



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΕΥΤΥΧΙΑ ΑΜΑΝΑΤΙΔΟΥ  
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ  
ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΕΓΚΟΙΛΩΝ:  
Εφαρμογή στη περιοχή ανέγερσης του νέου πανεπιστημίου Δυτικής  
Μακεδονίας στην Κοζάνη

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

*ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ  
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ: ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ*

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ  
2019





ΕΥΤΥΧΙΑ ΑΜΑΝΑΤΙΔΟΥ  
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ  
ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΕΓΚΟΙΛΩΝ:  
Εφαρμογή στη περιοχή ανέγερσης του νέου πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας στην  
Κοζάνη

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών  
Σπουδών 'Εφαρμοσμένη Γεωλογία', Κατεύθυνση 'Εφαρμοσμένη Γεωφυσική'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 22/03/2019

### **Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή**

Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ. Βαργεμέζης Γεώργιος, επιβλέπων  
Καθηγητής Α.Π.Θ. Τσούρλος Παναγιώτης, μέλος τριμελούς επιτροπής  
Καθηγητής Α.Π.Θ. Παπαζάχος Κωνσταντίνος, μέλος τριμελούς επιτροπής



© Ευτυχία Αμανατίδου, Γεωλόγος, 2019

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΥΝΔΥΑΣΤΙΚΗ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΓΙΑ ΤΟΝ ΕΝΤΟΠΙΣΜΟ ΕΓΚΟΙΛΩΝ: Εφαρμογή στη περιοχή ανέγερσης του νέου πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας στην Κοζάνη – *Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία*

© Eftychia Amanatidou, Geologist, 2019

All rights reserved.

COMBINED APPLICATION OF SEISMIC AND ELECTRICAL METHODS FOR KARSTIC VOIDS DETECTION: A case study at the campus of the new University of Western Macedonia, Kozani – *Master Thesis*

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

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

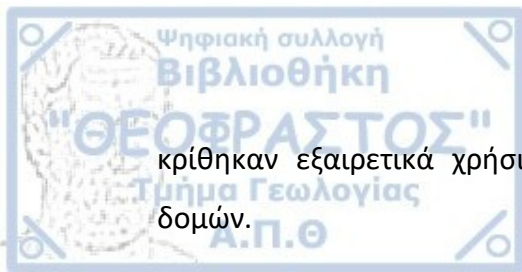


Η παρούσα διατριβή έχει ως αντικείμενο την εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων στη περιοχή ανέγερσης του νέου Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας. Στόχος της διατριβής ήταν η έρευνα της βέλτιστης μεθοδολογικής προσέγγισης για τον εντοπισμό καρστικών εγκοίλων εφαρμόζοντας μεθόδους που χρησιμοποιούνται ευρέως σε αντίστοιχες μελέτες καθώς και μεθόδους η αποτελεσματικότητα των οποίων τίθεται υπό αξιολόγηση.

Οι μέθοδοι που εφαρμόστηκαν είναι η ηλεκτρική τομογραφία (ERT), η σεισμική τομογραφία διάθλασης (SRT) και η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW). Επιπλέον προτάθηκε μια διαφορετική προσέγγιση στη μελέτη των κυμάτων χώρου χρησιμοποιώντας μια επιφανειακή διάταξη πηγών-γεωφώνων, αντίστοιχη με αυτή που χρησιμοποιείται σε έρευνες μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole). Η έρευνα επικεντρώθηκε σε δύο θέσεις, όπου υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση καρστικών δομών. Η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας πραγματοποιήθηκε σε αρχικό στάδιο για την οριοθέτηση των γνωστών εγκοίλων και τον εντοπισμό επιπλέον καρστικών δομών. Οι σεισμικές μέθοδοι εφαρμόστηκαν στη συνέχεια, με στόχο την αξιολόγηση των δυνατοτήτων τους σε καρστικό περιβάλλον και τη συνδυαστική ερμηνεία του συνόλου των γεωφυσικών δεδομένων.

Τα αποτελέσματα της έρευνας ανέδειξαν πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα κάθε μεθόδου, καθιστώντας σαφή την χρησιμότητα συνδυαστικής ερμηνείας. Τα έγκοιλα απεικονίζονται ως αντιστατικές δομές στο γεωηλεκτρικό μοντέλο, ταυτόχρονα όμως το ευρύτερο αντιστατικό περιβάλλον προκαλεί αμφιβολίες στην ερμηνεία. Η εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων αποδείχθηκε καθοριστική στην αποσαφήνιση του γεωηλεκτρικού μοντέλου και την εξαγωγή των τελικών συμπερασμάτων.

Η σεισμική τομογραφία διάθλασης απέδωσε τα έγκοιλα ως δομές χαμηλής ταχύτητας, με σαφή διαφοροποίηση από το συμπαγές ασβεστολιθικό υπόβαθρο. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής ενισχύθηκε περεταίρω με την αντιστροφή συνθετικών δεδομένων, τα οποία κατασκευάστηκαν με σκοπό την προσομοίωση των συνθηκών της περιοχής. Η μέθοδος της MASW χρησιμοποιήθηκε ως συμπληρωματική τεχνική, επιβεβαιώνοντας την ύπαρξη καρστικοποιημένων περιοχών. Και οι δύο μέθοδοι



κρίθηκαν εξαιρετικά χρήσιμες και αποτελεσματικές στον εντοπισμό καρστικών δομών.

## **ABSTRACT**

The presented thesis deals with the combined application of geophysical methods in the area where the new University of Western Macedonia is to be build. The aim of the thesis was to investigate the optimal methodological approach regarding the detection of karstic features in limestone rocks. Various methods widely used in relevant studies and methods whose efficiency is under evaluation were examined.

Electrical Resistivity Tomography (ERT), Seismic Refraction Tomography (SRT) and Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) were applied. An additional approach was proposed in P-wave's propagation study, applying a geophone-source array similar to the one used in cross-hole surveys. The geophysical survey took place at two different sites, where the karstic features were observed on the surface. Initially, the geoelectric method was applied for the delimitation of the known voids and the detection of additional karstic features. Seismic methods were then applied in order to evaluate their potential in karstic environments, as well as the overall combined interpretation of geophysical data.

The results highlighted the main advantages and disadvantages of each method, confirming the importance of joint interpretation. Karstic voids were presented as high resistivity features, while at the same time the overall geoelectric model interpretation was ambiguous because of the high-resistivity environment. Seismic methods proved to be crucial for the clarification of the ambiguous results of the previous ERT survey at the area.

Seismic refraction tomography depicts the potential cavities as low-velocity features, clearly differentiated from the limestone bedrock. Synthetic data inversion further verified the reliability of the refraction tomography results. The MASW method was used as a complementary technique, confirming the characterization of karstified areas. Both methods have been considered as a useful and reliable tool for precise mapping of shallow karstic features.



## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Με την ολοκλήρωση της παρούσας διατριβής θα ήθελα να ευχαριστήσω πρωτίστως τον επιβλέποντα της διατριβής κ. Βαργεμέζη Γεώργιο, αναπληρωτή καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για την ευκαιρία που μου έδωσε να δουλέψω στο συγκεκριμένο αντικείμενο, τη συνεχή στήριξη και καθοδήγησή του κατά την εκπόνηση της εργασίας και την εμπιστοσύνη που μου έδειξε δίνοντας μου τη δυνατότητα να συμμετάσχω σε πολλά ερευνητικά προγράμματα. Η συμμετοχή μου σε προγράμματα σχετικού και μη αντικειμένου με βοήθησε να συγκεντρώσω πολύτιμη εμπειρία στην εργασία υπαίθρου καθώς και να εμβαθύνω περεταίρω στις γνώσεις μου σχετικά με το αντικείμενο της διατριβής μου και για το λόγο αυτό τον ευχαριστώ θερμά.

Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω ιδιαιτέρως τον κ. Τσούρλο Παναγιώτη, καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για τις πολύτιμες συμβουλές και παρατηρήσεις του κατά την εκπόνηση της εργασίας και την ευκαιρία που μου έδωσε να συνεργαστώ μαζί του σε διάφορα ερευνητικά προγράμματα.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω επίσης τον κ. Παπαζάχο Κώστα, καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ., για τη πολύτιμη βοήθεια του κατά την εκπόνηση της διατριβής, ιδιαίτερα σε ότι αφορά τη μελέτη της σεισμικής μεθόδου MASW.

Ακόμη, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Δρ. Φίκο Ηλία για τις συνεχείς συμβουλές του κατά τη διάρκεια του μεταπτυχιακού προγράμματος καθώς και τη δυνατότητα να συνεργαστώ μαζί του σε αρκετά προγράμματα υπαίθρου.

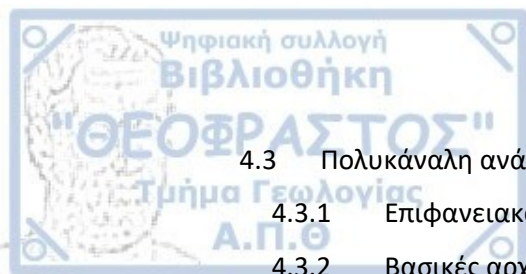
Θα ήθελα να ευχαριστήσω επίσης τον κ. Κρητικάκη Γεώργιο, για τη βοήθειά του σε ότι αφορά τη μέθοδο της MASW και την παραχώρηση του λογισμικού kriSIS για την επεξεργασία των σχετικών δεδομένων.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω ιδιαιτέρως τους συμφοιτητές και φίλους μου Αλμπάνη Άγγελο, Γρούμπα Μυρτώ, Κορδάτο Νίκο και Χριστοφόρου Χρίστο για την άψογη συνεργασία κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μας σπουδών και την πολύτιμη βοήθεια τους στην συλλογή των δεδομένων της παρούσας διατριβής.

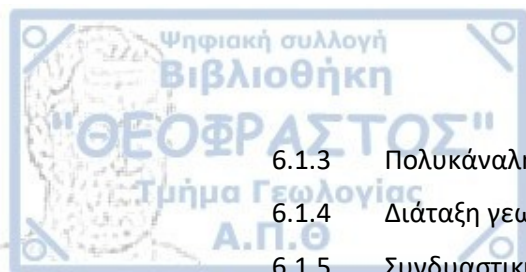
Τέλος θέλω να ευχαριστήσω την οικογένειά μου και κυρίως τη μητέρα μου για τη στήριξη που μου παρείχε όλο αυτό το διάστημα.



|                                                  |            |
|--------------------------------------------------|------------|
| <b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....</b>                             | <b>I</b>   |
| <b>ABSTRACT.....</b>                             | <b>II</b>  |
| <b>ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....</b>                         | <b>III</b> |
| <b>1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....</b>                           | <b>1</b>   |
| 1.1 Αντικείμενο εργασίας.....                    | 2          |
| 1.2 Μεθοδολογία.....                             | 3          |
| 1.3 Δομή εργασίας.....                           | 4          |
| <b>2 ΚΑΡΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ.....</b>                | <b>5</b>   |
| 2.1 Γενικοί όροι.....                            | 5          |
| 2.2 Σχηματισμός καρστικών δομών.....             | 6          |
| 2.3 Γεωμορφολογία καρστικών δομών .....          | 8          |
| 2.4 Περιβαλλοντικές επιπτώσεις και κίνδυνοι..... | 10         |
| 2.5 Γεωφυσική έρευνα.....                        | 13         |
| <b>3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΕΡΕΥΝΑΣ .....</b>                   | <b>22</b>  |
| 3.1 Γεωλογία της περιοχής μελέτης.....           | 23         |
| 3.1.1 Γεωτεκτονική θέση και παλαιογεωγραφία..... | 23         |
| 3.1.2 Λιθοστρωματογραφία .....                   | 24         |
| 3.2 Περιγραφή του προβλήματος .....              | 26         |
| <b>4 ΒΑΣΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ .....</b>         | <b>29</b>  |
| 4.1 Μέθοδος ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης .....  | 29         |
| 4.1.1 Βασικές αρχές.....                         | 29         |
| 4.1.2 Διατάξεις ηλεκτροδίων .....                | 31         |
| 4.1.3 Ηλεκτρική τομογραφία .....                 | 32         |
| 4.1.4 Αντιστροφή.....                            | 33         |
| 4.2 Μέθοδος σεισμικής Διάθλασης.....             | 36         |
| 4.2.1 Κύματα χώρου .....                         | 36         |
| 4.2.2 Βασικές αρχές.....                         | 39         |
| 4.2.3 Διάθλαση σε επίπεδες ασυνέχειες.....       | 41         |
| 4.2.4 Διάθλαση σε μη επίπεδες ασυνέχειες.....    | 46         |
| 4.2.5 Το πρόβλημα κρυφής και τυφλής ζώνης .....  | 48         |
| 4.2.6 Σεισμική Τομογραφία .....                  | 49         |
| 4.2.7 Αντιστροφή.....                            | 50         |



|          |                                                      |           |
|----------|------------------------------------------------------|-----------|
| 4.3      | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW) ..... | 54        |
| 4.3.1    | Επιφανειακά κύματα .....                             | 54        |
| 4.3.2    | Βασικές αρχές .....                                  | 56        |
| 4.3.3    | Συλλογή δεδομένων .....                              | 58        |
| 4.3.4    | Εφαρμογή σε μια διάσταση .....                       | 60        |
| 4.3.5    | Εφαρμογή σε δύο διαστάσεις .....                     | 62        |
| <b>5</b> | <b>ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ .....</b>             | <b>66</b> |
| 5.1      | Γεωφυσική έρευνα στο κτήριο Γ .....                  | 66        |
| 5.1.1    | Ηλεκτρική τομογραφία .....                           | 67        |
| 5.1.1.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 67        |
| 5.1.1.2  | Επεξεργασία .....                                    | 68        |
| 5.1.2    | Σεισμική τομογραφία διάθλασης .....                  | 70        |
| 5.1.2.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 70        |
| 5.1.2.2  | Επεξεργασία .....                                    | 71        |
| 5.1.3    | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων .....        | 76        |
| 5.1.3.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 76        |
| 5.1.3.2  | Επεξεργασία .....                                    | 77        |
| 5.1.4    | Διάταξη γεωφώνων τύπου cross-hole .....              | 79        |
| 5.1.4.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 79        |
| 5.1.4.2  | Επεξεργασία .....                                    | 80        |
| 5.2      | Γεωφυσική έρευνα στο χώρο στάθμευσης .....           | 82        |
| 5.2.1    | Ηλεκτρική τομογραφία .....                           | 82        |
| 5.2.1.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 82        |
| 5.2.1.2  | Επεξεργασία .....                                    | 83        |
| 5.2.2    | Σεισμική τομογραφία διάθλασης .....                  | 83        |
| 5.2.2.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 83        |
| 5.2.2.2  | Επεξεργασία .....                                    | 85        |
| 5.2.3    | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων .....        | 87        |
| 5.2.3.1  | Λήψη δεδομένων .....                                 | 87        |
| 5.2.3.2  | Επεξεργασία .....                                    | 87        |
| <b>6</b> | <b>ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ .....</b>               | <b>89</b> |
| 6.1      | Εντοπισμός καρστικών δομών – κτήριο Γ .....          | 89        |
| 6.1.1    | Ηλεκτρική τομογραφία .....                           | 89        |
| 6.1.2    | Σεισμική τομογραφία διάθλασης .....                  | 96        |
| 6.1.2.1  | Μοντελοποίηση δεδομένων διάθλασης .....              | 96        |
| 6.1.2.2  | Πειραματικά δεδομένα .....                           | 103       |



|          |                                                        |            |
|----------|--------------------------------------------------------|------------|
| 6.1.3    | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW).....    | 106        |
| 6.1.4    | Διάταξη γεωφώνων τύπου cross-hole .....                | 109        |
| 6.1.5    | Συνδυαστική ερμηνεία.....                              | 111        |
| 6.2      | Εντοπισμός καρστικών δομών – χώρος στάθμευσης .....    | 114        |
| 6.2.1    | Ηλεκτρική τομογραφία .....                             | 114        |
| 6.2.2    | Σεισμική τομογραφία διάθλασης.....                     | 120        |
| 6.2.2.1  | Πειραματικά δεδομένα .....                             | 120        |
| 6.2.3    | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων .....          | 124        |
| 6.2.4    | Συνδυαστική ερμηνεία.....                              | 125        |
| 6.3      | Παρακολούθηση εξυγίανσης του υποβάθρου – κτήριο Γ..... | 127        |
| 6.3.1    | Ηλεκτρική τομογραφία .....                             | 127        |
| 6.3.2    | Σεισμική τομογραφία διάθλασης.....                     | 131        |
| 6.3.3    | Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων .....          | 133        |
| 6.3.4    | Αξιολόγηση αρχικής ερμηνείας.....                      | 135        |
| <b>7</b> | <b>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....</b>                              | <b>137</b> |
| <b>8</b> | <b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ .....</b>                              | <b>139</b> |

## 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η επιστήμη της Γεωφυσικής αξιοποιεί βασικές αρχές και νόμους της Φυσικής και τις εφαρμόζει στη μελέτη του εσωτερικού της Γης. Η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων περιλαμβάνει τη μέτρηση φυσικών ποσοτήτων στην επιφάνεια της γης ή κοντά σε αυτή και τη συσχέτιση τους με ιδιότητες του υπεδάφους. Ως αποτέλεσμα το υπέδαφος απεικονίζεται με βάση τη κατανομή συγκεκριμένων ιδιοτήτων. Οι δομές ενδιαφέροντος αντιστοιχούν σε "ανωμαλίες" των ιδιοτήτων, θέσεις δηλαδή όπου η ιδιότητα που μελετάται διαφοροποιείται σε σχέση με το περιβάλλον.

Για κάθε μέθοδο υπάρχει μια φυσική ιδιότητα στην οποία ανταποκρίνεται και η οποία καθορίζει το εύρος εφαρμογής της μεθόδου αυτής (Kearey et al., 2002). Τα κυριότερα πεδία εφαρμογής των γεωφυσικών ερευνών είναι η πετρελαϊκή έρευνα (εντοπισμός δομών που σχετίζονται με κοιτάσματα πετρελαίου ή φυσικού αερίου), η μεταλλευτική έρευνα (δομές που σχετίζονται με μεταλλοφορίες οικονομικού ενδιαφέροντος, ορυκτούς πόρους), οι περιβαλλοντικές μελέτες (εντοπισμός υδροφόρων στρωμάτων, γεωθερμικών πεδίων, υπόγειων διαρροών) και οι γεωτεχνικές μελέτες που συχνά προηγούνται της κατασκευής μεγάλων τεχνικών έργων (φράγματα, οδοποιία, γέφυρες).

Οι γεωφυσικές μέθοδοι αποτελούν εξαιρετικά χρήσιμο εργαλείο στις γεωτεχνικές μελέτες, ιδιαίτερα σε περιπτώσεις με πολύπλοκη δομή του υπεδάφους όπου η χρήση γεωφυσικών μεθόδων είναι απαραίτητη για την ενίσχυση των δεδομένων των γεωτρήσεων. Ένα συχνό ερώτημα που τίθεται σε περίπτωση αστοχίας μιας κατασκευής είναι κατά πόσο ευθύνεται ο μηχανικός σχεδιασμός ή η λανθασμένη επιλογή της θέσης κατασκευής. Η ανοικοδόμηση ενός κτηρίου, παραδείγματος χάρη, μπορεί να πραγματοποιηθεί σχεδόν σε οποιοδήποτε τύπο εδάφους εφόσον γίνει ο κατάλληλος σχεδιασμός της θεμελίωσης που προσαρμόζεται στις εκάστοτε εδαφικές συνθήκες. Η τοποθέτηση τριών ή τεσσάρων γεωτρήσεων σε επιλεκτικές θέσεις θα δώσει ικανοποιητικές πληροφορίες για τη λιθολογία, αλλά μπορεί εύκολα να 'χάσει' κάποιο έγκοιλο ή ρήγμα. Η χρήση γεωφυσικών μεθόδων, όπως η ηλεκτρική τομογραφία (ERT), η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW), η σεισμική τομογραφία, η μέθοδος του γεωραντάρ (GPR), έχει αποδειχθεί πολύ



αποτελεσματική στη μελέτη του υπεδάφους και στην αντιμετώπιση διαφόρων προβλημάτων που συναντώνται κατά τη διάρκεια ή και μετά τη κατασκευή.

Το κύριο πλεονέκτημα των γεωφυσικών μεθόδων έγκειται στη συνεχή πληροφορία που παρέχουν σε δύο ή τρεις διαστάσεις, σε σχέση με τη σημειακή πληροφορία στην οποία περιορίζεται μια γεώτρηση. Το γεγονός αυτό δεν απαλλάσσει από την ανάγκη ενός γεωτρητικού προγράμματος, αντιθέτως ο συνδυασμός τους μπορεί να οδηγήσει σε αποτελέσματα μεγαλύτερης ακρίβειας. Τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας μπορούν να χρησιμεύσουν ως κατευθυντήριες γραμμές στη τοποθέτηση γεωτρήσεων ενώ παράλληλα τα γεωτεχνικά δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την τεκμηρίωση των γεωφυσικών αποτελεσμάτων.

## 1.1 Αντικείμενο εργασίας

Η παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια γεωφυσικής έρευνας που πραγματοποιήθηκε για την ανέγερση κτηριακού συγκροτήματος, όπου πρόκειται να εγκατασταθεί το νέο Πανεπιστήμιο Δυτικής Μακεδονίας. Ο γεωλογικός σχηματισμός που επικρατεί στην περιοχή είναι ασβεστολιθικός και χαρακτηρίζεται από μέτριας συνοχής έως συμπαγής ενώ κατά θέσεις εμφανίζεται καρστικοποιημένος. Η γεωφυσική έρευνα κρίθηκε απαραίτητη για τον καθορισμό των μηχανικών ιδιοτήτων του υποβάθρου θεμελίωσης, καθώς και για τον εντοπισμό καρστικών δομών ικανών να προκαλέσουν σοβαρά προβλήματα στη θεμελίωση.

Ο συνδυασμός γεωφυσικών και γεωτεχνικών μεθόδων επιχειρήθηκε με στόχο την επίτευξη όσο το δυνατό ακριβέστερων και αξιόπιστων αποτελεσμάτων. Οι μέθοδοι της ηλεκτρικής τομογραφίας (ERT), της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (SRT) και της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) επιλέχθηκαν για την γεωφυσική έρευνα, ενώ πραγματοποιήθηκαν 90 γεωτρήσεις (δειγματοληπτικές και καταστροφικές) για την επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων. Στη παρούσα εργασία παρουσιάζεται η γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε σε ένα από τα τέσσερα κτήρια του συγκροτήματος (κτήριο Γ), καθώς και στον χώρο στάθμευσης του κτηρίου όπου υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση των καρστικών δομών.



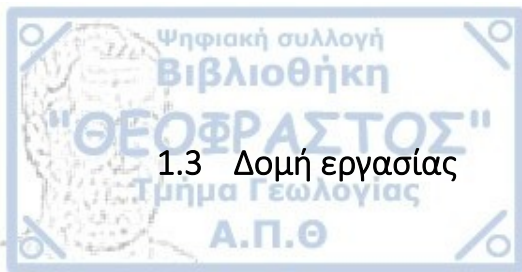
Κύριοι στόχοι της παρούσας εργασίας ήταν:

- Η ανίχνευση και οριοθέτηση καρστικών δομών σε ασβεστολιθικά πετρώματα στην έκταση όπου πρόκειται να ανεγερθεί το νέο Πανεπιστήμιο Δυτικής Μακεδονίας.
- Η αξιολόγηση των σεισμικών μεθόδων διασκόπησης για τον εντοπισμό εγκοίλων και καρστικών δομών.
- Η συνδυαστική ερμηνεία γεωφυσικών δεδομένων στην έρευνα καρστικών δομών.

## 1.2 Μεθοδολογία

Το σύμπλεγμα του νέου πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας αποτελείται από τέσσερα κτήρια στις θέσεις των οποίων πραγματοποιήθηκε λεπτομερής γεωφυσική έρευνα. Το μεγαλύτερο ενδιαφέρον παρουσιάστηκε στην θέση του κτηρίου Γ και στην έκταση που θα αξιοποιηθεί ως χώρος στάθμευσης, όπου υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση καρστικών δομών. Σε πρώτο στάδιο πραγματοποιήθηκε εκτενής έρευνα εφαρμόζοντας ένα πυκνό δίκτυο ηλεκτρικών τομογραφιών (ERT) με στόχο την τρισδιάστατη απεικόνιση του γεωηλεκτρικού μοντέλου του υπεδάφους. Το κριτήριο επιλογής της μεθόδου ήταν η υψηλή διακριτική της ικανότητα και η έντονη διαφοροποίηση της ηλεκτρικής αντίστασης στις θέσεις όπου υπάρχουν καρστικά έγκοιλα. Οι σεισμικές μέθοδοι τόσο της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (SRT), όσο και της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW), πραγματοποιήθηκαν στη συνέχεια με σκοπό την επιβεβαίωση παρουσίας καρστικών δομών στις προτεινόμενες θέσεις και την αξιολόγηση των σεισμικών μεθόδων στον εντοπισμό εγκοίλων στο υπέδαφος.

Η γεωφυσική έρευνα στο κτήριο Γ πραγματοποιήθηκε εκ νέου σε μεταγενέστερο στάδιο, όπου πραγματοποιήθηκε επανάληψη των μετρήσεων σε δύο φάσεις: κατά τη διαδικασία πλήρωσης των κενών με ειδικό τσιμεντοκονίαμα και μετά την ολοκλήρωση της πλήρωσής τους. Στόχος ήταν η παρακολούθηση των μεταβολών των φυσικών ιδιοτήτων του υπεδάφους κατά τη διαδικασία εξυγίανσης της βραχώμαζας και η αξιολόγηση της αρχικής ερμηνείας.



### 1.3 Δομή εργασίας

Η παρούσα εργασία περιλαμβάνει συνολικά 7 κεφάλαια. Στο παρόν κεφάλαιο αναφέρονται τα βασικά στοιχεία της γεωφυσικής έρευνας και συνοψίζεται το αντικείμενο και η δομή της παρούσας εργασίας.

Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφονται τα βασικά στοιχεία ενός καρστικού περιβάλλοντος και παρουσιάζεται μια σύντομη βιβλιογραφική αναφορά των γεωφυσικών μεθόδων που έχουν χρησιμοποιηθεί στην έρευνα καρστικών δομών.

Το τρίτο κεφάλαιο αφορά την περιοχή μελέτης και συγκεκριμένα το πρόβλημα που καλείται να λύσει η γεωφυσική έρευνα. Παρουσιάζονται συνοπτικά τα αποτελέσματα παλαιότερης έρευνας στην περιοχή και εξηγείτε ο λόγος διεξαγωγής της παρούσας λεπτομερούς έρευνας.

Το τέταρτο κεφάλαιο αφορά τη βασική θεωρία και τις αρχές λειτουργίας των μεθόδων που εφαρμόστηκαν στην συγκεκριμένη μελέτη.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζεται αναλυτικά ο σχεδιασμός της γεωφυσικής έρευνας. Περιγράφονται οι μετρήσεις πεδίου και η επεξεργασία των δεδομένων κάθε μεθόδου.

Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της έρευνας, πραγματοποιείται συγκριτική ερμηνεία των μεθόδων, ενώ στο έβδομο κεφάλαιο παρατίθενται τα τελικά συμπεράσματα.

## 2 ΚΑΡΣΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Ο κύριος σχηματισμός στη περιοχή έρευνας είναι, όπως αναφέρθηκε, ασβεστολιθικός. Στα ανθρακικά ιζήματα είναι πολύ συχνή η εμφάνιση καρστικών δομών ποικίλων μορφών και διαστάσεων. Η παρούσα μελέτη έχει ως κύριο αντικείμενο τον εντοπισμό δομών τέτοιας φύσεως, επομένως, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν κάποια βασικά στοιχεία για τους σχηματισμούς αυτούς.

### 2.1 Γενικοί όροι

Οι ασβεστόλιθοι σχηματίζονται από οργανικές ή ανόργανες διεργασίες και χαρακτηρίζονται ως χημικοί ή βιογενείς, κλαστικοί, κρυσταλλικοί ή ανακρυσταλλωμένοι και συχνά εμφανίζονται απολιθωματοφόροι. Κύριο συστατικό τους είναι ο ασβεστίτης (τουλάχιστον 95%) ενώ σε μικρότερες αναλογίες περιέχουν δολομίτη, χαλαζία, άστριους, αργιλικά ορυκτά, σιδηρίτη και σιδηροπυρίτη (Τσιραμπίδης, 2008).

Οι καρστικές δομές είναι αποτέλεσμα των διαλυτικών διεργασιών που υφίστανται τα ανθρακικά αυτά πετρώματα, λόγω του όξινου χαρακτήρα του υπόγειου νερού όταν έρθει σε επαφή με αυτά. Ο όρος καρστ περιγράφει ένα τοπίο με συγκεκριμένα χαρακτηριστικά, το οποίο περιέχει σπήλαια και εκτεταμένα συστήματα υπόγειων υδάτων και αναπτύσσεται σχεδόν αποκλειστικά σε διαλυτά πετρώματα όπως ασβεστόλιθος, μάρμαρο ή γύψος (Ford & Williams, 2007)

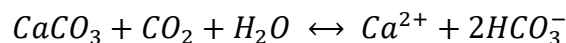
## 2.2 Σχηματισμός καρστικών δομών

Βασικές προϋποθέσεις για το σχηματισμό καρστικών δομών είναι:

- 1) Η δυνατότητα διάλυσης των ανθρακικών πετρωμάτων.
- 2) Η ύπαρξη υπόγειας ροής που καθορίζεται από την υδραυλική πίεση.

Οι παραπάνω συνθήκες αναφέρονται ως το δυναμικό για την ανάπτυξη καρστ ή **δυναμικό καρστικοποίησης**. Το δυναμικό καρστικοποίησης εξαρτάται άμεσα από τη ποσότητα ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, τη μερική πίεση του CO<sub>2</sub> στο έδαφος και την υδραυλική κλίση (Βουδούρης, 2013).

Όταν το υπόγειο νερό γίνει αρκετά όξινο με απορρόφηση CO<sub>2</sub>, κυρίως από την ατμόσφαιρα, αποκτά την ικανότητα διάλυσης ανθρακικών πετρωμάτων, η οποία πραγματοποιείται σύμφωνα με την αντίδραση:



Το ανθρακικό ασβέστιο μετατρέπεται σε όξινο ανθρακικό ασβέστιο το οποίο είναι ευδιάλυτο στο νερό. Με αλλαγή των συνθηκών η αντίδραση μετατοπίζεται προς τα αριστερά και αποτίθεται ανθρακικό ασβέστιο. Το καρστ χαρακτηρίζεται ως ένα πολυφασικό σύστημα με σύνθετη δομή λόγω της άμεσης και συνεχούς αλληλεπίδρασης του με τις μεταβολές των περιβαλλοντικών συνθηκών.

Σύμφωνα με τους Ford & Williams (2007) το καρστ μπορεί να θεωρηθεί ως ένα ανοιχτό σύστημα αποτελούμενο από δυο στενά συνδεδεμένα υποσυστήματα, ένα υδρολογικό και ένα γεωχημικό, τα οποία δρουν πάνω στα καρστικά πετρώματα. Οι καρστικές δομές πάνω και κάτω από την επιφάνεια του εδάφους είναι το αποτέλεσμα της αλληλεπίδρασης των διεργασιών στα εν λόγω υποσυστήματα.

Πολλοί είναι οι παράγοντες που επηρεάζουν το σχηματισμό και τη μορφή των καρστικών δομών (Ford & Williams, 2007). Η διαλυτική ικανότητα του νερού σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με την καθαρότητα του ασβεστόλιθου. Έχει αποδειχθεί ότι η παρουσία προσμίξεων (άργιλος, πυριτικές ενώσεις κ.α.) σε ποσοστό μεγαλύτερο του 20 – 30 % μειώνει την διαλυτότητα του πετρώματος ενώ οι καρστικές δομές αναπτύσσονται καλύτερα σε πετρώματα με περιεκτικότητα σε καθαρά ανθρακικά

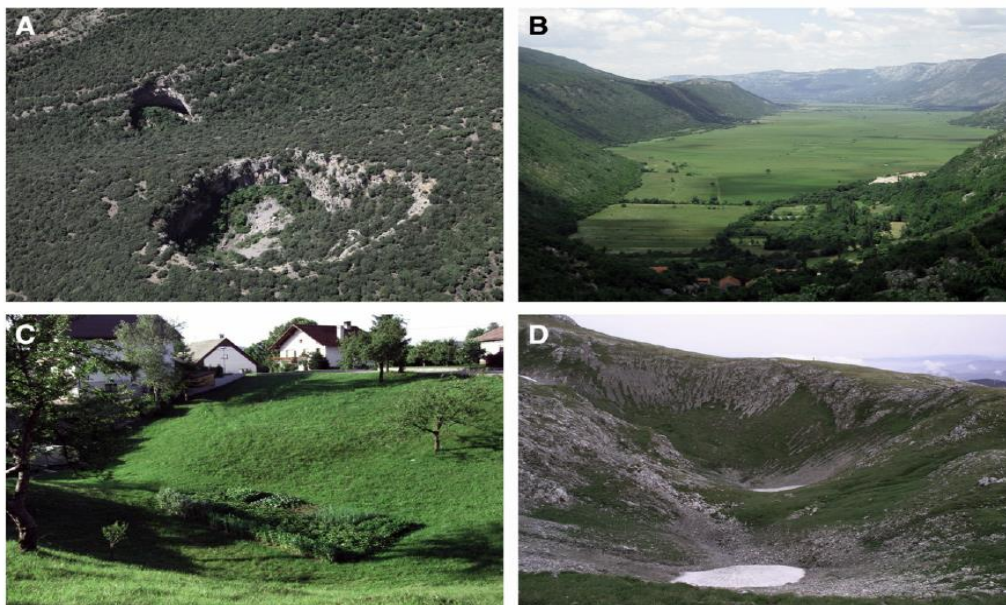
άλατα >70 %. Η κοκκομετρία και η υφή επηρεάζουν επίσης τη διαλυτότητα του πετρώματος. Όσο πιο μικρό το μέγεθος των κόκκων τόσο αυξάνεται η έκταση της συνολικής επιφάνειας κόκκων που εκτίθενται σε χημική διάλυση. Ωστόσο σε περιπτώσεις όπου υπάρχει μεγάλη ομοιομορφία και πολύ καλή ταξινόμηση των κόκκων τότε η εκτιθέμενη επιφάνεια μειώνεται και κατ' επέκταση μειώνεται και η διαλυτότητα.

Ένας ιδιαίτερα σημαντικός παράγοντας είναι αυτός του πορώδους. Είναι αρκετά ενδιαφέρον να αναφερθεί πως ανθρακικοί σχηματισμοί με υψηλό πρωτογενές πορώδες (30 – 50 %) εμφανίζουν πτωχά ανεπτυγμένα καρστ. Αντιθέτως πετρώματα με αμελητέο πρωτογενές πορώδες που ανέπτυξαν στη συνέχεια σημαντικό δευτερογενές πορώδες (π.χ. διακλάσεις) παρουσιάζουν πλήρως ανεπτυγμένες καρστικές δομές. Τέλος σημαντικό ρόλο στο τύπο κυρίως των δομών που θα σχηματιστούν έχουν οι μηχανικές ιδιότητες της βραχώμαζας. Η πλειοψηφία των ανθρακικών πετρωμάτων χαρακτηρίζονται ως αρκετά συμπαγή και ικανά να υποστηρίξουν οροφές μεγάλων σπηλαίων για μεγάλο χρονικό διάστημα. Εξαίρεση αποτελούν τα ισχυρά κερματισμένα πετρώματα ή τα πετρώματα με πολύ πυκνά συστήματα ασυνεχειών.

### 2.3 Γεωμορφολογία καρστικών δομών

Ως γεωμορφολογία του καρστ αναφέρεται η μελέτη των σχηματισμών, επιφανειακών και υπόγειων, που αναπτύσσονται σε διαλυτά πετρώματα με τη διεργασία της χημικής διάλυσης και άλλων συναφών με αυτή διεργασιών. Κάποιες χαρακτηριστικές καρστικές δομές και οι συνθήκες δημιουργίας τους περιγράφονται συνοπτικά στη συνέχεια.

Χαρακτηριστικές δομές σημαντικών διαστάσεων είναι οι δολίνες, οι ουβάλες και οι πόλγες με τις τελευταίες να φτάνουν σε διαστάσεις τα λίγα έως εκατοντάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα (σχήμα 2.1). Πρόκειται για κλειστές λεκάνες, κατά κύριο λόγο επίπεδες, με απόκρημνα πρηνή και ποικίλο σχήμα. Ο σχηματισμός μιας πόλγης συχνά οφείλεται στην προοδευτική αύξηση και συνένωση δολίνων προς ουβάλες και στη συνέχεια σε πόλγη. Σε μικρότερη κλίμακα η διάλυση των πετρωμάτων δημιουργεί μια ποικιλία δομών γνωστών ως γλυφές. Οι επιφανειακές μορφές του καρστ στο σύνολό τους αποτελούν το *εξωκάρστ* (Βουβαλίδης, 2011).

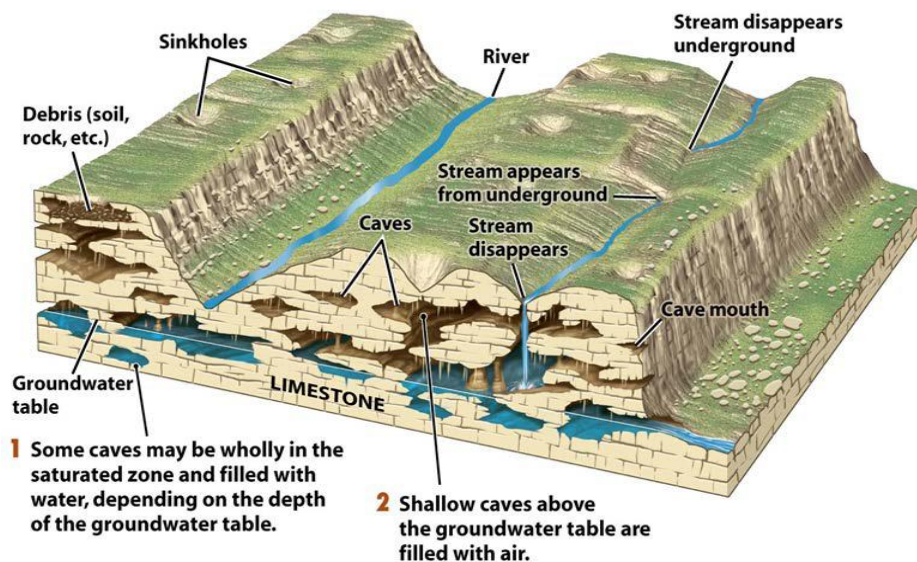


**Σχήμα 2.1** Χαρακτηριστικές δομές του εξωκάρστ: (Α) δομή κατάρρευσης (καταβόθρα), (Β) πόλγη, (C) δολίνη και (D) δολίνη σε προχωρημένο στάδιο (De Waele et al., 2011).

Η χημική διάλυση ανθρακικών πετρωμάτων από το νερό είναι εντονότερη κοντά στην επιφάνεια (κάποιες δεκάδες μέτρα) σε μια ζώνη που χαρακτηρίζεται ως



επικάρστ. Οι δομές που επικρατούν στη ζώνη αυτή είναι κυρίως καταβόθρες, έγκοιλα και σπήλαια (σχήμα 2.2). Οι περισσότερες από τις δομές που σχηματίζονται σε αυτή τη ζώνη έχουν την ιδιότητα να καθοδηγούν το επιφανειακό νερό υπόγεια (input forms) (De Waele et al., 2009).



**Σχήμα 2.2** Απεικόνιση σχηματισμού βασικών δομών επικάρστ και υπόγειων σπηλαίων (Obi, 2016).

Η διάλυση συνεχίζει να πραγματοποιείται και σε μεγάλα βάθη, καθώς το νερό κατεισδύει μέσω ασυνεχειών των πετρωμάτων. Η εξέλιξη του καρστικού συστήματος από την αρχή μέχρι την πλήρη ανάπτυξή του και τη τελική του μορφή ονομάζεται σπηλαιογένεση (ενδοκάρστ). Το αρχικό στάδιο περιλαμβάνει την κίνηση του υπόγειου νερού μέσω ασυνεχειών, τη διεύρυνση αυτών και τη δημιουργία ενός δικτύου υπόγειων αγωγών. Όταν ξεπεραστούν οι κρίσιμες διαστάσεις η ροή του νερού γίνεται στροβιλώδης, ενισχύοντας τη δράση της μηχανικής αποσάθρωσης με μετακίνηση μικρών σωματιδίων. Οι αγωγοί μεγαλώνουν σε μέγεθος και συνεχώς διευρύνονται με ταχείς ρυθμούς, όσο το νερό μπορεί να γεμίσει πλήρως τα κενά. Το επίπεδο του υδροφόρου ορίζονται μέσα στο καρστικό σύστημα μπορεί να μειωθεί απότομα οδηγώντας στην ανάπτυξη πολυεπίπεδων συστημάτων σπηλαίων, μεγαλύτερης ηλικίας σε μικρότερα βάθη. Τα τελικά στάδια της σπηλαιογένεσης χαρακτηρίζονται από διαδικασίες καθίζησης, ανάμιξης και κατάρρευσης, που μερικές φορές οδηγούν στην ολική πλήρωση των αρχικών κενών (De Waele et al., 2011).

## 2.4 Περιβαλλοντικές επιπτώσεις και κίνδυνοι

Όπως αναφέρθηκε και πρωτίτερα, σε ένα καρστικό περιβάλλον υπάρχει άμεση σύνδεση μεταξύ της επιφανειακής μορφολογίας και των υπόγειων υδρολογικών συστημάτων, η οποία το καθιστά εξαιρετικά ευάλωτο συγκριτικά με οποιοδήποτε άλλο φυσικό σύστημα. Ένα τέτοιο σύστημα χαρακτηρίζεται εξαιρετικά πολύπλοκο, ενώ οι δομικές του ιδιαιτερότητες συνδέονται πολλές φορές με φυσικά φαινόμενα επικίνδυνα για το περιβάλλον, κατασκευαστικά έργα ακόμα και ανθρώπινες ζωές ανάλογα με τη κλίμακα και την ταχύτητα εκδήλωσης της καταστροφής.

Η ραγδαία επέκταση αστικών περιοχών τα τελευταία χρόνια και η όλο και μεγαλύτερη, κάποιες φορές ανεξέλεγκτη, εκμετάλλευση φυσικών πόρων οδηγούν στην αύξηση της πιθανότητας εκδήλωσης τέτοιων επικίνδυνων φαινομένων. Ο σχηματισμός χαρακτηριστικών δομών όπως οι καταβόθρες (sinkholes), η εκδήλωση πλημμυρικών φαινομένων και οι μηχανικές αστοχίες είναι κάποια από τα προβλήματα που δημιουργούνται συχνά σε αυτές τις περιπτώσεις (Parise & Lollino, 2011; Gutiérrez et al., 2014).

### Καταβόθρες (sinkholes)

Οι καταβόθρες, γνωστές στη βιβλιογραφία ως sinkholes, είναι επιφανειακές βυθίσσεις (κοιλότητες) με εσωτερική αποστράγγιση και αποτελούν χαρακτηριστικές δομές αναγνώρισης ενός καρστικού περιβάλλοντος (σχήμα 2.3). Οι δομές αυτές προκύπτουν από συνακόλουθη ή διαδοχική δραστηριότητα δυο διαφορετικών διεργασιών: διάλυση ανθρακικών σχηματισμών από υπόγεια ύδατα (υδρογεωλογική συνιστώσα) και βαρυτική κίνηση του υπερκείμενου υλικού προς τα κάτω (μηχανική συνιστώσα).

Η εξέλιξη σχηματισμού τους μέχρι την τελική κατάρρευση μπορεί να γίνει με αργό ή πολύ γρήγορο ρυθμό και επηρεάζεται τόσο από εσωτερικούς, όσο και από εξωγενείς παράγοντες. Μεταβολές στο καρστικό περιβάλλον, όπως αυξομειώσεις του υπόγειου υδροφορέα ή κατάρρευση τμημάτων υπόγειων σπηλαίων, μπορούν να ενεργοποιήσουν ή να επιταχύνουν τις διαδικασίες σχηματισμού. Στατικά ή δυναμικά φορτία στην επιφάνεια (βαριά οχήματα, γεωτρύπανα, υλικό επιχωμάτωσης, κτίρια



κ.α.) μπορούν, επίσης, να προκαλέσουν τη κατάρρευση υπόγειων κοιλοτήτων σε οριακή κατάσταση σταθερότητας.



**Σχήμα 2.3** Καταβόθρες (sinkholes) διαφορετικών διαστάσεων (Parise & Lollino, 2011).

### Πλημμύρες

Η αστική ανάπτυξη σε καρστικό περιβάλλον επηρεάζει τόσο την επιφανειακή απορροή του νερού, όσο και την δυνατότητα εισροής του προς τα βαθύτερα στρώματα μέσω επιφανειακών διόδων, αλλάζοντας τη πλημμυρική απόκριση της περιοχής. Πλημμυρικά φαινόμενα μικρότερης κλίμακας μπορεί να εμφανιστούν σε περίπτωση απότομης επαναφόρτισης του καρστικού υδροφόρου ορίζοντα προκαλώντας γρήγορη άνοδο της υπόγειας στάθμης και αύξηση της εκφόρτισης από μόνιμες ή προσωρινές πηγές.

Οι πλημμύρες σε καρστικό περιβάλλον μπορούν επομένως να αποδοθούν σε δυο κύριους λόγους: την αδυναμία της ζώνης του επικάρστ να απορροφήσει την ποσότητα νερού που δέχεται και την επαναφόρτιση του υδροφόρου ορίζοντα σε τέτοιο βαθμό όπου υπερβαίνει την ικανότητα εκκένωσης μέσω πηγών.

### Μηχανικές αστοχίες

Η παρουσία καρστικών δομών με τη μορφή κενών στο υπόβαθρο έχει άμεσο αντίκτυπο στις μηχανικές ιδιότητες της βραχώμαζας. Η πυκνότητα και η κατανομή τους στο χώρο μπορεί να επηρεάσει τη συνολική σταθερότητα ενός πρανούς, καθώς αυτά δρουν ως αγωγοί για τη κίνηση του υπόγειου νερού το οποίο αποτελεί καθοριστικό παράγοντα ευστάθειας. Οι διεργασίες διάβρωσης υποβαθμίζουν τη

ποιότητα της βραχώμαζας με μείωση της φέρουσας ικανότητας και της αντοχής του βράχου και οδηγούν σε πιθανή αστάθεια δομών θεμελίωσης στην επιφάνεια.

Ένας επιπλέον παράγοντας που μπορεί να προκαλέσει προβλήματα στη θεμελίωση είναι οι διακυμάνσεις στο ανάγλυφο της περιοχής. Πλευρική μεταβολή της αντοχής του υποβάθρου μπορεί να οδηγήσει σε διαφορεική καθίζηση του κτιρίου, η οποία μπορεί να προκαλέσει ρωγμές στους τοίχους, τη θεμελίωση και το δάπεδο, υπονομεύοντας έτσι τη δομική ακεραιότητα των τοίχων υποστήριξης και θέτοντας σε κίνδυνο την ασφάλεια ολόκληρης της κατασκευής (σχήμα 2.4). Κατολισθήσεις διαφόρων τύπων μπορούν επίσης να συνδεθούν με τη παρουσία καρστικών δομών. Ο πιο κοινός τύπος αστοχίας σε αυτή τη περίπτωση είναι οι καταπτώσεις βράχων ή αστοχίες ανατροπής.



**Σχήμα 2.4** Μηχανικές αστοχίες σε τοίχους και κολώνες στήριξης λόγω καρστικών φαινομένων (Parise & Lollino, 2011).

## 2.5 Γεωφυσική έρευνα

Ο εντοπισμός τόσο φυσικών όσο και ανθρωπογενών εγκοίλων είναι ένας από τους πλέον συνήθεις στόχους στη γεωφυσική έρευνα, αποτελώντας κύριο ερευνητικό αντικείμενο σε κατασκευαστικά έργα. Ένα καρστικό περιβάλλον χαρακτηρίζεται από έντονες πλευρικές και κατακόρυφες μεταβολές των φυσικών ιδιοτήτων που μελετώνται. Το γεγονός αυτό καθιστά το ρόλο των γεωφυσικών μεθόδων ιδιαίτερα σημαντικό στην απόδοση ενός δισδιάστατου ή και τρισδιάστατου μοντέλου αποτύπωσης του υπεδάφους.

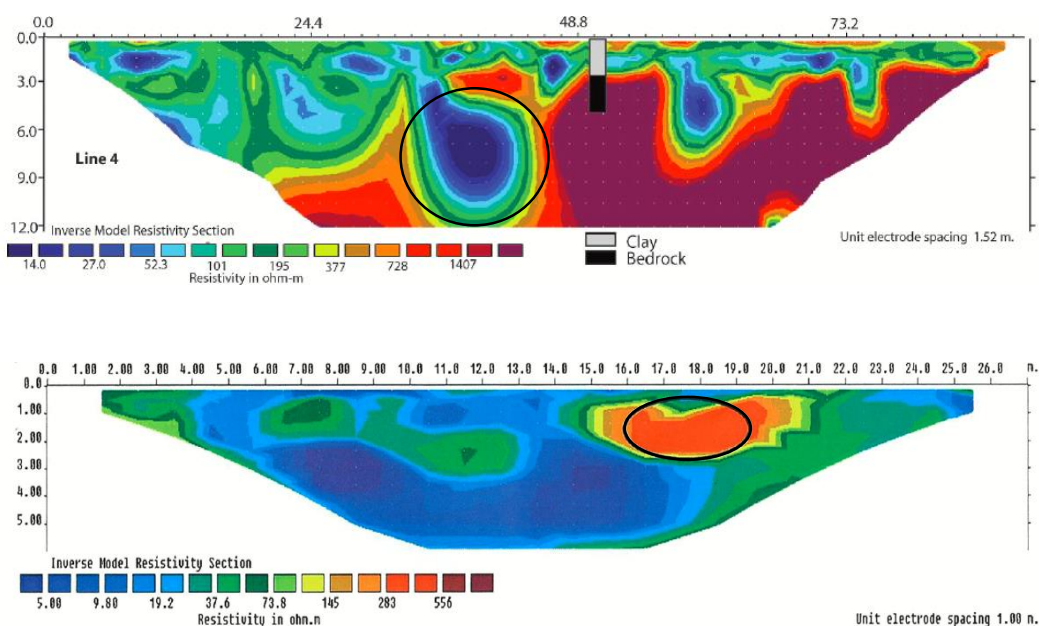
Έγκοιλα και εκτεταμένα συστήματα διακλάσεων εμφανίζονται κενά ή πληρωμένα με χαλαρά ιζήματα, αργιλικό υλικό (terra rosa) και συχνά μερικώς ή πλήρως κορεσμένα με νερό, παράγοντες που επηρεάζουν τη γεωφυσική τους απόκριση σε φυσικές ιδιότητες όπως η πυκνότητα, ηλεκτρική αντίσταση, ταχύτητα ελαστικών κυμάτων κ.α. Η επιλογή της καταλληλότερης μεθόδου επομένως προσαρμόζεται στις ξεχωριστές ανάγκες και ιδιαιτερότητες κάθε περιοχής.

Η διακριτική ικανότητα της εκάστοτε μεθόδου εξαρτάται από το μέγεθος του στόχου, το βάθος του και την αντίθεση μεταξύ των φυσικών ιδιοτήτων αυτού και του πετρώματος που τον περιβάλλει. Είναι σύνηθες ο σχηματισμός που φιλοξενεί έγκοιλα να εμφανίζεται εξίσου διαταραγμένος γύρω από αυτά, λόγω της χημικής διάλυσης που υφίσταται. Ως αποτέλεσμα η ανωμαλία που εμφανίζεται στο γεωφυσικό προφίλ είναι συχνά μεγαλύτερη από τις πραγματικές διαστάσεις της δομής που την προκαλεί (Chalikakis et al., 2011).

Η μέθοδος της **ηλεκτρικής τομογραφίας (ERT)** εφαρμόζεται κατά κόρον στην έρευνα καρστικών δομών. Η ιδιότητα που μελετάται είναι η ηλεκτρική αντίσταση. Η τιμή της αντίστασης αυξάνεται (θεωρητικά τείνει στο άπειρο) όταν οι δομές είναι πληρωμένες με αέρα ενώ μειώνεται όταν είναι πληρωμένες με χαλαρά ιζήματα, αργιλικό υλικό ή νερό (σχήμα 2.5).

Δομές πληρωμένες με νερό ή αργιλικό υλικό αναμένεται να εμφανίζουν αντίσταση σημαντικά μικρότερη από τον ανθρακικό σχηματισμό. Η παρουσία αργίλου συνδέεται συνήθως με μικρότερες τιμές αντίστασης συγκριτικά με έναν υπόγειο υδροφόρο αγωγό. Όμως, η ακριβής τιμή με τη οποία απεικονίζεται ο στόχος

εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως το ποσοστό πλήρωσης, η χημική σύσταση, η φύση του πετρώματος, ο βαθμός καρστικοποίησης, η υγρασία κ.α. Στη πραγματικότητα το άγνωστο και ακανόνιστο σχήμα των εγκοίλων καθώς και το γεγονός ότι δεν γνωρίζουμε το βαθμό πλήρωσης τους με νερό ή ιζήματα μπορεί να οδηγήσει σε παρερμηνεία του γεωηλεκτρικού μοντέλου.

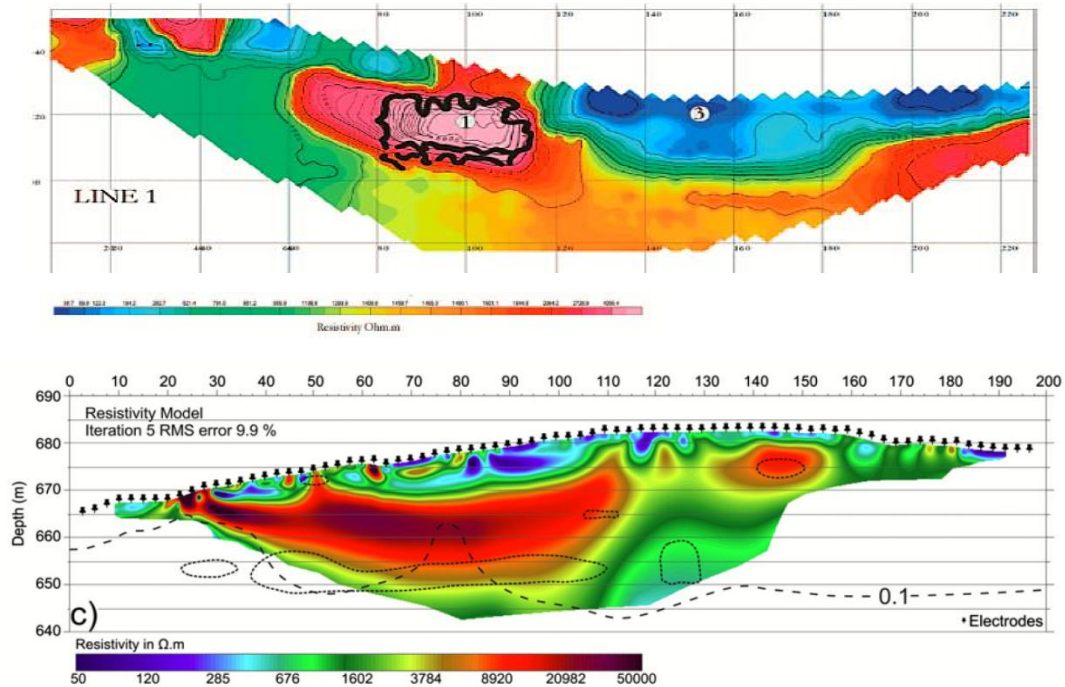


**Σχήμα 2.5** Γεωηλεκτρικό μοντέλο όπου πιθανό έγκοιλο απεικονίζεται με χαμηλή τιμή αντίστασης λόγω πλήρωσης με αργιλικό υλικό (Ismail & Anderson, 2012) (πάνω) και μοντέλο όπου το έγκοιλο έχει μεγαλύτερη αντίσταση από το περιβάλλον πέτρωμα (Abd El Aal, 2017) (κάτω). Η θέση των εγκοίλων ορίζεται από μαύρο περίγραμμα.

Σε αρκετές περιπτώσεις οι καρστικές δομές είναι 'κενές'. Οι δομές αυτές είναι είτε επιφανειακά έγκοιλα μικρών διαστάσεων είτε ολόκληρα σπήλαια, τα οποία βρίσκονται πάνω από το επίπεδο του υδροφόρου ορίζοντα, χωρίς να έχουν φτάσει στο τελικό στάδιο κατάρρευσης και πλήρωσης με άλλο υλικό. Η επιτυχία της μεθόδου σε αυτές τις περιπτώσεις βασίζεται κατεξοχήν στη διαφορά της αντίστασης του στόχου (π.χ. έγκοιλο) με το περιβάλλον του (σχήμα 2.6). Έχουν καταγραφεί περιπτώσεις όπου το αντιστατικό περιβάλλον δημιουργεί προβλήματα στην ακριβή ερμηνεία ή ακόμα και στον εντοπισμό των εγκοίλων. Όταν το πέτρωμα χαρακτηρίζεται από εξίσου υψηλές τιμές αντίστασης ο διαχωρισμός εγκοίλων – υγιούς πετρώματος γίνεται με δυσκολία (Vargemezis et al., 2007) ενώ υπάρχουν



περιπτώσεις όπου ο αντιστατικός σχηματισμός 'καλύπτει' εντελώς την επίδραση του έγκοιλου στο γεωηλεκτρικό μοντέλο (Martínez-Moreno et al., 2014).



**Σχήμα 2.6** Γεωηλεκτρικό μοντέλο όπου το έγκοιλο διαφοροποιείται, εμφανίζοντας μεγαλύτερη αντίσταση από το πέτρωμα (Gambetta et al., 2011) (πάνω) και μοντέλο όπου το έγκοιλο δεν εμφανίζεται καθόλου λόγω της πολύ υψηλής αντίστασης του πετρώματος σε μικρότερο βάθος (Martínez-Moreno et al., 2014) (κάτω). Η θέση των εγκοίλων ορίζεται από μαύρο περίγραμμα.

Πολύ συχνά η μέθοδος εφαρμόζεται σε πολύπλοκα καρστικά συστήματα (σπήλαια) με στόχο το προσδιορισμό της έκτασης και δομής τους (Vargemezis et al., 2007; Abu-Shariah, 2009; Valois et al., 2010; Gambetta et al., 2011; Martínez-Moreno et al., 2014; Fadhlí et al., 2015; Abd El Aal, 2017), την αξιολόγηση της σταθερότητας τους (Leucci, 2003), τον εντοπισμό καρστικών αγωγών που συνδέονται με υπόγεια ροή (Guérin et al., 2009; Zhu et al., 2011) και υπόγειες δεξαμενές νερού (Gan et al., 2013; Taslim, 2018), ή τη κατασκευή του ευρύτερου υδρογεωλογικού μοντέλου του καρστικού συστήματος (Epting et al., 2009).

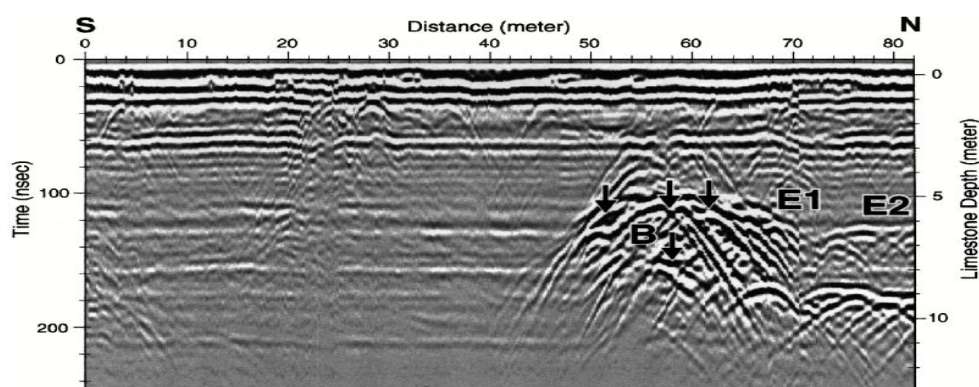
Η μέθοδος εφαρμόζεται συχνά και σε προβλήματα γεωτεχνικού χαρακτήρα, όπως ο εντοπισμός εγκοίλων σε αστικές περιοχές (Cardarelli et al., 2006; Metwaly & AlFouzan, 2013; Ungureanu et al., 2017) και η αξιολόγηση της πιθανότητας

κατάρευσης τους (Cardarelli et al., 2010), ο εντοπισμός καρστικών δομών επικίνδυνων για τεχνικά έργα πριν τη κατασκευή (Farooq et al., 2012; Ismail & Anderson, 2012) και η αξιολόγηση παλαιότερων έργων (Samyn et al., 2014).

Αρκετοί ερευνητές έχουν εξετάσει την αποδοτικότητα διαφορετικών διατάξεων σε καρστικό περιβάλλον, προτείνοντας τη διάταξη διπόλου–διπόλου ως τη καταλληλότερη για τον εντοπισμό εγκοίλων (Farooq et al., 2012; Putiska et al., 2012; Ungureanu et al., 2017). Οι Putiska et al. (2012) εξέτασαν επιπλέον την επίδραση ενός λεπτού αγωγίμου στρώματος γύρω από το έγκοιλο στο τελικό μοντέλο αντιστροφής. Η παρουσία τέτοιου στρώματος μπορεί να παραμορφώσει το γεωηλεκτρικό μοντέλο μετατρέποντας μια αντιστατική ανωμαλία σε αγωγίμη όταν το στρώμα είναι πιο αγωγίμο από τον περιβάλλον του.

Η πολυπλοκότητα των καρστικών δομών σε συνδυασμό με τα προβλήματα που συνεπάγεται η εφαρμογή μιας μόνο μεθόδου έχει οδηγήσει πολλούς ερευνητές στην εφαρμογή δυο και περισσότερων μεθόδων. Οι συνηθέστερες και πιο αποτελεσματικές είναι οι μέθοδοι του γεωραντάρ και της βαρυτομετρίας.

Η μέθοδος του **γεωραντάρ (GPR)** ανήκει στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους και αποτελεί μια γρήγορη και αρκετά αξιόπιστη μέθοδο εντοπισμού καρστικών δομών. Έγκοιλα, διακλάσεις και ρήγματα απεικονίζονται ως επιφάνειες ανάκλασης του ηλεκτρομαγνητικού σήματος (σχήμα 2.7). Το βασικό μειονέκτημα της μεθόδου είναι η αδυναμία εφαρμογής της σε αργιλικό περιβάλλον και η μείωση της διακριτικής της ικανότητας σε μεγάλα βάθη.

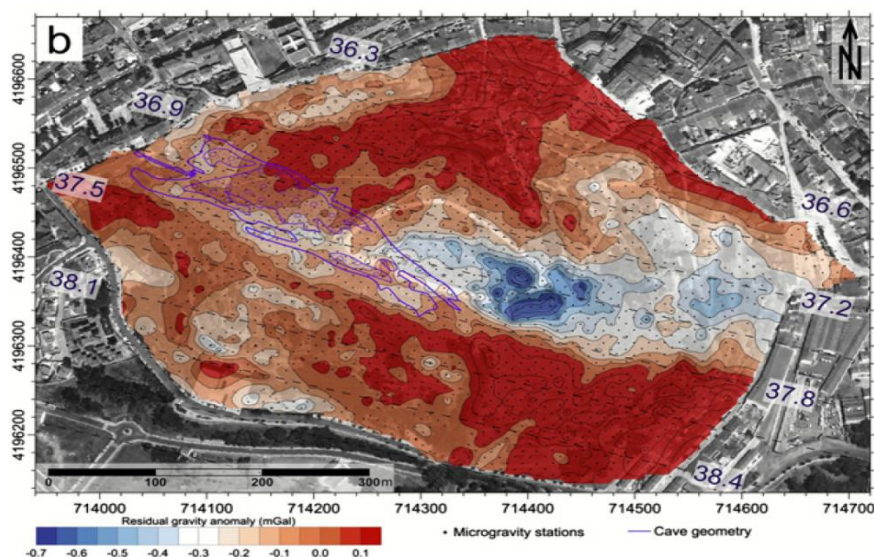


**Σχήμα 2.7** Ανακλάσεις του ηλεκτρομαγνητικού σήματος σε προφίλ γεωραντάρ λόγω εγκοίλου (Beres et al., 2001).



Η εφαρμογή της μεθόδου σε γεωτεχνικά προβλήματα έχει αυξηθεί σε μεγάλο ποσοστό τα τελευταία χρόνια (McMechan et al., 1998; Beres et al., 2001; Leucci, 2003; El-Qady et al., 2005; Piscitelli et al., 2007; Giorgi & Leucci, 2014; Reis et al., 2014; Li et al., 2015). Δεδομένης της ευκολίας και της ταχύτητας των μετρήσεων θεωρείται κατάλληλη για τον χαρακτηρισμό του επικάρστ σε αρχικό στάδιο έρευνας και εφαρμόζεται κυρίως συνδυαστικά με άλλες μεθόδους.

Όσον αφορά τις **βαρυτομετρικές μελέτες** η ιδιότητα που μελετάται είναι η πυκνότητα των σχηματισμών. Η μέθοδος εφαρμόζεται κυρίως σε έρευνες μεγάλης κλίμακας για τον εντοπισμό καταβοθρών (sinkholes) ή υπόγειων σπηλαίων μεγάλων διαστάσεων (Rybakov et al., 2001; Thierry et al., 2005; Debeglia et al., 2006; Mochales et al., 2008; Gambetta et al., 2011; Putiska et al., 2014; Martínez-Moreno et al., 2014), όπου οι δομές ενδιαφέροντος αναγνωρίζονται ως έλλειψη μάζας (gravity lows) (σχήμα 2.8).



**Σχήμα 2.8** Χάρτης βαρυτικής ανωμαλίας όπου οι αρνητικές τιμές συνδέονται με σπήλαιο στο κέντρο του χάρτη (Martínez-Moreno et al., 2014).

Οι μέθοδοι που αναφέρθηκαν έχουν αποδειχθεί αποτελεσματικές σε πολλές περιπτώσεις ταυτόχρονα όμως αντιμετωπίζουν και αρκετές δυσκολίες, η καθεμία για διαφορετικούς λόγους. Η μέθοδος του γεωραντάρ εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις εδαφικές συνθήκες της περιοχής, ενώ η βαρυτομετρική μέθοδος δεν ενδείκνυται για τη λεπτομερή δισδιάστατη απεικόνιση καρστικών δομών. Τα τελευταία χρόνια

έχει παρουσιαστεί ενδιαφέρον από αρκετούς ερευνητές στην εφαρμογή σεισμικών μεθόδων για τον εντοπισμό εγκοίλων. Η εφαρμογή τους, παρότι δεν είναι ευρέως διαδεδομένη, έχει παρουσιάσει σημαντική πρόοδο και προοπτικές εξέλιξης.

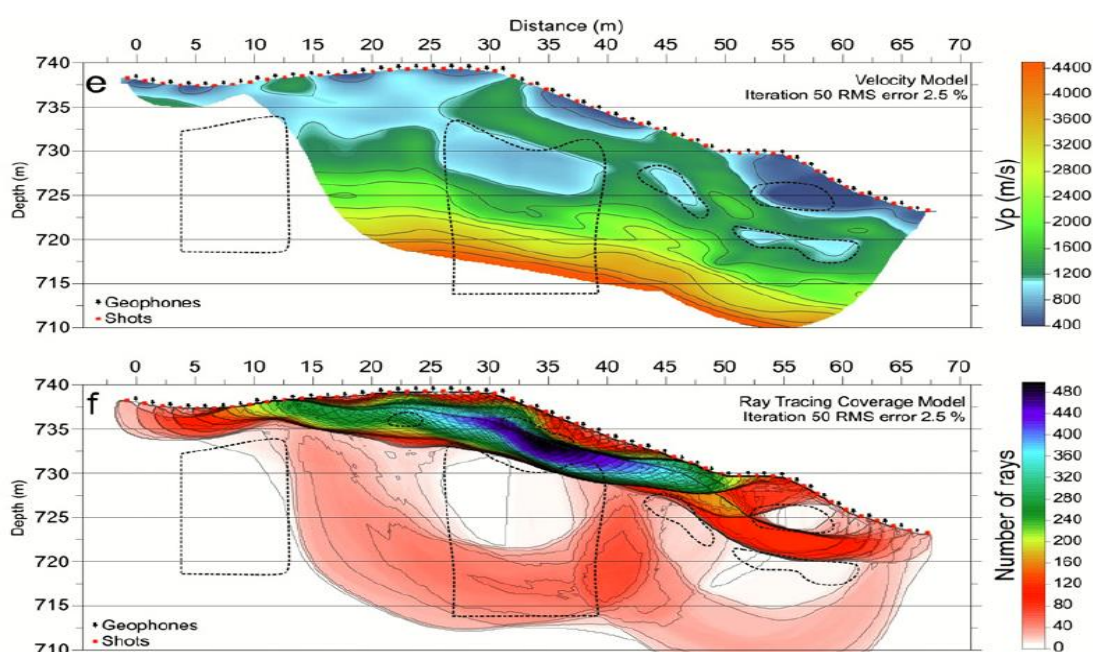
Οι σεισμικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται σε γεωτεχνικές έρευνες κυρίως για τον χαρακτηρισμό των εδαφών (συνδέονται με τις μηχανικές ιδιότητες του υπεδάφους), στον εντοπισμό του υποβάθρου ή/και πιθανών ρηγμάτων. Η αξιοποίηση τους στον εντοπισμό καρστικών δομών βασίζεται στην απλή λογική της διαφοροποίησης της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από μεγάλες τιμές σε υγιή ανθρακικά πετρώματα, σε μικρές τιμές σε καρστικοποιημένες ζώνες και έγκοιλα.

Οι καρστικοποιημένες περιοχές χαρακτηρίζονται από καταβόθρες, ασυνέχειες του υποβάθρου, μεμονωμένα τμήματα βράχων σε μικρά βάθη, ρήγματα και έγκοιλα ποικίλων διαστάσεων. Τέτοιες δομές χαρακτηρίζονται από πλευρικές μεταβολές και 'αντιστροφές' των ταχυτήτων (ζώνες χαμηλής ταχύτητας) και έρχονται σε αντίθεση με τις θεμελιώδεις αρχές των συμβατικών μεθόδων διάθλασης, οι οποίες βασίζονται σε απλουστευμένες υποθέσεις σχετικά με τα μοντέλα ταχύτητας του υπεδάφους. Στη πράξη συμβατικές μέθοδοι διάθλασης έχουν χρησιμοποιηθεί στον εντοπισμό καταβοθρών πληρωμένων με ιζήματα (Doll et al., 1998) ή άλλων επιφανειακών δομών που σχετίζονται με καρστ (Sumanovac & Weisser, 2001) χωρίς να είναι δυνατή η δισδιάστατη απεικόνιση εγκοίλων.

Σε αντίθεση με τις συμβατικές μεθόδους η **σεισμική τομογραφία διάθλασης (SRT)** δεν προϋποθέτει στρώματα σταθερής ταχύτητας και μπορεί να προσδιορίσει τοπικές ανωμαλίες των ταχυτήτων. Η παραμετροποίηση του υπεδάφους επιτρέπει τον ορισμό πολύπλοκων μοντέλων με σύνθετη κατανομή ταχυτήτων. Μοντελοποίηση συνθετικών δεδομένων (Sheehan et al., 2005a; Sheehan et al., 2005b), πειράματα με προσομοίωση πραγματικών συνθηκών (Grandjeana & Leparoux, 2004; Grandjean, 2006) και πειραματικά δεδομένα (Cardarelli et al., 2010; Giorgi & Leucci, 2014; Martínez-Moreno et al., 2014; Gan et al., 2017) χαρακτηρίζουν τη τομογραφία σεισμικής διάθλασης ως ένα αποτελεσματικό εργαλείο στον εντοπισμό εγκοίλων.

Η αποτελεσματικότητα της μεθόδου δεν είναι εγγυημένη. Τόσο τα συνθετικά, όσο και τα πειραματικά δεδομένα συμπεραίνουν πως η τομογραφία είναι αποτελεσματική υπό προϋποθέσεις (σχήμα 2.8). Σύμφωνα με τους Sheehan et al. (2005a) η βασική προϋπόθεση για τον εντοπισμό υπεδάφινων εγκοίλων με τη μέθοδο

της τομογραφίας είναι η επαρκής κάλυψη από πλευράς σεισμικών ακτίνων της περιοχής γύρω από το έγκοιλο. Τόσο η γεωμετρία της διάταξης, όσο και η δομή του υπεδάφους επηρεάζουν την κατανομή των ακτίνων. Η δομή του υπεδάφους πρέπει να είναι τέτοια ώστε οι ακτίνες να φτάνουν βαθύτερα από το έγκοιλο και να πληρούνται οι προϋποθέσεις (αύξηση της ταχύτητας του πετρώματος με το βάθος) ώστε να διαθλώνται πίσω στην επιφάνεια. Συχνό φαινόμενο που παρατηρείται επίσης είναι η δομή να εμφανίζεται με ταχύτητα μικρότερη από το περιβάλλον, όχι όμως όσο μικρή αναμένεται.

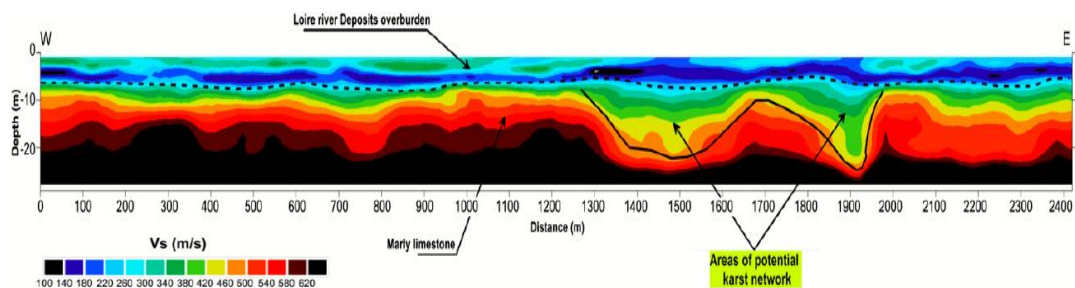


**Σχήμα 2.8** Σεισμική τομογραφία διάθλασης σε περιοχή με γνωστή θέση εγκοίλων (πάνω) και οι αντίστοιχες σεισμικές ακτίνες (κάτω). Τρία έγκοιλα εντοπίζονται με μεγάλη ακρίβεια, ένα εμφανίζεται με μικρότερες διαστάσεις από τις πραγματικές και ένα δεν εντοπίζεται καθόλου πιθανά λόγω ελλιπούς κάλυψης από σεισμικές ακτίνες (Martínez-Moreno et al., 2014).

Η επίδραση των καρστικών δομών στον τρόπο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων έχει αποτελέσει επίσης αντικείμενο μελέτης αρκετών ερευνητών (Grandjeana & Leparoux, 2004; Nasserri-Moghaddam, 2006; Nasserri-Moghaddam et al., 2007). Παρότι υπάρχουν ακόμα αρκετά ερωτήματα υπό διερεύνηση, η μελέτη των επιφανειακών κυμάτων σε αρκετές περιπτώσεις έχει αποδειχθεί αποτελεσματική.

Η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW) μελετά επιφανειακά κύματα Rayleigh και δίνει πληροφορίες για την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Η μέθοδος βασίζεται στην υπόθεση πολλαπλών οριζόντιων στρωμάτων με σταθερή ταχύτητα. Πλεονέκτημα της μεθόδου είναι η δυνατότητα απόδοσης μοντέλων με αντιστροφή της ταχύτητας με το βάθος. Η βασική επεξεργασία έχει ως τελικό αποτέλεσμα την μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας, γεγονός που καθιστά τη μέθοδο αναποτελεσματική όταν εφαρμόζεται σε καρστικό περιβάλλον, το οποίο χαρακτηρίζεται από έντονες πλευρικές μεταβολές των ταχυτήτων. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται διάφορες τεχνικές κατασκευής ψευδοτομών, σε μια προσπάθεια απεικόνισης της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων σε δύο διαστάσεις.

Η μέθοδος της MASW εφαρμόζεται συχνά στον εντοπισμό και την αξιολόγηση καταβοθρών μεγάλων διαστάσεων, οι οποίες εμφανίζονται πληρωμένες με δευτερογενές υλικό (Nwokebuihe, 2014; Samyn et al., 2014; Obi, 2016) και λειτουργούν ως ζώνες χαμηλής ταχύτητας (σχήμα 2.9). Παρότι έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές στη προσπάθεια απεικόνισης πιο σύνθετων-δισδιάστατων μοντέλων (Xia et al., 2004; Miller et al., 2005; Debeglia et al., 2006; Parker Jr, 2010; Orfanos & Apostolopoulos, 2012; Karabutul et al., 2017), ο εντοπισμός εγκοίλων και ο προσδιορισμός του βάθους και της γεωμετρίας τους εξακολουθεί να αποτελεί πρόκληση για τη MASW. Το γεγονός αυτό αποδίδεται κυρίως στη περιορισμένη ικανότητα της μεθόδου να λάβει υπόψη το σφάλμα που εισάγεται στις καμπύλες διασποράς λόγω των πλευρικών ανομοιογενειών που χαρακτηρίζουν ένα καρστικό περιβάλλον.



**Σχήμα 2.9** Επιφανειακές ζώνες χαμηλής ταχύτητας που συνδέονται με πλήρωση καταβοθρών από χαλαρά ιζήματα (Samyn et al., 2014).



Στην προσπάθεια να προσδιοριστεί η θέση και το βάθος των εγκοίλων έχουν αναπτυχθεί διάφορες προσεγγίσεις στη μελέτη των επιφανειακών κυμάτων. Η μέθοδος των Nasser-Moghaddam et al. (2005) βασίζεται στην ανάλυση της απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων (μέθοδος AARW) με την χρήση δύο νέων παραμέτρων. Οι Phillips et al. (2001) μελέτησαν την επίδραση καρστικών δομών στο πεδίο των συχνοτήτων και παρατήρησαν συγκεντρώσεις ενέργειας στις περιοχές γύρω από υπόγεια έγκοιλα (μέθοδος PSD). Οι Campman et al. (2004) και Xia et al. (2007) αξιοποίησαν το φαινόμενο της σκέδασης που υφίστανται τα επιφανειακά κύματα όταν έρθουν σε επαφή με καρστικές δομές για τον εντοπισμό εγκοίλων.

Παρότι έχουν καταγραφεί πολλές περιπτώσεις όπου η γεωφυσική έρευνα κρίθηκε επιτυχής στον εντοπισμό καρστικών δομών το αντικείμενο αποτελεί μέχρι σήμερα μια πρόκληση για τη Γεωφυσική. Η έλλειψη μιας 'προτυποποιημένης' τεχνικής ανίχνευσης εγκοίλων οφείλεται στη πολυπλοκότητα του καρστικού περιβάλλοντος και στη μεταβλητότητα των χαρακτηριστικών του. Ο συσχετισμός δυο ή/και περισσότερων γεωφυσικών μεθόδων οδηγεί σε πιο ολοκληρωμένη και αξιόπιστη ερμηνεία των αποτελεσμάτων και αποτελεί πάντα την πιο 'ασφαλή' επιλογή. Μια λεπτομερής βιβλιογραφική αναφορά στις γεωφυσικές μεθόδους που εφαρμόστηκαν σε καρστικό περιβάλλον δίνεται από τους Smith (2005) και Chalikakis et al. (2011).

Η περιοχή μελέτης ανήκει στο νομό Κοζάνης και ευρύτερα στη Περιφέρεια Δυτικής Μακεδονίας. Η έκταση του νέου πανεπιστημίου βρίσκεται σε απόσταση 4km ΝΔ από το κέντρο της πόλης της Κοζάνης και μόλις 500m από τη Ζώνη Ενεργού Πολεοδομίας (ΖΕΠ) Κοζάνης (σχήμα 3.1). Σε μικρή απόσταση βρίσκονται επίσης τα χωριά Βατερό (2km ΒΔ), Άργιλος (1.5km ΝΔ) και Λευκόβρυση (2.3km ΝΑ).



**Σχήμα 3.1** Τοποθεσία ανέγερσης του νέου Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας (Google Earth).

Γεωγραφικά περικλείεται από την οροσειρά του Βερμίου βορειοανατολικά, το όρος Βούρινο δυτικά και τα Πιέρια Όρη στα ανατολικά. Σε απόσταση περίπου 15km ΝΑ βρίσκεται η τεχνητή λίμνη Πολυφύτου. Η περιοχή έρευνας βρίσκεται σε υψόμετρο 760 μέτρων από την επιφάνεια της θάλασσας.



### 3.1 Γεωλογία της περιοχής μελέτης

Γεωλογικά η ευρύτερη περιοχή της Κοζάνης ανήκει στη Πελαγονική ζώνη των Εσωτερικών Ελληνίδων. Η Πελαγονική ζώνη αποτελεί μια επιμήκη λωρίδα συσσώρευσης ηπειρωτικής προέλευσης καλυμμάτων με διεύθυνση ΒΒΔ-NNA, και εκτείνεται από την Π.Γ.Δ.Μ. προς νότο μέσω της κεντρικής ελληνικής ηπειρωτικής χώρας και την Εύβοια και από εκεί συνεχίζει με κατεύθυνση Δ-Α στις Κυκλάδες και τη Μικρά Ασία (Αυγερινάς, 2014).

#### 3.1.1 Γεωτεκτονική θέση και παλαιογεωγραφία

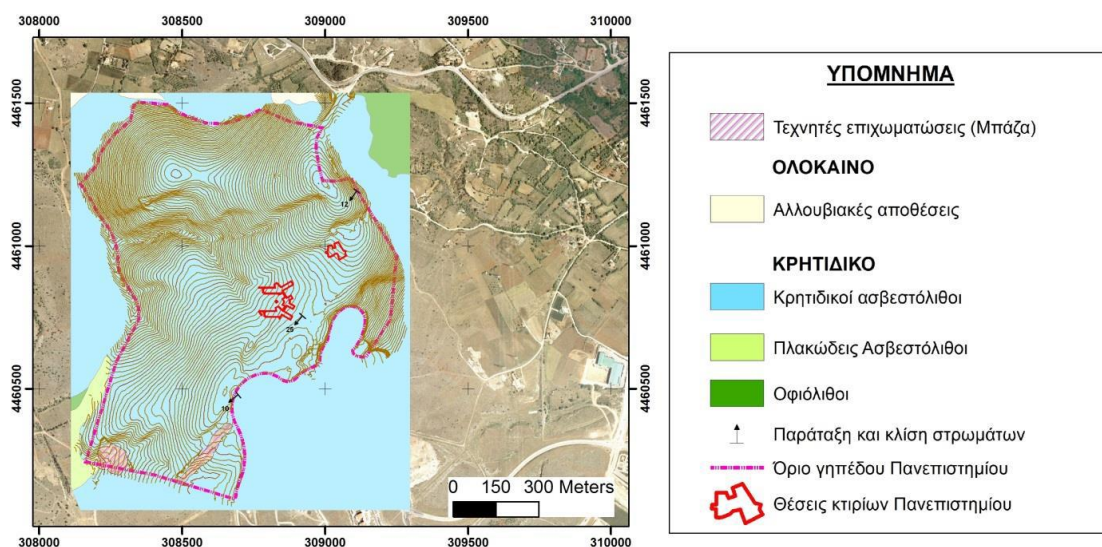
Η Πελαγονική ζώνη συγκροτείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα Παλαιοζωικής ή και προ-Κάμβριας ηλικίας, πάνω στα οποία τοποθετούνται Μεσοζωικά ιζήματα. Η ιζηματογένεση κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού ήταν ανθρακική, καθαρά νηριτική, με εξαίρεση τις περιοχές της Κοζάνης και της κεντρικής Εύβοιας όπου εμφανίζονται πελαγικά ιζήματα μαζί με οφιολιθικές μάζες (Μουντράκης, 2010). Η προέλευση αυτών των ιζημάτων βαθιάς θάλασσας και η γενικότερη παλαιογεωγραφική θέση της Πελαγονικής κατά το Μεσοζωικό είναι αμφιλεγόμενη με δύο απόψεις να επικρατούν. Η παλαιότερη άποψη θεωρεί την Πελαγονική ζώνη ως μια υποθαλάσσια ράχη μεταξύ της αύλακας της Αλμωπίας και της Πίνδου ανατολικά και δυτικά αντίστοιχα. Ο διαφορετικός χαρακτήρας ιζηματογένεσης αποδίδεται στην ύπαρξη δυο διαύλων επικοινωνίας (βυθίσματα) μεταξύ των οποίων επικοινωνούσαν οι δυο προαναφερθείσες αύλακες.

Σύγχρονες απόψεις θεωρούν την Πελαγονική ως ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου που αποσπάστηκε από την Gondwana και εκατέρωθεν του οποίου αναπτύχθηκαν δυο ωκεάνιες περιοχές της Τηθύος (Αξιού και Υποπελαγονικής – Πίνδου) από τις οποίες προήλθαν με επώθηση οι οφιολίθοι (Mountrakis et al., 1983). Οι δύο περιοχές που αναφέρθηκαν ως δίαυλοι είναι απλά περιοχές όπου διατηρούνται οι οφιολιθικές μάζες και τα συνοδά ιζήματα που προήλθαν με επώθηση από τους δυο ωκεάνιους χώρους.

### 3.1.2 Λιθοστρωματογραφία

Στρωματογραφικά η Πελαγονική ζώνη συγκροτείται, από κάτω προς τα πάνω, από κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο, γνευσιωμένους γρανίτες, ημιμεταμορφωμένα Περμο-Τριαδικά πετρώματα, δύο ανθρακικά καλύμματα Τριαδικού – Ιουρασικού, οφιόλιθους και Άνωκρητιδικά επικλυσισγενή ιζήματα (Μουντράκης, 2010).

Η περιοχή έρευνας τοποθετείται πάνω στο τεκτονικό κάλυμμα του Βερμίου (σχήμα 3.2). Πρόκειται για αλλόχθονη ανθρακική σειρά ηλικίας Κ. Κρητιδικού, η οποία βρίσκεται με ανώμαλη επαφή πάνω στον Άνωκρητιδικό φλύσχη της Πελαγονικής ζώνης. Η σειρά περιλαμβάνει λιθολογικούς σχηματισμούς, που η ηλικία και η φάση τους παρεμβάλλονται με ορισμένους ορίζοντες της αυτόχθονης ανθρακικής σειράς της Πελαγονικής ζώνης (σχήμα 3.3).

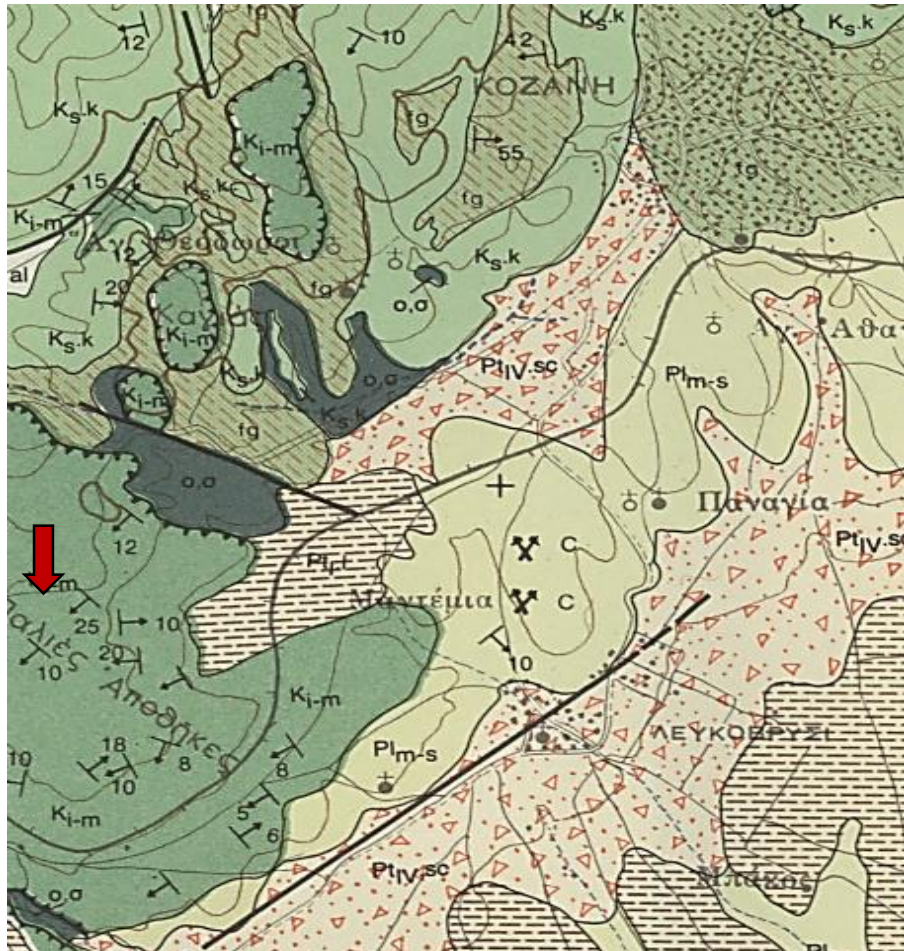


**Σχήμα 3.2** Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του νέου Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας.

Σύμφωνα με τον γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (φύλλο Κοζάνης, 1980) το τεκτονικό κάλυμμα περιλαμβάνει από κάτω προς τα πάνω τους ακόλουθους σχηματισμούς:

- Κροκαλοπαγή μεταβλητού πάχους.
- Συμπαγείς ασβεστόλιθους τεφρού χρώματος, συχνά λατυποπαγείς όλο και λιγότερο κλαστικούς.
- Ασβεστόλιθους τεφρού χρώματος με οργανικά λείψανα, μικρά Γαστερόποδα, Οστρακοειδή και Χαρόφυτα (Πουρμπέκιο - Γουήλδιο).

- Εναλλαγές πλακωδών ασβεστόλιθων ερυθρού χρώματος και συμπαγών ασβεστόλιθων τεφρού χρώματος (Βαρρέμιο – Άπτιο).
- Ασβεστόλιθους τεφρού χρώματος, συχνά λατυποπαγείς, με τράπεζες από συμπαγείς ασβεστόλιθους με *Orbitolina* (Άπτιο – Άλβιο).



**Σχήμα 3.3** Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής έρευνας (Ι.Γ.Μ.Ε., 1980).

Η επώθηση του καλύμματος έγινε πάνω στον Πελαγονικό φλύσχη, με τα ασβεστολιθικά πετρώματα στα μέτωπα επώθησης να εμφανίζονται έντονα κερματισμένα. Στη περιοχή συναντώνται επίσης ερυθρές άργιλοι με χαλίκια ηλικίας Τεταρτογενούς (Κ. Πλειστόκαινο).



### 3.2 Περιγραφή του προβλήματος

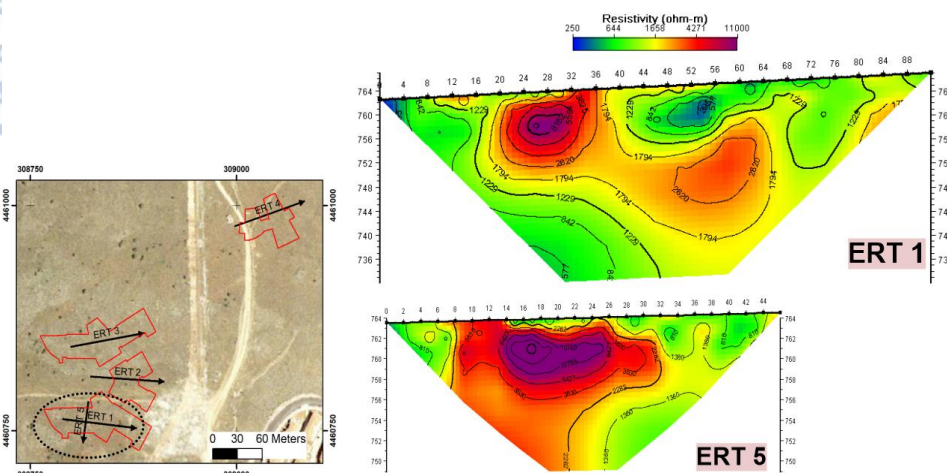
Η ανέγερση ενός πανεπιστημιακού συγκροτήματος αποτελεί σημαντική επένδυση τόσο οικονομικής όσο και πολιτισμικής αξίας. Είναι επομένως ιδιαίτερα σημαντική η εξασφάλιση της σωστής και ασφαλούς ανοικοδόμησης και λειτουργίας του. Το πανεπιστημιακό συγκρότημα του νέου Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας αποτελείται συνολικά από τέσσερα κτήρια όπως φαίνεται στο σχήμα 3.4.



**Σχήμα 3.4** Νέο Πανεπιστήμιο Δυτικής Μακεδονίας.

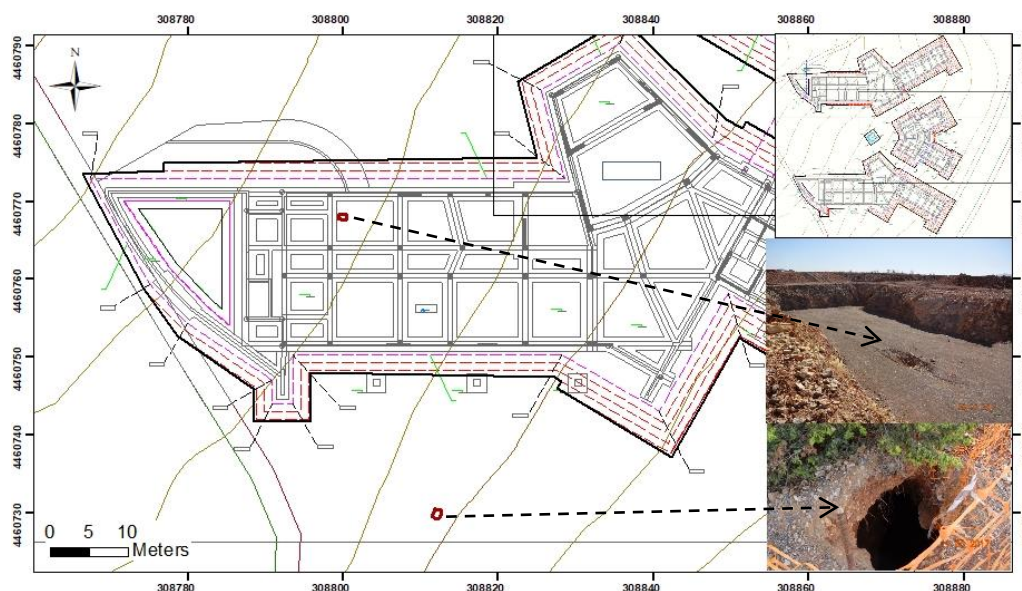
Η γεωφυσική έρευνα πραγματοποιήθηκε αρχικά το 2013 με στόχο τον εντοπισμό εγκοίλων ή άλλων καρστικών δομών, ικανών να προκαλέσουν προβλήματα στη κατασκευή των κτηρίων. Πραγματοποιήθηκαν συνολικά 5 ηλεκτρικές τομογραφίες από τις οποίες το κτήριο Γ θεωρήθηκε ύποπτο για παρουσία εγκοίλων (σχήμα 3.5). Η αντιστατική δομή αποδείχθηκε συμπαγές πέτρωμα σύμφωνα με τη γεώτρηση που πραγματοποιήθηκε και η περιοχή κρίθηκε ασφαλής για την συνέχεια των εργασιών.

Το έναυσμα για την υλοποίηση λεπτομερούς γεωφυσικής έρευνας το 2017 ήταν ο τυχαίος εντοπισμός εγκοίλου από χωματοургικό μηχάνημα κατά την εκσκαφή του κτηρίου Γ. Στόχος της έρευνας αυτή τη φορά ήταν ο προσδιορισμός της έκτασης και του βάθους του διαπιστωμένου εγκοίλου, καθώς και η ανίχνευση επιπλέον καρστικών δομών στην περιοχή.



**Σχήμα 3.5** Ηλεκτρικές τομογραφίες για το κτήριο Γ στα πλαίσια της αρχικής έρευνας που προγήθηκε το 2013.

Η διάμετρος του κενού στην επιφάνεια ήταν περίπου 1x1 μέτρα και το έγκοιλο ήταν επίμηκες με διεύθυνση ΝΝΔ και διαστάσεις περίπου 3μ. μήκος, 1μ. πλάτος και 4μ. βάθος. Ένα δεύτερο έγκοιλο εντοπίστηκε στη πορεία των εργασιών σε απόσταση 40 μέτρων ΝΑ από το αρχικό, στο χώρο όπου θα εγκατασταθεί το πάρκινγκ του κτηρίου. Το έγκοιλο είχε εμφανώς μεγαλύτερες διαστάσεις από το πρώτο και ΒΑ διεύθυνση (σχήμα 3.6).



**Σχήμα 3.6** Κάτοψη του κτηρίου Γ και του χώρου στάθμευσης. Με κόκκινο περίγραμμα απεικονίζονται οι θέσεις των κενών στην επιφάνεια.



Ο αρχικός σχεδιασμός της έρευνας περιλάμβανε την εφαρμογή της ηλεκτρομαγνητικής μεθόδου του γεωραντάρ με στόχο την σάρωση της συνολικής έκτασης των τεσσάρων κτηρίων και της μεθόδου ηλεκτρικής τομογραφίας για τη περεταίρω διερεύνηση των ύποπτων θέσεων. Μετά την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων η έρευνα επικεντρώθηκε στο κτήριο Γ και στο πάρκινγκ, όπου εντοπίστηκε το πρόβλημα εξαρχής.

Με βάση τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας, οι δύο θέσεις κρίθηκαν κατάλληλες για την εφαρμογή σεισμικών μεθόδων. Στόχος της σεισμικής έρευνας ήταν η επιβεβαίωση της παρουσίας εγκοίλων στις προτεινόμενες θέσεις και η αποσαφήνιση των διαφορούμενων αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής μεθόδου. Τα προβλήματα που προκαλούν οι ψηλές τιμές αντίστασης του ασβεστόλιθου στην ερμηνεία, καθιστούν τη σεισμική έρευνα καταλυτική στην απόδοση του τελικού γεωφυσικού μοντέλου. Οι σεισμικές μέθοδοι πραγματοποιήθηκαν σε επιλεγμένες θέσεις με γνωστή τη θέση των εγκοίλων έτσι ώστε να είναι ξεκάθαρη η επίδραση τους στο σεισμικό προφίλ και ο διαχωρισμός τους από το συμπαγές πέτρωμα.

Η έρευνα στο κτήριο Γ επαναλήφθηκε μετά από χρονική περίοδο ενός έτους κατά τη διαδικασία πλήρωσης των εγκοίλων, με τσιμεντοκονίαμα ειδικά προσαρμοσμένο στη φύση του ασβεστόλιθου, και εκ νέου μετά το πλήρες γέμισμα. Οι δύο επιμέρους φάσεις μετρήσεων πραγματοποιήθηκαν με διαφορά ενός μήνα μεταξύ τους. Στόχος των επιπλέον μετρήσεων ήταν η παρακολούθηση της διαδικασίας εξυγίανσης του υποβάθρου θεμελίωσης και η αξιολόγηση της αρχικής γεωφυσικής ερμηνείας.

## 4 ΒΑΣΙΚΗ ΘΕΩΡΙΑ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

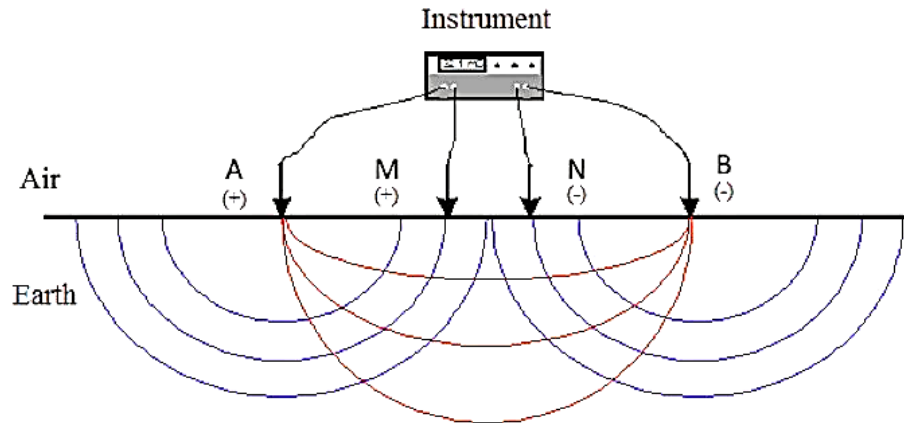
### 4.1 Μέθοδος ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης

Η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ανήκει στις ενεργητικές γεωφυσικές μεθόδους, όπου ένα τεχνητά παραγόμενο ηλεκτρικό πεδίο διαδίδεται στο υπέδαφος με στόχο τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων με τα οποία αλληλοεπιδρά. Η ιδιότητα που μελετάται είναι η ειδική ηλεκτρική αντίσταση των σχηματισμών, η οποία αντικατοπτρίζει την δυσκολία διάδοσης του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος. Το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προκύπτει απεικονίζει τη δομή του υπεδάφους ως μια συνάρτηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Η μέθοδος εφαρμόζεται σε πλήθος ερευνών περιβαλλοντικού, υδρογεωλογικού, γεωτεχνικού, κοιτασματολογικού και αρχαιομετρικού χαρακτήρα, ερμηνεύοντας μεταβολές της ειδικής ηλεκτρικής ως στόχους-δομές ενδιαφέροντος ανάλογα με το εκάστοτε αντικείμενο. Η πιο ευρέως κοινή αξιοποίηση της μεθόδου αφορά υδρογεωλογικές μελέτες, όπου παρέχει σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τη γεωλογική δομή, τη λιθολογία και τους υπόγειους υδροφορείς. Ο εντοπισμός και η παρακολούθηση του βαθμού ρύπανσης υπόγειων υδάτων αποτελεί επίσης συχνό αντικείμενο έρευνας. Όσο αναφορά γεωτεχνικές μελέτες, η ηλεκτρική αντίσταση είναι χρήσιμο εργαλείο στον εντοπισμό του υποβάθρου θεμελίωσης και τυχόν ασυνέχειες αυτού, τον προσδιορισμό του βαθμού κορεσμού του εδάφους και τη παρουσία επικίνδυνων δομών αστάθειας.

#### 4.1.1 Βασικές αρχές

Η μέθοδος βασίζεται στη διάδοση ηλεκτρικού εναλλασσόμενου ρεύματος χαμηλής συχνότητας στο υπέδαφος και μέτρηση της διαφοράς δυναμικού που αυτό προκαλεί σε ορισμένη θέση. Το ηλεκτρικό ρεύμα έντασης  $I$  διαδίδεται μέσω δυο ηλεκτροδίων ρεύματος ( $A$ ,  $B$ ) και η διαφορά δυναμικού  $V_{MN}$  που δημιουργείται σε διάφορες θέσεις μετريέται με δυο ηλεκτρόδια δυναμικού ( $M$ ,  $N$ ) (σχήμα 4.1).



**Σχήμα 4.1** Βασική διάταξη τεσσάρων ηλεκτροδίων.

Θεωρώντας μοντέλο ομογενούς γης η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης δίνεται από τη σχέση:

$$R = \frac{V_{MN}}{I}$$

όπου  $V_{MN}$  η διαφορά δυναμικού που προκαλείται από ρεύμα έντασης  $I$ . Η τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης  $\rho$  δίνεται από τη σχέση:

$$\rho = R \frac{2\pi}{k}$$

όπου  $R$  η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης και  $k$  ο γεωμετρικός παράγοντας που υπολογίζεται με τη σχέση:

$$k = \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}$$

Σε ομογενές και ισότροπο μέσο η υπολογιζόμενη τιμή της ειδικής αντίστασης είναι σταθερή και ισούται με την αντίσταση του μέσου.

Στη πραγματικότητα η ειδική ηλεκτρική αντίσταση δεν είναι σταθερή λόγω της ανομοιογένειας των επιφανειακών στρωμάτων. Η τιμή που υπολογίζεται σε αυτή τη περίπτωση ονομάζεται *φαινόμενη ειδική αντίσταση*  $\rho_a$ . Πρόκειται για μια τεχνητή ποσότητα, η οποία χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της πραγματικής ειδικής

αντίστασης και η οποία εξαρτάται τόσο από τη γεωηλεκτρική δομή του υπεδάφους, όσο και από τη γεωμετρία της διάταξης ηλεκτροδίων που χρησιμοποιείται.

#### 4.1.2 Διατάξεις ηλεκτροδίων

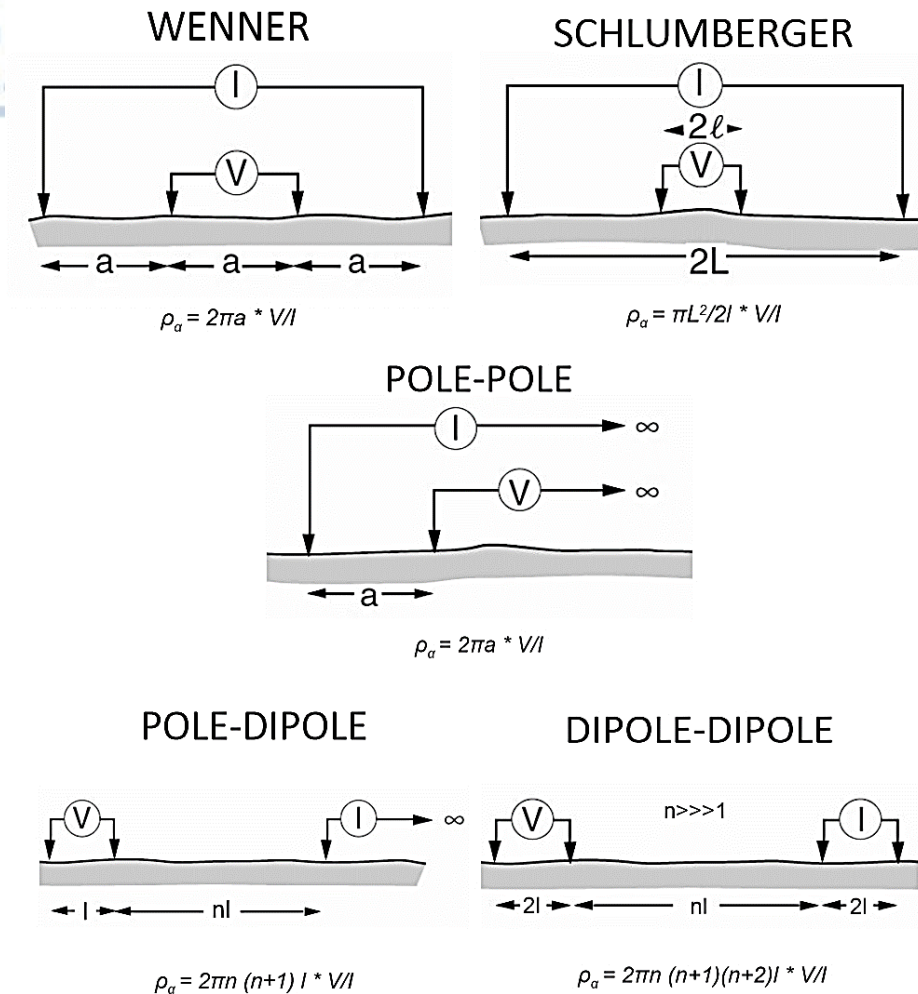
Οι διατάξεις των ηλεκτροδίων διαφοροποιούνται με βάση τη γεωμετρική τοποθέτησή των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού στο χώρο και τις μεταξύ τους αποστάσεις. Παρότι υπάρχουν αρκετές διατάξεις, αυτές που χρησιμοποιούνται ευρέως είναι περιορισμένες (σχήμα 4.2). Ο λόγος είναι πως η επιλογή μιας διάταξης βασίζεται τόσο σε θεωρητικά, όσο και σε πρακτικά κριτήρια.

Κάθε διάταξη χαρακτηρίζεται από ένα γεωμετρικό παράγοντα ο οποίος συνδέεται άμεσα με τις αποστάσεις μεταξύ των ηλεκτροδίων. Στις περισσότερες διατάξεις τα ηλεκτρόδια τοποθετούνται κατά μήκος ευθείας γραμμής με συμμετρικό τρόπο καθιστώντας τη διαδικασία λήψης και επεξεργασίας των δεδομένων ευκολότερη.

Η γεωμετρία της κάθε διάταξης πλεονεκτεί ή μειονεκτεί μιας άλλης ανάλογα με το στόχο/δομή ενδιαφέροντος, καθιστώντας την επιλογή της καταλληλότερης για κάθε περίπτωση ως μια συνάρτηση πολλών παραγόντων. Τα βασικότερα κριτήρια στην επιλογή μιας διάταξης είναι το επιθυμητό βάθος διασκόπησης, η πλευρική διακριτική ικανότητα και ο λόγος σήματος προς θόρυβο της κάθε διάταξης (πίνακας 4.1).

**Πίνακας 4.1** Πίνακας αξιολόγησης διατάξεων (τροποποιημένο από Ward, 1990)

| Διάταξη                   | Λόγος S/N | Πλευρική διακριτική ικανότητα | Κατακόρυφη διακριτική ικανότητα |
|---------------------------|-----------|-------------------------------|---------------------------------|
| <i>Wenner</i>             | 1         | 4                             | 1                               |
| <i>Schlumberger</i>       | 2         | 3                             | 1                               |
| <i>Dipole-Dipole</i>      | 4         | 1                             | 2                               |
| <i>Pole-Dipole</i>        | 3         | 2                             | 2                               |
| 1: καλύτερη, 4: χειρότερη |           |                               |                                 |



**Σχήμα 4.2** Οι κυριότερες διατάξεις ηλεκτροδίων και ο αντίστοιχος γεωμετρικός παράγοντας (Milsom, 2003).

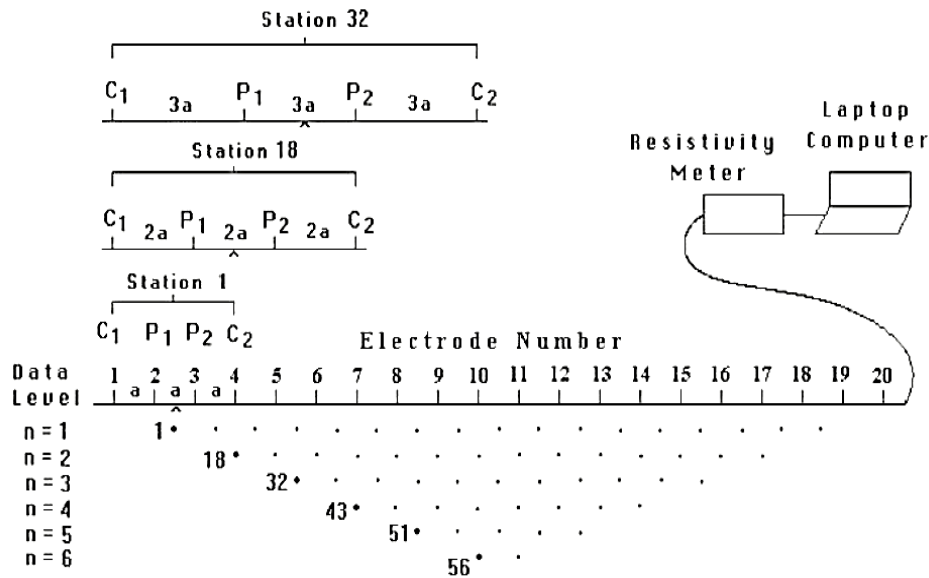
#### 4.1.3 Ηλεκτρική τομογραφία

Η ηλεκτρική τομογραφία μελετά τη διαφοροποίηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε δυο διαστάσεις, συνδυάζοντας κατά μια έννοια τις κλασικές μεθόδους μέτρησης, όδευσης και βυθοσκόπησης, όπου μελετάται η πλευρική και κατακόρυφη μεταβολή της αντίστασης αντίστοιχα. Το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προκύπτει απεικονίζει το υπέδαφος και τυχόν ανωμαλίες σε δισδιάστατες (ή και τρισδιάστατες) τομές, με υψηλή ακρίβεια.

Η καταγραφή των δεδομένων γίνεται με τη χρήση αυτοματοποιημένων πολύ-ηλεκτροδιακών συστημάτων, συνήθως κατά μήκος μιας τομής (σχήμα 4.3). Οι μετρήσεις δυναμικού λαμβάνονται με πολλές διαφορετικές αποστάσεις



ηλεκτροδίων, με τις θέσεις των ηλεκτροδίων να καθορίζονται βάση της διάταξης που χρησιμοποιείται. Επιτυγχάνεται με αυτό τον τρόπο μια αρκετά πυκνή πλευρική και κατακόρυφη κάλυψη από πλευράς δεδομένων, καθιστώντας εφικτή την ανίχνευση πολύπλοκων δομών.



**Σχήμα 4.3** Λήψη δεδομένων ηλεκτρικής τομογραφίας (Αποστολόπουλος, 2013).

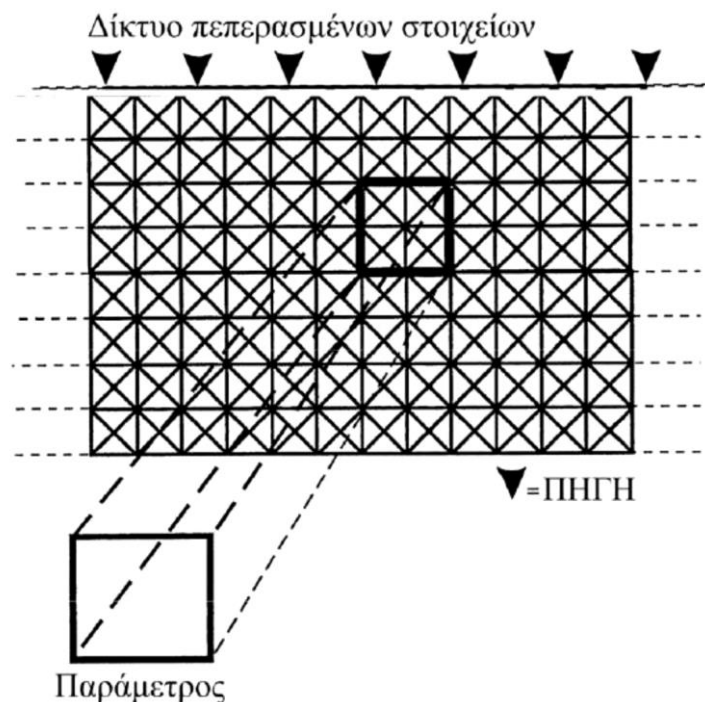
Η εξέλιξη των συστημάτων λήψης και αντιστροφής γεωφυσικών δεδομένων τα τελευταία χρόνια, σε συνδυασμό με τη ταχύτητα εκτέλεσης κι επεξεργασίας των μετρήσεων, έχει αυξήσει δραστικά της εφαρμογή της μεθόδου.

#### 4.1.4 Αντιστροφή

Η λήψη δεδομένων με το τρόπο που αναφέρεται παραπάνω παράγει ένα πολύ μεγάλο όγκο δεδομένων, ο οποίος απαιτεί με τη σειρά του αυτοματοποιημένες τεχνικές επεξεργασίας και ερμηνείας. Η αρχική ερμηνεία γίνεται με τη χρήση ψευδοτομής φαινόμενων ηλεκτρικών αντιστάσεων. Τα δεδομένα αυτά ανάγονται σε τιμές πραγματικής αντίστασης μέσω μιας πολύπλοκης μαθηματικής διαδικασίας αντιστροφής. Στόχος είναι η κατασκευή ενός θεωρητικού μοντέλου ηλεκτρικών αντιστάσεων ικανό να παράγει τιμές όσο το δυνατό όμοιες με τις πραγματικές-μετρούμενες. Η διαδικασία της αντιστροφής βασίζεται στην επίλυση του ευθέος και

αντιστρόφου προβλήματος, μέσα από μια επαναληπτική διαδικασία συνεχούς προσαρμογής του θεωρητικού μοντέλου στα πραγματικά δεδομένα.

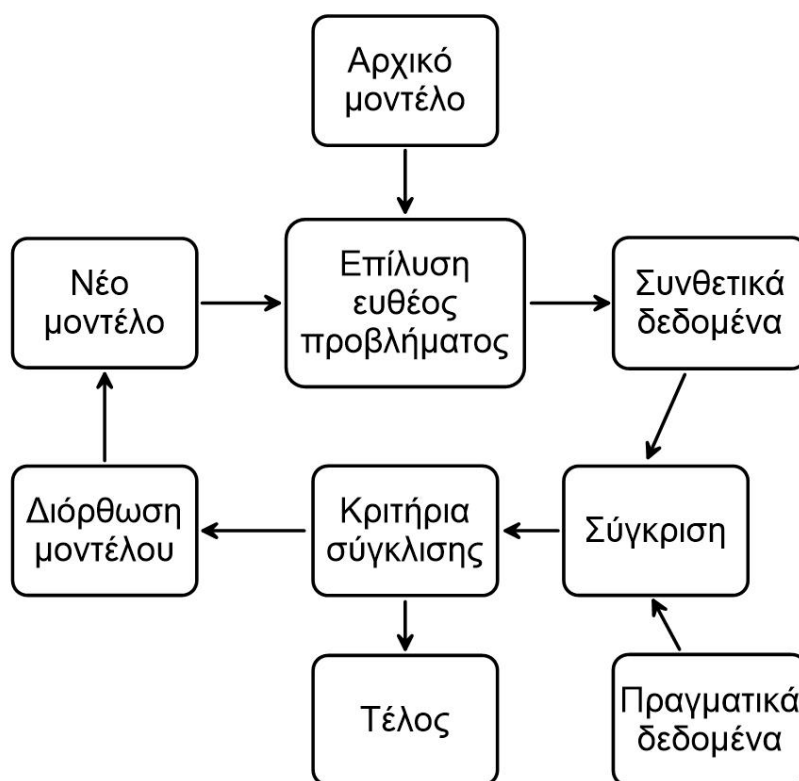
Η έννοια του ευθέος προβλήματος περιλαμβάνει τον προσδιορισμό ενός μοντέλου αντιστάσεων που αντιπροσωπεύει τον τρόπο απόκρισης ενός μέσου στη διάδοση ηλεκτρικού ρεύματος (μετρούμενες τιμές) όταν οι ιδιότητες του μέσου αυτού είναι γνωστές. Η επίλυση βασίζεται σε αριθμητικές μεθόδους, οι κυριότερες εκ των οποίων είναι η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών (Park & Van, 1991; Ellis & Oldenburg, 1994) και η μέθοδος πεπερασμένων στοιχείων (Sasaki, 1994; LaBrecque et al., 1996; Tsourlos & Ogilvy, 1999; Yi et al., 2001; Pain et al., 2002). Η μέθοδος πεπερασμένων στοιχείων χρησιμοποιήθηκε στη παρούσα εργασία. Σύμφωνα με αυτή το μέσο χωρίζεται σε πεπερασμένο αριθμό κελιών σταθερών διαστάσεων, κάθε ένα από τα οποία χαρακτηρίζεται από διαφορετική τιμή αντίστασης (σχήμα 4.4). Ως αποτέλεσμα είναι δυνατή η επίλυση προβλημάτων πολύπλοκης κατανομής των ηλεκτρικών αντιστάσεων.



**Σχήμα 4.4** Διακριτοποίηση του μέσου σύμφωνα με τη μέθοδο πεπερασμένων στοιχείων (Tsourlos P. , 1995).

Στη πράξη οι ιδιότητες του μέσου είναι αυτές που προσδιορίζονται με βάση τις πραγματικές-μετρούμενες αντιστάσεις. Η διαδικασία με την οποία επιτυγχάνεται αυτό είναι η αντιστροφή (σχήμα 4.5). Το τελικό αποτέλεσμα είναι ένα γεωηλεκτρικό μοντέλο το οποίο μπορεί να παράγει μετρήσεις με τη μικρότερη δυνατή απόκλιση από τις πραγματικές.

Η επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος πραγματοποιείται με διάφορες μεθόδους, οι πιο κοινές είναι η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (Lines & Treitel, 1984), η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (Levenberg, 1944; Marquadt, 1963), η μέθοδος ιδιζουσών τιμών (Golub & Reinsch, 1970) και η μέθοδος της εξομαλυμένης αντιστροφής (Tikhonov, 1963; Constable et al., 1987).



**Σχήμα 4.5** Σχεδιάγραμμα της διαδικασίας της αντιστροφής.

## 4.2 Μέθοδος σεισμικής Διάθλασης

Η μέθοδος της διάθλασης ανήκει στον ευρύτερο κλάδο των σεισμικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης. Οι βασικές αρχές των σεισμικών μεθόδων προέρχονται από γνώσεις που αποκτήθηκαν από τη μελέτη σεισμών και για το λόγο αυτό οι σεισμικές μέθοδοι συχνά αποκαλούνται "παιδιά" της Σεισμολογίας. Φυσικές διαταραχές του εδάφους που δημιουργούνται από ένα σεισμό αντικαθίστανται από διαταραχές που δημιουργούνται με ελεγχόμενες πηγές σεισμικών κυμάτων. Τα τεχνητά παραγόμενα ελαστικά κύματα διαδίδονται στο υπέδαφος και καταγράφονται από επιφανειακούς δέκτες. Μελετώντας τις σεισμικές καταγραφές προκύπτουν συμπεράσματα για τη φύση και δομή των πετρωμάτων μέσω των οποίων ταξίδεψε το σεισμικό κύμα.

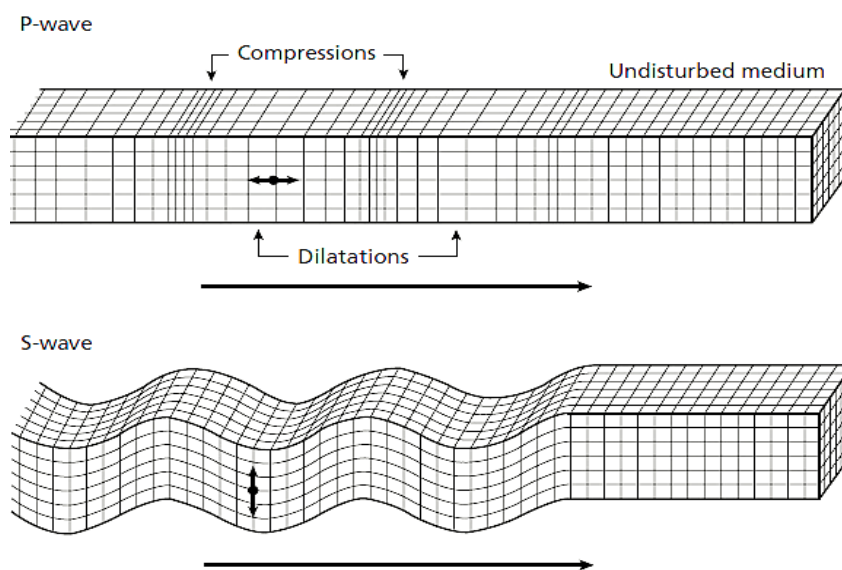
Η μέθοδος της διάθλασης αναπτύχθηκε αρχικά με στόχο τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της γης ενώ γνώρισε μεγάλη ανάπτυξη στη πορεία με την εφαρμογή της στην γεωφυσική διασκόπηση. Σήμερα χρησιμοποιείται σε πολλές γεωτεχνικές και περιβαλλοντικές έρευνες. Η ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων συνδέεται άμεσα με ιδιότητες του υποβάθρου, όπως η φέρουσα ικανότητα της βραχώμαζας και ο βαθμός κερματισμού, πληροφορίες που ενδιαφέρουν τους μηχανικούς σε μεγάλο βαθμό. Η διάθλαση επιτρέπει την ακριβή χαρτογράφηση του βάθους του υπόβαθρου σε περιπτώσεις ισχυρής μορφολογικής ανομοιογένειας, μειώνοντας κατά πολύ το κόστος που συνεπάγεται η εκτέλεση ενός πυκνού δικτύου γεωτρήσεων. Η σεισμική έρευνα βρίσκει, επίσης, μεγάλη εφαρμογή στον εντοπισμό υπόγειων υδροφόρων συστημάτων, καθώς παρατηρείται εμφανής διαφορά στη τιμή των ταχυτήτων μεταξύ κορεσμένων και ακόρεστων ιζημάτων.

### 4.2.1 Κύματα χώρου

Τα σεισμικά κύματα διαχωρίζονται σε κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα. Σε ένα ομογενές και ισότροπο μέσο άπειρης έκτασης το οποίο δέχεται ελαστική παραμόρφωση είναι δυνατή η διάδοση δυο ειδών κυμάτων, τα **επιμήκη** και τα **εγκάρσια** (κύματα χώρου) (σχήμα 4.6). Η διάθλαση συνήθως μελετά τα επιμήκη

κύματα χώρου τα οποία ονομάζονται και *P-κύματα* διότι καταγράφονται πρώτα από τους δέκτες.

Κατά τη διάδοσή τους τα κύματα χώρου έρχονται σε επαφή με υπεδάφειες δομές οι οποίες επηρεάζουν την διαδρομή που ακολουθούν, καθώς και τη ταχύτητα με την οποία διαδίδονται. Οι δομές αυτές χαρακτηρίζονται από ιδιότητες που εκφράζονται μέσω των ελαστικών σταθερών. Οι ελαστικές σταθερές καθορίζουν (κατά μία έννοια) τον τρόπο απόκρισης του μέσου κατά τη διέλευση του κύματος και σχετίζονται άμεσα με τη ταχύτητα διάδοσης του.



**Σχήμα 4.6** Διάδοση επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων χώρου (Kearey et al., 2002).

Η διάδοση των επιμήκων κυμάτων προκαλεί ταλάντωση των μορίων της ύλης κατά τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος με διαδοχικές συμπιέσεις και αραιώσεις.

Η ταχύτητα διάδοσης των P-κυμάτων δίνεται από τη σχέση:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1 - \sigma)}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του μέσου,  $k$  το μέτρο κυβικής ελαστικότητας,  $\mu$  το μέτρο διατμητικής ελαστικότητας,  $E$  το μέτρο του Young και  $\sigma$  ο λόγος Poisson.



Στα εγκάρσια κύματα η κίνηση των μορίων πραγματοποιείται σε ένα επίπεδο κάθετο στη διεύθυνση διάδοσης και η ταχύτητα δίνεται από τη σχέση:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

Η ιδιαιτερότητα των εγκαρσίων κυμάτων έγκειται στη διάδοση τους μόνο σε στερεό μέσο όπου ισχύει  $\mu \neq 0$ .

Τα σεισμικά κύματα κατά τη διάδοση τους συναντούν υλικά με διαφορετικές πυκνότητες και ελαστικές σταθερές με αποτέλεσμα να δημιουργούνται φαινόμενα ανάκλασης, διάθλασης ή περίθλασης των σεισμικών ακτινών. Η μέθοδος που εφαρμόστηκε στη παρούσα εργασία αφορά τα διαθλώμενα κύματα και για το λόγο αυτό οι βασικές αρχές που αναπτύσσονται στη συνέχεια επικεντρώνονται στο φαινόμενο της διάθλασης.

Οι δυο βασικές αρχές που διέπουν την διάδοση των ελαστικών κυμάτων είναι οι *αρχή του Huygens* και η *αρχή του Fermat*. Σύμφωνα με την αρχή του Fermat η διάδοση ενός κύματος μεταξύ δυο σταθερών σημείων ακολουθεί τροχιά της οποίας ο χρόνος διάδοσης είναι ο ελάχιστος από όλες τις άλλες πιθανές τροχιές που μπορεί να ακολουθήσει. Ο Huygens διατύπωσε την θεωρία πως όλα τα σημεία ενός μετωπικού κύματος μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές γένεσης νέων δευτερογενών κυμάτων.

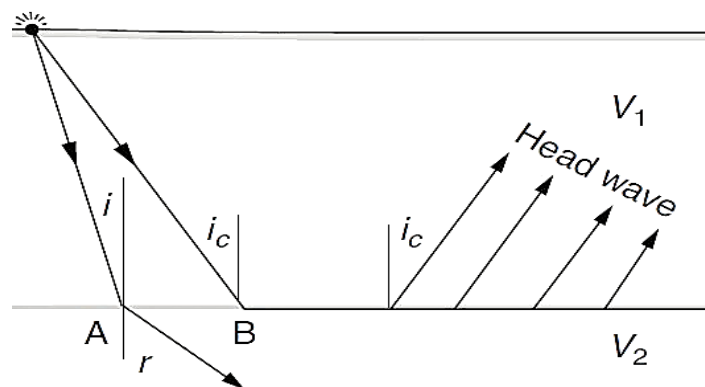
Θεωρώντας πως ένα P-κύμα προσπίπτει σε διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δυο μέσων με ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$ , για τις οποίες ισχύει  $V_1 > V_2$ , και εφαρμόζοντας τις προαναφερθείσες αρχές προκύπτει η σχέση:

$$\frac{\eta\mu\theta_i}{\eta\mu\theta_r} = \frac{V_1}{V_2}$$

όπου  $\theta_i$  η γωνία πρόσπτωσης του κύματος και  $\theta_r$  η γωνία διάθλασης. Η σχέση των ημιτόνων είναι γνωστή ως *νόμος του Snell* και αποτελεί θεμελιώδη σχέση στη θεωρία της διάθλασης. Όταν η γωνία πρόσπτωσης  $\theta_i$  αυξηθεί έως ότου μιας τιμής για την οποία ισχύει:

$$\eta \mu \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

τότε το ημίτονο της γωνίας διάθλασης ισούται με 1 και η γωνία διάθλασης με  $90^\circ$ . Η οριακή αυτή τιμή της  $\theta_{ic}$  ονομάζεται **ορική γωνία διάθλασης**, για την οποία το κύμα ταξιδεύει με τη ταχύτητα  $V_2$  του δεύτερου μέσου παράλληλα με τη διαχωριστική επιφάνεια (σχήμα 4.7).



**Σχήμα 4.7** Διαθλώμενο κύμα υπό ορική γωνία διάθλασης,  $i_c$ , σε διαχωριστική επιφάνεια δυο μέσων (Milsom, 2003).

#### 4.2.2 Βασικές αρχές

Η εφαρμογή της μεθόδου διάθλασης βασίζεται στο πειραματικό προσδιορισμό πρώτων αφίξεων των απευθείας και διαθλώμενων επιμήκων κυμάτων και στη χρησιμοποίηση των καμπυλών χρόνων διαδρομής τους για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων. Η **διάταξη τομής** είναι αυτή που χρησιμοποιείται κυρίως και για το λόγο αυτό η θεωρία της μεθόδου έχει αναπτυχθεί με βάση αυτή. Γεωφωνα και πηγή (ή πηγές) τοποθετούνται κατά μήκος μιας τομής με διάφορους τρόπους. Η πηγή τοποθετείται στο άκρο ή στο κέντρο της τομής, ενώ συχνά χρησιμοποιούνται περισσότερες από μία πηγές. Στη πράξη έχει αποδειχθεί ότι η εκτέλεση πολλαπλών πειραμάτων, με μετακίνηση της πηγής κατά μήκος της τομής των γεωφώνων παρέχει μεγαλύτερη πλευρική κάλυψη από πλευράς δεδομένων και οδηγεί σε πιο αξιόπιστα μοντέλα ταχυτήτων.

Η απλούστερη μορφή διάταξης περιλαμβάνει μια ελεγχόμενη πηγή γένεσης ελαστικών κυμάτων τα οποία καταγράφονται στην επιφάνεια από ειδικούς

αισθητήρες κίνησης, τα γεώφωνα. Καθώς το κύμα διαδίδεται στο υπέδαφος προκαλεί μετατοπίσεις των μορίων της ύλης. Κάθε γεώφωνο καταγράφει τη μετατόπιση του εδάφους που προκαλείται στη συγκεκριμένη θέση τη χρονική στιγμή που φτάνει το κύμα. Γνωρίζοντας το χρόνο γένεσης του κύματος, τον χρόνο άφιξης, την ισαπόσταση μεταξύ των γεωφώνων και την απόσταση μεταξύ αυτών και της πηγής κατασκευάζεται ένα διάγραμμα χρόνου-απόστασης (καμπύλη χρόνου διαδρομής).

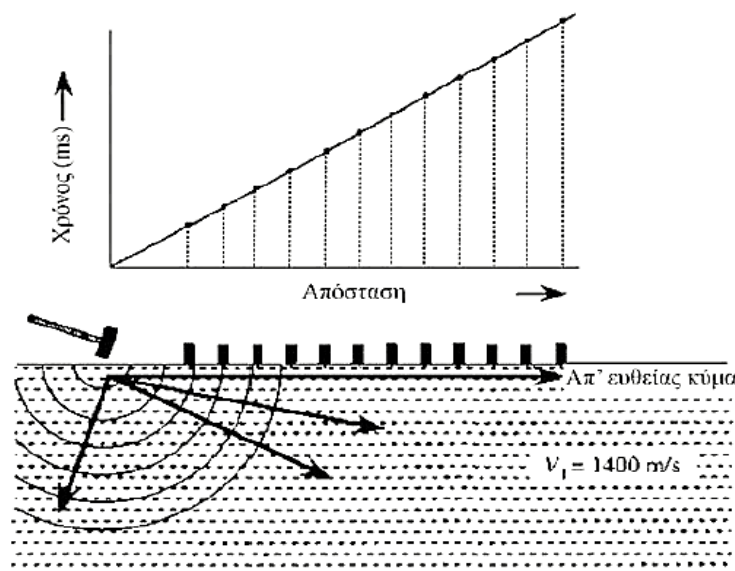
Στην απλή περίπτωση ενός ομογενούς μέσου με σταθερή ταχύτητα  $V_1$  η καμπύλη χρόνων διαδρομής είναι μια ευθεία γραμμή και ισχύει η εξίσωση:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

Η πρώτη παράγωγος της εξίσωσης ως προς  $x$  ισούται με τη κλίση της ευθείας:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_1}$$

από την οποία προκύπτει η τιμή της ταχύτητας  $V_1 = 1/\text{κλίση}$  (σχήμα 4.8).



**Σχήμα 4.8** Καμπύλη χρόνου διαδρομής σεισμικού κύματος σε ομογενή χώρο σταθερής ταχύτητας.

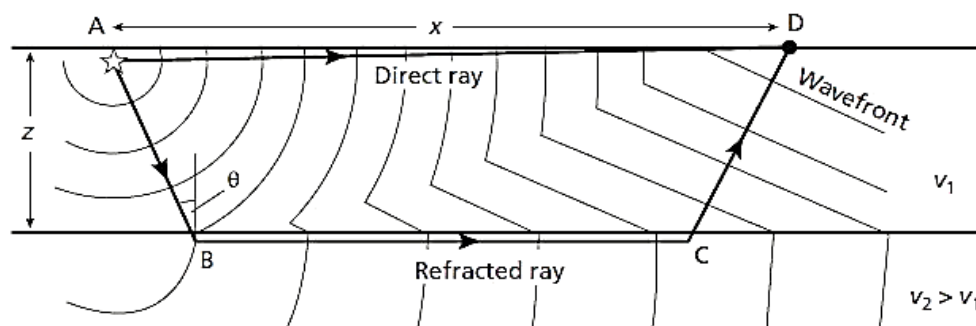
Στη πραγματικότητα το υπέδαφος δεν είναι ένας ομογενής χώρος. Μεταβολές στη λιθολογία συνεπάγονται μεταβολές στις ελαστικές ιδιότητες του μέσου οι οποίες εκφράζονται με διαφοροποίηση στις ταχύτητες των κυμάτων. Οι πιο χαρακτηριστικές περιπτώσεις περιγράφονται στη συνέχεια.

#### 4.2.3 Διάθλαση σε επίπεδες ασυνέχειες

Οι γενικές παραδοχές σχετικά με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων θεωρούν το υπέδαφος ως μια ακολουθία στρωμάτων τα οποία διαχωρίζονται από οριζόντιες ή κεκλιμένες ασυνέχειες. Η ταχύτητα των κυμάτων σε κάθε στρώμα είναι σταθερή και αυξάνεται με το βάθος. Τέλος, η ερμηνεία αφορά ένα κατακόρυφο επίπεδο που περιέχει τη σεισμική τομή, χωρίς να λαμβάνονται υπόψη μεταβολές σε τρίτη διάσταση.

##### Δομή οριζόντιων στρωμάτων

Στη περίπτωση οριζόντιας ασυνέχειας μεταξύ δυο μέσων ταχύτητας  $V_1$  και  $V_2$  ( $V_1 < V_2$ ) το σεισμικό κύμα ταξιδεύει στο υπερκείμενο μέσο με ταχύτητα  $V_1$ , ενώ οι ακτίνες που προσπίπτουν στη διαχωριστική επιφάνεια υπό οριακή γωνία διαθλώνται και ταξιδεύουν παράλληλα στην ασυνέχεια με τη ταχύτητα του δεύτερου μέσου  $V_2$ . Η ασυνέχεια δρα ως δευτερογενής πηγή σεισμικών κυμάτων (αρχή Huygens) τα οποία διαθλώνται εκ νέου με γωνία ίση με την οριακή και επιστρέφουν στην επιφάνεια με ταχύτητα  $V_1$  (σχήμα 4.9).



**Σχήμα 4.9** Διάδοση σεισμικού κύματος στη περίπτωση οριζόντιας ασυνέχειας μεταξύ δυο μέσων διαφορετικής ταχύτητας (Kearey et al., 2002).

Η απόσταση από τη πηγή μέχρι το πρώτο γεώφωνο στο οποίο καταγράφεται διαθλώμενη ενέργεια ονομάζεται **κρίσιμη απόσταση**. Στα γεώφωνα που βρίσκονται σε απόσταση μικρότερη της κρίσιμης τα κύματα που φτάνουν και καταγράφονται πρώτα είναι τα απευθείας. Η εξίσωση χρόνου διαδρομής των απευθείας κυμάτων σε αυτή την περίπτωση είναι ίση με  $t = x/V_1$  και η ταχύτητα  $V_1$  δίνεται από το αντίστροφο της κλίσης (σχήμα 4.10).

Η εξίσωση των χρόνων διαδρομής των διαθλώμενων κυμάτων είναι:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2z \sin \theta_{ic}}{V_1}$$

από την οποία προκύπτει γραμμική σχέση μεταξύ χρόνου άφιξης – απόστασης της μορφής:

$$t = \frac{x}{V_2} + t_i$$

Η κλίση του δεύτερου κλάδου της καμπύλης χρόνων διαδρομής, που αντιστοιχεί στους χρόνους άφιξης των διαθλώμενων κυμάτων, ισούται με  $1/V_2$  και  $t_i$  είναι η τιμή στην οποία η καμπύλη τέμνει τον άξονα των χρόνων (σχήμα 4.10). Η τιμή αυτή ονομάζεται *χρόνος συνάντησης*. Πρόκειται για μια ποσότητα δίχως φυσική έννοια καθώς δεν υπάρχουν διαθλώμενα κύματα για  $x = 0$ .

Από τον χρόνο συνάντησης και εκφράζοντας το  $\sin \theta_{ic}$  με τις ταχύτητες  $V_1$  και  $V_2$  προκύπτει η σχέση:

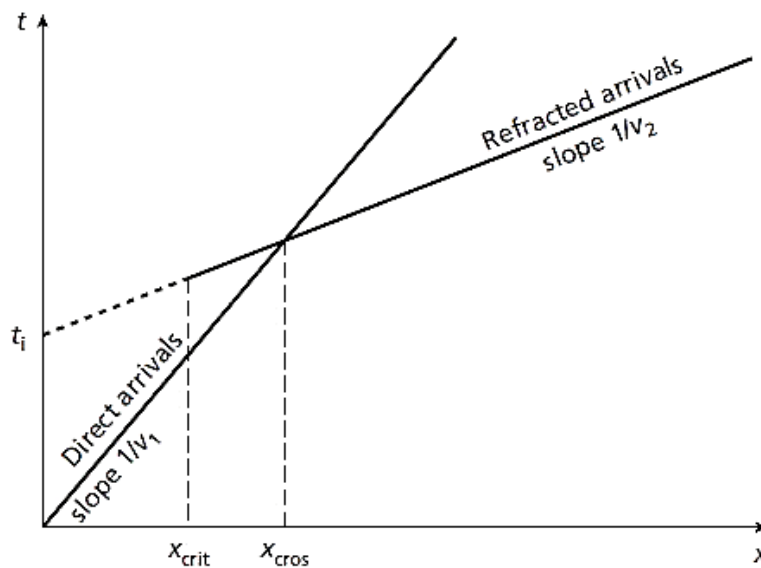
$$z = \frac{t_i}{2} \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

Το πάχος του υπερκείμενου στρώματος δίνεται επίσης από τη σχέση:

$$z = \frac{x_{cros}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$



όπου  $x_{cros}$  η οριζόντια συντεταγμένη του σημείου τομής των δυο ευθειών, απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων.



**Σχήμα 4.10** Καμπύλη χρόνων διαδρομής στη περίπτωση οριζόντιας ασυνέχειας μεταξύ δυο μέσων διαφορετικής ταχύτητας (Kearey et al., 2002).

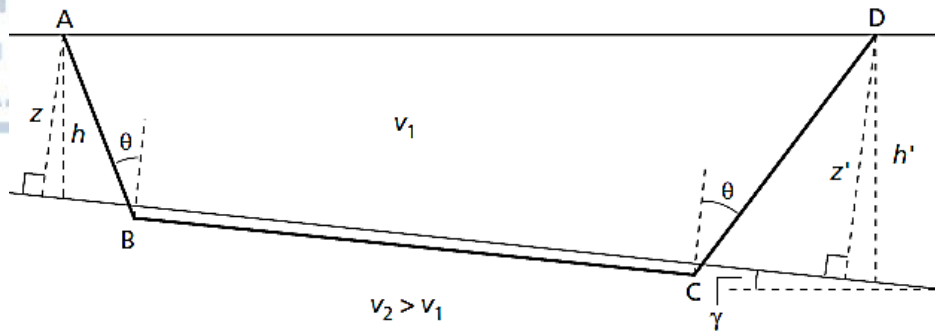
Στη περίπτωση πολλαπλών οριζόντιων στρωμάτων η εξίσωση χρόνων διαδρομής  $t_n$  των οριακά διαθλώμενων κυμάτων στην άνω επιφάνεια του  $n$ -στρώματος διαμορφώνεται ως:

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2 z_i \sin \theta_{in}}{V_i}$$

όπου  $\theta_{in} = \eta \mu^{-1} (V_i/V_n)$

#### Δομή κεκλιμένης επιφάνειας

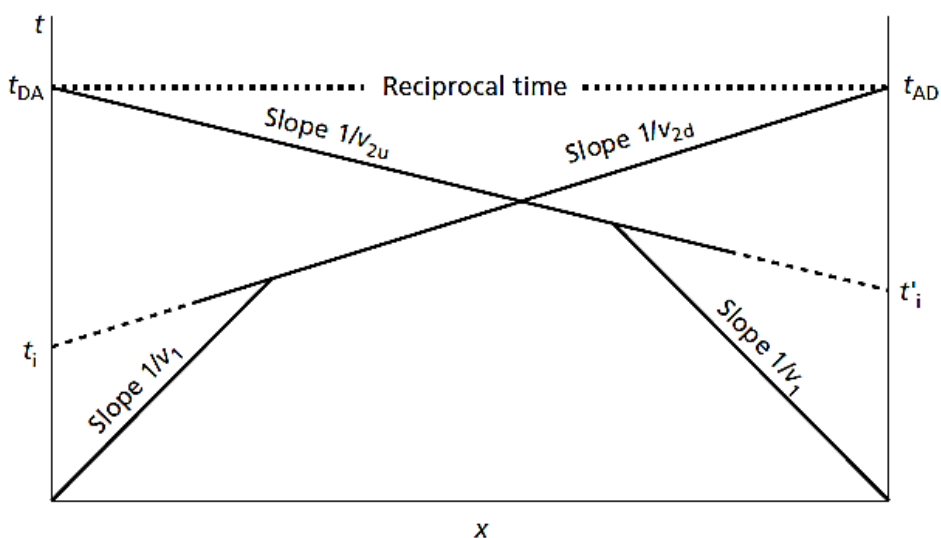
Στη περίπτωση όπου η ασυνέχεια εμφανίζεται υπό κλίση τότε η τιμή της ταχύτητας  $V_2$  που υπολογίζεται δεν είναι η πραγματική αλλά η φαινόμενη ταχύτητα. Λόγω του άνισου μήκους των τμημάτων στα οποία το κύμα ταξιδεύει με τη ταχύτητα του υπερκείμενου στρώματος, ο χρόνος άφιξης που καταγράφεται είναι μικρότερος ή μεγαλύτερος από ότι στη περίπτωση οριζόντιας στρωματογραφίας.



**Σχήμα 4.11** Διάδοση σεισμικού κύματος στη περίπτωση ασυνέχειας υπό κλίση (Kearey et al., 2002).

Στο Σχήμα 4.11 οι ακτίνες διανύουν μεγαλύτερη απόσταση με ταχύτητα  $V_1$  επιστρέφοντας στην επιφάνεια ( $CD > AB$ ), με αποτέλεσμα να καταγράφονται σε μεγαλύτερο χρόνο. Η ταχύτητα του δεύτερου μέσου που θα προκύψει θα είναι κατ' επέκταση μικρότερη από τη πραγματική.

Η ύπαρξη μιας υπό κλίση ασυνέχειας προσδιορίζεται εφαρμόζοντας δυο διατάξεις, την κανονική και την αντίστροφη. Τα γεώφωνα κατανέμονται σε ίσες αποστάσεις κατά μήκος μιας τομής μεταξύ δύο σεισμικών πηγών. Στην περίπτωση οριζόντιας στρωματογραφίας οι καμπύλες χρόνων διαδρομής είναι συμμετρικές και η μια αποτελεί κατοπτρικό είδωλο της άλλης. Όταν η ασυνέχεια βρίσκεται υπό κλίση οι καμπύλες διαφέρουν (σχήμα 4.12).



**Σχήμα 4.12** Καμπύλες χρόνων διαδρομής κανονικής και αντίστροφης διάταξης στη περίπτωση δομής με ασυνέχεια υπό κλίση (Kearey et al., 2002).

Ο συνολικός χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να ταξιδέψει από τη μια άκρη του προφίλ στην άλλη ονομάζεται *αμοιβαίος χρόνος* και είναι ίδιος και για τις δυο διατάξεις.

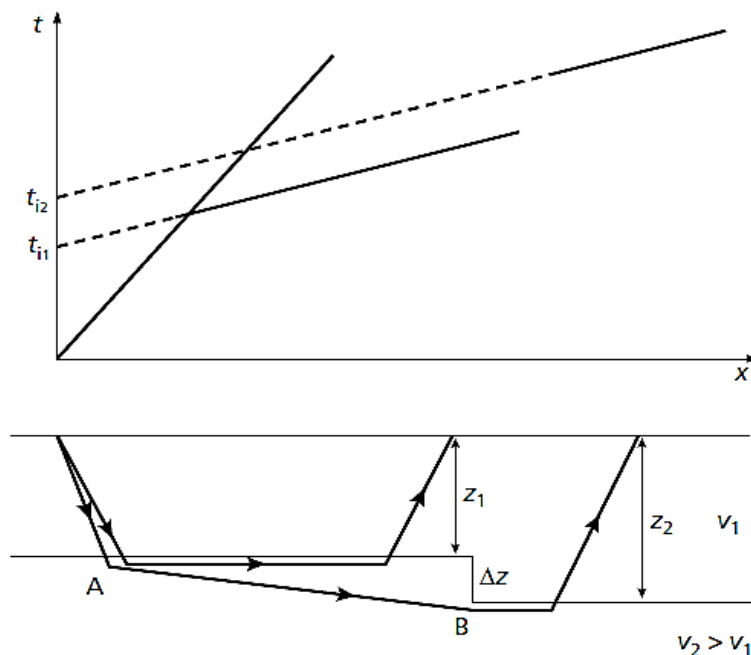
Η γενική μορφή της εξίσωσης χρόνων διαδρομής των οριακά διαθλώμενων κυμάτων είναι αντίστοιχη με αυτή των οριζόντιων στρωμάτων:

$$t_n = \frac{x \eta \mu \beta_1}{V_1} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i (\sigma \nu \alpha_i + \sigma \nu \beta_i)}{V_i}$$

Σύμφωνα με τη γεωμετρία που παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.11 ισχύει:  $\alpha_i = \theta_{in} - \gamma_i$ ,  $\beta_i = \theta_{in} + \gamma_i$  και  $\theta_{in} = \eta \mu^{-1}(V_1/V_2)$ . Η σχέση μεταξύ πραγματικού και κατακόρυφου βάθους της ασυνέχειας είναι:  $h = z / \sigma \nu \gamma$ .

#### Δομή διάρρηξης

Στη περίπτωση διάρρηξης η διάθλαση αποτελεί χρήσιμο εργαλείο στον προσδιορισμό της θέσης διάρρηξης και του μήκους άλματος.



**Σχήμα 4.13** Καμπύλη χρόνων διαδρομής στη περίπτωση διάρρηξης με μικρό άλμα μετάπτωσης (Kearey et al., 2002).

Όταν η μετατόπιση λόγω της διάρρηξης είναι μικρή τότε ο χρόνος που χρειάζεται το κύμα να διανύσει την απόσταση AB θεωρείται κατά προσέγγιση ίσος με το χρόνο στον οποίο θα διένυε την οριζόντια προβολή του (σχήμα 4.13). Η καμπύλη χρόνων διαδρομής των διαθλώμενων κυμάτων αποτελείται από δυο υποπαράλληλους κλάδους με τον δεύτερο να τείνει να αποκτήσει τιμή ίση με  $1/V_2$ . Το μήκος άλματος δίνεται από τη σχέση:

$$\Delta z = \frac{\Delta t V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

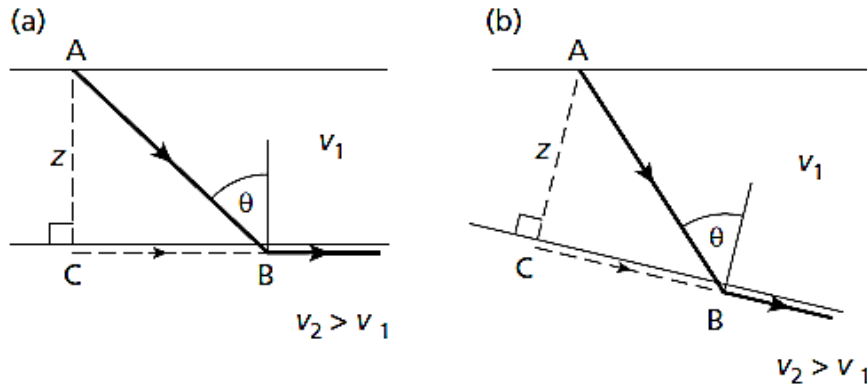
Όταν το μήκος άλματος αυξηθεί σημαντικά τότε ο τρίτος κλάδος της καμπύλης χρόνων διαδρομής τείνει να αποκτήσει τιμή ίση με  $1/V_1$ .

#### 4.2.4 Διάθλαση σε μη επίπεδες ασυνέχειες

Η εφαρμογή της μεθόδου διάθλασης όπως έχει περιγραφεί έως τώρα περιλαμβάνει τη διάδοση ελαστικών κυμάτων κατά μήκους επίπεδων επιφανειών διάθλασης. Οι καμπύλες χρόνων διαδρομής που προκύπτουν αποτελούνται από ευθύγραμμα τμήματα, κάθε ένα από τα οποία αντιπροσωπεύει μια συγκεκριμένη φάση και χαρακτηρίζεται από ορισμένη κλίση.

Οι ασυνέχειες που εντοπίζονται στη φύση εμφανίζονται πολύ πιο ανώμαλες μορφολογικά. Η υπόθεση επομένως επίπεδων ασυνεχειών οδηγεί σε ανακρίβειες και σφάλματα στην ερμηνεία των δεδομένων. Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται σε περιπτώσεις ασυνεχειών με ακανόνιστη μορφή βασίζονται στην έννοια του *χρόνου καθυστέρησης*.

Ως χρόνος καθυστέρησης ορίζεται η διαφορά μεταξύ του χρόνου στον οποίο ένα κύμα διανύει την απόσταση AB με ταχύτητα  $V_1$  και του χρόνου στον οποίο θα διένυε την οριζόντια προβολή αυτής BC με ταχύτητα  $V_2$  (σχήμα 4.14). Οι χρόνοι καθυστέρησης δεν μπορούν να μετρηθούν απευθείας, αλλά εμφανίζονται ως ζεύγη στην εξίσωση χρόνων διαδρομής και εκφράζουν την χρονική καθυστέρηση στη θέση της πηγής και του εκάστοτε δέκτη.



**Σχήμα 4.14** Η έννοια του χρόνου καθυστέρησης (Kearey et al., 2002).

### Μέθοδος Plus-Minus

Τα γεώφωνα τοποθετούνται σε ίσες αποστάσεις μεταξύ δύο σεισμικών πηγών  $S_1$  και  $S_2$ . Η ταχύτητα του πρώτου στρώματος υπολογίζεται από τη καμπύλη χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων ως το αντίστροφο της κλίσης της αντίστοιχης ευθείας. Για τον υπολογισμό της  $V_2$  και του βάθους της ασυνέχειας εφαρμόζονται οι σχέσεις:

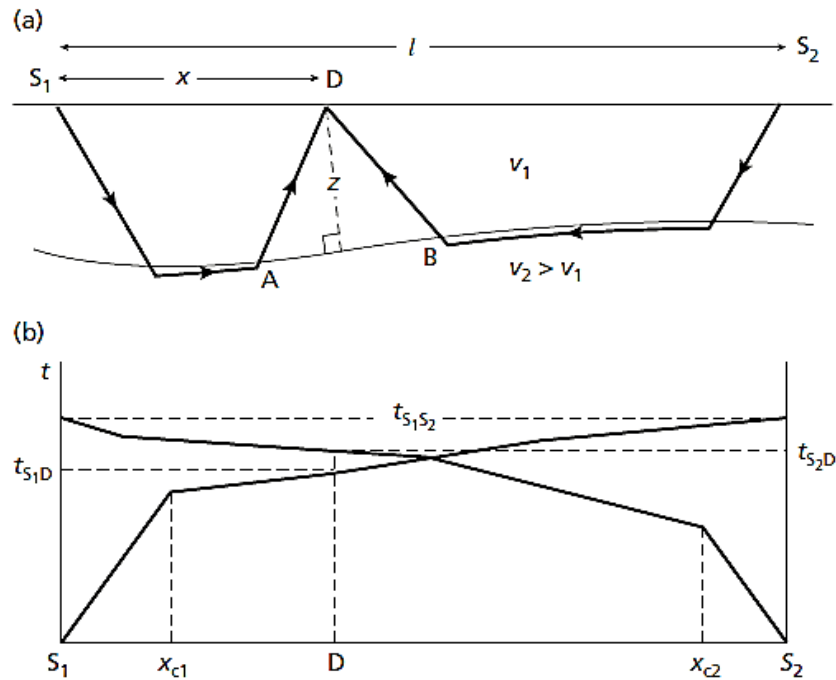
- $t_{OD} = \frac{t_{S1D} + t_{S2D} - t_{S1S2}}{2}$  (σχέση Plus)
- $t_{S1D} - t_{S2D} = \frac{2-l}{V_2} x + (t_{01} - t_{02})$  (σχέση Minus)

όπου  $t_{S1D}$  και  $t_{S2D}$  ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων από τις πηγές  $S_1$  και  $S_2$  στο γεώφωνο  $D$ ,  $l$  η απόσταση μεταξύ των δύο πηγών,  $t_{01}$  και  $t_{02}$  οι χρόνοι καθυστέρησης σε κάθε πηγή και  $t_{S1S2}$  ο συνολικός χρόνος διαδρομής μεταξύ των δύο πηγών (σχήμα 4.15).

Η σχέση ανάμεσα στις ποσότητες  $t_1 - t_2$  και  $x$  είναι γραμμική επομένως η ταχύτητα  $V_2$  υπολογίζεται από τη κλίση της ευθείας που προκύπτει. Γνωρίζοντας τις τιμές των  $V_1$ ,  $V_2$  και τον χρόνο καθυστέρησης  $t_{OD}$  σε κάθε γεώφωνο υπολογίζεται η κατακόρυφη απόσταση  $z_D$  των γεωφώνων από την ασυνέχεια με τη σχέση:

$$z_D = t_{OD} \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$





**Σχήμα 4.15** Μέθοδος *Plus – Minus* σε μη επίπεδη ασυνέχεια (Kearey et al., 2002).

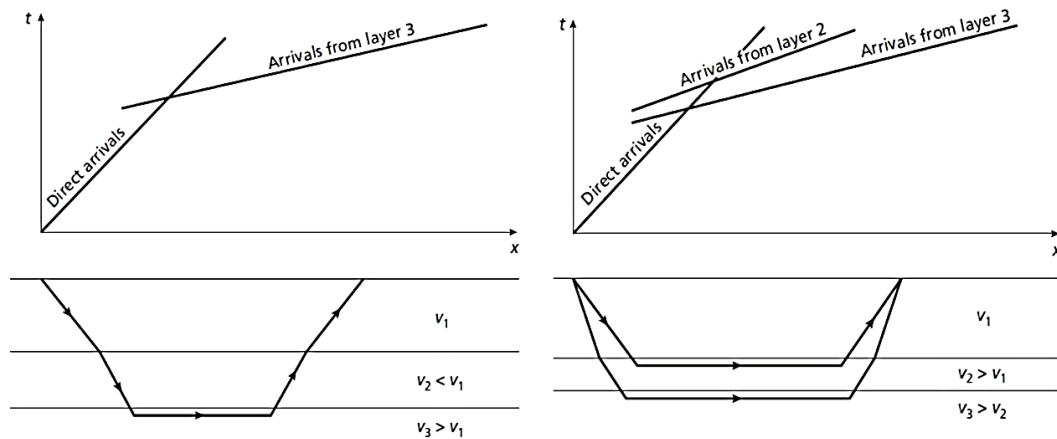
#### 4.2.5 Το πρόβλημα κρυφής και τυφλής ζώνης

Υπάρχουν περιπτώσεις όπου η εφαρμογή της μεθόδου είναι φαινομενικά επιτυχής, στην πραγματικότητα όμως, το τελικό μοντέλο ταχυτήτων δεν είναι αντιπροσωπευτικό του υπεδάφους. Η μελέτη των πρώτων αφίξεων για τον προσδιορισμό ενός αξιόπιστου μοντέλου ταχυτήτων έχει δύο βασικές προϋποθέσεις: (α) την αύξηση της ταχύτητας των σχηματισμών με το βάθος και, (β) την παρουσία δομών με πάχος τέτοιο ώστε τα διαθλώμενα κύματα να φτάνουν πρώτα σε ορισμένη απόσταση.

Η παρουσία ενός στρώματος μικρότερης ταχύτητας από αυτή του υπερκείμενου εμποδίζει τη διάθλαση των σεισμικών ακτινών υπό οριακή γωνία. Τα κύματα ταξιδεύουν με τη ταχύτητα του 3<sup>ου</sup> στρώματος και οι πρώτες αφίξεις που καταγράφονται αντιστοιχούν σε αυτό. Το αποτέλεσμα είναι ο σχηματισμός μιας “τυφλής” ζώνης και η υπερεκτίμηση του πάχους του υπερκείμενου στρώματος (σχήμα 4.16).

Στη περίπτωση όπου οι ταχύτητες αυξάνονται με το βάθος, προβλήματα στην ερμηνεία δημιουργούνται όταν το πάχος ενός ενδιάμεσου στρώματος είναι αρκετά μικρό ώστε να δημιουργείται μια κρυφή ζώνη στις καταγραφές. Τα διαθλώμενα

κύματα που ταξιδεύουν με τη ταχύτητα του 3<sup>ου</sup> στρώματος καταγράφονται πρώτα με αποτέλεσμα την υποεκτίμηση του βάθους του βαθύτερου ορίζοντα διάθλασης (σχήμα 4.16).



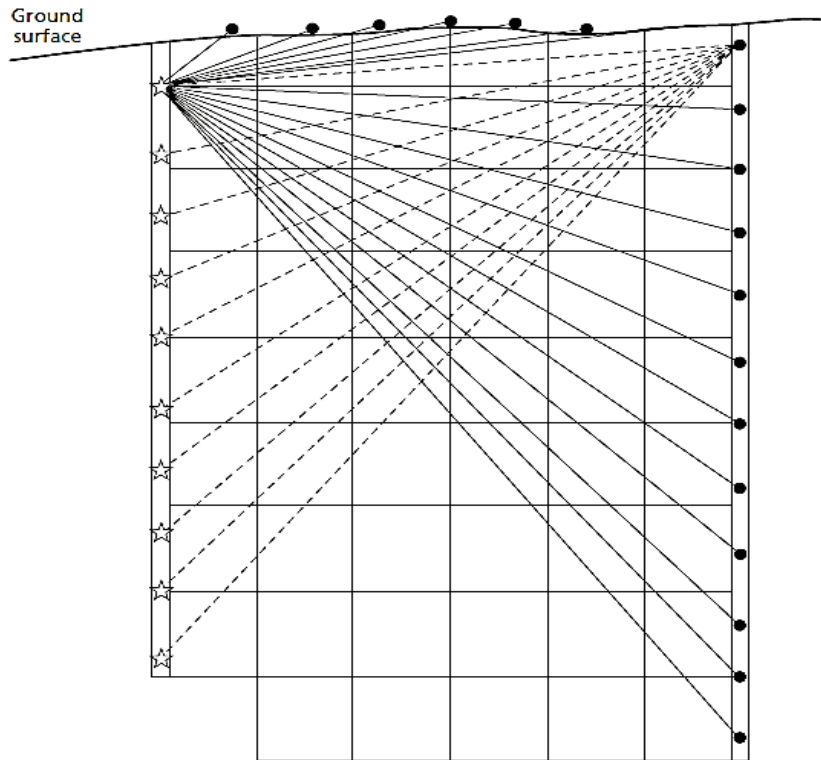
**Σχήμα 4.16** Στρώμα χαμηλής ταχύτητας (αριστερά) και στρώμα πολύ μικρού πάχους (δεξιά) (Kearey et al., 2002).

#### 4.2.6 Σεισμική Τομογραφία

Η σεισμική τομογραφία είναι ένας σύγχρονος τρόπος μελέτης του υπεδάφους, ικανή να παράγει γεωφυσικά μοντέλα με πολύπλοκη κατανομή ταχυτήτων. Η μέθοδος εφαρμόζεται συχνά μεταξύ γεωτρήσεων (cross-hole seismics), όπου σεισμικά κύματα δημιουργούνται σε διαφορετικά βάθη μέσα σε γεώτρηση και καταγράφονται από δέκτες σε παρακείμενη γεώτρηση. Μια παραπλήσια διάταξη περιλαμβάνει γεώφωνα εντός της γεώτρησης και πηγή στην επιφάνεια (down-hole seismics). Τέλος η μέθοδος εφαρμόζεται σε τυπικές δισδιάστατες τομές με πηγές και γεώφωνα στην επιφάνεια του εδάφους.

Η υπό μελέτη περιοχή χαρακτηρίζεται ως ένας όγκος ο οποίος χωρίζεται σε στοιχειώδης κύβους-κελιά. Πηγές και γεώφωνα διατάσσονται με τρόπο τέτοιο ώστε πολλαπλές σεισμικές ακτίνες να διέρχονται από κάθε κελί (σχήμα 4.17). Η μοντελοποίηση του χώρου βασίζεται στον χρόνο διαδρομής κάθε ακτίνας.

Κάθε κελί χαρακτηρίζεται από μια αρχική ταχύτητα. Θεωρώντας την διαδρομή από τη πηγή στον δέκτη γραμμική υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής της κάθε ακτίνας στο κάθε κελί. Η αρχική τιμή της ταχύτητας τροποποιείται έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθεί η απόκλιση πραγματικής και θεωρητικής τιμής.



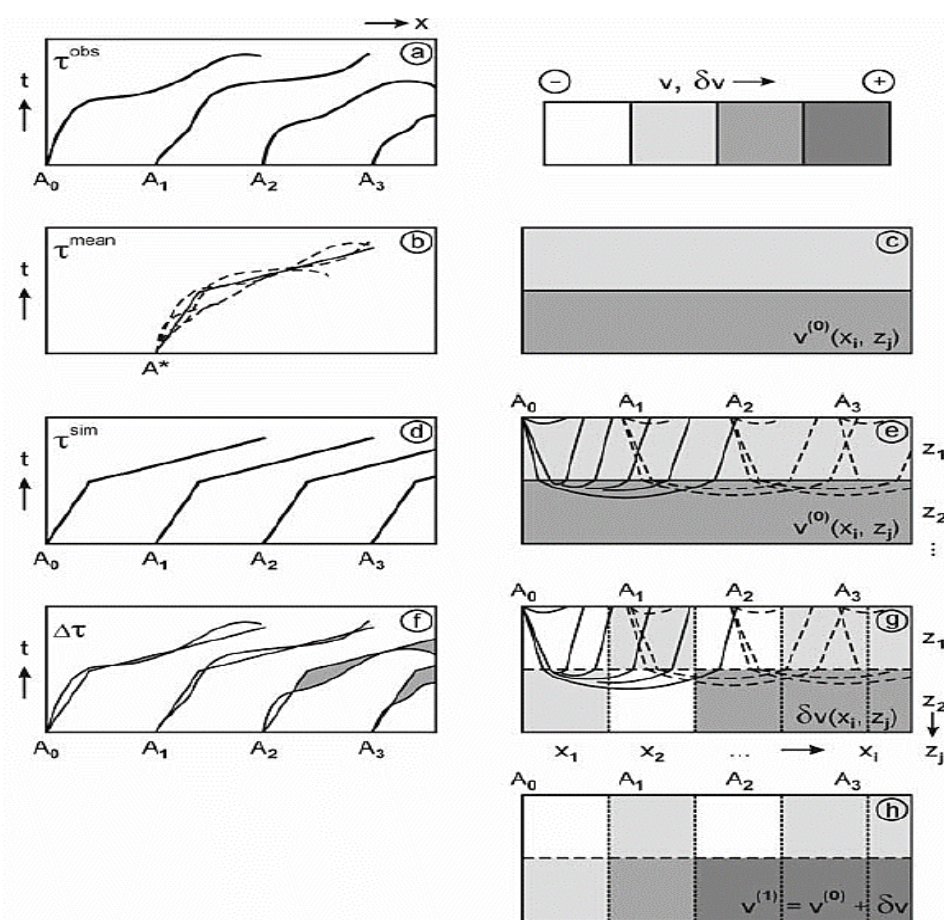
**Σχήμα 4.17** Εφαρμογή πλέγματος στοιχειωδών κύβων σε πείραμα *cross-hole* τομογραφίας (Kearey *et al.*, 2002).

Οι σεισμικές ακτίνες στη πράξη δεν ακολουθούν ιδανικά ευθείες γραμμές αλλά διαθλώνται καθώς περνούν από κελιά διαφορετικής ταχύτητας. Η προσέγγιση όπου λαμβάνεται υπόψη και ο παράγοντας της διάθλασης είναι αρκετά πιο εξελιγμένη και πολύπλοκη. Η σχέση μεταξύ χρόνων διαδρομής και ταχύτητας αποτελεί μη γραμμικό πρόβλημα το οποίο δεν μπορεί να λυθεί άμεσα. Η επίλυση περιλαμβάνει αρκετές παραμέτρους και δίνεται μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας η οποία τοποθετείται στο πλαίσιο της αντιστροφής.

#### 4.2.7 Αντιστροφή

Η διαδικασία της αντιστροφής περιλαμβάνει τις έννοιες του ευθέος και αντιστρόφου προβλήματος, όπως αναπτύχθηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο. Αρχικά ορίζεται ένα θεωρητικό μοντέλο ταχυτήτων (σχήμα 4.18c). Σύμφωνα με αυτό και για δεδομένη γεωμετρία διάταξης, υπολογίζονται οι αντίστοιχοι-θεωρητικοί χρόνοι διαδρομής των κυμάτων (σχήμα 4.18d-e). Για τον προσδιορισμό του χρόνου άφιξης του κύματος από ορισμένη πηγή σε ορισμένο δέκτη δεδομένης απόστασης, καθώς

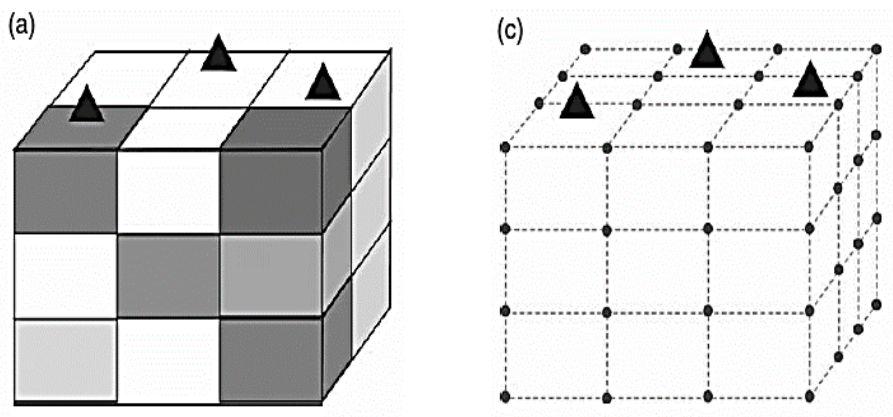
και της διαδρομής που ακολούθησε το κύμα, χρησιμοποιούνται διάφορες μέθοδοι, από τις οποίες οι πιο διαδεδομένες είναι οι μέθοδοι *ιχνηλάτησης σεισμικών ακτινών* (Ray-Tracing methods) (Zelt & Smith, 1992; Cervený, 2001) και η μέθοδος *πεπερασμένων διαφορών* (Vidale, 1988; Vidale, 1990). Στη συνέχεια γίνεται σύγκριση μεταξύ πραγματικών και συνθετικών δεδομένων (σχήμα 4.18f) και πραγματοποιείται η κατάλληλη διόρθωση του αρχικού μοντέλου ώστε να προσεγγίζει καλύτερα τις παρατηρούμενες τιμές (σχήμα 4.18g-h).



**Σχήμα 4.18** Βασικά βήματα υπολογισμού στη τομογραφία σεισμικής διάθλασης (Kirsch, 2006).

Η διαδικασία επαναλαμβάνεται με τη συνεχή προσαρμογή του θεωρητικού μοντέλου στα πραγματικά δεδομένα, έως ότου επέλθει μια ικανοποιητική συμφωνία μεταξύ τους ή δεν είναι δυνατή κάποια περεταίρω βελτίωση. Το τελικό αποτέλεσμα επηρεάζεται τόσο από τη γεωμετρία της διάταξης, καθώς απαιτείται ένα αρκετά πυκνό δίκτυο σεισμικών ακτινών, όσο και από το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων.

Βασικό βήμα στην επίλυση του ευθέος προβλήματος είναι αυτό της παραμετροποίησης. Διάφορες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί στην προσπάθεια κατασκευής ενός μοντέλου, το οποίο να προσεγγίζει όσο το δυνατό την ανομοιογενή δομή του υπεδάφους. Στη σεισμική τομογραφία επικρατούν δύο κύριες κατηγορίες. Σύμφωνα με την πρώτη (σχήμα 4.19a) το υπέδαφος χωρίζεται σε κελιά ίδιων ή διαφορετικών διαστάσεων σε κάθε ένα από τα οποία η ταχύτητα θεωρείται σταθερή (Aki & Lee, 1976). Η προσέγγιση αυτή είναι αρκετά απλή στερείται όμως της ικανότητας να αντιπροσωπεύει ετερογενείς δομές ακόμα και στη πιο απλή μορφή τους. Σύμφωνα με τη δεύτερη (σχήμα 4.19c) το υπέδαφος προσεγγίζεται ως ένα πλέγμα σημείων-κόμβων, σε καθένα από τα οποία αντιστοιχεί μια τιμή ταχύτητας. Η τιμή της ταχύτητας σε οποιοδήποτε άλλο σημείο υπολογίζεται βάσει κάποιου είδους παρεμβολής (Thurber C. H., 1983). Το πλεονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι πως για τον ίδιο αριθμό παραμέτρων επιτυγχάνεται μια πιο ρεαλιστική αποτύπωση του υπεδάφους.



**Σχήμα 4.19** Παραδείγματα διαφορετικών μοντέλων παραμετροποίησης (Thurber & Ritsema, 2015).

Διάφοροι ερευνητές έχουν προτείνει τροποποιήσεις των μεθόδων, οι οποίες αφορούν κυρίως την προσαρμογή του μεγέθους, του σχήματος και της πυκνότητας, είτε των κελιών είτε του πλέγματος κόμβων, ανάλογα με τον διαθέσιμο όγκο δεδομένων και την επιθυμητή διακριτική ικανότητα για διαφορετικά τμήματα του μοντέλου.



Το δεύτερο εξίσου σημαντικό βήμα αφορά τις μεθόδους ιχνηλάτησης (Ray-Trace) των σεισμικών ακτίνων, με στόχο τον προσδιορισμό του χρόνου άφιξης των κυμάτων, καθώς και της διαδρομής που ακολούθησαν, από την πηγή στους δέκτες. Οι μέθοδοι που εφαρμόζονται συχνότερα σε αυτό το στάδιο είναι η μέθοδος σκόπευσης (shooting), κάμψης (bending), διαταραχής (perturbation) και πλέγματος (grid based). Στην παρούσα διατριβή εφαρμόστηκε η μέθοδος κάμψης (bending ray tracing), η οποία βασίζεται στην αρχή του Fermat. Σύμφωνα με τη μέθοδο κάμψης ορίζεται μια αρχική ακτίνα και θεωρώντας γνωστές τις χωρικές συντεταγμένες πηγής και δέκτη επιλέγεται εκείνη η τροχιά για την οποία ελαχιστοποιείται ο χρόνος διαδρομής του κύματος, δηλαδή η τροχιά για την οποία ικανοποιείται η αρχή του Fermat.

Οι κυριότερες μέθοδοι αντιστροφής αναφέρονται στο υποκεφάλαιο 4.1.4. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος LSQR των Paige & Saunders (1982), ο οποίος βασίζεται στη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων και χρησιμοποιείται ευρέως στην επίλυση προβλημάτων αντιστροφής (Nolet, 1987; van der Sluis & van der Vorst, 1987).

#### 4.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW)

Η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων μελετά επιφανειακά κύματα Rayleigh με στόχο τον προσδιορισμό της κατακόρυφης κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων. Η αξιοποίηση επιφανειακών κυμάτων σε γεωφυσικές έρευνες έχει τις ρίζες της σε σεισμολογικές μελέτες για τον χαρακτηρισμό του φλοιού και του ανώτερου μανδύα. Αργότερα χρησιμοποιήθηκαν σε έρευνες μικρότερης κλίμακας με στόχο τον προσδιορισμό γεωτεχνικών παραμέτρων του υπεδάφους.

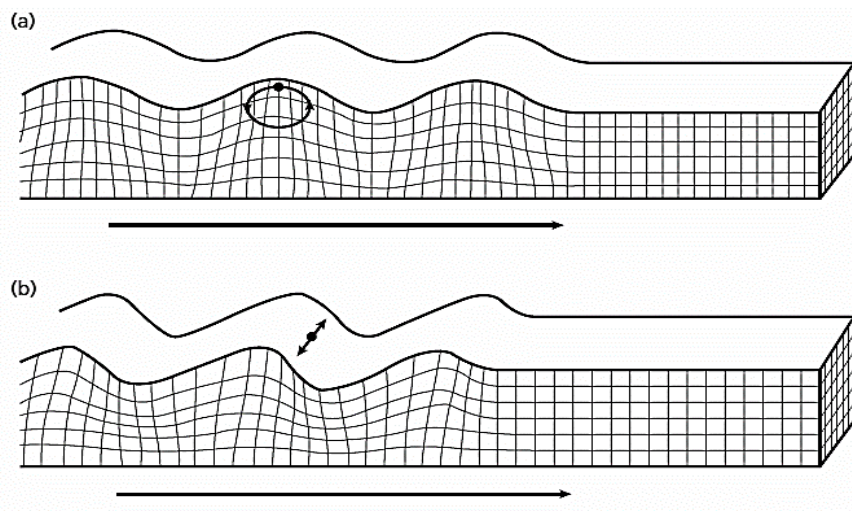
Στα πρώτα στάδια εφαρμογής της, η ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων βασιζόταν στο θεμελιώδη τρόπο διάδοσης των κυμάτων Rayleigh, προσδιορίζοντας τη διασπορά των κυμάτων από τη διαφορά φάσης μεταξύ δύο σεισμικών ιχνών (φασματική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων – SASW). Σε μεταγενέστερο στάδιο η εξέλιξη του τρόπου καταγραφής και επεξεργασίας των δεδομένων οδήγησε στη πολυκάναλη καταγραφή και ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων. Ανώτεροι αρμονικοί διάδοσης αναγνωρίστηκαν στις καταγραφές και εισήχθη η έννοια της φαινόμενης καμπύλης διασποράς, με τη διαφοροποίηση θεμελιώδους καμπύλης και καμπύλων αρμονικών ανώτερης τάξης.

Σήμερα η μέθοδος εφαρμόζεται κατά κόρον σε έρευνες γεωτεχνικούς σκοπούς. Η χρήση ενός πολυκάναλου συστήματος καταγραφής και η συνεχής έρευνα των μεθόδων αντιστροφής των καμπύλων διασποράς έχει οδηγήσει σε πιο αξιόπιστη εκτίμηση των ιδιοτήτων του υπεδάφους, αν και η μέθοδος αντιμετωπίζει αρκετές δυσκολίες. Οι κυριότερες αφορούν τον διαχωρισμό της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς από τους ανώτερους αρμονικούς, αλλά και την επίδραση της πλευρικής ανομοιογένειας του υπεδάφους στα τελικά αποτελέσματα της αντιστροφής.

##### 4.3.1 Επιφανειακά κύματα

Ως επιφανειακά κύματα αναφέρονται τα κύματα που διαδίδονται μέσα και κοντά στο επιφανειακό στρώμα στη περίπτωση μη ομογενούς και ισότροπου μέσου. Δύο πολύ χαρακτηριστικές κατηγορίες είναι τα κύματα **Rayleigh** και τα κύματα **Love**. Τα κύματα Love είναι γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα. Κατά τη διάδοσή τους τα σωματίδια της ύλης πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις σε επίπεδο κάθετο στη

διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα κύματα αυτά δημιουργούνται υπό την προϋπόθεση ότι στρώμα πεπερασμένων διαστάσεων υπέρκειται ημιχώρου, ο οποίος χαρακτηρίζεται από διαφορετικές φυσικές ιδιότητες (σχήμα 4.20a).



**Σχήμα 4.20** Διάδοση επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (a) και Love (b) (Kearey et al., 2002).

Η μέθοδος της MASW μελετά κυρίως τα επιφανειακά κύματα Rayleigh, αν και είναι δυνατή και η μελέτη των κυμάτων Love με χρήση κατάλληλων γεωφώνων. Τα κύματα Rayleigh διαδίδονται κατά μήκος μιας ελεύθερης επιφάνειας ή κατά μήκος της διαχωριστικής επιφάνειας δύο μέσων. Η κίνηση των σωματιδίων κατά τη διάδοσή τους περιορίζεται στο κατακόρυφο επίπεδο και είναι ανάδρομη ελλειπτική (σχήμα 4.20b). Η ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων αυξάνεται με το βάθος έως ότου γίνει κατακόρυφη, σε βάθος που αντιστοιχεί περίπου στο  $1/5$  του μήκους κύματος. Σε μεγαλύτερο βάθος η κίνηση γίνεται και πάλι ελλειπτική με αντίθετη φορά. Το πλάτος ταλάντωσης των σωματιδίων είναι μεγάλο κοντά στην επιφάνεια και μειώνεται εκθετικά με το βάθος.

Κύριο χαρακτηριστικό όλων των επιφανειακών κυμάτων (και των κυμάτων Rayleigh) είναι το φαινόμενο της διασποράς που υφίστανται, σύμφωνα με το οποίο η ταχύτητα διάδοσης τους δεν είναι σταθερή, αλλά μεταβάλλεται με το μήκος κύματος (Socco & Strobbia, 2004). Η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων διακρίνεται σε δύο κατηγορίες:

- Υλική διασπορά, λόγω απόσβεσης των κυμάτων ανάλογα με τις ιδιότητες του μέσου και
- Γεωμετρική διασπορά, λόγω χωρικών μεταβολών των ιδιοτήτων του μέσου.

Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh διακρίνεται σε δύο επιμέρους είδη, την ταχύτητα φάσης ( $c$ ) και τη ταχύτητα ομάδας ( $U$ ). Η ταχύτητα διάδοσης κάθε αρμονικής του σεισμικού κύματος εκφράζεται με την ταχύτητα φάσης και ορίζεται από τη θεμελιώδη εξίσωση της κινηματικής:

$$c = \frac{\omega}{k}$$

όπου  $\omega$  η γωνιακή συχνότητα και  $k$  ο κυματάριθμος. Η ταχύτητα ομάδας αντιστοιχεί στη ταχύτητα του "συνόλου των αρμονικών", την ταχύτητα δηλαδή με την οποία διαδίδεται η συνολική ενέργεια του κύματος. Ορίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} = c + \kappa \frac{dc}{dk}$$

όπου  $\lambda$  το μήκος κύματος, ως ο ρυθμός μεταβολής της γωνιακής συχνότητας συναρτήσει του κυματαρίθμου. Όταν η ταχύτητα ομάδας είναι ίδια για κάθε συχνότητα, τότε ταυτίζεται με την ταχύτητα φάσης.

#### 4.3.2 Βασικές αρχές

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh σε ανομοιογενές (π.χ. οριζόντια στρωματομένο) μέσο δεν υπάρχει μοναδική λύση για την κυματική εξίσωση, η οποία διαμορφώνεται ως:

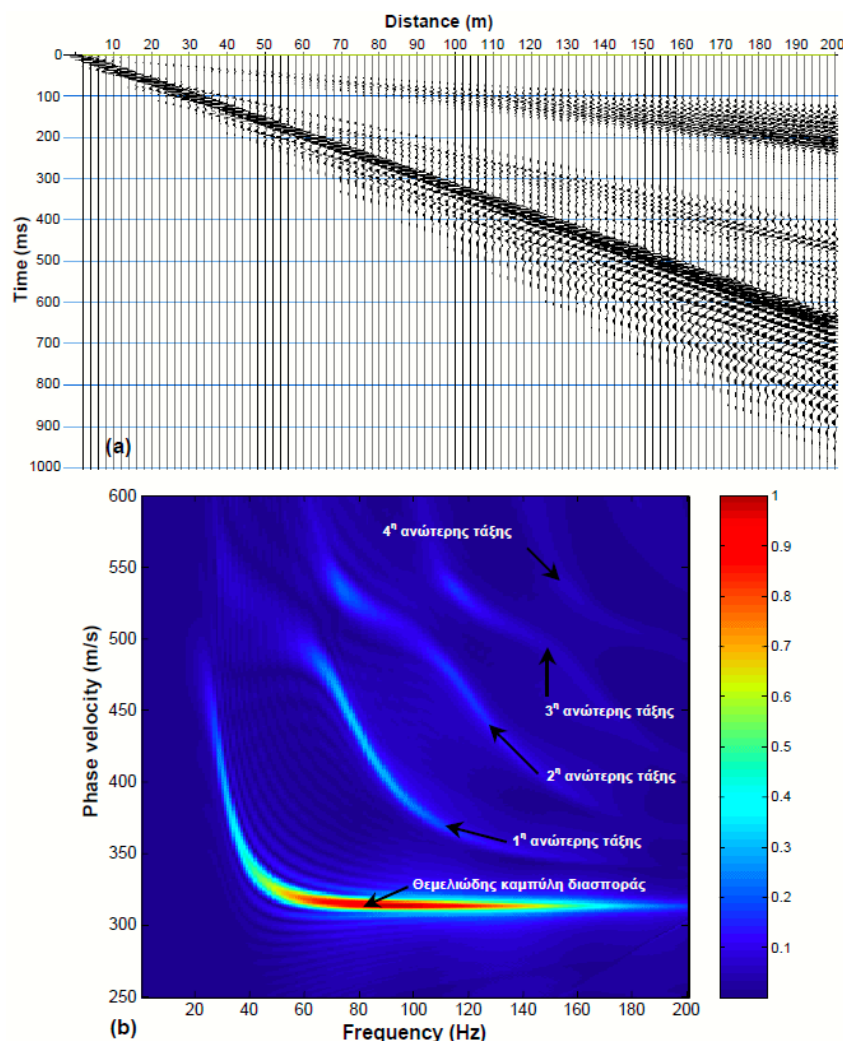
$$c_n = \frac{\omega}{k_n}$$

$n = 0, 1, 2, 3, \dots$ , από όπου προκύπτει πεπερασμένος αριθμός λύσεων για δεδομένη γωνιακή συχνότητα. Ταυτόχρονα, για δεδομένη συχνότητα ο κυματάριθμος λαμβάνει διακριτές τιμές, δηλαδή, περισσότερες από μια τιμές του κυματαρίθμου ικανοποιούν

την εξίσωση. Επομένως, τα κύματα Rayleigh μπορούν να διαδοθούν με διαφορετικό τρόπο (διαφορετική ταχύτητα φάσης) για κάθε συγκεκριμένη συχνότητα.

Ως θεμελιώδης τρόπος διάδοσης (θεμελιώδης αρμονική) χαρακτηρίζεται εκείνος κατά τον οποίο η ταχύτητα φάσης λαμβάνει τη μικρότερη τιμή,  $n = 0$ . Οι υπόλοιποι θεωρούνται αρμονικοί όροι ανώτερης τάξης, π.χ. 1<sup>ης</sup> ανώτερης αρμονικής για  $n = 1$ , 2<sup>ης</sup> ανώτερης αρμονικής για  $n = 2$  κ. ο. κ.

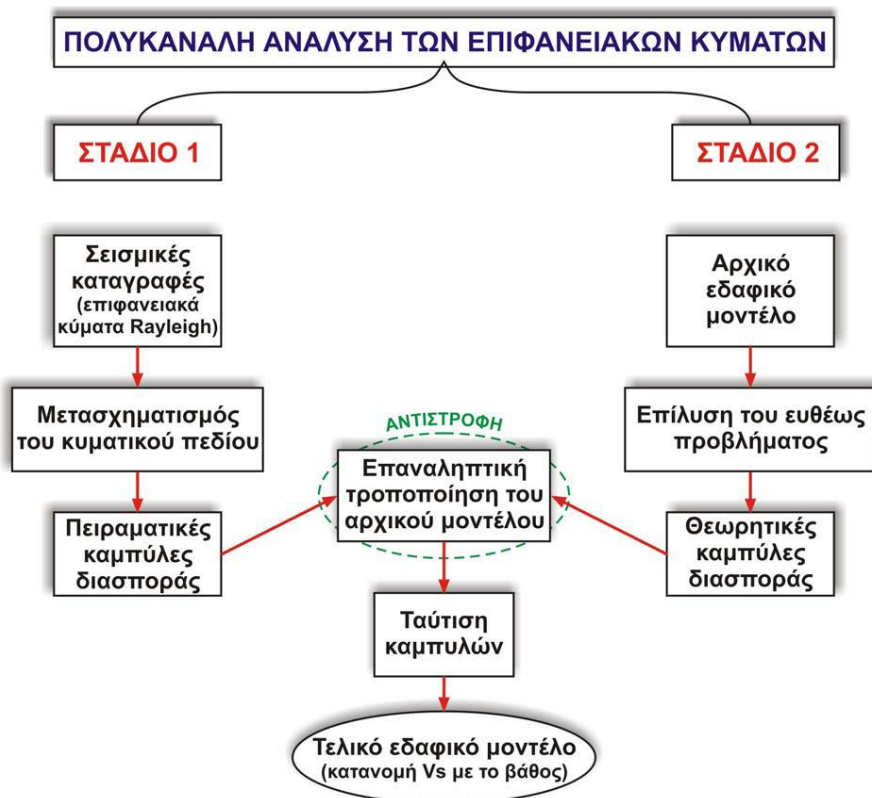
Οι διαφορετικοί τρόποι διάδοσης των κυμάτων Rayleigh αποτυπώνονται στις σεισμικές καταγραφές ως ενεργειακά μέγιστα του κυματικού πεδίου στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης. Οι συγκεντρώσεις μέγιστης ενέργειας οριοθετούν τις καμπύλες διασποράς (σχήμα 4.21). Η θεμελιώδης καμπύλη διασποράς, αλλά και οι καμπύλες ανώτερης τάξης επηρεάζονται κατά κύριο λόγο από τη δομή της ταχύτητας  $V_s$ .



**Σχήμα 4.21** Ενεργειακά μέγιστα στο πεδίο απόστασης – χρόνου (a) και καμπύλες διασποράς στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης (b) (Κρητικάκης, 2010).



Η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης χρησιμοποιεί τις καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων και μέσα από μια διαδικασία αντιστροφής καταλήγει σε ένα μοντέλο μεταβολής της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με το βάθος. Τα βασικά βήματα επεξεργασίας δίνονται στο Σχήμα 4.22.



**Σχήμα 4.22** Διάγραμμα ροής της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (Κρητικάκης, 2010).

#### 4.3.3 Συλλογή δεδομένων

Η εφαρμογή της μεθόδου απαιτεί την καταγραφή επιφανειακών κυμάτων από αρκετούς δέκτες. Κατά κύριο λόγο εφαρμόζεται η διάταξη κοινής πηγής. Τα γεώφωνα κατανέμονται κατά μήκος μιας τομής με τη σεισμική πηγή να τοποθετείται πριν το πρώτο ή μετά το τελευταίο γεώφωνο. Το τελικό αποτέλεσμα είναι η κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας Vs, η οποία προσεγγιστικά αντιστοιχεί στο κέντρο του αναπτύγματος.

Η λήψη δεδομένων απαιτεί κατάλληλο προγραμματισμό για την εξασφάλιση ποιοτικών δεδομένων σε ένα επαρκές εύρος συχνοτήτων. Η υψηλή διακριτική ικανότητα από το ελάχιστο έως το μέγιστο βάθος διασκόπησης και η απόκτηση

καμπύλων διασποράς ικανοποιητικής ευκρίνειας αποτελούν δυο βασικούς στόχους- πρόκληση στη μελέτη των κυμάτων Rayleigh. Για τη επίτευξη τους λαμβάνονται υπόψη ορισμένοι παράγοντες κατά τη συλλογή των σεισμικών δεδομένων, όπως το ανάγλυφο της περιοχής μελέτης, η σεισμική πηγή, οι δέκτες (γεώφωνα), η γεωμετρία της διάταξης και οι παράμετροι καταγραφής.

Το βάθος διασκόπησης εξαρτάται από τη κατανομή της σεισμικής ενέργειας στα διαφορετικά μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων. Γνωρίζοντας ότι το μέγιστο βάθος διείσδυσης των κυμάτων Rayleigh σε ομογενές μέσο ισούται με ένα μήκος κύματος και λαμβάνοντας υπόψη το θεώρημα δειγματοληψίας στο χώρο της απόστασης προκύπτει ο μέγιστος κυματάριθος ( $k_{max}$ ) ίσος με:

$$k_{max} = \frac{2\pi}{2dx} = \frac{2\pi}{\lambda_{min}}$$

Προκύπτει, λοιπόν, ότι το ελάχιστο ( $\lambda_{min}$ ) καταγεγραμμένο μήκος κύματος σχετίζεται με την ισαπόσταση των γεωφώνων ( $dx$ ) και ισούται με το διπλάσιο της. Αντίστοιχα το μέγιστο ( $\lambda_{max}$ ) καταγεγραμμένο μήκος κύματος, και κατ' επέκταση το μέγιστο βάθος διασκόπησης, συνδέεται με το συνολικό μήκος του αναπτύγματος ( $D$ ). Η γεωμετρία της διάταξης επομένως καθορίζει το ελάχιστο και μέγιστο βάθος διασκόπησης.

Ένας βασικός παράγοντας που επηρεάζει τα μήκη κύματος των παραγόμενων επιφανειακών κυμάτων είναι η συχνότητα ταλάντωσης των σωματιδίων του εδάφους στη θέση της πηγής. Σεισμικές πηγές κρούσης (π.χ. σφυρί) και μεταλλική πλάκα αποτελούν συχνή επιλογή για μικρά αναπτύγματα. Εξίσου σημαντικός παράγοντας επίδρασης στις σεισμικές καταγραφές είναι η ιδιοσυχνότητα των γεωφώνων. Για διασκοπήσεις μικρού έως ενδιάμεσου βάθους χρησιμοποιούνται κυρίως γεώφωνα με ιδιοσυχνότητα 4.5Hz.

Τέλος, οι παράμετροι καταγραφής επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό την ευκρίνεια των καμπύλων διασποράς. Η επιλογή των κατάλληλων παραμέτρων έχει μεγάλη σημασία στη διάκριση της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς. Μικρή διάρκεια καταγραφής μπορεί να οδηγήσει σε ανεπαρκή καταγραφή της πλήρους κυματομορφής, ενώ πολύ μεγάλη διάρκεια καταγραφής σε μείωση του λόγου

σήματος προς θόρυβο. Το διάστημα δειγματοληψίας ( $dt$ ) και το πλήθος δειγμάτων στο χρόνο οριοθετούν τη θεμελιώδη συχνότητα και επηρεάζουν την ευκρίνεια της καμπύλης διασποράς.

Ενδεικτικές τιμές των παραμέτρων που λαμβάνονται υπόψη κατά το σχεδιασμό και την υλοποίηση της μεθόδου πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων δίνονται στον πίνακα 4.2.

**Πίνακας 4.2** Ενδεικτικές τιμές παραμέτρων κατά την εφαρμογή της μεθόδου MASW (Κρητικάκης, 2010).

| 1Μέγιστο βάθος (Z <sub>max</sub> ) (m) | 2Βάρος πηγής (S) (kg) | 3Ιδιοσυχνότητα γεωφώνων (R) (Hz) | Ανάπτυγμα γεωφώνων (RS) (m) |                                                               |                               |                    | 4Προχώρηση διάταξης κοινής πηγής (κατά dx) |           |            | 5Καταγραφή                         |                               |                      |                      |                           |
|----------------------------------------|-----------------------|----------------------------------|-----------------------------|---------------------------------------------------------------|-------------------------------|--------------------|--------------------------------------------|-----------|------------|------------------------------------|-------------------------------|----------------------|----------------------|---------------------------|
|                                        |                       |                                  | 4Μήκος (D) (m)              | 5Απόσταση πηγής – πλησιέστερου γεωφώνου (X <sub>1</sub> ) (m) | 6Ισαπόσταση γεωφώνων (dx) (m) |                    | 7Πλευρική διακριτική ικανότητα             |           |            | 9Διάστημα δειγματοληψίας (dt) (ms) | 10Διάρκεια καταγραφής (T) (s) | 11Άθροιση καταγραφών |                      |                           |
|                                        |                       |                                  |                             |                                                               | 24 κανάλια                    | 48 κανάλια         | Μεγάλη                                     | Μέτρια    | Μικρή      |                                    |                               | Ήρεμο περιβάλλον     | Θορυβώδες περιβάλλον | Πολύ θορυβώδες περιβάλλον |
|                                        |                       |                                  |                             |                                                               |                               |                    |                                            |           |            |                                    |                               |                      |                      |                           |
| ≤ 1                                    | ≤ 0.5 (0.5)           | 4.5 - 100 (40)                   | 1 - 3 (2)                   | 0.2 - 0.5 (0.4)                                               | 0.05 - 0.1 (0.1)              | 0.02 - 0.05 (0.05) | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 0.5 - 1.0 (0.5)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| 1 - 5                                  | 0.5 - 2.5 (2.5)       | 4.5 - 40 (10)                    | 1 - 15 (10)                 | 0.2 - 15 (2)                                                  | 0.05 - 0.6 (0.5)              | 0.02 - 0.3 (0.25)  | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 0.5 - 1.0 (0.5)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| 5 - 10                                 | 2.5 - 5.0 (5.0)       | ≤ 10 (4.5)                       | 5 - 30 (20)                 | 1 - 30 (4)                                                    | 0.2 - 1.2 (1.0)               | 0.1 - 0.6 (0.5)    | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 0.5 - 1.0 (0.5)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| 10 - 20                                | ≥ 5.0 (10.0)          | ≤ 10 (4.5)                       | 10 - 60 (30)                | 2 - 60 (10)                                                   | 0.4 - 2.5 (1.5)               | 0.2 - 1.2 (1.0)    | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 1.0 - 2.0 (1.0)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| 20 - 30                                | ≥ 5.0 (10.0)          | ≤ 4.5 (4.5)                      | 20 - 90 (50)                | 4 - 90 (10)                                                   | 0.8 - 3.8 (2.0)               | 0.4 - 1.9 (1.5)    | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 1.0 - 2.0 (1.0)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| 30 - 50                                | ≥ 5.0 (10.0)          | ≤ 4.5 (4.5)                      | 30 - 150 (70)               | 6 - 150 (15)                                                  | 1.2 - 6.0 (3.0)               | 0.6 - 3.0 (2.0)    | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | 1.0 - 3.0 (1.0)               | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |
| > 50                                   | ≥ 5.0 (10.0)          | ≤ 4.5 (4.5)                      | > 50 (150)                  | > 10 (30)                                                     | > 2.0 (6.0)                   | > 1.0 (4.0)        | 1 - 2 (1)                                  | 2 - 4 (2) | 4 - 12 (4) | 0.5 - 1.0 (0.5)                    | ≤ 1.0 (2.0)                   | 1 - 3 (3)            | 3 - 5 (5)            | 5 - 10 (10)               |

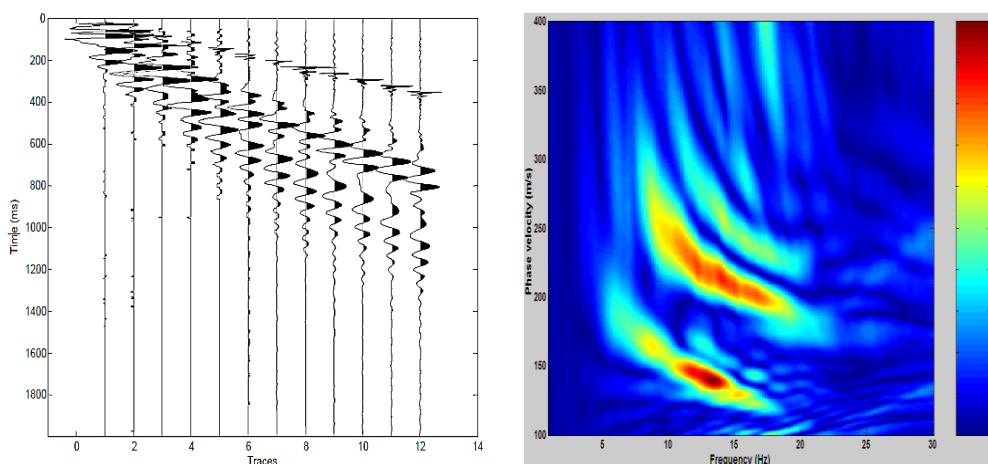
#### 4.3.4 Εφαρμογή σε μια διάσταση

Η εφαρμογή της μεθόδου σε μια διάσταση αφορά την επεξεργασία των καταγραφών με στόχο να προσδιοριστεί ένα τελικό μοντέλο κατακόρυφης μεταβολής της ταχύτητας Vs. Η διαδικασία είναι αυτή που περιγράφεται στο διάγραμμα του σχήματος 4.22 και περιλαμβάνει τρία βασικά στάδια: τον προσδιορισμό της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς, την επιλογή του αρχικού εδαφικού μοντέλου (επίλυση ευθέως προβλήματος) και την ταύτιση (όσο αυτό είναι εφικτό) πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών σκέδασης μέσω της διαδικασίας της αντιστροφής.

Ο προσδιορισμός της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων είναι δυνατό να εκτιμηθεί από οποιαδήποτε μέθοδο χωρικής ανάλυσης των καταγραφών στις συνιστώσες της φάσης και της συχνότητας. Οι κυριότερες μέθοδοι μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου είναι ο μετασχηματισμός στο πεδίο συχνότητας-κυματαρίθμου (f-k) (Yilmaz, 1987; Foti, 2000), ο γραμμικός μετασχηματισμός στο

χώρο χρόνου συνάντησης-βραδύτητας (Yilmaz, 1987; McMechan & Yedlin, 1981) και η μέθοδος της αντίστροφης φάσης (Park et al., 1998).

Όπως έχει ήδη αναφερθεί οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν σε ενεργειακά μέγιστα στο πεδίο ταχύτητας φάσης-συχνότητας και στην ουσία απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας φάσης των κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας (σχήμα 4.23).



**Σχήμα 4.23** Σεισμική καταγραφή στο πεδίο απόστασης – χρόνου (αριστερά) και καμπύλες διασποράς μετά τον μετασχηματισμό στο πεδίο ταχύτητας φάσης – συχνότητας (δεξιά) (Κρητικάκης, 2010).

Οι μέθοδοι επίλυσης του ευθέως προβλήματος βασίζονται στον υπολογισμό των ιδιοτιμών ενός γραμμικού συστήματος διαφορικών εξισώσεων που αποτελούν τις καμπύλες διασποράς, και των αντίστοιχων ιδιοσυναρτήσεων που εκφράζουν την μεταβολή της μετατόπισης των υλικών σημείων και τις τάσεις που εφαρμόζονται σε αυτά συναρτήσει του βάθους (Aki & Richards, 1980). Η επίλυση του γραμμικού συστήματος των διαφορικών εξισώσεων πραγματοποιείται με διάφορες μεθόδους, όπως μέθοδοι αριθμητικής ολοκλήρωσης (Takeuchi & Saito, 1972) ή η μέθοδος συντελεστών ανάκλασης και διάθλασης (Chen, 1993; Hisada, 1994; Hisada, 1995). Η πιο διαδεδομένη είναι η μέθοδος Thomson – Haskell (Thomson, 1950; Haskell, 1953), η οποία προσομοιάζει ένα κατακόρυφα ανομοιογενές μέσο με αλληπάλληλα ομοιογενή οριζόντια στρώματα τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου. Η μέθοδος χρησιμοποιείται ευρέως, λόγω της υπολογιστικής της απλότητας και της σταθερότητας των λύσεων.

Στο ευθύ πρόβλημα οι εδαφικές παράμετροι (ιδιότητες του υπεδάφους) θεωρούνται γνωστές και βάση αυτών παράγονται θεωρητικές καμπύλες διασποράς.

Η διαδικασία της αντιστροφής χρησιμοποιεί τις πειραματικές καμπύλες για τον προσδιορισμό των εδαφικών παραμέτρων. Οι τεχνικές αντιστροφής που εφαρμόζονται στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων διακρίνονται σε δύο κατηγορίες αντιστροφής, αυτή της αντιστροφής χωρίς περιορισμούς και της αντιστροφής υπό περιορισμούς.

Η αντιστροφή των καμπύλων διασποράς χωρίς περιορισμούς αντιστοιχεί στην επίλυση ενός γραμμικού ή γραμμικοποιημένου συστήματος εξισώσεων και αποτελεί την απλούστερη μορφή προβλήματος αντιστροφής. Η τεχνική αυτή βασίζεται στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και προϋποθέτει την ύπαρξη ενός αρχικού μοντέλου ταχύτητας Vs.

Η εισαγωγή περιορισμών στη διαδικασία της αντιστροφής έχει στόχο την σταθεροποίηση της διαδικασίας, την αξιοποίηση a-priori πληροφοριών και τον καλύτερο έλεγχο του τελικού αποτελέσματος. Με τη χρήση περιορισμών, ουσιαστικά, προστίθενται επιπλέον γραμμικές εξισώσεις στο αρχικό σύστημα εξισώσεων. Οι κυριότεροι περιορισμοί που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο της MASW είναι: η διατήρηση a-priori πληροφοριών (Meju, 1994), η απόσβεση (Levenberg, 1944; Marquadt, 1963), η εξομάλυνση (Twomey, 1977; Constable et al., 1987) και η σταθμισμένη εξομάλυνση.

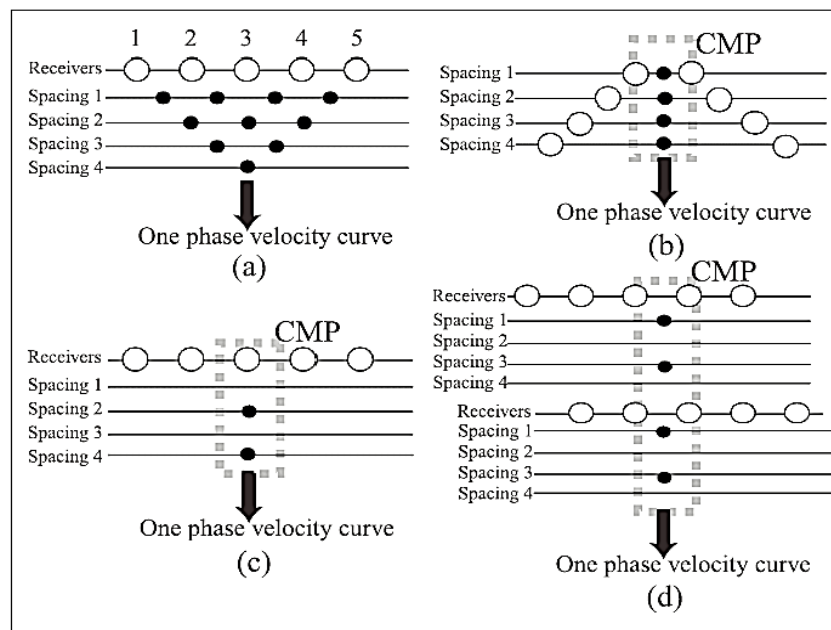
#### 4.3.5 Εφαρμογή σε δύο διαστάσεις

Η εφαρμογή της μεθόδου σε δυο διαστάσεις πραγματοποιείται με τεχνικές αντίστοιχες με αυτές που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο ανάκλασης. Πηγή και γεώφωνα μετακινούνται με κύλιση του αναπτύγματος (roll along) κατά μήκος του σεισμικού προφίλ. Η μετακίνηση γίνεται σε ισαποστάσεις που αντιστοιχούν σε ακέραιο πολλαπλάσιο της ισαπόστασης των γεωφώνων. Το δισδιάστατο μοντέλο ταχύτητας Vs αντιστοιχεί σε ψευδοτομή, η οποία προκύπτει από την κατακόρυφη μεταβολή της Vs στο κέντρο κάθε τομής (Miller et al., 1999; Xia et al., 2000; Luo et al., 2008; Samyn et al., 2014).



Βασικό μειονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι ότι στα τελικά μοντέλα ταχυτήτων δεν λαμβάνεται υπόψη το σφάλμα που εισάγεται στις καμπύλες διασποράς λόγω πλευρικών ανομοιογενειών του υπεδάφους (Xia et al., 2005). Στην ουσία μια τέτοια προσέγγιση κρίνεται αξιόπιστη μόνο σε περιπτώσεις χωρικά ομαλών μεταβολών της ταχύτητας.

Στην προσπάθεια προσδιορισμού της επίδρασης πλευρικών μεταβολών της δομής στις καμπύλες διασποράς (Nasseri-Moghaddam, 2006), αλλά και στο τελικό αποτέλεσμα της αντιστροφής, αναπτύχθηκαν διάφορες μέθοδοι επεξεργασίας των δεδομένων σε δύο διαστάσεις. Μεταξύ αυτών είναι η τεχνική των Hayashi & Suzuki (2004) η οποία εφαρμόστηκε και στην παρούσα μελέτη. Σύμφωνα με αυτή, οι σεισμικές καταγραφές αναδιατάσσονται σε διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου με στόχο τον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς που αντιστοιχούν στους διάφορους σταθμούς παρατήρησης της σεισμικής τομής.



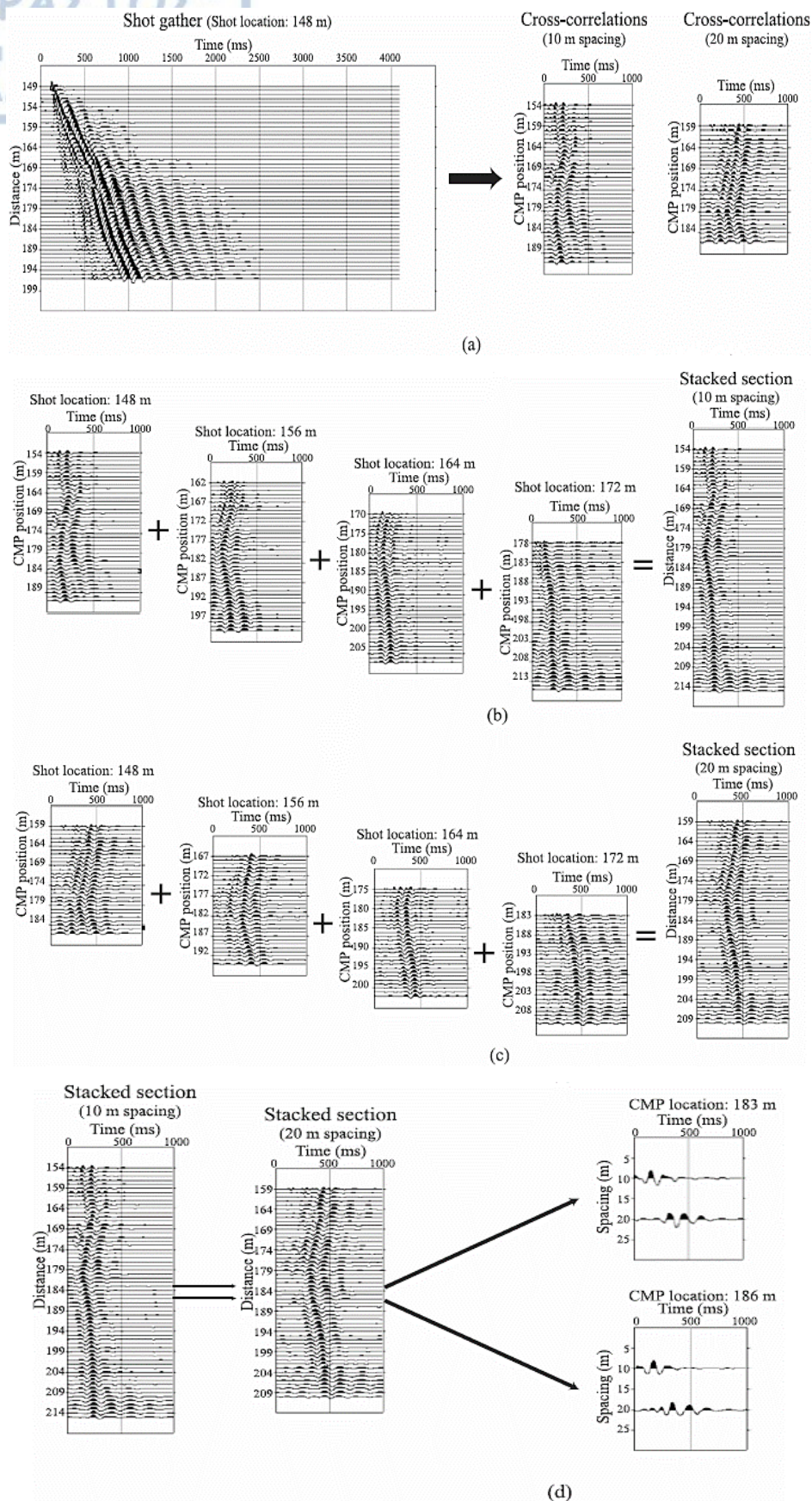
**Σχήμα 4.24** Τυπική διάταξη MASW όπου η ταχύτητα  $V_s$  αντιστοιχεί στο κέντρο της τομής (a), διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου (b) για ένα πείραμα (c) και για πολλαπλά πειράματα (d) (Hayashi & Suzuki, 2004).

Όπως αναφέρουν οι Hayashi & Suzuki (2004) η μέθοδος της MASW μπορεί να θεωρηθεί ως ένα άθροισμα συσχετίσεων (cross-correlations) μεταξύ όλων των καταγεγραμμένων σεισμικών ιχνών, όπου η διασπορά προκύπτει χρησιμοποιώντας

ζεύγη σταθμών παρατήρησης. Όσα περισσότερα ζεύγη χρησιμοποιούνται τόσο βελτιώνεται η διακριτική ικανότητα της μεθόδου, ταυτόχρονα όμως όταν αυξάνεται η απόσταση μεταξύ των σταθμών μειώνεται η πλευρική διακριτική ικανότητα. Προκειμένου να ξεπεραστεί αυτό το πρόβλημα χρησιμοποιούνται ζεύγη σταθμών παρατήρησης που έχουν ένα κοινό ενδιάμεσο σημείο (Common Mid-Point Cross Correlations – CMPCC). Πολλαπλά πειράματα με μετακίνηση πηγής και γεωφώνων αυξάνουν τον αριθμό των δεδομένων για κάθε ενδιάμεσο σημείο (σχήμα 4.24).

Η επεξεργασία των δεδομένων σύμφωνα με τη ανάλυση κοινού ενδιάμεσου σημείου περιλαμβάνει τα εξής βήματα:

1. Για κάθε πείραμα υπολογίζεται η συσχέτιση για κάθε δυνατό ζεύγος σεισμικών ιχνών (σχήμα 4.25a). Η συσχέτιση των καταγραφών δύο σταθμών παρατήρησης αντιστοιχεί στη διαφορά φάσης των σεισμικών ιχνών.
2. Τα ζεύγη με κοινό ενδιάμεσο σημείο ομαδοποιούνται και σε κάθε κοινό σημείο πραγματοποιείται σώρευση (stacking) στο πεδίο του χρόνου των συσχετίσεων ζευγών με ίση απόσταση (σχήμα 4.25b,c).
3. Οι συσχετίσεις που αντιστοιχούν σε ζεύγη με διαφορετικές αποστάσεις δεν υφίστανται σώρευση μεταξύ τους αλλά ταξινομούνται βάση της απόστασής τους σε κάθε κοινό ενδιάμεσο σημείο (σχήμα 4.25d). Το αποτέλεσμα είναι ένα σύνολο κυματομορφών οι οποίες περιλαμβάνουν τις διαφορές φάσης σε κάθε κοινό ενδιάμεσο σημείο (CMPCC gathers) και μπορούν να διαχειριστούν με τον ίδιο τρόπο όπως οι τυπικές σεισμικές καταγραφές (shot gathers).
4. Ακολουθεί ο μετασχηματισμός των κυματομορφών από το πεδίο χρόνου-απόστασης στο πεδίο συχνότητας-ταχύτητας φάσης και οι ταχύτητες φάσης προσδιορίζονται από τα ενεργειακά μέγιστα κάθε συχνότητας.
5. Στη συνέχεια ορίζονται οι καμπύλες διασποράς. Η κατανομή της ταχύτητας Vs, που προκύπτει από την αντιστροφή κάθε καμπύλης διασποράς, αντιστοιχεί στην κατακόρυφη στήλη κάτω από κάθε κοινό ενδιάμεσο σημείο.
6. Η αντιστροφή του συνόλου των καμπυλών έχει ως αποτέλεσμα την διδιάστατη κατανομή της ταχύτητας Vs.



**Σχήμα 4.25** Παράδειγμα εφαρμογής της ανάλυσης CMPCC χρησιμοποιώντας καταγραφές από 4 πειράματα στα 148, 156, 164 και 172 μέτρα (Hayashi & Suzuki, 2004).

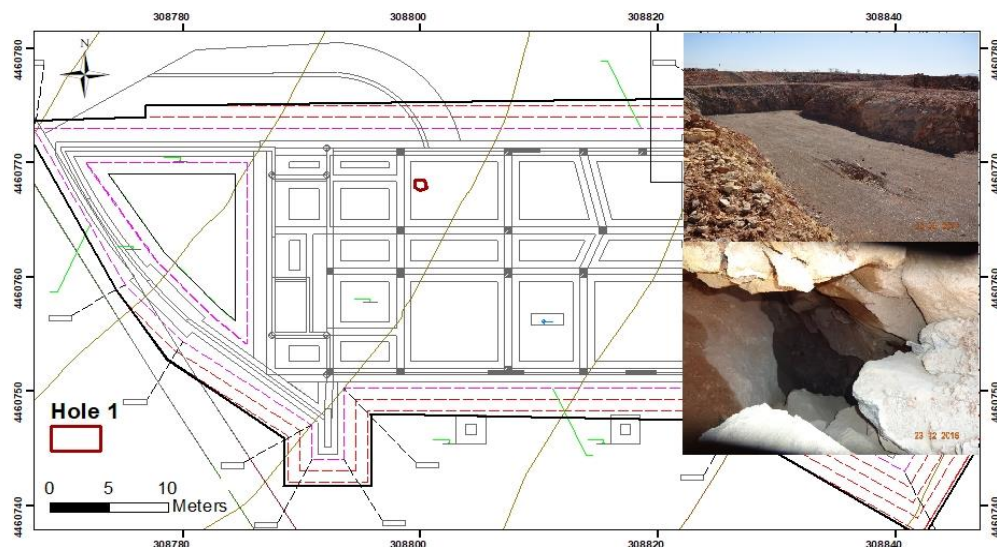


## 5 ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

Οι μέθοδοι που επιλέχθηκαν ως κατάλληλες για τη διερεύνηση της δομής του υπεδάφους ήταν η ηλεκτρική τομογραφία (ERT), η σεισμική τομογραφία διάθλασης (SRT) και η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW). Στη συνέχεια περιγράφονται αναλυτικά ο σχεδιασμός κάθε μεθόδου στις δύο θέσεις και η επεξεργασία των δεδομένων.

### 5.1 Γεωφυσική έρευνα στο κτήριο Γ

Η γεωφυσική έρευνα στο κτήριο Γ πραγματοποιήθηκε λόγω της επιφανειακής εκδήλωσης εγκοίλου στο ΒΔ τμήμα του κτηρίου (σχήμα 5.1). Όλες οι μετρήσεις εκτελέστηκαν στο επίπεδο θεμελίωσης, σε βάθος 5 μέτρων από την αρχική επιφάνεια του εδάφους.



**Σχήμα 5.1** Κάτοψη του κτηρίου Γ. Το έγκοιλο εντοπίστηκε στο ΒΔ τμήμα του κτηρίου.

Η έρευνα στο κτήριο Γ εξελίχθηκε σε δύο στάδια. Το πρώτο στάδιο αφορά τον εντοπισμό καρστικών δομών επικίνδυνων για τη θεμελίωση του κτηρίου. Το δεύτερο στάδιο μετρήσεων έλαβε χώρα κατά την πλήρωση των κενών με τσιμεντοκονίαμα με σκοπό την παρακολούθηση των μεταβολών των φυσικών ιδιοτήτων που μελετήθηκαν σε πρώτη φάση και την αξιολόγηση της ερμηνείας που δόθηκε. Το

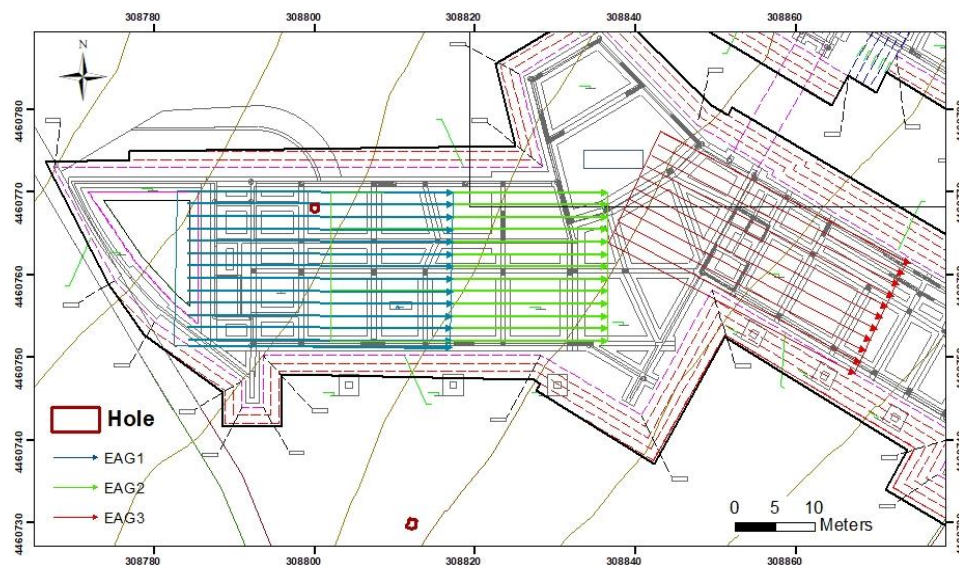
στάδιο αυτό περιλαμβάνει δύο επιμέρους φάσεις. Η πρώτη αντιστοιχεί στη λήψη δεδομένων όταν η στάθμη του υλικού βρισκόταν στα 4 μέτρα βάθος από την επιφάνεια, ενώ η δεύτερη πραγματοποιήθηκε μετά το πλήρες γέμισμα των εγκοίλων.

### 5.1.1 Ηλεκτρική τομογραφία

#### 5.1.1.1 Λήψη δεδομένων

Στα πλαίσια της μεθόδου ηλεκτρικής τομογραφίας σχεδιάστηκαν τρεις κάνναβοι με στόχο την κάλυψη όσο το δυνατό μεγαλύτερης έκτασης του κτηρίου (σχήμα 5.2). Οι κάνναβοι EAG1 και EAG2 αποτελούταν από 14 παράλληλες τομογραφίες σε απόσταση 1.5 μέτρων. Για κάθε τομογραφία χρησιμοποιήθηκαν 24 ηλεκτρόδια με ισαπόσταση, επίσης, 1.5 μέτρων. Οι δύο κάνναβοι είχαν επικάλυψη 15 μέτρων έτσι ώστε να είναι δυνατή η τρισδιάστατη αντιστροφή του συνόλου των δεδομένων. Στον κάνναβο EAG3 πραγματοποιήθηκαν 11 τομογραφίες καλύπτοντας μια περιοχή 15x34.5 μέτρων.

Η διάταξη διπόλου – διπόλου επιλέχθηκε ως η πιο κατάλληλη στον εντοπισμό εγκοίλων λόγω υψηλής διακριτικής ικανότητας ως προς πλευρικές μεταβολές της αντίστασης και της αποτελεσματικότητας της σε αντίστοιχες μελέτες.

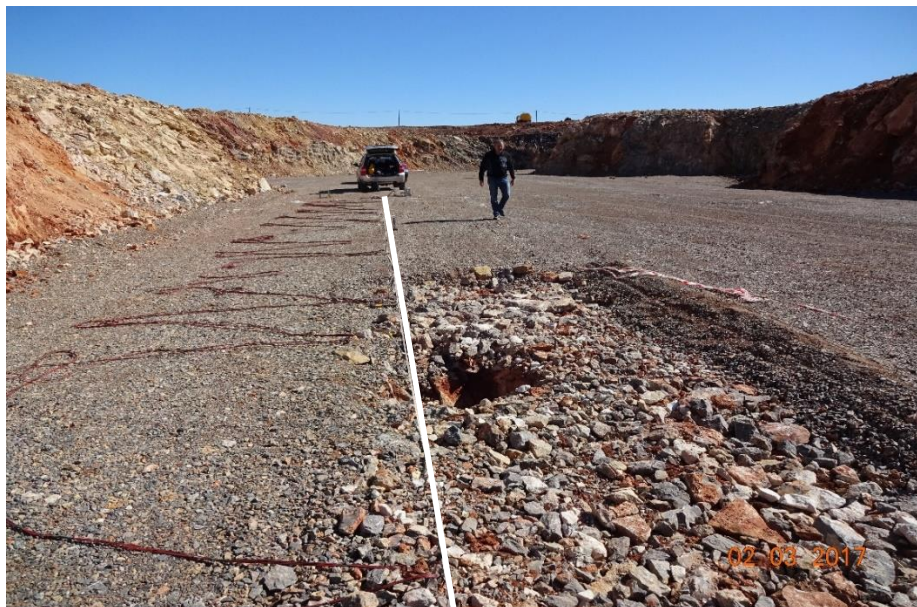


**Σχήμα 5.2** Κάτοψη κτηρίου Γ και κάνναβοι ηλεκτρικής τομογραφίας EAG1, EAG2 και EAG3.



Κατά το δεύτερο στάδιο επαναλήφθηκαν οι τομογραφίες του πρώτου καννάβου EAG1. Βάση των αποτελεσμάτων που θα παρουσιαστούν στη συνέχεια η περιοχή EAG1 κρίθηκε ως η πιο διαταραγμένη και κατ' επέκταση είχε μεγαλύτερο ενδιαφέρον η καταγραφή μεταβολών της ηλεκτρικής αντίστασης μετά την πλήρωση των κενών. Επιπλέον ο διαθέσιμος χρόνος και οι συνθήκες εργασιών του εργοταξίου οδήγησαν στην απόφαση περιορισμού της έρευνας στον πρώτο κάνναβο.

Για τη λήψη των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το όργανο μέτρησης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης SYSCAL Pro της εταιρίας Iris Instruments, κατάλληλα πολυκάναλα καλώδια και ηλεκτρόδια ατσαλιού (σχήμα 5.3).

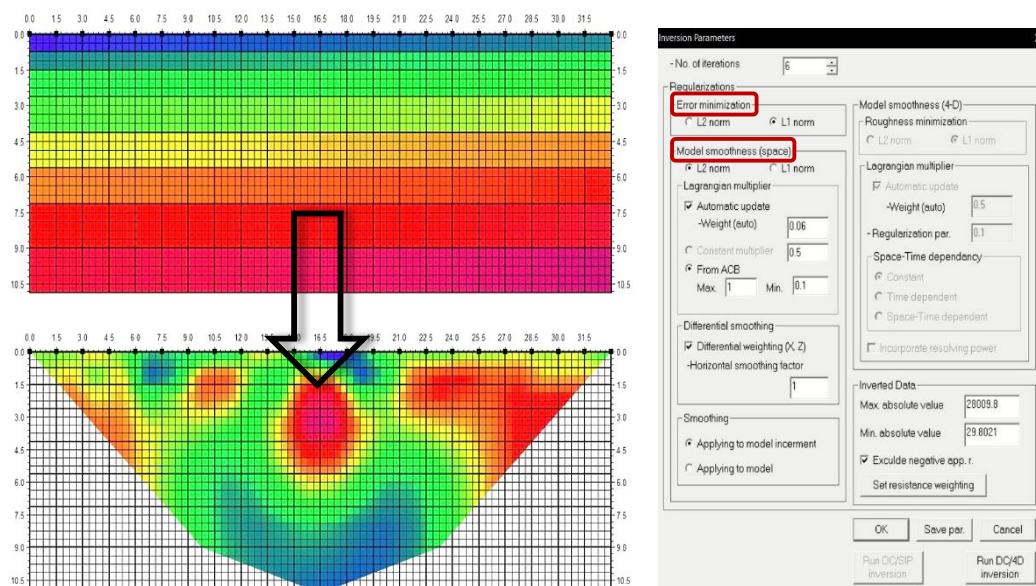


**Σχήμα 5.3** Εκτέλεση μετρήσεων ηλεκτρικής τομογραφίας κατά μήκος τομής δίπλα στο έγκοιλο.

#### 5.1.1.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με τη χρήση των λογισμικών Prosys II, DC\_2DPro και RES3DINV. Η προεπεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό Prosys II και περιλαμβάνει την εισαγωγή των δεδομένων, την τροποποίηση παραμέτρων που αφορούν τη διάταξη των ηλεκτροδίων, το φιλτράρισμα ακραίων τιμών και την εξαγωγή των δεδομένων σε συγκεκριμένο τύπο αρχείων που θα αποτελέσει το βασικό αρχείο επεξεργασίας στα λογισμικά αντιστροφής.

Η κύρια επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό DC\_2DPro (Kim and Yi, 2010), το οποίο εκτελεί αντιστροφή των δεδομένων σε δύο διαστάσεις. Πριν την αντιστροφή καθορίζονται οι βασικές παράμετροι του αρχικού γεωηλεκτρικού μοντέλου, εισάγεται τυχόν τοπογραφία και επιλέγονται οι παράμετροι που καθορίζουν την ποιότητα της λύσης του αντιστρόφου προβλήματος (σχήμα 5.4).



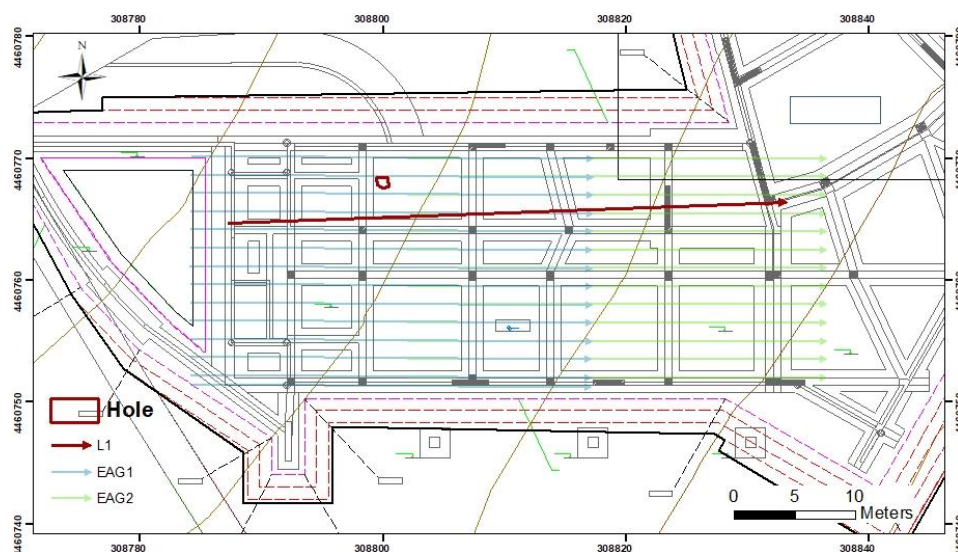
**Σχήμα 5.4** Αρχικό και τελικό μοντέλο αντιστροφής για ορισμένο αριθμό κελιών σταθερών διαστάσεων (αριστερά) και βασικοί παράμετροι αντιστροφής (δεξιά).

Το λογισμικό RES3DINV χρησιμοποιήθηκε για την αντιστροφή των δεδομένων σε τρεις διαστάσεις. Τα αποτελέσματα εξάγονται σε οριζοντιογραφίες ηλεκτρικής αντίστασης για συγκεκριμένα βάθη, ενώ η τρισδιάστατη απεικόνιση έγινε με το πρόγραμμα Voxler.

## 5.1.2 Σεισμική τομογραφία διάθλασης

### 5.1.2.1 Λήψη δεδομένων

Η σεισμική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος του προφίλ L1 το οποίο τοποθετήθηκε υποπαράλληλα στις ηλεκτρικές τομογραφίες με σκοπό να τέμνει κάθετα το γνωστό έγκοιλο (σχήμα 5.5). Η καταγραφή των δεδομένων έγινε με τον σειсмоγράφο STRATAVIEW της εταιρίας Geometrics. Η συνολική διάρκεια καταγραφής ήταν 512 ms και το βήμα καταγραφής 0.031 ms.



Σχήμα 5.5 Κάτοψη κτηρίου Γ και σεισμικό προφίλ L1.

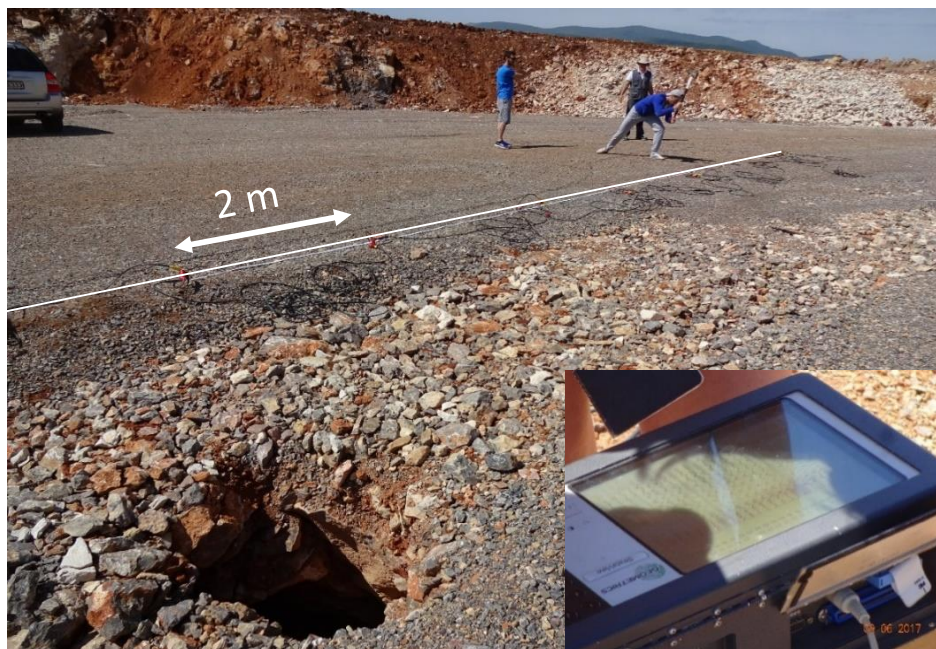
Για τη λήψη των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 24 γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 40Hz και σφυρί 10 kg με μεταλλική πλάκα ως πηγή ελαστικών κυμάτων (σχήμα 5.6). Τα γεώφωνα παρέμειναν σταθερά σε ισαπόσταση 2 μέτρων ενώ εκτελέστηκαν 25 καταγραφές με μετακίνηση της πηγής κατά μήκος του προφίλ. Στην πρώτη καταγραφή, η πηγή τοποθετήθηκε ένα μέτρο πριν από το πρώτο γεώφωνο και στις υπόλοιπες ενδιάμεσα των γεωφώνων με μετακίνησή της ανά δύο μέτρα.

Στο δεύτερο στάδιο μετρήσεων εκτελέστηκαν εκ νέου 25 σεισμικές καταγραφές χρησιμοποιώντας την ίδια διάταξη γεωφώνων – μετακινούμενης πηγής και τις ίδιες παραμέτρους καταγραφής.



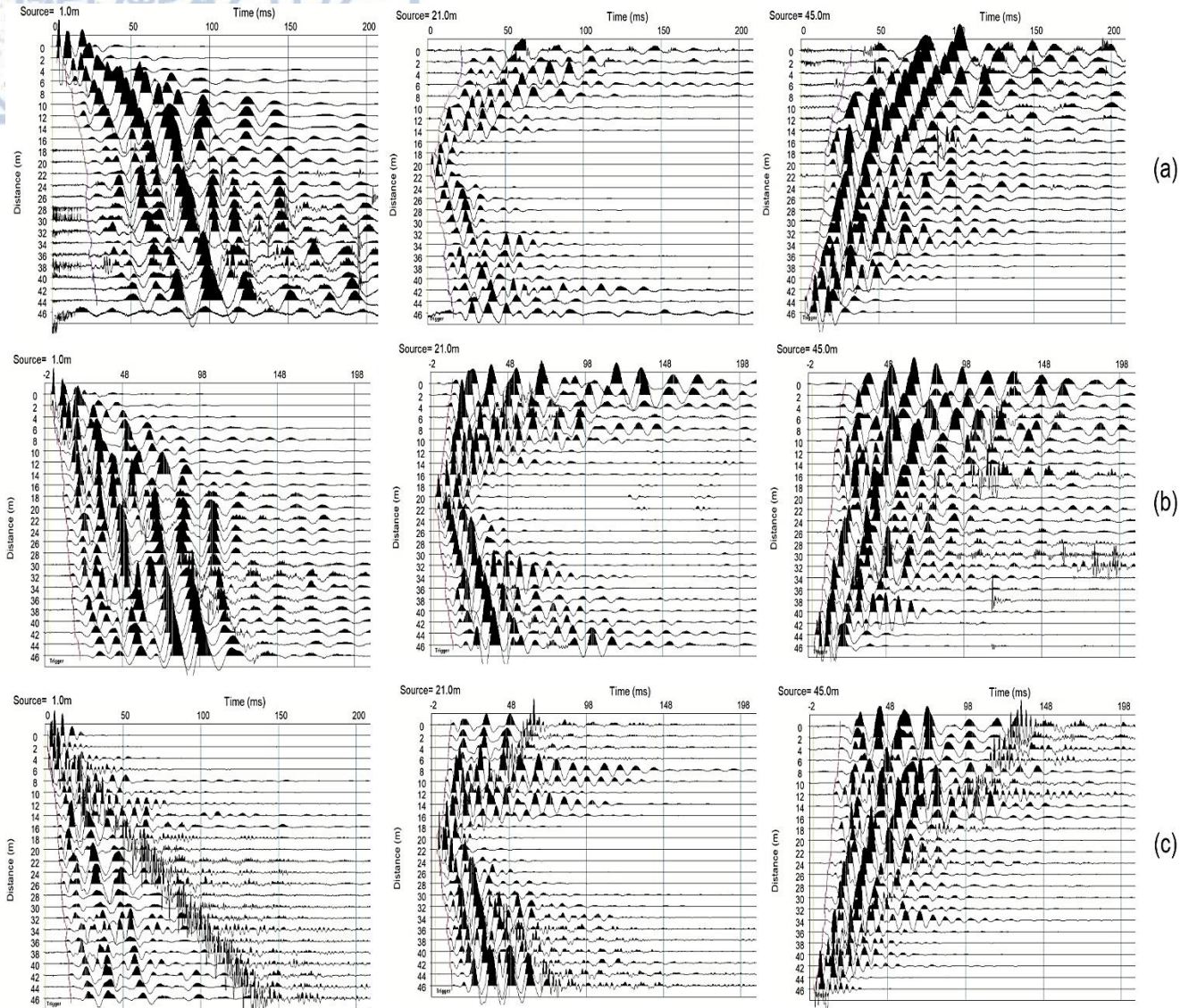
#### 5.1.2.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων έγινε με τη χρήση του λογισμικού SeisImager και τον κώδικα αντιστροφής PROFIT (Koulakov, 2009). Το λογισμικό SeisImager και συγκεκριμένα το υπο-πρόγραμμα Pickwin χρησιμοποιήθηκε για την επιλογή των πρώτων αφίξεων σε κάθε πείραμα (σχήμα 5.7). Στη συνέχεια δημιουργήθηκε ένα αρχείο με τη θέση κάθε πηγής και γεωφώνου (απόσταση και υψόμετρο), καθώς επίσης και τον χρόνο άφιξης των κυμάτων σε κάθε γεωφώνο για κάθε καταγραφή. Το αρχείο αυτό μαζί με ένα αρχείο που περιέχει το ανάγλυφο της περιοχής χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά δεδομένα στον κώδικα αντιστροφής.



**Σχήμα 5.6** Εκτέλεση σεισμικού πειράματος διάθλασης κατά μήκος του προφίλ L1 και όργανο καταγραφής STRATAVIEW.

Η αντιστροφή των δεδομένων έγινε με τον κώδικα PROFIT ο οποίος εκτελεί δισδιάστατη αντιστροφή δεδομένων διάθλασης βασιζόμενος στις πρώτες αφίξεις των κυμάτων. Ο κώδικας μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί και για την αντιστροφή συνθετικών δεδομένων, δίνοντας τη δυνατότητα μοντελοποίησης πολύπλοκων δομών ταχυτήτων και κατ' επέκταση τη δυνατότητα αξιολόγησης της ακρίβειας του μοντέλου αντιστροφής των πειραματικών δεδομένων.



**Σχήμα 5.7** Σεισμικές καταγραφές και επιλογή πρώτων αφίξεων για 3 σεισμικές καταγραφές με πηγή στην αρχή (1m), μέση (21m) και τέλος (45m) της τομής L1 στο πρώτο στάδιο μετρήσεων (a), στο στάδιο πλήρωσης των εγκοίλων με τσιμέντο (b) και μετά την ολοκλήρωση της πλήρωσης (c).

Τα βασικά χαρακτηριστικά του αλγορίθμου αφορούν: τον ορισμό ενός αρχικού μοντέλου ταχύτητας, την ιχνηλάτηση της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων με τη μέθοδο *bending Ray Tracing*, την παραμετροποίηση του υπεδάφους ορίζοντας ένα δισδιάστατο πλέγμα κόμβων, και την τελική αντιστροφή (σχήμα 5.9).

Ο συγκεκριμένος κώδικας παρέχει τη δυνατότητα τροποποίησης ενός μεγάλου αριθμού παραμέτρων σε όλα τα επιμέρους στάδια. Το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, η κατανομή των σεισμικών ακτίνων και ιδιαίτερα η μορφή του πλέγματος αντιστροφής



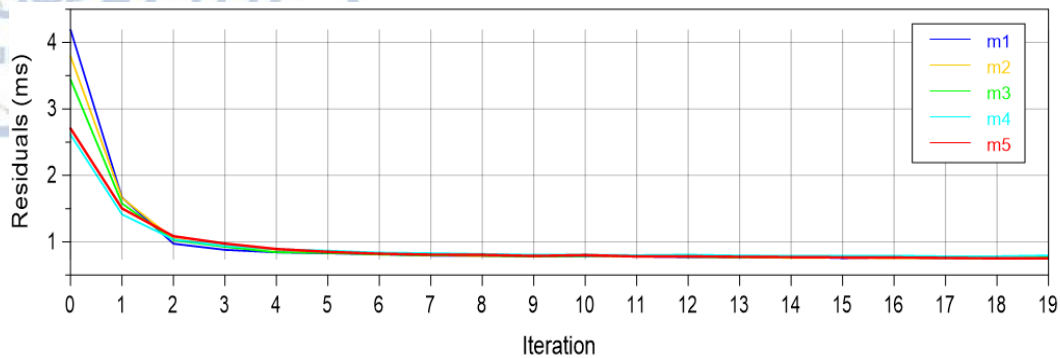
προσαρμόζονται στο εκάστοτε σύνολο δεδομένων, βελτιώνοντας κατά πολύ το τελικό αποτέλεσμα. Το κύριο μειονέκτημα αυτής της διαδικασίας είναι πως δεν υπάρχει κάποια κανονικοποιημένη φόρμα επιλογής των παραμέτρων, με αποτέλεσμα οι κατάλληλες παράμετροι να καθορίζονται μέσω αρκετών δοκιμών και συγκρίσεων.

Για την επιλογή του αρχικού μοντέλου ταχύτητας ορίστηκαν αρχικά 5 μοντέλα ταχυτήτων, με σταθερή ταχύτητα στην οριζόντια διεύθυνση. Οι τιμές της ταχύτητας επιλέχθηκαν βάση των καμπυλών χρόνων διαδρομής και των ενδεικτικών τιμών ταχύτητας που προκύπτουν από την εφαρμογή της συμβατικής μεθόδου διάθλασης (βλ. κεφ. 6.1.2.1). Σε κάθε μοντέλο ορίζεται μια σταθερή τιμή ταχύτητας για ορισμένο βάθος (επίπεδο), ενώ μεταξύ των διαφορετικών επιπέδων η ταχύτητα μεταβάλλεται γραμμικά (πίνακας 5.1).

**Πίνακας 5.1** Αρχικά μοντέλα ταχυτήτων για το σεισμικό προφίλ L1.

| Μοντέλο m1 |                 | Μοντέλο m2 |                 | Μοντέλο m3 |                 | Μοντέλο m4 |                 | Μοντέλο m5 |                 |
|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) |
| 1          | 0.5             | 1          | 0.5             | 1          | 0.5             | 1          | 0.5             | 1          | 0.5             |
| 3          | 1.4             | 3          | 1.4             | 3          | 1.4             | 2          | 1.4             | 2          | 1.4             |
| 15         | 2.5             | 15         | 3.0             | 15         | 3.8             | 5          | 2.5             | 5          | 2.5             |
|            |                 |            |                 |            |                 | 15         | 3.0             | 15         | 3.8             |

Η επιλογή του καταλληλότερου μοντέλου έγινε βάσει της απόκλισης του αρχικού μοντέλου από τα πραγματικά δεδομένα (σχήμα 5.8). Στην προκειμένη περίπτωση η δυνατότητα συσχέτισης των αποτελεσμάτων της αντιστροφής για κάθε αρχικό μοντέλο, με τα δεδομένα των γεωτρήσεων και του γεωηλεκτρικού μοντέλου, λειτούργησε ως ένας επιπλέον παράγοντας στην τελική επιλογή. Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή (σχήμα 5.9a) ήταν το μοντέλο m5 (κόκκινη καμπύλη), με αρχική απόκλιση 2.7 ms.

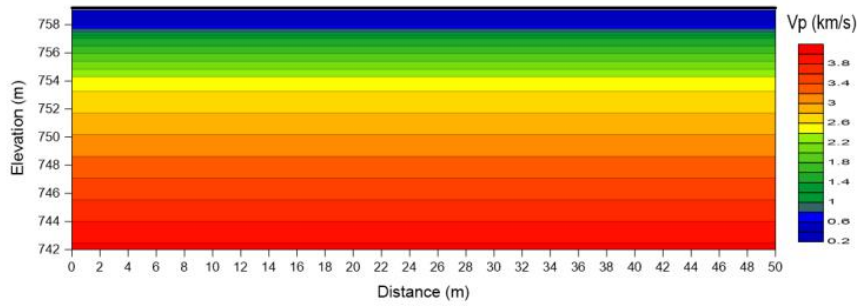


**Σχήμα 5.8** Διάγραμμα απόκλισης των χρόνων διαδρομής για 5 αρχικά μοντέλα ταχυτήτων από τα πραγματικά δεδομένα του προφίλ L1.

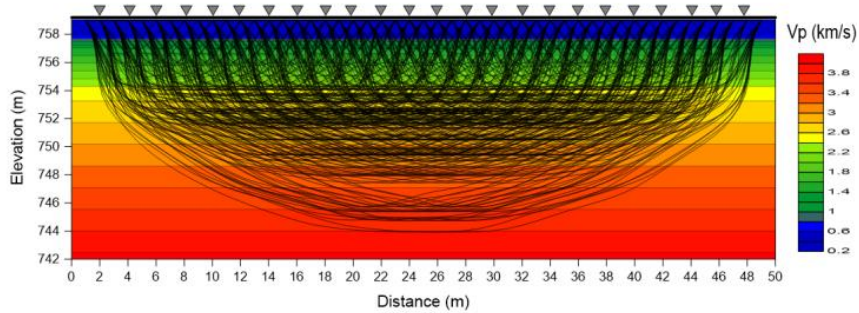
Σε ότι αφορά το στάδιο της παραμετροποίησης, ο κώδικας δίνει τη δυνατότητα προσαρμογής του πλέγματος στο εκάστοτε σύνολο δεδομένων, συνδέοντας την κατανομή των κόμβων με την πυκνότητα των σεισμικών ακτινών. Δίνεται έτσι η δυνατότητα 'πύκνωσης' ή 'αραίωσης' του πλέγματος, ανάλογα με τον όγκο των δεδομένων σε διαφορετικά τμήματα του προφίλ. Επιπλέον, είναι δυνατή η επιλογή της ελάχιστης απόστασης μεταξύ των κόμβων, η οποία μπορεί να είναι διαφορετική για την οριζόντια και την κατακόρυφη διεύθυνση, καθώς και της μη-τοποθέτησης κόμβων σε περιοχές με πυκνότητα σεισμικών ακτινών μικρότερη από κάποια προκαθορισμένη τιμή (σχήμα 5.9d).

Τέλος, για την αντιστροφή ο κώδικας χρησιμοποιεί τον αλγόριθμο LSQR, όπως έχει αναφερθεί, ο οποίος βασίζεται στη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Οι δύο βασικές παράμετροι που καθορίζουν το αποτέλεσμα της αντιστροφής είναι η εξομάλυνση (Smoothing) και η σταθερότητα (Amplitude Regularization) της λύσης. Όσο μεγαλύτερος είναι ο παράγοντας σταθερότητας, τόσο μειώνεται το 'μέγεθος' των ανωμαλιών του μοντέλου. Ταυτόχρονα, η αύξηση του παράγοντα εξομάλυνσης έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της διαφοράς μεταξύ ταχυτήτων που αντιστοιχούν σε γειτονικούς κόμβους. Μεγάλες τιμές εξομάλυνσης μπορούν να οδηγήσουν σε υπεραπλοποίηση του τελικού μοντέλου, ενώ μεγάλη τιμή απόσβεσης μπορεί να προκαλέσει υψηλό σφάλμα. Η επιλογή του κατάλληλου ζεύγους τιμών έχει καθοριστική σημασία στο τελικό αποτέλεσμα. Για την αντιστροφή των δεδομένων του προφίλ L1 επιλέχθηκαν οι τιμές SM=4 και REG=1, με τη διαδικασία δοκιμής-λάθους.

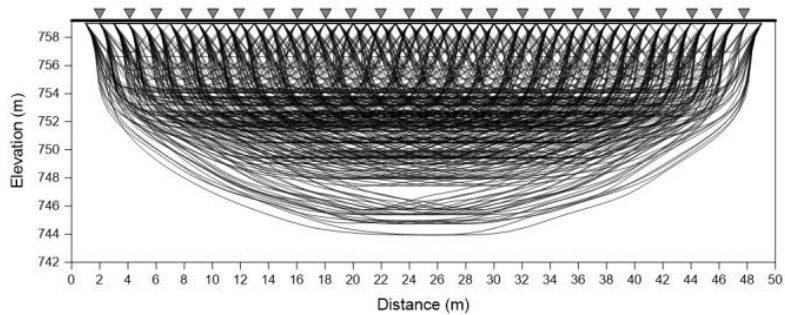
(a)



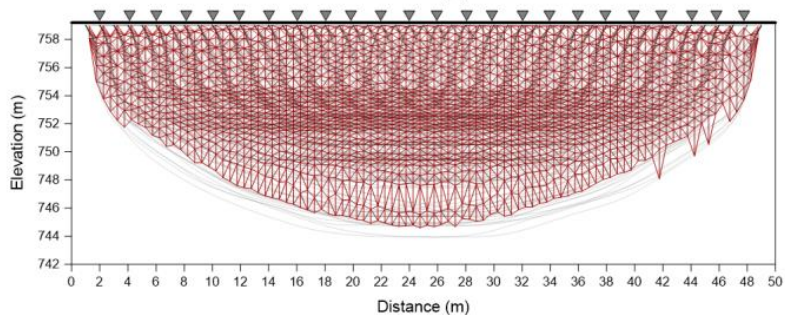
(b)



(c)



(d)



**Σχήμα 5.9** Κύρια στάδια επεξεργασίας βάσει του κώδικα PROFIT για τη τομή L1: (a) ορισμός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων, (b-c) ιχνηλάτηση των σεισμικών ακτινών, (d) καθορισμός δισδιάστατου πλέγματος αντιστροφής βάση της κατανομής των ακτινών.

### 5.1.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων

#### 5.1.3.1 Λήψη δεδομένων

Η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε κατά μήκος του ίδιου προφίλ με τη σεισμική τομογραφία με στόχο την σύγκριση των ταχυτήτων επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων. Και σε αυτή τη περίπτωση η καταγραφή των δεδομένων έγινε με τον σειсмоγράφο STRATAVIEW της εταιρίας Geometrics. Η συνολική διάρκεια καταγραφής ήταν 1024 ms και το βήμα καταγραφής 0.125 ms.

Τα γεώφωνα που χρησιμοποιήθηκαν είχαν ιδιοσυχνότητα 4.5 Hz. Εκτελέστηκαν 27 σεισμικές καταγραφές με μετακίνηση της πηγής κατά μήκος της τομής των γεωφώνων τα οποία τοποθετήθηκαν με ισαπόσταση 2 μέτρων (σχήμα 5.10). Οι καταγραφές έγιναν κατ' αντιστοιχία με τη μέθοδο της διάθλασης ενώ εκτελέστηκαν δύο επιπλέον σεισμικές πηγές σε απόσταση 10 μέτρων από το πρώτο και τελευταίο γεώφωνο.

Η καταγραφή επιφανειακών κυμάτων κατά το δεύτερο στάδιο μετρήσεων πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας την ίδια διάταξη γεωφώνων – μετακινούμενης πηγής και τις ίδιες παραμέτρους καταγραφής.



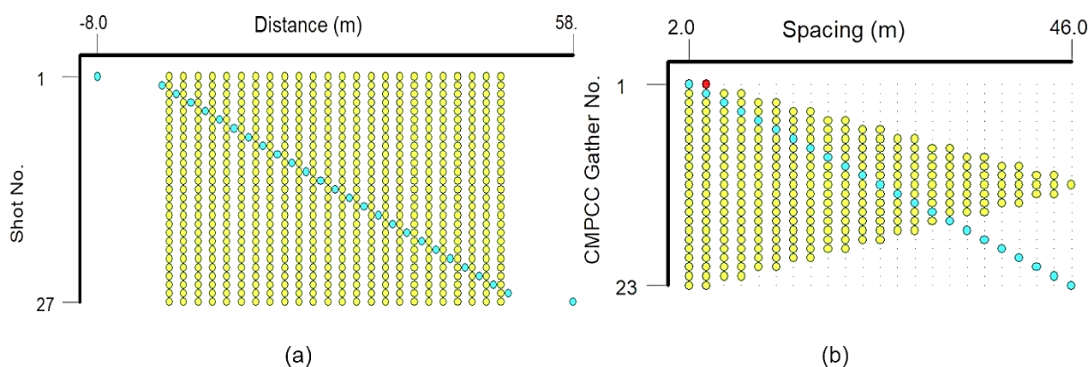
**Σχήμα 5.10** Εκτέλεση σεισμικού πειράματος MASW κατά μήκος του προφίλ L1 με γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz και σφυρί 10 kg ως πηγή επιφανειακών κυμάτων.



#### 5.1.3.2 Επεξεργασία

Η κύρια επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το λογισμικό SeisImager και συγκεκριμένα τα υπό-προγράμματα Pickwin, WaveEq και GeoPlot και το λογισμικό αντιστροφής kriSIS (Kritikakis, 2017). Η εκτέλεση πολλαπλών πειραμάτων έγινε με στόχο την επεξεργασία των δεδομένων σε δύο διαστάσεις, όπου οι σεισμικές καταγραφές αναδιατάσσονται σε διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου και προσδιορίζονται οι καμπύλες διασποράς που αντιστοιχούν στις θέσεις των γεωφώνων κατά μήκος της τομής.

Αρχικά οι καταγραφές εισάγονται στο πρόγραμμα Pickwin και καθορίζεται η γεωμετρία της διάταξης. Στη συνέχεια πραγματοποιείται αναδιάταξη των καταγραφών με βάση το βήμα που ορίζεται για τον προσδιορισμό των θέσεων κοινού ενδιαμέσου σημείου (θέσεις γεωφώνων). Στο Σχήμα 5.11a απεικονίζονται οι θέσεις των γεωφώνων (πράσινοι κύκλοι) και της πηγής (μπλε κύκλοι) για τα 27 πειράματα που πραγματοποιήθηκαν. Στο Σχήμα 5.11b απεικονίζονται οι καταγραφές (πράσινοι κύκλοι) που αντιστοιχούν στις θέσεις κοινού ενδιαμέσου σημείου (μπλε κύκλοι). Το βήμα ορίστηκε ανά 2 μέτρα βάση της ισαπόστασης των γεωφώνων.

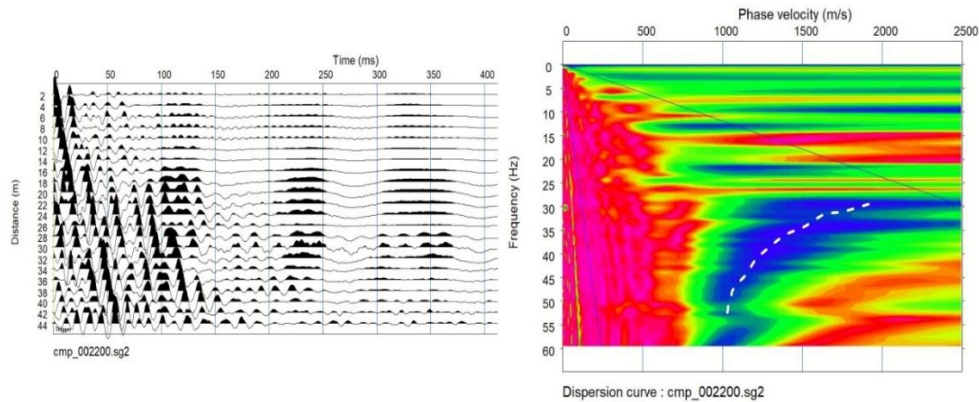


**Σχήμα 5.11** Γεωμετρία διάταξης πηγής – γεωφώνων (a) και αναδιάταξη των καταγραφών σε κοινό ενδιαμέσο σημείο ανά 2 μέτρα (b).

Οι τροποποιημένες καταγραφές μετασχηματίζονται από το πεδίο απόστασης-χρόνου, στο πεδίο ταχύτητας φάσης-συχνότητας από όπου προκύπτουν οι καμπύλες διασποράς για κάθε ενδιαμέσο σημείο (σχήμα 5.12). Οι καμπύλες διασποράς ορίστηκαν με βάση το πρόγραμμα Pickwin για το πρώτο σύνολο δεδομένων και το λογισμικό kriSIS για τα άλλα δυο. Ο κώδικας VR χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία

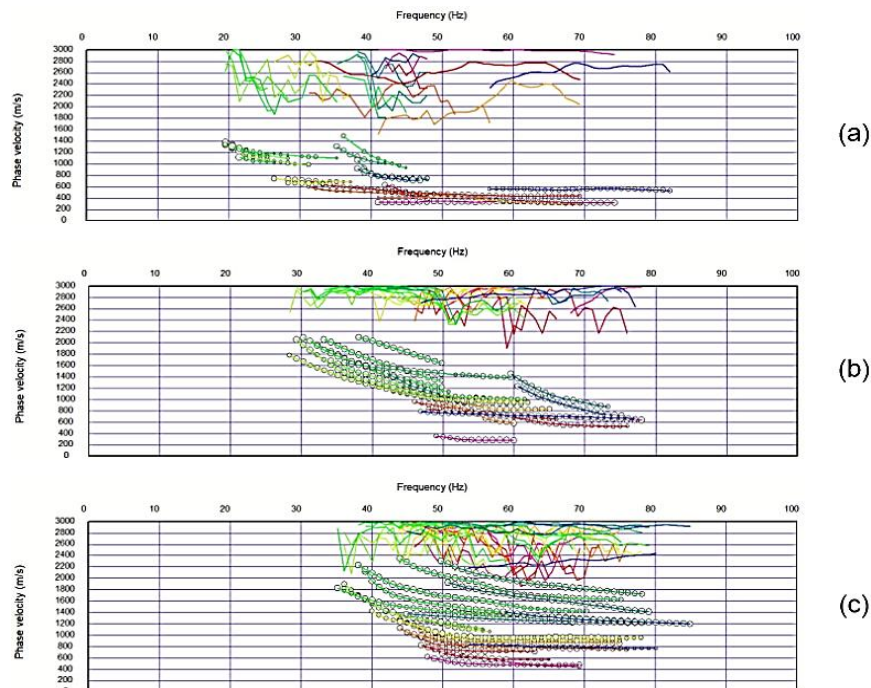


ενός αρχείου που περιλαμβάνει το σύνολο των καμπύλων διασποράς. Το αρχείο εισάγεται στο πρόγραμμα WaveEq όπου ορίζεται το αρχικό μοντέλο ταχύτητας Vs και πραγματοποιείται η τελική αντιστροφή.



**Σχήμα 5.12** Συναρτήσεις διασυσχέτισης που αντιστοιχούν σε κοινό ενδιάμεσο σημείο στα 22μ (αριστερά) και η αντίστοιχη καμπύλη διασποράς (δεξιά) του 2<sup>ου</sup> συνόλου δεδομένων.

Η αντιστροφή πραγματοποιήθηκε για 20 καμπύλες διασποράς στο πρώτο στάδιο μετρήσεων, 21 καμπύλες διασποράς στο στάδιο πλήρωσης των εγκοίλων με τσιμεντοκονίαμα και 21 καμπύλες διασποράς μετά το πλήρες γέμισμα των εγκοίλων (σχήμα 5.13).

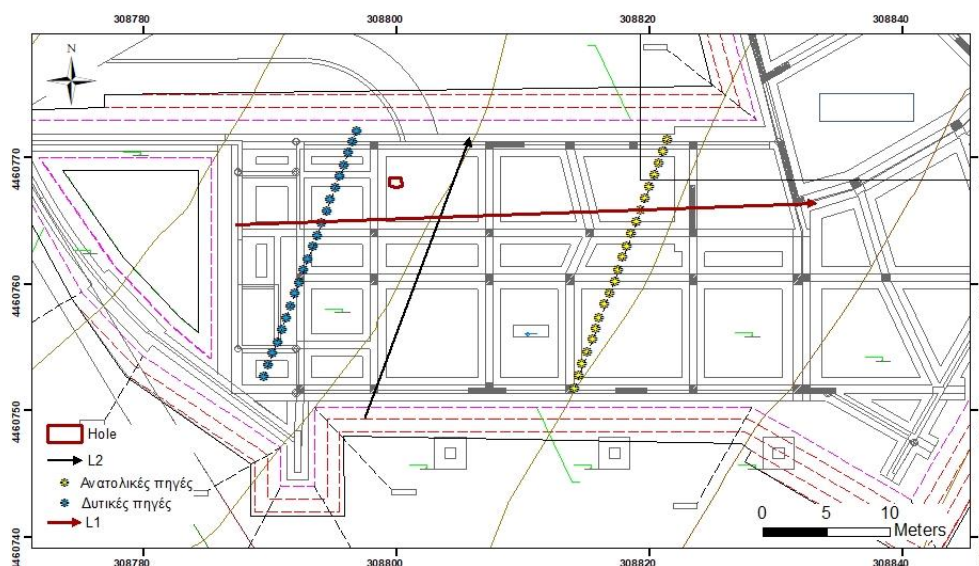


**Σχήμα 5.13** Καμπύλες διασποράς στο πρώτο στάδιο μετρήσεων (a), στο στάδιο πλήρωσης των εγκοίλων με τσιμέντο (b) και μετά την πλήρωση (c).

#### 5.1.4 Διάταξη γεωφώνων τύπου cross-hole

##### 5.1.4.1 Λήψη δεδομένων

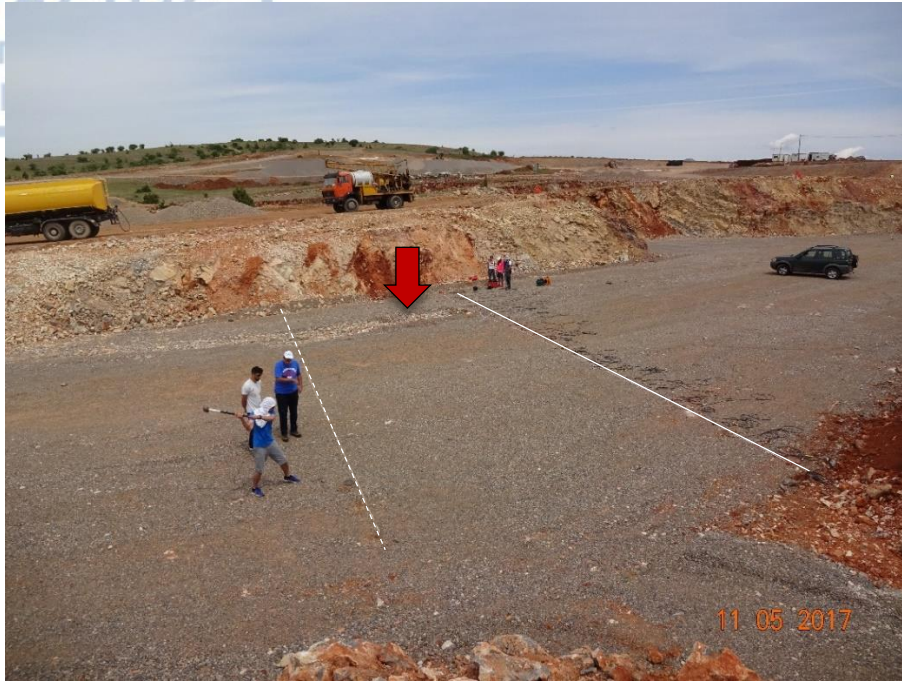
Πέρα της τυπικής εφαρμογής των σεισμικών μεθόδων κατά μήκος δισδιάστατων τομών, εφαρμόστηκε μια διαφορετική προσέγγιση στη μελέτη των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. 24 γεώφωνα τοποθετήθηκαν κατά μήκος του προφίλ L2 με ισαπόσταση ενός μέτρου. Τα σεισμικά πειράματα εκτελέστηκαν κατά μήκος δυο τομών παράλληλων στην L2. Συνολικά 22 πειράματα πραγματοποιήθηκαν κατά μήκος της γραμμής σε απόσταση 8.4 μέτρα δυτικά και 14.9 μέτρα ανατολικά της L2 (σχήμα 5.14).



**Σχήμα 5.14** Γεωμετρία διάταξης τύπου cross-hole για την τομή L2.

Η γεωμετρία της διάταξης επιλέχθηκε με σκοπό να συμπεριληφθούν εντός των ορίων της οι δυο δομές ενδιαφέροντος που προέκυψαν από τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής μεθόδου. Η πρώτη δομή αφορά το γνωστό έγκοιλο στο δυτικό τμήμα του κτηρίου το οποίο χαρτογραφείται με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (σχήμα 5.15). Η δεύτερη δομή αντιστοιχεί σε μια μάζα μεγάλων αντιστάσεων στο ανατολικό τμήμα του κτηρίου.

Στόχος αυτής της προσέγγισης ήταν η καταγραφή του χρόνου διαδρομής των κυμάτων από την κάθε πηγή στο πιο κοντινό γεώφωνο (κάθετη απόσταση μεταξύ δύο παράλληλων τομών) και η αξιοποίηση τυχόν καθυστερήσεων για την οριοθέτηση των καρστικών δομών.



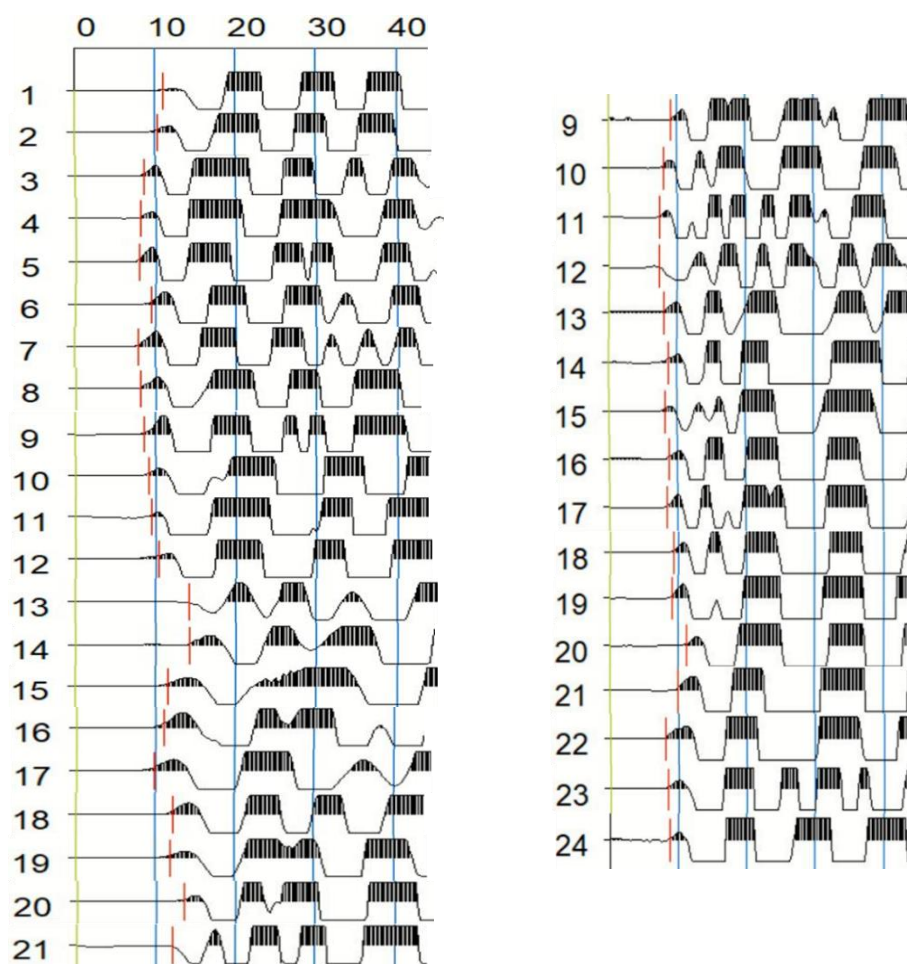
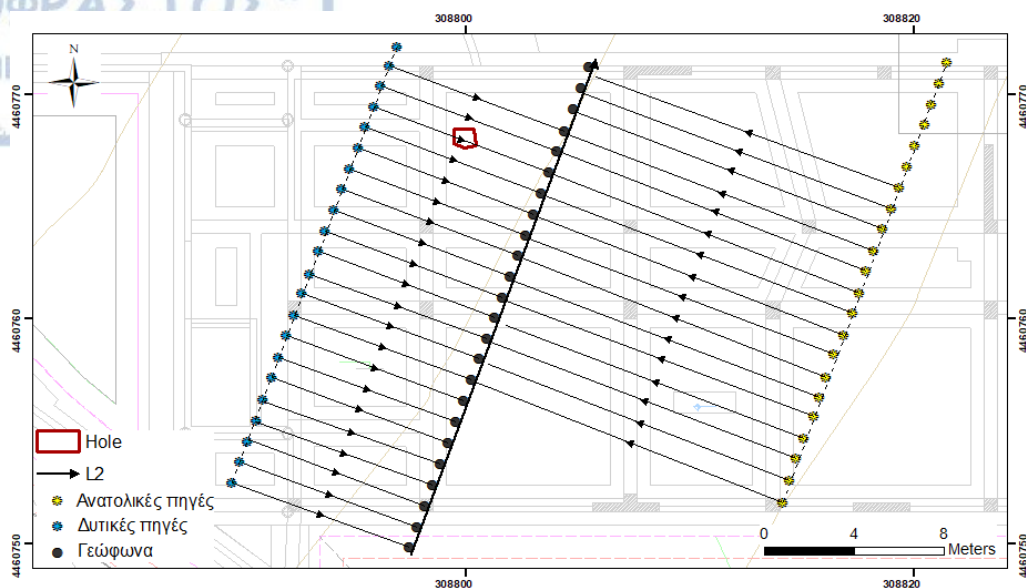
**Σχήμα 5.15** Εκτέλεση σεισμικών πειραμάτων κατά μήκος της τομής σε απόσταση 8.4 μέτρα δυτικά της L2. Το κόκκινο βέλος αντιστοιχεί στο κενό.

#### 5.1.4.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε σε δύο στάδια. Αρχικά προσδιορίστηκαν σε κάθε γεώφωνο οι πρώτες αφίξεις κυμάτων που δημιουργήθηκαν από συγκεκριμένες πηγές σύμφωνα με το σχήμα 5.16. Οι χρόνοι άφιξης χαρτογραφήθηκαν σε διάγραμμα απόστασης – χρόνου με στόχο τον προσδιορισμό χρονικών καθυστερήσεων.

Σε δεύτερη φάση έγινε αναγωγή των χρόνων διαδρομής σε ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων. Ο υπολογισμός των ταχυτήτων έγινε με τη παραδοχή ότι, λόγω της απόστασης, καταγράφονται απευθείας κύματα και πως κατ' επέκταση ισχύει η βασική σχέση  $u = x/t$ . Στο στάδιο αυτό λήφθηκε υπόψη η κατανομή των ταχυτήτων  $V_p$ , βάση της σεισμικής τομογραφίας, όπου τα πιθανά έγκοιλα εμφανίζονται με ταχύτητα  $\leq 0.8$  km/s. Η τιμή αυτή επιλέχθηκε ως το κατώτερο όριο ταχύτητας για τον χαρακτηρισμό ενός τμήματος ως καρστικοποιημένου.





**Σχήμα 5.16** Καταγραφή πρώτων αφίξεων χρησιμοποιώντας ορισμένη διάταξη πηγής-γεωφώνων στο πάνω σχήμα, και πρώτες αφίξεις των κυμάτων σε 21 γεώφωνα από πηγές στο δυτικό τμήμα (κάτω αριστερά) και πρώτες αφίξεις σε 16 γεώφωνα από πηγές στο ανατολικό τμήμα (κάτω δεξιά).

## 5.2 Γεωφυσική έρευνα στο χώρο στάθμευσης

Η γεωφυσική έρευνα στο χώρο στάθμευσης του κτηρίου Γ πραγματοποιήθηκε μετά τον εντοπισμό εγκοίλου σημαντικών διαστάσεων στη περιοχή (σχήμα 5.17). Η έρευνα είχε ως στόχο την οριοθέτηση της δομής αυτής σε έκταση και βάθος και την πιθανή συσχέτισή της με τη καρστικοποιημένη ζώνη του κτηρίου Γ.



**Σχήμα 5.17** Εντοπισμός εγκοίλου στο χώρο στάθμευσης ΝΑ του κτηρίου Γ.

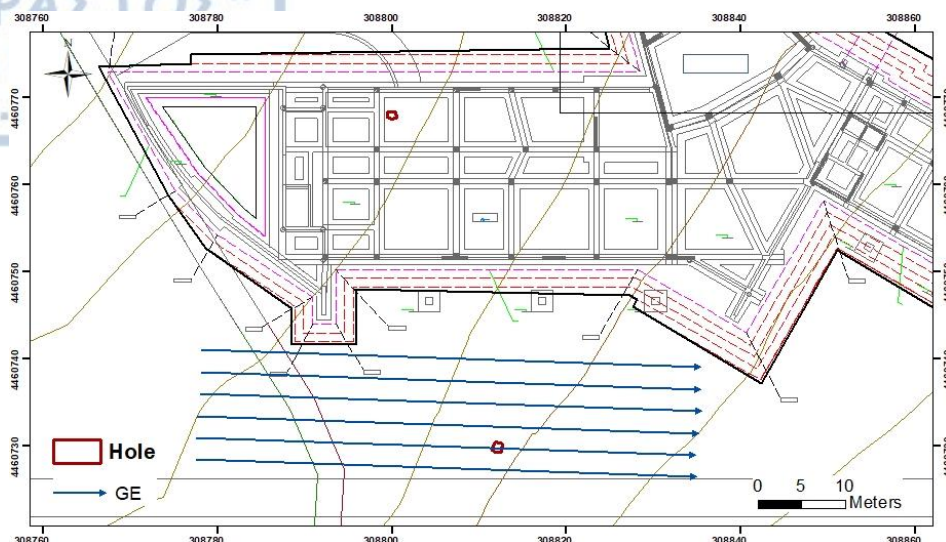
### 5.2.1 Ηλεκτρική τομογραφία

#### 5.2.1.1 Λήψη δεδομένων

Για τις μετρήσεις ηλεκτρικής τομογραφίας σχεδιάστηκε ο κάνναβος GE, 12.5x57.5 μέτρων, στον οποίο εκτελέστηκαν 6 παράλληλες τομογραφίες ανά 2.5 μέτρα και χρησιμοποιήθηκαν 24 ηλεκτρόδια με την ίδια ισαπόσταση (σχήμα 5.18).

Για τη λήψη των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε ο ίδιος εξοπλισμός, δηλαδή το όργανο μέτρησης SYSCAL Pro της εταιρίας Iris Instruments, κατάλληλα πολυκάναλα καλώδια και ηλεκτρόδια ατσαλιού.





**Σχήμα 5.18** Κάτοψη κτηρίου Γ και χώρου στάθμευσης και κάρναβος ηλεκτρικής τομογραφίας EG.

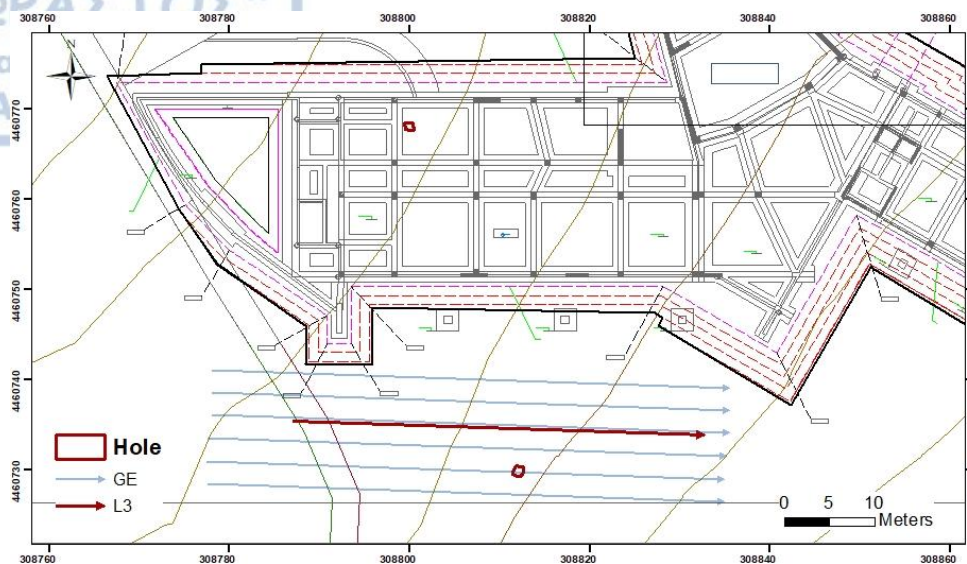
### 5.2.1.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε και σε αυτή τη περίπτωση με τα λογισμικά Prosys II, DC\_2DPro και RES3DINV. Ειδικότερα, το λογισμικό Prosys II χρησιμοποιήθηκε στη προεπεξεργασία των δεδομένων, ενώ η δισδιάστατη και τρισδιάστατη αντιστροφή έγιναν με τα λογισμικά DC\_2DPro και RES3DINV, αντίστοιχα, αφού πρώτα καθορίστηκαν οι βασικές παράμετροι του αρχικού γεωηλεκτρικού μοντέλου και επιλέχθηκαν οι παράμετροι αντιστροφής.

## 5.2.2 Σεισμική τομογραφία διάθλασης

### 5.2.2.1 Λήψη δεδομένων

Το σεισμικό προφίλ L3 τοποθετήθηκε παράλληλα με τις ηλεκτρικές τομογραφίες και συγκεκριμένα με το 3<sup>ο</sup> ηλεκτρικό προφίλ, ώστε να είναι δυνατή η άμεση συσχέτιση των αποτελεσμάτων (σχήμα 5.19). Ο αρχικός προγραμματισμός της έρευνας προέβλεπε την καταγραφή και επεξεργασία επιφανειακών κυμάτων και για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν γεώφωνα και παράμετροι καταγραφής που συνήθως αντιστοιχούν στην εφαρμογή της μεθόδου MASW.



**Σχήμα 5.19** Κάτοψη χώρου στάθμευσης – κτηρίου Γ και σεισμικό προφίλ L3.

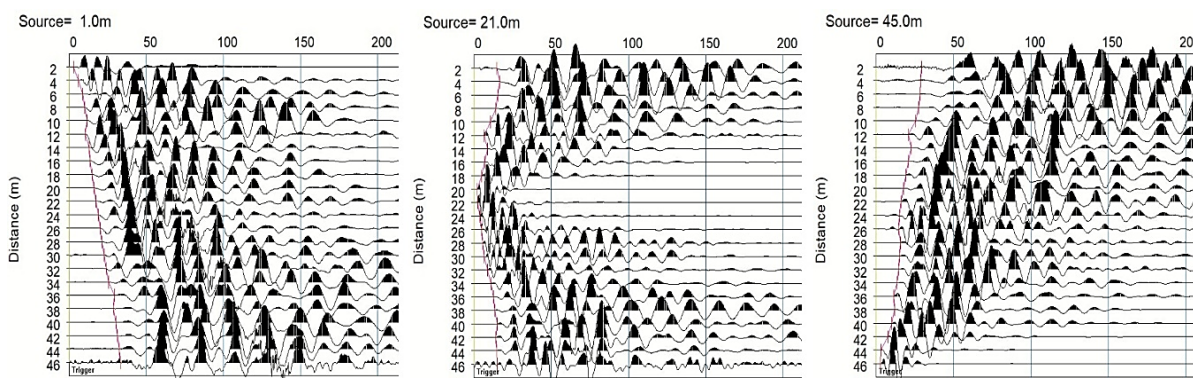
Χρησιμοποιήθηκαν 23 γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4.5 Hz τα οποία κατανεμήθηκαν ανά 2 μέτρα. Η σεισμική πηγή ήταν σφυρί 10 kg και εκτελέστηκαν συνολικά 27 καταγραφές, μετακινώντας τη πηγή κατά μήκος του αναπτύγματος των γεωφώνων. Η καταγραφή των δεδομένων έγινε με το σειсмоγράφο STRATAVIEW της Geometrics με διάρκεια καταγραφής 1024 ms και βήμα καταγραφής 0.250 ms (σχήμα 5.20).



**Σχήμα 5.20** Εκτέλεση σεισμικού πειράματος κατά μήκος του προφίλ L3 και όργανο καταγραφής STRATAVIEW. Το κόκκινο βέλος αντιστοιχεί στο κενό.

#### 5.2.2.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε κατ' αντιστοιχία με αυτή του σεισμικού προφίλ L1. Οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων προσδιορίστηκαν με το πρόγραμμα Pickwin του SeisImager και δημιουργήθηκε το αρχείο με το σύνολο των αφίξεων σε κάθε γεώφωνο για κάθε καταγραφή (σχήμα 5.21).



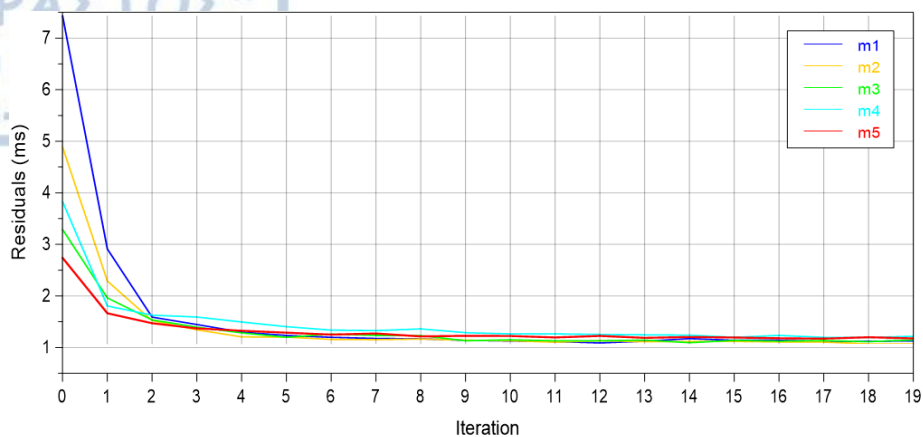
**Σχήμα 5.21** Σεισμικές καταγραφές και επιλογή πρώτων αφίξεων για 3 σεισμικές πηγές, στην αρχή (1m), μέση (21m) και τέλος (45m) της τομής L3.

Η αντιστροφή πραγματοποιήθηκε με τον κώδικα PROFIT. Για την επιλογή του αρχικού μοντέλου ταχυτήτων ορίστηκαν εκ νέου 5 μοντέλα (πίνακας 5.2), τα οποία προσεγγίζουν τις ταχύτητες του υπεδάφους βάση των καμπύλων χρόνων διαδρομής του προφίλ L3. Το μοντέλο m5 είχε τη μικρότερη απόκλιση από τα πραγματικά δεδομένα, με τιμή 2.7ms (σχήμα 5.22) και χρησιμοποιήθηκε στην αντιστροφή (σχήμα 5.23). Για την αντιστροφή των δεδομένων του προφίλ L3 επιλέχθηκαν οι τιμές SM=4 και REG=1 για τις παραμέτρους εξομάλυνσης και σταθερότητας, αντίστοιχα.

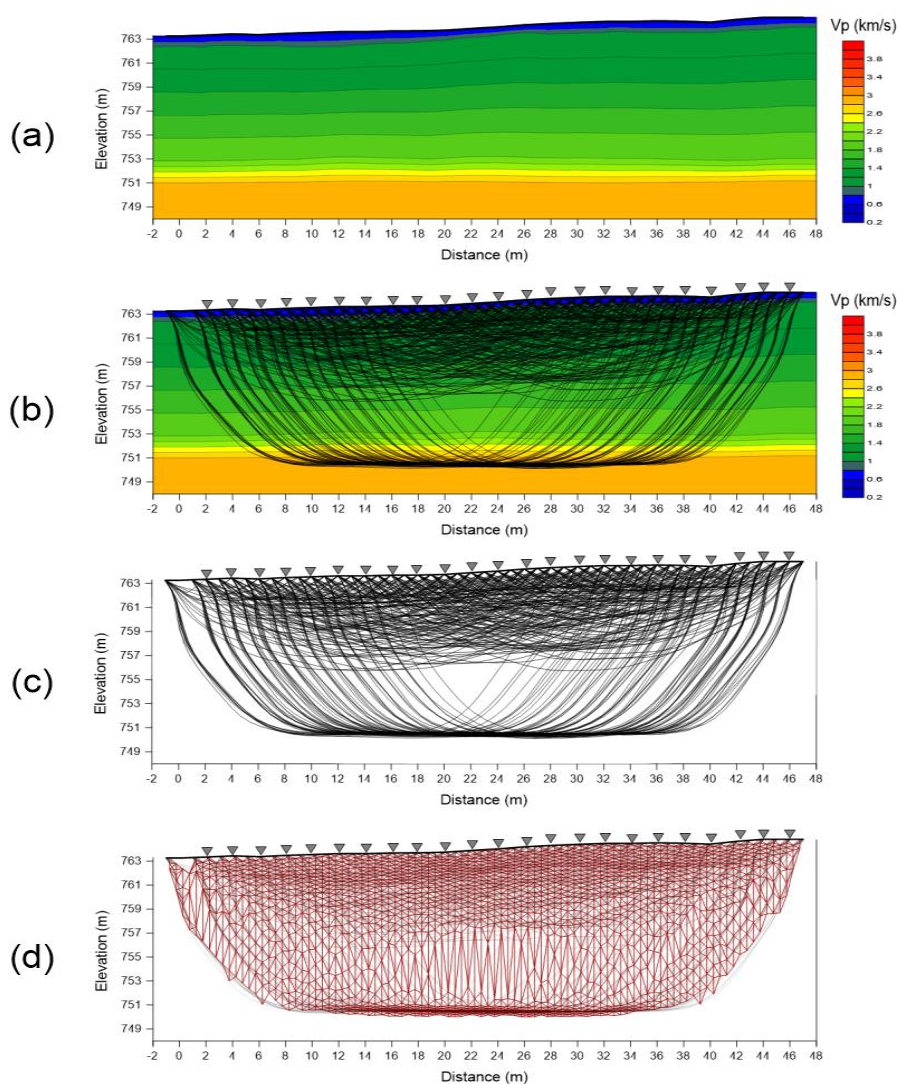
**Πίνακας 5.2** Αρχικά μοντέλα ταχυτήτων για το σεισμικό προφίλ L3.

| Μοντέλο m1 |                 | Μοντέλο m2 |                 | Μοντέλο m3 |                 | Μοντέλο m4 |                 | Μοντέλο m5 |                 |
|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|------------|-----------------|
| Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) | Βάθος (m)  | Ταχύτητα (km/s) |
| 2          | 0.5             | 1          | 0.5             | 1          | 0.5             | 0.5        | 0.5             | 1          | 1.0             |
| 5          | 1.2             | 5          | 1.4             | 3          | 1.4             | 4          | 2.5             | 11         | 2.0             |
| 10         | 2.0             | 10         | 2.5             | 6.5        | 2.5             | 15         | 3.6             | 15         | 3.0             |
| 15         | 2.5             | 15         | 3.0             | 15         | 3.4             |            |                 |            |                 |





**Σχήμα 5.22** Διάγραμμα απόκλισης των χρόνων διαδρομής για 5 αρχικά μοντέλα ταχυτήτων από τα πραγματικά δεδομένα του προφίλ L3.



**Σχήμα 5.23** Κύρια στάδια επεξεργασίας βάση του κώδικα PROFIT για τη τομή L3: (α) ορισμός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων, (b-c) ιχνηλάτηση των σεισμικών ακτινών, (d) καθορισμός διαστάσεων πλέγματος αντιστροφής.

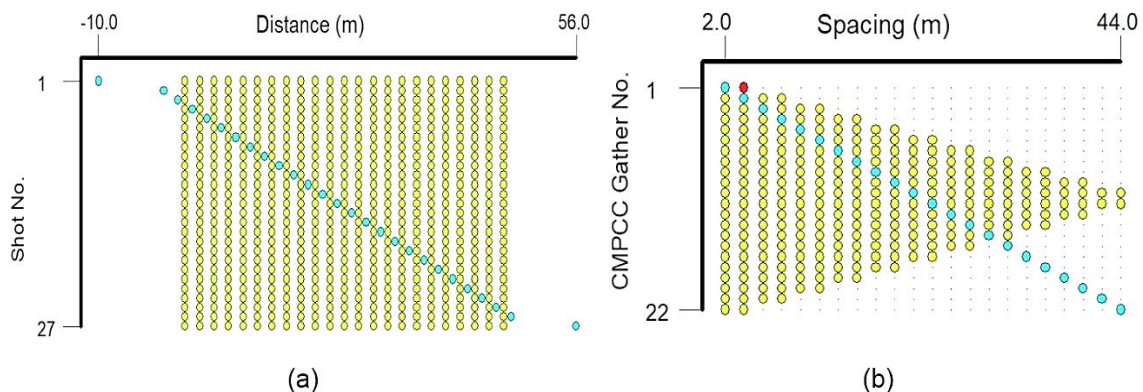
### 5.2.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων

#### 5.2.3.1 Λήψη δεδομένων

Στην ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε το ίδιο σύνολο δεδομένων με αυτό που χρησιμοποιήθηκε στη μέθοδο της διάθλασης. Η διάταξη πηγής – γεωφώνων, ο εξοπλισμός και οι παράμετροι καταγραφής είναι αυτοί που περιεγράφηκαν στο κεφάλαιο 5.2.2.1.

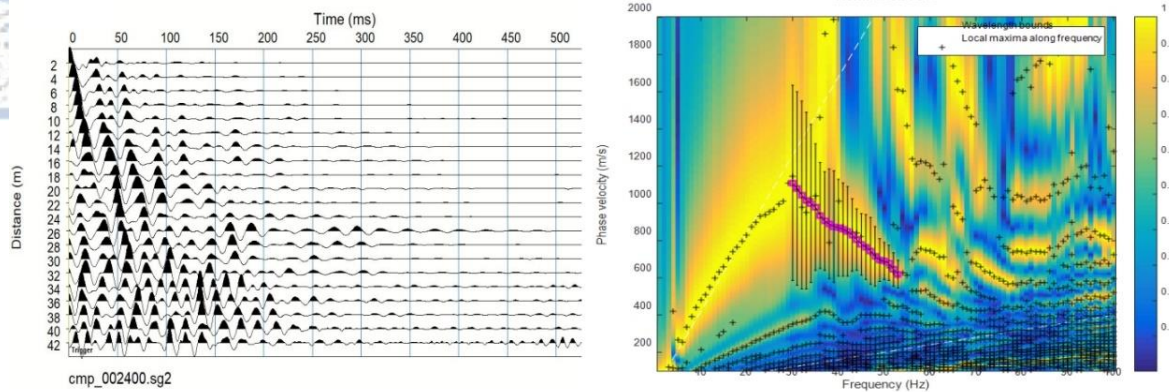
#### 5.2.3.2 Επεξεργασία

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με τα λογισμικά SeisImager και kriSIS. Τα βήματα επεξεργασίας είναι αντίστοιχα με αυτά της επεξεργασίας των επιφανειακών κυμάτων του προφίλ L1. Αρχικά ορίστηκε η διάταξη πηγών-γεωφώνων, έγινε αναδιάταξη των καταγραφών σε θέσεις κοινού ενδιαμέσου σημείου ανά 2 μέτρα (σχήμα 5.24), προσδιορίστηκαν οι καμπύλες διασποράς για κάθε ενδιαμέσο σημείο στο πεδίο συχνότητας – ταχύτητας φάσης (σχήμα 5.25) και τέλος πραγματοποιήθηκε αντιστροφή για συνολικά 20 καμπύλες (σχήμα 5.26).

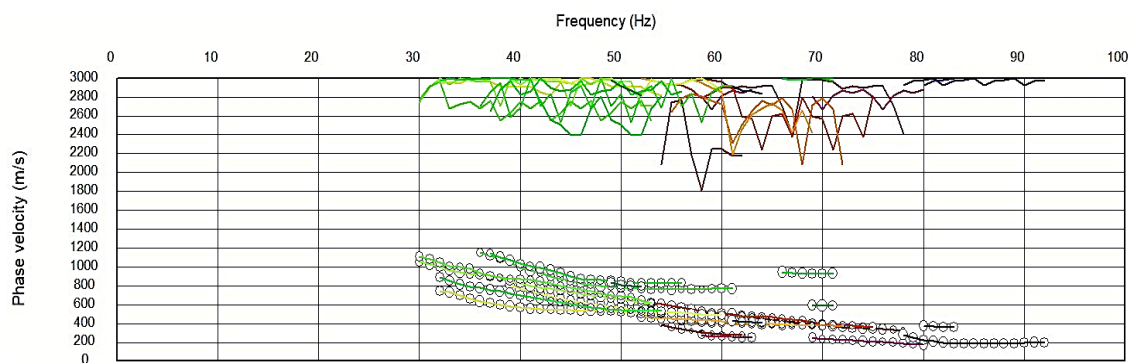


**Σχήμα 5.24** Γεωμετρία διάταξης πηγής – γεωφώνων (a) και αναδιάταξη των καταγραφών σε κοινό ενδιαμέσο σημείο ανά 2 μέτρα (b).





**Σχήμα 5.25** Καταγραφές που αντιστοιχούν σε κοινό ενδιάμεσο σημείο στα 24 μέτρα (αριστερά) και η αντίστοιχη καμπύλη διασποράς (δεξιά).



**Σχήμα 5.26** Καμπύλες διασποράς για τη σεισμική τομή L3.

## 6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΕΡΜΗΝΕΙΑ

Στο παρόν κεφάλαιο παρατίθενται τα αποτελέσματα και η ερμηνεία της γεωφυσικής έρευνας. Αρχικά παρουσιάζονται τα αποτελέσματα κάθε μεθόδου ξεχωριστά και στη συνέχεια η συγκριτική ερμηνεία σε ότι αναφορά τον εντοπισμό καρστικών δομών στις δύο θέσεις ενδιαφέροντος. Τέλος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της έρευνας που πραγματοποιήθηκε σε μεταγενέστερο στάδιο με στόχο την παρακολούθηση της εξυγίανσης του ασβεστόλιθου στο κτήριο Γ.

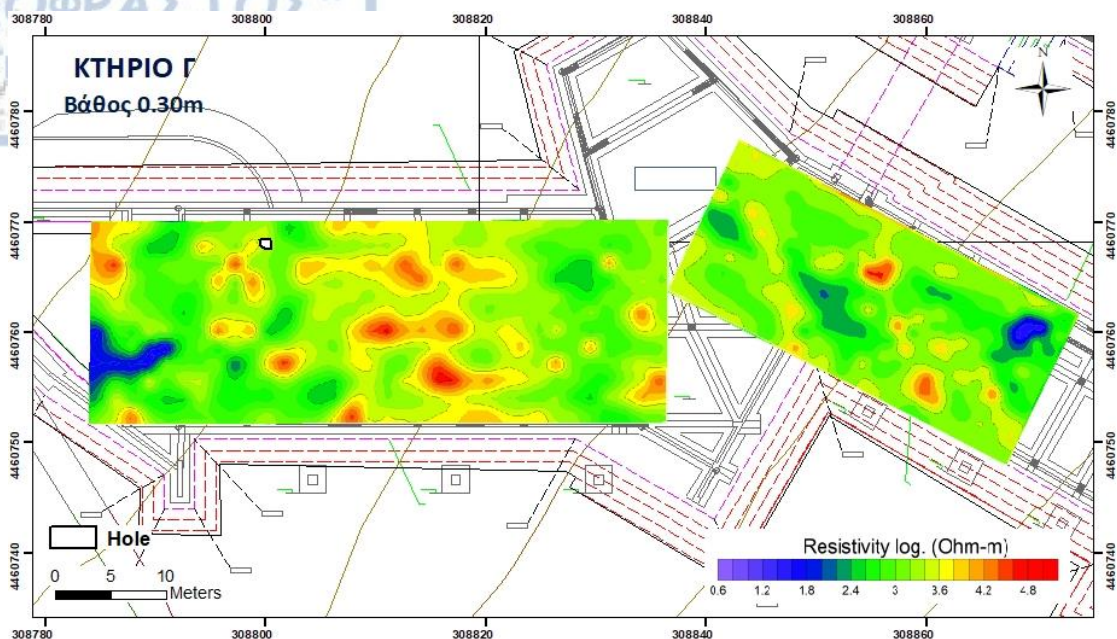
### 6.1 Εντοπισμός καρστικών δομών – κτήριο Γ

Τα αποτελέσματα της έρευνας στο κτήριο Γ επιβεβαίωσαν την παρουσία καρστικών δομών στη περιοχή. Το έγκοιλο, που αποτέλεσε και την αφορμή διεξαγωγής της έρευνας, εμφανίζεται ως δομή ενδιαφέροντος τόσο στις ηλεκτρικές, όσο και τις σεισμικές μεθόδους ενώ προκύπτουν επιπλέον δομές οι οποίες καθιστούν απαραίτητη τη συνδυαστική ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

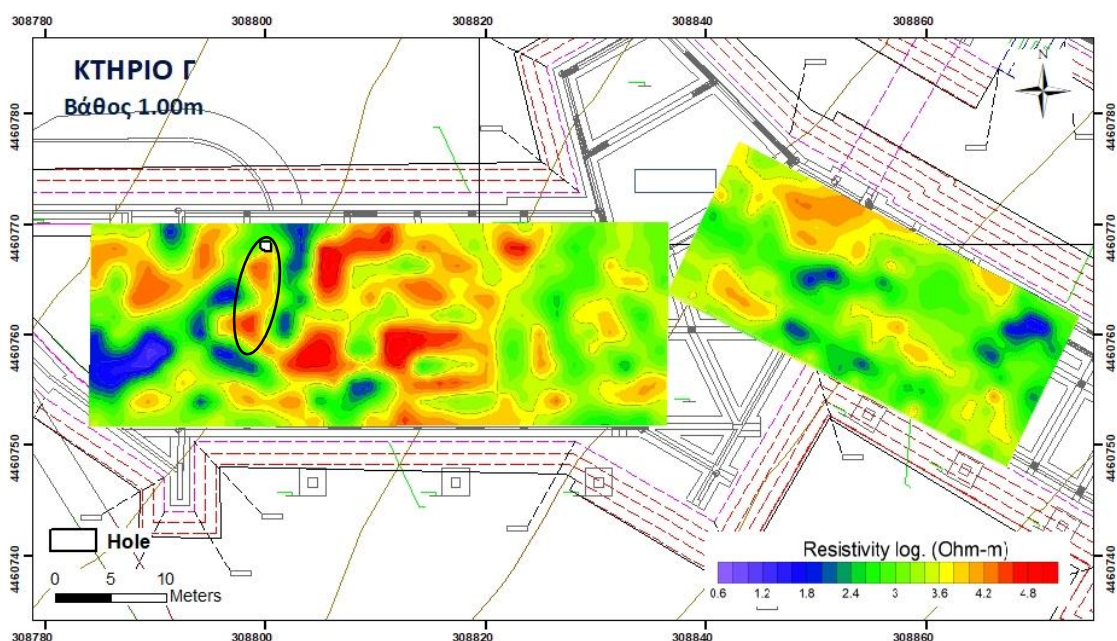
#### 6.1.1 Ηλεκτρική τομογραφία

Η εφαρμογή της μεθόδου ηλεκτρικής τομογραφίας στο κτήριο Γ έγινε με τέτοιο τρόπο ώστε να είναι δυνατή η τρισδιάστατη αντιστροφή του συνόλου των δεδομένων και η απόδοση ενός τρισδιάστατου γεωηλεκτρικού μοντέλου του υπεδάφους. Στο Σχήμα 6.8 απεικονίζεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο που αντιστοιχεί στους καννάβους EAG1 και EAG2. Ο όγκος που εμφανίζεται με κόκκινο χρώμα αντιστοιχεί σε περιοχές με αντίσταση μεγαλύτερη των 8000 Ohm.m.

Η κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης σε διαφορετικά βάθη παρουσιάζεται σε μορφή οριζοντιογραφιών. Κοντά στην επιφάνεια δεν παρατηρείται κάτι ιδιαίτερο όπως είναι αναμενόμενο (σχήμα 6.1). Οι δομές ενδιαφέροντος διαμορφώνονται από το βάθος του 1 μέτρου, όπου οριοθετούνται περιοχές μεγάλων αντιστάσεων σε τρεις θέσεις: στη θέση της επιφανειακής εκδήλωσης του εγκοίλου, σε θέση δυτικά αυτού και στο κεντρικό τμήμα των καννάβων EAG1&2 (σχήμα 6.2).



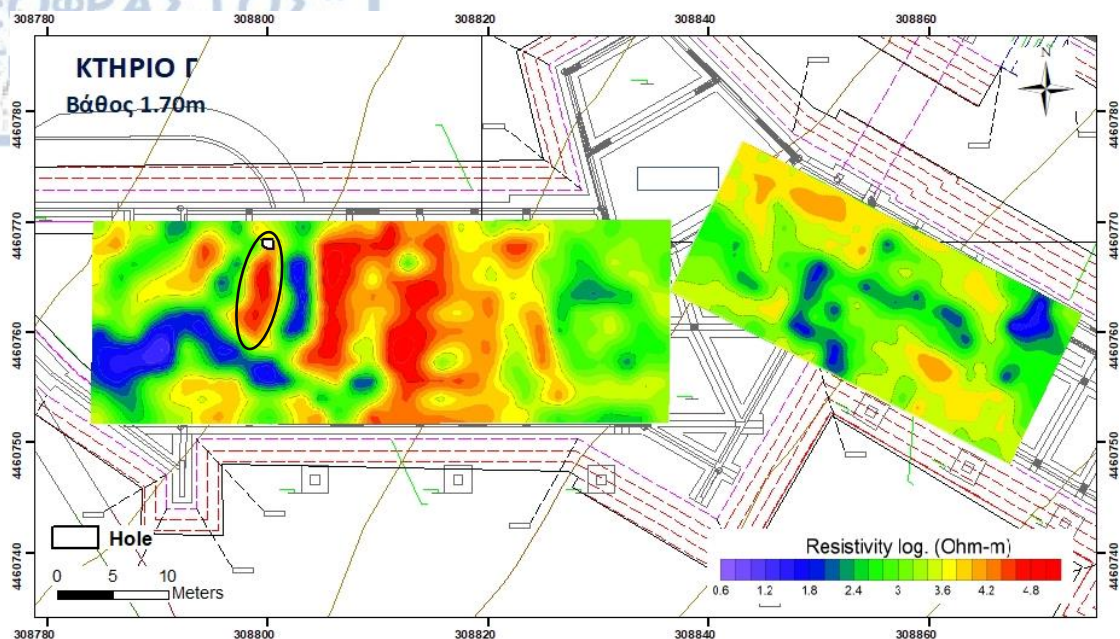
**Σχήμα 6.1** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 0.3 μέτρων (κτήριο Γ).



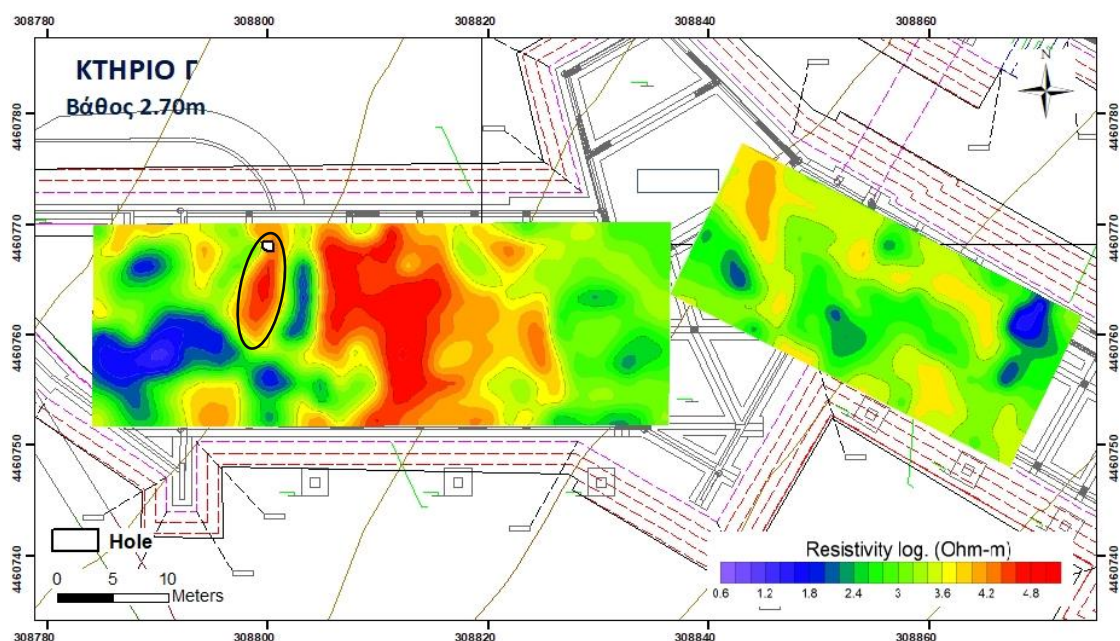
**Σχήμα 6.2** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 1.0 μέτρου (κτήριο Γ). Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο.

Στα 2 μέτρα βάθος είναι ξεκάθαρη η οριοθέτηση μιας επιμήκους αντιστατικής δομής δίπλα στο γνωστό έγκοιλο, η οποία είναι εμφανής έως το βάθος των 4 μέτρων (σχήμα 6.3, 6.4 & 6.5). Το έγκοιλο εμφανίζεται επίμηκες με διεύθυνση ΒΒΑ-ΝΝΔ σε απόσταση 15 μέτρων κατά μήκος του άξονα με διεύθυνση Α-Δ.





**Σχήμα 6.3** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 1.7 μέτρων (κτήριο Γ). Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο.

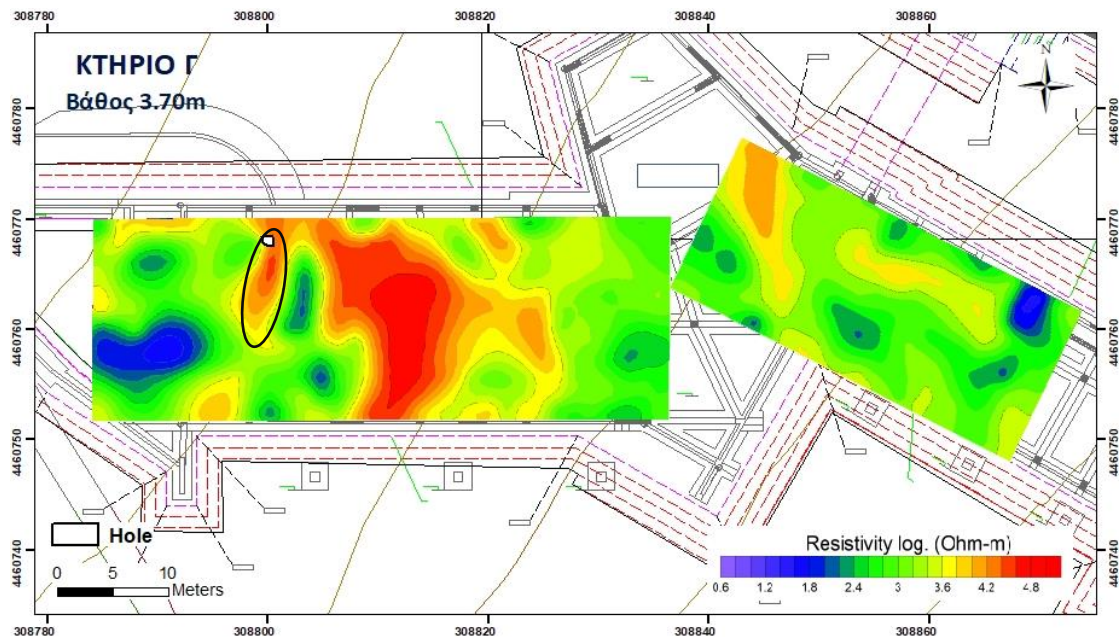


**Σχήμα 6.4** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 2.7 μέτρων (κτήριο Γ). Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο.

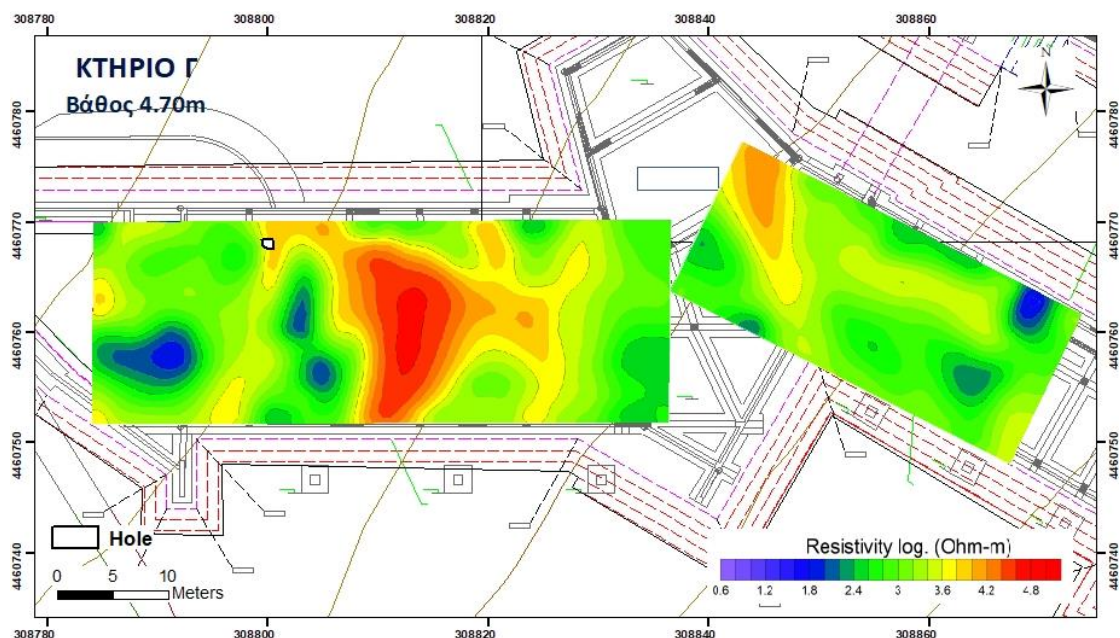
Το κεντρικό τμήμα παρουσιάζει πολύ ψηλές τιμές αντίστασης από τα πρώτα επιφανειακά τμήματα έως το βάθος των 6 μέτρων όπου σταδιακά εμφανίζεται με πιο περιορισμένες διαστάσεις (σχήμα 6.3 έως 6.7). Η δομή αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς πρόκειται είτε για συμπαγές πέτρωμα, το οποίο όμως εμφανίζει



τιμές αντίστασης μεγαλύτερες των εγκοίλων, είτε για ένα υπόγειο σπήλαιο πολύ μεγάλων διαστάσεων.



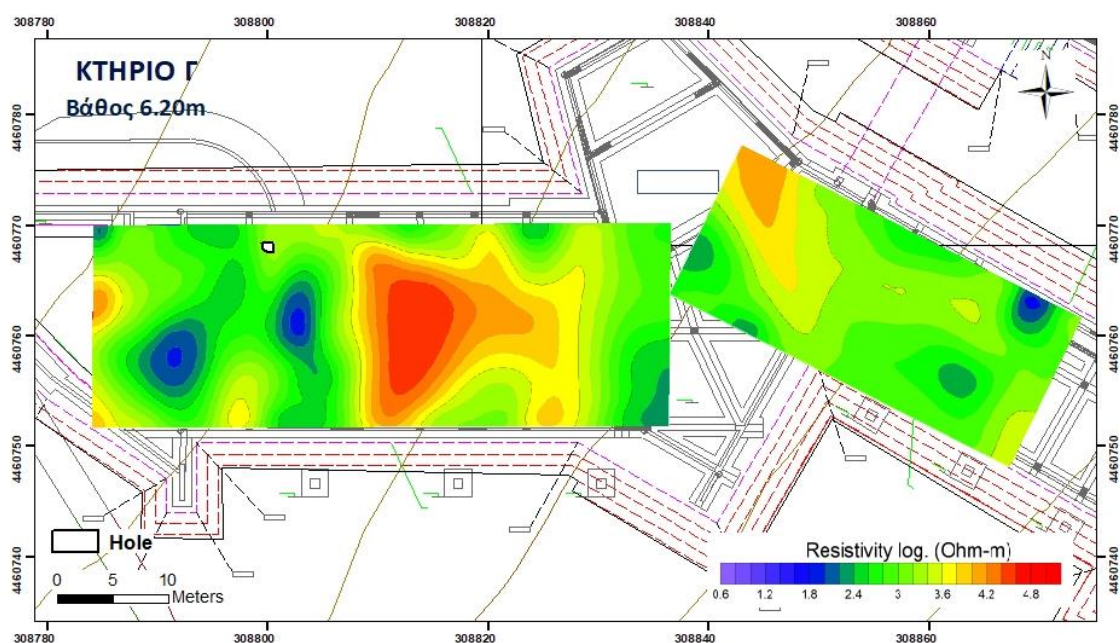
**Σχήμα 6.5** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 3.7 μέτρων (κτήριο Γ). Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο.



**Σχήμα 6.6** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 4.7 μέτρων (κτήριο Γ).

Στο δυτικό τμήμα των καννάβων EAG1&2 παρατηρούνται περιοχές με αντιστάσεις μικρότερες των 100 Ohm.m, οι οποίες πιθανά σχετίζονται με τη παρουσία αργλικών

υλικών. Οι περιοχές αυτές έχουν μεγαλύτερη έκταση μέχρι το βάθος των 3 μέτρων και περιορίζονται αρκετά σε μεγαλύτερο βάθος. Στην ίδια περιοχή εντοπίζονται, επίσης, δομές σχετικά υψηλών αντιστάσεων μέχρι το βάθος των 3 μέτρων, σε απόσταση 5 μέτρων δυτικά και 14 μέτρων νοτιοδυτικά του επιφανειακού κενού (σχήμα 6.3 & 6.4). Οι δομές αυτές, παρότι δεν χαρακτηρίζονται από αρκετά υψηλές τιμές αντίστασης, συνδέονται με το ευρύτερο καρστικό σύστημα της περιοχής, όπως προκύπτει από τα δεδομένα των γεωτρήσεων (βλ. υποκεφάλαιο 6.1.5 στη συνέχεια).



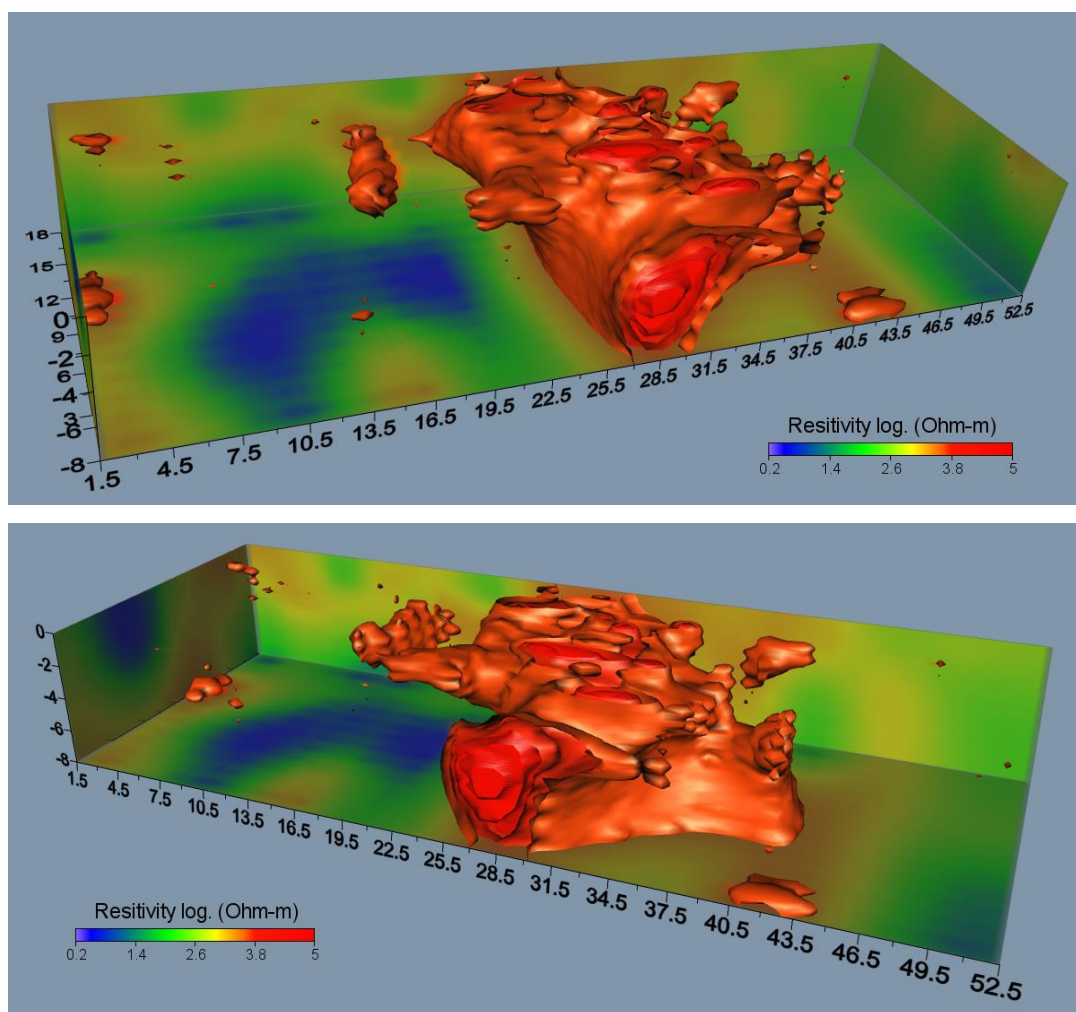
**Σχήμα 6.7** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 6.2 μέτρων (κτήριο Γ).

Σε ότι αφορά τον κάνναβο EAG3, δεν προκύπτει κάποια δομή ενδιαφέροντος. Η αντιστατική δομή στο βορειοδυτικό τμήμα δεν χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα μεγάλη τιμή αντίστασης, ενώ λόγω της θέσης της, στα όρια του καννάβου, δεν λαμβάνεται υπόψη την ερμηνεία. Επιπλέον, βάση των δεδομένων των γεωτρήσεων, τα έγκοιλα εντοπίζονται σε βάθος μεγαλύτερο των 6.5 μέτρων, το οποίο είναι μεγαλύτερο από το βάθος διασκόπησης.

Τα ασβεστολιθικά πετρώματα χαρακτηρίζονται από ένα μεγάλο εύρος ηλεκτρικών αντιστάσεων το οποίο κυμαίνεται από 50 έως 10.000.000 Ohm.m. Η τιμή της αντίστασης εξαρτάται από αρκετούς παράγοντες όπως η χημική σύσταση, η ηλικία, η συνεκτικότητα και ο τεκτονισμός του πετρώματος. Η τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης μεταβάλλεται σε μεγάλο βαθμό όταν ο ασβεστόλιθος είναι



καρστικοποιημένος. Πέρα της παρουσίας εγκοίλων τα οποία εμφανίζονται ως ξεχωριστά σώματα ψηλότερης ή χαμηλότερης αντίστασης μέσα στο σχηματισμό, η χημική διάβρωση μπορεί να δημιουργήσει μικρο-ασυνέχειες στη μάζα του πετρώματος. Οι ασυνέχειες αυτές εμφανίζονται με τη μορφή διακλάσεων, ρωγματώσεων ή ρηγμάτων και επηρεάζουν τη συνολική απόκριση του σχηματισμού στη διάδοση του ηλεκτρικού ρεύματος ανάλογα με την έκταση, την πυκνότητα και το υλικό πλήρωσής τους.



**Σχήμα 6.8** Τρισδιάστατο γεωηλεκτρικό μοντέλο των καννάβων EAG1&2. Οι δομές που απεικονίζονται έχουν αντίσταση  $>8.000 \text{ Ohm.m}$ .

Στο γεωηλεκτρικό μοντέλο του κτηρίου Γ παρατηρούνται δυο κύριες αντιστατικές δομές (σχήμα 6.8). Η πρώτη δομή αντιστοιχεί στο γνωστό έγκοιλο και χαρακτηρίζεται από τιμές αντίστασης 8.000 έως 16.000  $\text{Ohm.m}$ . Το έγκοιλο εμφανίζεται επίμηκες με

διεύθυνση BBA-NNΔ και διαστάσεις 7m μήκος, 2m πλάτος και 4m βάθος. Οι επιπλέον αντιστατικές δομές που παρατηρήθηκαν στο δυτικό τμήμα των καννάβων δεν απεικονίζονται καθώς χαρακτηρίζονται από αντίσταση μικρότερη του ορίου που χρησιμοποιήθηκε για την τρισδιάστατη απεικόνιση.

Η δεύτερη δομή έχει πολύ μεγαλύτερες διαστάσεις, ενώ οι τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης φτάνουν τα 40.000 Ohm.m. Τόσο οι διαστάσεις όσο και οι πολύ ψηλές τιμές της αντίστασης, μεγαλύτερες από αυτές του διαπιστωμένου εγκοίλου, δημιούργησαν προβληματισμό στην ερμηνεία της δομής.

Οι διαστάσεις της μάζας αυτής σε συνδυασμό με την μορφή του ασβεστόλιθου στην επιφάνεια προϋδεάζουν για ένα πολύ συμπαγή σχηματισμό. Η επαφή του σχηματισμού αυτού με τον γειτονικό ασβεστόλιθο, ο οποίος εμφανίζεται άκρως καρστικοποιημένος και με παρουσία αργιλικών υλικών εξηγούν εν μέρει τη μεγάλη αντίθεση στις τιμές της αντίστασης. Παρ' ότι ο αντιστατικός σχηματισμός ερμηνεύεται ως συμπαγές πέτρωμα δεν αποκλείεται η παρουσία ενός συστήματος διακλάσεων, το οποίο έχει ως αποτέλεσμα την περεταίρω αύξηση της αντίστασης του σχηματισμού.

Σε αυτό το σημείο γίνεται αντιληπτή η δυσκολία ερμηνείας και εξαγωγής αξιόπιστων συμπερασμάτων βασιζόμενοι μόνο σε μια μέθοδο. Το 'πρόβλημα' στη προκειμένη περίπτωση είναι ο εντοπισμός δύο διαφορετικών δομών, ενός εγκοίλου και ενός βραχώδους σχηματισμού, οι οποίες είναι διαφορετικής φύσεως συμπεριφέρονται όμως με τον ίδιο τρόπο στη διάδοση του ρεύματος. Ως αποτέλεσμα προκύπτουν δυο αντιστατικά σώματα τα οποία όμως ερμηνεύονται με διαφορετικά κριτήρια.

Βάση των παραπάνω προκύπτουν αρκετά ερωτηματικά σχετικά με την αποτελεσματικότητα της ηλεκτρικής μεθόδου και τη δυνατότητα εντοπισμού εγκοίλων σε ένα αντιστατικό περιβάλλον.

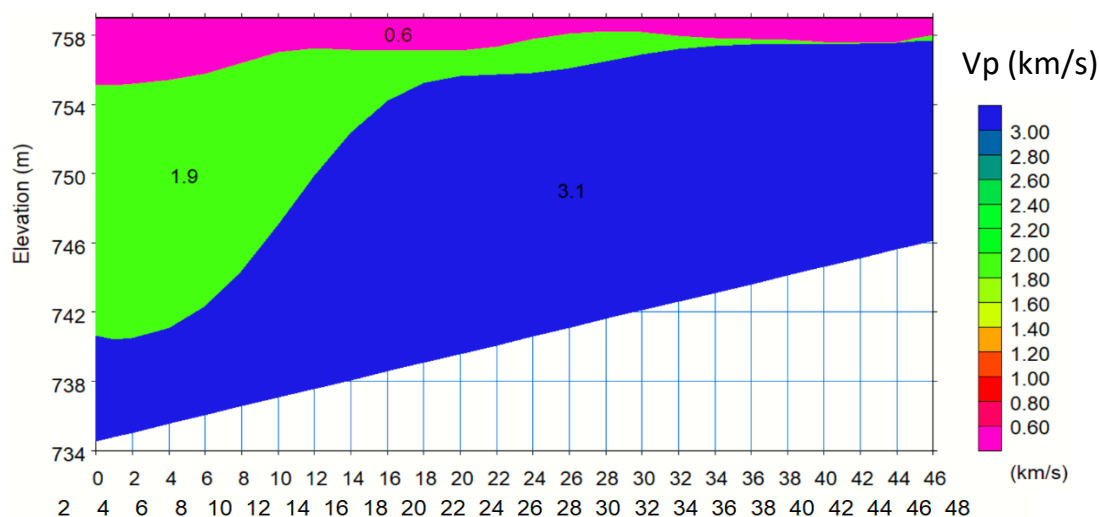


### 6.1.2 Σεισμική τομογραφία διάθλασης

Η σεισμική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος δισδιάστατης τομής η θέση της οποίας επιλέχθηκε έτσι ώστε να τέμνει και τις δυο αντιστατικές δομές. Στόχος ήταν ο καθορισμός ενός μοντέλου ταχυτήτων του υπεδάφους, ο εντοπισμός δομών χαμηλής ταχύτητας που σχετίζονται με έγκοιλα και η αποσαφήνιση των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής μεθόδου.

#### 6.1.2.1 Μοντελοποίηση δεδομένων διάθλασης

Όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενο κεφάλαιο η μέθοδος της διάθλασης έχει αρκετούς περιορισμούς. Η εφαρμογή της στην έρευνα καρστικών δομών είναι απαγορευτική, καθώς τα έγκοιλα λειτουργούν ως ζώνες χαμηλής ταχύτητας καθιστώντας τον εντοπισμό τους έως και αδύνατο. Στο σχήμα 6.9 παρουσιάζεται το μοντέλο ταχυτήτων που προκύπτει από την 'τυπική' εφαρμογή της μεθόδου. Η καρστικοποιημένη ζώνη εμφανίζεται με μικρότερη ταχύτητα συγκριτικά με το υπόλοιπο προφίλ, χωρίς όμως να υπάρχουν σαφείς ενδείξεις για κάποιο έγκοιλο.

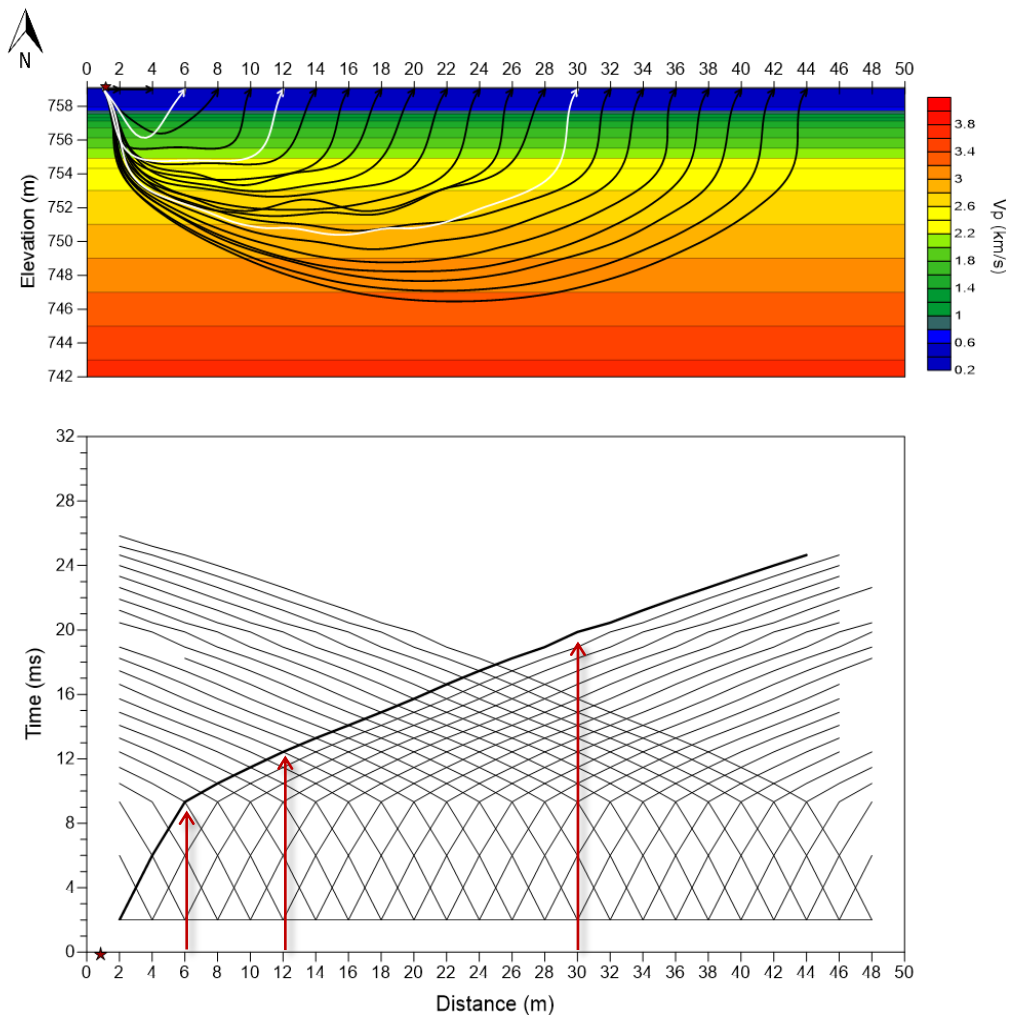


**Σχήμα 6.9** Μοντέλο διάθλασης κατά μήκος του προφίλ L1.

Αντιθέτως η σεισμική τομογραφία έχει αποδειχθεί αποτελεσματική σε αρκετές περιπτώσεις απεικονίζοντας πολύπλοκα μοντέλα ταχυτήτων. Ο εντοπισμός εγκοίλων βέβαια δεν είναι εγγυημένος καθώς η μέθοδος μπορεί να εντοπίσει τοπικές ανωμαλίες ταχυτήτων υπό προϋποθέσεις (Sheehan et al., 2005a). Για το λόγο αυτό

δημιουργήθηκαν συνθετικά μοντέλα ταχυτήτων με σκοπό την αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας της μεθόδου στην ανίχνευση εγκοίλων στη παρούσα μελέτη.

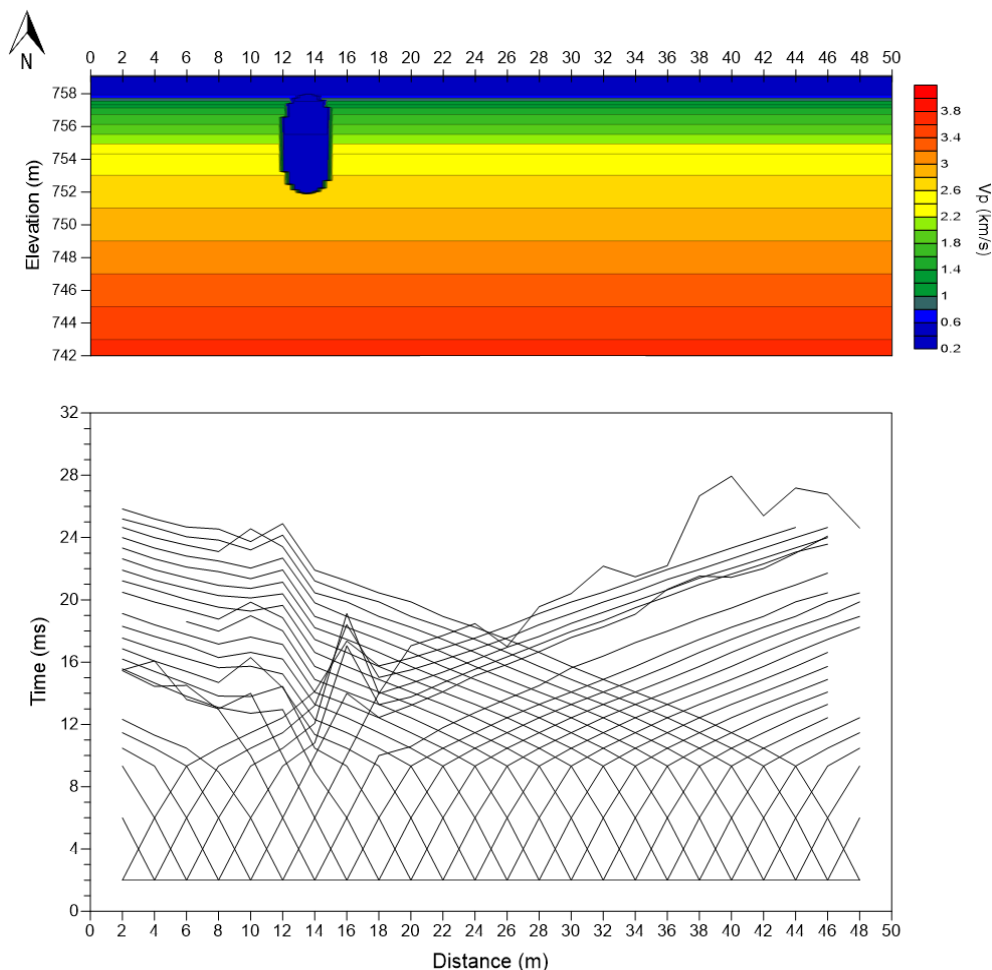
Αρχικά χρησιμοποιήθηκε ένα μοντέλο με οριζόντια στρωματογραφία και ομαλή αύξηση της ταχύτητας με το βάθος ως σημείο αναφοράς για τη σύγκριση με πιο σύνθετα μοντέλα. Η επιλογή των ταχυτήτων βασίστηκε, εν μέρει, στις τιμές των ταχυτήτων που προέκυψαν από το σχήμα 6.9, επιλέγοντας όμως ένα μεγαλύτερο εύρος τιμών από 0.2 έως 4.0 km/s. Η θέση του εγκοίλου και το μοντέλο με πλευρική μεταβολή της ταχύτητας ορίστηκαν βάση των επιφανειακών παρατηρήσεων, καθώς και των δεδομένων των γεωτρήσεων.



**Σχήμα 6.10** Μοντέλο ταχυτήτων με οριζόντια στρωματογραφία και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής. Στο μοντέλο ταχυτήτων απεικονίζονται οι σεισμικές ακτίνες που αντιστοιχούν στη πηγή στο 1<sup>ο</sup> μέτρο της τομής L1.

Οι καμπύλες που αντιστοιχούν στο οριζόντιο μοντέλο ταχυτήτων είναι όπως αναμένεται ομαλές. Παρατηρώντας ενδεικτικά την καμπύλη που αντιστοιχεί στη πηγή στο 1<sup>ο</sup> μέτρο παρατηρούμε ότι: (α) τα διαθλώμενα κύματα καταγράφονται σε απόσταση 5 μέτρων από τη πηγή και (β) η κλίση της καμπύλης μεταβάλλεται ομαλά καθώς αυξάνεται η ταχύτητα διάδοσης με το βάθος (σχήμα 6.10).

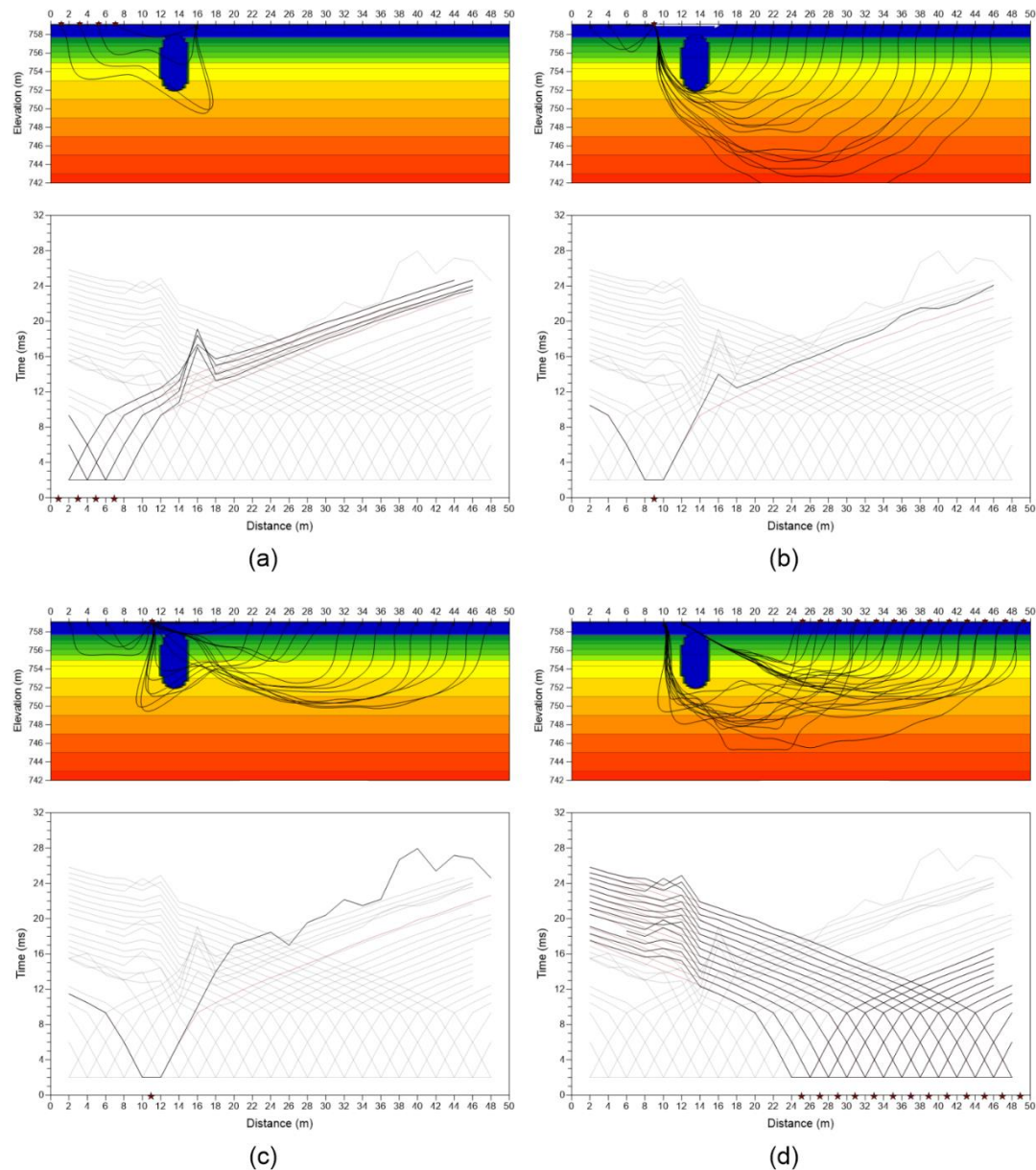
Το επόμενο βήμα ήταν η προσομοίωση ενός εγκοίλου ως σώμα με διαστάσεις 3x6 μέτρα και ταχύτητα 0.6 km/s. Η επίδραση του σώματος χαμηλής ταχύτητας είναι εμφανής στις καμπύλες χρόνων διαδρομής, καθώς και στη διαδρομή που ακολουθούν οι σεισμικές ακτίνες (σχήμα 6.11). Οι καθυστερήσεις στους χρόνους άφιξης είναι εντονότερες στα γεώφωνα δίπλα στο σώμα χαμηλής ταχύτητας.



**Σχήμα 6.11** Μοντέλο ταχυτήτων με οριζόντια στρωματογραφία και σώμα χαμηλής ταχύτητας και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής.

Σημαντικές καθυστερήσεις παρατηρούνται στο 8<sup>ο</sup> γεώφωνο (δίπλα και ανατολικά του εγκοίλου) στις καμπύλες που αντιστοιχούν σε πηγές στο 1<sup>ο</sup>, 3<sup>ο</sup>, 5<sup>ο</sup> και 7<sup>ο</sup> μέτρο

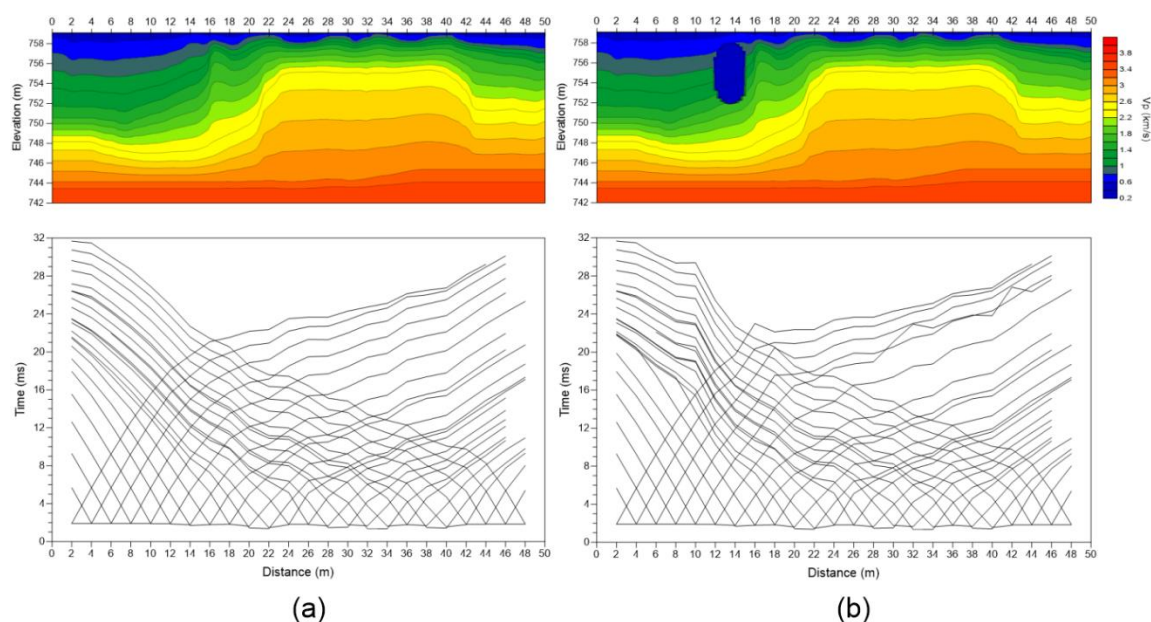
της τομής (σχήμα 6.12α). Οι καμπύλες που αντιστοιχούν στις πηγές στο  $9^\circ$  και  $11^\circ$  μέτρο της τομής, ακριβώς δίπλα και δυτικά του εγκοίλου, καταγράφονται με καθυστέρηση στο σύνολο των γεωφώνων (σχήμα 6.12b-c). Τέλος, οι καμπύλες που αντιστοιχούν σε πηγές από το μέσο έως το τέλος της τομής εμφανίζουν καθυστέρηση στο  $5^\circ$  και  $6^\circ$  γεώφωνο (δίπλα και δυτικά του εγκοίλου) (σχήμα 6.12d).



**Σχήμα 6.12** Μοντέλο ταχυτήτων με οριζόντια στρωματογραφία και σώμα χαμηλής ταχύτητας και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής που αντιστοιχούν σε πηγή (a) στο  $1^\circ$ ,  $3^\circ$ ,  $5^\circ$  και  $7^\circ$  μέτρο, (b-c) στο  $9^\circ$  και  $11^\circ$  μέτρο και (d) στο  $25^\circ$  έως  $49^\circ$  μέτρο της τομής L1. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι αντίστοιχες καμπύλες χωρίς το έγκοιλο.

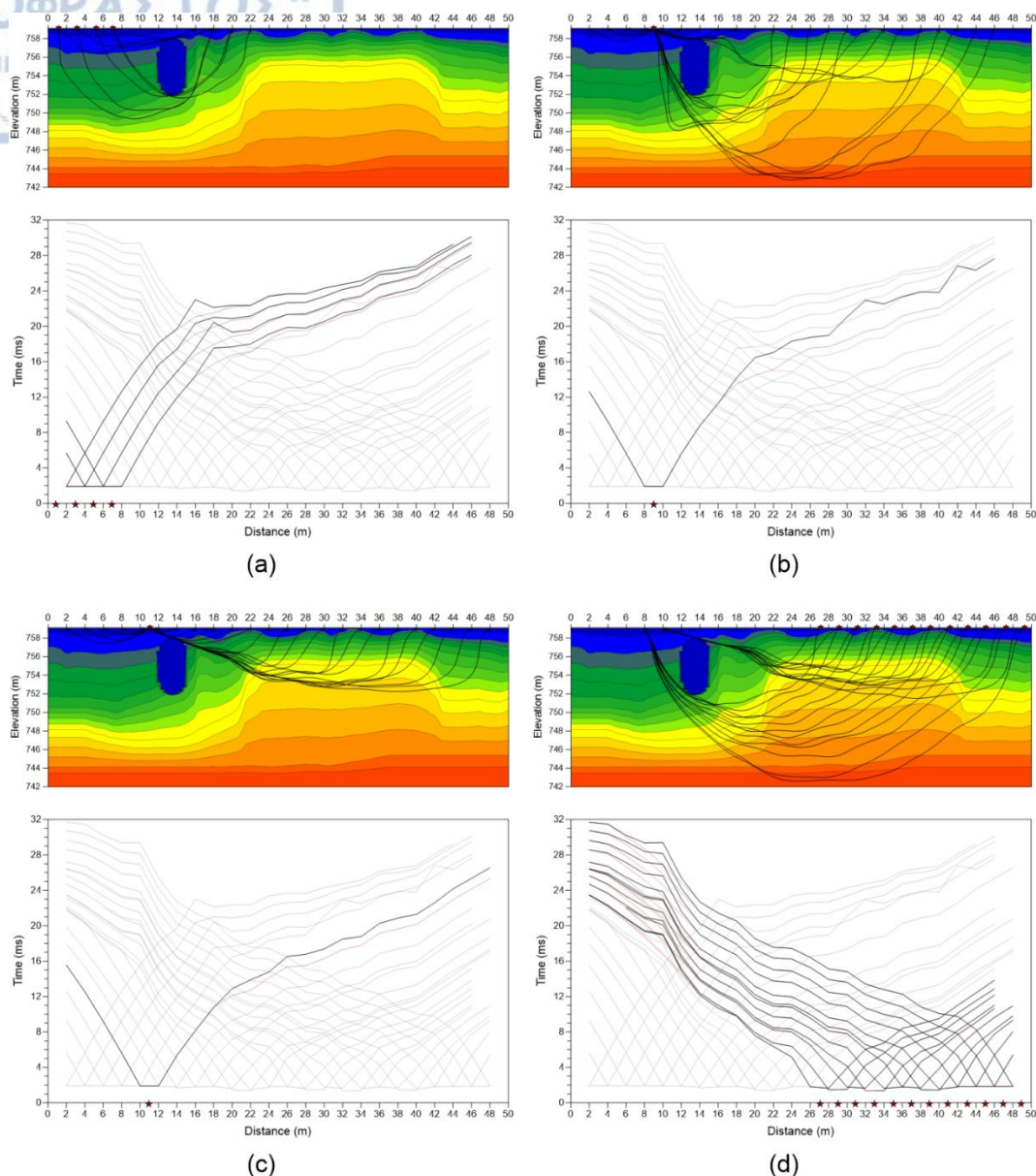


Στη προσπάθεια απεικόνισης του υπεδάφους με ένα μοντέλο ταχυτήτων όσο το δυνατό πιο ρεαλιστικό κατασκευάστηκαν τα μοντέλα του σχήματος 5.13. Θεωρώντας πως η χημική διάβρωση δρα σε μια ευρεία ζώνη και όχι σημειακά στη θέση του εγκοίλου, κατασκευάστηκε ένα μοντέλο με πλευρική μεταβολή ταχυτήτων. Το καρστικοποιημένο πέτρωμα αντιστοιχεί σε μια ζώνη χαμηλότερης ταχύτητας,  $< 2.0$  km/s, και το συμπαγές πέτρωμα σε μια ζώνη ψηλότερης ταχύτητας,  $> 2.0$  km/s.



**Σχήμα 6.13** Μοντέλο ταχυτήτων με πλευρική μεταβολή της ταχύτητας (α), το ίδιο μοντέλο με προσθήκη εγκοίλου (β) και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής.

Η ζώνη χαμηλής ταχύτητας διακρίνεται στις καμπύλες χρόνων διαδρομής με μεγαλύτερους χρόνους άφιξης στα γεώφωνα που βρίσκονται στα πρώτα 20 μέτρα της τομής. Οι καθυστερήσεις ακολουθούν αντίστοιχο μοτίβο με αυτό που παρατηρήθηκε και στη περίπτωση οριζόντιας στρωματογραφίας. Οι καμπύλες των πρώτων τεσσάρων πηγών εμφανίζουν καθυστερήσεις στα γεώφωνα δίπλα (και ανατολικά) στο έγκοιλο (σχήμα 6.14α) ενώ για τις πηγές από το 25<sup>ο</sup> μέτρο της τομής μέχρι το τέλος παρατηρούνται καθυστερήσεις στο 4<sup>ο</sup> και 5<sup>ο</sup> γεώφωνο (δίπλα και δυτικά του εγκοίλου) (σχήμα 6.14d). Οι χρόνοι άφιξης που αντιστοιχούν σε πηγές στο 9<sup>ο</sup> και 11<sup>ο</sup> μέτρο είναι αυξημένοι σε όλα τα γεώφωνα λόγω της παρουσίας του εγκοίλου (σχήμα 6.14c-d).

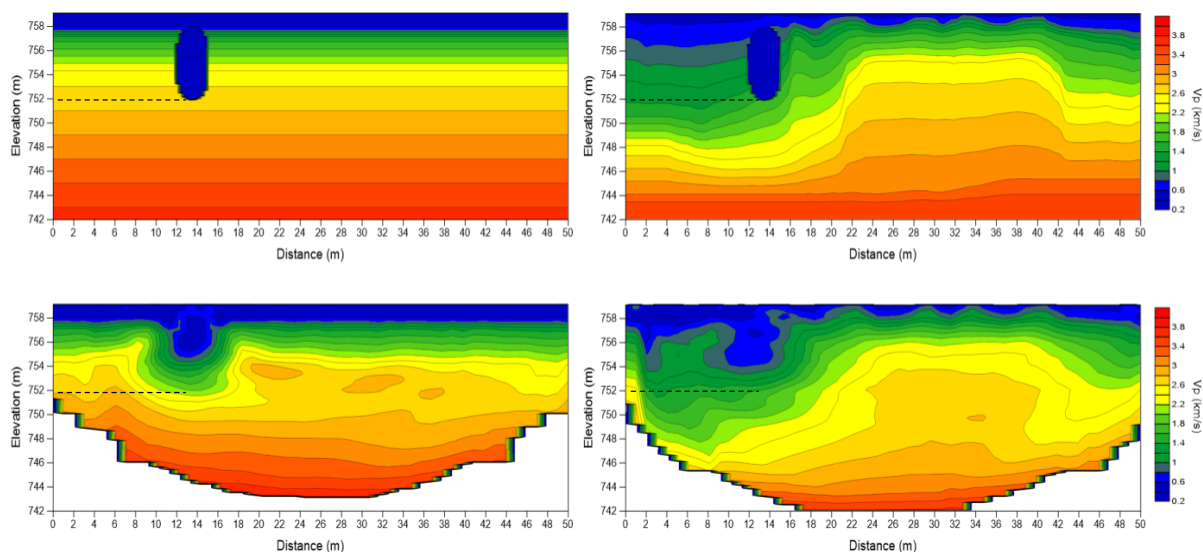


**Σχήμα 6.14** Μοντέλο ταχυτήτων με μη-οριζόντια στρωματογραφία και σώμα χαμηλής ταχύτητας και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής που αντιστοιχούν σε πηγή (α) στο  $1^\circ$ ,  $3^\circ$ ,  $5^\circ$  και  $7^\circ$  μέτρο, (b-c) στο  $9^\circ$  και  $11^\circ$  μέτρο και (d) στο  $25^\circ$  έως  $49^\circ$  μέτρο της τομής L1. Με κόκκινο χρώμα απεικονίζονται οι αντίστοιχες καμπύλες χωρίς το έγκοιλο.

Συγκρίνοντας τα δύο μοντέλα οριζόντιας και μη οριζόντιας στρωματογραφίας παρατηρούμε ότι η επίδραση του εγκοίλου είναι πιο σαφής στις χρονοκαμπύλες του οριζόντια στρωματωμένου μοντέλου. Το γεγονός αυτό αποδίδεται στη μεγάλη αντίθεση της ταχύτητας του εγκοίλου με τον περιβάλλον σχηματισμό σε αυτή τη περίπτωση. Αντίθετα η παρουσία του εγκοίλου σε ζώνη χαμηλής ταχύτητας δεν είναι τόσο ευδιάκριτη στις καμπύλες χρόνων διαδρομής. Η ευρύτερη ζώνη χαμηλής

ταχύτητας προκαλεί μεγαλύτερη ανωμαλία στους χρόνους άφιξης από το ίδιο το έγκοιλο και κατά κάποιο τρόπο 'επισκιάζει' την επίδραση του στις καταγραφές.

Στο σχήμα 6.15 απεικονίζονται τα δύο θεωρητικά μοντέλα ταχυτήτων και τα αντίστοιχα μοντέλα που προκύπτουν μετά την αντιστροφή. Για την αντιστροφή χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό μοντέλο, το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε και στην αντιστροφή των πειραματικών δεδομένων (σχήμα 5.8). Η δομή χαμηλής ταχύτητας-έγκοιλο αποδίδεται ως ανωμαλία στο τελικό μοντέλο ταχυτήτων και στις δύο περιπτώσεις. Το οριζόντιο μοντέλο εμφανίζεται διαταραγμένο στη θέση του εγκοίλου με ταχύτητα 0.6 km/s μέχρι το βάθος των 3 μέτρων. Τα υπόλοιπα 3 μέτρα εμφανίζονται επίσης με ταχύτητα μικρότερη του περιβάλλοντος αλλά όχι όσο μικρή αναμένεται από το θεωρητικό μοντέλο. Στη δεύτερη περίπτωση η ανωμαλία εμφανίζεται στη θέση του εγκοίλου μέχρι το βάθος των 4 μέτρων. Μια δεύτερη ανωμαλία εμφανίζεται στην αρχή του προφίλ και αποδίδεται στην αντιστροφή.



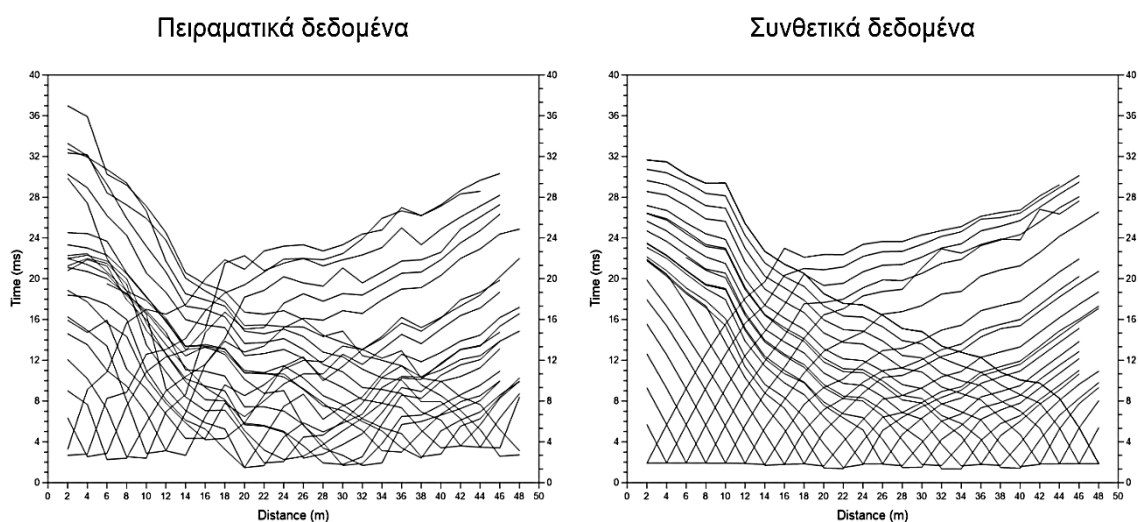
**Σχήμα 6.15** Αντιστροφή συνθετικών δεδομένων: αρχικά μοντέλα ταχυτήτων (πάνω) και τα αντίστοιχα μετά την αντιστροφή (κάτω).

Σε αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί ότι κανένα συνθετικό μοντέλο δεν μπορεί να απεικονίσει με απόλυτη ακρίβεια τη πραγματική δομή του υπεδάφους. Η μοντελοποίηση του υπεδάφους βασίζεται σε απλοποιημένη και ψηφιακή αναπαράσταση φυσικών νόμων. Επιπλέον τα περισσότερα λογισμικά βασίζονται σε

δισδιάστατα μοντέλα, χωρίς να λαμβάνουν υπόψη την επίδραση του τρισδιάστατου χαρακτήρα των καρστικών δομών.

### 6.1.2.2 Πειραματικά δεδομένα

Τα πειραματικά δεδομένα απεικονίζονται στο σχήμα 6.16. Οι καμπύλες χρόνων διαδρομής εμφανίζονται αρκετά θορυβώδεις, όπως είναι αναμενόμενο σε πραγματικές συνθήκες και ειδικά σε άκρως διαταραγμένο περιβάλλον.

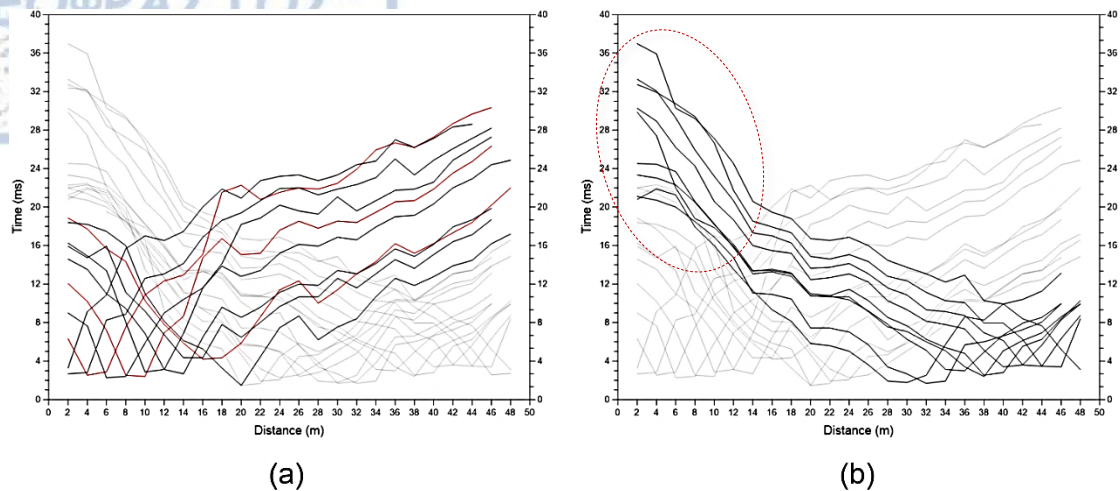


**Σχήμα 6.16** Καμπύλες χρόνων διαδρομής πειραματικών δεδομένων (αριστερά) και συνθετικών δεδομένων (δεξιά) για το μοντέλο του σχήματος 6.13β.

Συγκρίνοντας τα πειραματικά δεδομένα με τα συνθετικά που αντιστοιχούν στο τελευταίο μοντέλο (σχήμα 6.13β) εντοπίζονται ορισμένες ομοιότητες. Οι χρονοκαμπύλες δεν έχουν τη τυπική-ομαλή μορφή που αντιστοιχεί σε σταδιακή αύξηση της ταχύτητας με το βάθος. Οι μεγαλύτεροι χρόνοι άφιξης παρατηρούνται στα πρώτα 9 γεώφωνα (2-18 μέτρα του προφίλ), ενώ οι καμπύλες που αντιστοιχούν σε καταγραφές στην ίδια περιοχή εμφανίζουν εντονότερες χρονικές διακυμάνσεις στο σύνολο τους.

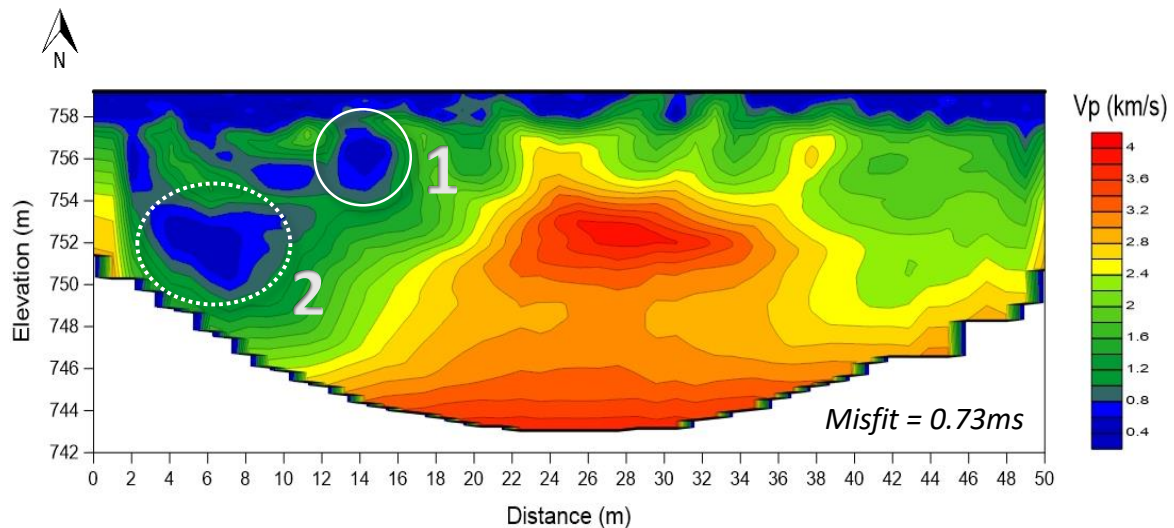
Συγκεκριμένα οι χρονοκαμπύλες στα πρώτα 12 μέτρα της τομής εμφανίζουν τους μεγαλύτερους χρόνους άφιξης, με τις καταγραφές των πηγών στο 5<sup>ο</sup> και 9<sup>ο</sup> μέτρο να χαρακτηρίζονται από σημαντικές καθυστερήσεις (σχήμα 6.17α). Επιπλέον διαφοροποίηση στις πρώτες αφίξεις στα γεώφωνα δίπλα στη πηγή παρουσιάζουν οι





**Σχήμα 6.17** Καμπύλες χρόνων διαδρομής πειραματικών δεδομένων.

καμπύλες στο 15° και 17° μέτρο, με την καμπύλη στο 17° μέτρο να χαρακτηρίζεται από καθυστερήσεις στο σύνολο των γεωφώνων. Παρατηρώντας ενδεικτικά ορισμένες χρονοκαμπύλες από τα 29 μέτρα και μετά, εντοπίζονται καθυστερήσεις στην ίδια περιοχή (σχήμα 6.17b). Συγκεκριμένα παρατηρούνται δύο θέσεις με συστηματική αύξηση των χρόνων άφιξης. Η πρώτη είναι στα 18 μέτρα και η δεύτερη (και πιο σημαντική!) στα πρώτα 6 γεώφωνα (2–12 μέτρα του προφίλ).



**Σχήμα 6.18** Σεισμική τομογραφία διάθλασης κατά μήκος του προφίλ L1.

Η σεισμική τομογραφία διάθλασης απεικονίζει δυο κύριες δομές χαμηλής ταχύτητας 0.2 – 0.8 km/s, οι οποίες ερμηνεύονται ως πιθανά έγκοιλα (σχήμα 6.18). Η πρώτη δομή βρίσκεται στο 13° με 15° μέτρο του προφίλ έως το βάθος των 4.5 μέτρων και συνδέεται με την προέκταση του γνωστού εγκοίλου προς τα νοτιοδυτικά. Η

δεύτερη δομή έχει διαστάσεις 7x4 μέτρα και βρίσκεται σε μεγαλύτερο βάθος δυτικά του γνωστού εγκοίλου. Στο κέντρο του προφίλ εμφανίζεται μια δομή σημαντικών διαστάσεων με ταχύτητα >3.0 km/s, η οποία αντιστοιχεί σε συμπαγές πέτρωμα.

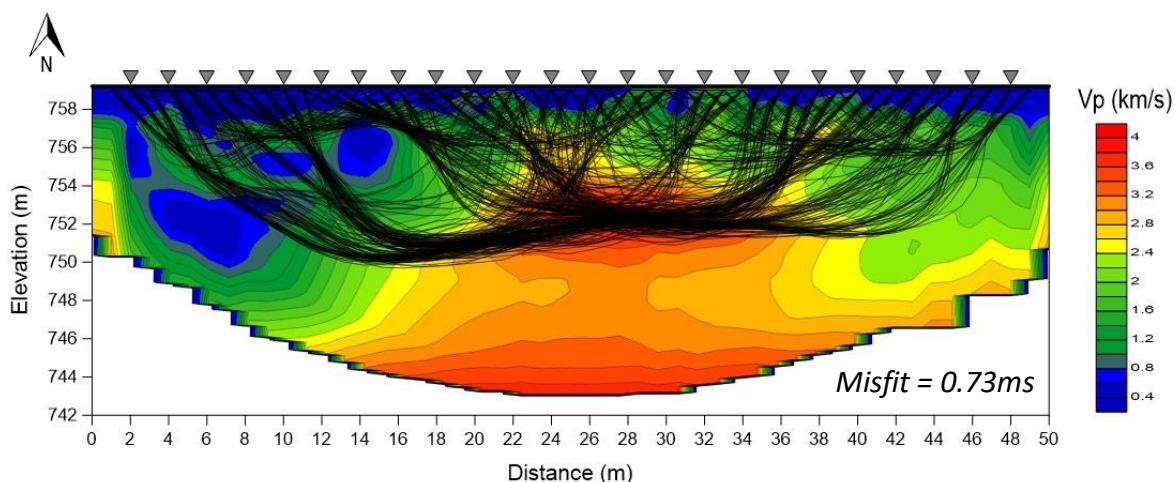
**Πίνακας 6.1** Ταχύτητα διάδοσης επιμήκων κυμάτων σε διαφορετικούς σχηματισμούς (Kearey et al., 2002)

|                                            | $v_p$ (km s <sup>-1</sup> ) |
|--------------------------------------------|-----------------------------|
| <i>Unconsolidated materials</i>            |                             |
| Sand (dry)                                 | 0.2–1.0                     |
| Sand (water-saturated)                     | 1.5–2.0                     |
| Clay                                       | 1.0–2.5                     |
| Glacial till (water-saturated)             | 1.5–2.5                     |
| Permafrost                                 | 3.5–4.0                     |
| <i>Sedimentary rocks</i>                   |                             |
| Sandstones                                 | 2.0–6.0                     |
| Tertiary sandstone                         | 2.0–2.5                     |
| Pennant sandstone (Carboniferous)          | 4.0–4.5                     |
| Cambrian quartzite                         | 5.5–6.0                     |
| Limestones                                 | 2.0–6.0                     |
| Cretaceous chalk                           | 2.0–2.5                     |
| Jurassic oolites and bioclastic limestones | 3.0–4.0                     |
| Carboniferous limestone                    | 5.0–5.5                     |
| Dolomites                                  | 2.5–6.5                     |
| Salt                                       | 4.5–5.0                     |
| Anhydrite                                  | 4.5–6.5                     |
| Gypsum                                     | 2.0–3.5                     |
| <i>Igneous/Metamorphic rocks</i>           |                             |
| Granite                                    | 5.5–6.0                     |
| Gabbro                                     | 6.5–7.0                     |
| Ultramafic rocks                           | 7.5–8.5                     |
| Serpentine                                 | 5.5–6.5                     |
| <i>Pore fluids</i>                         |                             |
| Air                                        | 0.3                         |
| Water                                      | 1.4–1.5                     |
| Ice                                        | 3.4                         |
| Petroleum                                  | 1.3–1.4                     |
| <i>Other materials</i>                     |                             |
| Steel                                      | 6.1                         |
| Iron                                       | 5.8                         |
| Aluminium                                  | 6.6                         |
| Concrete                                   | 3.6                         |

Στον πίνακα 6.1 δίνονται οι τιμές των ταχυτήτων που αντιστοιχούν σε διάφορους σχηματισμούς. Τα ασβεστολιθικά πετρώματα χαρακτηρίζονται από μεγάλο εύρος ταχυτήτων (2.0 – 6.0 km/s). Η ταχύτητα τους εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως η φύση του πετρώματος, η συνεκτικότητα, ο τεκτονισμός, η ηλικία κ.α. Ο ασβεστόλιθος στη προκειμένη περίπτωση εμφανίζεται με ταχύτητα 1.5 έως 3.0 km/s στο μεγαλύτερο τμήμα του προφίλ και διαφοροποιείται στο κέντρο με ταχύτητα έως

4.0 km/s. Περιοχές με ταχύτητα μικρότερη των 2.0 km/s συνδέονται πιθανά με την καρστικοποίηση του πετρώματος και την επίδραση αυτής στη συνεκτικότητα του.

Σύμφωνα με τον πίνακα 6.1 η ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων κυμάτων στον αέρα είναι 0.3 km/s. Οι δομές ενδιαφέροντος εμφανίζονται στη τομογραφία με ελαφρώς μεγαλύτερη ταχύτητα, η οποία μειώνεται προς το εσωτερικό έως τη τιμή των 0.2 km/s. Οι σεισμικές ακτίνες διαδίδονται 'αποφεύγοντας' τις δομές χαμηλής ταχύτητας, ενώ ταυτόχρονα συγκλίνουν στο κέντρο της τομής λόγω των υψηλών ταχυτήτων (σχήμα 6.19).



**Σχήμα 6.19** Σεισμική τομογραφία διάθλασης και σεισμικές ακτίνες διάδοσης των κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L1.

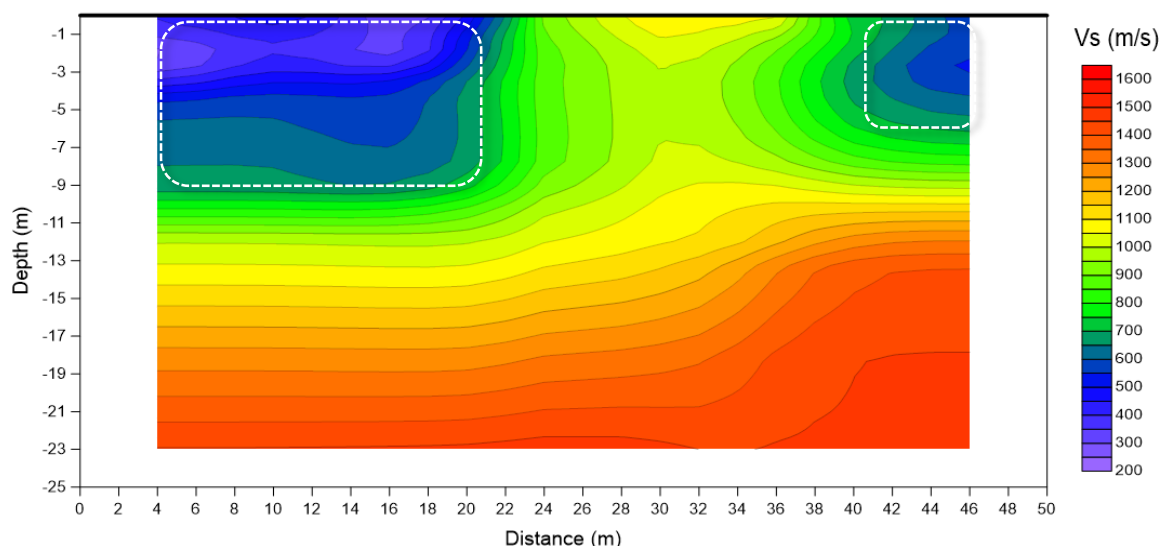
Τόσο τα συνθετικά μοντέλα όσο και η αντιστροφή των πειραματικών δεδομένων αποδεικνύουν πως η σεισμική τομογραφία διάθλασης είναι ένα πολύ χρήσιμο και αποτελεσματικό εργαλείο στον εντοπισμό καρστικών δομών – εγκοίλων.

### 6.1.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW)

Η πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε επίσης κατά μήκος του προφίλ L1. Στόχος ήταν η απεικόνιση ενός δισδιάστατου μοντέλου εγκαρσίων κυμάτων καθώς και η αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας της μεθόδου, και συγκεκριμένα της τεχνικής κοινού ενδιαμέσου σημείου, σε καρστικό περιβάλλον.

Στο σχήμα 3.20 διακρίνονται 2 περιοχές χαμηλής ταχύτητας (<750 m/s), οι οποίες οριοθετούν τον καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο. Η πρώτη εντοπίζεται από τα 4 έως

21 μέτρα της τομής και μέχρι το βάθος των 9 μέτρων. Επιφανειακά και μέχρι το βάθος των 3 μέτρων η ταχύτητα είναι αρκετά μειωμένη (<300 m/s) (D – class). Η δεύτερη περιοχή είναι πιο περιορισμένη, στα τελευταία 4 μέτρα της τομής και μέχρι το βάθος των 5 μέτρων. Σύμφωνα με τη κατάταξη NEHRP (πίνακας 6.2) ο ασβεστόλιθος σε αυτές τις θέσεις χαρακτηρίζεται ως ασθενής βραχώμαζα (C – class). Το κεντρικό τμήμα εμφανίζεται με μεγαλύτερη ταχύτητα (800 – 1100 m/s), η οποία αντιστοιχεί σε συμπαγή βράχο (B – class). Παρατηρώντας τη δισδιάστατη τομή MASW γίνεται αντιληπτό ότι δεν είναι δυνατός ο εντοπισμός εγκοίλων με συγκεκριμένη γεωμετρία και θέση στο χώρο.



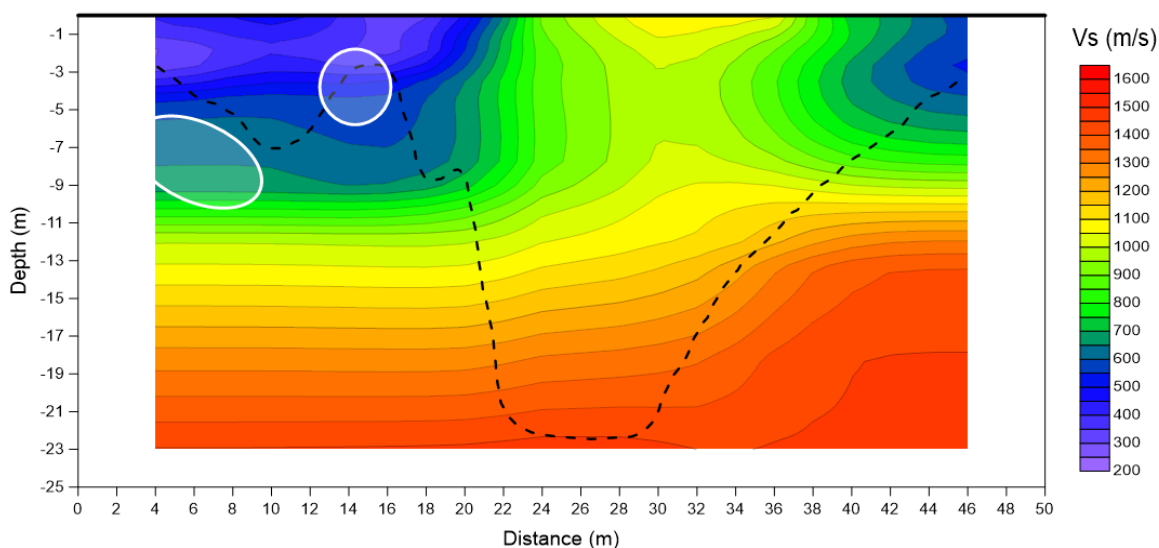
**Σχήμα 6.20** Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L1.

**Πίνακας 6.2** Κατάταξη σχηματισμών βάση της ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων σύμφωνα τον κώδικα NEHRP (1997).

| NEHRP site class | Description                         | Vs (m/s) |
|------------------|-------------------------------------|----------|
| A                | Hard rock                           | >1500    |
| B                | Rock                                | 760-1500 |
| C                | Soft rock / very dense soil         | 360-760  |
| D                | Stiff soil                          | 180-360  |
| E                | Soft soil                           | <180     |
| F                | Soils requiring site-specific study | -        |



Κάτι που αξίζει να σημειωθεί είναι το μέγιστο βάθος για το οποίο το μοντέλο ταχυτήτων θεωρείται αξιόπιστο. Κάθε καμπύλη διασποράς χαρακτηρίζεται από ζεύγη τιμών συχνότητας – ταχύτητας φάσης. Η συχνότητα στην οποία καταγράφονται τα ενεργειακά μέγιστα συνδέεται με το μήκος κύματος και κατ' επέκταση το βάθος διάδοσης του επιφανειακού κύματος. Βάση λοιπόν των καμπυλών διασποράς υπολογίζεται το μέγιστο αξιόπιστο βάθος διασκόπησης σε κάθε σημείο.



**Σχήμα 6.21** Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L1.

Με διακεκομμένη μαύρη γραμμή απεικονίζεται το αξιόπιστο βάθος διασκόπησης και με άσπρους κύκλους τα έγκοιλα βάση της σεισμικής τομογραφίας.

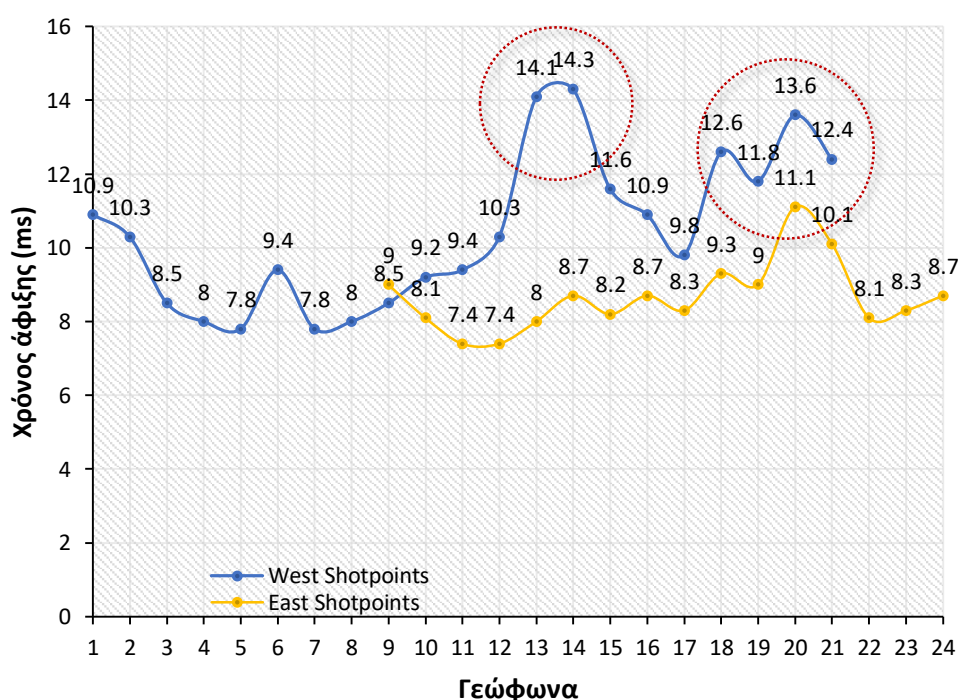
Στη προκειμένη περίπτωση τα έγκοιλα λειτουργούν ως εμπόδιο στη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων μειώνοντας εμφανώς το βάθος διασκόπησης (σχήμα 6.21). Συγκεκριμένα στη θέση όπου η σεισμική τομογραφία εντοπίζει το γνωστό έγκοιλο, το βάθος διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων μειώνεται στα 3 μέτρα. Ταυτόχρονα στο κέντρο της τομής ο συμπαγής ασβεστόλιθος επιτρέπει τη διάδοση μέχρι το βάθος των 23 μέτρων.

#### 6.1.4 Διάταξη γεωφώνων τύπου cross-hole

Η συγκεκριμένη προσέγγιση στη μελέτη των χρόνων διαδρομής εφαρμόστηκε με στόχο την οριοθέτηση ζωνών χαμηλής ταχύτητας εκατέρωθεν της γραμμής των γεωφώνων.

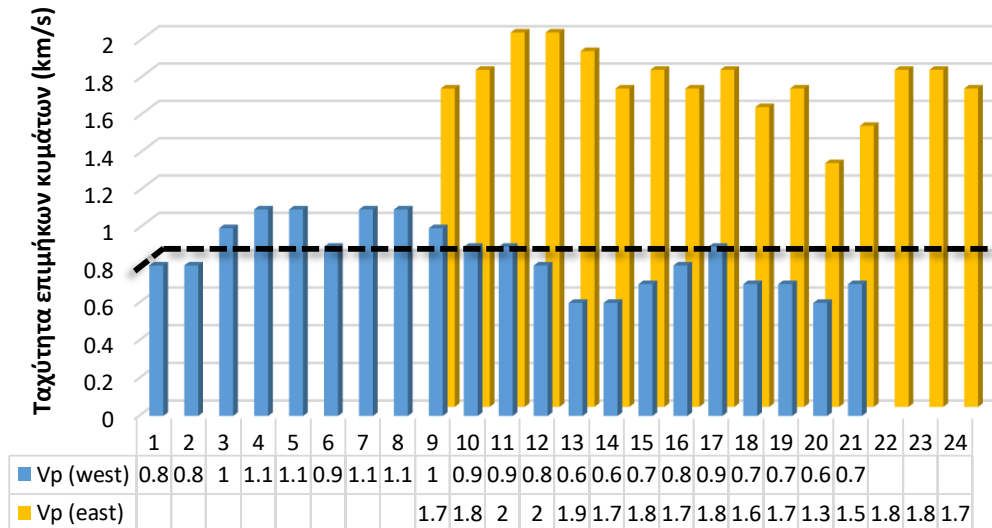
Παρά το γεγονός ότι η απόσταση των ανατολικών πηγών από τα γεώφωνα είναι μεγαλύτερη, ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων είναι περίπου ο ίδιος συγκριτικά με τις δυτικές πηγές. Τα σεισμικά κύματα στο ανατολικό τμήμα, λόγω της απόστασης, διαδίδονται σε μεγαλύτερο βάθος και ταξιδεύουν με μεγαλύτερη ταχύτητα.

Χρονικές καθυστερήσεις στις καταγραφές των κυμάτων δυτικά παρατηρούνται μετά το 13<sup>ο</sup> γεώφωνο, με τις μεγαλύτερες τιμές να αντιστοιχούν στα γεώφωνα 13, 14, 15, 18, 19, 20 και 21. Όσο αναφορά τις ανατολικές πηγές μικρή καθυστέρηση παρατηρείται στο 20<sup>ο</sup> και 21<sup>ο</sup> γεώφωνο, η οποία αποδίδεται σε κάποια ασυνέχεια κοντά στα γεώφωνα (σχήμα 6.22).



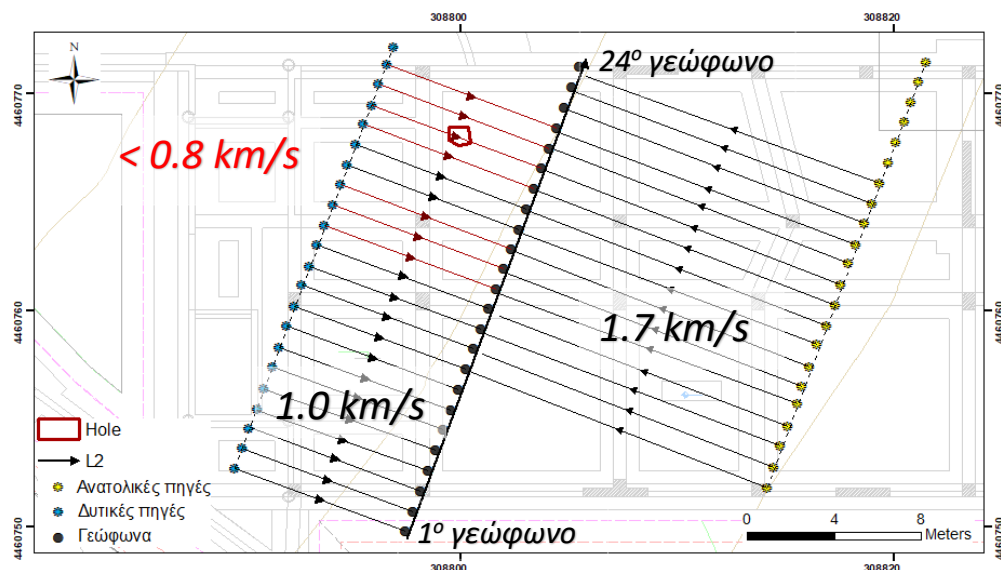
**Σχήμα 6.22** Χρόνοι άφιξης στα γεώφωνα της τομής L2 για τις πηγές δυτικά (μπλε) και ανατολικά (κίτρινο) των γεωφώνων.

Ανάγοντας τους χρόνους άφιξης σε ταχύτητες διάδοσης επιμήκων κυμάτων οι περιοχές με ταχύτητα  $< 0.8 \text{ km/s}$  θεωρούνται ως ζώνες χαμηλής ταχύτητας. Η τιμή αυτή επιλέχθηκε ως κατώτερο όριο βάση της σεισμικής τομογραφίας (σχήμα 6.23).



**Σχήμα 6.23** Ταχύτητες διάδοσης επιμήκων κυμάτων για τις πηγές δυτικά (μπλε) και ανατολικά (κίτρινο) των γεωφώνων.

Στο σχήμα 6.24 δίνεται η μέση ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στο δυτικό και ανατολικό τμήμα. Μια περιοχή χαμηλών ταχυτήτων οριοθετείται στο δυτικό τμήμα και συγκεκριμένα στη θέση του διαπιστωμένου εγκοίλου.

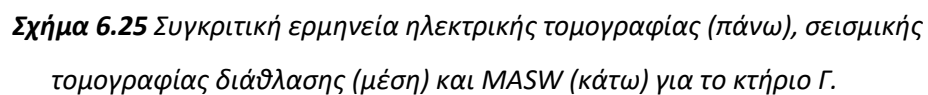


**Σχήμα 6.23** Μέση ταχύτητα διάδοσης επιμήκων κυμάτων δυτικά και ανατολικά της τομής L2. Με κόκκινο χρώμα διαχωρίζονται οι περιοχές χαμηλής ταχύτητας.

**Σχήμα 6.24** Κάτοψη του κτηρίου Γ με τις θέσεις των γεωτρήσεων και τα βάθη των εγκοίλων.

Τα τετράγωνα στο σχήμα 6.25 αντιστοιχούν στα βάθη όπου εντοπίστηκαν κενά από τις γεωτρήσεις. Η θέση των γεωτρήσεων απέχει έως και ένα μέτρο από τα γεωφυσικά προφίλ, επομένως λαμβάνοντας υπόψη και την τρισδιάστατη φύση των δομών, δεν αναμένουμε να υπάρχει απόλυτη ταύτιση μεταξύ γεωφυσικών στόχων





Η γεωφυσική έρευνα στο κτήριο Γ αποτελεί μια χαρακτηριστική περίπτωση αδυναμίας της γεωφυσικής, λαμβάνοντας υπόψη μόνο μια φυσική ιδιότητα του υπεδάφους. Οι σεισμικές μέθοδοι έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην αποσαφήνιση των αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής μεθόδου και στην εξαγωγή των τελικών συμπερασμάτων.

Τόσο η σεισμική τομογραφία διάθλασης όσο και η μέθοδος της MASW διαχωρίζουν τις δύο αντιστατικές δομές σε δομές χαμηλής και υψηλής ταχύτητας. Το γνωστό έγκοιλο αποτυπώνεται με μεγάλη αντίσταση στο ηλεκτρικό προφίλ και χαμηλή ταχύτητα επιμήκων κυμάτων. Παρότι στο προφίλ της MASW δεν απεικονίζεται με συγκεκριμένη δομή, η ευρύτερη περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες. Επιπλέον, ο περιορισμός του βάθους διασκόπησης συμφωνεί με την αδυναμία διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο κενό. Η δεύτερη αντιστατική δομή χαρακτηρίζεται από υψηλές ταχύτητες, με τις τιμές των επιμήκων και εγκάρσιων κυμάτων να αντιστοιχούν σε συμπαγές ασβεστολιθικό πέτρωμα.

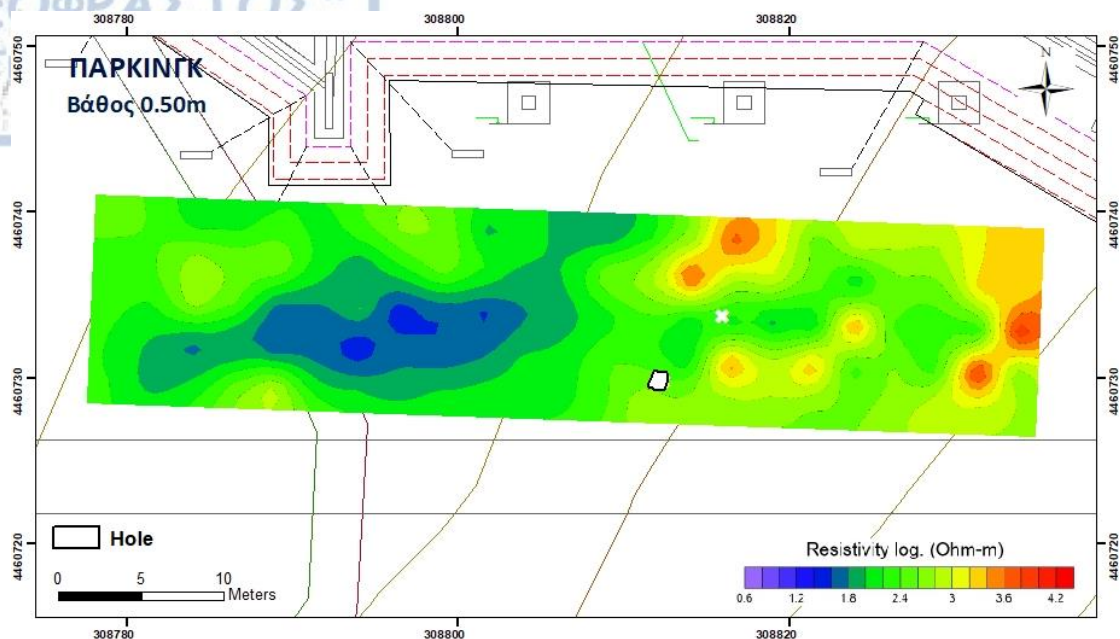
## 6.2 Εντοπισμός καρστικών δομών – χώρος στάθμευσης

Η γεωφυσική έρευνα και σε αυτή τη περίπτωση απέδειξε την αναγκαιότητα συνδυαστικής ερμηνείας διαφορετικών μεθόδων. Η παρουσία του εγκοίλου παρότι διαπιστωμένη από επιφανειακές παρατηρήσεις δεν εντοπίζεται στο γεωηλεκτρικό προφίλ, καθιστώντας απαραίτητη την αξιοποίηση των σεισμικών μεθόδων.

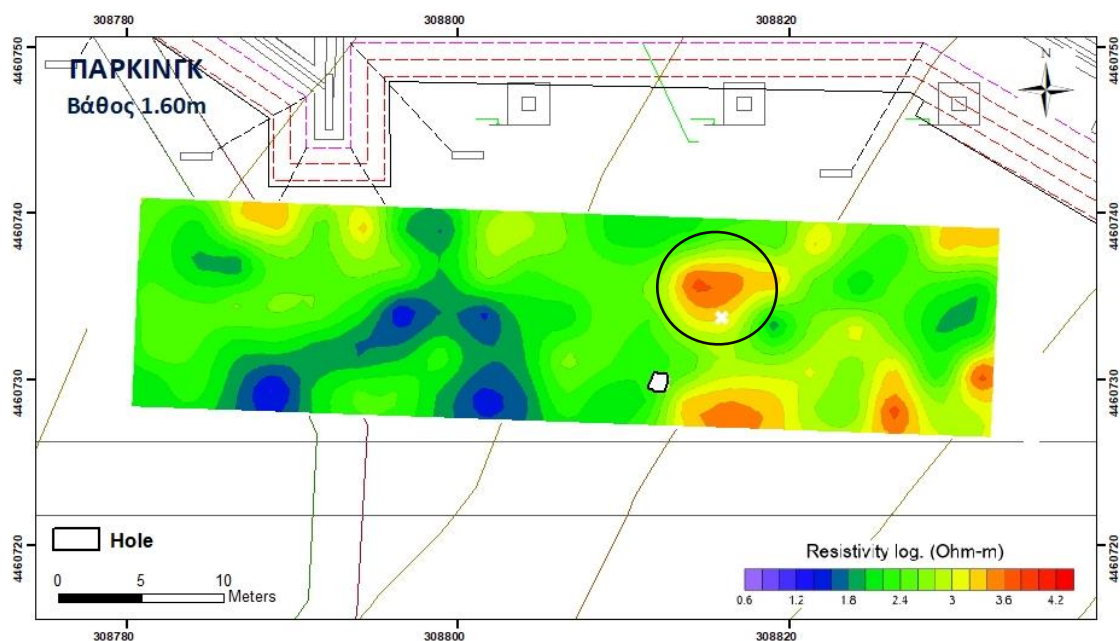
### 6.2.1 Ηλεκτρική τομογραφία

Η κατανομή της ηλεκτρικής αντίστασης σε διαφορετικά βάθη δίνεται με τη μορφή οριζοντιογραφιών. Η αρχική προσέγγιση για τη παρουσίαση των αποτελεσμάτων ήταν η χρήση του ίδιου εύρους τιμών ηλεκτρικής αντίστασης με αυτή του κτηρίου Γ, έτσι ώστε να είναι δυνατή η συσχέτιση των δύο θέσεων και η απόδοση μιας ολοκληρωμένης εικόνας της περιοχής. Τα αποτελέσματα όμως σε αυτή τη περίπτωση δεν έδειξαν καμία ανωμαλία στις τιμές της αντίστασης, κάτι που έρχεται σε αντίθεση με τη διαπιστωμένη ύπαρξη εγκοίλου το οποίο είναι ορατό από την επιφάνεια. Για το λόγο αυτό επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί κλίμακα βασισμένη σε μικρότερες τιμές αντίστασης.

Στο βάθος των 0.5 μέτρων δεν αποτυπώνεται κάποια ιδιαίτερη ανωμαλία (σχήμα 6.26). Στο βάθος των 1.6 μέτρων αρχίζουν να παρατηρούνται περιοχές με αντιστάσεις  $>1500 \text{ Ohm.m}$ , στη θέση όπου αναμένεται να επεκτείνεται το επιφανειακό κενό σε βάθος βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων (**X** στο σχήμα 6.27) και νότια αυτής. Στο βάθος των 3 μέτρων η τιμή της αντίστασης στη θέση **X** αυξάνεται, ενώ επιπλέον αντιστατικές δομές παρατηρούνται στο νοτιοανατολικό και βορειοδυτικό τμήμα του καννάβου (σχήμα 6.28).

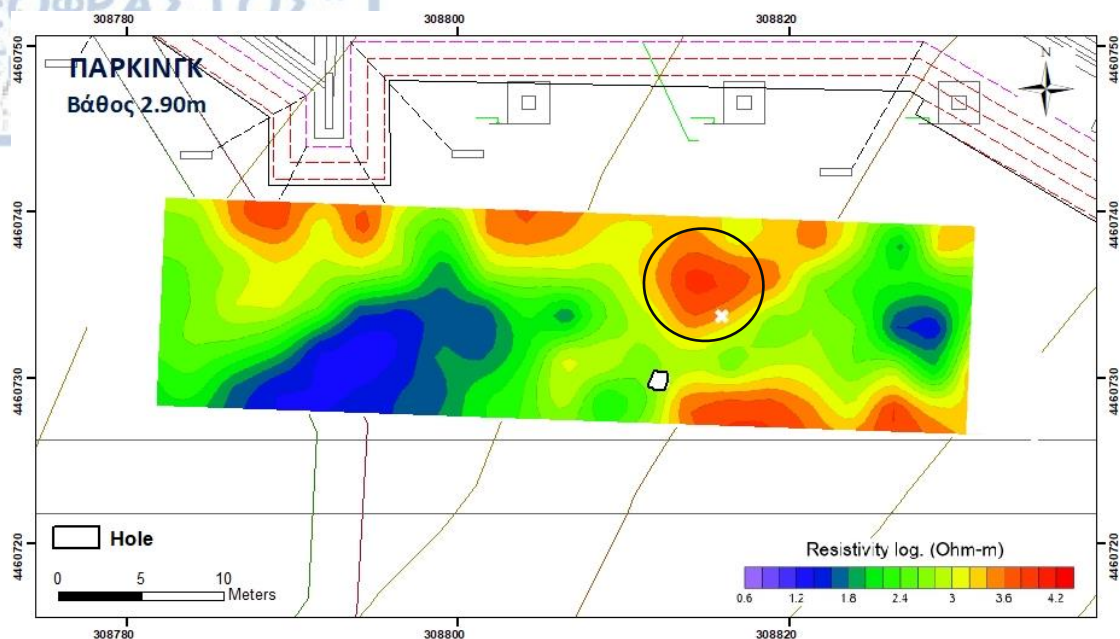


**Σχήμα 6.26** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 0.5 μέτρου (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.

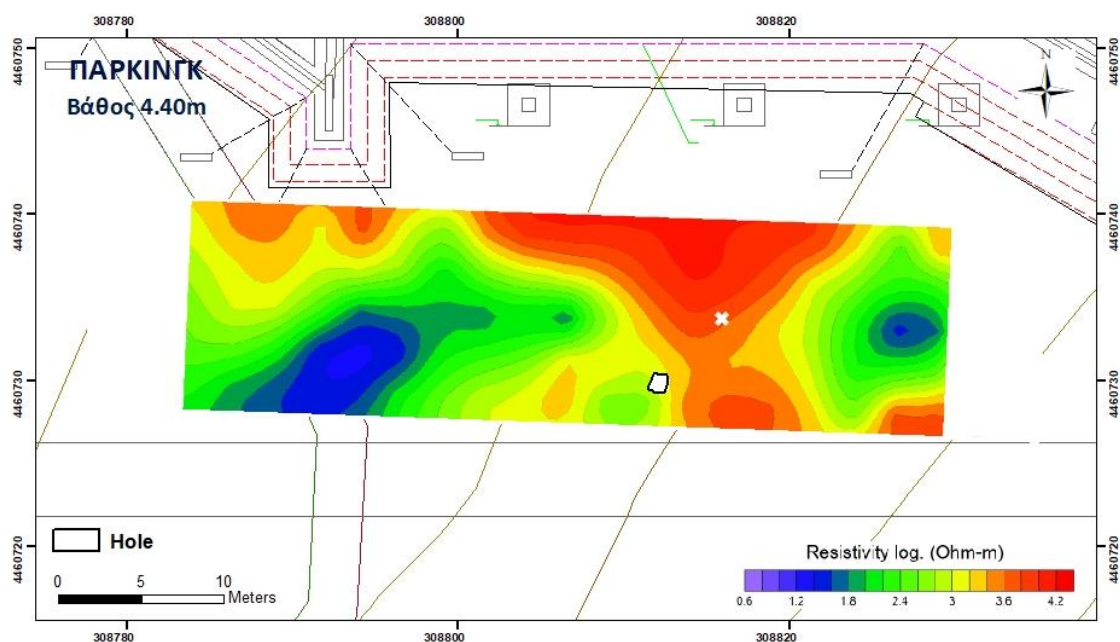


**Σχήμα 6.27** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 1.6 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων. Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο βάσει της ηλεκτρικής αντίστασης.



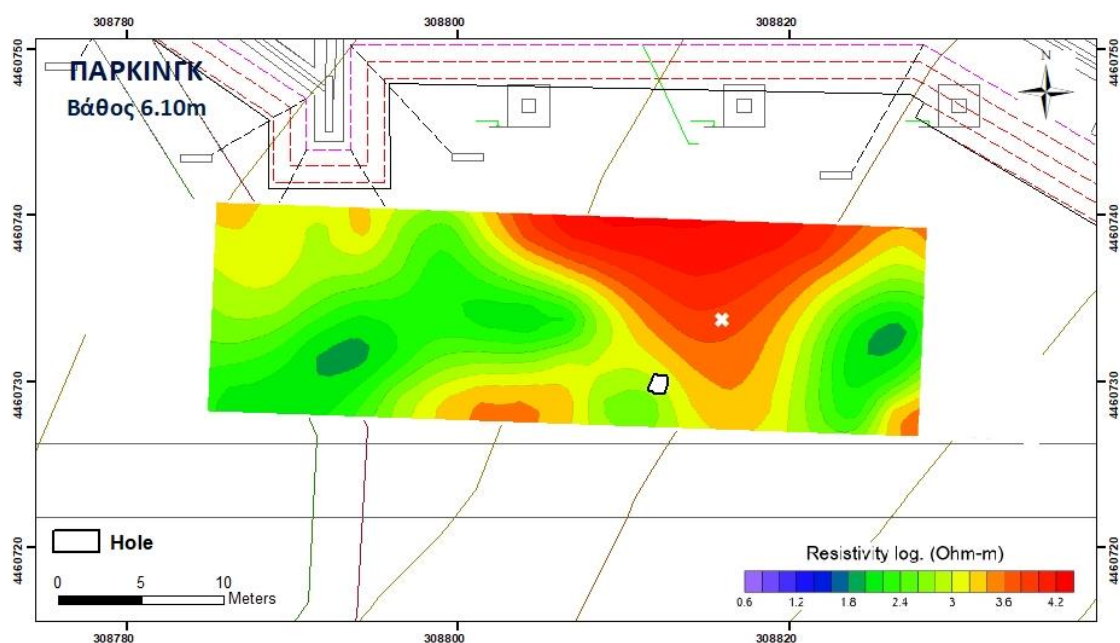


**Σχήμα 6.28** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 2.9 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων. Με μαύρο περίγραμμα οριοθετείται το γνωστό έγκοιλο βάσει της ηλεκτρικής αντίστασης.



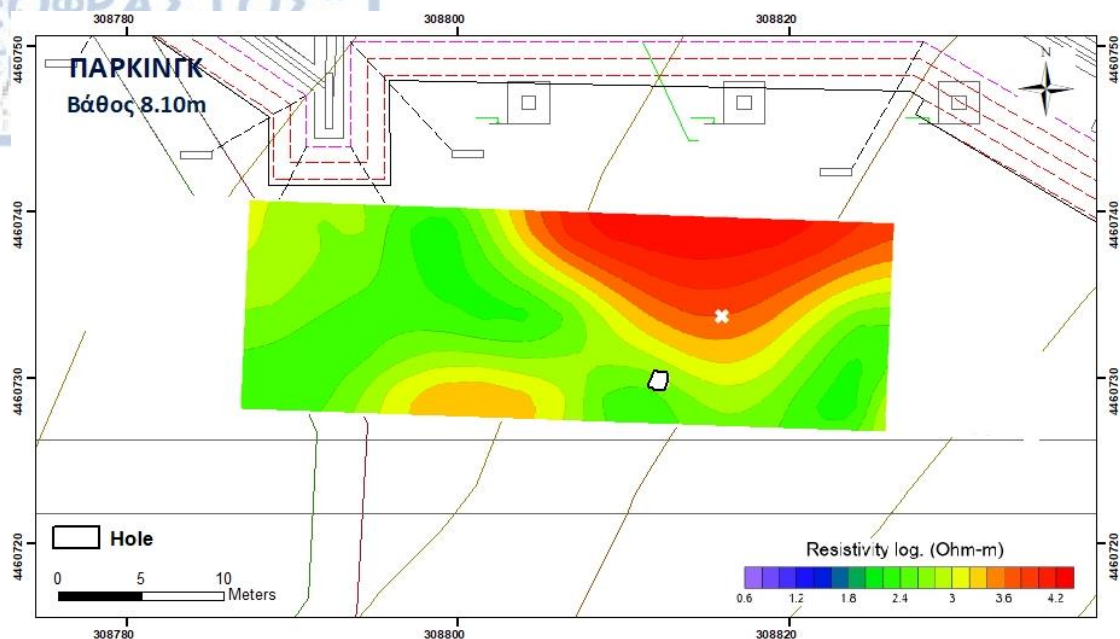
**Σχήμα 6.29** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 4.4 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.

Οι ψηλές αντιστάσεις βορειοδυτικά εμφανίζονται μέχρι το βάθος των 4.4 μέτρων (σχήμα 6.29). Οι ψηλές αντιστάσεις στο νοτιοανατολικό τμήμα συνεχίζουν μέχρι το βάθος των 6 μέτρων και σταδιακά περιορίζονται πλευρικά ενώ επεκτείνονται βόρεια 'συναντώντας' την κύρια αντιστατική δομή (σχήμα 6.28, 6.29 & 6.30). Οι χαμηλές αντιστάσεις στο νοτιοδυτικό τμήμα του καννάβου συνδέονται πιθανά με παρουσία αργιλικού υλικού στον ασβεστόλιθο, μέχρι το βάθος των 4.4 μέτρων (σχήμα 6.26 έως 6.29).

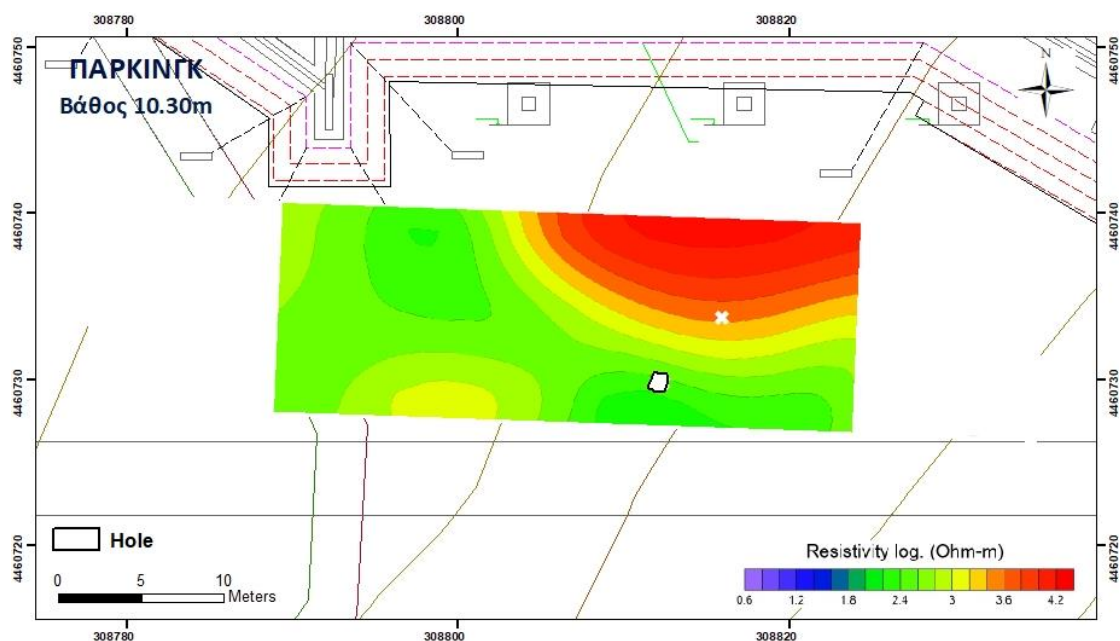


**Σχήμα 6.30** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 6.1 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.

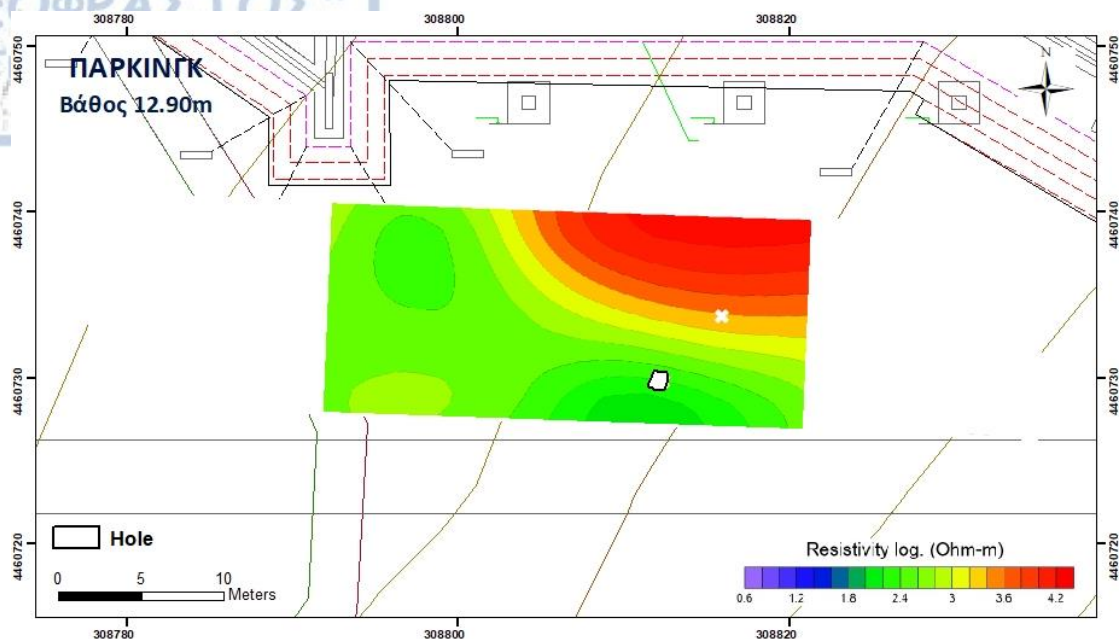
Η κύρια αντιστατική δομή στο BBA τμήμα εμφανίζεται με μεγάλες αντιστάσεις από το βάθος των 3 μέτρων (X) με περιορισμένες διαστάσεις και συνεχίζει έως το βάθος των 13 μέτρων με σημαντική πλευρική έκταση που φτάνει τα 20 μέτρα κατά μήκος του άξονα Α-Δ (σχήμα 6.28 έως 6.33).



**Σχήμα 6.31** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 8.1 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.



**Σχήμα 6.32** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 10.3 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.

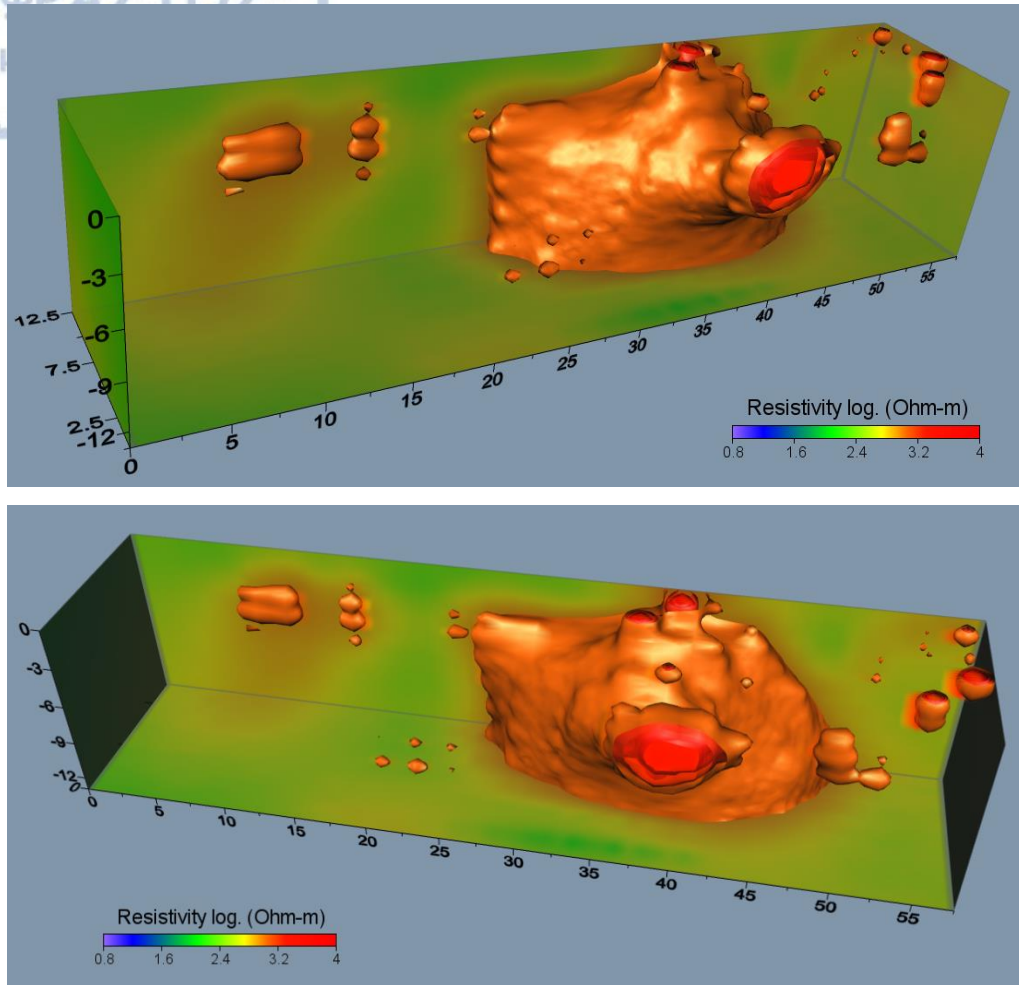


**Σχήμα 6.33** Οριζοντιογραφία ηλεκτρικής αντίστασης σε βάθος 12.9 μέτρων (πάρκινγκ). Το λευκό Χ αντιστοιχεί στη συνέχεια του γνωστού εγκοίλου σε βάθος, βάσει επιφανειακών παρατηρήσεων.

Στο σχήμα 6.34 απεικονίζεται το τρισδιάστατο γεωηλεκτρικό μοντέλο στο χώρο του πάρκινγκ. Η κύρια αντιστατική δομή εντοπίζεται στο βόρειο – βορειοανατολικό τμήμα του καννάβου στα 3 μέτρα από την επιφάνεια, με διαστάσεις 20 μέτρα μήκος, μεταβλητό πλάτος (7.5 έως 12.5 μέτρα) και 10 μέτρα βάθος. Ο αντιστατικός όγκος αντιστοιχεί σε τιμές ηλεκτρικής αντίστασης από 1.500 έως 10.000 Ohm.m. Οι τιμές είναι αρκετά μικρότερες από αυτές που αναμένονται βάση της φύσης της δομής (έγκοιλο πληρωμένο με αέρα) και των διαστάσεων της.

Παρά το γεγονός ότι η θέση όπου επικρατούν μεγάλες αντιστάσεις συμφωνεί με την αναμενόμενη βορειοανατολική διεύθυνση του εγκοίλου, η αντιστατική δομή δεν ερμηνεύεται ως σπήλαιο με απόλυτη βεβαιότητα. Οι χαμηλές σχετικά τιμές της αντίστασης, η ακανόνιστη γεωμετρία της δομής σε συνδυασμό με τη παρουσία του συμπαγούς – αντιστατικού πετρώματος στο κτήριο Γ, δημιουργούν ερωτηματικά για την ακριβή έκταση του εγκοίλου και τον διαχωρισμό του από το συμπαγές πέτρωμα που τον φιλοξενεί. Όλα τα παραπάνω καθιστούν τις σεισμικές μεθόδους απαραίτητες στην εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων και σε αυτή τη περίπτωση.





**Σχήμα 6.34** Τρισδιάστατο γεωηλεκτρικό μοντέλο του καννάβου EG. Οι δομές που απεικονίζονται έχουν αντίσταση  $>1.500 \text{ Ohm.m}$ .

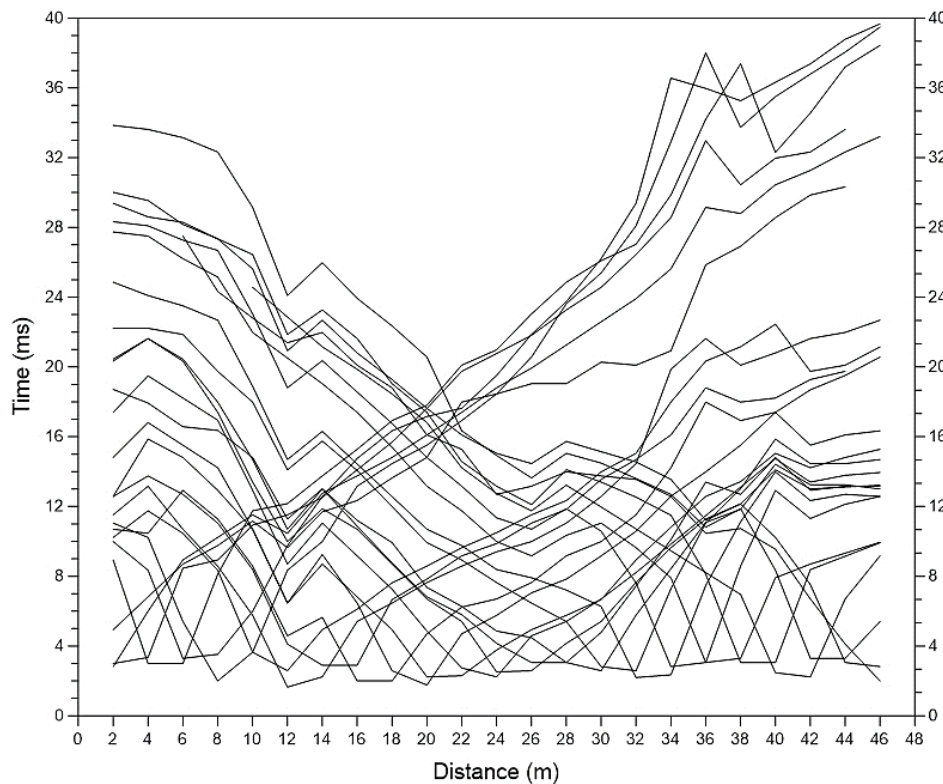
## 6.2.2 Σεισμική τομογραφία διάθλασης

Η σεισμική τομογραφία πραγματοποιήθηκε κατά μήκος προφίλ στο κέντρο του ηλεκτρικού καννάβου, και ειδικότερα παράλληλα με το ηλεκτρικό προφίλ 3 (βλ. σχήμα 5.18). Στόχος ήταν ο εντοπισμός δομής χαμηλής ταχύτητας που να συνδέεται με το έγκοιλο και η συσχέτιση με το γεωηλεκτρικό μοντέλο.

### 6.2.2.1 Πειραματικά δεδομένα

Από τις καμπύλες χρόνων διαδρομής γίνεται αντιληπτό πως δεν πρόκειται για μια περιοχή με ομαλή στρωματογραφία και σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων με το βάθος

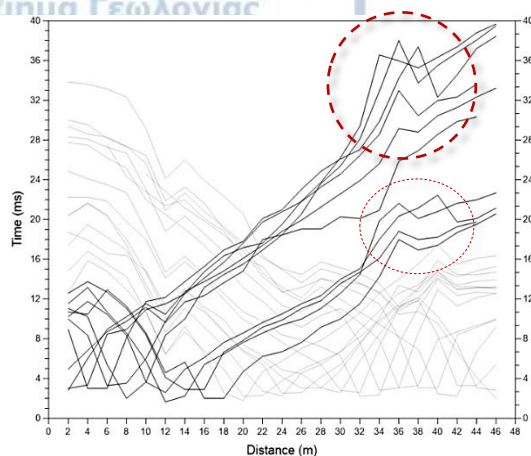
(σχήμα 6.35). Οι καμπύλες έχουν αρκετά σύνθετη μορφή και διακρίνονται συγκεκριμένα δύο περιοχές καθυστερήσεων, στην αρχή και το τέλος της τομής.



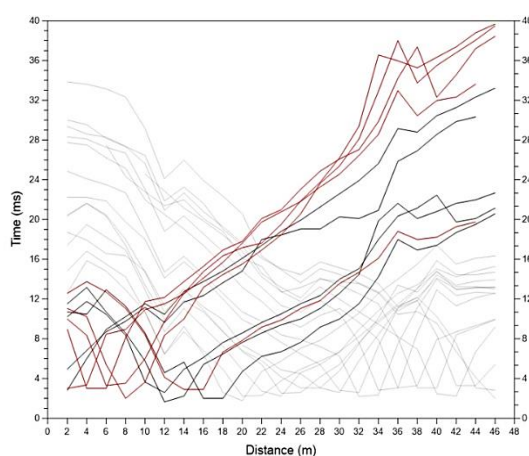
**Σχήμα 6.35** Καμπύλες χρόνων διαδρομής του σεισμικού προφίλ L3.

Οι χρονοκαμπύλες που αντιστοιχούν στην αρχή του προφίλ διαχωρίζονται σε δύο ομάδες με τις καμπύλες στο 3°, 5°, 7° και 9° μέτρο να χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερους χρόνους άφιξης στο σύνολο των γεωφώνων (σχήμα 6.36b). Η ίδια περιοχή συνδέεται με καθυστερήσεις στους χρόνους άφιξης που αντιστοιχούν σε πηγές στο τέλος της τομής. Συγκεκριμένα οι καθυστερήσεις καταγράφονται στο 14° μέτρο και στα πρώτα 4 γεώφωνα του προφίλ (σχήμα 6.36c).

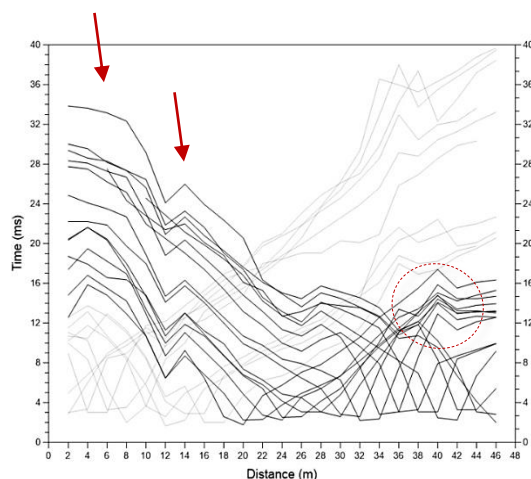
Οι καταγραφές στα γεώφωνα 16 – 20 (32 – 40 μέτρα) εμφανίζουν πολύ έντονες καθυστερήσεις σε όλες τις καμπύλες. Οι μεγαλύτεροι χρόνοι άφιξης σε αυτή την περιοχή αντιστοιχούν στις μακρινές πηγές (1° έως 9° μέτρο) ενώ μειώνονται όσο η πηγή πλησιάζει στην περιοχή (σχήμα 6.36a). Οι καθυστερήσεις στο τμήμα 36 – 40 μέτρα συνεχίζουν να εμφανίζονται στις χρονοκαμπύλες έως και το 35° μέτρο (σχήμα 6.36a). Μεγαλύτεροι χρόνοι άφιξης παρατηρούνται επίσης στο σύνολο των γεωφώνων στις καμπύλες στο 35°, 39°, 43° και 45° μέτρο (σχήμα 6.36d).



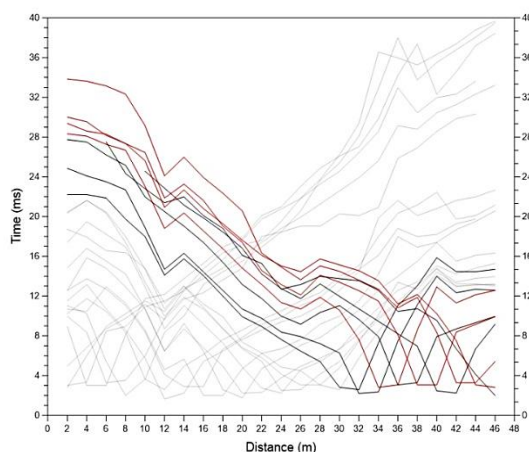
(a)



(b)



(c)



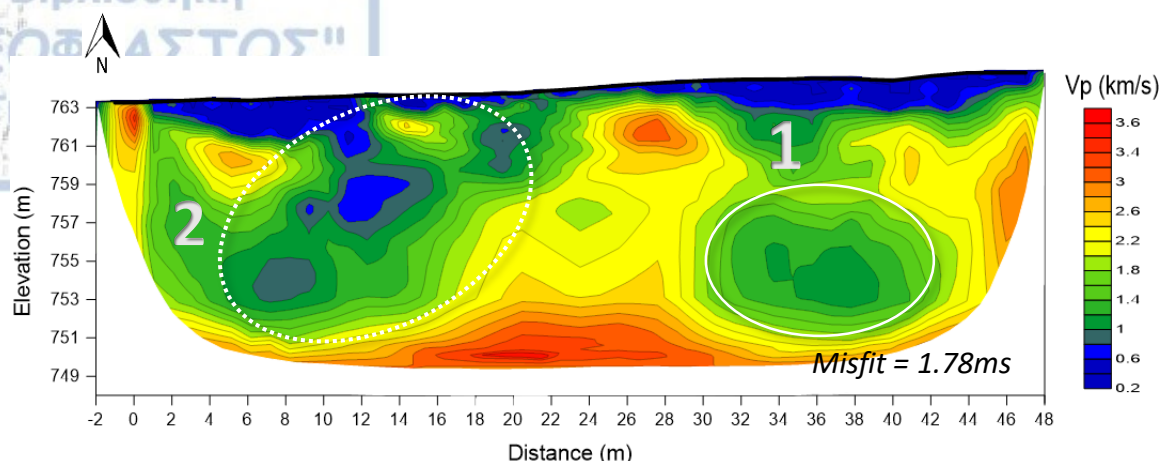
(d)

**Σχήμα 6.36** Καμπύλες χρόνων διαδρομής του σεισμικού προφίλ L3.

Η σεισμική τομογραφία στο χώρο του πάρκινγκ απεικονίζει δυο περιοχές χαμηλής ταχύτητας με διαφορετικά χαρακτηριστικά (σχήμα 6.37). Η πρώτη βρίσκεται στο ανατολικό τμήμα σε απόσταση 32 – 41 μέτρων με διαστάσεις 9x6 μέτρα. Η δομή εμφανίζεται με ταχύτητα 1.5 km/s και μειώνεται προς το κέντρο έως τα 1.0 km/s.

Αντίστοιχα χαμηλές ταχύτητες εμφανίζονται και στο δυτικό τμήμα χωρίς να ορίζεται δομή με συγκεκριμένη γεωμετρία. Από τα 4 έως τα 12 μέτρα παρατηρούνται πολύ μικρές ταχύτητες επιφανειακά (0.4 km/s στα 2 μέτρα βάθος). Στο 12<sup>ο</sup> μέτρο εμφανίζεται ένα σώμα με ταχύτητα 0.8 Km/s, το οποίο συνεχίζει μέχρι τα 6 μέτρα με κλίση προς τα ανατολικά. Το κεντρικό τμήμα διαφοροποιείται με μεγαλύτερη ταχύτητα, 2.0 – 3.0 km/s.

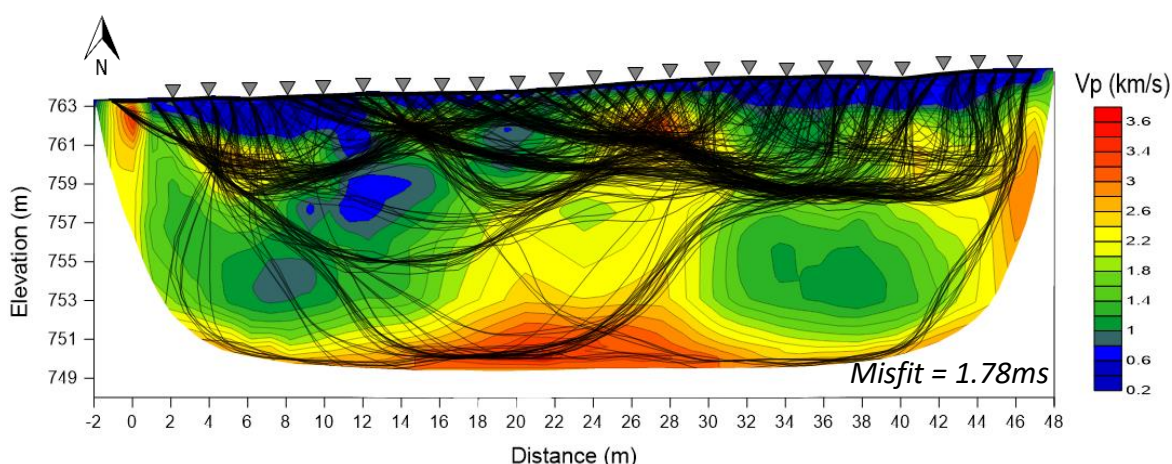




**Σχήμα 6.37** Σεισμική τομογραφία διάθλασης κατά μήκος του προφίλ L3.

Η δομή στο ανατολικό τμήμα συμφωνεί με τη θέση του διαπιστωμένου εγκοίλου. Η ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων κυμάτων στον αέρα, όπως έχει ήδη αναφερθεί, είναι 0.3 km/s. Το έγκοιλο αποδίδεται στη τομογραφία με ταχύτητα μικρότερη από το περιβάλλον όχι όμως αρκετά μικρή για να θεωρηθεί κενό με βεβαιότητα. Η τιμή της ταχύτητας οφείλεται είτε στη πλήρωση του εγκοίλου με αργιλικό υλικό είτε σε αδυναμία της αντιστροφής.

Η κατανομή των σεισμικών ακτίνων γύρω και όχι διαμέσου της δομής στο ανατολικό τμήμα ενισχύει τη ερμηνεία της ως έγκοιλο (σχήμα 6.38). Αντίθετα η κάλυψη από πλευράς ακτίνων στο δυτικό τμήμα παρότι σχετικά αραιή δεν συνάδει με τη παρουσία εγκοίλων. Οι χαμηλές ταχύτητες πιθανά συνδέονται με μικρό κενά με τη μορφή διευρυμένων ρωγματώσεων σε καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο.

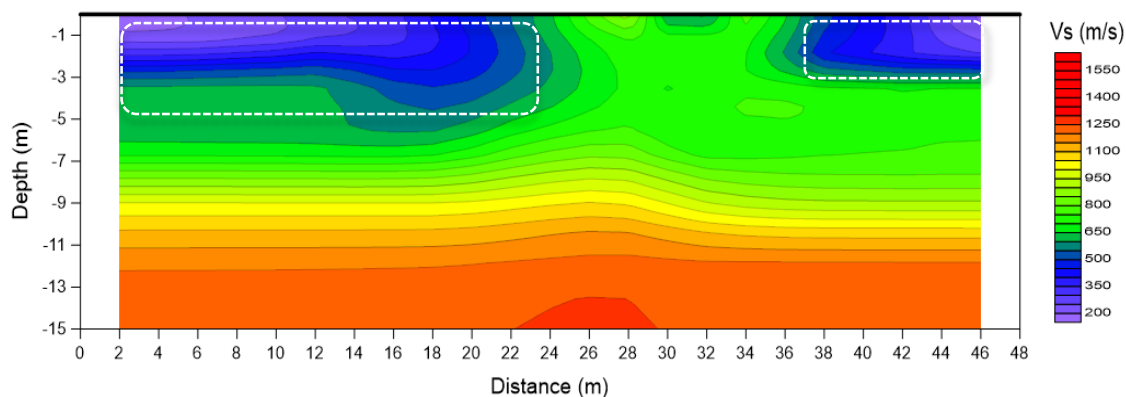


**Σχήμα 6.38** Σεισμική τομογραφία διάθλασης και σεισμικές ακτίνες διάδοσης των κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L3.



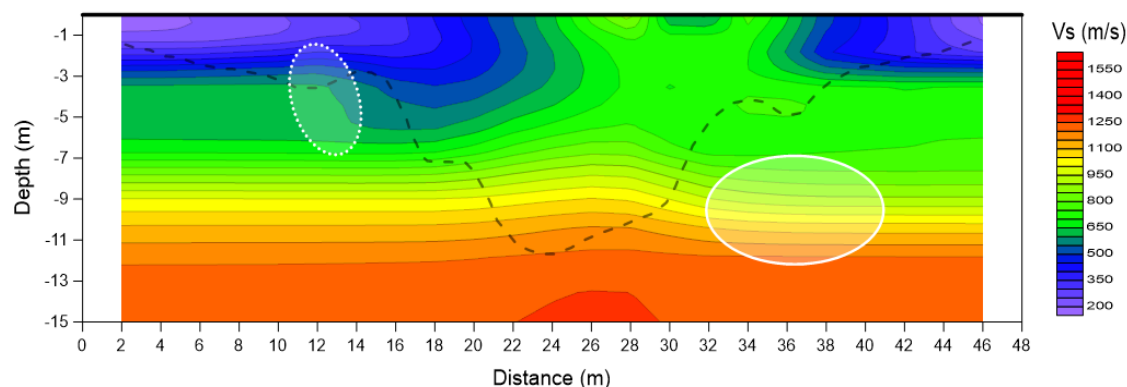
### 6.2.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων

Η μέθοδος της MASW υπέδειξε δύο θέσεις με μικρή ταχύτητα εγκαρσίων κυμάτων (<600 m/s) επιφανειακά μέχρι τα 5 και 3 μέτρα βάθος, στο ανατολικό και δυτικό τμήμα του προφίλ αντίστοιχα (κατηγορία C και D κατά NEHRP). Το κεντρικό τμήμα χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ταχύτητα (700 – 1100 m/s), ενώ μετά τα 9 μέτρα βάθος η ταχύτητα αυξάνεται ομαλά σε όλο το προφίλ (B – class) (σχήμα 6.39).



**Σχήμα 6.39** Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L3.

Οι μικρές ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων επιφανειακά, σε συνδυασμό με το μικρό μέγιστο βάθος διασκόπησης σε όλο το προφίλ (σχήμα 6.40), συνδέονται με την καρστικοποίηση του πετρώματος και πιθανολογούν την ύπαρξη καρστικών δομών.

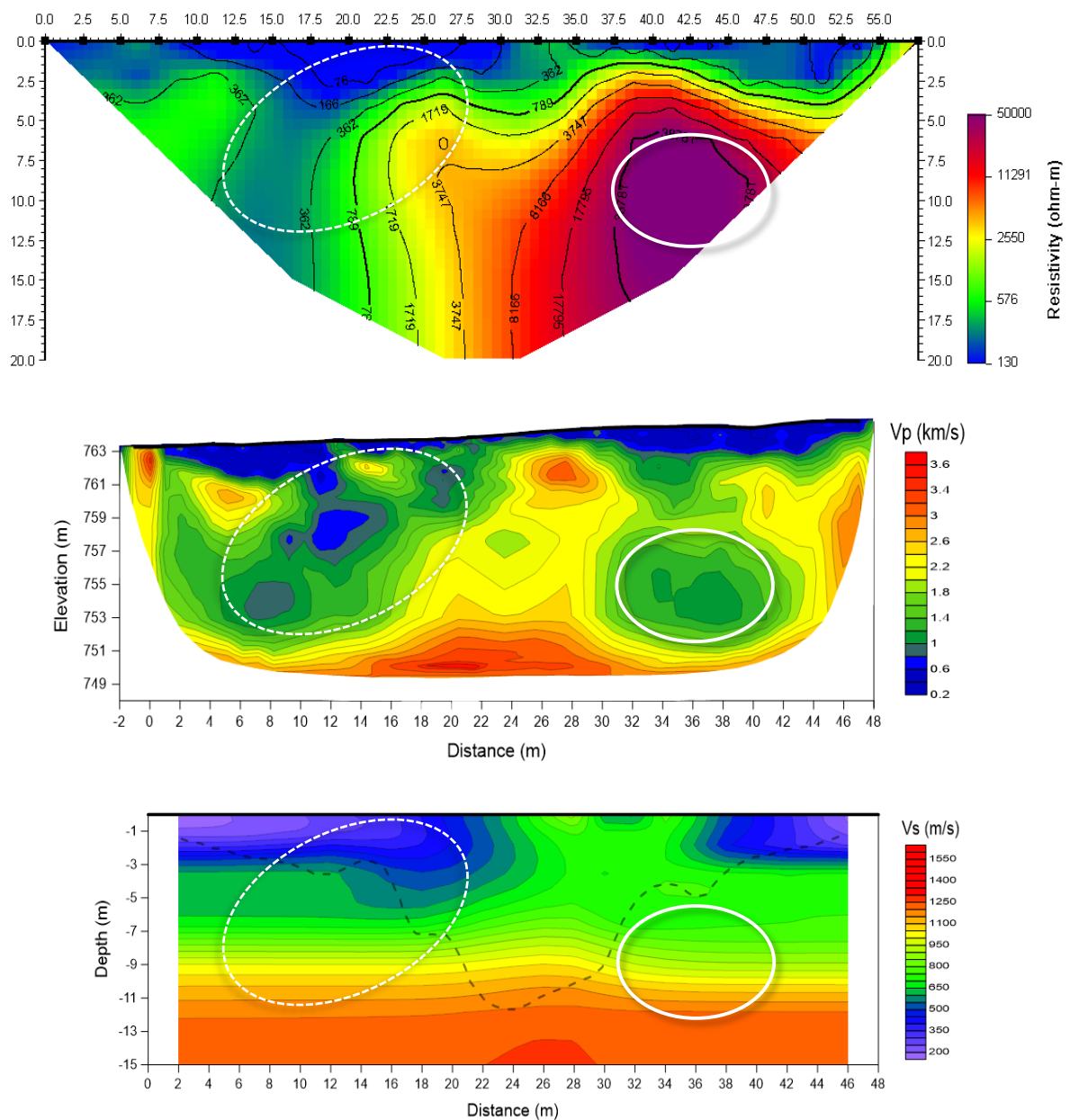


**Σχήμα 6.40** Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος του προφίλ L3.

Με διακεκομμένη μαύρη γραμμή απεικονίζεται το αξιόπιστο βάθος διασκόπησης και με άσπρους κύκλους τα έγκοιλα βάση της σεισμικής τομογραφίας.

#### 6.2.4 Συνδυαστική ερμηνεία

Η ερμηνεία σχετικά με τη δομή του υπεδάφους σε αυτή τη θέση βασίζεται μόνο στη γεωφυσική έρευνα, καθώς δεν υπάρχουν δεδομένα γεωτρήσεων. Τα αποτελέσματα της έρευνας υποδεικνύουν δύο περιοχές ενδιαφέροντος με διαφορετικά χαρακτηριστικά τόσο στην ηλεκτρική όσο και τις σεισμικές μεθόδους.



**Σχήμα 6.41** Συγκριτική ερμηνεία ηλεκτρικής τομογραφίας (πάνω), σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (μέση) και MASW (κάτω) στο χώρο του πάρκινγκ.

Το έγκοιλο με επιφανειακή εκδήλωση σε απόσταση 5 μέτρων από τα προφίλ του σχήματος 6.41 εμφανίζεται στην ηλεκτρική τομογραφία ως μια αντιστατική δομή με τιμή μεγαλύτερη από 30.000 Ohm-m. Στη σεισμική τομογραφία το ίδιο έγκοιλο εμφανίζεται σε βάθος 7 – 13 μέτρων με ταχύτητα επιμήκων κυμάτων 1.0 – 1.5 km/s. Κάτι αξιοσημείωτο, τόσο σε αυτή τη περίπτωση, όσο και στη περίπτωση του κτηρίου Γ, είναι η αύξηση της μέγιστης τιμής ηλεκτρικής αντίστασης στη δισδιάστατη αντιστροφή συγκριτικά με το τρισδιάστατο μοντέλο.

Συγκρίνοντας τα δυο προφίλ, ο αντιστατικός όγκος εμφανίζεται μετά τα 25 μέτρα με τιμή >1000 Ohm-m και αντιστοιχεί σε ασβεστολιθικό σχηματισμό, ο οποίος εμφανίζεται στο σεισμικό προφίλ με ταχύτητα επιμήκων κυμάτων >2.0 km/s. Το έγκοιλο 'φιλοξενείται' στον αντιστατικό ασβεστόλιθο και αποδίδεται με περεταίρω αύξηση της αντίστασης στο ηλεκτρικό μοντέλο και μείωση της ταχύτητας στο σεισμικό προφίλ. Το αντιστατικό περιβάλλον στο οποίο βρίσκεται το έγκοιλο θα μπορούσε να αποδοθεί σε κατεξοχήν συμπαγές πέτρωμα, αγνοώντας την ύπαρξη εγκοίλου στη περιοχή, χωρίς την εφαρμογή της σεισμικής διασκόπησης.

Τα εγκάρσια κύματα στην ίδια περιοχή διαδίδονται με ταχύτητα περίπου 900 m/s τιμή που χαρακτηρίζει τον ασβεστόλιθο, ενώ το βάθος διάδοσης περιορίζεται λόγω του εγκοίλου.

Η περιοχή χαμηλών ταχυτήτων στο δυτικό τμήμα συνδέεται με μια αγωγίμη ζώνη με αντιστάσεις από 50 έως 300 Ohm-m. Η ζώνη αυτή δεν αποδίδεται σε συγκεκριμένο έγκοιλο αλλά σε καρστικοποιημένο ασβεστόλιθο με έντονη παρουσία αργιλικού υλικού που έχει ως αποτέλεσμα την μείωση της ηλεκτρικής αντίστασης. Οι μικροδομές χαμηλών ταχυτήτων οφείλονται πιθανά σε διευρυμένες ρωγμές, οι οποίες όμως δεν απεικονίζονται με τόση λεπτομέρεια στο ηλεκτρικό προφίλ λόγω της περιορισμένης διακριτική ικανότητας της μεθόδου στη προκειμένη περίπτωση.

### 6.3 Παρακολούθηση εξυγίανσης του υποβάθρου – κτήριο Γ

Το πρώτο στάδιο μετρήσεων πραγματοποιήθηκε το χειμώνα του 2017. Το δεύτερο στάδιο μετρήσεων πραγματοποιήθηκε με διαφορά ενός έτους, σε δύο επιμέρους φάσεις τον Οκτώβριο και Νοέμβριο του 2018. Κατά τη διάρκεια των μετρήσεων τον Οκτώβριο το υλικό πλήρωσης των εγκοίλων βρισκόταν στη στάθμη των 4 μέτρων από την επιφάνεια. Τον Νοέμβριο η εξυγίανση του υποβάθρου είχε ολοκληρωθεί στο μεγαλύτερο τμήμα του κτηρίου.

#### 6.3.1 Ηλεκτρική τομογραφία

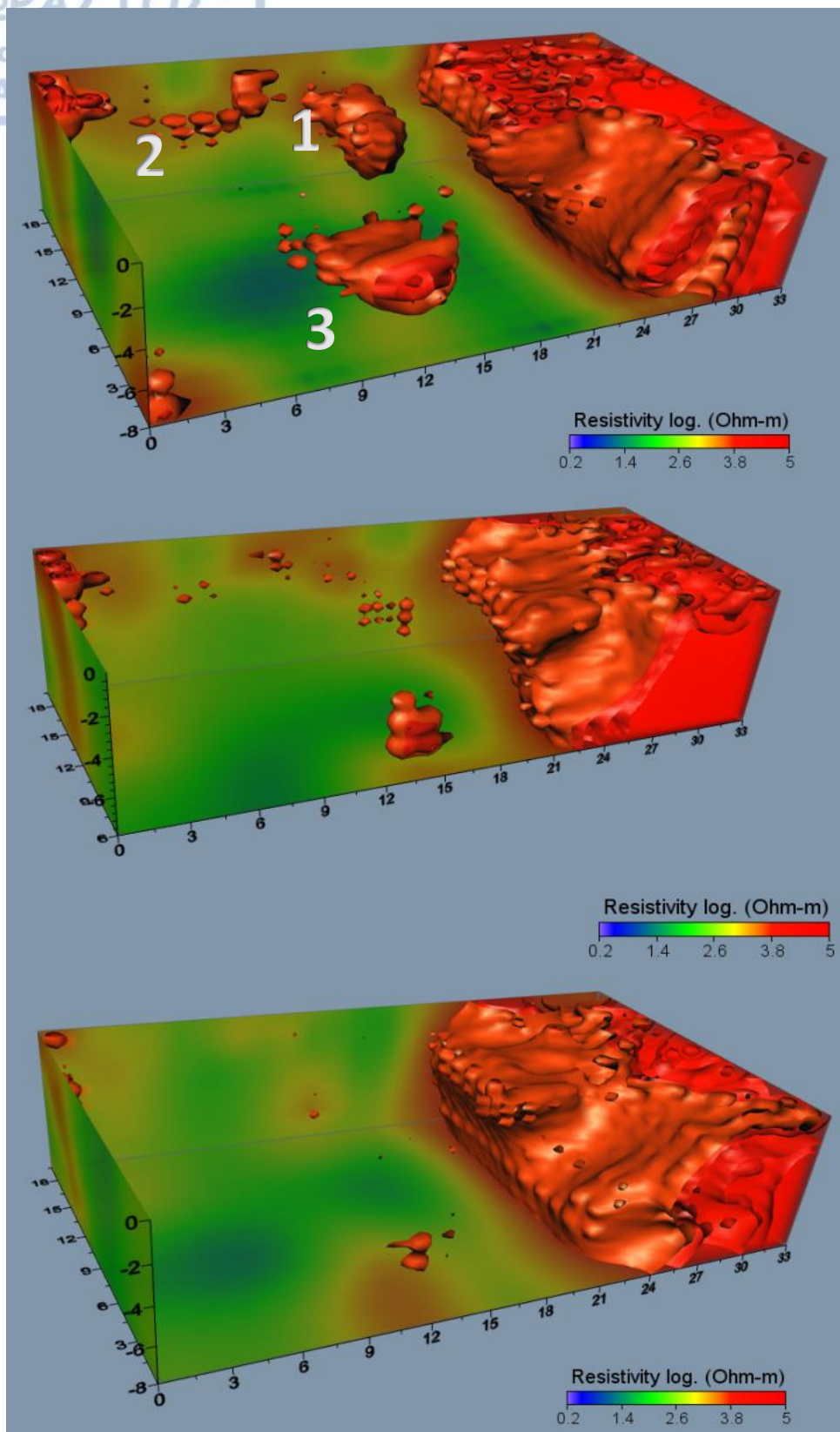
Στα πλαίσια της ηλεκτρικής μεθόδου πραγματοποιήθηκαν εκ νέου 14 ηλεκτρικές τομογραφίες του καννάβου EAG1. Για να είναι δυνατή η παρακολούθηση των μεταβολών και η σύγκριση των αποτελεσμάτων παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και του πρώτου σταδίου για τον ίδιο κάνναβο.

Στο σχήμα 6.42 απεικονίζεται το γεωηλεκτρικό μοντέλο που προκύπτει από τη τρισδιάστατη αντιστροφή των δεδομένων. Η αντιστροφή στο ενδιαμέσο στάδιο έγινε για 10 τομογραφίες και για το λόγο αυτό το μοντέλο είναι πιο περιορισμένο χωρικά. Οι δομές που εμφανίζονται με κόκκινο χρώμα αντιστοιχούν σε τιμές ηλεκτρικής αντίστασης  $>6000 \text{ Ohm-m}$ .

Στο πρώτο στάδιο διακρίνονται 3 περιοχές που συνδέονται με καρστικές δομές: 1) το γνωστό έγκοιλο εμφανίζεται στο βόρειο–κεντρικό τμήμα του καννάβου με διεύθυνση προς τα νοτιοδυτικά, 2) η περιοχή δυτικά του εγκοίλου εμφανίζεται με μεγάλες αντιστάσεις επιφανειακά, 3) μια επιπλέον δομή σημαντικών διαστάσεων διακρίνεται στο νοτιοδυτικό τμήμα του καννάβου.

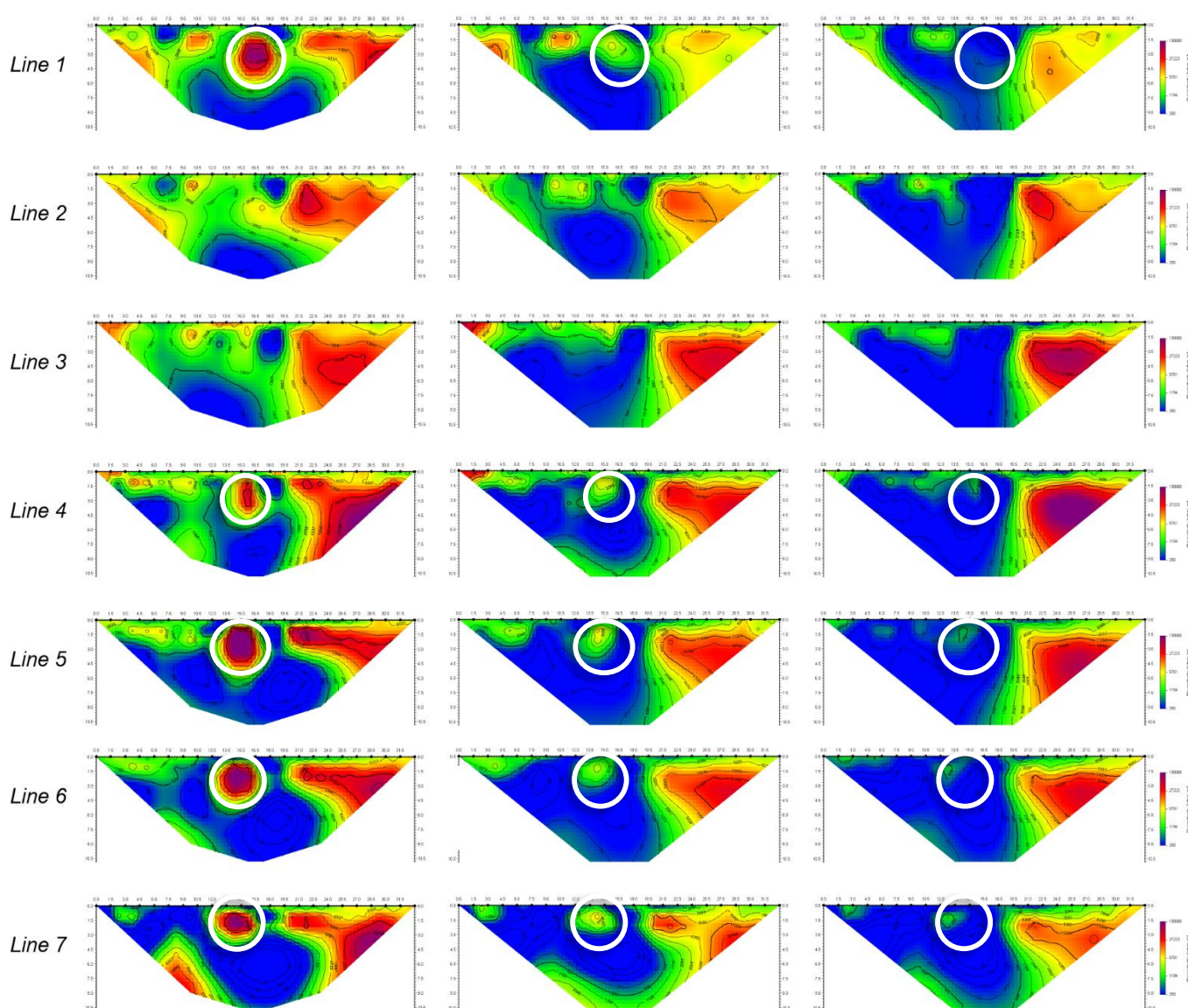
Οι αντιστατικές δομές μειώνονται σε διαστάσεις, και στην τελευταία φάση μετρήσεων δεν εμφανίζονται καθόλου. Αντίθετα ο αντιστατικός όγκος στο ανατολικό τμήμα δεν μεταβάλλεται, επιβεβαιώνοντας την αρχική ερμηνεία ως συμπαγές πέτρωμα.





**Σχήμα 6.42** Τρισδιάστατο γεωηλεκτρικό μοντέλο του καννάβου EAG1 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (πάνω), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (κάτω). Οι δομές που απεικονίζονται έχουν αντίσταση  $>6.000$  Ohm.m.

Οι μεταβολές αποτυπώνονται με περισσότερη λεπτομέρεια στις δισδιάστατες τομές για κάθε προφίλ. Στο βορειοδυτικό τμήμα εμφανίζονται αντιστάσεις  $>6.000$  Ohm-m, οι οποίες είναι εμφανείς στα προφίλ 1 έως 4. Παρότι δεν διαμορφώνεται δομή με ορισμένη γεωμετρία οι τιμές της αντίστασης μειώνονται μετά την εισπίεση του υλικού πλήρωσης. Το γνωστό έγκοιλο διακρίνεται από το 4<sup>ο</sup> έως 7<sup>ο</sup> προφίλ με αντίσταση που φτάνει τα 60.000 Ohm-m. Η τιμή της αντίστασης μειώνεται σταδιακά έως ότου στη 3<sup>η</sup> τομογραφία δεν διακρίνεται καμία ανωμαλία στη θέση του εγκοίλου (σχήμα 6.43).

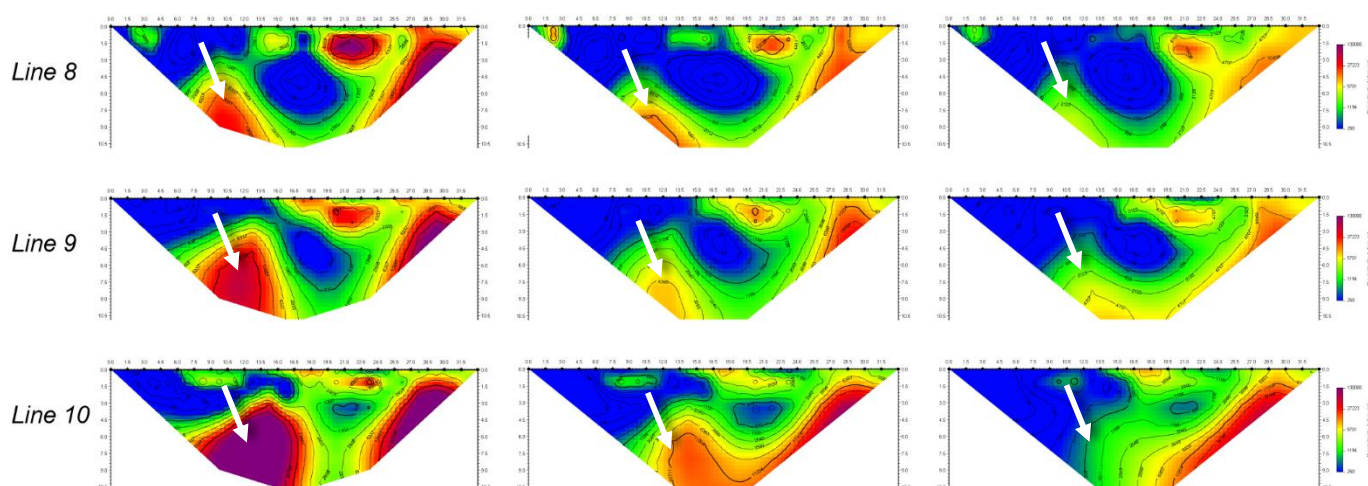


**Σχήμα 6.43** Ηλεκτρικές τομογραφίες των προφίλ 1 έως 7 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (αριστερά), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (δεξιά).



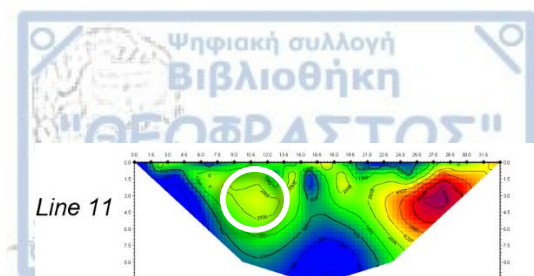
Μετά τη πλήρωση των εγκοίλων είναι εμφανής η διαφοροποίηση μεταξύ του πολύ αντιστατικού ασβεστόλιθου ανατολικά (10.000–100.000 Ohm-m) και του καρστικοποιημένου (πλέον υγιούς) πετρώματος δυτικά, το οποίο χαρακτηρίζεται από αντίσταση <600 Ohm-m.

Από το 7<sup>ο</sup> έως και το 10<sup>ο</sup> προφίλ εμφανίζεται μια δομή πολύ ψηλών αντιστάσεων (>100.000 Ohm-m) σε βάθος, η οποία δεν αποτυπώνεται στο τρισδιάστατο μοντέλο. Η δομή εμφανίζεται με μειωμένη αλλά υψηλή αντίσταση (10.000 Ohm-m) στο δεύτερο στάδιο μετρήσεων και τείνει να εξαφανιστεί στο τελευταίο (σχήμα 6.44). Η απουσία της συγκεκριμένης δομής από το τρισδιάστατο μοντέλο αποδίδεται είτε στη χρήση διαφορετικών λογισμικών αντιστροφής, είτε σε αδυναμία της τρισδιάστατης αντιστροφής.

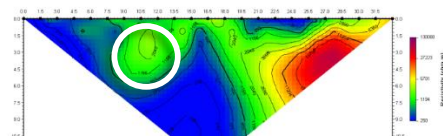
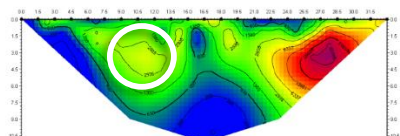


**Σχήμα 6.43** Ηλεκτρικές τομογραφίες των προφίλ 8 έως 10 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (αριστερά), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (δεξιά).

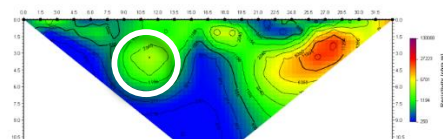
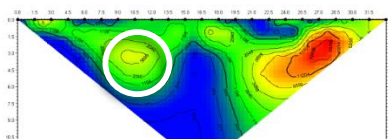
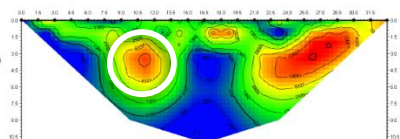
Στα προφίλ 11 έως 14 διακρίνεται μια αντιστατική δομή η οποία χαρακτηρίζεται από μικρότερη τιμή συγκριτικά με τις υπόλοιπες (6.000 Ohm-m). Οι τομογραφίες 11 και 13 δεν πραγματοποιήθηκαν κατά το ενδιάμεσο στάδιο. Παρατηρώντας όμως αυτές του τελευταίου σταδίου, η δομή συνεχίζει να διαφοροποιείται με τη τιμή της ηλεκτρικής αντίστασης να έχει μειωθεί στο μισό της αρχικής (σχήμα 6.44). Η συγκεκριμένη περιοχή συνδέεται πιθανά με καρστικές δομές εκτός της περιοχής έρευνας καθώς παρατηρούνται συνεχείς 'διαρροές' του υλικού που εισπιέζεται.



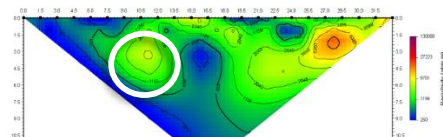
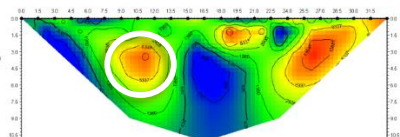
Line 11



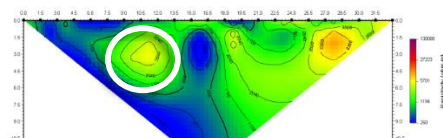
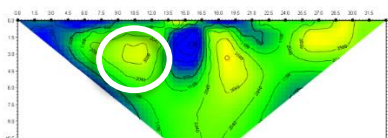
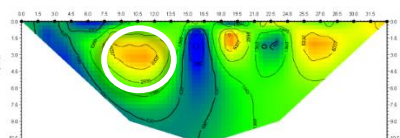
Line 12



Line 13



Line 14

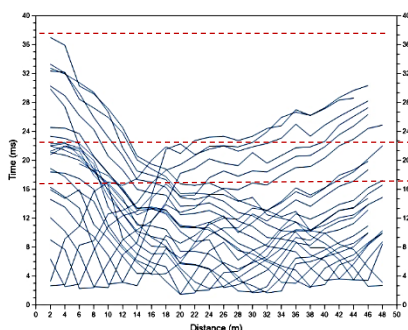


**Σχήμα 6.44** Ηλεκτρικές τομογραφίες των προφίλ 11 έως 14 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (αριστερά), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (δεξιά).

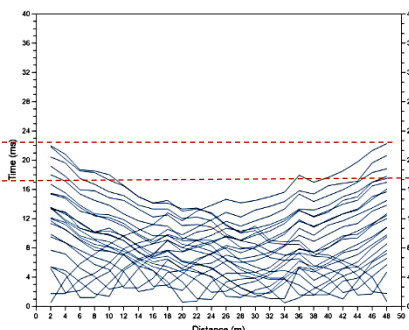
### 6.3.2 Σεισμική τομογραφία διάθλασης

Η σεισμική τομογραφία διάθλασης πραγματοποιήθηκε κατά μήκος του προφίλ L1, εφαρμόζοντας την ίδια διάταξη πηγών – γεωφώνων και τις ίδιες παραμέτρους καταγραφής.

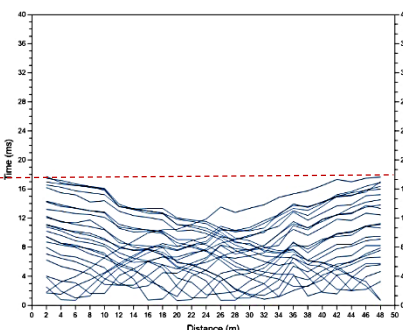
Πειραματικά δεδομένα - 1<sup>ο</sup> στάδιο



Πειραματικά δεδομένα - 2<sup>ο</sup> στάδιο (α)



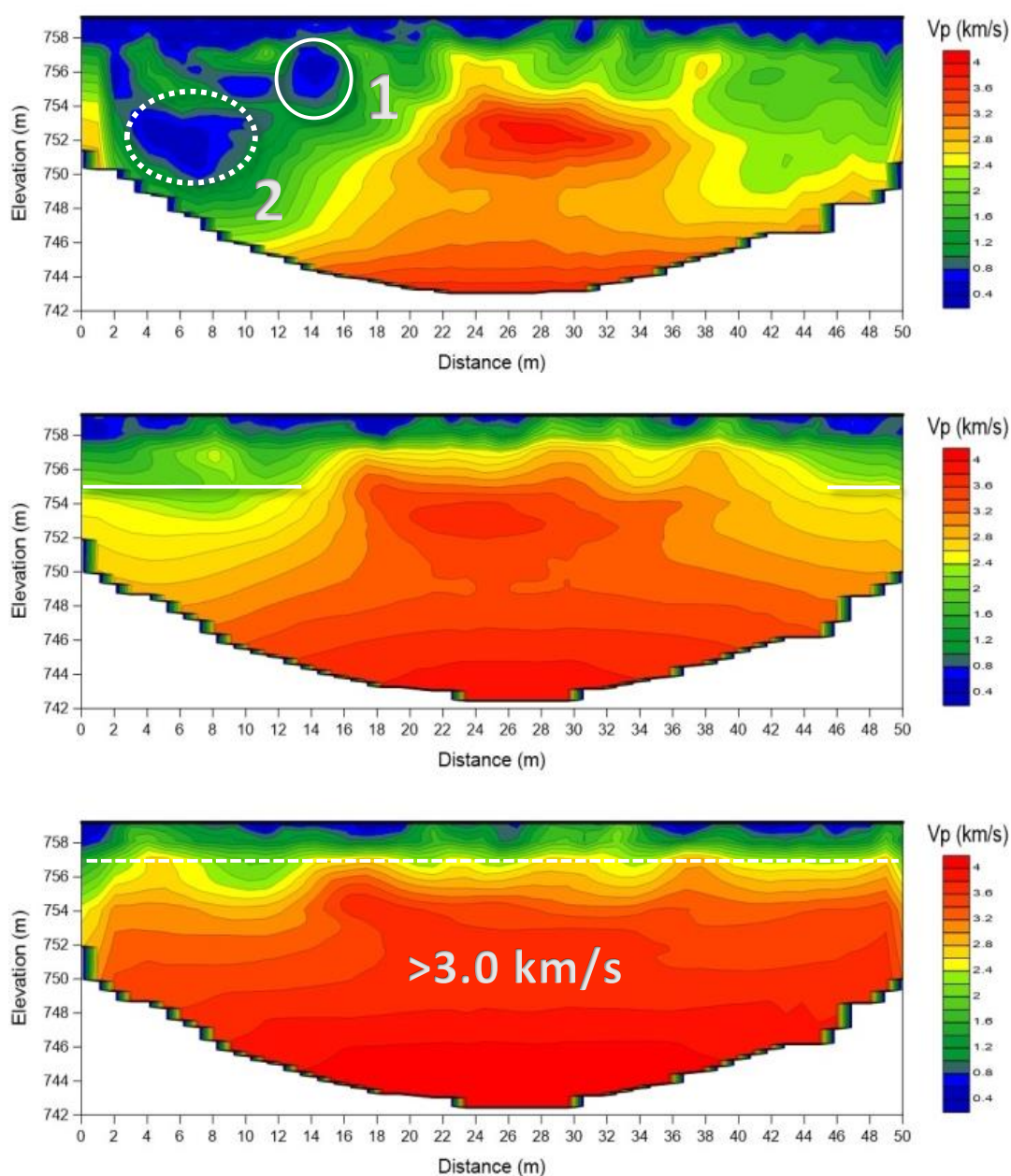
Πειραματικά δεδομένα - 2<sup>ο</sup> στάδιο (β)



**Σχήμα 6.45** Καμπύλες χρόνων διαδρομής του σεισμικού προφίλ L1 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους.



Η επίδραση του υλικού πλήρωσης στο μοντέλο ταχυτήτων είναι εμφανής στις καμπύλες χρόνων διαδρομής. Η κύρια μεταβολή στους χρόνους άφιξης παρατηρείται από το πρώτο στο δεύτερο σετ δεδομένων, ενώ περαιτέρω μείωση υπάρχει και στο τρίτο σετ. Οι καθυστερήσεις λόγω των εγκοίλων στο δυτικό τμήμα εξαλείφονται και η εξυγίανση του υποβάθρου αποτυπώνεται στις πρώτες αφίξεις των κυμάτων με την ομαλή, σχετικά, μορφή των καμπυλών (σχήμα 6.45).



**Σχήμα 6.46** Σεισμική τομογραφία διάθλασης κατά μήκος του προφίλ L1 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (πάνω), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (κάτω).

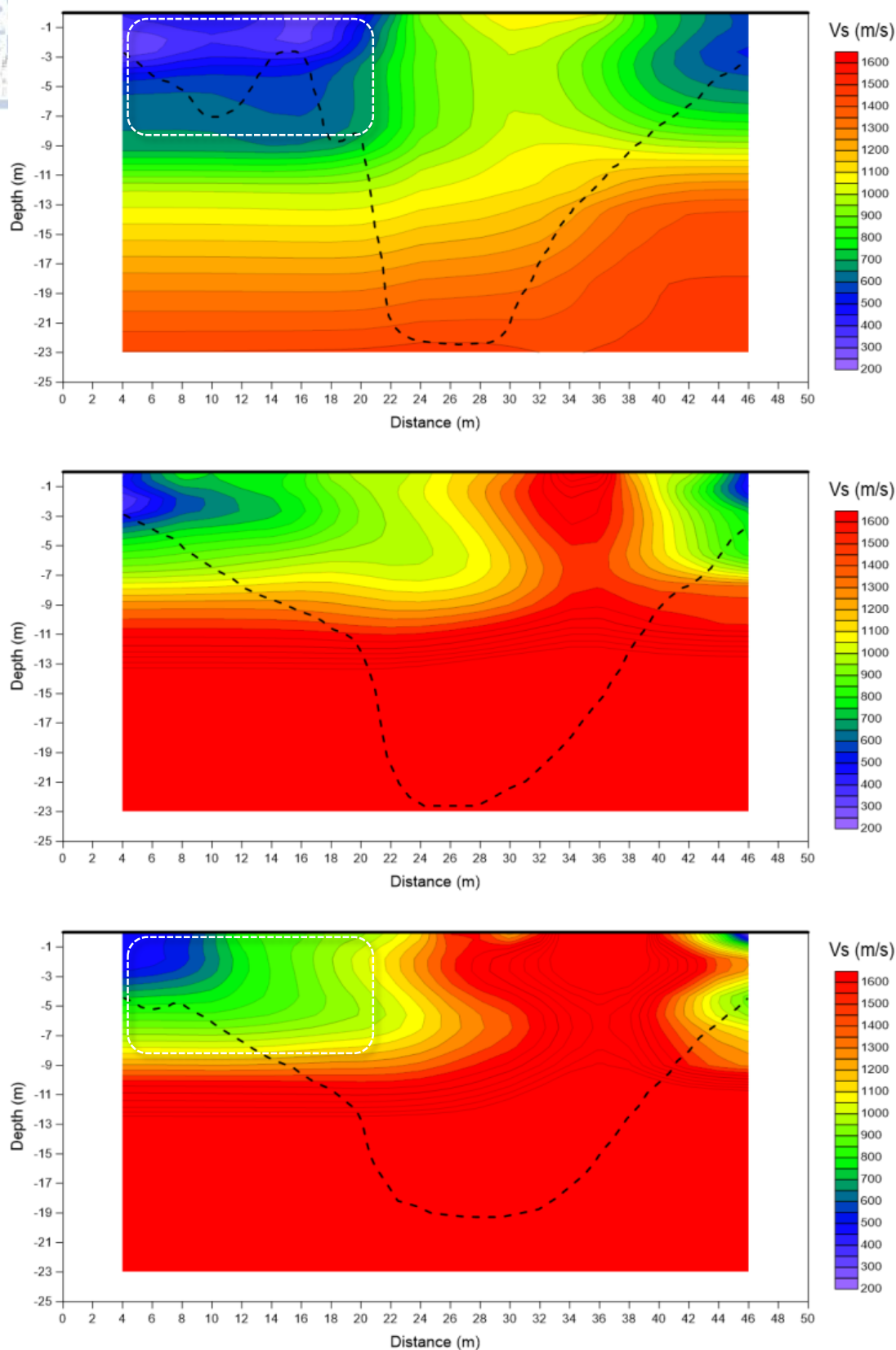
Οι μεταβολές στη ταχύτητα διάδοσης των επιμήκων κυμάτων είναι σαφείς στη σεισμική τομογραφία. Οι δομές χαμηλής ταχύτητας ( $<0.8 \text{ km/s}$ ) που αποδίδονται σε έγκοιλα στην αρχική έρευνα εξαφανίζονται. Στο στάδιο πλήρωσης των εγκοίλων ταχύτητα μικρότερη από  $2.0 \text{ km/s}$  στο δυτικό τμήμα, αναλογεί στη στάθμη του υλικού πλήρωσης στα τέσσερα μέτρα. Το τελικό μοντέλο αντιστοιχεί σε σχεδόν οριζόντια στρωματογραφία, με επιφανειακό στρώμα δύο μέτρων και ταχύτητα  $2.0 \text{ km/s}$  και ημιχώρο με ταχύτητα  $>3.0 \text{ km/s}$ . Μεταβολές παρατηρούνται και στο ανατολικό τμήμα του προφίλ, παρότι δεν εντοπίστηκαν δομές χαμηλής ταχύτητας στην αρχική έρευνα (σχήμα 6.46).

### 6.3.3 Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων

Στο σχήμα 6.47 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για τη μέθοδο της MASW κατά μήκος του προφίλ L1. Και σε αυτή τη περίπτωση είναι χαρακτηριστικές οι μεταβολές της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μετά την πλήρωση των εγκοίλων.

Η περιοχή χαμηλών ταχυτήτων συνεχίζει να διαχωρίζεται από την υπόλοιπη τομή και μετά την πλήρωση των εγκοίλων με αυξημένη όμως τιμή ( $>750 \text{ m/s}$ ), η οποία σύμφωνα με τον πίνακα 6.2 αντιστοιχεί σε συμπαγές πέτρωμα (B – class). Μεταβολή στη τιμή της ταχύτητας παρατηρείται και στο κέντρο της τομής. Η περιοχή αυτή αντιστοιχεί σε συμπαγές πέτρωμα εξαρχής. Η αύξηση της ταχύτητας οφείλεται πιθανά στη συνολική επίδραση των εγκοίλων στη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων και στον τρόπο που αυτή εκφράζεται στις καμπύλες διασποράς. Το μεγαλύτερο τμήμα του προφίλ στο τελικό μοντέλο χαρακτηρίζεται από ταχύτητα  $>1.500 \text{ m/s}$ , τιμή που αντιστοιχεί σε πολύ συμπαγές πέτρωμα (A – class).

Μεταβολές παρατηρούνται επίσης και όσο αναφορά το μέγιστο βάθος για το οποίο το μοντέλο θεωρείται αξιόπιστο. Οι μεταβολές αφορούν κυρίως την 'εξομάλυνση' της καμπύλης βάθους στην περιοχή των εγκοίλων. Το μέγιστο βάθος διασκόπησης δεν λειτουργεί ως κριτήριο για τον εντοπισμό εγκοίλων σε μια θέση, αλλά ως παράγοντας επιβεβαίωσης της αδυναμίας διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων.



**Σχήμα 6.47** Πολυκάναλη ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (MASW) κατά μήκος του προφίλ L1 σε 3 διαφορετικές χρονικές περιόδους, κατά την αρχική έρευνα (πάνω), κατά την πλήρωση των εγκοίλων (μέση) και μετά την πλήρωση (κάτω).

#### 6.3.4 Αξιολόγηση αρχικής ερμηνείας

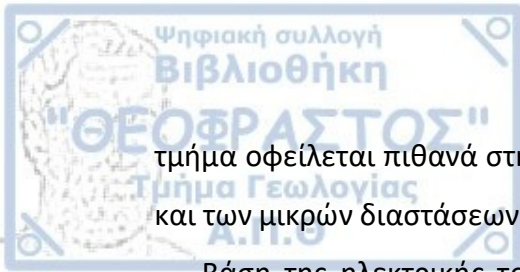
Βάση των παρατηρήσεων για κάθε μέθοδο προκύπτουν ορισμένα συμπεράσματα σχετικά με την αρχική ερμηνεία της γεωφυσικής έρευνας. Παρά το γεγονός ότι η διακριτική ικανότητα της ηλεκτρικής μεθόδου για τους καννάβους EAG1 και EAG2 ήταν ίδια, η αντιστροφή των δεδομένων των δύο καννάβων ως ένα σύνολο και του EAG1 μεμονωμένα δεν καταλήγει σε πανομοιότυπα μοντέλα. Η διαφοροποίηση στο τελικό μοντέλο οφείλεται εν μέρει στο συνολικό μήκος της τομής (και κατ' επέκταση το βάθος διασκόπησης) και στον διαφορετικό όγκο δεδομένων σε κάθε περίπτωση.

Η κυριότερη διαφορά αφορά την απόδοση των εγκοίλων ως αντιστατικά σώματα, τα οποία είναι πιο εμφανή στην αντιστροφή των δεδομένων του καννάβου EAG1. Βασικός παράγοντας στη προκειμένη περίπτωση είναι η παρουσία του πολύ αντιστατικού σώματος μεγάλων διαστάσεων στο κέντρο των καννάβων EAG1&2. Η αδυναμία ανάδειξης των εγκοίλων σχετίζεται πιθανά με τη παρουσία του σώματος αυτού και τον τρόπο με τον οποίο αυτό αλληλοεπιδρά με το ηλεκτρικό ρεύμα και επηρεάζει τη συνολική κατανομή των αντιστάσεων στο υπέδαφος. Η αντιστατική δομή στο κέντρο επηρεάζει το γεωηλεκτρικό μοντέλο, επικαλύπτοντας ουσιαστικά την επίδραση μικροδομών περισσότερο όταν βρίσκεται στο κέντρο του καννάβου (EAG1&2) παρότι όταν βρίσκεται στο άκρο (EAG1).

Παρακολουθώντας τις μεταβολές του γεωηλεκτρικού μοντέλου στα τρία στάδια μετρήσεων γίνεται αντιληπτό πως δεν προκύπτει κάποιο 'απόλυτο' κριτήριο προσδιορισμού των εγκοίλων ακόμα και στην ίδια περιοχή έρευνας. Δομές που αντιστοιχούν σε διαπιστωμένα έγκοιλα, εμφανίζονται με διαφορετική τιμή αντίστασης. Επιπλέον, αδυναμίες της διαδικασίας αντιστροφής έχουν ως αποτέλεσμα την εξαγωγή διαφορετικών συμπερασμάτων βάση των δισδιάστατων ή τρισδιάστατων μοντέλων.

Καθίσταται, λοιπόν, ξεκάθαρη η αναγκαιότητα εφαρμογής περισσότερων από μία γεωφυσικών μεθόδων. Οι σεισμικές μέθοδοι διαχώρισαν εξ αρχής έγκοιλα και συμπαγές πέτρωμα σε δομές χαμηλής και υψηλής ταχύτητας, αντίστοιχα. Η αρχική ερμηνεία της σεισμικής τομογραφίας επιβεβαιώνεται παρακολουθώντας τη σταδιακή αύξηση των ταχυτήτων και την πλήρη εξάλειψη των ανωμαλιών στο μοντέλο ταχυτήτων του τελικού σταδίου. Η αδυναμία της μεθόδου στο ανατολικό





τμήμα οφείλεται πιθανά στη σχέση μεταξύ της διακριτικής ικανότητας της μεθόδου και των μικρών διαστάσεων των κενών σε αυτή τη περιοχή.

Βάση της ηλεκτρικής τομογραφίας μετά την εξυγίανση του ασβεστόλιθου, το υπόβαθρο διαχωρίζεται σε δυο 'τύπους' με διαφορετικό εύρος τιμών ηλεκτρικής αντίστασης. Αντιθέτως, σύμφωνα με τη σεισμική τομογραφία διάθλασης το υπεδάφος χαρακτηρίζεται ομοιογενές ως προς την κατανομή των ταχυτήτων.

Όσο αφορά τη μέθοδο της MASW η αρχική ερμηνεία δεν περιλάμβανε τον προσδιορισμό εγκοίλων με συγκεκριμένη θέση και βάθος αλλά το χαρακτηρισμό της περιοχής βάση της μηχανικής συμπεριφοράς του υπεδάφους. Οι αλλαγές στο τελικό μοντέλο, με αύξηση των ταχυτήτων διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων καθώς και του βάθους διασκόπησης, μετά την εξυγίανση του υποβάθρου επιβεβαιώνουν την αρχική ερμηνεία και καθιστούν τη μέθοδο ένα χρήσιμο εργαλείο στον χαρακτηρισμό του υπεδάφους.

Στο πλαίσιο της γεωφυσικής έρευνας στο χώρο ανέγερσης του νέου Πανεπιστημίου Δυτικής Μακεδονίας εφαρμόστηκαν τρεις διαφορετικές μέθοδοι γεωφυσικής διασκόπησης σε συνδυασμό με γεωτεχνικά δεδομένα γεωτρήσεων. Συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκαν η μέθοδος της ηλεκτρικής τομογραφίας (ERT), η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (SRT) και η μέθοδος της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η γεωφυσική έρευνα επικεντρώθηκε στο κτήριο Γ και το πάρκινγκ του κτηρίου, όπου υπήρξε επιφανειακή εκδήλωση των καρστικών δομών. Στόχος ήταν ο προσδιορισμός των χαρακτηριστικών των δομών αυτών, ο εντοπισμός επιπλέον εγκοίλων στη περιοχή, η αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας των σεισμικών μεθόδων και η συνδυαστική ερμηνεία βασισμένη στο σύνολο των γεωφυσικών μεθόδων.

Η γεωφυσική έρευνα στη παρούσα μελέτη αποτελεί χαρακτηριστική περίπτωση αδυναμίας της γεωφυσικής εάν ληφθεί υπόψη μόνο μια φυσική ιδιότητα του υπεδάφους. Η ηλεκτρική μέθοδος αποδείχθηκε (έως ένα βαθμό) ανεπαρκής, λόγω του ευρύτερου αντιστατικού περιβάλλοντος της περιοχής. Η παρουσία ενός πολύ αντιστατικού σχηματισμού στη πρώτη θέση δημιούργησε αμφιβολίες στην ερμηνεία του γεωηλεκτρικού μοντέλου στο οποίο δομές διαφορετικού χαρακτήρα αποδίδονται με τον ίδιο τρόπο (ως αντιστατικές δομές). Ταυτόχρονα η αντιστροφή των δεδομένων του ενός μόνο καννάβου αναδεικνύει την επίδραση του αντιστατικού σχηματισμού στο συνολικό μοντέλο, όπου κατά κάποιο τρόπο 'επικαλύπτεται' η επίδραση των εγκοίλων με αποτέλεσμα την αδυναμία ανάδειξής τους. Το αντιστατικό περιβάλλον προκαλεί δυσκολίες και στη δεύτερη θέση όπου το έγκοιλο, παρά τις μεγάλες διαστάσεις του, δεν αποτυπώνεται με σαφήνεια στο γεωηλεκτρικό μοντέλο επειδή βρίσκεται μέσα σε σχηματισμό με εξίσου υψηλή αντίσταση.

Οι σεισμικές μέθοδοι αποδείχθηκαν εξαιρετικά χρήσιμες στον εντοπισμό των καρστικών δομών και την αποσαφήνιση των διφορούμενων αποτελεσμάτων της ηλεκτρικής μεθόδου. Η επιφανειακή εκδήλωση των εγκοίλων και η δυνατότητα συσχέτισης των αποτελεσμάτων με γεωτρήσεις στη πρώτη θέση, βοήθησε αρκετά στην αξιολόγηση της αποτελεσματικότητας των σεισμικών μεθόδων.

Η τομογραφία σεισμικής διάθλασης αποδείχθηκε και στις δύο περιπτώσεις ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο στον εντοπισμό εγκοίλων. Τόσο η μοντελοποίηση συνθετικών δεδομένων σε πρώτη φάση, όσο και η αντιστροφή των πειραματικών δεδομένων στη συνέχεια, είχαν καθοριστική σημασία στην εκτίμηση των δυνατοτήτων της μεθόδου. Και στις δύο θέσεις η σεισμική τομογραφία έπαιξε καταλυτικό ρόλο στην αποτύπωση της δομής του υπεδάφους και στην εξαγωγή των τελικών συμπερασμάτων. Στη θέση του κτηρίου Γ, η τομογραφία διάθλασης οδήγησε στον διαχωρισμό δύο αντιστατικών δομών σε έγκοιλο και συμπαγές πέτρωμα, τα οποία χαρακτηρίζονται από μικρή και μεγάλη ταχύτητα επιμήκων κυμάτων, αντίστοιχα. Στο χώρο του πάρκινγκ ο αντιστατικός όγκος αποτυπώνεται με μεγάλη ταχύτητα, ενώ το έγκοιλο διαχωρίζεται σε βάθος με μικρότερη ταχύτητα από το περιβάλλον.

Η μέθοδος της MASW αποδείχθηκε χρήσιμη στην εκτίμηση της μηχανικής συμπεριφοράς του υπεδάφους, βάση της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων. Η μέθοδος παρότι δεν μπόρεσε να αποτυπώσει τα έγκοιλα με ακριβή γεωμετρία στο χώρο, επιβεβαίωσε τον χαρακτηρισμό των καρστικοποιημένων περιοχών ως περιοχές χαμηλής ταχύτητας με αδυναμία διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων σε μεγάλο βάθος. Οι δυσκολίες που αντιμετωπίζει στον εντοπισμό καρστικών δομών οφείλονται στο γεγονός ότι οι δομές αυτές έρχονται σε αντίθεση με την αρχή λειτουργίας της μεθόδου.

Συνοψίζοντας τα συμπεράσματα της παρούσας διατριβής καταλήγουμε στα εξής:

- Η ηλεκτρική μέθοδος παρότι έχει αποδειχθεί επιτυχής σε πολλές περιπτώσεις, κρίνεται ανεπαρκής όταν εφαρμόζεται σε αντιστατικό περιβάλλον.
- Η σεισμική τομογραφία διάθλασης κρίνεται ως μια πολύ χρήσιμη και αξιόπιστη μέθοδος εντοπισμού καρστικών δομών.
- Η μέθοδος της MASW μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως συμπληρωματική τεχνική στην αξιολόγηση του υπεδάφους, χωρίς να είναι δυνατή η αποτύπωση εγκοίλων.
- Η πολυπλοκότητα ενός καρστικού συστήματος καθιστά απαραίτητη την εφαρμογή περισσότερων από μία γεωφυσικών μεθόδων και τη συνδυαστική ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

## 8 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abd El Aal, A. (2017, March). Identification and characterization of near surface cavities in Tuwaiq Mountain Limestone, Riyadh, KSA, "detection and treatment". *Egyptian Journal of Petroleum*, 26(1), pp. 215-223. doi:10.1016/j.ejpe.2016.04.004
- Abu-Shariah, M. I. (2009, February). Determination of cave geometry by using a geoelectrical resistivity inverse model. *Engineering Geology*, 105, pp. 239-244. doi:10.1016/j.enggeo.2009.02.006
- Aki, K., & Lee, W. (1976, August). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival times from local earthquakes, 1. a homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research*, 81(23), pp. 4381-4399. doi:10.1029/JB081i023p04381
- Aki, K., & Richards, P. (1980). *Quantitative Seismology: Theory and Methods*. San Francisco: W. H. Freeman.
- Beres, M., Luetscher, M., & Olivier, R. (2001). Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, 46, pp. 249-262.
- Campman, X., van Wijk, K., Riyanti, C. D., Scales, J., & Herman, G. (2004). Imaging scattered seismic surface waves. *Near Surface Geophysics*, 2, pp. 223-230.
- Cardarelli, E., Cercato, M., Cerreto, A., & Di Filippo, G. (2010). Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried. *Geophysical Prospecting*, 58, pp. 685-695. doi:10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x
- Cardarelli, E., Filippo, G. D., & Tuccinardi, E. (2006, December). Electrical resistivity tomography to detect buried cavities in Rome: a case study. *Near Surface Geophysics*, 4(6), pp. 387-392. doi:10.3997/1873-0604.2006012
- Cerveny, V. (2001). *Seismic Ray Theory*. Cambridge: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., & Bosch, F. P. (2011, September). Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: An overview. *Hydrogeology Journal*, 19(6), pp. 1169-1180. doi:10.1007/s10040-011-0746-x



- Chen, X. (1993). A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half space. *Geophysical Journal International*, 115, pp. 391-409.
- Constable, S., Parker, R., & Constable, C. (1987, March). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), pp. 289-300.
- De Waele, J., Gutiérrez, F., Parise, M., & Plan, L. (2011). Geomorphology and natural hazards in karst areas: A review. *Geomorphology*, 134, pp. 1-8. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.001
- De Waele, J., Plan, L., & Audra, P. (2009). Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *Geomorphology*, 106, pp. 1-8. doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.023
- Debeglia, N., Bitri, A., & Thierry, P. (2006). Karst investigations using microgravity and MASW; Application to Orléans, France. *Near Surface Geophysics*, 4, pp. 215-225.
- Doll, W. E., Nyquist, J. E., Carpenter, P. J., Kaufmann, R. D., & Carr, B. J. (1998). Geophysical Surveys of a Known Karst Feature, Oak Ridge Y-1 2 Plant, Oak Ridge, Tennessee. *Environmental and Engineering Geophysics*, 3, pp. 133-146.
- Ellis, R. G., & Oldenburg, D. W. (1994). Applied geophysical inversion. *Geophysics*, 42, pp. 1020-1036.
- El-Qady, G., Hafez, M., Abdalla, M. A., & Ushijima, K. (2005, December). Imaging subsurface cavities using geoelectric tomography and ground-penetrating radar. *Journal of Cave and Karst Studies*, 67(3), pp. 174-181.
- Epting, J., Huggenberger, P., & Glur, L. (2009, November). Integrated investigations of karst phenomena in urban environments. *Engineering Geology*, 109(3-4), pp. 273-289. doi:10.1016/j.enggeo.2009.08.013
- F.J.Martínez-Moreno, A.Pedrera, P.Ruano, J.Galindo-Zaldívar, S.Martos-Rosillo, L.González-Castillo, . . . Marín-Lechado. (2013, July). Combined microgravity, electrical resistivity tomography and induced polarization to detect deeply buried caves: Algaidilla cave (Southern Spain). *Engineering Geology*, 162, pp. 67-78. doi:10.1016/j.enggeo.2013.05.008

- Fadhli, Z., Saad, R., Nordiana, M. M., Azwin, N., & Bery, A. A. (2015). Mapping Subsurface Karst Formation Using 2-D Electrical Resistivity Imaging (2-DERI). *Electronic Journal of Geotechnical Engineering*, 20(1).
- Farooq, M., Park, S., Song, Y. S., Kim, J. H., Tariq, M., & Abraham, A. A. (2012, June). Subsurface cavity detection in a karst environment using electrical resistivity (er): a case study from yongweol-ri, South Korea. *Earth Sciences Research Journal*, 16(1), pp. 75-82.
- Ford, D., & Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Foti, S. (2000). *Multistation methods for geotechnical characterization using surface waves*. Torino, Italy: Politecnico di Torino.
- Gambetta, M., Armadillo, E., Carmisciano, C., Stefanelli, P., Cocchi, L., & Tontini, F. C. (2011, April). Determining geophysical properties of a nearsurface cave through integrated microgravity vertical gradient and electrical resistivity tomography measurements. *Journal of Cave and Karst Studies*, 73(1), pp. 11-15. doi:10.4311/jcks2009ex0091
- Gan, F., Chen, Y., Zhao, W., Chen, Y., & Liu, W. (2013, January). Integrated Geophysical Methods for Groundwater Exploration in a Karst Area with or Without Thin Cover – A Case Study from Tai'an City, Shandong Province, China. *Full Proceedings of the Thirteenth Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Engineering and Environmental Impacts of Karst*. doi:10.5038/9780979542275.1134
- Gan, F., Han, K., Lan, F., Chen, Y., & Zhang, W. (2017, January). Multi-geophysical approaches to detect karst channels underground — A case study in Mengzi of Yunnan Province, China. *Journal of Applied Geophysics*, 136, pp. 91-98. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.10.036
- Giorgi, L., & Leucci, G. (2014, July). Detection of Hazardous Cavities Below a Road Using Combined Geophysical Methods. *Surveys in Geophysics*, 35(4), pp. 1003-1021. doi:10.1007/s10712-013-9277-4
- Golub, G. H., & Reinsch, C. (1970). Singular Value Decomposition and Least Square Solutions. *Numer. Math*, 14, pp. 403-420.

Grandjean, G. (2006). Imaging subsurface objects by seismic P-wave tomography: numerical and experimental validations. *Near Surface Geophysics*, 4, pp. 279-287.

Grandjeana, G., & Leparoux, D. (2004). The potential of seismic methods for detecting cavities and buried objects: experimentation at a test site. *Journal of Applied Geophysics*, 56, pp. 93-106. doi:10.1016/j.jappgeo.2004.04.004

Guérin, R., Baltassat, J.-M., Boucher, M., Chalikakis, K., Galibert, P.-Y., Girard, J.-F., . . . Valois, R. (2009). Geophysical characterisation of karstic networks – Application to the Ouyse system (Poumeyssen, France). *C. R. Geoscience*, 341(10-11), pp. 810-817. doi:10.1016/j.crte.2009.08.005

Gutiérrez, F., Parise, M., DeWaele, J., & Jourde, H. (2014, November). A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst. *Earth-Science Reviews*, 138, pp. 61-88. doi:10.1016/j.earscirev.2014.08.002

Haskell, N. A. (1953, January). The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 43(1), pp. 17-34. doi:10.1029/SP030p0086

Hayashi, K., & Suzuki, H. (2004). CMP cross-correlation analysis of multichannel surface wave data. *Exploration Geophysics*, 35, pp. 7-13.

Hisada, Y. (1994). An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. Part I. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84, pp. 1456-1472.

Hisada, Y. (1995). An efficient method for computing Green's functions for a layered half-space with sources and receivers at close depths. Part II. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, pp. 1080-1093.

Ismail, A., & Anderson, N. (2012, August). 2-D and 3-D Resistivity Imaging of Karst Sites in Missouri, USA. *Environmental & Engineering Geoscience*, 18(3), pp. 281-293.

Karabutul, S., Cinku, M., & Tezel, O. (2017). Geophysical Application On Cave Detection; A Case Study In Yarimburgaz, Küçükçekmece Lake, Nw Istanbul, Turkey. *9th Congress of the Balkan Geophysical Society 5-9 November*. Antalya, Turkey.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: Blackwell Science.

- Kirsch, R. (2006). *Groundwater Geophysics-A Tool for Hydrogeology*. Berlin: Springer.
- Koulakov, I. (2009). *Code PROFIT for forward modeling and tomographic inversion based on active refraction seismic profiling data*. Novosibirsk, Russia.
- Kritikakis, G. (2017). *Users' manual for kriSIS v1.05*. Technical University of Crete, Applied Geophysics Lab, Chania.
- LaBrecque, D. J., Miletto, M., Daily, W., Ramirez, A., & Owen, E. (1996). The effects of noise on Occam's inversion of resistivity tomography data. *Geophysics*, 61, pp. 538-548.
- Leucci, G. (2003, January). Evaluation of karstic cave stability using integrated geophysical methods. *GeoActa*, 2, pp. 75-88.
- Levenberg, K. (1944). A Method for the Solution of Certain Non-Linear Problems in Least Squares. *The Quarterly of Applied Mathematics*, 2, pp. 164-168.
- Li, S., Zhou, Z., Ye, Z., Li, L., Zhang, Q., & Xu, Z. (2015, May). Comprehensive geophysical prediction and treatment measures of karst caves in deep buried tunnel. *Journal of Applied Geophysics*, 116, pp. 247-257. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.03.019
- Lines, L. R., & Treitel, S. (1984). Tutorial: a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, pp. 159-186.
- Luo, Y., Xia, J., Liu, J., Xu, Y., & Liu, Q. (2008). Generation of a pseudo-2D shear-wave velocity section by inversion of a series of 1D dispersion curves. *Journal of Applied Geophysics*, 64, pp. 115-124. doi:10.1016/j.jappgeo.2008.01.003
- Marquadt, D. W. (1963). An algorithm for least-square estimation of nonlinear parameters. *SIAM Journal on Applied Mathematics*, 11, pp. 431-441.
- Martínez-Moreno, F. J., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Teixido, T., Ruano, P., Peña, J. A., . . . Martín-Rosales, W. (2014). Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 107, pp. 149-162. doi:10.1016/j.jappgeo.2014.05.021
- McMechan, G. A., & Yedlin, M. J. (1981, June). Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46(6), pp. 869-874. doi:10.1190/1.1441225
- McMechan, G. A., Loucks, R. G., Zeng, X., & Mescher, P. (1998). Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. *Journal of Applied Geophysics*, 39, pp. 1-10.



- Meju, M. A. (1994). *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practic*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicis.
- Metwaly, M., & AlFouzan, F. (2013, July). Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. *Geoscience Frontiers*, 4(4), pp. 469-476. doi:10.1016/j.gsf.2012.12.005
- Miller, R. D., Xia, J., & Park, C. B. (2005). Seismic techniques to detect dissolution features (karst) at a proposed power-plant site. In D. K. Butler, *Near-surface geophysics* (pp. 663-679). Tulsa, Okla: Society of Exploration Geophysicists.
- Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B., & Ivanov, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *The Leading Edge*, 18, pp. 1392-1396.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics*. West Sussex: John Wiley & Sons Ltd.
- Mochales, T., Casas, A. M., Pueyo, E. L., Pueyo, O., Román, M. T., Pocoví, A., . . . Ansón, D. (2008, January). Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. *Environmental Geology*, 53(5), pp. 1067-1077. doi:10.1007/s00254-007-0733-7
- Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliass, A., Eleftheriadis, G., & Christofides, G. (1983). Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, pp. 1673-1681. doi:10.1139/e83-158
- Nasseri-Moghaddam, A. (2006). *Study of the effect of lateral inhomogeneities on the propagation of Rayleigh waves in an elastic medium*. Waterloo, Ontario, Canada: University of Waterloo.
- Nasseri-Moghaddam, A., Cascante, G., & Hutchinson, J. (2005, March). A New Quantitative Procedure to Determine the Location and Embedment Depth of a Void Using Surface Waves. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10(1), pp. 51-64.
- Nasseri-Moghaddam, A., Cascante, G., Phillips, C., & Hutchinson, D. J. (2007). Effects of underground cavities on Rayleigh waves—Field and numerical experiments. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, pp. 300-313. doi:10.1016/j.soildyn.2006.09.002

- Niu, J., Oyediran, I. A., Liu, D., Huang, X., Cui, Z., Wang, H., & Shi, X. (2015, June). Quantitative foundation stability evaluation of urban karst area: Case study of Tangshan, China. *Soils and Foundations*, 55(3), pp. 493-503. doi:10.1016/j.sandf.2015.04.002
- Nolet, G. (1987). *Seismic Tomography: With Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Nwokebuihe, S. (2014). *The description of an effective sinkhole investigation approach: a case study of two sites in Greene County, Missouri*. Missouri: Missouri University of Science and Technology.
- Obi, J. C. (2016). *Geophysical Imaging of Karst Features in Missouri*. Missouri: Missouri University of Science and Technology.
- Orfanos, C., & Apostolopoulos, G. (2012, March). Analysis of different geophysical methods in the detection of an underground opening at a controlled test site. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 15(1), pp. 7-18.
- Paige, C., & Saunders, M. (1982, June). LSQR: Sparse linear equations and least squares problems. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 8(2), pp. 195-209.
- Pain, C. C., Herwanger, J. V., Worthington, M. H., & de Oliveira, C. R. (2002). Effective Multidimensional Resistivity Inversion using Finite Element Techniques. *Geophys. J. Int*, 151, pp. 710-728.
- Parise, M., & Lollino, P. (2011). A preliminary analysis of failure mechanisms in karst and man-made underground caves in Southern Italy. *Geomorphology*, 134, pp. 132-143. doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.008
- Park, C. B., Xia, J., & Miller, R. D. (1998). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. *SEG Expanded Abstracts*, pp. 1377-1380.
- Park, S. K., & Van, G. P. (1991). Inversion of pole-pole data for 3-D resistivity structure beneath arrays of electrodes. *Geophysics*, 56, pp. 951-960.
- Parker Jr, E. H. (2010). *Multichannel analysis of surface waves (MASW) in karst terrain: Implications for detecting subsidence features and lineaments*. Athens, Georgia: University of Georgia.
- Phillips, C., Cascante, G., & Hutchinson, J. (2001). Numerical simulation of seismic surface waves. *54th Canadian Geotechnical Conference*, (pp. 1538-1545). Calgary, Alberta.

- Piscitelli, S., Rizzo, E., Cristallo, F., Lapenna, V., Crocco, L., Persico, R., & Soldovieri, F. (2007). GPR and microwave tomography for detecting shallow cavities in the historical area of "Sassi of Matera" (southern Italy). *Near Surface Geophysics*, 5, pp. 275-284.
- Putiska, R., Kusnirak, D., Dostal, I., Lacny, A., Mojzes, A., Hok, J., . . . Bosansky, M. (2014, December). Integrated geophysical and geological investigations of karst structures in Komberek, Slovakia. *Journal of Cave and Karst Studies*, 76(3), pp. 155-163. doi:10.4311/2013ES0112
- Putiska, R., Nikolaj, M., Dostal, I., & Kusnirak, D. (2012). Determination of cavities using electrical resistivity tomography. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 42(2), pp. 201-211.
- Reis, J. A., Castro, D. L., Jesus, T. E., & Filho, F. P. (2014, April). Characterization of collapsed paleocave systems using GPR attributes. *Journal of Applied Geophysics*, 103, pp. 43-56. doi:10.1016/j.jappgeo.2014.01.007
- Rybakov, M., Goldshmidt, V., Fleischer, L., & Rotstein, Y. (2001). Cave detection and 4-D monitoring: A microgravity case history near the Dead Sea. *Leading Edge*, 20, pp. 896-900.
- Samyn, K., Mathieu, F., Bitri, A., Nachbaur, A., & Closset, L. (2014, December). Integrated geophysical approach in assessing karst presence and sinkhole susceptibility along flood-protection dykes of the Loire River, Orléans, France. *Engineering Geology*, 183, pp. 170-184. doi:10.1016/j.enggeo.2014.10.013
- Sasaki, Y. (1994). Inversion using the Finite Element Method. *Geophysics*, 59, pp. 1839-1848.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., & Mandell, W. A. (2005b). An Evaluation of Methods and Available Software for Seismic Refraction Tomography Analysis. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10, pp. 21-34.
- Sheehan, J. R., Doll, W. E., Watson, D. B., & Mandell, W. A. (2005a). Application of Seismic Refraction Tomography to Karst Cavities. In E. L. Kuniansky, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5160, U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Rapid City, South Dakota, September 12-15, 2005* (pp. 29-38). doi:10.3133/sir20055160

- Smith, D. V. (2005). The State of the Art of Geophysics and Karst: A General Literature Review. In E. L. Kuniansky, *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2005-5160, U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, Rapid City, South Dakota, September 12-15, 2005* (p. 296). doi:10.3133/sir20055160
- Socco, L. V., & Strobbia, C. (2004, November). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2, pp. 165-185.
- Sumanovac, F., & Weisser, M. (2001, May). Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47(1), pp. 13-28. doi:10.1016/S0926-9851(01)00044-1
- Takeuchi, H., & Saito, M. (1972). Seismic surface waves. In B. A. Bolt, *Methods in Computational Physics, Volume 11, Seismology: Surface Waves and Earth Oscillations*. Academic Press.
- Taslim, I. (2018). Identification of Groundwater Karst Reservoir With 3D Cave Mapping And 2D Inversi Resistivity. *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*. Indonesia. doi:10.3997/2214-4609.201800438
- Thierry, P., Debeblia, N., & Bitri, A. (2005, January). Geophysical and geological characterisation of karst hazards in urban environments: Application to Orléans (France). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 64(2), pp. 139-150. doi:10.1007/s10064-004-0247-4
- Thomson, W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid. *Journal of Applied Physics*, 21, pp. 89-93. doi:10.1063/1.1699629
- Thurber, C. H. (1983, October). Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California. *Journal of Geophysical Research*, 88, pp. 8226-8236. doi:10.1029/JB088iB10p08226
- Thurber, C., & Ritsema, J. (2015). Theory and Observations - Seismic Tomography and Inverse Methods. In *Treatise on Geophysics*. Elsevier.
- Tikhonov, A. N. (1963). Solution of incorrectly formulated problems and the regularization method. *Soviet Mathematics*, 4, pp. 1035-1038.
- Tsourlos, P. (1995). *Modelling, Interpretation and Inversion of Multielectrode Resistivity Survey Data*. Department of Electronics. York: University of York.



Tsourlos, P., & Ogilvy, R. (1999). An algorithm for the 3-D Inversion of Tomographic Resistivity and Induced Polarization data: Preliminary Results. *Journal of the Balkan Geophysical Society*, 2, pp. 30-45.

Twomey, S. (1977). *Introduction to the mathematics of inversion in remote sensing and indirect measurements*. Amsterdam: Elsevier Science.

Ungureanu, C., Priceputu, A., & Li, A. (2017). Use of electric resistivity tomography (ERT) for detecting underground voids on highly anthropized urban construction sites. *Procedia Engineering*, 209, pp. 202-209. doi:10.1016/j.proeng.2017.11.148

Valois, R., Bermejo, L., Guerini, R., Hinguant, S., Pigeaud, R., & Rodet, J. (2010). Karstic Morphologies Identified with Geophysics around Saulges Caves (Mayenne, France). *Archaeological Prospection*, 17, pp. 151-160. doi:10.1002/arp.385

van der Sluis, A., & van der Vorst, H. A. (1987). Numerical solution of large, sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems. In G. Nolet, *Seismic Tomography. Seismology and Exploration Geophysics, vol 5*. Dordrecht: Springer Netherlands.

Vargemezis, G., Tsourlos, P., Papazachos, C., & Kostopoulos, D. (2007). Application of electrical resistivity tomography to the detection of the Ermakia (Northern Greece) cavity system. *Proceedings of the 11th International Congress, Athens, May, 2007*, (pp. 2060-2069). Athens.

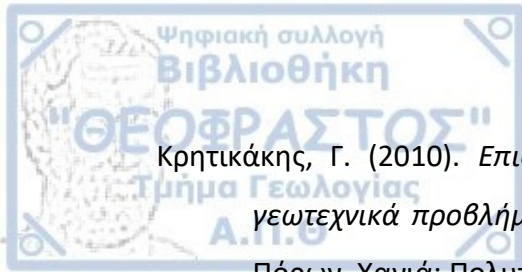
Vidale, J. (1988, December). Finite-difference calculation of travel times. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), pp. 2062-2076.

Vidale, J. (1990, May). Finite-difference calculation of traveltimes in three dimensions. *GEOPHYSICS*, 55(5), pp. 521-526.

Ward, S. (1990). Resistivity and induced polarization methods. In *Geotechnical and environmental geophysics*. Tulsa, Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists. doi:10.1190/1.9781560802785

Xia, J., Chen, C., Li, P. H., & Lewis, M. J. (2004). Delineation of a collapse feature in a noisy environment using a multichannel surface wave technique. *Geotechnique*, 54(1), pp. 17-27.

- Xia, J., Chen, C., Tian, G., Miller, R. D., & Ivanov, J. (2005, June). Resolution of High-frequency Rayleigh-wave Data. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 10(2), pp. 25-36.
- Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., & Ivanov, J. (2000). Construction of 2-D vertical shearwave velocity field by the Multichannel Analysis of Surface Wave Technique. *Proceedings of the SAGEEP*, (pp. 1197-1206). Arlington, Vancouver, Canada.
- Xia, J., Nyquist, J. E., Xu, Y., Roth, M. J., & Miller, R. D. (2007). Feasibility of detecting near-surface feature with Rayleigh-wave diffraction. *Journal of Applied Geophysics*, 62, pp. 244-253. doi:10.1016/j.jappgeo.2006.12.002
- Yi, M. J., Kim, J. H., Song, Y., Cho, S. J., Chung, S. H., & Suh, J. H. (2001). Three-Dimensional Imaging of Subsurface Structures using Resistivity Data. *Geophysical Prospecting*, 49, pp. 483-497.
- Yilmaz, O. (1987). *Seismic data processing, Investigations in Geophysics, Vol 2*. Society of Exploration Geophysicists.
- Zelt, C. A., & Smith, R. B. (1992). Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure . *Geophys. J. Int.*, 108, pp. 16-34.
- Zhu, J., Currens, J. C., & Dinger, J. S. (2011, November). Challenges of using electrical resistivity method to locate karst conduits—A field case in the Inner Bluegrass Region, Kentucky. *Journal of Applied Geophysics*, 75(3), pp. 523-530. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.08.009
- Αποστολόπουλος, Γ. (2013). *Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής*. Αθήνα.
- Αυγερινάς, Α. Β. (2014). *Ανάλυση της παραμόρφωσης και κινηματική της Πελαγονικής ζώνης στη βόρεια Ελλάδα*. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, τμήμα Γεωλογίας. Θεσσαλονίκη: ΑΠΘ.
- Βουβαλίδης, Κ. (2011). *Φυσική Γεωγραφία*. Θεσσαλονίκη: εκδόσεις Δίσιγμα.
- Βουδούρης, Κ. Σ. (2013). *Τεχνική Υδρογεωλογία - Υπόγεια Νερά*. Θεσσαλονίκη: εκδόσεις Τζιόλα.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1980). Γεωλογικός χάρτης 1:50000 Φύλλο Κοζάνης. Γραφείο εκδόσεως γεωλογικών χαρτών του Ι.Γ.Μ.Ε.



Κρητικάκης, Γ. (2010). *Επιφανειακά κύματα: Εφαρμογές σε περιβαλλοντικά και γεωτεχνικά προβλήματα*. Πολυτεχνείο Κρήτης, τμήμα Μηχανικών Ορυκτών

Πόρων. Χανιά: Πολυτεχνείο Κρήτης, εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.

Μουντράκης, Δ. Μ. (2010). *Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας*.

Θεσσαλονίκη: University Studio Press.

Τσιραμπίδης, Α. (2008). *Ιζηματογενή Πετρώματα*. Θεσσαλονίκη: εκδόσεις Γιαχούδη.