική για τον εντοπισμό καρστικών δομών που κυριαρχούν στην περιοχή, και συνεισφέρουν τα μέγιστα στην διείσδυση του θαλασσινού νερού στον υδροφόρεα.

Για την καταγραφή των σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε 12-κάναλος σεισμογράφος GEODE, 24-κάναλος σεισμογράφος ES2401 της Geometrics^(TM) και γεώφωνα κατακόρυφης συνιστώσας χαρακτηριστικής συχνότητας 4.5 και 14 Hz. Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την διάταξη κοινής πηγής σε όλες τις γραμμές μελέτης. Η παραγωγή σεισμικών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με την κρούση βαριοπούλας 6 kg πάνω σε μεταλλική πλάκα ή με τη χρήση του Seisgun "Betsy".

Σε αυτήν την ενότητα, θα παρουσιαστούν τα αποτελέσματα επεξεργασίας των ηλεκτρικών και σεισμικών τομογραφιών με συμβατικές μεθόδους αλλά με τεχνικές συνδυασμένης αντιστροφής όπου αυτό ήταν εφικτό. Τα αποτελέσματα επεξεργασίας των γραμμών μελέτης όπου δεν ήταν εφικτή η εφαρμογή τεχνικών συνδυασμένης αντιστροφής συνάπτονται στο παράτημα Α, καθώς δεν αποτελούν βασικό αντικείμενο της διατριβής. Συγκεκριμένα, εφαρμόστηκε η συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας από διαφορετικές διατάξεις σχεδόν σε όλες τις ηλεκτρικές τομές με σκοπό την αύξηση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων (§4.2), καθώς σε πολλές περιπτώσεις οι γεωηλεκτρικές τομές των δύο διατάξεων είχαν μεγάλες διάφορες μεταξύ τους.

Παρόλο που τα αποτελέσματα τέτοιας συνδυασμένης αντιστροφής αναμένεται να είναι περισσότερο επηρεασμένα από την διάταξη διπόλου-διπόλου (διπλάσιος αριθμός δεδομένων περίπου), δεν κρίθηκε σκόπιμη η χρήση βαρών καθώς η πλευρική ευαισθησία είναι καθοριστική για τον εντοπισμό καρστικών δεδομένων. Από την άλλη, η διάταξη Wenner-Schlumberger αναμένεται να βελτιώσει την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων, κυρίως στην κατακόρυφη διεύθυνση.

Η αντιστροφή των δεδομένων της φαινόμενης ειδικής αντίστασης πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας το εμπορικό λογισμικό πακέτο RES2DINV (Loke 1998, Loke 2002). Σε όλες τις γραμμές μελέτης εφαρμόστηκαν δυο μέθοδοι αντιστροφής με ελάχιστα τετράγωνα: Κανονικοποίηση με περιορισμούς εξομάλυνσης (DeGroot-Hedlin and Constable 1990) και με την χρήση της νόρμας L1 (Claerbout and Muir 1973).

Η αντιστροφή των χρόνων πρώτων αφίξεων πραγματοποιήθηκε με το πρόγραμμα Plotrefa, που βασίζεται στη μέθοδο ελάχιστου χρόνου (§2.3.2) για τον υπολογισμό της σεισμικής ακτίνας.

Τέλος, εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων με περιορισμό στις βαθμίδες που αναπτύχθηκε στην παρούσα διατριβή. Η εφαρμογή του όμως προϋποθέτει κοινή γεωμετρία (μήκος γραμμής μελέτης και βάθος διασκόπησης) στις δύο μεθόδους. Ανάμεσα από τις γραμμές μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή του Στύλου (§5.3), υπάρχουν δύο γραμμές μελέτες με παρόμοια γεωμετρία για την ηλεκτρική και σεισμική τομογραφία: η γραμμή μελέτης Line1 (ηλεκτρική τομογραφία) FGS1 (σεισμική τομογραφία), και η γραμμή μελέτης Line6 (ηλεκτρική τομογραφία) CAS2 (σεισμική τομογραφία) (Σχήμα 5.2).

Ο αλγόριθμος συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες εφαρμόστηκε στα δεδομένα των δύο γραμμών μελέτης. Η εμπειρία που αποκτήθηκε κατά τον έλεγχο του αλγόριθμου σε συνθετικά δεδομένα, χρησιμοποιήθηκε για την αντιστροφή των πραγματικών δεδομένων (§4.5).

5.3.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line1 και σεισμική γραμμή FGS1

Η γραμμή μελέτης Line1 (ηλεκτρικής τομογραφίας) και FGS1 (σεισμικής τομογραφίας) βρίσκεται 200 m περίπου νοτιοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι (Σχήμα 5.2). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν δυτικά προς ανατολικά, όπου το δυτικό άκρο της σεισμικής γραμμής (πρώτο γεώφωνο) συμπίπτει με το αντίστοιχο δυτικό άκρο της ηλεκτρικής γραμμής (πρώτο ηλεκτρόδιο). Η συλλογή των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε με την

διάταξη Wenner Schlumberger, χρησιμοποιώντας 28 ηλεκτρόδια με απόσταση α=7 m ανάμεσα τους (Σχήμα 5.3). Για την σεισμική τομογραφία, χρησιμοποιήθηκαν πέντε πηγές σε 3 αναπτύγματα των 12 γεωφώνων, όπου απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m (Σχήμα 5.3).



Σχήμα 5.3: Η γεωμετρία της γραμμής ηλεκτρικής (Line1) και σεισμικής (FGS1) τομογραφίας, και οι σχετικές θέσεις των ηλεκτροδίων, γεωφώνων και σεισμικών πηγών.

5.3.1.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line1

Λόγω της εποχιακής αλλαγής του ύψους του υδροφόρου ορίζοντα, κρίθηκε χρήσιμη η πραγματοποίηση των μετρήσεων σε δύο διαφορετικές εποχές, για την σύγκριση των αποτελεσμάτων. Η πρώτη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2005, χρησιμοποιώντας 28 ηλεκτρόδια με απόσταση ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια α=7 m, έτσι το συνολικό μήκος γραμμής ήταν 189 m. Η δεύτερη φάση των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε τον Μάρτη του 2006, χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια α=7.3 m και το συνολικό μήκος της γραμμής μελέτης ήταν 189.8 m.

Τα αποτελέσματα και των δύο φάσεων παρουσιάζονται στο Σχήμα 5.4, όπου παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίσταση που κυμαίνονται από 600 μέχρι και 1000 Ωm. Αυτό το στρώμα έχει πάχος 8-10 m περίπου, αν και στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης φτάνει και τα 15 m.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα, με χαμηλότερες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100 – 180 Ωm).

- Το τελευταίο γεωηλεκτρικό στρώμα, που βρίσκεται σε βάθη 25 30 m από την επιφάνεια, έχει ειδική ηλεκτρική αντίσταση 200 – 300 Ωm.
- Οι μικρές διαφορές που παρατηρούνται στο βάθος της πρώτης διεπιφάνειας των γεωηλεκτρικών σχηματισμών, μεταξύ των αποτελεσμάτων των ηλεκτρικών τομογραφιών που πραγματοποιήθηκαν τις δύο διαφορετικές περιόδους (Ιούλιο 2005 και Μάρτιο 2006) οφείλονται στις εποχικές διαφοροποιήσεις του υδροφόρου ορίζοντα.



Σχήμα 5.4: (a) Γεωηλεκτρική τομή Line1, με διεύθυνση Δυτικά προς ανατολικά (Ιούλιος του 2005). (b) Γεωηλεκτρική τομή Line1 (Μάρτιος του 2006). Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες ανάμεσα από τα τρία γεωηλεκτρικά στρώματα. (Αντιστροφή με περιορισμούς εξομάλυνσης).

5.3.1.2 Σεισμική γραμμή FGS1

Η σεισμική γραμμή FGS1 Αποτελείται από 3 αναπτύγματα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 175 m και έχει διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά, ενώ απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας (Σχήμα 5.5) παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα:

Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 650 έως 1000 m/s περίπου. Το πάχος του κυμαίνεται από 5 έως 9 m περίπου.

- Το ενδιάμεσο στρώμα, με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων από 1000 έως 2000 m/s περίπου, εντοπίζεται μέχρι τα 15 m στα δυτικά της γραμμής μελέτης, ενώ στα ανατολικά, εκτείνεται σε μεγαλύτερο βάθος (20 – 25 m).
- Το τρίτο στρώμα απαντάται στα δυτικά της γραμμής μελέτης σε βάθη μεγαλύτερα από 15 m, ενώ στα ανατολικά, σε βάθη μεγαλύτερα από 20 25 m από την επιφάνεια του εδάφους. Η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων στο στρώμα αυτό κυμαίνεται περίπου από 2000 έως 2700 m/s.



Σχήμα 5.5: Σεισμική τομή FGS1 με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των σεισμικών στρωμάτων.

5.3.1.3 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line1 και της σεισμικής τομής FGS1

Το δυτικό άκρο της σεισμικής γραμμής FGS1 συμπίπτει με το αντίστοιχο δυτικό άκρο της ηλεκτρικής γραμμής Line 1. Οι γραμμές αυτές ταυτίζονται μεταξύ τους και έχουν διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Στο σχήμα 5.6 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο τομογραφιών. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η σεισμική τομή, πάνω στην οποία τοποθετήθηκε η αντίστοιχη της ηλεκτρικής τομογραφίας, που πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2005, ως ημιδιαφανής εικόνα. Οι οριζόντιες διακεκομμένες τεθλασμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των γεωηλεκτρικών στρωμάτων.

Παρόλο που και οι δύο μέθοδοι εντοπίζουν 3 στρώματα, δεν παρατηρείται μεγάλη συμφωνία στα βάθη που απεικονίζονται. Το γεγονός αυτό οφείλεται στη διαφορετική ευαισθησία της κάθε γεωφυσικής μεθόδου στα διάφορα χαρακτηριστικά του υπεδάφους. Ειδικότερα, οι σεισμικές μέθοδοι είναι περισσότερο ευαίσθητες σε διαφοροποιήσεις της εδαφικής πυκνότητας (στρωματογραφία) σε σχέση με τις ηλεκτρικές μεθόδους, που είναι ευαίσθητες στην παρουσία υγρασίας, νερού ή/και υδροφορίας.

Συμπερασματικά, οι διαχωριστικές επιφάνειες και οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων παρέχουν πληροφορίες για το είδος των εδαφικών σχηματισμών. Αντίθετα, οι διαχωριστικές επιφάνειες που προέκυψαν από τις ηλεκτρικές μεθόδους οριοθετούν κυρίως τις διεπιφάνειες μεταξύ περιοχών με μεγάλη και μικρή περιεκτικότητα σε νερό, ενώ οι τιμές των ειδικών ηλεκτρικών αντιστάσεων παρέχουν ποιοτικές πληροφορίες για το πορώδες των πετρωμάτων ή/και την ποσότητα των ηλεκτρολυτών στο νερό.



Σχήμα 5.6: Υπέρθεση της σεισμικής τομής FGS1 και της γεωηλεκτρικής τομής Line1 (Ιούλιος του 2005). Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των γεωηλεκτρικών στρωμάτων.

Επομένως, η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό σεισμικό στρώμα αποδίδεται σε ακόρεστες επιφανειακές προσχώσεις. Λόγω των υψηλών ηλεκτρικών αντιστάσεων πιθανότατα στο στρώμα αυτό απαντώνται ασβεστολιθικά εγκλείσματα.
- Το ενδιάμεσο σεισμικό στρώμα αποδίδεται σε έντονα καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο. Τα πρώτα μέτρα του σχηματισμού αυτού θεωρούνται ακόρεστα σε νερό, ενώ βαθύτερα από τα 10 m περίπου, παρατηρούνται χαμηλότερες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις που σηματοδοτούν αύξηση της περιεκτικότητας σε νερό.
- Τέλος, το τρίτο στρώμα αποδίδεται σε συμπαγή μαργαϊκό ασβεστόλιθο. Τα πρώτα μέτρα του σχηματισμού πιθανόν να έχουν αυξημένο πορώδες και θεωρούνται κορεσμένα σε νερό, αντίθετα με το υπερκείμενό του. Βαθύτερα από τα 25 – 30 m, παρατηρούνται υψηλότερες ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις που αποδίδονται στην ελάττωση του πορώδους και επομένως και της περιεκτικότητας σε νερό.
- Τονίζεται ότι μέσα στο στρώμα του καρστικοποιημένου μαργαϊκού ασβεστολίθου (100–180 Ωm) παρατηρείται και μια πλευρική διαφοροποίηση στις τιμές της ειδικής αντίστασης που αποτελεί ένδειξη διαφορετικού βαθμού καρστικοποίησης.
- Δεν υπάρχουν ενδείξεις για υφάλμυρο υπόγειο νερό σε αυτήν την θέση, καθώς οι τιμές της ειδικής αντίστασης δεν δικαιολογούν κάτι τέτοιο.

5.3.1.4 Εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες στην γεωηλεκτρική τομή Line1 και την σεισμική τομή FGS1

Τα δεδομένα ηλεκτρικής και σεισμική τομογραφίας εισήχθηκαν στον αλγόριθμο αντιστροφής, που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανεξάρτητη αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων χωρίς τον περιορισμό στις βαθμίδες αλλά με την χρήση του περιορισμού εξομάλυνσης.

Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει είναι παρόμοια με αυτήν του σχήματος 5.4, όπου παρατηρούνται τρεις γεωηλεκτρικές ζώνες (Σχήμα 5.7a): η πρώτη με μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που ξεπερνούν τα 500 Ω, η δεύτερη με χαμηλότερες τιμές (150-200 Ω), ενώ η τρίτη ζώνη με τιμές κοντά στα 500 Ω. Μεγάλο

ενδιαφέρον παρουσιάζει η ενδιάμεση γεωηλεκτρική ζώνη, καθώς οι χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποτελούν ένδειξη έντονης καρστικοποίησης του κορεσμένου μαργαϊκού ασβεστόλιθου, που αναμένεται σε αυτά τα βάθη στην συγκεκριμένη περιοχή. Δεν πραγματοποιήθηκε σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων του εμπορικού λογισμικού πακέτου (Res2Dinv) και του αλγόριθμου που αναπτύχθηκε καθώς δεν αποτελεί αντικείμενο της διατριβής.

Στην αντίστοιχη σεισμική τομή (Σχήμα 5.8b) παρατηρούνται επίσης τρεις ζώνες σεισμικής ταχύτητας: επιφανειακή με μικρές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (500-800 m/s), η δεύτερη με μεγαλύτερες τιμές (1500 m/s), ενώ η τελευταία με ακόμα μεγαλύτερες σεισμικές ταχύτητες (2500 m/s).



Σχήμα 5.7: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 5 επαναλήψεις για την γραμμή μελέτης Linel & FGS1. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων.

Συγκρίνοντας με την αντίστοιχη γεωηλεκτρική τομή δεν παρατηρείται συμφωνία στα βάθη και πάχη των στρωμάτων. Το επιφανειακό στρώμα στην γεωηλεκτρική τομή

έχει σχεδόν σταθερό πάχος κοντά στα 15 m περίπου, με εξαίρεση το τέλος της γραμμής μελέτης όπου δεν υπάρχουν πραγματικά δεδομένα. Το αντίστοιχο σεισμικό στρώμα έχει πάχος 5 m περίπου στην αρχή της γραμμής μελέτης, ενώ το πάχος του αυξάνεται προς τα δυτικά, φτάνοντας τα 20 m περίπου. Το δεύτερο στρώμα επίσης παρουσιάζει διαφορές στο πάχος ανάμεσα στις δύο τομές.

Η συνδυαστική ερμηνεία των δύο τομών είναι αρκετά δύσκολη καθώς υπάρχουν σημαντικές διαφορές στα πάχη των στρωμάτων. Εφαρμόζοντας την συνδυασμένη αντιστροφή με περιορισμό στις βαθμίδες και χρησιμοποιώντας του βοηθητικό παράγοντα στάθμιση β (αλλά μηδενίζοντας την επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες αρχικά, και αυξάνοντας την επίδρασή του κατά 20% σε κάθε επανάληψη), επιτυγχάνεται μεγαλύτερη συμφωνίας ανάμεσα στην γεωηλεκτρική και σεισμική τομή (Σχήμα 5.8).

Το επιφανειακό στρώμα φαίνεται να έχει παρόμοιο πάχος στις δύο τομές (κοντά στα 10 m) κατά μήκος της γραμμής μελέτης. Το δεύτερο στρώμα επίσης έχει παρόμοιό πάχος στις δύο τομές, όπου η θέση της ζώνης χαμηλών τιμών της ειδικής αντίστασης ταυτίζεται με την θέση του στρώματος αυξημένων τιμών της σεισμικής ταχύτητας. Στο τρίτο στρώμα της σεισμικής τομής, παρατηρείται μείωση της ταχύτητας σε βάθος μεγαλύτερο των 25 m η οποία οφείλεται σε έλλειψη σεισμικών ακτίνων που διαδίδονται σε αυτό το βάθος.

5.3.2 Γεωηλεκτρική γραμμή Line6 και σεισμική γραμμή CAS2

Η γραμμή μελέτης Line6 (ηλεκτρικής τομογραφίας) και CAS1 (σεισμικής τομογραφίας) βρίσκεται παραλιακά σε απόσταση 25 m περίπου από την θάλασσα (Σχήμα 5.2) και σε απόλυτο υψόμετρο 4-5 m. Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν από βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά, όπου το βορειοδυτικό άκρο της σεισμικής γραμμής (πρώτη πηγή) συμπίπτει με το αντίστοιχο βορειοδυτικό άκρο της ηλεκτρικής γραμμής (πρώτο ηλεκτρόδιο). Η συλλογή των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφία πραγματοποιήθηκε με δύο διατάξεις (Wenner Schlumberger και διπόλου-διπόλου), χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α=4 m ανάμεσα τους (Σχήμα 5.9) ενώ το συνολικό μήκους της γραμμής μελέτης ήταν 104 m. Για την σεισμική τομογραφία,

χρησιμοποιήθηκαν πέντε πηγές σε ένα αναπτύγματα των 12 γεωφώνων, όπου ισαπόσταση των γεωφώνα ήταν 5 m. (Σχήμα 5.9).



Σχήμα 5.8: Αποτελέσματα σταθμισμένη συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 5 επαναλήψεις, για την γραμμή μελέτης Line1 & FGS1. Η επίδραση του περιορισμού στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων.



Σχήμα 5.9: Η γεωμετρία της γραμμής ηλεκτρικής (Line6) και σεισμικής (CAS2) τομογραφίας, και οι σχετικές θέσεις των ηλεκτροδίων, γεωφώνων και σεισμικών πηγών.

5.3.2.1 Εφαρμογή συνδυασμένης αντιστροφής διατάξεων στην γεωηλεκτρική γραμμή Line6

Η γραμμή μελέτης Line6 βρίσκεται πολύ κοντά στην θάλασσα, και σε απόλυτο υψόμετρο 4m περίπου. Γεωλογικά, παρατηρούνται μάργες επιφανειακά, που καλύπτουν τον μαργαϊκο ασβεστόλιθο (Σχήμα 5.2). Τα αποτελέσματα και των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.10, όπου παρατηρούνται γενικώς τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα που εκτείνεται κατά μήκος της γραμμής μελέτης, με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης να κυμαίνονται από 20 ως 70 Ωm περίπου. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της διάταξης Wenner-Schlumberger (Σχήμα 5.10a) το στρώμα αυτό είναι σχετικά ομοιογενές και το πάχος του δεν ξεπερνά τα 4 m. Στην διάταξη διπόλου διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.10b) το αντίστοιχο στρώμα εμφανίζει έντονη πλευρική ανομοιογένεια, ενώ το πάχος του φτάνει και τα 8 m κατά τόπους.
- Ένα δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα με πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<5 Ωm). Σύμφωνα με την διάταξη Wenner-Schlumberger το πάχος του ξεπερνά τα 16 m, ενώ τα αποτελέσματα της διάταξης διπόλου-διπόλου διαφέρουν καθώς το πάχος του φαίνεται να κυμαίνεται μεταξύ 5 m νοτιοανατολικό τμήμα της γραμμής και 10 m στο βορειοδυτικό.
- Τέλος, υπάρχει ένα γεωηλεκτρικό στρώμα που εντοπίζεται μόνο με την διάταξη διπόλου-διπόλου, όπου οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι ελαφρώς αυξημένες (10 – 50 Ωm). Το στρώμα αυτό βρίσκεται σε βάθος 16 m περίπου, στο βορειοδυτικό τμήμα της γραμμής, ενώ εντοπίζεται 4 m πιο ρηχά στο τέλος της.

Στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.10b), παρατηρείται πλευρική μεταβολή στις τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης στα πρώτα δύο γεωηελκτρικά στρώματα. Το μεγαλύτερο βάθος διείσδυσης της συγκεκριμένης διάταξης επιτρέπει τον εντοπισμό ενός τρίτου γεωηλεκτρικού στρώματος σε βάθος 16 m περίπου από την επιφάνεια, με ελαφρώς αυξημένες τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από τον συνδυασμό των δεδομένων των δύο διατάξεων (Σχήμα 5.10c), είναι περισσότερο επηρεασμένη από τα δεδομένα της διάταξης διπόλου-διπόλου όπως αναμενόταν. Παρατηρείται πλευρική μεταβολή στις τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο δεύτερο και τρίτο γεωηλεκτρικού στρώματος, που μπορεί να αποδοθεί σε διαφορετικό βαθμό καρστικοποίησης του μαργαϊκού ασβεστόλιθου. Οι πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, αποτελούν ένδειξη έντονης εισροής του θαλασσινού νερού στην ενδοχώρα από αυτήν την θέση.



Σχήμα 5.10: Γεωηλεκτρική τομή Line6, με διεύθυνση βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. (a) Διάταξη Wenner-Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1).

5.3.2.2 Σεισμική γραμμή CAS2

Η σεισμική γραμμή CAS2 βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, δυτικά του οικισμού Καλάμι, στην ίδια θέση με την ηλεκτρική γραμμή Line6, προκειμένου να είναι άμεση η σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων. (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 1 ανάπτυγμα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 55 m και έχει

διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα (Σχήμα 5.11):

- Ένα επιφανειακό στρώμα που εκτείνεται κατά μήκος της γραμμής, με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 500 έως 1000 m/s περίπου. Το πάχος του εκτιμάται στα 7 με 8 m.
- Κάτω από αυτό το επιφανειακό στρώμα, εντοπίζεται ένα δεύτερο με υψηλότερες τιμές της ταχύτητας διάδοσης των Ρ – κυμάτων που φτάνουν τα 1700 m/s περίπου.



Σχήμα 5.11: Σεισμική τομή CAS2 με διεύθυνση βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

5.3.2.3 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line6 και της σεισμικής τομής CAS2

Το βορειοδυτικό άκρο της σεισμικής τομής βρίσκεται 20 m περίπου από την αρχή της γεωηλεκτρικής τομής. Οι γραμμές αυτές ταυτίζονται και έχουν διεύθυνση βορειοδυτικά προς νοτιοανατολικά. Στο Σχήμα 5.12 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή που πραγματοποιήθηκε με τη διάταξη διπόλου-διπόλου, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια ανάμεσα από τα σεισμικά στρώματα.

Στη θέση αυτή της γεωφυσικής διασκόπησης, από τις γεωηλεκτρικές μεθόδους εντοπίζονται 3 στρώματα, ενώ από τις σεισμικές εντοπίζονται 2 στρώματα. Η

γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό στρώμα που εντοπίζεται στις δύο μεθόδους αποδίδεται σε μάργα που παρατηρείται και επιφανειακά. Η πλευρική διακριτική ικανότητα της διάταξης διπόλου-διπόλου επιτρέπει την καλύτερη απεικόνιση της έντονης ανομοιογένειας κυρίως σε βάθη 4 με 8 m.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα που χαρακτηρίζεται από τιμές μικρότερες των 5 Ωm, και ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων μεγαλύτερες των 1500 m/s, σε κορεσμένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο έντονα καρστικοποιημένο. Οι πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποτελούν ένδειξη της εισροής του υφάλμυρου νερού σε αυτό το βάθος.
- Τέλος, το τρίτο στρώμα εντοπίζεται μόνο με την ηλεκτρική τομογραφία, καθώς το βάθος του ξεπερνά το μέγιστο βάθος διασκόπησης της σεισμικής τομογραφίας. Το στρώμα αυτό εντοπίζεται πιο ρηχά στο νοτιοανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης, αποδίδεται επίσης σε κορεσμένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο, λιγότερα καρστικοποιημένο από το δεύτερο.



Σχήμα 5.12: Υπέρθεση της σεισμικής γραμμής CAS2, και της γεωηλεκτρικής τομής Line6 (διπόλουδιπόλου, αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή οριοθετεί τις διεπεφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

5.3.2.4 Εφαρμογή συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες στην γεωηλεκτρική τομή Line6 και σεισμική τομή CAS2

Τα δεδομένα ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας εισήχθηκαν στον αλγόριθμο αντιστροφής, που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Για την

ηλεκτρική τομογραφία επιλέχτηκαν τα δεδομένα που συλλέχθηκαν με την διάταξη Wenner-Schlumberger λόγω της καλύτερης ποιότητας των δεδομένων, αλλά και επειδή αναμένεται μεγαλύτερη συμφωνία των αποτελεσμάτων της συγκεκριμένης διάταξης με αυτά σεισμικής τομογραφίας (μεγαλύτερη ευαισθησία στην κατακόρυφη κατανομή των εδικών αντιστάσεων). Τονίζεται ότι μέρος των δεδομένων της ηλεκτρικής τομογραφίας, που αντιστοιχεί σε βάθη μεγαλύτερα των 12 m, δεν χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή για να υπάρχει κοινό μέγιστο βάθος διασκόπησης.

Αρχικά πραγματοποιήθηκε ανεξάρτητη αντιστροφή των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων χωρίς τον περιορισμό στις βαθμίδες αλλά με την χρήση του περιορισμού εξομάλυνσης. Στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει παρατηρούνται δύο γεωηλεκτρικές ζώνες (Σχήμα 5.13a): η πρώτη με σχετικά μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (20-50 Ω), ενώ δεύτερη με πολύ χαμηλές τιμές (< 8 Ω). Στην αντίστοιχη σεισμική τομή (Σχήμα 5.13b) παρατηρούνται τρεις ζώνες σεισμικής ταχύτητας: επιφανειακή με μικρές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (500-800 m/s), η δεύτερη με μεγαλύτερες τιμές (1500 m/s), ενώ η τελευταία με ακόμα μεγαλύτερες που φτάνουν τα 2500 m/s.

Παρατηρείται ότι υπάρχει μια σχετική συμφωνία στο πάχος του πρώτου στρώματος ανάμεσα στα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Η κυρία διαφορά ανάμεσα στις δύο τομές είναι η ύπαρξη μιας τρίτης ζώνης σεισμικής ταχύτητας στην αρχή και τέλος της γραμμής μελέτης. Τονίζεται ότι σε αυτές τις θέσεις δεν υπάρχουν δεδομένα ηλεκτρικής τομογραφίας σε βάθη μεγαλύτερα των 4 m.

Εφαρμόζοντας την συνδυασμένη αντιστροφή με περιορισμό στις βαθμίδες και χρησιμοποιώντας του βοηθητικό παράγοντα στάθμιση β (αλλά μηδενίζοντας την επίδραση του περιορισμό στις βαθμίδες αρχικά, και αυξάνοντας την επίδρασή του κατά 20% σε κάθε επανάληψη), επηρεάζει κυρίως την γεωηλεκτρική τομή (Σχήμα 5.14), καθώς εμφανίζεται μια τρίτη ζώνη με ελαφρώς αυξημένη τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης στα τελευταία 20 m της γραμμής μελέτης.
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ



Σχήμα 5.13: Αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων με περιορισμό εξομάλυνσης μετά από 5 επαναλήψεις για την γραμμή μελέτης Line6 & CAS2. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων, ενώ η λευκή τα όρια των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

Το επιφανειακό στρώμα φαίνεται να έχει το ίδιο πάχος και στις δύο τομές (4 m περίπου). Στο κέντρο της γραμμής μελέτης, οι πολύ μικρές τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<5 Ωm) αποτελούν ένδειξη έντονης καρστικοποιήσης, άρα και κορεσμό σε υφάλμυρο νερό, και σχετίζονται με σχετικά μικρές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (1500 m/s).

Ενδιαφέρουν παρουσιάζει η επίδραση της συνδυασμένης αντιστροφής πάνω στην γεωηλεκτρική τομή στην αρχή και τέλος της γραμμής μελέτης (βάθη μεγαλύτερα των 5 m) όπου δεν υπάρχουν ηλεκτρικά δεδομένα. Οι αυξημένες τιμές σεισμικής ταχύτητας σχετίζονται με μικρές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στην αρχή της γραμμής, ενώ αντίθετα αυτά σχετίζονται με μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο τέλος της γραμμής μελέτης. Οι δύο περιοχές αυτές πιθανότητα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ

σχετίζονται με διαφορετικό βαθμό καρστικοποιήσης μέσα στο μαργαϊκό ασβεστόλιθο.



Σχήμα 5.14: Αποτελέσματα σταθμισμένης συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες και χρήση του βοηθητικού παράγοντα απόσβεσης β, ηλεκτρικών (a) και σεισμικών (b) δεδομένων μετά από 5 επαναλήψεις, για την γραμμή μελέτης Line6 & CAS2. Η επίδραση του περιορισμού στις βαθμίδες μηδενίζεται αρχικά, και αυξάνεται σταδιακά κατά 20% σε κάθε επανάληψη. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων, ενώ η λευκή τα όρια των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

5.3.3 Γεωηλεκτρική γραμμή Line2

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line2 βρίσκεται μέσα στην πόλγη του χωριού Φαράγγι (Σχήμα 5.2), με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά, και πραγματοποιήθηκε τον Ιούλιο του 2006. Χρησιμοποιήθηκαν 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α=10 m ανάμεσα τους, ενώ το συνολικό μήκος της γραμμής μελέτης ήταν 260 m. Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με δύο διατάξεις: την διάταξη Wenner-Schlumberger και την διάταξη διπόλου-διπόλου.

Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.15, όπου παρατηρούνται γενικώς τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίσταση που κυμαίνεται από τα 10 μέχρι τα 25Ω m. Το πάχος του δεν ξεπερνά τα 15m ανατολικά της γραμμής μελέτης, ενώ φτάνει τα 20m στο κέντρο και στο τέλος της.
- Το δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα έχει τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που κυμαίνονται από 20 μέχρι 70 Ωm, και χαρακτηρίζεται από έντονη ανομοιογένεια, κυρίως σύμφωνα με τα αποτελέσματα της διάταξης διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.15b).
- Ένα τρίτο γεωηλεκτρικό στρώμα παρατηρείται κυρίως στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης. Βρίσκεται σε βάθος μεγαλύτερο των 15 m και βυθίζεται δυτικά φτάνοντας σε βάθη μεγαλύτερα από το μέγιστο βάθος της ηλεκτρικής τομογραφίας.

Η κύρια διαφορά ανάμεσα στις τρεις αυτές γεωηλεκτρικές τομές, παρατηρείται στο ενδιάμεσο γεωηλεκτρικό στρώμα, που δύσκολα διακρίνεται στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από τα δεδομένα της διάταξης δ.15a). Στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από τα δεδομένα της διάταξης διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.15b), παρατηρείται έντονη πλευρική μεταβολή στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, καθώς αυτές παρουσιάζουν αυξομειώσεις στο πρώτο και δεύτερο γεωηλεκτρικό στρώμα. Παρά την ένδειξη για ύπαρξη ενός ενδιάμεσου γεωηλεκτρικού στρώματος (20-50 Ωm) στα αποτελέσματα της διάταξης διπόλου-διπόλου συςωηλεκτρικού στρώματος, γίνονται πιο ευδιάκριτες στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει που συγκεκριμένου με το πρώτο και τρίτου γεωηλεκτρικού στρώματος, γίνονται πιο ευδιάκριτες στην γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από τα δεδομένα της διάταξης διπόλου-διπόλου-διπόλου.

Ο συνδυασμός των δύο διατάξεων τόνισε την ύπαρξη ενός ενδιάμεσου γεωηλεκτρικού στρώματος, που αποδίδεται σε καρστικοποιημένο γεωλογικό σχηματισμό. Αυτό οφείλεται στην μεγάλη ευαισθησία της διάταξης Wenner-

Schlumberger στις μεταβολές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης στον κατακόρυφο άξονα, και της διάταξης διπόλου-διπόλου στις πλευρικές μεταβολές της.



Σχήμα 5.15: Γεωηλεκτρική τομή Line2, με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. (a) Διάταξη Wenner-Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφής με την χρήση της νόρμας L1).

5.3.4 Γεωηλεκτρική γραμμή Line5

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line5 βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, δυτικά του οικισμού Καλάμι, σε απόσταση 20 m περίπου από την θάλασσα (Σχήμα 5.2). Η γραμμή βρίσκεται σε υψόμετρο μικρότερο από 1.5 m από το επίπεδο της θάλασσας, και διευθύνεται από δύση προς ανατολή. Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τις διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου, χρησιμοποιώντας 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α=9 m ανάμεσα τους, και συνολικό μήκος 234 m. Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.15, όπου παρατηρούνται γενικώς τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα πάχος 5 m περίπου, που εντοπίζεται κυρίως στο δυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης σε απόσταση 60-100 m περίπου από την αρχή της. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κυμαίνονται από 50 – 400 Ωm.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (< 20 Ωm). Το πάχος του στην αρχή της γραμμής είναι 15 m περίπου, φτάνει τα 15 m κεντρικά, ενώ στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης είναι κοντά στα 10 m περίπου.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, που εντοπίζεται κυρίως στο δυτικό και στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης. Οι τιμές της ειδικής αντίστασης είναι κοντά στα 350 Ωm στην διάταξη Wenner-Schlumberger, ενώ ξεπερνάνε τα 1000 Ωm στην διάταξη διπόλου-διπόλου. Τονίζεται ότι οι χαμηλές τιμές της ειδικής αντίστασης (40-80 Ωm) που διακόπτουν το στρώμα αυτό κεντρικά, είναι ένδειξη για την ύπαρξη μιας ζώνης ρηγμάτωσης, που παρατηρείται επιφανειακά στην αντίστοιχη θέση.

Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης Wenner-Schlumberger (Σχήμα 5.16a) παρουσιάζει μεγάλες διαφορές από αυτήν που προκύπτει από τα δεδομένα της διάταξης διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.16b). Οι διαφορές αυτές αφορούν κυρίως τις απόλυτες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του τρίτου γεωηλεκτρικού στρώματος (500 Ω για την διάταξη Wenner Schlumberger και >1500Ω για την διπόλου-διπόλου), αλλά και της θέσης του πιθανού ρήγματος.

Τα μεγάλα σφάλματα RMS στα αποτελέσματα της αντιστροφής των δεδομένων από τις δυο διατάξεις, πιθανόν να οφείλεται στην έντονη καρστικοποιήση. Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων από τις δύο διατάξεις (Σχήμα 5.16c), βοήθησε στο καλύτερο εντοπισμό της θέσης του ορατού ρήγματος. Παρά την έλλειψη γεωτρητικών στοιχείων, τα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής θεωρούνται πιο αξιόπιστα καθώς η θέση του ορατού ρήγματος συμφωνεί περισσότερο με αυτήν.



Σχήμα 5.16: Γεωηλεκτρική τομή Line5, με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων, ενώ η λευκή τονίζει την θέση του ορατού ρήγματος. (a) Διάταξη Wenner Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφής με την χρήση της νόρμας L1).

Επίσης, οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του τρίτου γεωηλεκτρικού στρώματος φαίνονται πιο ρεαλιστικές στα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής, καθώς ο δολομιτικός ασβεστόλιθος είναι έντονα καρστικοποιημένος και κορεσμένος σε αλμυρό νερό, με αποτέλεσμα να μειωθεί η τιμή της ειδικής του αντίστασης του κάτω από 10000hm.m.

5.3.5 Γεωηλεκτρική γραμμή Line11

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line11 βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του οικισμού Καλάμι, σε απόσταση 230m περίπου από την θάλασσα (Σχήμα 5.2). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν από βορρά προς νότο, Ενώ η

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ

συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τις διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου. Η γραμμή αποτελείται από δύο αναπτύγματα 27 ηλεκτροδίων με απόσταση α=8 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια. Τα δύο αναπτύγματα ενώθηκαν δίνοντας συνολικό μήκος 320 m. Τονίζεται η έλλειψη δεδομένων σε βάθος μεγαλύτερο των 20 m στο πρώτο ανάπτυγμα της διάταξης δίπολου-δίπολου.

Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.17, όπου παρατηρούνται γενικώς τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα πάχους μικρότερο των 4 m, αν και στο βόρειο τμήμα, από 90 μέχρι 130 m συγκεκριμένα, φτάνει τα 8 m. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του κυμαίνονται από 20 – 70 Ωm.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (< 20 Ωm). Το πάχος του εκτιμάται στα 10 m, αν και σε απόσταση 90 120 m από την αρχή της γραμμής μελέτης ξεπερνά τα 35 m.</p>
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100-200Ωm), που εντοπίζεται σε βάθος μεγαλύτερο των 16 m από την επιφάνεια του εδάφους. Το στρώμα αυτό διακόπτεται απότομα από μικρές τιμές της ειδικής αντίστασης σε απόσταση 90 – 120 m από την αρχή της γραμμής μελέτης σύμφωνα με την διάταξη Wenner-Sclumberger.

Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή δεδομένων της διάταξης Wenner Schlumberger (Σχήμα 5.17a) φαίνεται να συμφωνεί με αυτήν που προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.17b). Η κύρια διαφορά βρίσκεται στην περιοχή που λείπουν δεδομένα από την διάταξη διπόλου-διπόλου.

Παρά την έλλειψη δεδομένων, η συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων από τις δύο διατάξεις (Σχήμα 5.17c) αποκάλυψε μια πιθανή ζώνη ρηγμάτωσης στο βόρειο τμήμα της γραμμής μελέτης, σε απόσταση 90-150m από την αρχή της.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ



Σχήμα 5.17: Γεωηλεκτρική τομή Line11, με διεύθυνση βορρά προς νότο. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. (a) Διάταξη Wenner Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφής με την χρήση της νόρμας L1).

5.3.6 Γεωηλεκτρική γραμμή Line10

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line10 πραγματοποιήθηκε παραλιακά στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του οικισμού Καλάμι, κοντά στο ποτάμι Κοιλιάρη (Σχήμα 5.2). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν νοτιοανατολικά προς βορειοδυτικά, ενώ η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τις διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου. Η γραμμή αποτελείται από δύο αναπτύγματα 27 ηλεκτροδίων με απόσταση α=10 m ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια. Τα δύο αναπτύγματα ενώθηκαν δίνοντας συνολικό μήκος 400 m.

Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.18, όπου παρατηρούνται γενικώς δύο γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<10 Ωm). Το στρώμα αυτό εμφανίζεται επιφανειακά στα πρώτα 160m, κοντά στο ποτάμι, και πάχος που φτάνει και τα 20 m. Στην συνέχεια της γραμμής μελέτης εντοπίζεται σε βάθη 10-20 m. Σύμφωνα με την διάταξη Wenner-Schlumberger το στρώμα αυτό εμφανίζεται επιφανειακά στα τελευταία 100m της γραμμής μελέτης.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (30-70 Ωm), που εντοπίζεται κατά μήκος της γραμμής σε διαφορετικές θέσεις και βάθη. Εμφανίζεται και επιφανειακά σε απόσταση 170 – 250 m από την αρχή της γραμμής. Παρατηρείται πλευρική μετατόπιση στις θέσεις που εντοπίζεται το στρώμα αυτό ανάμεσα από τις δύο διατάξεις.



Σχήμα 5.18: Γεωηλεκτρική τομή Line10, με διεύθυνση νοτιοανατολικά προς βορειοδυτικά. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. (a) Διάταξη Wenner Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1).

Στην συγκεκριμένη περιοχή, καρστικοποιημένος μαργαϊκός ασβεστόλιθος αναμένεται κάτω από τις επιφανειακές αλλουβιακές και ποτάμιες προσχώσεις. Ο μαργαϊκος ασβεστόλιθος γίνεται ορατός και στην επιφάνεια από 200 m και μετά από την αρχή της γραμμής μελέτης. Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης Wenner Schlumberger (Σχήμα 5.18a) φαίνεται αρκετά διαφορετική από αυτήν που προκύπτει από τα δεδομένα διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.18b). Οι διαφορές αυτές αφορούν κυρίως τις θέσεις όπου οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης παρουσιάζουν αυξομειώσεις.

Παρατηρώντας την γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων από τις δύο διατάξεις (Σχήμα 5.18c), γίνεται πιο εύκολα αντιληπτό ότι οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κατά μήκος της τομής, ανήκουν σε έναν γεωλογικό σχηματισμό (μαργαϊκός ασβεστόλιθος), που διακόπτεται από καρστικές δομές (260-290 m από την αρχή της γραμμής μελέτης), ή ζώνες μικρότερης καρστικοποίησης (110-150m από την αρχή της γραμμής μελέτης).

5.3.7 Γεωηλεκτρική γραμμή Line7

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line7 βρίσκεται στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, βόρεια του οικισμού Στύλος (Σχήμα 5.2). Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν νότος προς βορράς, ενώ η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τις διατάξεις Wenner-Schlumberger και διπόλου-διπόλου. Η γραμμή αποτελείται από 27 ηλεκτροδίων με απόσταση α=7 m ανάμεσα από τους, ενώ το συνολικό της μήκος 182 m. Τονίζεται ότι η γραμμή line8 έγινε στο κέντρο της line 7 (67-119 m περίπου), με μικρότερη απόσταση ανάμεσα από τα ηλεκτρόδια (α=2 m), αλλά δεν κρίθηκε σκόπιμη η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της.

Τα αποτελέσματα των δύο διατάξεων, αλλά και την συνδυασμένη αντιστροφή τους φαίνονται στο Σχήμα 5.19, όπου παρατηρούνται γενικώς τέσσερα γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης κοντά στα 50 Ωm. Το στρώμα αυτό εμφανίζεται επιφανειακά μόνο στα πρώτα 40m της γραμμής μελέτης, και το πάχος του δεν ξεπερνά τα 6 m.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<40 Ωm), εντοπίζεται κυρίως στο νότιο τμήμα της γραμμής</p>

μελέτης μέχρι τα 100 m. Το πάχος του κυμαίνεται από 15 μέχρι 20 m, εκτός από το κέντρο της γραμμής όπου το πάχος του φαίνεται να ξεπερνά τα 30 m.

- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα που εμφανίζεται επιφανειακά μόνο στο βόρειο τμήμα της γραμμής μελέτης (110-18 m), με αρκετά ψηλές τις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<400 Ωm). Το πάχος του ξεπερνά το μέγιστο βάθος της ηλεκτρικής τομογραφίας σε αυτήν την θέση.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα που εμφανίζεται μόνο σε απόσταση 50–80m από την αρχή της γραμμής, και σε βάθος 10-15 m. Οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι κοντά στα 300 Ωm.

Η γεωηλεκτρική τομή που προκύπτει από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης Wenner Schlumberger (Σχήμα 5.19a) έχει αρκετή ομοιότητα με αυτήν των δεδομένων διπόλου-διπόλου (Σχήμα 5.19b). Παρόλα αυτά, η συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων από τις δύο διατάξεις δίνει διαφορετικά αποτελέσματα.

Η βασική διαφορά ανάμεσα από τα αποτελέσματα βρίσκεται στην ύπαρξη μιας πιθανής ζώνης ρηγμάτωσης (η οποία είναι ορατή επιφανειακά) στις πρώτες δυο γεωηλεκτρικές τομές, σε απόσταση 90-110m από την αρχή της γραμμής μελέτης. Η συγκεκριμένη ζώνη δεν παρατηρείται στην τρίτη γεωηλεκτρική τομή, που προκύπτει από τον συνδυασμό των διατάξεων, αντίθετα εντοπίζεται ένα γεωηλεκτρικό στρώμα αυξημένων τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στην αντίστοιχη θέση. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, η αξιολόγηση των τελικών γεωηλεκτρικών μοντέλων είναι αρκετά δύσκολη και απαιτείται περαιτέρω πληροφορία από γεωτρήσεις. ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΣΥΝΔΥΑΣΜΕΝΗΣ ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗΣ ΣΕ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ ΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΤΥΛΟΣ



Σχήμα 5.19: Γεωηλεκτρική τομή Line7, με διεύθυνση νότο προς βορρά. Η διακεκομμένη μαύρη οριοθετεί τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. (a) Διάταξη Wenner Schlumberger, (b) Διάταξη διπόλου-διπόλου, (c) Συνδυασμένη αντιστροφή των δύο διατάξεων (Αντιστροφής με την χρήση της νόρμας L1).

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Στο κεφάλαιο αυτό συνοψίζονται τα κύρια συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα διατριβή. Αυτά αφορούν κυρίως στην αποτελεσματικότητα των τεχνικών συνδυασμένης αντιστροφής, είτε πρόκειται για συνδυασμένη αντιστροφή διαφόρων διατάζεων ηλεκτρικής τομογραφίας, είτε για συνδυασμένη αντιστροφή σεισμικών και ηλεκτρικών δεδομένων. Επίσης, αναφέρονται τα κύρια συμπεράσματα για τους μηχανισμούς μεταφοράς του υφάλμυρου νερού στην περιοχή μελέτης. Στην συνέχεια αναφέρονται κάποιες προτάσεις για μελλοντική έρευνα, με στόχο την βελτίωση του αλγόριθμου και της τεχνικής της συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες.

6.1. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα γεωφυσικής διασκόπησης στην περιοχή Στύλος, με σκοπό την ανίχνευση και τον εντοπισμό της ζώνης ανάμειξης υφάλμυρου και γλυκού νερού, αλλά και την χαρτογράφηση των γεωλογικών συνθηκών που ευνοούν την διείσδυση του θαλασσινού νερού. Η γεωφυσική διασκόπηση περιελάμβανε την ηλεκτρική τομογραφία και την σεισμική τομογραφία πρώτων αφίξεων.

Η επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε αρχικά με συμβατικές μεθόδους, και στην συνέχεια χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο συνδυασμένης αντιστροφής που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής. Ο αλγόριθμος αυτός δοκιμάστηκε σε συνθετικά δεδομένα και στην συνέχεια εφαρμόστηκε σε επιλεγμένες γραμμές ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας. Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την επεξεργασία των δεδομένων και την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής έχουν ως εξής:

- Η αντιστροφή των δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας με την χρήση της νόρμας L1 (μέθοδος των επαναληπτικά σταθμισμένων ελάχιστων τετραγώνων) αποδείχτηκε ιδιαίτερα χρήσιμη και αποτελεσματική στην περιοχή μελέτης. Η συγκεκριμένη μέθοδος αντιστροφής έχει την δυνατότητα να απεικονίζει τις απότομες αλλαγές στις τιμές της εδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αυτό καθιστά την εφαρμογή της κατάλληλη σε καρστικοποιημένες περιοχές επιτρέποντας την καλύτερη απεικόνιση καρστικών δομών, χρησιμοποιώντας τον μέγιστο επιτρεπτό αριθμό δεδομένων.
- Η συνδυασμένη αντιστροφή διαφορετικών διατάξεων ηλεκτρικής τομογραφίας αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για την βέλτιστη απεικόνιση του υπεδάφους. Ειδικά σε περιοχές περίπλοκης γεωλογικής δομής, όπως είναι αυτή του Στύλου, ο συνδυασμός της μεγάλης κατακόρυφης διακριτικής ικανότητας της διάταξης Wenner-Schlumberger και της βελτιωμένης πλευρικής ικανότητας της διάταξης διπόλου-διπόλου, αποτέλεσε ισχυρό εργαλείο για την αξιόπιστη απεικόνιση του έντονα καρστικοποιημένου υπεδάφους.
- Η δοκιμή της συνδυασμένης αντιστροφής με περιορισμό στις βαθμίδες σε συνθετικά δεδομένα, ενίσχυσε την δομική ομοιότητα μεταξύ των αποτελεσμάτων

της ηλεκτρικής και σεισμικής τομογραφίας. Παρά την μικρή αύξηση στα τετραγωνικά σφάλματα (RMS), σε σύγκριση με αυτά της ανεξάρτητης αντιστροφής, οι τελικές τομές προσεγγίζουν καλύτερα το αρχικό μοντέλο.

- Τονίζεται ότι η πιθανή μη πληρότητα που μπορεί να παρουσιαστεί στα ηλεκτρικά ή σεισμικά δεδομένα, καταδικάζει το άλλο μοντέλο σε τεχνίτες ανωμαλίες κατά την διάρκεια της συνδυασμένης αντιστροφής. Η απόδοση κατάλληλων συντελεστών βάρους στα σεισμικά και ηλεκτρικά δεδομένα με στόχο την στάθμιση της συνδυασμένης αντιστροφής, είναι καθοριστική για την ποιότητα των αποτελεσμάτων
- Η αδυναμία της ανεξάρτητης σεισμικής αντιστροφής να προσεγγίσει ορθά μοντέλα με πλευρική ανομοιογένεια βελτιώθηκε με την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής. Τα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής έχουν σαφές προβάδισμα έναντι της ανεξάρτητης, καθώς τα όρια και οι διαστάσεις των δομών υπολογίζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια.
- Τα αποτελέσματα ανεξάρτητης αντιστροφής για τις γραμμές μελέτης Line1 FGS1 και Line6 CAS2, στην περιοχή Στύλος, είχαν μεγάλες διαφορές μεταξύ τους, καθιστώντας το στάδιο της ερμηνείας αρκετά δύσκολο εγχείρημα. Αντιθέτως, τα αποτελέσματα της συνδυασμένης αντιστροφής διευκόλυναν την ερμηνεία των ηλεκτρικών και σεισμικών δεδομένων, καθώς οι τελικές τομές είχαν περισσότερες γεωμετρικές (δομικές) ομοιότητες μεταξύ τους.
- Οι μεγάλες αβεβαιότητες και τα μεγάλα σφάλματα που προέκυψαν κατά την διαδικασία της ανεξάρτητης αντιστροφής σεισμικών και ηλεκτρικών δεδομένων, λόγω της ανομοιογένειας του υπεδάφους, αντιμετωπίστηκε χρησιμοποιώντας την συνδυασμένη αντιστροφή των δεδομένων. Η συνδυασμένη αντιστροφή έπαιξε καθοριστικό ρόλο στον περιορισμό των πιθανών λύσεων, δίνοντας πιο αξιόπιστα αποτελέσματα γεωφυσικής διασκόπησης. Παρά την έλλειψη γεωτρητικών στοιχείων για την επαλήθευση της γεωφυσικής διασκόπησης, τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής, θεωρούνται πιο αξιόπιστα καθώς προκύπτουν από το σύνολο των σεισμικών και ηλεκτρικών δεδομένων.

Ένας επιπρόσθετος στόχος της παρούσας διατριβής ήταν ο προσδιορισμός του μετώπου θαλασσινού/γλυκού νερού στην περιοχή Στύλος. Παρά την έλλειψη γεωτρητικών και υδρογεωλογικών στοιχειών που θεωρούνται απαραίτητα για μια

ολοκληρωμένη μελέτη του φαινόμενου της υφαλμύρινσης σε μια περιοχή, η γεωφυσική διασκόπηση στην περιοχή μελέτης οδήγησε σε ιδιαίτερα χρήσιμα συμπεράσματα.

- Το σύστημα ρηγμάτων διεύθυνσης BBA NNΔ, που βρίσκεται εντός της λεκάνης του Νεογενούς, θεωρείται υπεύθυνο για τον κύριο μηχανισμό μεταφοράς του υφάλμυρου νερού κοντά στην πόλγη.
- Επιβεβαιώθηκε η ύπαρξη ρήγματος στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης (βορειοανατολικά του Στύλου). Το συγκεκριμένο ρήγμα φαίνεται να είναι συνδεδεμένο με το σύστημα ρηγμάτων που αναφέρθηκε προηγουμένως, και πιθανότητα να λειτουργεί να ευνοεί την εισροή του θαλασσινού νερού στο κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης.
- Η απουσία γεωτρήσεων στην λεκάνη του ποταμού Κοιλιάρη έχει βοηθήσει στο να μην εισχωρεί το μέτωπο υφαλμύρινσης, και στο να κρατηθεί μια σχετική ισορροπία μεταξύ υφάλμυρου και γλυκού νερού. Η πραγματοποίηση γεωτρήσεων άντλησης στη συγκειμένη λεκάνη μπορεί να έχει καταστρεπτικές συνέπειες και κρίνεται επικίνδυνη και απαγορευτική.

6.2. ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η εφαρμογή των τεχνικών ταυτόχρονης συνδυασμένης αντιστροφής σε παράκτιες περιοχές έδωσε ενθαρρυντικά αποτελέσματα, ενισχύοντας την αξιοπιστία των τελικών γεωηλεκτρικών και σεισμικών τομών. Επιπλέον διευκολύνεται η διαδικασία της συνολικής ερμηνείας των αποτελεσμάτων της γεωφυσικής διασκόπησης. Ο αλγόριθμος που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της παρούσας διατριβής βρίσκεται σε αρχικό στάδιο και επιδέχεται πολλές βελτιώσεις, και σε καμία περίπτωση δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι ολοκληρώθηκε η έρευνα όσον αφορά στην εφαρμογή της συνδυασμένης αντιστροφής σε παράκτιες περιοχές. Πιο συγκεκριμένα:

Στην πρώτη φάση της υλοποίησής του, ο αλγόριθμος είναι αρκετά αργός. Η πιστή μετάφραση του κώδικα επίλυσης του σεισμικού ευθέως προβλήματος από περιβάλλον Fortran σε περιβάλλον Matlab, έχει ως αποτέλεσμα την αδυναμία εκμετάλλευσης των δυνατοτήτων που παρέχει το δεύτερο για ταχύτερους υπολογισμούς. Επίσης, δεν αξιοποιείται η δυνατότητα παράλληλων υπολογισμών σε διαφορετικούς επεξεργαστές (multi-processing). Η αλλαγή της αρχιτεκτονικής του αλγόριθμου με έμφαση στο μέρος της επίλυσης του σεισμικού ευθέως προβλήματος, μπορεί να επιφέρει σημαντική μείωση στον συνολικό χρόνο εκτέλεσης του αλγόριθμου.

Ένα βασικό πρόβλημα που αντιμετωπίστηκε κατά τη διάρκεια της δημιουργίας του αλγόριθμου συνδυασμένης αντιστροφής, είναι ο διαφορετικός τρόπος παραμετροποίησης που χρησιμοποιούν οι δύο αλγόριθμοι επίλυσης του ευθέως προβλήματος. Η επίλυση του ηλεκτρικού ευθέως προβλήματος βασίζεται σε πεπερασμένα στοιχεία δίνοντας τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για κάθε κελί, ενώ η επίλυση του σεισμικού ευθέως προβλήματος δίνει τιμές της σεισμικής ταχύτητας στους κόμβους. Η χρήση δύο αλγόριθμων επίλυσης του ευθέως προβλήματος με παρόμοιο τρόπο παραμετροποίησης ίσως βοηθήσει στην επίτευξη καλύτερων αποτελεσμάτων κατά την συνδυασμένη αντιστροφή.

Ο υπολογισμός των συντελεστών της αντιστροφής, όπως είναι ο βοηθητικός παράγοντας στάθμισης **β** και ο παράγοντας εξομάλυνσης **α**, απαιτούν περισσότερες δοκιμές. Στα πλαίσια της διατριβής οι συντελεστές **α** και **β** καθορίστηκαν μετά από

μια σειρά δοκιμών. Αξίζει να σημειωθεί ότι υπάρχει η δυνατότητα οι τιμές αυτές να καθοριστούν μέσω μιας εσωτερικής επαναληπτικής διαδικασίας.

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η αντιστροφή των δεδομένων με την χρήση της νόρμας L1 φαίνεται αρκετά αποτελεσματική, ειδικά σε καρστικοποιημένες περιοχές όπου το επίπεδο του θορύβου είναι αυξημένο, και αναμένονται απότομες αλλαγές στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης και της σεισμικής ταχύτητας. Η τεχνική αυτή έχει ήδη ενσωματωθεί στον αλγόριθμο συνδυασμένης αντιστροφής, αλλά η εφαρμογή της σε συνθετικά δεδομένα δεν απέφερε την αναμενόμενη επιτυχία. Αυτός είναι ο λόγος για τον οποίο δεν παρουσιάστηκαν τα αντίστοιχα αποτελέσματα στην παρούσα διατριβή. Επιπλέον, προτείνεται περεταίρω μελέτη του τρόπου εφαρμογής της συγκεκριμένης τεχνικής καθώς και η δοκιμή της σε περισσότερα συνθετικά δεδομένα προκειμένου ο αλγόριθμος να γίνει πιο αποτελεσματικός.

Θεωρείται σημαντική η εισαγωγή περιορισμών που βασίζονται στην εκ των προτέρων πληροφορία, εφόσον αυτή υπάρχει. Η πληροφορία αυτή μπορεί να προέρχεται από προϋπάρχοντα γεωλογικά δεδομένα από γεωτρήσεις, ή ακόμα και από άλλες γεωφυσικές μεθόδους. Αυτό μπορεί να επιτευχθεί εισάγοντας περιορισμό στις τιμές των αγνώστων της σεισμικής ταχύτητας ή / και της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, περιορίζοντας με αυτόν τον τρόπο τις πιθανές λύσεις, και δίνοντας πιο αξιόπιστα αποτελέσματα.

Προτείνεται επίσης η δοκιμή του αλγόριθμου σε περισσότερα συνθετικά και πραγματικά δεδομένα. Τα συνθετικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία ήταν απαλλαγμένα από θόρυβο. Για την καλύτερη προσομοίωση των πραγματικών συνθηκών, προτείνεται η εισαγωγή θορύβου. Επίσης τα πραγματικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από μια συγκεκριμένη περιοχή με περίπλοκη γεωλογική δομή, και είναι απαραίτητη η περαιτέρω επεξεργασία τους με την μέθοδο της συνδυασμένης αντιστροφής. Προτείνεται η δοκιμή του αλγόριθμου σε πραγματικά δεδομένα και από άλλες περιοχές μελέτης για μία πιο ολοκληρωμένη αξιολόγησή του.

Όσον αφορά στην περιοχή μελέτης, η έλλειψη γεωτρητικών στοιχείων, δυσκόλεψε την διαδικασία της ερμηνείας. Παρόλ' αυτά, εντοπίστηκαν περιοχές με ιδιαίτερο

υδρογεωλογικό ενδιαφέρον, κυρίως στην λεκάνη του ποταμού Κοιλιάρη. Η πραγματοποίηση μιας ερευνητικής γεώτρησης σε απόσταση 600m από την αρχή της γραμμής ηλεκτρικής τομογραφίας line4, θωρείται απαραίτητη για την επαλήθευση της γεωφυσικής πληροφορίας, και την καλύτερη κατανόηση της μορφής του μετώπου υφαλμύρινσης.

Προτείνεται η πραγματοποίηση περισσότερων γραμμών μελέτης, κυρίως στην λεκάνη του ποταμού Κοιλιάρη. Υπάρχει έλλειψη γεωφυσικών δεδομένων μεταξύ των γραμμών μελέτης ηλεκτρικής τομογραφίας line4 και Line11 (Σχήμα 5.2). Αυτό οφείλεται σε τεχνικές δυσκολίες λόγω του έντονου ανάγλυφου της συγκεκριμένης περιοχής, αλλά και του κεντρικού δρόμου που την διασχίζει. Για την λεπτομερή χαρτογράφηση του μετώπου υφάλμυρου/γλυκού νερού κρίνεται αναγκαία η πραγματοποίηση ηλεκτρικής και σεισμικής διασκόπησης στην συγκεκριμένη περιοχή.

Πρόσφατα δημοσιεύθηκε μία μελέτη η οποία αφορά στην υδρογεωλογία της περιοχής που βρίσκεται δυτικά της περιοχής μελέτης (Soupios *et al.* 2009). Η συγκεκριμένη μελέτη βασίστηκε σε ένα πυκνό δίκτυο ηλεκτρομαγνητικών διασκοπήσεων (TEM Transient Electromagnetic Method) για την δημιουργία ενός υδρογεωλογικού μοντέλου της περιοχής. Προτείνεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων της παρούσας διατριβής με αυτά της προαναφερθείσας μελέτης, καθώς οι δύο περιοχές είναι στενά συνδεδεμένες μεταξύ τους.

BIIBAIOITPADIA

ΔΙΕΘΝΗΣ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abdul Nassir S. S., and Loke M. H., Nawawi M. N., (2000). "Salt-water intrusion mapping by geoelectrical imaging surveys", Geophysical Prospecting, Vol. 48, pp 647-661.
- 2. Abramowitz, M., and Stegum, I., (1972), "Handbook of mathematical functions", Dover publications Inc.
- Aki, K., and Richards, P. G., (1980), "Quantitative Seismology", Freeman and Co., New York.
- Ackerman, N. L., and Chang, Y. Y., (1971) Salt water interface during ground-water pumping, Jour. Hydraulics Div. Amer Soc. Civil Engrs., v. 97, no. HY2, pp. 223-232.
- Albouy, Y., Andrieux, P., Rakotonondrasoa, G., Ritz, M., Descloitres, M., Join. JL., Rasolomanana E., (2001). "Mapping coastal aaquifers by joint inversion of DC and TEM soundings-three case histories", Groundwater, Vol. 39, pp 87-97.
- Andersen, A. H., and Kak, A. C., (1982), "Digital ray tracing in twodimensional refractive fields", J. Acoust. Soc. Am. 72, 1593–1606.
- 7. Aster, R. C., Borchers, B. and Thurber, C. (2003), "Parameter Estimation and Inverse Problems", Elsevier, Amsterdam.
- Athanasiou E.A., Tsourlos P.I., Papazachos C.B., Tsokas G.N., (2007), "Combined weighted inversion of electrical resistivity data arising from different array types", Journal of applied geophysics 62., pp 124 - 140.

- 9. Balia R., Gavaudo E., Ardau F., Ghiglieri G., 2003, "Geophysical approach to the environmental study of a coastal plaijn", Geophysics, Vol. 68, No. 5, pp 1446-1459.
- Barsky, A. B., and Beatty, C. J., (1983) "Local control of bias and tension in beta-splines", ACM SIGGRAPH Computer Graphics, v.17 n.3, p.193-218.
- Barsky, A. B., (1988) "Computer Graphics and Geometric modelling using Beta-Splines", Springer, New York.
- Basokur, A. T., Akca, I., and Siyam, N. A., (2007), "Hybrid genetic algoritms in the view of the evolution theories with application for the electrical sounding method", Geophysical Prospecting, v.55, pp.393-406.
- Beer J.H., Joubert S.J., Van Zijl J.S., (1981), "Resistivity studies of an Alluvial aquifer in the Omaruru Delta, southwest Africa/Namibia", Transaction of the Geological Society of South Africa, Volume 84. pp 115-122.
- Benett G. D., (1968), "Electric-analog studies of bring coning beneath freshwater wells in the Punjab region, West Pakistan", U. S. Geological survey water-supply pape, 1608-J, 31.
- Berge P.A., Berryman J.G., Bertete-Aguirre H., Bonner P., Roberts J., Wildenschild D., (2000), "Joint inversion of geophysical data for site characterization and restoration monitoring", LLNL rep. URCL-ID-128343. Proj. 55411, Lawrence Livermore Natl. Lab., Livermore, Clif.
- 16. Bernabini, M. M., and Cardarelli, E., (1997), "Variable damping factors in travel time tomography", J. Appl. Geophys., v.38, pp.131-141.
- 17. Bertoni, H. C., Felsen L. B., and Hessel, A., (1971) "Local Properties of radiation in lossy media", IEEE Trans, Ap-19, 226-238.
- Born, M., and Wolf, E., (1980), "Principles of Optics Electromagnetic Theory of Propagation, Interference, and Diffraction of light", Pergamon Press, Oxford.
- Burnett. D.S., (1989), "Finite element analysis", Addison-Wesley Publishing Co.
- 20. **Busilli, G., and Kanglin, Lu,** (2001), "Groundwater contamination with multichannel electrical and electromagnetic methods", Journal of Applied Geophysics, Volume 48, Issue1, pp 11-23.
- Cerveney, V. and Ravidra R., (1971), "Theory of seismic head waves", Toronto: University of Toronto Press.

- 22. Cerveney V. and Soares E. P., (1992), "Fresnel volume ray tracing", Geophysics, 57, 7, pp 902 915.
- Claerbout, J, F., and Muir, F., (1973), "Robust Modeling with Erratic Data", Geophysics, 38, pp. 826 - 844.
- 24. Constable, S, C., Parker, R. L., and Constable C. G., (1987), "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data", Geophysics, 52, pp. 289 300.
- 25. Coggon, J, H., (1971), "Electromagnetic and electrical modeling by the finite element method", Geophysics, 36, pp 132 155.
- Cook, K, L., and Van Nostrand, R, G., (1951), "Interpretation of Resistivity Data over Filled Sinks", Geophysics, 19, pp 761 – 790.
- Cooper, H. Jr., (1959), "A hypothesis concerning the dynamic balance of freshwater and saltwater in a coastal aquifer", Journal of geophysical Research, v. 64, no. 4, pp 461-467.
- Danielsen, J. E., Auken, E., Jorgensen, F., Sondergaard, V. H., Sorensen, K. L., (2003), "The application of the transient electromagnetic method in hydrogeophysical surveys", Journal of Applied Geophysics, 53, pp 181-198.
- 29. **Dagan, G., and Beer, J.,** (1968), "Solving the problem of local interface upconing in a coastal aquifer by the method of small perturbations", Jour. Hyrd. Research, v. 6, pp 15-44.
- de la Vega M., Osella A., Lascano E., (2003), "Joint inversion of Wenner and dipole-dipole data to study a gasoline-contaminated soil", Journal of applied geophysics 54, pp 97 – 109.
- deGroot-Hedlin, C., and Constable S, (1990), "Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric", Geophysics, 55, pp. 1613 – 1624.
- Debski, W., (1997), "The probabilistic formulation of the inverse theory with application to the selected seismological problems", Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Soc., Vol. B-19, pp. 1-173.
- Debski, W., (2004), "Application of Monte Carlo techniques for solving selected seismological inverse problems", Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Soc., Vol. B-34, pp. 1-207.

- 34. Dey A. and Morrison H.F., (1979a), "Resisitivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional shaped structures", Geophysics Prospecting, 27, pp 1020-1036.
- 35. Dey A. and Morrison H.F., (1979a), "Resisitivity modeling for arbitrary shaped two-dimensional shaped structures", Geophysics Prospecting, 27, pp 1020-1036.
- 36. Dey A. and Morrison H.F., (1979b), "Resisitivity modeling for arbitrary shaped three-dimensional shaped structures", Geophysics, 44, pp 753-780.
- Dobroka M., Gyulai A., Ormos T., Csokas J. and Dresen L., (1991), "Joint inversion of seismic and geoelectric data recorded in an underground coal mine", Geophysical prospecting, 39, pp 643-665.
- Fletcher, R and Reeves, C. M., (1964), "Function minimization by conjugate gradient", Computer Journal, 7, 81-84.
- 39. Fisher, P., and Lee J. M., (1993), "Shortest path ray tracing with sparse graphs", Geophysics, 58, 987-996.
- 40. Fregoso-Becerra, E., and Gallardo, L.A., (2007), "Cross-Gradient joint 3D inversion of Geophysical Data with Applications to Gravity and Magnetics", EGM 2007 International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag methods: a new perspective for exploration, Italy.
- Friedel, S., (2003), "Resolution Stability and Efficiency of Resistivity Tomography Estimated from a Generalized Inverse Approach", Geophys. J. Int., 153, 305-316.
- 42. **Furness, P.,** (1992), "Can Integral equation for the geoelectric response of thin resistive bodies", Geophysical Prospecting, 40, 701-720.
- Gallardo L.A. and Meju M.A., (2003), "Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data", Geophys. Res. Lett., 30(13), 1658.
- Gallardo L.A. and Meju M.A., (2004), "Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constrains", Journal of geophysical research, 109, B03311.
- 45. Gallardo L.A. and Meju M.A., (2007), "Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltime data for structural and lithological classification", Geophys. J. Int, 169, pp. 1261-1272.
- 46. Garabedian, P, R., (1964) "Partial Deferential equations, New York, Wiley.

- 47. Glover, R. E., (1964), "Groundwater movement", Eng. Monograph No. 31.U.S. Bureau of Reclamation, Denver, Colorado.
- Goldstein, H., 1950, "Classical Mechanics", Addison-Wesley, Reading, Massachusetts, pp. 231, 312.
- Gnanasundar D., and Elango L., 1999, "Groundwater quality assessment of a coastal aquifer using geoelectrical techniques", Journal of Environmental Hydrology, Vol. 7, No. 17, pp. 3411 - 3419.
- 50. Haber E. and Oldenburg D., (1997), "Joint inversion: a structural approach", Inverse problems, 13, pp 63-77.
- 51. **Haeni F.P.**, 1986, "Application of seismic refraction methods in groundwater modeling studies in New England", Geophysics, Volume 51, No. 2, pp 236-249.
- Haxhiu P., Uci A., 1994, "The determination of unpolluted underground water bounds in the Lushnja (Albania) seaside region", Publication of the academy of Finland, Vol. 4, pp. 119-124.
- 53. **Haubolt R. G.,** (1975), "Approximation for steady interface beneath a well pumping fresh water overlying saltwater", Ground water, v.1 3, pp 254-259.
- 54. Hearn D.J., and Krebes E.S., (1990). "On computing ray-synthetic seismograms for anelastic media using complex rays", Geophysics 55, 422-432.
- Hering A., Misiek R., Gyulai A., Ormos T., Dobroka M., Dersen L., (1995), "A joint inversion algorithm to process geoelectrical and surface wave seismic data", Geophys. Prospect., 43, pp.135 - 156.
- Hestenes, M. R., Stiefel, L. E., (1952). "Methods of Conjugate Gradients for solving linear systems". Journal of Research of the National Bureau of Standards 49 (6).
- 57. Hole J. A., (1992), "Non-linear high-resolution three-dimensional travel time tomography", J. Geophys. Res., 97, 6553-6562.
- Hubbert, M. K., (1940), "The theory of ground-water motion", Journal of Geology, v. 48, no. 8, pp. 785 -944.
- 59. Huber, A, (1981). "Robust Statistics", john Wiley & Sons, New York.
- Imhof A. L., Guell A. E., Villagra S. M., 2001, "Resistivity sounding method applied to saline horizons' determination in Colonia Lloveras-San Juan Province-Argentina", Brazilian Journal of Geophysics, Vol.19 (3).
- 61. Inman, J. R., Ryo, J., and Ward, S, H., (1973), "Resistivity Inversion", Geophysics, 38, pp.1088 1108.

- 62. Jarvis K. D., and Knight R. J., 2002, "Aquifer heterogeneity from SH-wave seismic impedance inversion", Geophysics, Vol. 67, No. 5, pp. 1548-1557.
- Julian B. R., and Gubbins, D., (1977), "Three dimensional ray tracing", J. Geophys., 43, pp95 113.
- 64. Jupp D.L.B and Vozoff K., (1977), "Resolving anisotropy in layered media by joint inversion", Geophys. Prospect., 25, pp460 470.
- 65. Kafri, U., and Goldman, M., (2005), "The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity", Journal of Applied Geophysics, 57, pp 167-178.
- 66. Keller, J. V., and Frischknecht. F. C., (1966), "Electrical methods in geophysical prospecting", Pergamon press, New York, NY.
- 67. Kim, J., Yi, M., Cho, C., (2007), "Joint Inversion of DC Resistivity and Travel Time Tomography Data Based on Multiple Constraints", the 9th Workshop on Subsurface Electromagnetic Measurements. Kist, Korea.
- Kim, Y., and Woo, H., (1987), "A prototype system and reconstruction algorithms fpr electrical impedance technique in medical body imaging", Clin. Phys. Physiol. Meas., 8 (Suppl. A), pp. 63-70.
- 69. **Kirsh, A**, (1966). "An Introduction to the Mathematical Theory of Inverse Problems", Basel, Springer.
- Kozlovskaya, E., (2001), "Theory and application of joint interpretation of multimethod geophysical data", Ph.D. dissertation, University of Oulu, Oulu, Finland.
- 71. **Kravstov, Yu. A., and Orlov Yu. I.,** (1979), "On the validity conditions of the geometrical optic method, in recent problems of propagation and scattering of waves", Q IRE Acad. Sci.USSR, Moscow (in Russian).
- 72. Kravstov, Yu. A., and Orlov Yu. I., (1980), "Geometrical optics in of inhomogeneous media", Nauka, Moscow (in Russian).
- Krebes E. S., and Slawinski M.A., (1991). "On raytracing in an elasticanelastic medium", Bulletin of the Seismological Society of America 81, 667-686.
- 74. Kuras, O., Meldrum, P. I., Oglivey, R. D., Gisbert, J., Joretto, S., and Sanchez Martos, F., (2005), "Imaging sea water intrusion in coastal aquifers with electrical resistivity tomography: initial results from the lower Andarax

delta, SE Spain", In Proceedings, 11th Annual Meeting EAGE-Near-Surface Geophysics Conference, Palermo, Sicily, Italy.

- 75. Kuzmic, P., Hill, P., and Janc, W., (2004), "Practical robust fit of enzyme inhibition data", Methods in Enzymology,V383, pp.366-381.
- 76. LaBrecque, D. J., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A., and owne, E, (1996),
 "The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data",
 Geophysics, 61, 538-548.
- 77. Lanczos, C., (1960), "Linear Differential operators", D, Van Nostrand Company Ltd.
- Langan, R., Lerche, I., and Cutler, R., (1985), "Tracing rays through heterogeneous media: an accurate and efficient procedure", Geophysics, 50, pp1456 - 1466.
- Lashkaripour G. R., 2003, "An investigation of groundwater condition by geoelectrical resistivity method: A case study in Korin aquifer, southeast Iran". Journal of Spatial Hydrology, Vol. 3, No.1, Fall 2003.
- Lee. T., (1975), "An integral equation and its solution for some two and three dimensional problems in resistivity and induced polarization", Geoph. J, Ray. Astr. Soc., 45, 1-95.
- 81. Levenberg, (1944), "A Method for the Solution of Certain Problems in Least-Squares", Quart. Appl. Mth. 2, 164-168.
- Li, X., and Ulrich, T. J., (1993), "Traveltime computation in discrete heterogeneous layered media", J. Seism Explor, 2, pp 305-318.
- Linde, N., Tryggvason, A., Pederson, I. b., and Hubbard, S., (2008), "Joint inversion of crosshole Radar and seismic traveltimes acquired at the South Oyster Bacterial Trasport Site", Geophysics, Vol. 73, No.4, pp. G29-G37.
- Lines L.R., and Treitel S., (1984), "Tutorial. A Review of Least-Squares Inversion and its Application to Geophysical problems", Geophysical Prospecting, 32, pp 159-186.
- 85. Lines L.R., Schultz A.T., Treitel S., (1988), "Cooperative inversion of geophysical data", Geophysics, 53, pp 8-20.
- Loke, M. H., and Parker, R. D., (1995), "Least-Squares Deconvolution of Apparent Resistivity Pseudosections", Geophysics, 60, 6, pp 1682-1690.

- Loke, M. H., and Parker, R. D., (1996b), "Practical Techniques for 3F Resistivity Surveys and Data Inversion", Geophysical Prospecting, 44, pp. 499-523.
- 88. Loke M. H., (2002), "2-D and 3-D electrical imaging surveys", tutorial.
- Lusczynski, N. J., 1(961), "Head and flow of ground water of variable density", Journal of Geophysical Research, 66(12) 4247 - 4256.
- 90. Maier D., Maurer H.R., Green A.G., (1995), "Joint inversion of related data sets: DC-resistivity and transient electromagnetic soundings", 1st Ann. Symp. Eniron. Engin, Geophys. Soc. (European Section), Exp abst., pp 461 - 464.
- 91. **Marquardt, D.,** (1963), "An Algorithm for Least-Squares Estimation of Nonlinear Parameters", SIAM J. Appl. Math. 11, pp.431-441.
- 92. **Marquardt, D.**, (1970), "Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation, and nonlinear estimation", Technometrics, 12, pp.591-612.
- 93. Matsouka, T., and Ezaka, T., (1992), "Ray tracing using reciprocity", Geophysics, 57, pp 326 333.
- 94. McGillivray P., and Oldenburg D., (1990), "Methods for calculating Frecht Derivatives and Sensitivities for the Non-Linear Inverse Problem: A comparative study", Geophysical Prospecting, 38, pp 499 - 524.
- 95. **Meju M. A.**, (1992), "An Effective Ridge Regression procedure for Resistivity Data Inversion", Computer & Geosciences, 18, 99-118.
- 96. Meju M. A., (1994), "Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice", Course Notes series Volume 6, Society of Exploration Geophysics, United States of America.
- Meju M. A., Gallardo L. A., Mohamed A. K., (2003), "Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous nearsurface materials", Geophysical research letters 30(7), 1373.
- 98. Mela K., 1997, "Viability of using seismic data to predict hydrogeological parameters", Presented at SAGEEP, Reno/Sparks, Nevada.
- 99. Menke W., (1989), "Geophysical data analysis: Discrete inverse theory", Academic Press, New York.
- 100. Misiek R., Liebig A., Gyulai A., Ormos T., Dobroka M., Dresen L., (1997),
 "A joint inversion algorithm to process geoelectrical and surface wave seismic data. Part II", Geophysical Prospecting, 45, pp65 85.

- 101. Mosegaard, K, and Tarantola, A., (2002), "International Handbook of Earthquake Engineering seismology", Chapter Probabilistic Approach to Inverse problems, Academic Press, pp. 237-265.
- 102. Moser, T, J., (1989), "Efficient seismic ray tracing using graph theory", expanded abstracts of the 59th SEG meeting, Dallas, 1106-1108.
- 103. Moser, T, J., (1991), "Shortest path calculation of seismic rays", Geophysics, 56, 59-67.
- 104. **Mufti. L.,** (1976), "Finite-difference resistivity modeling for arbitrarily shaped two dimensional structures", Geophysics, 41, pp 62-78.
- 105. Murai, T., and Kagawa, Y., (1985), "Electrical impedance computed tonography based on a finite element model", IEEE Trans. Biom. Eng., 32, pp. 177-184.
- 106. Musil M., Maurer H. R., Green A. G., (2002), "Discrete tomography and joint inversion for loosely connected or unconnected physical properties: application to crosshole seismic and georadar data sets", Geophysics, 158, pp 389-402.
- 107. Nadris, E., Cardarelli, E., Dobroka, M., (2005), "Quasi-2D hybrid inversion of seismic and geoelectric data", Geophysical Prospecting, vol.53, pp.705-716.
- 108. Nath, S. K., and Shadid, S., (1999) "Joint application of seismic refraction and vertical electrical sounding for the delineation of shallow aquifers", Current Science, Vol. 77, No. 12, 1612-1623.
- 109. Newman W, M., and Sproull, R. F., (1981) "Principles of interactive computer graphics", McGraw-Hill, New York.
- 110. Nielsen, L., Jorgensen, N, O., and Gelting, P., (2007) "Mapping of the freshwater lens in a coastal aquifer on the Keta Barrier (Ghana) by transient electromagnetic soundings", Journal of Applied Geophysivs, Vol. 62, 1-15.
- 111. Oglivy, R. D., Kuras, O., Meldrum, P. I., Wilkinson, P. B., Chambers, J, E., Sen, M., Tsourlos, P., (2009), "Monitoring Saline Intrusion of a Coastal Aquifer with Automated Electrical Resistivity Tomography", In Proceedings, 15th Annual Meeting EAGE-Near-Surface Geophysics Conference, Dublin, Ireland.
- 112. **Okabe, M.,** (1981) "Boundary element method for the arbitrary inhomogeneous problem in electric prospecting", Geophysical prospecting, 29, 29-59.

- 113. **O'leary, P. D.,** (1990) "Robust regression computation using iteratively reweighted least squares", Siam j. on matrix analysis and applications, V.11, issue 3, pp.466-480.
- 114. Park, S. K., and Van, G. P., (1991) "Inversion of Pole-Pole data for 3-D Resistivity structures Beneath Arrays of Electrodes", Geophysics, 43, pp.1148-1162.
- 115. Perez-Flores, M. A., Mndez-Delgado S., Gomez-Trevino E., (2001) "Imaging low - frequency and DC electromagnetic fields using a simple linear approximation", Geophysics, 66, pp.1067-1081.
- 116. Pereyra, V., Lee, W. H., and Keller H. B., (1980) "Solving two point seismic tracing problems in heterogeneous medium, Part I, A general Adaptive finite difference method", Bull. Seism. Soc. Am., 78, 79-99.
- 117. Pinheiro, P. A. T., Loh, W. W., and Cickin, F. J., (1997) "Smoothness-Constrained Inversion for Two-Dimensional Electrical Resistance Tomography", Meas. Sci. Technol., 8, pp.293-302.
- 118. Podvin, P., and Lecomte, I., (1991) "Using differential waveform data to retrieve local S-velocity structure or path-averaged S-velocity gradients", J. Geoph.ys. Res., 100, 24061-20478.
- 119. Prakash D., Kumar K.V., Tata S.N., 1980, "Geophysical studies for ground water exploration in Deccan Traps", Annual Convention and seminar on Exploration Geophysics, pp. 25-26.
- 120. Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W.T., and Flannerry, B. P., (1992) "Numerical Recipes in C: the art of scientific computing", Second Edition, Cambridge University Press.
- 121. Prothero, W. S., Taylor, W. J., and Eickemeyer, J. A., (1988), "A fast, twopoint, three-dimensional ray tracing algorithm using a simple step search method", Bull. Seism. Soc. Am., 78, 1190-1198.
- 122. Raiche A.P., Jupp D. L.P., Rutters H., Vozof K., (1985), "The joint use of coincident loop transit electromagnetic and Schlumberger sounding to resolve layered structures", Geophysics, 50, pp 1618-1627.
- 123. Ramirez, A. L., Niato, J. J., Hanley, W. G., Aines, R., Glaster, R. E., Sengupta, S. K., Dyer, K. M., Hickling, T. L., and Daily, W. D (2005) "Stochastic inversion of electrical resistivity changes using a Markov Chain

Monte Carlo approach", Journal of geophysical Research, Vol 110.Numb B2, pp. B02101.

- 124. Robert, P. C., and Casella, G., (1999), "Monte Carlo statistical methods", Springer, Berlin.
- 125. Roy, I. G., (1999), "an efficient non-linear least-squares 1D inversion scheme for resistivity and IP sounding data", Geophys. Prospect., V47, pp. 527-550.
- 126. **Qinzhong, M.,** (2002), "The boundary element method for 3D DC Resistivity Modelling in Layered Earth", Geophysics, 67, 610-617.
- 127. Saito, H., (1989), "Traveltimes and ray paths of first arrival seismic waves", Expanded abstract of the 59th SEG Meeting, Dallas, pp 244-247.
- 128. Sandberg A.K, (1993), "Examples of resolution improvements in geoelectrical soundings applied to groundwater investigations", Geophys. Prospect, 41, pp 207-227.
- Sasaki, Y., (1982), "Automatic inversion of induced polarization data over 2-D structures", Memoirs of the Faculty of Engineering, Kyushu University, 42, pp. 59-74.
- Sasaki, Y., (1989), "Two-Dimensional Joint Inversion of Magnetotelluric abd Dipole-Dipole Resistivity Data", Geophysics, 54, pp. 254-262.
- 131. Sasaki, Y., (1992), "Resolution of Resistivity Tomography Inferred from numerical Simulation", Geophysical prospecting, 40, pp. 453-464.
- 132. Scales, J. A., and Gersztenkorn, A., (1988), "Robust Methods in Inverse Theory", Inverse Problesm, 4, 1071-1091.
- 133. Scales, J. A., and Snieder, R., (2001), "Introductory Geophysical Inverse Theory", Samizdat Press.
- 134. Shmutz M., Albouy Y., Guerin R., Maquaire O., Vassal J., Schott J.J., Descloitres M., (2000), "Joint electrical and time domain electromagnetism (TDEM) data inversion applied to the super sauze earthflow (France)", Surveys Geophys., 21, pp 371-390.
- 135. Singh C.L., and Yadav G.S., (1982), "Geoelectrical soundings for the study of suitable aquifers in the Gangetic alluvium of Allahabad region", Proceeding of the Indian academy of Science, vol.91, No.1, pp. 21-28.
- 136. Singh U. K., Das R. K., Hodlur G. K., (2004), "Significance of Dar-Zarrouk parameters in the exploration of quality affected coastal aquifer systems", Environmental Geology, Vol. 45, No 5, pp. 697-702.

- 137. Smith, N., and Vozoff, K., (1984), "Two-dimensional DC resistivity inversion for dipole-dipole data", IEEE Trans. Geosc., 22, (1), pp. 21-28.
- 138. Soupios, M. P., Papazaxoz, C. P., Johlin, C., and Tsokas G, N (2001), "Nonlinear Three-Dimensional Traveltime Inversion of Crosshole Data with an Application in the Area of Middle Urals", Geophysics, 66, 627-636.
- Soupios, P., Kalisperi, D., Kanta, A., Kouli, M., Barsukov, P., Vallianatos, F., (2009), "Coastal aquifer assessment based on geological and geophysical survey, northernwestern Crete, Greece", Environmental Earth Sciences, Volume 59, pp.
- 140. **Spitzer, K.** (1998), "The Three-Dimensional DC Sensitivity for surface and subsurface Sources", Geophys. J. Int., 134, pp.736-746.
- 141. Strang, G. (1998), "Introduction to Linear Algebra", Wellesly-Cambridge Press.
- Stummer P., Maurer H., Green A., (2004), "Experimental design. Electrical resistivity data sets that provide optimum subsurface information", Geophysics, 69 (1), pp 120 139.
- 143. Tarantola A., (1987), "Inverse Problem Theory", Elsevier Sci., New York.
- 144. Telford, W., Geldart, L., Sherrif, R., and Keys, D., (1991), "Applied Geophysics", Cambridge university press.
- Tikhonov A. N., and Arsenin V. Y., (1977), "Solutions of ill-Posed problems", John Wiley, Hoboken, N. J.
- 146. Tikhonov, A. N., Goncharsky, A. V., Stepanov, V. V., and Yagola, A. G., (1990), "Numerical Methods for Solving Ill-Posed Problems", Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- 147. Tikhonov, A. N., Leonov, A. S., and Yagola, A. G., (1998), "Non-Linear Illposed Problems", Chapman and Hall, London, UK.
- 148. Tillman A., and Stocker T., (2000), "A new approach for the joint inversion of seismic and geoelectric data", paper presented at 63th EAGE Conference and Technical Exhibition, Eur. Assoc. of Geosci. and Eng., Amsterdam.
- 149. Thurber, C, H., and Ellsworth, W. L., (1980), "Rapid solution of ray tracing problems in heterogeneous media", Bull. Seism, Soc. Am., 70, pp. 1137 – 1148.
- 150. Tsourlos. P., (1995), "Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Survey Data), PHD Thesis, University of York.

- 151. **Tsourlos., Szymanski., Tsokas.,** (1998), "A smoothness constrained algorithm for the fast 2-D inversion of DC resistivity and induced polarization data", Journal of the Balkan geophysical society, Vol.1. No1.S.
- 152. Tsourlos, P., and Ogilvey, R., (1999), "An algorithm for the 3-D inversion of Tomographic Resistivity and Induced Polarization Data: Preliminary Results", Journal of the Balkan geophysical society, 2, 2, 30-45.
- 153. **Twomy S.**, (1977), "An introduction to the mathematics of inversion in Remote Sensing and Indirect Measurements", Elsevier Sc New York.
- 154. Um, J., and Thurber, C. H., (1987), "A fast algorithm for two points seismic ray tracing", Bull. Seism, Soc. Am., 77, pp. 972 – 986.
- 155. Vesnaver, A., (1994), "Towards the uniqueness of tomographic inversion solutions", Journal of Seismic Exploration, 3, 323-334.
- Vidal, R., (1988), "Finite-difference calculation of travel time", Bull. Seismol. Soc. Am., 78, 2062-2076.
- 157. Vidal, R., (1990), "Finite-difference calculation of travel time in 3D", Geophysics, 55, 521-526.
- 158. Vozof. K and Jupp D.L.B., (1975), "Joint inversion of geophysical data", Geophysics. J. R. astr., 42, pp. 977-991.
- 159. Zienkiewicz. O.C., and Taylor. R.L., (1989), "The finite element method", 4th ed., Vol. 1, Basic formulation and linear problems. McGraw-HILL.
- Wang, F. C., (1965), "Approximate theory for skimming well formulation in the Idus plain of West Pakistan", journal of Geophysical Research, v. 70, pp. 5055-5063.
- 161. Ward S., (1989), Resistivity and induced polarization methods: in investigations in geophysics no 5. in: Ward, S. (Ed), Geotechnical and environmental geophysics, vol. I. SEG, Tulsa, pp. 147 – 189.
- Wesson, R., (1971), "Travel time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models", Bull. Seismol. Soc. Am., 61, 729-746.
- 163. Wolke, R., and Schwetlick, H., (1988), "Iteratively reweighted least squares: Algorithms, Convergence analysis, and Numerical comparison", Siam J. Sci and Stat. Comput., V.9, Issue 5, pp. 907-921.
- 164. **Yorkey, T.,** (1986), "Comparing Reconstruction methods for electrical impedance tomography", Ph.D. Thesis. University of Wisconsin-Madison.

- 165. Yorkey, T., Webster, J., and Tompkins, W., (1987a), "Comparing Reconstruction methods for electrical impedance tomography", IEEE Trans. Biom. Eng., 34,843-852.
- 166. Yorkey, T., Webster, J., and Tompkins, W., (1987b), "Comparing Reconstruction methods for electrical impedance tomography with some criticisms", IEEE Trans. Biom. Eng., 34,843-852.
- Zhang J. and Morgan F.D., (1997), "Joint seismic and electrical tomography", Ann. Symp. Environ. Geophys. Soc. (SAGEEP), Exp. Abst., pp 391- 395.

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- 168. Καλλέργης, Γ. Α., (2000), "Εφαρμοσμένη Περιβαλλοντική Υδρογεωλογία, Δεύτερος τόμος", Αθήνα.
- 169. Καραούλης, Μ., (2006), "Δισδιάστατη αντιστροφή Γεωηλεκτρικών δεδομένων ηλεκτρικών βυθοσκοπήσεων", Μεταπτυχιακής διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- 170. Λούης, Φ., (2006), "Ανάπτυξη λογισμικού για την επίλυση του μη γραμμικού αντίστροφου σεισμικού προβλήματος με εφαρμογή στην απεικόνιση υπεδαφικών δομών", Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακόν πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.
- 171. Παπαδόπουλος, Ν., (2007), "Ανάπτυξη αλγορίθμων για την τρισδιάστατη αντιστροφή γεωηλεκτρικών δεδομένων που προέρχονται από αρχαιολογικούς χώρους", Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.
- 172. Σούλιος, Γ. Κ., (1996), "Γενική υδρογεωλογία, Δεύτερος τόμος, Ροή του υπόγειου νερού προς τα υδρομαστευτικά έργα", Θεσσαλονίκη.
- 173. Σουπιός, Π. Μ., (2000), "Συμβολή στη μελέτη της μη γραμμικής αντιστροφής τομογραφίας σεισμικών καταγραφών", Διδακτορική διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α

Αποτελέσματα συμβατικής αντίστροφης γεωφυσικών δεδομένων από την περιοχή Στύλος

7.1. Γεωηλεκτρική γραμμή Line2 και σεισμική γραμμή FGS2

7.1.1 Σεισμική γραμμή FGS2

Η σεισμική γραμμή FGS2 βρίσκεται στις νότιες παρυφές της πόλγης του χωριού Φαράγγι (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από ένα ανάπτυγμα 24 γεωφώνων, συνολικού μήκους 230 m και έχει διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεωφώνα ήταν 10 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα (Σχήμα 7.1):

- Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 600 έως 1000 m/s περίπου. Το πάχος του κυμαίνεται από τα 5 m στα βορειοανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης έως τα 10 m περίπου στα νοτιοδυτικό.
- Το ενδιάμεσο στρώμα έχει τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 1000 έως 3000 m/s περίπου, ενώ το πάχος του κυμαίνεται από 20 – 30 m.
- Το τρίτο στρώμα, στο βορειοανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης, απαντάται σε βάθη μεγαλύτερα από 15 m με τάση να βαθαίνει προς το κεντρικό τμήμα της. Στα 40 m από την αρχή της γραμμής, εντοπίζεται λίγο ρηχότερα (20 m), ενώ στην αρχή της, απαντάται μετά τα 30 m, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας. Η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων στο στρώμα αυτό κυμαίνεται περίπου από 3000 έως 3900 m/s.

7.1.2 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line2 και της σεισμικής τομής FGS2

Το ανατολικό άκρο της γεωηλεκτρικής γραμμής Line2 συμπίπτει με το βορειοανατολικό άκρο της σεισμικής γραμμής FGS2. Οι γραμμές αυτές σχηματίζουν γωνία μεταξύ τους. Ειδικότερα, η διεύθυνση της ηλεκτρικής τομογραφίας Line2 είναι δυτικά προς ανατολικά, ενώ η σεισμική γραμμή FGS2 διευθύνεται από νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά (Σχήμα 5.2).



Σχήμα 7.1: Σεισμική τομή FGS1 με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

Στο Σχήμα 7.2 απεικονίζονται συγκριτικά τα αποτελέσματα των δύο τομογραφιών. Η σεισμική τομή τέμνεται στο βορειοανατολικό της άκρο με το ανατολικό άκρο της γεωηλεκτρικής τομής, που πραγματοποιήθηκε με τη διάταξη Wenner-Schlumberger. Η προοπτική της απεικόνισης είναι από Δ-ΝΔ προς Α-ΒΑ, ενώ η γωνία μεταξύ των δύο τομών δεν αντιστοιχεί στην πραγματική τους γωνία, για λόγους που αφορούν στην βέλτιστη απεικόνιση των αποτελεσμάτων. Οι δύο τομές έχουν τοποθετηθεί στις σωστές συντεταγμένες και με ίδιες αναλογίες της οριζόντιας απόστασης και του βάθους. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων.

Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών τομών συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό σεισμικό στρώμα αποδίδεται σε κορεσμένες (λόγω των χαμηλών ηλεκτρικών αντιστάσεων) επιφανειακές προσχώσεις. Το στρώμα αυτό έχει πολύ μεγαλύτερο πάχος προς το κέντρο της πόλγης, το οποίο φτάνει μέχρι και τα 20 – 25 m, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών μεθόδων.
- Το ενδιάμεσο σεισμικό στρώμα αποδίδεται σε μαργαϊκό ασβεστόλιθο ή πλευρικά κορήματα ασβεστολιθικής σύστασης. Το στρώμα αυτό θεωρείται κορεσμένο σε νερό και απαντάται μετά τα 20 – 25 m στο κέντρο της πόλγης, σύμφωνα με τα αποτελέσματα των ηλεκτρικών μεθόδων.
- Τέλος, το τρίτο στρώμα αποδίδεται σε συμπαγή δολομιτικό ασβεστόλιθο. Στα άκρα της πόλγης, αποσβένει προς την επιφάνεια με ρηχότερες εξάρσεις του σχηματισμού αυτού να εμφανίζονται στις παρυφές της πόλγης (π.χ. κατά μήκος της γραμμής FGS2). Στο κέντρο της πόλγης δεν εντοπίστηκε ο σχηματισμός αυτός μέχρι το βάθος των 45 – 50 m.
- Οι πολύ χαμηλές ειδικές αντιστάσεις που παρατηρούνται, κυρίως στο πρώτο στρώμα (χαμηλότερες των 10Ω m), αποτελούν ένδειξη παρουσίας αργιλικών υλικών αλλά πιθανότητα και υφαλμύρινσης, που βεβαιώνεται και από ένα πηγάδι που βρίσκεται εντός της πόλγης.



Σχήμα 7.2: Σύγκριση της σεισμικής τομής FGS2 και της γεωηλεκτρικής τομής Line2 (Wenner-Schlumberger, αντιστροφή με περιορισμούς εξομάλυνσης). Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των γεωηλεκτρικών και σεισμικών στρωμάτων.

7.2 Γεωηλεκτρική γραμμή Line9 και σεισμική γραμμή FGS3

7.2.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line9

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line9 βρίσκεται βορειοανατολικά της πόλγης του χωριού Φαράγγι, κοντά στην θέση της γραμμής ηλεκτρικής τομογραφίας line3 (Σχήμα 5.2). Η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της τελευταίας δεν κρίθηκε σκόπιμη καθώς οι μετρήσεις ήταν αρκετά θορυβώδες, σε αντίθεση με αυτά της γραμμής line9 που πραγματοποιήθηκε σχεδόν στην ίδια θέση.

Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά, ενώ η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τις διατάξεις Wenner-Schlumberger

και διπόλου-διπόλου. Χρησιμοποιήθηκαν 27 ηλεκτρόδια με απόσταση α=8 m ανάμεσα τους, ενώ το συνολικό μήκος της γραμμής μελέτης ήταν 200 m.

Τα αποτελέσματα και των δύο διατάξεων παρουσιάζονται στο Σχήμα 7.3, όπου παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα που βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα, με χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (50 – 100 Ωm), ενώ το πάχος του δεν ξεπερνά τα 5 m.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, 700 με 2000 Ωm. Έχει μεγάλο πάχος, και στο βορειοανατολικό τμήμα ξεπερνά το μέγιστο βάθος της ηλεκτρικής τομογραφίας. Κεντρικά εμφανίζεται επιφανειακά και έχει μικρό πάχος (<15m), ενώ νοτιοδυτικά εμφανίζει μικρότερες τιμές της ειδικής αντίστασης.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα, με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που κυμαίνεται από τα 70 μέχρι τα 250 Ωm, το οποίο βρίσκεται κυρίως στο κεντρικό τμήμα της γραμμής μελέτης σε βάθος 15 – 25 m.

Τονίζεται η πιθανότητα ύπαρξης μιας ζώνης ρηγμάτωσης στο κέντρο της γραμμής μελέτης σε βάθος 15-30 m από την επιφάνεια, που δικαιολογεί τις απότομες μεταβολές στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από πολύ υψηλές (>1000 Ωm) στο βορειοανατολικό τμήμα, σε αρκετά χαμηλές τιμές (>200 Ωm) στο κέντρο της.

7.2.2 Σεισμική γραμμή FGS3

Η σεισμική γραμμή FGS3 βρίσκεται βορειοανατολικά της πόλγης, και αποτελεί συνέχεια της γραμμής FGS2 (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από ένα ανάπτυγμα 24 γεωφώνων με απόσταση 10 m μεταξύ τους. Το συνολικό της μήκος είναι 230 m, ενώ έχει διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα (σχήμα 7.4):



Σχήμα 7. 3: (a) Γεωηλεκτρική τομή Line9, με διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά.. Διάταξη Wenner Schlumberger, (b) Γεωηλεκτρική τομή Line9. Διάταξη διπόλου-διπόλου. (Αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων

- Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 1000 έως 3000 m/s περίπου. Το πάχος του διαφοροποιείται από 15m στα νοτιοδυτικά της γραμμής μελέτης, μέχρι τα 10 m περίπου στα βορειοανατολικά, ενώ υπάρχουν αυξομειώσεις στο κέντρο της γραμμής.
- Το ενδιάμεσο στρώμα, με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 3000 έως 5000 m/s περίπου, εντοπίζεται μέχρι το βάθος των 45 m στο νοτιοδυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης. Κεντρικά, στα 70 m της γραμμής μελέτης, απαντάται μέχρι το βάθος των 65 m, ενώ στα βορειοανατολικά εντοπίζεται μέχρι τα 40 m βάθος.
- Στο τρίτο στρώμα, η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων κυμαίνεται περίπου από 5000 έως 5800 m/s και εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα από 40 – 45 m στο βορειοανατολικό και 45 – 60 m στο νοτιοδυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης.

7.2.3 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line9 και της σεισμικής τομής FGS3

Η αρχή της γεωηλεκτρικής τομής συμπίπτει σχεδόν με αυτήν της σεισμικής, ενώ το τέλος της βρίσκεται 30m περίπου νοτιότερα της τελευταίας, καθώς οι δύο γραμμές μελέτης σχηματίζουν μικρή γωνία μεταξύ τους (Σχήμα 5.2). Παρόλο που οι θέσεις

των δύο γραμμών μελέτης δεν ταυτίζονται, κρίθηκε σκόπιμη η σύγκριση των αποτελεσμάτων τους καθώς βρίσκονται πολύ κοντά μεταξύ τους, και δεν αναμένονται μεγάλες αλλαγές στους γεωλογικούς σχηματισμούς που συναντούν.



Σχήμα 7.4: Σεισμική τομή FGS3 με διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

Στο Σχήμα 7.5 απεικονίζονται τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η σεισμική τομή, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η γεωηλεκτρική τομή ως ημιδιαφανής εικόνα. Οι διακεκομμένες λευκές γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων.

Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό σεισμικό στρώμα αποδίδεται σε ακόρεστο λευκό μαργαϊκό ασβεστόλιθο, που είναι ορατό στην συγκεκριμένη θέση. Το στρώμα αυτό έχει ταχύτητες διάδοσης των P κυμάτων 1000 3000 m/s, ενώ το πάχος του διαφοροποιείται από τα 15 m στα νοτιοδυτικά της γραμμής μελέτης, αυξομειώνεται στο κέντρο και απαντάται μέχρι τα 10 m περίπου στα βορειοανατολικά. Στην γεωηλεκτρική τομή το στρώμα αυτό αντιστοιχεί στο επιφανειακό στρώμα (200-500 Ωm) στο αρχή της γραμμής (νοτιοδυτικά) αλλά δεν παρατηρείται στο βορειοανατολικό τμήμα της.
- Το μικρό γεωηλεκτρικό στρώμα που βρίσκεται στο βορειοανατολικό τμήμα της ηλεκτρικής τομογραφίας, αποδίδεται στο εδαφικό κάλυμμα μαργαϊκής σύστασης που παρατηρείται και επιφανειακά. Σημειώνεται ότι, το αντίστοιχο σημείο της σεισμικής τομής βρίσκεται 30m βόρεια της ηλεκτρικής και ότι δεν παρατηρείται επιφανειακά αντίστοιχο στρώμα.

- Το ενδιάμεσο γεωηλεκτρικό στρώμα με τις μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (> 1000 Ωm) αντιστοιχεί σε μαύρο δολομιτικό ασβεστόλιθο. Το ίδιο στρώμα παρατηρείται και στο σεισμικό μοντέλο με ταχύτητες 3000 έως 5000 m/s περίπου, αν και εδώ φαίνεται να εμφανίζει μεγαλύτερο πάχος.
- Ενδιαφέρον αποτελεί η γεωηλεκτρική ανωμαλία χαμηλών αντιστάσεων στα 120 m (μετρώντας από τα ΝΔ) της ηλεκτρικής τομογραφίας που πραγματοποιήθηκε με την διάταξη Wenner-Schlumberger. Η ανωμαλία αυτή ενδεχομένως να οφείλεται στην ύπαρξη ζώνης διακλάσεων πληρωμένης με αργίλους ή/και κορεσμένη σε νερό (κυρίως μετά τα 20 m).
- Αυτή η ζώνη είναι δύσκολο να εντοπιστεί με την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, δεδομένου ότι αναμένεται αναστροφή ταχυτήτων, δηλαδή το υπερκείμενο στρώμα (δολομιτικός ασβεστόλιθος) να έχει μεγαλύτερη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από το υποκείμενό του (πληρωμένη ζώνη διακλάσεων).
- Τέλος, το τρίτο στρώμα αποδίδεται σε μαύρο δολομιτικό ασβεστόλιθο. Η ταχύτητα διάδοσης των P - κυμάτων κυμαίνεται περίπου από 5000 έως 5800 m/s και εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα των 40 – 45 m στα BA και 45 – 60 m στα ΝΔ της γραμμής μελέτης. Στα 100 m της σεισμικής γραμμής από το ΝΔ της άκρο, το στρώμα αυτό εντοπίζεται περίπου στα 50 m βάθος.
- Ο υδροφόρος ορίζοντας στην συγκεκριμένη θέση εντοπίζεται στα 20 m από την επιφάνεια του εδάφους, στο κέντρο της γραμμής, ενώ δεν υπάρχουν ενδείξεις για υφαλμύρινση.



Σχήμα 7.5: Υπέρθεση της σεισμικής τομής FGS3, και της γεωηλεκτρικής τομής Line9 (Wenner-Schlumberger, Αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Οι λευκές διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των γεωηλεκτρικών και η μαύρη, των σεισμικών στρωμάτων.

7.3 Γεωηλεκτρική γραμμή Line5 και σεισμική γραμμή CAS3

7.3.1 Σεισμική γραμμή CAS3

Η σεισμική γραμμή CAS3 βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, δυτικά του οικισμού Καλάμι, στην ίδια θέση με τη γεωηλεκτρική γραμμή Line5 (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 3 ανάπτυγμα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 175 m και έχει διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα (σχήμα 7.6):

- Ένα λεπτό επιφανειακό στρώμα, που επεκτείνεται κατά μήκος της γραμμής, με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 500 έως 1000 m/s περίπου. Το πάχος του δεν ξεπερνά τα 4 m.
- Ένα δεύτερο στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 1500 μέχρι 2500 m/s περίπου. Το πάχος του είναι αρκετά μικρό στην αρχή της γραμμής μελέτης (2 m), αλλά αυξάνεται συνεχώς προς τα ανατολικά φτάνοντας τα 10 m στο τέλος της γραμμής μελέτης.
- Το τελευταίο σεισμικό στρώμα χαρακτηρίζεται από πολύ ψηλές τιμές της σεισμικές ταχύτητας (κοντά στα 3100 m/s). Εντοπίζεται αρκετά ρηχά στην αρχή της γραμμής μελέτης (4 m από την επιφάνεια), ενώ στο τέλος της γραμμής το βάθος του ξεπερνά τα 13 m.



Σχήμα 7.6: Σεισμική τομή CAS3 με διεύθυνση δυτικά προς ανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή δείχνει τα όρια των σεισμικών στρωμάτων.

7.3.2 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line5 και της σεισμικής τομής CAS3

Η ηλεκτρική γραμμή Line5 και η σεισμική γραμμή CAS3 βρίσκονται στην ίδια θέση, αν και το δυτικό άκρο της σεισμικής γραμμής βρίσκεται 30m περίπου από την αρχή της ηλεκτρικής. Επιφανειακά παρατηρείται ένα ορατό ρήγμα σε απόσταση 100m από την αρχή της ηλεκτρικής τομογραφίας, ενώ τονίζεται η ύπαρξη μιας πηγής με υφάλμυρο νερό σε απόσταση 200 m περίπου από την αρχή της. Στο Σχήμα 7.7 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή με τη διάταξη διπόλου-διπόλου, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα. Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες μεταξύ των σεισμικών στρωμάτων.

Στη θέση αυτή της γεωφυσικής διασκόπησης, εντοπίζονται 3 στρώματα από τις δύο τομογραφίες. Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό στρώμα αποδίδεται σε μάργα που παρατηρείται και επιφανειακά. Στην ηλεκτρική τομογραφία το στρώμα αυτό εντοπίζεται μόνο στο δυτικό τμήμα, όπου το πάχος του φτάνει τα 5 m. Στο ανατολικό τμήμα το πάχος του είναι μικρότερο από την διακριτική ικανότητα της μεθόδου, και για το λόγο αυτό εντοπίζεται μόνο από την σεισμική τομογραφία.
- Το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται από μικρές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<10 Ωm) και υψηλές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (1500-2500 m/s). Τέτοιες τιμές μπορεί να δικαιολογηθούν από έντονα καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο κορεσμένο σε υφάλμυρο νερό. Υπάρχει συμφωνία στο πάχος του στρώματος αυτό στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης, ενώ στο δυτικό έχει πολύ μικρότερο πάχος στην σεισμική τομογραφία από ότι στην ηλεκτρική.
- Οι υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρική αντίστασης (500-1500 Ωm) και της σεισμικής ταχύτητας (3000 m/s) ίσως να οφείλονται σε δολομιτικό ασβεστόλιθο. Στο δυτικό τμήμα το στρώμα αυτό φαίνεται να περιέχει κάποιες καρστικές δομές κορεσμένες σε υφάλμηρο νερό που δικαιολογεί τις πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Η σεισμική τομογραφία όμως αδυνατεί να ανιχνεύσει τέτοιες δομές μέσα στο δολομοτικό ασβεστόλιθο λόγω αναστροφής ταχυτήτων.

- Μια ζώνη ρηγμάτωσης εντοπίζεται στην ηλεκτρική τομογραφία, στο κεντρικό και στο δυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης. Η θέση που εντοπίζεται αυτή η ζώνη συμφωνεί με την αντίστοιχη θέση του ορατού ρήγματος.
- Οι πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης αποτελούν ένδειξη για την εισροή του θαλασσινού νερού μέσα στο καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο, που επιβεβαιώνεται από την ποιότητα του νερού της πηγής που βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα της γραμμής μελέτης.



Σχήμα 7.7: Υπέρθεση της σεισμικής τομής CAS3, και της γεωηλεκτρικής τομής Line5 (διπόλουδιπόλου, αντιστροφής με την χρήση της νόρμας L1). Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των σεισμικών στρωμάτων.

7.4 Γεωηλεκτρική γραμμή Line11 και σεισμική γραμμή CAS6

7.4.1 Σεισμική γραμμή CAS6

Η σεισμική γραμμή CAS6 βρίσκεται στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του οικισμού Καλάμι κοντά στην γεωηλεκτρική γραμμή Line11 (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 2 ανάπτυγμα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 115 m και έχει διεύθυνση βορρά προς νότο. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται δύο σεισμικά στρώματα (σχήμα 7.8):

Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 300 έως 600 m/s περίπου. Το πάχος του εκτιμάται στα 8m στην αρχή της γραμμής μελέτης, ενώ δεν ξεπερνά τα 6 m στο νότιο τμήμα της. Ένα δεύτερο στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 1300 μέχρι 1600m/s περίπου. Εντοπίζεται κατά μήκος της γραμμής σε βάθος 8 m από την επιφάνεια του εδάφους σε βόρειο τμήμα, αλλά σε μικρότερο βάθος (6 m) στο νότιο τμήμα της



Σχήμα 7.8: Σεισμική τομή CAS6 με διεύθυνση βορρά προς νότο. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

7.4.2 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line11 και της σεισμικής τομής CAS6

Το βόρειο άκρο της σεισμικής τομής βρίσκεται σε απόσταση 150m από την αρχή της ηλεκτρικής τομογραφίας. Η σεισμική γραμμή είναι παράλληλη με τη ηλεκτρική και βρίσκεται σε απόσταση 20 m περίπου από αυτήν. Παρόλο που οι θέσεις των γραμμών δεν ταυτίζονται, κρίθηκε σκόπιμη η υπέρθεση των τομών τους (Σχήμα 7.9), καθώς η απόσταση μεταξύ τους είναι αρκετά μικρή και δεν αναμένονται μεγάλες διαφορές στους σχηματισμού που συναντούν. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή (από τα 112 m και μετά) με τη διάταξη Wenner-Schlumberger, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

Στη θέση αυτή της γεωφυσικής διασκόπησης, εντοπίζονται 3 στρώματα από τις δύο τομογραφίες. Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

Το επιφανειακό στρώμα αποδίδεται σε μάργα που παρατηρείται και επιφανειακά. Το πάχος του σύμφωνα με την σεισμική τομογραφία φτάνει τα 8m περίπου. Στο νότιο τμήμα το πάχος του είναι μικρότερο. Η διακριτική ικανότητα της ηλεκτρικής τομογραφίας δεν ήταν αρκετή ώστε να προσδιορίσει το πάχος του με ακρίβεια.

- Το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται από μικρές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<20 Ωm) και υψηλές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (1500-2500 m/s). Τέτοιες τιμές μπορεί να δικαιολογηθούν από έντονα καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο κορεσμένο σε υφάλμυρο νερό.
- Οι υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρική αντίστασης (100-200 Ωm) που εντοπίζονται στην ηλεκτρική τομογραφία μπορεί να οφείλονται σε μαργαϊκό ασβεστόλιθο λιγότερο καρστικοποιημένο.
- Μια ζώνη ρηγμάτωσης εντοπίζεται στην ηλεκτρική τομογραφία με την διάταξη Wenner-Schlumberger, σε απόσταση 90-130 m περίπου από την αρχή της γραμμής μελέτης.



Σχήμα 7.9: Υπέρθεση της σεισμικής τομής CAS6, και της γεωηλεκτρικής τομής Line11 (Wenner-Schlumberger, αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

7.5 Γεωηλεκτρική γραμμή Line10 και σεισμική γραμμή CAS5

7.5.1 Σεισμική γραμμή CAS5

Η σεισμική γραμμή CAS5 βρίσκεται κοντά στην ακτογραμμή στο βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης, νοτιοανατολικά του οικισμού Καλάμι και κοντά στο ποτάμι Κοιλιάρη (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 2 ανάπτυγμα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 115m και έχει διεύθυνση βορρά προς νότο. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται δύο σεισμικά στρώματα (σχήμα 5.10):

Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 500 έως 1000 m/s περίπου. Το πάχος του εκτιμάται στα 12m στην αρχή της γραμμής μελέτης, ενώ δεν ξεπερνά τα 5 m στο τέλος της. Ένα δεύτερο στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P - κυμάτων που κυμαίνονται από 1300 μέχρι 1600 m/s περίπου. Στο βορειοδυτικό τμήμα της γραμμής εντοπίζεται πιο ρηχά από ότι στο νοτιοανατολικά όπου εντοπίζεται σα βάθη μεγαλύτερα των 10 m.



Σχήμα 7.10: Σεισμική τομή CAS5 με διεύθυνση νοτιοανατολικά προς βορειοδυτικά. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

7.5.2 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line10 και σεισμικής τομής CAS5

Η ηλεκτρική γραμμή Line10 και η σεισμική γραμμή CAS5 βρίσκονται στην ίδια θέση, αν και η αρχή της σεισμικής απέχει 70 m περίπου από την αρχή της ηλεκτρικής. Στο Σχήμα 7.11 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή (από τα 0 ως 250 m) με τη διάταξη διπόλου-διπόλου, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

Το επιφανειακό στρώμα που βρίσκεται στα πρώτα 200m της γραμμής μελέτης, χαρακτηρίζεται από πολύ μικρές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<2 Ωm) και μικρές τιμές της σεισμικής ταχύτητας (500-1000 m/s). Το στρώμα αυτό βρίσκεται κοντά στο ποτάμι, και έχει πάχος 10 με 15 m περίπου. Αποδίδεται σε προσχώσεις κορεσμένες σε νερό, και αποτελεί μια μεταβατική ζώνη σε μαργαϊκό ασβεστόλιθο που εντοπίζεται σε μεγαλύτερο βάθος, αλλά και στο ίδιο βάθος στο βορειοδυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης.</p>

- Στο βορειοδυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης (200 400 m), οι τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης παρουσιάζουν αύξηση. Το γεωηλεκτρικό στρώμα αυτό αποδίδεται σε μαργαϊκό ασβεστόλιθο ο οποίος είναι ορατός και στην επιφάνεια σε απόσταση 200m από την αρχή της γραμμής. Κατά τόπους η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης είναι αρκετά χαμηλή (<2 Ωm) ένδειξη έντονης καρστικοποίησης και κορεσμού σε υφάλμυρο νερό.</p>
- Το δεύτερο στρώμα με σχετικά χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (20-60 Ωm), και της ταχύτητας p-κυμάτων (1300-1500 m/s) μπορεί να αποδοθεί σε κορεσμένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο λιγότερο καρστικοποιημένο.



Σχήμα 7.11: Υπέρθεση της σεισμικής τομής CAS5 και της γεωηλεκτρικής τομής Line10 (δίπολουδίπολου, Αντιστροφή με περιορισμό εξομάλυνσης). Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή οριοθετεί την διεπιφάνεια των σεισμικών στρωμάτων.

7.6 Γεωηλεκτρική γραμμή Line7 και σεισμική γραμμή CAS4

7.6.1 Σεισμική γραμμή CAS4

Η σεισμική γραμμή CAS4 βρίσκεται στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, βόρεια του οικισμού Στύλος (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 1 ανάπτυγμα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 55 m και έχει διεύθυνση νότο προς βορρά. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται τρία σεισμικά στρώματα (Σχήμα 7.12):

- Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 400 έως 600 m/s περίπου, ενώ το πάχος του είναι 4 m περίπου.
- Ένα δεύτερο στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 1500 μέχρι 2000 m/s περίπου. Εντοπίζεται κατά μήκος της γραμμής. Το πάχος εκτιμάται στα 8m νότιο τμήμα της γραμμής, ενώ στο βόρειο τμήμα φτάνει τα 14 m.
- Το τελευταίο σεισμικό στρώμα εντοπίζεται σε βάθος 12-17 m, και οι τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P – κυμάτων είναι κοντά στα 2500 m/s.



Σχήμα 7.12: Σεισμική τομή CAS4 με διεύθυνση νότο προς βορά. Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετεί τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

7.6.2 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line7 και της σεισμικής τομής CAS4

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line7 και η σεισμική γραμμή CAS4 βρίσκονται στην ίδια θέση, αν και η αρχή της σεισμικής απέχει 67 m περίπου από την αρχή της ηλεκτρικής. Στο Σχήμα 7.12 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα.

Στη θέση αυτή της γεωφυσικής διασκόπησης, εντοπίζονται 3 στρώματα από τις δύο τομογραφίες. Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

Το επιφανειακό στρώμα που εμφανίζεται κυρίως στην σεισμική τομή αλλά και στην αρχή της γεωηλεκτρικής τομής αποδίδεται σε αλλουβιακές προσχώσεις. Η διακριτική ικανότητα της ηλεκτρικής τομογραφίας δεν ήταν αρκετή ώστε να εντοπιστεί το στρώμα αυτό.

- Το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται από μικρές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<20 Ωm) και της σεισμικής ταχύτητας (1500-2000 m/s). Τέτοιες τιμές μπορεί να δικαιολογηθούν από έντονα καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο, με αργιλικές προσμίξεις. Ενώ, η παρουσία υφάλμυρο νερού δεν θεωρείται απίθανη.
- Οι υψηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρική αντίστασης (<400 Ωm) που εντοπίζονται στο τέλος της γραμμής της ηλεκτρική τομογραφία αποδίδονται σε δολομιτικό ασβεστόλιθο. Ο δολομιτικός ασβεστόλιθος παρατηρείται επιφανειακά σε αυτήν την θέση σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη (Σχήμα 5.2).
- Το τελευταίο στρώμα ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης 400Ωm και ταχύτητας p κυμάτων 2500 m/s αποδίδεται σε δολομιτικό ασβεστόλιθο.
- Μια πιθανή ζώνη ρηγμάτωσης εντοπίζεται από την ηλεκτρική τομογραφία στο κέντρο της γραμμής μελέτης σε απόσταση 80-110 m περίπου από την αρχή της γραμμής μελέτης.



Σχήμα 7.12: Υπέρθεση της σεισμικής τομής CAS4 και της ηλεκτρικής τομής Line7 (Wenner-Schlumberger, αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές οριοθετούν τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

7.7 Γεωηλεκτρική γραμμή Line4 και σεισμική γραμμή STS1-7

7.7.1 Γεωηλεκτρική γραμμή Line4

Η γεωηλεκτρική γραμμή Line4 βρίσκεται στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, βόρεια του οικισμού Στύλος (Σχήμα 5.2). Η γραμμή μελέτης βρίσκεται πολύ κοντά στο ποταμό Κοιλιάρη, και σε απόσταση 2.5km περίπου από την ακτογραμμή. Η διεύθυνση της γραμμής μελέτης ήταν νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά, ενώ η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την διάταξη Wenner-Schlumberger. Η γραμμή αποτελείται από 73 ηλεκτρόδια με απόσταση α=20 m ανάμεσα τους. Το συνολικό της μήκος ήταν 1200 m περίπου, και αποτελεί την μεγαλύτερη γραμμή με το μεγαλύτερο βάθος διασκόπησης (130 m περίπου).

Στο Σχήμα 7.13 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής των δεδομένων μέχρι το μέγιστο βάθος της διασκόπησης, ενώ στο σχήμα Σχήμα 7.13b παρουσιάζονται το αποτέλεσμα της αντιστροφής των δεδομένων μέχρι βάθος 70 m, καθώς τα υπόλοιπα δεδομένα θεωρήθηκαν αρκετά θορυβώδη. Παρατηρούνται τρία γεωηλεκτρικά στρώματα:

- Ένα επιφανειακό γεωηλεκτρικό στρώμα με τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που κυμαίνονται από 150 ως 300 Ωm. Το πάχος του είναι 30m περίπου στο νοτιοδυτικό τμήμα, ενώ φτάνει και τα 60 m στο βορειοανατολικό. Το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από έντονη πλευρική ανομοιογένεια.
- Ένα γεωηλεκτρικό στρώμα με πολύ χαμηλές τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<50 Ωm), και κατά τόπους μικρότερη των 5 Ωm. Το πάχος του ξεπερνά τα 80m, κυρίως στο βορειοανατολικό τμήμα όπου δεν εντοπίζεται άλλο στρώμα κάτω από αυτόν μέχρι το μέγιστο βάθος της ηλεκτρικής τομογραφίας.
- Στο νοτιοδυτικά τμήμα της γραμμής μελέτης, και σε βάθος μεγαλύτερο των 100m, παρατηρείται μια ζώνη με αυξημένες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (70-100 Ωm). Παρόλο που το συγκεκριμένο γεωηλεκτρικό στρώμα δεν ξεχωρίζει καθαρά, η τάση αποτελεί ένδειξη.

7.7.2 Σεισμική γραμμή STS1-7

Η σεισμική γραμμή STS1-7 είναι αποτέλεσμα ένωσης όλων των γραμμών μελέτης STS1 μέχρι STS7 οι οποίες βρίσκονται στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, βόρεια του οικισμού Στύλος (Σχήμα 5.2). Αποτελείται από 18 αναπτύγματα 12 γεωφώνων, συνολικού μήκους 1600 m και έχει διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Η απόσταση ανάμεσα από τα γεώφωνα ήταν 5 m και 10 m. Από τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας παρατηρούνται δύο σεισμικά στρώματα (Σχήμα 7.14):

- Ένα επιφανειακό στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που κυμαίνονται από 500 έως 1200 m/s περίπου, ενώ το πάχος του κυμαίνεται από 8 m μέχρι 16 m.
- Το δεύτερο στρώμα με τιμές της ταχύτητας διάδοσης των P κυμάτων που φτάνουν τα 1900 m/s περίπου. Εντοπίζεται κατά μήκος της γραμμής, σε βάθος 14-16 m στο νοτιοδυτικό τμήμα της γραμμής μελέτης, ενώ εντοπίζεται πιο ρηχά στο βορειοανατολικό τμήμα (8-12 m).



Σχήμα 7.13: (a) Γεωηλεκτρική τομή Line4, με διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. (b) Γεωηλεκτρική τομή Line4. Διάταξη Wenner Schlumberger μέχρι 70m βάθος. (αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Οι διακεκομμένες μαύρες γραμμές οριοθετούν τις διεπεφάνειες των γεωηλεκτρικών στρωμάτων. Διάταξη Wenner Schlumberger μέχρι το μέγιστο βάθος διασκόπησης.



Σχήμα 7.14: Σεισμική τομή STS1-7 με διεύθυνση νοτιοδυτικά προς βορειοανατολικά. Η διακεκομμένη μαύρη γραμμή οριοθετεί τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.

7.7.4 Σύγκριση της γεωηλεκτρικής τομής Line4 και της σεισμικής τομής STS1-7

Η ηλεκτρική γραμμή Line4 και η σεισμική γραμμή STS1-7 βρίσκονται στην ίδια θέση, αν και η αρχή της σεισμικής απέχει τα 276 m περίπου από την αρχή της ηλεκτρικής. Στο Σχήμα 7.15 απεικονίζονται σε τομή υπέρθεσης τα αποτελέσματα των δύο μεθόδων. Ως υπόβαθρο, έχει χρησιμοποιηθεί η γεωηλεκτρική τομή, πάνω στην οποία έχει τοποθετηθεί η σεισμική τομή, ως ημιδιαφανής εικόνα.

Στη θέση αυτή της γεωφυσικής διασκόπησης, εντοπίζονται 3 στρώματα από τις δύο τομογραφίες. Η γεωλογική και υδρογεωλογική ερμηνεία των γεωφυσικών αποτελεσμάτων συνοψίζεται ως εξής:

- Το επιφανειακό στρώμα που εντοπίζεται κυρίως από την σεισμική τομογραφία με ταχύτητες των p κυμάτων 500-1000 m/s περίπου αποδίδεται σε αλλουβιακές προσχώσεις. Το πάχος του συγκεκριμένου στρώματος είναι μικρότερο από την διακριτική ικανότητα της ηλεκτρικής μεθόδου, και για το λόγο αυτό εντοπίζεται μόνο από την σεισμική τομογραφία.
- Το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται από σχετικά μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (100-300 Ωm) αλλά και της σεισμικής ταχύτητας (1500-2000 m/s). Τέτοιες τιμές μπορεί να δικαιολογηθούν από μαργαϊκό ασβεστόλιθο. Η έντονη πλευρική ανομοιογένεια είναι ένδειξη του βαθμού καρστικοποίησης.
- Το τελευταίο στρώμα που εντοπίζεται από την μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας, σε βάθος μεγαλύτερο των 30-50 m, χαρακτηρίζεται από πολύ χαμηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (<50 Ωm), και κατά τόπους μικρότερη των 5 Ωm. Οι τιμές αυτές δικαιολογούνται από καρστικοποιημένο μαργαϊκό ασβεστόλιθο κορεσμένο σε υφάλμυρο νερό.
- Σε απόσταση 600-700 m από την αρχή της γραμμής μελέτης εντοπίζεται μια ζώνη όπου παρουσιάζονται απότομες αλλαγές στις τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης από πολύ μικρές σε αρκετά μεγάλες. Αυτές οι αλλαγές πιθανότητα να οφείλονται σε ένα ρήγμα υπεύθυνο για την ροή του υφάλμυρου νερού, από κεντρικό σύστημα ρηγμάτων BBA-NNΔ (Σχήμα 5.2) στην περιοχή της γραμμής μελέτης.



Σχήμα 7.15: Υπέρθεση της σεισμικής τομής STS1-7, και ηλεκτρικής τομής Line4 (Wenner-Schlumberger, αντιστροφή με την χρήση της νόρμας L1). Η μαύρη διακεκομμένη γραμμή οριοθετεί τις διεπιφάνειες των σεισμικών στρωμάτων.