

ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΓΚΟΣΙΟΣ

7114112100007

**ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΙΑΤΑΞΕΩΝ  
ΓΕΩΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ  
ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΙΚΩΝ ΤΕΧΝΙΚΩΝ ΓΙΑ  
ΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΣΥΝΘΕΤΩΝ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ  
ΔΟΜΩΝ**

*Ειδίκευση: Εφαρμοσμένη Γεωλογία – Γεωφυσική*

*Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή*

*ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ ΙΩΑΝΝΗΣ (επιβλέπων), Αναπλ. Καθηγητής  
Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ*

*ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ, Καθηγητής  
Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ*

*ΣΟΥΚΗΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ, Επίκ. Καθηγητής  
Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ*

ΑΘΗΝΑ 2024

Προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας θεωρείται η ολική ή η μερική αναπαραγωγή του έργου άλλου προσώπου ή η παρουσίαση του έργου κάποιου άλλου ως προσωπικού του γράφοντος. Το Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος λαμβάνει πολύ σοβαρά υπόψη και καταδικάζει την προσφυγή σε τέτοιου είδους πρακτικές από τους Μεταπτυχιακούς Φοιτητές. Σε περιπτώσεις πρόδηλης ή εκ προθέσεως προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας, τα αρμόδια όργανα του Τμήματος δύνανται να επιβάλουν ως κύρωση έως και την οριστική διαγραφή από το ΠΜΣ. Κατά την εκπόνηση, υποβολή, εξέταση και δημοσίευση της Διπλωματικής Εργασίας Ειδίκευσης οι Μεταπτυχιακοί Φοιτητές οφείλουν να τηρούν τις ακόλουθες κατευθυντήριες οδηγίες:

Η Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης πρέπει να αποτελεί έργο του υποβάλλοντος αυτήν φοιτητή.

Η αντιγραφή ή η παράφραση έργου τρίτου προσώπου αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας και συνιστά σοβαρό αδίκημα. Στο αδίκημα αυτό περιλαμβάνεται τόσο η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας άλλου φοιτητή όσο και η αντιγραφή από δημοσιευμένες πηγές, όπως βιβλία, εισηγήσεις ή επιστημονικά άρθρα. Το υλικό που συνιστά αντικείμενο λογοκλοπής μπορεί να προέρχεται από οποιαδήποτε πηγή. Η αντιγραφή ή χρήση υλικού προερχόμενου από το διαδίκτυο ή από ηλεκτρονική εγκυκλοπαίδεια είναι εξίσου σοβαρή με τη χρήση υλικού προερχόμενου από τυπωμένη πηγή ή βάση δεδομένων.

Η χρήση αποσπασμάτων από το έργο τρίτων είναι αποδεκτή εφόσον, αναφέρεται η πηγή του σχετικού αποσπάσματος. Σε περίπτωση αυτολεξεί μεταφοράς αποσπάσματος από το έργο άλλου, η χρήση εισαγωγικών ή σχετικής υποσημείωσης είναι απαραίτητη, ούτως ώστε η πηγή του αποσπάσματος να αναγνωρίζεται.

Η παράφραση κειμένου, αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας.

Οι πηγές των αποσπασμάτων που χρησιμοποιούνται θα πρέπει να καταγράφονται πλήρως σε πίνακα βιβλιογραφίας στο τέλος της εργασίας.

Η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας επισύρει την επιβολή κυρώσεων. Κατά την απόφαση επί των ενδεδειγμένων κυρώσεων, τα αρμόδια όργανα του Τμήματος θα λαμβάνουν υπόψη παράγοντες όπως το εύρος και το μέγεθος του τμήματος της εργασίας που οφείλεται σε προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας. Οι κυρώσεις θα επιβάλλονται σύμφωνα με το Άρθρο 7 Παράγραφος 7 του Κανονισμού Σπουδών.

**Βεβαιώνω ότι η Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης, την οποία υποβάλλω, δεν περιλαμβάνει στοιχεία προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας, όπως αυτά προσδιορίζονται από την παραπάνω δήλωση, τους όρους της οποίας διάβασα και αποδέχομαι.**

**Παρέχω τη συναίνεσή μου, ώστε ένα ηλεκτρονικό αντίγραφο της διπλωματικής εργασίας μου να υποβληθεί σε ηλεκτρονικό έλεγχο για τον εντοπισμό τυχόν στοιχείων προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας.**

Ημερομηνία      Υπογραφή Υποψηφίου

17/05/2024      Γκόσιος Βασίλειος

## Πρόλογος

Η παρούσα μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία με τίτλο «*Ανάπτυξη πειραματικών διατάξεων γεωσεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών διασκοπικών τεχνικών για τη διερεύνηση συνθέτων γεωλογικών δομών*», πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος «Επιστήμες Γης και Περιβάλλον» με κατεύθυνση Εφαρμοσμένη Γεωλογία – Γεωφυσική.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον κ. Ιωάννη Αλεξόπουλο, Αναπλ. Καθηγητή Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής – Τεχνικής και Περιβαλλοντικής Γεωφυσικής, για την ανάθεση, την εμπιστοσύνη και την υποστήριξη που μου προσέφερε σε όλο το διάστημα της συνεργασίας μας. Τον ευχαριστώ για τις επιστημονικές μας συζητήσεις, τις επισημάνσεις και τις παροτρύνσεις στην οργάνωση, στην εκτέλεση, στην επεξεργασία και στην παρουσίαση της παρούσας εργασίας. Η με κάθε τρόπο υποστήριξη του, το ενδιαφέρον του και η επιμονή του για ένα ορθά τεκμηριωμένο επιστημονικό αποτέλεσμα, υπήρξαν καθοριστικά στην διαμόρφωση της γεωλογικής – γεωφυσικής σκέψης μου και παιδείας, καθ' όλη τη διάρκεια της συνεργασίας μας.

Επίσης, ευχαριστώ τον κ. Νικόλαο Βούλγαρη, Καθηγητή Σεισμολογίας – Τεχνικής Σεισμολογίας – Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, μέλος της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, για την πολύτιμη βοήθεια του, την καθοδήγηση και υποστήριξη που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας εργασίας, αλλά και για όλες τις ευκαιρίες που μου παρείχε για συμμετοχή σε ερευνητικές δράσεις.

Τις θερμές ευχαριστίες μου εκφράζω επίσης στον κ. Κωνσταντίνο Σούκη, Επίκ. Καθηγητή Γεωτεκτονικής - Μικροτεκτονικής - Γεωλογικής Χαρτογράφησης και μέλος της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, η συμβολή του οποίου υπήρξε καθοριστική για τη διαμόρφωση του τελικού αποτελέσματος της παρούσας εργασίας. Τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για την πολύτιμη βοήθεια και υποστήριξη που μου παρείχε σε θέματα γεωλογικής χαρτογράφησης και αναγνώρισης επιφανειακών γεωλογικών δομών καθώς και για τις πολύωρες επιστημονικές μας συζητήσεις και επισημάνσεις του κατά τη διάρκεια της αξιολόγησης των γεωφυσικών ευρημάτων της παρούσας διπλωματικής εργασίας. Ομολογώ ότι αισθάνομαι ιδιαίτερα ευτυχής για την εξαιρετική συνεργασία που αναπτύξαμε σε αυτή τη διαδρομή.

Θερμές ευχαριστίες επίσης οφείλω στον κ. Δημήτριο Μιχελιουδάκη, Γεωλόγο – Γεωφυσικό, PhD, για τις πολύτιμες υποδείξεις του, την επικουρία του σε όλες τις μετρήσεις πεδίου, τις επισημάνσεις του στην διαχείριση – επεξεργασία των δεδομένων και των αποτελεσμάτων τους, τις επιστημονικές μας συζητήσεις και το επιστημονικό υλικό που μου παρείχε.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ τον συνάδελφο και φίλο Ιωάννη – Κωνσταντίνο Γιαννόπουλο, Γεωλόγο (MSc), υποψήφιο διδάκτορα, για την υποστήριξη και την παρότρυνση που μου παρείχε καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας εργασίας. Τις πολύωρες επιστημονικές μας συζητήσεις/αναζητήσεις, την πολύτιμη βοήθεια του στη διαδικασία των εργασιών πεδίου και την αξιολόγηση των δεδομένων.

Τον κ. Σπυρίδωνα Δίλαλο, Δρ. Γεωλόγο – Γεωφυσικό, για την πολύτιμη συνεργασία μας στις μετρήσεις πεδίου και τις συμβουλές και υποστήριξη που μου προσέφερε κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας εργασίας.

Την Γεωργία Μήτσικα, Γεωλόγο (MSc) και υποψήφια διδάκτορα, για την βοήθεια της στις μετρήσεις πεδίου, αλλά και για όλες τις συμβουλές που μου παρείχε κατά τη διάρκεια οργάνωσης και διαχείρισης των ψηφιακών δεδομένων σε γεωγραφικά συστήματα πληροφοριών.

Τέλος, ευχαριστώ τους φοιτητές του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος: Γεωργία Μπαλωμένου, Ελευθέριο Φλαμπούρη, Ιωάννη Πετρούλια και Σοφία Τζανάκη, οι οποίοι συμμετείχαν επικουρικά στις μετρήσεις πεδίου που πραγματοποιήθηκαν στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας. Η βοήθεια τους ήταν πολύτιμη και ευελπιστώ ότι αποκόμισαν θετικά στοιχεία κατά τη διάρκεια της συνεργατικής αυτής δράσης.

Ιδιαίτερα ευχαριστώ την οικογένειά μου για την ηθική και οικονομική τους υποστήριξη σε αυτή μου την προσπάθεια, με την οποία ολοκληρώνεται και ο δεύτερος κύκλος των σπουδών μου.

## Περιεχόμενα

Πρόλογος.....	3
Περίληψη .....	6
Abstract .....	7
Εισαγωγή.....	8
1. Θεωρητική θεμελίωση .....	10
1.1 Μέθοδος σεισμικής διάθλασης .....	10
1.1.1 Τεχνική σεισμικής τομογραφίας.....	12
1.1.2 Ευθύ και Αντίστροφο πρόβλημα .....	13
1.2 Μέθοδος ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.....	29
1.2.1 Διατάξεις ηλεκτροδίων .....	32
1.2.2 Τεχνική ηλεκτρικής τομογραφίας.....	37
1.2.3 Γεωηλεκτρική θεωρία αντιστροφής.....	39
2. Η πρώτη περιοχή μελέτης: Θέση «Κλεισούρα» Άνω Δολιανά Αρκαδίας.....	43
2.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.....	44
2.2 Σχεδιασμός πειράματος και λήψη δεδομένων .....	50
2.2.1 Γεωηλεκτρικό πείραμα .....	51
2.2.2 Γεωσεισμικό πείραμα .....	53
2.3 Επεξεργασία γεωηλεκτρικών δεδομένων .....	60
2.4 Επεξεργασία γεωσεισμικών δεδομένων.....	65
2.4.1 Δημιουργία συνθετικών μοντέλων.....	65
2.4.2 Σύγκριση σεισμικών πηγών – Φασματική απόκριση.....	84
2.4.3 Πειραματικά δεδομένα.....	98
2.5 Ερμηνεία και Αξιολόγηση των γεωφυσικών τεχνικών .....	107
3. Η δεύτερη περιοχή μελέτης: Θέση «Πλάκα Κερατέας» Αττική.....	116
3.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης.....	117
3.2 Σχεδιασμός πειράματος και λήψη δεδομένων .....	121
3.2.1 Γεωηλεκτρικό πείραμα .....	122
3.2.2 Γεωσεισμικό πείραμα .....	124
3.3 Επεξεργασία γεωηλεκτρικών δεδομένων .....	127
3.4 Επεξεργασία γεωσεισμικών δεδομένων.....	131
3.5 Ερμηνεία και Αξιολόγηση των γεωφυσικών τεχνικών .....	137
4. Συμπεράσματα .....	141
Βιβλιογραφία.....	143

## Περίληψη

Βασικός σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι ο προσδιορισμός των βέλτιστων παραμέτρων λήψης και επεξεργασίας δεδομένων, γεωηλεκτρικών και γεωσεισμικών τομογραφικών διασκοπικών τεχνικών, για τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής σύνθετων γεωλογικά περιβαλλόντων.

Προς αυτή την κατεύθυνση, επελέγησαν δύο διαφορετικές περιοχές μελέτης που χαρακτηρίζονται από σύνθετη γεωλογική δομή, στις οποίες πραγματοποιήθηκαν λεπτομερής αναγνώριση του γεωλογικού περιβάλλοντος και των επιφανειακών δομών, γεωλογική χαρτογράφηση και εφαρμοσμένη επιφανειακή γεωφυσική έρευνα.

Οι δύο αυτές περιοχές χαρακτηρίζονται από την παρουσία γεωλογικών σχηματισμών ιζηματογενούς, μαγματικής και μεταμορφωμένης προέλευσης, αλλά διαφορετικό γεωτεκτονικό καθεστώς που οδήγησε στην υφιστάμενη σύνθετη δομή τους. Στην περίπτωση της πρώτης περιοχής μελέτης των Άνω Δολιανών Αρκαδίας, το βασικό αίτιο δημιουργίας της σύνθετης υπεδαφικής δομής ήταν ο τεκτονισμός. Στην δεύτερη περιοχή μελέτης της Πλάκας Κερατέας, Αττική, πέραν του τεκτονισμού, ένας ακόμη παράγοντας διαμόρφωσης της σύνθετης υπεδαφικής δομής ήταν μία Άνω Μειοκαινική γρανοδιοριτική διείσδυση και η επακόλουθη μεταμόρφωση επαφής των περιβαλλόντων σχηματισμών.

Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα περιελάμβανε την εφαρμογή των τεχνικών υψηλής διακριτικής ικανότητας, και ειδικότερα εκείνης της *ηλεκτρικής τομογραφίας (ERT)* και της *σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (SRT)* επιμήκων κυμάτων. Η λήψη των γεωηλεκτρικών μετρήσεων πραγματοποιήθηκε σε διαφορετικά αναπτύγματα και με διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων κατά μήκος των ίδιων μηκοτομών. Για την λήψη των γεωσεισμικών μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν διαφορετικοί τύποι σεισμικών πηγών σε δεκαεπτά (17) θέσεις κατά μήκος των γεωσεισμικών αναπτυγμάτων. Για την επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων δημιουργήθηκαν ομαδοποιημένα σύνολα δεδομένων δημιουργώντας σύνθετα γεωηλεκτρικά αναπτύγματα, αυξάνοντας με αυτό τον τρόπο το βάθος διερεύνησης και την διακριτική ικανότητα. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων περιελάμβανε: (α) τη δημιουργία συνθετικών μοντέλων (με γνώμονα τα αποτελέσματα της γεωηλεκτρικής μεθόδου) και συνθετικών σεισμικών καταγράφων για τον προσδιορισμό του βαθμού αποτελεσματικότητας και των δυνατοτήτων της τεχνικής. (β) Φασματική ανάλυση των καταγραφών για τον προσδιορισμό του βέλτιστου τύπου σεισμικής πηγής στα περιβάλλοντα αυτά και (γ) αντιστροφή των δεδομένων πεδίου για την δημιουργία αντιπροσωπευτικών υπεδαφικών μοντέλων ταχυτήτων.

Από τα αποτελέσματα των δύο τεχνικών επιβεβαιώθηκε και προσδιορίστηκε επιτυχώς η σύνθετη υπεδαφική δομή που χαρακτηρίζει τα δύο αυτά γεωλογικά περιβάλλοντα. Η εφαρμογή της τεχνικής της *ηλεκτρικής τομογραφίας*, επιβάλλεται ως πρωταρχική γεωφυσική διασκοπική τεχνική σε τέτοιου είδους περιβάλλοντα και σε συνδυασμό με την τεχνική της *σεισμικής τομογραφίας διάθλασης*, αποτελούν τις δύο κυρίαρχες, υψηλής διακριτικής ικανότητας γεωφυσικές τεχνικές για την ανάδειξη σύνθετων υπεδαφικών δομών.

Λέξεις κλειδιά: *ηλεκτρική τομογραφία, σεισμική τομογραφία διάθλασης, σεισμικές πηγές, φασματική ανάλυση, μοντελοποίηση, Άνω Δολιανά Αρκαδίας, Πλάκα Κερατέας.*

## Abstract

### DEVELOPMENT OF EXPERIMENTAL CONFIGURATIONS FOR GEOSEISMIC AND GEOELECTRIC TOMOGRAPHIC IMAGING TECHNIQUES, ON THE INVESTIGATION OF COMPLEX GEOLOGICAL STRUCTURE

The main purpose of this thesis is to determine the optimal data acquisition and processing parameters of geoelectric and geoseismic tomographic imaging techniques for the investigation of the subsurface structure of complex geological environments.

To this end, two different study areas, characterized by a complex geological structure, were selected, where a detailed recognition of the geological environment and surface structures, geological mapping and applied surface geophysical survey were carried out.

These two areas are characterized by the presence of geological formations of sedimentary, igneous and metamorphic origin, but different geotectonic regimes that led to their present complex structure. In the case of the first study area of “Ano Doliana”, Arcadia, the main cause of the complex subsurface structure was tectonism. In the second study area of “Plaka Kerateas”, Attica, apart from tectonism, another factor leading to the development of the complex subsurface structure was an Upper Miocene granodiorite intrusion and the subsequent contact metamorphism of the surrounding formations.

The applied geophysical survey included the application of *electrical resistivity tomography (ERT)* and *seismic refraction tomography (SRT)* of longitudinal waves techniques. The geoelectrical measurements were taken with different arrays and electrode configurations along the same sections. Moreover, various types of seismic sources were used for the seismic measurements, at seventeen (17) shot locations along the geoseismic arrays. For the processing of geoelectrical data, clustered datasets were created resulting in complex geoelectrical plots, thus increasing the depth of investigation and the discriminatory capability. Regarding the seismic data, the processing included: (a) creation of synthetic models (based on the results of the geoelectrical method) and synthetic seismic records to determine the effectiveness and capabilities of the technique. (b) Spectral analysis of the seismic records to determine the optimal seismic source type in these environments and, (c) inversion of the field data to create representative subsurface velocity models.

The results of the two techniques confirmed and successfully delineated the complex subsurface structure that characterizes these two geological environments. The application of the *electrical resistivity tomography* technique, imposed as the primary geophysical imaging technique in such environments, which in combination with the *seismic refraction tomography technique*, are the two dominant, high resolution geophysical techniques for the elucidation of complex subsurface structures.

Key words: *ERT, SRT, seismic sources, spectral analysis, modelling, Ano Doliana Arkadias, Plaka Kerateas.*

## Εισαγωγή

Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα αξιοποιεί τις αρχές της φυσικής για τη διερεύνηση των φυσικών χαρακτηριστικών των υπεδαφικών λιθολογικών σχηματισμών, με σκοπό την ανάδειξη της υπεδαφικής γεωλογικής δομής. Μέσω της επεξεργασίας δεδομένων προερχόμενων από την εφαρμογή πολλαπλών γεωφυσικών μεθοδολογιών, παρέχεται η δυνατότητα κατασκευής λεπτομερών υπεδαφικών μοντέλων, που απεικονίζουν με μεγάλη ακρίβεια τη γεωμετρία και τις ιδιότητες σύνθετων γεωλογικών δομών.

Ένα σύνθετο γεωλογικά περιβάλλον αναφέρεται σε μια περιοχή όπου διάφοροι γεωλογικοί παράγοντες αλληλοεπιδρούν μεταξύ τους με πολύπλοκες διεργασίες, με αποτέλεσμα την δημιουργία ενός δυναμικού και ταχέως μεταβαλλόμενου περιβάλλοντος. Τα περιβάλλοντα αυτά χαρακτηρίζονται συνήθως από ποικιλία γεωλογικών σχηματισμών, διεργασιών και δομών, που θέτουν σημαντικές προκλήσεις όσο αφορά τη διερεύνηση και την κατανόηση των παραγόντων εκείνων που οδήγησαν στη δημιουργία τους. Τέτοιου είδους περιβάλλοντα χαρακτηρίζονται συνήθως από την παρουσία πολλών διαφορετικών τύπων γεωλογικών σχηματισμών, οι οποίοι διαφέρουν μεταξύ τους ως προς την λιθολογική και ορυκτολογική τους σύσταση. Οι διαφορετικοί σχηματισμοί εναλλάσσονται συνήθως σε σχετικά μικρές αποστάσεις και χαρακτηρίζονται από την παρουσία εκτατικών και συμπιεστικών τεκτονικών δομών (ρηγμάτων, πτυχώσεων, αποκολλήσεων, επωθήσεων), αποτέλεσμα πολλαπλών παραμορφωτικών φάσεων. Πέρα των τεκτονικών αιτιών, ακόμη ένας παράγοντας που συμβάλλει στον σχηματισμό ενός σύνθετου γεωλογικά περιβάλλοντος είναι ο μαγματισμός. Στην περίπτωση μιας μαγματικής διείδυσης, προκαλείται αναθόλωση των σχηματισμών εξαιτίας της ανόδου του μάγματος, η οποία συνοδεύεται από μεταμόρφωση επαφής των περιβαλλόντων σχηματισμών.

Η διερεύνηση των υπεδαφικών γεωλογικών χαρακτηριστικών με τη χρήση παρεμβατικών τεχνικών γεωτεχνικής και γεωφυσικής έρευνας όπως οι δειγματοληπτικές γεωτρήσεις, οι πυρηνοληψίες βράχων και οι διαγραφίες σε γεωτρήσεις είναι ιδιαίτερα περιορισμένες, καθώς οι τεχνικές αυτές παρέχουν πληροφορίες για το υπέδαφος μόνο στη συγκεκριμένη θέση που διερευνάται (μονοδιάστατη πληροφορία) και οι οποίες μπορεί να μην είναι επαρκής για την ερμηνεία των περιβάλλοντων συνθηκών. Ως εκ' τούτου, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης (*seismic refraction method*) και η μέθοδος της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (*resistivity method*) αποτελούν δύο από τις πιο ευρέως χρησιμοποιούμενες διασκοπικές γεωφυσικές μεθόδους, για τον προσδιορισμό αξιόπιστων υπεδαφικών πληροφοριών τόσο κατά την οριζόντια όσο και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση της υπό διερεύνηση περιοχής.

Η μέθοδος της *σεισμικής διάθλασης* ήταν η πρώτη και κυρίαρχη γεωφυσική μέθοδος που εφαρμόστηκε για τη διερεύνηση δομών όπου δύναται να φιλοξενήσουν κοιτάσματα υδρογονανθράκων. Με την πάροδο του χρόνου, η μέθοδος σεισμικής διάθλασης εφαρμόζονταν ολοένα και περισσότερο για τη γεωφυσική διερεύνηση της ρηχής υπεδαφικής δομής (*near-surface investigation*), που αποσκοπεί κατά κύριο λόγο στον προσδιορισμό των ορίων των υπεδαφικών λιθολογικών σχηματισμών (διεπιφάνειες) και τον υπολογισμό των



οριακών συνθηκών τους. Οι πρώτες τεχνικές επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων που αναπτύχθηκαν παρείχαν τη δυνατότητα αποτύπωσης μη επίπεδων διεπιφανειών, σε περιβάλλοντα που χαρακτηρίζονται από σχετικά απλή υπεδαφική δομή, ενώ αδυνατούσαν να αποτυπώσουν επιτυχώς διακριτούς στόχους, όπως ογκόλιθους, έγκοιλα ή περιοχές που χαρακτηρίζονται από απότομες πλευρικές λιθολογικές μεταβολές. Τα τελευταία χρόνια, η τεχνική της **σεισμικής τομογραφίας διάθλασης** (*seismic refraction tomography – SRT*), αποτελεί την πιο προηγμένη, υψηλής διακριτικής ικανότητας τεχνική (*high resolution technique*) επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, η οποία με τη χρήση πολύπλοκων μαθηματικών αλγορίθμων, είναι σε θέση να αποδώσει υψηλής ανάλυσης υπεδαφικά προφίλ σεισμικών ταχυτήτων, σε περιβάλλοντα που χαρακτηρίζονται από σύνθετη υπεδαφική δομή, με έντονη την παρουσία πλευρικής και κατακόρυφης ανομοιογένειας.

Η γεωφυσική μέθοδος της **ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης** εφαρμόστηκε εμπορικά από τις αρχές της δεκαετίας του 1920 έως τα τέλη της δεκαετίας του 1980 ως μονοδιάστατη (1-D) μέθοδος απεικόνισης, η οποία όπως διαπιστώθηκε δεν ήταν ιδιαίτερως επαρκής για την επίλυση ζητημάτων σε περιβάλλοντα που χαρακτηρίζονται από σύνθετη υπεδαφική γεωλογική δομή. Τις τελευταίες δεκαετίες, η ανάπτυξη των διατάξεων πολλαπλών ηλεκτροδίων, αυτοματοποιημένων συστημάτων λήψης δεδομένων και των προηγμένων αλγορίθμων αντιστροφής των γεωηλεκτρικών δεδομένων, που χρησιμοποιούνται στην τεχνική της **ηλεκτρικής τομογραφίας** (*electrical resistivity tomography – ERT*), κατέστησαν δυνατή την υπεδαφική διερεύνηση σύνθετων γεωλογικά περιβαλλόντων.

Βασικός σκοπός της παρούσας μεταπτυχιακής διπλωματικής εργασίας είναι ο προσδιορισμός των βέλτιστων παραμέτρων που αφορούν τόσο στη λήψη, όσο και στην επεξεργασία των γεωφυσικών δεδομένων γεωσεισμικών και γεωηλεκτρικών τομογραφικών διασκοπικών τεχνικών, για τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής σύνθετων γεωλογικά περιβαλλόντων.

Πιο συγκεκριμένα, η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα πραγματοποιήθηκε σε δύο διαφορετικές περιοχές με κοινά αλλά και διαφορετικά χαρακτηριστικά.

Στο **κεφάλαιο 1**, παρουσιάζεται η θεωρητική θεμελίωση των δύο γεωφυσικών τεχνικών (μέθοδος σεισμικής διάθλασης και ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης) που πραγματεύεται η παρούσα διπλωματική.

Στο **κεφάλαιο 2**, περιγράφεται η 1<sup>η</sup> πειραματική περιοχή, θέση «Κλεισούρα» Άνω Δολιανά, Αρκαδίας, όπου διαπιστώθηκε, έπειτα από τη λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση που πραγματοποιήθηκε, η παρουσία διαφορετικών σχηματισμών ποικίλης λιθολογικής σύστασης και η έντονη τεκτονική δραστηριότητα, γεγονός που καθιστά το γεωλογικό περιβάλλον ιδιαίτερα σύνθετο.

Στο **κεφάλαιο 3**, περιγράφεται η 2<sup>η</sup> πειραματική περιοχή, θέση «Πλάκα Κερατέας», Αττική όπου εμφανίζεται μία γρανοδιοριτική διείσδυση του Άνω Μειοκαίνου, η οποία έχει προκαλέσει μεταμόρφωση επαφής και αναθόλωση των περιβαλλόντων πετρωμάτων, γεγονός το οποίο έχει επιτείνει περαιτέρω την πολυπλοκότητα της τοπικής γεωλογικής δομής.

Τέλος, στο **κεφάλαιο 4**, αποτυπώνονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν έπειτα από την πολυπαραμετρική προσέγγιση διερεύνησης της σύνθετης υπεδαφικής δομής των δύο περιοχών, καθώς και προτάσεις για την περαιτέρω επιστημονική προσέγγιση αντίστοιχων περιοχών με σύνθετη/πολύπλοκη γεωλογική δομή.

## 1. Θεωρητική Θεμελίωση

Στο κεφάλαιο αυτό αναφέρεται συνοπτικά η θεωρητική θεμελίωση των γεωφυσικών μεθόδων της σεισμικής διάθλασης, με έμφαση σε εκείνη της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης, καθώς και της γεωηλεκτρικής μεθόδου και συγκεκριμένα της τεχνικής της ηλεκτρικής τομογραφίας, έπειτα από βιβλιογραφικές αναζητήσεις.

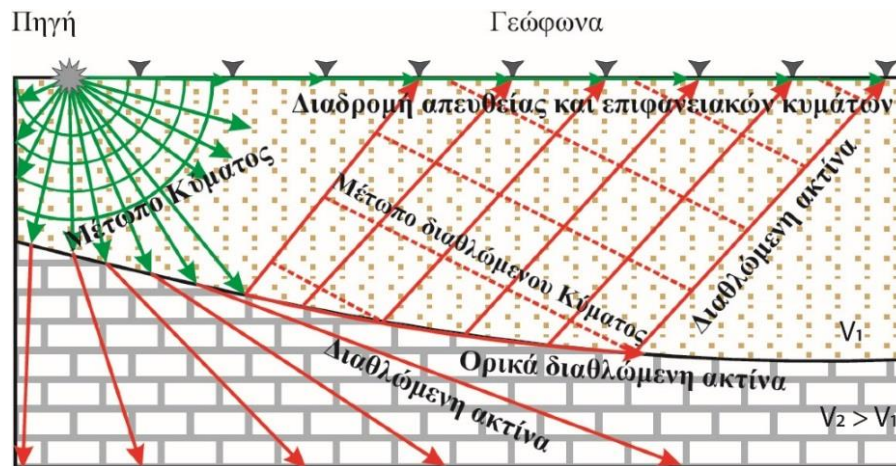
### 1.1 Μέθοδος σεισμικής διάθλασης

Η μέθοδος σεισμικής διάθλασης εφαρμόστηκε για πρώτη φορά σε πρακτικά προβλήματα γεωφυσικής διασκόπησης στην Ευρώπη το 1919, από τον Γερμανό γεωφυσικό *Ludger Mintrop*, για τον εντοπισμό αλατούχων δόμων. Μέχρι σήμερα έχουν αναπτυχθεί μία πληθώρα μεθόδων ανάλυσης, επεξεργασίας και ερμηνείας δεδομένων σεισμικής διάθλασης, οι οποίες βασίζονται στην καταγραφή των πρώτων χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων και αποσκοπούν στον προσδιορισμό της υπεδαφικής δομής και τη χαρτογράφηση του υποβάθρου της υπό μελέτη περιοχής.

Αποτελεί την πρώτη γεωφυσική μέθοδο που χρησιμοποιήθηκε για τον εντοπισμό γεωλογικών δομών που ευνοούν την ύπαρξη υδρογονανθράκων, ενώ πλέον εφαρμόζεται ευρέως για τον προσδιορισμό του βάθους του συμπαγούς βραχώδους υποβάθρου, τον εντοπισμό πιθανών ζωνών αστοχίας (*Rusydy et al., 2021; Zakaria et al., 2022*), αλλά και τον υπολογισμό των γεωτεχνικών παραμέτρων των υπεδαφικών λιθολογικών σχηματισμών (*Alexoroulos et al., 2022 & 2023; Shebl et al., 2019*), γεγονός που καθιστά απαραίτητη την εφαρμογή της στα πρώτα στάδια εκτέλεσης κάθε μεγάλου τεχνικού έργου. Άλλες εφαρμογές της μεθόδου σεισμικής διάθλασης είναι ο προσδιορισμός των ελαστικών παραμέτρων των υπό διερεύνηση γεωλογικών σχηματισμών, ο εντοπισμός γεωλογικών ρηγματίων (*Improta et al., 2003; Mattson, 2004; Rinaldi et al., 2019*) και υπόγειων εγκοίλων (*Carollo et al., 2020*), όπως επίσης και η έρευνα εντοπισμού υδροφόρων στρωμάτων. Ιδιαίτερη σημασία παρουσιάζει η συμβολή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης στην τεχνική γεωλογία και τεχνική σεισμολογία, καθώς καθιστά δυνατό τον γρήγορο υπολογισμό των τεχνικών χαρακτηριστικών των πρώτων μερικών δεκάδων μέτρων του υπεδάφους (*Alexoroulos et al., 2023*), τα οποία είναι καθοριστικά για το είδος των αναμενόμενων σεισμικών κινήσεων κατά την διάρκεια ενός σεισμού διαδραματίζοντας σημαντικό ρόλο όσο αφορά την στατικότητα των κτηρίων.

Η μέθοδος σεισμικής διάθλασης έγκειται στη μέτρηση των χρόνων διαδρομής (*traveltimes*), σε γνωστά (προκαθορισμένα) σημεία κατά μήκος της επιφάνειας του εδάφους, των επιμήκων – *P* σεισμικών κυμάτων που παράγονται από μία τεχνητή πηγή ενέργειας (*Redpath, 1973*). Η παραγόμενη σεισμική ενέργεια ανιχνεύεται στην επιφάνεια με τη χρήση σεισμικών δεκτών (γεωφώνων) που είναι τοποθετημένοι σε γραμμική διάταξη και οι χρόνοι διαδρομής/άφιξης των σεισμικών κυμάτων καταγράφονται μέσω του σειсмоγράφου. Στην περίπτωση της μεθόδου σεισμικής διάθλασης και υπό την προϋπόθεση ότι η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων αυξάνεται με το βάθος, οι καταγεγραμμένοι χρόνοι άφιξης μπορεί να οφείλονται (εικ. 1.1):

1. Σε διάδοση της σεισμικής ενέργειας μέσω του ανώτερου υπεδαφικού σεισμικού στρώματος, παράγοντας τους λεγόμενους απευθείας χρόνους άφιξης (*direct traveltimes*) στις σεισμικές καταγραφές.
2. Σε διάδοση της σεισμικής ενέργειας κατά μήκος των βαθύτερων υπεδαφικών σεισμικών στρωμάτων υψηλότερης ταχύτητας και επιστροφής της στην επιφάνεια ως μετωπικά κύματα (*headwaves*), λόγω πραγματοποίησης του φαινομένου της οριακής διάθλασης (*critical refraction*). Με τον τρόπο αυτό παράγονται οι λεγόμενες οριακά διαθλώμενες αφίξεις (*critical refracted arrivals*) ή εν συντομία διαθλώμενες αφίξεις (*refracted arrivals*) στις σεισμικές καταγραφές.



Εικόνα 1.1: Σχηματική αναπαράσταση του τρόπου διάδοσης των σεισμικών ακτινών εντός ημιχώρου που αποτελείται από δύο στρώματα με διαφορετικές σεισμικές ταχύτητες (τροποποιημένο από Τσελέντης, 2013).

Τα δεδομένα των καταγεγραμμένων χρόνων άφιξης, είτε απευθείας είτε οριακά διαθλώμενων, χρησιμοποιούνται στη συνέχεια στη διαδικασία της επεξεργασίας, για τη δημιουργία ενός υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων κατά μήκος της γραμμικής διάταξης των σεισμικών δεκτών. Οι τεχνικές επεξεργασίας των χρόνων διαδρομής που έχουν αναπτυχθεί υπό την αιγίδα της μεθόδου σεισμικής διάθλασης, μπορούν να κατηγοριοποιηθούν σε δύο ευρείες κατηγορίες.

Στην πρώτη κατηγορία των συμβατικών (*conventional*) τεχνικών επεξεργασίας εμπίπτουν:

1. Η τεχνική του χρόνου συνάντησης (*intercept time method – ITM*), που αποτελεί την πιο απλή τεχνική επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής διάθλασης (*Cerveny & Ravindra, 1971; Redpath, 1973*).
2. Οι τεχνικές του χρόνου καθυστέρησης (*delay time methods*) στις οποίες περιλαμβάνονται:
  - Η τεχνική *ABC* (*Heiland, 1940 & Jakosky, 1950*)
  - Η τεχνική *Plus-Minus* (*Dufour & Foltinek, 1996*)
  - Η τεχνική *Generalized reciprocal method (GRM)* (*Palmer, 1981*)

Στην δεύτερη κατηγορία, τεχνικών επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων χρόνων διαδρομής, ανήκουν οι τομογραφικές τεχνικές (*tomographic techniques*), οι οποίες περιγράφονται εκτενώς στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας.

Κοινό γνώρισμα των συμβατικών τεχνικών επεξεργασίας είναι ότι χρησιμοποιούν υπεραπλουστευμένη γεωμετρία, διαιρώντας το υπεδαφικό μοντέλο σε διακριτά συνεχή στρώματα σταθερής ταχύτητας (*Zhang & Toksoz, 1998*). Ως εκ' τούτου, οι τεχνικές αυτές αδυνατούν να αναδείξουν την πραγματική ισχύ της μεθόδου σεισμικής διάθλασης, ιδιαίτερος όταν το υπεδαφικό μοντέλο, της υπό μελέτη περιοχής, χαρακτηρίζεται από έντονη πλευρική ανομοιογένεια με την παρουσία πολλαπλών στρωμάτων και έντονων μεταβολών των σεισμικών ταχυτήτων.

Το πρόβλημα αυτό καλούνται να αντιμετωπίσουν οι τομογραφικές τεχνικές επεξεργασίας, όπως η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (*seismic refraction tomography – SRT*), οι οποίες, σε αντίθεση με τις συμβατικές, υποδιαιρούν το μοντέλο σε ένα σύνολο κελιών (*cells*) ή κόμβων (*nodes*), καθένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από μια σταθερή τιμή σεισμικής ταχύτητας. Χρησιμοποιώντας κάποιον αλγόριθμο ίχνευσης ακτίνων (*raytracing*), υπολογίζονται στο δεδομένο αυτό μοντέλο οι διαδρομές των ακτίνων και οι χρόνοι διαδρομής τους και στη συνέχεια, μέσω αντιστροφής (*inversion*), οι παράμετροι του μοντέλου μεταβάλλονται, σε μια προσπάθεια καλύτερης δυνατής ταύτισης των υπολογισμένων (*calculated/modelled*) με τους μετρούμενους (*measured/observed*) χρόνους διαδρομής. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται μέχρις ότου ολοκληρωθεί ένας προκαθορισμένος αριθμός επαναλήψεων και παραχθεί το υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων (γνωστό ως τομόγραμμα) που θεωρητικά προσεγγίζει με το καλύτερο δυνατό τρόπο τα δεδομένα και κατ' επέκταση την πραγματική υπεδαφική δομή.

Χάρη στην ανάπτυξη των τομογραφικών τεχνικών επεξεργασίας, η μέθοδος σεισμικής τομογραφίας διάθλασης είναι πλέον σε θέση να εφαρμοστεί και να παρέχει ικανοποιητικά και αξιόπιστα αποτελέσματα σε περιβάλλοντα που χαρακτηρίζονται από σύνθετη υπεδαφική γεωλογική δομή, με έντονη πλευρική ανομοιογένεια. Τέτοιου είδους περιβάλλοντα μπορεί να χαρακτηρίζονται από την παρουσία μεγάλου αριθμού λιθολογιών με διαφορετικές ιδιότητες, που έχουν υποστεί φαινόμενα έντονης τεκτονικής δραστηριότητας, καρστικοποίησης, εξαλλοίωσης, συμπύκνωσης κ.ο.κ.

Ορισμένα μειονεκτήματα εφαρμογής της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης είναι ότι απαιτείται η λήψη πυκνότερων δεδομένων, δηλαδή καταγραφή των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από πολλές διαφορετικές θέσεις της σεισμικής πηγής. Ως εκ' τούτου, χρειάζεται πολύ περισσότερος χρόνος για τη λήψη και επεξεργασία των δεδομένων συγκριτικά με τις συμβατικές τεχνικές. Επιπλέον, η επεξεργασία των δεδομένων είναι πολυπλοκότερη σε σχέση με αυτή των συμβατικών τεχνικών, καθώς απαιτείται ο καθορισμός πολλών παραμέτρων σε ό,τι αφορά τη διαδικασία της αντιστροφής. Τέλος στο γεωσεισμικό τομόγραμμα δεν υπάρχουν σαφώς καθορισμένα (διακριτοποιημένα) γεωσεισμικά στρώματα, παρά μία δισδιάστατη ή και τρισδιάστατη κατανομή ταχυτήτων, επομένως η κριτική ικανότητα του ερευνητή/αξιολογητή διαδραματίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην τελική αξιολόγηση/ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

### 1.1.1 Τεχνική σεισμικής τομογραφίας

Η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας των χρόνων διαδρομής (*seismic travelttime tomography*) είναι μια αυτοματοποιημένη τεχνική επεξεργασίας αντιστροφής (*inversion*) των σεισμικών δεδομένων, η οποία χρησιμοποιείται ευρέως σε εφαρμογές γεωφυσικών μεθοδολογιών (*McMechan, 1983; Bishop et al., 1985*), όπως αυτές της σεισμικής διάθλασης (*seismic*

*refraction*), της σεισμικής ανάκλασης (*seismic reflection*) και της σεισμικής διασκόπησης σε γεωτρήσεις (τεχνική *cross-hole*). Σύμφωνα με την τομογραφική προσέγγιση, το υπέδαφος υποδιαιρείται σε ένα μεγάλο αριθμό κελιών (*cells*), καθένα από τα οποία περιγράφεται από ένα μεγάλο αριθμό παραμέτρων, αποκτώντας έτσι την μορφή ενός λεπτομερούς πλέγματος (*fine mesh*). Η λεπτομερής αυτή διακριτοποίηση του μοντέλου μπορεί να θεωρηθεί ότι προσεγγίζει την περίπτωση ενός συνεχούς μέσου, επιτρέποντας με αυτόν τον τρόπο την ερμηνεία ενός ευρέος φάσματος πιθανών υποεπιφανειακών δομών του υπεδάφους.

Για την εφαρμογή μιας παραμετρικής αντιστροφής, το συνεχές υπεδάφικό μέσο ταχυτήτων πρέπει να παρασταθεί ως ένα σύνολο πεπερασμένων παραμέτρων. Κάθε παράμετρος αντιπροσωπεύει την ταχύτητα ή το βάθος μιας διεπιφάνειας (*interface*) σε μία συγκεκριμένη θέση ή κόμβο (*node*), η οποία μπορεί στη συνέχεια να χρησιμοποιηθεί στη διαδικασία παρεμβολής (*interpolation*) των τιμών.

### 1.1.2 Ευθύ και Αντίστροφο πρόβλημα

Σύμφωνα με την προσέγγιση του *Farra (1990)* το μοντέλο διαιρείται σε ένα σύνολο στρωμάτων που διαχωρίζονται από διεπαφές, στις οποίες οι ακτίνες μπορούν να διαθλώνται και να ανακλώνται. Μέσα σε κάθε στρώμα, το τετράγωνο της βραδύτητας (*slowness*),  $u^2$ , μπορεί να υπολογιστεί μέσω παρεμβολής χρησιμοποιώντας μία δισδιάστατη 2<sup>ου</sup> βαθμού καμπύλη *Bezier (2-D quadratic B-spline)* σε ένα ορθογώνιο πλέγμα κόμβων. Τα βάθη των διεπιφανειών,  $D^l$ , μπορούν επίσης να υπολογιστούν μέσω παρεμβολής με τη χρήση, αυτή τη φορά, μίας μονοδιάστατης 3<sup>ου</sup> βαθμού καμπύλης *Bezier (1-D third order B-spline)*. Οι απορρέουσες εξισώσεις που συσχετίζουν τη συνεχή τετραγωνική βραδύτητα και το βάθος με τις διακριτές παραμέτρους του μοντέλου,  $m_i$ , είναι οι εξής:

$$u^2(x, z) = \sum_{i=1}^r \beta_i^V(x, z) m_i, \quad (1.1)$$

$$D^l(x) = \sum_{i=r+1}^s \beta_i^D(x) m_i \quad (1.2)$$

όπου  $\beta^V$  και  $\beta^D$  είναι οι κατάλληλες καμπύλες *Bezier (De Boor, 1978)* και τα  $m_i$ ,  $i = 1, r$  και  $m_i$ ,  $i = r + 1, s$ , είναι οι παράμετροι του τετραγώνου της βραδύτητας και του βάθους της διεπιφάνειας αντίστοιχα.

Ο τρόπος κατανομής των κόμβων και η μέθοδος που θα χρησιμοποιηθεί για την παρεμβολή των τιμών των παραμέτρων θα πρέπει να είναι αρκετά ευέλικτες προκειμένου, αφενός μια μεγάλη ποικιλία πιθανών δομών να μπορεί να αντιπροσωπευτεί και αφετέρου να επιτρέπει την αποτελεσματική επίλυση των εξισώσεων ίχνευσης των σεισμικών ακτίνων (*seismic raytracing equations*), γνωστή και ως επίλυση του ευθέως προβλήματος (*forward problem solution*).

### Γραμμικοποίηση (*Linearization*)

Γενικά η σχέση μεταξύ του χρόνου διαδρομής μιας ακτίνας και των παραμέτρων του υπεδάφικού μοντέλου, δηλαδή της ταχύτητας και της θέσης των διεπιφανειών, είναι μη γραμμική. Αυτή η μη γραμμικότητα μπορεί να αντιμετωπιστεί με την εφαρμογή τεχνικών στοχαστική αντιστροφής (*stochastic inversion*), όπως η προσομοιωμένη αποκατάσταση

(*simulated annealing*) (Kirkpatrick, Gelatt & Vecchi, 1983) ή οι γενετικοί αλγόριθμοι (*genetic algorithms - GA*) (Goldberg, 1989). Ωστόσο, οι τεχνικές αυτές είναι εξαιρετικά απαιτητικές σε υπολογιστική ισχύ και αδόκιμες για προβλήματα τομογραφίας μεγάλου όγκου δεδομένων. Ως εκ τούτου, η τεχνική της επαναληπτικής γραμμικής προσέγγισης (*linearized iterative approach*) χρησιμοποιείται ευρέως.

Σύμφωνα με τη θεωρία ακτίνων, ο χρόνος διαδρομής,  $t_0$ , μιας ακτίνας ορίζεται ως το ολοκλήρωμα της βραδύτητας (*slowness*),  $u_0$ , κατά μήκος της διαδρομής της ακτίνας  $r(u_0)$ ,

$$t_0 = \int_{r(u_0)}^{\square} u_0(x) ds \quad (1.3)$$

Εάν ορίσουμε τη μεταβολή της βραδύτητας ως  $\delta u(x)$ , η αρχή του *Fermat* αναφέρει ότι, σε πρώτο βαθμό, η προκύπτουσα μεταβολή του χρόνου διαδρομής δίνεται από το ολοκλήρωμα της μεταβολής της βραδύτητας κατά μήκος της διαδρομής της ακτίνας εντός του αδιατάρακτου μέσου (Backus & Gilbert, 1969),

$$\delta t = \int_{r(u_0)}^{\square} \delta u(x) ds + O(\delta r^2) \quad (1.4)$$

όπου  $O(\delta r^2)$  ο όρος που περιέχει τους δευτεροβάθμιους όρους. Ολοκληρώνοντας ως προς  $d\tau$ , όπου  $u d\tau = ds$ , η εξίσωση 1.4 μπορεί να ανασχηματιστεί ως προς την παραμετροποίηση  $u^2$  δίνοντας:

$$\delta t = \frac{1}{2} \int_{r(u_0)}^{\square} \delta(u^2)(x) d\tau + O(\delta r^2) \quad (1.5)$$

Ο ισοδύναμος γραμμικός όρος για τη μεταβολή του χρόνου διαδρομής λόγω μιας μεταβολής στο βάθος της  $i$ -οστής διεπιφάνειας,  $\delta D^l$ , στη θέση της  $k$ -οστής διάθλασης/ανάκλασης,  $x^k$ , είναι:

$$\delta t = \Delta p_z^k \delta D^l(x^k) \quad (1.6)$$

όπου,  $\Delta p_z^k = (p_z - \hat{p}_z)$  και  $p_z$  και  $\hat{p}_z$  είναι οι κατακόρυφες συνιστώσες των διανυσμάτων βραδύτητας της προσπίπτουσας και διαθλώμενης/ανακλώμενης ακτίνας αντίστοιχα στην  $k$ -οστή ανάκλαση ή διάθλαση (Farra & Madariaga, 1988).

Συνδυάζοντας τις εξισώσεις 1.5 και 1.6 και αθροίζοντας όλες τις ανακλάσεις και διαθλάσεις κατά μήκος της ακτίνας προκύπτει:

$$\delta t = \frac{1}{2} \int_{r(u_0)}^{\square} \delta(u^2)(x) d\tau + \sum_k \Delta p_z^k \delta D^l(x^k) + O(\delta r^2) \quad (1.7)$$

Η εξίσωση 1.7 είναι μια μη γραμμική εξίσωση η οποία συνδέει τις μεταβολές του πεδίου βραδύτητας και του βάθους της διεπιφάνειας με τις αντίστοιχες μεταβολές του χρόνου διαδρομής. Η εξίσωση αυτή μπορεί να γραμμικοποιηθεί απαλείφοντας τον τελικό όρο και σε συνδυασμό με τις εξισώσεις 1.1 και 1.2, να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των μερικών παραγώγων των χρόνων διαδρομής ως προς τις παραμέτρους του μοντέλου,  $A_{ij} = \partial t_i / \partial m_j$ . Το γραμμικό σύστημα που προκύπτει μπορεί στη συνέχεια να γραφεί ως εξής:

$$\delta t = A \delta m \quad (1.8)$$

Δεδομένου ενός αρχικού μοντέλου, δύναται να υπολογιστούν οι διαδρομές των ακτίνων καθώς και οι χρόνοι διαδρομής και με τη χρήση της εξίσωσης 1.8 να παραχθεί ένα καινούργιο μοντέλο. Ωστόσο, καθώς η εξίσωση 1.8 αποτελεί μόνο μία προσέγγιση της δυνητικά μη γραμμικής σχέσης μεταξύ των χρόνων διαδρομής και των παραμέτρων του μοντέλου, το νέο μοντέλο μπορεί να μην συνάδει πλήρως με τα δεδομένα των χρόνων διαδρομής. Εάν το καινούργιο μοντέλο είναι καλύτερο από το προηγούμενο, αρχικό μοντέλο, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως βελτιωμένο αρχικό μοντέλο και η διαδικασία υπολογισμού των χρόνων διαδρομής και επίλυσης της εξίσωσης 1.8 να επαναληφθεί έως ότου επιτευχθεί ικανοποιητική προσαρμογή στα δεδομένα. Η επαναληπτική αυτή γραμμική προσέγγιση θα πρέπει να οδηγείται σε μία λύση εάν η υπόθεση της γραμμικοποίησης των μικρών μεταβολών των διαδρομών των ακτίνων είναι έγκυρη σε κάθε επανάληψη.

Η επαναληπτική διαδικασία μπορεί να χωριστεί σε δύο βήματα:

1. Το πρόβλημα του υπολογισμού των χρόνων διαδρομής και των μερικών παραγώγων τους, γνωστό και ως ευθύ πρόβλημα (*Forward problem*)
2. Το πρόβλημα της επίλυσης του γραμμικού συνόλου των εξισώσεων για την απόκτηση ενός νέου μοντέλου, γνωστό και ως αντίστροφο πρόβλημα (*Inversion*)

#### **Το ευθύ πρόβλημα (*Forward problem*)**

Στην παρούσα εργασία, για την επίλυση του ευθέως προβλήματος αναφέρεται η μέθοδος συντομότερης διαδρομής (*shortest path method*), όπως περιγράφεται από τον Moser (1991).

Η μέθοδος συντομότερης διαδρομής έχει σχεδιαστεί για την εύρεση της καλύτερης προσεγγιστικής λύσης, στο πρόβλημα της αναζήτησης του συντομότερου χρόνου διαδρομής μίας καθορισμένης διαδρομής. Συνεπώς, η μέθοδος αυτή είναι ιδιαίτερα κατάλληλη για εφαρμογές που αφορούν τομογραφικές τεχνικές χρόνων διαδρομής. Όσο αφορά τις μεταγενέστερες αφίξεις σε ένα σειсмоγράφημα, αυτές μπορούν να υπολογιστούν μόνο εάν παρασταθούν ως συνοριακές συντομότερες διαδρομές. Για παράδειγμα, οι συντομότερες διαδρομές που δεσμεύονται να καταλήξουν τη διαδρομή τους σε ένα σημείο ενός συνόλου σημείων, που σχηματίζουν ένα σκεδαστή ή μια διεπιφάνεια, προσεγγίζουν τις διαδρομές των διαθλώμενων, περιθλώμενων και ανακλώμενων ακτίνων. Επιπλέον, λόγω της αφηρημένης δομής ενός δικτύου ακτίνων, δεν υπάρχει η έννοια της διαστατικότητας του χώρου, επομένως με τη χρήση των ίδιων αλγόριθμων είναι η δυνατή η δισδιάστατη και τρισδιάστατη ίχνευση ακτίνων (*raytracing*).

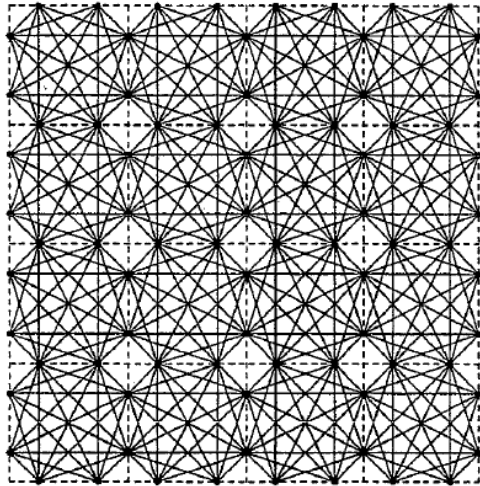
Μία από τις θεμελιώδεις ιδιότητες της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων ορίζεται από την αρχή του *Fermat* σύμφωνα με την οποία, η διαδρομή μιας ακτίνας αποτελεί μια χωρική καμπύλη κατά μήκος της οποίας ο χρόνος διαδρομής παραμένει σταθερός. Η κατασκευή μιας ακτίνας μεταξύ μιας σεισμικής πηγής και ενός δέκτη μπορεί να βασιστεί σε αυτή την αρχή. Θα μπορούσε κανείς να απαριθμήσει όλες τις πιθανές τροχιές που διασυνδέουν την πηγή και τον δέκτη και να αναζητήσει έπειτα την τροχιά που χαρακτηρίζεται από τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής. Η διαδικασία αυτή ξεκινά συνήθως με την επιλογή μιας αυθαίρετης αρχικής τροχιάς, η καμπυλότητα της οποίας τροποποιείται συνεχώς, έως ότου ο χρόνος διαδρομής κατά μήκος αυτής να ελαττωθεί κατά το μέγιστο δυνατό και να επιτευχθεί στασιμότητα. Η αναλογία μεταξύ μιας σεισμικής διαδρομής ακτίνων και της μεθόδου συντομότερης διαδρομής σε ένα δίκτυο παρέχει μια εναλλακτική χρήση της αρχής του *Fermat*.

Στην περίπτωση της μεθόδου της συντομότερης διαδρομής, το σχετικό τμήμα της γης αναπαρίσταται ως ένα μεγάλο δίκτυο σημείων, τα οποία συνδέονται μεταξύ τους με τόξα. Κάθε σημείο ή κόμβος (*node*) συνδέεται με έναν περιορισμένο αριθμό γειτονικών σημείων, αλλά όχι με σημεία που βρίσκονται μακριά. Μέσω των διασυνδέσεων των σημείων αυτών, είναι δυνατή η μετάβαση από το έναν κόμβο στον άλλο. Το δίκτυο μπορεί να προσομοιωθεί ως ένας τρισδιάστατος οδικός χάρτης. Όπως σε έναν οδικό χάρτη, οι συνδέσεις μεταξύ των κόμβων έχουν κάποιο μήκος, το μήκος αυτό πρέπει να εκληφθεί ως συντελεστής βαρύτητας της σύνδεσης. Έτσι, στην περίπτωση της εφαρμογής της ίχνευσης των σεισμικών ακτίνων (*seismic raytracing*), ο συντελεστής βαρύτητας της σύνδεσης είναι ο χρόνος διαδρομής ενός σεισμικού κύματος μεταξύ των δύο κόμβων. Λόγω της αρχής της αμοιβαιότητας (*reciprocity principle*), η σύνδεση αυτή θα έχει ίσο μήκος και για τις δύο κατευθύνσεις κατά μήκος της ίδιας τροχιάς. Σε άλλες εφαρμογές της θεωρίας δικτύων, ο συντελεστής βαρύτητας μπορεί να είναι η ηλεκτρική αντίσταση σε κάποιο ηλεκτρικό δίκτυο, το κόστος σε ένα οικονομικό δέντρο αποφάσεων, ή οποιοδήποτε μέγεθος πρέπει να ελαχιστοποιηθεί σε ένα διακριτοποιημένο μέσο.

Όταν το μήκος ενός τόξου επιλέγεται ίσο με το χρόνο διαδρομής ενός σεισμικού κύματος, μπορεί κανείς να θεωρήσει ότι η διαδρομή με τον συντομότερο χρόνο μεταξύ δύο κόμβων προσεγγίζει τη διαδρομή που θα ακολουθήσει η σεισμική ακτίνα. Αυτό είναι πιθανό, όταν οι κόμβοι του δικτύου είναι κατανομημένοι με τέτοιο τρόπο, έτσι ώστε σχεδόν κάθε διαδρομή ακτίνας να μπορεί να προσεγγιστεί από διαδρομές μέσω του δικτύου. Για τον σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται κανονικές κατανομές των κόμβων και των συνδέσεων μεταξύ τους. Μία τέτοια προσέγγιση απαιτείται όχι μόνο για να αποδώσει λογικές προσεγγίσεις των διαδρομών των σεισμικών ακτίνων, αλλά και για την ελάττωση των απαιτήσεων σε υπολογιστική ισχύ και μνήμη. Για την παρουσίαση της μεθόδου της συντομότερης διαδρομής χρησιμοποιούνται δύο διαφορετικές κατανομές δικτύου στις δύο διαστάσεις, παρόλο που η θεωρία των δικτύων δεν επιβάλλει κανένα περιορισμό στη διαστατικότητα του χώρου. Όλες οι ποσότητες είναι αδιάστατες, με την οριζόντια απόσταση –  $x$  και το βάθος –  $z$  να κυμαίνονται από 0 έως 100.

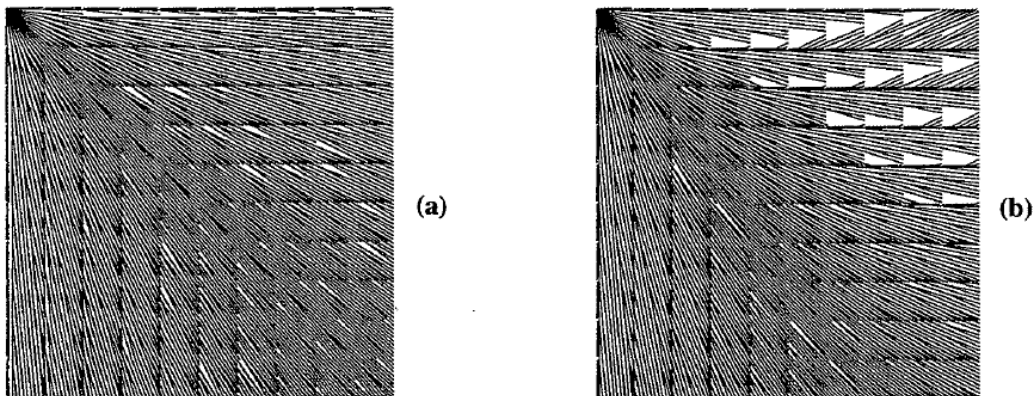
Στο πρώτο παράδειγμα, που προέρχεται από τους *Nakanishi και Yamaguchi (1986)*, οι κόμβοι κατανέμονται κανονικά στα όρια ορθογώνιων κελιών (*cell boundaries*), στα οποία η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων είναι σταθερή (εικ. 1.2). Δύο κόμβοι, συνδέονται μεταξύ τους μόνο όταν δεν υπάρχει όριο κελιού ανάμεσά τους. Ο χρόνος διαδρομής μεταξύ δύο διασυνδεδεμένων κόμβων, ορίζεται ως το γινόμενο μεταξύ της ευκλείδειας απόστασής τους με τη βραδύτητα (*slowness*) του κελιού που βρίσκεται ανάμεσά τους.





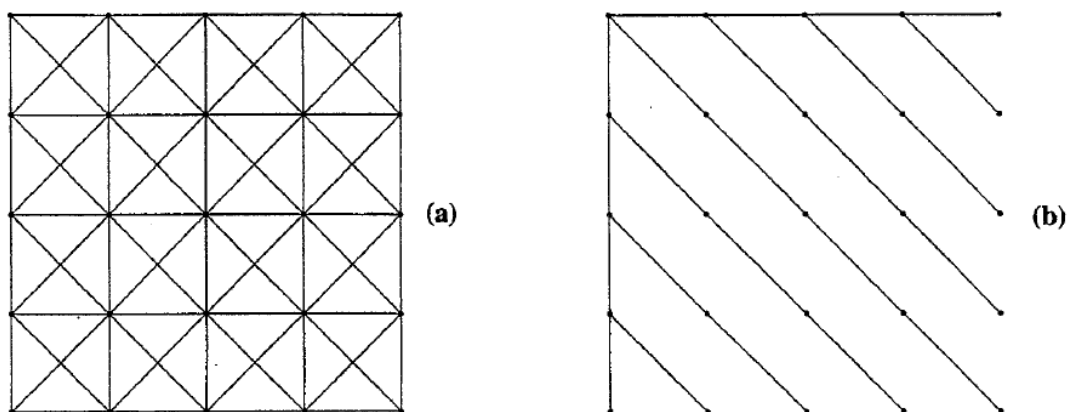
Εικόνα 1.2: Οργάνωση των κελιών (cells) ενός δικτύου (network). Τα όρια των κελιών αναπαρίστανται με τις εστιγμένες μαύρες γραμμές, οι κόμβοι (nodes) με μαύρους κύκλους και οι διασυνδέσεις μεταξύ των κόμβων με τις συνεχείς μαύρες γραμμές (Moser, 1991).

Στις εικόνες 1.3a και b, αναπαρίστανται οι συντομότερες διαδρομές σε δύο διαφορετικά δίκτυα. Το μοντέλο της εικόνας 1.3a χαρακτηρίζεται από σταθερή ταχύτητα ίση με 1,0, έτσι ώστε οι συντομότερες διαδρομές να προσεγγίζονται από ευθείες γραμμές, ενώ το μοντέλο της εικόνας 1.3b έχει μία (αδιάστατη) κατανομή ταχύτητας  $c = 1,0 + 0,01z$ , έτσι ώστε οι συντομότερες διαδρομές να προσεγγίζονται από καμπύλες ακτίνες. Η διευθέτηση των δικτύων σε κελιά (cells) είναι ιδιαίτερα κατάλληλη για την εφαρμογή στη σεισμική τομογραφία (seismic tomography).



Εικόνα 1.3: Εφαρμογή της μεθόδου συντομότερης διαδρομής σε δίκτυο κελιών με διαστάσεις  $10 \times 10$  και 10 κόμβους ανά όριο κελιού. (a) Η περίπτωση ενός ομοιογενούς μοντέλου, (b) η περίπτωση ενός μοντέλου με γραμμικά μεταβαλλόμενη ταχύτητα με το βάθος,  $c = 1,0 + 0,01z$  (Moser, 1991).

Το δεύτερο παράδειγμα χρησιμοποιεί ένα ορθογώνιο πλέγμα κόμβων, όπου κάθε κόμβος συνδέεται με τους κόμβους που βρίσκονται στην άμεση γειτονιά του. Η σεισμική ταχύτητα ή βραδύτητα λαμβάνεται δειγματοληπτικά στις θέσεις των κόμβων. Ο χρόνος διαδρομής μεταξύ δυο διασυνδεδεμένων κόμβων ορίζεται ως το γινόμενο της ευκλείδειας απόστασής τους, με τη μέση βραδύτητα των δύο κόμβων. Ο τρόπος αυτός της οργάνωσης του δικτύου, επιτρέπει τη διαμόρφωση ισότιμων καμπύλων χρόνων διαδρομής και ταχυτήτων και το σημαντικότερο, την εισαγωγή διεπιφανειών (interfaces). Στην εικόνα 1.4a, απεικονίζεται ένα ορθογώνιο πλέγμα κόμβων  $5 \times 5$ , καθένας εκ' των οποίων συνδέεται με το πολύ οκτώ γειτονικούς κόμβους. Στην εικόνα 1.4b, απεικονίζονται οι συντομότερες διαδρομές από τον επάνω αριστερό κόμβο στην περίπτωση ενός ομοιογενούς μοντέλου.



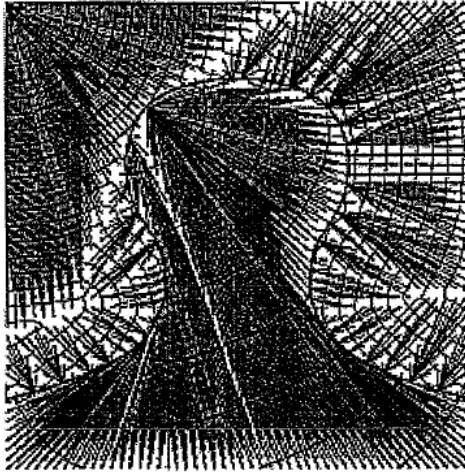
Εικόνα 1.4: Κατανομή του πλέγματος ενός δικτύου. (α) Κόμβοι διαστάσεων 5 x 5 καθένας από τους οποίους συνδέεται με το πολύ οκτώ γειτονικούς κόμβους. (β) Εφαρμογή της μεθόδου συντομότερης διαδρομής σε ένα ομοιογενές μοντέλο, στο δίκτυο της εικόνας 1.4α (Moser, 1991).

Οι συντομότερες διαδρομές σε πιο γενικευμένα μέσα ακολουθούν αναμενόμενα μοτίβα. Στην εικόνα 1.5, ένα μέσο με ταχύτητες που κυμαίνονται από 1,0 έως 2,0 αναπαρίσταται από ένα δίκτυο 50 x 50 κόμβων, με το πολύ 48 συνδέσεις ανά κόμβο. Παρακολουθώντας τις συντομότερες διαδρομές από έναν κόμβο στην αριστερή πλευρά του μοντέλου, φαίνεται ότι αυτές συγκλίνουν σε περιοχές υψηλής ταχύτητας και προσπαθούν να αποφύγουν τις ζώνες χαμηλής ταχύτητας.



Εικόνα 1.5: Εφαρμογή της μεθόδου συντομότερης διαδρομής σε ένα μέσο που χαρακτηρίζεται από ομαλές μεταβολές της ταχύτητας. Το δίκτυο αποτελείται από ένα πλέγμα 50 x 50 κόμβων, καθένας από τους οποίους διασυνδέεται με το πολύ 48 γειτονικούς κόμβους (Moser, 1991).

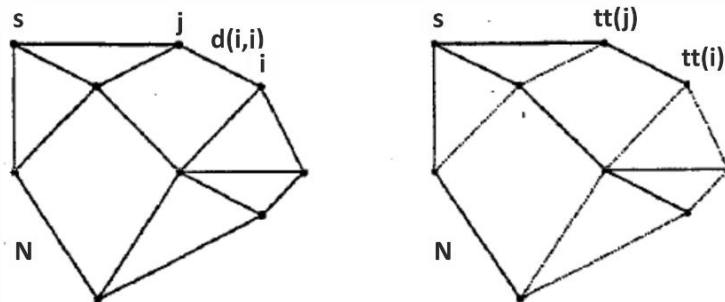
Η αξιοπιστία της μεθόδου της συντομότερης διαδρομής αναδεικνύεται με την παρουσία ασυνεχειών στο πεδίο ταχυτήτων. Στην εικόνα 1.6, γίνεται προσομοίωση μιας δομής δόμου άλατος, με δύο ομοιογενή στρώματα με ταχύτητες 1,0 και 4,0 m/s, που διαχωρίζονται από μια καμπύλη διεπιφάνεια. Διαθλώμενες καθώς και περιθλώμενες διαδρομές μπορούν να διακριθούν στην οροφή και στις παρυφές του δόμου αντίστοιχα.



Εικόνα 1.6: Εφαρμογή της μεθόδου συντομότερης διαδρομής σε ένα μέσο που αποτελείται από δύο ομοιογενή στρώματα με ταχύτητες 1,0 και 4,0 για το ανώτερο και κατώτερο στρώμα αντίστοιχα. Το δίκτυο αποτελείται από ένα πλέγμα 50 x 50 κόμβων, καθένας από τους οποίους διασυνδέεται με το πολύ 120 γειτονικούς κόμβους (Moser, 1991).

### Αλγόριθμοι της μεθόδου συντομότερης διαδρομής και η αποδοτικότητά τους:

Το γράφημα  $G(N, A)$ , αποτελείται από ένα σύνολο  $N$  που περιέχει  $n$  κόμβους μαζί με ένα σύνολο τόξων (συνδέσεις)  $A \subset N \times N$ . Ένα δίκτυο  $(G, D)$ , είναι ένα γράφημα με μια συνάρτηση βαρύτητας  $D: N \times N \rightarrow IR$ , η οποία αποδίδει έναν πραγματικό αριθμό σε κάθε τόξο. Η συνάρτηση  $D$  μπορεί να αναπαρασταθεί από έναν πίνακα  $d_{ij}$  (εικ. 1.7). Για τις ανάγκες της ίχνευσης ακτίνων (raytracing), μπορεί να υποθεθεί ότι το  $D$  είναι συμμετρικό λόγω της αμοιβαιότητας (reciprocity),  $d_{ij} = d_{ji}$  και μη αρνητικό,  $d_{ii} = 0$  για  $i \in N$  και  $d_{ij} \geq 0$  για  $i, j \in N$ . Κατά σύμβαση,  $d_{ij} = d_{ji} = \infty$ , δηλώνει την περίπτωση όπου οι κόμβοι  $i$  και  $j$  δεν διασυνδέονται. Το εμπρόσθιο αστέρι (Forward star – FS) του κόμβου  $i$ ,  $FS(i)$ , είναι το σύνολο των κόμβων που συνδέονται με τον  $i$ . Στην περιγραφή αυτή, όλα τα δίκτυα που χρησιμοποιούνται για την αναπαράσταση ενός μοντέλου ταχυτήτων είναι αραιά και εφόσον ο κάθε κόμβος συνδέεται μόνο με τους κόμβους στην άμεση γειτονιά του, αυτό σημαίνει ότι ο αριθμός των στοιχείων στα εμπρόσθια αστέρια περιορίζεται από ένα μικρό αριθμό  $m$ , όπου  $m \ll n$  και  $m = O(1)$  ( $n \rightarrow \infty$ ).



Εικόνα 1.7: Ο ορισμός ενός δικτύου (αριστερά) και του δέντρου συντομότερων διαδρομών (δεξιά) (Moser, 1991).

Μία διαδρομή συνίσταται από μια ακολουθία κόμβων και διασυνδέσεων που διαδέχονται η μία την άλλη. Ο χρόνος διαδρομής κατά μήκος μιας διαδρομής από τον έναν κόμβο στον άλλο ορίζεται ως το άθροισμα των συναρτήσεων βαρύτητας των συνδέσεων της διαδρομής. Η συντομότερη διαδρομή είναι αυτή με τον μικρότερο δυνατό χρόνο διαδρομής και πιθανώς να μην προσδιορίζεται με μοναδικό τρόπο. Οι συντομότερες διαδρομές από έναν κόμβο πηγής  $s$  προς όλους τους άλλους κόμβους, που υπολογίζονται με τους διαθέσιμους αλγόριθμους, σχηματίζουν το λεγόμενο δέντρο συντομότερων διαδρομών (shortest path tree), με τη ρίζα του στον κόμβο πηγής  $s$  και τα κλαδιά του να συνδέουν τους άλλους κόμβους.

Υπάρχει ένας και μόνο ένας τρόπος να φτάσει κανείς σε έναν κόμβο από τον κόμβο προέλευσης μέσω ενός τέτοιου δέντρου, χωρίς να δημιουργούνται «λούπες» (*loops*). Μία συνέπεια της δενδροειδούς δομής είναι ότι οι συντομότερες διαδρομές περιγράφονται πλήρως από έναν πίνακα δεικτών: ο όρος  $\text{prec}(i)$  είναι ο προηγούμενος (*preceding*) κόμβος του  $i$ , στη συντομότερη διαδρομή από το  $s$  στο  $i$ , με εξορισμού τον κόμβο πηγής  $s$  ίσο με τον δικό του προκάτοχο. Η συντομότερη διαδρομή μπορεί να εξαχθεί από αυτόν τον πίνακα επαναλαμβάνοντας  $\{j := \text{prec}(i), i := j\}$  έως ότου  $i = s$ . Ο χρόνος διαδρομής κατά μήκος της συντομότερης διαδρομής από το  $s$  στο  $i$  συμβολίζεται με  $\text{tt}(i)$ . Οι συντομότεροι χρόνοι διαδρομής από τη σημειακή πηγή  $s$  υπακούουν στις εξισώσεις του *Bellman (1958)*:

$$\text{tt}(i) = \min[\text{tt}(j) + d_{ij}] \quad i, j \in N, j \neq i \quad (1.9)$$

υπό την αρχική συνθήκη:

$$\text{tt}(s) = 0 \quad (1.10)$$

Ο χρόνος διαδρομής σε έναν κόμβο  $i$  είναι το άθροισμα των ελάχιστων χρόνων διαδρομής σε γειτονικούς κόμβους και του συντελεστή βαρύτητας της διασύνδεσης μεταξύ τους. Οι εξισώσεις αυτές προκύπτουν εύκολα από την παρατήρηση ότι εάν:

$$\text{tt}(i) \neq \min[\text{tt}(j) + d_{ij}], \quad j \neq i$$

θα υπήρχε διαδρομή με μικρότερο χρόνο διαδρομής από τον  $\text{tt}(i)$ . Ο κόμβος  $j$  που ελαχιστοποιεί το  $\text{tt}(j) + d_{ij}$  είναι ο ακριβώς προηγούμενος κόμβος του  $i$  στη συντομότερη διαδρομή από το  $s$  στο  $i$ :  $j = \text{prec}(i)$ .

Οι εξισώσεις του *Bellman*, υποδεικνύουν ένα σύστημα κατασκευής των συντομότερων χρόνων διαδρομής. Όλοι οι αρχικοί χρόνοι διαδρομής είναι άπειροι εκτός από τον κόμβο της πηγής  $\text{tt}(s) = 0$ . Είναι πλέον δυνατό να επαναληφθεί η μη-γραμμική αναδρομή

$$\text{tt}(i) = \min[\text{tt}(j) + d_{ij}], \quad j \in N \quad (1.11)$$

για όλα τα  $i \in N$ , έως ότου δεν είναι δυνατή πλέον η ανανέωση κανενός χρόνου διαδρομής. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι συντομότερες διαδρομές από έναν κόμβο προς όλους τους υπόλοιπους κόμβους.

Ο αλγόριθμος του *Dijkstra (1959)*, καθορίζει μία σειρά κόμβων που θα συμμετέχουν στη διαδικασία υπολογισμού (ενημέρωση του μοντέλου), προκειμένου να υπολογιστούν οι συντομότερες διαδρομές μετά από την ολοκλήρωση μίας σειράς επαναλήψεων (*iterations*)  $n$ . Οι κόμβοι διαχωρίζονται σε ένα σύνολο κόμβων  $P$  με γνωστούς χρόνους διαδρομής και ένα σύνολο κόμβων  $Q$  των οποίων οι χρόνοι διαδρομής, κατά μήκος της διαδρομής από την σημειακή πηγή  $s$ , δεν είναι ακόμα γνωστοί. Αρχικά το σύνολο  $P$  είναι κενό και το σύνολο  $Q$  είναι ίσο με τον συνολικό αριθμό των κόμβων  $N$ . Ο κόμβος με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής που ανήκει στο σύνολο  $Q$  είναι ο κόμβος  $s$ , δηλαδή ο κόμβος της σημειακής πηγής. Ο κόμβος αυτός έχει γνωστό χρόνο διαδρομής [ $\text{tt}(s) = 0$ ], επομένως μπορεί να μεταφερθεί στο σύνολο  $P$ .

Οι χρόνοι διαδρομής όλων των κόμβων  $j$  που διασυνδέονται με τον κόμβο  $s$ , δηλαδή όλοι οι  $j \in FS(s)$ , ενημερώνονται στη συνέχεια σύμφωνα με την εξίσωση **1.11**. Ο κόμβος στο σύνολο  $Q$  με τον μικρότερο (πειραματικά) χρόνο διαδρομής δεν ενημερώνεται πλέον και μπορεί να μεταφερθεί στο σύνολο  $P$ , ενώ οι υπόλοιποι κόμβοι που διασυνδέονται με αυτόν ενημερώνονται ξανά. Η διαδικασία αυτή εύρεσης του κόμβου με τον ελάχιστο πειραματικό

χρόνο διαδρομής, μεταφορά του στο σύνολο  $P$  και ενημέρωσης του εμπρόσθιου αστέρα του, επαναλαμβάνεται ακριβώς  $n$  φορές. Τέλος, με την επαναληπτική αυτή διαδικασία, κατασκευάζεται το πλήρες δέντρο συντομότερων διαδρομών (*shortest path tree*).

Ο αλγόριθμός του *Dijkstra (1959)* μπορεί να περιγραφεί ως εξής:

**(1) Αρχική ρύθμιση (*Initialization*)**

$$Q := N \quad tt(i) := \infty, \quad \forall i \in N$$

$$P := \emptyset \quad tt(s) := 0$$

**(2) Επιλογή (*Selection*)**

Εύρεση των  $i \in Q$  με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής  $tt(i)$

**(3) Ενημέρωση (*Updating*)**

$$tt(j) := \min[tt(j), tt(i) + d_{ij}], \forall j \in FS(i) \cap Q \text{ μετέφερε } i \rightarrow P$$

**(4) Έλεγχος επαναλήψεων (*Iteration check*)**

Εαν  $P = N$  σταμάτα, αλλιώς πήγαινε στο βήμα 2

Ο αλγόριθμός του *Dijkstra (1959)* αποτελεί τον κλασσικό αλγόριθμο για τον υπολογισμό των συντομότερων διαδρομών. Για να εξετασθεί η υπολογιστική αποδοτικότητα του αλγόριθμου, μπορεί να μετρηθεί ο αριθμός των λειτουργιών που απαιτούνται για την εφαρμογή του. Το 1<sup>ο</sup> βήμα αρχικής ρύθμισης απαιτεί  $n$  λειτουργίες για την έναρξη του υπολογισμού των συντομότερων διαδρομών. Το 2<sup>ο</sup> βήμα επιλογής απαιτεί  $n$  συγκρίσεις την πρώτη φορά, αλλά μετά από κάθε επανάληψη ο αριθμός των συγκρίσεων ελαττώνεται κατά ένα, καθώς με τον ίδιο ρυθμό ελαττώνονται και τα στοιχεία του συνόλου  $Q$ . Το 3<sup>ο</sup> βήμα της ενημέρωσης απαιτεί το πολύ τόσες λειτουργίες όσες είναι και τα στοιχεία του εμπρόσθιου αστέρα  $FS(i)$ , δηλαδή  $m$ . Επομένως ο συνολικός αριθμός των λειτουργιών είναι

$$n + (n - 1) + (n - 2) + \dots + 1 + m \times n = O(n^2)(n \rightarrow \infty)$$

Άρα, ο χρόνος υπολογισμού είναι τετραγωνικά εξαρτώμενος από τον αριθμό των κόμβων.

Η επιλογή του κόμβου με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής (βήμα 2) αποδεικνύεται το πιο χρονοβόρο βήμα του αλγορίθμου, επειδή σε κάθε μία από τις  $n$  επαναλήψεις, πρέπει να διερευνάται ολόκληρο το σύνολο κόμβων  $Q$  των πειραματικών χρόνων διαδρομής. Η διερεύνηση αυτή θα μπορούσε να παραλειφθεί εάν οι χρόνοι διαδρομής στο σύνολο  $Q$  ήταν πλήρως ταξινομημένοι σε μία λίστα αναμονής. Ο κόμβος με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής θα μπορούσε να βρεθεί αμέσως, εφόσον θα ήταν ο πρώτος της λίστας. Ωστόσο, μετά από κάθε ενημέρωση απαιτείται η μετατόπιση του ενημερωμένου κόμβου στη σωστή θέση της λίστας, πράγμα το οποίο απαιτεί και πάλι  $O(n)$  συγκρίσεις ανά επανάληψη. Συνεπώς, μία πλήρης ταξινόμηση δεν βελτιώνει την τετραγωνική εξάρτηση του χρόνου υπολογισμού από τον αριθμό των κόμβων.

Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, μία εναλλακτική προσέγγιση εισήχθη από τον *Johnson (1977)* και περιεγράφηκε από τους *Gallo και Pallottino (1986)*. Αρχικά, όλοι οι κόμβοι του συνόλου  $Q$  με πειραματικούς χρόνους διαδρομής  $\infty$  μπορούν να αφαιρεθούν από τη λίστα αναμονής, καθώς δεν θα είναι ποτέ οι μικρότεροι. Στη συνέχεια, οι υπόλοιποι κόμβοι

του συνόλου  $Q$  διευθετούνται μερικώς σε μία λεγόμενη «στοίβα» (*heap*), όπου πρόκειται για έναν πίνακα στοιχείων  $a(i), i = 1, n$ , τέτοιος ώστε:

$$a(i) \leq a(2i) \quad (1.12a)$$

και

$$a(i) \leq a(2i + 1) \quad (1.12b)$$

για  $i = 1, \dots, n/2$ .

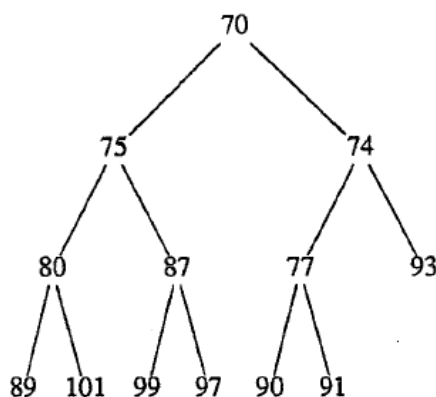
Θεωρώντας για παράδειγμα τους χρόνους διαδρομής με τιμές

$$77, 80, \infty, 75, 89, 97, 90, 93, \infty, 70, 101, 99, 87, \infty, 74, 91$$

μετά την απομάκρυνση των άπειρων χρόνων διαδρομής, αυτοί μπορούν να διευθετηθούν σε μία «στοίβα» ως εξής:

$$70, 75, 74, 80, 87, 77, 93, 89, 101, 99, 97, 90, 91$$

Τα πλεονεκτήματα της διευθέτησης των χρόνων διαδρομής σε δομή «στοίβας» αναδεικνύονται όταν οι αριθμοί αυτοί αναπαρίστανται με τη δενδροειδή μορφή της εικόνας 1.8. Οι συνθήκες των εξισώσεων 1.12a, b εκφράζουν ότι κάθε αριθμός είναι μικρότερος ή ίσος με τους δύο αριθμούς της ακριβώς κατώτερης σειράς. Μπορεί να φανεί ότι ο αριθμός των στοιχείων σε μία «γενεά» ή σειρά αυξάνεται εκθετικά με το ύψος της «στοίβας». Συνεπώς υπάρχουν μόνο  $\log n$  «γενεές» για μια «στοίβα» αποτελούμενη από  $n$  κόμβους. Ο ελάχιστος χρόνος διαδρομής μπορεί να βρεθεί αμέσως καθώς είναι ο ανώτερος αριθμός της «στοίβας».



Εικόνα 1.8: Αναπαράσταση της δομής της «στοίβας» των χρόνων διαδρομής σε δενδροειδή μορφή (Moser, 1991).

Όταν ενημερώνεται κάποιος πεπερασμένος χρόνος διαδρομής, οι συνθήκες των εξισώσεων 1.12a, b μπορεί να παραβιάζονται, επομένως πρέπει να μεταβληθεί η θέση του στη «στοίβα» προκειμένου να αποκατασταθεί η δομή της. Η αφαίρεση του κόμβου με τον ελάχιστο χρόνο διαδρομής από την «στοίβα» και η προσθήκη ενός κόμβου με άπειρο χρόνο διαδρομής, του οποίου ο χρόνος διαδρομής έχει γίνει πλέον πεπερασμένος, μπορεί επίσης να παρασταθεί ως κάθοδος και άνοδος στις σειρές της «στοίβας». Η διαδικασία αυτή απαιτεί το πολύ  $\log n$  λειτουργίες. Ο συνολικός αριθμός των λειτουργιών που απαιτούνται για τον υπολογισμό του δέντρου συντομότερων διαδρομών είναι πλέον:

$$\log n + \log(n - 1) + \dots + \log 1 + m \times n = O(n \log n)(n \rightarrow \infty)$$

όπου με την τροποποίηση αυτή, χρόνος που απαιτείται για τον υπολογισμό των συντομότερων χρόνων διαδρομής είναι πολύ μικρότερος από τον χρόνο υπολογισμού του αρχικού αλγορίθμου *Dijkstra*.

### Γραμμική αντιστροφή (Linearized inversion)

Η επίλυση του ευθέως προβλήματος παρέχει τους χρόνους διαδρομής και τις μερικές παραγωγούς τους ως συνάρτηση των παραμέτρων ενός τρέχοντος μοντέλου. Οι πληροφορίες αυτές χρησιμοποιούνται προκειμένου να παραχθεί ένα νέο μοντέλο, το οποίο προσαρμόζεται καλύτερα στα δεδομένα των χρόνων διαδρομής από ότι το τρέχον μοντέλο. Το σύνολο των παραμέτρων του νέου μοντέλου μπορεί να θεωρηθεί ως ένα διάνυσμα,  $m$ , το οποίο περιέχει τις παραμέτρους του τετραγώνου της βραδύτητας και του βάθους της διεπιφάνειας, ενώ οι παράμετροι του μοντέλου, που χρησιμοποιήθηκε στην προηγούμενη επίλυση του ευθέως προβλήματος, περιγράφονται από ένα διάνυσμα,  $m_0$ . Έτσι η μεταβολή των παραμέτρων του μοντέλου μπορεί να εκφραστεί ως εξής:

$$\delta m = m - m_0 \quad (1.13)$$

Ομοίως, οι χρόνοι διαδρομής μπορούν επίσης να γραφούν ως ένα διάνυσμα,  $t$ , ενώ ορίζεται και ένα υπολειμματικό διάνυσμα χρόνου διαδρομής,  $\delta t$ , έτσι ώστε:

$$\delta t = t - t_D \quad (1.14)$$

όπου  $t_D$  το διάνυσμα χρόνων διαδρομής των δεδομένων. Η εξίσωση 1.8, ορίζει τη γραμμική σχέση μεταξύ των δύο αυτών υπολειμματικών διανυσμάτων. Στόχος της γραμμικής αντιστροφής είναι ο προσδιορισμός εκείνου του διανύσματος «ενημέρωσης» (μεταβολής των παραμέτρων) του μοντέλου,  $\delta \hat{m}$ , που ικανοποιεί καλύτερα την εξίσωση 1.8, όταν  $\delta t = \delta t_0$ , όπου  $\delta t_0$ , το υπολειμματικό διάνυσμα των χρόνων διαδρομής που υπολογίζεται μέσω της ίχνευσης ακτίνων στο μοντέλο  $m_0$ .

### Η συνάρτηση απόκλισης (The misfit function)

Ο πιο απλός τρόπος επίλυσης της εξίσωσης 1.8 θα ήταν η χρήση μιας μεθόδου άμεσης αντιστροφής, όπως η μέθοδος αποσύνθεσης μοναδικών τιμών (*singular value decomposition*) (Golub & Reinsch, 1970). Ωστόσο, οι μέθοδοι άμεσης αντιστροφής δεν ενδείκνυνται για την επίλυση επαναληπτικών τομογραφικών προβλημάτων, λόγω αδυναμίας επίλυσης στην περίπτωση της αραιής κατανομής των παραμέτρων ενός μοντέλου. Αντ' αυτού, το πρόβλημα της αντιστροφής προσεγγίζεται καλύτερα με τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων (*least squares minimization*), ορίζοντας την συνάρτηση απόκλισης  $\Psi$  που παρέχεται από τη σχέση:

$$\Psi(\delta m) = \delta t^T C_D^{-1} \delta t + \lambda(m_0 + \delta m)^T C_M^{-1}(m_0 + \delta m) \quad (1.15)$$

όπου  $C_D$  ο πίνακας συν-μεταβλητότητας των δεδομένων, ο οποίος περιγράφει τα σφάλματα των δεδομένων των χρόνων διαδρομής. Πρόκειται για ένα διαγώνιο πίνακα για τον οποίο ισχύει:

$$C_{Dii} = \sigma_i^2 \quad (1.16)$$

όπου  $\sigma_i$  η τυπική απόκλιση του σφάλματος του  $i$ -οστού χρόνου διαδρομής.

Ο δεύτερος όρος της εξίσωσης 1.15 σταθεροποιεί την διαδικασία της αντιστροφής προσθέτοντας ένα νέο σύνολο εξισώσεων στο σύστημα, με τις παραμέτρους του μοντέλου να δεσμεύονται από τον όρο κανονικοποίησης. Η διανυσματική μορφή των παραμέτρων του μοντέλου,  $m_0$ , και ο πίνακας συν-μεταβλητότητας των παραμέτρων του μοντέλου,  $C_M$ , καθορίζουν τον τύπο της κανονικοποίησης που θα εφαρμοστεί και το βαθμωτό μέγεθος,  $\lambda$ , την ισχύ αυτής.

Η ελάχιστη απόκλιση  $\Psi$  σημειώνεται στο  $\delta\hat{m}$  όπου

$$\delta\hat{m} = -1(0)H^{-1} \quad (1.17)$$

και ο πίνακας *Hessian* δίνεται από τη σχέση:

$$H = 2(A^T C_D^{-1} A + \lambda C_M^{-1}) \quad (1.18)$$

Το διάνυσμα μεταβολής των παραμέτρων του μοντέλου,  $\delta\hat{m}$ , μπορεί να βρεθεί από μία πληθώρα τεχνικών, όπως ο αλγόριθμος συζυγούς βαθμίδας (*conjugate gradient algorithm*) (*Paige & Saunders, 1982*), καθώς έχει αποδειχθεί ότι αποδίδει καλά σε προβλήματα τομογραφίας (*Nolet, 1987*).

### **Εξισορρόπηση των παραμέτρων ταχύτητας και βάθους (*Velocity and depth parameter equalization*)**

Οι παράμετροι του τετραγώνου της βραδύτητας και του βάθους της διεπιφάνειας συμμετέχουν και οι δύο στην διαδικασία της αντιστροφής και χαρακτηρίζονται από διαφορετικές μονάδες μέτρησης,  $m^{-2}s^2$  και  $km$  αντίστοιχα. Ως αποτέλεσμα, τα μεγέθη των μερικών παραγώγων των χρόνων διαδρομής ως προς οποιαδήποτε από τις δύο αυτές παραμέτρους θα διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους. Επιπλέον, μια ακτίνα θα διέλθει μέσα από πολλά κελιά αλλά θα έρθει σε επαφή με πολύ λίγες διεπιφάνειες. Έτσι το σύνολο των μερικών παραγώγων ως προς το τετράγωνο της βραδύτητας θα είναι πολύ μεγαλύτερο από το σύνολο των μερικών παραγώγων που σχετίζονται με το βάθος της διεπιφάνειας. Αντιστοίχως, τα στοιχεία του πίνακα *Hessian* που αφορούν τις παραμέτρους του βάθους της διεπιφάνειας θα είναι πολύ λιγότερα από εκείνα που αφορούν τις παραμέτρους του τετραγώνου της βραδύτητας. Το γεγονός αυτό θα οδηγήσει στην δημιουργία ενός πίνακα *Hessian* διαφορετικών διαστάσεων ο οποίος θα επηρεάσει την τελική επίλυση, καθώς για την ελαχιστοποίηση της απόκλισης μεταξύ των δεδομένων των χρόνων διαδρομής των μοντέλων, θα μεταβληθούν σε πολύ μεγαλύτερο βαθμό οι παράμετροι του τετραγώνου της βραδύτητας, σε σχέση με τις παραμέτρους που σχετίζονται με το βάθος της διεπιφάνειας.

Για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος, γίνεται μια τροποποίηση των μονάδων των παραμέτρων, ούτως ώστε να δίνεται ισοδύναμη βαρύτητα σε κάθε σύνολο παραμέτρων από την διαδικασία της αντιστροφής. Υπολογίζεται λοιπόν ένας συντελεστής διόρθωσης,  $w$ , και όλες οι μερικές παράγωγοι των παραμέτρων του βάθους σταθμίζονται με τον συντελεστή αυτόν. Πιο συγκεκριμένα, οι παράμετροι του βάθους του διανύσματος  $m_0$  της εξίσωσης **1.15** διαιρούνται με τον συντελεστή διόρθωσης,  $w$  και στη συνέχεια οι «ενημερωμένες» παράμετροι του βάθους, που δίνονται από τον αλγόριθμο συζυγούς βαθμίδας, πολλαπλασιάζονται με τον συντελεστή  $w$  προκειμένου να επανέλθουν στις αρχικές τους μονάδες. Ο συντελεστής διόρθωσης,  $w$ , υπολογίζεται διαιρώντας το άθροισμα όλων των απόλυτων τιμών των στοιχείων του πίνακα  $A$  που αφορούν τις παραμέτρους του τετραγώνου της βραδύτητας, με το άθροισμα όλων των απόλυτων τιμών των στοιχείων που αφορούν τις παραμέτρους του βάθους,

$$w = \frac{\sum_i \sum_{j=1}^r |A_{ij}|}{\sum_i \sum_{j=r+1}^s |A_{ij}|} \quad (1.19)$$

όπου  $m_j, j = 1, \dots, r$  οι παράμετροι του τετραγώνου της βραδύτητας και  $m_j, j = r + 1, \dots, s$  οι παράμετροι του βάθους της διεπιφάνειας.



### Κανονικοποίηση (Regularization)

Η μέθοδος της γραμμικής αντιστροφής κανονικοποιείται ελαχιστοποιώντας τις δεύτερες χωρικές παραγώγους των παραμέτρων του μοντέλου καθώς και την απόκλιση των χρόνων διαδρομής. Πραγματοποιείται ελαχιστοποίηση των δεύτερων παραγώγων έναντι των πρώτων, προκειμένου να αποφευχθεί η υποβάθμιση της κατακόρυφης βαθμίδας της ταχύτητας. Η μέθοδος της εξομαλυμένης κανονικοποίησης της γραμμικής αντιστροφής (*smoothing regularized linear inversion*) χρησιμοποιείται για την επεξεργασία πληθώρας εφαρμογών γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών, όπως στη σεισμική τομογραφία ανάκλασης/διάθλασης (*seismic refraction/reflection tomography*) (Williamson, 1990) στη σεισμική τομογραφία μεταξύ γεωτρήσεων (*crosshole tomography*) (Matarese, 1993) αλλά και σε περιπτώσεις ευρυγώνιας τομογραφίας (*wide-angle tomography*) (Toomey, Solomon & Purdy, 1994).

Για την εφαρμογή της μεθόδου της εξομαλυμένης κανονικοποίησης, κατασκευάζεται ο τελεστής,  $C_M^{-1}$ , προκειμένου ο όρος κανονικοποίησης της εξίσωσης 1.15 να προσεγγίζει το ολοκλήρωμα των δεύτερων χωρικών παραγώγων του μοντέλου,  $m$ . Για παράδειγμα, για το τετράγωνο της βραδύτητας έχουμε:

$$m^T C_M^{-1} m \approx \int_A \left( \frac{\partial^2 u^2}{\partial x^2} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial^2 u^2}{\partial x \partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 u^2}{\partial z^2} \right)^2 dA \quad (1.20)$$

Η εξίσωση 1.20 ισχύει για ένα συνεχές μέσο. Για την προσαρμογή της εξίσωσης σε ένα διακριτοποιημένο μοντέλο, το ολοκλήρωμα αντικαθίστανται από το άθροισμα όλων των παραμέτρων και των δεύτερων παραγώγων που προσεγγίζονται με τη χρήση τελεστών πεπερασμένων διαφορών (*finite-difference operators*). Σε μία διάσταση, η προσέγγιση των δεύτερων παραγώγων μίας παραμέτρου  $m_i$ , στον  $i$ -οστό κόμβο είναι:

$$\left( \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} \right)_i \approx \frac{1}{\Delta x^2} (m_{i-1} - 2m_i + m_{i+1}) \quad (1.21)$$

όπου  $\Delta x$  η απόσταση μεταξύ των κόμβων και  $m_{i-1}$  και  $m_{i+1}$  οι τιμές των παραμέτρων στους κόμβους εκατέρωθεν του  $m_i$ . Από την εξίσωση 1.21 μπορεί να κατασκευαστεί ο πίνακας  $S_X$  έτσι ώστε:

$$\sum_j S_{X_{ij}} m_j \approx \left( \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} \right)_i \quad (1.22)$$

Ο πίνακας  $S_X$  είναι ένας τριδιαγώνιος πίνακας όπου:

$$\begin{aligned} S_{X_{ij}} &= \frac{-2}{\Delta x^2}, & i = j \\ &= \frac{-1}{\Delta x^2}, & i - j = \pm 1 \\ &= 0, & |i - j| > 1 \end{aligned} \quad (1.23)$$

τότε:

$$\int \left( \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} \right)^2 dA \approx m^T S_X^T S_X m \quad (1.24)$$

Καθώς τα βάθη των διεπιφανειών μεταβάλλονται μόνο κατά τη μία διάσταση, η εξίσωση **1.24** είναι επαρκής για την κανονικοποίηση των παραμέτρων της διεπιφάνειας και το τμήμα της διεπιφάνειας του τελεστή  $C_M^{-1}$  θα δίνεται από τη σχέση:

$$C_{M_{int}}^{-1} = S_X^T S_X \quad (1.25)$$

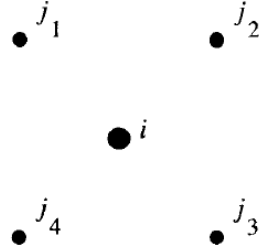
Οι παράμετροι του τετραγώνου της βραδύτητας μεταβάλλονται τόσο στο  $x$  όσο και στο  $z$ , επομένως η εξίσωση **1.24** πρέπει να επεκταθεί στις δύο διαστάσεις δίνοντας,

$$\int \left( \frac{\partial^2 m}{\partial x^2} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial^2 m}{\partial x \partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial^2 m}{\partial z^2} \right)^2 dA \approx \mathbf{m}^T (S_X^T S_X + 2S_C^T S_C + S_Z^T S_Z) \mathbf{m} \quad (w) \quad (1.26)$$

όπου οι πίνακες  $S_X$  και  $S_Z$ , όπως ορίζονται στην εξίσωση **1.23**, περιγράφουν τους οριζόντιους και κατακόρυφους γειτονικούς κόμβους αντίστοιχα. Ο πίνακας  $S_C$  περιγράφει τη διασταυρούμενη παράγωγο και δίνεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} S_{C_{ij}} &= \frac{1}{\Delta x \Delta z}, & j &= j_1, j_3 \\ &= \frac{-1}{\Delta x \Delta z}, & j &= j_2, j_4 \\ &= 0, & j &\neq j_1, j_2, j_3, j_4 \end{aligned} \quad (1.27)$$

όπου τα  $j_1, j_2, j_3, j_4$  ορίζονται στο σχήμα της εικόνας 1.9.



Εικόνα 1.9: Ορισμός των κόμβων  $j_{1...4}$  που χρησιμοποιούνται στην εξίσωση 1.27, σε σχέση με τον κόμβο  $i$  (McCaughy & Singh, 1997).

Συγκρίνοντας την εξίσωση **1.20** με την εξίσωση **1.26** διαπιστώνεται ότι:

$$C_{M_{slow}}^{-1} = S_X^T S_X + 2S_C^T S_C + S_Z^T S_Z \quad (1.28)$$

Εάν το διάνυσμα του μοντέλου είναι διατεταγμένο με όλες τις παραμέτρους των τετραγώνων τις βραδύτητας πρώτες, ακολουθούμενες από τις παραμέτρους του βάθους της διεπαφής, τότε οι δύο τελεστές κανονικοποίησης μπορούν να συνδυαστούν έτσι ώστε:

$$C_M^{-1} = \begin{pmatrix} C_{M_{slow}}^{-1} & 0 \\ 0 & C_{M_{int}}^{-1} \end{pmatrix} \quad (1.29)$$

Επιπλέον, στα κάθετα όρια του μοντέλου επιβάλλονται οριακές συνθήκες ελαχιστοποιώντας τις πρώτες οριζόντιες παραγώγους των ακραίων κόμβων. Επίσης, ο τελεστής εξομάλυνσης δεν χρειάζεται πάντα να είναι ιστροπικός. Για παράδειγμα, μπορεί να είναι η γνωστό ότι η μεταβολή της ταχύτητας είναι πιο ομαλή κατά την οριζόντια διάσταση από ότι στην κατακόρυφη. Αυτή η εκ' των προτέρων πληροφορία μπορεί εύκολα να ενσωματωθεί στον τελεστή  $C_M^{-1}$  βαρύνοντας το μέγεθος των κελιών  $\Delta x$  με έναν κατάλληλο συντελεστή.

### Η προσέγγιση της μεταβαλλόμενης εξομάλυνσης των μεταβλητών (Variable smoothing approach):

Η ισχύς του παράγοντα κανονικοποίησης της εξίσωσης **1.15** εξαρτάται από την παράμετρο  $\lambda$ . Μια υψηλή τιμή του  $\lambda$  θα παράγει ένα εξομαλυμένο μοντέλο, το οποίο τυπικά θα χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερο σφάλμα μεταξύ των υπολογισμένων χρόνων διαδρομής και των δεδομένων των χρόνων διαδρομής και συνεπώς από μεγαλύτερους υπολειμματικούς χρόνους διαδρομής. Αντιθέτως, μια χαμηλή τιμή του  $\lambda$  θα παράγει ένα πιο «τραχύ» μοντέλο το οποίο, στην περίπτωση που η αντιστροφή παραμείνει αξιόπιστη, θα χαρακτηρίζεται από μικρότερα σφάλματα και υπολειμματικούς χρόνους διαδρομής. Η προσαρμογή (ταύτιση) των υπολογισμένων χρόνων διαδρομής στα δεδομένα των χρόνων διαδρομής σε σχέση με τα επίπεδα του θορύβου των δεδομένων μπορεί να ποσοτικοποιηθεί μέσω της παραμέτρου  $x^2$  ως εξής:

$$x^2 = \frac{1}{n} \delta t^T C_D^{-1} \delta t \quad (1.30)$$

όπου  $n$  ο αριθμός των χρόνων διαδρομής που χρησιμοποιούνται στην αντιστροφή. Η βέλτιστη τιμή της παραμέτρου  $\lambda$  είναι εκείνη που οδηγεί στη σχέση  $x^2 = 1$ , παράγοντας το πιο εξομαλυμένο μοντέλο που προσαρμόζει καλύτερα τα δεδομένα πάνω από το επίπεδο του θορύβου. Ένα μοντέλο με χαμηλότερες τιμές του  $\lambda$  θα αρχίσει να προσαρμόζει και τον θόρυβο στα δεδομένα του, ενώ ένα μοντέλο με υψηλότερες τιμές δεν θα εξηγήσει πλήρως τα δεδομένα (Bevington, 1969).

Κατά την προσέγγιση εξομάλυνσης των μεταβλητών (Williamson, 1990), η τιμή του  $\lambda$  ελαττώνεται σταδιακά έως ότου  $x^2 = 1$ . Με τον τρόπο αυτό, οι πρώτες επαναλήψεις της αντιστροφής περιορίζονται στην παραγωγή ενός πιο εξομαλυμένου μοντέλου και καθώς το μοντέλο πλησιάζει προς την τελική λύση, ολοένα και πιο «τραχιά» (λιγότερο εξομαλυμένα) μοντέλα γίνονται αποδεκτά, εξασφαλίζοντας μια αξιόπιστη αντιστροφή. Με την υιοθέτηση της προσέγγισης εξομάλυνσης των μεταβλητών στη διαδικασία επίλυσης, είναι δυνατή η χρήση ενός πιο απλουστευμένου μοντέλου εκκίνησης (αρχικού μοντέλου) εξασφαλίζοντας μία αποδεκτή λύση της επίλυσης του αντίστροφου προβλήματος.

### Διακριτική ικανότητα και ανάλυση σφαλμάτων (Resolution and error analysis)

Το τελικό μοντέλο δεν αποτελεί την πλήρη λύση του αντίστροφου προβλήματος. Μια πλήρης λύση πρέπει να ποσοτικοποιεί την αξιοπιστία κάθε παραμέτρου του τελικού μοντέλου και να αποδίδει ένα μέτρο της συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων. Αυτές οι συσχετίσεις και τα στατιστικά στοιχεία των σφαλμάτων μπορούν να ληφθούν εκ των υστέρων μέσω του πίνακα συν-μεταβλητότητας,  $C'_M$ , ο οποίος δίνεται από τη σχέση:

$$C'_M = H^{-1} = \frac{1}{2} (A^T C_D^{-1} A + \lambda C_M^{-1})^{-1} \quad (1.31)$$

Τα διαγώνια στοιχεία του πίνακα  $C'_M$  είναι οι αποκλίσεις των παραμέτρων του μοντέλου, οι οποίες παρέχουν τα όρια των σφαλμάτων της επίλυσης. Το εκ' των υστέρων σφάλμα της  $i$ -οστής ανασχηματισμένης παραμέτρου του μοντέλου είναι:

$$\sigma_{M_i} = \sqrt{C_{M_{ii}}} \quad (1.32)$$

Το σφάλμα αυτό υπολογίζεται υπό την υπόθεση της γραμμικοποίησης (*linearization assumption*). Επομένως, η ύπαρξη εξίσου καλών ή καλύτερων μοντέλων, που διαφέρουν σημαντικά από την παρούσα λύση, δεν λαμβάνεται υπόψη. Είναι επίσης σημαντικό να αναφερθεί ότι οι τιμές του  $\sigma_{M_i}$  παρέχουν μια εκτίμηση του σφάλματος σε ένα διακριτό σύνολο κόμβων και όχι σε ένα συνεχές μέσο. Η επιρροή μιας παραμέτρου εκτείνεται σε μια περιοχή του μοντέλου, το σχήμα και το μέγεθος της οποίας εξαρτάται από τον τύπο της παραμετροποίησης που χρησιμοποιείται και από το μέγεθος της διακριτοποίησης. Συνεπώς, το σφάλμα που υπολογίζεται αποτελεί το σφάλμα της μέσης ταχύτητας ή/και του μέσου βάθους στην περιοχή επιρροής του κάθε κόμβου και εξαρτάται από το μέγεθος της διακριτοποίησης. Ως εκ' τούτου, τα σφάλματα που προκύπτουν από την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος τείνουν να υποεκτιμούν το πραγματικό σφάλμα, παρόλα αυτά εξακολουθούν να είναι χρήσιμα, ιδίως όταν εξετάζονται κατά σχετική έννοια (Zelt & Smith, 1992).

Οι συμβιβασμοί μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου μπορούν να προκύψουν εξετάζοντας τους συσχετισμούς  $\rho_{ij}$  (Tarantola, 1987) που προκύπτουν από τη σχέση:

$$\rho_{ij} = \frac{C'_{M_{ij}}}{\sqrt{C'_{M_{ii}} C'_{M_{jj}}}} \quad (1.33)$$

Εάν οι συσχετισμοί  $\rho_{ij}$  είναι κοντά στο 1 ή στο -1, τότε οι παράμετροι  $m_i$  και  $m_j$  είναι ιδιαίτερα συσχετισμένες ή αντισυσχετισμένες αντίστοιχα. Μια ισχυρή συσχέτιση μεταξύ δύο παραμέτρων σημαίνει ότι τα δεδομένα δεν περιορίζουν τις παραμέτρους αυτές ανεξάρτητα, αλλά περιορίζεται κάποιος γραμμικός συνδυασμός των δύο.

## 1.2 Μέθοδος ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης

Η μέθοδος της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης κατατάσσεται στην κατηγορία των γεωηλεκτρικών γεωφυσικών μεθοδολογιών, βασικός σκοπός των οποίων είναι ο προσδιορισμός της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος, από μετρήσεις που πραγματοποιούνται στην επιφάνεια του εδάφους. Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση συσχετίζεται με διάφορες γεωλογικές παραμέτρους, όπως η περιεκτικότητα σε ορυκτά και ρευστά, το πορώδες και ο βαθμός κορεσμού μίας λιθολογίας. Οι έρευνες ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιούνται εδώ και πολλές δεκαετίες σε υδρογεωλογικές, μεταλλευτικές και γεωτεχνικές έρευνες. Ενώ τα τελευταία χρόνια έχει αναπτυχθεί ραγδαία η εφαρμογή τους σε περιβαλλοντικές εφαρμογές.

Ο θεμελιώδης φυσικός νόμος στον οποίο στηρίζονται οι μέθοδοι ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης είναι ο νόμος του *Ohm* που διέπει τη ροή του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος. Η διανυσματική μορφή της εξίσωσης του νόμου του *Ohm*, που περιγράφει τη ροή του ρεύματος σε ένα συνεχές μέσο, δίνεται από τη σχέση:

$$J = \sigma E \quad (1.34)$$

όπου  $\sigma$  η αγωγιμότητα του μέσου,  $J$  η πυκνότητα ρεύματος και  $E$  η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου. Στην πράξη, η παράμετρος που μελετάται είναι το δυναμικό του ηλεκτρικού πεδίου. Σημειώνεται ότι ως επί το πλείστον, στις γεωφυσικές έρευνες, χρησιμοποιείται η ειδική αντίσταση του μέσου  $\rho$ , η οποία ισούται με το αντίστροφο της αγωγιμότητας ( $\rho = 1/\sigma$ ). Η σχέση μεταξύ του δυναμικού και της έντασης του ηλεκτρικού πεδίου δίνεται ως εξής:

$$E = -\nabla\Phi \quad (1.35)$$

Συνδυάζοντας τις εξισώσεις **1.34** και **1.35**, προκύπτει:

$$J = -\sigma\nabla\Phi \quad (1.36)$$

Σε όλες σχεδόν τις έρευνες, οι πηγές ρεύματος έχουν τη μορφή σημειακών πηγών. Έστω λοιπόν μία σημειακή πηγή ρεύματος  $I$ , η οποία βρίσκεται στις θέσεις  $(x_s, y_s, z_s)$  και ένας στοιχειώδης όγκος  $\Delta V$  που την περιβάλλει. Η σχέση μεταξύ της πυκνότητας και της έντασης του ρεύματος (Dey & Morrison, 1979a) δίνεται από την εξίσωση:

$$\nabla J = \left(\frac{I}{\Delta V}\right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (1.37)$$

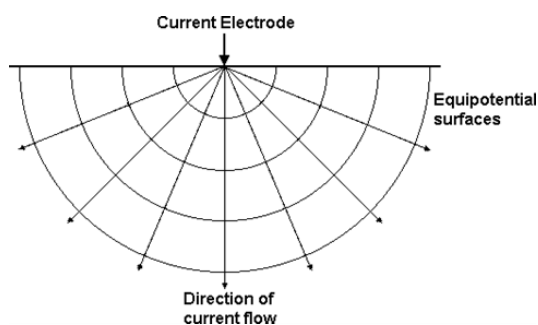
όπου  $\delta$  η συνάρτηση  $\delta$ -Dirac. Η εξίσωση **1.36** μπορεί να αναδιατυπωθεί ως εξής

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z) \nabla \Phi(x, y, z)] = \left(\frac{I}{\Delta V}\right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad (1.38)$$

Αυτή είναι η βασική εξίσωση που περιγράφει την κατανομή του δυναμικού στο έδαφος, λόγω μιας σημειακής πηγής ρεύματος. Η επίλυση της εξίσωσης **1.38**, δηλαδή ο υπολογισμός του δυναμικού που θα παρατηρηθεί σε μία δεδομένη δομή του υπεδάφους, αποτελεί το ευθύ πρόβλημα (*forward problem*) για τις μεθόδους ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Σε περιπτώσεις απλουστευμένης υπεδαφικής δομής χρησιμοποιούνται συνήθως πλήρως αναλυτικές μέθοδοι (*fully analytical methods*). Για μια αυθαίρετη κατανομή ειδικής αντίστασης, χρησιμοποιούνται συχνότερα αριθμητικές τεχνικές (*numerical techniques*). Για τη μονοδιάστατη 1-D περίπτωση, όπου το υπέδαφος διακριτοποιείται σε έναν αριθμό οριζόντιων στρωμάτων, χρησιμοποιείται συνήθως η μέθοδος του γραμμικού φίλτρου (*linear*

filter method) (Koefoed, 1979). Για τις διδιάστατες 2-D και τρισδιάστατες 3-D περιπτώσεις, χρησιμοποιούνται ως επί το πλείστον οι μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών (finite-difference) και πεπερασμένων στοιχείων (finite-element).

Στην περίπτωση μίας ομοιογενούς υπεδαφικής δομής με μία μόνο σημειακή πηγή ρεύματος στην επιφάνεια του εδάφους (εικ. 1.10), το ρεύμα ρέει ακτινικά, μακριά από την πηγή, με το δυναμικό να μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα της απόστασης από την πηγή ρεύματος.

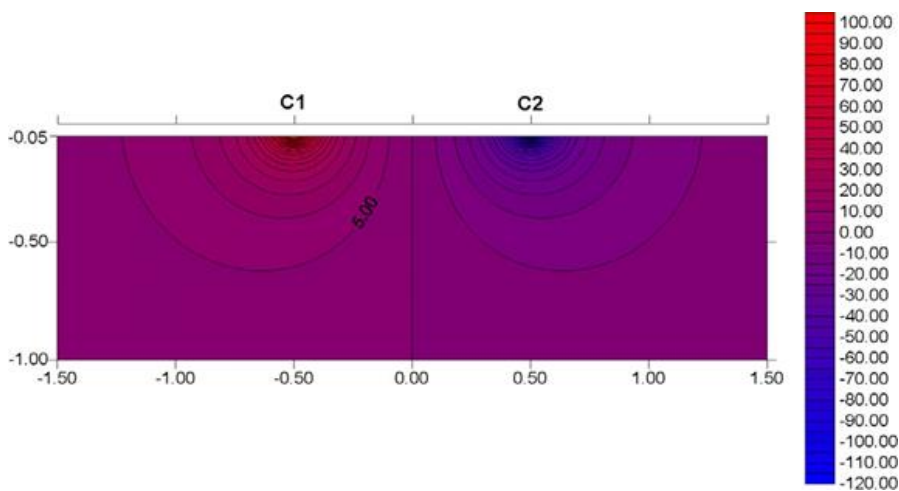


Εικόνα 1.10: Σχηματική απεικόνιση της ροής ηλεκτρικού ρεύματος από μία σημειακή πηγή ρεύματος (Loke, 2004).

Οι ισοδυναμικές επιφάνειες χαρακτηρίζονται από ημισφαιρικό σχήμα και η ροή του ρεύματος πραγματοποιείται σε διεύθυνση κάθετη ως προς τις επιφάνειες αυτές. Σε αυτή τη περίπτωση, το δυναμικό δίνεται από τη σχέση:

$$\phi = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (1.39)$$

όπου  $r$  η απόσταση οποιουδήποτε σημείου του μέσου (συμπεριλαμβανομένου και της επιφάνειας του εδάφους) από την σημειακή πηγή. Στην πράξη, όλες οι μέθοδοι ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης χρησιμοποιούν τουλάχιστον δύο ηλεκτρόδια ρεύματος, δηλαδή μία πηγή θετικού ρεύματος και μία πηγή αρνητικού ρεύματος. Στην εικόνα 1.11, παρουσιάζεται η κατανομή του δυναμικού που προκαλείται από ένα ζεύγος ηλεκτροδίων.



Εικόνα 1.11: Η κατανομή του δυναμικού που προκαλείται από ένα ζεύγος ηλεκτροδίων ρεύματος, τα οποία απέχουν μεταξύ τους απόσταση 1m και διοχετεύουν ρεύμα έντασης 1 Ampere σε ομοιογενή ημιχώρο με ειδική ηλεκτρική αντίσταση 1 Ωm (Loke, 2004).

Οι τιμές του δυναμικού χαρακτηρίζονται από συμμετρική διάταξη γύρω από την κατακόρυφη θέση στο μέσο της απόστασης μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων. Η τιμή του δυναμικού στο υπεδαφικό μέσο λόγω της ροής ηλεκτρικού ρεύματος από ένα τέτοιο ζεύγος ηλεκτροδίων δίνεται από τη σχέση:

$$\Phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_{C1}} - \frac{1}{r_{C2}} \right) \quad (1.40)$$

όπου  $r_{C1}$  και  $r_{C2}$  οι αποστάσεις ενός σημείου του μέσου από το πρώτο και το δεύτερο ηλεκτρόδιο ρεύματος αντίστοιχα. Σε όλες σχεδόν τις μεθόδους ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης μετριέται η διαφορά δυναμικού μεταξύ δύο σημείων (συνήθως στην επιφάνεια του εδάφους). Μία τυπική διάταξη τεσσάρων (4) ηλεκτροδίων, με δύο (2) ηλεκτρόδια ρεύματος (C1, C2) και δύο (2) ηλεκτρόδια δυναμικού (P1, P2), παρουσιάζεται στην εικόνα 1.12a. Στην περίπτωση αυτή, η διαφορά δυναμικού δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta\Phi = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right) \quad (1.41)$$

Η παραπάνω εξίσωση περιγράφει το δυναμικό που θα μετριούνταν στην περίπτωση ενός ομοιογενούς ημι-χώρου χρησιμοποιώντας τη διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων.

Στην πραγματικότητα, οι μέθοδοι ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης εφαρμόζονται πάντοτε σε ένα ανομοιογενές μέσο όπου η ειδική αντίσταση του υπεδάφους χαρακτηρίζεται από τρισδιάστατη κατανομή. Οι μετρήσεις της ειδικής αντίστασης εξακολουθούν να πραγματοποιούνται με τη διοχέτευση ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος μέσω των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος (C1 και C2) και τη μέτρηση της προκύπτουσας διαφοράς δυναμικού μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων δυναμικού (P1 και P2). Από τις τιμές του ρεύματος  $I$  και της διαφοράς δυναμικού  $\Delta\Phi$ , προκύπτει η τιμή της φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (*apparent resistivity*)  $\rho_\alpha$ , η οποία ορίζεται ως εξής:

$$\rho_\alpha = k \frac{\Delta\Phi}{I} \quad (1.42)$$

όπου:

$$k = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{r_{C1P1}} - \frac{1}{r_{C2P1}} - \frac{1}{r_{C1P2}} + \frac{1}{r_{C2P2}} \right)} \quad (1.43)$$

Το  $k$  είναι ο λεγόμενος γεωμετρικός παράγοντας (*geometric factor*) ο οποίος εξαρτάται από τη διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων. Τα όργανα μέτρησης της ειδικής αντίστασης δίνουν συνήθως την τιμή της ωμικής αντίστασης,  $R = \Delta\Phi/I$ , επομένως στην πράξη η τιμή της φαινόμενης ειδικής αντίστασης υπολογίζεται ως εξής:

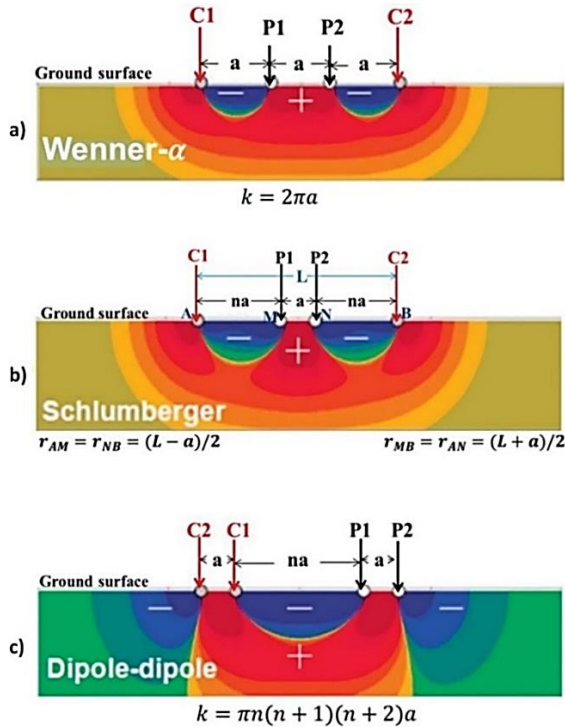
$$\rho_\alpha = kR \quad (1.44)$$

Η υπολογιζόμενη, μέσω της παραπάνω σχέσης, τιμή της ειδικής αντίστασης δεν αποτελεί την «πραγματική» ειδική αντίσταση (*true resistivity*) του υπεδάφους, αλλά μία «φαινομενική» τιμή η οποία θα ταυτίζεται με την «πραγματική» μόνο στην περίπτωση ενός ομοιογενούς υπεδάφους μέσου. Η σχέση μεταξύ της «φαινόμενης» και της «πραγματικής» ειδικής αντίστασης είναι πολύπλοκη. Ο προσδιορισμός της «πραγματικής» ειδικής αντίστασης του υπεδάφους από τις τιμές της «φαινόμενης» ειδικής αντίστασης, αποτελεί το πρόβλημα της αντιστροφής (*inverse problem*) για τις μεθόδους ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.

### 1.2.1 Διατάξεις ηλεκτροδίων

Η επιλογή της κατάλληλης διάταξης ηλεκτροδίων εξαρτάται κατά κύριο λόγο από το είδος της υπεδάφικης δομής που πρόκειται να διερευνηθεί και από τα επίπεδα θορύβου του υποβάθρου. Στην πράξη, οι διατάξεις (εικ. 1.12) που χρησιμοποιούνται πιο συχνά για δισδιάστατη 2-D έρευνα είναι:

- (a) η διάταξη **Wenner**,
- (b) η διάταξη **dipole-dipole**,
- (c) η διάταξη **Wenner-Schlumberger**.



Εικόνα 1.12: Σχηματική αναπαράσταση των συνηθέστερων διατάξεων ηλεκτροδίων. a) διάταξη Wenner, b) διάταξη Wenner-Schlumberger, c) διάταξη dipole-dipole (Akingboye & Ogunyele, 2019).

Τα βασικά χαρακτηριστικά που πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κατά την επιλογή μια διάταξης είναι:

- i. το βάθος της έρευνας,
- ii. η ευαισθησία της διάταξης στις κατακόρυφες και οριζόντιες μεταβολές της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους,
- iii. η οριζόντια κάλυψη των δεδομένων,
- iv. η ισχύς του σήματος.

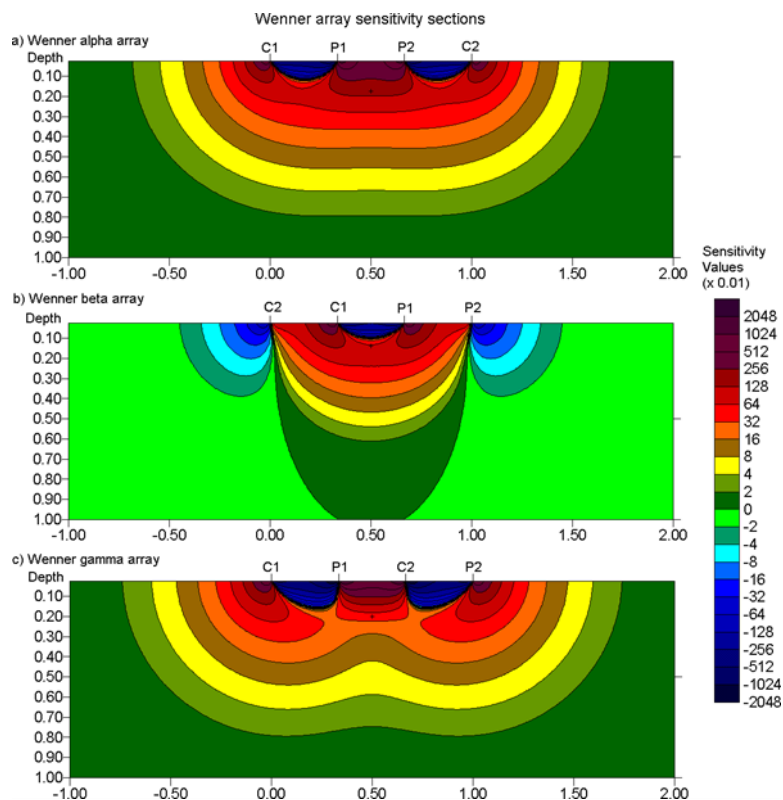
#### (a) Διάταξη **Wenner**

Στη διάταξη *Wenner*, χρησιμοποιούνται τέσσερα ηλεκτρόδια τα οποία διατάσσονται σε ευθεία γραμμή και σε ίσες καθορισμένες αποστάσεις μεταξύ τους (απόσταση  $a$ ). Τα δύο εξωτερικά ηλεκτρόδια χρησιμοποιούνται ως ηλεκτρόδια ρεύματος ( $C1$  και  $C2$ ), ενώ τα δύο εσωτερικά ως ηλεκτρόδια δυναμικού ( $P1$  και  $P2$ ). Το κέντρο της γραμμής ταυτίζεται με το κέντρο συμμετρίας της διάταξης (εικ. 1.12a). Η τιμή της μετρούμενης φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (1.45)$$



Για μια συστοιχία τεσσάρων ηλεκτροδίων, υπάρχουν τρεις πιθανές παραλλαγές των θέσεων των ηλεκτροδίων (*Carpenter & Habberjam, 1956*), όπου τεχνικά η «κανονική» διάταξη *Wenner* είναι η διάταξη *Wenner Alpha*. Στην εικόνα 1.13, παρουσιάζονται οι τρεις διαφορετικές παραλλαγές της διάταξης *Wenner*, καθώς και η κατανομή των τιμών της ευαισθησίας των διατάξεων. Κυρίως στη διάταξη *Wenner Alpha*, παρατηρείται ότι κάτω από το κέντρο διάταξης οι ισότιμες καμπύλες είναι σχεδόν οριζόντιες. Λόγω της ιδιότητας αυτής, η διάταξη *Wenner* είναι σχετικά ευαίσθητη στις κατακόρυφες μεταβολές της ειδικής αντίστασης του υπεδάφους, κάτω από το κέντρο της διάταξης και λιγότερο ευαίσθητη στις οριζόντιες μεταβολές της ειδικής αντίστασης. Επομένως η διάταξη *Wenner* είναι καλή στη διερεύνηση κατακόρυφων μεταβολών (δηλαδή οριζοντίων δομών), αλλά σχετικά αδύναμη στη διερεύνηση οριζόντιων μεταβολών (δηλαδή στενών κατακόρυφων δομών).



Εικόνα 1.13: Δισδιάστατη κατανομή των τιμών ευαισθησίας για τη διάταξη (a) *Wenner-alpha*, (b) *Wenner-beta*, και (c) *Wenner-gamma* (*Loke, 2004*).

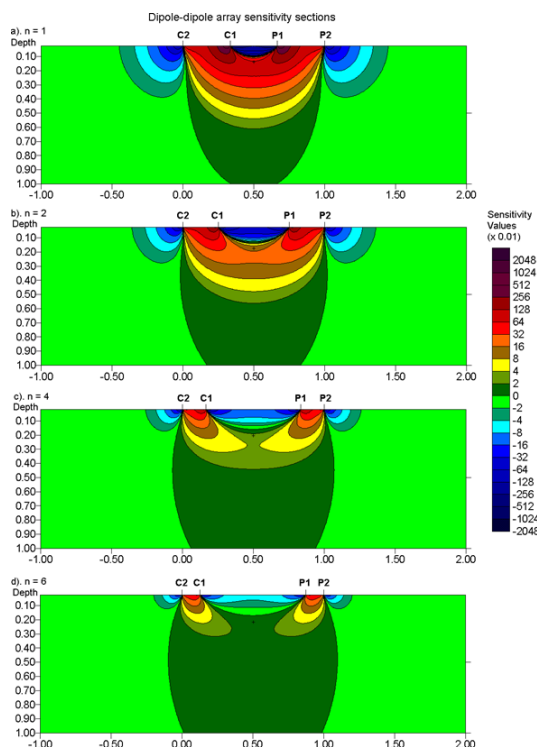
Σε σύγκριση με τις υπόλοιπες διατάξεις, η διάταξη *Wenner Alpha* έχει ένα μέτριο βάθος διερεύνησης, με την ισχύ του σήματος να είναι αντιστρόφως ανάλογη του γεωμετρικού συντελεστή που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της τιμής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης. Για τη διάταξη *Wenner*, ο γεωμετρικός συντελεστής είναι  $2\pi a$ , ο οποίος είναι μικρότερος από τον γεωμετρικό συντελεστή των υπόλοιπων διατάξεων, επομένως η διάταξη *Wenner* έχει τη μεγαλύτερη ισχύ σήματος. Ένα μειονέκτημα αυτής της διάταξης για δισδιάστατες έρευνες, είναι η σχετικά φτωχή οριζόντια κάλυψη καθώς αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων. Αυτό θα μπορούσε να αποτελέσει πρόβλημα ένα χρησιμοποιείτε ένα σύστημα με σχετικά μικρό αριθμό ηλεκτροδίων.

### (b) Διάταξη *dipole-dipole*

Στη διάταξη *dipole-dipole* χρησιμοποιούνται δύο ζεύγη ηλεκτροδίων, εκ' των οποίων το ένα αποτελείται από δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (δίπολο C1-C2) και το άλλο από δύο ηλεκτρόδια δυναμικού (δίπολο P1-P2). Η απόσταση ( $a$ ) μεταξύ των δύο ομοειδών ηλεκτροδίων είναι ίση, ενώ η απόσταση μεταξύ των δύο ζευγών ηλεκτροδίων αποτελεί ακέραιο πολλαπλάσιο της μεταξύ τους απόστασης ( $na$ ). Το κέντρο της γραμμής ταυτίζεται με το μέσο της απόστασης μεταξύ των δύο δίπολων (εικ. 1.12c). Η τιμή της μετρούμενης φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\rho_{\alpha} = \pi \frac{\Delta V}{I} n(n+1)(n+2)a \quad (1.46)$$

Για τις έρευνες όπου εφαρμόζεται η διάταξη *dipole-dipole*, η απόσταση  $a$  διατηρείται αρχικά σταθερή και ίση με την μικρότερη απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων και ο παράγοντας  $n$  αυξάνεται από 1 σε 2 σε 3 μέχρι και περίπου το 6, προκειμένου να αυξηθεί το βάθος της έρευνας. Στην εικόνα 1.14, παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών ευαισθησίας της διάταξης, για τιμές  $n$  που κυμαίνονται από 1 έως 6. Οι μεγαλύτερες τιμές ευαισθησίας εντοπίζονται μεταξύ του δίπολου C1-C2 καθώς και μεταξύ του δίπολου P1-P2. Αυτό σημαίνει ότι η διάταξη αυτή είναι πιο ευαίσθητη στις μεταβολές της ειδικής αντίστασης κάτω από τα ηλεκτρόδια σε κάθε ζεύγος διπόλων. Καθώς ο παράγοντας  $n$  αυξάνεται, οι υψηλές τιμές ευαισθησίας συγκεντρώνονται όλο και περισσότερο κάτω από τα δίπολα C1-C2 και P1-P2, ενώ οι τιμές της ευαισθησίας κάτω από το κέντρο της διάταξης, μεταξύ των ηλεκτροδίων C1 και P1, ελαττώνονται. Για τιμές  $n$  μεγαλύτερες του 2, οι ισότιμες καμπύλες κατανομής των τιμών ευαισθησίας γίνονται σχεδόν κατακόρυφες. Επομένως, η διάταξη *dipole-dipole* είναι πολύ ευαίσθητη στις οριζόντιες μεταβολές της ειδικής αντίστασης, σε αντίθεση με τις κατακόρυφες μεταβολές. Αυτό σημαίνει ότι είναι πολύ αποτελεσματική στη διερεύνηση κατακόρυφων δομών, όπως φλεβών και εγκοίλων, αλλά σχετικά αναποτελεσματική στη διερεύνηση οριζόντιων δομών όπως τα ιζηματογενή στρώματα.



Εικόνα 1.14: Δισδιάστατη κατανομή των τιμών ευαισθησίας της διάταξης *dipole-dipole*, για διαφορετικές τιμές του παράγοντα " $n$ ", (a)  $n=1$ , (b)  $n=2$ , (c)  $n=4$  και (d)  $n=6$  (Loke, 2004).

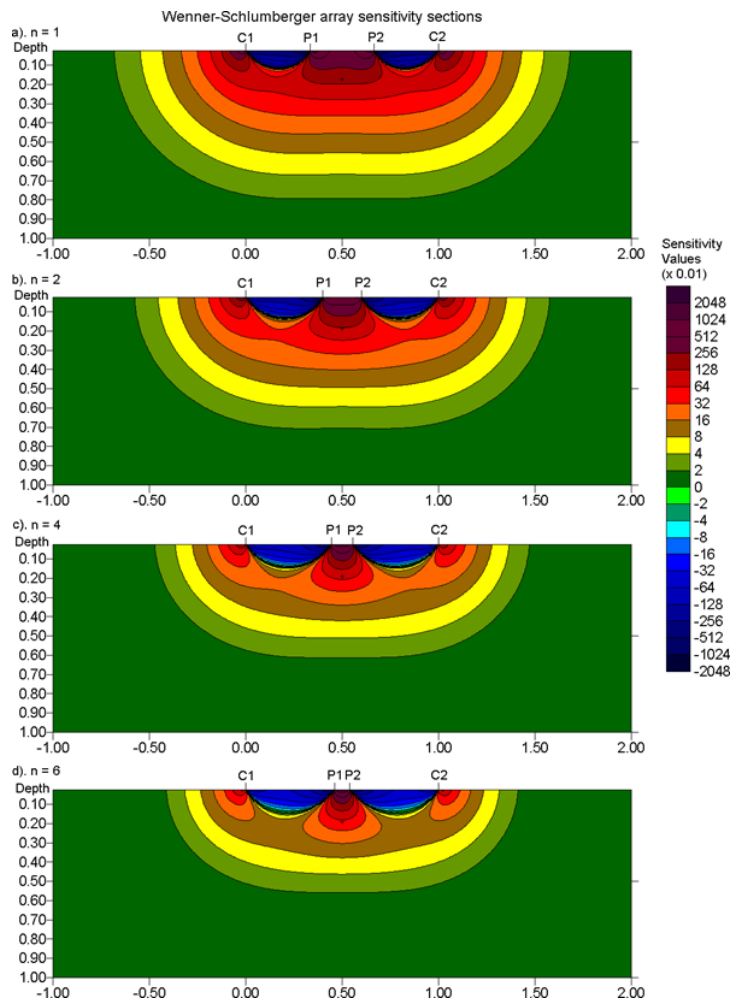
Λόγω της σχεδόν κατακόρυφης μορφής των ισότιμων καμπύλων ευαισθησίας, το βάθος έρευνας δεν έχει ιδιαίτερο νόημα για τη διάταξη *dipole-dipole*, για τιμές  $n$  μεγαλύτερες του 2. Από κάποια εμπειρία με συνθετικά μοντέλα και δεδομένα πεδίου, το μέσο βάθος διερεύνησης μπορεί να υποεκτιμά το βάθος των δομών που ανιχνεύονται από τη διάταξη αυτή, κατά περίπου 20% έως 30% για τους μεγάλους συντελεστές  $n$ . Για δισδιάστατες έρευνες, η διάταξη *dipole-dipole* έχει καλύτερη οριζόντια κάλυψη δεδομένων από την διάταξη *Wenner*. Αυτό μπορεί να αποτελέσει σημαντικό πλεονέκτημα όταν ο αριθμός των κόμβων που είναι διαθέσιμος με το σύστημα πολλαπλών ηλεκτροδίων είναι μικρός. Ένα μειονέκτημα της διάταξης *dipole-dipole* είναι η πολύ μικρή ισχύς του σήματος για μεγάλες τιμές του παράγοντα  $n$ . Για το ίδιο ρεύμα, η τάση που μετράτε από το βολτόμετρο ελαττώνεται κατά 56 φορές, όταν ο παράγοντας  $n$  αυξάνεται από 1 σε 6. Μια μέθοδος για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος είναι η αύξηση της απόστασης  $a$  μεταξύ των ηλεκτροδίων των διπόλων, προκειμένου να ελαττωθεί η πτώση του δυναμικού όταν αυξάνεται το συνολικό μήκος της διάταξης και συνεπώς και το βάθος διερεύνησης.

### (c) Διάταξη *Wenner-Schlumberger*

Στη διάταξη *Wenner-Schlumberger* (εικ. 1.12b), χρησιμοποιούνται τέσσερα ηλεκτρόδια τα οποία διατάσσονται σε ευθεία γραμμή, με την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού (a) να είναι πολύ μικρότερη από την απόσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ρεύματος (L). Το κέντρο της γραμμής ταυτίζεται με το κέντρο συμμετρίας της διάταξης και η τιμή της μετρούμενης φαινόμενης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση:

$$\rho_{\alpha} = \pi \frac{L^2 - a^2}{4a} \frac{\Delta V}{I} \quad (1.47)$$

Ο παράγοντας  $n$  για αυτή τη διάταξη είναι ο λόγος της απόστασης μεταξύ των ηλεκτροδίων C1-P1 (ή P2-C2), προς την απόσταση μεταξύ του ζεύγους των ηλεκτροδίων δυναμικού P1-P2. Η διάταξη *Wenner* αποτελεί μία ειδική περίπτωση αυτής της διάταξης όπου ο παράγοντας  $n$  ισούται με 1. Στην εικόνα 1.15, παρουσιάζεται η κατανομή των τιμών ευαισθησίας της διάταξης *Wenner-Schlumberger*, με τον παράγοντα  $n$  να αυξάνεται από 1 (διάταξη *Wenner*) σε 6 (κλασική διάταξη *Schlumberger*). Καθώς ο παράγοντας  $n$  αυξάνεται, η περιοχή υψηλότερης θετικής ευαισθησίας, κάτω από το κέντρο της διάταξης, συγκεντρώνεται ολοένα και περισσότερο κάτω από τα κεντρικά ηλεκτρόδια P1-P2. Για  $n=6$ , ο λοβός υψηλής θετικής ευαισθησίας κάτω από τα ηλεκτρόδια P1-P2 διαχωρίζεται περισσότερο από τις υψηλές τιμές θετικής ευαισθησίας που εμφανίζονται κοντά στα ηλεκτρόδια C1 και C2. Αυτό σημαίνει ότι η διάταξη αυτή είναι μετρίως ευαίσθητη τόσο σε οριζόντιες (για χαμηλές τιμές  $n$ ) όσο και σε κατακόρυφες (για υψηλές τιμές  $n$ ) δομές. Σε περιοχές όπου αναμένονται και οι δύο τύποι γεωλογικών δομών, η διάταξη αυτή μπορεί να αποτελέσει ένα πολύ καλό συμβιβασμό μεταξύ της διάταξης *Wenner* και της διάταξης *dipole-dipole*.



Εικόνα 1.15: Δισδιάστατη κατανομή των τιμών ευαισθησίας της διάταξης Wenner-Schlumberger, για διαφορετικές τιμές του παράγοντα "n", (a)  $n=1$ , (b)  $n=2$ , (c)  $n=4$  και (d)  $n=6$  (Loke, 2004).

Το μέσο βάθος έρευνας για τη διάταξη Wenner-Schlumberger είναι περίπου 10% μεγαλύτερο από εκείνο της διάταξης Wenner, για την ίδια απόσταση μεταξύ των εξωτερικών ηλεκτροδίων (C1 και C2) και τιμές  $n$  μεγαλύτερες του 3. Η ισχύς του σήματος της διάταξης Wenner-Schlumberger είναι ασθενέστερη από εκείνη της διάταξης Wenner, αλλά υψηλότερη από τη διάταξη *dipole-dipole*. Η διάταξη Wenner-Schlumberger παρουσιάζει καλύτερη οριζόντια κάλυψη σε σχέση με τη διάταξη Wenner. Για τη διάταξη Wenner, κάθε βαθύτερη σειρά δεδομένων έχει 3 σημεία δεδομένων λιγότερα από το προηγούμενο επίπεδο, ενώ στη διάταξη Wenner-Schlumberger, η διαφορά αυτή περιορίζεται στα 2 σημεία. Η οριζόντια κάλυψη δεδομένων είναι ελαφρώς ευρύτερη από τη διάταξη Wenner, αλλά στενότερη από εκείνη που επιτυγχάνεται με τη διάταξη *dipole-dipole*.

### 1.2.2 Τεχνική ηλεκτρικής τομογραφίας

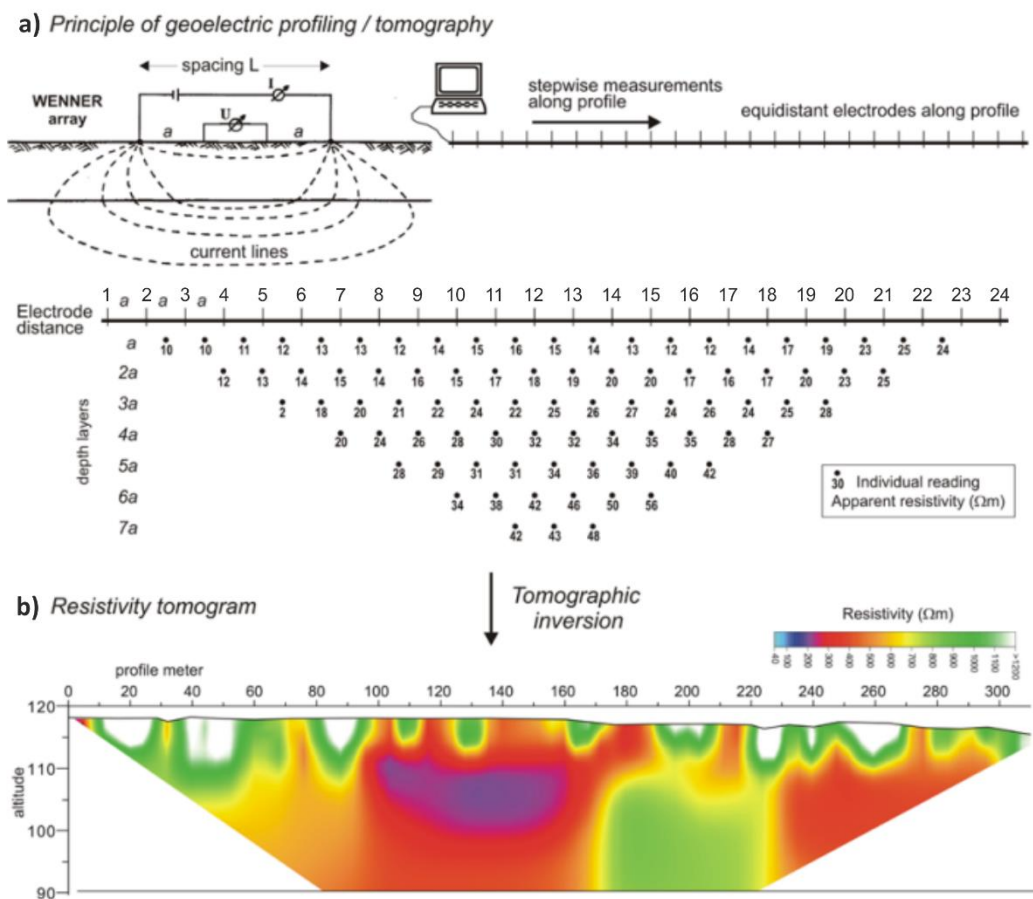
Ανεξαρτήτως της διάταξης των ηλεκτροδίων που θα χρησιμοποιηθεί, υπάρχουν δύο βασικές διασκοπικές τεχνικές για τον προσδιορισμό της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος.

Η πρώτη τεχνική ονομάζεται κατακόρυφη γεωηλεκτρική βαθσοσκόπηση (*vertical electrical sounding*) και εφαρμόζεται για τον προσδιορισμό της κατακόρυφης (1-D) κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, κάτω από ένα σταθερό σημείο, που αποτελεί το κέντρο διάταξης του αναπτύγματος. Διατηρώντας το κέντρο διάταξης σταθερό και αναπτύσσοντας συμμετρικά ως προς αυτό τα ηλεκτρόδια, σε ολοένα και μεγαλύτερες αποστάσεις (υιοθετώντας μία από τις συμβατικές διατάξεις ηλεκτροδίων), επιτυγχάνεται μέτρηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους σε ολοένα και μεγαλύτερα βάθη.

Η δεύτερη τεχνική ονομάζεται πλευρική διερεύνηση της κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (*lateral profiling*), μέσα σε μία ζώνη σταθερού πάχους. Η διαδικασία αυτή επιτυγχάνεται μετακινώντας ολόκληρη την διάταξη των τεσσάρων ηλεκτροδίων σε διαφορετικές θέσεις κατά μήκος μίας τομής, διατηρώντας σταθερές τις αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων (συνεπώς και του βάθους έρευνας).

Εξέλιξη των δύο αυτών τεχνικών που περιεγράφηκαν αποτελεί η ανάπτυξη της τεχνικής της ηλεκτρικής τομογραφίας (*electrical resistivity tomography*), η οποία χρησιμοποιεί πολλαπλά ηλεκτρόδια διατεταγμένα σε μία ευθεία γραμμή και σε ίσες οριζόντιες αποστάσεις μεταξύ τους. Η τεχνική αυτή εφαρμόζεται για τον προσδιορισμό τόσο της κατακόρυφης όσο και της πλευρικής (2-D) κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος, κάτω από ένα ημιεπίπεδο που ορίζεται από την ευθύγραμμη ανάπτυξη των ηλεκτροδίων και είναι σε θέση να αναδείξει σύνθετες υπεδαφικές γεωλογικές δομές.

Οι έρευνες δισδιάστατης ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιούνται συνήθως με την χρήση μεγάλου αριθμού ηλεκτροδίων, 25 ή περισσότερων, συνδεδεμένων με ένα πολυκαναλικό καλώδιο (*Griffiths & Barker, 1993*). Ένας φορητός μικροϋπολογιστής σε συνδυασμό με την ηλεκτρονική μονάδα διακοπών (*electronic switching unit*) χρησιμοποιείται για την αυτόματη επιλογή των κατάλληλων τεσσάρων ηλεκτροδίων, για κάθε μέτρηση. Για την επίτευξη μίας αντιπροσωπευτικής δισδιάστατης απεικόνισης του υπεδάφους, η κάλυψη των μετρήσεων πρέπει επίσης να είναι δισδιάστατη. Στην εικόνα 1.16a, παρουσιάζεται μία πιθανή ακολουθία μετρήσεων, με τη χρήση της διάταξης *Wenner*, για ένα σύστημα αποτελούμενο από 24 ηλεκτρόδια, τοποθετημένα σε ίσες οριζόντιες αποστάσεις μεταξύ τους "a".



Εικόνα 1.16: (α) Αυτοματοποιημένη διαδικασία λήψης των μετρήσεων της ειδικής αντίστασης, κατά την εφαρμογή της τεχνικής της ηλεκτρικής τομογραφίας. (β) Γεωηλεκτρικό τομόγραμμα, όπως προκύπτει έπειτα από την ολοκλήρωση της αντιστροφής των δεδομένων της «φαινόμενης» ειδικής αντίστασης (τροποποιημένο από Wellbrock et al., 2018).

Το 1<sup>ο</sup> βήμα, της διαδικασίας λήψης των μετρήσεων, είναι να πραγματοποιηθούν όλες οι δυνατές μετρήσεις με απόσταση ηλεκτροδίων ίση με 1a. Για την λήψη της 1<sup>ης</sup> μέτρησης, χρησιμοποιούνται τα ηλεκτρόδια με αριθμό 1, 2, 3 και 4, τα οποία λειτουργούν ως τα ηλεκτρόδια C1, P1, P2 και C2 αντίστοιχα. Ακολούθως, για τη λήψη της 2<sup>ης</sup> μέτρησης χρησιμοποιούνται τα ηλεκτρόδια με αριθμό 2, 3, 4 και 5 διατηρώντας αντίστοιχο ρόλο. Η διαδικασία αυτή επαναλαμβάνεται κατά μήκος της γραμμής των ηλεκτροδίων, έως ότου χρησιμοποιηθούν τα ηλεκτρόδια 21, 22, 23 και 24, για την λήψη της τελευταίας μέτρησης, με απόσταση ηλεκτροδίων 1a. Έτσι λοιπόν, για ένα σύστημα αποτελούμενο από 24 ηλεκτρόδια, μπορούν να πραγματοποιηθούν 21 μετρήσεις με ισο-απόσταση ηλεκτροδίων 1a (1<sup>η</sup> σειρά δεδομένων), χρησιμοποιώντας τη διάταξη *Wenner*.

Με την ολοκλήρωση της 1<sup>ης</sup> ακολουθίας λήψης μετρήσεων με ισο-απόσταση ηλεκτροδίων 1a, πραγματοποιείται η επόμενη ακολουθία μετρήσεων, όπου τα ηλεκτρόδια επιλέγονται κατά τέτοιο τρόπο, ούτως ώστε η μεταξύ τους απόσταση να είναι 2a. Έτσι, για τη λήψη της 1<sup>ης</sup> μέτρησης χρησιμοποιούνται αυτή τη φορά τα ηλεκτρόδια με αριθμό 1, 3, 5 και 7. Αντιστοίχως, για τη λήψη της 2<sup>ης</sup> μέτρησης χρησιμοποιούνται τα ηλεκτρόδια 2, 4, 6 και 8, με τη διαδικασία να επαναλαμβάνεται κατά μήκος της γραμμής των ηλεκτροδίων, έως ότου χρησιμοποιηθούν τα ηλεκτρόδια 18, 20, 22 και 24. Έτσι, για ένα σύστημα αποτελούμενο από

24 ηλεκτρόδια, μπορούν να πραγματοποιηθούν 18 μετρήσεις με ισο-απόσταση ηλεκτροδίων 2a (2<sup>η</sup> σειρά δεδομένων), χρησιμοποιώντας τη διάταξη *Wenner*.

Η ίδια διαδικασία επαναλαμβάνεται για τη λήψη των μετρήσεων με ισο-αποστάσεις ηλεκτροδίων 3a, 4a, 5a, 6a και 7a. Για την επίτευξη των καλύτερων δυνατών αποτελεσμάτων σε μία έρευνα πεδίου, οι μετρήσεις θα πρέπει να διεξάγονται με συστηματικό τρόπο, έτσι ώστε να πραγματοποιούνται όλες οι δυνατές μετρήσεις. Αυτό θα επηρεάσει την ποιότητα του μοντέλου που θα προκύψει από την αντιστροφή των δεδομένων της φαινόμενης ειδικής αντίστασης (*Dahlin & Loke, 1998*).

Αξίζει να σημειωθεί, ότι καθώς η απόσταση των ηλεκτροδίων αυξάνεται, ο αριθμός των μετρήσεων ελαττώνεται. Ο αριθμός των μετρήσεων που μπορούν να πραγματοποιηθούν σε κάθε απόσταση ηλεκτροδίων, για ένα δεδομένο αριθμό ηλεκτροδίων κατά μήκος της γραμμής έρευνας, εξαρτάται από τον τύπο της διάταξης που χρησιμοποιείται. Η διάταξη *Wenner*, χαρακτηρίζεται από τον μικρότερο δυνατό αριθμό μετρήσεων σε σύγκριση με τις άλλες κοινές διατάξεις που μπορούν να εφαρμοστούν σε δισδιάστατες έρευνες.

Στα γεωηλεκτρικά τομογράμματα που παράγονται (εικ. 1.16b), απεικονίζονται ταυτόχρονα, τόσο οι κατακόρυφες, όσο και οι πλευρικές μεταβολές της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης του υπεδάφους, σε συγκεκριμένο μεν βάθος, αλλά με πλήρη έλεγχο της πλευρικής ανομοιογένειας και ανομοιομορφίας.

### 1.2.3 Γεωηλεκτρική θεωρία αντιστροφής

Στην γεωφυσική, με τον όρο αντιστροφή εννοούμε τη διαδικασία εύρεσης του βέλτιστου μοντέλου, η απόκριση του οποίου είναι παρόμοια με τις πραγματικές μετρούμενες τιμές, μιας φυσικής παραμέτρου. Με τον όρο μοντέλο, εννοούμε μια εξιδανικευμένη μαθηματική αναπαράσταση ενός υπεδάφικου τμήματος της Γης. Το μοντέλο αποτελείται από ένα σύνολο παραμέτρων, δηλαδή φυσικών μεγεθών, τις τιμές των οποίων θέλουμε να εκτιμήσουμε από τα μετρούμενα (παρατηρούμενα) δεδομένα. Η απόκριση του μοντέλου είναι ουσιαστικά τα συνθετικά δεδομένα, τα οποία μπορούν να υπολογιστούν μέσω των μαθηματικών σχέσεων που ορίζουν το μοντέλο από ένα δεδομένο σύνολο παραμέτρων.

Στις μεθόδους που βασίζονται στη διακριτοποίηση του μοντέλου σε κελιά (*cell-based methods*), οι παράμετροι του μοντέλου είναι οι τιμές της ειδικής αντίστασης που αποδίδονται σε κάθε κελί, ενώ τα δεδομένα αποτελούν οι μετρούμενες τιμές της «φαινόμενης» ειδικής αντίστασης. Η μαθηματική σύνδεση μεταξύ των παραμέτρων του μοντέλου και της απόκρισης του μοντέλου για τα δισδιάστατα και τρισδιάστατα μοντέλα ειδικής αντίστασης, παρέχεται από τις μεθόδους πεπερασμένων διαφορών (*Dey & Morrison, 1979a, 1979b*) ή πεπερασμένων στοιχείων (*Silvester & Ferrari, 1990*).

Σε όλες τις μεθόδους βελτιστοποίησης (*optimization methods*), ένα αρχικό μοντέλο (*initial model*) τροποποιείται με επαναληπτικό τρόπο, έτσι ώστε να μειωθεί η διαφορά μεταξύ της απόκρισης του μοντέλου και των μετρούμενων (παρατηρούμενων) τιμών των δεδομένων. Το σύνολο των παρατηρούμενων δεδομένων μπορεί να γραφεί ως το διάνυσμα της στήλης  $y$ , που δίνεται από τη σχέση:

$$y = \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \quad (1.48)$$

όπου  $m$  ο αριθμός των μετρήσεων. Η απόκριση του μοντέλου  $f$  μπορεί να γραφτεί με παρόμοιο τρόπο ως εξής

$$f = \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \quad (1.49)$$

Στα προβλήματα των μεθόδων ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, είναι κοινή πρακτική να χρησιμοποιείται ο λογάριθμος των τιμών της «φαινόμενης» ειδικής αντίστασης για τα παρατηρούμενα δεδομένα, και ο λογάριθμος των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου για την απόκριση του μοντέλου. Οι παράμετροι του μοντέλου μπορούν να αναπαρασταθούν από το ακόλουθο διάνυσμα,

$$q = \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_n) \quad (1.50)$$

όπου  $n$  ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου. Η διαφορά μεταξύ των παρατηρούμενων δεδομένων και της απόκρισης του μοντέλου δίνεται από το διάνυσμα αναντιστοιχίας  $g$  (*discrepancy vector*) που ορίζεται ως εξής:

$$g = y - f \quad (1.51)$$

Στη μέθοδο βελτιστοποίησης ελαχίστων τετραγώνων (*least-squares optimization method*), το αρχικό μοντέλο τροποποιείται κατά τέτοιο τρόπο, έτσι ώστε να ελαχιστοποιείται το αθροιστικό τετραγωνικό σφάλμα  $E$ , της διαφοράς μεταξύ της απόκρισης του μοντέλου και των παρατηρούμενων τιμών των δεδομένων.

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (1.52)$$

Για την ελάττωση της παραπάνω τιμής του σφάλματος, χρησιμοποιείται η ακόλουθη εξίσωση *Gauss-Newton*, για τον προσδιορισμό του τρόπου μεταβολής των παραμέτρων του μοντέλου που θα οδηγήσει στην ελάττωση του αθροιστικού τετραγωνικού σφάλματος (*Lines & Treitel, 1984*).

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (1.53)$$

όπου  $\Delta q$  το διάνυσμα μεταβολής των παραμέτρων του μοντέλου και  $J$  ο Ιακωβιανός πίνακας (μεγέθους  $m \times n$ ) των μερικών παραγώγων. Τα στοιχεία του Ιακωβιανού πίνακα δίνονται ως εξής:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (1.54)$$

που ορίζουν τη μεταβολή της  $i$ -οστής απόκρισης του μοντέλου, λόγω μεταβολής της  $j$ -οστής παραμέτρου του μοντέλου. Μετά τον υπολογισμό του διανύσματος μεταβολής των παραμέτρων του μοντέλου, λαμβάνεται ένα νέο μοντέλο ως εξής:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (1.55)$$

Στην πράξη, η εξίσωση **1.53**, ελαχίστων τετραγώνων, σπάνια χρησιμοποιείται μόνη της σε προβλήματα γεωφυσικής αντιστροφής. Σε ορισμένες περιπτώσεις, το γινόμενο του πίνακα  $J^T J$  μπορεί να είναι μοναδικό και επομένως, η εξίσωση ελαχίστων τετραγώνων να μην παρέχει λύση για το διάνυσμα μεταβολής των παραμέτρων  $\Delta q$ . Ένα άλλο συνηθισμένο πρόβλημα είναι όταν το γινόμενο του πίνακα είναι σχεδόν μοναδιαίο. Αυτό μπορεί να συμβεί στην περίπτωση που το αρχικό μοντέλο που θα χρησιμοποιηθεί διαφέρει πολύ από το βέλτιστο μοντέλο. Έτσι, το διάνυσμα μεταβολής των παραμέτρων που υπολογίζεται μέσω της



εξίσωσης **1.53** παρουσιάζει πολύ μεγάλες συνιστώσες, και το νέο μοντέλο που υπολογίζεται μέσω της εξίσωσης **1.55** χαρακτηρίζεται από τιμές που δεν είναι ρεαλιστικές. Μια συνήθης πρακτική για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος (*Lines & Treitel, 1984*), είναι η τροποποίηση *Marquardt-Levenberg* στην εξίσωση Gauss-Newton που δίνεται από τη σχέση:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (1.56)$$

όπου  $I$  ο ταυτοτικός πίνακας και  $\lambda$  ο παράγοντας *Marquardt* ή παράγοντας απόσβεσης (*damping factor*). Η μέθοδος αυτή είναι επίσης γνωστή ως μέθοδος παλινδρόμησης κορυφής (*regression ridge*) (*Inman, 1975*). Ο παράγοντας απόσβεσης περιορίζει αποτελεσματικά το εύρος των τιμών που μπορούν να λάβουν οι συνιστώσες του διανύσματος μεταβολής των παραμέτρων  $\Delta q$ . Ενώ η μέθοδος *Gauss-Newton*, προσπαθεί να ελαχιστοποιήσει με τη χρήση της εξίσωσης **1.53**, το αθροιστικό τετραγωνικό σφάλμα μόνο του διανύσματος αναντιστοιχίας, η μέθοδος τροποποίησης *Marquardt-Levenberg*, ελαχιστοποιεί ένα συνδυασμό του μεγέθους του διανύσματος αναντιστοιχίας και του διανύσματος μεταβολής των παραμέτρων. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί επιτυχώς σε περιπτώσεις αντιστροφής δεδομένων ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, όπου το μοντέλο υποδιαιρείται σε ένα μικρό αριθμό στρωμάτων. Ωστόσο, όταν ο αριθμός των παραμέτρων του μοντέλου είναι μεγάλος, όπως συμβαίνει στην περίπτωση δισδιάστατων ή/και τρισδιάστατων μοντέλων αντιστροφής, όπου αποτελούνται από ένα μεγάλο αριθμό κελιών, το μοντέλο που παράγεται από την εφαρμογή της μεθόδου αυτής, μπορεί να χαρακτηρίζεται από ακανόνιστη κατανομή των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης με την παρουσία «ψευδών» ζωνών χαμηλής ή υψηλής ειδικής αντίστασης (*Constable et al., 1987*). Για την αντιμετώπιση του προβλήματος αυτού, η εξίσωση ελαχίστων τετραγώνων *Gauss-Newton* τροποποιείται περαιτέρω, έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθούν οι χωρικές μεταβολές των παραμέτρων του μοντέλου, δηλαδή οι τιμές της ειδικής αντίστασης του μοντέλου να μεταβάλλονται με ομαλό ή σταδιακό τρόπο. Αυτή η εξομαλυμένη μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με περιορισμούς (*smoothness-constrained least-squares method*) (*Ellis & Oldenburg, 1994a*) έχει την ακόλουθη μαθηματική μορφή,

$$(J^T J + \lambda F) \Delta q_k = J^T g - \lambda F q_k \quad (1.57)$$

όπου  $F = \alpha_x C_x^T C_x + \alpha_y C_y^T C_y + \alpha_z C_z^T C_z$ , με  $C_x$ ,  $C_y$ , και  $C_z$  τους πίνακες εξομάλυνσης στις διευθύνσεις  $x$ ,  $y$  και  $z$  αντίστοιχα.  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$  και  $\alpha_z$  είναι τα σχετικά βάρη που δίνονται στα φίλτρα εξομάλυνσης στις διευθύνσεις  $x$ ,  $y$  και  $z$  αντίστοιχα. Μια συνήθης μορφή του πίνακα εξομάλυνσης είναι ο πίνακας διαφορών 1<sup>ης</sup> τάξης (*DeGroot-Hedlin & Constable, 1990*), που δίνεται ως εξής:

$$C = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & \dots & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & \dots & \dots & 0 \\ & & & \dots & \dots & & & \\ & & & & \dots & \dots & & \\ & & & & & \dots & \dots & \\ & & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (1.58)$$

Η εξίσωση **1.57** προσπαθεί επίσης, να ελαχιστοποιήσει το τετράγωνο των χωρικών μεταβολών, ή την «τραχύτητα» (*roughness*) των τιμών της ειδικής αντίστασης του μοντέλου. Πρόκειται στην πραγματικότητα για την  $l_2$ -νόρμα εξομαλυμένη μέθοδο βελτιστοποίησης με περιορισμούς ( *$l_2$  norm smoothness-constrained optimization method*). Η μέθοδος αυτή τείνει να παράγει ένα μοντέλο με ομαλή μεταβολή των τιμών ειδικής αντίστασης. Η προσέγγιση

αυτή, είναι αποδεκτή στην περίπτωση που η πραγματική ειδική αντίσταση του υπεδάφους μεταβάλλεται με ομαλό και βαθμωτό τρόπο.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, η γεωλογική υπεδαφική δομή αποτελείται από έναν αριθμό ομοιογενών περιοχών όπου, και μεν στο εσωτερικό τους χαρακτηρίζονται από σχετικά σταθερές τιμές ειδικής αντίστασης, αλλά στα όρια τους παρατηρούνται ισχυρές διαφοροποιήσεις των τιμών. Για τέτοιου είδους περιπτώσεις, ο τύπος αντιστροφής της εξίσωσης **1.57** μπορεί να τροποποιηθεί έτσι ώστε να ελαχιστοποιεί τις απόλυτες μεταβολές στις τιμές της ειδικής αντίστασης του μοντέλου (*Clairbout & Muir, 1973*). Η τροποποίηση αυτή μπορεί μερικές φορές να δώσει σημαντικά καλύτερα αποτελέσματα. Τεχνικά, η τροποποίηση αυτή αναφέρεται ως  $l_1$ -νόρμα εξομαλυμένη μέθοδος βελτιστοποίησης με περιορισμούς ( $l_1$  norm smoothness-constrained optimization method) ή ευρύτερα γνωστή ως μέθοδος αντιστροφής με μπλοκ (*blocky inversion method*). Μια απλή μέθοδος για την εφαρμογή της  $l_1$ -νόρμας εξομαλυμένης μεθόδου βελτιστοποίησης με περιορισμούς, χρησιμοποιώντας την σχέση ελαχίστων τετραγώνων, είναι η επαναληπτικά επανασταθμισμένη μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (*iteratively reweighted least-squares method*) (*Wolke & Schwetlick, 1988*). Η εξίσωση βελτιστοποίησης της σχέσης **1.57** τροποποιείται ως εξής:

$$(J^T J + \lambda F_R) \Delta q_k = J^T R_d g - \lambda F_R q_k \quad (1.59)$$

, με  $F_R = \alpha_x C_x^T R_m C_x + \alpha_y C_y^T R_m C_y + \alpha_z C_z^T R_m C_z$ , όπου  $R_d$  και  $R_m$  οι πίνακες βαρύτητας (*weighting matrices*) που εισάγονται προκειμένου τα διαφορετικά στοιχεία της απόκλισης των δεδομένων και των διανυσμάτων «τραχύτητας» του μοντέλου να έχουν ίση βαρύτητα στη διαδικασία της αντιστροφής.

Η εξίσωση **1.59**, παρέχει μια γενική μέθοδο η οποία μπορεί να τροποποιηθεί περαιτέρω, εφόσον κρίνεται απαραίτητο, προκειμένου να συμπεριληφθούν γνωστές πληροφορίες σχετικά με τη γεωλογία του υπεδάφους. Για παράδειγμα, εάν είναι γνωστό ότι οι μεταβολές της ειδικής αντίστασης στο υπεδάφος, περιορίζονται σε μια συγκεκριμένη ζώνη, οι τιμές του συντελεστή απόσβεσης  $\lambda$  μπορούν να τροποποιηθούν (*Ellis & Oldenburg, 1994a*) έτσι ώστε να επιτρέπονται μεγαλύτερες μεταβολές στη ζώνη αυτή.

## 2. Η πρώτη περιοχή μελέτης: Θέση «Κλεισούρα» Άνω Δολιανά Αρκαδίας

Η πρώτη περιοχή μελέτης τοποθετείται στην κεντρική Πελοπόννησο στις βόρειες παρυφές του όρους Πάρωνα και περίπου 2,7km νοτιοδυτικά του ορεινού οικισμού των Άνω Δολιανών Αρκαδίας (Βόρεια Κυνουρία). Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα πραγματοποιήθηκε επί του επαρχιακού δρόμου που διασυνδέει τους οικισμούς Κούτρουφα και Βέρβανα, στην θέση όπου σημειώνεται στην δορυφορική εικόνα με την κόκκινη πινέζα (εικ. 2.1). Πρόκειται για μία στενή κοιλάδα με σχετικά απότομα πρανή η οποία αναπτύσσεται κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου και φέρει την τοπική ονομασία «Κλεισούρα».

Η συγκεκριμένη θέση χαρακτηρίζεται από σύνθετη γεωλογική δομή, με την παρουσία διαφορετικών λιθολογικών σχηματισμών, που εναλλάσσονται σε μία απόσταση μόλις 600m κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου. Στις περισσότερες περιπτώσεις, παρατηρήθηκε απότομη μετάβαση μεταξύ των λιθολογιών μέσω τεκτονικών επαφών, γεγονός που καθιστά την υπεδαφική δομή ιδιαίτερα ανομοιόμορφη, ανομοιογενή και ανισότροπη. Επιπλέον, η συγκεκριμένη θέση παρείχε τη δυνατότητα ευθύγραμμης ανάπτυξης των γεωφυσικών διατάξεων σε μεγάλες αποστάσεις, καθώς και εύκολης προσέγγισης της περιοχής για την μεταφορά του απαραίτητου γεωφυσικού εξοπλισμού στο πεδίο. Οι παραπάνω παράγοντες συντέλεσαν στην επιλογή της συγκεκριμένης θέσης για την εφαρμογή των γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών, προκειμένου να εξετασθεί ο βαθμός στον οποίο οι τεχνικές αυτές μπορούν να αποδώσουν τη σύνθετη υπεδαφική γεωλογική δομή που χαρακτηρίζει την συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.



Εικόνα 2.1: Δορυφορική εικόνα της ευρύτερης περιοχής μελέτης (απόσπασμα από Google Earth).

## 2.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης

Η περιοχή των Άνω Δολιανών Αρκαδίας περιλαμβάνει πετρώματα που ανήκουν σε γεωτεκτονικές ενότητες των εξωτερικών Ελληνίδων και δομείται κυρίως από αλπικούς σχηματισμούς οι οποίοι, σύμφωνα με το απόσπασμα του γεωλογικού χάρτη του ΙΓΜΕ (Φ.Χ Κολλίνας, 2002) που παρουσιάζεται στην εικόνα 2.2, ανήκουν σε τρεις (3) διαφορετικές ενότητες. Οι ενότητες αυτές έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά η μία πάνω στην άλλη κατά τη διάρκεια του αλπικού ορογενετικού κύκλου μέσω διαδικασιών που σχετίζονται με το αρχικό στάδιο της υποβύθισης και το στάδιο του μετα-ορογενετικού εφέλκυσμού.

Η κατώτερη τεκτονικά ενότητα είναι η σειρά Φυλλιτών-Χαλαζιτών (P-T<sub>i</sub>.sch) περμοτριάδικης ηλικίας, η οποία αποτελείται κατά κύριο λόγο από σχιστόλιθους σε εναλλαγές με χαλαζίτες, μεταπηλίτες και φυλλίτες. Σύμφωνα με το Φύλλο Κολλίνας (2002), νοτιοανατολικά του χωριού των Άνω Δολιανών (κυρίως) και στην περιοχή Κούτρουφα, συναντώνται φακοί μαρμάρων (P-T<sub>i</sub>.mg) χιλιομετρικής κλίμακας. Τα μάρμαρα αυτά είναι συνήθως δολομιτικά, ταινιωτά, σακχαρώδους υφής και υπόλευκα έως τεφρά. Η σειρά αυτή χαρακτηρίζεται από απότομες μεταβολές των λιθολογικών φάσεων τόσο πλευρικά, όσο και κατακόρυφα. Οι κυριότεροι πετρογραφικοί τύποι της σειράς στην περιοχή είναι: πρασινοσχιστόλιθοι με υπολειμματικό γλαυκοφανή και παραγονίτη, σχιστόλιθοι με χλωριτοειδή και γλαυκοφανή, σχιστόλιθοι χλωριτικοί-παραγονιτικοί-μοσχοβιτικοί με γρανάτη, μαρμαρυγιακοί χαλαζίτες με αιματίτη, ιλμενίτη και τουρμαλίνη, φυλλίτες μαρμαρυγιακοί και φυλλίτες μοσχοβιτικοί-χαλαζιακοί με χλωριτοειδή. Σύμφωνα με τις υπάρχουσες ορυκτολογικές παραγενέσεις (παρουσία ή απουσία Na-αμφίβολου) και λόγω της μεγάλης ποικιλίας λιθοπετρογραφικών τύπων, η σειρά Φυλλιτών-Χαλαζιτών χαρακτηρίζεται από ένα ευρύ φάσμα συνθηκών μεταμόρφωσης (T=280-480 C° / P=2-10kb, Φ.Χ Κολλίνας, 2002) που αντικατοπτρίζει την συνολική πορεία του πετρώματος κατά την προϊούσα κυανοσχιστολιθική και την επακόλουθη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση.

Ακολουθεί η ενότητα της Τρίπολης, η οποία αποτελεί την κατώτερη μη μεταμορφωμένη ενότητα που συναντάται στην περιοχή. Οι τρεις κυριότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαντώνται στην ευρύτερη περιοχή μελέτης είναι:

1. Ο Ολιγοκαινικός φλύσχος (ft) της ενότητας ο οποίος χαρακτηρίζεται από εναλλαγές λεπτόκοκκων, καστανόχρωμων ψαμμιτών (υπό μορφή λεπτών στρώσεων), με λεπτές παρεμβολές πηλιτών και ενστρώσεις ή φακούς ασβεστολίθων. Σε πολλές θέσεις εκτός της περιοχής μελέτης, ο φλύσχος χαρακτηρίζεται ως «άγριος φλύσχος» αποτελούμενος κυρίως από μεγάλα τεμάχια ασβεστολίθων ποικίλης ηλικίας, πολύμεικτα κροκαλοπαγή αποτελούμενα κυρίως από κροκάλες της ζώνης Πίνδου και σώματα ηφαιστειακής προέλευσης (διαβάσεις, ανδεσίτες, τραχειανδεσίτες και ανδεσιτικοί τόφφοι). Στη βάση του φλύσχη σε ορισμένες περιοχές συναντώνται στρώματα μετάβασης, πάχους 2-20m, ενώ σε άλλες περιοχές η επαφή με τους υποκείμενους ασβεστολίθους είναι τεκτονική. Εντός του φλύσχη έχουν εντοπισθεί απολιθώματα όπως *Turborotalia gr. Cerroazulensis* (Σ. Λέκκας, 1978).
2. Υποκείμενα του φλύσχη συναντώνται παχυστρωματώδεις, άστρωτοι και ενίοτε λεπτοστρωματώδεις, τεφροί-σκουρότεφροι έως μαύροι, συχνά βιτουμενιούχοι και έντονα καρστικοποιημένοι, ασβεστόλιθοι και δολομίτες (Pc-E<sub>s</sub>.k) ηλικίας Παλιόκαινο-Αν. Ηώκαινο. Στον σχηματισμό αυτό έχουν εντοπιστεί πληθώρα απολιθωμάτων όπως:

*Nummulites sp.*, (ηλικία Av. Ηώκαινο), *Corallinoideae*, *Miliolidae* (ηλικία Λουτήσιο) και *Alveolina sp.*, *Discorbidae* (ηλικία Παλαιόκαινο).

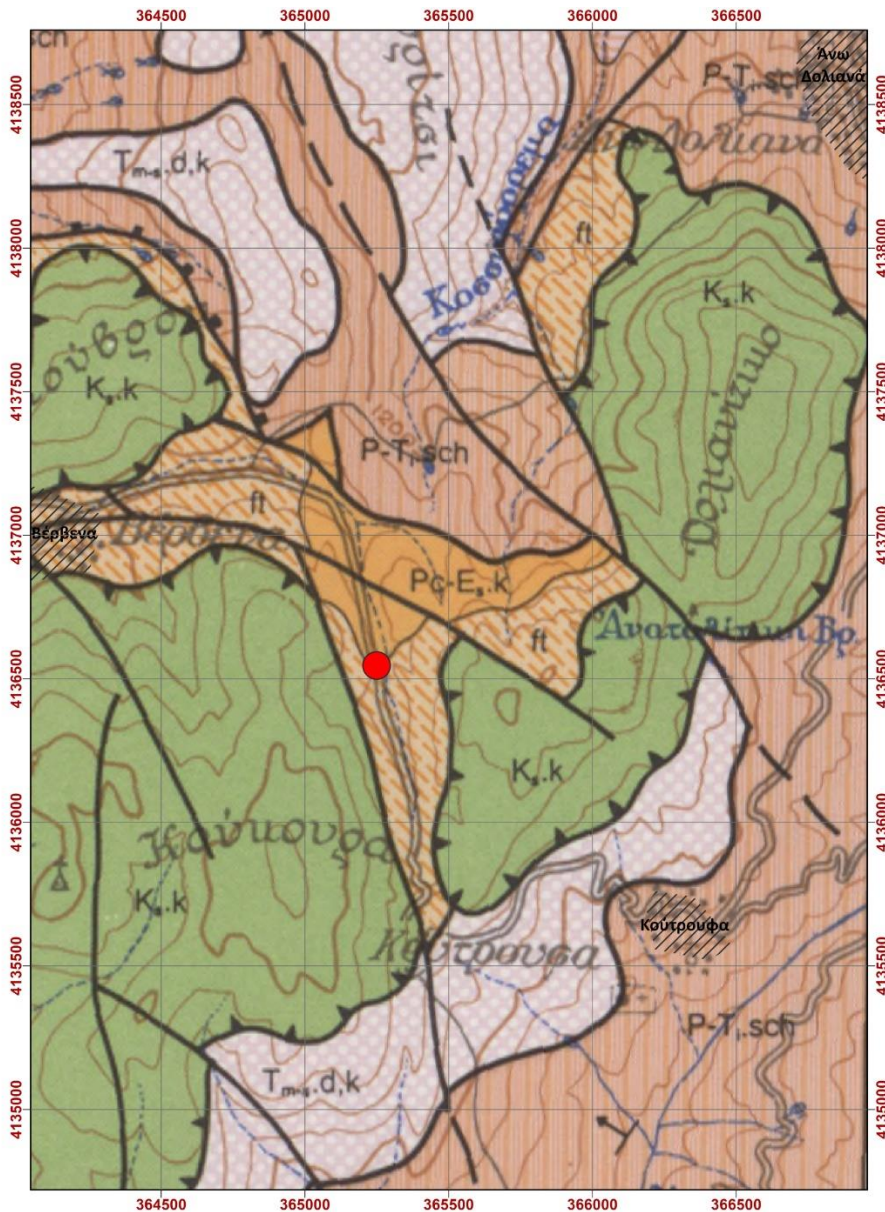
3. Δολομίτες σε εναλλαγές με δολομιτικούς ασβεστολίθους (T<sub>m-s</sub>. d,k), μέσο-άνω Τριαδικής ηλικίας, βαθύτεφροι κατά θέσεις μαύροι, συνήθως βιτουμενιούσχοι, ελαφρά ανακρυσταλλωμένοι, πάχυ- έως μεσο-στρωματώδεις, έντονα καρστικοποιημένοι. Στα ανώτερα μέλη επικρατούν οι δολομιτικοί ασβεστόλιθοι, ενώ στα κατώτερα οι δολομίτες με την παρουσία στρωματολίθων.

Τέλος, εμφανίζεται η ενότητα της Πίνδου όπου αποτελεί την ανώτερη τεκτονικά ενότητα της περιοχής. Στην περιοχή μελέτης εμφανίζονται μόνο σχηματισμοί που ανήκουν στο «αρκαδικό κάλυμμα» και κατά κύριο λόγο οι πλακώδεις ασβεστόλιθοι (K<sub>s</sub>.k) Av. Κρητιδικής ηλικίας. Πρόκειται για λεπτοπλακώδεις έως παχυπλακώδεις, βιομικρικούς ασβεστολίθους, με λεπτές ενστρώσεις και κονδύλους πυριτολίθων και λεπτές στρώσεις ερυθρών και κίτρινων πηλιτών. Οι ασβεστόλιθοι είναι λευκοί, κίτρινοι και ερυθροί, πελαγικής φάσεως, πλούσιοι σε απολιθώματα όπως: *Globotruncanidae*, *radiolaria*. Στη βάση του καλύμματος σε μερικές περιοχές απαντώνται μικρές εμφανίσεις κερατολίθων και ψαμμιτών.

Ασύμφωνα επάνω σε αυτές τις ενότητες έχουν αποθεθεί αλλουβιακές αποθέσεις, κορήματα και άλλα ιζήματα του Πλειο-Τεταρτογενούς.

Σύμφωνα με άλλους ερευνητές (*Lekkas & Skourtsos, 2004*), τα μάρμαρα (P-T<sub>i</sub>.mr) που απαντούν με τη μορφή φακών χιλιομετρικής κλίμακας εντός της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς, εντάσσονται στην ξεχωριστή γεωτεκτονική ενότητα Κρήτης-Μάνης, η οποία εμφανίζεται σε διάφορες θέσεις εκτός της περιοχής μελέτης και βρίσκεται τεκτονικά υποκείμενη όλων των υπολοίπων γεωτεκτονικών ενοτήτων.

Όσο αφορά τα τεκτονικά στοιχεία της περιοχής μελέτης, χαρακτηριστική είναι η εμφάνιση των καλυμμάτων της ενότητας της Πίνδου (Αρκαδικό κάλυμμα) τα οποία επικάθονται ανώτερα όλων των υπόλοιπων τεκτονικών ενοτήτων της περιοχής. Οι εμφανίσεις αυτές είναι αποτέλεσμα της επώθησης της ενότητας η οποία είχε μια συνολική διάρκεια από Μέσο Ηώκαινο έως το Μειόκαινο. Μεταγενέστερη της παραπάνω συμπιεστικής παραμορφωτικής φάσης ήταν μία φάση εφελκυσμού, ή οποία μέσω της δράσης ρηγμάτων κανονικού χαρακτήρα μικρής κλίσης (αποκολλήσεων) οδήγησε στην εκταφή των κατώτερων μεταμορφωμένων ενοτήτων της Μάνης και της Φυλλιτικής-Χαλαζιτικής σειράς. Την εφελκυστική αυτή παραμορφωτική φάση ακολούθησε μία φάση τεκτονισμού της περιοχής με δημιουργία κανονικών ρηγμάτων. Τα ρήγματα αυτά είναι υπεύθυνα για ένα μεγάλο μέρος της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης της περιοχής. Επηρεάζουν όλες τις αλπικές ενότητες καθώς και όλες τις τεκτονικές επαφές της συμπιεστικής και της εφελκυστικής παραμόρφωσης.



**Ενότητα Πίνδου**

**K<sub>1</sub>.k** Πλακώδεις ασβεστόλιθοι (Κενομάνιο - Αν. Μαιστριχτιο)

**Ενότητα Τρίπολης**

**ft** Φλύσχης (Αν. Ηώκαινο - Ολιγόκαινο)

**Pc-E<sub>1</sub>.k** Ασβεστόλιθοι και δολομίτες (Παλαιόκαινο - Αν. Ηώκαινο)

**T<sub>ms</sub>.d.k** Δολομίτες και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι (Μ. - Αν. Τριαδικό)

**Σειρά Φυλλιών-Χαλαζιτών**

**P-T<sub>1</sub>.sch** Σχιστόλιθοι, χαλαζίτες, μεταπηλίτες και φυλλίτες (Πέρμιο - Κατ. Τριαδικό)

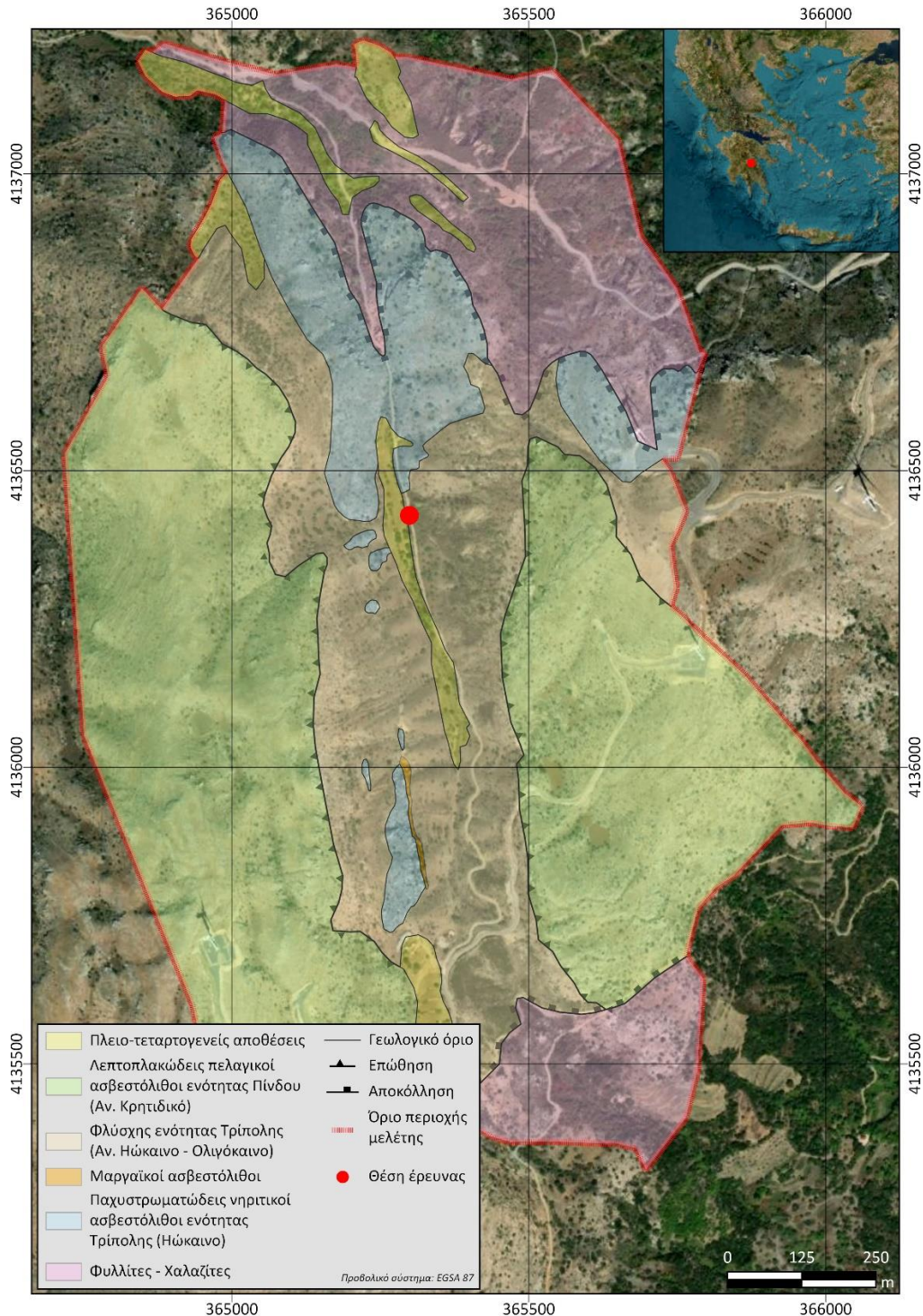
- Γεωλογικό όριο
- Ρήγμα
- - - - - Πιθανό ρήγμα
- ▲▲▲▲▲ Εφίπτευση
- ▲▲▲▲▲ Επώθηση
- ~ Τεκτονική επαφή
- Θέση έρευνας

Εικόνα 2.2: Απόσπασμα του γεωλογικού χάρτη ΙΓΜΕ 1:50000, Φ.Χ Κολλίνας, 2002, της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Για τις ανάγκες τις παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκε λεπτομερής γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:7.500 στην θέση όπου επρόκειτο να εφαρμοστεί η εφαρμοσμένη

γεωφυσική έρευνα, για την αναγνώριση του γεωλογικού περιβάλλοντος της περιοχής και την κατανόηση της επιφανειακής δομής, αλλά και για τη συλλογή όλων των απαραίτητων πληροφοριών που θα συμβάλλουν στην αξιολόγηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων, με σκοπό τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής.

Στην εικόνα 2.3, παρουσιάζεται ο λεπτομερής γεωλογικός χάρτης που κατασκευάστηκε για την ευρύτερη περιοχή της θέσης όπου πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική υπεδαφική διερεύνηση.



Εικόνα 2.3: Επικαιροποιημένος γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης, όπου πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα.

Σύμφωνα με το λεπτομερή γεωλογικό χάρτη της εικόνας 2.3, η ευρύτερη περιοχή μελέτης δομείται από τους παρακάτω σχηματισμούς:

Ο τεκτονικά ανώτερος γεωλογικός σχηματισμός που χαρτογραφήθηκε στην περιοχή είναι οι Άνω Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι της ενότητας της Πίνδου (εικ. 2.4a). Ο σχηματισμός αυτός καταλαμβάνει κυρίως τα υψηλότερα τοπογραφικά σημεία, δυτικά και ανατολικά κατά μήκος του κεντρικού άξονα (επαρχιακού δρόμου) της περιοχής μελέτης. Αποτελείται κυρίως από λεπτοπλακώδεις, ανοιχτόχρωμους (λευκούς - γκρίζους) ασβεστολίθους πελαγικής φάσεως, οι οποίοι βρίσκονται επωθημένοι επάνω σε όλους τους υπόλοιπους σχηματισμούς. Ως επί το πλείστον, οι ασβεστόλιθοι της ενότητας της Πίνδου εντοπίστηκαν επωθημένοι επάνω στον σχηματισμό του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης, εκτός από το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης όπου εντοπίστηκαν υπερκείμενοι επάνω στον σχηματισμό των Φυλλιτών – Χαλαζιτών.

Το κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης δομείται κατά κύριο λόγο από τον σχηματισμό του φλύσχη της ενότητας της Τρίπολης Ολιγοκαινικής ηλικίας (εικ. 2.4b), ο οποίος αναπτύσσεται αξονικά σε μία διεύθυνση Β-Ν. Ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται κυρίως από εναλλαγές καστανόχρωμων ψαμμιτών και πηλιτών ενώ σε αρκετές θέσεις έχει τη μορφή «άγριου φλύσχη» με την παρουσία ολισθόλιθων ανθρακικής και κερατολιθικής σύστασης. Επιπλέον, παρατηρήθηκε ότι σε πολλές περιπτώσεις, η μετάβαση από τους υποκείμενους Ηωκαινικούς ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης στον φλύσχη, πραγματοποιούνταν είτε με τη παρουσία μεταβατικών στρωμάτων αποτελούμενα κατά κύριο λόγο από μαργαϊκούς ασβεστολίθους, είτε μέσω τεκτονικών επαφών (εικ. 2.4 c,d).

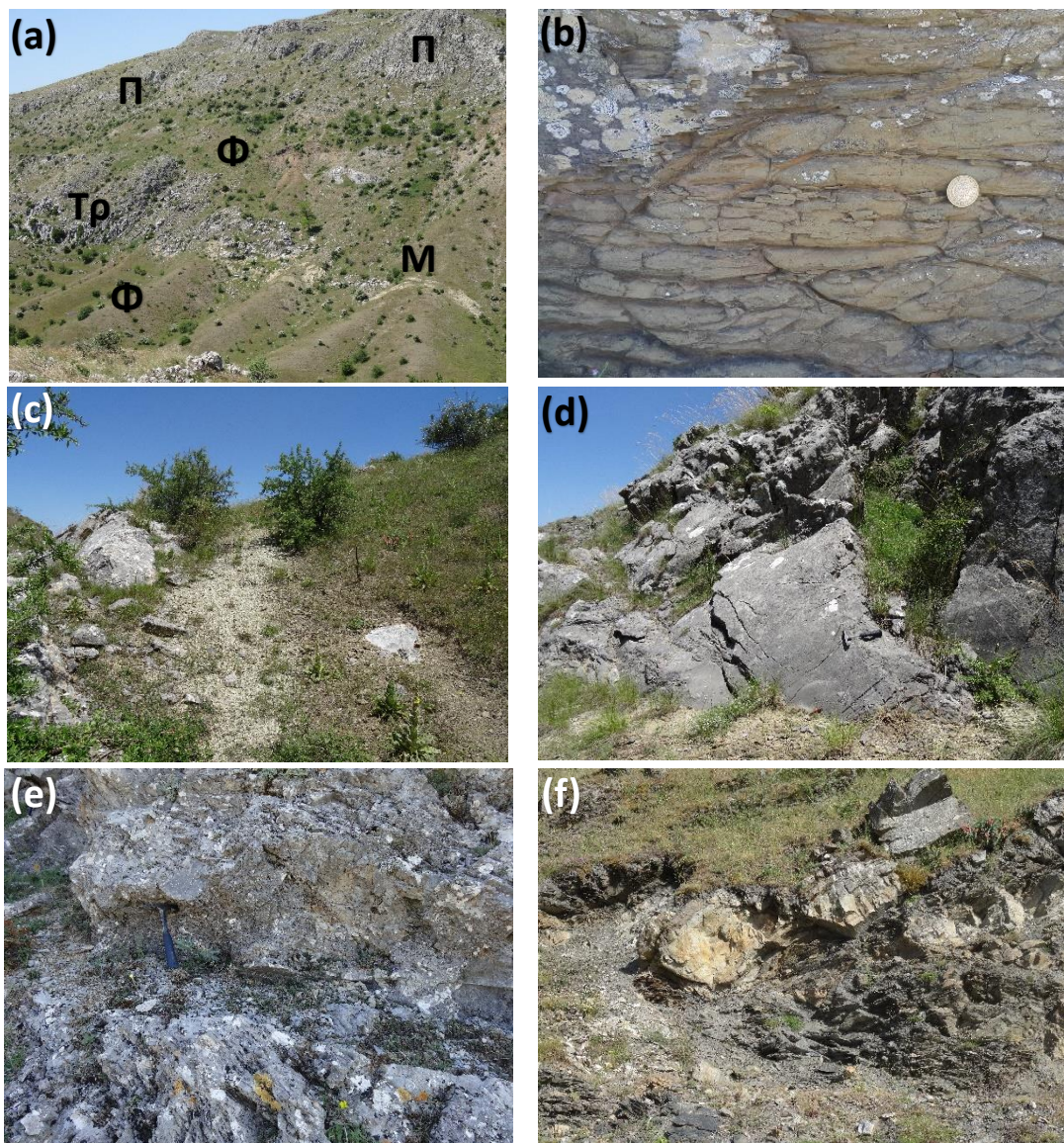
Υποκείμενα του φλύσχη και κυρίως στο βόρειο τμήμα της περιοχής, εντοπίστηκαν οι Ηωκαινικοί ασβεστόλιθοι της ενότητας Τρίπολης. Πρόκειται για παχυστρωματώδεις σκουρότεφρους έως μαύρους, πλούσιους σε οργανικό υλικό (βιτουμένια) και έντονα καρστικοποιημένους ασβεστολίθους. Επιπλέον, δυτικά του επαρχιακού δρόμου, παρατηρήθηκαν αρκετές μεμονωμένες εμφανίσεις των ασβεστολίθων αυτών, εντός του σχηματισμού του φλύσχη της ίδιας ενότητας. Στις θέσεις αυτές, οι ασβεστόλιθοι εμφανίζονται πτυχωμένοι και στις περισσότερες περιπτώσεις οριοθετούνται στην επαφή τους με τον φλύσχη από ρήγματα. Κατά μήκος του επαρχιακού δρόμου, παρατηρήθηκε μία απότομη μετάβαση από τους ασβεστόλιθους στον φλύσχη της ενότητας Τρίπολης με την παρουσία ενός τεκτονικού λατυποπαγούς στην οροφή του σχηματισμού των ασβεστολίθων (εικ. 2.4e).

Στο βορειότερο και νοτιότερο τμήμα της περιοχής μελέτης, εντοπίστηκε ο σχηματισμός των Φυλλιτών – Χαλαζιτών, ο οποίος αποτελεί τον κατώτερο μεταμορφωμένο σχηματισμό Περμοτριάδικης ηλικίας που απαντά στην συγκεκριμένη αυτή περιοχή. Αποτελείται κατά κύριο λόγο από σχιστόλιθους, μεταπηλίτες και φυλλίτες σε εναλλαγές με χαλαζίτες (εικ. 2.4f). Στο βόρειο τμήμα, ο σχηματισμός αυτός έρχεται σε επαφή με τους ασβεστολίθους και τον φλύσχη της ενότητας Τρίπολης μέσω ρήγματος αποκόλλησης, το οποίο χαρακτηρίζεται από μικρή κλίση ( $10^{\circ}$  –  $20^{\circ}$ ) και φορά μέγιστης κλίσης γενικά προς νότο. Αντιθέτως στο νότιο τμήμα, ο σχηματισμός αυτός έρχεται σε επαφή με τους ασβεστολίθους της ενότητας Πίνδου και τον φλύσχη της ενότητας Τρίπολης μέσω ρήγματος αποκόλλησης, το οποίο χαρακτηρίζεται από μικρή κλίση ( $10^{\circ}$  –  $20^{\circ}$ ) και φορά μέγιστης κλίσης γενικά προς βορρά.



Πιθανολογείται ότι ο σχηματισμός αυτός αναπτύσσεται υποκείμενα όλων των προηγούμενων στο ενδιάμεσο τμήμα μεταξύ της βόρειας και νότιας επιφανειακής του εκδήλωσης.

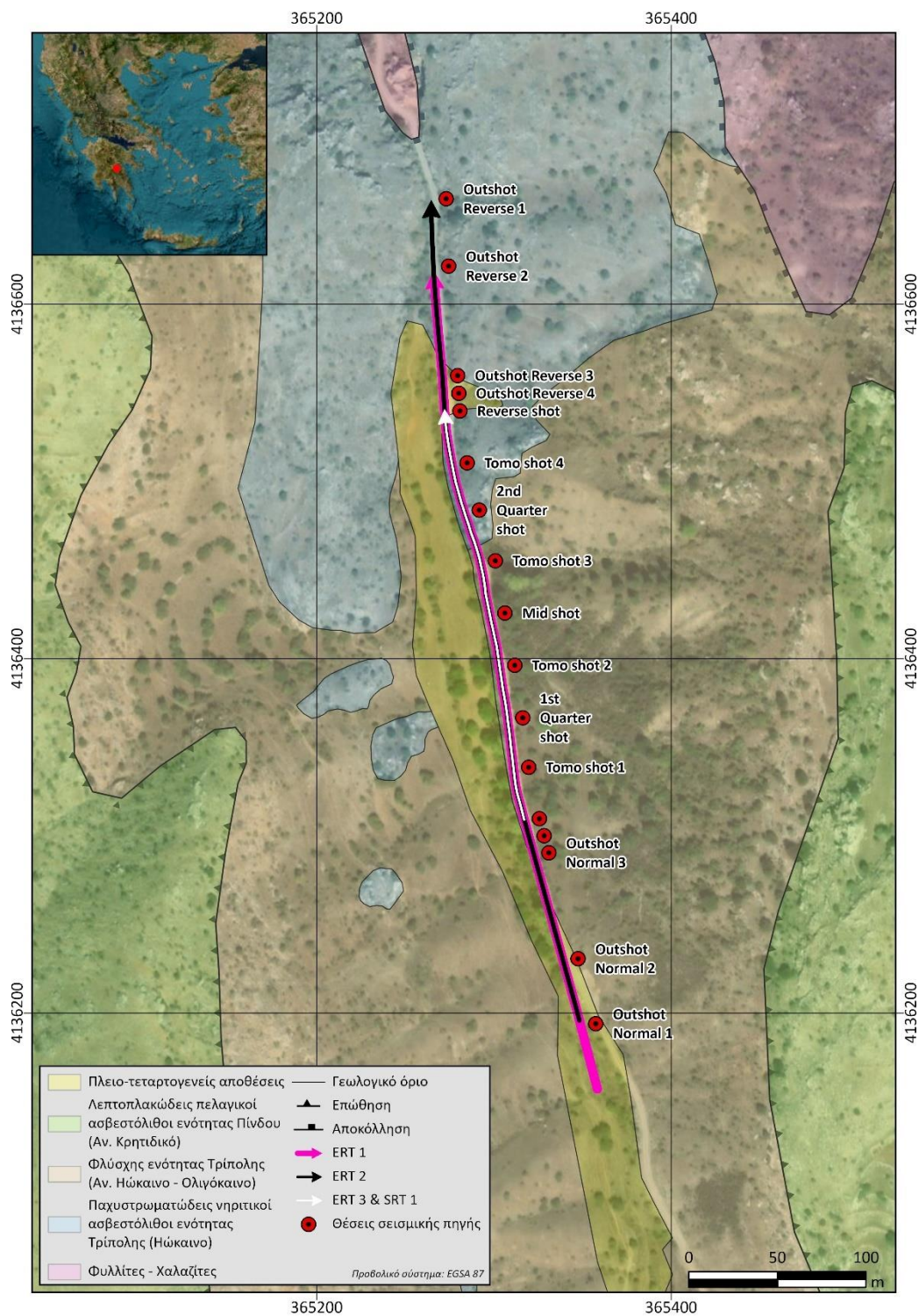
Ασύμφωνα επάνω στους προαναφερθέντες γεωλογικούς σχηματισμούς παρατηρήθηκαν Πλειο-τεταρτογενείς αποθέσεις. Σε αυτές περιλαμβάνονται χαλαρές αλλουβιακές αποθέσεις του Τεταρτογενούς, οι οποίες εντοπίζονται κατά κύριο λόγο κατά μήκος των ρεμάτων και εδαφικός μανδύας αποσάθρωσης σημαντικού πάχους κατά θέσεις. Επιπλέον, στο βορειότερο τμήμα της περιοχής μελέτης, οι αποθέσεις αυτές αποτελούνται κυρίως από πολύμεικτα Πλειοκαινικά κροκαλοπαγή, με κροκάλες προερχόμενες από τους σχηματισμούς όλων των γεωτεκτονικών ενοτήτων που απαντούν στην περιοχή.



Εικόνα 2.4: (α) Γενική άποψη της πλαγιάς δυτικά του επαρχιακού δρόμου όπου πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα. Π: Αβεστόλιθοι ενότητας Πίνδου, Τρ: Αβεστόλιθοι ενότητας Τρίπολης, Φ: Φλύσχης ενότητας Τρίπολης, Μ: Μεταβατικά στρώματα (μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι). (β) Φλύσχης ενότητας Τρίπολης. (c-d) Μετάβαση από τους ασβεστολίθους προς τον Φλύσχη της ενότητας Τρίπολης μέσω μεταβατικών στρωμάτων (c) και μέσω τεκτονικής επαφής (d). (e) Τεκτονικό λατυποπαγές στην οροφή των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης. (f) Φυλλίτες – Χαλαζίτες. Διακρίνονται τα ανοιχτόχρωμα χαλαζιακά σώματα μέσα στον φαιοπράσινο φυλλίτη.

## 2.2 Σχεδιασμός πειράματος και λήψη δεδομένων

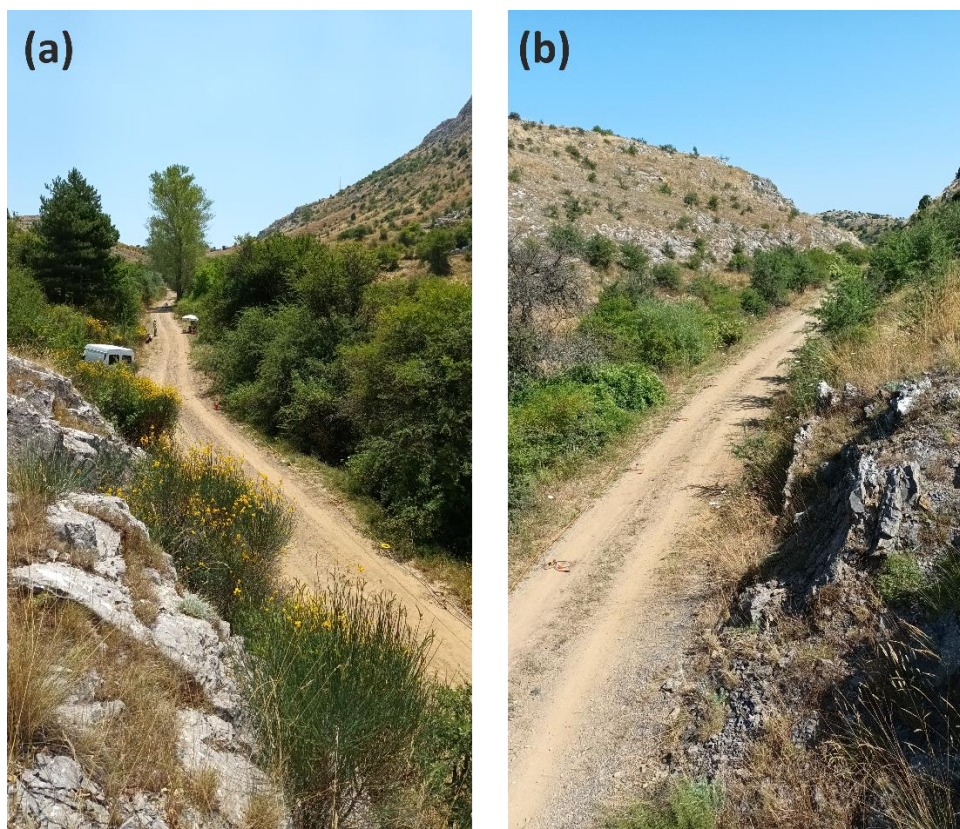
Για τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής εφαρμόστηκαν, η τεχνική της **ηλεκτρικής τομογραφίας** (*electrical resistivity tomography - ERT*), καθώς και η τεχνική της **σεισμικής τομογραφίας διάθλασης** (*seismic refraction tomography - SRT*). Στον χάρτη της εικόνας 2.5, παρουσιάζονται οι θέσεις εφαρμογής και η γεωμετρία των αναπτυγμάτων των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών.



Εικόνα 2.5: Επικαιροποιημένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης, με τις θέσεις εφαρμογής των γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών.

Οι συγκεκριμένες θέσεις επιλέχθηκαν για τη διερεύνηση της υπεδαφικής γεωλογικής δομής, η οποία χαρακτηρίζεται επιφανειακά από την απότομη πλευρική μετάβαση από τον σχηματισμό του φλύσχη, στους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης. Επιπλέον, ένα ερώτημα που καλείται να απαντήσει η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα στην συγκεκριμένη περιοχή μελέτης είναι, εάν συναντάται και σε ποιο βάθος ο σχηματισμός των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, υποκείμενα του φλύσχη και των ασβεστολίθων.

Στις εικόνες 2.6 a και b, παρουσιάζεται μία γενική άποψη της περιοχής στην οποία πραγματοποιήθηκαν οι γεωφυσικές μετρήσεις.



Εικόνα 2.6: Γενική άποψη της περιοχής μελέτης στη θέση «Κλεισούρα», με (a) Άποψη προς Νότο και (b) άποψη προς Βορρά.

### 2.2.1 Γεωηλεκτρικό πείραμα

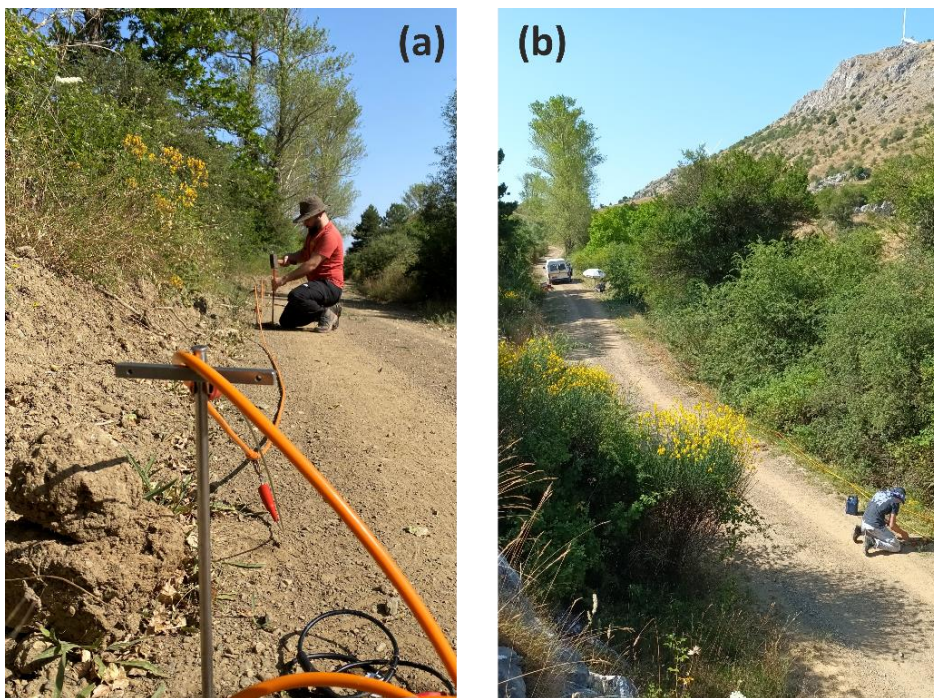
Οι γεωηλεκτρικές μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κατά μήκος τριών (3) αναπτυγμάτων, ERT 1, ERT 2 και ERT 3, τα οποία απεικονίζονται στον χάρτη της εικόνας 2.5 με την μωβ, μαύρη και λευκή συνεχή γραμμή αντίστοιχα. Χρησιμοποιήθηκαν 48 ηλεκτρόδια με τα εξής χαρακτηριστικά:

- Στις γεωηλεκτρικές τομές ERT 1 και ERT 2, η ισοδιάσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων ήταν 10m, διαμορφώνοντας ένα ανάπτυγμα συνολικού μήκους 470m για την κάθε τομή. Επιπλέον, το κέντρο διάταξης της γεωηλεκτρικής τομής ERT 2 τοποθετήθηκε κατά 40m Βορειότερα σε σχέση με το κέντρο διάταξης της γεωηλεκτρικής τομής ERT 1, επομένως η συνολική απόσταση που καλύπτεται από τις δύο αυτές τομές μαζί ανέρχεται στα 510m.
- Η γεωηλεκτρική τομή ERT 3 πραγματοποιήθηκε με 5m ισοδιάσταση ηλεκτροδίων, με αποτέλεσμα το συνολικό μήκος του αναπτύγματος να αντιστοιχεί σε 235m. Η τομή

ERT 3 σχεδιάστηκε με τέτοιο τρόπο, έτσι ώστε το κέντρο διάταξης της να ταυτίζεται με το κέντρο διάταξης της τομής ERT 2.

Η εφαρμογή της γεωηλεκτρικής τομής ERT 3 με μικρότερη ισοδιάσταση ηλεκτροδίων (5m) που πραγματοποιήθηκε στο μέσο του αναπτύγματος της τομής ERT 2, είχε ως στόχο την αύξηση της διακριτικής ικανότητας της τεχνικής στο ενδιαμέσο αυτό τμήμα, όπου παρατηρείται επιφανειακά η απότομη μετάβαση από τον φλύσχη στους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης. Αντιθέτως, οι δύο γεωηλεκτρικές τομές που πραγματοποιήθηκαν με 10m ισοδιάσταση ηλεκτροδίων (ERT 1 & ERT 2) αποσκοπούσαν στην μεγαλύτερη δυνατή αύξηση του βάθους διερεύνησης της τεχνικής.

Στις εικόνες 2.7 a και b, παρουσιάζονται στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου, τοποθέτησης των ηλεκτροδίων και των πολυκαναλικών καλωδίων, για την διαμόρφωση των γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων.



Εικόνα 2.7: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου για τα γεωηλεκτρικά αναπτύγματα ERT 3 (a) και ERT 2 (b).

Για τη λήψη των γεωηλεκτρικών δεδομένων (εικ. 2.8) χρησιμοποιήθηκαν 48 ηλεκτρόδια τα οποία συνδέονταν, μέσω πολυκαναλικού καλωδίου (*multicore cable*), με τη γεωηλεκτρική συσκευή *SYSCAL Pro switch 48* του οίκου *IRIS instruments*. Χρησιμοποιήθηκαν οι διατάξεις ηλεκτροδίων *Wenner*, *Wenner-Schlumberger* και *dipole-dipole*. Με τη χρήση του λογισμικού *Electre Pro*, δημιουργήθηκαν τα πρωτόκολλα (*sequences*) των διατάξεων για το κάθε ανάπτυγμα ξεχωριστά, σύμφωνα με τα γεωμετρικά του χαρακτηριστικά. Τα πρωτόκολλα εγκαταστάθηκαν στη συνέχεια στη γεωηλεκτρική συσκευή για την έναρξη της αυτοματοποιημένης διαδικασίας λήψης των μετρήσεων της κάθε διάταξης.



Εικόνα 2.8: Στιγμιότυπο κατά τη διαδικασία λήψης των γεωηλεκτρικών δεδομένων του αναπτύγματος ERT 3.

### 2.2.2 Γεωσεισμικό πείραμα

Η καταγραφή των χρόνων άφιξης των επιμήκων ( $P$ ) σεισμικών κυμάτων πραγματοποιήθηκε κατά μήκος της σεισμικής γραμμής SRT 1, η οποία απεικονίζεται στον χάρτη της εικόνας 2.5 με την άσπρη συνεχή γραμμή. Το σεισμικό ανάπτυγμα της τομής SRT 1 ταυτίζεται με την γεωηλεκτρική τομή ERT 3 (εικ. 2.9) και χαρακτηρίζεται από συνολικό μήκος 235m.



Εικόνα 2.9: Απεικόνιση του γεωσεισμικού (SRT 1) και γεωηλεκτρικού (ERT 3) αναπτύγματος.

Στις εικόνες 2.10 a και b, παρουσιάζονται στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου, τοποθέτησης των σεισμικών δεκτών και των πολυκαναλικών καλωδίων, για την διαμόρφωση του γεωσεισμικού αναπτύγματος SRT 1.



Εικόνα 2.10: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια προετοιμασίας του σεισμικού αναπτύγματος SRT 1. (a) Πάκτωση σεισμικών δεκτών στο έδαφος. (b) Τοποθέτηση του πολυκαναλικού καλωδίου.

Η ανίχνευση της σεισμικής ενέργειας στην επιφάνεια του εδάφους πραγματοποιήθηκε με τη χρήση 48 σεισμικών δεκτών (γεωφώνων), ιδιοσυχνότητας 4,5 και 10,0Hz, τοποθετημένους σε ίσες οριζόντιες αποστάσεις 5m μεταξύ τους, διαμορφώνοντας ένα σεισμικό ανάπτυγμα συνολικού μήκους 235m. Για την καταγραφή των χρόνων άφιξης χρησιμοποιήθηκε το 48-κάνναλο σύστημα καταγραφής (σειсмоγράφος) *Geometrics StrataView*, στο οποίο συνδέονταν οι σεισμικοί δέκτες (εικ. 2.11) μέσω δύο πολυκαναλικών καλωδίων (*multicore cables*). Ο συνολικός χρόνος καταγραφής ήταν 512ms, ενώ για την ψηφιοποίηση του σήματος χρησιμοποιήθηκε παράθυρο δειγματοληψίας 0,250ms.



Εικόνα 2.11: Το κέντρο διάταξης του γεωσεισμικού αναπτύγματος SRT 1.

Για την παραγωγή της σεισμικής ενέργειας χρησιμοποιήθηκαν πέντε (5) διαφορετικές σεισμικές πηγές, προκειμένου να διερευνηθεί ο τύπος της σεισμικής πηγής που αποδίδει καλύτερα στο συγκεκριμένο περιβάλλον, αλλά και για την πραγματοποίηση συγκρίσεων μεταξύ των σεισμικών καταγραφών που παράχθηκαν από την κάθε πηγή. Πιο συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκαν:

Τρεις (3) σεισμικές πηγές κρούσης (*impact sources*):

1. σεισμική σφύρα (*seismic sledgehammer*) βάρους 3,5kg,
2. σεισμική σφύρα (*seismic sledgehammer*) βάρους 6,5kg,
3. επιταχυνόμενο πίπτον βάρος (*accelerated weight drop – AWD*) με βάρος κεφαλής 20kg.

και δύο (2) εκρηκτικές σεισμικές πηγές (*explosive seismic sources*):

4. ηλεκτρικός σεισμικός πυροκροτητής (*electric seismic detonator*),
5. *buffalo gun*

Οι σεισμικές πηγές κρούσης αποτελούν τον πιο διαδεδομένο τύπο σεισμικών πηγών. Για την καλύτερη δυνατή μετάδοση της σεισμικής ενέργειας στο υπεδάφιο μέσο, οι κρούσεις πραγματοποιήθηκαν επάνω σε μία μεταλλική πλάκα η οποία πακτώνονταν στο έδαφος. Για τις δύο σεισμικές σφύρες, ο μηχανισμός του χρόνου μηδέν (*triggering mechanism*) που ορίζει την χρονική στιγμή έναρξης της σεισμικής καταγραφής, ενεργοποιήθηκε με τη χρήση καλωδίου (*triggering cable*), το οποίο συνέδεε απευθείας τον μηχανισμό *triggering* (*trigger switch*), μέσω καλωδίου επέκτασης, με το σύστημα καταγραφής (εικ. 2.12a).

Στην περίπτωση της πηγής επιταχυνόμενου πίπτων βάρους, η ενεργοποίηση του μηχανισμού *triggering* πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ειδικά διαμορφωμένου γεωφώνου (*triggering geophone*), το οποίο τοποθετούταν σε απόσταση 0,5m από το σημείο της κρούσης και συνδεόταν μέσω καλωδίου επέκτασης με το καταγραφικό σύστημα (εικ. 2.12b). Με τον τρόπο αυτό, το γεωφώνο *triggering* διεγείρονταν πρώτο κατά τη χρονική στιγμή πραγματοποίησης της κρούσης, δίνοντας σήμα (με τη μορφή διαφοράς δυναμικού  $\pm 5\text{mV}$ ) στον σειсмоγράφο για την έναρξη της καταγραφής.



Εικόνα 2.12: (α) Στιγμιότυπο κατά την κρούση της σεισμικής σφύρας (6,5kg) επάνω στη μεταλλική πλάκα. (β) Στιγμιότυπο κατά την προετοιμασία της σεισμικής πηγής AWD-33PS.

Η σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτον βάρους που χρησιμοποιήθηκε για τη διεξαγωγή των σεισμικών μετρήσεων ήταν η *AWD-33PS* του οίκου *Geodevice* (εικ. 2.13). Πρόκειται για ένα τύπο σεισμικής πηγής “πίπτον βάρους”, της οποίας η σφύρα (κεφαλή) καθοδηγείται από μία αλυσίδα η κίνηση της οποίας προκαλείται από ένα ηλεκτρικό βαρούλκο, το οποίο τροφοδοτείται από μία μπαταρία 65 – 180 Ah. Η σφύρα είναι προσαρμοσμένη επάνω σε ένα συμπαγές και ελαφρύ ατσάλινο πλαίσιο, εξοπλισμένο με ανθεκτικούς τροχούς και χειρολαβές για εύκολη μεταφορά στο πεδίο έρευνας.



Εικόνα 2.13: Η σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτον βάρους 20kg (*AWD-33PS* του οίκου *Geodevice*), που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη.

Στις εικόνες 2.14 α και β, παρουσιάζονται δύο στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια πραγματοποίησης της κρούσης της σφύρας της σεισμικής πηγής *AWD-33PS*, επάνω στη μεταλλική πλάκα αλουμινίου.



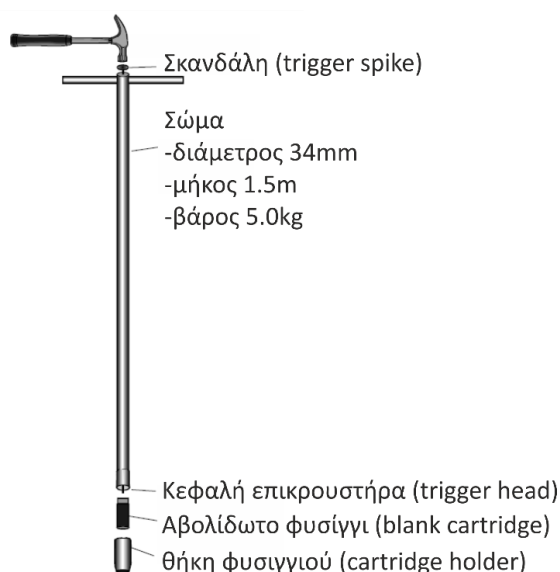
Εικόνα 2.14: Στιγμιότυπο λίγο πριν (α) και αμέσως μετά (β) την κρούση της σεισμικής σφύρας, βάρους 20kg, επάνω στη μεταλλική πλάκα αλουμινίου.



Ο ηλεκτρικός σεισμικός πυροκροτητής (*electric seismic detonator*), αποτελεί μία εκρηκτικού τύπου σεισμική πηγή, η οποία συνήθως χρησιμοποιείται για την πυροδότηση μίας μεγαλύτερης ποσότητας εκρηκτικής ύλης. Παρόλα αυτά, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ανεξάρτητη σεισμική πηγή όπως και έγινε στην παρούσα μελέτη.

Η εκρηκτικού τύπου σεισμική πηγή *buffalo gun* αποτελεί μία ειδικά σχεδιασμένη πηγή για τη διεξαγωγή επιφανειακής γεωσεισμικής έρευνας. Πρόκειται για έναν μηχανισμό πυροδότησης αβολίδωτων φυσιγγίων, τα οποία χρησιμοποιούνται για την παραγωγή σεισμικής ενέργειας. Μία τυπική διάταξη της σεισμικής πηγής *buffalo gun* διαμετρήματος 12mm, παρουσιάζεται στην εικόνα 2.15.

Η διάταξη αποτελείται από έναν μεταλλικό σωλήνα μήκους 1,5m, διαμέτρου 34mm και βάρους 5kg, όπου αποτελεί το κυρίως σώμα της πηγής. Εντός του σωλήνα διέρχεται μία μεταλλική ράβδος, η οποία αποτελεί τον επικρουστήρα. Στην βάση του σωλήνα προσαρμόζεται μία ειδικά διαμορφωμένη θήκη (*cartridge holder*), εντός της οποίας τοποθετείται το αβολίδωτο φυσιγγί. Η βάση της θήκης είναι ανοιχτή, προκειμένου να απελευθερώνονται τα αέρια που παράγονται κατά την έκρηξη. Στο ανώτερο τμήμα του σώματος της πηγής βρίσκονται δύο χερούλια για την τοποθέτηση του σωλήνα στο έδαφος, καθώς και η σκανδάλη (*trigger*) η οποία ωθεί την κεφαλή του επικρουστήρα (*trigger head*) στην κεφαλή του φυσιγγιού για την πυροδότησή του.



Εικόνα 2.15: Τυπική διάταξη του συνόλου των εξαρτημάτων από τα οποία αποτελείται η σεισμική πηγή *buffalo gun*.

Για την πραγματοποίηση των εκρήξεων με τη χρήση του *buffalo gun* (εικ. 2.16) διανοίχθηκε κατακόρυφη οπή στο έδαφος, βάθους τουλάχιστον 50cm.



Εικόνα 2.16: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια πραγματοποίησης της έκρηξης με την σεισμική πηγή *buffalo gun*. (a) Τοποθέτηση της πηγής, (b) Εκπυροσκόρτηση του αβολιδώτου φυσιγγιού.

Με την χρήση των πέντε (5) διαφορετικών τύπων σεισμικών πηγών, πραγματοποιήθηκαν συνολικά 58 σεισμικές καταγραφές κατά μήκος του σεισμικού αναπτύγματος SRT 3, σε 17 διαφορετικές θέσεις σεισμικής πηγής. Οι θέσεις των σεισμικών πηγών απεικονίζονται στον χάρτη της εικόνας 2.5 με τα κόκκινα κυκλικά σύμβολα.

Στον παρακάτω Πίνακα 1, συνοψίζονται οι αποστάσεις των θέσεων των σεισμικών πηγών, η ονομασία της κάθε θέσης, ο τύπος της σεισμικής πηγής που χρησιμοποιήθηκε, καθώς και ο αριθμός των σεισμικών καταγραφών που πραγματοποιήθηκαν σε κάθε θέση. Ως απόσταση αναφοράς ορίστηκε η αρχή της γεωηλεκτρικής τομής ERT 1.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 1: ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΘΕΞΕΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ.**

sh: SLEDGEHAMMER 3,5KG, SH: SLEDGEHAMMER 6,5KG, AWD: ACCELERATED WEIGHT DROP 20KG, SD: SEISMIC DETONATOR, BG: BUFFALO GUN.

<b>Απόσταση (m)</b>	<b>Ονομασία θέσης σεισμικής πηγής</b>	<b>Τύπος σεισμικής πηγής</b>	<b>Αριθμός σεισμικών καταγραφών</b>
37,5	<i>Outshot Normal 1</i>	AWD / SD / BG	3
75,5	<i>Outshot Normal 2</i>	SH / AWD / SD / BG	5
137,5	<i>Outshot Normal 3</i>	sh / SH / AWD	5
147,5	<i>Outshot Normal 4</i>	sh / SH / AWD	4
157,5	<i>Normal shot</i>	sh / SH / AWD	3
187,5	<i>Tomo shot 1</i>	sh / SH / AWD	3
215,0	<i>1<sup>st</sup> Quarter shot</i>	sh / SH / AWD	3
245,0	<i>Tomo shot 2</i>	sh / SH / AWD	3
275,0	<i>Mid shot</i>	sh / SH / AWD	3
305,0	<i>Tomo shot 3</i>	sh / SH / AWD	4
335,0	<i>2<sup>nd</sup> Quarter shot</i>	sh / SH / AWD	3
362,5	<i>Tomo shot 4</i>	sh / SH / AWD	3
392,5	<i>Reverse shot</i>	sh / SH / AWD	3
402,5	<i>Outshot Reverse 4</i>	sh / SH / AWD	4
412,5	<i>Outshot Reverse 3</i>	sh / SH / AWD	4
474,5	<i>Outshot Reverse 2</i>	AWD / SD	2
512,5	<i>Outshot Reverse 1</i>	AWD / SD	3

### 2.3 Επεξεργασία γεωηλεκτρικών δεδομένων

Η επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού *Res2DInv* του οίκου *Geotomo Software*. Πρόκειται για ένα εξειδικευμένο λογισμικό, αυτόματου προσδιορισμού (μέσω αντιστροφής) δισδιάστατων (2-D) ή/και τρισδιάστατων (3-D) υπεδάφικών μοντέλων κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (*electrical resistivity*), έχοντας ως δεδομένο την αντίστοιχη κατανομή της «φαινόμενης» ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (*apparent resistivity*).

Πριν από την κυρίως επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε ένας ποιοτικός έλεγχος αυτών, ο οποίος περιελάμβανε την απομάκρυνση θορυβωδών σημείων από τα δεδομένα. Στην περίπτωση των διατάξεων *Wenner* και *Wenner-Schlumberger*, τα γεωηλεκτρικά δεδομένα και των τριών αναπτυγμάτων, χαρακτηρίζονταν από πολύ καλή ποιότητα, επομένως δεν κρίθηκε αναγκαία η απομάκρυνση κάποιου σημείου. Αντιθέτως, όσο αφορά τη διάταξη *Dipole-Dipole*, διαπιστώθηκε η ύπαρξη πολλών θορυβωδών σημείων, γεγονός που ήταν αναμενόμενο λόγω του πολύ μεγαλύτερου γεωμετρικού παράγοντα και πολύ χαμηλότερου δυναμικού, για την ίδια ένταση ρεύματος της διάταξης αυτής, σε σχέση με τις άλλες δύο.

Για την επίλυση του αντιστροφικού προβλήματος (*Inverse problem*) εφαρμόστηκε η εξομαλυμένη μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με περιορισμούς (*smoothness-constrained least-squares method*), που αποτελεί μία τροποποίηση της εξίσωσης ελαχίστων τετραγώνων *Gauss-Newton*, ενώ για την επίλυση του ευθέως προβλήματος (*forward problem*) η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών (*finite difference method*). Αναλόγως του τρόπου με τον οποίο μεταβάλλεται η ειδική ηλεκτρική αντίσταση του υπεδάφους, δύναται η δυνατότητα αντιστροφής των δεδομένων με δύο διαφορετικές μεθόδους βελτιστοποίησης. Για την περίπτωση όπου η ηλεκτρική ειδική αντίσταση μεταβάλλεται με ομαλό και βαθμωτό τρόπο, προτείνεται η  $l_2$ -νόρμα εξομαλυμένη μέθοδος βελτιστοποίησης με περιορισμούς ( *$l_2$  norm smoothness-constrained optimization method*), ενώ για την περίπτωση όπου οι μεταβολές χαρακτηρίζονται από απότομες και ισχυρές πλευρικές διαφοροποιήσεις, προτείνεται η  $l_1$ -νόρμα εξομαλυμένη μέθοδος βελτιστοποίησης με περιορισμούς ( *$l_1$  norm smoothness-constrained optimization method*). Στην συγκεκριμένη περιοχή μελέτης, ή υπεδάφική δομή αναμένεται να χαρακτηρίζεται από απότομες μεταβάσεις μεταξύ των γεωλογικών σχηματισμών, τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα.

- Πλευρικά λόγω της απότομης μετάβασης από τον σχηματισμό του φλύσχη στους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης, σε απόσταση περίπου 300m από την αρχή του γεωηλεκτρικού αναπτύγματος ERT 1.
- Κατακόρυφα λόγω της αναμενόμενης ύπαρξης του σχηματισμού των Φυλλιτών-Χαλαζιτών υποκείμενα του φλύσχη και των ασβεστολίθων, μέσω ρήγματος αποκόλλησης.

Έπειτα από συγκρίσεις των αποτελεσμάτων με τις δύο διαφορετικές μεθόδους βελτιστοποίησης, αλλά και για τους λόγους που αναφέρθηκαν προηγουμένως, διαπιστώθηκε ότι για τη συγκεκριμένη περιοχή, τα πιο αντιπροσωπευτικά μοντέλα κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης επιτεύχθηκαν με την εφαρμογή της  $l_1$ -νόρμας εξομαλυμένης μεθόδου βελτιστοποίησης με περιορισμούς.

Για την κυρίως επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων , ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία:

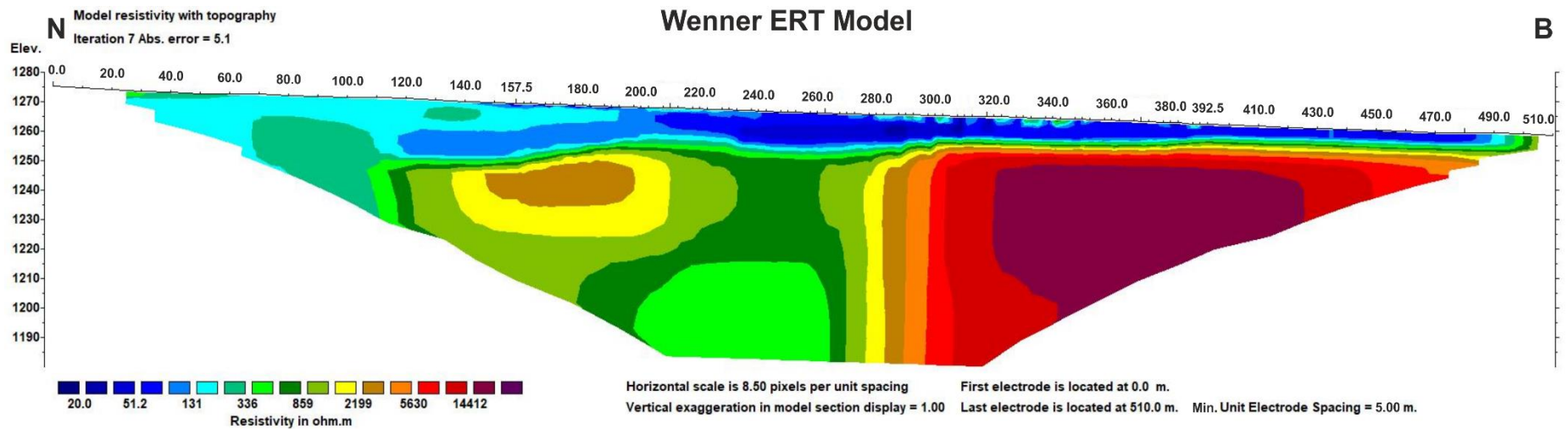
- Αρχικά, πραγματοποιήθηκε επεξεργασία του κάθε ενός γεωηλεκτρικού αναπτύγματος (ERT 1, ERT 2 & ERT 3) ξεχωριστά, για τις τρεις (3) διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων (*Wenner*, *Wenner-Schlumberger* & *dipole-dipole*). Με τη διαδικασία αυτή κατασκευάστηκαν συνολικά εννέα (9) διαφορετικά υπεδafικά μοντέλα κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.
- Στη συνέχεια, ομαδοποιήθηκαν τα γεωηλεκτρικά δεδομένα των κοινών διατάξεων ηλεκτροδίων των αναπτυγμάτων ERT 1 & ERT 2 (ισοδιάσταση ηλεκτροδίων 10m). Δεδομένου ότι το κέντρο διάταξης της τομής ERT 2 βρίσκεται 40m Βορειότερα από το κέντρο διάταξης της τομής ERT 1 (εικ. 2.5), τα ομαδοποιημένα σύνολα δεδομένων των δύο (2) αναπτυγμάτων, χαρακτηρίζονται από συνολικό μήκος 510m, με αρχή την αρχή της ERT 1 και τέλος το τέλος της ERT 2.
- Στα κοινά αυτά σύνολα δεδομένων, προστέθηκαν επίσης και τα δεδομένα των αντίστοιχων διατάξεων ηλεκτροδίων του γεωηλεκτρικού αναπτύγματος ERT 3, το οποίο χαρακτηρίζεται από 5m ισοδιάσταση ηλεκτροδίων και συνεπώς αυξημένη διακριτική ικανότητα. Το ανάπτυγμα αυτό έχει κοινό κέντρο διάταξης με την τομή ERT 2, επομένως αν θεωρήσουμε ως απόσταση αναφοράς την αρχή της τομής ERT 1, το γεωηλεκτρικό ανάπτυγμα ERT 3 τοποθετείται στις αποστάσεις 157,5 – 392,5m (εικ. 2.5).

Με τη διαδικασία αυτή, κατασκευάστηκαν συνολικά τρία (3) ομαδοποιημένα σύνολα δεδομένων, ένα για κάθε διάταξη, τα οποία αντιστοιχούν σε ένα σύνθετο γεωηλεκτρικό ανάπτυγμα μήκους 510m, με αυξημένη διακριτική ικανότητα στο τμήμα μεταξύ των 157,5 – 392,5m απόσταση.

Έπειτα από την αντιστροφή των τριών (3) ομαδοποιημένων συνόλων γεωηλεκτρικών δεδομένων, διαπιστώθηκαν τα εξής:

- Στην περίπτωση της διάταξης *dipole-dipole*, το γεωηλεκτρικό τομογράμμα χαρακτηρίζονταν από πολύ υψηλές τιμές (25 – 35%) απόλυτου σφάλματος (*absolute error*) και συνεπώς αναξιόπιστα αποτελέσματα. Το γεγονός αυτό, οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στο πολύ μεγάλο μήκος των γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων, το οποίο είχε σαν αποτέλεσμα, ορισμένες τιμές να λαμβάνονται από δίπολα τα οποία απείχαν πολύ μεγάλη απόσταση μεταξύ τους. Έτσι, λόγω του πολύ μεγάλου γεωμετρικού παράγοντα και του πολύ μικρού δυναμικού που σημειώνονταν στις αποστάσεις αυτές, προέκυψαν εσφαλμένες τιμές «φαινόμενης» ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, κατά τη διάρκεια λήψης των μετρήσεων.
- Τα γεωηλεκτρικά τομογράμματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων των διατάξεων *Wenner* και *Wenner-Schlumberger*, χαρακτηρίζονταν από χαμηλές τιμές (<7%) απόλυτου σφάλματος, παρέχοντας ικανοποιητικά αποτελέσματα. Τα γεωηλεκτρικά τομογράμματα των δύο διατάξεων δεν παρουσίαζαν σημαντικές διαφορές μεταξύ τους, όσο αφορά την κατανομή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης στο υπεδάφος. Η μόνη διαφορά μεταξύ τους ήταν το συνολικό βάθος διασκόπησης, όπου στην περίπτωση της διάταξης *Wenner* ήταν κατά 17m μεγαλύτερο.

Λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω παρατηρήσεις, το γεωηλεκτρικό μοντέλο που θεωρήθηκε ότι αντιπροσωπεύει καλύτερα την υπεδαφική δομή της συγκεκριμένης περιοχής μελέτης, ήταν αυτό που προέκυψε έπειτα από την επεξεργασία του συνόλου των δεδομένων της διάταξης *Wenner* (εικ. 2.17), με μέγιστο βάθος διερεύνησης τα 85m. Λόγω του μεγάλου εύρους των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (20 – 16800 Ohm.m), επιλέχθηκε λογαριθμική κλίμακα για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων.



Εικόνα 2.17: Τομή ηλεκτρικής τομογραφίας που προέκυψε έπειτα από την επεξεργασία του συνόλου των γεωηλεκτρικών δεδομένων της διάταξης Wenner, των τριών (3) γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων.

Από τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των γεωηλεκτρικών δεδομένων, που παρουσιάζονται στην εικόνα 2.17, προκύπτουν οι εξής παρατηρήσεις:

1. Οι χαμηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho < 50 \text{ Ohm.m}$ ), φαίνεται να περιορίζονται στο επιφανειακό κομμάτι της τομής, κυρίως από τα 195 – 485m απόσταση, μέχρι το βάθος των 3 – 10 m.
2. Πολύ χαρακτηριστική είναι η παρουσία μίας έντονης, σχεδόν κατακόρυφης γεωηλεκτρικής ασυνέχειας, η οποία τοποθετείται περίπου στα 300m οριζόντια απόσταση και σε βάθη μεγαλύτερα των 12m. Η ασυνέχεια αυτή διαχωρίζει δύο περιοχές που χαρακτηρίζονται από έντονη διαφοροποίηση μεταξύ των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης. Η ύπαρξη της ασυνέχειας αυτής, τονίζει ιδιαίτερα την παρουσία της έντονης πλευρικής ανομοιογένειας που χαρακτηρίζει την συγκεκριμένη περιοχή μελέτης. Πιο συγκεκριμένα:
  - Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 300m (βόρεια της γεωηλεκτρικής ασυνέχειας) έως το τέλος της τομής και υποκείμενα της αγωγίμης επιφανειακής ζώνης, εντοπίζεται μία ισχυρά αντιστατική περιοχή, εντός της οποίας συγκεντρώνονται οι μεγαλύτερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho > 3500 \text{ Ohm.m}$ ).
  - Από την αρχή της γεωηλεκτρικής τομής, έως και τα 300m απόσταση (νότια της γεωηλεκτρικής ασυνέχειας) και υποκείμενα της αγωγίμης επιφανειακής ζώνης, εντοπίζεται μία λιγότερο αντιστατική περιοχή, εντός της οποίας η κατανομή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης του υπεδάφους χαρακτηρίζεται από τιμές μικρότερες των 3500 Ohm.m. Εντός της περιοχής αυτής, μπορεί να γίνει μία περαιτέρω διάκριση, όσο αφορά την κατανομή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Σε απόσταση 135 – 210m από την αρχή της τομής, και μεταξύ των απολύτων υψομέτρων των 1250m με 1225m, εντοπίζεται μία αντιστατική περιοχή που χαρακτηρίζεται από ένα εύρος τιμών ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho=1300 - 3500 \text{ Ohm.m}$ . Στο υπόλοιπο τμήμα, το υπεδάφικό μοντέλο χαρακτηρίζεται ως σχετικά αντιστατικό, με τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 100 - 1000 \text{ Ohm.m}$ .

Από την κατανομή των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος, αναδεικνύεται και επιβεβαιώνεται η ύπαρξη μίας σύνθετης υπεδάφικής δομής, που χαρακτηρίζεται από την έντονη παρουσία τόσο κατακόρυφης όσο και πλευρικής ανομοιογένειας.



## 2.4 Επεξεργασία γεωσεισμικών δεδομένων

Η επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων που συγκεντρώθηκαν στη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης και η δημιουργία ενός αντιπροσωπευτικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, αποδείχθηκαν ιδιαίτερα πολύπλοκα, όπως και ήταν αναμενόμενο, λόγω της σύνθετης και ανομοιογενούς υπεδαφικής δομής που χαρακτηρίζει το συγκεκριμένο γεωπεριβάλλον. Επιπλέον, δύο παράγοντες που δυσχέραιναν περαιτέρω την επεξεργασία, λόγω υποβάθμισης της ποιότητας των δεδομένων, ήταν το μεγάλο μήκος του γεωσεισμικού αναπτύγματος (235m), καθώς και η δυσκολία που παρουσιάστηκε σε ορισμένες θέσεις κατά την πάκτωση των σεισμικών δεκτών στο έδαφος. Οι παραπάνω παράγοντες, οδήγησαν στην λήψη σεισμικών καταγραφών που χαρακτηρίζονταν από υψηλά ποσοστά θορύβου και μικρά πλάτη των κυμάτων χώρου στα απομακρυσμένα σεισμικά ίχνη (*seismic traces*), δυσκολεύοντας σε μεγάλο βαθμό την αναγνώριση των πρώτων χρόνων άφιξης (*first breaks*) στα δεδομένα.

Για τους παραπάνω λόγους, η επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε σε τρία (3) στάδια.

1. Αρχικά, δημιουργήθηκαν συνθετικές σεισμικές καταγραφές από δεδομένα υπεδαφικά μοντέλα ταχυτήτων (*επίλυση ευθέως προβλήματος – forward modelling*), για τον καθορισμό του βαθμού στον οποίο η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης μπορεί να αποδώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα, στην περίπτωση της σύνθετης υπεδαφικής δομής που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.
2. Έπειτα, πραγματοποιήθηκε ανάλυση των σεισμικών καταγραφών που προέκυψαν από τις πέντε (5) διαφορετικές σεισμικές πηγές, για τον προσδιορισμό του τύπου της σεισμικής πηγής που απέδωσε καλύτερα στο συγκεκριμένο γεωπεριβάλλον.
3. Τέλος, πραγματοποιήθηκε η κυρίως επεξεργασία των πραγματικών γεωσεισμικών δεδομένων, λαμβάνοντας υπόψη τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τα δύο (2) προηγούμενα στάδια της επεξεργασίας.

Η επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού *SeismicPro* του οίκου *Geogiga Technology Corp*. Πρόκειται για ένα εξειδικευμένο λογισμικό, που παρέχει τη δυνατότητα δισδιάστατης (2-D) ή/και τρισδιάστατης (3-D) αντιστροφής σεισμικών δεδομένων, έπειτα από την ολοκλήρωση μιας ακολουθίας βημάτων επεξεργασίας. Επιπλέον, μέσω των διαφόρων μονάδων επεξεργασίας (*modules*) από τις οποίες αποτελείται το λογισμικό πακέτο, παρέχεται η δυνατότητα προεπεξεργασίας των δεδομένων, μοντελοποίησης, καθώς και ποιοτικού ελέγχου των αποτελεσμάτων.

### 2.4.1 Δημιουργία συνθετικών μοντέλων

Το 1<sup>ο</sup> στάδιο της επεξεργασίας των γεωσεισμικών δεδομένων, αποτέλεσε η δημιουργία συνθετικών δεδομένων (σεισμικών καταγραφών), έπειτα από την κατασκευή ενός συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων (μοντελοποίηση). Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε προκειμένου να διαπιστωθεί ο βαθμός αποτελεσματικότητας της μεθόδου της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (*seismic refraction tomography*), στον προσδιορισμό ενός υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, που να αντιπροσωπεύει κατά το καλύτερο δυνατό τρόπο την σύνθετη υπεδαφική δομή που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης. Επιπλέον, μέσω συγκρίσεων των συνθετικών σεισμικών καταγραφών, με τις πραγματικές σεισμικές

καταγραφές, καθίσταται δυνατή η απόδοση ορισμένων χαρακτηριστικών, που παρατηρούνται στις καταγραφές, σε συγκεκριμένες υπεδαφικές δομές.

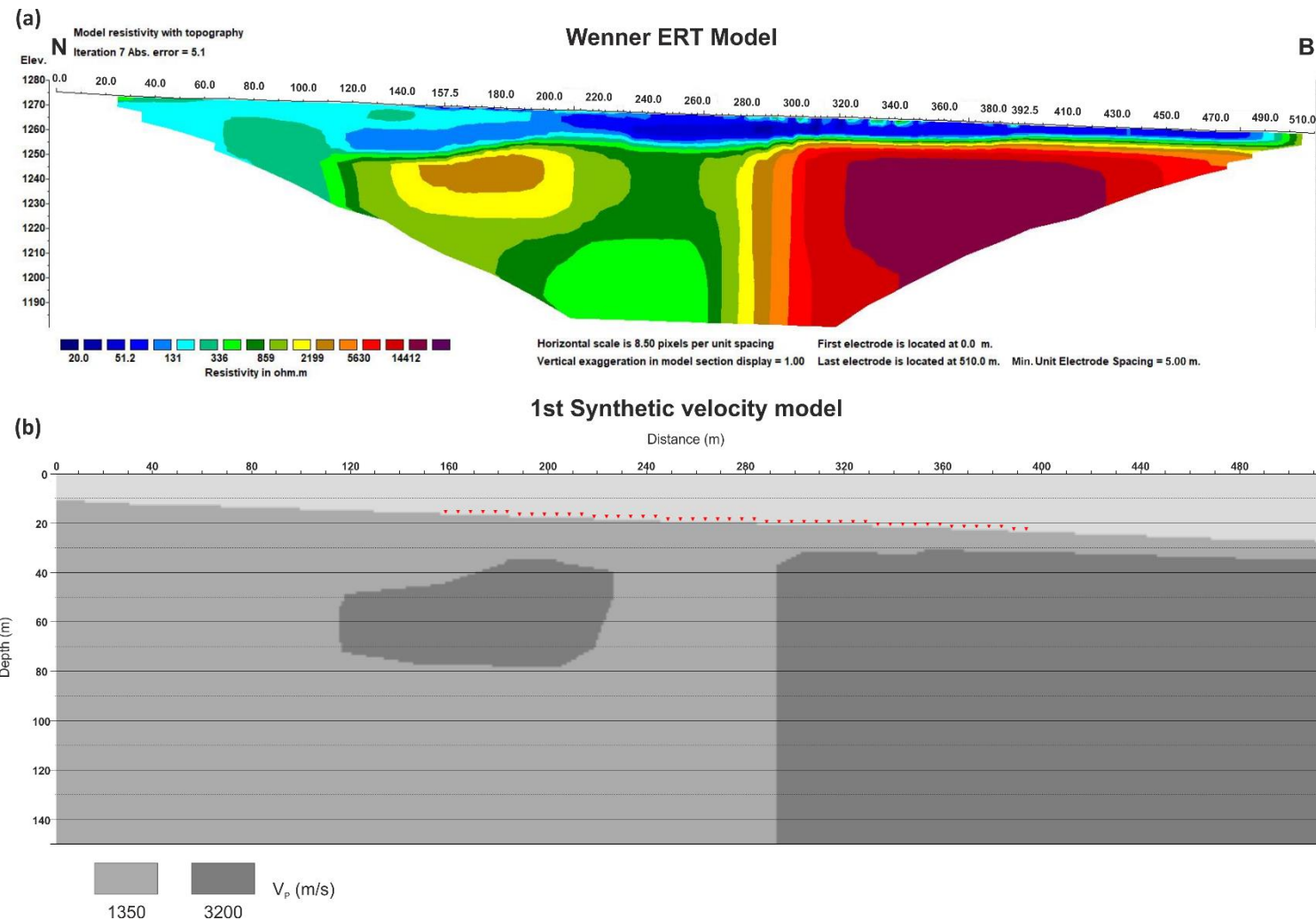
Ο υπολογισμός της τροχιάς των σεισμικών ακτίνων και κατ' επέκταση των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων, εντός ενός δεδομένου υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, αποτελεί το πρόβλημα προς επίλυση του ευθέως προβλήματος και αποτελεί βασικό στάδιο της επεξεργασίας τόσο κατά την μοντελοποίηση όσο και κατά τη διαδικασία της αντιστροφής των σεισμικών δεδομένων. Η δημιουργία των συνθετικών σεισμικών καταγραφών πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τη μονάδα (*module*) *Modeling 2D*, του λογισμικού *SeismicPro*. Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, εφαρμόστηκε η μέθοδος συντομότερης διαδρομής (*shortest path method*) (Moser, 1991).

Η κατασκευή του συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων πραγματοποιήθηκε λαμβάνοντας υπόψη:

- τη λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης και
- τα αποτελέσματα της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας, καθώς αποτελούσε τη μοναδική υπεδαφική πληροφορία για τη θέση στην οποία πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα.

Το 1<sup>ο</sup> συνθετικό υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων που κατασκευάστηκε παρουσιάζεται, σε αντιστοιχία με την γεωηλεκτρική τομή, στην εικόνα 2.18. Χαρακτηρίζεται από συνολικό μήκος 515m, με τους σεισμικούς δέκτες (κόκκινα σύμβολα) τοποθετημένους στο διάστημα 157,5 – 392,5m, όπως αντίστοιχα και το γεωσεισμικό ανάπτυγμα SRT 1 σε σχέση με τη γεωηλεκτρική τομή. Οι διαστάσεις των κελιών του συνθετικού μοντέλου είναι 1x1m.

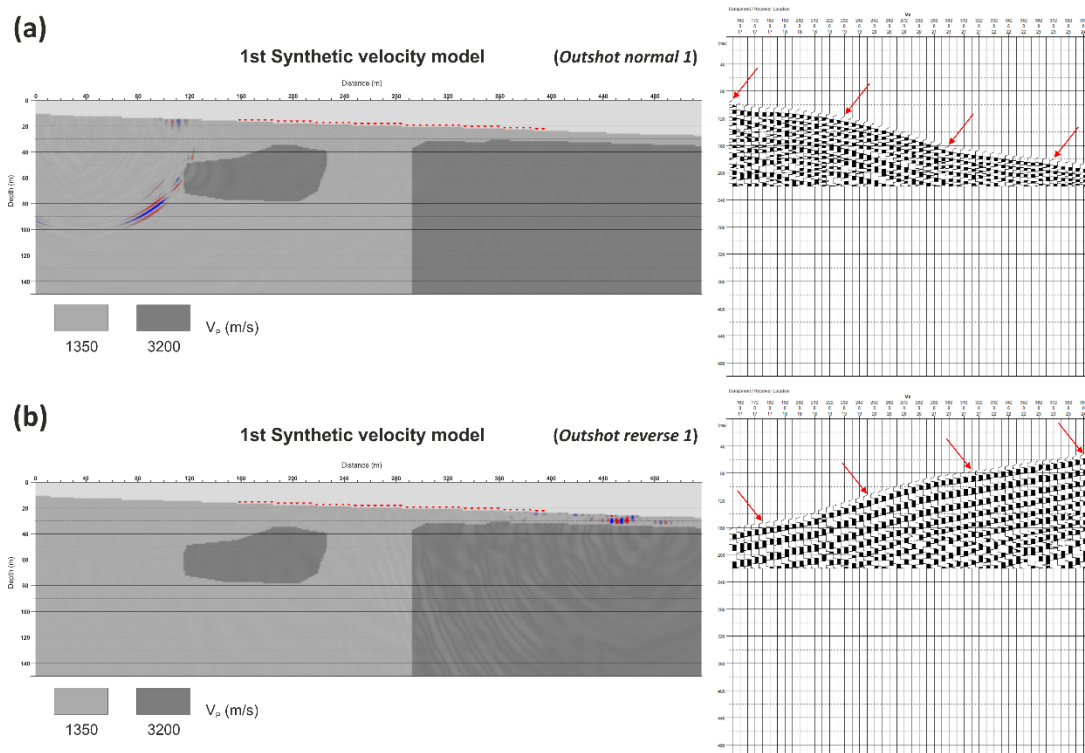
Η κατασκευή του συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων πραγματοποιήθηκε με βάση τη θεώρηση ότι η θέση όπου εντοπίζεται η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια, αντιστοιχεί σε μία απότομη πλευρική μετάβαση μεταξύ δύο γεωσεισμικών σχηματισμών, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από μεγάλη διαφοροποίηση στην ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Λαμβάνοντας υπόψη και τον γεωλογικό χάρτη της εικόνας 2.5, παρατηρήθηκε ότι στα 300m από την αρχή της γεωηλεκτρικής τομής, όπου διερευνήθηκε η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια, παρατηρείται στον χάρτη η απότομη μετάβαση από τον φλύσχη στους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης. Επομένως, ο ισχυρά αντιστατικός ( $\rho > 3500 \text{ Ohm.m}$ ) σχηματισμός που εμφανίζεται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 300m στη γεωηλεκτρική τομή, αντιστοιχήθηκε με ένα γεωσεισμικό σχηματισμό που χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 3200 \text{ m/s}$ , προσομοιάζοντας τον σχηματισμό των ασβεστολίθων. Αντίστοιχα, η λιγότερο αντιστατική περιοχή ( $\rho = 100 - 800 \text{ Ohm.m}$ ) που εμφανίζεται στο υπόλοιπο τμήμα της γεωηλεκτρικής τομής, αντιστοιχήθηκε με ένα γεωσεισμικό σχηματισμό που χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 1350 \text{ m/s}$ , προσομοιάζοντας τις χαλαρές ψαμμιτικές και πηλιτικές λιθολογικές φάσεις του σχηματισμού του φλύσχη. Επιπλέον, εντός του σχηματισμού αυτού, η αντιστατική περιοχή ( $\rho = 900 - 3500 \text{ Ohm.m}$ ) όπου εμφανίζεται σε αποστάσεις 135 – 210m και μεταξύ των απολύτων υψομέτρων των 1255m με 1215m, αντιστοιχήθηκε επίσης με έναν γεωσεισμικό σχηματισμό με ταχύτητα  $V_p = 3200 \text{ m/s}$ , προσομοιάζοντας και πάλι ένα ασβεστολιθικό τέμαχος.



Εικόνα 2.18: Το 1<sup>ο</sup> συνθετικό υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων (b), σε σύγκριση με τη γεωηλεκτρική τομή (a). Με τα κόκκινα σύμβολα απεικονίζονται οι θέσεις των σεισμικών δεκτών σε αποστάσεις 157,5 – 392,5m στο συνθετικό μοντέλο.

Έχοντας ως δεδομένο το συνθετικό υπεδαφικό μοντέλο της εικόνας 2.18b, κατασκευάστηκαν συνολικά δεκαεπτά (17) συνθετικές σεισμικές καταγραφές, όσες δηλαδή και οι θέσεις των σεισμικών πηγών, κατά μήκος του γεωσεισμικού αναπτύγματος SRT 1, που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο. Με τον τρόπο αυτό, προσομοιώθηκε το γεωσεισμικό πείραμα που πραγματοποιήθηκε στη περιοχή μελέτης, με βάση το γνωστό υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων που κατασκευάστηκε. Οι αποστάσεις και οι ονομασίες των θέσεων της σεισμικής πηγής, από την οποία προέκυψε η κάθε μία συνθετική σεισμική καταγραφή είναι αυτές που αναγράφονται στον Πίνακα 1.

Στις εικόνες 2.19 a και b, παρουσιάζονται δύο στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια κατασκευής των συνθετικών σεισμικών καταγραφών, που προέκυψαν από τη θέση της σεισμικής πηγής *Outshot normal 1* στα 37,5m απόσταση και *Outshot reverse 1* στα 512,5m απόσταση αντίστοιχα. Στις εικόνες απεικονίζεται το κυματικό πεδίο (*wavefield*), όπου παρουσιάζονται τα πλάτη των μετώπων των σεισμικών κυμάτων, υποδεικνύοντας την τροχιά που ακολούθησαν εντός του συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων. Επιπλέον, στις συνθετικές σεισμικές καταγραφές, οι οποίες κατά τα στιγμιότυπα αυτά έχουν κατασκευασθεί έως τα 220ms, απεικονίζονται με τα κόκκινα βέλη οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων.



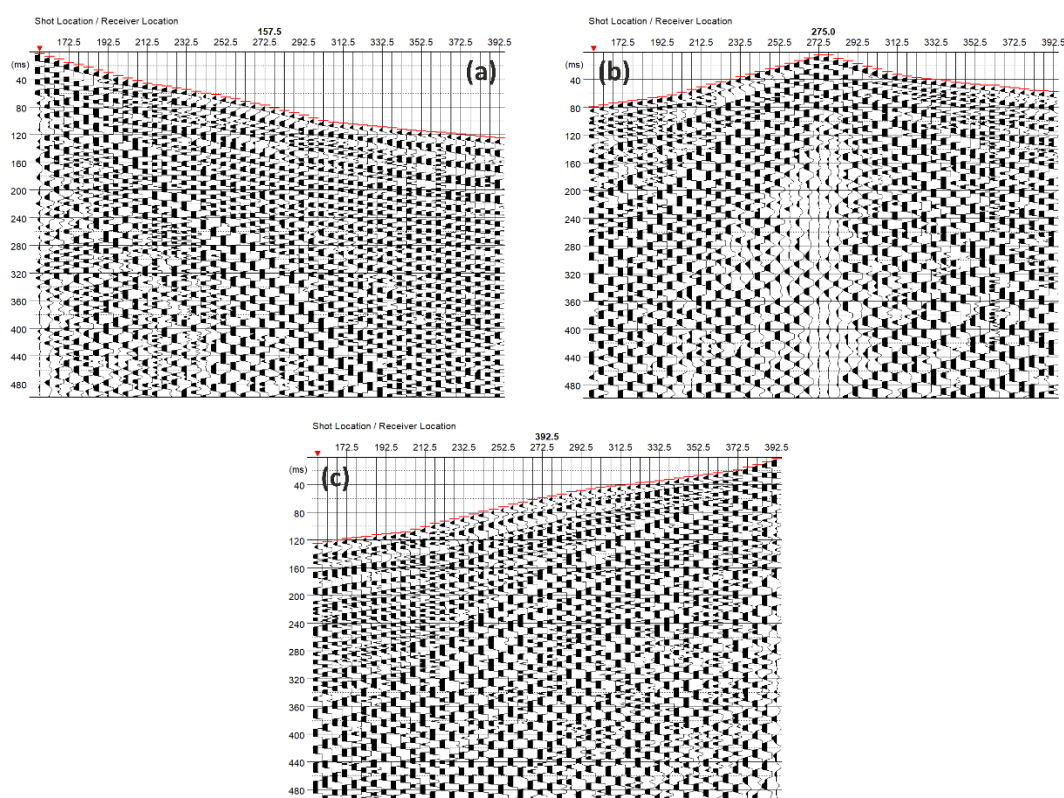
Εικόνα 2.19: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια κατασκευής των συνθετικών σεισμικών καταγραφών για το 1<sup>ο</sup> συνθετικό μοντέλο ταχυτήτων. Το κυματικό πεδίο (αριστερά) και η συνθετική σεισμική καταγραφή (δεξιά) που κατασκευάζεται από τη θέση της σεισμικής πηγής σε απόσταση (a) 37,5m (*Outshot normal 1*) και (b) 512,5m (*Outshot reverse 1*).

Για τον προσδιορισμό του βαθμού στον οποίο η τεχνική επεξεργασίας της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης μπορεί να αποδώσει τη σύνθετη υπεδαφική δομή του συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των δεκαεπτά (17) συνθετικών σεισμικών καταγραφών. Για την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων και την

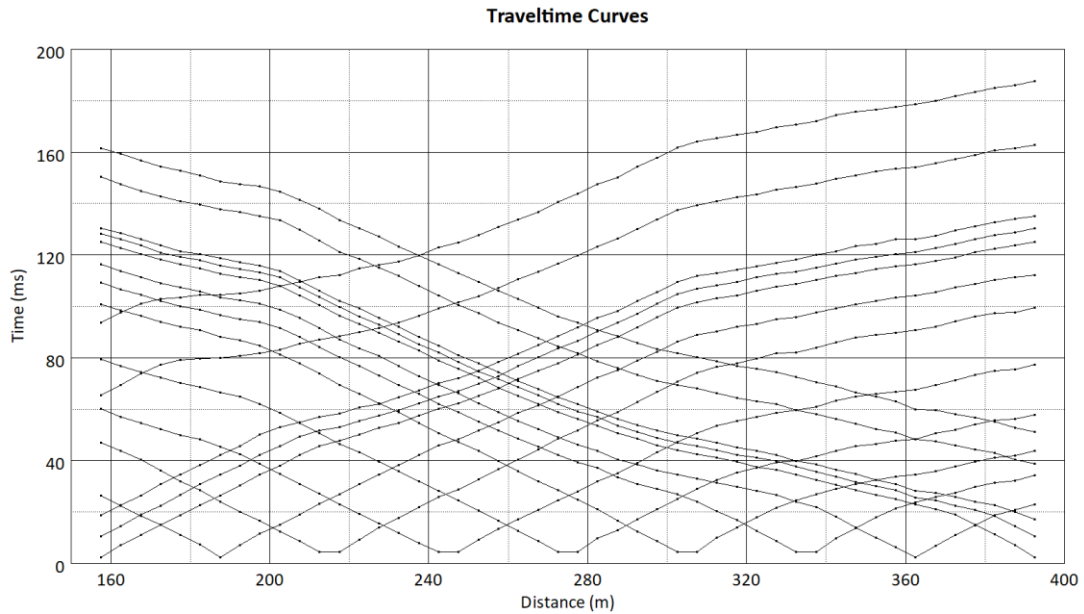
κατασκευή του γωσεισμικού τομογράμματος, χρησιμοποιήθηκε η μονάδα *DW Tomo* του λογισμικού *Seismic Pro*.

Το πρώτο βήμα της επεξεργασίας αποτέλεσε η επιλογή των χρόνων άφιξης (*picking*) των επιμήκων (*P*) σεισμικών κυμάτων και η κατασκευή των δρομοχρονικών καμπυλών των συνθετικών σεισμικών καταγραφών. Στην εικόνα 2.20, παρουσιάζονται ενδεικτικά τρεις (3) συνθετικές σεισμικές καταγραφές στις οποίες έχει πραγματοποιηθεί η επιλογή των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων *P*. Στην εικόνα 2.21, παρουσιάζονται οι δρομοχρονικές καμπύλες (*traveltime curves*) που προέκυψαν έπειτα από την επιλογή των χρόνων άφιξης και των δεκαεπτά (17) συνθετικών καταγραφών.

Στη συνέχεια, δημιουργήθηκε ένα βαθμιαίο μοντέλο ταχυτήτων (*gradient velocity model*), το οποίο χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό μοντέλο (*initial model*) κατά το στάδιο της αντιστροφής των δεδομένων. Η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του αρχικού μοντέλου ορίστηκε στην επιφάνεια στα 1350 m/s, η οποία αυξάνονταν βαθμιαία, λαμβάνοντας τη μέγιστη τιμή των 3200 m/s στα 15m βάθος. Το συνολικό βάθος του αρχικού μοντέλου ορίστηκε στα 60m, δηλαδή περίπου ίσο με 1/6 του ενεργού σεισμικού αναπτύγματος, που αντιστοιχεί στην απόσταση μεταξύ της πιο απομακρυσμένης θέσης της σεισμικής πηγής με τον τελευταίο ενεργό σεισμικό δέκτη.



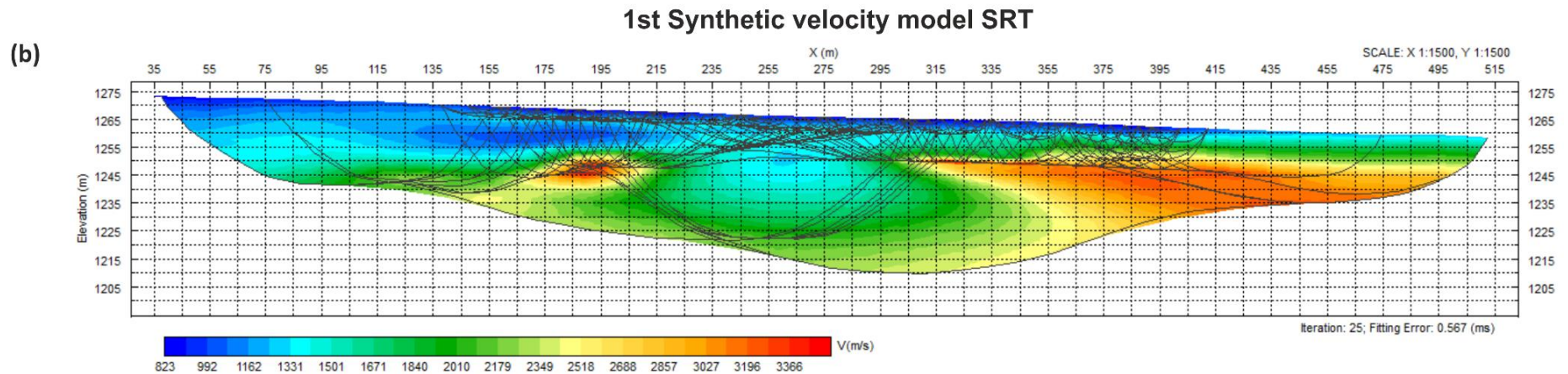
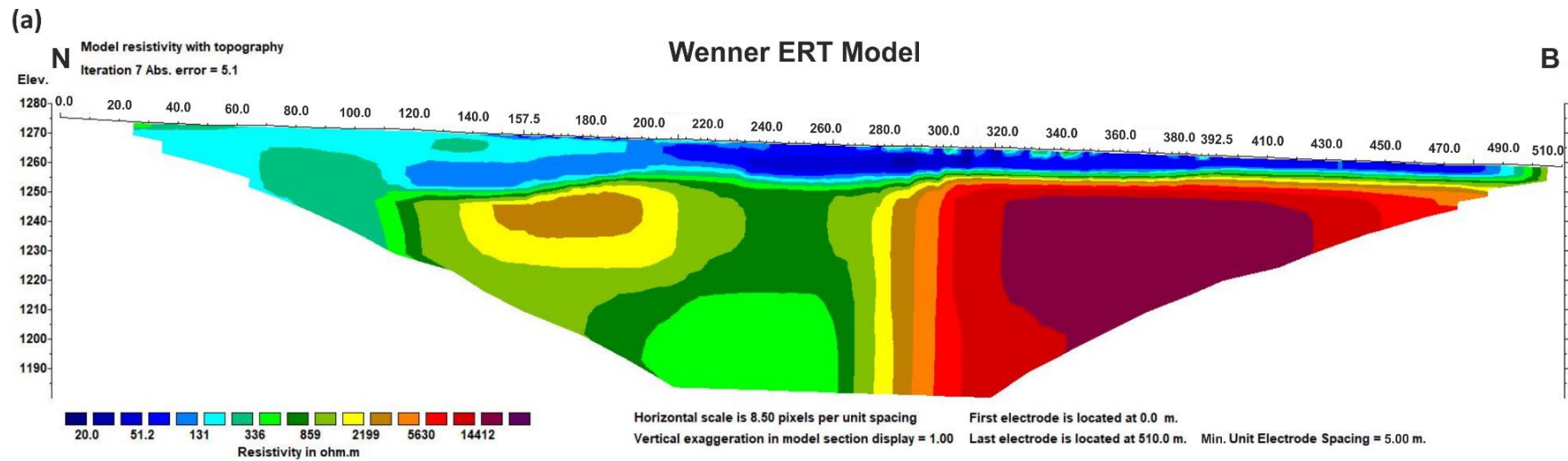
Εικόνα 2.20: Επιλογή των χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις συνθετικές σεισμικές καταγραφές, του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, για την κανονική (*normal*), μεσαία (*middle*) και αντίστροφη (*reverse*) θέση της σεισμικής πηγής, στα 157,5m (a), 275m (b) και 392,5m (c) αντίστοιχα.



Εικόνα 2.21: Κατασκευή του διαγράμματος των δρομοχρονικών καμπύλων (*traveltime curves*) του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, έπειτα από την επιλογή των χρόνων άφιξης των επιμήκων κυμάτων στις δεκαεπτά (17) συνθετικές σεισμικές καταγραφές.

Στην εικόνα 2.22b, παρουσιάζεται το γεωσεισμικό τομόγραμμα, όπως υπολογίστηκε έπειτα από την αντιστροφή των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης των συνθετικών σεισμικών καταγραφών, σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή (εικ. 2.22a), βάση της οποίας δημιουργήθηκε το συνθετικό μοντέλο. Για την αντιστροφή των δεδομένων εφαρμόστηκε η μέθοδος της εξομαλυμένης κανονικοποιημένης αντιστροφής (*smoothing regularized inversion*).

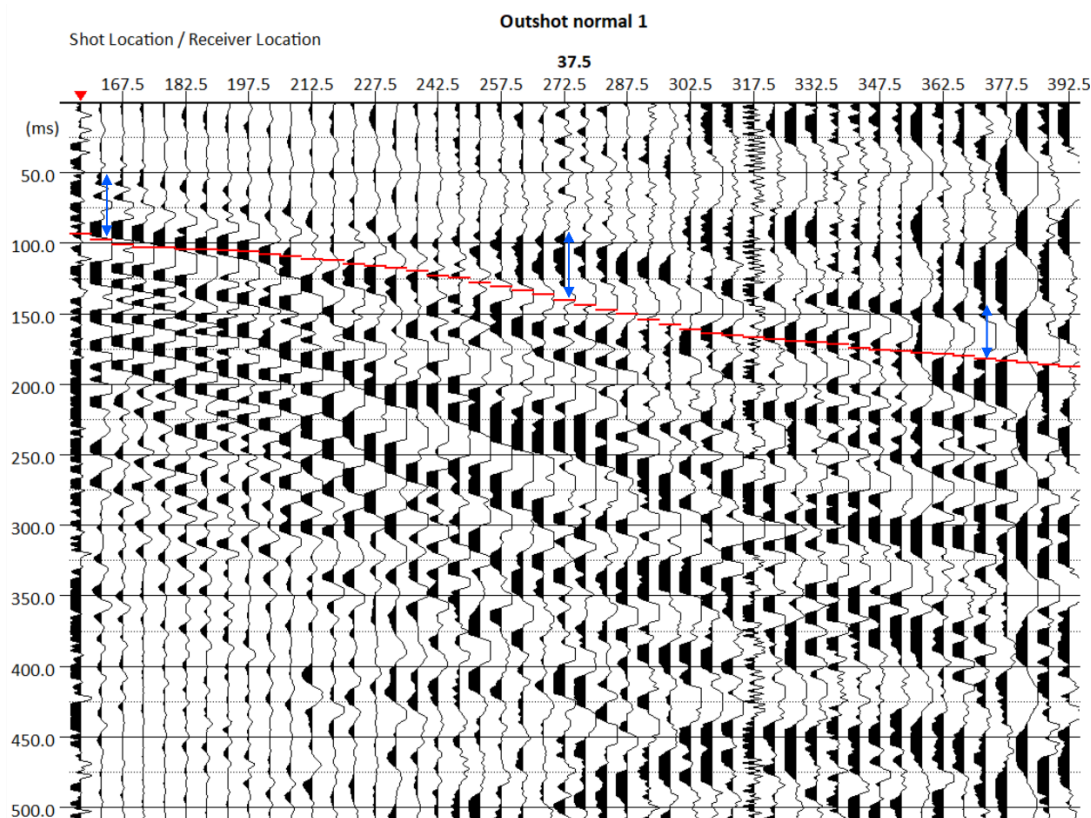
Είναι εμφανές ότι από το αποτέλεσμα της επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων, με τη τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης, αναδεικνύονται όλες οι δομές που προσομοιώθηκαν με την κατασκευή του συνθετικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων. Πιο συγκεκριμένα, εντοπίζονται τόσο η περιοχή που χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές ταχύτητας ( $V_p > 3200$  m/s) εντός του γεωσεισμικού σχηματισμού χαμηλών ταχυτήτων ( $V_p = 800 - 1700$  m/s), όσο και η απότομη πλευρική μετάβαση στα 300m απόσταση, από τον γεωσεισμικό σχηματισμό χαμηλών ταχυτήτων ( $V_p = 1350$  m/s), στον γεωσεισμικό σχηματισμό υψηλών ταχυτήτων ( $V_p > 3200$  m/s). Επομένως, καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η τεχνική αυτή είναι σε θέση να αποδώσει σε αρκετά ικανοποιητικό βαθμό, τη σύνθετη υπεδαφική δομή που θεωρήθηκε για την 1<sup>η</sup> αυτή περίπτωση.



Εικόνα 2.22: Το γεωσεισμικό τομόγραμμα με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων (b) που προέκυψε έπειτα από την αντιστροφή των συνθετικών σεισμικών καταγραφών του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή (a).

Επιπλέον, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις μεταξύ των συνθετικών σεισμικών καταγραφών με τις πραγματικές καταγραφές, προκειμένου να διαπιστωθεί κατά πόσο τα συνθετικά αποτελέσματα συνάδουν με τα πραγματικά. Για το σκοπό αυτό, έγινε υπέρθεση των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων που προσδιορίστηκαν από τις συνθετικές σεισμικές καταγραφές (μοντελοποιημένοι χρόνοι άφιξης), επάνω στις πραγματικές καταγραφές.

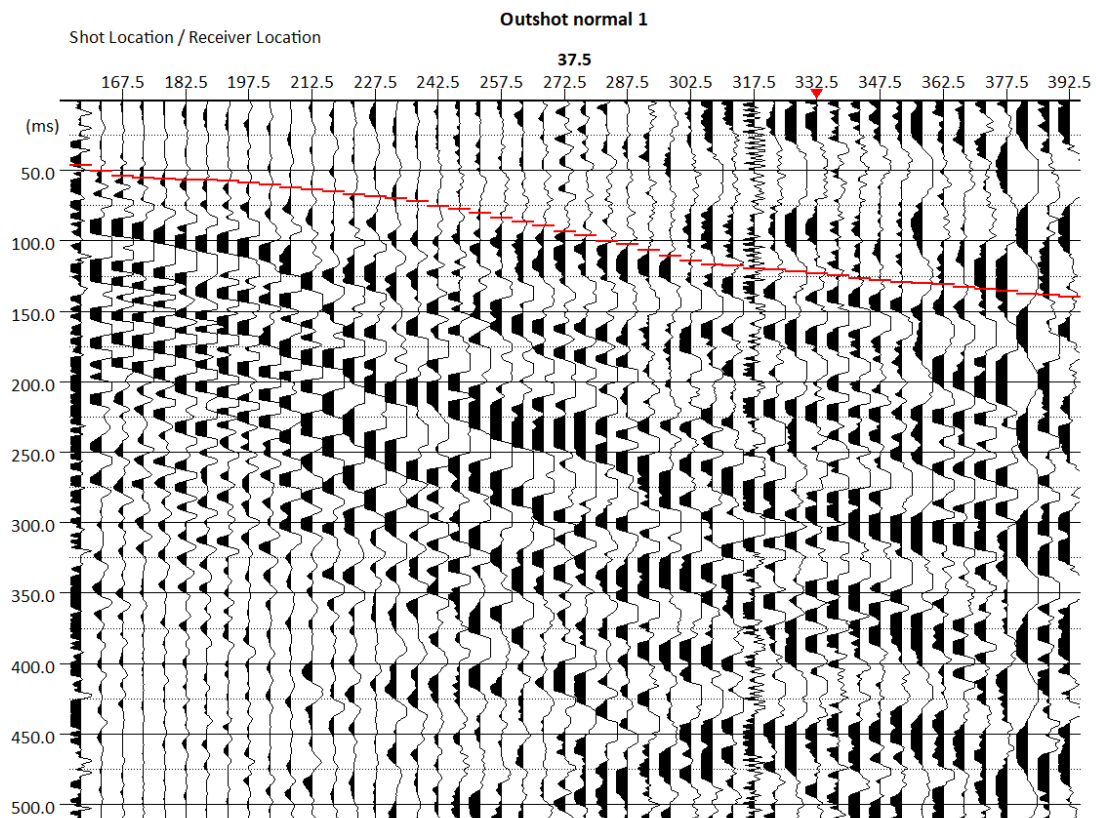
Στην εικόνα 2.23, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις), της συνθετικής σεισμικής καταγραφής που προέκυψε από τη σεισμική πηγή στα 37,5m (*Outshot normal 1*), επάνω στην αντίστοιχη πραγματική καταγραφή που προέκυψε από τη σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτου βάρους (*AWD*).



Εικόνα 2.23: Υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, για τη θέση *Outshot normal 1* της σεισμικής πηγής *AWD* στα 37,5m. Με τα μπλε βέλη παρουσιάζεται η απόκλιση (50ms) στον χρόνο άφιξης μεταξύ των μοντελοποιημένων χρόνων σε σχέση με τις πραγματικές αφίξεις.

Οι μοντελοποιημένοι χρόνοι άφιξης εμφανίζονται κατά περίπου 50ms αργοπορημένοι, σε σχέση με τους πραγματικούς χρόνους άφιξης (μπλε βέλη), καθώς στην πραγματική σεισμική καταγραφή, οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων *P* φαίνεται να ξεκινούν από τα 50ms περίπου στην αρχή της καταγραφής, έως τα 150ms στο τέλος. Παρόλα αυτά, η κατανομή των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης φαίνεται να συνάδει με την κατανομή των πραγματικών χρόνων. Η παρατήρηση αυτή γίνεται καλύτερα κατανοητή, μετατοπίζοντας το σύνολο των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης κατά περίπου 50ms νωρίτερα στη πραγματική σεισμική καταγραφή (εικ. 2.24).





Εικόνα 2.24: Μετατόπιση του συνόλου των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) κατά 50ms νωρίτερα στη πραγματική σεισμική καταγραφή.

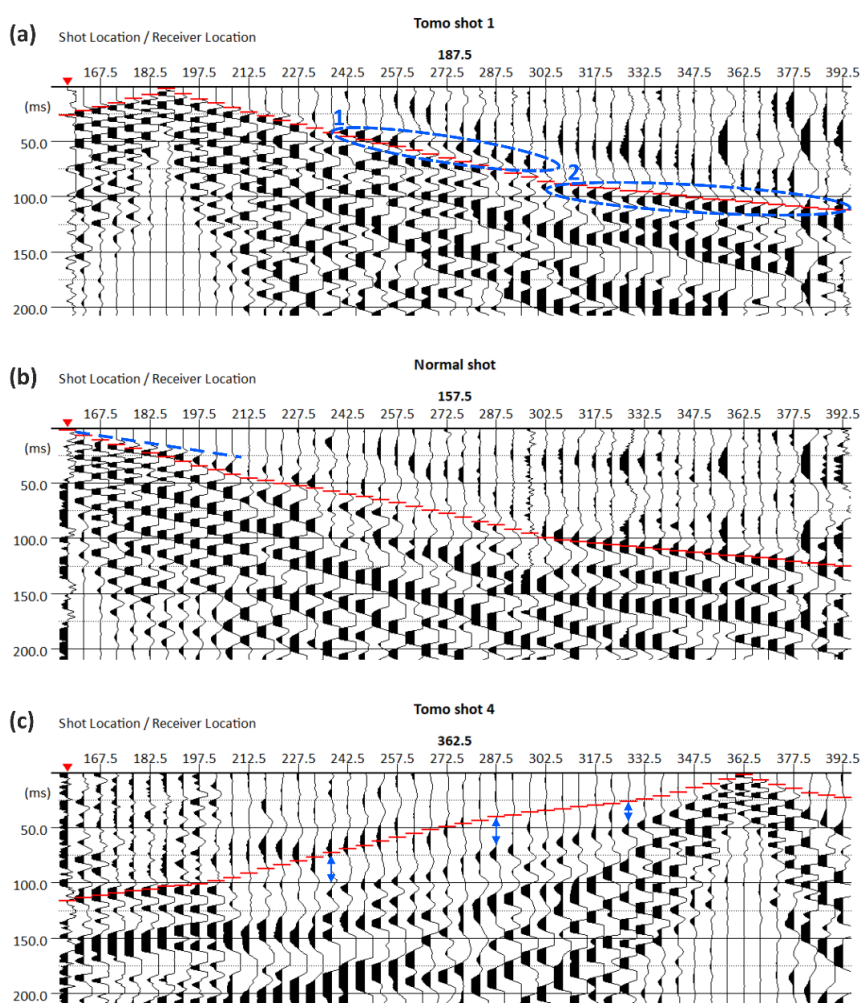
Είναι εμφανές ότι έπειτα από την μετατόπιση αυτή, η κατανομή των μοντελοποιημένων χρόνων διαδρομής προσεγγίζει σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό την κατανομή των πραγματικών αφίξεων των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Η σεισμική καταγραφή της εικόνας 2.24 προέκυψε από τη σεισμική πηγή σε απόσταση 120m από τον 1<sup>ο</sup> ενεργό σεισμικό δέκτη, επομένως οι καταγεγραμμένοι χρόνοι άφιξης αντιστοιχούν σε διαθλώμενες αφίξεις από τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε βαθύτερους γεωσεισμικούς σχηματισμούς (βλέπε σεισμικό ίχνος από τη πηγή στα 37,5m απόσταση στην εικόνα 2.22b).

Στο πρώτο (157,5 – 202,5 m) και το τελευταίο τμήμα (322,5 – 392,5m) οι χρόνοι άφιξης χαρακτηρίζονται από σχετικά ομοειδή κλίση, επομένως παρόμοια σεισμική ταχύτητα. Αντιθέτως, στο ενδιάμεσο τμήμα (207,5 – 317,5m) οι χρόνοι άφιξης χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη κλίση και συνεπώς μικρότερη σεισμική ταχύτητα σε σχέση με τα άλλα δύο τμήματα. Η μεταβολή αυτή στην κλίση των χρόνων άφιξης δικαιολογείται με τη παρουσία ενός γεωσεισμικού σχηματισμού χαμηλότερης ταχύτητας, μεταξύ δύο γεωσεισμικών σχηματισμών που χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη ταχύτητα διάδοσης. Αυτή είναι και η θεώρηση με βάση την οποία δημιουργήθηκε το συνθετικό μοντέλο ταχυτήτων και κατ' επέκταση το γεωσεισμικό τομόγραμμα της εικόνας 2.22b, από το οποίο προέκυψαν οι μοντελοποιημένοι χρόνοι άφιξης. Το γεγονός ότι η κατανομή των μοντελοποιημένων χρόνων συνάδει με τη κατανομή των πραγματικών χρόνων άφιξης, υποδεικνύει ότι η θεώρηση αυτή είναι βάσιμη.

Η αιτία όπου προκαλεί την απόκλιση ( $\approx 50\text{ms}$ ) μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης, πιθανών να οφείλεται στην λανθασμένη εκτίμηση των

γεωσεισμικών ταχυτήτων, καθώς και στην απλουστευμένη δομή του συνθετικού μοντέλου, η οποία δεν λαμβάνει υπόψη τα φαινόμενα της ανισοτροπίας και ανομοιογένειας εντός του κάθε ενός γεωσεισμικού σχηματισμού. Συνεπώς η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων πιθανώς να μεταβάλλεται συνεχώς τόσο κατακόρυφα όσο και πλευρικά εντός του ίδιου γεωσεισμικού σχηματισμού. Επιπλέον, δεν είναι απόλυτο ότι οι θέσεις στις οποίες εντοπίζονται οι αντιστατικοί σχηματισμοί συνάδουν ακριβώς με τις θέσεις των γεωσεισμικών σχηματισμών μεγαλύτερης ταχύτητας, όπως και θεωρήθηκε.

Στην εικόνα 2.25, παρουσιάζονται ακόμη τρία (3) αντίστοιχα παραδείγματα υπέρθεσης των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης, επάνω στις πραγματικές σεισμικές καταγραφές, που προέκυψαν από τη σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτου βάρους (AWD) στις θέσεις *Tomo shot 1* (a), *Normal shot* (b) και *Tomo shot 4* (c), σε αποστάσεις 187,5m, 157,5m και 362,5m αντίστοιχα.



Εικόνα 2.25: Υπέρθωση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, επάνω στις πραγματικές σεισμικές καταγραφές. (a) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Tomo shot 1* (187,5m). Σημειώνεται (μπλε εστιγμένη έλλειψη 1 και 2) μία απότομη μετατόπιση των πραγματικών χρόνων άφιξης. (b) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Normal shot* (157,5m). Σημειώνεται (μπλε εστιγμένη γραμμή) η πραγματική κλίση των απευθείας κυμάτων στα πρώτα 50m της καταγραφής. (c) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Tomo shot 4* (362,5m). Σημειώνεται (μπλε βέλη) η απόκλιση μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης.

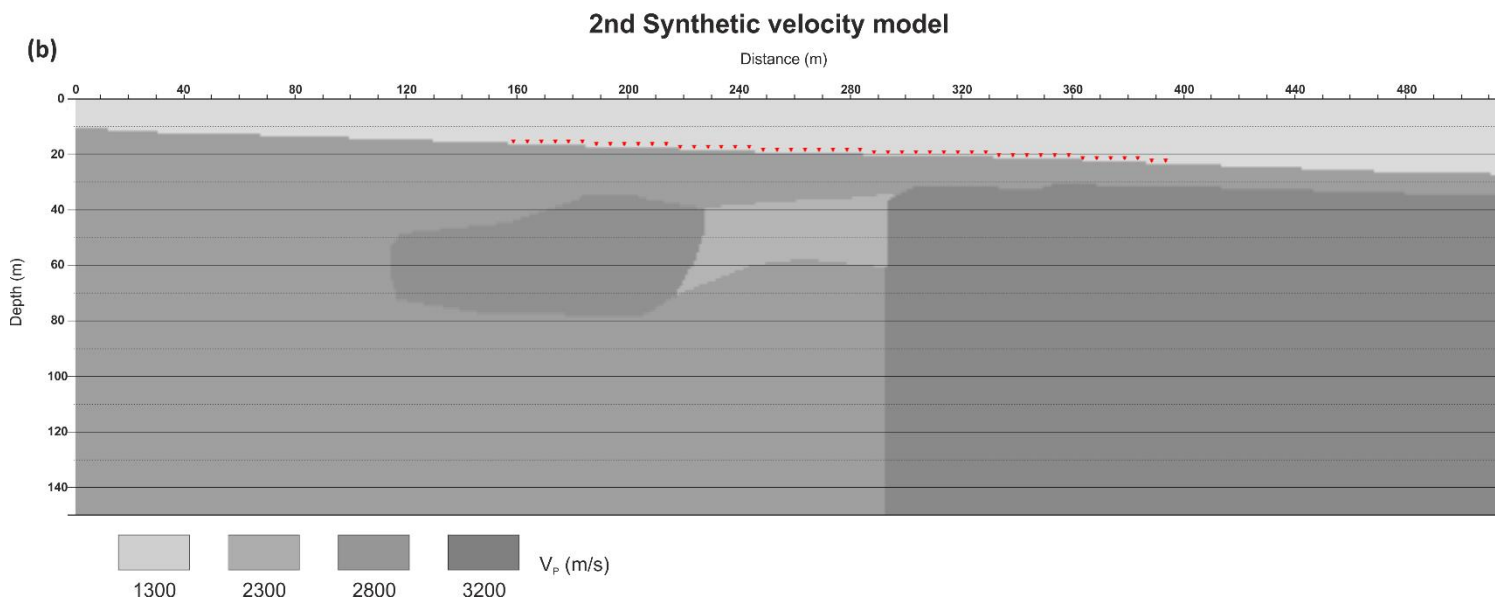
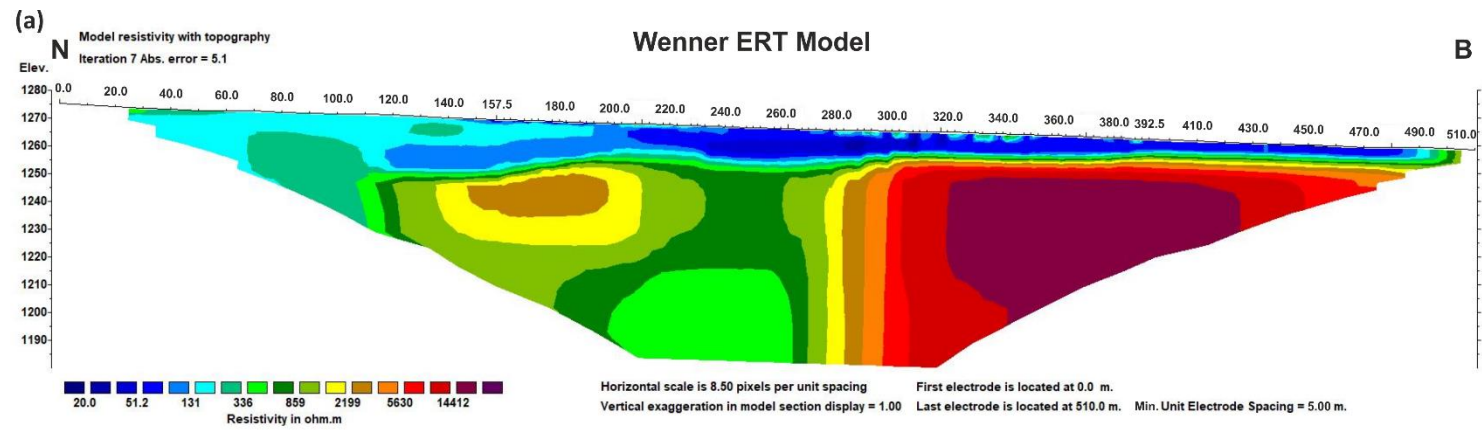
Στην εικόνα 2.25a, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Tomo shot 1*, στα 187,5m απόσταση. Σε γενικές γραμμές, οι μοντελοποιημένοι χρόνοι άφιξης προσεγγίζουν σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό τις πραγματικές αφίξεις. Η μόνη σημαντική απόκλιση που παρατηρείτε, εντοπίζεται εντός της 1<sup>ης</sup> οριοθετημένης περιοχής (1<sup>η</sup> μπλε εστιγμένη έλλειψη). Επιπλέον, μια αξιοσημείωτη παρατήρηση είναι η κατακόρυφη μετατόπιση, της τάξης των 20ms, που παρατηρείται στους πραγματικούς χρόνους άφιξης, μεταξύ των σεισμικών ιχνών στα 302,5 και 307,5m, όπως υποδεικνύεται από τις δύο (2) οριοθετημένες περιοχές (μπλε εστιγμένη έλλειψη 1 και 2). Η μετατόπιση αυτή πιθανώς να οφείλεται στην παρουσία μίας κατακόρυφης γεωσεισμικής ασυνέχειας στη θέση αυτή, η οποία διαχωρίζει δύο γεωσεισμικούς σχηματισμούς που χαρακτηρίζονται από μεγάλη διαφοροποίηση στην τιμή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Το γεγονός ότι η μετατόπιση αυτή δεν εντοπίζεται στους μοντελοποιημένους χρόνους άφιξης, πιθανώς να οφείλεται στη λανθασμένη εκτίμηση των σεισμικών ταχυτήτων των γεωσεισμικών σχηματισμών στο συνθετικό μοντέλο. Η δημιουργία ενός τροποποιημένου συνθετικού μοντέλου πιθανώς να βελτίωνε την απόκριση των μοντελοποιημένων χρόνων.

Στην εικόνα 2.25b, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Normal shot*, στα 157,5m απόσταση. Η κατανομή των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης και σε αυτή τη περίπτωση, συνάδει σε μεγάλο βαθμό με τις πραγματικές αφίξεις. Η διαφορετική κλίση μεταξύ των πραγματικών (μπλε εστιγμένη γραμμή) και μοντελοποιημένων (κόκκινες σημάνσεις) αφίξεων στα πρώτα 50m της καταγραφής, υποδεικνύει ότι η πραγματική ταχύτητα των απευθείας κυμάτων στο τμήμα αυτό είναι μεγαλύτερη, σε σχέση με τη ταχύτητα που θεωρήθηκε στο συνθετικό μοντέλο.

Τέλος, στην εικόνα 2.25c, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Tomo shot 4*, στα 362,5m απόσταση. Στην περίπτωση αυτή παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις μεταξύ των μοντελοποιημένων και πραγματικών χρόνων άφιξης, οι οποίες σημειώνονται με τα μπλε βέλη. Η απόκλιση που παρατηρείται αποδίδεται και πάλι στο φαινόμενο της ανισοτροπίας και ανομοιογένειας της σεισμικής ταχύτητας που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη περιοχή, το οποίο δεν έχει προσομοιωθεί στο συνθετικό μοντέλο.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις, οι παράμετροι του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου τροποποιήθηκαν, σε μια προσπάθεια καλύτερης προσέγγισης της σύνθετης υπεδαφικής δομής που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης. Η γενική δομή του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου διατηρήθηκε ως έχει, καθώς σε πολλές περιπτώσεις υπήρχε ταύτιση μεταξύ των μοντελοποιημένων και πραγματικών χρόνων άφιξης. Οι περισσότερες τροποποιήσεις αφορούσαν την προσθήκη ενός ακόμη γεωσεισμικού σχηματισμού και την τροποποίηση της ταχύτητας των προηγούμενων.

Το 2<sup>ο</sup> συνθετικό μοντέλο ταχυτήτων που κατασκευάστηκε παρουσιάζεται, σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή, στην εικόνα 2.26. Χαρακτηρίζεται από συνολικό μήκος 515m, με τους σεισμικούς δέκτες (κόκκινα σύμβολα) τοποθετημένους στο διάστημα 157,5 – 392,5m, όπως αντίστοιχα και το γεωσεισμικό ανάπτυγμα SRT 1 σε σχέση με τη γεωηλεκτρική τομή. Οι διαστάσεις των κελιών του συνθετικού μοντέλου είναι 1x1m.



Εικόνα 2.26: Το 2<sup>ο</sup> συνθετικό υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων (b), σε σύγκριση με τη γεωηλεκτρική τομή (a). Με τα κόκκινα σύμβολα απεικονίζονται οι θέσεις των σεισμικών δεκτών σε αποστάσεις 157,5 – 392,5m στο συνθετικό μοντέλο.

Στο 2<sup>ο</sup> συνθετικό υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων (εικ. 2.26b) η ταχύτητα του γεωσεισμικού σχηματισμού που προσομοιάζει τον σχηματισμό του φλύσχη αυξήθηκε από τα 1350 m/s στα 2300 m/s, όπως διαπιστώθηκε έπειτα από ανάλυση των ταχυτήτων των απευθείας σεισμικών κυμάτων στις πραγματικές καταγραφές.

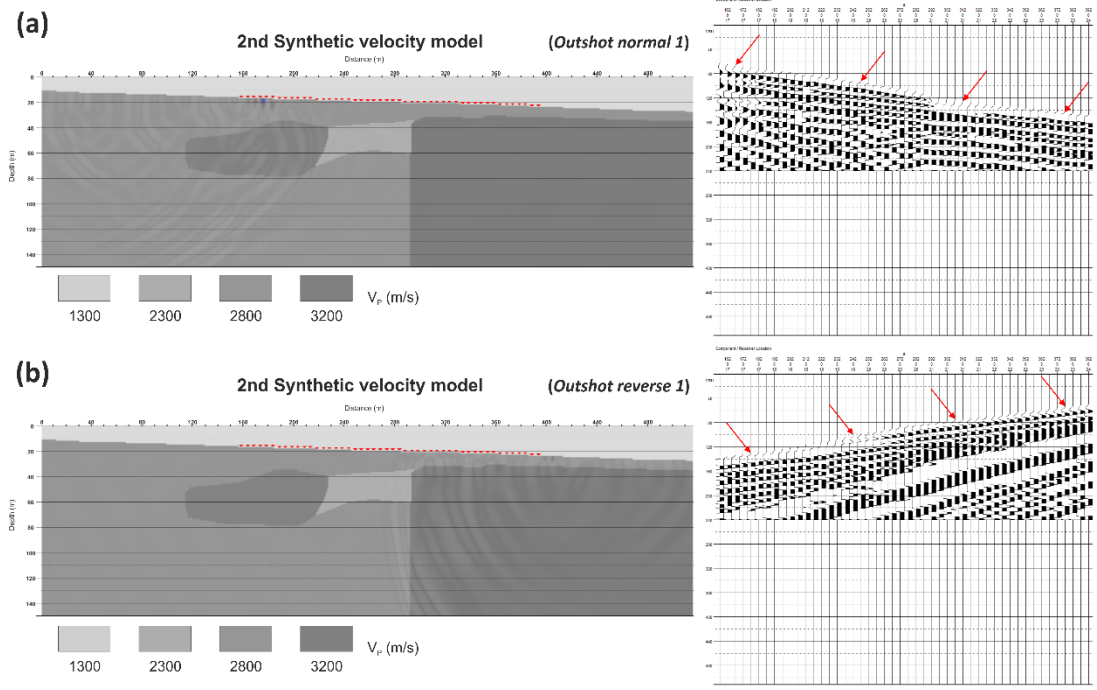
Λόγω της μεταβολής στην ταχύτητα αυτή, προστέθηκε ακόμη ένας γεωσεισμικός σχηματισμός χαμηλής ταχύτητας ( $V_p = 1300$  m/s), μεταξύ των γεωσεισμικών σχηματισμών υψηλής ταχύτητας ( $V_p = 2800$  m/s και  $V_p = 3200$  m/s), καθώς όπως διαπιστώθηκε από τις συγκρίσεις μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης για το 1<sup>ο</sup> συνθετικό μοντέλο, η θεώρηση της ύπαρξης του σχηματισμού αυτού ήταν βάσιμη.

Τέλος, ελαττώθηκε κατά 400 m/s η ταχύτητα του γεωσεισμικού σχηματισμού υψηλής ταχύτητας, που εμφανίζεται σε αποστάσεις 120 – 220m και σε βάθος 15 – 60m.

Ακολουθώντας την ίδια λογική:

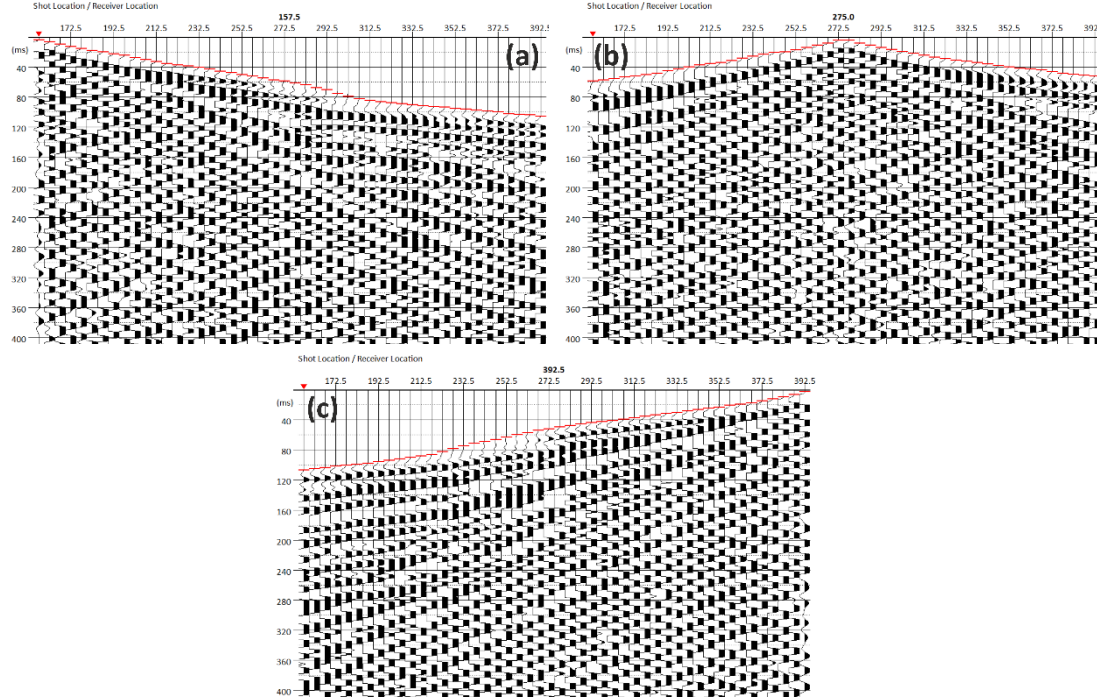
- Κατασκευάστηκαν δεκαεπτά (17) συνθετικές σεισμικές καταγραφές, έχοντας αυτή τη φορά ως δεδομένο το 2<sup>ο</sup> τροποποιημένο συνθετικό υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων.
- Επιλέχθηκαν οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (*picking*) στις δεκαεπτά (17) συνθετικές σεισμικές καταγραφές, για την κατασκευή του διαγράμματος των δρομοχρονικών καμπύλων του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου.
- Πραγματοποιήθηκε αντιστροφή (*inversion*) των συνθετικών δεδομένων, για τη δημιουργία του γεωσεισμικού τομογράμματος και τον προσδιορισμό της απόκρισης της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης στην περίπτωση του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου.
- Τέλος, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις μεταξύ των συνθετικών σεισμικών καταγραφών με τις πραγματικές καταγραφές, προκειμένου να διαπιστωθεί κατά πόσο τα συνθετικά αποτελέσματα συνάδουν με τα πραγματικά.

Στις εικόνες 2.27 a και b, παρουσιάζονται δύο στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια κατασκευής των συνθετικών σεισμικών καταγραφών, που προέκυψαν από τη θέση της σεισμικής πηγής *Outshot normal 1* στα 37,5m απόσταση και *Outshot reverse 1* στα 512,5m απόσταση αντίστοιχα. Με τα κόκκινα βέλη απεικονίζονται οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων επάνω στις συνθετικές σεισμικές καταγραφές, οι οποίες κατά τα στιγμιότυπα αυτά έχουν κατασκευασθεί έως τα 240ms.



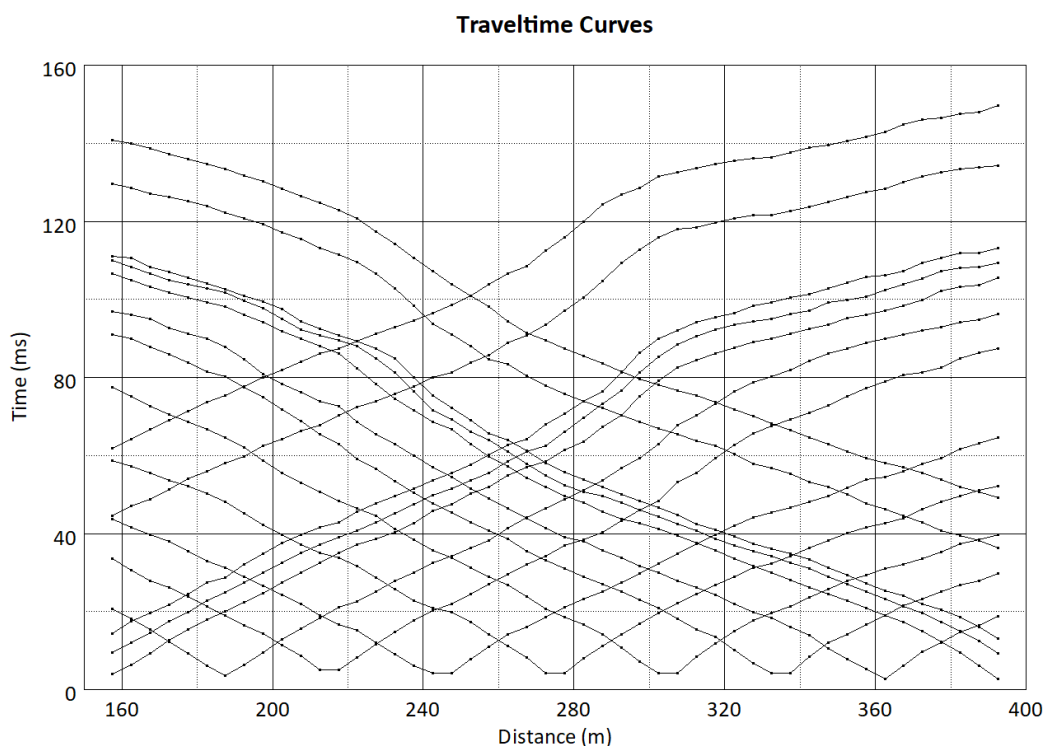
Εικόνα 2.27: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια κατασκευής των συνθετικών σεισμικών καταγραφών για το 2<sup>ο</sup> συνθετικό μοντέλο. Το κυματικό πεδίο (αριστερά) και η συνθετική σεισμική καταγραφή (δεξιά) που κατασκευάζεται από τη θέση της σεισμικής πηγής σε απόσταση (a) 37,5m (Outshot normal 1) και (b) 512,5m (Outshot reverse 1).

Στις εικόνες 2.28 α,β και γ, παρουσιάζονται ενδεικτικά τρεις (3) συνθετικές σεισμικές καταγραφές στις οποίες έχει πραγματοποιηθεί η επιλογή των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων P.



Εικόνα 2.28: Επιλογή των χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις συνθετικές σεισμικές καταγραφές, του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, για την κανονική (normal), μεσαία (middle) και αντίστροφη (reverse) θέση της σεισμικής πηγής, στα 157,5m (a), 275,0m (b) και 392,5m (c) αντίστοιχα.

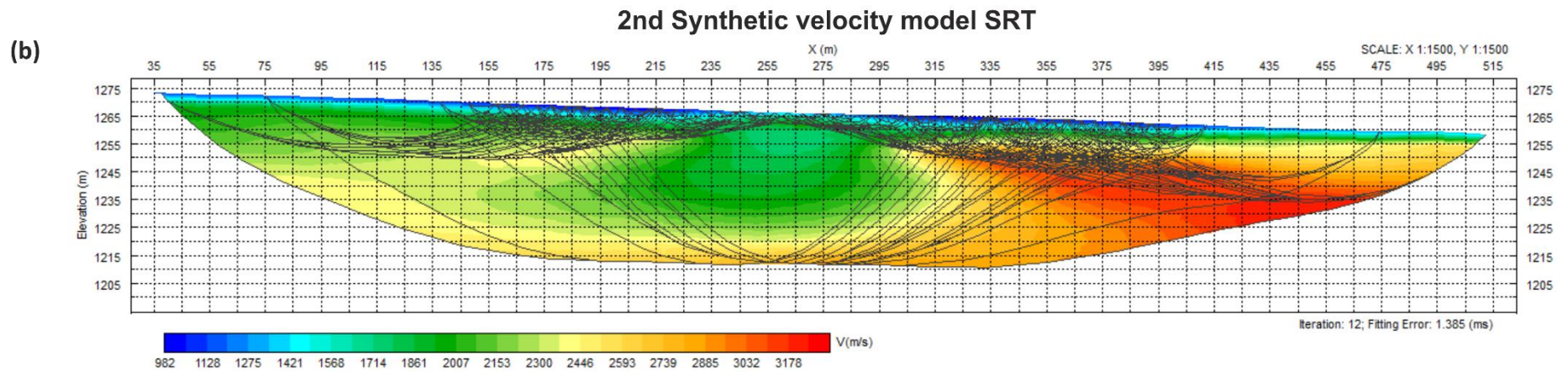
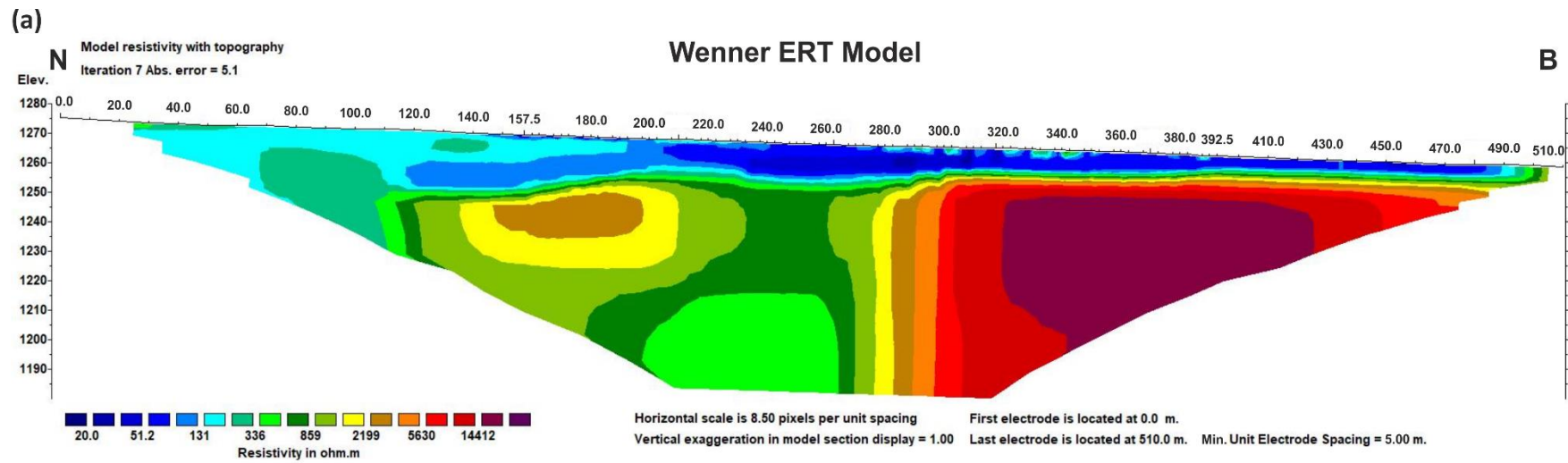
Στην εικόνα 2.29, παρουσιάζονται οι δρομοχρονικές καμπύλες (*traveltime curves*) που προέκυψαν έπειτα από την επιλογή των χρόνων άφιξης και των δεκαεπτά (17) συνθετικών καταγραφών, του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου.



Εικόνα 2.29: Κατασκευή του διαγράμματος των δρομοχρονικών καμπύλων (*traveltime curves*) του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, έπειτα από την επιλογή των χρόνων άφιξης των επιμήκων κυμάτων στις δεκαεπτά (17) συνθετικές σεισμικές καταγραφές.

Έπειτα από την αντιστροφή των συνθετικών δεδομένων, με την εφαρμογή της μεθόδου εξομαλυμένης κανονικοποιημένης αντιστροφής (*smoothing regularized inversion*), υπολογίστηκε το γεωσεισμικό τομόγραμμα, το οποίο παρουσιάζεται σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή στην εικόνα 2.30.

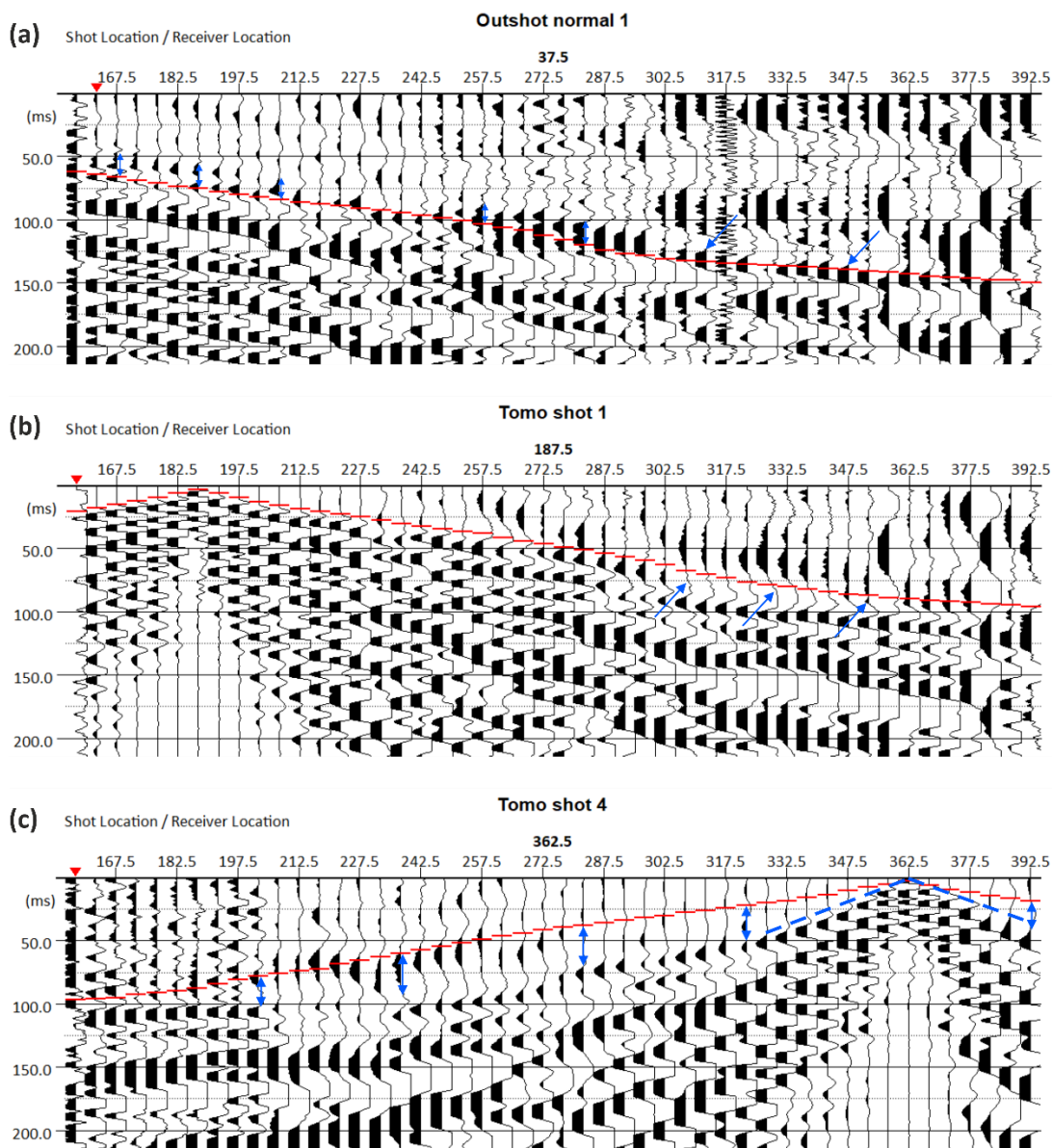
Μία μεγάλη απόκλιση μεταξύ του γεωσεισμικού τομογράμματος και του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, εντοπίζεται στην ταχύτητα του γεωσεισμικού σχηματισμού χαμηλής ταχύτητας. Στην περίπτωση του συνθετικού μοντέλου, ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 1300$  m/s, ενώ στο γεωσεισμικό τομόγραμμα, η ταχύτητα του σχηματισμού αυτού λαμβάνει τιμές  $V_p = 1500 - 2000$  m/s. Όσο αφορά την ταχύτητα των υπόλοιπων γεωσεισμικών σχηματισμών, καθώς και τη δομή της κατακόρυφης γεωσεισμικής ασυνέχειας στα 300m απόσταση, φαίνεται να προσδιορίζονται σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό, από τη τεχνική επεξεργασία της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης και σε αυτή τη περίπτωση.



Εικόνα 2.30: Το γεωσεισμικό τομόγραμμα με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων (b) που προέκυψε έπειτα από την αντιστροφή των συνθετικών σεισμικών καταγραφών του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή (a).



Στην εικόνα 2.31, παρουσιάζονται τρία (3) παραδείγματα υπέρθεσης των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, επάνω στις πραγματικές σεισμικές καταγραφές, που προέκυψαν από τη σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτου βάρους (AWD) στις θέσεις *Outshot normal 1* (a), *Tomo shot 1* (b) και *Tomo shot 4* (c), σε αποστάσεις 37,5m, 187,5m και 362,5m αντίστοιχα.



Εικόνα 2.31: Υπέρθυση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, επάνω στις πραγματικές σεισμικές καταγραφές. (a) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Outshot normal 1* (37,5m). Σημειώνεται (μπλε βέλη) η απόκλιση μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης. (b) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Tomo shot 1* (187,5m). Σημειώνεται (μπλε βέλη) η απόκλιση μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης. (c) Σεισμική καταγραφή από τη πηγή στη θέση *Tomo shot 4* (362,5m). Σημειώνεται (μπλε βέλη) η απόκλιση μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης, καθώς και η πραγματική κλίση (μπλε εστιγμένη γραμμή) των απευθείας κυμάτων στο τελευταίο τμήμα της καταγραφής.

Στην εικόνα 2.31a, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) του 2<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου, επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Outshot normal 1*, στα 37,5m απόσταση. Αυτή τη φορά, η απόκλιση (μπλε βέλη) μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης ( $\approx 15\text{ms}$ ) είναι πολύ μικρότερη, συγκριτικά με την αντίστοιχη περίπτωση του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου (εικ. 2.23). Η τροποποίηση των ταχυτήτων του συνθετικού μοντέλου, αυξάνοντας την ταχύτητα του γεωσεισμικού σχηματισμού που προσομοιάζει τον φλύσχη, από 1350 m/s σε 2300 m/s, φαίνεται να βελτίωσε την απόκλιση αυτή, ελαττώνοντας τον συνολικό χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Επιπλέον, η διατήρηση του γεωσεισμικού σχηματισμού χαμηλής ταχύτητας ( $V_p = 1300\text{ m/s}$ ), μεταξύ των γεωσεισμικών σχηματισμών υψηλών ταχυτήτων ( $V_p > 2800\text{ m/s}$ ), αποδείχθηκε σωστή, καθώς προκαλεί ελάττωση στην ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων, όπως υποδεικνύεται από την αύξηση της κλίσης των χρόνων άφιξης, στα 252,5 – 297,5m απόσταση.

Στην εικόνα 2.31b, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Tomot shot 1*, στα 187,5m απόσταση. Η ταύτιση που παρατηρείται μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης στο σύνολο της καταγραφής, είναι πολύ καλύτερη, συγκριτικά με την αντίστοιχη περίπτωση του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου (εικ. 2.25a). Ορισμένες πολύ μικρές αποκλίσεις παρατηρούνται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 307,5m, όπου σημειώνονται με τα μπλε βέλη.

Τέλος, στην εικόνα 2.31c, παρουσιάζεται η υπέρθεση των μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης επάνω στη πραγματική σεισμική καταγραφή, που προέκυψε από τη σεισμική πηγή (AWD) στη θέση *Tomot shot 4*, στα 362,5m απόσταση. Αρχικά, παρατηρείται μεγάλη απόκλιση όσο αφορά στην κλίση μεταξύ των μοντελοποιημένων (κόκκινες σημάνσεις) και των πραγματικών (μπλε εστιγμένη γραμμή) χρόνων άφιξης των απευθείας σεισμικών κυμάτων κοντά στη θέση της πηγής (αποστάσεις 327,5 - 392,5m). Ενώ στις δύο προηγούμενες περιπτώσεις (εικ. 2.31 a,b), οι μοντελοποιημένοι και πραγματικοί διαθλώμενοι χρόνοι άφιξης ταυτίζονται πολύ καλά, στις αντίστοιχες αποστάσεις (327,5 – 392,5m), υποδεικνύοντας ότι η ταχύτητα των 3200 m/s που θεωρήθηκε για τον σχηματισμό αυτό είναι έγκυρη. Η απόκλιση που παρατηρείται στις απευθείας αφίξεις του ίδιου σχηματισμού, υποδηλώνει την ελάττωση της ταχύτητάς του σε μικρότερα βάθη. Συνεπώς, διαπιστώνεται ότι έχουμε μία κατακόρυφη διαφοροποίηση στην σεισμική ταχύτητα του γεωσεισμικού αυτού σχηματισμού που βρίσκεται σε αποστάσεις μεγαλύτερων των 300m. Επιπλέον, μεγάλες αποκλίσεις (μπλε βέλη) συνεχίζουν να υφίστανται, μεταξύ των μοντελοποιημένων και των πραγματικών χρόνων άφιξης, και στο υπόλοιπο τμήμα της καταγραφής, χωρίς να παρατηρείται κάποια βελτίωση συγκριτικά με την αντίστοιχη περίπτωση του 1<sup>ου</sup> συνθετικού μοντέλου (εικ. 2.25). Σε γενικές γραμμές, παρατηρείται μία πιο χαοτική κατάσταση στη μορφή των σεισμικών καταγραφών, όταν η σεισμική πηγή τοποθετείται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 300m, της θέσης δηλαδή όπου διερευνήθηκε η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια και η δημιουργία ενός συνθετικού μοντέλου η απόκρισή του οποίου να προσεγγίζει αυτή την κατάσταση αποδείχθηκε μη εφικτή.

Συνοψίζοντας, μέσα από τη διαδικασία κατασκευής των δύο (2) συνθετικών σεισμικών υπεδαφικών μοντέλων και των συγκρίσεων που πραγματοποιήθηκαν μεταξύ των

μοντελοποιημένων χρόνων άφιξης με τις πραγματικές σεισμικές καταγραφές, καταλήγουμε στα εξής συμπεράσματα:

- Η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης είναι σε θέση να αποδώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα και να προσεγγίσει σε ικανοποιητικό βαθμό μία σύνθετη υπεδαφική δομή, όπως αποδείχθηκε από τις προσομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας.
- Η υπεδαφική δομή της συγκεκριμένης περιοχής μελέτης, χαρακτηρίζεται από την έντονη παρουσία των φαινομένων της ανισοτροπίας και της ανομοιογένειας, προκαλώντας σημαντικές διαφοροποιήσεις στον τρόπο με τον οποίο μεταβάλλεται η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα.
- Η δημιουργία συνθετικών μοντέλων αποτελούμενων από ομοιογενείς και ισότροπους γεωσεισμικούς σχηματισμούς, αποτελεί βασική αιτία για αρκετές από τις αποκλίσεις που παρατηρήθηκαν μεταξύ των μοντελοποιημένων και πραγματικών χρόνων άφιξης.
- Η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια που διερευνήθηκε στα 300m απόσταση και προσομοιώθηκε ως μία κατακόρυφη γεωσεισμική ασυνέχεια στα συνθετικά μοντέλα, φαίνεται να αντιστοιχεί σε κάποια υπεδαφική δομή, που προκαλεί σημαντική παραμόρφωση του κυματικού πεδίου, επηρεάζοντας σημαντικά τους χρόνους άφιξης κοντά στην περιοχή αυτή.

## 2.4.2 Σύγκριση σεισμικών πηγών – Φασματική απόκριση

Το δεύτερο στάδιο της επεξεργασίας που πραγματοποιήθηκε, αποσκοπούσε στον προσδιορισμό του τύπου της σεισμικής πηγής, που απέδωσε καλύτερα στο συγκεκριμένο γεωπεριβάλλον, παρέχοντας τις σεισμικές καταγραφές με την καλύτερη ποιότητα σήματος και τα χαμηλότερα επίπεδα θορύβου.

Η επιλογή του κατάλληλου τύπου σεισμικής πηγής για τη λήψη των γεωσεισμικών δεδομένων (*data acquisition*) είναι καθοριστικής σημασίας, καθώς τα χαρακτηριστικά της κάθε πηγής επηρεάζουν την ποιότητα των δεδομένων και καθορίζουν σε μεγάλο βαθμό τόσο το μέγιστο βάθος διερεύνησης, όσο και την μέγιστη διακριτική ικανότητα που μπορεί να επιτευχθεί. Η επιλογή του κατάλληλου τύπου σεισμική πηγής, πρέπει να γίνεται με βάση τα ακόλουθα κριτήρια:

1. **Μέγιστο βάθος διερεύνησης** – Ανάλογα με το επιθυμητό βάθος διερεύνησης, πρέπει να επιλέγεται και ο κατάλληλος τύπος σεισμικής πηγής όπου θα παράγει σεισμικά κύματα με ικανό ποσοστό ενέργειας, ώστε να μπορούν να διαδίδονται σε αρκετά μεγάλες αποστάσεις, προτού αυτά εξασθενήσουν.
2. **Κατάλληλο συχνοτικό περιεχόμενο**, για την επίτευξη της επιθυμητής ευκρίνειας. Η διακριτική ικανότητα είναι ανάλογη του συχνοτικού περιεχομένου και αντιστρόφως ανάλογη του βάθους διερεύνησης. Επομένως, για έρευνα υψηλής ευκρίνειας προτιμώνται σεισμικές πηγές υψηλού συχνοτικού περιεχομένου, ενώ για έρευνα βάθους, σεισμικές πηγές χαμηλότερου συχνοτικού περιεχομένου.
3. **Χαρακτηριστικά σήματος προς θόρυβο** – Τα προβλήματα του περιβαλλοντικού θορύβου ποικίλλουν από θέση σε θέση, συνεπώς η ενέργεια που θα παραχθεί από μία σεισμική πηγή κρούσης για παράδειγμα, εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας όπου θα πραγματοποιηθεί η κρούση. Στην περίπτωση όπου η κρούση πραγματοποιηθεί επάνω σε έναν χαλαρό και ξηρό επιφανειακό σχηματισμό, το σήμα που θα παραχθεί θα είναι ασθενές, λόγω της ασθενούς ζεύξης της μεταλλικής πλάκας με το έδαφος και της συμπύκνωσης που θα πραγματοποιηθεί στον εδαφικό σκελετό λόγω της κρούσης.
4. **Περιορισμοί του πεδίου έρευνας** – Η επιλογή του τύπου της σεισμικής πηγής πρέπει να γίνεται με γνώμονα το περιβάλλον και την περιοχή εφαρμογής. Από άποψη προσπελασιμότητας, ενδέχεται να είναι δύσκολη η μεταφορά μίας σεισμικής πηγής επιταχυνόμενου πίπτων βάρους στο πεδίο έρευνας. Παράλληλα, η χρήση εκρηκτικών σεισμικών πηγών μπορεί να απαγορεύεται από την τοπική κυβέρνηση για μία συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.
5. **Διαθεσιμότητα και κόστος λειτουργίας** – Οι εκρηκτικού τύπου σεισμικές πηγές, καθώς και οι σεισμικές πηγές δόνησης παράγουν σήματα υψηλής ενέργειας, αλλά χαρακτηρίζονται από μεγάλη δυσκολία όσο αφορά τη λειτουργία και συντήρησή τους, καθώς και από μεγάλο κόστος εφαρμογής.

Σε γενικές γραμμές, οι βασικότερες παράμετροι επιλογής του κατάλληλου τύπου σεισμικής πηγής για τη λήψη γεωσεισμικών δεδομένων, είναι το ενεργειακό και συχνοτικό περιεχόμενο του παραγόμενου σήματος. Επιπλέον, η επαναληψιμότητα (*repeatability*) του σήματος της πηγής αποτελεί επίσης έναν από τους πιο σημαντικούς παράγοντες.

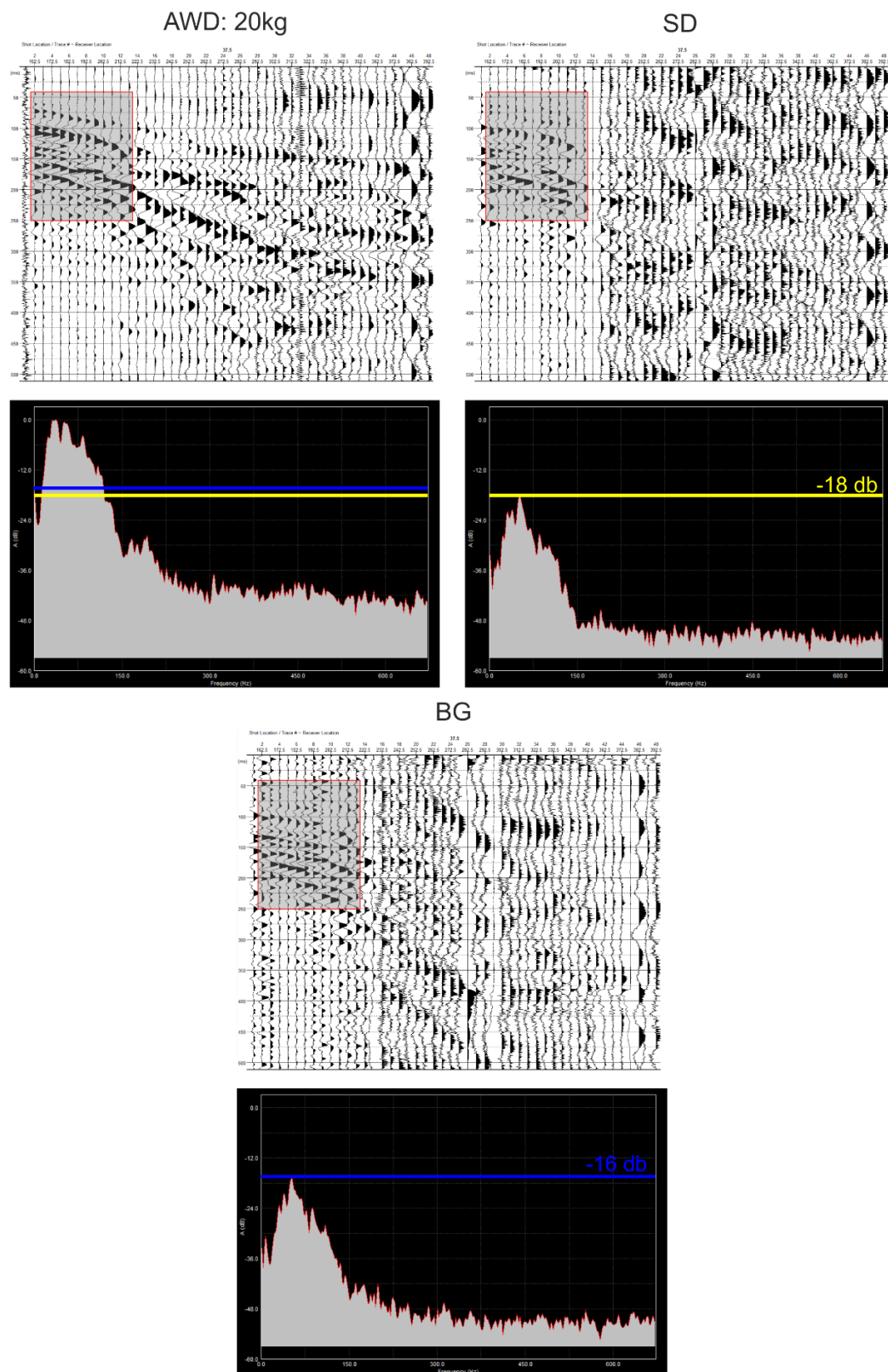
Η άμεση σύγκριση μεταξύ των διαφόρων τύπων σεισμικών πηγών είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί, καθώς τα χαρακτηριστικά του σήματος που εκπέμπεται από μία πηγή επηρεάζονται από πολλούς παράγοντες. Ο τρόπος λήψης των δεδομένων (μονές καταγραφές ή υπέρθεση πολλών σεισμικών καταγραφών – *vertical stacking*), οι παράμετροι καταγραφής, καθώς και οι παράμετροι επεξεργασίας, αποτελούν μερικές από τις παραμέτρους που επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά του σήματος. Επιπλέον, οι συνθήκες της περιοχής στην οποία πραγματοποιείται η έρευνα, τόσο επιφανειακά, στη θέση όπου τοποθετείται η σεισμική πηγή, όσο και του υπεδάφικου μέσου στο οποίο διαδίδονται τα παραγόμενα σεισμικά κύματα, επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τόσο το πλάτος της σεισμικής ενέργειας, όλων των ειδών των κυμάτων που καταγράφονται (απευθείας, οριακά διαθλώμενα, ανακλώμενα, επιφανειακά, περιθλώμενα), όσο και το συχνοτικό τους περιεχόμενο.

Για τον προσδιορισμό του τύπου της σεισμικής πηγής που απέδωσε καλύτερα στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις μεταξύ των σεισμικών καταγραφών που προέκυψαν σε κάθε θέση, από τους πέντε (5) διαφορετικούς τύπους σεισμικών πηγών που χρησιμοποιήθηκαν. Ο τρόπος με τον οποίο ελήφθησαν τα δεδομένα, οι παράμετροι καταγραφής καθώς και οι παράμετροι επεξεργασίας, διατηρήθηκαν σταθεροί σε κάθε θέση. Δεδομένου ότι οι εκρηκτικού τύπου σεισμικές πηγές χρησιμοποιήθηκαν μόνο στις απομακρυσμένες θέσεις της πηγής (*Outshot Normal 1,2 & Outshot Reverse 1,2*), σε όλες τις υπόλοιπες θέσεις πραγματοποιήθηκαν συγκρίσεις μόνο μεταξύ των σεισμικών καταγραφών που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές κρούσης.

Στο συγκεκριμένο πείραμα, η σύγκριση μεταξύ των διαφορετικών τύπων σεισμικών πηγών πραγματοποιήθηκε μέσω συγκρίσεων του ενεργειακού φάσματος των σεισμικών καταγραφών για κάθε τύπο πηγής. Για το σκοπό αυτό κατασκευάστηκαν, για όλες τις σεισμικές καταγραφές, τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, τα οποία παρουσιάζουν το ενεργειακό πλάτος των σεισμικών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας. Η κατασκευή των γραφημάτων ενεργειακού φασματικού περιεχομένου πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή του *γρήγορου μετασχηματισμού Fourier (fast Fourier transform)*, για τον μετασχηματισμό των σεισμικών καταγραφών από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο των συχνοτήτων. Για κάθε μία σεισμική καταγραφή επιλέχθηκε ένα συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση, προκειμένου να εξεταστεί κάθε φορά το τμήμα της καταγραφής που χαρακτηρίζεται από το πιο καθαρό σήμα. Στα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, το ενεργειακό πλάτος των σεισμικών κυμάτων αναπαρίστανται σε σχέση με ένα επίπεδο αναφοράς, που αντιπροσωπεύει το μέγιστο καταγεγραμμένο πλάτος. Στην περίπτωση αυτή, τα 0 db αντιπροσωπεύουν το μέγιστο ενεργειακό πλάτος των σεισμικών κυμάτων, ενώ οι αρνητικές τιμές db υποδηλώνουν κατά πόσο τα ενεργειακά πλάτη διαφορετικών συχνοτήτων είναι μικρότερα από το επίπεδο αναφοράς. Επιπλέον, τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου των διαφορετικών τύπων σεισμικών πηγών που κατασκευάστηκαν σε κάθε θέση, παρουσιάζονται κανονικοποιημένα ως προς το διάγραμμα που χαρακτηρίζεται από τη μέγιστη ενέργεια.

Στην εικόνα 2.32, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πίπτον βάρους (*accelerated weight drop – AWD 20kg*), σεισμικού πυροκροτητή (*seismic detonator – SD*) και *buffalo gun (BG)* που χρησιμοποιήθηκαν στη θέση της σεισμικής πηγής *Outshot Normal 1* στα 37,5m απόσταση (120m από τον 1<sup>ο</sup> ενεργό σεισμικό δέκτη).

## Outshot Normal 1:



Εικόνα 2.32: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνοτική τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέπτον βάρους (AWD), σεισμικού πυροκροτητή (SD) και buffalo gun (BG), στη θέση Outshot Normal 1 στα 37,5m απόσταση. Η κίτρινη και μπλε γραμμή υποδεικνύει τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη για τις πηγές SD και BG αντίστοιχα.

Όσο αφορά τις σεισμικές καταγραφές που προέκυψαν από τις δύο (2) εκρηκτικές σεισμικές πηγές, από το 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος και έπειτα, δηλαδή σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 180m από τη θέση της σεισμικής πηγής, επικρατεί κυρίως θόρυβος. Η ποσότητα της εκρηκτικής ύλης που χρησιμοποιήθηκε και στις δύο περιπτώσεις, δεν ήταν επαρκής για την παραγωγή ικανού ποσοστού σεισμικής ενέργειας, ώστε να πραγματοποιηθεί διάδοση και καταγραφή των σεισμικών κυμάτων σε όλο το μήκος του σεισμικού αναπτύγματος. Αντιθέτως, η σεισμική ενέργεια που καταγράφηκε έπειτα από τέσσερις (4) υπερθέσεις (*stacking*) των σεισμικών καταγραφών με την πηγή επιταχυνόμενου πίπτον βάρους (*AWD*), ήταν επαρκής για την διάδοση και καταγραφή των οριακά διαθλώμενων επιμήκων σεισμικών κυμάτων σε όλο το μήκος του σεισμικού αναπτύγματος.

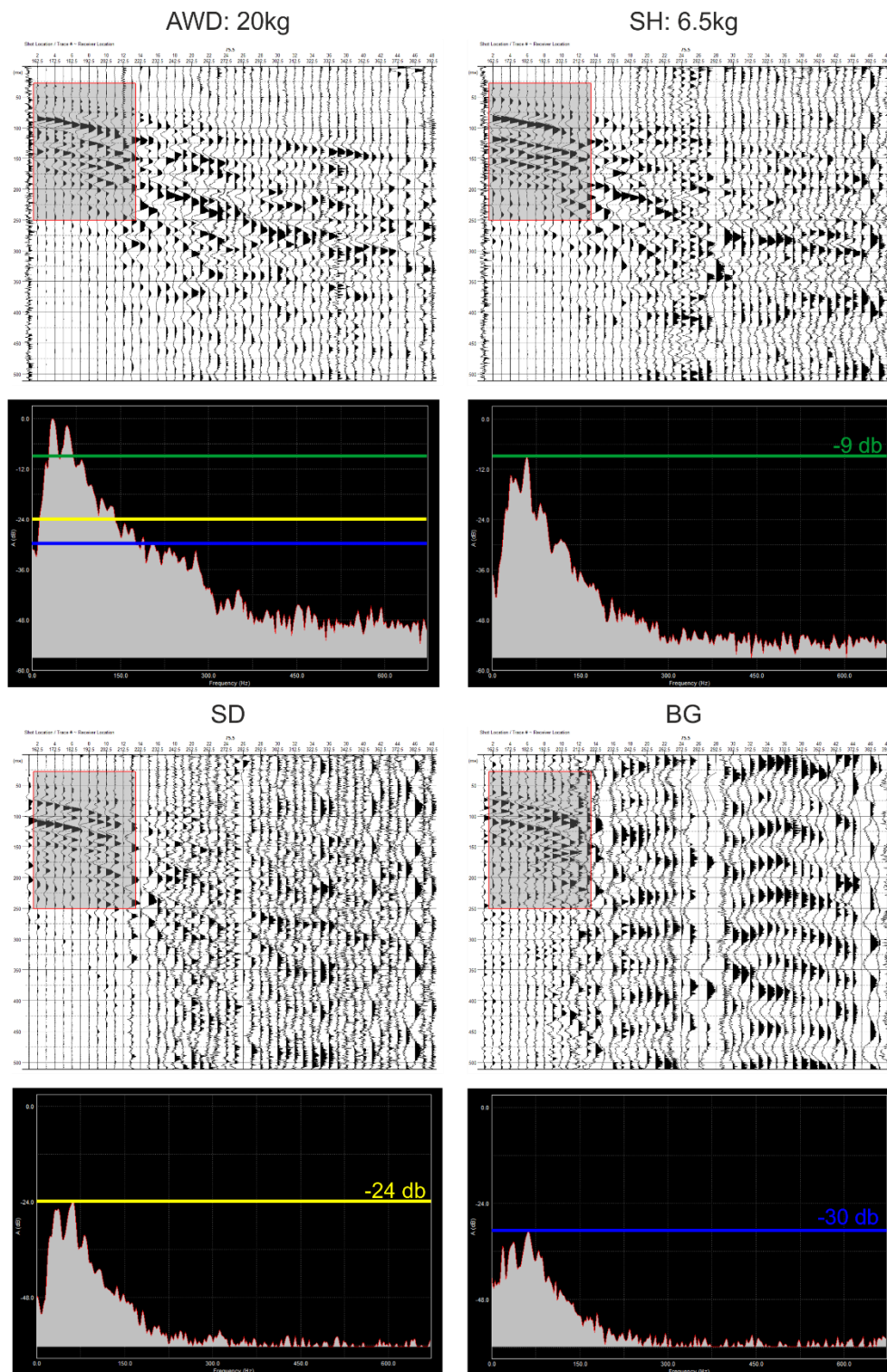
Για την σύγκριση των τριών αυτών τύπων σεισμικών πηγών, επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 40 – 250ms, από το 2<sup>ο</sup> έως το 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος (κόκκινο σκιασμένο πλαίσιο), καθώς και για τις τρεις (3) σεισμικές καταγραφές, η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από καθαρό σήμα. Εντός του επιλεγμένου χρονικού παραθύρου, διακρίνονται οριακά διαθλώμενες αφίξεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στα 50 και 70ms για το 2<sup>ο</sup> και 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος αντίστοιχα, ενώ μετά τα 100ms η καταγραφή κυριαρχείται από την παρουσία επιφανειακών κυμάτων, που χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερα πλάτη και χαμηλότερη συχνότητα.

Δεδομένου ότι η σεισμική καταγραφή που προέκυψε από τη σεισμική πηγή πίπτον βάρους (*AWD*) χαρακτηρίζεται από τα μεγαλύτερα ενεργειακά πλάτη, τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου των εκρηκτικών πηγών παρουσιάζονται κανονικοποιημένα ως προς το αντίστοιχο διάγραμμα της πηγής *AWD*. Με την κίτρινη και μπλε γραμμή απεικονίζονται τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη, που εμφανίζονται σε συχνότητα 51Hz, για τις σεισμικές πηγές σεισμικού πυροκροτητή (*SD*) και *buffalo gun* (*BG*) αντίστοιχα. Το αντίστοιχο ενεργειακό πλάτος για τη σεισμική πηγή *AWD* είναι κατά 18 και 16 db πιο ισχυρό, συγκριτικά με τις πηγές *SD* και *BG* αντίστοιχα. Το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας των επιμήκων και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, για το επιλεγμένο χρονικό παράθυρο στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση, συγκεντρώνεται σε μία συχνοτική ζώνη μεταξύ 10 και 150 Hz.

Στην περίπτωση της σεισμικής πηγής *AWD*, τα ενεργειακά πλάτη σε συχνότητες μεγαλύτερες των 300Hz εμφανίζονται κατά μέσο όρο 42 db χαμηλότερα, σε σχέση με το μέγιστο ενεργειακό πλάτος της ίδιας πηγής που εμφανίζεται στα 37 Hz. Στην περίπτωση των εκρηκτικών πηγών, τα ενεργειακά πλάτη στις υψηλές συχνότητες είναι ακόμη πιο μικρά. Αυτή η διαφοροποίηση στα πλάτη οφείλεται στην πολύ μεγαλύτερη σεισμική ενέργεια που απελευθερώθηκε από την πηγή *AWD* σε σχέση με τις εκρηκτικές πηγές, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι η απόσβεση της σεισμικής ενέργειας είναι ανάλογη της συχνότητας και της απόστασης διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Έτσι στην πρώτη περίπτωση, τα πλάτη αυτά οφείλονται τόσο στις τυχαίες αφίξεις που καταγράφονται, όσο και στον ηλεκτρονικό – περιβαλλοντικό θόρυβο, ενώ στην δεύτερη περίπτωση τα πλάτη αντιστοιχούν κατά κύριο λόγο στον θόρυβο.

Στην εικόνα 2.33, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πίπτον βάρους (*AWD 20kg*), σεισμικής σφύρας (*SH 6,5kg*), σεισμικού πυροκροτητή (*SD*) και *buffalo gun* (*BG*), που χρησιμοποιήθηκαν στη θέση της σεισμικής πηγής *Outshot Normal 2* στα 75,5m απόσταση (82m από τον 1<sup>ο</sup> ενεργό σεισμικό δέκτη).

## Outshot Normal 2:



Εικόνα 2.33: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνοτική τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέπτον βάρους (AWD 20kg), σεισμικής σφύρας (SH 6,5kg) σεισμικού πυροκροτητή (SD) και buffalo gun (BG), στη θέση Outshot Normal 2 στα 75,5m απόσταση. Η κίτρινη μπλε και πράσινη γραμμή υποδεικνύει τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη για τις πηγές SD και BG και SH 6,5kg αντίστοιχα.



Παρά το γεγονός ότι η θέση *Outshot Normal 2*, στην οποία πραγματοποιήθηκαν οι σεισμικές εκρήξεις, βρίσκονταν κατά 38m πιο κοντά στον 1<sup>ο</sup> ενεργό σεισμικό δέκτη, σε σχέση με την θέση *Outshot Normal 1*, δεν παρατηρήθηκε κάποια βελτίωση όσο αφορά τις σεισμικές καταγραφές των εκρηκτικών σεισμικών πηγών. Από το 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος και έπειτα, δηλαδή σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 142m από τη θέση της σεισμικής πηγής, επικρατεί κυρίως θόρυβος. Όσο αφορά τις καταγραφές των σεισμικών πηγών κρούσης, αυτές προέκυψαν έπειτα από την υπέρθεση (*stacking*) τεσσάρων (4) και έξι (6) σεισμικών καταγραφών, για τις πηγές *AWD* και *SH* αντίστοιχα. Στην σεισμική καταγραφή της πηγής *SH*, παρατηρείται αρκετός θόρυβος από το 19<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος μέχρι και το τέλος της καταγραφής, ο οποίος δυσχεραίνει την αναγνώριση των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Σημαντική βελτίωση παρατηρείται στην καταγραφή της σεισμικής πηγής *AWD*, όπου οι χρόνοι άφιξης είναι ευδιάκριτοι ακόμη και στα πιο απομακρυσμένα σεισμικά ίχνη και τα επίπεδα του θορύβου είναι χαμηλά.

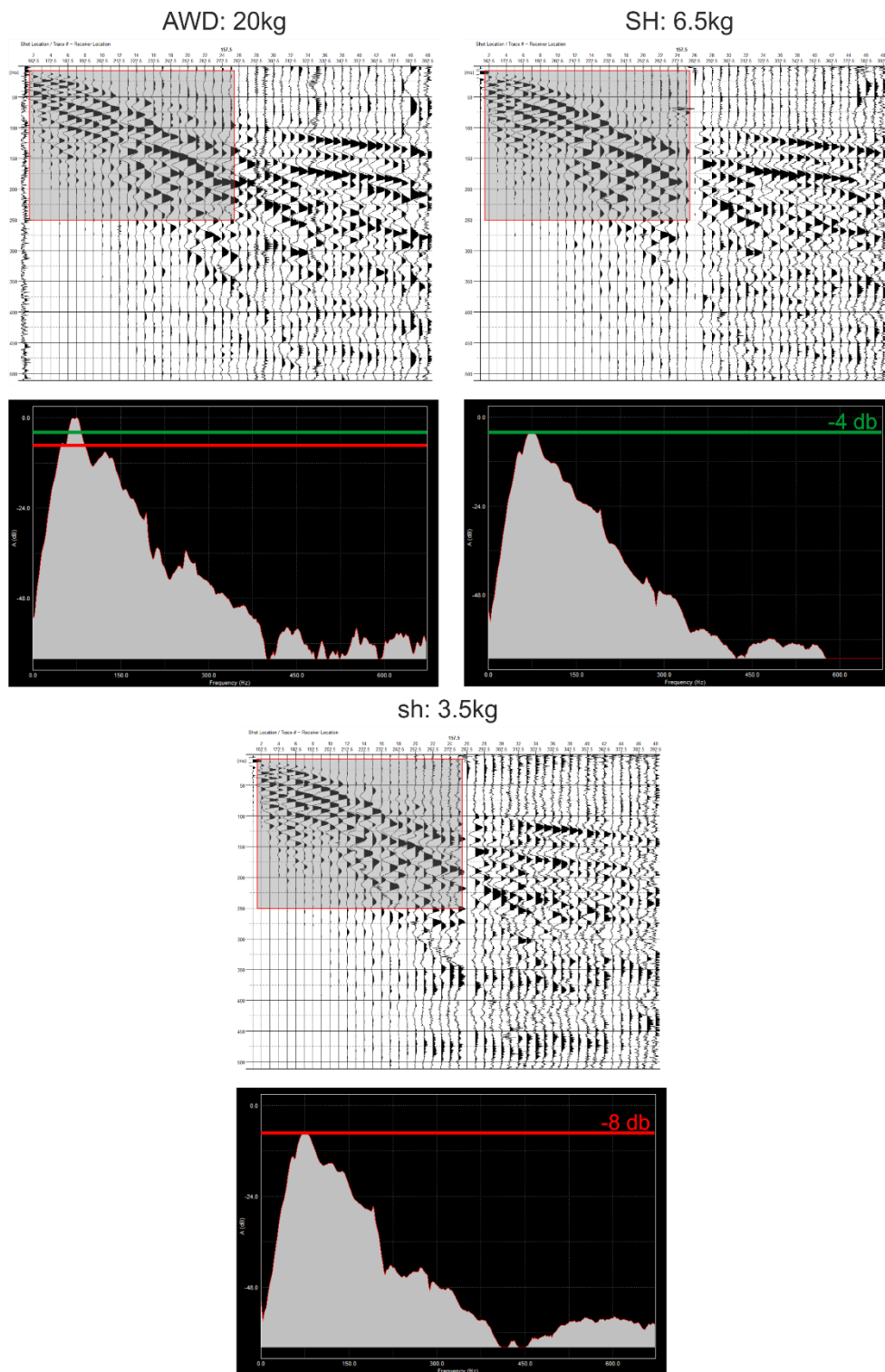
Για την σύγκριση των τεσσάρων (4) αυτών τύπων σεισμικών πηγών, επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 28 – 250ms, από το 2<sup>ο</sup> έως το 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος (κόκκινο σκιασμένο πλαίσιο), για την ανάλυση του καθαρού σήματος και των τεσσάρων (4) σεισμικών καταγραφών. Εντός του επιλεγμένου χρονικού παραθύρου, διακρίνονται οριακά διαθλώμενες αφίξεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στα 37 και 60ms για το 2<sup>ο</sup> και 13<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος αντίστοιχα, ενώ μετά τα 75ms κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα.

Τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου της πηγής *SH* και των εκρηκτικών σεισμικών πηγών, παρουσιάζονται κανονικοποιημένα ως προς το αντίστοιχο διάγραμμα της πηγής *AWD*, το οποίο χαρακτηρίζεται από τα μεγαλύτερα ενεργειακά πλάτη. Το μέγιστο ενεργειακό πλάτος των πηγών *BG* (μπλε γραμμή), *SD* (κίτρινη γραμμή) και *SH* (πράσινη γραμμή) συγκεντρώνεται στα 60Hz, το οποίο στην περίπτωση της πηγής *AWD* βρίσκεται κατά 30, 24 και 9 db αντίστοιχα πιο ενισχυμένο. Το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας των επιμήκων και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων για το επιλεγμένο χρονικό παράθυρο, συγκεντρώνεται σε μία συχνοτική ζώνη μεταξύ 10 και 150 Hz.

Στην εικόνα 2.34, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις τρεις (3) σεισμικές πηγές κρούσης (*AWD 20kg*, *SH 6,5kg* και *sh 3,5kg*) που χρησιμοποιήθηκαν στην κανονική θέση της σεισμικής πηγής (*Normal shot*), η οποία τοποθετείται στην αρχή του σεισμικού αναπτύγματος (157,5m απόσταση).

Η απόκριση και των τριών σεισμικών πηγών κρούσης για τη θέση αυτή, είναι πολύ παρόμοια όπως παρατηρείται τόσο από τις σεισμικές καταγραφές, όσο και από τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου. Οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων είναι ευδιάκριτοι σε όλα τα σεισμικά ίχνη και τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη συγκεντρώνονται στις ίδιες συχνότητες και για τις τρεις περιπτώσεις. Δεδομένου ότι οι σεισμικές καταγραφές είναι πολύ πιο καθαρές, συγκριτικά με τις καταγραφές που προέκυψαν από τις πιο απομακρυσμένες θέσεις της πηγής, επιλέχθηκε μεγαλύτερο χρονικό παράθυρο για την σύγκριση του ενεργειακού φάσματος των τριών (3) σεισμικών καταγραφών. Έτσι, αυτή τη φορά για την ανάλυση του καθαρού σήματος επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 7 – 250ms, από το 2<sup>ο</sup> έως το 25<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος (κόκκινο σκιασμένο πλαίσιο).

**Normal shot:**



Εικόνα 2.34: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνοτική τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πίπτον βάρους (AWD 20kg) και σεισμικής σφύρας (SH 6,5kg & sh 3,5kg), στη θέση Normal shot στα 157,5m απόσταση. Η κόκκινη και πράσινη γραμμή υποδεικνύει τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη για τις πηγές sh 3,5kg και SH 6,5kg αντίστοιχα.

Εντός του χρονικού παραθύρου, οι οριακά διαθλώμενες αφίξεις φαίνεται να ξεκινούν πολύ νωρίς, μόλις από το 2<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος στα 9ms και περίπου στα 56ms στο 25<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος, ενώ από τα 40ms και έπειτα υπερσχύουν τα επιφανειακά κύματα.

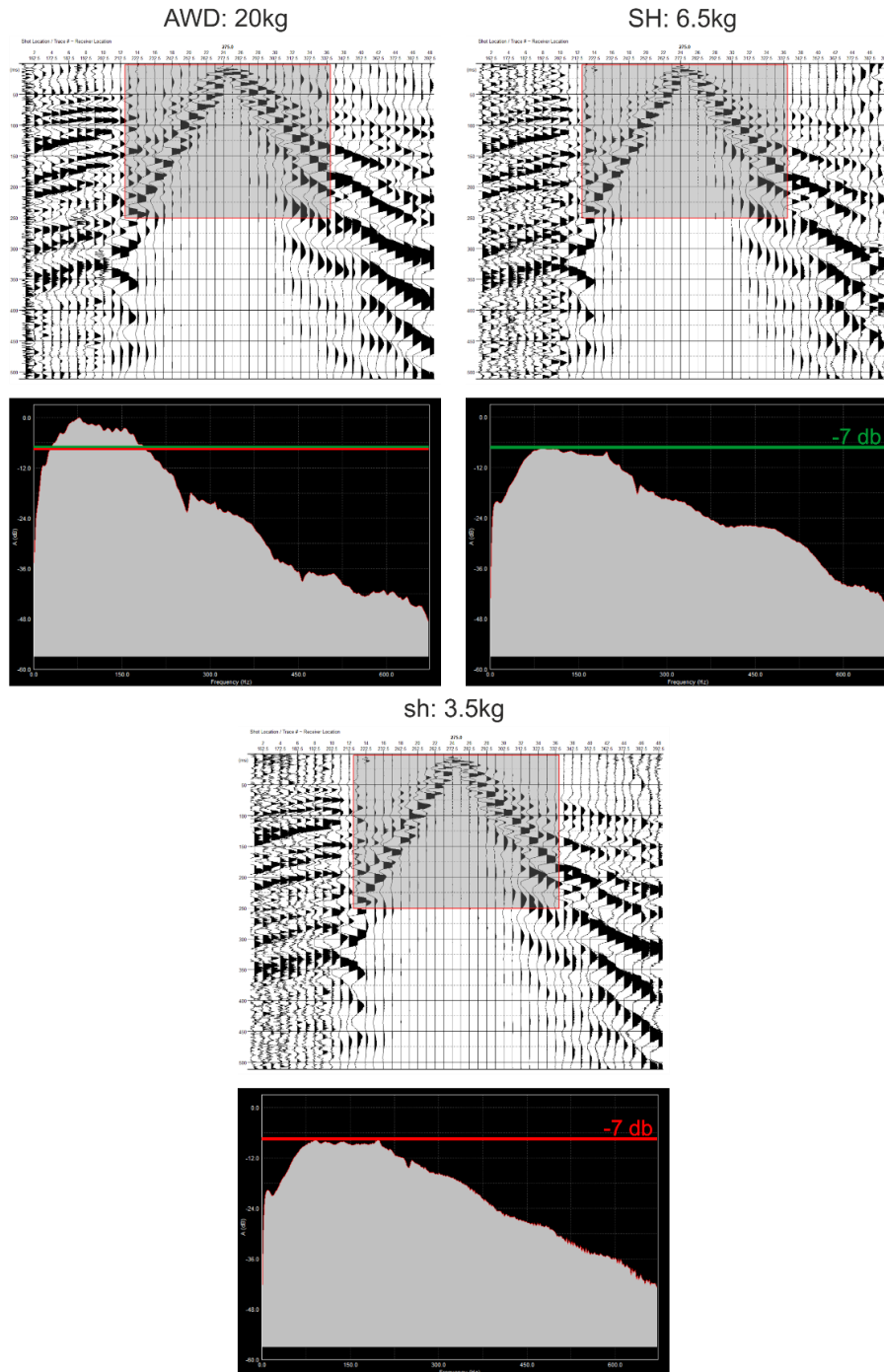
Με βάση τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας των επιμήκων και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων συγκεντρώνεται σε μία συχνοτική ζώνη μεταξύ 10 και 200Hz, ενώ από τα 200Hz και έπειτα τα ενεργειακά πλάτη ελαττώνονται ραγδαία. Η κυρίαρχη συχνότητα εντοπίζεται στα 37Hz, όπου εμφανίζεται το μέγιστο ενεργειακό πλάτος και για τις τρεις σεισμικές πηγές, το οποίο στην περίπτωση της πηγής *AWD* είναι κατά 8 και 6 db πιο ενισχυμένο, συγκριτικά με τις σεισμικές σφύρες των 3,5 και 6,5kg αντίστοιχα. Παρά το γεγονός ότι τα ενεργειακά πλάτη της καταγραφής από την πηγή *AWD* είναι μεγαλύτερα, σε πολλές περιπτώσεις η σεισμική καταγραφή που προέκυψε από την σεισμική σφύρα 6,5kg χαρακτηρίζεται από χαμηλότερα επίπεδα θορύβου, ιδίως στην περιοχή από το 28<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος μέχρι το τέλος της καταγραφής και πριν από την άφιξη των οριακά διαθλώμενων κυμάτων.

Στην εικόνα 2.35, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις τρεις (3) σεισμικές πηγές κρούσης (*AWD 20kg*, *SH 6,5kg* και *sh 3,5kg*) που χρησιμοποιήθηκαν στη μεσαία θέση της σεισμικής πηγής (*Mid shot*), στα 275m απόσταση. Δεδομένου ότι η σεισμική πηγή για τη θέση αυτή τοποθετείται στο μέσο του σεισμικού αναπτύγματος, απαιτήθηκε πολύ λιγότερη ενέργεια για την διάδοση και καταγραφή των σεισμικών κυμάτων στο σύνολο του σεισμικού αναπτύγματος. Αυτός είναι και ο λόγος για τον οποίο ανεξαρτήτως του βάρους που χρησιμοποιήθηκε για την κρούση, η μορφή των σεισμικών καταγραφών ήταν σχεδόν η ίδια. Οι σεισμικές καταγραφές προέκυψαν έπειτα από την υπέρθεση (*stacking*) δύο (2), τριών (3) και πέντε (5) σεισμικών καταγραφών, για τις πηγές *AWD 20kg*, *SH 6,5kg* και *sh 3,5kg* αντίστοιχα.

Για την φασματική ανάλυση των καταγραφών, επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 2 – 250ms, από το 13<sup>ο</sup> έως το 36<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος (κόκκινο σκιασμένο πλαίσιο), συμμετρικά ως προς τη θέση της πηγής. Εντός του επιλεγμένου χρονικού παραθύρου, παρατηρούνται απευθείας αφίξεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων εκατέρωθεν της θέσης της σεισμικής πηγής, από το 20<sup>ο</sup> έως το 34<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος. Στα υπόλοιπα σεισμικά ίχνη, οι πρώτες αφίξεις οφείλονται σε οριακά διαθλώμενα κύματα, ενώ μετά τα 40ms κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 10m από τη θέση της πηγής. Το γεγονός ότι οι καταγραφές στη θέση αυτή χαρακτηρίζονται από τη παρουσία απευθείας αφίξεων, με σχετικά μεγάλη κλίση, σε πολύ μεγαλύτερο βαθμό συγκριτικά με τις καταγραφές που αναλύθηκαν στις προηγούμενες θέσεις, υποδηλώνει ότι το πάχος του 1<sup>ου</sup> στρώματος χαμηλής ταχύτητας είναι μεγαλύτερο κοντά στη θέση αυτή. Επιπλέον, ένα κοινό χαρακτηριστικό των σεισμικών καταγραφών της μεσαίας θέσης, είναι η μεγάλη διαφοροποίηση που παρατηρείται μεταξύ του αρχικού και του τελικού τμήματος των καταγραφών, όσο αφορά τη συχνότητα των κυμάτων, τα επίπεδα του θορύβου και την ανάπτυξη των επιφανειακών κυμάτων. Πιο συγκεκριμένα, στα πρώτα 12 σεισμικά ίχνη των σεισμικών καταγραφών, παρατηρούνται αφίξεις σεισμικών κυμάτων μεγάλης συχνότητας και μεγάλου πλάτους μόλις από τα 50ms, αυξημένα επίπεδα υψίσυχνου θορύβου, καθώς και περιορισμένη ανάπτυξη των επιφανειακών κυμάτων. Αντιθέτως, στα τελευταία 12 σεισμικά ίχνη, τα σεισμικά κύματα χαρακτηρίζονται από χαμηλότερη συχνότητα, τα επίπεδα του θορύβου είναι σαφώς χαμηλότερα, ενώ μετά τα 125ms αναπτύσσονται σημαντικά τα επιφανειακά κύματα που

χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλα πλάτη. Αξίζει να σημειωθεί ότι για τη θέση αυτή, η σεισμική πηγή βρίσκεται μόλις 25m πριν από την κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια που διερευνήθηκε στα 300m απόσταση και διαχωρίζει δύο διαφορετικά μέσα. Όπως διαπιστώθηκε, η μορφή των σεισμικών καταγραφών διαφέρει σημαντικά, ανάλογα με το μέσο στο οποίο διαδίδονται τα σεισμικά κύματα.

**Mid shot:**



Εικόνα 2.35: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνοτική τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέπτον βάρους (AWD 20kg) και σεισμικής σφύρας (SH 6,5kg & sh 3,5kg), στη θέση Mid shot στα 275m απόσταση. Η κόκκινη και πράσινη γραμμή υποδεικνύει τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη για τις πηγές sh 3,5kg και SH 6,5kg αντίστοιχα.

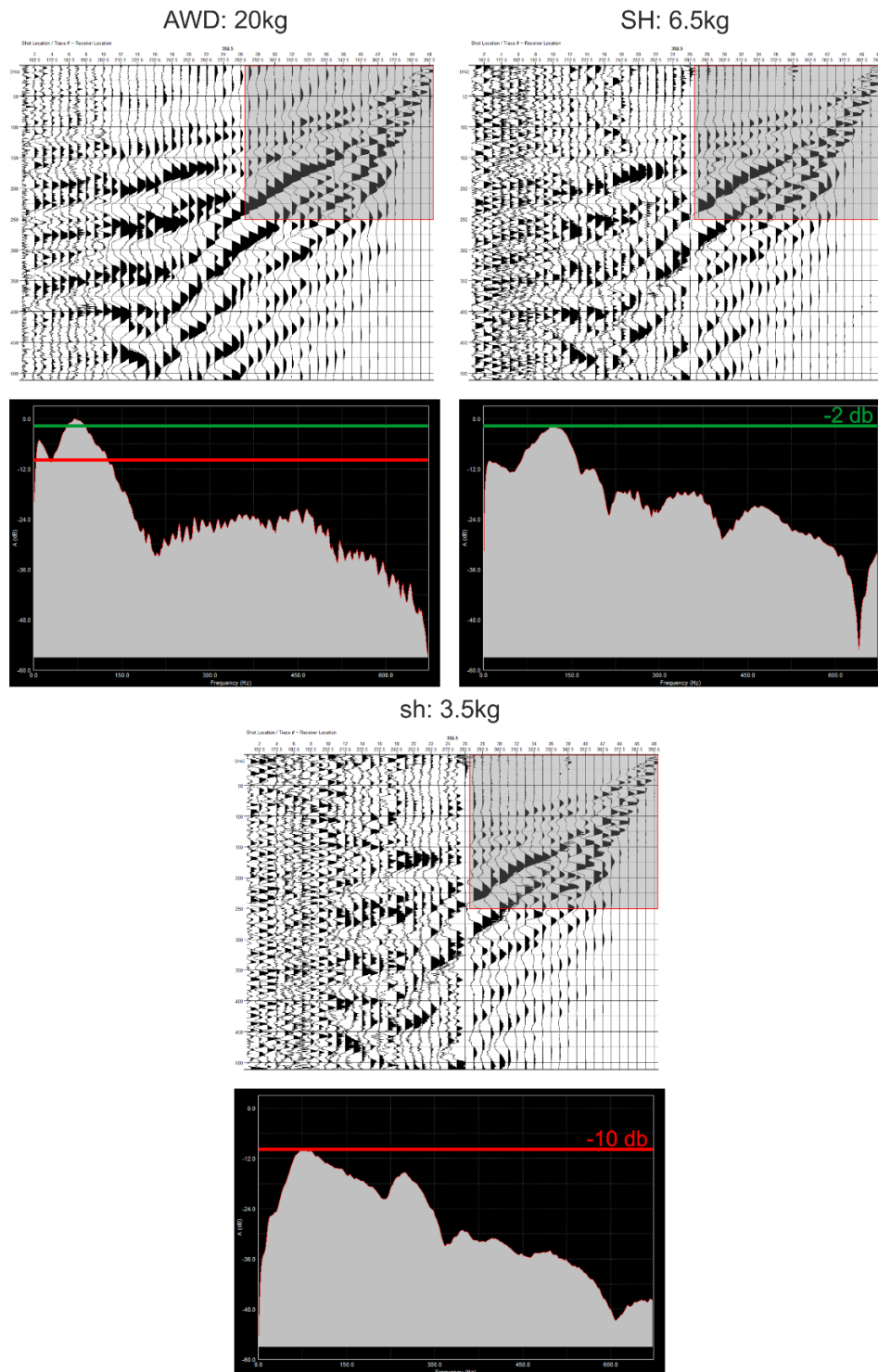
Όσο αφορά τα ενεργειακά πλάτη των καταγραφών που προέκυψαν από τις τρεις (3) διαφορετικές σεισμικές πηγές κρούσης, τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου των πηγών *sh 3,5kg* και *SH 6,5kg*, παρουσιάζονται κανονικοποιημένα ως προς το αντίστοιχο διάγραμμα της πηγής *AWD 20kg*. Στη θέση αυτή, παρατηρούνται ενισχυμένα πλάτη σε ένα πολύ πιο ευρύ φάσμα συγκριτικά με τις προηγούμενες θέσεις, δεδομένου ότι η απόσταση διάδοσης των κυμάτων και κατ' επέκταση η εξασθένηση των υψίσυχνων σεισμικών κυμάτων είναι μικρότερη. Οι σεισμικές πηγές *sh* και *SH* όπου χρησιμοποιούν μικρότερο βάρος κρούσης, ενισχύουν περισσότερο τις υψηλές συχνότητες (>250Hz), σε σχέση με τη πηγή *AWD* όπου χρησιμοποιεί μεγαλύτερο βάρος. Αντιθέτως, τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη που συγκεντρώνονται σε ένα εύρος συχνοτήτων 75 – 150Hz, εμφανίζονται κατά 7db περίπου πιο ενισχυμένα στο διάγραμμα της πηγής *AWD* σε σχέση με τις πηγές *sh* (κόκκινη γραμμή) και *SH* (πράσινη γραμμή).

Στην εικόνα 2.36, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις τρεις (3) σεισμικές πηγές κρούσης (*AWD 20kg*, *SH 6,5kg* και *sh 3,5kg*) που χρησιμοποιήθηκαν στην αντίστροφη θέση της σεισμικής πηγής (*Reverse shot*), η οποία τοποθετείται στο τέλος του σεισμικού αναπτύγματος (392,5m απόσταση). Είναι η πρώτη θέση που παρουσιάζεται σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας, για την οποία η σεισμική πηγή έχει τοποθετηθεί σε μεγαλύτερη απόσταση από τη θέση στην οποία διερευνήθηκε η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια. Σε αντίθεση με τις σεισμικές καταγραφές της κανονικής θέσης (*Normal shot*), όπου η απόσταση διάδοσης των κυμάτων είναι ακριβώς η ίδια (235m), παρατηρείται πολύ μεγαλύτερη εξασθένηση του σήματος στους πιο απομακρυσμένους δέκτες, η οποία επιδεινώνεται όσο το βάρος της πηγής ελαττώνεται. Η απορρόφηση λοιπόν που υφίστανται η σεισμική ενέργεια διαφέρει σημαντικά, ανάλογα με τη διεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τις μεταβολές των φυσικών ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης.

Για την ανάλυση του σήματος των τριών σεισμικών πηγών κρούσης που χρησιμοποιήθηκαν σε αυτή τη θέση, επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 0 – 250ms, από το 27° έως το 48° σεισμικό ίχνος και για τις τρεις καταγραφές. Εντός του επιλεγμένου χρονικού παραθύρου, διακρίνονται απευθείας αφίξεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων για τα πρώτα 8 σεισμικά ίχνη πλησίον της θέσης της σεισμικής πηγής. Στα υπόλοιπα 14 σεισμικά ίχνη, παρατηρούνται οριακά διαθλώμενες αφίξεις στα 55 και 82ms, για το 40° και 27° σεισμικό ίχνος αντίστοιχα. Μετά τα 100ms και σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 20m από τη θέση της πηγής, κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα.

Τα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου παρουσιάζονται κανονικοποιημένα ως προς το διάγραμμα της πηγής *AWD*. Τα μεγαλύτερα ενεργειακά πλάτη των σεισμικών πηγών *sh* (στα 75Hz) και *SH* (στα 118 Hz), στην περίπτωση της πηγής *AWD* εμφανίζονται κατά 10 και 2 db πιο ενισχυμένα αντίστοιχα. Το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας των επιμήκων και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων, για το επιλεγμένο χρονικό παράθυρο στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση, συγκεντρώνεται σε μία συχνοτική ζώνη μεταξύ 10 και 180 Hz. Τα ενεργειακά πλάτη που παρατηρούνται σε συχνότητες μεγαλύτερες των 200 Hz οφείλονται στον ηλεκτρονικό και περιβαλλοντικό θόρυβο, καθώς και σε όλων των ειδών τις τυχαίες αφίξεις που μπορεί να καταγράφονται λόγω ανάκλασης, σκέδασης και περίθλασης των σεισμικών κυμάτων.

Reverse shot:

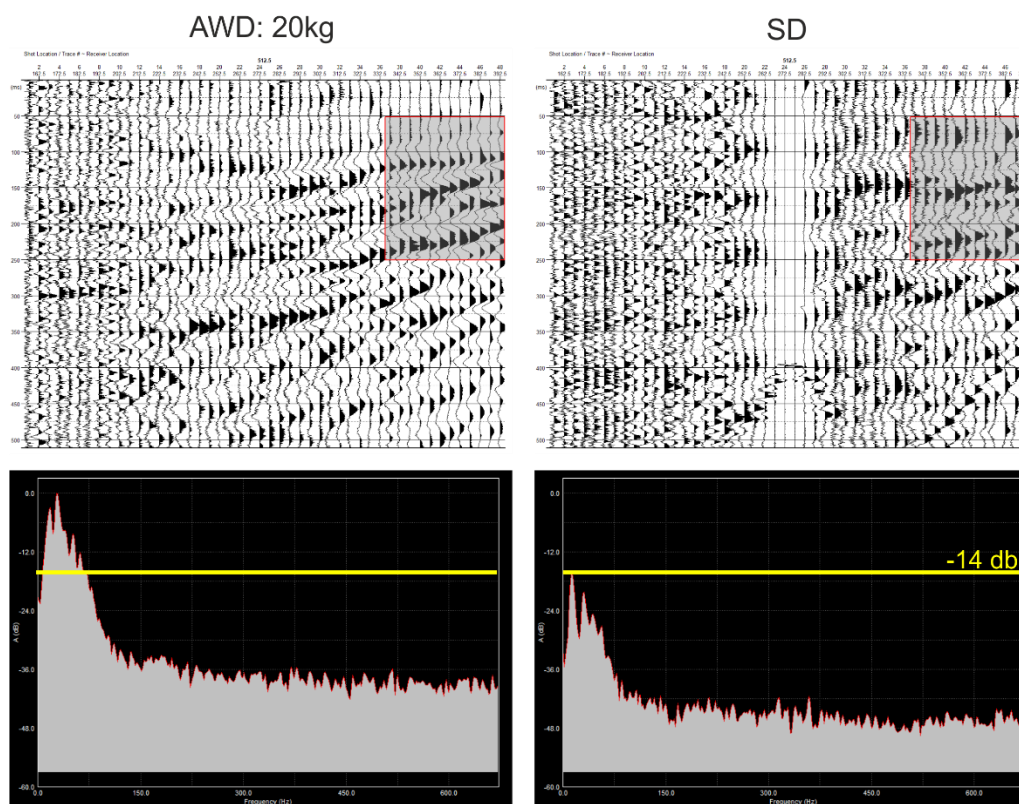


Εικόνα 2.36: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνότητά τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέττον βάρους (AWD 20kg) και σεισμικής σφύρας (SH 6,5kg & sh 3,5kg), στη θέση Reverse shot στα 392,5m απόσταση. Η κόκκινη και πράσινη γραμμή υποδεικνύει τα μέγιστα ενεργειακά πλάτη για τις πηγές sh 3,5kg και SH 6,5kg αντίστοιχα.

Στην εικόνα 2.37, παρουσιάζονται οι σεισμικές καταγραφές με τα αντίστοιχα διαγράμματα ενεργειακού φασματικού περιεχομένου, για τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέττον βάρους (AWD 20kg) και σεισμικού πυροκροτητή (SD), που χρησιμοποιήθηκαν στη θέση της

σεισμικής πηγής *Outshot Reverse 1* στα 512,5m απόσταση (120m από τον 1<sup>ο</sup> ενεργό σεισμικό δέκτη).

### Outshot Reverse 1:



Εικόνα 2.37: Οι σεισμικές καταγραφές με την αντίστοιχη συχνοτική τους απόκριση, που προέκυψαν από τις σεισμικές πηγές επιταχυνόμενου πέπτον βάρους (AWD 20kg) και σεισμικού πυροκροτητή (SD), στη θέση *Outshot Reverse 1* στα 512,5m απόσταση. Η κίτρινη γραμμή υποδεικνύει το μέγιστο ενεργειακό πλάτος της πηγής SD.

Όπως και στη θέση *Outshot Normal 1* (εικ. 2.32), η ποσότητα της εκρηκτικής ύλης που χρησιμοποιήθηκε δεν ήταν επαρκής για τη διάδοση και καταγραφή των σεισμικών κυμάτων σε όλο το μήκος του σεισμικού αναπτύγματος. Συνεπώς, όσο αφορά την καταγραφή που προέκυψε από τη σεισμική πηγή SD, επικρατεί κυρίως θόρυβος στους σεισμικούς δέκτες που βρίσκονται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 180m από τη θέση της πηγής. Επιπλέον, οι χρόνοι άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων διακρίνονται με μεγάλη δυσκολία στο σύνολο της καταγραφής. Σημαντική βελτίωση παρατηρείται στην καταγραφή της πηγής AWD που προέκυψε έπειτα από πέντε (5) υπερθέσεις σεισμικών καταγραφών στη θέση αυτή, με τα επίπεδα του θορύβου να έχουν ελαττωθεί σημαντικά και οι πρώτες αφίξεις να είναι πολύ πιο ευδιάκριτες. Παρόλα αυτά, ακόμα και με την πηγή αυτή, παρατηρείται σημαντική εξασθένηση του σήματος στους τελευταίους 14 σεισμικούς δέκτες. Η εξασθένηση που έχει υποστεί το σήμα στη θέση αυτή είναι σαφώς μεγαλύτερη, συγκριτικά με την συμμετρική ως προς το κέντρο διάταξης θέση *Outshot Normal 1*, γεγονός που αποδίδεται όπως και προηγουμένως, στη διαφορετική διεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και στα χαρακτηριστικά του μέσου διάδοσης που προκαλεί μεγάλη απορρόφηση της ενέργειας.

Για την ανάλυση του σήματος των δύο (2) πηγών που χρησιμοποιήθηκαν στη θέση αυτή, επιλέχθηκε το χρονικό παράθυρο 55 – 250ms, από το 37<sup>ο</sup> έως το 48<sup>ο</sup> σεισμικό ίχνος. Εντός του

επιλεγμένου χρονικού παραθύρου, διακρίνονται οριακά διαθλώμενες αφίξεις των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στα 68 και 88ms για το 48° και 37° σεισμικό ίχνος αντίστοιχα, ενώ μετά τα 112ms κυριαρχούν τα επιφανειακά κύματα. Το μέγιστο ενεργειακό πλάτος της πηγής *SD* συγκεντρώνεται στα 13Hz, το οποίο στην περίπτωση της πηγής *AWD* βρίσκεται κατά 14db πιο ενισχυμένο. Το μεγαλύτερο ποσοστό της ενέργειας των επιμήκων και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων για το επιλεγμένο χρονικό παράθυρο, συγκεντρώνεται σε μία συχνοτική ζώνη μεταξύ 10 και 80Hz, η οποία είναι πολύ πιο περιορισμένη σε σχέση με όλες τις προηγούμενες θέσεις που εξετάστηκαν. Κατ' επέκταση, η εξασθένιση της σεισμικής ενέργειας υψηλού συχνοτικού περιεχομένου για τη θέση αυτή είναι πολύ μεγαλύτερη.

Μέσω των συγκρίσεων που πραγματοποιήθηκαν, μεταξύ των σεισμικών καταγραφών που προέκυψαν από τους πέντε (5) διαφορετικούς τύπους σεισμικών πηγών, στις έξι (6) διαφορετικές θέσεις πηγών που παρουσιάστηκαν ενδεικτικά σε αυτό το στάδιο της επεξεργασίας, καταλήγουμε στα παρακάτω συμπεράσματα:

- Η σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτων βάρους 20kg (*AWD-33PS*) ήταν η πιο αποδοτική, στο συγκεκριμένο πεδίο εφαρμογής και για τον σκοπό της συγκεκριμένης εφαρμοσμένης γεωφυσικής έρευνας. Επιτεύχθηκαν τα υψηλότερα ποσοστά ενέργειας, συγκριτικά με όλες τις υπόλοιπες πηγές, παρέχοντας τις σεισμικές καταγραφές με τα χαμηλότερα επίπεδα θορύβου, ακόμα και στις πιο απομακρυσμένες θέσεις της σεισμικής πηγής από το ενεργό σεισμικό ανάπτυσμα. Ο μεγαλύτερος περιορισμός της πηγής αυτής έχει να κάνει με τη μεταφορά της στις διαφορετικές θέσεις για την πραγματοποίηση των κρούσεων. Το πεδίο πρέπει να είναι καθαρό και ο δρόμος σχετικά ομαλός. Για την προετοιμασία της θέσης δεν απαιτούνται περισσότερο από πέντε (5) λεπτά, ενώ παρέχεται επίσης η δυνατότητα υπέρθεσης (*vertical stacking*) των σεισμικών καταγραφών για τη βελτίωση του λόγου σήματος προς θόρυβο (*signal to noise ratio – S/N*). Ακόμη ένα σημαντικό πλεονέκτημα της πηγής αυτής είναι η σταθερότητα του παραγόμενου σήματος μεταξύ επαναλαμβανόμενων κρούσεων, δεδομένου ότι το βάρος και η ταχύτητα κρούσης παραμένουν σταθερά.
- Όσο αφορά τις δύο (2) σεισμικές σφύρες βάρους 3,5kg (*sh 3,5kg*) και 6,5kg (*SH 6,5kg*) που χρησιμοποιήθηκαν στο πεδίο, παρείχαν ικανοποιητικές καταγραφές μόνο για τις θέσεις που πραγματοποιήθηκαν εντός του σεισμικού αναπτύγματος. Στις εξωτερικές θέσεις πηγών (*Outshots*), η παραγόμενη ενέργεια δεν ήταν επαρκής για τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο σύνολο του σεισμικού αναπτύγματος. Συγκριτικά δε με την πηγή *AWD*, οι σεισμικές καταγραφές που προέκυψαν από τις πηγές αυτές χαρακτηρίζονταν από υψηλότερα επίπεδα θορύβου, δυσχεραίνοντας τον προσδιορισμό των πρώτων χρόνων άφιξης στους απομακρυσμένους, από τη θέση της πηγής, σεισμικούς δέκτες. Επιπλέον, τα χαρακτηριστικά του παραγόμενου σήματος (ισχύς, συχνοτικό περιεχόμενο) εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από το άτομο που πραγματοποιεί την κρούση. Παρόλα αυτά, από άποψη κόστους και ευχέρειας λειτουργίας, οι πηγές αυτές αποτελούν την πιο γρήγορη, εύκολη και οικονομική λύση για τη συλλογή σεισμικών δεδομένων.
- Η χρήση των εκρηκτικών σεισμικών πηγών, σεισμικού πυροκροτητή (*seismic detonator – SD*) και *buffalo gun (BG)*, ως αυτόνομες πηγές, δεν ενδείκνυνται για τη



διερεύνηση της υπεδαφικής δομής σε μεγάλο βάθος με την τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης, όπου απαιτείται μεγάλο μήκος αναπτύγματος προκειμένου να επιτευχθεί. Όπως αποδείχθηκε, η ποσότητα της εκρηκτικής ύλης που χρησιμοποιήθηκε δεν ήταν επαρκής για την παραγωγή ικανού ποσοστού σεισμικής ενέργειας, για τη διάδοση και καταγραφή των σεισμικών κυμάτων σε όλο το μήκος του αναπτύγματος. Επιπλέον, από τις συγκρίσεις που πραγματοποιήθηκαν μεταξύ των διαγραμμάτων ενεργειακού φασματικού περιεχομένου των δύο (2) εκρηκτικών σεισμικών πηγών, διαπιστώθηκε ότι η ενέργεια των σεισμικών κυμάτων που παράγονται είναι παρόμοια για τις δύο αυτές πηγές. Τέλος, αναφορικά με τις εκρηκτικές πηγές, απαιτείται πολύς χρόνος για την προετοιμασία των θέσεων στις οποίες θα πραγματοποιηθούν οι εκρήξεις (τουλάχιστον 20 λεπτά σε κάθε θέση), ενώ πρέπει να λαμβάνονται υπόψη όλα τα μέτρα προστασίας κατά τη διάρκεια διεξαγωγής των μετρήσεων.

- Ο ρυθμός με τον οποίο αποσβένεται η σεισμική ενέργεια εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το συχνοτικό περιεχόμενο και την ισχύ της κρούσης/έκρηξης. Όσο πιο υψίσυχο είναι το παραγόμενο σήμα και όσο μικρότερη είναι η ισχύς της κρούσης/έκρηξης, τόσο πιο γρήγορη είναι και η απόσβεση της σεισμικής ενέργειας.
- Στην περίπτωση των σεισμικών πηγών κρούσης, παρατηρήθηκε ότι το συχνοτικό περιεχόμενο των παραγόμενων κυμάτων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το βάρος της πηγής. Στην περίπτωση της πηγής επιταχυνόμενου πίπτον βάρους ενισχύονταν περισσότερο οι χαμηλές συχνότητες, ενώ στην περίπτωση των δύο σεισμικών σφύρων, ενισχύονταν περισσότερο οι υψηλές συχνότητες. Όσο αφορά τις εκρηκτικές σεισμικές πηγές, παρόλο που χαρακτηρίζονται ως πηγές ευρέως συχνοτικού περιεχομένου, η μικρή ισχύς των εκρήξεων σε συνδυασμό με τις μεγάλες αποστάσεις όπου πραγματοποιήθηκαν, οδήγησε στην ταχεία απορρόφηση του υψίσυχνου συχνοτικού περιεχομένου του εκπεμπόμενου σήματος.
- Η υπεδαφική δομή που διερευνήθηκε ως μία κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια στα 300m απόσταση και που όπως διαπιστώθηκε αποτελεί μία έντονη πλευρική ανομοιογένεια σεισμικών ταχυτήτων, επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τα ενεργειακά πλάτη των σεισμικών κυμάτων και κατ' επέκταση την μορφή των σεισμικών καταγραφών. Όταν η σεισμική πηγή τοποθετούνταν σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 300m (μετά από την ασυνέχεια), τα σεισμικά κύματα που διαδίδονταν προς την αρχή του σεισμικού αναπτύγματος υφίστανται μεγάλη απορρόφηση κατά τη μετάβαση τους από τον σχηματισμό υψηλών στον σχηματισμό χαμηλών ταχυτήτων. Αντιθέτως, όταν η σεισμική πηγή τοποθετούνταν σε αποστάσεις μικρότερες των 300m (πριν από την ασυνέχεια), τα σεισμικά κύματα που διαδίδονταν προς το τέλος του σεισμικού αναπτύγματος επηρεάζονταν σε πολύ λιγότερο βαθμό.

### 2.4.3 Πειραματικά δεδομένα

Το 3<sup>ο</sup> και τελευταίο στάδιο της επεξεργασίας των γεωσεισμικών δεδομένων, αποσκοπούσε στην επεξεργασία των πραγματικών πλέον δεδομένων που συγκεντρώθηκαν στην περιοχή μελέτης, για τον υπολογισμό ενός αντιπροσωπευτικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων. Για τον σκοπό αυτό, ελήφθησαν υπόψη τα αποτελέσματα – συμπεράσματα που προέκυψαν από τα προηγούμενα στάδια της επεξεργασίας, τα οποία αξιοποιήθηκαν τόσο κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας των δεδομένων, όσο και κατά την αξιολόγηση της ορθότητας των αποτελεσμάτων.

Για την επεξεργασία των πραγματικών σεισμικών δεδομένων, χρησιμοποιήθηκαν οι σεισμικές καταγραφές που προέκυψαν από τη σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτον βάρους (*AWD-33PS*), καθώς όπως διαπιστώθηκε χαρακτηρίζονταν από τον υψηλότερο λόγο σήματος προς θόρυβο, για όλες τις διαφορετικές θέσεις των πηγών. Παρόλα αυτά, η σύνθετη υπεδαφική δομή που χαρακτηρίζει το συγκεκριμένο γεωπεριβάλλον, με την παρουσία:

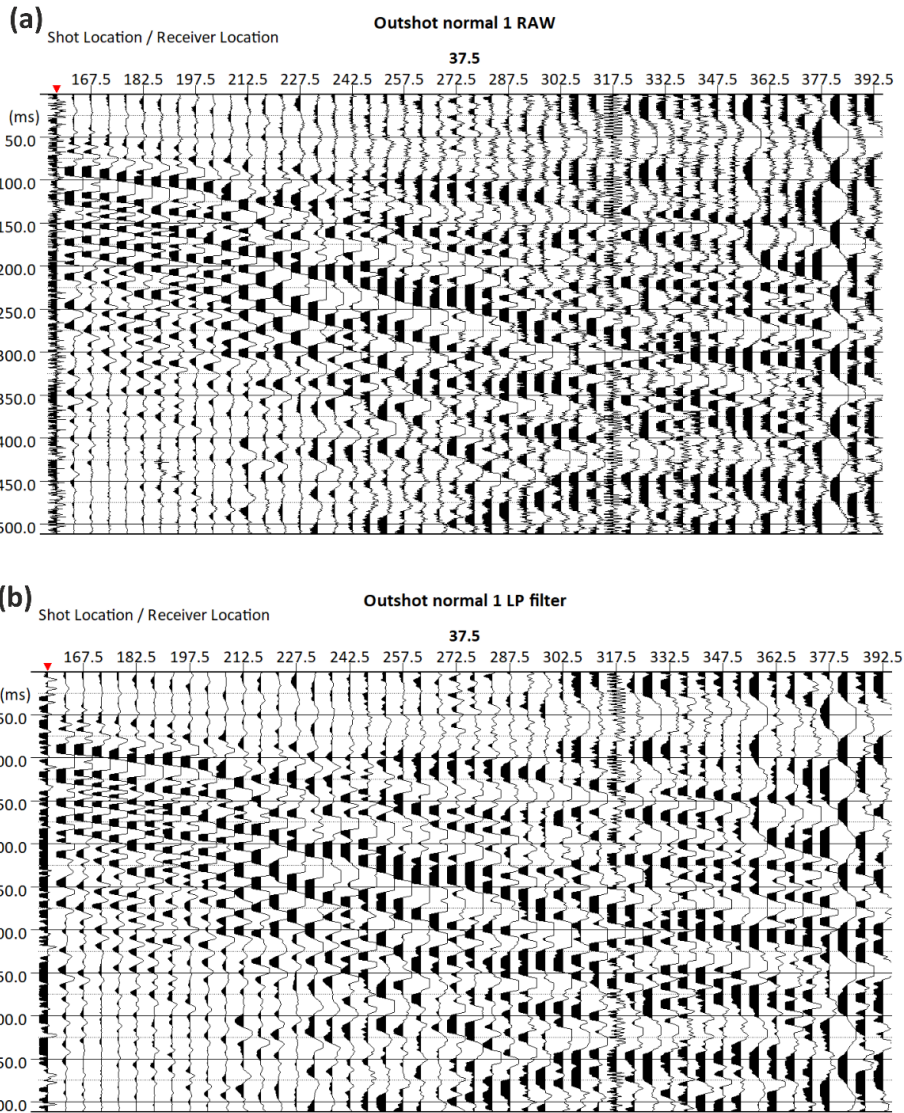
1. ζωνών έντονης πλευρικής ανομοιογένειας, με απότομες μεταβάσεις από σχηματισμούς χαμηλών σε σχηματισμούς υψηλών ταχυτήτων,
2. περιοχών που χαρακτηρίζονται από χαμηλή σεισμική ταχύτητα, προκαλώντας μεγάλη απορρόφηση στη σεισμική ενέργεια,
3. πολλαπλών ανακλάσεων και περιθλάσεων στις σεισμικές καταγραφές,
4. υψηλών επιπέδων χαμηλόσυχνου και υψίσυχνου περιβαλλοντικού/ηλεκτρονικού θορύβου,

δυσκόλεψε σε μεγάλο βαθμό τον προσδιορισμό των πρώτων χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων σε πολλές περιπτώσεις. Ως εκ' τούτου, πραγματοποιήθηκαν δύο (2) διαφορετικές προσεγγίσεις (*version 1 – v1* και *version 2 – v2*) επιλογής των χρόνων άφιξης καταλήγοντας σε δύο διαφορετικά, αλλά συγκρίσιμα μεταξύ τους υπεδαφικά μοντέλα ταχυτήτων.

Η επεξεργασία των πραγματικών σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τη μονάδα *DW Tomo* του λογισμικού *Seismic Pro*. Το πρώτο βήμα της επεξεργασίας αποτέλεσε η δημιουργία ενός κοινού αρχείου στο οποίο ομαδοποιήθηκαν και οι δεκαεπτά (17) σεισμικές καταγραφές που προέκυψαν από την πηγή *AWD-33PS*, καθιστώντας με αυτόν τον τρόπο ευκολότερη την διαχείριση και επεξεργασία των δεδομένων. Σε αυτό το στάδιο, καθορίστηκαν επίσης τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του σεισμικού αναπτύγματος στο λογισμικό επεξεργασίας, καθώς και η τοπογραφία της περιοχής κατά μήκος της σεισμικής γραμμής.

Για την βελτίωση της ποιότητας των σεισμικών καταγραφών και την ανάδειξη των πρώτων χρόνων άφιξης πραγματοποιήθηκαν:

- Εφαρμογή κατωπερατού φίλτρου *Butterworth*, με συχνότητα αποκοπής 200Hz και κλίση 12 db/oct, για την απομάκρυνση του υψίσυχνου θορύβου από τις σεισμικές καταγραφές (εικ. 2.38).
- Προσαρμογή της ενίσχυσης του σήματος (*display gain control*) για την ανάδειξη των πρώτων χρόνων άφιξης κυρίως στους απομακρυσμένους, από τη θέση της πηγής, σεισμικούς δέκτες.



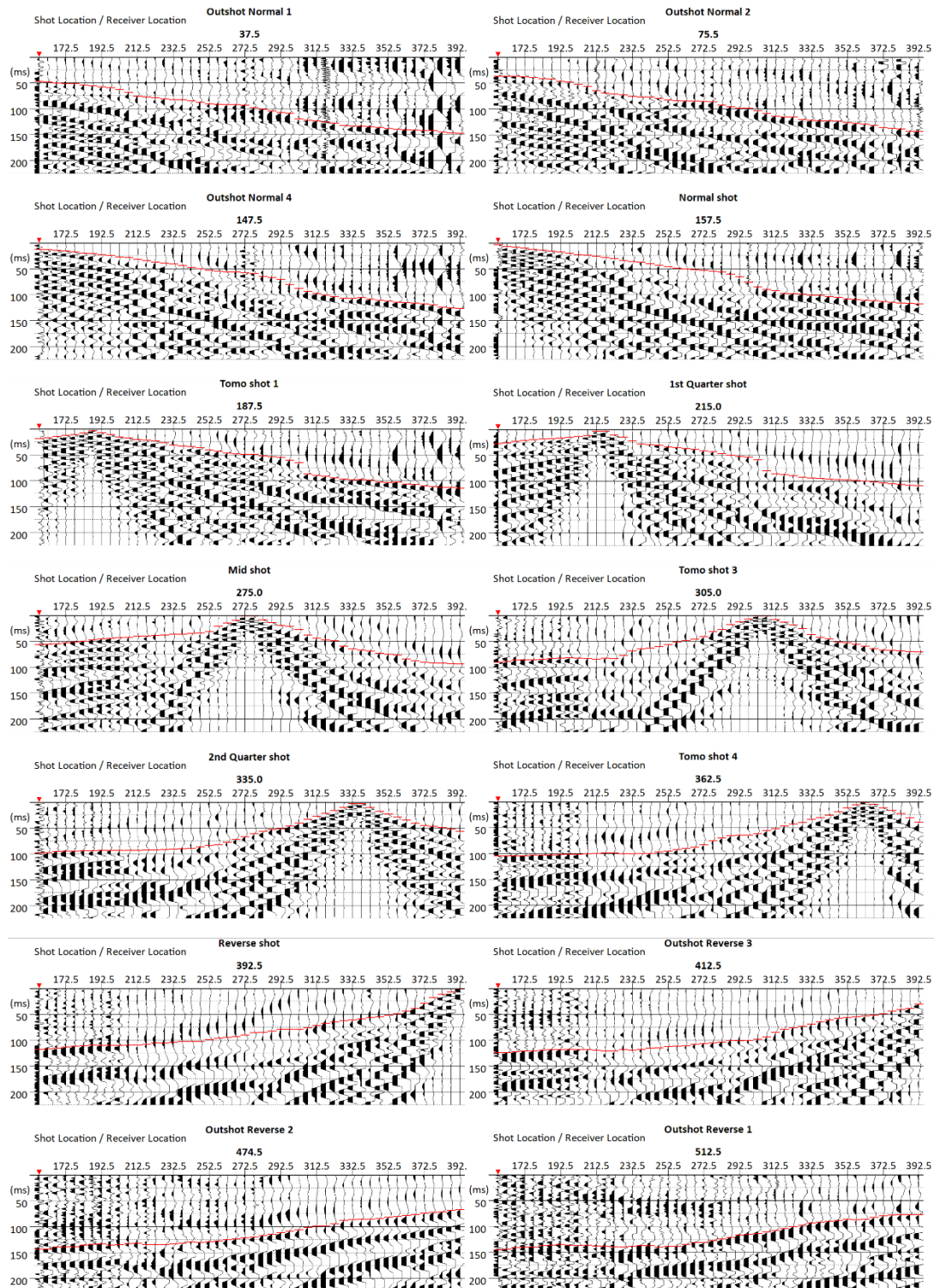
Εικόνα 2.38: Η σεισμική καταγραφή που προέκυψε από τη σεισμική πηγή AWD-33PS, στη θέση *Outshot normal 1*, πριν (a) και μετά (b) από την εφαρμογή κατωπερατού φίλτρου.

Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε η επιλογή (*picking*) των πρώτων χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, ξεκινώντας πρώτα από τις πιο «καθαρές» σεισμικές καταγραφές, προκειμένου να προσδιοριστεί ο τρόπος με τον οποίο κατανέμονται οι πρώτες αφίξεις. Κατόπιν, επιλέχθηκαν οι πρώτες αφίξεις στις πιο θορυβώδεις καταγραφές, διατηρώντας την παραλληλία μεταξύ των αφίξεων που προέρχονται από κοινούς διαθλαστές. Επιπλέον, σε πολλές περιπτώσεις φάνηκε ιδιαίτερα βοηθητική η υπέρθεση των συνθετικών χρόνων άφιξης, που προέκυψαν από τα συνθετικά μοντέλα, επάνω στις πραγματικές καταγραφές, καθώς πολλές φορές οι συνθετικοί χρόνοι ταυτίζονταν με τους πραγματικούς, υποδεικνύοντας τον τρόπο με τον οποίο αυτοί κατανέμονται.

Η επιλογή των χρόνων άφιξης πραγματοποιήθηκε στις δεκατέσσερις (14) από τις δεκαεπτά (17) σεισμικές καταγραφές που διεξήχθησαν στο πεδίο, καθώς όπως διαπιστώθηκε, οι χρόνοι άφιξης που επιλέχθηκαν για τις σεισμικές καταγραφές *Outshot Normal 3*, *Tomo shot 2* και

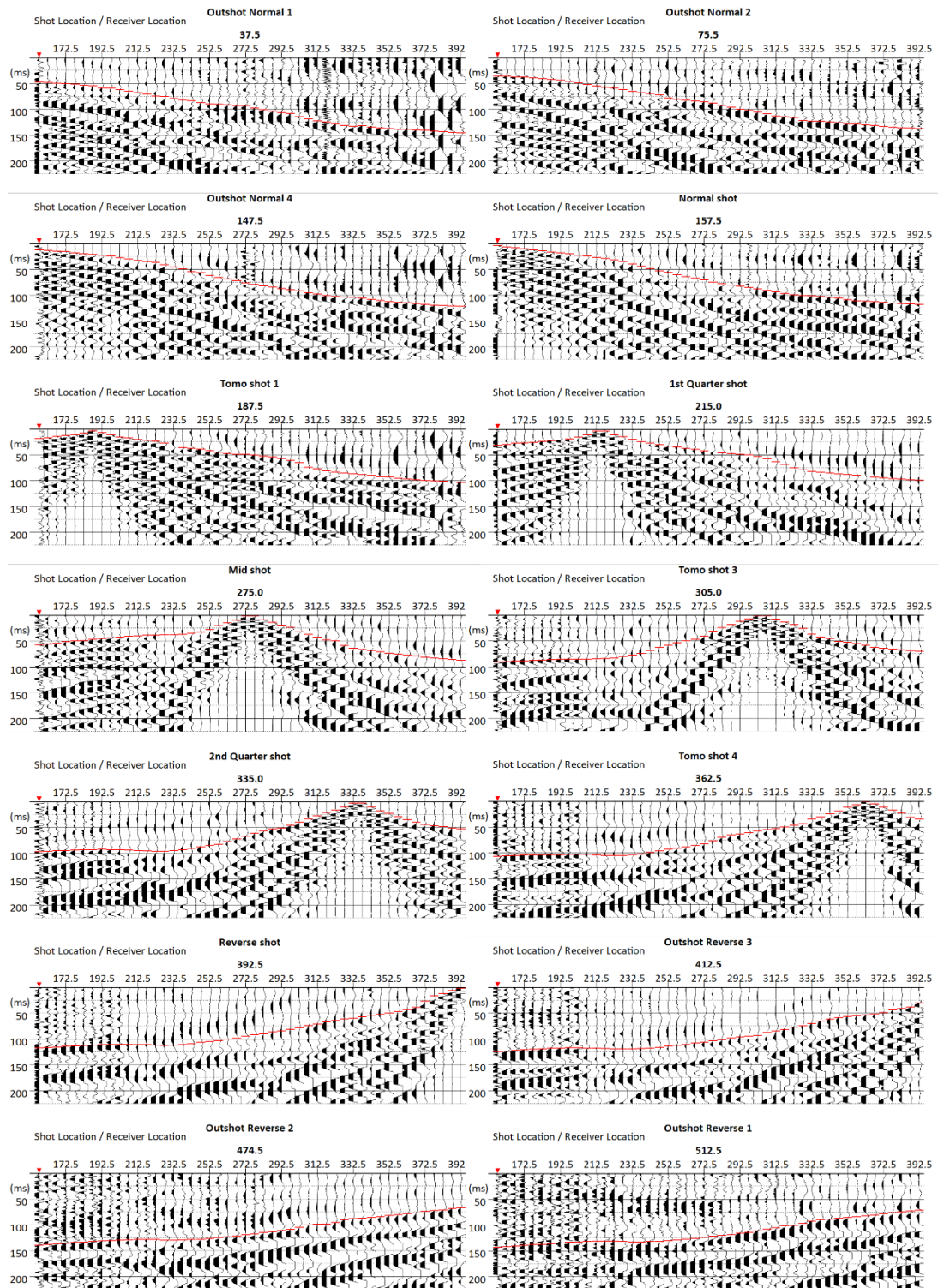
*Outshot Reverse 4*, δεν είχαν καμία συνάφεια με τους υπόλοιπους χρόνους. Συνεπώς, κρίθηκε ορθότερο να μην συμπεριληφθούν στην διαδικασία της αντιστροφής.

Στην εικόνα 2.39, παρουσιάζεται η 1<sup>η</sup> προσέγγιση ( $v_1$ ) επιλογής των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις 14 σεισμικές καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων.



Εικόνα 2.39: Πρώτη προσέγγιση ( $v_1$ ) επιλογής των χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στις 14 πραγματικές σεισμικές καταγραφές. Επάνω από κάθε καταγραφή αναγράφονται η απόσταση και η ονομασία της θέσης της πηγής.

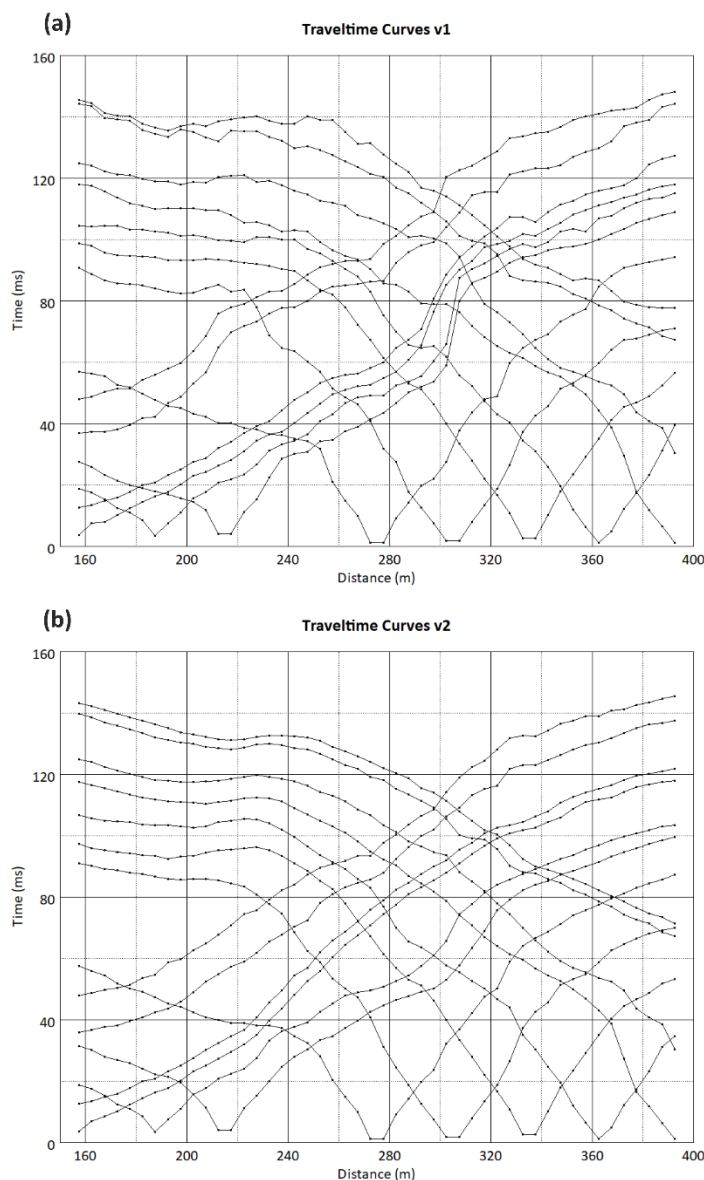
Αντιστοίχως, στην εικόνα 2.40, παρουσιάζεται η 2<sup>η</sup> προσέγγιση (**v2**) επιλογής των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, για τις ίδιες σεισμικές καταγραφές.



Εικόνα 2.40: Δεύτερη προσέγγιση (**v2**) επιλογής των χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στις 14 πραγματικές σεισμικές καταγραφές. Επάνω από κάθε καταγραφή αναγράφονται η απόσταση και η ονομασία της θέσης της πηγής.

Στις εικόνες 2.41 a και b, παρουσιάζονται οι δρομοχρονικές καμπύλες (*traveltime curves*), όπως προέκυψαν έπειτα από την 1<sup>η</sup> (**v1**) και 2<sup>η</sup> (**v2**) προσέγγιση επιλογής των χρόνων άφιξης

των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στις δεκατέσσερις (14) πραγματικές σεισμικές καταγραφές.



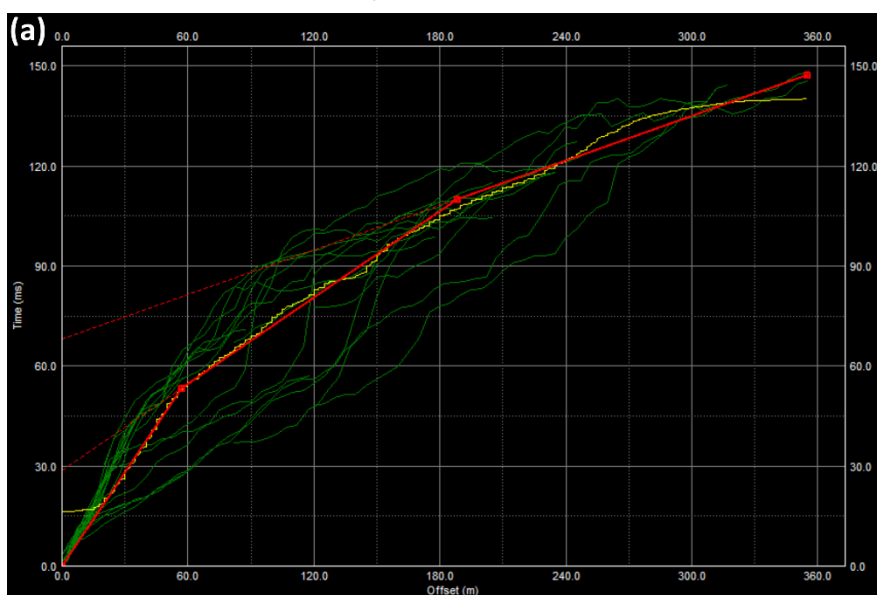
Εικόνα 2.41: Δρομοχρονικές καμπύλες (traveltime curves) της 1<sup>ης</sup> (a) και 2<sup>ης</sup> (b) προσέγγισης επιλογής των χρόνων άφιξης των επιμήκων κυμάτων στις δεκατέσσερις (14) πραγματικές σεισμικές καταγραφές.

Με τον τρόπο αυτό, κατασκευάστηκαν δύο (2) διαφορετικά σύνολα δεδομένων (datasets) χρόνων άφιξης (**v1** και **v2**) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων που καταγράφηκαν από τις δεκατέσσερις (14) διαφορετικές θέσεις τοποθέτησης της σεισμικής πηγής. Σε κάθε περίπτωση, πραγματοποιήθηκε μία πρωταρχική επεξεργασία των δεδομένων (εικ. 2.42 a,b) με την εφαρμογή της μεθόδου επεξεργασίας του χρόνου συνάντησης (*intercept time method*), για τον υπολογισμό ενός βαθμιαία μεταβαλλόμενου υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων (*gradient velocity model*), το οποίο χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό μοντέλο (*initial model*) κατά το στάδιο της αντιστροφής των δεδομένων.

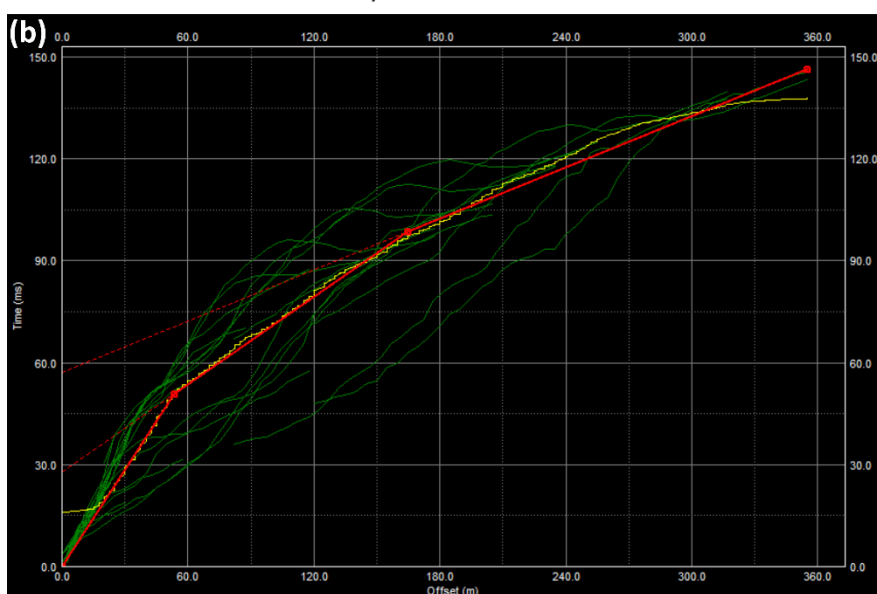
Για το 1<sup>ο</sup> σύνολο δεδομένων (**v1**), η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του αρχικού μοντέλου υπολογίστηκε επιφανειακά ίση με 1070 m/s, αυξανόμενη βαθμιαία στα 2435 m/s έως το βάθος των 17,3m και αυξανόμενη περαιτέρω στα 4240 m/s έως το βάθος των 66,7m.

Αντιστοίχως για το 2<sup>ο</sup> σύνολο δεδομένων (**v2**), η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του αρχικού μοντέλου υπολογίστηκε επιφανειακά ίση με 1050 m/s, αυξανόμενη βαθμιαία στα 2360 m/s έως το βάθος των 16,4m και αυξανόμενη περαιτέρω στα 4000 m/s έως το βάθος των 55,0m.

### Intercept time method v1



### Intercept time method v2



Εικόνα 2.42: Υπολογισμός του αρχικού υπεδάφικου μοντέλου ταχυτήτων με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης (*intercept time method*), για το 1<sup>ο</sup> – **v1** (a) και 2<sup>ο</sup> – **v2** (b) σύνολο δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων.

Τόσο για το 1<sup>ο</sup> όσο και για το 2<sup>ο</sup> σύνολο δεδομένων, το μέγιστο βάθος των αρχικών μοντέλων ορίστηκε στα 70m, δηλαδή περίπου ίσο με το 1/5 του ενεργού σεισμικού αναπτύγματος, που

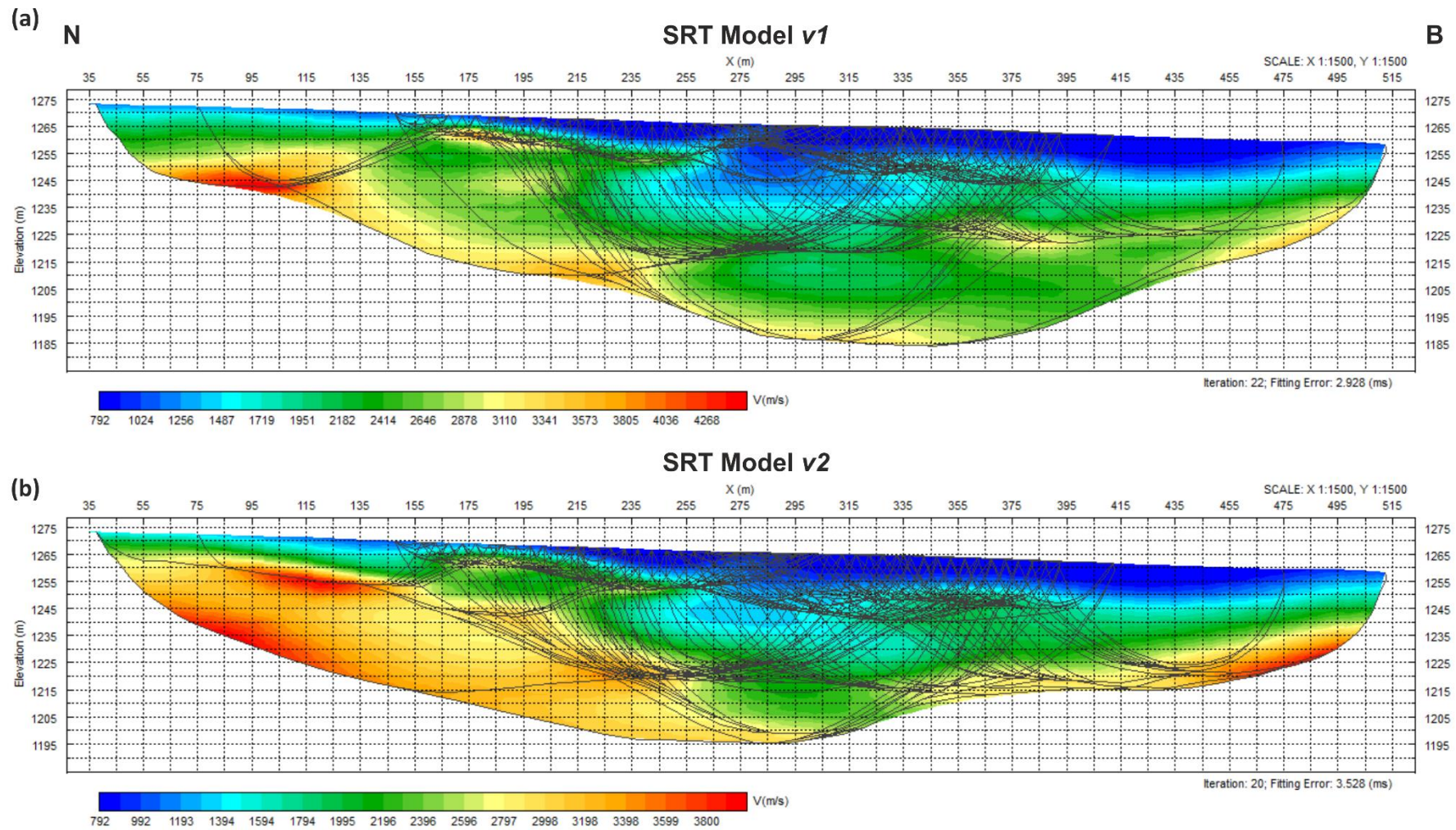
αντιστοιχεί στην απόσταση μεταξύ της πιο απομακρυσμένης θέσης της σεισμικής πηγής με τον τελευταίο ενεργό σεισμικό δέκτη.

Για τον υπολογισμό των υπεδαφικών μοντέλων ταχυτήτων των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, πραγματοποιήθηκε αντιστροφή των δύο (2) διαφορετικών συνόλων δεδομένων χρόνων άφιξης ( $v1$  και  $v2$ ), μέσω της μονάδας επεξεργασίας (*module*) *DW Tomo* του λογισμικού *Seismic Pro*. Για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος εφαρμόστηκε η μέθοδος της εξομαλυμένης κανονικοποιημένης αντιστροφής με περιορισμούς (*smoothing constrained regularized inversion*). Για την εξομάλυνση του μοντέλου ορίστηκαν 25 και 6,25m μήκος οριζόντιας και κατακόρυφης εξομάλυνσης αντίστοιχα, ενώ για τον περιορισμό της αντιστροφής ορίστηκε ως κατώτερο και ανώτερο όριο ταχύτητας στα 800 m/s και 4500 m/s αντίστοιχως, με μέγιστη επιτρεπόμενη μεταβολή της μέσης ταχύτητας ανά επανάληψη το 60% της προηγούμενης. Επιπλέον ορίστηκαν συνολικά 30 κύκλοι επαναλήψεων (*iterations*) επίλυσης της διαδικασίας της αντιστροφής, με την δυνατότητα επιλογής του επιθυμητού αποτελέσματος από οποιαδήποτε επανάληψη. Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, εφαρμόστηκε η μέθοδος συντομότερης διαδρομής (*shortest path method*), με διαστάσεις κελιών (*cells*) του μοντέλου 2,5×1,25m, που αντιστοιχούν στο ½ και ¼ της ισοδιάστασης των σεισμικών δεκτών, κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διάσταση αντιστοίχως.

Η αντιστροφή των δύο διαφορετικών συνόλων δεδομένων πραγματοποιήθηκε ξεχωριστά, διατηρώντας σταθερές της παραμέτρους επεξεργασίας, καταλήγοντας με αυτόν τον τρόπο σε δύο διαφορετικά υπεδαφικά μοντέλα ταχυτήτων. Στην εικόνα 2.43, παρουσιάζονται τα υπεδαφικά μοντέλα ταχυτήτων με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων, όπως υπολογίστηκαν έπειτα από την ολοκλήρωση του 22<sup>ου</sup> και 20<sup>ου</sup> κύκλου επανάληψης της διαδικασίας της αντιστροφής, για το 1<sup>ο</sup> (εικ. 2.43a) και 2<sup>ο</sup> (εικ. 2.43b) σύνολο δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων αντίστοιχα. Η απόκλιση μεταξύ των υπολογισμένων (*calculated*) και παρατηρούμενων (*observed*) χρόνων άφιξης ήταν μικρότερη από 3,5ms και για τα δύο μοντέλα σεισμικής τομογραφίας.

Από τα δύο (2) γεωσεισμικά τομογράμματα που παρουσιάζονται στην εικόνα 2.43, αναδεικνύεται ένα αρκετά σύνθετο πεδίο ταχυτήτων, με περιοχές όπου χαρακτηρίζονται από απότομες μεταβολές της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, τόσο κατακόρυφα όσο και πλευρικά. Όπως και στην περίπτωση των αποτελεσμάτων της τεχνικής της ηλεκτρικής τομογραφίας, επιβεβαιώνεται για ακόμη μια φορά η σύνθετη υπεδαφική δομή που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη θέση έρευνας.





Εικόνα 2.43: Τομές σεισμικής τομογραφίας διάθλασης με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων, έπειτα από την αντιστροφή του 1<sup>ου</sup>-v1 (a) και του 2<sup>ου</sup>-v2 (b) συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις δεκατέσσερις (14) σεισμικές καταγραφές.

Σύμφωνα με το αποτέλεσμα της επεξεργασίας του 1<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (εικ. 2.43a), διαπιστώθηκε ότι η υπεδαφική δομή αποτελείται από τρεις (3) γεωσεισμικούς σχηματισμούς όπως παρακάτω:

1. Ο πρώτος γεωσεισμικός σχηματισμός χαρακτηρίζεται από σεισμική ταχύτητα  $V_p = 800 - 1000$  m/s και αναπτύσσεται επιφανειακά από τα 195m έως τα 480m της τομής. Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού αυτού ανέρχεται στα 10m, σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 275m.
2. Ο δεύτερος γεωσεισμικός σχηματισμός εντοπίζεται επιφανειακά από την αρχή της τομής μέχρι και τα 195m απόσταση, καθώς και στα τελευταία 17m της τομής, ενώ σε όλο το υπόλοιπο ενδιάμεσο τμήμα (195 – 495m) αναπτύσσεται υποκείμενα του 1<sup>ου</sup> γεωσεισμικού σχηματισμού. Ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται από το μεγαλύτερο εύρος τιμών σεισμικής ταχύτητας και πάχους. Πιο συγκεκριμένα:
  - Από τα 35 – 225m απόσταση, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 1500 - 3400$  m/s και πάχος που κυμαίνεται από 22 – 45m. Η απότομη αύξηση του πάχους του σχηματισμού στο τμήμα αυτό, παρατηρείται μετά τα 135m απόσταση.
  - Από τα 225 – 345m απόσταση, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 1200 - 2600$  m/s και πάχος που κυμαίνεται από 46 – 55m. Στο τμήμα αυτό εντοπίζονται οι χαμηλότερες τιμές ταχυτήτων καθώς και οι μεγαλύτερες τιμές πάχους τους σχηματισμού αυτού.
  - Από τα 345m απόσταση έως και το τέλος της τομής, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 1500 - 3000$  m/s και πάχος που κυμαίνεται από 21 – 50m
3. Ο τρίτος γεωσεισμικός σχηματισμός αποτελεί το σεισμικό υπόβαθρο της περιοχής με ταχύτητα  $V_p = 2800 - 4400$  m/s. Ο σχηματισμός αυτός βρίσκεται πιο ρηχά στην αρχή και στο τέλος της τομής, σε βάθη μεγαλύτερα των 20m, ενώ προς το κεντρικό τμήμα της τομής (αποστάσεις 265 – 355m) εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα των 65m.

Όσο αφορά το αποτέλεσμα της επεξεργασίας του 2<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (εικ. 2.43b), διαπιστώθηκε ότι η υπεδαφική δομή αποτελείται από τρεις (3) γεωσεισμικούς σχηματισμούς όπως παρακάτω:

1. Ο πρώτος γεωσεισμικός σχηματισμός χαρακτηρίζεται από σεισμική ταχύτητα  $V_p = 800 - 1000$  m/s και αναπτύσσεται επιφανειακά από τα 195m έως τα 480m της τομής. Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού αυτού ανέρχεται στα 10m, σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 275m.
2. Ο δεύτερος γεωσεισμικός σχηματισμός εντοπίζεται επιφανειακά από την αρχή της τομής μέχρι και τα 195m απόσταση, καθώς και στα τελευταία 17m της τομής, ενώ σε όλο το υπόλοιπο ενδιάμεσο τμήμα (195 – 495m) αναπτύσσεται υποκείμενα του 1<sup>ου</sup> γεωσεισμικού σχηματισμού. Ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται από σεισμική ταχύτητα  $V_p = 1200 - 2700$  m/s και πάχος που κυμαίνεται από 8,5 – 35m. Το πάχος του σχηματισμού είναι μικρότερο στα άκρα της τομής, ενώ όσο πλησιάζουμε προς το κεντρικό τμήμα και συγκεκριμένα στα 235 – 335m απόσταση χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερες τιμές. Οι υψηλές ταχύτητες (2400 – 2700 m/s) του σχηματισμού εντοπίζονται σε ένα περιορισμένο τμήμα, μεταξύ των 165 – 245m απόσταση και 4,5 – 17m βάθους.

3. Ο τρίτος γεωσεισμικός σχηματισμός, αποτελεί το σεισμικό υπόβαθρο της περιοχής με ταχύτητα  $V_p = 2200 - 4000$  m/s. Ο σχηματισμός αυτός βρίσκεται πιο ρηχά στην αρχή και στο τέλος της τομής, σε βάθη μεγαλύτερα των 8,5 και 20m αντίστοιχα, ενώ στα 315m απόσταση συναντάται σε βάθη μεγαλύτερα των 44m. Οι χαμηλές ταχύτητες (2200 – 2800 m/s) του σχηματισμού εντοπίζονται σε ένα περιορισμένο τμήμα, μεταξύ των 255 – 325m απόσταση και 36 – 60m βάθους.

## 2.5 Ερμηνεία και Αξιολόγηση των γεωφυσικών τεχνικών

Βασικός στόχος του τελικού σταδίου της αξιολόγησης των γεωφυσικών αποτελεσμάτων ήταν η κατασκευή γεωλογικών τομών, οι οποίες να ερμηνεύουν με τον καλύτερο δυνατό τρόπο τα αποτελέσματα των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών που εφαρμόστηκαν για τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής στο συγκεκριμένο πεδίο έρευνας. Δεδομένου ότι από την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με την τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης προέκυψαν δύο διαφορετικά υπεδαφικά μοντέλα ταχυτήτων, κρίθηκε απαραίτητη η δημιουργία δύο διαφορετικών γεωλογικών – γεωφυσικών τομών, για την ερμηνεία των δύο αυτών διαφορετικών αποτελεσμάτων σε συνδυασμό με το αποτέλεσμα της τεχνικής της γεωηλεκτρικής τομογραφίας. Για τον σκοπό αυτό, λήφθηκαν υπόψη και οι παρατηρήσεις που προέκυψαν κατά τη διάρκεια της λεπτομερούς γεωλογικής χαρτογράφησης που πραγματοποιήθηκε στην περιοχή μελέτης, ούτως ώστε οι γεωλογικές τομές να συνάδουν με τη γεωλογία της περιοχής. Σύμφωνα με τις παρατηρήσεις αυτές (εικ. 2.3 και 2.5):

- Τόσο η γεωσεισμική όσο και η γεωηλεκτρική τομή αναπτύχθηκαν επάνω στον σχηματισμό του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης, από την αρχή έως και τα 300m απόσταση. Ο σχηματισμός αυτός σε πολλές θέσεις επικαλύπτεται από αλλουβιακές αποθέσεις.
- Στα 300m απόσταση από την αρχή των γεωφυσικών τομών, παρατηρήθηκε μία απότομη μετάβαση από τον σχηματισμό του φλύσχη στον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης. Στην ίδια θέση, παρατηρήθηκε επιφανειακά στο πρηνές ανατολικά του επαρχιακού δρόμου, η εμφάνιση ενός τεκτονικού λατυποπαγούς στην οροφή του σχηματισμού των ασβεστολίθων. Πρόκειται για μία ζώνη κατακερματισμού η οποία υποδηλώνει τη δράση ενός ρήγματος, το οποίο στην προκειμένη περίπτωση έχει κανονικό χαρακτήρα, με το ανώτερο ρηξιτέμαχος να αποτελείται από τον φλύσχη και το κατώτερο ρηξιτέμαχος από τους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης.
- Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 300m και μέχρι το τέλος των γεωφυσικών τομών, οι τομές αναπτύχθηκαν επάνω στον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης, οι οποίοι στη θέση αυτή παρουσιάζονται ιδιαίτερα καρστικοποιημένοι. Σε πολλές θέσεις οι ασβεστολίθοι επικαλύπτονται από αλλουβιακές αποθέσεις.
- Περίπου 40m βορειότερα από το τέλος της γεωηλεκτρικής τομής, ή αντίστοιχα από τη θέση της σεισμικής πηγής *Outshot Reverse 2*, εμφανίζεται επιφανειακά ο σχηματισμός των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, ο οποίος έρχεται σε επαφή με τους ασβεστολίθους της ενότητας Τρίπολης μέσω τεκτονικής επαφής. Η επαφή αυτή αποτελεί ένα ρήγμα αποκόλλησης το οποίο χαρακτηρίζεται από μικρή κλίση ( $10^\circ - 20^\circ$ ) και φορά μέγιστης κλίσης γενικά προς νότο.

- Επιπλέον, σε πολλές θέσεις δυτικά του επαρχιακού δρόμου όπου πραγματοποιήθηκαν οι γεωφυσικές τομές, παρατηρήθηκαν αρκετές εμφανίσεις των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης εντός του σχηματισμού του φλύσχη της ίδιας ενότητας. Πρόκειται για πτυχωμένες εμφανίσεις ασβεστολίθων, οι οποίοι οριοθετούνται στην επαφή τους με τον φλύσχη από ρήγματα.

Σύμφωνα με τις επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις και την συνδυαστική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών, κατασκευάστηκαν οι γεωλογικές τομές που παρουσιάζονται στις εικόνες 2.44c και 2.45c.

Στην εικόνα 2.44, παρουσιάζεται η γεωλογική τομή σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή (*Wenner ERT Model*) και τη γεωσεισμική τομή (*SRT Model v1*) που προέκυψε από την επεξεργασία του 1<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Πιο συγκεκριμένα:

1. Η κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια που διερευνήθηκε από τη γεωηλεκτρική μέθοδο στα 300m απόσταση και σε βάθη μεγαλύτερα των 12m, συνάδει με τη θέση όπου παρατηρήθηκε επιφανειακά η απότομη πλευρική μετάβαση από τον σχηματισμό του φλύσχη στον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό και με την παρουσία του τεκτονικού λατυποπαγούς στη θέση αυτή (εικ. 2.4e), οδήγησε στην αξιολόγηση της κατακόρυφης γεωηλεκτρικής ασυνέχειας ως ένα κανονικό ρήγμα το οποίο κλείνει προς νότο και φέρνει σε επαφή τους δύο αυτούς γεωλογικούς σχηματισμούς. Ακόμη ένα στοιχείο που ενισχύει τη θεώρηση αυτή, είναι η έντονη πλευρική ανομοιογένεια που παρατηρείται στην κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων, σε μία κατακόρυφη ζώνη πλάτους 50m συμμετρικά ως προς τη θέση ανάπτυξης του ρήγματος. Εντός της ζώνης αυτής συγκεντρώνονται οι χαμηλότερες σεισμικές ταχύτητες ( $V_p = 1200 - 2000$  m/s) του υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, γεγονός που υποδεικνύει την υποβάθμιση των μηχανικών ιδιοτήτων των υπεδαφικών σχηματισμών, ως αποτέλεσμα της δράσης του ρήγματος. Επιπλέον, σύμφωνα με τη γεωσεισμική τομή, το ρήγμα φαίνεται να αναπτύσσεται έως τα 65m βάθος, καθώς σε μεγαλύτερα βάθη παρατηρείται η εμφάνιση ενός γεωσεισμικού σχηματισμού υψηλών ταχυτήτων ( $V_p > 3000$  m/s), ο οποίος δεν δείχνει να έχει επηρεαστεί από τη δράση του ρήγματος.
2. Από τα 195 – 480m απόσταση, αναπτύσσεται επιφανειακά ένας γεωφυσικός σχηματισμός, ο οποίος χαρακτηρίζεται από χαμηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho < 50$  Ohm.m) και χαμηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 800 - 1000$  m/s). Γεωλογικά αξιολογείται ως τα χαλαρά εδαφικά ιζήματα των αλλουβιακών αποθέσεων, τα οποία επικαλύπτουν τη ρηξιγενή ζώνη στα 300m απόσταση και επικάθονται στον σχηματισμό του φλύσχη (νότια του ρήγματος) και επάνω στον σχηματισμό των ασβεστολίθων (βόρεια του ρήγματος) της ενότητας Τρίπολης. Το μέγιστο πάχος των αποθέσεων ανέρχεται στα 10m, σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 275m. Οι αποθέσεις αυτές εμφανίζονται ιδιαίτερα αγώγιμες λόγω της φρεάτιας υδροφορίας που αναπτύσσεται εντός αυτών, ενώ οι χαμηλές σεισμικές ταχύτητες που τις χαρακτηρίζουν, αποδίδονται στο γεγονός ότι λιθολογικά αποτελούνται κυρίως από χαλαρά, μη συνεκτικά εδαφικά υλικά, προϊόντα της αποσάθρωσης και διάβρωσης των παρακείμενων γεωλογικών σχηματισμών.

3. Βόρεια του ρήγματος και υποκείμενα των αλλουβιακών αποθέσεων, παρατηρείται η ανάπτυξη ενός ιδιαίτερα αντιστατικού σχηματισμού ( $\rho > 5500 \text{ Ohm.m}$ ), ο οποίος χαρακτηρίζεται από ένα εύρος τιμών σεισμικής ταχύτητας  $V_p = 1100 - 3000 \text{ m/s}$ . Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού αυτού εντοπίζεται στα 300m απόσταση όπου ανέρχεται στα 55m, ενώ σε ολοένα και μεγαλύτερες αποστάσεις ελαττώνεται συνεχώς, λαμβάνοντας την ελάχιστη τιμή των 21m στο τέλος της τομής. Ο σχηματισμός αυτός αναπτύσσεται υποκείμενα των αλλουβιακών αποθέσεων, εκτός από τα τελευταία 17m της τομής όπου εμφανίζεται πλέον στην επιφάνεια. Γεωλογικά αξιολογείται ότι αντιστοιχεί στον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης, οι οποίοι έρχονται σε επαφή με τον σχηματισμό του φλύσχη στα 300m απόσταση, μέσω της ρηξιγενούς ζώνης που περιεγράφηκε προηγουμένως. Σύμφωνα με τις επιφανειακές παρατηρήσεις, οι ασβεστολίθοι της ενότητας Τρίπολης εμφανίζονται ιδιαίτερα καρστικοποιημένοι στην θέση αυτή, γεγονός που δικαιολογεί τις πολύ υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης που τους χαρακτηρίζουν. Επιπλέον, το φαινόμενο της καρστικοποίησης του σχηματισμού και της συνοδευόμενης δημιουργίας εγκοίλων πληρωμένων με αέρα, έχει οδηγήσει στην υποβάθμιση των μηχανικών ιδιοτήτων και κατ'επέκταση της ταχύτητας διάδοσης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Ένας ακόμη παράγοντας που έχει επηρεάσει σημαντικά την ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του σχηματισμού, είναι η δράση του ρήγματος, λόγω του οποίου μία ζώνη πλάτους 25m (300 - 325m απόσταση) χαρακτηρίζεται από τιμές  $V_p = 1100 - 1900 \text{ m/s}$ . Το πιο υγιές τμήμα του σχηματισμού συναντάται σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 25m από τη θέση του ρήγματος έως το τέλος της τομής και σε βάθη μεγαλύτερα των 30m, όπου χαρακτηρίζεται από τιμές  $V_p = 2200 - 3000 \text{ m/s}$ .
4. Σε όλο το μήκος της γεωσεισμικής τομής και στα μεγαλύτερα βάθη διερεύνησης, παρατηρείται η ανάπτυξη ενός σχηματισμού που χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλή ταχύτητα σεισμικών κυμάτων με τιμές  $V_p = 2800 - 4400 \text{ m/s}$ . Ο σχηματισμός αυτός βρίσκεται πιο ρηχά στην αρχή και στο τέλος της τομής, σε βάθη μεγαλύτερα των 20m, ενώ προς το κεντρικό τμήμα της τομής (αποστάσεις 295 - 355m) εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα των 65m. Σύμφωνα με τη γεωηλεκτρική τομή, ο σχηματισμός αυτός συναντάται από τα 70m έως τα 280m απόσταση, σε βάθη μεγαλύτερα των 20m και 60m αντίστοιχα και χαρακτηρίζεται από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 210 - 1200 \text{ Ohm.m}$ . Στο τμήμα της γεωηλεκτρικής τομής από τα 280 - 340m και σε βάθος μεγαλύτερο των 65m, οι υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho > 1200 \text{ Ohm.m}$ ) που έχουν διερευνηθεί, θεωρείται ότι επηρεάζονται από την παρουσία της κατακόρυφης γεωηλεκτρικής ασυνέχειας και συνεπώς κρίνονται ως μη αντιπροσωπευτικές του σχηματισμού αυτού. Σύμφωνα με τις επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις και λόγω των υψηλών τιμών σεισμικών ταχυτήτων, ο σχηματισμός αυτός αξιολογείται ως το υπόβαθρο της περιοχής μελέτης, που αποτελείται από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του ιδιαίτερα ετερογενούς σχηματισμού (εικ. 2.4f) των Φυλλιτών-Χαλαζιτών. Στις περιοχές όπου επικρατεί ο χαλαζίτης, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 3500 - 4400 \text{ m/s}$ ), ενώ στις περιοχές όπου επικρατεί ο φυλλίτης, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 2800 - 3500 \text{ m/s}$ ). Ο σχηματισμός αυτός έρχεται σε επαφή με τους υπερκείμενους σχηματισμούς (είτε των ασβεστολίθων είτε του φλύσχη) μέσω ρήγματος αποκόλλησης,

όπως παρατηρήθηκε επιφανειακά σε απόσταση 40m βορειότερα από το τέλος των γεωφυσικών τομών.

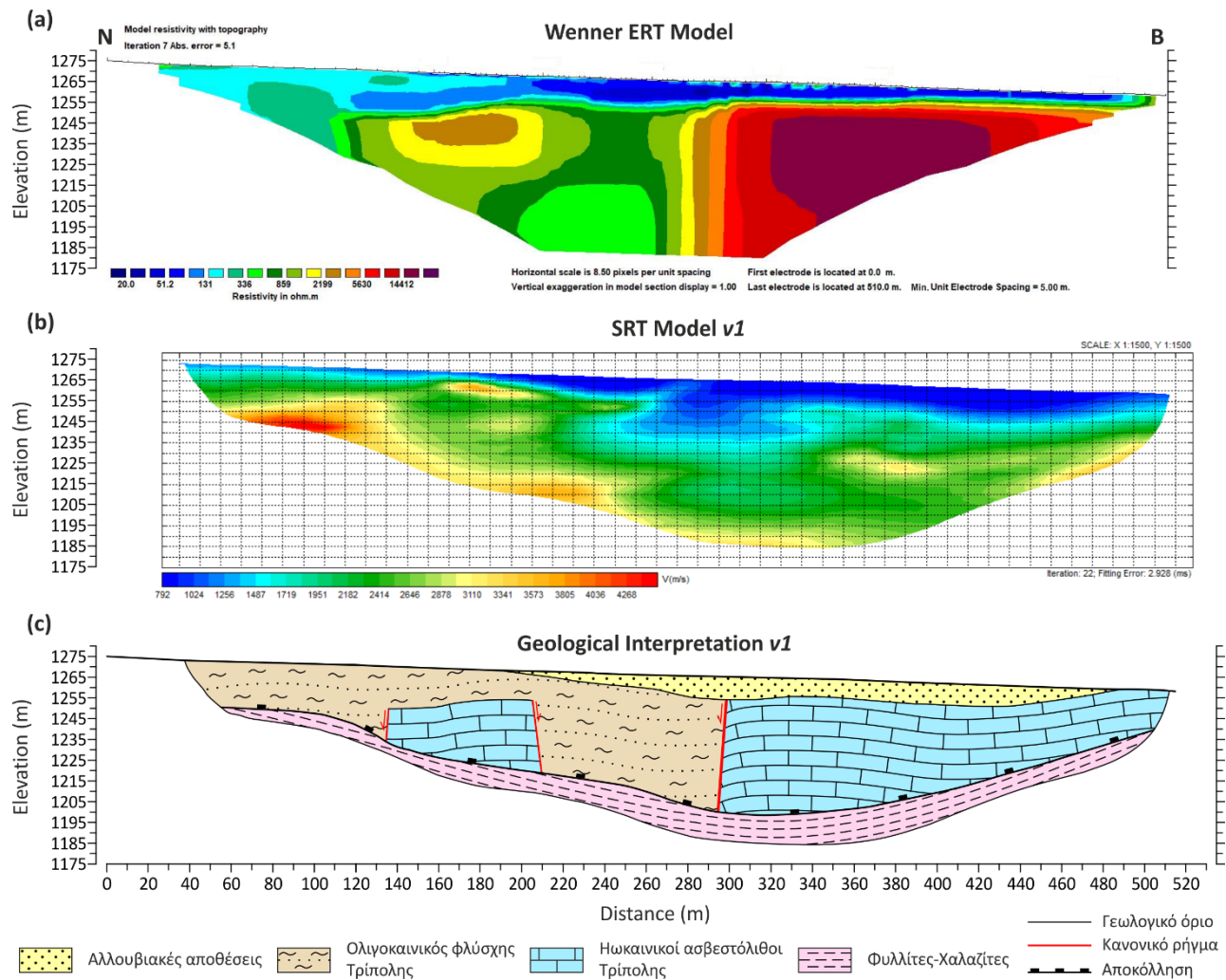
5. Από την αρχή των γεωφυσικών τομών έως και τα 300m απόσταση (νότια του ρήγματος) και μεταξύ των αλλουβιακών αποθέσεων (επιφανειακά) και του υποβάθρου των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, το υπεδαφικό μέσο χαρακτηρίζεται από τιμές  $\rho = 100 - 3500$  Ohm.m και  $V_p = 1200 - 3400$  m/s. Λαμβάνοντας υπόψη τόσο την κατανομή των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, όσο και των σεισμικών ταχυτήτων, το υπεδαφικό αυτό τμήμα μπορεί να διαχωριστεί σε δύο περιοχές ως εξής:

- Η πρώτη περιοχή χαρακτηρίζεται από τη συγκέντρωση των υψηλότερων τιμών ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 1300 - 3500$  Ohm.m), του υπεδαφικού αυτού τμήματος και εντοπίζεται σε αποστάσεις 135 – 210m από την αρχή της τομής και σε βάθη μεγαλύτερα των 16m έως την εμφάνιση του υποβάθρου. Επιπλέον, η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων εντός της περιοχής αυτής χαρακτηρίζεται από τιμές  $V_p = 2400 - 3000$  m/s.
- Η δεύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 100 - 1000$  Ohm.m) και καταλαμβάνει το υπεδαφικό τμήμα που απομένει από τα 35 – 300m απόσταση. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από μεγάλο εύρος τιμών σεισμικών ταχυτήτων, με τιμές  $V_p = 1200 - 3400$  m/s.

Η πρώτη περιοχή, λόγω των υψηλών τιμών ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης και των σχετικά υψηλών τιμών σεισμικής ταχύτητας, αξιολογείται ως μία τοπική εμφάνιση του σχηματισμού των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης. Στη θέση αυτή, οι ασβεστολίθοι χαρακτηρίζονται από υψηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας και χαμηλότερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, σε σύγκριση με τους ασβεστολίθους που εμφανίζονται βόρεια του ρήγματος, γεγονός που υποδηλώνει ότι έχουν επηρεαστεί σε πολύ λιγότερο βαθμό από το φαινόμενο της καρστικοποίησης. Η παρατήρηση αυτή ενισχύεται περαιτέρω από το γεγονός ότι το ασβεστολιθικό αυτό τέμαχος περιβάλλεται από αδιαπέρατους σχηματισμούς οι οποίοι εμποδίζουν την ανάπτυξη του φαινομένου της καρστικοποίησης.

Η δεύτερη περιοχή, αξιολογείται ως η εμφάνιση του σχηματισμού του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης. Από τα 35 – 195m απόσταση ο σχηματισμός αυτός αναπτύσσεται επιφανειακά, γεγονός που συνάδει με τις επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις, με ένα μέσο πάχος 20m. Στο τμήμα αυτό, ο φλύσχος χαρακτηρίζεται από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 100 - 330$  Ohm.m και σεισμική ταχύτητα  $V_p = 1500 - 3400$  m/s. Οι χαμηλές ταχύτητες εμφανίζονται στα πρώτα μέτρα κάτω από την επιφάνεια, ενώ παρατηρείται σημαντική αύξηση της σεισμικής ταχύτητας του φλύσχη με το βάθος. Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 195m ο φλύσχος αναπτύσσεται υποκείμενος των αλλουβιακών αποθέσεων, έως τα 300m απόσταση όπου έρχεται σε επαφή μέσω ρήγματος με τον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης. Πλησίον του ρήγματος, ο σχηματισμός του φλύσχη χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 500 - 1000$  Ohm.m) και χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 1200 - 2200$  m/s), γεγονός που υποδηλώνει την επίδραση που έχει η δράση του ρήγματος στις φυσικομηχανικές του ιδιότητες, και την πιθανή δημιουργία δευτερογενούς πορώδους. Το μεγαλύτερο πάχος του σχηματισμού του φλύσχη εντοπίζεται μεταξύ των αποστάσεων των 210 – 290m όπου ανέρχεται στα 45 – 52m.

Η εμφάνιση του ασβεστολιθικού τέμαχους εντός του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης θεωρείται πως σχετίζεται με ορισμένες από τις εμφανίσεις ασβεστολίθων Τρίπολης που παρατηρήθηκαν σε αρκετές θέσεις δυτικά και νοτιοδυτικά από τη θέση ανάπτυξης των γεωφυσικών τομών (εικ. 2.3 και 2.5).



Εικόνα 2.44: (a) Τομή ηλεκτρικής τομογραφίας διάταξης Wenner, (b) τομή σεισμικής τομογραφίας του 1<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης και (c) η γεωλογική τομή της συνδυαστικής τους αξιολόγησης.



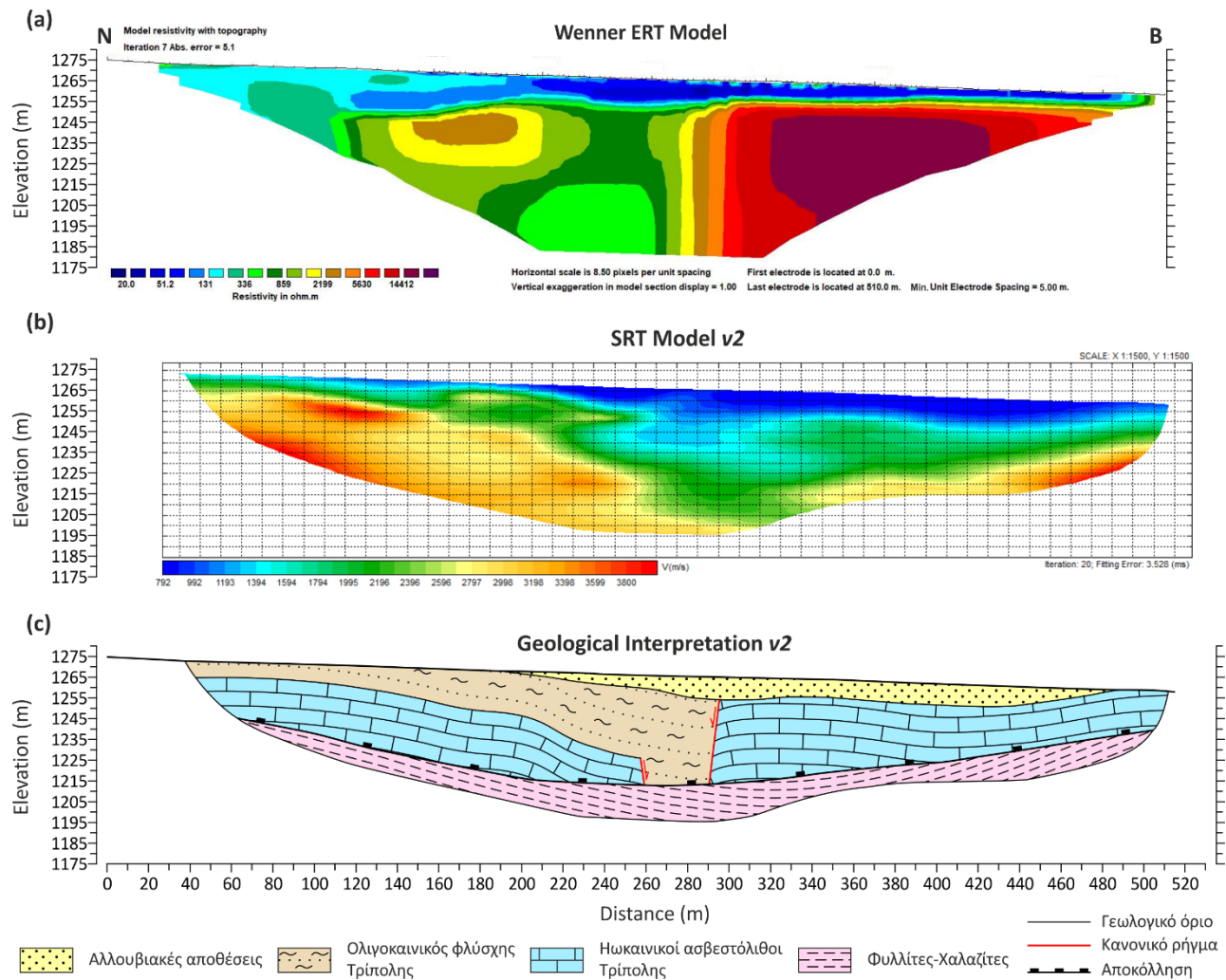
Στην εικόνα 2.45, παρουσιάζεται η γεωλογική τομή σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική τομή (*Wenner ERT Model*) και την γεωσεισμική τομή (*SRT Model v2*) που προέκυψε από την επεξεργασία του 2<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων. Πιο συγκεκριμένα:

1. Η αξιολόγηση που αφορά το κανονικό ρήγμα, το οποίο εντοπίζεται στα 300m απόσταση ως μία κατακόρυφη γεωηλεκτρική ασυνέχεια παραμένει η ίδια, όπως επίσης και η αξιολόγηση των αλλουβιακών αποθέσεων, όπου αναπτύσσονται επιφανειακά από τα 195 – 480m απόσταση και χαρακτηρίζονται από τιμές  $\rho < 50 \text{ Ohm.m}$  και  $V_p = 800 - 1000 \text{ m/s}$ . Σύμφωνα με τη γεωσεισμική τομή, το ρήγμα φαίνεται να αναπτύσσεται έως τα 51m βάθος, καθώς σε μεγαλύτερα βάθη παρατηρείται η εμφάνιση ενός γεωσεισμικού σχηματισμού υψηλών ταχυτήτων ( $V_p > 2400 \text{ m/s}$ ), ο οποίος δεν δείχνει να έχει επηρεαστεί από τη δράση του ρήγματος.
2. Ο ιδιαίτερα αντιστατικός σχηματισμός ( $\rho > 5500 \text{ Ohm.m}$ ) που αναπτύσσεται βόρεια του ρήγματος και υποκείμενα των αλλουβιακών αποθέσεων, χαρακτηρίζεται σε αυτή την περίπτωση από ένα εύρος τιμών σεισμικής ταχύτητας  $V_p = 1400 - 2400 \text{ m/s}$ . Το μέγιστο πάχος του σχηματισμού αυτού εντοπίζεται στα 300m απόσταση όπου ανέρχεται στα 40m, ενώ σε ολόενα και μεγαλύτερες αποστάσεις ελαττώνεται συνεχώς, λαμβάνοντας την ελάχιστη τιμή των 20m στο τέλος της τομής. Ο σχηματισμός αυτός αναπτύσσεται υποκείμενα των αλλουβιακών αποθέσεων, εκτός από τα τελευταία 17m της τομής όπου εμφανίζεται επιφανειακά. Γεωλογικά αξιολογείται ως ο σχηματισμός των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης, ο οποίος έρχεται σε επαφή με τον σχηματισμό του φλύσχη της ίδιας ενότητας, μέσω του ρήγματος που διερευνήθηκε στα 300m απόσταση. Οι χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας του σχηματισμού ( $V_p = 1400 - 1800 \text{ m/s}$ ) εντοπίζονται στα πρώτα μέτρα εμφάνισης του, καθώς και πλησίον του ρήγματος. Οι χαμηλές αυτές τιμές σεισμικής ταχύτητας σε συνδυασμό με τις πολύ υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, οφείλονται στο φαινόμενο της καρστικοποίησης καθώς και στη δράση του ρήγματος, που έχουν επηρεάσει τα φυσικά και μηχανικά χαρακτηριστικά του σχηματισμού.
3. Σύμφωνα με τη γεωσεισμική τομή (*SRT Model v2*) του 2<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων, το σεισμικό υπόβαθρο της περιοχής το οποίο χαρακτηρίζεται από τιμές  $V_p = 2400 - 4000 \text{ m/s}$  εμφανίζεται πιο ρηχά, σε σύγκριση με τη γεωσεισμική τομή (*SRT Model v1*) του 1<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων. Στην αρχή και στο τέλος της τομής, ο σχηματισμός αυτός εντοπίζεται στα 26 και 20m βάθος αντίστοιχα, ενώ καθώς πηγαίνουμε προς το μέσο της τομής εντοπίζεται ολόενα και βαθύτερα, λαμβάνοντας τη μέγιστη τιμή των 52m στα 270m απόσταση. Σύμφωνα με τη γεωηλεκτρική τομή, ο σχηματισμός αυτός συναντάται από τα 90m έως τα 280m απόσταση, σε βάθη μεγαλύτερα των 30m και 50m αντίστοιχα και χαρακτηρίζεται από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 210 - 1200 \text{ Ohm.m}$ . Ο σχηματισμός αυτός αξιολογείται ως τα μεταμορφωμένα πετρώματα του σχηματισμού των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, ο οποίος έρχεται σε επαφή με τους υπερκείμενους σχηματισμούς (είτε των ασβεστολίθων είτε του φλύσχη) μέσω ρήγματος αποκόλλησης. Στις περιοχές όπου επικρατεί ο χαλαζιτης, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 3000 - 4000 \text{ m/s}$ ), ενώ στις περιοχές όπου επικρατεί ο φυλλίτης, ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 2400 - 3000 \text{ m/s}$ ).

4. Από την αρχή της γεωσεισμικής τομής έως και τα 300m απόσταση (νότια του ρήγματος) και μεταξύ των αλλουβιακών αποθέσεων (επιφανειακά) και του υποβάθρου των Φυλλιτών-Χαλαζιτών, παρατηρείται η ανάπτυξη δύο γεωσεισμικών σχηματισμών: Ενός επιφανειακού με ταχύτητα  $V_p = 1200 - 2800$  m/s και πάχος που κυμαίνεται από 8 – 40m και ενός υποκείμενου σχηματισμού, που χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $V_p = 3000 - 4000$  m/s και πάχος 12 – 30m.

Η περιοχή όπου αναπτύσσεται ο 1<sup>ος</sup> επιφανειακός γεωσεισμικός σχηματισμός, χαρακτηρίζεται επίσης από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 100 - 1000$  Ohm.m και αξιολογείται ως η εμφάνιση του σχηματισμού του φλύσχη της ενότητας Τρίπολης. Ο σχηματισμός αυτός εντοπίζεται επιφανειακά από τα 35 – 195m απόσταση, ενώ στη συνέχεια αναπτύσσεται υποκείμενα των αλλουβιακών αποθέσεων έως τα 300m απόσταση όπου έρχεται σε επαφή μέσω ρήγματος με τον σχηματισμό των ασβεστολίθων της ίδιας ενότητας. Πλησίον του ρήγματος, ο σχηματισμός του φλύσχη χαρακτηρίζεται από υψηλότερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 500 - 1000$  Ohm.m ) και χαμηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 1200 - 2000$  m/s). Το μεγαλύτερο πάχος του σχηματισμού του φλύσχη εντοπίζεται μεταξύ των αποστάσεων των 260 – 290m όπου ανέρχεται στα 40 – 46m. Οι υψηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας του φλύσχη ( $V_p = 2200 - 2800$  m/s), εντοπίζονται σε μία ζώνη πάχους περίπου 12m στα 155 – 245m οριζόντια απόσταση, όπου πιθανόν να αποτελεί μία ψαμμιτική ενδιάστρωση σημαντικού πάχους ή ενδεχομένως κάποιο ολισθόλιθο αντίστοιχης συμπεριφοράς (πχ ασβεστόλιθος, κερατόλιθος).

Η περιοχή, όπου αναπτύσσεται ο 2<sup>ος</sup> υποκείμενος γεωσεισμικός σχηματισμός, χαρακτηρίζεται επίσης από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 500 - 3500$  Ohm.m και αξιολογείται ως η εμφάνιση του σχηματισμού των ασβεστολίθων της ενότητας Τρίπολης.



Εικόνα 2.45: (a) Τομή ηλεκτρικής τομογραφίας διάταξης Wenner, (b) τομή σεισμικής τομογραφίας του 2<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης και (c) η γεωλογική τομή της συνδυαστικής τους αξιολόγησης.

### 3. Η δεύτερη περιοχή μελέτης: Θέση «Πλάκα Κερατέας» Αττική

Η δεύτερη περιοχή μελέτης τοποθετείται στη Νοτιοανατολική Αττική (Λαυρεωτική) πλησίον του οικισμού της Πλάκας Κερατέας. Πρόκειται για μία περιοχή που έχει προκαλέσει το ενδιαφέρον πολλών γεωεπιστημόνων, λόγω του ιδιαίτερου γεωλογικού, ορυκτολογικού, μεταλλευτικού αλλά και αρχαιολογικού της πλούτου. Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα πραγματοποιήθηκε στην θέση όπου σημειώνεται στην δορυφορική εικόνα με την κόκκινη πινέζα (εικ. 3.1).



Εικόνα 3.1: Δορυφορική εικόνα της ευρύτερης περιοχής μελέτης (απόσπασμα από Google Earth).

Η συγκεκριμένη θέση χαρακτηρίζεται από σύνθετη γεωλογική δομή, με την παρουσία διαφορετικών λιθολογικών σχηματισμών, που εναλλάσσονται σε μία απόσταση μόλις 600m. Συγκριτικά με την πρώτη περιοχή μελέτης των Άνω Δολιανών, τα πετρώματα της δεύτερης αποτελούν τμήματα βαθύτερου τεκτονικού ορόφου, τα οποία ανήλθαν προς την επιφάνεια μέσω μίας εφελκυστικής αποκόλλησης λιθοσφαιρικών διαστάσεων.

Κατά το άνω Μειόκαινο, όταν τα πετρώματα βρίσκονταν λίγα χιλιόμετρα κάτω από την επιφάνεια, διείδυσε εντός αυτών ένα γρανοδιοριτικό μαγματικό σώμα, το οποίο προκάλεσε μεταμόρφωση επαφής. Η ιδιαίτερη αυτή γεωτεκτονική εξέλιξη κατέστησε την υφιστάμενη

υπεδαφική γεωλογική δομή ιδιαίτερα σύνθετη, ανομοιογενή και ανισότροπη. Επιπλέον, η συγκεκριμένη θέση παρείχε τη δυνατότητα ευθύγραμμης ανάπτυξης των γεωφυσικών διατάξεων σε μεγάλες αποστάσεις, καθώς και εύκολης προσέγγισης της περιοχής για την μεταφορά του απαραίτητου γεωφυσικού εξοπλισμού στο πεδίο. Οι παραπάνω παράγοντες συντέλεσαν στην επιλογή της συγκεκριμένης θέσης για την εφαρμογή των γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών, προκειμένου να εξετασθεί ο βαθμός στον οποίο οι τεχνικές αυτές μπορούν να αποδώσουν τη σύνθετη υπεδαφική γεωλογική δομή που χαρακτηρίζει την συγκεκριμένη περιοχή μελέτης.

### 3.1 Γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης

Η ευρύτερη περιοχή της Λαυρεωτικής δομείται από διάσπαρτες μικροεμφάνισεις ηπειρωτικών Νεογενών αποθέσεων, μαγματικές διεισδύσεις του Άνω Μειοκαίνου και τρεις (3) κύριες αλπικές γεωτεκτονικές ενότητες: την αμεταμόρφωτη ενότητα Μπερζέκου, προερχόμενη από τις εσωτερικές Ελληνίδες (Υποπελαγονική – Ανατολική Ελλάδα) και τις μεταμορφωμένες ενότητες Λαυρίου και Καμάριζας με προέλευση από το χώρο του ωκεανού Πίνδου-Κυκλάδων.

Η Λαυρεωτική εντοπίζεται στο βορειοδυτικό τμήμα της Αττικοκυκλαδικής και η τεκτονική της δομή ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από μια μεγάλη αποκόλληση με φορά διάτμησης προς νοτιοδυτικά, η οποία σχετίζεται με το Σύστημα Αποκόλλησης Δυτικών Κυκλάδων (*Lekkas et al., 2011; Grasemann et al., 2012*). Το υποκείμενο τέμαχος της αποκόλλησης περιλαμβάνει τα πετρώματα της ενότητας Καμάριζας ενώ το υπερκείμενο τέμαχος έχει περίπλοκη δομή και περιλαμβάνει τη μεταμορφωμένη ενότητα Λαυρίου, τη μη-μεταμορφωμένη ενότητα Μπερζέκου και διάσπαρτες εμφανίσεις νεογενών ιζημάτων. Στις μεταμορφωμένες ενότητες έχουν διεισδύσει τα μαγματικά σώματα του Άνω Μειοκαίνου.

Οι Νεογενείς αποθέσεις περιλαμβάνουν κυρίως μάργες και ιλυόλιθους λιμναίων φάσεων καθώς και κροκαλοπαγή, με κροκάλες από αμεταμόρφωτες ενότητες (*Marinos & Petrascheck, 1956; Photiades & Carras, 2001*). Στη στενή περιοχή μελέτης δεν εμφανίζονται οι αποθέσεις αυτές.

Οι μαγματικές διεισδύσεις περιλαμβάνουν την κύρια γρανοδιοριτική διείσδυση της Πλάκας, ένα γρανοδιοριτικό σώμα με μικρή επιφανειακή εμφάνιση, που έχει διεισδύσει εντός της Ενότητας Καμάριζας, και συνδέεται με μεταμόρφωση εξ επαφής και μεταλλοφορία μικτών θειούχων ορυκτών (*Marinos & Petrascheck, 1956*). Επιπλέον, στην ευρύτερη περιοχή έχουν παρατηρηθεί πολυάριθμες μικρές διεισδύσεις με σύσταση που κυμαίνεται από δακτιτική έως γρανοδιοριτική (*Marinos & Petrascheck, 1956; Photiades & Carras, 2001; Skarpelis et al., 2008; Liati et al., 2009*). Η κύρια γρανοδιοριτική διείσδυση χαρακτηρίζεται από έντονη υδροθερμική εξαλλοίωση με ζώνες διαφορετικής σύστασης (*Voudouris et al., 2008*)

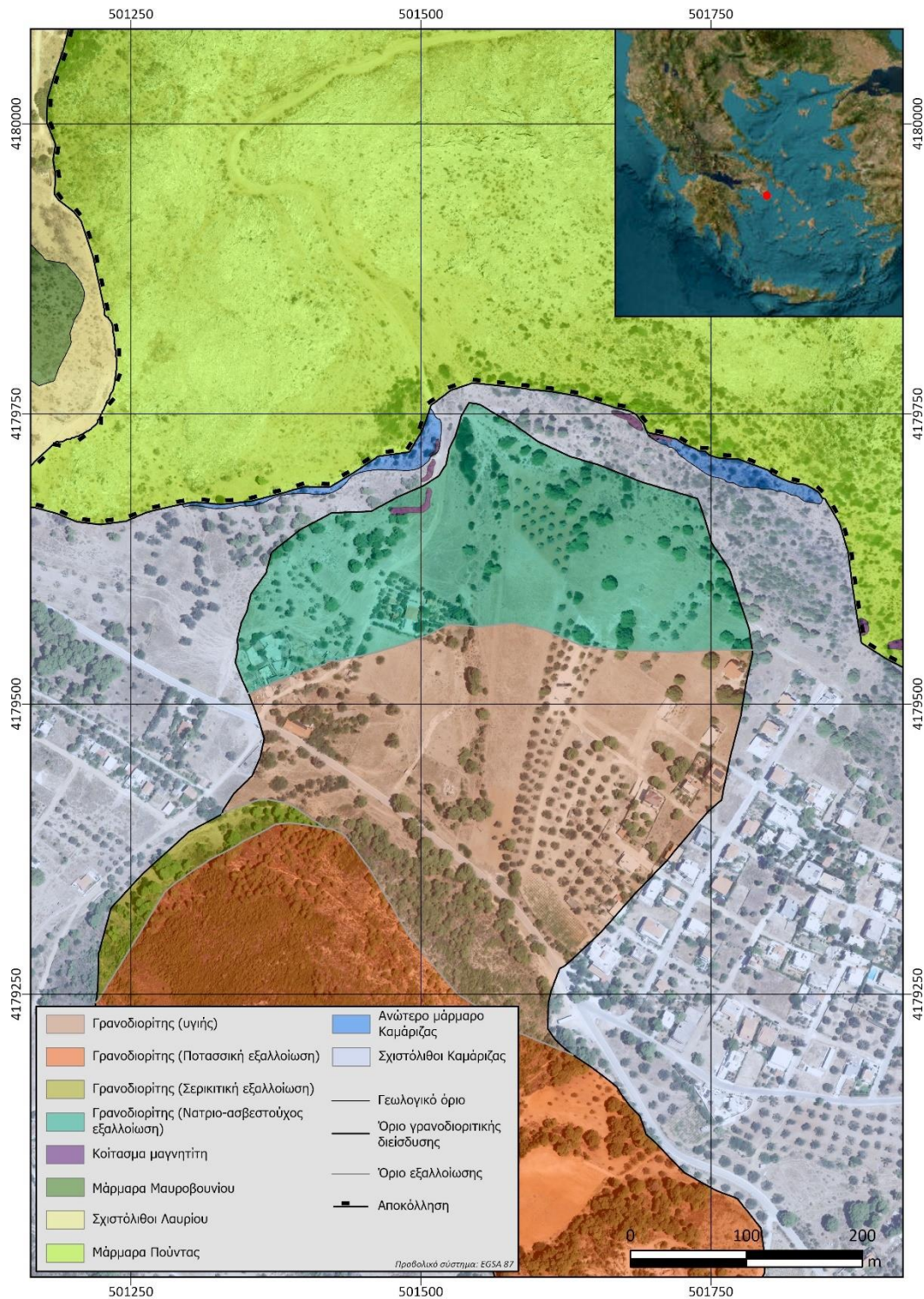
Οι αλπικές γεωτεκτονικές ενότητες της περιοχής είναι οι εξής από την τεκτονικά κατώτερη προς την ανώτερη:

1. Η ενότητα Καμάριζας, η οποία αποτελεί την κατώτερη τεκτονικά ενότητα αποτελεί το σχετικά αυτόχθονο της Αττικής και περιλαμβάνει τρεις σχηματισμούς: το γενικά αδρόκοκκο λευκό Κατώτερο Μάρμαρο Καμάριζας, τους ενδιάμεσους καστανόχρωμους ασβεστιτικούς Σχιστόλιθους Καμάριζας και το λευκό -τεφροκύανο

υπερμυλονιτικό Ανώτερο Μάρμαρο Καμάριζας, του οποίου η οροφή ταυτίζεται με την επιφάνεια της αποκόλλησης (*Lekkas et al., 2011; Berger et al., 2013; Coleman et al., 2019*). Λόγω της διείδυσης του γρανοδιορίτη, οι Σχιστόλιθοι Καμάριζας έχουν μετατραπεί σε κερατίτες σε μια ακτίνα μερικών εκατοντάδων μέτρων γύρω από το μαγματικό σώμα (*Marinos & Petrascheck, 1956*).

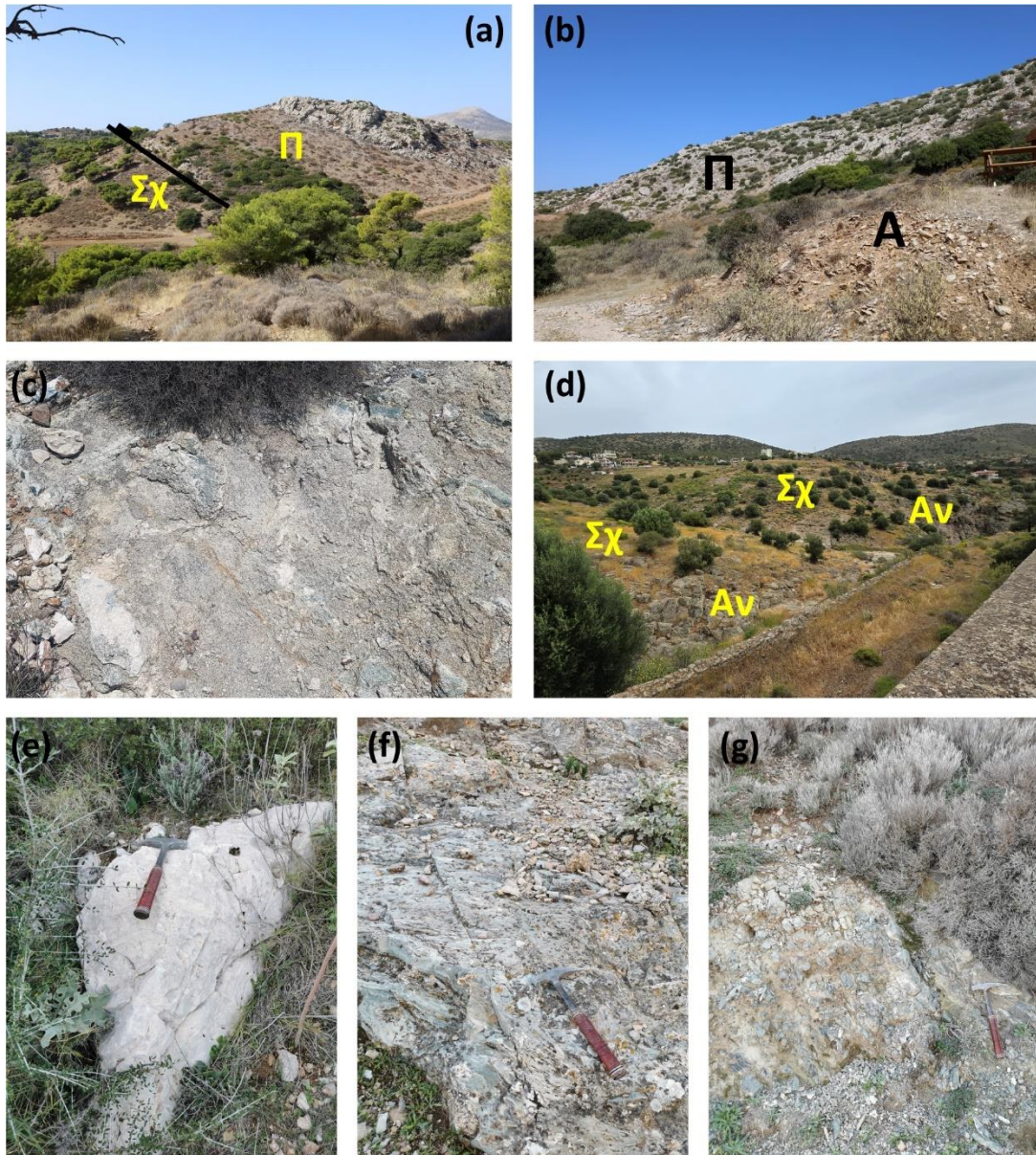
2. Ακολουθεί η ενότητα Λαυρίου Ιουρασικής – Κρητιδικής ηλικίας, η οποία υπέρκειται της ενότητας Καμάριζας και αποτελεί την ενδιάμεση τεκτονική ενότητα. Αποτελείται από τα Τριαδικά – Ιουρασικά μάρμαρα Πούντας (που αντιστοιχούν στο Κατώτερο Μάρμαρο του *Lepsius, 1893*), τους υπερκείμενους σχιστόλιθους Λαυρίου και τα ανώτερα μάρμαρα Μαυροβουνίου (*Lekkas et al., 2011*). Χαρακτηρίζεται από κυανοσχιστολιθική μεταμόρφωση Ηωκαινικής ηλικίας και ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική κατά το Ολιγόκαινο.
3. Τέλος την ανώτερη τεκτονικά ενότητα αποτελεί η μη μεταμορφωμένη ενότητα Μπερζέκου, η οποία περιλαμβάνει από ραδιολαρίτες ψαμμίτες και πυριτόλιθους πλούσιους σε πυριτικά απολιθώματα ηλικίας Άνω Ιουρασικού – Κάτω Κρητιδικού, πάνω στους οποίους έχουν αποθεθεί ασύμφωνα Άνω-Κρητιδικοί ρουδιστοφόροι ασβεστόλιθοι. Οι ασβεστόλιθοι αυτοί στις περισσότερες θέσεις έχουν διαποτιστεί από υδροθερμικά ρευστά και έχουν υποστεί αγκεριτίωση (*Marinos & Petrascheck, 1956; Photiades & Carras, 2001*).

Στην εικόνα 3.2, παρουσιάζεται ο λεπτομερής γεωλογικός χάρτης, τροποποιημένος από *Voudouris et al., 2008*, της ευρύτερης περιοχής στην οποία πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική διερεύνηση του υπεδάφους.



Εικόνα 3.2: Λεπτομερής γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης (τροποποιημένος από Voudouris et al., 2008).

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας και σε συνεργασία με τον επίκ. καθηγητή Κωνσταντίνο Σούκη, πραγματοποιήθηκε λεπτομερής αναγνώριση του γεωλογικού περιβάλλοντος της περιοχής (εικ. 3.3), για την κατανόηση της επιφανειακής δομής, αλλά και για τη συλλογή όλων των απαραίτητων πληροφοριών που θα συμβάλλουν στην αξιολόγηση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων, με σκοπό τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής.

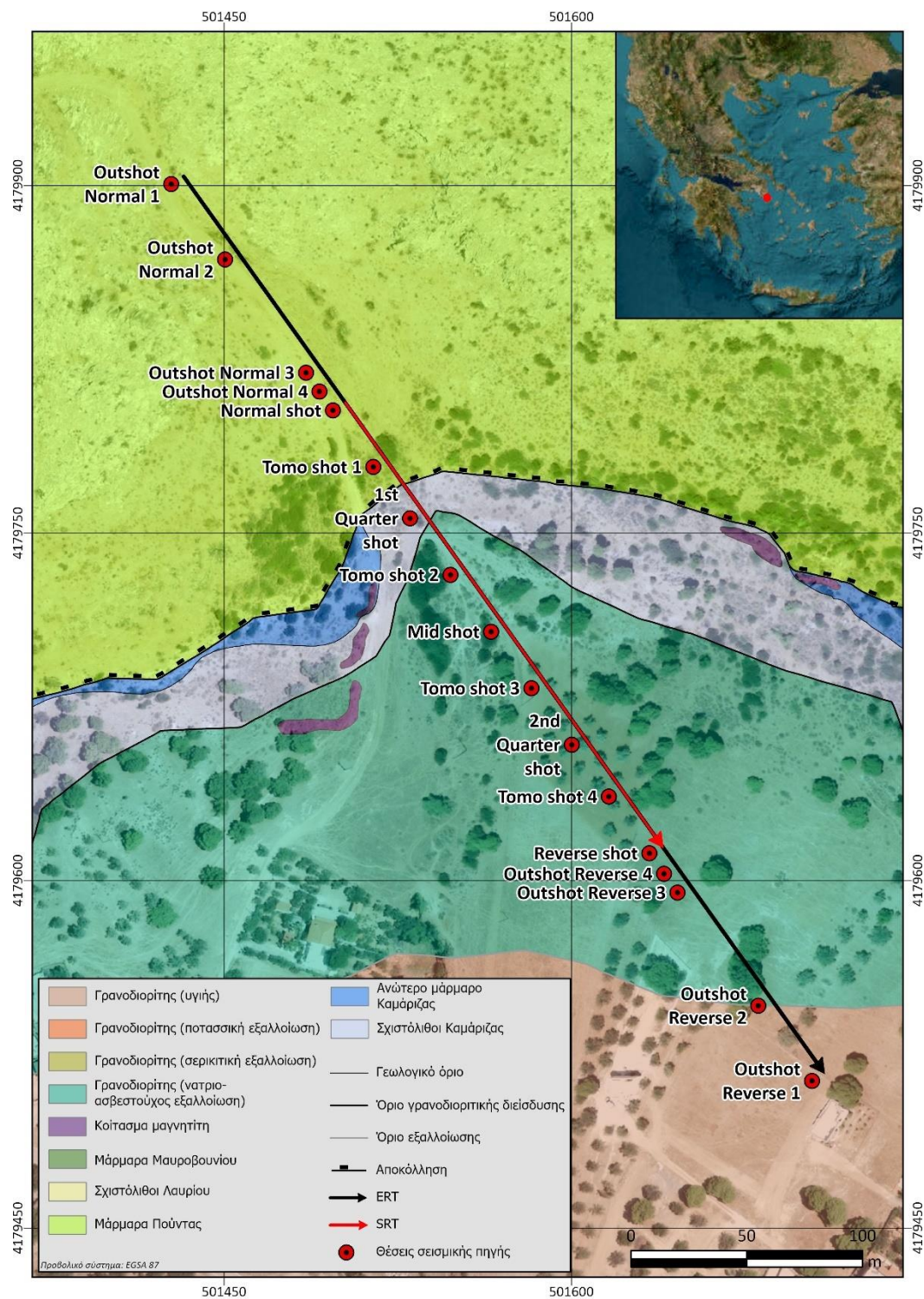


Εικόνα 3.3: (a) Γενική άποψη της πλαγιάς δυτικά του δρόμου όπου πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα. Σημειώνεται (μαύρη γραμμή) η θέση του ρήγματος αποκόλλησης, όπου φέρνει σε επαφή τα Μάρμαρα Πούντας (Π) με τους Σχιστόλιθους Καμάριζας (Σχ). (b) Γενική άποψη της πλαγιάς ανατολικά του δρόμου όπου πραγματοποιήθηκε η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα. Π: Μάρμαρα Πούντας, A: Ανθρωπογενείς αποθέσεις. (c) Γρανодиόριτης με Ca-Na εξαλλοίωση. (d) Κερατιτοποιημένα Ανθρακικά τεμάχια (Av) εντός των σχιστολίθων Καμάριζας (Σχ). (e) Μάρμαρα Πούντας. (f) Ανώτερο Μάρμαρο (μυλωνιτιωμένο) Καμάριζας. (g) Σχιστόλιθοι Καμάριζας (Κερατιτοποιημένοι).



### 3.2 Σχεδιασμός πειράματος και λήψη δεδομένων

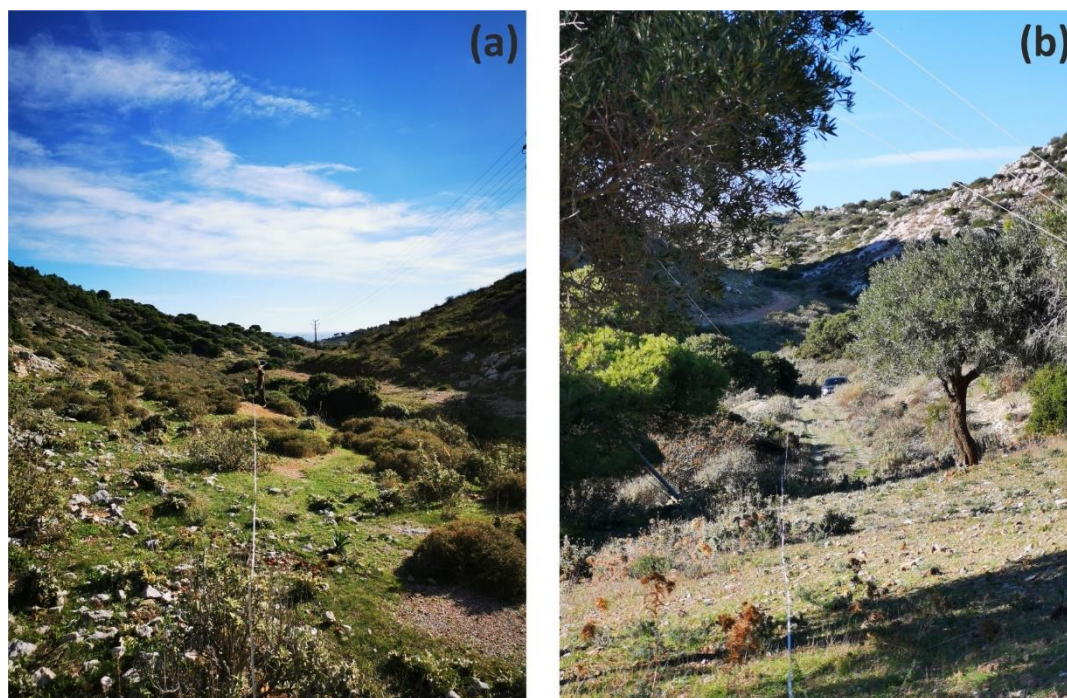
Για τη διερεύνηση της υπεδάφιας δομής εφαρμόστηκαν, η τεχνική της ηλεκτρικής τομογραφίας (*electrical resistivity tomography - ERT*), καθώς και η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (*seismic refraction tomography - SRT*). Στον χάρτη της εικόνας 3.4, παρουσιάζονται οι θέσεις εφαρμογής και η γεωμετρία των αναπτυγμάτων των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών.



Εικόνα 3.4: Λεπτομερής γεωλογικός χάρτης της περιοχής μελέτης, με τις θέσεις εφαρμογής των γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών (τροποποιημένος από Voudouris et al., 2008).

Οι συγκεκριμένες θέσεις επιλέχθηκαν για τη διερεύνηση της υπεδαφικής γεωλογικής δομής, η οποία χαρακτηρίζεται επιφανειακά από έντονη πλευρική ανομοιογένεια με διαδοχικές εμφανίσεις λιθολογικών σχηματισμών, μεταβαίνοντας από τα μάρμαρα Πούντας στους σχιστόλιθους Καμάριζας μέσω ρήγματος αποκόλλησης στα ΒΔ και στη συνέχεια στον εξαλλοιωμένο και υγιή γρανοδιορίτη στα ΝΑ.

Στις εικόνες 3.5 α και β, παρουσιάζεται μία γενική άποψη της περιοχής στην οποία πραγματοποιήθηκαν οι γεωφυσικές μετρήσεις.



Εικόνα 3.5: Γενική άποψη της περιοχής μελέτης στη θέση «Πλάκα Κερατέας». (α) Άποψη προς ΝΑ, (β) άποψη προς ΒΔ.

### 3.2.1 Γεωηλεκτρικό πείραμα

Οι γεωηλεκτρικές μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν κατά μήκος του γεωηλεκτρικού αναπτύγματος ERT το οποίο απεικονίζονται στον χάρτη της εικόνας 3.4, με τη μαύρη συνεχή γραμμή. Κατά μήκος του αναπτύγματος αυτού πραγματοποιήθηκαν δύο τομές με διαφορετική ισοδιάσταση μεταξύ των 48 ηλεκτροδίων που χρησιμοποιήθηκαν. Πιο συγκεκριμένα:

- Η πρώτη γεωηλεκτρική τομή χαρακτηρίζονταν από 10m ισοδιάσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων, διαμορφώνοντας ένα γεωηλεκτρικό ανάπτυγμα συνολικού μήκους 470m.
- Η δεύτερη γεωηλεκτρική τομή χαρακτηρίζονταν από 5m ισοδιάσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων και συνολικό ανάπτυγμα 475m, έπειτα από την εφαρμογή της διαδικασίας της γραμμικής μετατόπισης (*roll along*) των 24 ηλεκτροδίων (115m) σε δύο διαδοχικές φάσεις.

Η εφαρμογή της γεωηλεκτρικής τομής με μικρότερη ισοδιάσταση ηλεκτροδίων (5m) είχε ως στόχο την αύξηση της διακριτικής ικανότητας της τεχνικής ενώ η γεωηλεκτρική τομή που

πραγματοποιήθηκε με 10m ισοδιάσταση ηλεκτροδίων αποσκοπούσε στην μεγαλύτερη δυνατή αύξηση του βάθους διερεύνησης της τεχνικής.

Στις εικόνες 3.6 α, β και γ, παρουσιάζονται στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου, τοποθέτησης των ηλεκτροδίων και των πολυκαναλικών καλωδίων, για την διαμόρφωση των γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων.



Εικόνα 3.6: Στιγμιότυπα κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου των γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων.

Για τη λήψη των γεωηλεκτρικών δεδομένων (εικ. 3.7) χρησιμοποιήθηκαν 48 ηλεκτρόδια τα οποία συνδέονταν, μέσω πολυκαναλικού καλωδίου (*multicore cable*), με τη γεωηλεκτρική συσκευή *SYSCAL Pro switch 48* του οίκου *IRIS instruments*. Χρησιμοποιήθηκαν οι διατάξεις ηλεκτροδίων *Wenner*, *Wenner-Schlumberger* και *dipole-dipole*. Με τη χρήση του λογισμικού *Electre Pro*, δημιουργήθηκαν τα πρωτόκολλα (*sequences*) των διατάξεων για το κάθε

ανάπτυγμα ξεχωριστά, σύμφωνα με τα γεωμετρικά του χαρακτηριστικά. Τα πρωτόκολλα εγκαταστάθηκαν στη συνέχεια στη γεωηλεκτρική συσκευή για την έναρξη της αυτοματοποιημένης διαδικασίας λήψης των μετρήσεων της κάθε διάταξης.



Εικόνα 3.7: Στιγμιότυπο κατά τη διαδικασία λήψης των γεωηλεκτρικών δεδομένων.

### 3.2.2 Γεωσεισμικό πείραμα

Η καταγραφή των χρόνων άφιξης των επιμήκων ( $P$ ) σεισμικών κυμάτων πραγματοποιήθηκε κατά μήκος της σεισμικής γραμμής SRT, η οποία απεικονίζεται στον χάρτη της εικόνας 3.4, με την κόκκινη συνεχή γραμμή, διατηρώντας κοινό το κέντρο διάταξης με το γεωηλεκτρικό ανάπτυγμα.

Η ανίχνευση της σεισμικής ενέργειας στην επιφάνεια του εδάφους πραγματοποιήθηκε με τη χρήση 48 σεισμικών δεκτών (γεωφώνων), ιδιοσυχνότητας 10Hz, τοποθετημένους σε ίσες οριζόντιες αποστάσεις 5m μεταξύ τους, διαμορφώνοντας ένα σεισμικό ανάπτυγμα συνολικού μήκους 235m. Για την καταγραφή των χρόνων άφιξης χρησιμοποιήθηκε το 48-κάναλο σύστημα καταγραφής (σειсмоγράφος) *Geometrics StrataView*, στο οποίο συνδέονταν οι σεισμικοί δέκτες (εικ. 3.8) μέσω δύο πολυκαναλικών καλωδίων (*multicore cables*). Ο συνολικός χρόνος καταγραφής ήταν 512ms, ενώ για την ψηφιοποίηση του σήματος χρησιμοποιήθηκε παράθυρο δειγματοληψίας 0,250ms.



Εικόνα 3.8: Το κέντρο διάταξης του γεωσεισμικού αναπτύγματος.

Για την παραγωγή της σεισμικής ενέργειας χρησιμοποιήθηκαν η σεισμική σφύρα (*seismic sledgehammer*) βάρους 6,5kg (εικ. 3.9a) και η σεισμική πηγή επιταχυνόμενου πίπτων βάρους (*accelerated weight drop – AWD-33PS*) του οίκου *Geodevice*, με βάρος κεφαλής 20kg (εικ. 3.9b).



Εικόνα 3.9: (a) Στιγμιότυπα κατά τη διαδικασία λήψης των γεωσεισμικών δεδομένων με τη χρήση (a) της σεισμικής σφύρας (6,5kg) και (b) της σεισμικής πηγής AWD-33PS.

Για τη σεισμική σφύρα, ο μηχανισμός του χρόνου μηδέν (*triggering mechanism*) που ορίζει την χρονική στιγμή έναρξης της σεισμικής καταγραφής, ενεργοποιήθηκε με τη χρήση καλωδίου (*triggering cable*), το οποίο συνέδεε απευθείας τον μηχανισμό *triggering* (*trigger switch*), μέσω καλωδίου επέκτασης, με το σύστημα καταγραφής.

Στην περίπτωση της πηγής επιταχυνόμενου πίπτων βάρους, η ενεργοποίηση του μηχανισμού *triggering* πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ειδικά διαμορφωμένου γεωφώνου (*triggering geophone*), το οποίο τοποθετούταν σε απόσταση 0,5m από το σημείο της κρούσης και συνδεόταν μέσω καλωδίου επέκτασης με το καταγραφικό σύστημα.

Κατά την πραγματοποίηση δοκιμαστικών κρούσεων στο πεδίο και ιδιαίτερα στις θέσεις της σεισμικής πηγής που βρίσκονταν εκτός του ενεργού σεισμικού αναπτύγματος (εικ. 3.4), είτε από την κανονική (*Outshot Normal 1-4*) είτε από την αντίστροφη θέση (*Outshot Reverse 1-3*), διαπιστώθηκε ότι οι σεισμικές καταγραφές χαρακτηρίζονταν από πολύ υψηλά επίπεδα θορύβου και απώλεια σήματος, γεγονός που κατέστησε τις καταγραφές αυτές ως μη αξιοποιήσιμες. Ως εκ' τούτου, πραγματοποιήθηκαν συνολικά 21 σεισμικές καταγραφές εντός του ενεργού σεισμικού αναπτύγματος σε 10 διαφορετικές θέσεις σεισμικής πηγής, όπως απεικονίζονται στον χάρτη της εικόνας 3.4 με τα κόκκινα κυκλικά σύμβολα. Επιπλέον, λόγω της δυσκολίας που παρουσιάστηκε κατά τη μετακίνηση της σεισμικής πηγής επιταχυνόμενου πίπτου βάρους στις διαφορετικές θέσεις κατά μήκος του σεισμικού αναπτύγματος, η πηγή αυτή χρησιμοποιήθηκε επιλεκτικά σε συγκεκριμένες θέσεις.

Στον παρακάτω Πίνακα 2, συνοψίζονται οι αποστάσεις των θέσεων των σεισμικών πηγών, η ονομασία της κάθε θέσης, ο τύπος της σεισμικής πηγής που χρησιμοποιήθηκε, καθώς και ο αριθμός των σεισμικών καταγραφών που πραγματοποιήθηκαν σε κάθε θέση. Ως απόσταση αναφοράς ορίστηκε η αρχή της γεωηλεκτρικής τομής ERT.

**ΠΙΝΑΚΑΣ 2: ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΘΕΣΕΩΝ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΠΗΓΩΝ.**

SH: SLEDGEHAMMER 6,5KG, AWD: ACCELERATED WEIGHT DROP 20KG.

<b>Απόσταση (m)</b>	<b>Ονομασία θέσης σεισμικής πηγής</b>	<b>Τύπος σεισμικής πηγής</b>	<b>Αριθμός σεισμικών καταγραφών</b>
120,0	<i>Normal shot</i>	SH / AWD	3
150,0	<i>Tomo shot 1</i>	SH	2
177,5	<i>1<sup>st</sup> Quarter shot</i>	SH	1
207,5	<i>Tomo shot 2</i>	SH	2
237,5	<i>Mid shot</i>	SH / AWD	2
267,5	<i>Tomo shot 3</i>	SH	2
297,5	<i>2<sup>nd</sup> Quarter shot</i>	SH	1
325,0	<i>Tomo shot 4</i>	SH	1
355,0	<i>Reverse shot</i>	SH / AWD	4
365,0	<i>Outshot Reverse 4</i>	SH / AWD	3

### 3.3 Επεξεργασία γεωηλεκτρικών δεδομένων

Η επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού *Res2DInv* του οίκου *Geotomo Software*. Πριν από την κυρίως επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε ένας ποιοτικός έλεγχος αυτών, ο οποίος περιελάμβανε την απομάκρυνση θορυβωδών σημείων από τα δεδομένα. Στην περίπτωση των διατάξεων *Wenner* και *Wenner-Schlumberger*, τα γεωηλεκτρικά δεδομένα και των δύο αναπτυγμάτων, χαρακτηρίζονταν από πολύ καλή ποιότητα, επομένως δεν κρίθηκε αναγκαία η απομάκρυνση κάποιου σημείου. Αντιθέτως, όσο αφορά τη διάταξη *Dipole-Dipole*, διαπιστώθηκε η ύπαρξη πολλών θορυβωδών σημείων, γεγονός που ήταν αναμενόμενο λόγω του πολύ μεγαλύτερου γεωμετρικού παράγοντα και πολύ χαμηλότερου δυναμικού, για την ίδια ένταση ρεύματος της διάταξης αυτής, σε σχέση με τις άλλες δύο.

Για την επίλυση του αντίστροφου προβλήματος (*Inverse problem*) εφαρμόστηκε η εξομαλυμένη μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με περιορισμούς (*smoothness-constrained least-squares method*), με τη χρήση της  $l_2$ -νόρμας εξομαλυμένης μεθόδου βελτιστοποίησης με περιορισμούς, ενώ για την επίλυση του ευθέως προβλήματος (*forward problem*) η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών (*finite difference method*).

Για την κυρίως επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων, ακολουθήθηκε η παρακάτω διαδικασία:

- Αρχικά, πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των δύο (2) γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων (ERT 5m spacing & ERT 10m spacing) ξεχωριστά, για τις τρεις (3) διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων (*Wenner*, *Wenner-Schlumberger* & *dipole-dipole*). Με τη διαδικασία αυτή κατασκευάστηκαν συνολικά έξι (6) διαφορετικά υπεδαφικά μοντέλα κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.
- Στη συνέχεια, ομαδοποιήθηκαν τα γεωηλεκτρικά δεδομένα των κοινών διατάξεων ηλεκτροδίων των δύο (2) γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων. Με τον τρόπο αυτό δημιουργήθηκαν τρία (3) ομαδοποιημένα σύνολα γεωηλεκτρικών δεδομένων, ένα για κάθε διάταξη, τα οποία αντιστοιχούν σε ένα σύνθετο ανάπτυγμα συνολικού μήκους 475m με αυξημένη διακριτική ικανότητα έως το βάθος των 48m, που αντιστοιχεί στο μέγιστο διασκοπικό βάθος του γεωηλεκτρικού αναπτύγματος που χαρακτηρίζεται από 5m ισοδιάσταση μεταξύ των ηλεκτροδίων.

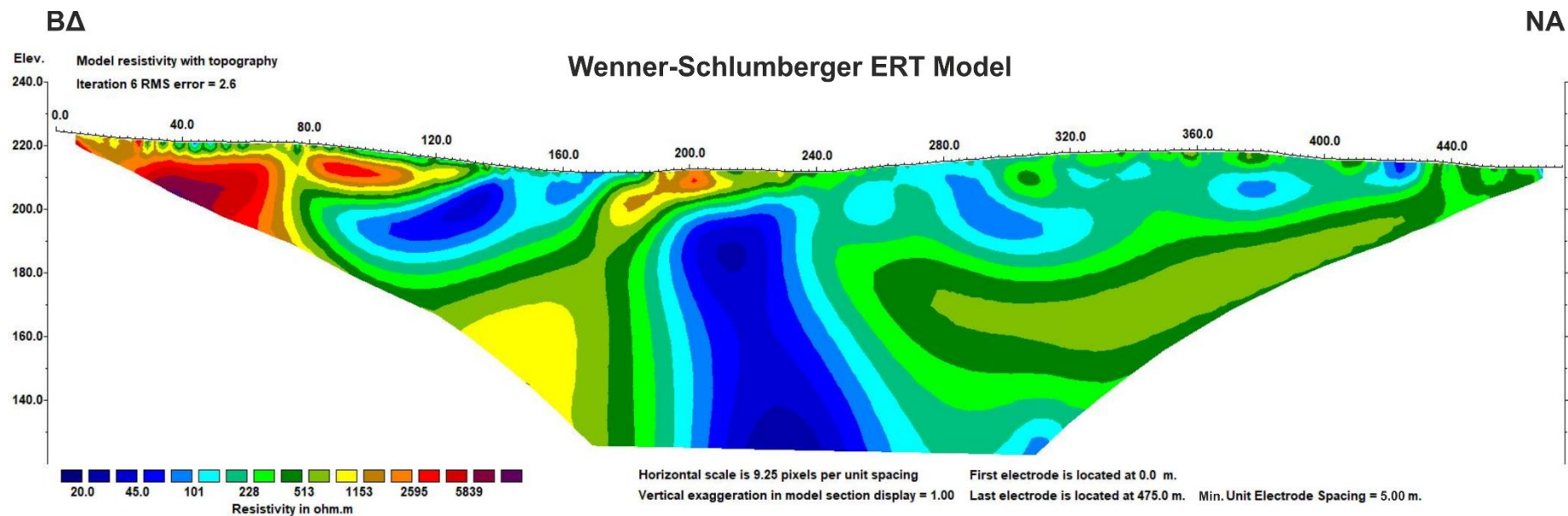
Έπειτα από την αντιστροφή των τριών (3) ομαδοποιημένων συνόλων γεωηλεκτρικών δεδομένων, διαπιστώθηκαν τα εξής:

- Στην περίπτωση της διάταξης *dipole-dipole*, το γεωηλεκτρικό τομόγραμμα χαρακτηρίζονταν από υψηλές τιμές (> 15%) μέσου τετραγωνικού σφάλματος (*root mean square - RMS*) και συνεπώς αναξιόπιστα αποτελέσματα. Το γεγονός αυτό, οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στο πολύ μεγάλο μήκος των γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων, το οποίο είχε σαν αποτέλεσμα, ορισμένες τιμές να λαμβάνονται από δίπολα τα οποία απείχαν πολύ μεγάλη απόσταση μεταξύ τους. Έτσι, λόγω του πολύ μεγάλου γεωμετρικού παράγοντα και του πολύ μικρού δυναμικού που σημειώνονταν στις αποστάσεις αυτές, προέκυψαν εσφαλμένες τιμές «φαινόμενης» ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, κατά τη διάρκεια λήψης των μετρήσεων.

- Τα γεωηλεκτρικά τομογράμματα που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων των διατάξεων *Wenner* και *Wenner-Schlumberger*, χαρακτηρίζονταν από χαμηλές τιμές (< 4%) μέσου τετραγωνικού σφάλματος (*RMS*), παρέχοντας ικανοποιητικά αποτελέσματα. Η μεγαλύτερη διαφορά μεταξύ των δύο αυτών γεωηλεκτρικών διατάξεων έγκειται στο γεγονός ότι η διάταξη *Wenner-Schlumberger* είναι περισσότερο ευαίσθητη στις πλευρικές μεταβολές της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης συγκριτικά με τη διάταξη *Wenner*.

Λαμβάνοντας υπόψη τις παραπάνω παρατηρήσεις, το γεωηλεκτρικό μοντέλο που θεωρήθηκε ότι αντιπροσωπεύει καλύτερα την υπεδαφική δομή της συγκεκριμένης περιοχής μελέτης, ήταν αυτό που προέκυψε έπειτα από την επεξεργασία του συνόλου των δεδομένων της διάταξης *Wenner-Schlumberger* (εικ. 3.10), με μέγιστο βάθος διερεύνησης τα 94m. Λόγω του μεγάλου εύρους των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (20 – 10350 Ohm.m), επιλέχθηκε λογαριθμική κλίμακα για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων.





Εικόνα 3.10: Τομή ηλεκτρικής τομογραφίας που προέκυψε έπειτα από την επεξεργασία του συνόλου των γεωηλεκτρικών δεδομένων, των δύο (2) γεωηλεκτρικών αναπτυγμάτων που πραγματοποιήθηκαν στη περιοχή μελέτης.

Από τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των γεωηλεκτρικών δεδομένων, που παρουσιάζονται στην εικόνα 3.10, προκύπτουν οι εξής παρατηρήσεις:

1. Στο ΒΔ τμήμα της τομής, από την αρχή έως τα 140m απόσταση παρατηρείται ένας ιδιαίτερα αντιστατικός γεωηλεκτρικός σχηματισμός που χαρακτηρίζεται από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης μεγαλύτερες των 1000 Ohm.m. Το μέγιστο διερευνημένο πάχος του σχηματισμού αυτού εντοπίζεται στα 62m απόσταση και ανέρχεται στα 27m, ενώ φαίνεται να ελαττώνεται σταδιακά προς τα ΝΑ.
2. Από τα 90 έως τα 180m παρατηρείται μία αγώγιμη ζώνη με τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 30 - 100$  Ohm.m, η οποία από τα 90 έως τα 140m απόσταση αναπτύσσεται υποκείμενα της αντιστατικής περιοχής που περιεγράφηκε προηγουμένως, ενώ από τα 140 έως τα 180m παρατηρείται επιφανειακά. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από ένα μέσο πάχος 22m.
3. Μεταξύ των 190 και 240m απόσταση και σε βάθος μεγαλύτερο των 10m, παρατηρείται μία δεύτερη αγώγιμη ζώνη που χαρακτηρίζεται από τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 20 - 100$  Ohm.m. Η ζώνη αυτή χαρακτηρίζεται από ένα μέσο πλάτος 60m και εκτείνεται έως και τα 94m βάθος που αποτελεί το μέγιστο διασκοπικό βάθος της τεχνικής.
4. Οι δύο αυτές αγώγιμες ζώνες διαχωρίζονται μεταξύ τους από έναν αντιστατικό σχηματισμό ( $\rho = 350 - 2500$  Ohm.m), ο οποίος αναπτύσσεται επιφανειακά από τα 180 έως τα 240m απόσταση, ενώ σε αποστάσεις μικρότερες των 180m φαίνεται να αναπτύσσεται υποκείμενα της 1<sup>ης</sup>, κατά σειρά εμφάνισης, αγώγιμης ζώνης. Οι υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 1200 - 2500$  Ohm.m) του σχηματισμού αυτού περιορίζονται κοντά στην επιφάνεια στα 180 με 205m απόσταση, ενώ στο υπόλοιπο τμήμα του χαρακτηρίζεται από τιμές  $\rho = 350 - 1000$  Ohm.m.
5. Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 240m και μέχρι το τέλος της γεωηλεκτρικής τομής, η ηλεκτρική ειδική αντίσταση του υπεδάφους χαρακτηρίζεται από ένα εύρος τιμών  $\rho = 45 - 800$  Ohm.m. Από την επιφάνεια και μέχρι το μέσο βάθος των 35m φαίνεται να κυριαρχούν οι χαμηλότερες τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho=45-200$  Ohm.m) του τμήματος αυτού, ενώ κατά θέσεις και κυρίως στο επιφανειακό κομμάτι, εντοπίζονται περιοχές που χαρακτηρίζονται από τιμές  $\rho = 250 - 600$  Ohm.m. Σε βάθη μεγαλύτερα των 35m, φαίνεται να κυριαρχούν οι υψηλότερες τιμές του τμήματος αυτού, με την ανάπτυξη ενός σχετικά αντιστατικού γεωηλεκτρικού σχηματισμού με τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης  $\rho = 250 - 800$  Ohm.m. Από τα 435m απόσταση και μέχρι το τέλος της γεωηλεκτρικής τομής, ο σχηματισμός αυτός φαίνεται να αναπτύσσεται επιφανειακά.

Από την κατανομή των τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο υπέδαφος, αναδεικνύεται και επιβεβαιώνεται η ύπαρξη μίας σύνθετης υπεδαφικής δομής, που χαρακτηρίζεται από την έντονη παρουσία της πλευρικής ανομοιογένειας.

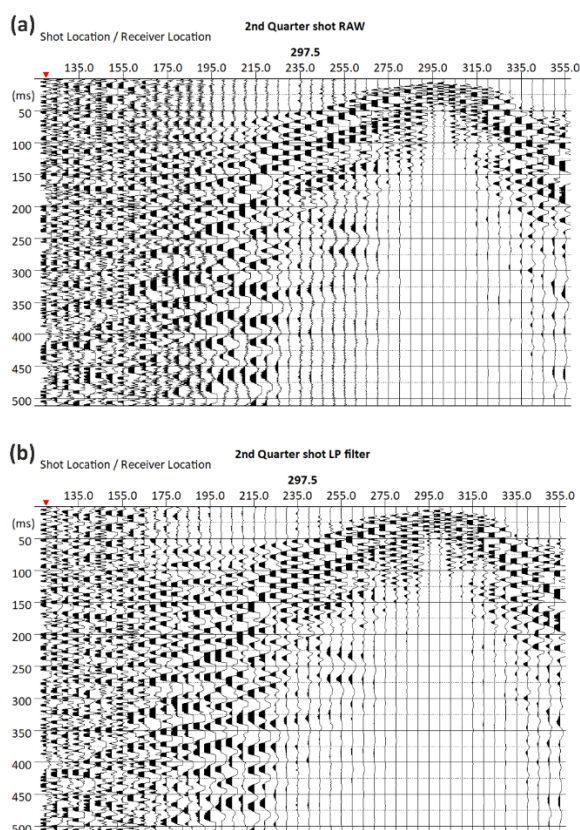
### 3.4 Επεξεργασία γεωσεισμικών δεδομένων

Η επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων που συγκεντρώθηκαν στη συγκεκριμένη περιοχή μελέτης και η δημιουργία ενός αντιπροσωπευτικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, αποδείχθηκαν ιδιαίτερα πολύπλοκα, όπως και ήταν αναμενόμενο, λόγω της σύνθετης και ανομοιογενούς υπεδαφικής δομής που χαρακτηρίζει το συγκεκριμένο γεωπεριβάλλον.

Για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε η μονάδα *DW Tomo* του λογισμικού *Seismic Pro* (*Geogiga Technology Corp*). Το πρώτο βήμα της επεξεργασίας αποτέλεσε η επιλογή και ομαδοποίηση των δέκα (10) σεισμικών καταγραφών, που προέκυψαν από τις δύο διαφορετικές σεισμικές πηγές κρούσης, οι οποίες χαρακτηρίζονταν από την καλύτερη ποιότητα σήματος και τα χαμηλότερα επίπεδα θορύβου. Σε αυτό το στάδιο, καθορίστηκαν επίσης τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του σεισμικού αναπτύγματος στο λογισμικό επεξεργασίας, καθώς και η τοπογραφία της περιοχής κατά μήκος της σεισμικής γραμμής.

Για την βελτίωση της ποιότητας των σεισμικών καταγραφών και την ανάδειξη των πρώτων χρόνων άφιξης πραγματοποιήθηκαν:

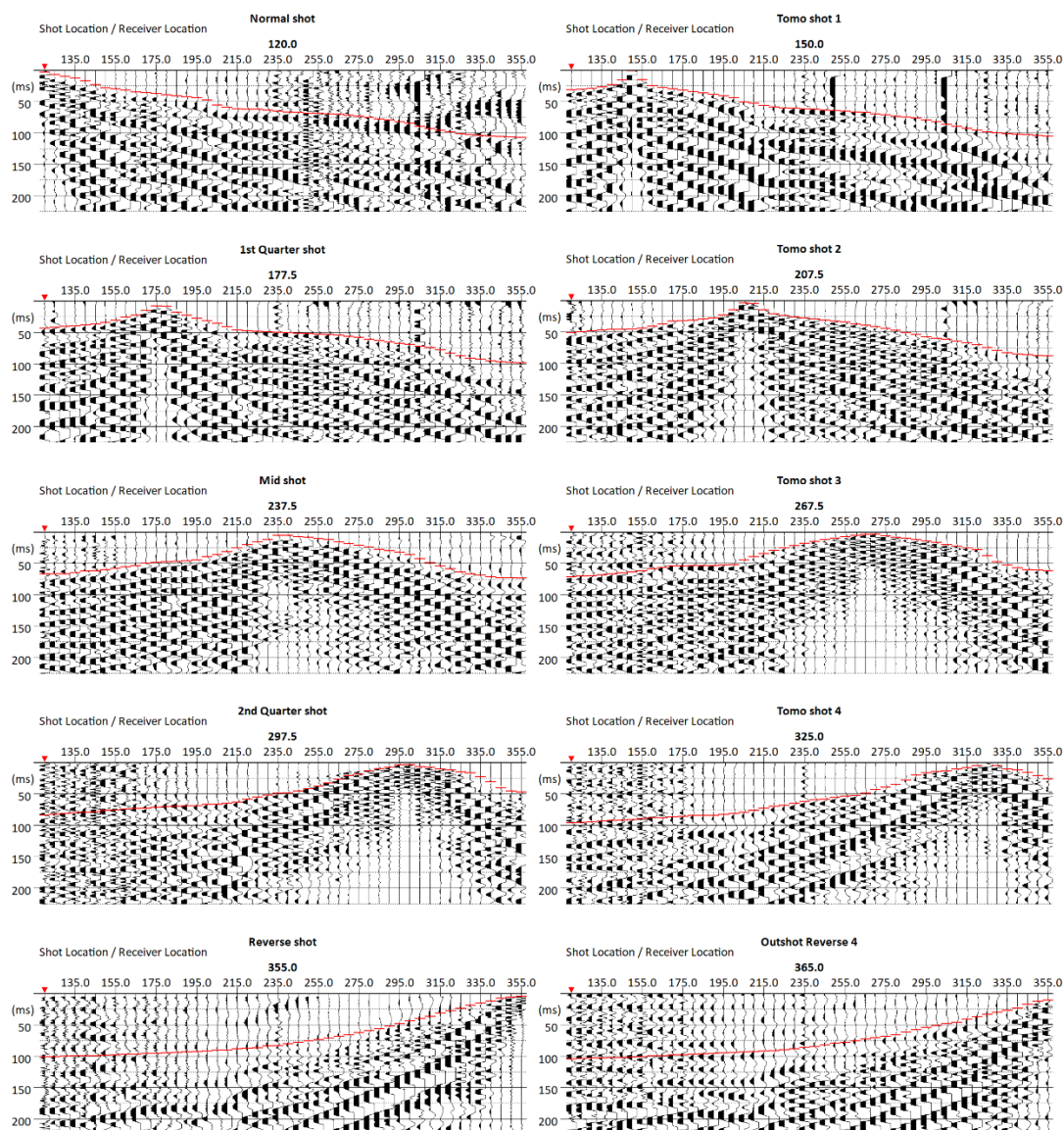
- Εφαρμογή κατωπερατού φίλτρου *Butterworth*, με συχνότητα αποκοπής 150Hz και κλίση 120 db/oct, για την απομάκρυνση του υψίσυχνου θορύβου από τις σεισμικές καταγραφές (εικ. 3.11).
- Προσαρμογή της ενίσχυσης του σήματος (*display gain control*) για την ανάδειξη των πρώτων χρόνων άφιξης κυρίως στους απομακρυσμένους, από τη θέση της πηγής, σεισμικούς δέκτες.



Εικόνα 3.11: Η σεισμική καταγραφή που προέκυψε από τη σεισμική σφύρα βάρους 6,5kg, στη θέση *2nd Quarter shot*, πριν (a) και μετά (b) από την εφαρμογή κατωπερατού φίλτρου.

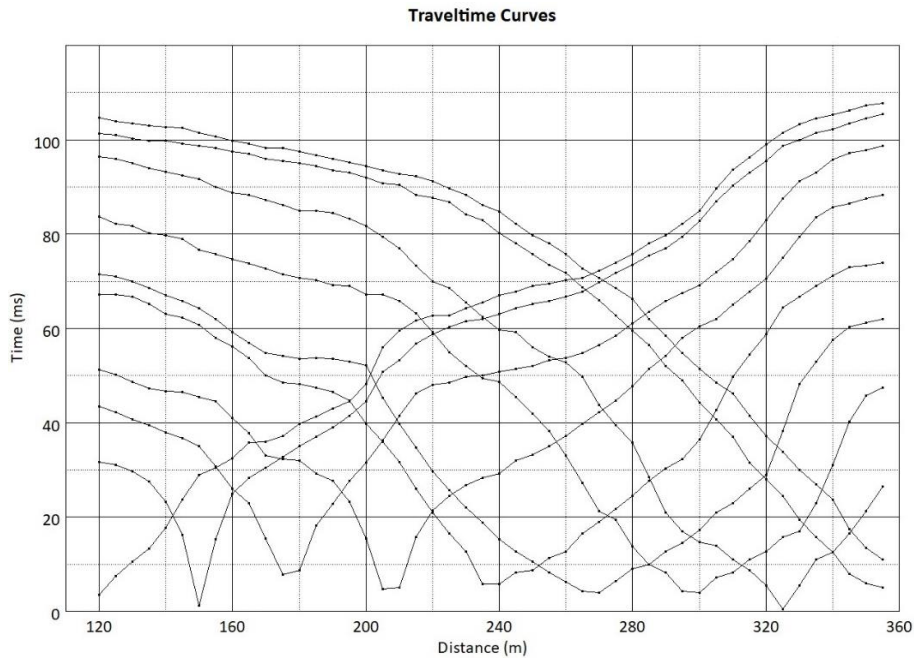
Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε η επιλογή (*picking*) των πρώτων χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, ξεκινώντας πρώτα από τις πιο «καθαρές» σεισμικές καταγραφές, προκειμένου να προσδιοριστεί ο τρόπος με τον οποίο κατανέμονται οι πρώτες αφίξεις. Κατόπιν, επιλέχθηκαν οι πρώτες αφίξεις στις πιο θορυβώδεις καταγραφές, διατηρώντας την παραλληλία μεταξύ των αφίξεων που προέρχονται από κοινούς διαθλαστήρες.

Στην εικόνα 3.12, παρουσιάζεται η επιλογή των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις δέκα (10) σεισμικές καταγραφές που χρησιμοποιήθηκαν για την επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων.



Εικόνα 3.12: Επιλογή των χρόνων άφιξης (κόκκινες σημάνσεις) των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στις δέκα (10) σεισμικές καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν στο πεδίο. Επάνω από κάθε καταγραφή αναγράφονται η απόσταση και η ονομασία της θέσης της πηγής.

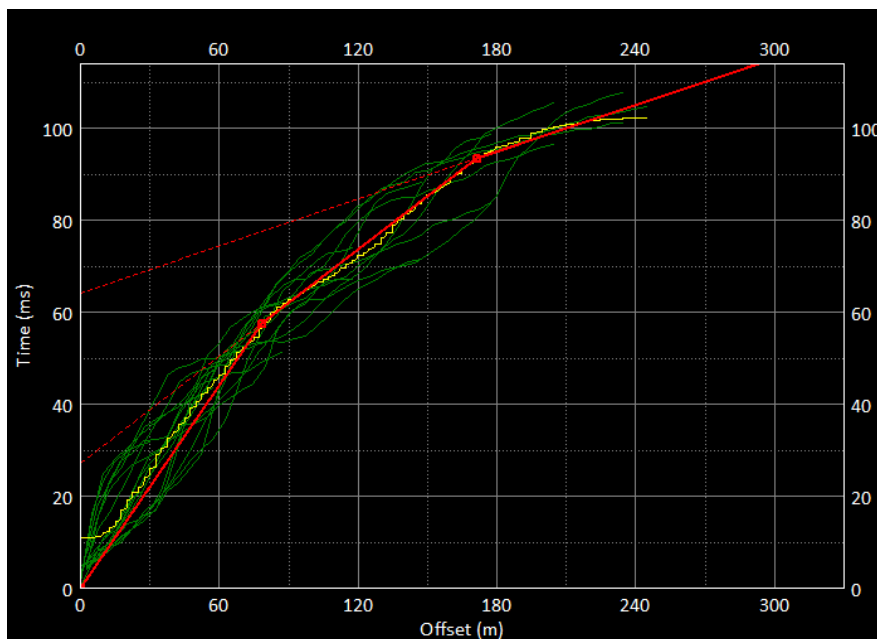
Στην εικόνα 3.13, παρουσιάζονται οι δρομοχρονικές καμπύλες (*traveltime curves*), όπως προέκυψαν έπειτα από την επιλογή των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, στις δέκα (10) σεισμικές καταγραφές.



Εικόνα 3.13: Δρομοχρονικές καμπύλες (traveltime curves) των δέκα (10) σεισμικών καταγραφών.

Πριν από την αντιστροφή των δεδομένων, πραγματοποιήθηκε μία πρωταρχική επεξεργασία (εικ. 3.14) με την εφαρμογή της μεθόδου επεξεργασίας του χρόνου συνάντησης (*intercept time method*), για τον υπολογισμό ενός βαθμιαία μεταβαλλόμενου υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων (*gradient velocity model*). Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιήθηκε στη συνέχεια ως αρχικό μοντέλο (*initial model*) κατά το στάδιο της αντιστροφής των δεδομένων.

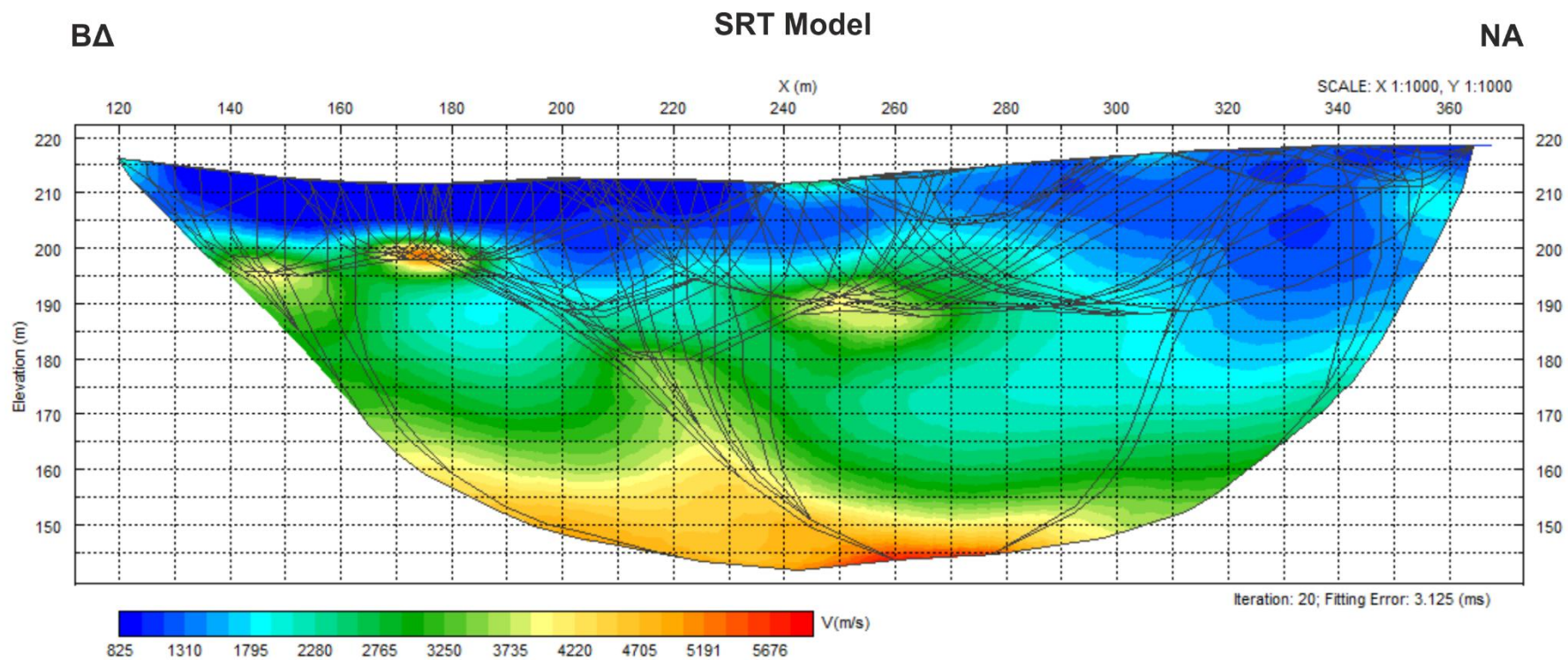
Η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του αρχικού μοντέλου υπολογίστηκε επιφανειακά ίση με 1360 m/s, αυξανόμενη βαθμιαία στα 2550 m/s έως το βάθος των 22m και αυξανόμενη περαιτέρω στα 5840 m/s έως το βάθος των 70m.



Εικόνα 3.14: Υπολογισμός του αρχικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων των επιμήκων σεισμικών κυμάτων με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης (*intercept time method*).

Για τον υπολογισμό του υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων των επιμήκων σεισμικών κυμάτων πραγματοποιήθηκε αντιστροφή των δεδομένων με την εφαρμογή της μεθόδου της εξομαλυμένης κανονικοποιημένης αντιστροφής με περιορισμούς (*smoothing constrained regularized inversion*). Για την εξομάλυνση του μοντέλου ορίστηκαν 15 και 6,25m μήκος οριζόντιας και κατακόρυφης εξομάλυνσης αντίστοιχα, ενώ για τον περιορισμό της αντιστροφής ορίστηκε ως κατώτερο και ανώτερο όριο ταχύτητας στα 800 m/s και 6000 m/s αντίστοιχως, με μέγιστη επιτρεπόμενη μεταβολή της μέσης ταχύτητας ανά επανάληψη το 60% της προηγούμενης. Επιπλέον ορίστηκαν συνολικά 30 κύκλοι επαναλήψεων (*iterations*) επίλυσης της διαδικασίας της αντιστροφής, με την δυνατότητα επιλογής του επιθυμητού αποτελέσματος από οποιαδήποτε επανάληψη. Για την επίλυση του ευθέως προβλήματος, εφαρμόστηκε η μέθοδος συντομότερης διαδρομής (*shortest path method*), με διαστάσεις κελιών (*cells*) του μοντέλου 2,5×1,25m, που αντιστοιχούν στο ½ και ¼ της ισοδιάστασης των σεισμικών δεκτών, κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διάσταση αντίστοιχως.

Στην εικόνα 3.15, παρουσιάζεται το υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων, όπως υπολογίστηκε έπειτα από την ολοκλήρωση του 20<sup>ου</sup> κύκλου επανάληψης της διαδικασίας της αντιστροφής, για το σύνολο των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις δέκα (10) σεισμικές καταγραφές. Η απόκλιση μεταξύ των υπολογισμένων (*calculated*) και παρατηρούμενων (*observed*) χρόνων άφιξης ήταν μικρότερη από 3,2ms.



Εικόνα 3.15: Τομή σεισμικής τομογραφίας διάθλασης με τις τροχιές των σεισμικών ακτίνων, έπειτα από την αντιστροφή του συνόλου δεδομένων των χρόνων άφιξης των επιμήκων σεισμικών κυμάτων στις δέκα (10) σεισμικές καταγραφές.

Από τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των γεωσεισμικών δεδομένων, που παρουσιάζονται στην εικόνα 3.15, διαπιστώθηκε ότι η υπεδαφική δομή αποτελείται από τρεις (3) γεωσεισμικούς σχηματισμούς όπως παρακάτω:

1. Ο πρώτος γεωσεισμικός σχηματισμός αναπτύσσεται επιφανειακά σε όλο το μήκος της τομής και χαρακτηρίζεται από σεισμική ταχύτητα  $V_p = 800 - 1600$  m/s, με τις υψηλότερες τιμές ταχύτητας να εντοπίζονται στο 2<sup>ο</sup> μισό της τομής. Από τα 120 έως τα 280m απόσταση χαρακτηρίζεται από ένα μέσο πάχος 10m, ενώ σε μεγαλύτερες αποστάσεις το πάχος του σχηματισμού αυτού αυξάνεται, λαμβάνοντας τη μέγιστη τιμή των 32m μετά τα 320m απόσταση.
2. Ο δεύτερος γεωσεισμικός σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ένα μέσο πάχος 30m και έντονη πλευρική ανομοιογένεια όσο αφορά την κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων. Ως επί το πλείστον, η ταχύτητα των επιμήκων σεισμικών κυμάτων του σχηματισμού χαρακτηρίζεται από τιμές  $V_p = 1800 - 2800$  m/s η οποία αυξάνει προοδευτικά με το βάθος. Παρόλα αυτά, σε αποστάσεις 145, 175 και 250m και μέσα βάθη 18, 12 και 24m αντίστοιχα, εντοπίζονται εντός του σχηματισμού αυτού περιοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από σεισμική ταχύτητα  $V_p = 3000 - 5000$  m/s. Επιπλέον μεταξύ των 200 και 240m απόσταση και σε βάθος μεγαλύτερο των 30m, παρατηρείται μία υποκατακόρυφη ζώνη υψηλών σεισμικών ταχυτήτων με τιμές  $V_p = 3000 - 4200$  m/s.
3. Ο τρίτος γεωσεισμικός σχηματισμός εντοπίζεται σε βάθη μεγαλύτερα των 45m και αποτελεί το σεισμικό υπόβαθρο της περιοχής με ταχύτητα  $V_p = 4000 - 5600$  m/s.

Με βάση την κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων των σεισμικών σχηματισμών που διερευνήθηκαν, αναδεικνύεται ένα αρκετά σύνθετο πεδίο ταχυτήτων, με περιοχές όπου χαρακτηρίζονται από απότομες μεταβολές της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, τόσο κατακόρυφα όσο και πλευρικά. Όπως και στην περίπτωση των αποτελεσμάτων της τεχνικής της ηλεκτρικής τομογραφίας, επιβεβαιώνεται για ακόμη μια φορά η σύνθετη υπεδαφική δομή που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη θέση έρευνας.



### 3.5 Ερμηνεία και Αξιολόγηση των γεωφυσικών τεχνικών

Βασικός στόχος του τελικού σταδίου της αξιολόγησης των γεωφυσικών αποτελεσμάτων ήταν η κατασκευή μίας γεωλογικής τομής, η οποία να ερμηνεύει με τον καλύτερο δυνατό τρόπο τα αποτελέσματα των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών που εφαρμόστηκαν για τη διερεύνηση της υπεδαφικής δομής στο συγκεκριμένο πεδίο έρευνας. Για το σκοπό αυτό, λήφθηκαν υπόψη οι επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις, καθώς και η συνδυαστική αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών.

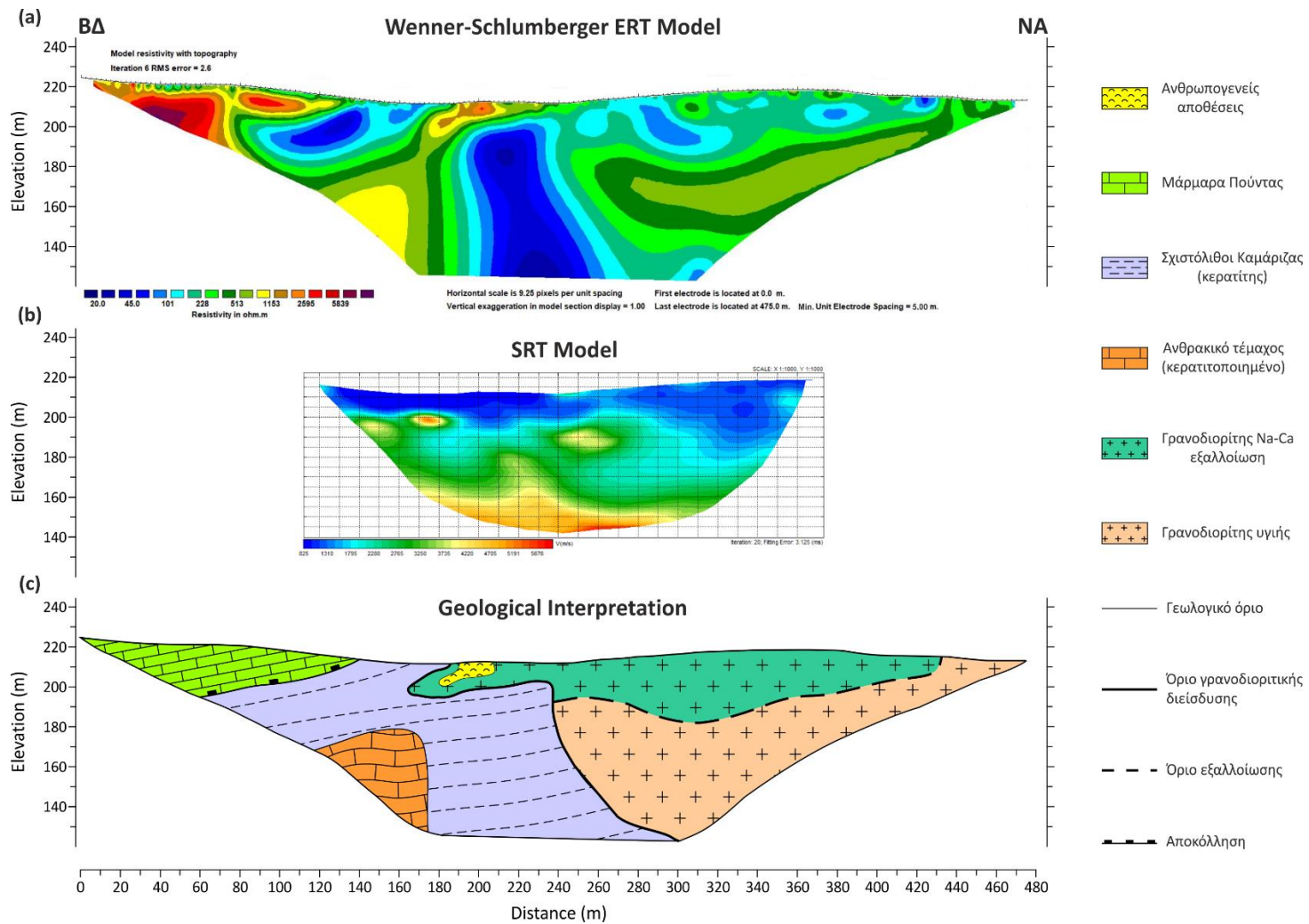
Στην εικόνα 3.16, παρουσιάζεται η γεωλογική τομή σε αντιστοιχία με τη γεωηλεκτρική (*Wenner-Schlumberger ERT Model*) και τη γεωσεισμική τομή (*SRT Model*). Λόγω του γεγονότος ότι οι σεισμικές καταγραφές που προέκυψαν από τις θέσεις της σεισμικής πηγής εκτός του ενεργού σεισμικού αναπτύγματος, δεν συμπεριλήφθηκαν στο στάδιο της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων, το υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων περιορίστηκε σημαντικά, σε σχέση με το αντίστοιχο μοντέλο της πρώτης περιοχής μελέτης. Συνεπώς, η γεωλογική ερμηνεία του υπεδαφικού τμήματος που τοποθετείται εκτός του γεωσεισμικού αναπτύγματος βασίστηκε εξ ολοκλήρου στα αποτελέσματα της μεθόδου της ηλεκτρικής τομογραφίας, ενώ του κοινού τμήματος των δύο γεωφυσικών τεχνικών, στη συνδυαστική αξιολόγηση τους. Πιο συγκεκριμένα:

1. Ο ιδιαίτερα αντιστατικός σχηματισμός ( $\rho > 1000 \text{ Ohm.m}$ ) που αναπτύσσεται επιφανειακά στο ΒΔ τμήμα της γεωηλεκτρικής τομής από την αρχή έως τα 140m απόσταση, αξιολογείται ως ο σχηματισμός των μαρμάρων Πούντας, γεγονός που συνάδει με τη γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής. Σύμφωνα με τις επιφανειακές παρατηρήσεις, τα μάρμαρα αυτά εμφανίζονται ιδιαίτερα καρστικοποιημένα κατά θέσεις, με αποτέλεσμα την αύξηση των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης του σχηματισμού. Το μέγιστο διερευνημένο πάχος του σχηματισμού αυτού εντοπίζεται στα 62m απόσταση και ανέρχεται στα 27m, ενώ φαίνεται να ελαττώνεται σταδιακά προς τα ΝΑ.
2. Λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων σε συνδυασμό με την κατανομή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, οι δύο αγωγίμες ζώνες ( $\rho = 20 - 100 \text{ Ohm.m}$ ) που διερευνήθηκαν από τη γεωηλεκτρική μέθοδο στα 90 – 180m και 190 – 240m απόσταση, φαίνεται να αντιστοιχούν σε ένα γεωλογικό σχηματισμό, ο οποίος αξιολογείται ως ο σχηματισμός των σχιστολίθων Καμάριζας, ο οποίος όπως προαναφέρθηκε έχει υποστεί μεταμόρφωση επαφής και έχει μετατραπεί σε κερατίτη. Επιπλέον, το τμήμα της σχετικά αντιστατικής ζώνης ( $\rho = 350 - 1000 \text{ Ohm.m}$ ) που βρίσκεται σε βάθη μεγαλύτερα των 17m μεταξύ των δύο αγωγίμων ζωνών, αξιολογείται πως αντιστοιχεί πιθανότατα σε ένα κερατιτοποιημένο ανθρακικό τέμαχος εντός των σχιστολίθων, ή σε ένα κερατιτοποιημένο φακό του σχηματισμού με υψηλή συγκέντρωση ανθρακικού υλικού. Αντίστοιχες εμφανίσεις κερατιτοποιημένων ανθρακικών τεμαχών εντός του σχηματισμού των σχιστολίθων Καμάριζας, έχουν παρατηρηθεί επιφανειακά σε αρκετές θέσεις πλησίον της περιοχής μελέτης (εικ. 3.3d). Από τα 140 έως τα 180m ο σχηματισμός αυτός αναπτύσσεται επιφανειακά, ενώ σε αποστάσεις μικρότερες των 140m υπόκειται του σχηματισμού των μαρμάρων Πούντας. Η επαφή μεταξύ του

σηματισμού των μαρμάρων Πούντας και των σχιστόλιθων Καισαριανής αντιστοιχεί στο ρήγμα αποκόλλησης το οποίο κλίνει προς τα ΒΔ και αποτυπώνεται ξεκάθαρα στη γεωηλεκτρική τομή. Τα πρώτα 10 με 15m πάχους των σχιστολίθων χαρακτηρίζονται από ταχύτητες  $V_p = 830 - 1800$  m/s, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη παρατηρείται σημαντική αύξηση της ταχύτητας με τιμές  $V_p = 2800 - 5500$  m/s. Οι υψηλότερες τιμές σεισμικής ταχύτητας εμφανίζονται μεταξύ των 200 και 260m απόσταση και σε βάθη μεγαλύτερα των 30 και 70m αντίστοιχα. Σύμφωνα με τις επιφανειακές παρατηρήσεις, ο σχηματισμός αυτός χαρακτηρίζεται ως ιδιαίτερα ανομοιογενής, με περιοχές όπου η ορυκτολογική του σύσταση αποτελείται κυρίως από φυλλοπυριτικά ορυκτά (κυρίως χλωρίτη) με έντονη αποσάθρωση και υδροθερμική εξαλλοίωση και περιοχές όπου επικρατούν τα ανθρακικά ορυκτά. Η έντονη αυτή ανομοιογένεια της ορυκτολογικής σύστασης του σχηματισμού γίνεται αντιληπτή από τις γεωφυσικές τεχνικές, με την παρουσία έντονων πλευρικών μεταβολών της κατανομής των τιμών τόσο της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης, όσο και της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων.

3. Οι υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 1150 - 3500$  Ohm.m) και χαμηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 800 - 1000$  m/s) που παρατηρούνται επιφανειακά μεταξύ των 190 με 210m απόσταση και με ένα μέσο πάχος 7m, σχετίζονται ως ανθρωπογενείς αποθέσεις με τα προϊόντα της εκσκαφής των παλαιών μεταλλείων που έχουν παρατηρηθεί επιφανειακά στη συγκεκριμένη θέση.
4. Σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 170m και υπερκείμενα του σχηματισμού των σχιστόλιθων Καμάριζας που αξιολογήθηκε προηγουμένως, το υπεδαφικό μέσο χαρακτηρίζεται από ένα εύρος τιμών ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 50 - 770$  Ohm.m) και σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 800 - 5500$  m/s). Λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης και της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων, το υπεδαφικό αυτό τμήμα μπορεί να διαχωριστεί σε δύο περιοχές ως εξής:
  - Η πρώτη περιοχή εντοπίζεται από την επιφάνεια μέχρι το μέσο βάθος των 12m από τα 180 έως τα 235m απόσταση, ενώ από τα 235 έως τα 430m απόσταση μέχρι το μέσο βάθος των 25m. Εντός της περιοχής αυτής φαίνεται να κυριαρχούν οι χαμηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 50 - 350$  Ohm.m) και χαμηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 800 - 1500$  m/s). Γεωλογικά αξιολογείται ως ο σχηματισμός του γρανοδιορίτη της Πλάκας, ο οποίος λόγω της κυκλοφορίας υδροθερμικών ρευστών στην περιοχή έχει υποστεί υδροθερμική νατρασβεστούχο εξαλλοίωση (Voudouris et al., 2008). Το πάχος του εξαλλοιωμένου αυτού σχηματισμού φαίνεται να ελαττώνεται προς τα ΝΑ, ενώ λαμβάνει την μέγιστη τιμή των 35m στα 310m απόσταση.
  - Η δεύτερη περιοχή εντοπίζεται υποκείμενα της πρώτης μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των δύο γεωφυσικών διασκοπικών τεχνικών. Εντός της περιοχής αυτής φαίνεται να κυριαρχούν οι υψηλές τιμές ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ( $\rho = 400 - 770$  Ohm.m) και υψηλές τιμές σεισμικής ταχύτητας ( $V_p = 2000 - 5500$  m/s). Γεωλογικά αξιολογείται ως το τμήμα του γρανοδιορίτη της Πλάκας που φαίνεται να έχει επηρεαστεί σε πολύ λιγότερο βαθμό από την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών και ως επί το πλείστον είναι υγιής. Σε γενικές γραμμές παρατηρείται αύξηση της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων με το βάθος εντός του σχηματισμού αυτού, γεγονός που θα μπορούσε να αντιστοιχεί σε μια πιο συμπαγή μορφή, υγιούς γρανοδιορίτη. Σύμφωνα με την κατανομή των τιμών της ηλεκτρικής ειδικής

αντίστασης, σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 430m ο σχηματισμός αυτός φαίνεται να αναπτύσσεται στην επιφάνεια, γεγονός που συνάδει με τη γεωλογική χαρτογράφηση και τις επιφανειακές παρατηρήσεις στην περιοχή.



Εικόνα 3.16: (α) Τομή ηλεκτρικής τομογραφίας, (β) τομή σεισμικής τομογραφίας και (γ) η γεωλογική τομή της συνδυαστικής τους αξιολόγησης.

## 4. Συμπεράσματα

Από τα αποτελέσματα της εφαρμογής των τεχνικών της *ηλεκτρικής τομογραφίας* αρχικά και της *σεισμικής τομογραφίας διάθλασης*, στα δύο αυτά σύνθετα γεωλογικά περιβάλλοντα, επιβεβαιώνονται τα πλεονεκτήματα της συνδυαστικής εφαρμογής των δύο αυτών τεχνικών.

Πρωταρχικής σημασίας αποτελεί η πολύ καλή γνώση των γεωλογικών συνθηκών και των αναμενόμενων υπεδαφικών δομών που την χαρακτηρίζουν. Προς την κατεύθυνση αυτή, σε μία αντίστοιχη επιστημονική δράση, η αναγνώριση των φυσικογεωγραφικών και γεωλογικών χαρακτηριστικών της θέσης εφαρμογής κατέχει τον κυρίαρχο ρόλο.

Η εξασφάλιση των συνθηκών εφαρμογής που διέπουν τις δύο αυτές τεχνικές υψηλής διακριτικής ικανότητας στην πειραματική ανάπτυξη των μεθοδολογιών αυτών στο πεδίο, τα υψηλής πιστότητας και αξιοπιστίας επιστημονικά όργανα, ο συγχρονισμός των μελών της επιστημονικής ομάδας στην ύπαιθρο και τα κατάλληλα λογισμικά επεξεργασίας των δεδομένων, αποτελούν παράγοντες που συντελούν στην ορθή ανάδειξη μίας σύνθετης υπεδαφικής δομής.

Η εφαρμογή της τεχνικής της *ηλεκτρικής τομογραφίας*, αποδεικνύεται από την παρούσα μελέτη, ότι επιβάλλεται ως πρωταρχική γεωφυσική διασκοπική τεχνική σε τέτοιου είδους περιβάλλοντα. Είναι μια τεχνική με την οποία, έπειτα από την εφαρμογή διαφορετικών αναπτυγμάτων (μηκών) στην ίδια μηκοτομή, επιτυγχάνεται σχετικά μεγάλο βάθος διερεύνησης καθώς και υψηλή διακριτική ικανότητα. Παρέχει μεγαλύτερη ευελιξία στην ύπαιθρο (συγκριτικά με την τεχνική της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης), γεγονός που την καθιστά ολιγότερο χρονοβόρα και κοστοβόρα. Η λήψη μετρήσεων με διαφορετικές διατάξεις ηλεκτροδίων και οι επιλογές των μεθόδων βελτιστοποίησης της αντιστροφής που παρέχουν τα λογισμικά επεξεργασίας, προσφέρουν τη δυνατότητα στον ερευνητή να προσεγγίσει με τον καλύτερο δυνατό τρόπο τη διερεύνηση και απεικόνιση της υπεδαφικής δομής, ανάλογα με το είδος των αναμενόμενων μεταβολών της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης στο υπέδαφος. Το γεγονός ότι, για την επεξεργασία των δεδομένων δεν απαιτείται η εισαγωγή αρχικού μοντέλου, καθιστά την τεχνική ως πρωτεύουσα μεθοδολογία, πριν από τον σχεδιασμό και την εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της *σεισμικής τομογραφίας διάθλασης* στην παρούσα μελέτη, κυρίαρχο ρόλο αποτελούν τα τεχνικά χαρακτηριστικά της σεισμικής πηγής που θα επιλεγεί. Για μεγάλα βάθη διερεύνησης, όπου απαιτείται η ανάπτυξη σεισμικών τομών μεγάλου μήκους, μία σεισμική πηγή υψηλού ενεργειακού και συχνοτικού περιεχομένου, κρίνεται ως απαραίτητη. Τα τεχνικά της χαρακτηριστικά πρέπει να εξασφαλίζουν την εύκολη μετακίνηση της σε διάφορες θέσεις κατά μήκος του αναπτύγματος και την επαναληψιμότητα του παραγόμενου σήματος. Για μικρότερα βάθη διερεύνησης, οι συμβατικές πηγές (σεισμική σφύρα - *sledgehammer*, *buffalo gun*) κρίνονται ως ικανοποιητικές. Παρόλα αυτά, το γεγονός ότι ο ρυθμός απόσβεσης της σεισμικής ενέργειας εξαρτάται από το συχνοτικό περιεχόμενο του σήματος και από τις επιφανειακές και τις υπεδαφικές συνθήκες, καθιστά την επιλογή του τύπου της σεισμικής πηγής που θα χρησιμοποιηθεί ως κυρίαρχη στην εφαρμογή της τεχνικής. Οι απαιτήσεις ανάδειξης ενός ολοκληρωμένου και υψηλής ανάλυσης υπεδαφικού μοντέλου,

προϋποθέτουν τη λήψη χρόνων άφιξης από πολλές διαφορετικές θέσεις σεισμικών πηγών, γεγονός που καθιστά ιδιαίτερα απαιτητική την οργάνωση και διαχείριση των δεδομένων.

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής της ηλεκτρικής τομογραφίας, παρέχουν ένα συγκριτικό πλεονέκτημα για το σχεδιασμό του σεισμικού πειράματος και τη δημιουργία συνθετικών μοντέλων ταχυτήτων για τον προσδιορισμό του βαθμού αποτελεσματικότητας της τεχνικής στην απόδοση της σύνθετης υπεδαφικής δομής. Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων απαιτεί μετά βεβαιότητας περισσότερη ενασχόληση και εμπειρία του επιστήμονα αναλυτή. Επιπλέον, στις περισσότερες περιπτώσεις, κρίνεται ως απαραίτητη η επεξεργασία των δεδομένων με τη χρήση κάποιας συμβατικής μεθόδου επεξεργασίας (*intercept time, delay time methods*), για τη δημιουργία ενός αρχικού υπεδαφικού μοντέλου ταχυτήτων, απαραίτητο για την έναρξη της διαδικασίας της αντιστροφής.

Ολοκληρώνοντας, η πολύ καλή γνώση των γεωλογικών συνθηκών της περιοχής, η συνδυαστική εφαρμογή των δύο αυτών γεωφυσικών τεχνικών, και το ενδεχόμενο ύπαρξης γεωτρητικών δεδομένων αναφοράς, αποτελούν τον βέλτιστο συνδυασμό για την ανάδειξη ενός ορθού και επιστημονικά τεκμηριωμένου υπεδαφικού σεναρίου.

## Βιβλιογραφία

- (1) Akingboye, A. S., & Ogunyele, A. C. (2019). Insight into seismic refraction and electrical resistivity tomography techniques in subsurface investigations. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik (The Mining-Geological-Petroleum Engineering Bulletin)*, 34(1).
- (2) Alexopoulos, J. D., Dilalos, S., Voulgaris, N., Gkosios, V., Giannopoulos, I. K., Kapetanidis, V., & Kaviris, G. (2023). The Contribution of Near-Surface Geophysics for the Site Characterization of Seismological Stations. *Applied Sciences*, 13(8), 4932.
- (3) Alexopoulos, J. D., Gkosios, V., Dilalos, S., Giannopoulos, I. K., Mitsika, G. S., Barbareos, I., & Voulgaris, N. (2023, September). Assessment of Near-Surface Geophysical Measurements for Geotechnical Purposes at the Area of Goudi (Athens, Greece). In *NSG2023 29th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics* (Vol. 2023, No. 1, pp. 1-5). European Association of Geoscientists & Engineers.
- (4) Alexopoulos, J. D., Voulgaris, N., Dilalos, S., Gkosios, V., Giannopoulos, I. K., Mitsika, G. S., ... & Kaviris, G. (2022). Near-Surface Geophysical Characterization of Lithologies in Corfu and Lefkada Towns (Ionian Islands, Greece). *Geosciences*, 12(12), 446.
- (5) Backus, G. & Gilbert, F. (1969). Constructing P-velocity models to fit restricted sets of traveltimes data, *Bull. seism. Soc. Am.*, **59**, 1407-1414.
- (6) Bellman, R. (1958). On a routing problem. *Quarterly of applied mathematics*, 16(1), 87-90.
- (7) Berger, A., Schneider, D. A., Grasemann, B., & Stockli, D. (2013). Footwall mineralization during Late Miocene extension along the West Cycladic Detachment System, Lavrion, Greece. *Terra Nova*, 25(3), 181-191.
- (8) Bevington, P.R. (1969). *Data Reduction and Error Analysis for the Physical Scientist*, McGraw-Hill, New York, NY.
- (9) Bishop, T.N. *et al.*, 1985. Tomographic determination of velocity and depth in laterally varying media, *Geophysics*, **50**, 903-923.
- (10) Carollo, A., Capizzi, P., & Martorana, R. (2020). Joint interpretation of seismic refraction tomography and electrical resistivity tomography by cluster analysis to detect buried cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 178, 104069.
- (11) Carpenter, E.W. and Habberjam, G.M. (1956). A tri-potential method of resistivity prospecting. *Geophysical Prospecting*, **29**, 128-143.
- (12) Cerveny, V., & Ravindra, R. (1973). Theory of seismic head waves. *American Journal of Physics*, 41(5), 755-757.
- (13) Claerbout, J.F. and Muir, F. (1973). Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, **38**, 826-844.
- (14) Coleman, M., Dubosq, R., Schneider, D. A., Grasemann, B., & Soukis, K. (2019). Along-strike consistency of an extensional detachment system, West Cyclades, Greece. *Terra Nova*, 31(3), 220-233.

- (15) Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G. (1987). Occam's inversion : A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**, 289-300.
- (16) Dahlin, T. and Loke, M.H. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling, *Journal of Applied Geophysics*, **38**, 237-249.
- (17) de Boor, K. (1978). *A Practical Guide to Splines*, Springer, New York, NY.
- (18) de Groot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, **55**, 1613-1624.
- (19) Dey A. and Morrison H.F. (1979a). Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* **27**, 1020-1036.
- (20) Dey A. and Morrison H.F. (1979b). Resistivity modeling for arbitrarily shaped three-dimensional shaped structures. *Geophysics* **44**, 753-780.
- (21) Dijkstra, E. W. (1959). A note on two problems in connexion with graphs. *Numerische Mathematik*, **1**(1), 269–271.
- (22) Dufour, J., & Foltinek, D. S. (1996). *The Plus-Minus time analysis method and its implementation*. The CREWES Research Report-V8.
- (23) Ellis, R.G. and Oldenburg, D.W. (1994a), Applied geophysical inversion: *Geophysical Journal International*, **116**, 5-11.
- (24) Farra, V. & Madariaga, R. (1988). Non-linear reflection tomography, *Geophys. J.*, **95**, 135-147.
- (25) Farra, V. (1990). Amplitude computation in heterogeneous media by ray perturbation theory: a finite element approach, *Geophys. J. Int.*, **103**, 341-354.
- (26) Gallo, G., & Pallottino, S. (1986). Shortest path methods: A unifying approach. *Netflow at Pisa*, 38-64.
- (27) Goldberg, D.E. (1989). *Genetic Algorithms in Search Optimisation and Machine Learning*, Addison-Wesley, Reading, MA.
- (28) Golub, G. & Reinsch, C. (1970). Singular value decomposition and least squares solution, *Numer. Math.*, **14**, 403-420.
- (29) Grasemann, B., Schneider, D. A., Stöckli, D. F., & Iglseder, C. (2012). Miocene bivergent crustal extension in the Aegean: Evidence from the western Cyclades (Greece). *Lithosphere*, **4**(1), 23-39.
- (30) Griffiths D.H. and Barker R.D. (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, **29**, 211-226.
- (31) Heiland, C. A. (1940), *Geophysical Exploration*, Prentice Hall, New York.
- (32) Improta, L., Zollo, A., Bruno, P. P., Herrero, A., & Villani, F. (2003). High-resolution seismic tomography across the 1980 (Ms 6.9) Southern Italy earthquake fault scarp. *Geophysical research letters*, **30**(10).
- (33) Inman, J.R. (1975). Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, **40**, 798-817.



- (34) Jakosky, J. J. (1950), *Exploration Geophysics*, 2nd Edn, Trija, Los Angeles, Calif.
- (35) Johnson, D. B. (1977). Efficient algorithms for shortest paths in sparse networks. *Journal of the ACM (JACM)*, 24(1), 1-13.
- (36) Kirkpatrick, S., Gelatt, C.D., Jr & Vecchi, M.P. (1983). Optimisation by simulated annealing, *Science*, **220**, 671-680.
- (37) Koefoed O. (1979). *Geosounding Principles 1: Resistivity sounding measurements*. Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam.
- (38) Lekkas, S., & Skourtsos, E. (2004). The nappe structure of the tectonic window of Doliana (central Peloponnesus, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(4), 1662-1670.
- (39) Lekkas, S., Skourtsos, E., Soukis, K., Kranis, H., Lozios, S., Alexopoulos, A., & Koutsovitis, P. (2011, April). Late Miocene detachment faulting and crustal extension in SE Attica (Greece). In *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 13, pp. EGU2011-EGU13016). Vienna, Austria: EGU General Assembly.
- (40) Lepsius, R. (1893). *Geologie von Attika: Ein Beitrag zur Lehre vom Metamorphismus der Gesteine*. D. Reimer.
- (41) Liati, A., Skarpelis, N., & Pe-Piper, G. (2009). Late Miocene magmatic activity in the Attic-Cycladic Belt of the Aegean (Lavriion, SE Attica, Greece): implications for the geodynamic evolution and timing of ore deposition. *Geological Magazine*, 146(5), 732-742.
- (42) Lines L.R. and Treitel S. (1984). Tutorial : A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, **32**, 159-186.
- (43) Loke, M. H. (2004). Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys.
- (44) Marinos, G.P. & Petrascheck, W.E. (1956). Lavriion, Geological and Geophysical Research, IV, no. 1. Athens, Institute for Geology and Subsurface Research, 246 p.
- (45) Matarese, J.R. (1993). Nonlinear travelttime tomography, *PhD thesis*, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- (46) Mattson, A. (2004). Tomographic imaging of late quaternary faulting, Oquirrh Mountains, Utah. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B11).
- (47) McCaughey, M., & Singh, S. C. (1997). Simultaneous velocity and interface tomography of normal-incidence and wide-aperture seismic travelttime data. *Geophysical Journal International*, 131(1), 87-99.
- (48) McMechan, G.A. (1983). Seismic tomography in boreholes, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **74**, 601-612.
- (49) Moser, T. J. (1991). Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56(1), 59-67.
- (50) Nakanishi, I., & Yamaguchi, K. (1986). A numerical experiment on nonlinear image reconstruction from first-arrival times for two-dimensional island arc structure. *Journal of Physics of the Earth*, 34(2), 195-201.

- (51) Nolet, G. (1987). Seismic wave propagation and seismic tomography, in *Seismic Tomography*, pp. 1-24, ed. Nolet, G., Reidel, Dordrecht.
- (52) Paige, C. & Saunders, M. (1982). LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *Assn. Comp. Math. Trans. On Mathematical Software*, **8**, 43-71.
- (53) Palmer, D. (1981). An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics*, *46*(11), 1508-1518.
- (54) Photiades, A., & Carras, N. (2001). Stratigraphy and geological structure of the Lavrion area (Attica, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, *34*(1), 103-109.
- (55) Redpath B. B. (1973). *Seismic refraction exploration for engineering site investigations* (No. EERL-TR-E-73-4). Army Engineer Waterways Experiment Station, Livermore, Calif. (USA). Explosive Excavation Research Lab.
- (56) Rinaldi, V. A., Ibarra, H. V., Viguera, R. F., & Harasimiuk, J. C. (2019). Application of seismic tomography for detecting structural faults in a Tertiary Formation. In *E3S Web of Conferences* (Vol. 92, p. 18008). EDP Sciences.
- (57) Rusydy, I., Fathani, T. F., Al-Huda, N., Sugiarto, Iqbal, K., Jamaluddin, K., & Meilianda, E. (2021). Integrated approach in studying rock and soil slope stability in a tropical and active tectonic country. *Environmental Earth Sciences*, *80*, 1-20.
- (58) Shebl, S., Gemal, K. S., Attwa, M., Soliman, S. A., Azab, A., & Farag, M. H. (2019). Utilizing shallow seismic refraction in defining the geotechnical properties of the foundation materials: A case study at New Minia City, Nile Valley, Egypt. *Egyptian Journal of Petroleum*, *28*(2), 145-154.
- (59) Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990). *Finite elements for electrical engineers* (2nd. ed.). Cambridge University Press.
- (60) Skarpelis, N., Tsikouras, B., & Pe-Piper, G. (2008). The Miocene igneous rocks in the Basal Unit of Lavrion (SE Attica, Greece): petrology and geodynamic implications. *Geological Magazine*, *145*(1), 1-15.
- (61) Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory*, Elsevier, Amsterdam.
- (62) Toomey, D.R., Solomon, S.C. & Purdy, G.M. (1994). Tomographic imaging of the shallow crustal structure of the East Pacific Rise at 9°30'N, *J. geophys. Res.*, **99**, 24 135-24 157.
- (63) Voudouris, P., Melfos, V., Spry, P. G., Bonsall, T., Tarkian, M., & Economou-Eliopoulos, M. (2008). Mineralogical and fluid inclusion constraints on the evolution of the Plaka intrusion-related ore system, Lavrion, Greece. *Mineralogy and Petrology*, *93*, 79-110.
- (64) Wellbrock, K., Voß, P., Heemeier, B., Keilholz, P., Patzelt, A., & Grottker, M. (2018). The water management of Taymā' and other ancient oasis settlements in the north-western Arabian Peninsula—A preliminary synthesis. *Taymā' I. Archaeological Exploration, Palaeoenvironment, Cultural Contacts*. Berlin: Deutsches Archäologisches Institut, 145-198.
- (65) Williamson, P.R. (1990). Tomographic inversion in reflection seismology, *Geophys. J. Int.*, **100**, 255-274.

- (66) Wolke, R. and Schwetlick, H. (1988). Iteratively reweighted least squares algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons: *SIAM Journal of Scientific and Statistical Computations*, **9**, 907-921.
- (67) Zakaria, M. T., Mohd Muztaza, N., Zabidi, H., Salleh, A. N., Mahmud, N., & Rosli, F. N. (2022). Integrated analysis of geophysical approaches for slope failure characterisation. *Environmental Earth Sciences*, *81*(10), 299.
- (68) Zelt, C.A. & Smith, R.B. (1992). Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.
- (69) Zhang, J. and Toksoz, M.N. (1998), "Nonlinear Refraction Travelttime Tomography," *Society of Exploration Geophysicists, Geophysics*, Vol. 63, No.5, pp. 1726-1737.
- (70) ΛΕΚΚΑΣ, Σ. (1978). Συμβολή εις την γεωλογικὴν δομὴν τῆς περιοχῆς νοτιοανατολικῶς τῆς Τρίπολης. *Διατριβὴ ἐπὶ διδακτορία, Αθήνα, σελ. 192.*
- (71) Τσελέντης Α., Παρασκευόπουλος Π. (2013). Εφαρμοσμένη Γεωφυσική. Liberal Books, Αθήνα.