

ΠΕΤΡΑΣ ΑΘΑΝΑΣΙΟΣ

22004

ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΤΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΤΩΝ ΛΙΘΟΛΟΓΙΩΝ ΤΗΣ ΠΟΛΗΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΚΕΡΚΥΡΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Ειδίκευση: Εφαρμοσμένη Γεωλογία - Γεωφυσική

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

- **ΙΩΑΝΝΗΣ ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ** (επιβλέπων καθηγητής)

ΑΝΑΠΛ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ

- **ΝΙΚΟΛΑΟΣ ΒΟΥΛΓΑΡΗΣ**

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ

- **ΕΜΜΑΝΟΥΗΛ ΒΑΣΙΛΑΚΗΣ**

ΑΝΑΠΛ. ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, ΕΚΠΑ

ΑΘΗΝΑ 2023

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

1. Η Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης πρέπει να αποτελεί έργο του υποβάλλοντος αυτήν φοιτητή.
2. Η αντιγραφή ή η παράφραση έργου τρίτου προσώπου αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας και συνιστά σοβαρό αδίκημα. Στο αδίκημα αυτό περιλαμβάνεται τόσο η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας άλλου φοιτητή όσο και η αντιγραφή από δημοσιευμένες πηγές, όπως βιβλία, εισηγήσεις ή επιστημονικά άρθρα. Το υλικό που συνιστά αντικείμενο λογοκλοπής μπορεί να προέρχεται από οποιαδήποτε πηγή. Η αντιγραφή ή χρήση υλικού προερχόμενου από το διαδίκτυο ή από ηλεκτρονική εγκυκλοπαίδεια είναι εξίσου σοβαρή με τη χρήση υλικού προερχόμενου από τυπωμένη πηγή ή βάση δεδομένων.
3. Η χρήση αποσπασμάτων από το έργο τρίτων είναι αποδεκτή εφόσον, αναφέρεται η πηγή του σχετικού αποσπάσματος. Σε περίπτωση αυτολεξεί μεταφοράς αποσπάσματος από το έργο άλλου, η χρήση εισαγωγικών ή σχετικής υποσημείωσης είναι απαραίτητη, ούτως ώστε η πηγή του αποσπάσματος να αναγνωρίζεται.
4. Η παράφραση κειμένου, αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας.
5. Οι πηγές των αποσπασμάτων που χρησιμοποιούνται θα πρέπει να καταγράφονται πλήρως σε πίνακα βιβλιογραφίας στο τέλος της εργασίας.
6. Η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας επισύρει την επιβολή κυρώσεων. Κατά την απόφαση επί των ενδεδειγμένων κυρώσεων, τα αρμόδια όργανα του Τμήματος θα λαμβάνουν υπόψη παράγοντες όπως το εύρος και το μέγεθος του τμήματος της εργασίας που οφείλεται σε προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας. Οι κυρώσεις θα επιβάλλονται σύμφωνα με το Άρθρο 7 Παράγραφος 7 του Κανονισμού Σπουδών.

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

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

Ημερομηνία
30/03/2023

Υπογραφή Υποψηφίου

A handwritten signature in blue ink, consisting of several loops and strokes, positioned below the text 'Υπογραφή Υποψηφίου'.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία ειδίκευσης με τίτλο «Διερεύνηση των φυσικών χαρακτηριστικών των λιθολογιών της πόλης της νήσου Κέρκυρας με την εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων διασκόπησης» εκπονήθηκε στα πλαίσια του ΠΜΣ «Επιστήμες Γης και Περιβάλλον» του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών». Η έρευνα χρηματοδοτήθηκε από το έργο "Τηλέμαχος - Καινοτόμο Επιχειρησιακό Σύστημα Διαχείρισης Σεισμικού Κινδύνου Ιονίων Νήσων" (MIS 5007986), το οποίο εντάσσεται στο Περιφερειακό Επιχειρησιακό Πρόγραμμα "Ιόνια Νησιά 2014-2020".

Αντικείμενο της εργασίας αποτελεί η εφαρμογή γεωφυσικών μεθοδολογιών, ειδικότερα της γεωηλεκτρικής μεθόδου διασκόπησης και της γεωσεισμικής μεθόδου διασκόπησης, για τη διερεύνηση των γεωλογικών σχηματισμών που απαρτίζουν την πόλη της Κέρκυρας και την κατάταξή τους.

Ευχαριστώ θερμά τον Αναπλ. Καθηγητή Ιωάννη Αλεξόπουλο για την ανάθεση και την επίβλεψη της παρούσας εργασίας, τις επιστημονικές συζητήσεις και την καθοδήγησή του σε θέματα, εκτέλεσης, επεξεργασίας και παρουσίασης θεμάτων εφαρμοσμένης γεωφυσικής και όχι μόνο, αλλά και για την υποστήριξη και εμπιστοσύνη που μου έδειξε όλα τα χρόνια συνεργασίας μας. Τον ευχαριστώ θερμά για τη γνωριμία, την εκμάθηση και την υποστήριξη για την εμπλοκή μου με το αντικείμενο της εφαρμοσμένης γεωφυσικής, τις ευκαιρίες και τις εμπειρίες ενασχόλησης και την εκπαίδευσή μου κατά τη φοίτησή μου και στη διαμόρφωση της γεωσκέψης μου.

Ευχαριστώ θερμά τον Καθηγητή Νικόλαο Βούλγαρη, μέλος της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, για την εμπιστοσύνη και την υποστήριξη, τις πολύτιμες συμβουλές και την επικουρία στις μετρήσεις πεδίου, όπως και στην επεξεργασία και ερμηνεία των αποτελεσμάτων, αλλά και για την συμβολή του στην εκπαίδευσή μου στις γεωεπιστήμες.

Ευχαριστώ θερμά τον Αναπλ. Καθηγητή Εμμανουήλ Βασιλάκη, μέλος της Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, για την εμπιστοσύνη και την υποστήριξη, τις πολύτιμες συμβουλές στο στάδιο επεξεργασίας και ερμηνείας των αποτελεσμάτων αλλά και για την συμβολή του στην εκπαίδευσή μου στις γεωεπιστήμες.

Ευχαριστώ θερμά το Δρ. Σπυρίδων Δίλαλο και τη Msc γεωλόγο Γεωργία Μήτσικα για τις πολύτιμες υποδείξεις και επισημάνσεις τους στην διαχείριση, επεξεργασία και ερμηνεία των δεδομένων τις επιστημονικές μας συζητήσεις και το επιστημονικό υλικό που μου παρείχαν, σε όλη τη διάρκεια της πολύχρονης συνεργασίας μας.

Ευχαριστώ θερμά τους συναδέλφους, μεταπτυχιακούς φοιτητές και φίλους Ιωάννη Κ. Γιαννόπουλο και Βασίλειο Γκόσιο για την πολύτιμη συμβολή τους στις μετρήσεις πεδίου, αλλά και στην επεξεργασία και ερμηνεία των αποτελεσμάτων, όπως και για την συνεργασία μας όλα τα χρόνια.

Τέλος, ευχαριστώ θερμά την οικογένειά μου για την συμπαράσταση, την κατανόηση, τη ψυχολογική και οικονομική υποστήριξη σε όλη τη πορεία των σπουδών μου και της ενασχόλησής μου με τις γεωεπιστήμες, τους φίλους και συναδέλφους μου για την συμπαράσταση και την ψυχολογική υποστήριξη που έδειξαν κατά την περίοδο εκπόνησης του μεταπτυχιακού προγράμματος σπουδών.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία έχει ως αντικείμενο την εφαρμογή γεωφυσικών μεθοδολογιών για τη διερεύνηση των φυσικών χαρακτηριστικών των γεωλογικών σχηματισμών που δομούν τον αστικό ιστό πόλης. Στόχος ήταν η κατάταξη των σχηματισμών της περιοχής με βάση τα γεωτεχνικά του χαρακτηριστικά.

Η πόλη της Κέρκυρας αποτελείται στη βάση της από ασβεστόλιθους της Ιόνιας ενότητας και συγκεκριμένα από τους ασβεστόλιθους Παντοκράτορα και τους ασβεστόλιθους της Βίγλας. Ασύμφωνα στους ασβεστόλιθους έχουν αποτεθεί σχηματισμοί του Μειοκαίνου, το οποίο ξεκινά με το λατυποπαγές βάσης και συνεχίζει με μάργες μέχρι το ανώτερο Μειόκαινο.

Οι γεωφυσικές εργασίες εκτελέστηκαν σε 10 θέσεις εντός του αστικού ιστού της πόλης της Κέρκυρας, σε επιφανειακές εμφανίσεις των διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών και σε θέσεις που πληρούνταν οι προϋποθέσεις εφαρμογής των μεθοδολογιών στο πεδίο. Η πρώτη γεωφυσική μέθοδος που εφαρμόστηκε είναι η γεωηλεκτρική και συγκεκριμένα η τεχνική της *γεωηλεκτρικής τομογραφίας (ERT)*. Στις ίδιες θέσεις εφαρμόστηκε η γεωσεισμική μέθοδος διασκόπησης. Ειδικότερα εφαρμόστηκε η τεχνική της *σεισμικής τομογραφία διάθλασης (SRT)* και η *πολυκαναλική μέθοδος ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW)*.

Πραγματοποιήθηκε δειγματοληψία των γεωλογικών σχηματισμών που δομούν την πόλη της Κέρκυρας με στόχο τον εργαστηριακό προσδιορισμό της πυκνότητάς τους και σε συνδυασμό με τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων προσδιορίστηκαν οι ελαστικές σταθερές των λιθολογιών.

Από την επεξεργασία των γεωηλεκτρικών δεδομένων η ηλεκτρική ειδική αντίσταση των μαργών κυμαίνεται από 30 έως 40 Ohm.m, των λατυποπαγών του Μειοκαίνου από 400 έως 500 Ohm.m, των ασβεστόλιθων Βίγλας από 400 έως 700 Ohm.m και των ασβεστόλιθων Παντοκράτορα από 300 έως 400 Ohm.m. Από την επεξεργασία των γεωσεισμικών δεδομένων η ταχύτητα διάδοσης των διαμήκων κυμάτων στις μάργες προσδιορίστηκε στα 1300 m/s, στο λατυποπαγές του Μειοκαίνου 2350 m/s, στους ασβεστόλιθους Βίγλας 2400 m/s και στους ασβεστόλιθους Παντοκράτορα 2500 m/s.

Ο δείκτης V_{s30} υπολογίστηκε για τις μάργες σε 380 m/s, για το λατυποπαγές σε 960 m/s, για τους ασβεστόλιθους Βίγλας σε 980 m/s και για τους ασβεστόλιθους Παντοκράτορα σε 970 m/s. Με βάση τον υπολογισμό του δείκτη V_{s30} ταξινομήθηκαν, σύμφωνα με τον ευρωπαϊκό κανονισμό *Eurocode 8*, οι γεωλογικοί σχηματισμοί της πόλης της Κέρκυρας.

Τέλος, κατασκευάστηκαν χάρτες κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης ρ , των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων V_p και V_s , του δείκτη V_{s30} , των ελαστικών σταθερών (σ , E , λ , μ) και των μηχανικών παραμέτρων των επιφανειακών στρωμάτων (C_i , V , D_i , S_i). Τόσο οι ελαστικές όσο και οι μηχανικές παράμετροι των επιφανειακών στρωμάτων στο βόρειο τμήμα της παλαιάς πόλης της Κέρκυρας αντιστοιχούν σε πιο συμπαγή πετρώματα, των γεωλογικών σχηματισμών της Ιόνιας ενότητας, ενώ στο νότιο τμήμα της πόλης αντιστοιχούν σε λιγότερο συνεκτικά πετρώματα, εκείνων της μετατεκτονικής ακολουθίας που ξεκινά στο Μειόκαινο.

ABSTRACT

This thesis, with title *“Investigation of the physical characteristics of the lithologies of the city of the island of Corfu with the application of geophysical exploration methods”*, aims to apply geophysical methodologies to investigate the physical characteristics of the geological formations that structure the urban area of the city of Corfu. The objective was to classify the formations in the area based on its geotechnical characteristics.

The city of Corfu consists at its base of limestones of the Ionian unit, namely the Pantokrator limestones and the Vigla limestones. On top of the limestones, have been deposited during the Miocene the basal conglomerates and the metatectonic unit continues with marls until the upper Miocene.

The geophysical work was carried out in 10 locations within the urban area of Corfu town, in surface outcrops of the different geological formations and in locations that met the requirements for the application of the field methodologies. The first geophysical method applied is the geoelectric method, specifically the electrical resistivity tomography technique (*ERT*). In the same locations, the seismic method was applied. In particular, the seismic refraction technique (*SRT*) and the multi-channel analysis of surface waves (*MASW*) method were applied.

Sampling of the geological formations that structure the city of Corfu was carried out to determine their density in the laboratory and in combination with the seismic wave propagation velocities the elastic constants of the lithologies were determined.

From the processing of the geoelectric data the resistivity of the marls ranges from 30 to 40 Ohm.m, of the Miocene conglomerates from 400 to 500 Ohm.m, of the Vigla limestones from 400 to 700 Ohm.m and of the Pantokrator limestones from 300 to 400 Ohm. m. From the processing of the seismic data, the primary wave propagation velocity in the marls was determined to be 1300 m/s, in the Miocene conglomerates 2350 m/s, in the Vigla limestones 2400 m/s and in the Pantokrator limestones 2500 m/s.

The V_{S30} index was calculated for the marls in 380 m/s, for the conglomerates in 960 m/s, for the Vigla limestones in 980 m/s and for the Pantokrator limestones in 970 m/s. Based on the calculation of the V_{S30} index, the geological formations of Corfu town were classified according to the European regulation Eurocode 8.

Finally, distribution maps of the seismic wave propagation velocities V_p and V_s , the V_{S30} index, the elastic constants (σ , E , λ , μ) and the mechanical parameters of the surface layers (C_i , V , D_i , S_i) were constructed. Both elastic and mechanical parameters of the surface layers in the northern part of the old town of Corfu correspond to more compact rocks of the Ionian geological unit, while in the southern part of the town they correspond to less cohesive rocks corresponding to the Miocene metatectonic sequence.

Πίνακας Περιεχομένων

1. Εισαγωγή	1
1.1. Γεωλογικά Χαρακτηριστικά	1
Αλπικοί Σχηματισμοί	1
Μεταλπικοί Σχηματισμοί.....	1
2. Γεωηλεκτρική Διασκόπηση	3
2.1. Θεωρητική Θεμελίωση.....	3
2.1.1. Βασικές Αρχές.....	3
2.1.2. Φαινόμενη Ηλεκτρική Ειδική Αντίσταση	4
2.1.3. Διατάξεις Ηλεκτροδίων	4
2.1.4. Ηλεκτρικές Ιδιότητες των Γεωυλικών.....	6
2.1.5. Πλευρική Έρευνα - Γεωηλεκτρική Τομογραφία	7
2.1.6. Επεξεργασία Δεδομένων.....	9
2.2. Εφαρμογή της Γεωηλεκτρικής Μεθόδου στη Νήσο Κέρκυρα	12
2.2.1. Εξοπλισμός	12
2.2.2. Αποτελέσματα εφαρμογής της Μεθόδου της Γεωηλεκτρικής Τομογραφίας.....	13
3. Γεωσεισμική Διασκόπηση	27
3.1. Εισαγωγή στη Θεωρία της Ελαστικότητας.....	27
3.1.1. Άλλες Ελαστικές Σταθερές.....	28
3.1.2. Ανισοτροπία του Εσωτερικού της Γης.....	29
3.2. Κυματική Εξίσωση	29
3.3. Σεισμικά Κύματα	31
3.3.1. Κύματα Χώρου.....	31
3.3.2. Επιφανειακά Κύματα.....	32
3.3.3. Σεισμικά Κύματα και Ελαστικές Σταθερές	34
3.3.4. Ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε γεωυλικά	34
3.4. Διάδοση Κυμάτων στον Ημι-χώρο	36
3.4.1. Διάθλαση και Ανάκλαση των κυμάτων σε διεπιφάνεια	36
3.4.2. Περίθλαση	38
3.5. Σεισμικός θόρυβος	39
3.6. Εξασθένιση	40
3.7. Μέθοδος της Σεισμικής Διάθλασης	41
3.7.1. Βασικές Αρχές της Μεθόδου της Σεισμικής Διάθλασης	41

3.7.2. Επεξεργασία Δεδομένων Διάθλασης	43
3.7.3. Επιλογή Πρώτων Αφίξεων	47
3.7.4. Πρακτική Εφαρμογή της Τεχνικής	48
3.7.5. Περιορισμοί της Μεθόδου της Σεισμικής Διάθλασης	48
3.8. Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων	50
3.8.1 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh	50
3.8.2. Διασπορά	51
3.8.3. Τρόποι διάδοσης των κυμάτων R	52
3.8.4. Πολυκαναλική Μέθοδος Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων	52
3.8.5. Προϋποθέσεις για τη σωστή εφαρμογή της μεθόδου MASW	53
3.9. Εργαστηριακός προσδιορισμός πυκνότητας	54
3.10. Εφαρμογή της Γεωσεισμικής Μεθόδου στη Νήσο Κέρκυρα	55
3.10.1. Εξοπλισμός	55
3.10.2. Αποτελέσματα εφαρμογής των Γεωσεισμικών Μεθοδολογιών	57
3.11. Εργαστηριακός προσδιορισμός πυκνότητας των γεωλογικών σχηματισμών της Κέρκυρας	78
4. Συμπεράσματα	83
Ταχύτητες και ελαστικές Σταθερές	85
Βιβλιογραφικές Αναφορές	96

1. Εισαγωγή

1.1. Γεωλογικά Χαρακτηριστικά

Η νήσος Κέρκυρα απαρτίζεται από πετρώματα των εξωτερικών Ελληνίδων και πιο συγκεκριμένα από τους σχηματισμούς της Ιόνιας τεκτονο-στρωματογραφικής ζώνης. Αποτελείται από ιζηματογενή πετρώματα κυρίως ανθρακικής σύστασης όπως επίσης και από πολλές φάσεις κλαστικής ιζηματογένεσης.

Στην ευρύτερη περιοχή της πόλης της Κέρκυρας συναντώνται κατά κύριο λόγο λιθολογικές φάσεις του Μειοκαίνου, ενώ οι αλπικές εμφανίσεις είναι αρκετά περιορισμένες (εικ. 1.1).

Αλπικοί Σχηματισμοί

Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα (Ji k)

Ο βαθύτερος σχηματισμός της νήσου, ο οποίος έχει περιορισμένη επιφανειακή ανάπτυξη, είναι οι ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα (Ji k). Πρόκειται για άστρωτους, κρυσταλλικούς και κατά θέσεις εξαιρετικά δολομιτωμένους και κατακερματισμένους ασβεστόλιθους. Το μέγιστο πάχος εμφάνισης στη νήσο είναι περί τα 60m. Μαζί με τους ασβεστόλιθους Παντοκράτορα απαντώνται και οι ασβεστόλιθοι Σινιών, ενστρωμένοι μερικώς κρυσταλλικοί με πυριτόλιθους. Η απόθεση των συν-ταφροσιγενών φάσεων των Σινιών σηματοδοτεί την έναρξη της βύθισης της νηριτικής λεκάνης. Η φάση των ασβεστόλιθων Σινιών δε συναντάται σε όλες τις θέσεις και παρατηρείται ασύμφωνη απόθεση των μετα-ταφροσιγενών σχηματισμών (Βίγλας) πάνω στους προ-ταφροσιγενείς σχηματισμούς (Παντοκράτορας).

Ασβεστόλιθοι Βίγλας (Js Ks k)

Υπερκείμενοι της σειρά των ασβεστόλιθων Παντοκράτορα-Σινιών εμφανίζονται οι ασβεστόλιθοι Βίγλας (Js Ks k), οι οποίοι αποτελούν την πρώτη τυπική πελαγική φάση μετά την ταφροποίηση της πλατφόρμας της Ιόνιας. Είναι υπολιθογραφικοί ασβεστόλιθοι με ενδιαστρώσεις πυριτόλιθων και εναλλάσσονται με μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθους. Στη συγκεκριμένη φάση αναγνωρίζονται τα πρώτα πελαγικής φάσης απολιθώματα της ενότητας. Το μέγιστο πάχος εμφάνισής τους είναι 700 m.

Μεταλπικοί Σχηματισμοί

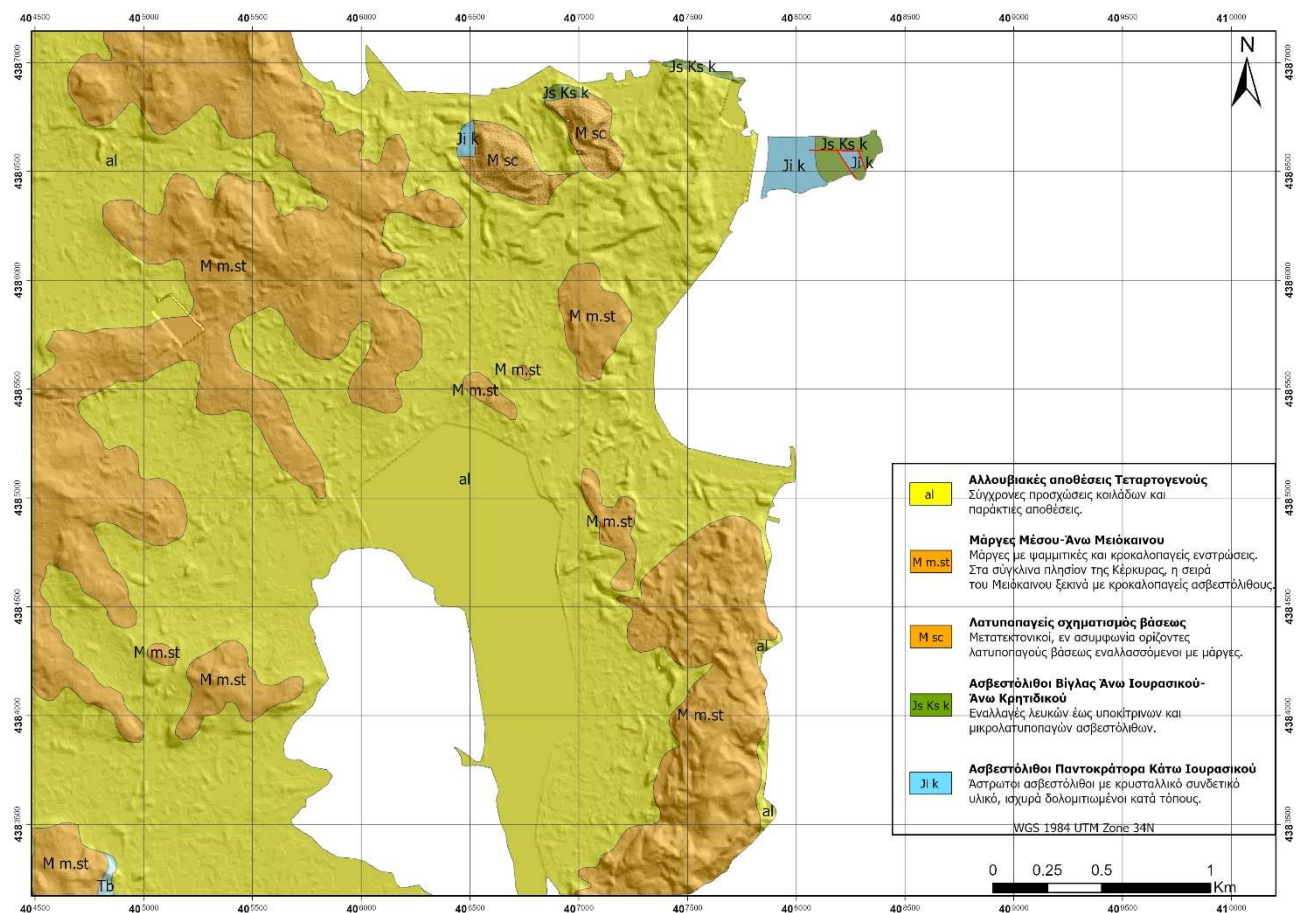
Σειρά Μέσου – Ανώτερου Μειοκαίνου (M m st, M sc)

Ασύμφωνα στους αλπικούς σχηματισμούς έχουν αποθεθεί μετατεκτονικοί ορίζοντες, με τους κατώτερους ορίζονται να αποτελούνται από λατυποπαγή βάσης (M sc) εναλλασσόμενα με μάργες πάχους 100 έως 1.000 m, οι οποίοι μεταβαίνουν σε μάργες (m) με ψαμμιτικές (st) και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις.

Στην πόλη της Κέρκυρας στα σύγκλινα που εντοπίζονται εντός αυτής, η σειρά του Μέσου – Ανώτερου Μειοκαίνου αρχίζει με κροκαλοπαγείς οργανογενείς ασβεστόλιθους.

Τεταρτογενείς Αποθέσεις (al)

Η πόλη της Κέρκυρας καλύπτεται από σύγχρονες αλλουβιακές αποθέσεις οι οποίες έχουν αποθεθεί ασύμφωνα τόσο στη σειρά του Μειοκαίνου όσο και στους αλπικούς σχηματισμούς με το πάχος τους να μην ξεπερνά τα μερικά μέτρα. Από γεωτρήσεις που πραγματοποιήθηκαν για την κατασκευή του αερολιμένα της πόλης, προσδιορίστηκαν κυρίως αμμοιλύες και οργανική ιλύς, χαλαρής έως μέσης πυκνότητας όπως επίσης και μαλακή έως πολύ σιτφρή άργιλος, μέσης έως υψηλής πλαστικότητας (Πλάτης, 2010).



Εικ. 1.1: Τροποποιημένος γεωλογικός χάρτης (ΦΧ ΒΟΡΕΙΑ ΚΕΡΚΥΡΑ, Ι.Γ.Μ.Ε., 1970) της ευρύτερης περιοχής της πόλης της Κέρκυρας.

2. Γεωηλεκτρική Διασκόπηση

Η γεωηλεκτρική διασκόπηση είναι μία μέθοδος με μακρά ιστορία στην εφαρμοσμένη γεωφυσική έρευνα, η οποία ξεκινά από τις αρχές του 20^{ου} αιώνα. Οι πρώτες εφαρμογές πραγματοποιήθηκαν στη Σουηδία για την εξερεύνηση αγώγιμων σωμάτων μετακινώντας ένα ζεύγος ηλεκτροδίων δυναμικού στη επιφάνεια του εδάφους και διατηρώντας ένα ζεύγος ηλεκτροδίων ρεύματος σε σταθερή θέση. Η μέθοδος εγκαθιδρύθηκε στην εφαρμοσμένη έρευνα από τον πρωτοπόρο *Conrad Schlumberger*.

2.1. Θεωρητική Θεμελίωση

Στις γεωηλεκτρικές μεθόδους χρησιμοποιείται τεχνητή πηγή ηλεκτρικού ρεύματος με σκοπό τη διοχέτευσή του στο έδαφος μέσω σημειακών ηλεκτροδίων. Η διαδικασία των μεθοδολογιών είναι η ταυτόχρονη μέτρηση των δυναμικών σε άλλα ηλεκτρόδια που έχουν τοποθετηθεί στην περιοχή της ροής του ηλεκτρικού ρεύματος και μαζί με τη μέτρηση της έντασής του είναι δυνατός ο προσδιορισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης του υπεδάφους.

2.1.1. Βασικές Αρχές

Η γεωηλεκτρικής μέθοδος θεμελιώνεται σε βασικές αρχές της φυσικής οι οποίες είναι γνωστές σε όλους τους επιστήμονες και μηχανικούς που ασχολούνται με τις φυσικές επιστήμες. Θεωρείται ένα κυλινδρικό δοκίμιο κάποιου υλικού μήκους L , σε m, αντίστασης R , σε Ohm και επιφάνειας διατομής A , σε m². Η **ηλεκτρική ειδική αντίσταση, ρ** , είναι η ιδιότητα του υλικού που ισούται με

$$\rho = R A / L \quad (2.1)$$

και περιγράφει την ευκολία ή τη δυσκολία διαβίβασης ηλεκτρικού ρεύματος. Το αντίστροφο μέγεθος αυτής της ιδιότητας,

$$\sigma = 1 / \rho \quad (2.2)$$

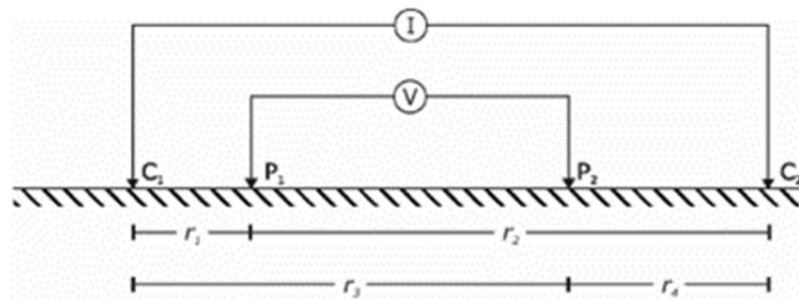
καλείται **ηλεκτρική αγωγιμότητα**. Η ηλεκτρική αγωγιμότητα περιγράφει την ικανότητα ενός υλικού να διατηρεί μακροπρόθεσμα ηλεκτρική ροή ρεύματος.

Η πυκνότητα του ρεύματος στο υπέδαφος συνδέεται με το ηλεκτρικό πεδίο μέσω του νόμου του Ohm από τη σχέση

$$J = \sigma E \quad (2.3)$$

Η διοχέτευση του ηλεκτρικού ρεύματος στο υπέδαφος πραγματοποιείται χρησιμοποιώντας συνήθως ένα ζεύγος ηλεκτροδίων ρεύματος και η μέτρηση ολοκληρώνεται σε ένα ζεύγος ηλεκτροδίων δυναμικού (Εικ. 2.1). Η διαφορά δυναμικού μεταξύ των ηλεκτροδίων υπολογίζεται από τη σχέση

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right) \quad (2.4)$$



Εικ. 2.1: Γεωηλεκτρική διάταξη, με ένα ζεύγος ηλεκτροδίων ρεύματος (C_1 - C_2) και ένα ζεύγος ηλεκτροδίων δυναμικού (P_1 - P_2) τοποθετημένη στην επιφάνεια του εδάφους (Telford et al., 1990).

2.1.2. Φαινόμενη Ηλεκτρική Ειδική Αντίσταση

Με μόνο μία μέτρηση της αντίστασης μπορεί να διερευνηθεί ένας ομογενής ημι-χώρος ο οποίος έχει την ίδια τιμή ρ σε κάθε σημείο της έκτασής του και προκύπτει από οποιαδήποτε παρόμοια μέτρηση.

Για τη μέτρηση της ειδικής αντίστασης (Everett, 2013) τοποθετούνται ηλεκτρόδια στην επιφάνεια του εδάφους, τα οποία όμως δεν είναι τυχαία τοποθετημένα στο χώρο. Επιλύοντας την εξίσωση (2.4) ως προς ρ προκύπτει

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)} = \left(\frac{2\pi\Delta V}{I}\right) G \quad (2.5)$$

Μετρώντας τη διαφορά δυναμικού ΔV και την ένταση του ηλεκτρικού ρεύματος I και εφόσον η τιμή του γεωμετρικού συντελεστή G είναι γνωστή, λαμβάνεται η τιμή ρ της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης. Για ένα μέσο ομογενές και ισότροπο η τιμή της ρ θα είναι σταθερή για κάθε τιμή έντασης I και οποιασδήποτε *διάταξης ηλεκτροδίων*.

Στην πραγματικότητα όμως η κατανομή της ρ στην Γη είναι ανομοιογενής και καθώς μεταβάλλεται η απόσταση των ηλεκτροδίων αλλάζει και ο λόγος. Η αλλαγή συνεπάγεται με διαφορετικές τιμές ρ για κάθε μέτρηση οι οποίες εξαρτώνται κατά κύριο λόγο στη διάταξη των ηλεκτροδίων. Η ποσότητα αυτή είναι γνωστή ως **φαινόμενη ηλεκτρική ειδική αντίσταση ρ_a** και αντιστοιχεί στην ειδική αντίσταση που θα υπολογιζόταν αν ο ημι-χώρος ήταν ομογενής.

2.1.3. Διατάξεις Ηλεκτροδίων

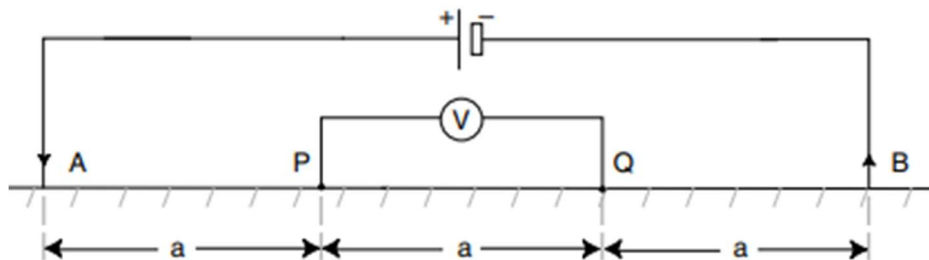
Οι διατάξεις που εφαρμόζονται για κάθε έρευνα εξαρτώνται από την τεχνική και το στόχο της εξερεύνησης. Οι πιο δημοφιλείς διατάξεις που χρησιμοποιούνται στις εφαρμογές της μεθόδου αξιοποιούν τέσσερα ηλεκτρόδια και χαρακτηρίζονται από διαφορετικά πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα όσον αφορά το βάθος της διείσδυσης, την κατακόρυφη διακριτική ικανότητα, το λόγο σήματος προς θόρυβο και την ευκολία της εφαρμογής (Zonge et al., 2005).

Διάταξη Wenner

Στη διάταξη που προτείνει ο Wenner (εικ. 2.2) χρησιμοποιούνται τέσσερα (4) ηλεκτρόδια που διατάσσονται ευθύγραμμα και ισαπέχουν μεταξύ τους απόσταση a . Τα δύο (2) χρησιμοποιούνται ως ηλεκτρόδια ρεύματος

(εξωτερικά) και τα δύο (2) ως ηλεκτρόδια δυναμικού (εσωτερικά). Η μετρούμενη φαινόμενη ειδική αντίσταση δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\rho_{\alpha} = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (2.6)$$



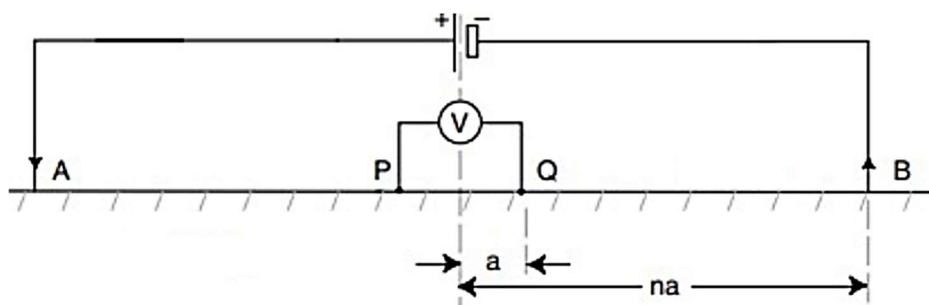
Εικ. 2.2: Διάταξη τεσσάρων συνευθειακών ηλεκτροδίων που έχει προταθεί από τον Wenner (από Everett, 2013).

Η διάταξη που πρότεινε ο Wenner έχει σχεδιαστεί για πλευρικές έρευνες εύρεσης κατακόρυφων ασυνεχειών διατηρώντας ένα σταθερό βάθος διείσδυσης. Το βάθος διείσδυσης της διάταξης *Wenner* εξαρτάται από την απόσταση a των ηλεκτροδίων, με την αύξηση της απόστασης να συνεπάγεται και σε αύξηση του βάθους διερεύνησης. Ο λόγος σήματος προς θόρυβο (S/N) είναι γενικώς καλός καθώς τα ηλεκτρόδια του δυναμικού P και Q εντοπίζονται στο μέσο της διάταξης.

Διάταξη Schlumberger

Στη διάταξη Schlumberger (εικ. 2.3) τα τέσσερα (4) ηλεκτρόδια τοποθετούνται επί ευθύγραμμης ανάπτυξης επίσης, πάνω στην οποία μετακινούνται καθ' όλη τη διάρκεια των μετρήσεων. Στηριζόμενοι στους γενικούς τύπους για τον υπολογισμό του γεωμετρικού παράγοντα, k και της φαινόμενης ειδικής αντίστασης, ρ_{α} , προκύπτει η εξής σχέση:

$$\rho_{\alpha} = \pi \frac{L^2 \Delta V}{2l I} \quad (2.7)$$



Εικ. 2.3: Διάταξη τεσσάρων συνευθειακών ηλεκτροδίων που έχει προταθεί από τον Schlumberger (από Everett, 2013).

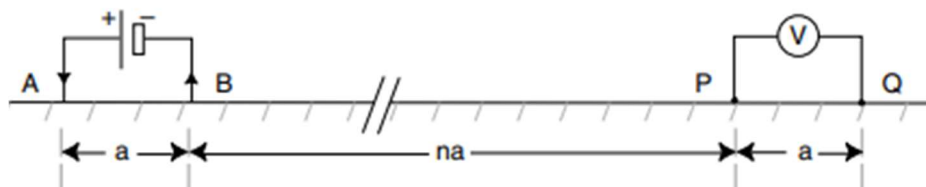
Η διάταξη που πρότεινε ο Schlumberger έχει σχεδιαστεί για την εκτέλεση *γεωηλεκτρικών βαθοσκοπήσεων*, δηλαδή τον έλεγχο της κατανομής της ειδικής αντίστασης σε μία διάσταση κάτω από ένα μόνο σημείο. Η βαθοσκόπηση με τη παραπάνω διάταξη μπορεί να πετύχει μία τέλεια διείσδυση σε βάθος με μεγάλες αποστάσεις AB . Όμως η διάταξη αυτή έχει περιορισμένη κατακόρυφη διακριτική ικανότητα διότι έχει σχεδιαστεί για έλεγχο σε βάθος. Ο λόγος σήματος προς θόρυβο (S/N) είναι μέτριος προς καλός καθώς για

σχετικά αυξημένες αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος AB τα ηλεκτρόδια δυναμικού PQ είναι σε αρκετά απομακρυσμένες από εκείνα αποστάσεις.

Διάταξη *Dipole – Dipole*

Η διάταξη (εικ. 2.4) χρησιμοποιεί δυο (2) ζεύγη ηλεκτροδίων, από τα οποία στις περισσότερες περιπτώσεις το ένα αποτελείται από τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος, ενώ το άλλο από τα δύο ηλεκτρόδια δυναμικού. Η σχέση υπολογισμού της φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης είναι:

$$\rho_a = \pi \frac{\Delta V}{I} n(n+1)(n+2)a \quad (2.8)$$



Εικ. 2.4: Διάταξη τεσσάρων συνευθειακών ηλεκτροδίων ενός διπόλου για τη διοχέτευση του ηλεκτρικού ρεύματος και ενός διπόλου για την μέτρηση της διαφοράς δυναμικού (από Everett, 2013).

Η διάταξη *Dipole – Dipole* παρέχει πλεονεκτήματα συγκριτικά με τις διατάξεις *Schlumberger* και *Wenner* όσον αφορά την κατακόρυφη διεξόδωση και την οριζόντια διακριτική ικανότητα αντίστοιχα. Όμως ο λόγος σήματος προς θόρυβο (S/N) περιορίζεται για μεγάλες αποστάσεις n και οι μετρήσεις του δυναμικού επηρεάζονται από την παραμόρφωση των γραμμών ρεύματος από μικρής κλίμακας επιφανειακές ετερογένειες.

2.1.4. Ηλεκτρικές Ιδιότητες των Γεωυλικών

Στο υπέδαφος, ο σημαντικότερος γεωλογικός παράγοντας που ελέγχει την ηλεκτρική ειδική αντίσταση είναι η χωρική κατανομή των ηλεκτρολυτών των ρευστών εντός των πόρων. Τα γεωλογικά στρώματα, κατά κύριο λόγο, είναι ηλεκτρικά ουδέτερο αφού περιέχει μεγάλο αλλά ίσο αριθμό θετικών και αρνητικών φορτίων. Μερικά από τα φορτία είναι ελεύθερα ή σχεδόν ελεύθερα να μεταναστεύουν, ή να παρασύρονται, από τόπο σε τόπο εντός του γεωλογικού μέσου. Άλλα φορτία είναι συνδεδεμένα με άτομα πλέγματος ή άλλα μικροσκοπικά, εντοπισμένα "φοτισμένα κέντρα" ή συγκρατούνται σε διεπιφάνειες υλικών. Η ηλεκτρική αγωγιμότητα σ μετράει την ικανότητα ενός υλικού να διατηρεί μακροχρόνια το ρεύμα ροή μέσω του μηχανισμού μετανάστευσης φορτίου.

Η μεταφορά φορτίων στα περισσότερα πετρώματα πραγματοποιείται ηλεκτρολυτικά, με τα ιόντα στα ρευστά των πόρων να είναι οι κύριοι μεταφορείς των φορτίων. Η κύρια μάζα των κόκκων αποτελείται κυρίως από ημι-αγώγιμα υλικά με σημαντικές εξαιρέσεις σε ότι αφορά τα μεταλλικά και πλησίον της επιφάνειας αργιλικά ορυκτά τα οποία είναι αγωγιμα. Ο χώρος που καταλαμβάνουν οι πόροι σε ένα πέτρωμα είναι κατά κύριο λόγο περισσότερο αγωγιμα από τους στερεούς κόκκους εξαιτίας της παρουσίας διαλυμένων ιόντων στα ρευστά διαλύματα των πόρων.

Η ηλεκτρολυτική αγωγιμότητα αυξάνεται με αύξηση της αλατότητας, του πορώδους και της θερμοκρασίας διότι ένα πορικό υγρό με υψηλή αλατότητα έχει μεγαλύτερη συγκέντρωση ιόντων, ένα πέτρωμα με υψηλό ποσοστό ενεργού πορώδους παρέχει περισσότερους διαύλους για τη μεταφορά των φορτίων, ενώ η υψηλότερη θερμοκρασία αυξάνει την κινητικότητα των ιόντων.

Τα καθαρά πυριτο-κλαστικά πετρώματα, όπως ένας καθαρός αδιατάραχτος καλά διαβαθμισμένος ψαμμίτης, τυπικά παρουσιάζουν ένα μέτρια διακοκκώδες πρωτογενές πορώδες, με αυτό το διασυνδεδεμένο δίκτυο πόρων να προσδίδει υψηλή ηλεκτρική αγωγιμότητα. Σε τέτοιους ψαμμίτες με βαθμό κορεσμού των πόρων S_w και πορώδους ϕ ο εμπειρικός νόμος του Archie αποδίδει την *ηλεκτρική ειδική αντίσταση* όπως περιγράφεται από τη σχέση:

$$\rho = \alpha \rho_w S_w^n \phi^m \quad (2.9)$$

όπου ο συντελεστής α εξαρτάται από τον προσανατολισμό, το μέγεθος και το σχήμα των κόκκων, την υγρασία και την περιεκτικότητα σε άργιλο, η τιμή ρ_w χαρακτηρίζει την ηλεκτρική ειδική αντίσταση του ρευστού που εντοπίζεται στους πόρους, ο δείκτης n είναι ένας συντελεστής του βαθμού κορεσμού και η παράμετρος m είναι γνωστή ως ο παράγοντας τιμμεντοποίησης ο οποίος εξαρτάται από το σχήμα των κόκκων. Ο παράγοντας $\alpha \phi^m = F$ είναι γνωστός και ως *παράγοντας σχηματισμού*.

Τα αργιλικά ορυκτά που προέρχονται από δευτερογενείς διαγενετικές διαδικασίες μπορούν να καλύψουν τους κόκκους της άμμου και να πληρώσουν τμήματα των κενών μειώνοντας τόσο το *πορώδες* όσο και την *περατότητα*. Τα αργιλικά ορυκτά επιπλέον έχουν αρνητικό φορτίο στην επιφάνειά τους το οποίο παρέχει μία επιπλέον δίοδο αντίστοιχη της οποίας δεν υπάρχει σε καθαρούς ψαμμίτες και συνεπώς οι αργιλικοί σχηματισμοί χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερη ηλεκτρική αγωγιμότητα από του ψαμμίτες. Συνεπώς στην περίπτωση ύπαρξη αργιλικών στοιχείων δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο νόμος του Archie χωρίς σημαντικές τροποποιήσεις (Worthington, 1993).

2.1.5. Πλευρική Έρευνα - Γεωηλεκτρική Τομογραφία

Οι παραδοσιακές τεχνικές εφαρμογής της γεωηλεκτρικής μεθόδου χρησιμοποιούν μία συμβατική διάταξη ηλεκτροδίων κατά μήκος ενός ορισμένου ημι-επιπέδου, χωρίς να μετακινείται το *κέντρο διάταξης*. Μία *γεωηλεκτρική βαθσοσκόπηση* παρέχει τη μονοδιάστατη (1-D) κατανομή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης συναρτήσει του βάθους στο σημείο του κέντρου της διάταξης και επιτυγχάνεται με την ανάπτυξη των ηλεκτροδίων εκατέρωθεν αυτού του σημείου.

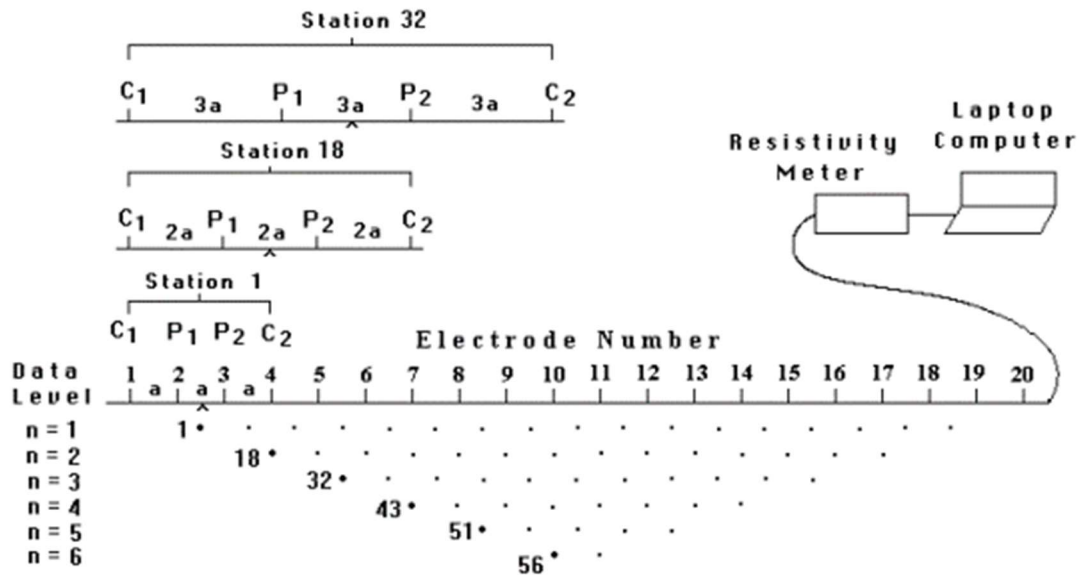
Με την ανάπτυξη πολύ-καναλικών συστημάτων λήψης δεδομένων και των αλγόριθμων επεξεργασίας σε περισσότερες από μία διαστάσεις, έχει αναπτυχθεί η διερεύνηση περίπλοκων υπεδαφικών δομών. Για το λόγο αυτό η γεωηλεκτρική τομογραφία είναι από τις πιο δημοφιλείς τεχνικές που εφαρμόζεται τις τελευταίες δεκαετίες. Η διασκόπηση πραγματοποιείται με την τοποθέτηση μεγάλου αριθμού ηλεκτροδίων σε ίσες οριζόντιες αποστάσεις κατά μήκος ενός επιπέδου και τη λήψη μετρήσεων σε κάθε δυνατό συνδυασμό που διατίθεται στο ανάπτυγμα του προφίλ.

Ο υπό έρευνα στόχος καθορίζει κάθε φορά το ανάπτυγμα της τομής, το βάθος διερεύνησης, την πυκνότητα των μετρήσεων στον ημι-χώρο και συνεπώς τη **διακριτική ικανότητα** της μεθόδου, η οποία καθορίζεται από την απόσταση των ηλεκτροδίων που τοποθετούνται στην επιφάνεια.

Στην εικόνα 2.5 παρουσιάζεται η τυπική εγκατάσταση του εξοπλισμού αλλά και τα σημεία των μετρήσεων, χρησιμοποιώντας τη διάταξη Wenner, μίας δυσδιάστατης έρευνας όπως πρωτο-εφαρμόστηκε από τον M.H. Loke (Loke, 1999).

Κατά τη διαδικασία της λήψης των μετρήσεων λαμβάνονται όλοι οι δυνατοί συνδυασμοί σύμφωνα με τον διαθέσιμο αριθμό των ηλεκτροδίων που έχουν τοποθετηθεί. Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι καθώς αυξάνεται η απόσταση των ηλεκτροδίων ο αριθμός των μετρήσεων μειώνεται. Ο αριθμός των μετρήσεων που μπορούν να ληφθούν για κάθε απόσταση των ηλεκτροδίων, για δεδομένο αριθμό ηλεκτροδίων κατά μήκος του προφίλ διερεύνησης, εξαρτάται από τη εφαρμοζόμενη διάταξη (Loke, 1999). Η διάταξη Wenner έχει τον

ελάχιστο αριθμό σημείων μέτρησης και λόγω αυτής της αυξημένης ταχύτητας ολοκλήρωσης της δειγματοληψίας σε συνδυασμό με την αξιοπιστία και τη διακριτική ικανότητα που παρέχει, την έχουν καταστήσει την πλέον εφαρμοσμένη διάταξη σε δυσδιάστατες έρευνες.



Εικ. 2.5: Τυπική ακολουθία των μετρήσεων για την κατασκευή μίας ψευδο-τομής (Loke M.H., 1999).

Το γεωηλεκτρικό τομόγραμμα προκύπτει από την ταύτιση της τομής της μετρούμενης *φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης* με την τομή της υπολογιζόμενης *φαινόμενης αντίστασης*, η οποία έχει προκύψει επιλύοντας τη εξίσωση του *Laplace* για τη μία συγκεκριμένη γεωηλεκτρική δομή της γης:

$$\nabla (\sigma \nabla \varphi) = 0$$

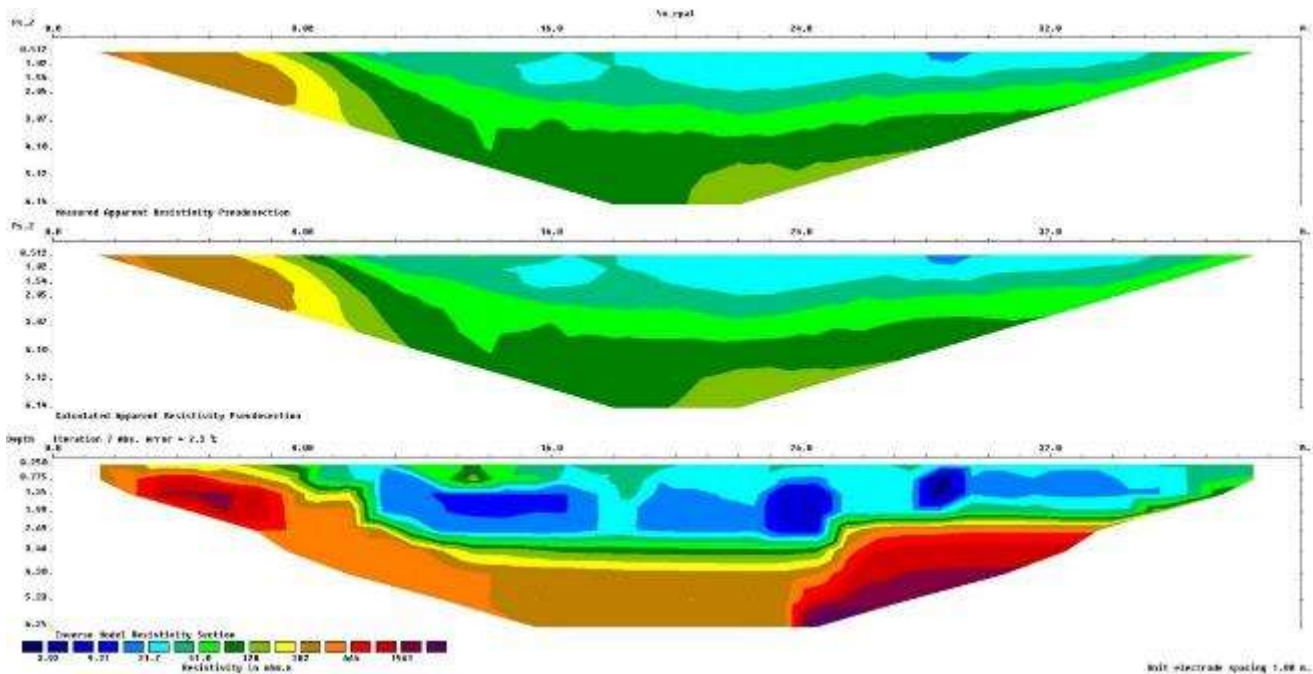
όπου $\sigma(r) = 1/\rho(r)$, η χωρική μεταβολή της ηλεκτρικής αγωγιμότητας. Η κατανομή του ηλεκτρικού δυναμικού $\varphi(r)$ αξιολογείται στις θέσεις των ηλεκτροδίων του δυναμικού και μετασχηματίζεται στην υπολογιζόμενη *φαινόμενη αντίσταση*. Εν συνεχεία το μοντέλο της κατανομής της $\rho(r)$ προσαρμόζεται και η φαινόμενη αντίσταση επανυπολογίζεται, ιδανικά, έως ότου ταυτίζεται με την κατανομή της μετρούμενης φαινόμενης αντίστασης (εικ. 2.6) ή εντός κάποιων προκαθορισμένων αποδεκτών ορίων ανεκτικότητας.

Για την επίλυση του προβλήματος εφαρμόζεται μία διαδικασία με διαδοχικές επαναλήψεις, με έναρξη ένα αρχικό αυθαίρετο μοντέλο *φαινόμενης ειδικής αντίστασης*. Το σύστημα εξισώσεων που επιλύεται συμπεριλαμβάνει τις παραμέτρους του μοντέλου, τα δεδομένα μετρήσεων που έχουν ληφθεί και τις υπολογιζόμενες τιμές που προκύπτουν στα στάδια της αντιστροφής. Στη συνέχεια πραγματοποιείται το στάδιο της αντιστροφής με την επίλυση των εξισώσεων για την εύρεση των παραμέτρων του μοντέλου (στο οποίο αντικατοπτρίζονται οι εδαφικές συνθήκες) παράγοντας ένα βελτιωμένο μοντέλο παραμέτρων. Από αυτό το μοντέλο υπολογίζεται η φαινόμενη ειδική αντίσταση που θα του αντιστοιχούσε και συγκρίνεται με τη φαινόμενη αντίσταση που έχει μετρηθεί στο πεδίο. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται μέχρις ότου επιτευχθεί ο προκαθορισμένος βαθμός ταύτισης θεωρητικών και μετρούμενων τιμών φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ_a).

Συνδυάζοντας πολλαπλά δυσδιάστατα προφίλ με διαφορετικούς προσανατολισμούς και πλήρης 3-D μοντελοποίηση και αλγορίθμους αντιστροφής, είναι δυνατή η τρισδιάστατη απεικόνιση της κατανομής της ειδικής αντίστασης στο χώρο. Για την αποφυγή κατασκευής ψευδών ευρημάτων (Gharibi and Bentley, 2005) απαραίτητη προϋπόθεση είναι η απόσταση των προφίλ να μην υπερβαίνει το διπλάσιο έως τετραπλάσιο της απόστασης των ηλεκτροδίων.

2.1.6. Επεξεργασία Δεδομένων

Το πρόβλημα της μη-μοναδικότητας της λύσης είναι αρκετά γνωστό στην αντιστροφή των γεωφυσικών δεδομένων. Στη συγκεκριμένη μέθοδο για το ίδιο «πακέτο» μετρήσεων υπάρχει μία μεγάλη ποικιλία μοντέλων που οδηγούν στις ίδιες υπολογιζόμενες τιμές *φαινόμενης ειδικής αντίστασης*. Για τον περιορισμό των πιθανών μοντέλων γίνονται κάποιες παραδοχές που αφορούν τη φύση της υπεδαφικής δομής, οι οποίες μπορούν να συμπεριληφθούν στη διαδικασία της αντιστροφής. Οι παραδοχές αυτές πρέπει πάντα να προέρχονται από τις γεωλογικές γνώσεις που αφορούν τη συγκεκριμένη τοποθεσία που πραγματοποιείται το γεωφυσικό πείραμα.



Εικ. 2.6: Παράδειγμα αποτελέσματος αντιστροφής γεωηλεκτρικών δεδομένων. Στην πρώτη κατά σειρά τομή απεικονίζεται η κατανομή της μετρούμενης *φαινόμενης ειδικής αντίστασης* (ρ_a). Στην τρίτη κατά σειρά τομή είναι το μοντέλο της κατανομής της *ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης* (ρ) και στη δεύτερη κατά σειρά τομή απεικονίζεται η υπολογιζόμενη *φαινόμενη ηλεκτρική ειδική αντίσταση* (ρ_a) η οποία προκύπτει από τις τιμές του μοντέλου ρ . Η τιμή *RMS* εκφράζει την απόκλιση της μετρούμενης από την υπολογιζόμενη *φαινόμενη ηλεκτρική ειδική αντίσταση* (εικόνα του λογισμικό RES2DInv από θέση διασκόπησης στην πόλη της Κέρκυρας).

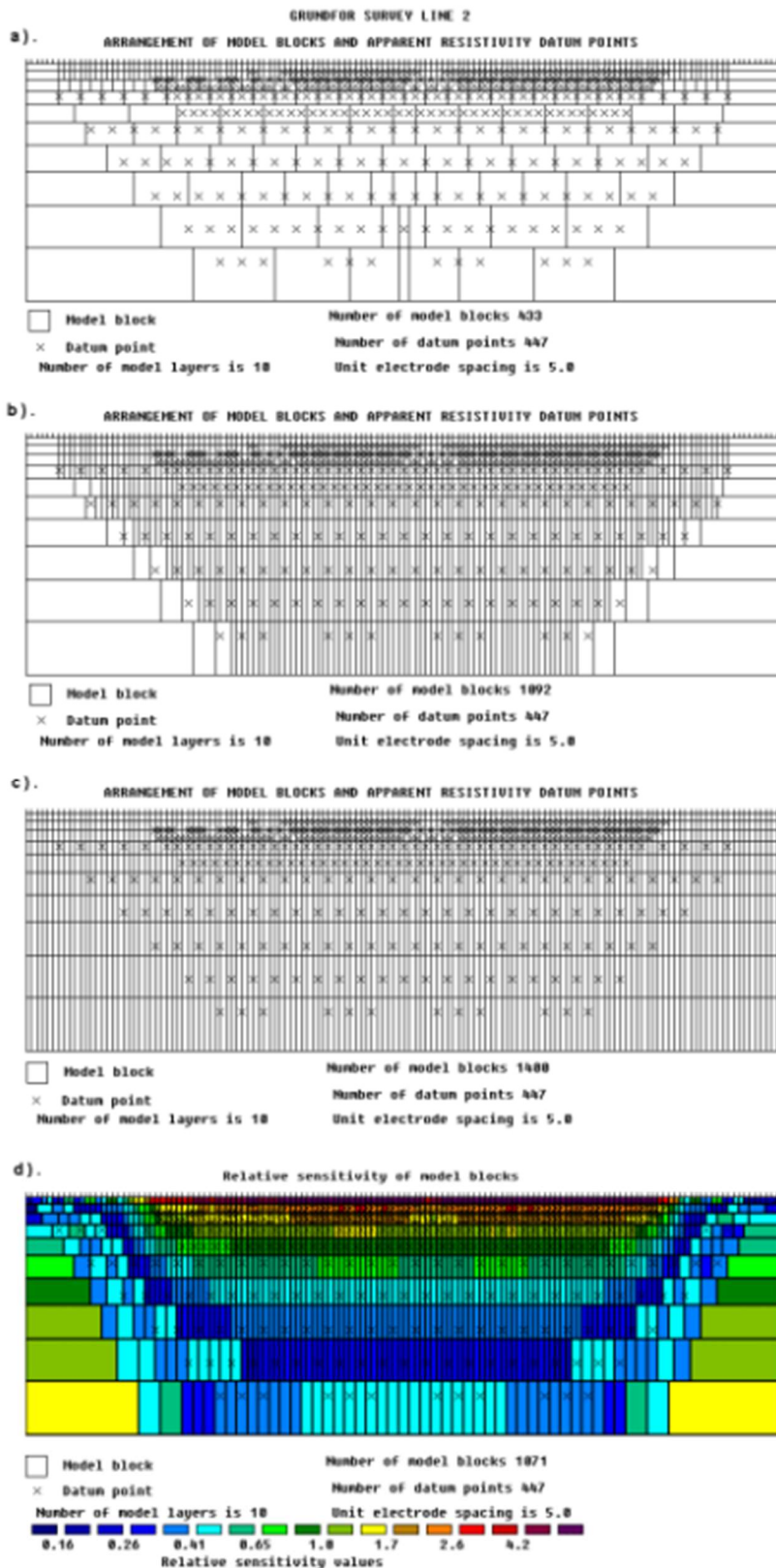
Σε κάποιες περιπτώσεις είναι γνωστό αν η μετάβαση των υπεδαφικών στρωμάτων είναι σταδιακή, όπως στην περίπτωση ενός μητρικού πετρώματος με την ανάπτυξη ενός υπερκείμενου μανδύα αποσάθρωσης του ίδιου υλικού ή ενός οριζοντα μόλυνσης, ή αν υπάρχουν διακριτά όρια μεταξύ των σωμάτων, όπως στην περίπτωση διεισδύσεων πυριγενών σωμάτων σε ιζηματογενείς ακολουθίες ή θαμμένων αντικειμένων. Η γεωλογική γνώση είναι σημαντική για την επιλογή των αλγορίθμων αντιστροφής που θα επιλεγούν για τη μοντελοποίηση. Οι περισσότερες ομάδες δεδομένων εντοπίζονται κάπου ενδιάμεσα από αυτές τις δύο ακραίες περιπτώσεις ορίων

εντός του ημι-χώρου. Είναι επίσης γνωστό πως σε κάποια γεωλογικά σώματα κυριαρχεί η οριζόντια συνιστώσα, όπως στην περίπτωση ιζηματογενών στρωμάτων, ενώ σε κάποια άλλα κυριαρχεί η κατακόρυφη συνιστώσα, όπως ρήγματα ή *dykes*. Η πληροφορία αυτή μπορεί να ενσωματωθεί στη διαδικασία της αντιστροφής με τον καθορισμό της σχετικής βαρύτητας που δίνεται στα οριζόντια και κατακόρυφα φίλτρα.

Ένας πολύ σημαντικός παράγοντας για την κατασκευή ενός αποδεκτού μοντέλου είναι η ποιότητα των δεδομένων. Οι ομαλές διακυμάνσεις της φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης είναι δείκτης της καλής ποιότητας των γεωηλεκτρικών δεδομένων. Στην περίπτωση που υπάρχουν πολύ απότομες μεταβολές μεταξύ διαδοχικών σημείων, είναι πιθανόν να οφείλονται σε *κακά σημεία δεδομένων (bad datum points)*. Τέτοια κακής ποιότητας δεδομένα μπορεί να οφείλονται σε λαθεμένη τοποθέτηση των ηλεκτροδίων στην επιφάνεια και μπορούν να εξαιρεθούν από τη διαδικασία της αντιστροφής. Η εξαίρεση πρέπει να πραγματοποιείται λαμβάνοντας κατά νου τις διαστάσεις και του βάθους του υπο έρευνα στόχου, της διακριτικής ικανότητας και των επιπέδων των μετρήσεων για την αποφυγή εξαίρεσης σημαντικών σημείων μετρήσεων.

Ένας σημαντικός παράγοντας που καθορίζει σε μεγάλο βαθμό την επεξεργασία και την εικόνα του αποτελέσματος είναι το μέγεθος και η κατανομή των ορθογώνιων τεμαχίων (*blocks*) που χρησιμοποιούνται από το μοντέλο της αντιστροφής. Η επιλογή των σωστών παραμέτρων σε συνδυασμό με την απόσταση των ηλεκτροδίων καθορίζουν τη διακριτική ικανότητα της τεχνικής. Το βάθος του πλέον υποκείμενου στρώματος καθορίζεται από το μέγιστο διερεύνησης στο οποίο υπάρχουν σημεία μέτρησης, ενώ ο αριθμός των *blocks* δεν πρέπει να ξεπερνά τα σημεία της μέτρησης. Τα στρώματα χαρακτηρίζονται από αυξανόμενο πάχος (εικ. 2.7) καθώς αυξάνεται το βάθος διερεύνησης όπως επίσης και αυξημένο πάχος των *blocks* που εντοπίζονται στα εκατέρωθεν άκρα των βαθύτερων στρωμάτων. Κάθε *block* επηρεάζει με διαφορετικό βαθμό τη διαδικασία της αντιστροφής και για το λόγο αυτό κάθε ένα από αυτά χαρακτηρίζεται από μία *σχετική τιμή ευαισθησίας*, δείκτης της επιρροής τους στο καθορισμό του αποτελέσματος (εικ. 2.7d).

Αποδεκτά μοντέλα είναι εκείνα που χαρακτηρίζονται από τη χαμηλότερη τιμή *RMS (Root Mean Square)*. Στη παραπάνω διαδικασία η τιμή *RMS* είναι το μέτρο της απόκλισης της υπολογιζόμενης φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ_a) με την μετρούμενη. Σε κάποιες περιπτώσεις το μοντέλο με τη χαμηλότερη δυνατή τιμή *RMS* αναδεικνύει υπερβολικά υψηλές και μη ρεαλιστικές διακυμάνσεις της ειδικής αντίστασης του μοντέλου και συνεπώς το γεωφυσικό αυτό μοντέλο να μην είναι κατάλληλο να περιγράψει την πραγματική γεωλογία της περιοχής. Σε γενικές γραμμές, η πιο σωστή προσέγγιση είναι να επιλέγεται το μοντέλο της επαναληπτικής διαδικασίας κατά την οποία η τιμή *RMS* δεν μεταβάλλεται σημαντικά μεταξύ δύο διαδοχικών επαναλήψεων (Loke M.H., 1999).



Εικ. 2.7: Υποδιαίρεση του ημι-χώρου σε ορθογώνια *blocks* για την ερμηνεία των δεδομένων χρησιμοποιώντας διαφορετικούς αλγόριθμους. Τα μοντέλα είναι α) προκαθορισμένες τιμές του λογισμικού, β) αλγόριθμος στον οποίο ο αριθμός των *blocks* ξεπερνά τον αριθμό των μετρήσεων, γ) μοντέλο που επεκτείνεται προς τα άκρα της γραμμής των ηλεκτροδίων και δ) χρησιμοποιώντας τις τιμές ευαισθησίας ενός ομογενούς ημι-χώρου (Loke, 2000).

2.2. Εφαρμογή της Γεωηλεκτρικής Μεθόδου στη Νήσο Κέρκυρα

Για τον προσδιορισμό της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών αλλά και τον έλεγχο της πλευρικής ανομοιογένειας εφαρμόστηκε η τεχνική της *γεωηλεκτρικής τομογραφίας*. Χρησιμοποιήθηκε η διάταξη ηλεκτροδίων *Wenner*.

2.2.1. Εξοπλισμός

Για την εφαρμογή της μεθόδου της *γεωηλεκτρικής τομογραφίας* χρησιμοποιήθηκε η μονάδα *Terrameter SAS 300B* του οίκου *ABEM*, σε συνδυασμό με το σύστημα της επιλογή των διαφορετικών συνδυασμών ηλεκτροδίων, με τον αριθμό τους να ανέρχεται σε 41, όπως και ηλεκτρονικός υπολογιστής με εγκατεστημένο το λογισμικό αυτοματοποιημένης διαχείρισης των ηλεκτροδίων (εικ. 2.8). Το σύστημα έχει τη δυνατότητα πολλαπλών αυτόματων διαδοχικών μετρήσεων, διοχετεύοντας την επιθυμητή ποσότητα συνεχούς ηλεκτρικού ρεύματος και υπολογίζοντας την ωμική αντίσταση μέσω της αυτόματης μεθόδου προσδιορισμού της μέσης τιμής.



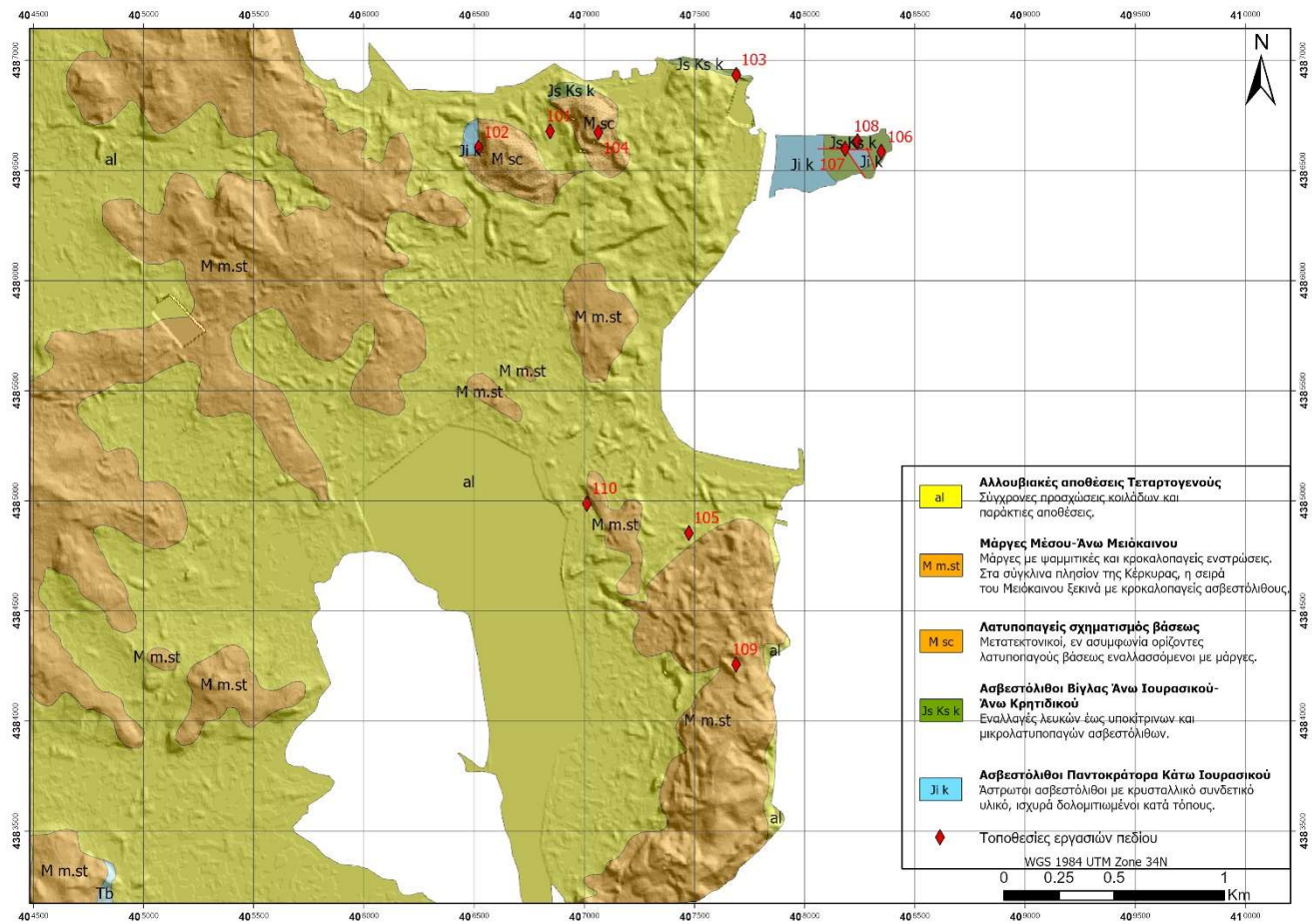
Εικ. 2.8: Εξοπλισμός υπαίθρου για την πραγματοποίηση της τεχνικής της γεωηλεκτρικής τομογραφίας.

Τα δεδομένα της μετρούμενης ειδικής αντίστασης αντιστράφηκαν με τη χρήση του λογισμικού *RES2DINV*. Του οίκου *Geotomo Software* (Loke & Lane, 2004 Loke, 2020), το οποίο καθορίζει αυτόματα ένα δισδιάστατο (2-D) μοντέλο ειδικής αντίστασης για το υπέδαφος (Dahlin, 1996). Για τον υπολογισμό της φαινόμενης ειδικής αντίστασης χρησιμοποιείται μία υπορουτίνα μοντελοποίησης πεπερασμένων διαφορών (finite-difference) ή πεπερασμένων στοιχείων (finite-element), ενώ για τον υπολογισμό της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης χρησιμοποιείται μία μη γραμμική, περιορισμένης ομαλότητας προσέγγιση βελτιστοποίησης ελαχίστων τετραγώνων (non-linear smoothness-constrained least squares optimization) (deGroot-Hedlin και Constable 1990).

2.2.2. Αποτελέσματα εφαρμογής της Μεθόδου της Γεωηλεκτρικής Τομογραφίας

Οι δέκα (10) θέσεις όπου εκτελέστηκαν οι δύο (2) γεωφυσικές τεχνικές (εικ. 2.9) βρίσκονται εντός του αστικού και περι-αστικού ιστού της πόλης της Κέρκυρας.

Για το εντοπισμό τους κύρια μέριμνα ήταν η διασφάλιση των προϋποθέσεων εφαρμογής κάθε μεθόδου στην ύπαιθρο, όπως η ευθύγραμμη ανάπτυξη των ηλεκτροδίων ρεύματος και μακριά από τεχνητά ηλεκτρικά πεδία ή αγωγούς οι οποίοι μπορεί να εισάγουν θόρυβο στη διαδικασία των μετρήσεων και να επηρεάσουν το στάδιο της αξιολόγησης.



Εικ. 2.9: Οι δέκα (10) θέσεις των γεωφυσικών μετρήσεων πεδίου.

Θέση 102 (5^ο ΓΕΛ)

Οι γεωφυσικές εργασίες πεδίου πραγματοποιήθηκαν εντός της έκτασης του γηπέδου, πλησίον του σχολικού κτηρίου, με διεύθυνση ανάπτυξης Δ-Α (εικ. 2.10).

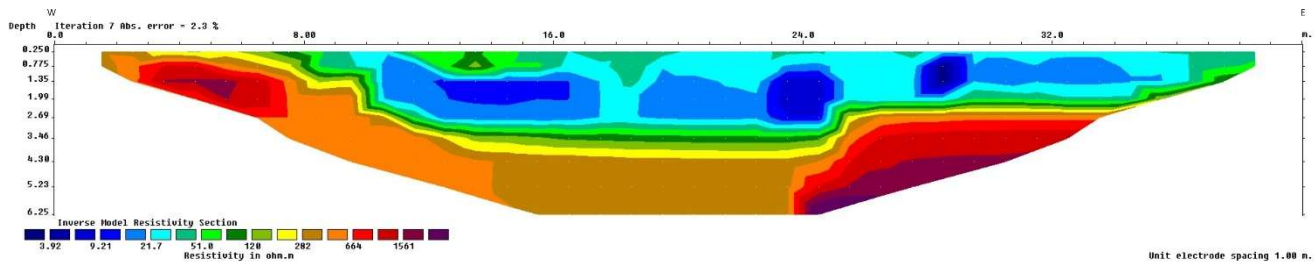


Εικ. 2.10: Η θέση 102 (5° ΓΕΛ). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6m περίπου.

- Αναπτύσσονται δύο γεωηλεκτρικά στρώματα (εικ. 2.11).
- Στο επιφανειακό στρώμα παρατηρούνται τιμές ρ από 2 - 20 $\Omega\text{m.m}$
- Εντοπίζεται από την επιφάνεια έως το βάθος των 3 m.

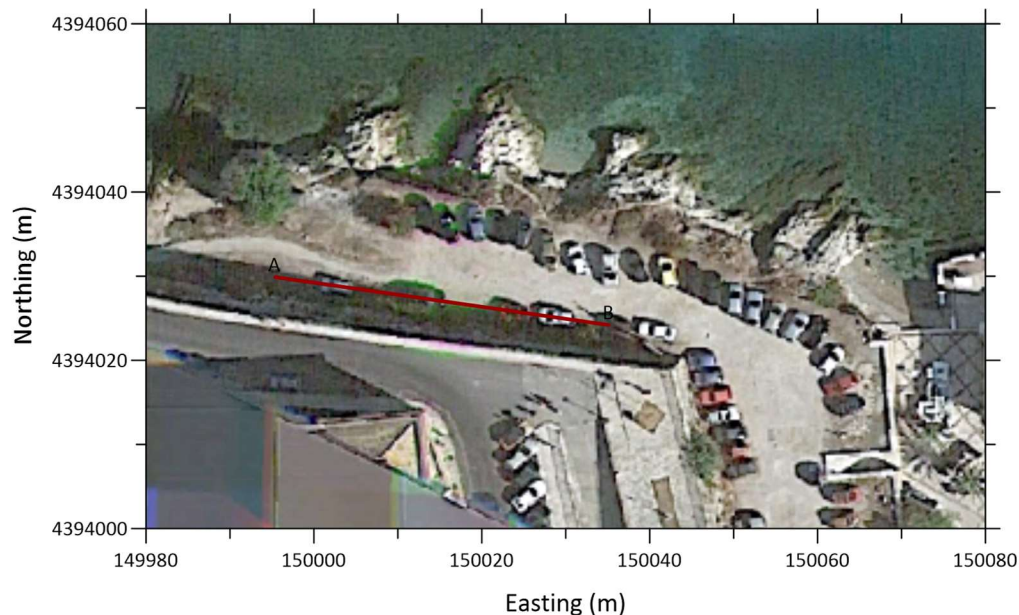
- Ο δεύτερος γεωηλεκτρικός σχηματισμός εντοπίζεται κάτω από το επιφανειακό στρώμα με τιμές (ρ) που κυμαίνονται από 300 έως 800 ohm.m.
- Εντοπίζεται έως το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5 m.



Εικ. 2.11: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 102.

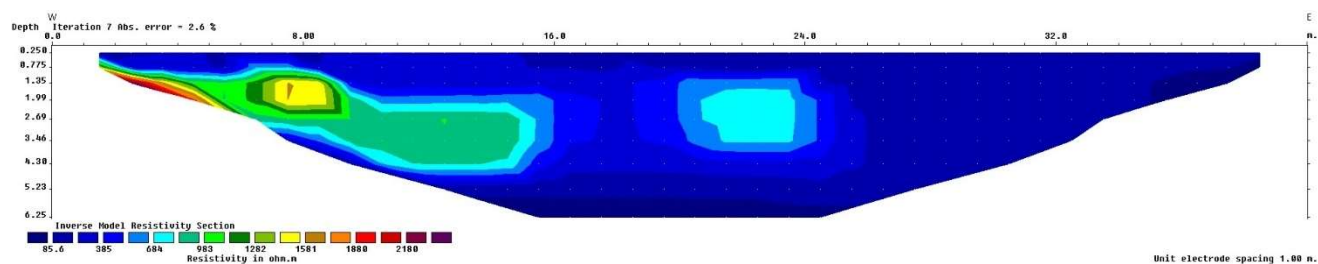
Θέση 103 (Φαληράκι)

Η θέση βρίσκεται στο παραθαλάσσιο τμήμα της περιοχής, βόρεια του κτηρίου του Ιόνιου Πανεπιστημίου (εικ. 2.12). Η απόσταση των ηλεκτροδίων ορίστηκε στο 1m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής ήταν 40m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα περίπου 6m.



Εικ. 2.12: Η θέση 103, στο Φαληράκι. Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

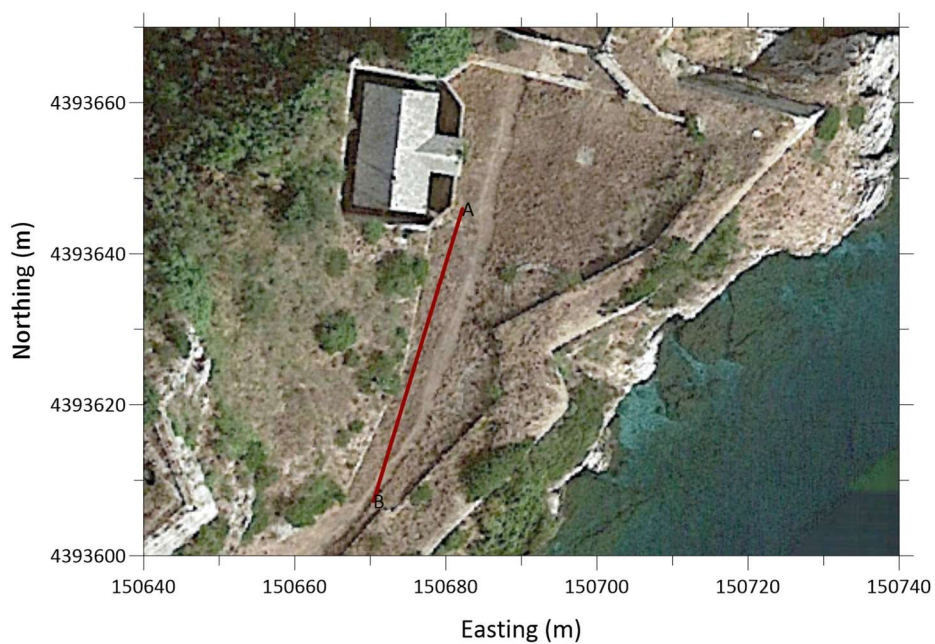
- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) κυμαίνεται από 100 έως 500 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 4,5 m.



Εικ. 2.13: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 103.

Θέση 106 (*Cavo d' Isidoro*)

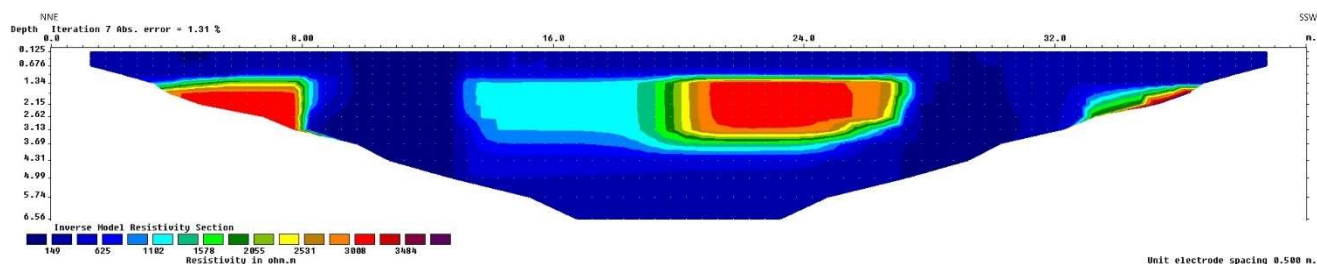
Εντοπίζεται στο παραθαλάσσιο τμήμα της περιοχής, εντός της έκτασης του παλαιού Φρουρίου. Στην ίδια θέση πραγματοποιήθηκαν οι εργασίες πεδίου με διεύθυνση ανάπτυξης της τομής BBA-NNΔ (εικ. 2.14).



Εικ. 2.14: Η θέση 106 (*Cavo d' Isidoro*). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6 m περίπου.

- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.15) κυμαίνεται από 100 έως 600 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5 m.
- Στην τομή εμφανίζονται δύο μεγάλοι αντιστατικοί στόχοι ύψους 2m οι οποίοι φαίνεται να σχετίζονται με την παλιά σπλαποθήκη του φρουρίου.



Εικ. 2.15: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 106.

Θέση 107 (Αγγλικό Νοσοκομείο)

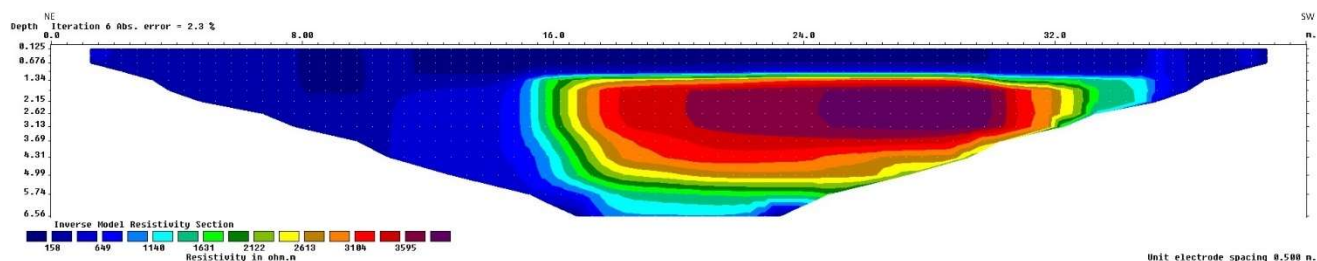
Η θέση των εργασιών πεδίου εντός της έκτασης του παλαιού Φρουρίου, βορειο-ανατολικά του κτηρίου του παλαιού Αγγλικού Νοσοκομείου, με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΑ-ΝΔ (εικ. 2.16).



Εικ. 2.16: Η θέση 107 (Αγγλικό Νοσοκομείο). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6m περίπου.

- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.17) κυμαίνεται από 100 έως 650 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5 m.
- Ο αντιστατικός στόχος που εντοπίζεται στο κέντρο της τομής δεν αντιστοιχεί σε κάποιο γεωλογικό σώμα αλλά στην ύπαρξη υπόγειας αίθουσας του παλαιού φρουρίου.



Εικ. 2.17: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 107.

Θέση 108 (ΠΟΙΑΘ)

Η θέση των εργασιών πεδίου εντοπίζεται πλησίον του συλλόγου ιστιοπλοΐας, ανατολικά του κτηρίου του Ιόνιου Πανεπιστημίου, με διεύθυνση ανάπτυξης Α-Δ (εικ. 2.18).

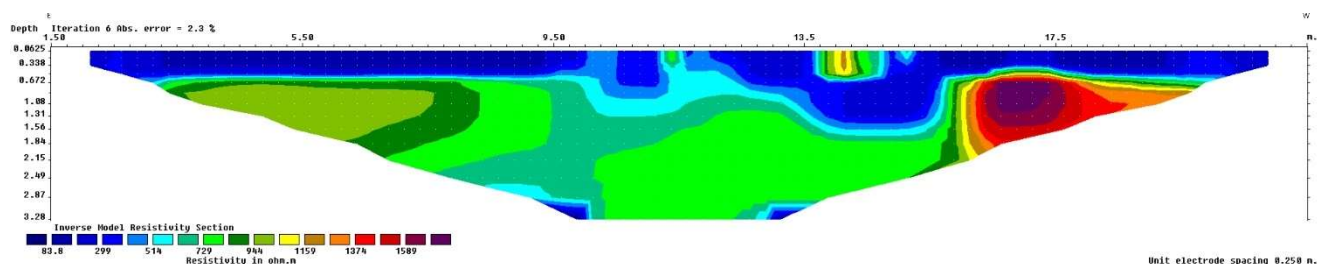




Εικ. 2.18: Η θέση 108 (ΠΟΙΑΘ). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν σε 0,5 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 20 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 3 m περίπου.

- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.19) κυμαίνεται από 100 έως 500 ohm.m.
- Στο κεντρικό τμήμα της τομής εμφανίζεται ένας επιμήκης αντιστατικός στόχος ύψους 2m ο οποίος φαίνεται να μην αντιστοιχεί γεωλογικό σχηματισμός αλλά σε υπόγεια αίθουσα του φρουρίου.



Εικ. 2.19: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 108.

Θέση 101 (π. ΚΤΕΛ)

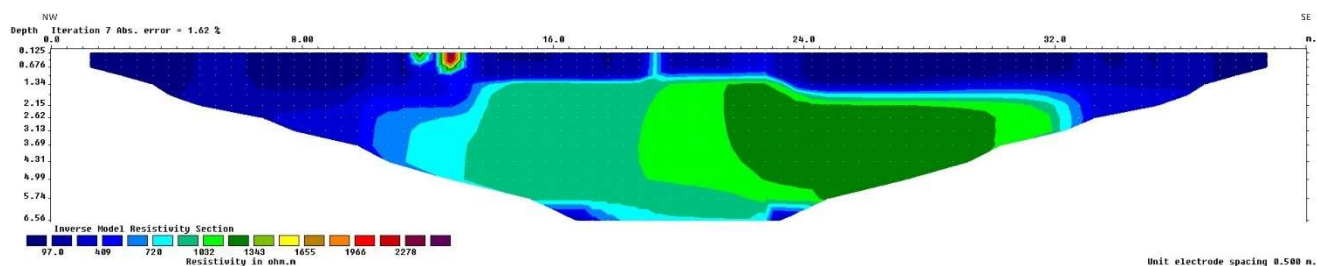
Οι γεωφυσικές εργασίες πεδίου πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή δυτικά του νέου Φρουρίου στο πρώην σταθμό ΚΤΕΛ, με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ-ΝΑ (εικ. 2.20).



Εικ. 2.20: Η θέση 101 (π. ΚΤΕΛ). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6m περίπου.

- Από την ποσοτική ερμηνεία των δεδομένων διακρίνονται δύο γεωηλεκτρικοί σχηματισμοί.
- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.21) κυμαίνεται από 150 έως 450 ohm.m.
- Εντοπίζεται έως το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5 m.



Εικ. 2.21: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 101.

Θέση 104 (Νέο Φρούριο)

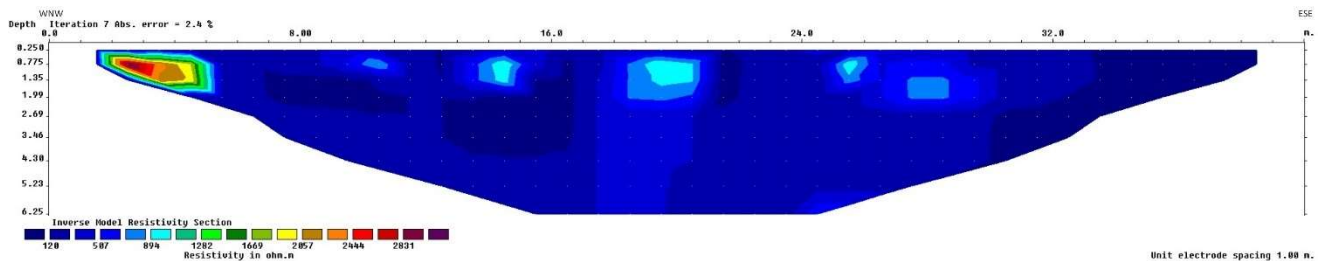
Οι γεωφυσικές εργασίες πεδίου πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή του νέου Φρουρίου στο παλαιό χώρο στάθμευσης της αγοράς της πόλης, με διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ-ΝΑ (εικ. 2.22).



Εικ. 2.22: Η θέση 104 (Νέο Φρούριο). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6m περίπου.

- Η τιμή της ρ (εικ. 2.23) κυμαίνεται από 150 έως 500 $\Omega\text{m.m}$.
- Εντοπίζεται έως το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5m.



Εικ. 2.23: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 104.

Θέση 105 (Κτήμα Κοκοτού)

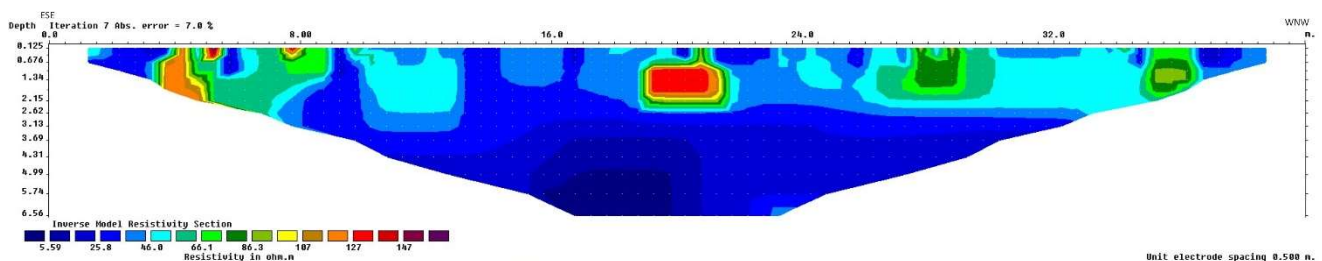
Η τοποθεσία που εφαρμόστηκαν οι γεωφυσικές μεθοδολογίες εντοπίζεται νότια της πόλης της Κέρκυρας, δυτικά του αερολιμένα της πόλης, πλησίον του 4^{ου} Δημοτικού της πόλης Κέρκυρας (εικ. 2.24).



Εικ. 2.24: Η θέση 105 (Κτήμα Κοκοτού). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6 m περίπου.

- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.25) κυμαίνεται από 30 έως 50 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6 m.



Εικ. 2.25: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 105.

Θέση 109 (Ιταλικοί Στάβλοι)

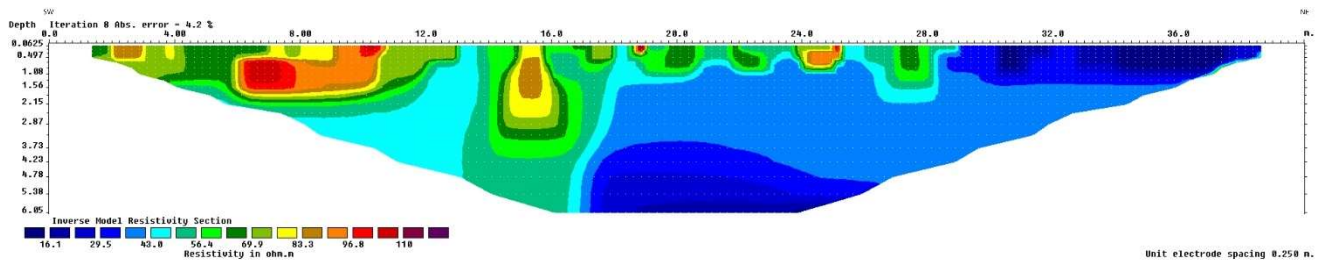
Η τοποθεσία που εφαρμόστηκαν οι γεωφυσικές μεθοδολογίες εντοπίζεται νότια της πόλης της Κέρκυρας, εντός της έκτασης του Mon Repos (εικ. 2.26).



Εικ. 2.26: Η θέση 109 (Ιταλικοί στάβλοι). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 40 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 6m περίπου.

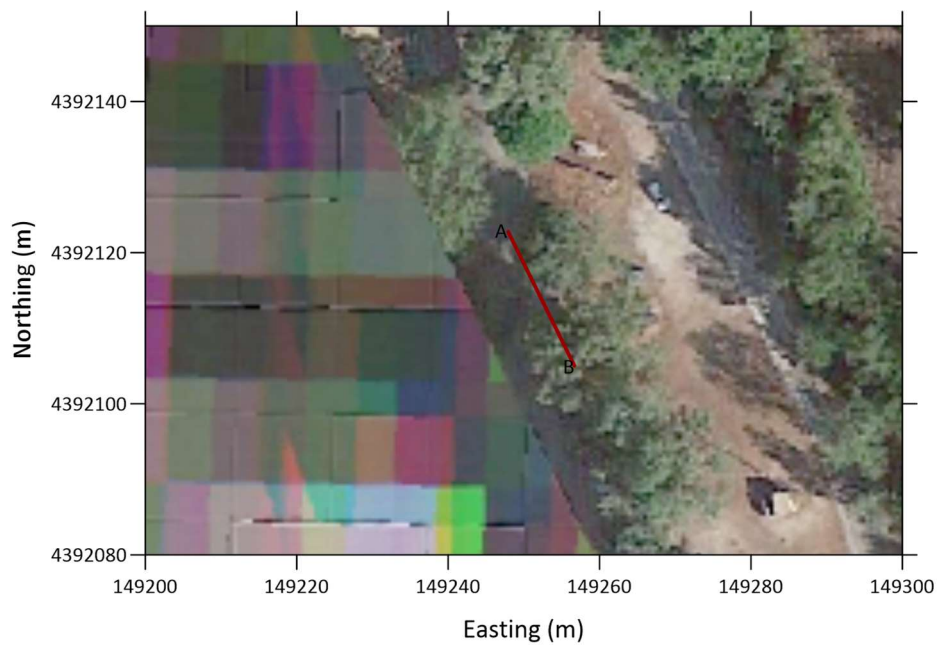
- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.27) κυμαίνεται από 20 έως 50 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6,5 m.
- Εντός αυτού του μαλακού σχηματισμούς φαίνεται να υπάρχουν θαμμένοι στόχοι καθώς εμφανίζονται αρχαιολογικά ευρήματα νότια της τομής.



Εικ. 2.27: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 109.

Θέση 110 (Νεκροταφείο)

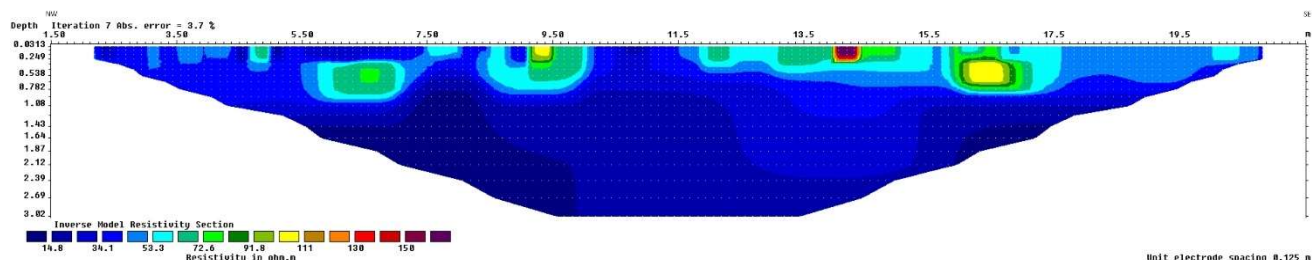
Η τοποθεσία που εφαρμόστηκαν οι γεωφυσικές μεθοδολογίες εντοπίζεται νότια της πόλης της Κέρκυρας, δυτικά του αερολιμένα της πόλης, πλησίον του κοιμητηρίου της Κέρκυρας (εικ. 2.28).



Εικ. 2.28: Η θέση 110 (Νεκροταφείο). Με κόκκινο χρώμα αποτυπώνεται η θέση της ERT.

Οι αποστάσεις των ηλεκτροδίων ορίστηκαν στο 0,5 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της τομής έχει μήκος 20 m. Το μέγιστο βάθος διερεύνησης περιορίζεται στα 3 m περίπου.

- Η τιμή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ) (εικ. 2.29) κυμαίνεται από 20 έως 50 ohm.m.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 3 m.



Εικ. 2.29: Γεωηλεκτρικό Τομόγραμμα της θέσης 110.

Οι τιμές της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών που διερευνήθηκαν παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1: Τιμές της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης των σχηματισμών της πόλης της Κέρκυρας.

Γεωλογικός Σχηματισμός	Ηλεκτρική Ειδική Αντίσταση (Ohm.m)
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	25 - 50
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία ορίζοντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M sc</i>)	150 - 500
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	100 - 600
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	300 - 800

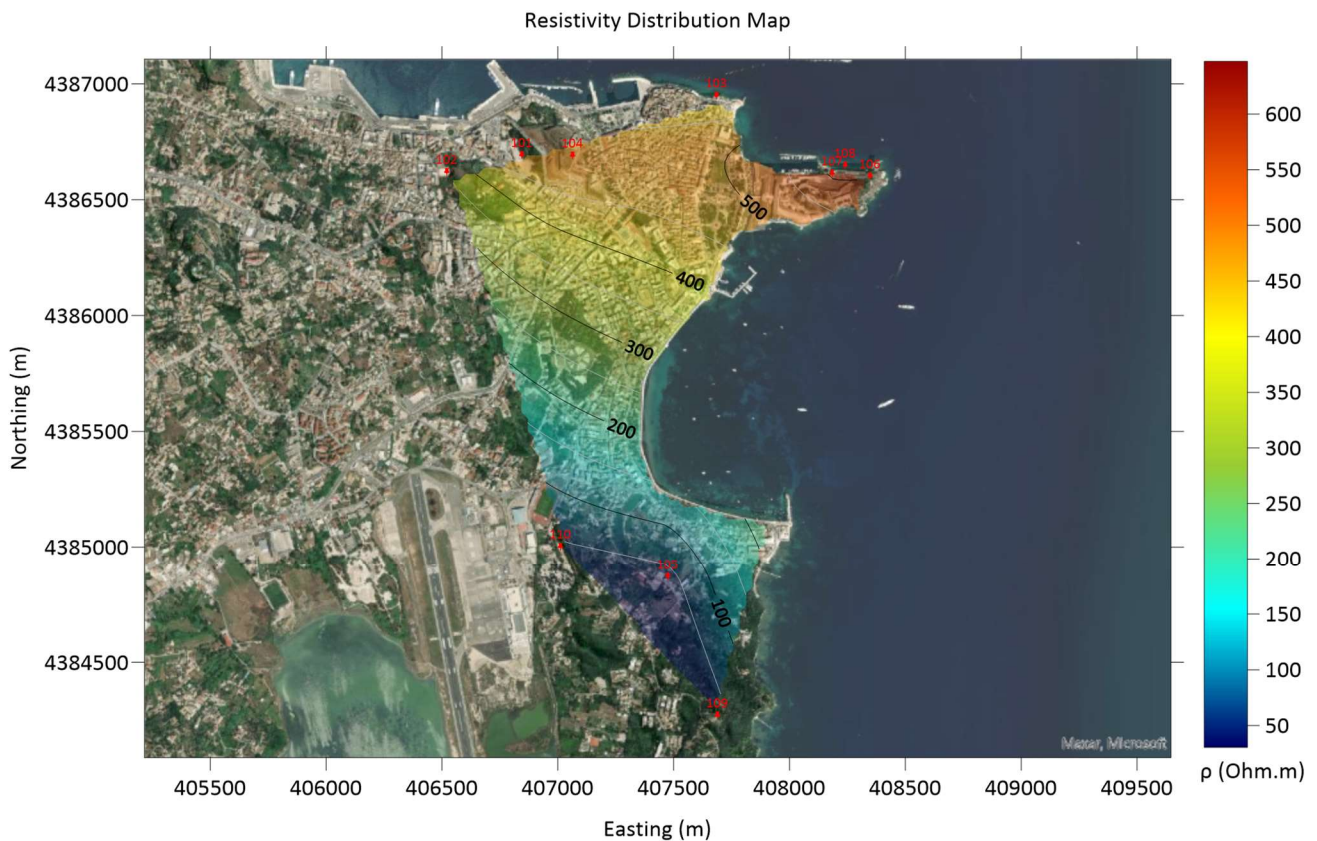
Οι μάργες (*M m.st*) χαρακτηρίζονται από μικρές τιμές ρ και οφείλεται στο μεγάλο ποσοστό αργίλου με το οποίο έχουν εντοπιστεί (Πλάτης, 2010) όπως επίσης και στο μη συνεκτικό ιστό τους και την παρουσία νερού στο πορώδες.

Η τιμή ρ των λατυποπαγών (*M sc*) κυμαίνεται από 150 έως 500 Ohm.m με τη διακύμανση να οφείλεται στο βαθμό αποσάθρωσης αλλά και τη διαφορά της κοκκομετρίας στα στρώματά του.

Οι ασβεστόλιθοι της Βίγλας (Js Ks k) και της σειράς Παντοκράτορα-Σινιών (Ji k) χαρακτηρίζονται από τιμές ρ που συναντώνται σε καρστικοποιημένους ασβεστόλιθους οι οποίοι χαρακτηρίζονται και από την παρουσία νερού στο δευτερογενές πορώδες τους.

Χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα της επεξεργασίας για κάθε θέση πραγματοποίησης των πειραμάτων κατασκευάστηκε χάρτης κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης για την παλαιά πόλη της Κέρκυρας. Οι τιμές που κατανέμονται αντιστοιχούν σε βάθος 3m καθώς σε όλες τις τομές, το πρώτο επιφανειακό στρώμα αντιστοιχούσε σε φερτά υλικά και αποσαθρωμένους μανδύες των βαθύτερων σχηματισμών.

Στο χάρτη (εικ. 2.30) κατανέμεται η ηλεκτρική ειδική αντίσταση για τους σχηματισμούς της πόλης. Οι υψηλότερες τιμές της εμφανίζονται στο βορειότερο τμήμα της πόλης, που καλύπτεται κατά κύριο λόγο από τους ασβεστόλιθους της Ιόνιας ενότητας (ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα-Σινιών και ασβεστόλιθοι Βίγλας) αλλά και από το λατυποπαγές τους Μειοκάνιου, ενώ το νότιο τμήμα της, που απαρτίζεται κυρίως από το σχηματισμό των μαργών, χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη αρκετά χαμηλότερων τιμών.



Εικ. 2.30: Χάρτης κατανομής της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ρ).

3. Γεωσεισμική Διασκόπηση

Οι μέθοδοι της σεισμικής διάθλασης και της σεισμικής ανάκλασης σε γεωφυσικές μελέτες κοντά στην επιφάνεια βασίζονται στην εισαγωγή μηχανικής ενέργειας στο υπέδαφος χρησιμοποιώντας μία ενεργή πηγή για τη διοχέτευσή της. Για την καταγραφή της απόκρισης του υπεδάφους χρησιμοποιούνται δέκτες στην επιφάνεια του εδάφους. Η διάδοση της μηχανικής ενέργειας στο υπέδαφος πραγματοποιείται στον μεγαλύτερο βαθμό από τα ελαστικά κύματα.

Η κύρια ιδιότητα ενός ελαστικού σώματος είναι η ικανότητα άμεσης επαναφοράς του στην αρχική του μη-παραμορφωμένη κατάσταση μόλις αφαιρεθεί η μηχανική δύναμη που άλλαξε το μέγεθός του ή/και το σχήμα του. Η καθυστερημένη επαναφορά στην αρχική κατάσταση ορίζεται ως *ιξωδοελαστικότητα*. Οποιαδήποτε μόνιμη παραμόρφωση, όπως η όλκιμη παραμόρφωση ή η θραυστική αστοχία, είναι ένα μέτρο της *ανελαστικότητας* του μέσου. Σημαντική μόνιμη παραμόρφωση της επιφάνειας του εδάφους δύναται να προκληθεί πλησίον μεγάλων σεισμικών διαταραχών, όπως για παράδειγμα σε έναν σεισμό. Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της ελαστικότητας είναι η σχέση μεταξύ της τάσης (*stress*), ή της μηχανικής δύναμης και της προκαλούμενης παραμόρφωσης (*strain or deformation*).

3.1. Εισαγωγή στη Θεωρία της Ελαστικότητας

Το μέγεθος και το σχήμα ενός στερεού σώματος είναι δυνατόν να μεταβληθεί με την εφαρμογή δυνάμεων στην επιφάνειά του. Στις εξωτερικές δυνάμεις αντιτίθενται κάποιες εσωτερικές δυνάμεις, οι οποίες αντιστέκονται στην αλλαγή του μεγέθους και σχήματος, και ως αποτέλεσμα κατά την αφαίρεση των τάσεων το μέσο τείνει να επανέλθει στην αρχική του κατάσταση. Με παρόμοιο τρόπο ένα υγρό αντιστέκεται στη μεταβολή του όγκου του αλλά όχι στο σχήμα. Η ιδιότητα της αντίστασης στην μεταβολή του σχήματος ή του μεγέθους και η επαναφορά στη μη παραμορφωμένη κατάσταση, μόλις αφαιρεθούν οι εξωτερικές δυνάμεις, ονομάζεται **ελαστικότητα** (Telford, et al., 1990). Τέλειο ελαστικό σώμα καλείται εκείνο το οποίο ανακάμπτει πλήρως αφού παραμορφωθεί. Για μικρά μεγέθη παραμόρφωσης τα πετρώματα θεωρούνται τέλεια ελαστικά σώματα, όπως στην περίπτωση των σεισμικών κυμάτων, με εξαίρεση στις περιοχές των σεισμικών πηγών.

Η θεωρία της ελαστικότητας συσχετίζει τις ασκούμενες δυνάμεις με τις προκαλούμενες μεταβολές του μεγέθους και του σχήματος. Οι σχέσεις μεταξύ των δυνάμεων και των παραμορφώσεων εκφράζονται με τους όρους *stress* και *strain*.

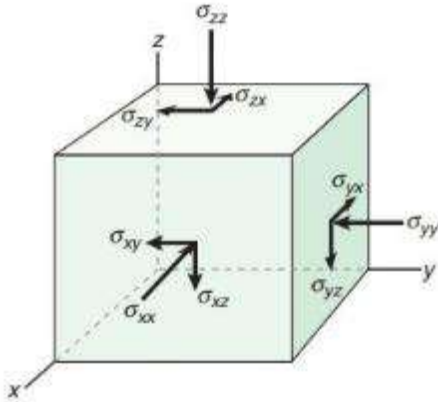
Ως **τάση** ορίζεται η δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας (Telford, et al., 1990). Όταν μία δύναμη ασκείται σε ένα σώμα, η τάση είναι η αναλογία της δύναμης στην επιφάνεια που ασκείται. Αν η δύναμη μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο, η τάση επίσης μεταβάλλεται και ο υπολογισμός της πραγματοποιείται λαμβάνοντας απειροελάχιστα μικρά στοιχεία στο κέντρο του σημείου και διαιρώντας την ολική δύναμη που ασκείται με το μέγεθος της περιοχής. Αν η δύναμη ασκείται κάθετα στην περιοχή, η τάση καλείται *ορθή (normal stress)* ή *πίεση*, ενώ αν ασκείται παράλληλα ονομάζεται *διατμητική τάση (shear stress)*. Όταν η δύναμη ασκείται υπό κλίση ($0^\circ < \theta < 90^\circ$), μπορεί να αναλυθεί σε ορθή και διατμητική συνιστώσα.

Η κατάσταση της τάσης (Fossen, 2010) σε ένα σημείο μπορεί επίσης να οριστεί από τις συνιστώσες της τάσης που ασκούνται σε κάθε μία επιφάνεια του απειροελάχιστου κύβου. Σε κάθε μία από τις επιφάνειες ασκείται μία ορθή (σ_n) και μία διατμητική (σ_s) τάση σε κάθε μία από τις δύο γωνίες (εικ. 3.1). Συνολικά αναλύονται 3 διανύσματα των ορθών και 6 διανύσματα των διατμητικών τάσεων. Στην περίπτωση που ο κύβος παραμένει ακίνητος και σταθερός, οι δυνάμεις που ασκούνται έχουν ίσο μέτρο και είναι αντίρροπες. Συνεπώς ισχύει:

$$\sigma_{xy} = -\sigma_{yx}, \sigma_{yz} = -\sigma_{zy} \text{ και } \sigma_{xz} = -\sigma_{zx},$$

ενώ οι 6 συνιστώσες της τάσης που απομένουν είναι ανεξάρτητες.

Όταν ένα ελαστικό μέσο υπόκειται στη δράση των τάσεων, εμφανίζονται μεταβολές του σχήματος και των διαστάσεών του. Οι μεταβολές αυτές καλούνται *παραμόρφωση*.



Εικ.3.1: Οι συνιστώσες της τάσης που ασκούνται σε έναν απειροελάχιστο κύβο. Οι εμφανείς συνιστώσες είναι οι θετικές, ενώ στις κρυμμένες πλευρές του κύβου εντοπίζονται οι αρνητικές. Οι σ_{xx} , σ_{yy} και σ_{zz} είναι οι ορθές, ενώ οι υπόλοιπες είναι οι διατμητικές τάσεις οι οποίες είναι παράλληλες στις αιχμές του κύβου (από Fossen, 2010).

Για να υπολογιστεί η παραμόρφωση, όταν οι ασκούμενες τάσεις είναι γνωστές, απαιτείται η γνώση της συσχέτισής τους. Για μικρές παραμορφώσεις η σχέση που συνδέει την τάση με την παραμόρφωση είναι ο *νόμος του Hooke*, σύμφωνα με τον οποίο η παραμόρφωση είναι ανάλογη της ασκούμενης τάσης. Στην περίπτωση που ασκούνται πολλαπλές τάσεις, η κάθε μία προκαλεί παραμόρφωση ανεξάρτητη των υπόλοιπων τάσεων. Συνεπώς η συνολική παραμόρφωση είναι το άθροισμα των επιμέρους παραμορφώσεων που ασκούνται από τις αντίστοιχες τάσεις και συνεπάγεται πως η κάθε παραμόρφωση είναι η γραμμική σχέση όλων των τάσεων και το αντίστροφο. Για ισότροπα μέσα (οι ιδιότητες δεν εξαρτώνται από την κατεύθυνση), ο *νόμος του Hooke* εκφράζεται σχετικά απλά από τις σχέσεις:

$$\sigma_{ii} = \lambda' \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}, i = x, y, z \quad (3.1)$$

$$\sigma_{ij} = \mu \varepsilon_{ij}, i, j = x, y, z, i \neq j \quad (3.2)$$

Οι σταθερές λ' και μ είναι γνωστές ως οι *σταθερές Lamé*. Αναδιαμορφώνοντας της σχέση $\varepsilon_{ij} = (\sigma_{ij}/\mu)$ είναι προφανή η αντιστρόφως ανάλογη σχέση των ε_{ij} και μ . Συνεπώς η μ είναι μέτρο της αντίστασης στην διατμητική παραμόρφωση και αναφέρεται ως *μέτρο ακαμψίας* ή *μέτρο διατμητικής παραμόρφωσης* (*modulus of rigidity or shear modulus*).

Από την σχέση 3.1 εκφράζεται πως μία ορθή τάση μπορεί να προκαλέσει τάση σε κατευθύνσεις διαφορετικές από την κατεύθυνση της τάσης. Η σχέση 3.2 υποδεικνύει πως μία διατμητική τάση μπορεί να προκαλέσει μόνο διατμητική παραμόρφωση.

Όταν η τάση αυξηθεί πέρα από το *όριο ελαστικότητας*, ο νόμος του Hooke δεν ισχύει και η παραμόρφωση αυξάνεται με μεγαλύτερο ρυθμό, ενώ οι προκύπτουσες παραμορφώσεις παραμένουν ακόμη και μετά την διακοπή της άσκησης των τάσεων.

3.1.1. Άλλες Ελαστικές Σταθερές

Παρότι οι σταθερές του Lamé είναι βολικές στην εφαρμογή τους (Telford, et al., 1990), χρησιμοποιούνται επίσης και άλλες ελαστικές σταθερές. Θεωρείται ένα μέσο στο οποίο όλες οι τάσεις είναι μηδενικές εκτός από την σ_{xx} . Θεωρώντας πως η σ_{xx} είναι θετική (εφελκυστικές τάσεις), οι παράλληλες διαστάσεις προς την σ_{xx} θα αυξάνονται, ενώ οι εγκάρσιες προς αυτήν διαστάσεις θα μειώνονται. Συνεπώς η επιμήκυνση ε_{xx} (παράλληλη στη διεύθυνση

χ) θα είναι θετική ενώ οι ε_{yy} και ε_{zz} θα είναι αρνητικές. Επιπλέον οι $\varepsilon_{yy} = \varepsilon_{zz}$, από την συμμετρία. Με βάση αυτή την ανάλυση εκφράζονται το μέτρο του Young (*Young's modulus*) από τις παρακάτω σχέσεις:

$$\text{Young's modulus} = E = \frac{\sigma_{xx}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\mu (3\lambda' + 2\mu)}{\lambda' + \mu} \quad (3.3)$$

Το μέτρο ελαστικότητας του Young E είναι ένα μέτρο που εκφράζει τη διαμήκους τάσης προς τη διαμήκη παραμόρφωση και κατά προσέγγιση, υψηλές τιμές του E υποδηλώνουν ένα άκαμπτο υλικό, ενώ μικρότερες τιμές υποδηλώνουν ένα εύκαμπτο ή μαλακό υλικό.

Ο λόγος του Poisson (*Poisson's ratio*) εκφράζεται από τις σχέσεις:

$$\text{Poisson's ratio} = \sigma = \frac{-\varepsilon_{yy}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{-\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} = \frac{\lambda'}{2(\lambda' + \mu)} \quad (3.4)$$

Το αρνητικό πρόσημο εισάγεται έτσι ώστε ο λόγος του Poisson να είναι θετικός. Ο λόγος του Poisson σ είναι ένα μέτρο χωρίς διαστάσεις που εκφράζει την εγκάρσια τάση προς τη διαμήκη τάση.

Θεωρώντας ένα μέσο που υπόκειται σε υδροστατική πίεση p ,

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz} = -p \text{ και } \sigma_{xy} = \sigma_{yz} = \sigma_{zx} = 0$$

Ορίζεται k ο λόγος της πίεσης προς τη διαστολή:

$$\text{bulk modulus} = k = \frac{-p}{\Delta} = \frac{3\lambda' + 2\mu}{3} \quad (3.5)$$

Το αρνητικό πρόσημο επίσης εισάγεται έτσι ώστε ο λόγος k να είναι θετικός.

Η εφαρμογή της θεωρίας υιοθετείται σε ισότροπα μέσα, όμως τα ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα συχνά είναι ανισότροπα. Στην περίπτωση που τα μέσα δεν θεωρούνται ισότροπα τα μαθηματικά περιπλέκονται και η φυσική ερμηνεία δυσχεραίνεται.

3.1.2. Ανισοτροπία του Εσωτερικού της Γης

Οι ελαστικές σταθερές εξαρτώνται από την πίεση και τη θερμοκρασία και μπορούν να θεωρηθούν σταθερές για συγκεκριμένες συνθήκες (Lowrie, 2007). Η διαφοροποίηση της πίεσης και της θερμοκρασίας στη Γη διασφαλίζει την διακύμανση των ελαστικών σταθερών με το βάθος. Επιπλέον τα ορυκτά του εσωτερικού της Γης χαρακτηρίζονται από την ανισοτροπία των ιδιοτήτων τους όπως επίσης και από τον προσανατολισμό τους όταν υπόκεινται στην δράση των τάσεων. Η σχέση μεταξύ τάσης-παραμόρφωσης σε ανισότροπα μέσα είναι αρκετά πιο περίπλοκη από ένα τέλει ελαστικό, ισότροπο μέσο και ενώ για την περιγραφή ενός ισότροπου σώματος οι ελαστικές παράμετροι προσδιορίζονται από τις δύο σταθερές λ και μ , αλλά για την περιγραφή της ανισότροπης ελαστικής συμπεριφοράς δύναται να χρειαστούν έως 21 παράμετροι. Οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε ένα ανισότροπο μέσο, οι οποίες εξαρτώνται από τις ελαστικές σταθερές, διαφοροποιούνται με τη κατεύθυνση.

3.2. Κυματική Εξίσωση

Μέχρι στιγμής έχει αναφερθεί μέσο σε στατική ισορροπία. Στην περίπτωση που οι τάσεις δεν είναι σε ισορροπία οι εξισώσεις που περιγράφουν τις τάσεις είναι πιο περίπλοκες. Οι σχέσεις που περιγράφουν την μπροστινή πλευρά του κύβου (εικ.3.1) τροποποιούνται όπως παρακάτω:

$$\sigma_{xx} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} dx, \sigma_{yy} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} dy, \sigma_{zz} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} dz$$

Για τον προσδιορισμό της κίνησης των μορίων που προκύπτει από την εφαρμογή μη ισόρροπων τάσεων, εφαρμόζεται ο δεύτερος νόμος του Νεύτωνα $F = m a$. Η συνιστώσα x του νόμου περιγράφεται από την παρακάτω σχέση (Telford et al., 1990):

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (3.6)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα.

Εφαρμόζοντας το Νόμο του Hooke και τον ορισμό του τανυστή τάσης η παραπάνω σχέση εκφράζεται ως προς την μετατόπιση u ως:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \Delta^2 u \quad (3.7)$$

όπου $\Delta^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ είναι ο συντελεστής Laplace

και Δ η διαστολή που ορίζεται ως $\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$

Εφαρμόζοντας την (3.7) για τις μετατοπίσεις v και w στις συνιστώσες y και z αντίστοιχα προκύπτουν οι εξισώσεις:

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \Delta^2 v \quad (3.8)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \Delta^2 w \quad (3.9)$$

Παραγωγίζοντας τις τρεις παραπάνω σχέσεις ως προς x , y και z αντίστοιχα και την πρόσθεσή τους κατά μέλη προκύπτει η εξίσωση:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (3.10)$$

Η οποία μόλις αναδιαμορφωθεί προκύπτει η κυματική εξίσωση:

$$\frac{1}{V_p^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (3.11)$$

όπου $V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$ είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος. Τα συγκεκριμένα κύματα καλούνται συμπίεστικά ή P -κύματα.

Αφαιρώντας τη συνιστώσα z (..) από τη συνιστώσα y (..) προκύπτει η εξίσωση:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) = \mu \Delta^2 \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.12)$$

Αν οριστεί η περιστροφική παράμετρος $\theta_x = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$ προκύπτει η εξίσωση:

$$\frac{1}{V_{ps}^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (3.13)$$

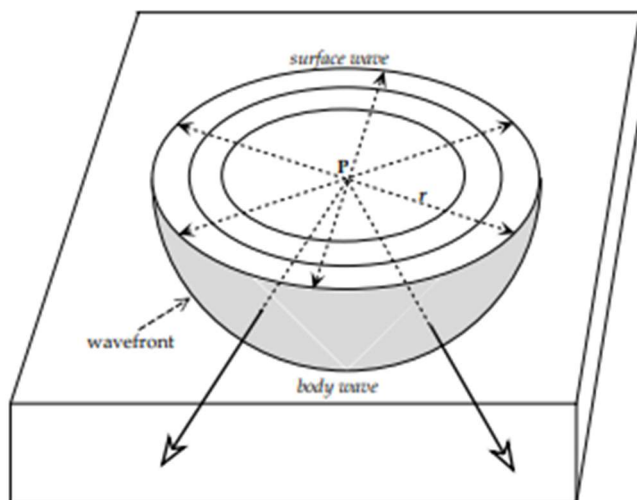
όπου $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$ είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος. Τα συγκεκριμένα κύματα καλούνται *εγκάρσια* ή *S-κύματα*.

Παρατηρείται ότι η ταχύτητα των *P-κυμάτων* είναι σε κάθε περίπτωση μεγαλύτερη των *S-κυμάτων*, με την τιμή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων να μην ξεπερνά σε καμία περίπτωση το 70% της τιμής των συμπιεστικών κυμάτων.

3.3. Σεισμικά Κύματα

Όταν η σεισμική ενέργεια απελευθερώνεται (Lowrie, 2007) ξαφνικά σε ένα σημείο (εικ.3.2) κοντά στην επιφάνεια ενός ομοιογενούς μέσου, μέρος της ενέργειας διαδίδεται μέσω του σώματος του μέσου ως *σεισμικά κύματα χώρου* (*body waves*). Το υπόλοιπο μέρος της της σεισμικής ενέργειας διαδίδεται στην επιφάνεια ως *σεισμικά επιφανειακά κύματα*.

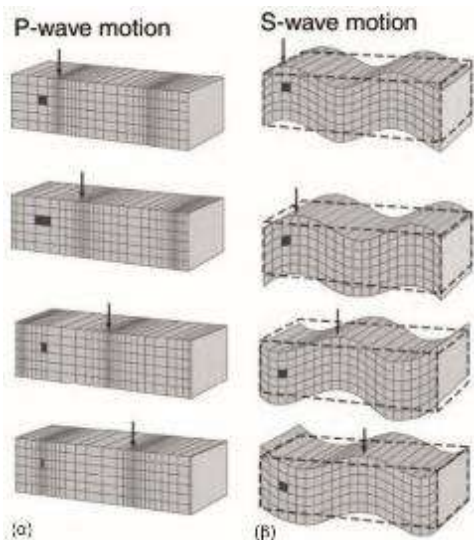
Η ετερογένεια του μέσου συχνά μοντελοποιείται διαιρώντας το σε παράλληλα στρώματα και σε καθένα από αυτά γίνεται η υπόθεση ότι επικρατούν ομοιογενείς συνθήκες. Με κατάλληλη επιλογή του πάχους, της πυκνότητας και των ελαστικών ιδιοτήτων κάθε στρώματος, μπορούν να προσεγγιστούν οι πραγματικές συνθήκες. Η σημαντικότερη παραδοχή σχετικά με τη διάδοση μίας σεισμικής διαταραχής είναι πως διαδίδεται με ελαστικές μετατοπίσεις στο μέσο. Η συνθήκη δεν ισχύει πλησίον της σεισμικής πηγής.



Εικ. 3.2: Η διάδοση της σεισμικής διαταραχής από μία σημειακή πηγή πλησίον της επιφάνειας ενός ομογενούς μέσου. Η διαταραχή διαδίδεται με τα κύματα χώρου στο μέσο και με τα επιφανειακά κύματα κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας (από Lowrie, 2007).

3.3.1. Κύματα Χώρου

Υπάρχουν αρκετοί διαφορετικοί τύποι κίνησης των ελαστικών κυμάτων (εικ. 3.3) που ακολουθούν μία σεισμική διαταραχή (Everett, 2013). Η κίνηση των σωματιδίων που σχετίζεται με τα συμπιεστικά ή *P-κύματα* (*Primary Waves*) πραγματοποιείται παράλληλα στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων (εικ. 3.3α). Η κίνηση των σωματιδίων που σχετίζεται με τα εγκάρσια ή *S-κύματα* (*Secondary waves*) πραγματοποιείται κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων (εικ. 3.3β). Οι κινήσεις των σωματιδίων του μέσου μπορεί να είναι κατακόρυφα (*SV*) αλλά και οριζόντια (*SH*) πολωμένες. Τα *P* και *S-κύματα* είναι γνωστά ως κύματα χώρου διότι διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης. Τα *P-κύματα* σχετίζονται με αλλαγή του μεγέθους αλλά και των αναλογιών του όγκου του μέσου που διατρέχουν, ενώ σε αντίθεση τα *S-κύματα* μεταβάλλουν μόνο το σχήμα του μέσου.



Εικόνα 3.3: Κινήσεις των σωματιδίων κατά τη διάδοση των κυμάτων χώρου. Στην περίπτωση (α) των επιμήκων κυμάτων η ταλάντωση πραγματοποιείται παράλληλα στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος ενώ στην περίπτωση των εγκάρσιων (β) η ταλάντωση πραγματοποιείται εγκάρσια στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (από Everett, 2013).

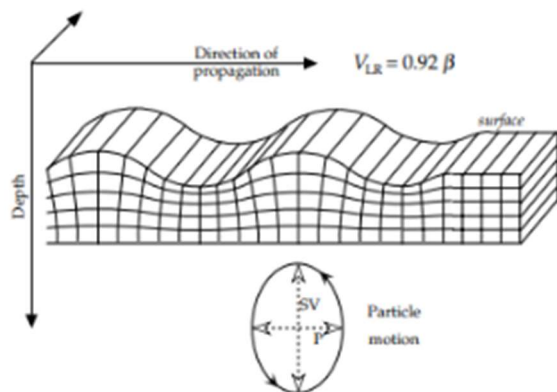
3.3.2. Επιφανειακά Κύματα

Μια διαταραχή στην ελεύθερη επιφάνεια ενός μέσου (Lowrie, 2007) απομακρύνεται από την πηγή της εν μέρει ως σεισμικά *επιφανειακά κύματα*. Υπάρχουν δύο κατηγορίες επιφανειακών κυμάτων (μερικές φορές γνωστά και ως *κύματα L*) και διακρίνονται σε κύματα *Rayleigh* (L_R) και κύματα *Love* (L_Q), ανάλογα με τον τύπο των κίνησης σωματιδίων στα μέτωπα των κυμάτων τους.

Στην περιγραφή των κυμάτων χώρου, η κίνηση των σωματιδίων στο μέτωπο κύματος αναλύεται σε τρεις ορθογώνιες συνιστώσες. Μία διαμήκης δόνηση παράλληλη προς τη διάδοση της ακτίνας του κύματος P), μία εγκάρσια δόνηση στο κατακόρυφο επίπεδο που περιέχει την διάδοση της ακτίνας (κατακόρυφη διατμητική κίνηση ή κύμα SV) και μία οριζόντια εγκάρσια δόνηση (η οριζόντια διάτμηση ή κύμα SH). Οι συνιστώσες της κίνησης, παρά το γεγονός ότι περιορίζονται στα επιφανειακά στρώματα, καθορίζουν την κίνηση των σωματιδίων και το χαρακτήρα των δύο τύπων επιφανειακών κυμάτων.

Κύματα Rayleigh

Η πρώτη περιγραφή των επιφανειακών κυμάτων κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας ενός άπειρου ελαστικού ημι-χώρου πραγματοποιήθηκε το 1885 από τον Λόρδο Rayleigh. Τα σωματίδια στο μέτωπο του κύματος είναι πολωμένα και ταλαντώνονται στο κατακόρυφο επίπεδο. Η προκαλούμενη κίνηση των σωματιδίων, η οποία χαρακτηρίζεται ως ανάδρομη ελλειπτική (εικ. 3.4) μπορεί να θεωρηθεί ως ο συνδυασμός ταλαντώσεων των P και SV κυμάτων.



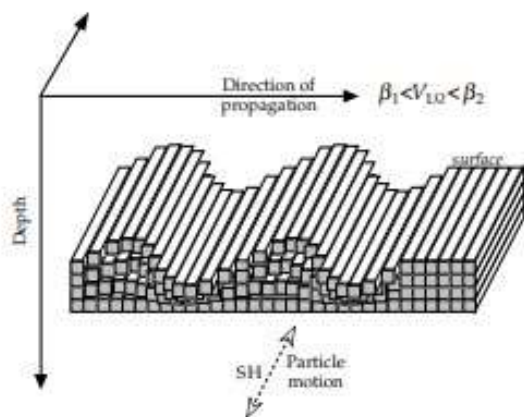
Εικ. 3.4: Κίνηση των σωματιδίων του ημι-χώρου που προκαλείται από τη διάδοση ενός κύματος *Rayleigh* (από Lowrie, 2007).

Η μετατόπιση των σωματιδίων κατά την διάδοση των επιφανειακών κυμάτων δεν περιορίζεται ολοκληρωτικά στην επιφάνεια του μέσου. Τα σωματίδια χαμηλότερα από την ελεύθερη επιφάνεια επηρεάζονται από την προέλαση των κυμάτων Rayleigh. Σε ένα ομοιογενή ημι-χώρο το πλάτος της ταλάντωσης των σωματιδίων μειώνεται εκθετικά με την αύξηση του βάθους. Το βάθος διείσδυσης των επιφανειακών κυμάτων ορίζεται το βάθος στο οποίο το πλάτος της ταλάντωσης έχει εξασθενήσει κατά e^{-1} της τιμής του στην επιφάνεια. Για τα κύματα Rayleigh με μήκος κύματος λ το χαρακτηριστικό βάθος διείσδυσης είναι περίπου $0,4\lambda$ και η ταχύτητα διάδοσής τους ορίζεται περίπου ως $V_R = 0,92 V_s$ (Lowrie, 2007).

Κύματα Love

Οι οριακές συνθήκες που διέπουν τα στοιχεία της τάσης στην ελεύθερη επιφάνεια ενός ημι-άπειρου ελαστικού ημι-χώρου απαγορεύουν τη διάδοση των κυμάτων SH κατά μήκος της επιφάνειας (Lowrie, 2007).

Ωστόσο, ο Love το 1911 απέδειξε ότι αν ένα οριζόντιο στρώμα βρίσκεται μεταξύ της ελεύθερης επιφάνειας και του ημι-περιορισμένου ημι-χώρου, τα κύματα SH εντός του στρώματος που ανακλώνται σε *υπερκρίσιμες γωνίες* από την κορυφή και τον πυθμένα του στρώματος μπορούν να παρεμβάλλονται και να οικοδομήσουν ένα επιφανειακό κύμα με οριζόντιες κινήσεις σωματιδίων (εικ.3.5).



Εικ. 3.5: Κίνηση των σωματιδίων του ημι-χώρου που προκαλείται από τη διάδοση ενός κύματος *Love* (από Lowrie, 2007).

Η ταχύτητα των κυμάτων Love (VLQ) βρίσκεται μεταξύ των δύο ακραίων τιμών. Η ταχύτητα των κυμάτων Love με πολύ μικρά μήκη κύματος είναι κοντά στην πιο χαμηλή ταχύτητα του του ανώτερου στρώματος, ενώ τα μεγάλα μήκη κύματος ταξιδεύουν με ταχύτητα κοντά στην υψηλότερη ταχύτητα του κατώτερου μέσου.

Αυτή η εξάρτηση της ταχύτητας από το μήκος κύματος ονομάζεται *διασπορά*. Τα κύματα Love είναι πάντα διασκορπισμένα, επειδή μπορούν να διαδίδονται σε ένα μέσο με στρωμάτωση της ταχύτητας.

3.3.3. Σεισμικά Κύματα και Ελαστικές Σταθερές

Ο συσχετισμός των σεισμικών ταχυτήτων με τις ελαστικές σταθερές είναι υψηλής σημασίας στη γεωτεχνική μηχανική (Everett, 2013), αφού απορρέονται πληροφορίες για την κατανομή των μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφών. Οι εξισώσεις που συνδέουν τις σεισμικές ταχύτητες και τις ελαστικές σταθερές ακολουθούν:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}} = \sqrt{\frac{(1-\sigma)E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)\rho}} \quad (3.14)$$

$$V_p = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\sigma)}} \quad (3.15)$$

όπου ρ είναι η πυκνότητα του μέσου.

Συγκεκριμένες εφαρμογές της γεωτεχνικής μηχανικής απαιτούν τη γνώση της διατμητικής αντοχής της διεπιφάνειας των εδαφικών και των βραχωδών σχηματισμών. Η σωστή εκτίμηση του λόγου του Poisson είναι θεμελιώδης αρχή για τις εφαρμογές αυτές. Οι τιμές του σ κυμαίνονται από 0,1 έως 0,3 στην πλειοψηφία των πυριγενών και ιζηματογενών πετρωμάτων έως 0,45 σε μη συνεκτικά ιζήματα. Από τις παραπάνω εξισώσεις προκύπτει ο λόγος:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (3.16)$$

Από τον λόγο αυτόν είναι εμφανές πως ο προσδιορισμός της τιμής του λόγου *Poisson* μπορεί να πραγματοποιηθεί από τον επί τόπου προσδιορισμό των τιμών των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Στη περίπτωση που ο λόγος του Poisson περιγράφει ένα στερεό ισότροπο ελαστικό μέσο ($\sigma \sim 0,25$) η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh προσεγγίζει την ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση $V_{LR} = 0.9194 * V_s$. (Lowrie, 2007).

3.3.4. Ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε γεωυλικά

Σε πολλές πρακτικές καταστάσεις, ενδιαφέρει ο προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων όγκου μιγμάτων γεωυλικών, όπως κορεσμένα σε ρευστά ή πληρωμένα με άργιλο ιζήματα και συμπυκνωμένα πετρώματα. Η καμπύλη Nafe-Drake είναι μια εμπειρική σχέση μεταξύ της ταχύτητας των κυμάτων P και της πυκνότητας των κορεσμένων με νερό θαλάσσιων ιζημάτων που χρησιμοποιείται ευρέως εδώ και πολλά χρόνια σε εξερεύνηση και γεωφυσική σε κλίμακα φλοιού (Fowler, 2005). Ο νόμος του Wyllie χρησιμοποιείται εκτενώς στις διαγραφίες σε γεωτρήσεις ο οποίος:

$$\frac{1}{V_{bulk}} = \frac{\phi}{V_{fluid}} + \frac{1-\phi}{V_{solid}} \quad (3.17)$$

όπου ϕ είναι το πορώδες. Εκφράζει τη ταχύτητα διάδοσης των P-κυμάτων σε ένα κορεσμένο σε ρευστό μέσο ως το σταθμισμένο μέσο όρο της ταχύτητας διάδοσης του κύματος στα ρευστά και στερεά συστατικά.

Διάφορες έρευνες έχουν πραγματοποιηθεί για την μέτρηση των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε διάφορα μέσα. Σε κορεσμένα μη συμπίεσμένα μίγματα αμμο-αργίλων, η V_p κορυφώνεται σε μια κρίσιμη τιμή περιεκτικότητας σε άργιλο, περίπου 40%. Η αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο των αδρόκοκκων άμμων γεμίζει τον χώρο των πόρων, μειώνοντας έτσι το πορώδες του όγκου, ενώ παράλληλα σκληραίνει το υλικό πλήρωσης των πόρων. Όταν το ποσοστό της αργίλου είναι μεγαλύτερο από αυτήν την τιμή, οι κόκκοι της άμμου αιωρούνται στην αργιλική μάζα. Περαιτέρω αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο αυξάνει το πορώδες του συνολικού όγκου του μίγματος, δεδομένου ότι το πορώδες της καθαρής αργίλου είναι υψηλότερο από εκείνο της καθαρής άμμου. Εξαιτίας της μείωσης της πυκνότητας προκαλεί τη μείωση της ταχύτητας στις αμμώδεις αργίλους.

Σε συμπακνωμένους ψαμμίτες η άργιλος μπορεί να λειτουργήσει ως φέρον στοιχείο, επικαλύπτοντας τους κόκκους άμμου και τσιμεντώνοντας μεταξύ τους. Η V_p αυξάνεται γρήγορα με την αύξηση της περιεκτικότητας σε άργιλο (Marion *et al.*, 1992).

Στον Πίνακα 3.1 παρουσιάζονται οι ταχύτητες διάδοσης των *P-κυμάτων* για κάποια υψηλής σημασίας γεωυλικά. Τα μεγάλα εύρη στις ταχύτητες οφείλονται εν μέρει σε διαφοροποιήσεις στη λιθολογία. Οι σημαντικοί κανόνες (Everett, 2013), οι οποίοι εφαρμόζονται στους σχηματισμούς πλησίον της επιφάνειας (*Near-Surface Geophysics*) είναι:

- οι ακόρεστοι, μη στερεοποιημένοι, αποσαθρωμένοι, ρηγματωμένοι, μη παγωμένοι και ετερογενείς γεωλογικοί σχηματισμοί έχουν χαμηλότερες σεισμικές ταχύτητες από τα κορεσμένα, παγωμένα, μη αποσαθρωμένα, άθικτα, παγωμένα, και ομοιογενή γεωυλικά,
- στη ζώνη αερισμού κοντά στην επιφάνεια της γης, η σεισμική ταχύτητα είναι συχνά μικρότερη από εκείνη του νερού και μπορεί να γίνει μικρότερη και από εκείνη του αέρα, και
- στα ανισότροπα μέσα, όπως τα λεπτόκοκκα διαστρωμένα ιζήματα ή τα τεκτονικά καταπονιμένα πετρώματα, η ταχύτητα παράλληλα με τη διεύθυνση των διαρρήξεων είναι συνήθως μεγαλύτερη κατά 10-15% από την ταχύτητα εγκάρσια της διεύθυνσης διάρρηξης.

Για τα κύματα S, αναφέρεται ένα εύρος της V_s από 50 m/s έως 400 m/s για κορεσμένα εδάφη κοντά στην επιφάνεια, που αυξάνονται σε 250 έως 700 m/s για ελαφρά συμπακνωμένα εδάφη (Santamarina *et al.*, 2005).

Πίνακας 3.1 Ταχύτητα διάδοσης διαμήκων κυμάτων σε διάφορα γεωυλικά.

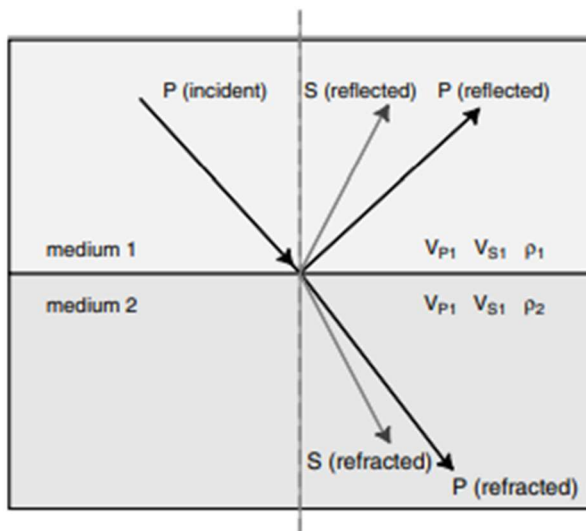
	Ταχύτητα (m/s)		Ταχύτητα (m/s)
Αέρας	330	Ψαμμίτης	1.500 – 4.500
Ξηρή Άμμος	200 - 800	Πάγος	3.000 – 4.000
Κορεσμένη Άμμος	800 - 1.900	Ασβεστόλιθος	2.500 – 6.500
Άργιλος	1.100 - 2.500	Γρανίτης	3.600 – 7.000
Νερό	1450	Βασάλτης	5.000 – 8.400

3.4. Διάδοση Κυμάτων στον Ημι-χώρο

Τα σεισμικά κύματα είναι δονήσεις, ή ταλαντευόμενες μετατοπίσεις από μία αδιατάρακτη θέση και που διαδίδονται από μια πηγή, φυσική ή τεχνητή μέσω της γης. Η ενέργεια που απελευθερώνεται από τη διαταραχή διαδίδεται μακριά από την πηγή της διαταραχής ως σεισμικά κύματα. Η γη είναι σπάνια ένα ομογενές και ισότροπο μέσο, ενώ η πραγματική εικόνα μοιάζει περισσότερο με ένα μέσο γεμάτο ασυνέχειες, με διαφορετικά χαρακτηριστικά σε κάθε πλευρά τους.

3.4.1. Διάθλαση και Ανάκλαση των κυμάτων σε διεπιφάνεια

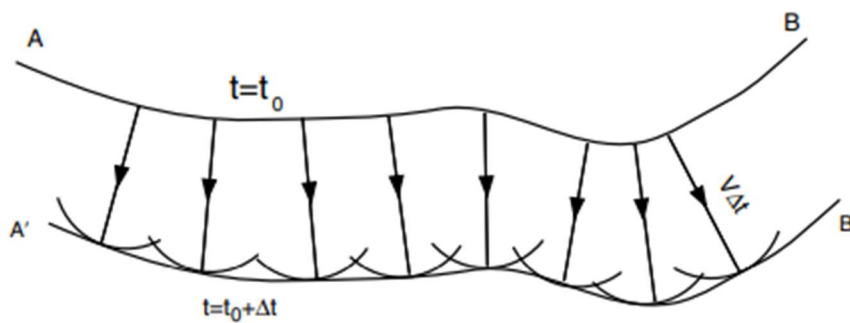
Η συμπεριφορά ενός σεισμικού κύματος που προσπίπτει σε μια διεπιφάνεια μεταξύ δύο ελαστικών μέσων παρουσιάζεται στην εικ. 3.6. Ένα μέρος της ενέργειας του κύματος ανακλάται πίσω στο μέσο 1, ενώ ένα άλλο μέρος διαθλάται στο μέσο 2. Τα ελαστικά κύματα διακρίνονται από τα ακουστικά κύματα με την έννοια ότι ένα προσπίπτον ελαστικό κύμα συμπίεσης διασπάται τόσο σε συμπίεστικές και διατμητικές ανακλώμενες όσο και διαθλώμενες συνιστώσες, μια διαδικασία που ονομάζεται μετατροπή *P-σε-S*.



Εικ. 3.6: Διάθλαση και ανάκλαση *P*-κύματος σε μία διεπιφάνεια, όπως επίσης και η μετατροπή *P-σε-S* (Everett, 2013).

Οι νόμοι της ανάκλασης και της διάθλασης μπορούν να εξαχθούν χρησιμοποιώντας την *αρχή του Huygens*. Αυτή η αρχή είναι χρήσιμη για την κατανόηση της χρονικής εξέλιξης των σεισμικών κυμάτων. Ένα μέτωπο κύματος είναι μια επιφάνεια στην οποία όλα τα σωματίδια βρίσκονται στην ίδια φάση κίνησης. Η *αρχή του Huygens* δηλώνει ότι κάθε σημείο κατά μήκος ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ως μία νέα πηγή κυμάτων. Συνεπώς, η μελλοντική θέση ενός μετώπου κύματος μπορεί να προσδιοριστεί με τη διάδοση ενός σφαιρικού κύματος από κάθε σημείο του τρέχοντος μετώπου κύματος.

Θεωρείται το σεισμικό μέτωπο κύματος *AB* τη χρονική στιγμή t_0 . Μετά από κάποιο χρονικό διάστημα Δt , το κύμα θα έχει προχωρήσει κατά μία απόσταση $V \cdot \Delta t$ (εικ. 3.7). Με κέντρο κάθε σημείο δειγματοληψίας στην τρέχουσα κυματομορφή σχεδιάζονται τόξα με ακτίνα $V \cdot \Delta t$. Το νέο μέτωπο κύματος *A'B'* είναι η περιβάλλουσα αυτών των τόξων. Η ακρίβεια της κατασκευής του μετώπου του κύματος αυξάνεται καθώς σχεδιάζονται τόξα από λεπτότερη δειγματοληψία σημείων της τρέχουσας κυματομορφής.



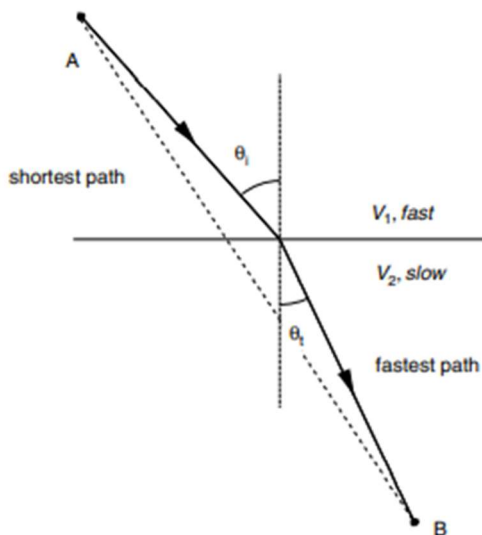
Εικ. 3.7: Κατασκευή μετώπου κύματος εφαρμόζοντας την αρχή του Huygens (Everett, 2013 από Telford *et al.*, 1990).

Για τον προσδιορισμό των γωνιών ανάκλασης και διάθλασης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η αρχή του Huygens. Σχεδιάζονται τα τόξα με κέντρο το A' και ακτίνες $V_1\Delta t$ και $V_2\Delta t$. Τα νέα μέτωπα κύματος, τα οποία συμβολίζονται με RS και RT, κατασκευάζονται σχεδιάζοντας εφαπτόμενες σε αυτά τα. Είναι εμφανές πως η γωνία της προσπίπτουσας ακτίνας είναι ίση με την γωνία της ανακλώμενης ακτίνας, η συνθήκη αυτή καλείται νόμος της ανάκλασης. Επιπλέον ισχύει $V_1\Delta t = A'R \sin \theta_1$ και $V_2\Delta t = A'R \sin \theta_2$. Επιλύοντας ως προς το λόγο $A'R / \Delta t$ προκύπτει:

$$\frac{\sin \theta_1}{V_1} = \frac{\sin \theta_2}{V_2} = p \quad (3.18)$$

η οποία σχέση είναι γνωστή ως ο νόμος του Snell (ή νόμος της διάθλασης). Η ποσότητα p καλείται παράμετρος ακτίνας και παραμένει σταθερή καθώς το κύμα διαθλάται σε μία σειρά από στρώματα.

Ένας ακόμη νόμος που διέπει τη φύση της ανάκλασης και της διάθλασης των κυμάτων σε διεπιφάνειες είναι η αρχή ελαχίστου χρόνου του Fermat (Εικ. 3.8).



Εικ. 3.8: Η αρχή ελαχίστου χρόνου του Fermat για προσπίπτουσα ακτίνα θ_1 και διαθλώμενη ακτίνα θ_2 (Everett, 2013).

Εάν ένα κύμα P προσπίπτει σε μία διεπιφάνεια, πρέπει να σημειωθεί ότι οι γωνίες διάθλασης τόσο για το κύμα P όσο και για το κύμα S μπορούν να υπολογιστούν μέσω του νόμου του Snell χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες

ταχύτητες των κυμάτων P και S. Ομοίως, η γωνία ανάκλασης θ_{s1}' του κύματος S για ένα προσπίπτον κύμα P μπορεί να προσδιοριστεί από το γενικευμένο νόμο της ανάκλασης, $\sin \theta_{p1}' / V_{p1} = \sin \theta_{s1}' = V_{s1}$.

Για κύματα P που προσπίπτουν σε στρώμα χαμηλής ταχύτητας στο οποίο ισχύει $V_2 < V_1$, ο νόμος του Snell προβλέπει ότι $\theta_2 < \theta_1$ και επομένως το κύμα διαθλάται προς την κάθετη στη διεπιφάνεια. Αντίθετα, θεωρείται ότι το κύμα προσπίπτει σε ένα σχετικά γρήγορο στρώμα στο οποίο $V_2 > V_1$. Σε αυτή την περίπτωση το κύμα διαθλάται προς την οριζόντια διεπιφάνεια. Είναι δυνατόν να παρατηρηθεί μια γωνία διάθλασης $\theta_2 = 90^\circ$ για την περίπτωση που η γωνία πρόσπτωσης τυχαίνει να είναι $\theta_1 = \sin^{-1} (V_1/V_2)$. Το διαθλόμενο κύμα τότε ταξιδεύει κατά μήκος της διεπιφάνειας μεταξύ των δύο μέσων. Αυτό είναι το **κρίσιμα διαθλόμενο κύμα** και $\theta_c = \sin^{-1} (V_1/V_2)$ ονομάζεται **κρίσιμη γωνία**. Για γωνίες πρόσπτωσης που είναι μεγαλύτερες από την κρίσιμη γωνία, $\theta_1 > \theta_c$, δεν παρατηρείται διάθλαση και υπάρχει ολική εσωτερική ανάκλαση όλης της κυματικής ενέργειας πίσω στο αρχικό μέσο.

Ο νόμος της ανάκλασης και ο νόμος της διάθλασης του Snell παρέχουν τις κατευθύνσεις διάδοσης των ανακλόμενων και των διαθλόμενων κυμάτων, αλλά δεν επιτρέπουν τον υπολογισμό των σχετικών πλάτων των κυμάτων.

Ένας λεπτομερής υπολογισμός αποκαλύπτει ότι συντελεστές ανάκλασης και διάθλασης (R , T) εξαρτώνται με κάπως περίπλοκο τρόπο από τη γωνία της πρόσπτωσης, αλλά για τα κύματα P σε κανονική πρόσπτωση ανάγονται σε:

$$R = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (3.19)$$

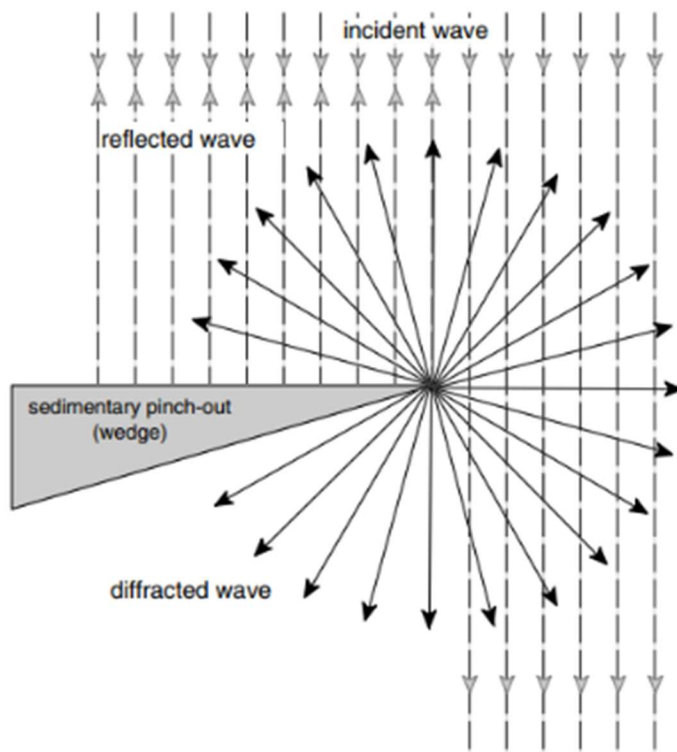
$$T = \frac{2 \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (3.20)$$

όπου ρ_1 και ρ_2 είναι οι πυκνότητες και V_1 και V_2 οι ταχύτητες των κυμάτων στα δύο μέσα.

Ο συντελεστής ανάκλασης γενικά υπακούει στη σχέση $R < 0.2$ για μη συμπαγοποιημένα γεωυλικά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους. Η ενέργεια που ανακλάται σε τέτοιες διεπιφάνειες είναι ανάλογη του τετραγώνου του πλάτους του κύματος και συνεπώς $R^2 < 4\%$. Έτσι, πολύ λίγη από την ενέργεια που μεταδίδεται στο έδαφος από τη σεισμική πηγή ανακλάται πίσω στην επιφάνεια όπου μπορεί να καταγραφεί από τους σεισμικούς δέκτες. Από την άλλη πλευρά, η επιφάνεια του μητρικού πετρώματος (π.χ. $V_P \sim 4500$ m/s) που βρίσκεται κάτω από μη συνεκτικά ιζήματα (π.χ. $V_P \sim 800$ m/s) ανακλά σχεδόν το 60% της προσπίπτουσας ενέργειας των σεισμικών κυμάτων (Shuey, 1985).

3.4.2. Περίθλαση

Όταν ένα επίπεδο ή σφαιρικό κύμα συναντήσει ένα μυτερό εμπόδιο ή μία ασυνεχή επιφάνεια, παρατηρείται το φαινόμενο της *περίθλασης*. Το φαινόμενο αυτό επιτρέπει στο κύμα να περιστραφεί γύρω από το εμπόδιο και να διεισδύσει σε μία περιοχή που σε διαφορετική περίπτωση θα ήταν μία *σκιερή ζώνη*. Η εφαρμογή του νόμου του Huygens βοηθά στην εξήγηση και κατανόηση της περίθλασης. Θεωρείται ένα κατακόρυφα διαδιδόμενο σεισμικό επίπεδο κύμα (εικ. 3.9) το οποίο προσπίπτει σε ιζηματογενές στρώμα με μορφή σφήνας. Το απευθείας κύμα ανακλάται σε όλη την επιφάνεια του στρώματος, ενώ η αιχμή της σφήνας λειτουργεί ως πηγή για τα δευτερογενή κύματα και ένα μέρος διαδίδεται προς τη σκιερή ζώνη. Η ένταση των κυμάτων που έχουν περιθλαστεί προς τη ζώνη αυτή είναι ασθενέστερη από εκείνη των πρωτογενών κυμάτων και μειώνεται σταδιακά καθώς αποκλίνουν από την διεύθυνση διάδοσης των απευθείας κυμάτων.



Εικ. 3.9: Οι προσπίπτουσες ακτίνες απορροφώνται, ανακλώνται ή περνούν από το εμπόδιο, αλλά ορισμένες ακτίνες που δημιουργούνται στο στην αιχμή του εμποδίου διαθλώνται προς τη σκιερή πλευρά του σώματος (από Everett, 2013).

3.5. Σεισμικός θόρυβος

Η αξιοπιστία της σεισμικής χαρτογράφησης εξαρτάται σε υψηλό βαθμό από την ποιότητα των καταγραφών. Η ποιότητα των καταγραφών διαφέρει σημαντικά στις περιοχές μελέτης. Σε μία ακραία περίπτωση παρατηρούνται τέλει ανακλάσεις ή διαθλάσεις (ανάλογα την έρευνα που πραγματοποιείται) χωρίς την λήψη ιδιαίτερων μέτρων για τη βέλτιστη καταγραφή. Σε αντίθετες ακραίες περιπτώσεις όπου και ο πιο εξελιγμένος εξοπλισμός με περίπλοκες τεχνικές λήψης δεδομένων και εκλεπτυσμένα λογισμικά επεξεργασίας δεν μπορεί να αποδώσει σε αξιοποιήσιμα δεδομένα. Οι περιοχές αυτές καλούνται *NR περιοχές (no reflection areas)*.

Χρησιμοποιείται ο όρος *σήμα* (Lowrie, 2007) για την περιγραφή οποιουδήποτε γεγονότος στη σεισμική καταγραφή που αξιοποιείται για την αποκόμιση πληροφορίας. Οτιδήποτε διαφορετικό χαρακτηρίζεται *θόρυβος*, συμπεριλαμβανομένου και των τακτικών γεγονότων που παρεμβάλλονται με την καταγραφή του σήματος. Ο λόγος *σήμα προς θόρυβο (signal-to-noise ration, S/N)* είναι η αναλογία της ενέργειας του σήματος σε μία συγκεκριμένη μερίδα της καταγραφής προς το συνολικό θόρυβο στην ίδια μερίδα της καταγραφής. Οι κακής ποιότητας καταγραφές προκύπτουν όταν ο συγκεκριμένος λόγος είναι πολύ χαμηλός.

Ο σεισμικός θόρυβος μπορεί να χαρακτηρίζεται από μία *συνέπεια (coherent noise)* ή και *ασυνέπεια (incoherent noise)*. Ο *συνεπής* θόρυβος μπορεί να παρατηρηθεί σε μερικά καταγεγραμμένα ίχνη ενώ αντίθετα στον *ασυνεπή* θόρυβο δεν μπορεί να προβλεφθεί η εικόνα του σεισμικού ίχνους από γειτονικά ήδη καταγεγραμμένα. Συχνά η διαφορά μεταξύ του συνεπή και ασυνεπή θορύβου είναι η κλίμακα της παρατήρησης.

Ο *ασυνεπής* θόρυβος αναφέρεται (Milsom, 2003) συχνά ως *τυχαίος* θόρυβος (χωρικά τυχαίος) το οποίο όχι μόνο εμπεριέχει τον απρόβλεπτο χαρακτήρα του αλλά και συγκεκριμένες στατιστικές ιδιότητες. Τις περισσότερες φορές ο θόρυβος δεν είναι πραγματικά τυχαίος.

Ο συνεπής θόρυβος συχνά διαχωρίζεται στην ενέργεια που διαδίδεται οριζόντια και στην ενέργεια που διαδίδεται περισσότερο κατακόρυφα (Milsom, 2003). Μία επιπλέον διαφοροποίηση μεταξύ των θορύβων είναι ο ρυθμός επανάληψής τους, δηλαδή αν η συγκεκριμένη διαταραχή παρατηρείται την ίδια χρονική στιγμή στο ίδιο ίχνος κατά την επανάληψη της ίδιας έκρηξης. Οι ιδιότητες του θορύβου που αναφέρθηκαν, η συνέπειά του, η κατεύθυνση διάδοσης και η επανάληψη, αποτελούν τη βάση για τις περισσότερες μεθόδους βελτίωσης της ποιότητας της σεισμικής καταγραφής.

Στο συνεπή θόρυβο συμπεριλαμβάνονται τα επιφανειακά κύματα, ανακλάσεις ή ανακλώμενες διαθλάσεις από ρηχές δομές όπως επίπεδα ρηγμάτων ή θαμμένων κλάδων ρεμάτων, διαθλάσεις από διαύλους υψηλής ταχύτητας και η κίνηση οχημάτων (Lowrie, 2007). Ο θόρυβος που καταγράφεται αφορά κυρίως της οριζόντια συνιστώσα και όλες οι περιπτώσεις εκτός από την κίνηση οχημάτων επανεμφανίζονται σε κάθε διαδοχική έκρηξη.

Ο ασυνεπής θόρυβος, ο οποίος είναι χωρικά **τυχαίος** και **επαναλαμβανόμενος**, προκαλείται από της διασπορά σε επιφανειακές ετερογένειες και ανομοιομορφίες όπως όγκοι πετρωμάτων ή μικρής κλίμακας ρηξιγενείς ζώνες (Lowrie, 2007). Ο μη επαναλαμβανόμενος θόρυβος μπορεί να προκύψει από τη δράση του ανέμου, είτε κινώντας κάποιο γεώφωνο είτε προκαλώντας την κίνηση των ριζικών συστημάτων των δέντρων, από εκτοξευόμενες πέτρες κατά τη διάρκεια της έκρηξης, από θαλάσσια κύματα (έρευνες πλησίον της ακτογραμμής), από μακρινά σεισμικά γεγονότα ή ακόμα και από τη βάδιση πλησίον των γεωφώνων.

3.6. Εξασθένιση

Η θεωρία της ελαστικότητας που διαμορφώνεται από το νόμο του Hooke προβλέπει πως η ενέργεια διατηρείται κατά τη διάδοση ενός σεισμικού κύματος. Στην πραγματικότητα όμως ένα ιδανικά ελαστικό κύμα μειώνεται σε πλάτος καθώς διαδίδεται εξαιτίας της **γεωμετρικής εξάπλωσης** (*geometric spreading*) (Everett, 2013). Επιπλέον, η ενέργειά της **διαχωρίζεται** (*partition*) καθώς σκεδάζεται από ετερογένειες και υφίσταται ανάκλαση, διάθλαση και μετατροπή των P-σε-S-κυμάτων στα όρια ακουστικής αντίστασης.

Τα σεισμικά κύματα επίσης έχουν συνεχείς απώλειες ενέργειας εξαιτίας της **απορρόφησής** (*absorption*) από το μέσο που διαδίδονται και της επανεμφάνισής της με τη μορφή της θερμότητας (Telford et al., 1990). Κατά τη διάδοση του κύματος, η θερμότητα παράγεται κατά το στο στάδιο της συμπίεσης του μέσου και απορροφάται κατά το στάδιο της αραίωσης. Οι μηχανισμοί ου συμβάλλουν σε αυτή τη μετατροπή είναι κατά κύριο λόγο η εσωτερική τριβή, αλλά και η δημιουργία των επιφανειακών κυμάτων, το πιεζοηλεκτρικό και θερμοηλεκτρικό φαινόμενο και ιξώδεις απώλειες στα υγρά που πληρώνουν το πορώδες.

Θεωρώντας ένα σεισμικό κύμα που διαδίδεται σε ένα ομογενές μέσο με πλάτος A_0 σε απόσταση r_0 από την σεισμική πηγή. Αμελώντας τη συνεισφορά της διασποράς, το πλάτος του κύματος σε κάποια απόσταση $r > r_0$ από την πηγή περιγράφεται από τη σχέση:

$$A(r) = A_0 \left(\frac{r_0}{r} \right) \exp[-a(r - r_0)] \quad (3.21)$$

Όπου η **γεωμετρική εξάπλωση** περιγράφεται από τον όρο $1/r$ και το εκθετικό τμήμα περιγράφει την **απορρόφηση** της ενέργειας με συντελεστής εξασθένισης a .

Η μορφή $1/r$ από τον όρο της γεωμετρικής εξάπλωσης της εξίσωσης 3.21 προκύπτει από το γεγονός πως η σεισμική ενέργεια που σχετίζεται με ένα σφαιρικό κύμα σε κάποια απόσταση r από την πηγή διαχέεται στην επιφάνεια της σφαίρας ακτίνας r . Η επιφάνεια μίας σφαίρας υπολογίζεται από τον όρο $4\pi r^2$ και συνεπώς η σεισμική ενέργεια μειώνεται σε $1/r^2$. Η σεισμική ενέργεια είναι ανάλογη του τετραγώνου του πλάτους κύματος,

συνεπώς μειώνεται σε $1/r$. Ο μηχανισμός αυτός της απώλειας ενέργειας ορίζεται ως *γεωμετρική εξάπλωση* διότι είναι ανεξάρτητος από τις ελαστικές ιδιότητες του μέσου.

3.7. Μέθοδος της Σεισμικής Διάθλασης

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι παρόμοια με την τεχνική της ανάκλασης, με κύρια διαφορά ότι οι χρόνοι που αναλύονται είναι εκείνοι της άφιξης των κυμάτων που διαθλώνται *κρίσιμα* έναντι των σχεδόν κάθετα ανακλώμενων κυμάτων. Οι μετατοπίσεις TX-RX στις μελέτες διάθλασης είναι γενικά μεγαλύτερες από εκείνες των μελετών ανάκλασης, με αποτέλεσμα τα βραδέως κινούμενα επιφανειακά κύματα ή το φαινόμενο *ground roll* να είναι πολύ λιγότερο ανησυχητικό. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι μια απλή και δημοφιλής τεχνική που χρησιμοποιείται για τη συλλογή βασικών γεωλογικών πληροφοριών όπως το βάθος του μητρικού πετρώματος κάτω από ένα μη στερεοποιημένο εδαφικό μανδύα (Abdelmotaal, 2010 and Basheer et al., 2014).

Οι έρευνες διάθλασης χρησιμοποιούνται ευρέως από γεωτεχνική σκοπιά (Azwin et al. 2013) για τη μελέτη των μη συμπτυκνωμένων στρωμάτων κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και επίσης για τον προσδιορισμό διορθώσεων κοντά στην επιφάνεια για βαθιά ίχνη ανάκλασης. Οι χρόνοι διαδρομής είναι συνήθως της τάξης των milliseconds και υπάρχει μικρή διαφορά μεταξύ των αφίξεων διαφορετικών τύπων κυμάτων ή κυμάτων που έχουν διανύσει από διαφορετικές πορείες. Μόνο οι πρώτες αφίξεις, οι οποίες είναι πάντα κύματα P, μπορούν να προσδιοριστούν με τη μεγαλύτερη ακρίβεια και εμπιστοσύνη.

Ιδανικά οι διεπιφάνειες που διερευνώνται είναι ρηχές, σχετικά επίπεδες και με κλίση μικρότερη των 15° . Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων θα πρέπει να αυξάνεται με το βάθος για κάθε διεπιφάνεια. Οι πρώτες αφίξεις που θα καταφθάνουν και θα καταγράφονται στην επιφάνεια θα είναι διαδοχικά από βαθύτερους διαθλαστές καθώς αυξάνεται η απόσταση από τα σημεία των εκρήξεων.

3.7.1. Βασικές Αρχές της Μεθόδου της Σεισμικής Διάθλασης

Η σεισμική ακτίνα (εικ. 3.10) σε κάποια κρίσιμη γωνία i_c ταξιδεύει κατά μήκος της διεπιφάνειας ως κύμα P με ταχύτητα V_2 . Από το νόμο του *Snell*:

$$\frac{\sin i_c}{V_1} = \frac{\sin r_c}{V_2} \quad (3.22)$$

με γωνία διάθλασης $r_c = 90^\circ$ έτσι ώστε το ημίτονο της γωνίας να ισούται με $\sin r_c = 1$, η κρίσιμη γωνία δίνεται από τη σχέση:

$$i_c = \sin^{-1} \frac{V_1}{V_2} \quad (3.23)$$

Για μικρές αποστάσεις TX-RX, η πρώτη άφιξη είναι το *απευθείας* κύμα P. Σε μεγαλύτερη απόσταση όμως, $x = x_c$ η οποία είναι γνωστή ως *crossover distance* (διασταυρωτή απόσταση), το *οριακά διαθλωμένο κύμα* προσπερνά το *απευθείας* κύμα.

Ο χρόνος διαδρομής του κύματος, όπως φαίνεται από τη διαδρομή της εικ. 3.10, προκύπτει ως:

$$T(x) = \frac{2h}{V_1 \cos i_c} + \frac{x - 2h \tan i_c}{V_2} \quad (3.24)$$

Στην παραπάνω εξίσωση ο πρώτος όρος προκύπτει από την καθοδική και ανοδική πορεία της ακτίνας και το δεύτερο σκέλος προκύπτει από την οριζόντια διαδρομή της ακτίνας.

Τροποποιώντας το νόμο του *Snell* ως:

$$\tan i_c = \frac{V_1}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}} \quad (3.25)$$

η εξίσωση του χρόνου διαδρομής του οριακά διαθλώμενου κύματος αναδιοργανώνεται στην απλούστερη μορφή:

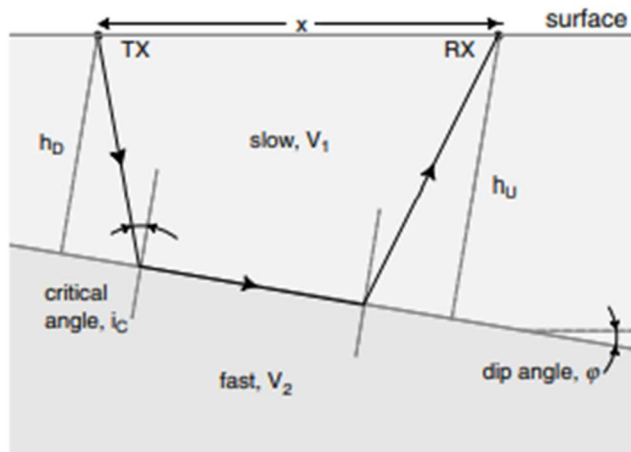
$$T(x) = \frac{x}{V_2} + \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (3.26)$$

Η κλίση της συνάρτησης $T(x)$ είναι $1/V_2$. Συνεπώς, μπορεί να ληφθεί V_1 από την κλίση των αφίξεων του απευθείας κύματος και τη V_2 από την κλίση του μετωπικού κύματος. Το πάχος του πρώτου στρώματος μπορεί να υπολογιστεί προεκτείνοντας τις αφίξεις του οριακά διαθλώμενου κύματος προς την αρχή αφού για $x = 0$ ισχύει:

$$T(0) = \frac{2h \sqrt{V_2^2 - V_1^2}}{V_1 V_2} \quad (3.27)$$

Στις μελέτες σεισμικής διάθλασης, οι πρώτες αφίξεις συνήθως επιλέγονται χειροκίνητα από τις παρατηρούμενες καταγραφές. Η διαδικασία είναι χρονοβόρα για μεγάλες δισδιάστατες και τρισδιάστατες έρευνες. Επιπλέον, δεν είναι πάντα δυνατό να προσδιοριστεί με ακρίβεια η ενέργεια της πρώτης άφιξης, καθώς εξ ορισμού, είναι ένα μικρό σήμα και επιπλέον σπάνια εμφανίζεται χωρίς την παρουσία θορύβου (Redpath, 1973).

Μέχρι στιγμής αναλύθηκε η διερεύνηση μίας κεκλιμένης διεπιφάνειας δύο στρωμάτων αλλά όπως είναι γνωστό στη φύση σπάνια απαντώνται τέτοιες απλές δομές. Μία κεκλιμένη διεπιφάνεια μπορεί επίσης να αναλυθεί με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης. Θεωρείται η δομή του σχήματος 3.10.



Εικ. 3.10 Πορεία της ακτίνας του οριακά διαθλώμενου κύματος σε μία υπο-κλίση διεπιφάνεια μεταξύ ενός επιφανειακού στρώματος χαμηλής ταχύτητας και ενός βαθύτερου οριζόντια υψηλότερων ταχυτήτων διάδοσης σεισμικών κυμάτων (από Everett, 2013).

Η θέση του δέκτη εντοπίζεται προς την κάτω πλευρά (*down dip*). Η γωνία της κλίσης της διεπιφάνειας με το οριζόντιο επίπεδο είναι φ και μπορεί να υπολογιστεί από καταγραφές στην *up dip* αλλά και στην *down dip* πλευρά. Ο χρόνος διαδρομής του μετώπου του κύματος $T_D(x)$ για μία μικρή γωνία φ ($\cos^2 \varphi \sim 1$) περιγράφεται από τη σχέση:

$$T_D(x) = \frac{2h_D \cos i_c}{V_1} + \frac{x \sin (i_c + \varphi)}{V_1} \quad (3.28)$$

η οποία υποδηλώνει πως η κατερχόμενη ακτίνα κινείται με φαινόμενη ταχύτητα ίση με $V_D = V_1 / \sin(i_c + \phi)$. Παρόμοια η ανερχόμενη ακτίνα κινείται με ταχύτητα $V_u = V_1 / \sin(i_c - \phi)$. Η γωνία της κλίσης υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\varphi = \frac{1}{2} \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_D} \right) - \sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_u} \right) \right] \quad (3.29)$$

Σε περίπτωση πολλαπλών στρωμάτων που μπορεί να πραγματοποιείται η συνθήκη της οριακής διάθλασης ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων υπολογίζεται με παρόμοιο τρόπο.

3.7.2. Επεξεργασία Δεδομένων Διάθλασης

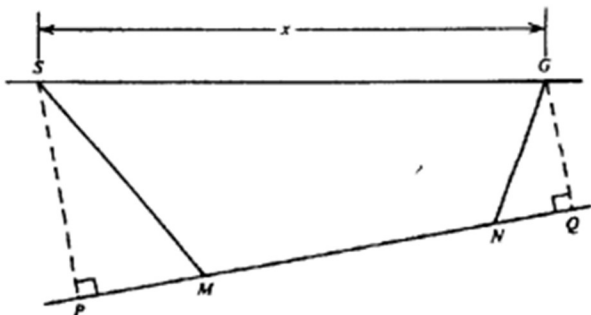
Η αναγνώριση των μετωπικών κυμάτων είναι συνήθως πιο απλή συγκριτικά με τις καταγραφές της ανάκλασης (Rohdewald, 2011). Οι χρόνοι διαδρομής είναι καταγεγραμμένοι για σχετικά μεγάλα αναπτύγματα και για το λόγο αυτό ο διαχωρισμός των διαθλάσεων και των περιθλάσεων (που οι αφίξεις τους εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα με τη μορφή καμπύλων) με εκείνες των απευθείας και επιφανειακών κυμάτων (με τις εμφανίσεις τους με τη μορφή ευθειών γραμμών) είναι ευκολότερος. Τα απευθείας και επιφανειακά κύματα διακρίνονται με εύκολο τρόπο εξαιτίας της χαμηλής ταχύτητας διάδοσής τους. Συνήθως το μοναδικό πρόβλημα είναι η αναγνώριση των διαθλωμένων κυμάτων στην περίπτωση της ύπαρξης πολλών διαθλαστών.

Στις καταγραφές των διαθλάσεων (refraction profiles) τα πρώτα κύματα που καταγράφονται σε αποστάσεις πλησίον της σεισμικής πηγής είναι τα απευθείας κύματα. Στη συνέχεια οι πρώτες αφίξεις αφορούν τα διαθλωμένα κύματα διαδοχικά βαθύτερων στρωμάτων, καθώς οι αποστάσεις από την σεισμική πηγή αυξάνονται. Αμέσως μετά τις πρώτες αφίξεις οι ακολουθίες διαφόρων γεγονότων είναι εμφανείς αφού η κάθε μία έχει προσπεράσει ρηχότερα γεγονότα. Πολλαπλά γεγονότα είναι επίσης εμφανή στη ζώνη των δεύτερων αφίξεων από τα οποία τα περισσότερα είναι διαθλάσεις που δεν κατάφεραν να γίνουν πρώτες αφίξεις ή διαθλάσεις που υπέστησαν πολλαπλές ανακλάσεις.

Τεχνικές του Χρόνου Καθυστέρησης (Delay time Methods)

Η πιο κοινώς χρησιμοποιούμενη τεχνική για την επεξεργασία των δεδομένων είναι εκείνη του χρόνου καθυστέρησης (Delay time), κυρίως διότι παρέχει μία ικανοποιητική λύση (Telford, 1990) ακόμη και για καμπύλες ή και ανώμαλες διεπιφάνειες. Παρατίθεται μία εισαγωγή για την επεξήγηση του χρόνου καθυστέρησης.

Θεωρώντας της δομή του σχήματος (εικ. 3.11) ο χρόνος καθυστέρησης που σχετίζεται με την τροχιά SMNG είναι ο χρόνος άφιξης του διαθλωμένου κύματος αφαιρώντας τον χρόνο που απαιτείται για να διανύσει την απόσταση PQ με ταχύτητα V_2 .



Εικ. 3.11: Απεικόνιση του χρόνου καθυστέρησης (από Telford, 1990).

Με βάση τη γεωμετρία της εικόνας 3.11 προκύπτει:

$$\begin{aligned}\delta &= \left(\frac{SM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} \right) - \frac{PQ}{V_2} \\ \delta &= \left(\frac{SM}{V_1} - \frac{PM}{V_2} \right) + \left(\frac{NG}{V_1} - \frac{NQ}{V_2} \right) \\ \delta &= \delta_s + \delta_g \quad (3.30)\end{aligned}$$

όπου δ_s και δ_g είναι ο χρόνος καθυστέρησης στην πηγή και ο χρόνος καθυστέρησης του γεώφωνου και σχετίζονται με τα σκέλη από την πηγή καθοδικά και ανοδικά προς το γεώφωνο.

Μία προσέγγιση της τιμής του χρόνου καθυστέρησης, που θεωρείται για μικρές κλίσεις διεπιφανειών έτσι ώστε το τμήμα PQ είναι σχεδόν ίσο με την απόσταση πηγής γεωφώνου, είναι η:

$$\delta = \delta_s + \delta_g \approx t_g - \frac{x}{V_2} \quad (3.31)$$

Αν λοιπόν αυτή η κλίση της ασυνέχειας είναι μικρότερη των 10° , η παραπάνω σχέση είναι αρκετά ικανοποιητική για την πλειοψηφία των περιπτώσεων. Στην περίπτωση ενός οριζώντιου διαθλαστήρα ο χρόνος καθυστέρησης ισούται με το χρόνο συνάντησης.

Οι μέθοδοι του χρόνου συνάντησης υπόκεινται σε σφάλματα τα οποία πρέπει να εντοπίζονται και να διορθώνονται. Καθώς αυξάνεται η απόσταση μεταξύ πηγής και γεώφωνου, αυξάνεται και η διαδρομή του κύματος και το μέγιστο της ενέργειας εμφανίζεται σε μετέπειτα κύκλους. Έγκειται ο κίνδυνος της επιλογής διαφορετικών κύκλων για διαφορετικά προφίλ το οποίο θα έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του χρόνου καθυστέρησης της πηγής. Το συγκεκριμένο σφάλμα μπορεί να αποφευχθεί όταν υπάρχει επάρκεια δεδομένων καθώς το λάθος στο χρόνο καθυστέρησης θα είναι αρκετά εμφανές.

Για τη μέθοδο επεξεργασίας του χρόνου καθυστέρησης είναι απαραίτητη η ανάλυση στις συνιστώσες δ_s και δ_g . Τα βήματα επεξεργασίας των δεδομένων (Telford et al., 1990) περιλαμβάνουν:

Την προβολή των διορθωμένων χρόνων διαδρομής.

- i. Ο συνολικός χρόνος καθυστέρησης υπολογίζεται και προβάλλεται στις θέσεις των γεωφώνων.
- ii. Οι οριζόντιες εξωτερικές αποστάσεις των γεωφώνων υπολογίζονται και οι χρόνοι καθυστέρησης που υπολογίστηκαν μεταφέρονται ως προς αυτή την ποσότητα.
- iii. Οι μετατοπισμένες καμπύλες θα πρέπει να είναι παράλληλες και οποιαδήποτε απόκλιση οφείλεται σε λαθεμένη τιμή ταχύτητας V_2 και για τη διόρθωση επαναλαμβάνονται τα βήματα (ii) και (iii) έως ότου οι καμπύλες είναι παράλληλες.
- iv. Οι τεχνικές επεξεργασίας του χρόνου συνάντησης ενέχουν σφάλματα τα οποία είναι σημαντικό να περιορίζονται. Όσο αυξάνεται η απόσταση της σεισμικής γραμμής ο χρόνος διαδρομής του κύματος αυξάνεται και τα μέγιστα ποσά ενέργειας παρατηρούνται σε αργότερο χρόνο. Το σφάλμα που μπορεί να δημιουργηθεί σε αυτή την περίπτωση είναι η διαφορετική επιλογή ενεργειών κυμάτων για τους χρόνους άφιξης. Η αποφυγή του μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη λήψη επαρκών δεδομένων.
- v. Οι συνολικοί χρόνοι καθυστέρησης διαχωρίζονται σε χρόνους καθυστέρησης πηγής και χρόνοι καθυστέρησης γεωφώνων. Οι χρόνοι καθυστέρησης των γεωφώνων προβάλλονται και μπορούν να μετατραπούν σε βάθος.

Time-Term Method

Η τεχνική *Time-Term* είναι μία απλή μέθοδος αντιστροφής του χρόνου διαδρομής, η οποία όμως παρουσιάζει μερικά πλεονεκτήματα. Το πρώτο πλεονέκτημα της τεχνικής είναι η υπολογιστική σταθερότητα. Μια εξελιγμένη αντιστροφή του χρόνου διαδρομής, που βασίζεται στη μέθοδο *ray tracing*, είναι, σε συγκεκριμένες περιπτώσεις, αρκετά ευαίσθητη στις αλλαγές της δομής μικρής κλίμακας εξαιτίας της προσέγγισης των υψηλών συχνοτήτων. Με τον απλό υπολογισμό του χρόνου διαδρομής της τεχνικής *time-term*, αποφεύγεται η πιθανή αστάθεια στη διαδικασία της αντιστροφής. Το δεύτερο πλεονέκτημα της τεχνικής είναι η υπολογιστική ταχύτητα εξαιτίας των γραμμικών εξισώσεων. Η τεχνική *time-term* αποτελεί το συνδυασμό μίας γραμμικής προσέγγισης των ελαχίστων τετραγώνων αλλά και τη χρήση του χρόνου καθυστέρησης για την αντιστροφή των πρώτων αφίξεων και τη δημιουργία ενός προφίλ ταχύτητας. Αποτελεί μία καλή προσέγγιση σε απλές έρευνες διάθλασης, στις οποίες η λεπτομερής αποτύπωση του διαθλαστήρα είναι μικρότερης σημασίας από την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και το βάθος του (Geometrics, 2009).

Reciprocal Time Interpretation

Η τεχνική *Reciprocal time* είναι μία εφαρμόσιμη τεχνική από εκείνη της *time-term* και είναι ικανή να χαρτογραφήσει ανομοιομορφους διαθλαστήρες και χρησιμοποιείται στις περιπτώσεις που απαιτείται μεγάλη ακρίβεια των αποτελεσμάτων (Al-Heety, 2018). Η μέθοδος αυτή γενικότερα απαιτεί μεγαλύτερο αριθμό δεδομένων εξαιτίας της χρήσης των *χρόνων καθυστέρησης*, ιδανικά για να υπολογιστεί ο *χρόνος καθυστέρησης* κάτω από κάθε γεώφωνο. Στη συνέχεια το βάθος υπολογίζεται από τον *χρόνο καθυστέρησης* και τις *ταχύτητες*.

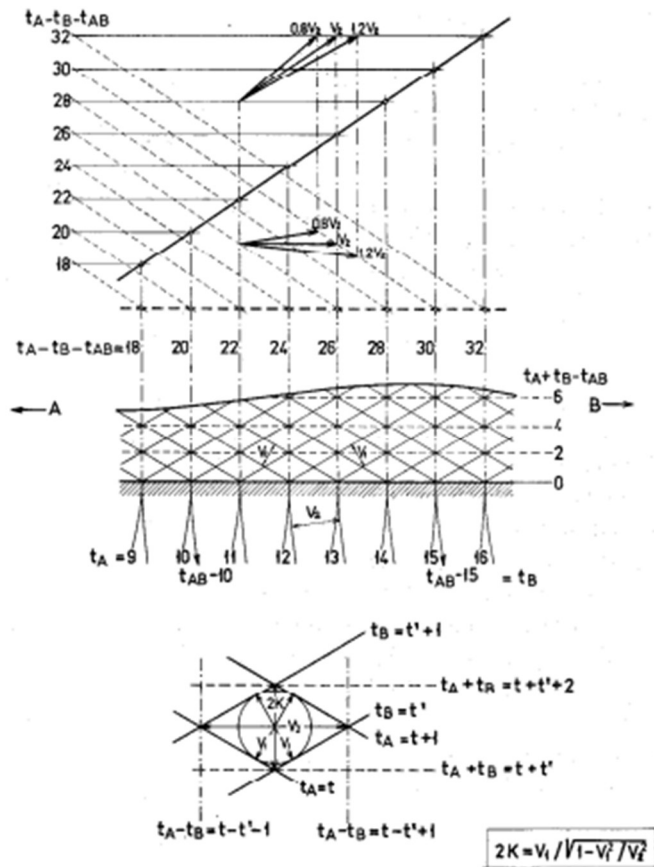
Ως αντίστροφος χρόνος t_R ορίζεται ο χρόνος που χρειάζεται η σεισμική ενέργεια για να διανύσει την απόσταση μεταξύ των δύο ακραίων γεωφώνων. Η διαφορά μεταξύ του χρόνου t_R και των t_A και t_B (*intercept times*) από την κανονική και την αντιστροφή θέση των εκρήξεων αντίστοιχα προσδιορίζεται από τη σχέση:

$$t_A + t_B - t_R = 2D/F \quad (3.32)$$

όπου D το βάθος που εντοπίζεται ο διαθλαστήρας κάτω από το γεώφωνο και F ο παράγοντας μετατροπής του βάθους. Στις απλές περιπτώσεις ενός στρώματος το D ισούται με το πάχος του ανώτερου στρώματος και το F ισούται με την $V_{1,2}$. Σε διαφορετική περίπτωση ο παράγοντας F επηρεάζεται από όλες τις ταχύτητες που εμπλέκονται με διαφορετικό συντελεστή ανάλογα με το πάχος του στρώματος. Στις θέσεις των ενδιάμεσων εκρήξεων μπορούν να προσδιοριστούν οι τιμές των *intercept time* και F . Παρά το γεγονός πως ο παράγοντας F μεταβάλλεται με περίπλοκο τρόπο, στην εφαρμογή στο πεδίο η γραμμική παρεμβολή (*linear interpolation*) επαρκεί για τον υπολογισμό του (Al-Heety, 2018).

Μέθοδος Plus – Minus

Η μέθοδος αναπτύχθηκε από τον Hagedoorn (1959) και ανήκει στις μεθόδους ανακατασκευής του μετώπου του κύματος (Telford, 1990). Η κατασκευή των μετώπων του κύματος για διαφορετικές χρονικές στιγμές μετέπειτα της έκρηξης πραγματοποιείται εφαρμόζοντας την *αρχή του Huygens*. Οι μέχρι τότε μέθοδοι ανακατασκευής απαιτούσαν σύνθετους υπολογισμούς και αρκετές παραδοχές για το μέσο διάδοσης της σεισμικής ενέργειας (Thornburgh, 1930). Τέτοιες σύνθετες μέθοδοι ανακατασκευής του μετώπου του κύματος ήταν σπατάλη χρόνου και ενέργειας, ειδικά σε αβέβαιες συνθήκες και για το λόγο αυτό αναπτύχθηκε μία ταχύτερη και περισσότερη αξιόπιστη προσέγγιση.



Εικ. 3.12: Η μέθοδος *Plus-Minus* όπως πρωτοερμηνεύτηκε. Το όριο μεταξύ των δύο στρωμάτων διέρχεται από τα σημεία τομής των ζευγών κυματομετωπίων των οποίων οι χρόνοι διαδρομής αθροίζονται στο συνολικό χρόνο διαδρομής από το σημείο της έκρηξης Α στο σημείο της έκρηξης Β.

Το μοτίβο διαμαντιού καθορίζεται αρχικά από το γεγονός ότι η απόσταση μεταξύ διαδοχικών μετωπικών κυμάτων είναι ίση με την ταχύτητα στο ανώτερο στρώμα και, κατά δεύτερο λόγο, από το γεγονός ότι οι οριζόντιες διαγώνιες των διαμαντιών είναι ίσες με την ταχύτητα του κατώτερου στρώματος. (από Hagedoorn, 1959).

Όταν ένας διαθλαστήρας είναι οριζόντιος τα διασταυρούμενα μετωπικά κύματα που υπολογίζονται σε μεσοδιαστήματα Δ σχηματίζουν ρόμβους των οποίων οι οριζόντιες και οι κατακόρυφες διαγώνιες ισοούνται με $V_2\Delta$ και $V_1\Delta/\cos\theta_c$ αντίστοιχα. Αν προστεθούν οι δύο χρόνοι διαδρομής (από την κανονική και αντίστροφη έκρηξη) για κάθε σημείο που διασταυρώνονται τα μετωπικά κύματα και αφαιρεθεί χρόνος t_r ο προκύπτων χρόνος *plus* ισούται με 0 στο διαθλαστήρα, με τιμή $+2\Delta$ στην πρώτη οριζόντια ομάδα διασταυρώσεων πάνω από το διαθλαστήρα, με τιμή $+4\Delta$ την ακριβώς επόμενη ομάδα και συνεχίζει να αυξάνει. Επειδή η απόσταση μεταξύ κάθε ζεύγους των υπερκείμενων γραμμών είναι $V_1\Delta/\cos\theta_c$, μπορεί να χρησιμοποιηθεί οποιαδήποτε *plus* γραμμή για την προβολή του διαθλαστήρα.

Η διαφορά μεταξύ των χρόνων διαδρομής σε μία διασταύρωση των μετωπικών κυμάτων καλείται τιμή *minus* και είναι σταθερή κατά μήκος των κατακόρυφων γραμμών που περνούν από τις διασταυρώσεις των μετωπικών. Η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών γραμμών *minus* είναι $V_2\Delta$ και για το λόγο αυτό είναι δυνατός ο συνεχής υπολογισμός της ταχύτητας V_2 . Παρά το γεγονός ότι η κλίση του διαθλαστήρα αλλάζει την παραπάνω σχέση, οι διαφορές για μέσες κλίσεις είναι μικρές. Επίσης γίνεται η παραδοχή πως οι γραμμές *plus* παραμένουν παράλληλες με το διαθλαστήρα και οι γραμμές *minus* δε συγκλίνουν ή αποκλίνουν.

Σεισμική Τομογραφία Διάθλασης

Η επαφή των γεωλογικών σχηματισμών είναι σπανίως απότομη και η τεχνική της τομογραφίας είναι ικανή να απεικονίσει με μεγάλη λεπτομέρεια τη μετάβαση των λιθολογιών. Επιπλέον εφαρμόζεται σε περιπτώσεις ισχυρών πλευρικών μεταβολών και έντονου μορφολογικού ανάγλυφου. Η τομογραφική μέθοδος, περιλαμβάνει τη δημιουργία ενός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων και στη συνέχεια την επαναληπτική ανίχνευση ακτίνων (*ray*

tracing) μέσω του μοντέλου, τη σύγκριση των υπολογιζόμενων χρόνων διαδρομής με τους μετρούμενους χρόνους διαδρομής, την τροποποίηση του μοντέλου και την επανάληψη της διαδικασίας έως ότου η διαφορά μεταξύ υπολογισμένων και μετρημένων χρόνων έχει ελαχιστοποιηθεί (White, 1988).

Ο βασικός στόχος είναι να βρεθεί ο ελάχιστος χρόνος διαδρομής μεταξύ πηγής και δέκτη για κάθε ζεύγος πηγής-δέκτη. Αυτό επιτυγχάνεται με την επίλυση της διαδρομής ακτίνας, l , και της βραδύτητας ή αντίστροφης ταχύτητας, s ($s = 1 / V$). Εφόσον δεν είναι γνωστό κανένα από τα δύο, το πρόβλημα είναι υπο-περιορισμένο και πρέπει να χρησιμοποιηθεί η επαναληπτική προσέγγιση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων (White, 1988).

Η τομογραφική τεχνική της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης επίσης αξιοποιεί τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων ως εισαχθέντα δεδομένα. Το μέσο διασκόπησης γενικεύεται ως ένα συνεχές μέσο στο οποίο οι πρώτες αφίξεις δεν συνδέονται απαραίτητα με ένα διαφορετικό διαθλαστήρα με υψηλή αντίθεση στην ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών ταχυτήτων. Ο αλγόριθμος εκτελεί επαναλαμβανόμενη μοντελοποίηση και τα νέα μοντέλα γίνονται υπό όρους αποδεκτά ή απορρίπτονται με βάση το κριτήριο πιθανότητας. Αυτό το κριτήριο επιτρέπει στον αλγόριθμο να ξεφύγει από μη μοναδικά, τοπικά, ελάχιστα του χρόνου διαδρομής ώστε να επιτύχει ένα μοναδικό, συνολικά βελτιστοποιημένο μοντέλο της δομής της ταχύτητας του υπεδάφους. Δεν πραγματοποιείται, όμως, καμία υπόθεση σχετικά με τον προσανατολισμό της κλίσης της ταχύτητας και, επομένως, μπορεί να αποκαλύψει κάθετες δομές και ισχυρές πλευρικές ανομοιογένειες, εάν φυσικά υπάρχουν.

Η προσέγγιση αυτή έχει ως αποτέλεσμα την αντιστροφή των καμπυλών χρόνου διαδρομής ως σύνολο και όχι την κάθε μία μεμονωμένα και συμβάλλει στη μείωση της μη-μοναδικότητας της λύσης. Ένα άλλο πλεονέκτημα της προσέγγισης είναι ότι η μέση βραδύτητα είναι αποτελεσματική στην εύρεση της ρηχής δομής της ταχύτητας και στο γεγονός ότι η φαινόμενη βραδύτητα είναι καλύτερη στην εύρεση της βαθύτερης δομής. Κατά τη διάρκεια της αντιστροφής, η πρώτη και μικρότερη επανάληψη αντιστρέφει μόνο τη μέση βραδύτητα. Στη συνέχεια, μόλις το ρηχό υπόστρωμα έχει σταθεροποιηθεί, η διαδικασία μεταβαίνει σε κοινή αντιστροφή της μέσης βραδύτητας και της φαινόμενης βραδύτητας. Με αυτόν τον τρόπο, μικρές ανακρίβειες στη ρηχή δομή είναι λιγότερο πιθανό να οδηγήσουν σε μεγαλύτερα σφάλματα στο βάθος. Η διάδοση του μετώπου κύματος για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής προσδιορίζει το χρόνο που απαιτείται για να ταξιδέψει το κύμα από την πηγή σε κάθε γειτονικό κόμβο. Ο κόμβος που έχει τη συντομότερη ακτίνα των χρόνων διαδρομής, ενεργεί στη συνέχεια ως πηγή και η διαδικασία επαναλαμβάνεται έως ότου ανιχνευτεί ολόκληρο το μοντέλο.

3.7.3. Επιλογή Πρώτων Αφίξεων

Η επιλογή των πρώτων αφίξεων στις καταγραφές διάθλασης βασίζεται σε υποκειμενικές εκτιμήσεις των θέσεων των πρώτων διαταραχών και μπορεί να είναι δύσκολη σε απομακρυσμένα γεώφωνα, όπου ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι χαμηλός (Rohdewald, 2011). Ορισμένες από τις μεταγενέστερες κορυφές και κοιλίες στην ίδια ακολουθία κυμάτων είναι πιθανόν να είναι ισχυρότερες και είναι δυνατή η αντίστροφη εργασία για την εκτίμηση της θέσης της πρώτης καμπής. Ωστόσο, επειδή οι υψηλές συχνότητες απορροφώνται επιλεκτικά στο έδαφος, η απόσταση μεταξύ της πρώτης καμπής και οποιασδήποτε μεταγενέστερης κορυφής αυξάνεται σταδιακά με την αύξηση της απόστασης από την πηγή. Επιπλέον, το ίχνος πέρα από την πρώτη καμπή επηρεάζεται από πολλές άλλες αφίξεις καθώς και από μεταγενέστερα τμήματα του πρωτογενούς κύματος τα οποία τροποποιούν τις θέσεις των κορυφών και των κοιλάδων. Η αξιοποίηση μεταγενέστερων χαρακτηριστικών για την εκτίμηση των χρόνων πρώτης άφιξης θα πρέπει πάντα να θεωρείται ύστατη λύση για την επιλογή των πρώτων αφίξεων.

3.7.4. Πρακτική Εφαρμογή της Τεχνικής

Οι μέθοδοι σεισμικής ανάκλασης και διάθλασης λειτουργούν καλά σε λεπτόκοκκα, κορεσμένα ιζήματα, όπου η εξασθένηση είναι χαμηλή και μπορεί να υπάρξει εξαιρετική μηχανική σύζευξη με το έδαφος από την πηγή και τα γεώφωνα. Οι μέθοδοι δεν αποδίδουν σε ικανοποιητικό βαθμό σε χαλαρά, ξηρά, χονδρόκοκκα ή διαταραγμένα ιζήματα (Everett, 2013).

Η επιλογή της σεισμικής πηγής απαιτεί προσεκτική εξέταση. Το συχνοτικό περιεχόμενο μιας σεισμικής πηγής εξαρτάται από τη γεωλογία της εγγύς επιφάνειας και τη σύζευξη της πηγής με το έδαφος. Καλή σύζευξη μπορεί να επιτευχθεί με μια πηγή πίπτουσας σφύρας (*sledgehammer*) που χρησιμοποιεί μία βαριά πλάκα κρούσης με μεγάλη επιφάνεια. Στην περίπτωση χρήσης εκρηκτικών ή κυνηγετικού όπλου, η γόμωση πρέπει να πυροδοτείται σε μία σφιχτά συμπιεσμένη και κορεσμένη σε νερό κοιλότητα (Everett, 2013). Ο ρόλος του νερού είναι να γεμίσει τους κενούς χώρους στους οποίους η ελαστική ενέργεια θα εξασθενούσε διαφορετικά. Συνιστάται ιδιαίτερα να δοκιμάζεται η απόδοση των διαφορετικών πηγών πριν από τη διεξαγωγή της συλλογής δεδομένων σε ολόκληρη την περιοχή έρευνας. Για την απεικόνιση ανακλάσεων από τα ανώτατα 3-10 m του υπεδάφους, μια πηγή θα πρέπει να παράγει σημαντική ενέργεια σε συχνότητες άνω των ~ 250-300 Hz. (Everett, 2013).

Ένα ηλεκτρομαγνητικό γεώφωνο, το οποίο είναι ο τύπος αισθητήρα κίνησης του εδάφους που χρησιμοποιείται συχνότερα στη γεωφυσική έρευνα πλησίον της επιφάνειας και λειτουργεί ανιχνεύοντας τη σχετική κίνηση μεταξύ ενός μαγνήτη και ενός πηνίου (Everett, 2013). Ο μαγνήτης, που είναι άκαμπτα συνδεδεμένος με το πλαστικό περίβλημα του γεώφωνου, συνδέεται άμεσα με το έδαφος. Το πηνίο τυλίγεται γύρω από τον μαγνήτη και συνδέεται μέσω ενός ελατηρίου. Η κίνηση του μαγνήτη σε σχέση με εκείνη του πηνίου εισάγει, μέσω του *νόμου του Faraday* της ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής, μια ηλεκτροκινητήρια δύναμη (*emf*) στο πηνίο η οποία καταγράφεται ως τάση εξόδου. Η καλή σύζευξη του γεώφωνου με το έδαφος πρέπει να εξασφαλίζεται με τη χρήση μακράς ακίδας. Το γεώφωνο θα πρέπει να τοποθετείται σταθερά σε στερεό ή πλήρως κορεσμένο έδαφος κάτω από κάθε οργανικά λύματα ή άλλα κακώς συμπτυκνωμένα επιφανειακά υλικά. Η ξηρή άμμος είναι κακό περιβάλλον για τα γεώφωνα λόγω της υψηλής απορρόφησης ενέργειας.

Στις περισσότερες έρευνες διάθλασης (Abdelmotaal, 2010), οι *short shots* εκρήξεις πραγματοποιούνται πολύ κοντά στα άκρα της διάταξης. Η ερμηνεία απλουστεύεται εάν οι εκρήξεις αυτές είναι πράγματι στις θέσεις των ακραίων γεωφώνων. Οι *long shots* τοποθετούνται αρκετά μακριά από την διάταξη, με σκοπό οι πρώτες αφίξεις που καταγράφονται να έχουν καταφτάσει μέσω του διαθλαστήρα. Επομένως, για τον καθορισμό των θέσεων των *long shots* μπορεί να χρειαστούν δεδομένα από τις *short shots*.

3.7.5. Περιορισμοί της Μεθόδου της Σεισμικής Διάθλασης

Κατά τις εργασίες του καθορισμού των πρώτων αφίξεων στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιείται μόνο ένα μικρό τμήμα της πληροφορίας που εμπεριέχεται στα σεισμικά ίχνη και η ερμηνεία υπόκειται σε αρκετούς περιορισμούς (Milsom, 2003).

Απειυθείας κύμα

Το *ground roll* αποτελείται από σύνθετα *P* και *S* κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα *Love* και *Rayleigh* που διαδίδονται με διαφορετικές και σχετικά χαμηλές ταχύτητες. Υπάρχει πάντα μία αμφιβολία για το ποιο τμήμα προκαλεί τις πρώτες αφίξεις επειδή στα συμβατικά γεώφωνα δεν καταγράφεται με μεγάλη ευκρίνεια η οριζόντια μετακίνηση των σωματιδίων που οφείλεται στην όδευση των *P*-κυμάτων (Milsom, 2003). Πλησίον της σεισμικής πηγής μεγάλο μέρος της ενέργειας σχετίζεται με τα *P*-κύματα και η παρατηρούμενη απόκριση σχετίζεται με αυτά, αλλά σε μεγαλύτερες αποστάσεις οι πρώτες αφίξεις μπορεί να απεικονίζουν την άφιξη των *S*-κυμάτων, των επιφανειακών ή ακόμα και των κυμάτων αέρα (*air wave*).

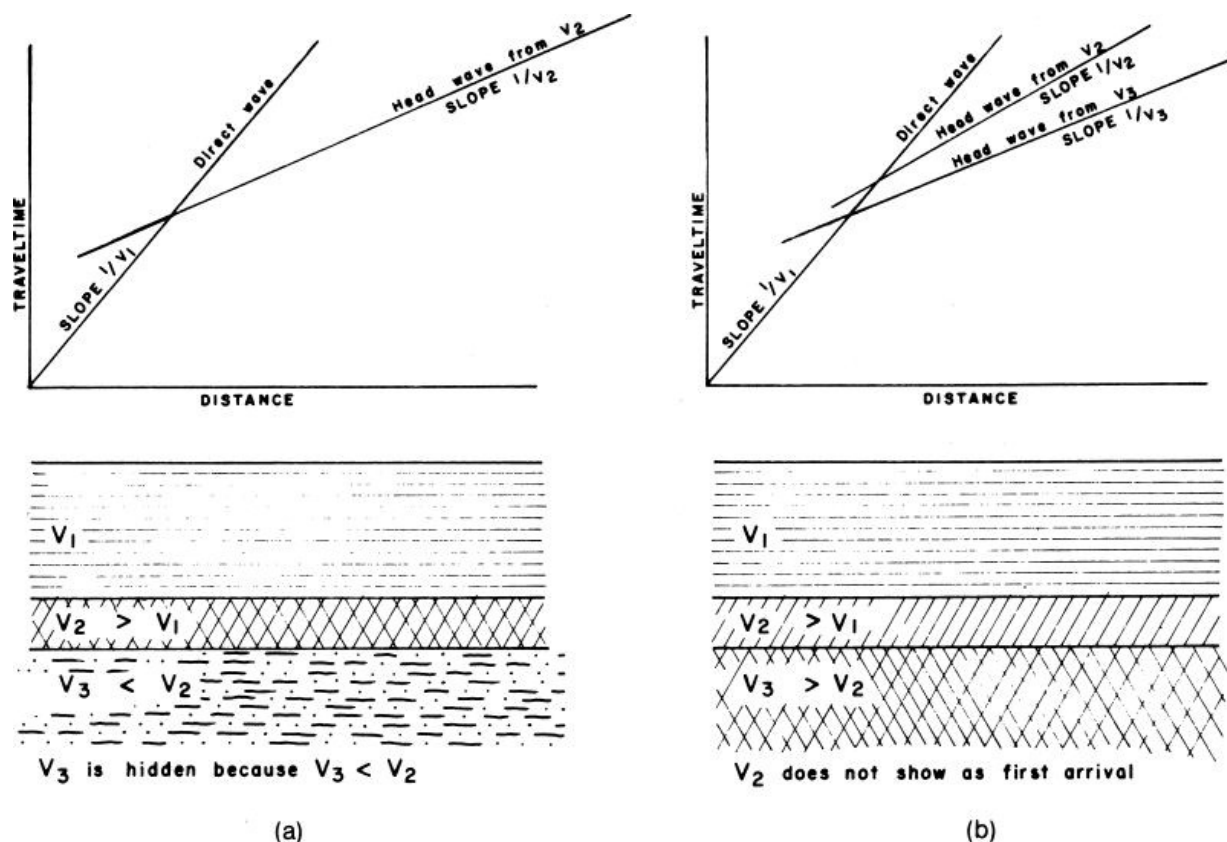
Κατακόρυφες ταχύτητες

Όση προσπάθεια και να καταβληθεί για τη λήψη έγκυρων μετρήσεων του απευθείας και του οριακά διαθλώμενου κύματος, η μέθοδος της διάθλασης έχει το ελάττωμα πως οι εξισώσεις βάθους απαιτούν τις κατακόρυφες ταχύτητες ενώ οι υπολογισθείσες είναι οριζόντιες ταχύτητες. Στην περίπτωση που παρατηρείται σημαντική ανισοτροπία εμπεριέχονται σημαντικά λάθη και για τη βαθμονόμηση των αποτελεσμάτων και της ερμηνείας είναι σημαντικό να υπάρχουν δεδομένα από γεωτρήσεις ή από πρόσφατες εκσκαφές.

Κρυφά Στρώματα

Ένας διαθλαστήρας από τον οποίο δεν «αναδύονται» πρώτες αφίξεις (εικ. 3.13a) χαρακτηρίζεται ως *κρυμμένος* (Milsom, 2003). Ένα στρώμα δύναται να είναι κρυμμένο αν είναι πολύ μικρότερου πάχους από το υποκείμενο στρώμα και χαρακτηρίζεται από χαμηλότερη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Τέτοια περίπτωση είναι συχνά ο μανδύας αποσάθρωσης πάνω από ένα μητρικό πέτρωμα. Ένα στρώμα μπορεί να είναι κρυμμένο αν το μέτωπο του κύματος που δημιουργεί καταφθάνει πριν από κάποιο τμήμα της επιφάνειας.

Η παρουσία ενός κρυμμένου στρώματος μπορεί να αναγνωριστεί από τις δεύτερες αφίξεις, το οποίο όμως δεν είναι πάντα δυνατό, επειδή το διαθλώμενο κύμα εξασθενεί σε λεπτά στρώματα (Milsom, 2003).



Εικ. 3.13: Το δεύτερο στρώμα χαρακτηρίζεται στην περίπτωση (a) ως *κρυμμένο* (hidden layer) ενώ στην περίπτωση (b) ως *τυφλή ζώνη* (Society of Exploration Geophysicists, 2011).

Τυφλές Ζώνες

Στην περίπτωση που η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μειώνεται σε μία διεπιφάνεια τότε η συνθήκη της οριακής διάθλασης δεν μπορεί να πραγματοποιηθεί και στην επιφάνεια δεν επιστρέφει ενέργεια από την διάθλαση, διότι δε θα υπάρξει δημιουργία των μετωπικών κυμάτων (Milsom, 2003). Η έμμεση παρατήρηση (εικ. 3.13b) και μέτρηση αυτών των ζωνών δεν είναι δυνατή με αυτή τη μέθοδο.

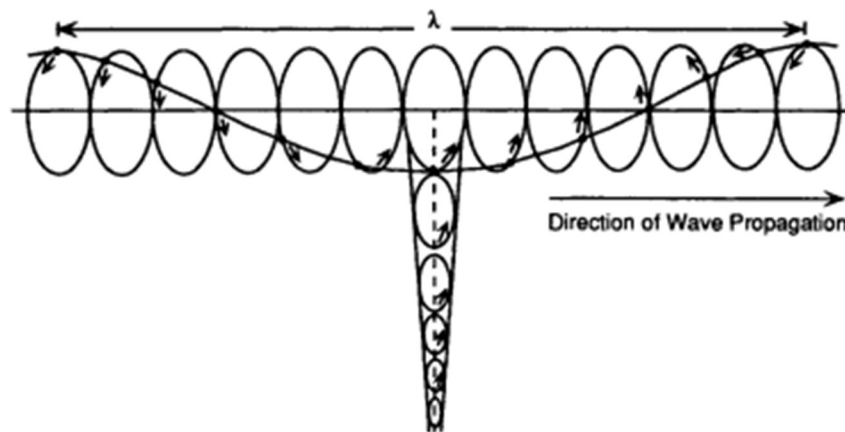
Λεπτά υψηλής ταχύτητας στρώματα όπως υδροφόροι ορίζοντες ή θαμμένοι στόχοι ή όταν η συνέχεια ενός στρώματος διακόπτεται απότομα, μπορούν να προκαλέσουν αυτές τις τυφλές ζώνες. Τα οριακά διαθλώμενα στρώματα εντός αυτών χάνουν ενέργεια όσο απομακρύνονται από τη σεισμική πηγή και τελικά χάνονται. Αν επιλεχθούν μετέπειτα γεγονότα ως πρώτες καταγραφές προκαλούνται ασυνέχειες στα διαγράμματα των δρομοχρονικών καμπύλων.

3.8. Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων

Όπως έχει ήδη αναφερθεί να τα επιφανειακά κύματα συντίθενται από την αλληλεπίδραση των αποσβενόμενων κυμάτων P και S (τόσο των SV όσο και των SH) και η διάδοσή τους πραγματοποιείται παράλληλα με την *ελεύθερη επιφάνεια* (Lay and Wallace, 1995).

3.8.1 Χαρακτηριστικά των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh

Η κίνηση που διαγράφουν τα σωματίδια του εδάφους οφείλεται στη συμβολή των σεισμικών κυμάτων P και SV. Τα συγκεκριμένα κύματα παρότι έχουν την ίδια συχνότητα, χαρακτηρίζονται από διαφορετική φάση με αποτέλεσμα η ταλάντωση των σωματιδίων του υλικού του ημι-χώρου να διαγράφουν μία ελλειπτική κίνηση στο επίπεδο της διάδοσης των κυμάτων (εικ. 3.14). Για το λόγο αυτό τα κύματα χαρακτηρίζονται με τον όρο **ground roll**.



Εικ. 3.14: Η κίνηση των σωματιδίων πλησίον της επιφάνειας του ημι-χώρου κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (από Lay και Wallace, 1995).

Μία στοιχειώδης πηγή κυμάτων R μπορεί να αποτελείται από μια βαριά πλάκα που δονείται στην επιφάνεια ενός ελαστικού ημι-χώρου. Η πηγή θα εκπέμπει ένα πλήρες φάσμα κυμάτων P, S και R. Η τυπική κατανομή της ελαστικής ενέργειας είναι 67% επιφανειακά κύματα, 26% διατμητικά και 7% σε συμπίεστικά (Miller και Pursey, 1955). Η γεωμετρική απόσβεση της ενέργειας στα κύματα P και S μειώνεται ως $1/r^2$, όπου r είναι η απόσταση στην πηγή, δεδομένου ότι η ενέργεια των σωματικών κυμάτων διαδίδεται σφαιρικά προς τα έξω. Η ενέργεια

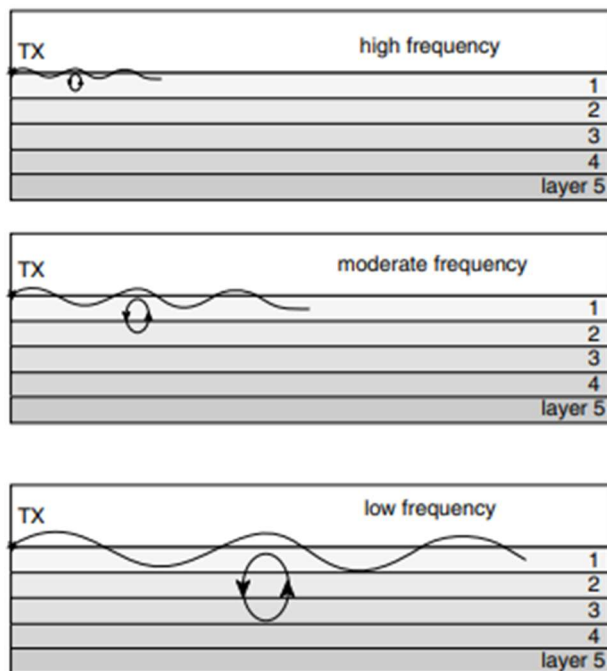
των R-κυμάτων, η οποία διαδίδεται μόνο σε μια κυλινδρική περιοχή με κέντρο την πηγή στην ελεύθερη επιφάνεια, μειώνεται κατά $1/r$. Συνεπώς, τα πλάτη των κυμάτων R που μετρώνται στην ελεύθερη επιφάνεια είναι σημαντικά μεγαλύτερα από τα πλάτη των κυμάτων χώρου. Επιπλέον το πλάτος ταλάντωσης των σωματιδίων αποσβένεται γρήγορα με την αύξηση του βάθους.

3.8.2. Διασπορά

Αν ο ημι-χώρος είναι ετερογενής με την κατανομή των ελαστικών σταθερών να διαφέρει χωρικά, τα R-κύματα χαρακτηρίζονται από μία διασπορά (Telford, 1990). Το πακέτο αυτό των κυμάτων μπορεί να αποσυντεθεί στις επιμέρους συχνότητες εφαρμόζοντας το *μετασχηματισμό Fourier* (Everett, 2013). Η κάθε συνιστώσα της συχνότητας διαδίδεται με της δική της χαρακτηριστική ταχύτητα φάσης.

Ο όρος **διασπορά** περιγράφει το φαινόμενο της διαφοροποίησης της ταχύτητας διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας.

Όπως έχει αναφερθεί, η ταχύτητα των κυμάτων R καθορίζεται από τις ελαστικές σταθερές των στρωμάτων τα οποία διεγείρει το κύμα. Με αυτόν τον τρόπο, κάθε μία από τις διάφορες συνιστώσες συχνότητας του κύματος R που διαδίδεται σε ένα μέσο πολλαπλών στρωμάτων διαδίδεται με τη δική του χαρακτηριστική ταχύτητα φάσης. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό ως **γεωμετρική διασπορά**. Η ταχύτητα του κύματος R ως συνάρτηση της συχνότητας, ή της χαρακτηριστικής διασποράς της, παρέχει πληροφορίες για τις ελαστικές σταθερές των επιμέρους στρωμάτων εντός του μέσου. Αυτό έχει αποδειχθεί ότι είναι πολύ χρήσιμο σε εφαρμογές γεωτεχνικής μηχανικής.



Εικ. 3.15: Το βάθος διείσδυσης ενός κύματος *Ryleigh* εξαρτάται από το μήκος του κύματος λ και από τη συχνότητά του (από Everett, 2013).

Θεωρώντας ένα γεώφωνο στην επιφάνεια, μακριά από μία ιδεατή πηγή η οποία δονείται σε μία μόνο συχνότητα f (εικ. 3.15). Έστω ότι η εξιδανικευμένη πηγή χαμηλής συχνότητας παράγει ένα κύμα *Rayleigh* μεγάλου μήκους κύματος, τότε στην περίπτωση αυτή διερευνώνται βαθύτεροι σχηματισμοί, δεδομένου ότι το βάθος διείσδυσης ενός κύματος *R* κλιμακώνεται με το μήκος κύματός του. Αντίθετα, αν μία υψηλότερης

συχνότητας πηγή παράγει κύμα *Rayleigh* μικρότερου μήκους κύματος, τότε η διερεύνηση πραγματοποιείται σε ρηχότερα στρώματα του μέσου.

Η κάθε συνιστώσα της συχνότητας σε ένα κύμα που χαρακτηρίζεται από τη διασπορά του, διαδίδεται με ταχύτητας φάσης V η οποία είναι διαφορετική από την ταχύτητα της ομάδας U με την οποία διαδίδεται το σύνολο των συνιστωσών.

3.8.3. Τρόποι διάδοσης των κυμάτων R

Ο ημι-χώρος στον οποίο διαδίδονται τα σεισμικά κύματα είναι σπάνια ομοιογενής και η παρουσία στρωμάτων διαφορετικών γεωυλικών διαφοροποιεί τον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιείται η διάδοση της ενέργειας. Σε αυτές τις περιπτώσεις υπάρχουν πολλαπλές λύσεις της κυματικής εξίσωσης για μία δεδομένη γωνιακή συχνότητα ω οι οποίες προκύπτουν από διαφορετική τιμή που λαμβάνει ο κυματαριθμός k (Socco and Strobbia, 2004). Η ταχύτητα φάσης μίας συγκεκριμένης συχνότητας μπορεί να λάβει διαφορετικές τιμές σύμφωνα με τη σχέση:

$$c_n = \frac{\omega}{k_n} \quad (3.33)$$

με $n = 0, 1, 2, \dots$

Οι διαφορετικές τιμές του κυματαριθμού και συνεπώς της ταχύτητας φάσης χαρακτηρίζουν και τους διαφορετικούς τρόπους διάδοσης (*modes*). Ο *θεμελιώδης* (*fundamental*) τρόπος είναι εκείνος κατά τον οποίο η ταχύτητα φάσης είναι η χαμηλότερη και παρατηρούνται σε όλες τις συχνότητες (Socco and Strobbia, 2004) ενώ οι μεγαλύτερες τιμές της ταχύτητας παρατηρούνται στις ανώτερες τάξεις (*higher modes*) και εντοπίζονται συνήθως πάνω από κάποια συχνότητα η οποία εξαρτάται από τον τρόπο. Οι διαφορετικοί τρόποι διάδοσης εντοπίζονται στη συγκέντρωση της ενέργειας των κυμάτων.

3.8.4. Πολυκαναλική Μέθοδος Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων

Η τεχνική της **Πολυκαναλικής Μεθόδου Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων** (*Multi-channel Analysis of Surface Waves – MASW*) αναπτύχθηκε στα τέλη της δεκαετίας του 1990 από τον Parc (Parc et al., 1999) για να αντιμετωπίσει κάποιους περιορισμούς που είχαν αναπτυχθεί κατά την παλαιότερη μέθοδο της *φασματικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων* (*SASW*).

Η μέθοδος *MASW* είναι από τις πλέον κατάλληλες τεχνικές τόσο για γεωτεχνικές όσες και περιβαλλοντικές εφαρμογές εξαιτίας του βέλτιστου προσδιορισμού της ταχύτητας V_s . Επιπλέον, η τεχνική είναι κατάλληλη για να εφαρμοστεί σε χαλαρούς εδαφικούς σχηματισμούς στους οποίους παρατηρείται συχνά το φαινόμενο της αντιστροφής των ταχυτήτων, το οποίο δεν την επηρεάζει σε αντίθεση με τη τεχνική της σεισμικής διάθλασης (Κρητικάκης, 2010).

Η διαδικασία περιλαμβάνει αρχικά την απόκτηση δεδομένων του *ground roll*, στη συνέχεια την κατασκευή της καμπύλης διασποράς και τέλος την αντιστροφή του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων V_s της υπολογιζόμενης καμπύλης διασποράς.

Η πηγή που χρησιμοποιείται πρέπει να δημιουργεί κύματα σε ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων και η καταγραφή να περιλαμβάνει το λιγότερο δυνατό θόρυβο για τον ακριβή υπολογισμό του προφίλ V_s . Για τον υπολογισμό των καμπυλών διασποράς έχουν προταθεί διάφορες τεχνικές (Stokoe et al., 1994), καθεμία από τις οποίες έχει τα δικά της μοναδικά πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα. Η αντιστροφή της καμπύλης διασποράς του προφίλ πραγματοποιείται επαναληπτικά, χρησιμοποιώντας τη μετρούμενη καμπύλη διασποράς ως καμπύλη αναφοράς είτε για τη μοντελοποίηση προς τα εμπρός (Stokoe et al., 1994) είτε για τη προσέγγιση ελαχίστων τετραγώνων

(Nazarian, 1984). Οι τιμές για το λόγο του *Poisson* και της πυκνότητας είναι απαραίτητες για την απόκτηση ενός προφίλ V_s από μία καμπύλη διασποράς και συνήθως εκτιμώνται από τοπικές μετρήσεις ή τύπους υλικών.

Καμπύλες διασποράς

Η κατασκευή των καμπύλων διασποράς είναι το σημαντικότερο βήμα για τον ακριβή προσδιορισμό του προφίλ της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων. Οι καμπύλες διασποράς προβάλλονται ως διάγραμμα της ταχύτητας φάσης συναρτήσει της συχνότητας. Η διασπορά των σεισμικών κυμάτων μπορεί να προσδιοριστεί από τις καταγραφές των συνιστωσών της φάσης και της συχνότητα ενώ μπορεί να ολοκληρωθεί με οποιαδήποτε μέθοδο χωρικής ανάλυσης. Υπάρχουν δύο κατηγορίες μεθόδων που διαχωρίζονται στην πρώτη περίπτωση αν η ανάλυση πραγματοποιείται ανά ζεύγος των σεισμικών ίχνων και στη δεύτερη περίπτωση όπου χρησιμοποιούνται όλα τα σεισμικά ίχνη για τον προσδιορισμό της καμπύλης διασποράς.

Οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν στα σημεία που παρατηρείται μέγιστη κυματική ενέργεια στο πεδίο ταχύτητας-φάσης και εκφράζουν το τρόπο που μεταβάλλεται η ταχύτητα φάσης των επιφανειακών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας.

Αντίστροφο Πρόβλημα

Στόχος της αντιστροφής είναι ο προσδιορισμός των παραμέτρων οι οποίες αντιστοιχούν στις εδαφικές συνθήκες της περιοχής μελέτης.

Η μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας V_s υπολογίζεται από μία επαναληπτική διαδικασία αντιστροφής η οποία για να επιτευχθεί με επιτυχία χρειάζεται τα δεδομένα της διασποράς αλλά και εκτιμήσεις του λόγου του *Poisson* και της πυκνότητας. Ακολουθείται προσέγγιση της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων η οποία επιτρέπει την αυτοματοποιημένη διαδικασία της αντιστροφής.

Για την επαναληπτική διαδικασία απαιτείται η εισαγωγή ενός αρχικού μοντέλου των εδαφικών συνθηκών για τη σύγκλιση κατά την αντιστροφή αλλά και να περιορίσουν το πλήθος των πιθανών λύσεων του προβλήματος. Το μοντέλο αυτό αποτελείται από την ταχύτητα (V_p και V_s), το πάχος αλλά και την πυκνότητα. Η παράμετρος με τη σημαντικότερη επίδραση κατά τη διαδικασία της σύγκλισης είναι η ταχύτητα V_s . Το αρχικό μοντέλο πρέπει να ορίζεται τέτοιο ώστε σε βάθος z_f η ταχύτητα $V_s = 1.09 C_f$ στη συχνότητα που ικανοποιείται η σχέση $z_f = \alpha \lambda_f$, στην οποία το α είναι συντελεστής που μεταβάλλεται ελαφρώς από την συχνότητα.

3.8.5. Προϋποθέσεις για τη σωστή εφαρμογή της μεθόδου MASW

Η διάδοση επίπεδων επιφανειακών κυμάτων παρατηρείται, στις περισσότερες περιπτώσεις, σε αποστάσεις γεωφώνου από τη σεισμική πηγή τουλάχιστον μεγαλύτερες από το μισό μήκος τους μέγιστου επιθυμητού κύματος (λ_{max}) (Stokoe et al., 1994), σύμφωνα με τη σχέση:

$$x_1 \geq 0.5 \lambda_{max} \quad (3.34)$$

Στις περιπτώσεις συνθηκών πλησίον της πηγής έχει αναδειχθεί η έλλειψη καταγραφών γραμμικής συνοχής φάσεων χαμηλότερων συχνοτήτων. Ο αποδεκτός κανόνας για το βάθος διείδυσης του *ground roll* είναι πως προσεγγίζει το μήκος κύματος (λ) ενώ το μέγιστο βάθος διείδυσης (z_{max}) για το οποίο μπορεί να υπολογιστεί μία λογική τιμή ταχύτητας V_s είναι περίπου εκείνο που αντιστοιχεί στο μισό του μέγιστου μήκους κύματος που μετρείται (λ_{max}). Συνεπώς η προηγούμενη σχέση αναδιοργανώνεται ως:

$$x_1 \geq z_{max} \quad (3.35)$$

Ο παραπάνω κανόνας εφαρμόζεται για την επιλογή της απόστασης *near offset*.

Όπως συμβαίνει με όλη την ακουστική ενέργεια που διαδίδεται στη Γη, έτσι και οι συνιστώσες των υψηλότερων συχνοτήτων των επιφανειακών κυμάτων αποσβένονται αρκετά γρήγορα καθώς αυξάνεται η απόσταση από τη σεισμική πηγή. Αν η μέγιστη απόσταση σεισμικού δέκτη είναι πολύ μεγάλη, η ενέργεια από τις συνιστώσες υψηλότερων συχνοτήτων των επιφανειακών κυμάτων δε θα κυριαρχεί στο φάσμα των υψηλών συχνοτήτων. Σε αυτές τις περιπτώσεις παρατηρείται η καταγραφή των *κυμάτων χώρου*. Το φαινόμενο της καταγραφής των επιφανειακών κυμάτων εξαιτίας της απόσβεσης του *ground roll* των υψηλών συχνοτήτων καλείται *far offset effect* ενώ το ίδιο περιορίζει την υψηλότερη συχνότητα f_{max} στην οποία μπορεί να καταγραφεί η *ταχύτητα φάσης*.

Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται για τα οπισθο-σκεδαζόμενα επιφανειακά κύματα τα οποία είναι εξαιρετικά διαδεδομένα σε περιπτώσεις ύπαρξης οριζόντιων ασυνεχειών όπως θεμελιώσεις κτηρίων, δοκαριών γείωσης ή τοίχων αντιστήριξης πλησίον της περιοχής διασκόπησης (Sheu et al., 1988). Τα σχετικά πλάτη του κάθε τύπου θορύβου μεταβάλλονται με τη συχνότητα αλλά και με την απόσταση από την πηγή του θορύβου. Κάθε τύπος θορύβου έχει χαρακτηριστικές ιδιότητες ταχύτητας και απόσβεσης οι οποίες μπορούν να αναγνωριστούν σε πολυκαναλικές έρευνες από το μοτίβο της συνοχής τους, το χρόνο άφιξης και το πλάτος τους.

Μεγάλη προσοχή επίσης απαιτείται για την επιλογή τριών βασικών παραμέτρων κατά της διάρκεια της προετοιμασίας: της χαμηλότερης συχνότητας (f_1), της υψηλότερης συχνότητας (f_2) και του μήκους (T) του διαγράμματος συχνότητας-χρόνου. Η χαμηλότερη συχνότητα που καταγράφεται περιορίζεται από την ιδιοσυχνότητα των γεωφώνων και της σεισμικής πηγής. Η υψηλότερη συχνότητα πρέπει να επιλέγεται μεγαλύτερη από εκείνη που απαιτείται και μικρότερη από βέλτιστη τιμή που έχει προκύψει από την ανάλυση του θορύβου. Το μήκος της καταγραφής πρέπει να είναι όσο το δυνατόν μεγαλύτερο ώστε να επιτρέπεται η λεπτομερής διερεύνηση των αλλαγών της συχνότητας του *ground roll*.

3.9. Εργαστηριακός προσδιορισμός πυκνότητας

Για τον προσδιορισμό της πυκνότητας ενός δείγματος βραχώδους γεωλογικού σχηματισμού (Abzalov, 2016) είναι απαραίτητες τρεις μετρήσεις του βάρους του δείγματος σε διαφορετικές συνθήκες. Η πρώτη μέτρηση πραγματοποιείται για τον καθορισμό του βάρους του ξηρού δείγματος που μετρείται σε αέρα, η δεύτερη μέτρηση πραγματοποιείται για τον καθορισμό του βάρους του κορεσμένου δείγματος και μετρείται επίσης σε αέρα και η τρίτη μέτρηση πραγματοποιείται για τον καθορισμό του κορεσμένου δείγματος με τη μέτρηση όμως να λαμβάνεται καθώς είναι βυθισμένο σε νερό.

Από τις μετρήσεις του βάρους των δειγμάτων στις διαφορετικές συνθήκες προκύπτει ο υπολογισμός της *ξηρής* (*dry density*), της *κορεσμένης* (*saturated density*) και της *κοκκώδους πυκνότητας* (*granular density*). Οι σχέσεις υπολογισμού των ιδιοτήτων παρατίθενται παρακάτω:

$$\rho_d = \frac{W_1}{W_2 - W_3} \rho_w \quad (3.36)$$

$$\rho_s = \frac{W_2}{W_2 - W_3} \rho_w \quad (3.37)$$

$$\rho_g = \frac{W_1}{W_1 - W_3} \rho_w \quad (3.38)$$

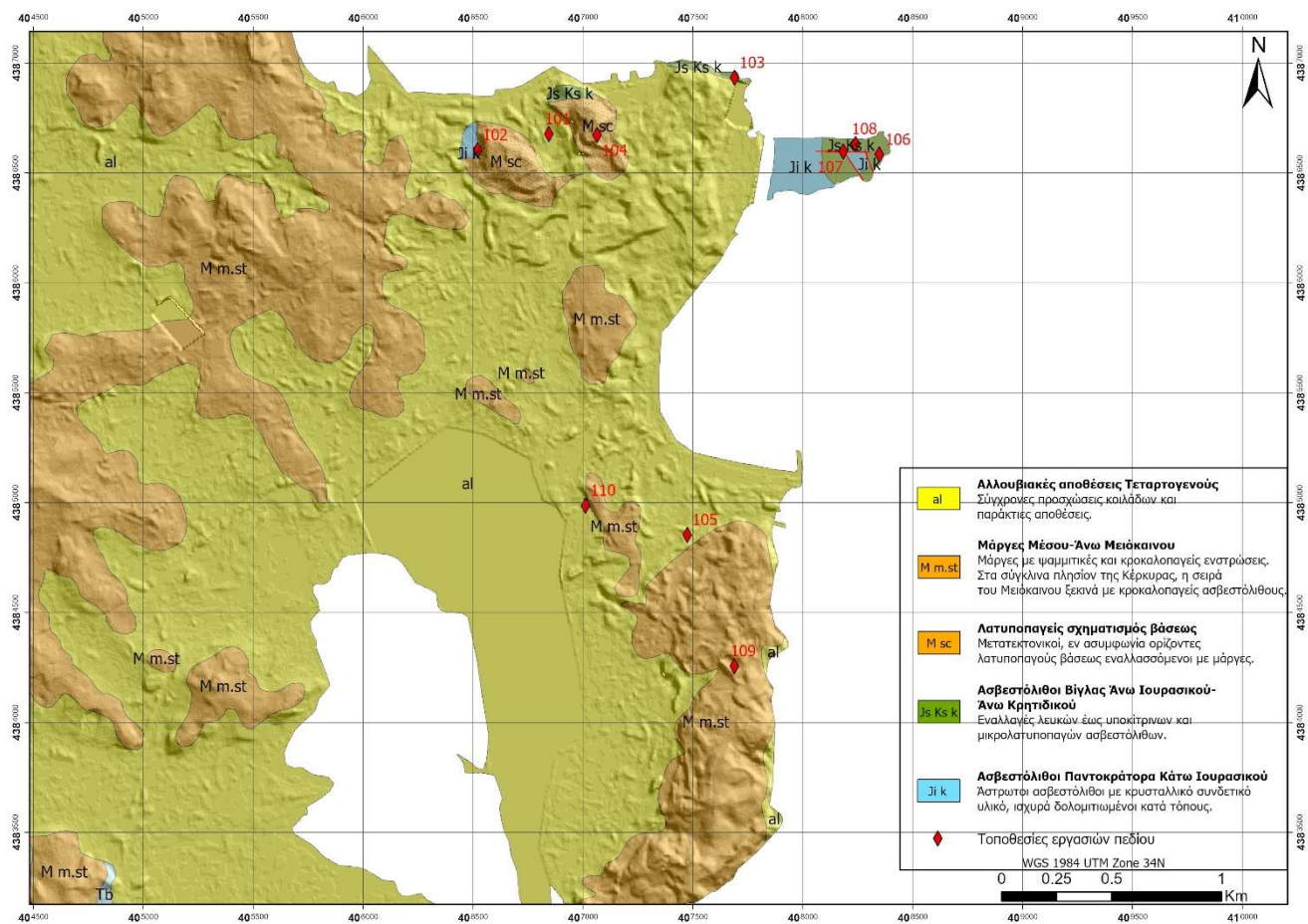
με ρ_w την πυκνότητα του νερού στο οποίο εμποτίζονται τα δείγματα ($\rho_w = 1 \text{ gr/cm}^3$).

3.10. Εφαρμογή της Γεωσεισμικής Μεθόδου στη Νήσο Κέρκυρα

Η θέσεις που πραγματοποιήθηκαν οι γεωφυσικές εργασίες πεδίου και η δειγματοληψία των γεωλογικών σχηματισμών για τον εργαστηριακό προσδιορισμό της πυκνότητάς τους εντοπίζονται εντός του αστικού ιστού της πόλης της Κέρκυρας (εικ. 3.16) και ταυτίζονται με τις θέσεις εφαρμογής της γεωηλεκτρικής μεθόδου.

Για τον υπολογισμό των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και τον προσδιορισμό της πυκνότητας εφαρμόστηκε η γεωσεισμική μέθοδος. Οι αποστάσεις των γεωφώνων ορίστηκαν στο 1 m, ενώ το συνολικό ανάπτυγμα της σεισμικής γραμμής είχε μήκος 23 m.

Για την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν δύο μεθοδολογίες. Η πρώτη ολοκληρώθηκε με την εφαρμογή του χρόνου καθυστέρησης (*delay time*) και η δεύτερη με την εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας (*seismic refraction tomography*).



Εικ. 3.16: Θέσεις εκτέλεσης της γεωσεισμικής μεθόδου διασκόπησης και δειγματοληψίας των γεωλογικών σχηματισμών για τον εργαστηριακό προσδιορισμό της πυκνότητας.

3.10.1. Εξοπλισμός

Για την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης και της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε η μονάδα *Strata View 24* καναλιών του οίκου *Geometrics* με τη σύνδεσή της με σεισμικούς δέκτες επιφάνειας (γεώφωνα) χαμηλής ιδιοσυχνότητας 4,5 Hz. Η σεισμική πηγή που

χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή των σεισμικών κυμάτων ήταν τύπου πύπτοντος βάρους με τη χρήση *Sledgehammer* βάρους 6 Kg. Το διάστημα δειγματοληψίας ήταν ορισμένο σε 250 ms και ο συνολικός χρόνος της καταγραφής 512 ms. Για την αύξηση του λόγου σήματος προς θόρυβο εκτελέστηκαν από 3 έως 5 υπερθέσεις σε κάθε θέση έκρηξης.

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του λογισμικού *SeisImager* του οίκου *Geometrics Inc.* Συγκεκριμένα για τα δεδομένα σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκε οι εφαρμογές *Pickwin* και *Plotrefa* του *SeisImager 2D*, ενώ για τα δεδομένα των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιήθηκαν οι εφαρμογές *Pickwin*, *WaveEq* και *Geoplot*.

Δεδομένα Σεισμικής Διάθλασης

Το πρώτο βήμα για την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης είναι η επιλογή των πρώτων αφίξεων (*pick first breaks*) για κάθε έκρηξη που πραγματοποιείται (*Pickwin Module*). Η συγκεκριμένη διαδικασία είναι μεγάλης σημασίας καθώς αποτελεί τη βάση για διαμόρφωση του εδαφικού μοντέλου. Ο θόρυβος εμπεριέχεται σε όλα τα σεισμικά ίχνη σε διαφορετικό βαθμό και απαιτείται μεγάλη προσοχή για την επιλογή της άφιξης του σεισμικού κύματος. Για το λόγο αυτό ενδείκνυται η εφαρμογή φίλτρων ώστε να απομακρυνθούν οι θορυβώδεις συχνότητες και να βελτιωθεί η ποιότητα της καταγραφής, η οποία θα οδηγήσει στο βέλτιστο εντοπισμό της πρώτης άφιξης.

Στη συνέχεια το αρχείο των πρώτων αφίξεων μαζί με τη γεωμετρία της διάταξης εισάγεται (*Plotrefa Module*) για τη δημιουργία των *δρομοχρονικών καμπύλων* όπου δίνεται η δυνατότητα επεξεργασίας της κάθε καμπύλης. Η πρώτη και λιγότερο περίπλοκη προσέγγιση του μοντέλου ταχυτήτων του ημι-χώρου αποκτάται από την εφαρμογή της μεθόδου *time-term*. Πρόκειται για ένα εύκολο και γρήγορο τρόπο εκτίμησης του βάθους του διαθλαστήρα με την υπόθεση ενός κατακόρυφα στρωματοποιημένου ημι-χώρου στον οποίο δεν παρατηρούνται πλευρικές ανομοιογένειες. Τα βάθη μέχρι την κορυφή του υποκείμενου στρωμάτων υπολογίζονται από το σημείο του διαγράμματος του χρόνου διαδρομής συναρτήσει της μετατόπισης, όπου μεταβάλλεται η κλίση ($1/V$). Αυτή η μέθοδος απαιτεί την ανάθεση του στρώματος μόνο για κάθε μία από τις πρώτες αφίξεις. Το αποτέλεσμα της επεξεργασίας είναι η δυσδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων P σε δύο διακριτά γεωσεισμικά στρώματα.

Η τομογραφική μέθοδος αντιστροφής εφαρμόστηκε για την παραγωγή ενός πιο αντιπροσωπευτικού μοντέλου ταχυτήτων του ημι-χώρου. Για την αντιστροφή με τη μέθοδο της τομογραφίας χρειάζεται η εισαγωγή ενός αρχικού μοντέλου ταχυτήτων. Στη συγκεκριμένη περίπτωση το αρχικό μοντέλο προέκυψε από τη μέθοδο επεξεργασίας *time-term*. Στη συνέχεια πραγματοποιείται μία επαναληπτική διαδικασία στην οποία εντοπίζονται σεισμικά ίχνη στο μοντέλο (*ray tracing*), συγκρίνονται οι μετρούμενοι χρόνοι διαδρομής με θεωρητικούς υπολογιζόμενους χρόνους, τροποποιώντας το μοντέλο ταχυτήτων με κάθε επανάληψη. Η διαδικασία συνεχίζεται έως ότου ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ των μετρούμενων και των υπολογιζόμενων χρόνων διαδρομής.

Στόχος της διαδικασίας είναι η εύρεση του ελάχιστου χρόνου διαδρομής μεταξύ της σεισμικής πηγής και του δέκτη για κάθε ζεύγος και επιτυγχάνεται επιλύοντας προς της διαδρομή του σεισμικού ίχνους (*raypath*, l) και της βραδύτητας (*αντίστροφη ταχύτητα*, s). Σε αυτή τη διαδικασία το πρόβλημα είναι υπο-περορισμένο διότι και οι δύο μεταβλητές είναι άγνωστες. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται μία μη-γραμμική προσέγγιση των ελαχίστων τετραγώνων (*non-linear least squares*) για την αντιστροφή.

Δεδομένα Επιφανειακών Κυμάτων

Το 1-D μοντέλο της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (V_s) συναρτήσει του βάθους προκύπτει από τις ανεστραμμένες καμπύλες διασποράς. Η ποιότητα των δεδομένων διακρίνεται από τον υψηλό λόγο σήματος προς θόρυβο (S/N) για την ενέργεια διασποράς του θεμελιώδους τρόπου διάδοσης (*fundamental mode*).

Το πρώτο βήμα για την επεξεργασία των δεδομένων *MASW* είναι η εισαγωγή της γεωμετρίας στα δεδομένα των εκρήξεων και η επεξεργασία των σεισμικών ιχνών (*Pickwin Module*) ώστε να απομακρυνθεί πιθανός θόρυβος, εφαρμόζοντας ζωνοπερατά φίλτρα συχνοτήτων (4.5 – 40 Hz) και αφαιρώντας τα θορυβώδη σεισμικά ίχνη. Το επόμενο βήμα της επεξεργασίας αφορά τον υπολογισμό της καμπύλης διασποράς μετασχηματίζοντας τη σεισμική καταγραφή από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο των συχνοτήτων, εκτελώντας τον μετασχηματισμό *Fourier*. Με αυτόν τον τρόπο υπολογίζονται οι ταχύτητες φάσης των κυμάτων R . Οι καμπύλες διασποράς δημιουργούνται αυτοματοποιημένα από το σύνολο των επιλεχθέντων μεγίστων πλατών κάθε συχνότητας ενός προκαθορισμένου πεδίου.

Κάθε καμπύλη διασποράς αντιστρέφεται ξεχωριστά (*WaveEQ module*) για να δημιουργηθεί ένα 1-D προφίλ ταχύτητας διατμητικών κυμάτων. Ο αλγόριθμος αντιστροφής βασίζεται στην αναζήτηση του προφίλ V_s που αντιστοιχεί στη βέλτιστη θεωρητική καμπύλη διασποράς η οποία παρουσιάζει τη βέλτιστη αντιστοίχιση με την πειραματική καμπύλη διασποράς. Η αντιστοίχιση επιτυγχάνεται με τη ρίζα του μέσου όρου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE) μεταξύ των δύο καμπυλών.

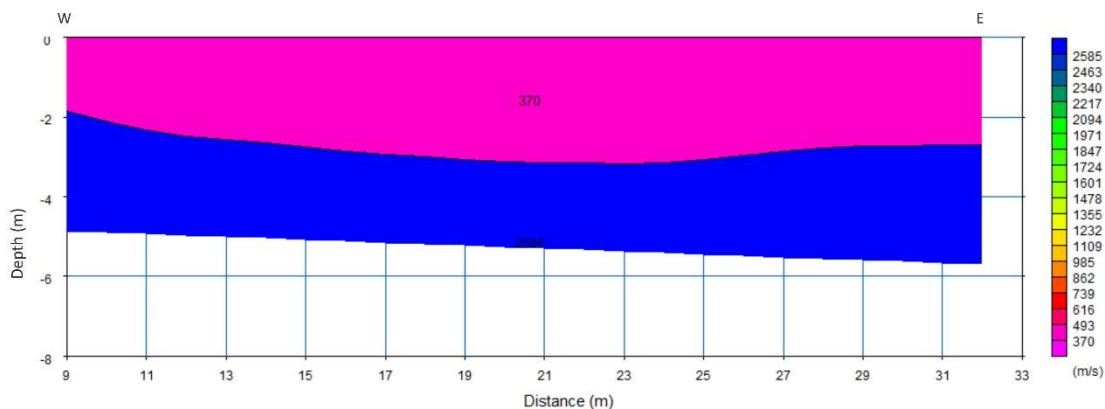
3.10.2. Αποτελέσματα εφαρμογής των Γεωσεισμικών Μεθοδολογιών

Θέση 102 (5^ο ΓΕΛ)

Σεισμική Διάθλαση

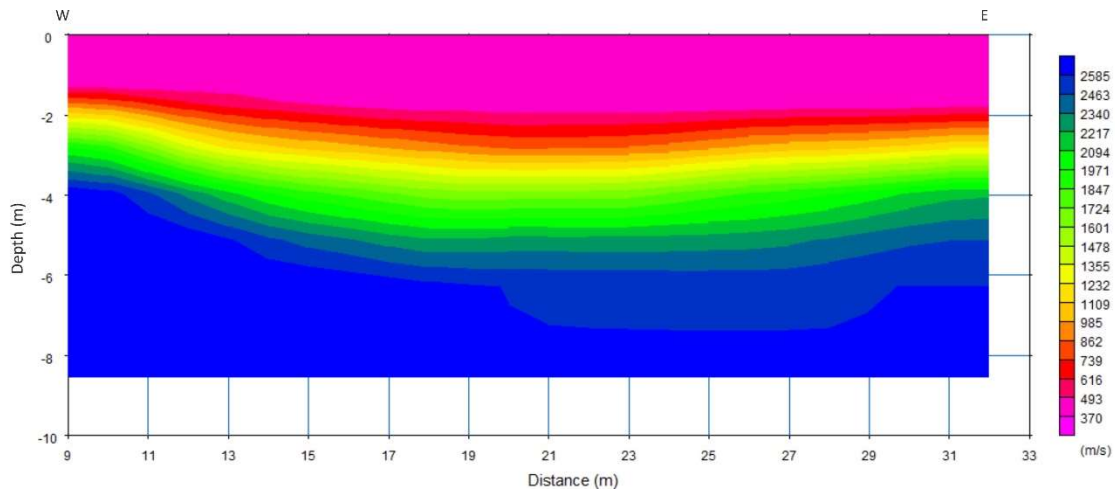
Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου καθυστέρησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.17.

- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηνών κυμάτων 370 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε περίπου 3 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2.540 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 6 m.



Εικ. 3.17: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 102.

Η δομή που εμφανίζεται (εικ. 3.18) σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



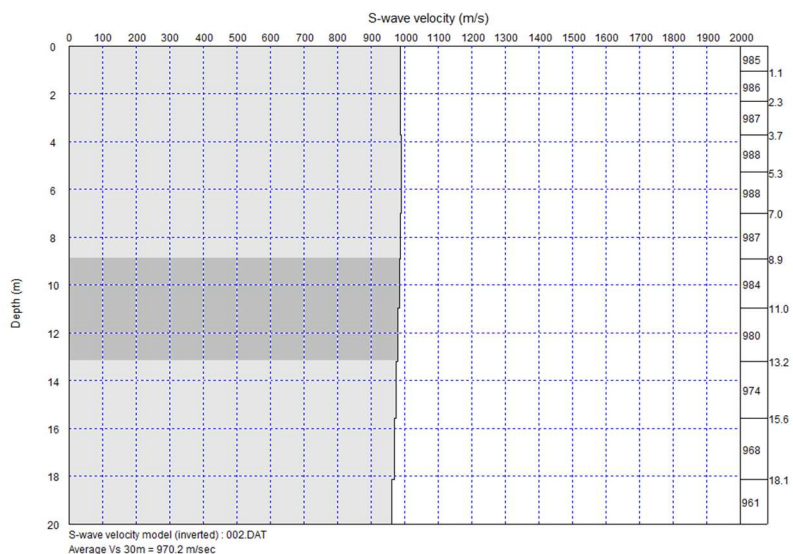
Εικ. 3.18: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 102

MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.19. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά μειώνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.
- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 960 έως 990 m/s.



Εικ. 3.19: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 102.

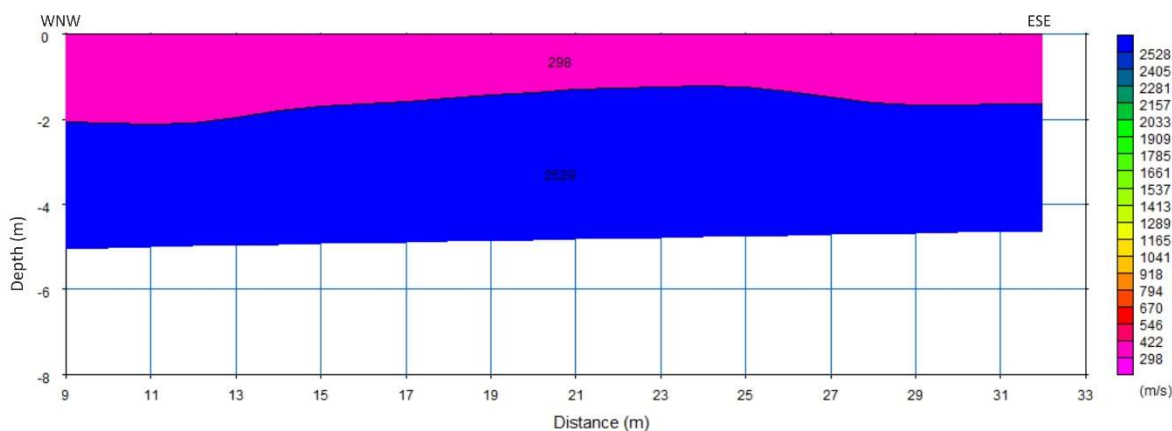
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 970 m/s.

Θέση 103(Φαληράκι)

Σεισμική Διάθλαση

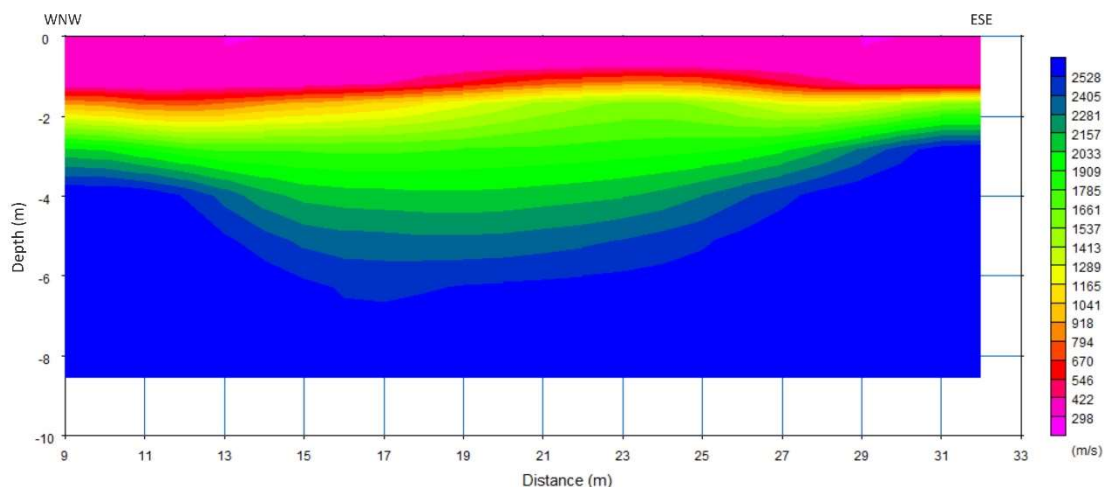
Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.20. Πιο συγκεκριμένα:

- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 300 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του σχηματισμού ανέρχεται σε 2 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2530 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 4,5 m.



Εικ. 3.20: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 103.

Η δομή που εμφανίζεται (εικ. 3.21) σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



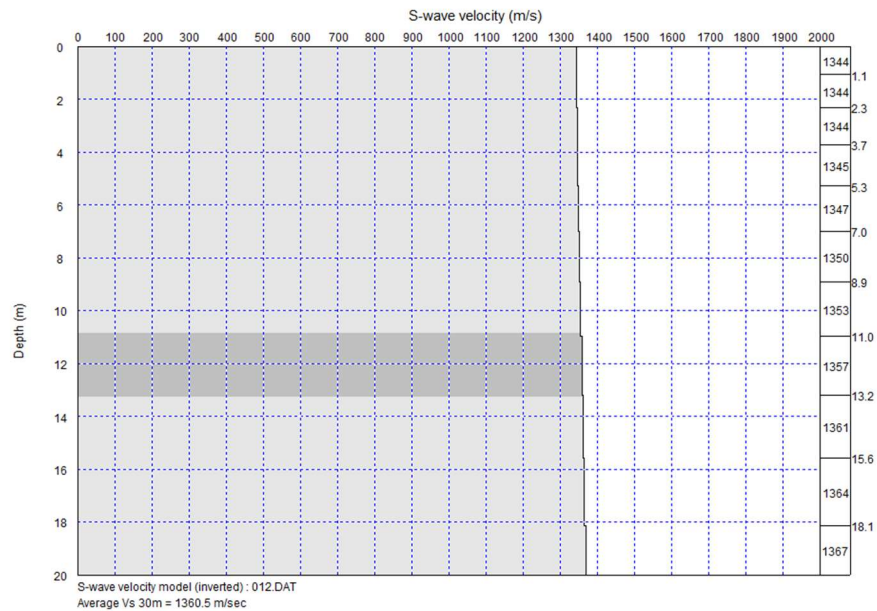
Εικ. 3.21: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 103.

MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.22, όπου παρατηρείται μία ήπια αύξηση της ταχύτητας με το βάθος.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά αυξάνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.
- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 1340 έως 1370 m/s.



Εικ. 3.22: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 103.

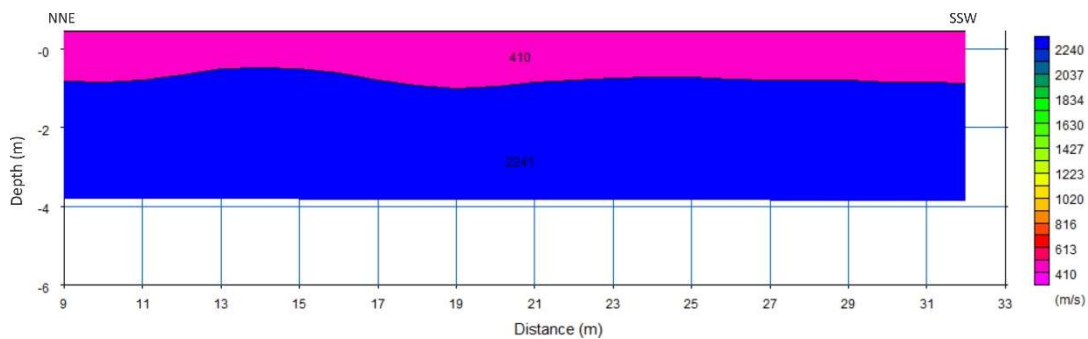
Επιπλέον, υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 1360 m/s.

Θέση 106 (Cavo d' Isidoro)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου καθυστέρησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.23.

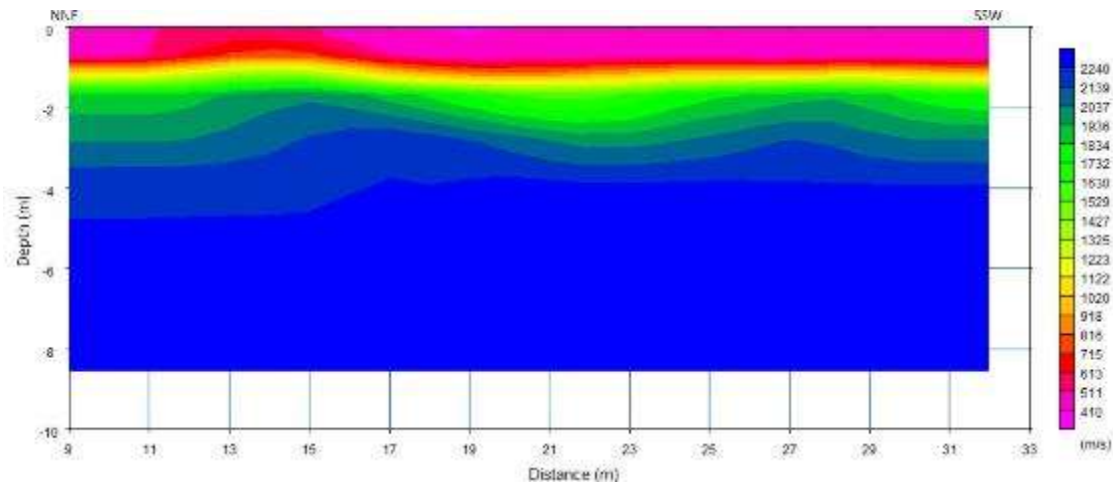
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμικών κυμάτων 410 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε 0,8 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2240 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 4 m.



Εικ. 3.23: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 106.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.24), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



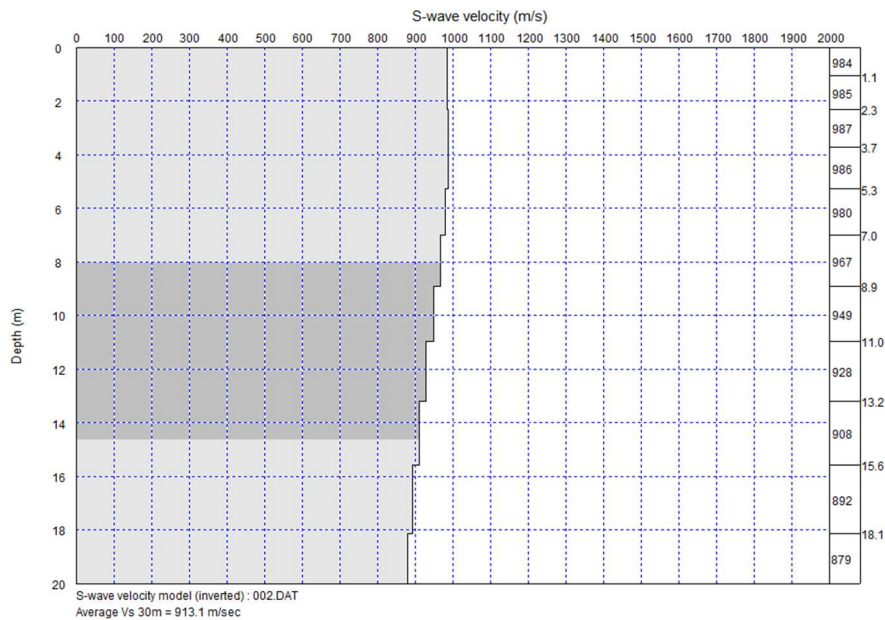
Εικ. 3.24: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 106.

MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.25. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά μειώνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.
- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 880 έως 980 m/s.



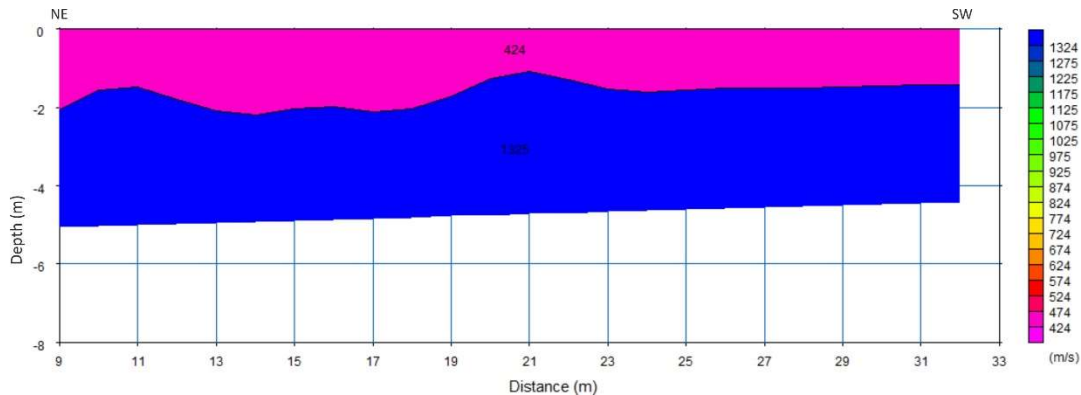
Εικ. 3.25: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 106.

Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 910 m/s.

Θέση 107 (Αγγλικό Νοσοκομείο)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου καθυστέρησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ 3.26.



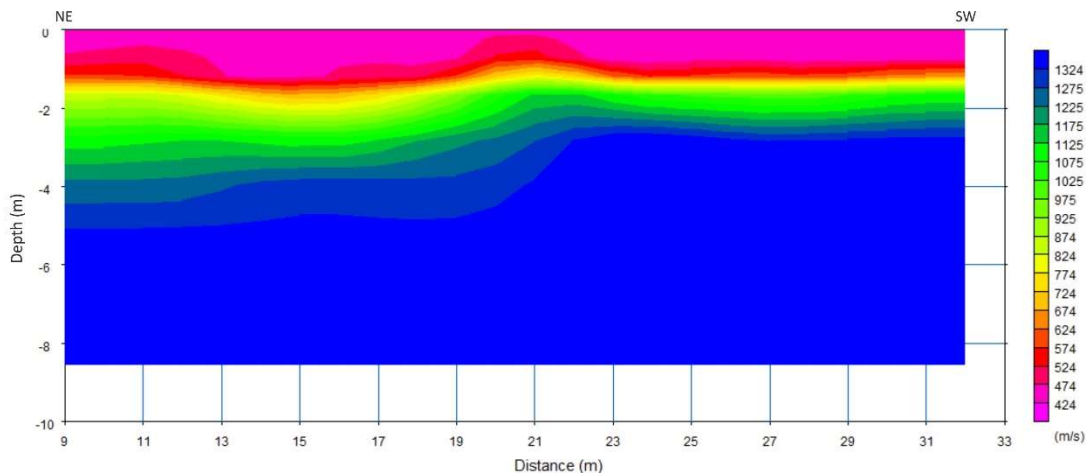
Εικ. 3.26: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 107.

- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμικών κυμάτων 420 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε 2 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 1.330 m/s.

- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 5 m.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.27), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιφανικών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



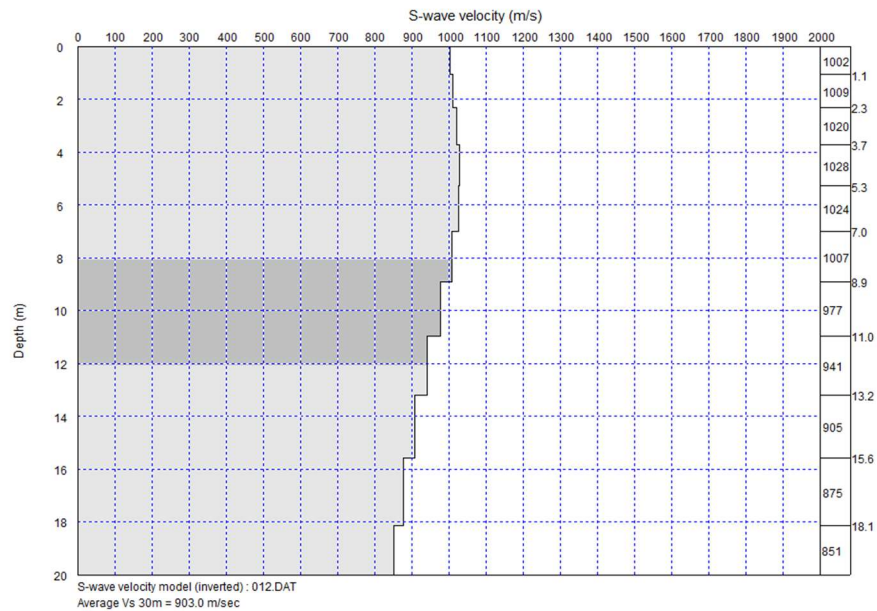
Εικ. 3.27: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 107.

MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.28. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά μειώνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.
- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 850 έως 1.030 m/s.



Εικ. 3.28: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 107.

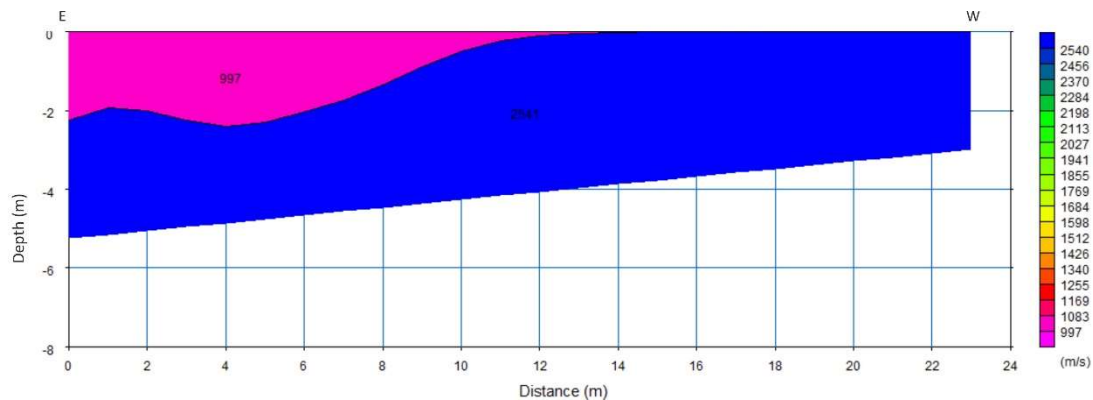
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 900 m/s.

Θέση 108 (ΠΟΙΑΘ)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου καθυστέρησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.29.

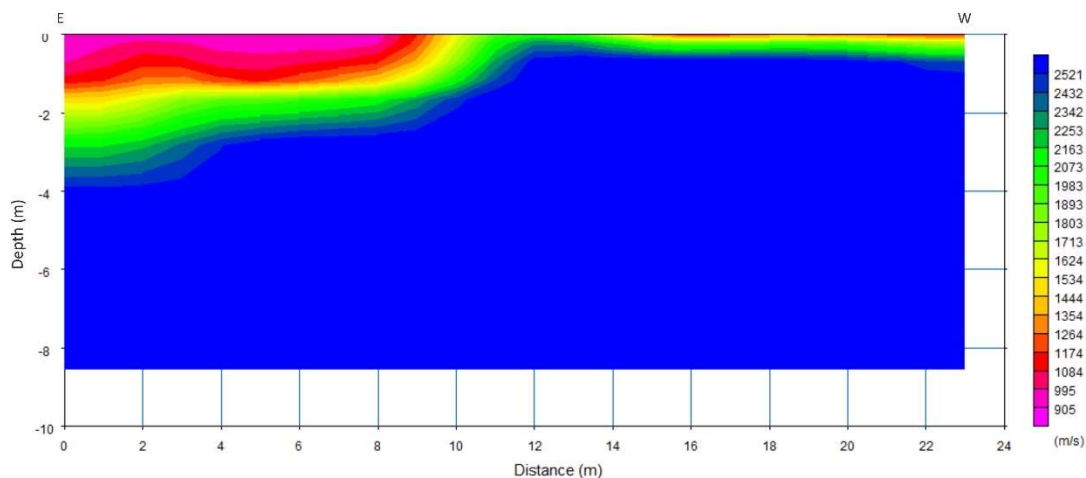
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμήκων κυμάτων 900 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του σχηματισμού ανέρχεται σε 2 m και η εμφάνισή του περιορίζεται στο ανατολικό τμήμα της τομής.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2.540 m/s.
- Στο δυτικό τμήμα της τομής εντοπίζεται σχεδόν από την επιφάνεια μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 5 m.



Εικ. 3.29: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 108.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.30), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιφανικών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές. Στο δυτικό τμήμα της τομής οι υψηλότερες τιμές των σεισμικών ταχυτήτων εμφανίζονται πλησιέστερα στην επιφάνεια.



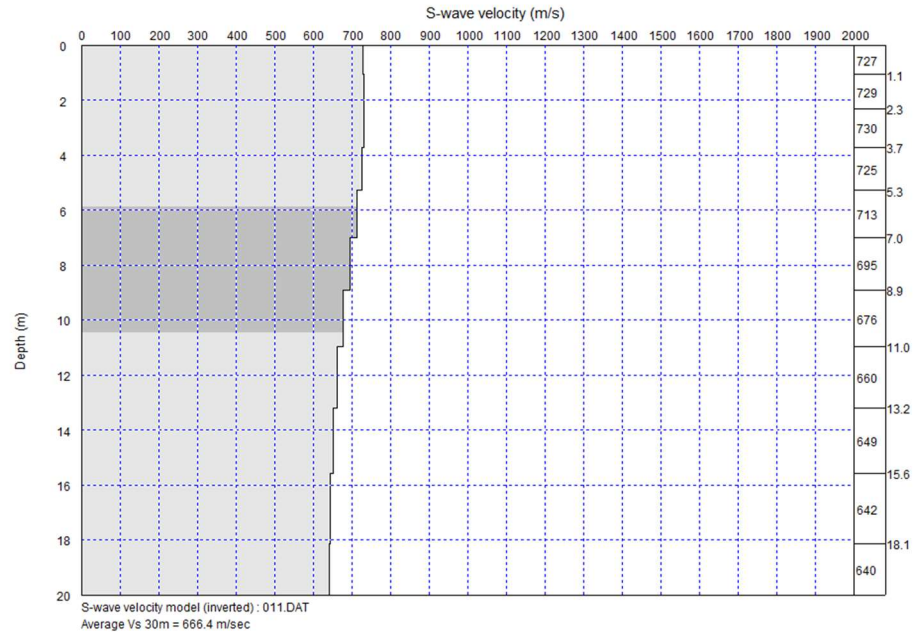
Εικ. 3.30: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 108.

MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ 3.31. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά μειώνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.
- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 640 έως 730 m/s.



Εικ. 3.31: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 108.

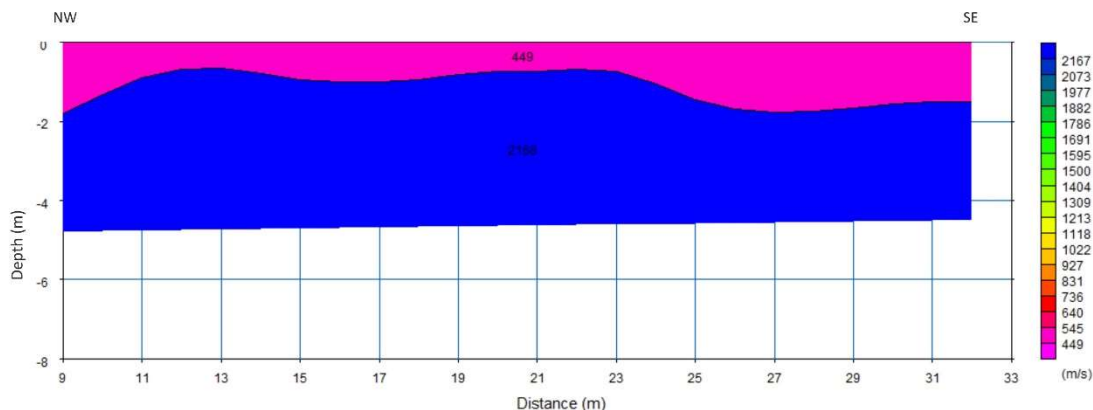
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 670 m/s.

Θέση 101 (π. ΚΤΕΛ)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.32.

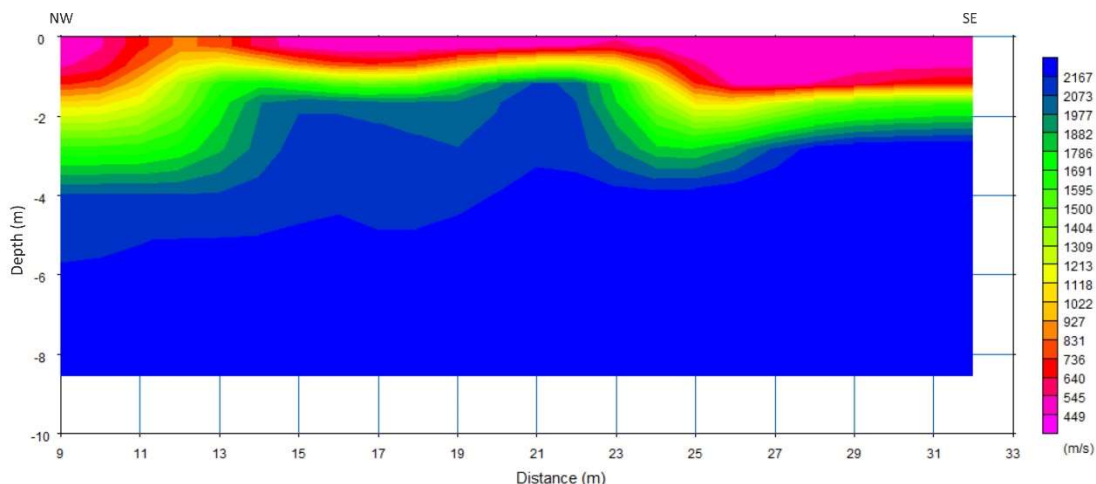
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 580 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε περίπου 0,5 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2.160 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των περίπου 4 m.



Εικ. .3.32: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 101.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.33, με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



Εικ. .3.33: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 101

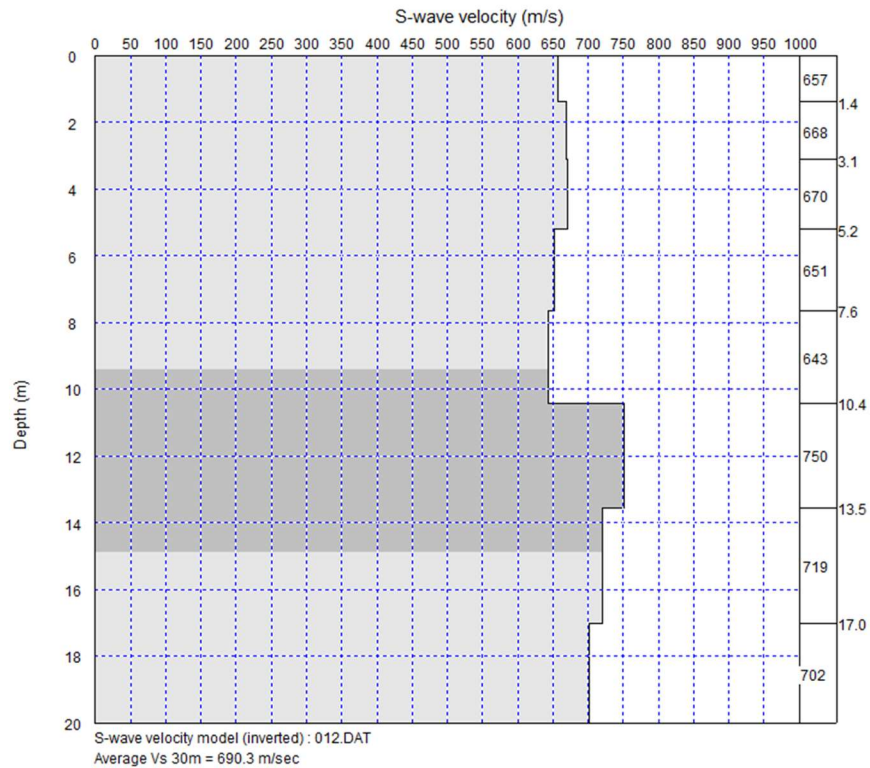
MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.34. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται χαμηλότερες τιμές και αυξάνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.

- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 660 έως 750 m/s.



Εικ. 3.34: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 101.

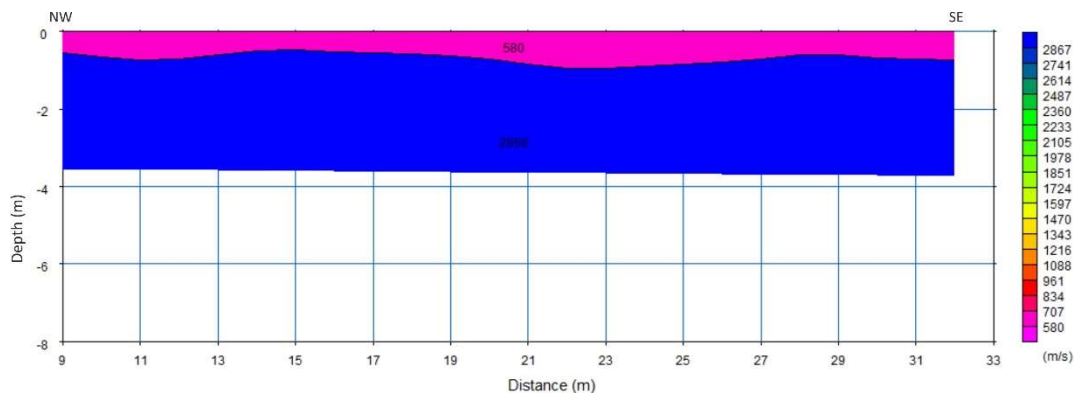
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 690 m/s.

Θέση 104 (Νέο Φρούριο)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου καθυστέρησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.35.

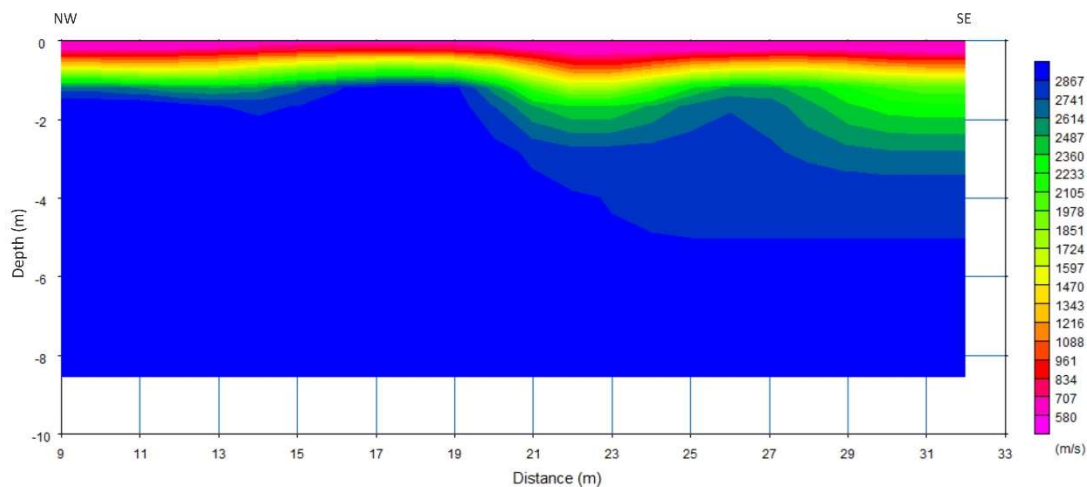
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 580 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε περίπου 0,5 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 2.870 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 4 m.



Εικ. 3.35: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 104.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.36), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιφανικών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



Εικ. 3.36: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 104.

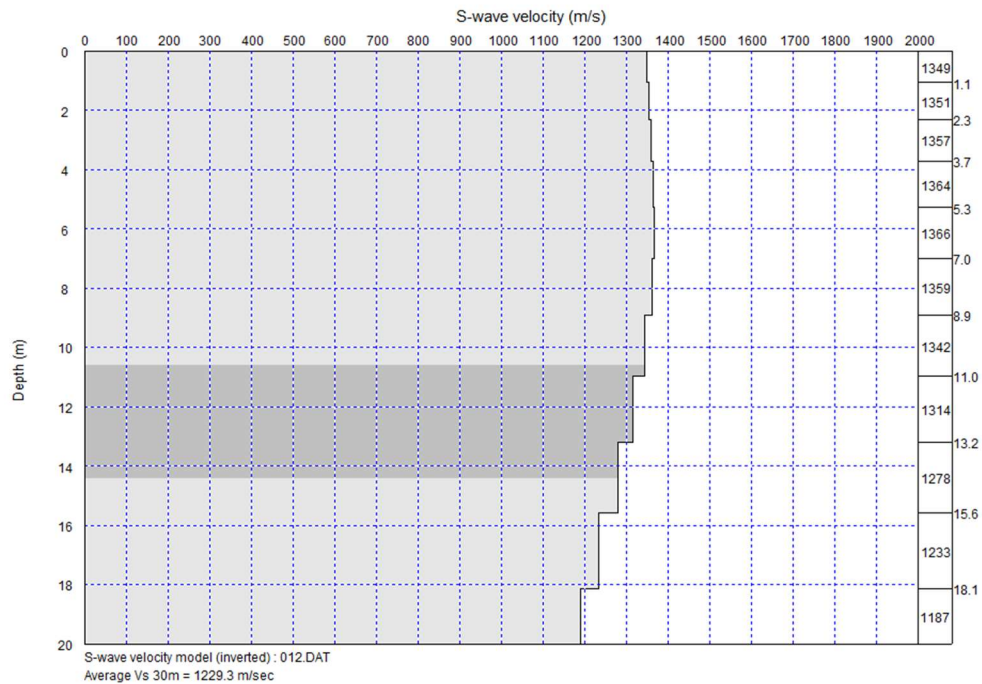
MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1m.

Το 1D υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.37. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται υψηλότερες τιμές και σταδιακά μειώνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.

- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 1.190 έως 1.370 m/s.



Εικ. 3.37: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 104.

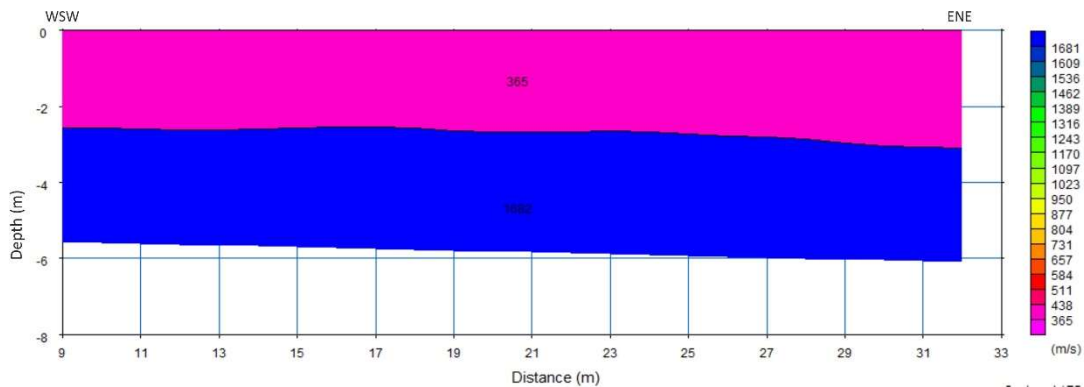
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 1.230 m/s.

Θέση 105 (Κτήμα Κοκοτού)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.38.

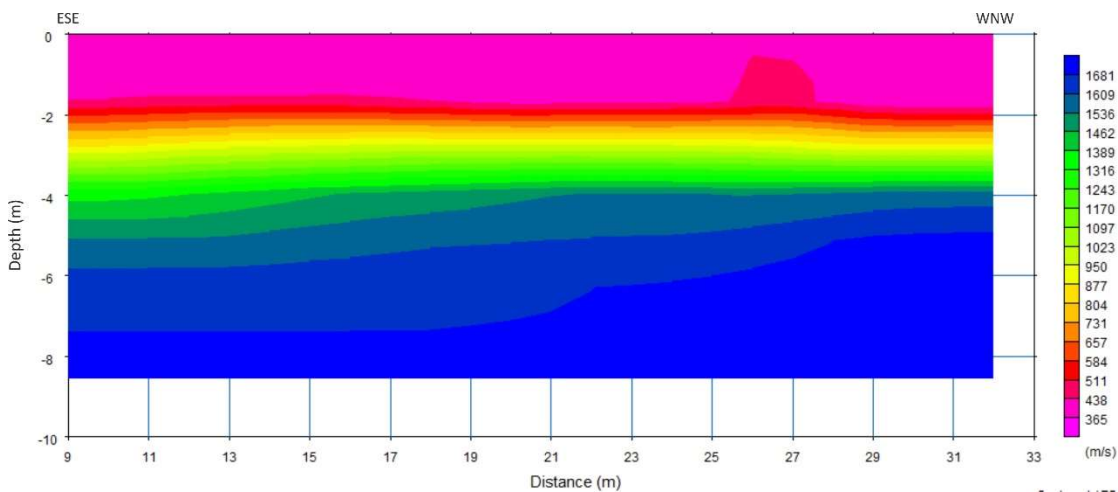
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 370 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε περίπου 2,5 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 1.680 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των περίπου 6 m.



Εικ. 3.38: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 105.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.39), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιφανικών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



Εικ. 3.39: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 105.

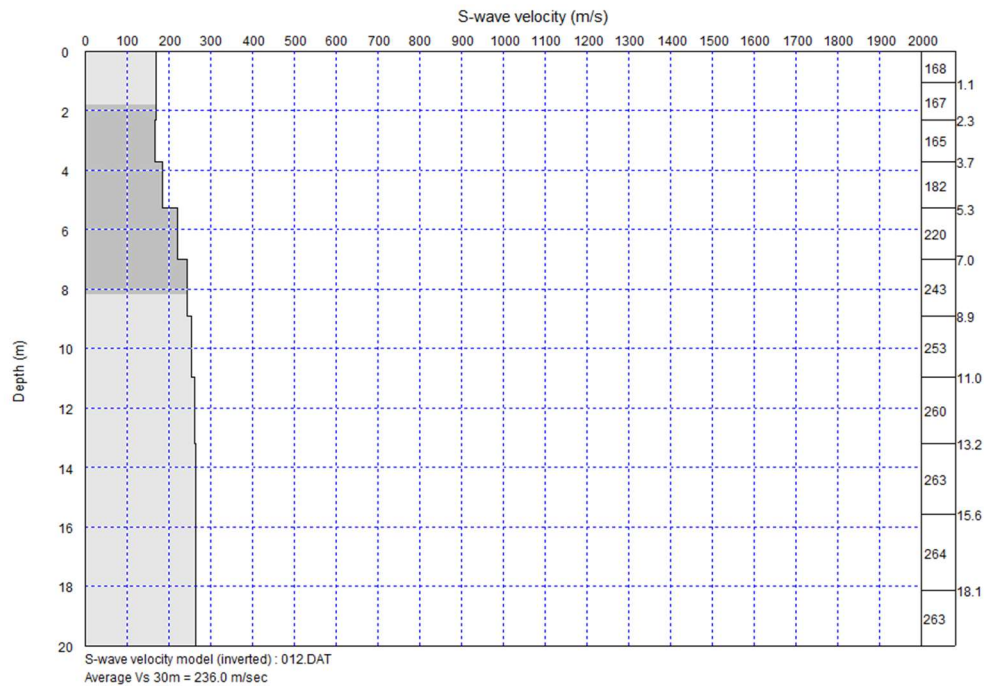
MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.40. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται χαμηλότερες τιμές και σταδιακά αυξάνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.

- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 170 έως 260 m/s.



Εικ. 3.40: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 105.

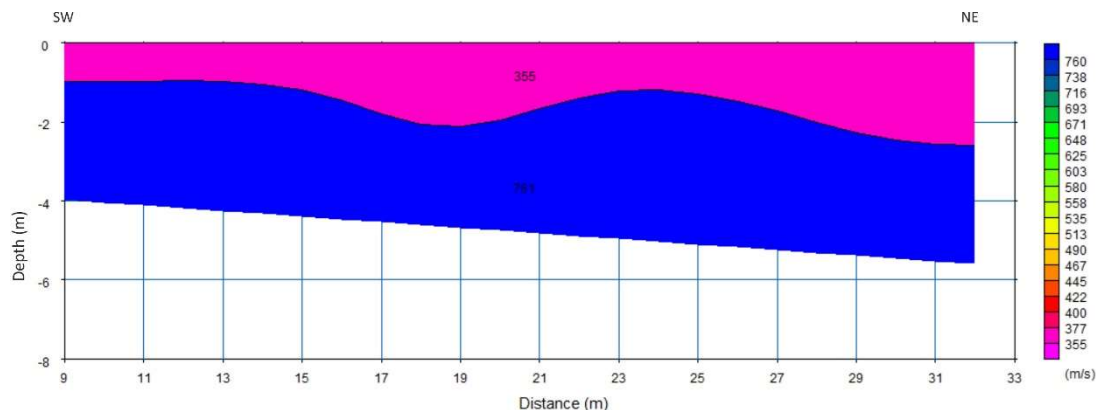
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 240 m/s.

Θέση 109 (Ιταλικοί Στάβλοι)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.41.

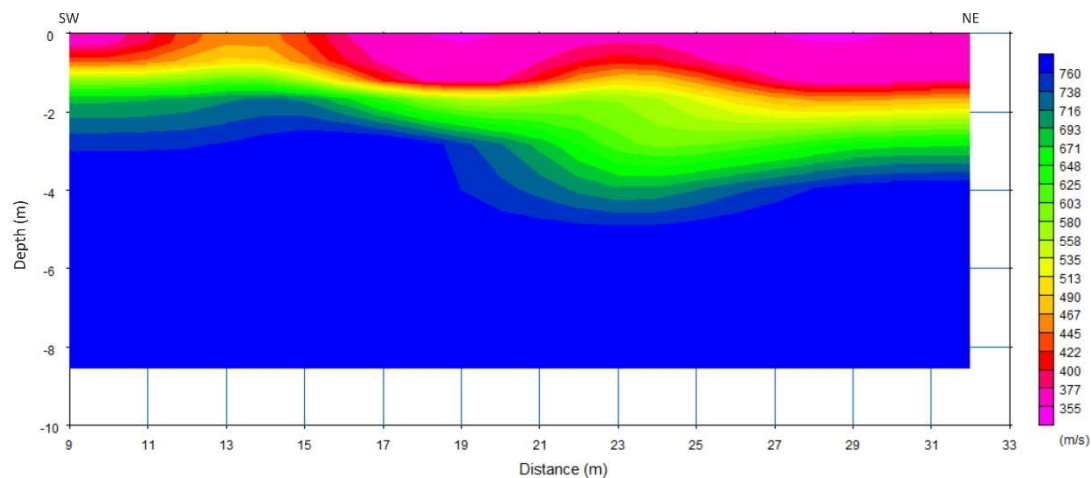
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 360 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε 2 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 760 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των περίπου 5,5 m.



Εικ. 3.41: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 109.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.42), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιμηκών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



Εικ. 3.42: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των Ρ-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 109.

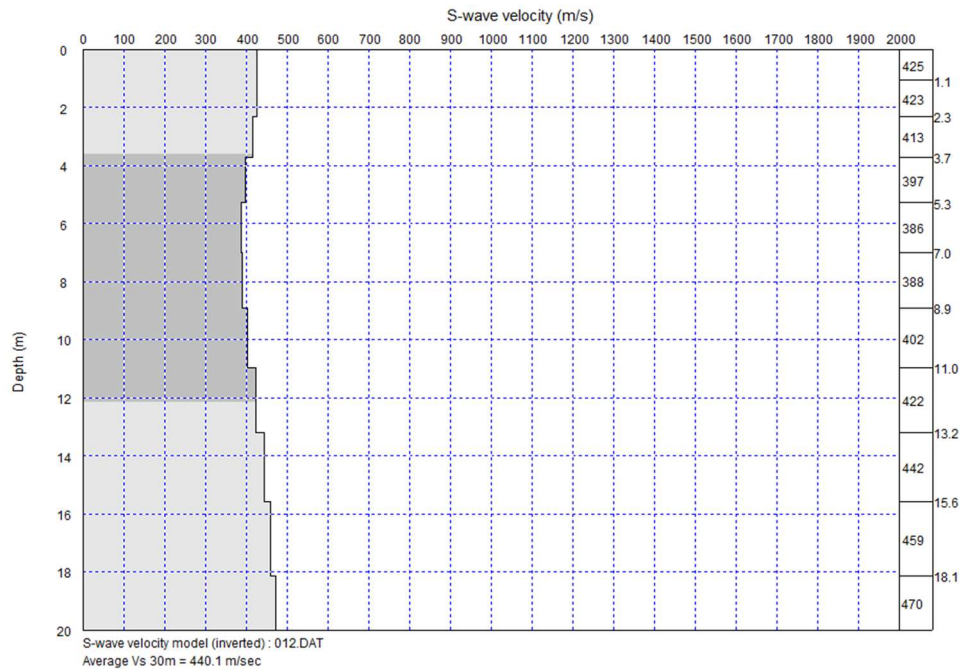
MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.43. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Οι τιμές, από την επιφάνεια προς τα κάτω, μειώνονται και έπειτα σταδιακά αυξάνονται πάλι μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.

- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 390 έως 470 m/s.



Εικ. 3.43: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 109.

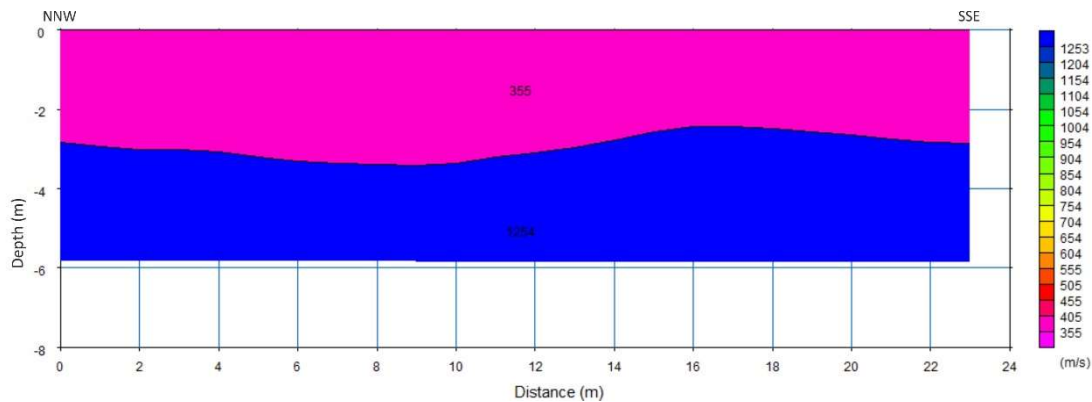
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 440 m/s.

Θέση 110 (Νεκροταφείο)

Σεισμική Διάθλαση

Από την επεξεργασία με τη μέθοδο του χρόνου συνάντησης παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή των δύο στρωμάτων της εικ. 3.44.

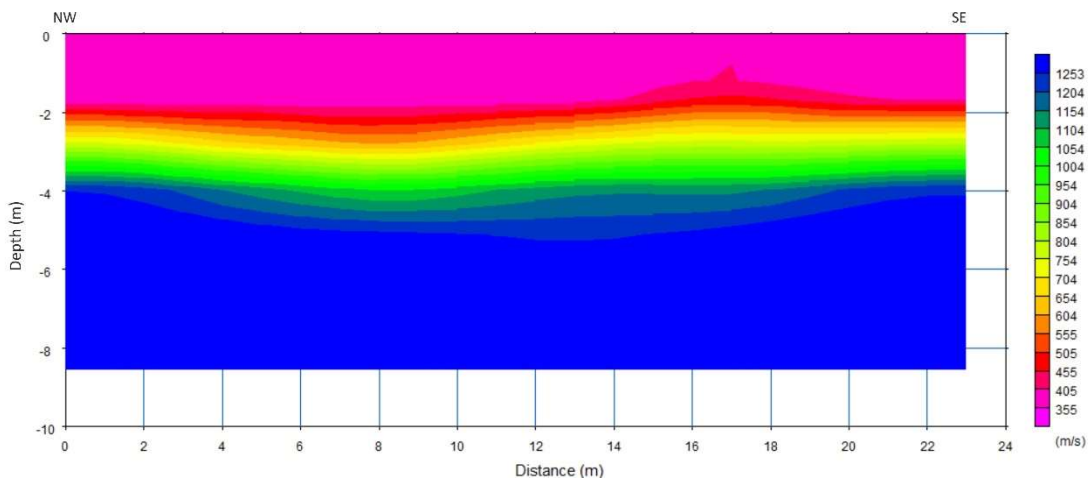
- Το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων 360 m/s.
- Το μέγιστο πάχος εμφάνισης του στρώματος ανέρχεται σε 3 m.
- Ο βαθύτερος σχηματισμός χαρακτηρίζεται από ταχύτητες διάδοσης 1.250 m/s.
- Εντοπίζεται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των περίπου 6 m.



Εικ. 3.44.: Γεωσεισμική τομή δύο διακριτών στρωμάτων από τη θέση 110.

Από την εφαρμογή της τεχνικής της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης (εικ. 3.45), με βάση το αρχικό μοντέλο από την επεξεργασία με την τεχνική του χρόνου συνάντησης, προκύπτει παρόμοια δομή με περισσότερη όμως λεπτομέρεια.

Η δομή που εμφανίζεται σχετίζεται με την εκείνη που προκύπτει από την αξιολόγηση της γεωηλεκτρικής μεθόδου. Η αύξηση των τιμών ταχύτητας διάδοσης των επιφανικών κυμάτων πραγματοποιείται σταδιακά με το βάθος, με τα βαθύτερα στρώματα να έχουν και τις μεγαλύτερες τιμές.



Εικ. 3.45: Κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των P-κυμάτων του συνεχούς μέσου στη θέση 110.

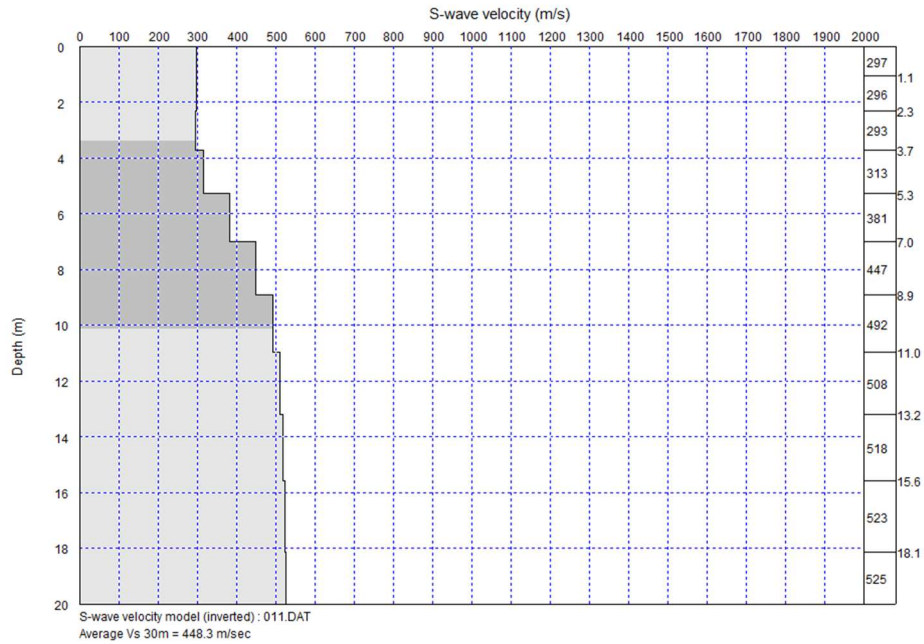
MASW

Επιπλέον για τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_{s30} αλλά και της πυκνότητας των σχηματισμών εφαρμόστηκε η τεχνική της πολυκαναλικής μεθόδου ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW). Η τεχνική εφαρμόστηκε στην ήδη ορισμένη τομή συνολικού μήκους 23 m και απόστασης σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Το 1D υπεδafικό μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων ακολουθεί στην εικ. 3.46. Παρατηρείται μία μείωση της ταχύτητας με το βάθος ενώ παρατηρείται μία μικρή διακύμανση στις τιμές της.

- Πλησιέστερα στην επιφάνεια παρατηρούνται χαμηλότερες τιμές και σταδιακά αυξάνονται μέχρι το μέγιστο βάθος διερεύνησης των 20 m.

- Οι τιμές της ταχύτητας κυμαίνονται από 300 έως 530 m/s.



Εικ. 3.46.: Μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των S-κυμάτων στη θέση 110.

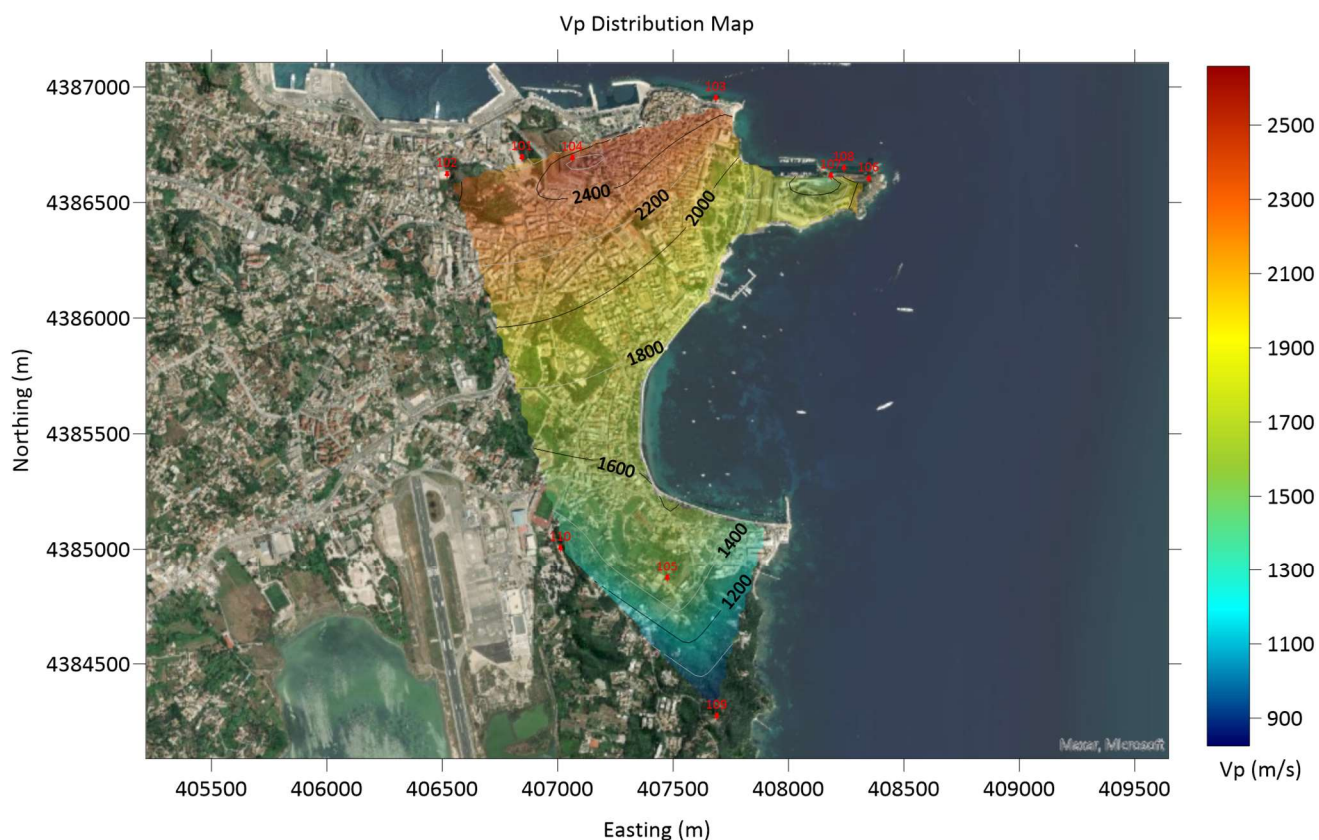
Επιπλέον υπολογίστηκε και τιμή του δείκτη V_{s30} , ο οποίος προσδιορίστηκε σε 450 m/s.

Οι τιμές των σεισμικών ταχυτήτων που υπολογίστηκαν, συνοψίζονται στον παρακάτω Πίνακα 3.2.

Πίνακας 3.2: Ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων των γεωλογικών σχηματισμών της πόλης της Κέρκυρας.

Γεωλογικός Σχηματισμός	V_p (m/s)	V_s (m/s)	V_{s30} (m/s)
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	600 - 1400	160 - 530	380
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία ορίζοντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M sc</i>)	1300 - 2400	750 - 1200	960
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	1200 - 2600	500 - 1000	980
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	1500 - 2500	960 - 1000	970

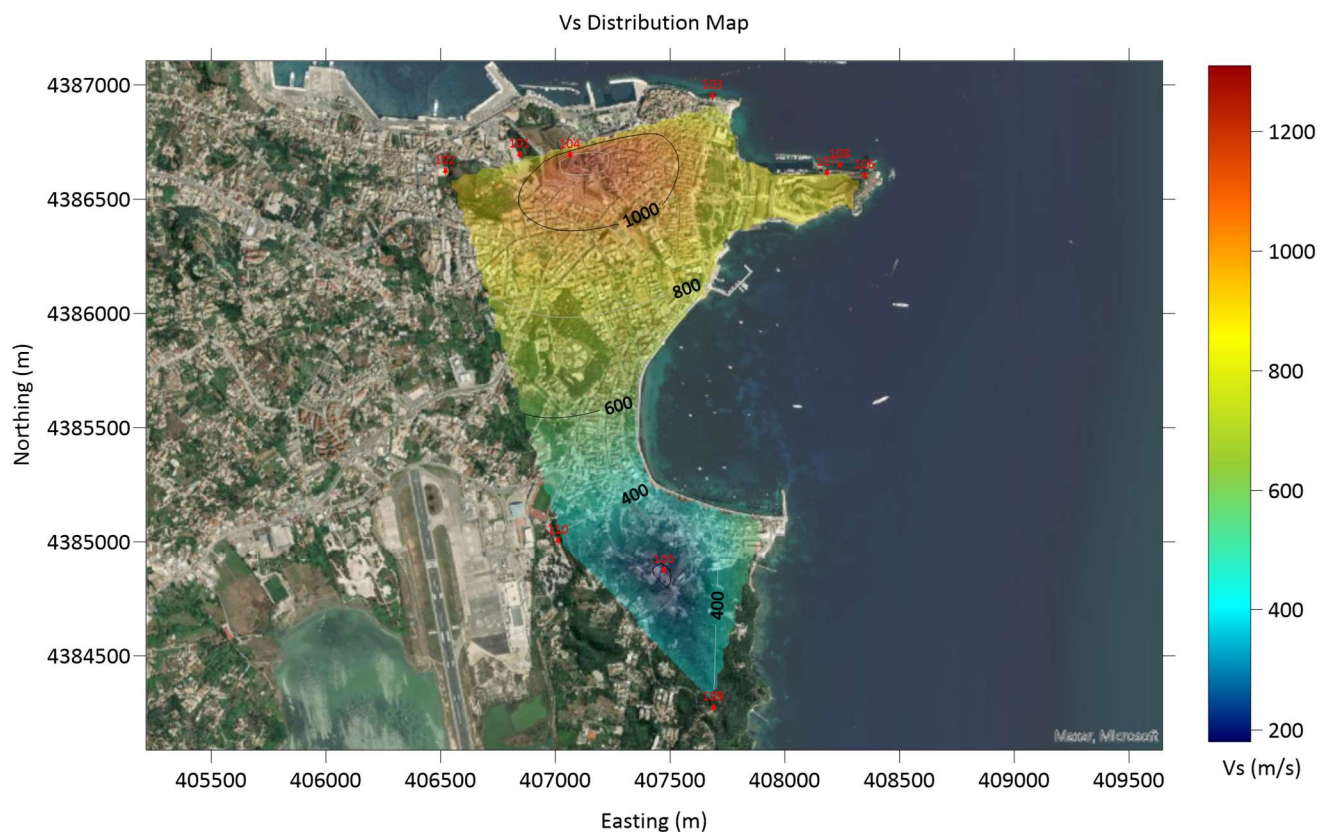
Στους χάρτες που ακολουθούν (εικ. 3.47 και 3.48) απεικονίζεται η οριζόντια κατανομή των τιμών ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Παρατηρείται ότι το βορειότερο τμήμα της πόλης χαρακτηρίζεται τόσο από υψηλότερες ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων P αλλά τόσο και των κυμάτων S.



Εικ. 3.47: Χάρτης κατανομής της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων P.

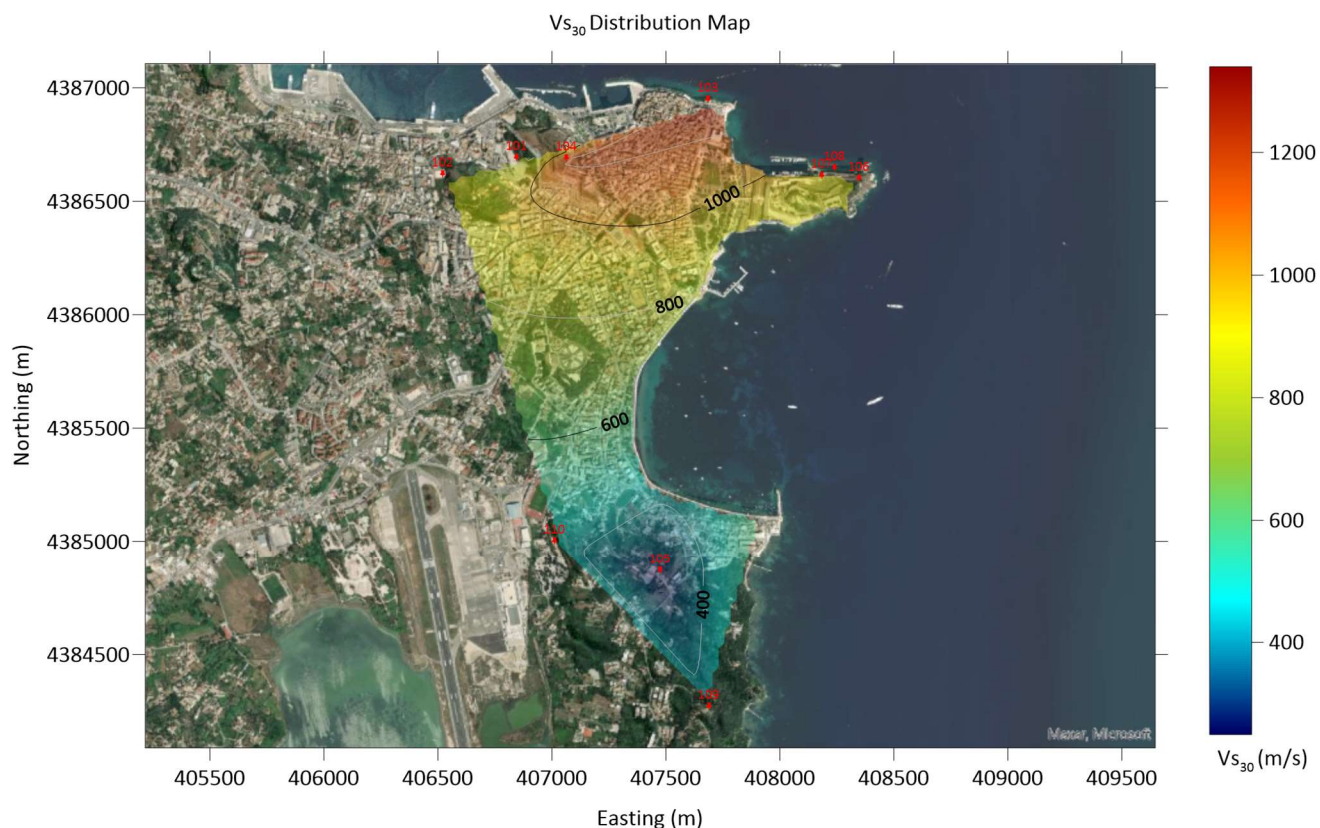
Στο βόρειο τμήμα της πόλης, στο οποίο εντοπίζονται οι βραχώδεις γεωλογικοί σχηματισμοί των ασβεστόλιθων της Ιόνιας ενότητας (Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα, J_1 και των ασβεστόλιθων της Βίγλας, J_s K_s k) και του λατυποπαγούς βάσης του Μειοκαίνου (M_{sc}), παρατηρούνται οι υψηλότερες τιμές ταχύτητας διάδοσης τόσο των P όσο και των S κυμάτων.

Δυτικά και νότια του κόλπου της Γαρίτσας οι τιμές των ταχυτήτων διάδοσης μειώνονται καθώς γίνεται η μετάβαση από την Ιόνια ζώνη και το λατυποπαγές του Μειοκαίνου προς τους μαργαϊκούς ορίζοντες του Μειοκαίνου.



Εικ. 3.48: Χάρτης κατανομής της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων S.

Η κατανομή του δείκτη V_s^{30} (εικ. 3.49) ακολουθεί την ευρύτερη εικόνα των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, με τις υψηλότερες τιμές να εμφανίζονται στο βόρειο τμήμα της πόλης.



Εικ. 3.49: Χάρτης κατανομής του δείκτη V_{s30} για την πόλη της Κέρκυρας.

3.11. Εργαστηριακός προσδιορισμός πυκνότητας των γεωλογικών σχηματισμών της Κέρκυρας

Τα δείγματα που συλλέχθηκαν προέρχονται από τους γεωλογικούς σχηματισμούς που απαρτίζουν την πόλη της Κέρκυρας και αναπτύσσονται επιφανειακά σε κάθε θέση εφαρμογής των γεωφυσικών διασκοπήσεων. Για κάθε γεωλογικό σχηματισμό συγκεντρώθηκαν δείγματα από διαφορετικές θέσεις εμφάνισης (εικ. 3.16) και πραγματοποιήθηκαν τουλάχιστον 20 μετρήσεις για κάθε επιμέρους θέση.

Αρχικά τα δείγματα διαμορφώνονται σε δοκίμια μικρού μεγέθους ώστε να συναντούν τις προδιαγραφές του ζυγού ακριβείας (<200gr) και του εξοπλισμού υπολογισμού του κορεσμένου βάρους. Σε δεύτερο στάδιο, τα διαμορφωμένα δοκίμια ξηραίνονται σε κλίβανο, για τουλάχιστον μία ημέρα σε θερμοκρασία 100° C, έτσι ώστε να απομακρυνθεί και η παραμικρή υγρασία από το δοκίμιο. Η πρώτη μέτρηση που αφορά τον καθορισμό του βάρους του ξηρού δείγματος πραγματοποιείται μετά την αφαίρεσή τους από τον κλίβανο. Σε τρίτο στάδιο τα δείγματα εμποτίζονται σε νερό για δύο ημέρες (εικ. 3.50), στη συνέχεια απομακρύνονται και μετρείται το βάρος τους σε συνθήκες δωματίου για τη μέτρηση του κορεσμένου βάρους σε αέρα και τέλος μετρείται το βάρος τους όταν είναι βυθισμένα σε απιονισμένο νερό, με τη χρήση ειδικής διάταξης (*Specific Gravity kit*) (εικ. 3.51).



Εικ. 3.50: Βύθιση των διαμορφομένων δειγμάτων στο νερό για διάστημα δύο ημερών για τον πλήρη κορεσμό τους.

Εφαρμόζοντας τις σχέσεις 3.36, 3.37 και 3.38 είναι δυνατός ο υπολογισμός της πυκνότητας κάθε δοκιμίου. Τα αποτελέσματα ομαδοποιούνται για κάθε γεωλογικό σχηματισμό και αξιολογούνται με σκοπό την απομάκρυνση πιθανών ακραίων τιμών που έχουν προκύψει, ώστε να μην επηρεάσουν τον καθορισμό της μέσης πυκνότητας του γεωλογικού σχηματισμού. Τέτοια παραδείγματα συναντώνται συνήθως σε λιγότερο συνεκτικούς σχηματισμούς οι οποίοι καθώς εμποτίζονται ή βυθίζονται στο νερό δύναται να απομακρυνθεί υλικό τους.



Εικ. 3.51: Η πειραματική διάταξη για τον προσδιορισμό του κορεσμένου βάρους. Η βάση των δειγμάτων είναι εμποτισμένη σε σταθερό βάθος εντός δοχείου που εμπεριέχει απιονισμένο νερό με σκοπό τη βύθιση ολόκληρου του δείγματος εντός του υγρού. Η διάταξη τοποθετείται με ειδικά σχεδιασμένη βάση πάνω σε ζυγό ακριβείας για τη μέτρηση του βάρους.

Στην περίπτωση των σχηματισμών της πολύς της Κέρκυρας εξαιρέθηκε πολύ μικρός αριθμός δειγμάτων που αφορούσαν μεταλλικούς σχηματισμούς, διότι κατά τον διήμερο εμποτισμό τους στο νερό παρατηρήθηκε η μερική διάλυσή τους.

Τόσο τα δοκίμια των αλπικών όσο και των μεταλλικών σχηματισμών εμφανίζουν καλή συσχέτιση με την τυπική απόκλιση να μη ξεπερνά την τιμή 0,05. Οι τιμές των πυκνοτήτων που υπολογίστηκαν εργαστηριακά παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.3.

Πίνακας 3.3: Υπολογισθείσες τιμές της Ξηρής, Κορεσμένης και Κοκκώδους Πυκνότητας των γεωλογικών σχηματισμών της πόλης της Κέρκυρας.

Γεωλογικός Σχηματισμός	Αριθμός δειγμάτων	Ξηρή Πυκνότητα (gr/cm ³)	Κορεσμένη Πυκνότητα (gr/cm ³)	Κοκκώδης Πυκνότητα (gr/cm ³)
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	51	2.34 ± 0.11	2.45 ± 0.08	2.63 ± 0.06
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία ορίζοντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M sc</i>)	40	2.61 ± 0.06	2.63 ± 0.05	2.67 ± 0.03
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	50	2.66 ± 0.03	2.67 ± 0.02	2.68 ± 0.02
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	60	2.64 ± 0.05	2.66 ± 0.04	2.70 ± 0.05

Η πυκνότητα που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των ελαστικών σταθερών είναι εκείνη της τιμής της κοκκώδους πυκνότητας (Abzalov, 2016). Λόγω έλλειψης παλαιότερων ερευνών για τον προσδιορισμό της πυκνότητας των σχηματισμών της Κέρκυρας, οι πυκνότητες που υπολογίστηκαν συγκρίθηκαν με τη διεθνή βιβλιογραφία για τις φυσικές ιδιότητες των πετρωμάτων και ορυκτών (Carmichael, 1988 και Abzalov, 2016), χωρίς να εντοπιστούν αποκλίσεις από τα εύρη των τιμών (Πίνακας 3.4).

Πίνακας 3.4: Βιβλιογραφικές τιμές της πυκνότητας των πετρωμάτων (Carmichael, 1988 και Abzalov, 2016).

Γεωλογικός Σχηματισμός	Πυκνότητα (gr/cm ³)
Μάργες	2.63
Λατυποπαγείς	2.56 ± 0.21
Ασβεστόλιθοι	2.2 ± 0.5

4. Συμπεράσματα

Οι ελαστικές ιδιότητες των γεωυλικών που βρίσκονται πλησίον της επιφάνειας και ο τρόπος που επηρεάζουν τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων καθιστά τον προσδιορισμό τους πολύ σημαντικό τόσο για αντισεισμική θωράκιση και τη γεωτεχνική μηχανική, καθώς και στις περιβαλλοντικές και γεωεπιστημονικές μελέτες. Οι παράμετροι ποικίλλουν τόσο πλευρικά όσο και κατακόρυφα και συχνά οι διακυμάνσεις είναι έντονες. Η αύξηση των πλατών στα μαλακά ιζήματα είναι ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες που ευθύνονται για την ενίσχυση των σεισμικών κινήσεων. Η ενίσχυση είναι ανάλογη με $1/\sqrt{V_s \rho}$ (Aki και Richards 1980). Δεδομένου ότι η πυκνότητα παραμένει σχετικά σταθερή με το βάθος, η τιμή V_s μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αναπαράσταση των συνθηκών της τοποθεσίας.

Ο δείκτης V_s^{30} περιγράφει τη μέση ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων S των ανώτερων 30 m του ημι-χώρου και υπολογίζεται από την σχέση:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N (h_i/V_i)} \quad (4.1).$$

Πίνακας 4.1: Ταξινόμηση εδαφών με βάση τον Ευρωπαϊκό Κανονισμό *Eurocode 8* (European Committee for Standardization, 2004).

Τύπος Εδαφών	Περιγραφή στρωματογραφικών προφίλ	V_s^{30} (m/s)
A	Πέτρωμα ή άλλος βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός, συμπεριλαμβανομένου των ανώτερων 5m στην επιφάνεια.	>800
B	Αποθέσεις πολύ συμπυκνωμένης άμμου, χάλικων ή πολύ στιφρών αργίλων, τουλάχιστον αρκετών δεκάδων μέτρων πάχους που χαρακτηρίζονται από σταδιακή αύξηση των μηχανικών ιδιοτήτων του με το βάθος.	360-800
C	Βαθιές αποθέσεις συμπυκνωμένων ή μετρίως-συμπυκνωμένων αμμών, χάλικων ή πολύ στιφρής αργίλου πάχους αρκετών δεκάδων ή μερικών εκατοντάδων μέτρων.	180-360
D	Αποθέσεις χαλαρού έως μέτριας συνοχής χώματος (με ή χωρίς κάποια μαλακά συνεκτικά στρώματα) ή κατά κύριο λόγο μαλακά προς στιβαρά συνεκτικά εδάφη.	<180
E	Ένα εδαφικό προφίλ που αποτελείται από επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα με τιμές V_s του τύπου C και πάχους που κυμαίνεται από 5 έως 20 m υποκείμενο ενός πιο σκληρού υλικού με $V_s > 800$ m/s	
S_1	Αποθέσεις που περιλαμβάνουν ή περιέχουν ένα στρώμα πάχους τουλάχιστον 10m μαλακών αργίλων ή ιλύων με υψηλό δείκτη πλαστικότητας ($PI > 40$) και υψηλό περιεχόμενο σε νερό.	<100 (ενδεικτική)
S_2	Αποθέσεις ρευστοποιήσιμων εδαφών ευαίσθητων αργίλων ή άλλου υλικού που δεν περιλαμβάνεται στους τύπους A, E και S_1 .	

Με βάση τον ευρωπαϊκό κανονισμό (European Committee for Standardization, 2004) για το σχεδιασμό των αντισεισμικών κατασκευών (*Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance*, European Committee

for Standardization, 2004) πραγματοποιήθηκε ο χαρακτηρισμός των γεωλογικών. Η γενική ταξινόμηση των τύπων των εδαφών βασιζόμενη στο δείκτη V_s^{30} ακολουθεί στον Πίνακα 4.1.

Προκειμένου να αξιολογηθεί η ικανότητα του υπεδάφους για την κατασκευή από τους γεωτεχνικούς μηχανικούς, υπολογίζονται ορισμένες από τις παραμέτρους της μηχανικής των επιφανειακών στρωμάτων. Οι παράμετροι που υπολογίζονται (Bowles, 1982, Khalil και Hanafy, 2008) είναι

1. ο δείκτης Συγκέντρωσης (*Concentration Index, C_i*),
2. ο δείκτης του Υλικού (*Material Index V*),
3. η βαθμίδα της Πυκνότητας (*Density Gradient, D_i*) και
4. ο λόγος των Τάσεων (*Stress Ratio, S_i*).

Για τον υπολογισμό αυτών των παραμέτρων, απαιτείται ο υπολογισμός των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων P και S , η πυκνότητα (ρ), ο λόγος του *Poisson* (σ), το μέτρο του *Young* (E), η σταθερά του *Lame* (λ) και το μέτρο διατμητικής αντοχής (μ).

Concentration Index C_i

Ο δείκτης συγκέντρωσης είναι μια τεχνική παράμετρος που υποδεικνύει τον βαθμό συγκέντρωσης ή συμπίεσης (επάρκειας) του υλικού για σκοπούς θεμελίωσης. Εξαρτάται κυρίως από τις ελαστικές σταθερές των υλικών και την κατανομή βάθους-πίεσης. Ως εκ τούτου, ο δείκτης C_i είναι ένας παράγοντας που εξαρτάται από το υλικό. Ο Bowles (1982) διατύπωσε τον δείκτη συγκέντρωσης ως προς τον λόγο *Poisson* (σ) ως εξής:

$$C_i = \frac{(1 + \sigma)}{\sigma} \quad (4.2)$$

Material Index V

Από μηχανικής άποψης, η παράμετρος αυτή καθορίζει την ποιότητα του υλικού για σκοπούς θεμελίωσης. Η έκφραση περιγράφει το βαθμό ικανότητας με βάση τις ελαστικές σταθερές. Συνεπώς, ο δείκτης σχετίζεται με τη σύνθεση του υλικού, τον βαθμό συμπίεσης, τη ρωγμάτωσή του, τον τρόπο σύνδεσης των κόκκων και την παρουσία ή απουσία ρευστών στο πορώδες, οι οποίες ιδιότητες επηρεάζουν τον ημι-χώρο και κατά συνέπεια τις ταχύτητες των κυμάτων. Σύμφωνα με τον Abd El-Rahman (1989), ο δείκτης του υλικού εκφράζεται από τη σταθερά του *Lame* (λ) και το δείκτη ακαμψίας (μ) ή από το λόγο του *Poisson* από τη σχέση:

$$v = \frac{\mu - \lambda}{\mu + \lambda} = 1 - 4\sigma \quad (4.3)$$

Density Gradient D_i

Ο δείκτης περιγράφει την χωρική μεταβολή της πυκνότητας και εκφράζεται (Stumpel et al., 1984) από τη σχέση:

$$D_i = \left[\left(\frac{3}{V_p^2} \right) - \left(\frac{1 - \sigma}{1 + \sigma} \right) \right] \quad (4.4)$$

Stress Ratio S_i

Κατά τη διάρκεια μίας επιπλέον πίεσης που προκαλείται από μια μεταβολή της τάσης, εμφανίζεται διευθέτηση των κόκκων και συμπύκνωση του υλικού. Μέχρι το τέλος της διαδικασίας συμπύκνωσης η περίσσεια πίεση είναι σχεδόν μηδενική και η μεταβολή της τάσης θα έχει μετατραπεί από ολική σε ενεργή. Σε αυτή την περίπτωση ο εδαφικός σχηματισμός χαρακτηρίζεται από μία κατάσταση ισορροπίας, μηδενικών πλευρικών και

κατακόρυφων τάσεων. Από αρκετές παρατηρήσεις σχετικά με το δείκτη (S_i), ο Bowles (1982) επεσήμανε ότι τείνει να είναι υψηλότερος για τα πιο λεπτόκοκκα εδάφη από τα χονδρότερα εδάφη, επιπλέον ο δείκτης θα είναι μεγαλύτερος για χαλαρά εδάφη χωρίς συνοχή, τείνει να μειώνεται με αύξηση της πίεσης του υπερκείμενου υλικού και θα είναι μεγαλύτερος όταν το έδαφος είναι υπερ-συμπυκνωμένο. Η σχέση έκφρασης του δείκτη του λόγου των τάσεων είναι:

$$S_i = \frac{\sigma}{1 - \sigma} \quad (4.5)$$

Ταχύτητες και ελαστικές Σταθερές

Οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων προσδιορίστηκαν από τη εκτέλεση της μεθόδου της *σεισμικής διάθλασης* (V_p) και από την *πολυκαναλική μέθοδο ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων* (V_s). Η πυκνότητα των γεωυλικών προσδιορίστηκε εργαστηριακά από δείγματα που λήφθηκαν στις θέσεις εφαρμογής των γεωφυσικών μεθόδων και η τιμή που επιλέχθηκε είναι εκείνη της ξηρής πυκνότητας (Abzalov, 2016). Οι ελαστικές σταθερές των γεωυλικών (Adams, 1951; Salem, 2000) προσδιορίζονται από την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και την πυκνότητά τους (Πίνακας 4.2).

Πίνακας 4.2: Εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των ελαστικών σταθερών.

Ελαστικές Σταθερές	Εξίσωση
Λόγος του Poisson	$\sigma = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right)$
Μέτρο του Young	$E = \rho \frac{3 V_p^2 - 4 V_s^2}{(V_p/V_s)^2 - 1}$
Σταθερά Lamé	$\lambda = \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}$
Μέτρο διατμητικής αντοχής	$\mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)}$

Οι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαρτίζουν την πόλη της Κέρκυρας είναι ιζηματογενή πετρώματα κυρίως ανθρακικής σύστασης και πολλές φάσεις κλαστικής ιζηματογένεσης.

Οι γεωφυσικές εργασίες και ο εργαστηριακός προσδιορισμός των πυκνοτήτων πραγματοποιήθηκε, σε σειρά από τα αρχαιότερα, στους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα ($Ji\ k$), στους ασβεστόλιθους της Βίγλας ($Js\ Ks\ k$), στο λατυποπαγές βάσης της σειράς του Μειοκαίνου ($M\ sc$) και στις μάργες του Μειοκαίνου. ($M\ m.st$).

Οι τιμές των ειδικών αντιστάσεων, των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, των τιμών των πυκνοτήτων, όπως και οι ελαστικές σταθερές των γεωλογικών σχηματισμών, που υπολογίστηκαν από τις εργασίες πεδίου και την επεξεργασία των δεδομένων, ακολουθούν στον Πίνακα 4.3.

Πίνακας 4.3: Τιμές των φυσικών ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών της πόλης της Κέρκυρας.

Γεωλογικός σχηματισμός	ρ (Ohm.m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	V_{s30} (m/s)	ρ (g/cm ³)	σ	E (Gpa)	λ (Gpa)	μ (Gpa)
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	40	1200	320	380	2.34	0.42	0.72	3.35	0.26
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία ορίζοντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M sc</i>)	500	2000	1000	960	2.61	0.39	7.99	8.84	2.95
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	600	2400	800	980	2.66	0.43	4.96	12.35	1.75
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτιωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	350	2500	990	970	2.64	0.41	7.28	11.33	2.59

Οι τιμές των ταχυτήτων διάδοσης των διαμήκων σεισμικών κυμάτων V_p που αναγράφονται στον Πίνακα 4.3 αντιστοιχούν τις τιμές σε βάθος 3m όπως έχουν προσδιοριστεί από την τομογραφική τεχνική της σεισμικής διάθλασης. Η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων V_s έχει προσεγγιστεί για το ίδιο βάθος από τα 1D μοντέλα ταχυτήτων της τεχνικής MASW.

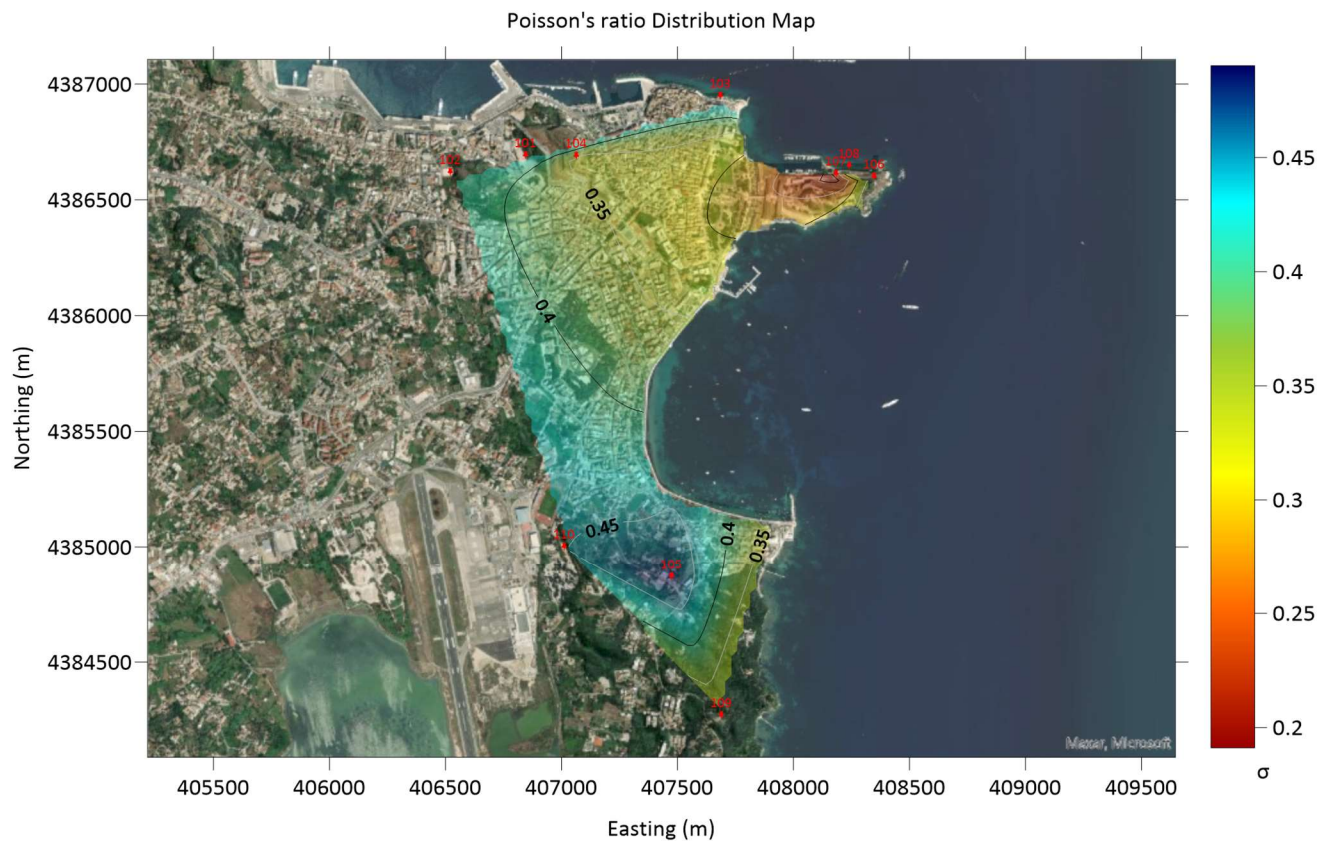
Σύμφωνα με τον Ευρωπαϊκό Κανονισμό (*Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance*, European Committee for Standardization, 2004).για το σχεδιασμό για την αντισεισμική θωράκιση των οικοδομημάτων καθώς και με τις υπολογισθείσες τιμές V_s^{30} , οι γεωλογικοί σχηματισμοί της περιοχής μελέτης κατατάσσονται ως εξής:

Πίνακας 4.4: Ταξινόμηση γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής μελέτης με βάση τον *Eurocode 8* (European Committee for Standardization, 2004).

Γεωλογικός σχηματισμός	V_s^{30} (m/s)	Τύπος Εδάφους	Περιγραφή Στρωματογραφικού Προφίλ
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	380	C	Βαθιές αποθέσεις συμπυκνωμένων ή μετρίως-συμπυκνωμένων άμμων, χαλίκων ή πολύ στιφρής αργίλου πάχους αρκετών δεκάδων ή μερικών εκατοντάδων μέτρων.
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία ορίζοντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M sc</i>)	960	A	Πέτρωμα ή άλλος βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός, συμπεριλαμβανομένου των ανώτερων 5m στην επιφάνεια.
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	980	A	Πέτρωμα ή άλλος βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός, συμπεριλαμβανομένου των ανώτερων 5m στην επιφάνεια.
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτιωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	970	A	Πέτρωμα ή άλλος βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός, συμπεριλαμβανομένου των ανώτερων 5m στην επιφάνεια.

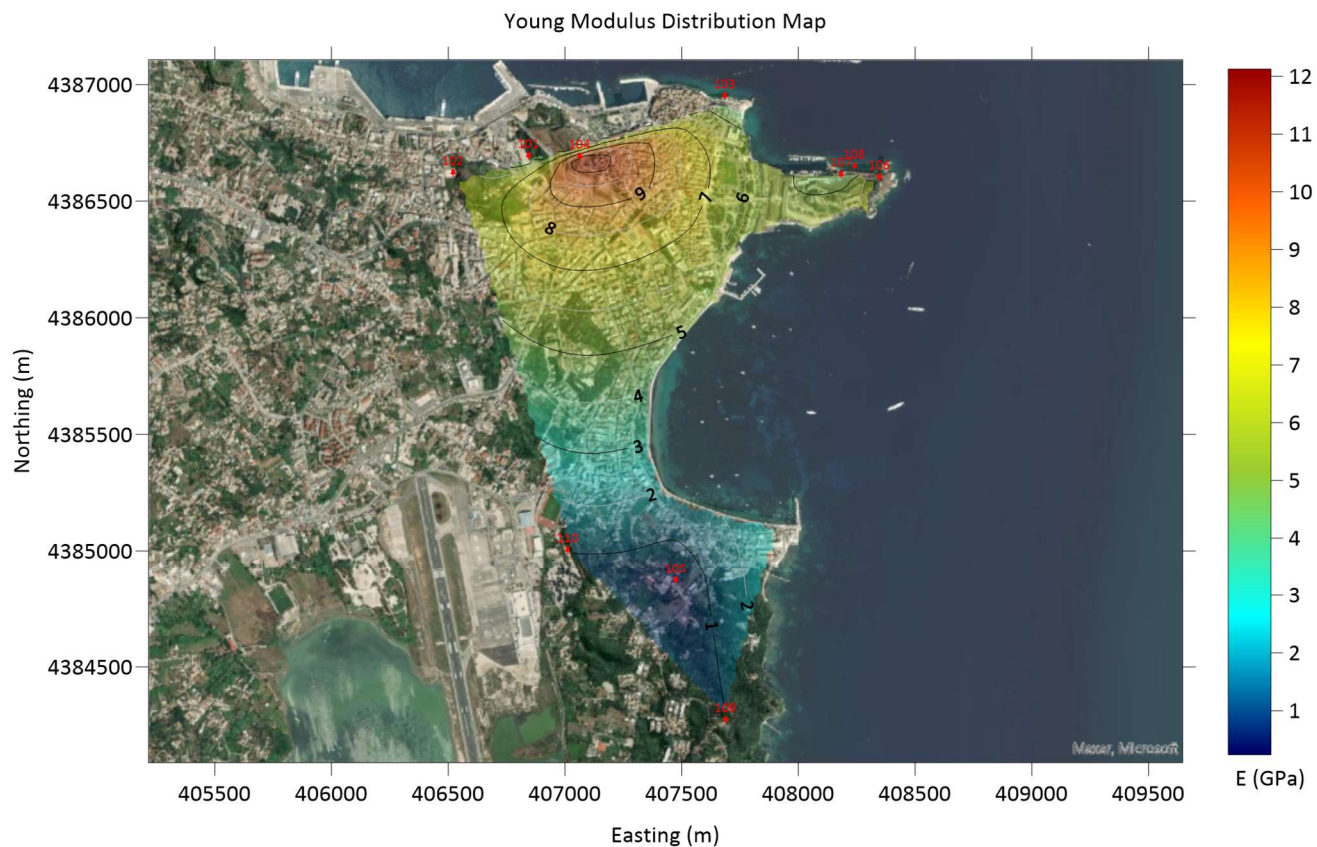
Οι κατανομές των ελαστικών σταθερών για την πόλη της Κέρκυρας (εικ. 4.1 -4.4) ακολουθούν σε μεγάλο βαθμό τις κατανομές των ταχυτήτων διάδοσης (εικ. 3.47, 3.48), εμφανίζοντας όμως κάποιες διαφοροποιήσεις.

Στην εικ. 4.1 κατανέμεται ο λόγος του *Poisson* όπως προκύπτει από την αξιολόγηση των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων χώρου και του εργαστηριακού προσδιορισμού των πυκνοτήτων.



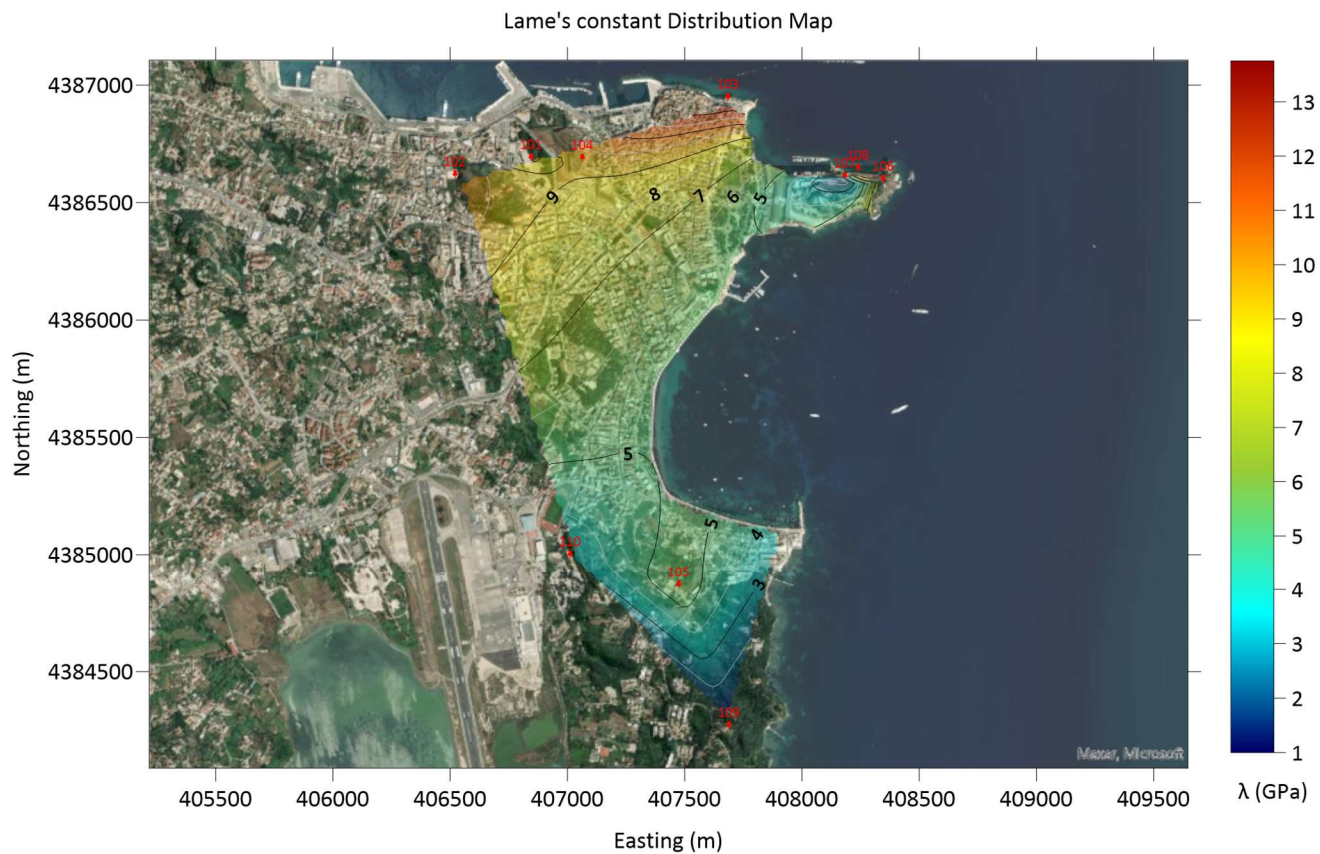
Εικ. 4.1: Χάρτης κατανομής του λόγου του *Poisson* (σ).

Στην εικ. 4.2 κατανέμεται το μέτρο του Young όπως προκύπτει από την αξιολόγηση των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων χώρου και του εργαστηριακού προσδιορισμούς των πυκνοτήτων.



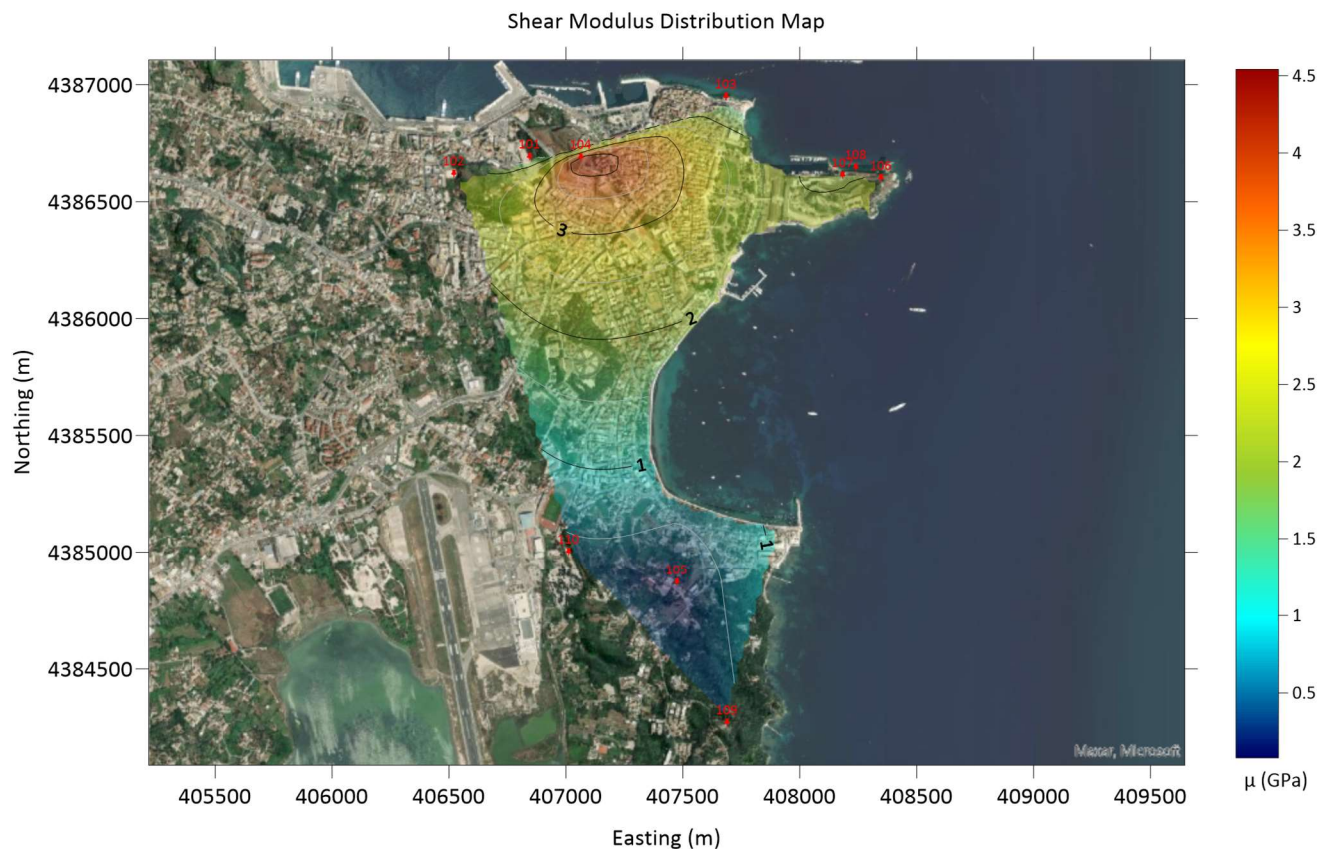
Εικ. 4.2: Χάρτης κατανομής του μέτρου του Young (E).

Στην εικ. 4.3 κατανέμεται η σταθερά του *Lamé* (λ) όπως προκύπτει από την αξιολόγηση των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων χώρου και του εργαστηριακού προσδιορισμούς των πυκνοτήτων.



Εικ. 4.3: Χάρτης κατανομής της σταθεράς του *Lamé* (λ)

Στην εικ. 4.4 κατανέμεται το μέτρο της διατμητικής αντοχής (μ) όπως προκύπτει από την αξιολόγηση των ταχυτήτων διάδοσης των κυμάτων χώρου και του εργαστηριακού προσδιορισμούς των πυκνοτήτων.



Εικ. 4.4: Χάρτης κατανομής του μέτρου της διατμητικής αντοχής (μ).

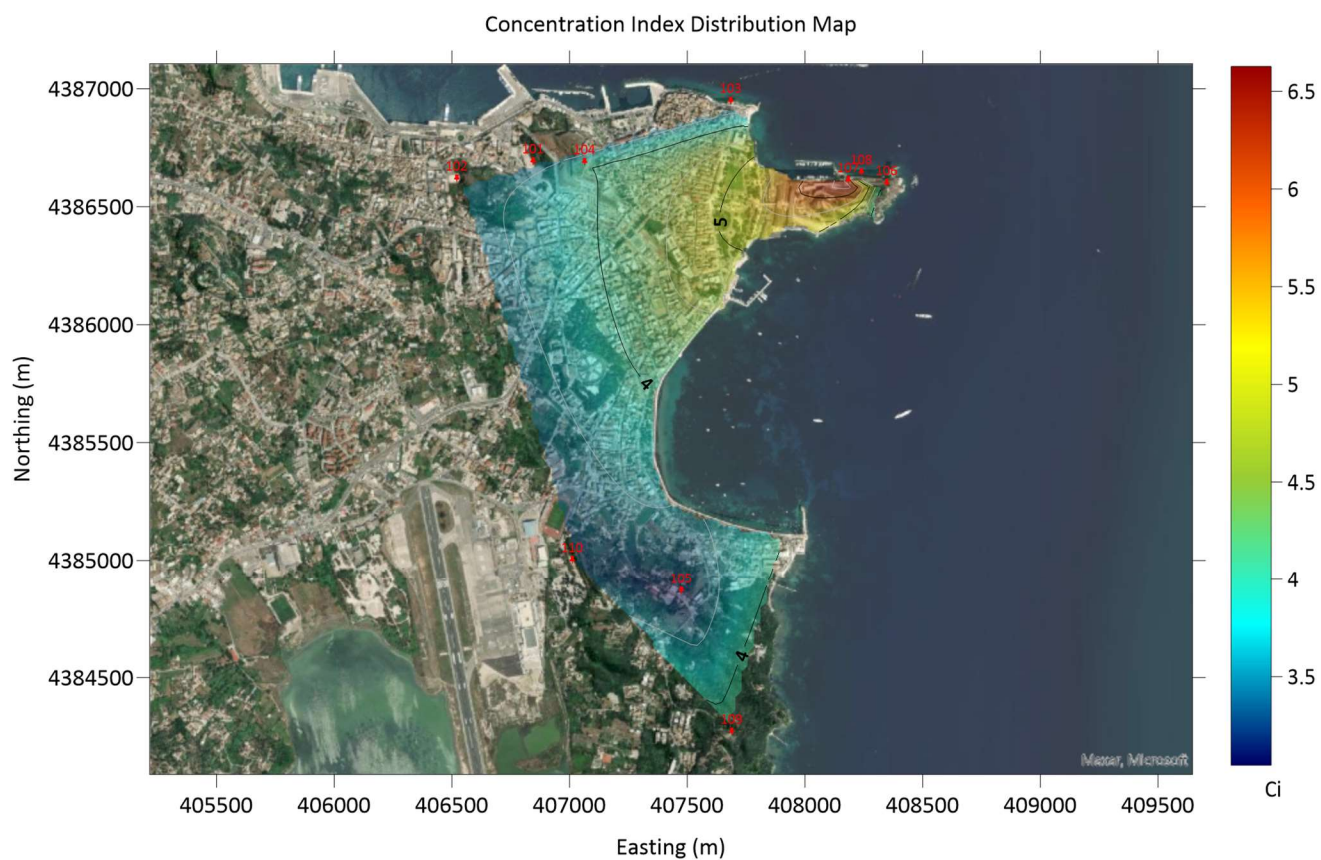
Επιπλέον με βάση τις ελαστικές σταθερές υπολογίστηκαν ο δείκτης συγκέντρωσης, ο δείκτης του υλικού, η βαθμίδα της πυκνότητας και ο λόγος της τάσης, παράμετροι της μηχανικής των επιφανειακών στρωμάτων. Στον Πίνακα 4.5 παρουσιάζονται οι τιμές των μηχανικών παραμέτρων, όπως εκτιμήθηκαν από τις υπολογιζόμενες ελαστικές σταθερές και ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Πίνακας 4.5: Τιμές των Μηχανικών παραμέτρων των επιφανειακών στρωμάτων.

Γεωλογικός σχηματισμός	Ci	V	Di	Si
Μάργες με ψαμμιτικές και κροκαλοπαγείς ενστρώσεις (<i>M-m.st</i>)	3.50	-0.67	-0.42	0.75
Λατυποπαγείς σχηματισμός βάσεως, μετατεκτονικοί εν ασυμφωνία οριζόντες εναλλασσόμενοι με μάργες (<i>M.sc</i>)	3.64	-0.54	-0.45	0.64
Ασβεστόλιθοι Βίγλας Α. Ιουρασικού-Α. Κρητιδικού, εναλλαγές λευκών έως υποκίτρινων και μικρολατυποπαγών ασβεστόλιθων (<i>Js Ks k</i>)	3.33	-0.73	-0.40	0.77
Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα Κ. Ιουρασικού, άστρωτοι με κρυσταλλικό συνδετικό υλικό, ισχυρά δολομιτωμένοι κατά τόπους (<i>Ji k</i>)	3.46	-0.63	-0.42	0.69

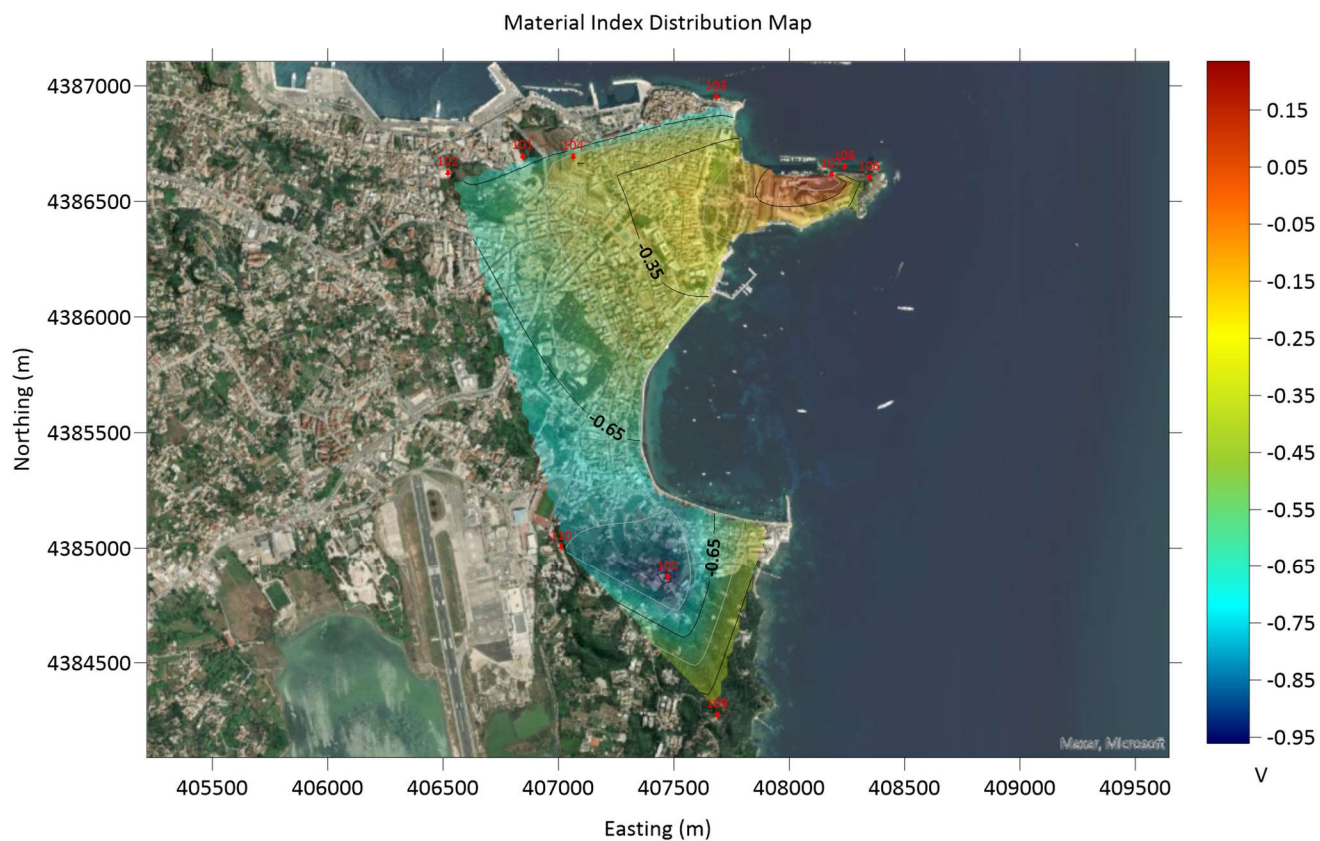
Η κατανομή των παραμέτρων απεικονίζεται στις εικόνες 4.5 -4.8.

Στην εικ. 4.5 κατανέμεται ο δείκτης συγκέντρωσης (C_i) για την πόλη της Κέρκυρας.



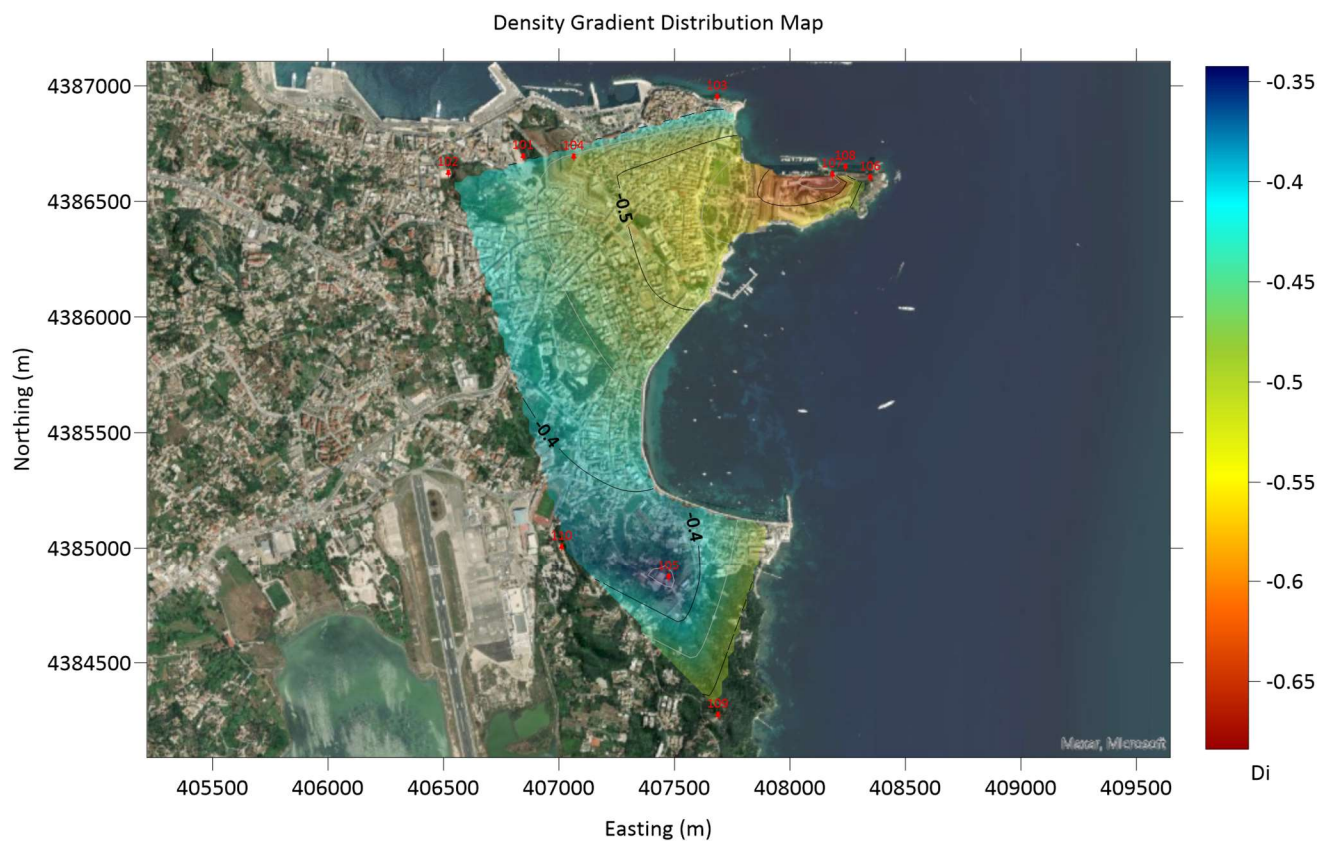
Εικ. 4.5: Χάρτης κατανομής του δείκτη συγκέντρωσης (C_i) για την πόλη της Κέρκυρας.

Στην εικ. 4.6 κατανέμεται ο δείκτης του υλικού (V) για την πόλη της Κέρκυρας.



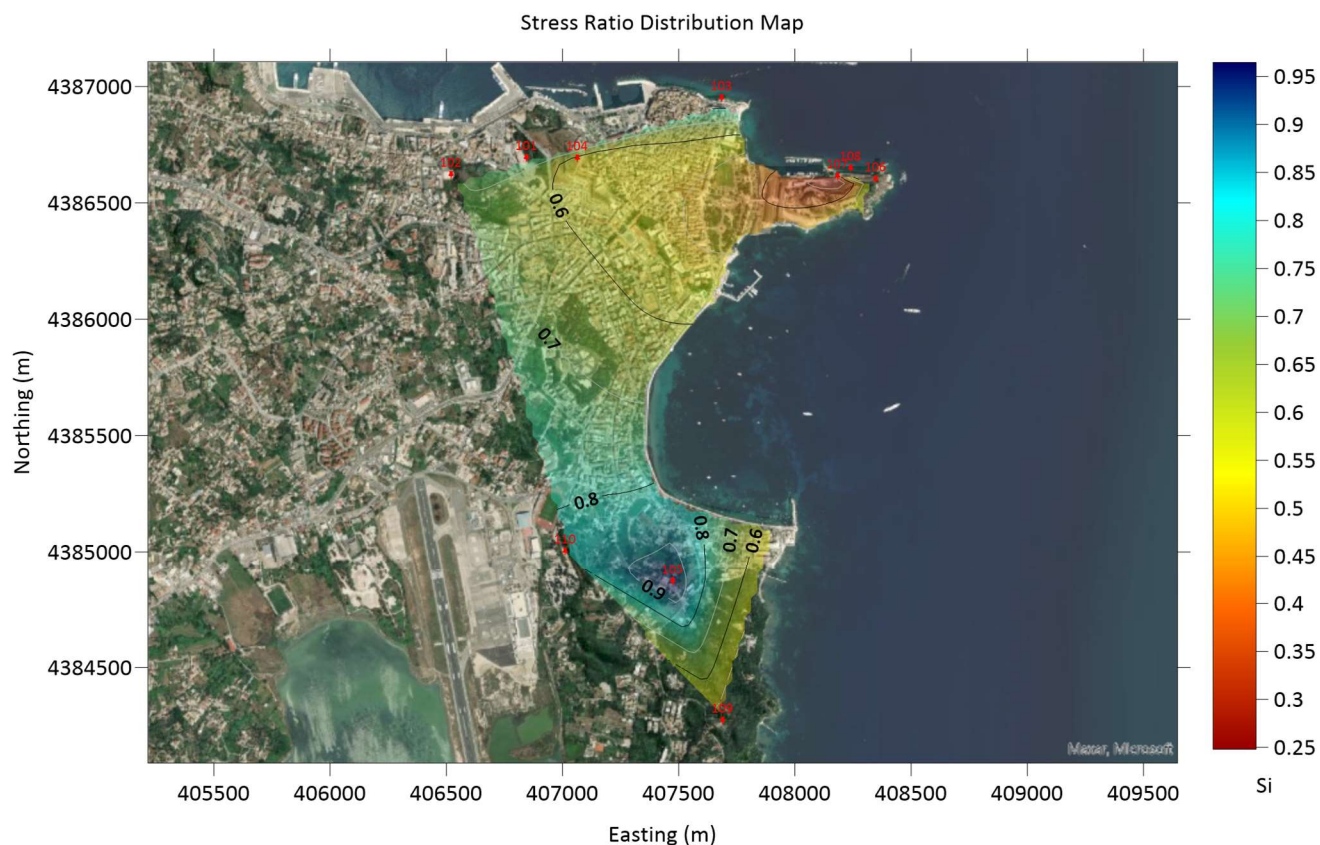
Εικ. 4.6: Χάρτης κατανομής του δείκτη του υλικού (V) για την πόλη της Κέρκυρας.

Στην εικ. 4.7 κατανέμεται η βαθμίδα της πυκνότητας (Di) για την πόλη της Κέρκυρας.



Εικ. 4.7: Χάρτης κατανομής της βαθμίδας της πυκνότητας (Di) για την πόλη της Κέρκυρας.

Στην εικ. 4.8 κατανέμεται ο δείκτης του λόγου των τάσεων (Si) για την πόλη της Κέρκυρας.



Εικ. 4.8: Χάρτης κατανομής του λόγου των τάσεων (S_i) για την πόλη της Κέρκυρας.

Οι χάρτες κατανομής των ελαστικών σταθερών αλλά και των μηχανικών ιδιοτήτων ακολουθούν την ευρύτερη εικόνα τόσο των χαρτών κατανομής των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων χώρου όσο και την κατανομή της ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης. Στο βόρειο (περιοχή του Νέου Φρουρίου) και ανατολικό τμήμα της πόλης (περιοχή του Παλαιού Φρουρίου), οι τιμές των ελαστικών σταθερών αντιστοιχούν σε πιο συμπαγή πετρώματα (θερμά χρώματα), ενώ αντίθετα νότια του κόλπου της Γαρίτσας στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ του Mon Repos και του αεροδρομίου, οι τιμές περιγράφουν πετρώματα με χαμηλή μηχανική αντοχή (ψυχρά χρώματα).

Τα πετρώματα της Ιόνιας τεκτονο-στρωματογραφικής ενότητας (Ασβεστόλιθοι Παντοκράτορα-Σινιών, ασβεστόλιθοι Βίγλας) εντοπίζονται στο βόρειο τμήμα της πόλης και χαρακτηρίζονται από σχετικά καλή μηχανική αντοχή, με το νοτιότερο τμήμα της να καλύπτεται από σχηματισμούς της μετατεκτονικής ακολουθίας με αρκετά πτωχές συνθήκες αντοχής.

Βιβλιογραφικές Αναφορές

- ΙΓΜΕ. (1971). Γεωλογικός Χάρτης της Ελλάδος, Φύλλο Βόρεια Κέρκυρα, Κλίμακα 1:50.000, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Εργασιών, Αθήνα, Ελλάδα.
- Πλάτης, Α. Δ., Μιχάλης, Η. Κ., Μάλλιου, Κ.Θ. (2010). Βελτίωση Εδάφους με Προφόρτιση Επιταχυνόμενη με Χαλικοπασσάλους – Η Περίπτωση του Αεροδρομίου Κέρκυρας, 6^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωτεχνικής και Γεωπεριβαλλοντικής Μηχανικής στο Βόλο.
- Abdelmotaal, A. M. (2010). Engineering Seismology Studies for Land-Use Planning at the Proposed Tushka New City Site, South Egypt. Ph.D. Thesis, Qena: South Valley University.
- Abzalov, M. (2016). Dry Bulk Density (DBD) of Rocks. In: Applied Mining Geology. Modern Approaches in Solid Earth Sciences, vol 12. Springer, Cham.
- Adams, L.H., (1951). Elastic Properties of Materials of the Earth's Crust. Internal Construction of the Earth (edited by Gutenberg). Dover publications, Inc., New York.
- Alexopoulos, John D., Nicholas Voulgaris, Spyridon Dilalos, Vasileios Gkosios, Ioannis-Konstantinos Giannopoulos, Georgia S. Mitsika, Emmanuel Vassilakis, Vassilis Sakkas, and George Kaviris. (2022). Near-Surface Geophysical Characterization of Lithologies in Corfu and Lefkada Towns (Ionian Islands, Greece) *Geosciences* 12, no. 12: 446.
- Al-Heety, A. J. (2018). An Evaluation between Timeterm, Reciprocal Time and Refraction Tomography Analysis Methods for obtaining 2-D shallow Seismic Velocity Models over Synthetic Traveltimes.
- Ali Ismet Kanlı, Péter Tildy, Zsolt Prónay, Ali Pınar, László Hermann, (2006). VS30 mapping and soil classification for seismic site effect evaluation in Dinar region, SW Turkey, *Geophysical Journal International*, Volume 165, Issue 1, Pages 223–235.
- Basheer, A., Abdelmotaal, A., Mesbah, H. and Mansour, K. (2014). Application of Geophysical Methods for Geotechnical Parameters Determination at New Borg El-Arab Industrial City, Egypt. *Current Urban Studies*, 2, 20-36. doi: 10.4236/cus.2014.21003.
- Bowles, J.E., (1982). Foundation Analysis and Design, 2nd Ed. McGraw-Hill International Book Company, London, p. 587.
- Carmichael, R., S. (1989). Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals, CRC Press.
- Claudia Finkler, Peter Fischer, Kalliopi Baika, Diamanto Rigakou, Garyfalia Metallinou, Hanna Hadler, Andreas Vött, (2016). Tracing the Alkinoos Harbor of ancient Kerkyra, Greece, and reconstructing its paleotsunami history, *Geoarchaeology*, Volume 33, Issue 1, p. 24-42.
- Das, M.B. (2010). Principle of Geotechnical Engineering. 7th Edition, Cengage Learning, Stamford.
- Dilalos, S. (2018). Application of Geophysical Technique to the Investigation of Tectonic Structures in Urban and Suburban Environments. A Case Study in Athens Basin. Ph.D. Thesis, National and Kapodistrian University of Athens, Athens, Greece.
- deGroot-Hedlin, C. and Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two- dimensional models form magnetotelluric data. *Geophysics*, 55, p. 1613-1624.

- Delage, P., Karakostas, F., Dhemaied, A. et al. (2017). An Investigation of the Mechanical Properties of Some Martian Regolith Simulants with Respect to the Surface Properties at the InSight Mission Landing Site. *Space Sci Rev* 211, 191–213.
- Dobry, R., Borchardt, R.D., Crouse, C.B., Idriss, I.M., Joyner, W.B., Martin, G.R., Power, M.S., Rinne, E.E., Seed, R.B., (2000). New site coefficients and site classification system used in recent building seismic code provisions. *Earthquake Spectra* 16 (1), 41–67.
- Dufour, J., & Foltinek, D. S. (1996). The Plus-Minus time analysis method and its implementation. The CREWES Research Report-V8.
- European Committee for Standardization, (2004). EN-1998-1, Eurocode 8; Design of Structures for Earthquake Resistance”, European Committee for Standardization: Brussels, Belgium.
- Everett, M.E. (2013). Near-surface applied geophysics. Cambridge University Press.
- Foti, S., Lai, C. G., Rix, G. J., & Strobbia, C. (2014). Surface wave methods for near-surface site characterization. CRC press.
- Geometrics Inc., OYO Inc. (2009). SeisImager Manual, Version 3.3; Computer Program Manual; OYO Corporation: Tokyo, Japan.
- Geotomo Software, (2010). RES2DINV ver 3.59 for Windows XP/Vista/7: Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method. p.17&47.
- Golden Software, LLC., Surfer Manual, PO Box 281 Golden, CO 80402-0281, USA, www.goldensoftware.com.
- Griffiths D.H. and Barker R.D., (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, 29, p.211-226.
- H.S. Salem, (2000). Poisson's ratio and the porosity of surface soils and shallow sediments, determined from seismic compressional and shear wave velocities, *Geotechnique* 50 (4) (2000), pp. 461-463.
- Hagedoorn, J. G. (1959) The plus-minus method of interpreting seismic refraction section *Geophys. Prospect.*,7, pp. 158-182.
- Hawkins, L.V. (1961). The reciprocal method of routine shallow seismic refraction investigations, *Geophysics*, 26.
- Hollender, F., Cornou, C., Dechamp, A. et al (2018). Characterization of site conditions (soil class, VS30, velocity profiles) for 33 stations from the French permanent accelerometric network (RAP) using surface-wave methods. *Bull Earthquake Eng* 16, 2337–2365.
- I.N. Azwin, Rosli Saad, M. Nordiana, (2013). Applying the Seismic Refraction Tomography for Site Characterization, *APCBEE Procedia*, Volume 5, p. 227-231.
- Khalil, M. H., Hanafy, S. M., (2008). Engineering applications of seismic refraction method: A field example at Wadi Wardan, Northeast Gulf of Suez, Sinai, Egypt, *Journal of Applied Geophysics*, 65, p. 132-141.
- Loke M. H., Barker R.D. (1996). Rapid Least-Squares Inversion of Apparent Resistivity Pseudosections Using a Quasi-Newton Method, *Geophysical Prospecting* p131- 152
- Loke, M. H. (2001). Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. A Practical Guide to 2-D and 3-D Surveys. RES2DINV Manual, IRIS Instruments. www.iris-instruments.com

- Loke, M.H., Chambers, J.E., Rucker, D.F., Kuras, O., Wilkinson, P.B., (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *J. Appl. Geophys.* 95, 135–156.
- Loke, M.H., Lane, J.W., (2004). Inversion of data from electrical resistivity imaging surveys in water-covered areas. *Explor. Geophys.* 35, 266–271.
- Loke, M.H. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. Malaysia.
- M. A. M Ashraf, N. S. Kumar, R. Yusoh, Z. A. M. Hazreek and M. Aziman, (2017). Site Classification using Multichannel Channel Analysis of Surface Wave (MASW) method on Soft and Hard Ground, *Journal of Physics, Conf. Ser. Vol. 995*, Malaysia.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., Ivanov, J.M., (1999). Multichannel analysis of surface waves to map bedrock. *Lead. Edge* 18 (12), 1392–1396.
- Milsom, J., (2003). *Field Geophysics* (3rd ed). Wiley, London.
- Osman Uyanık, (2019). Estimation of the porosity of clay soils using seismic P- and S-wave velocities, *Journal of Applied Geophysics*, Volume 170.
- Palmer, D., (1980). The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, *Society of Exploration Geophysicists*, 104 p.
- Parasnis, D. S. (1997). *Principles of Applied Geophysics* (5th ed.), Chapman and Hall, London
- Park, C., Miller, R., Laflen, D., Neb, C., Ivanov, J., Bennett, B., Huggins, R., (2004). Imaging dispersion curves of passive surface waves. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2004*. Society of Exploration Geophysicists, pp. 1357–1360.
- Park, C.B., Miller, R.D., Xia, J., (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* 64 (3), 800–808.
- Poirier, J. (2000). *Introduction to the Physics of the Earth's Interior* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.
- Ran Bachrach, Jack Dvorkin, Amos M. Nur, (2000). Seismic velocities and Poisson's ratio of shallow unconsolidated sands. *Geophysics*, 65 (2): 559–564.
- Redpath, B. B. (1973). Seismic refraction exploration for engineering site investigations. Technical report, E-73-4, U.S Army engineer waterways experiment station, Vicksburg, MS.
- Rohdewald, S.R. (2011). Interpretation of first-arrival travel times with wavepath eikonal travelttime inversion and wavefront refraction method. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*. Society of Exploration Geophysicists. <https://doi.org/10.4133/1.3614086>.
- Romero-Ruiz, A., Linde, N., Keller, T., & Or, D. (2018). A review of geophysical methods for soil structure characterization. *Reviews of Geophysics*, 56
- Savaş Karabulut, (2018) Soil classification for seismic site effect using MASW and ReMi methods: A case study from western Anatolia (Dikili -İzmir), *Journal of Applied Geophysics*, Volume 150, Pages 254-266.
- Socco, L.V., Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surf. Geophys.* 2 (4), 165–185.
- Society of Exploration Geophysicists, 2011 seg.org

- Stokoe, K.H., II, Wright, G.W., James, A.B. and Jose, M.R. (1994). Characterization of Geotechnical sites by SASW Method, in Woods, R.D., Ed., Geophysical Characterization of Sites: Oxford Publ.
- Stumpel, M., Kahler, S., Meissner, R., Nikereit, B., (1984). The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophys. Prospect.* 32, 662–675.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Toksoz, M.N., Cheng, C.H., Timur, A., (1976). Velocities of seismic waves-porous rocks. *Geophysics* 41, 621–645.
- Tserolas, P., Mpotziolis, C., Maravelis, A., & Zelilidis, A. (2016). PRELIMINARY GEOCHEMICAL AND SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS IN NW CORFU: THE MIOCENE SEDIMENTS IN AGIOS GEORGIOS PAGON. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 50(1), 402-412.
- Zhu X., McMechan, G.A. (1989). Estimation of two-dimensional seismic compressional wave velocity distribution by interactive tomographic imaging, *Internat. J. Image System Technology*, 1, p. 13-17.