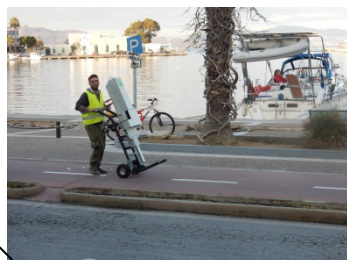


ARS STORY



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΜΕΤΑΛΛΕΙΩΝ-ΜΕΤΑΛΛΟΥΡΓΩΝ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΑΛΛΕΥΤΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΑΠΟΣΤΟΛΟΠΟΥΛΟΣ

ΙΟΥΝΙΟΣ, 2018

Πρόλογος

Το ταξίδι του 10^{ου} εξαμήνου στη σχολή μηχανικών μεταλλείων – μεταλλουργών αποτέλεσε σημαντικό πυλώνα γνώσης, καθώς και ένα μάθημα ζωής και επαγγελματισμού που θα μας συντροφεύσει για πάντα. Ταυτόχρονα με τις σκέψεις και διλήμματα που αντιμετωπίζει κάθε τελειόφοιτος φοιτητής είχαμε την τύχη να συναντηθούμε και να εμπνευστούμε από το καθηγητή μας κύριο Γεώργιο Αποστολόπουλο. Η επαφή μας με αυτόν τον άνθρωπο και τον συνεργάτη του κύριο Γεώργιο Αμμολοχίτη μας άνοιξε ένα παραθυράκι στον απέραντο αυτό κόσμο, είδαμε με τα μάτια των δικών τους εμπειριών και γευτήκαμε λίγη από την μαγεία που κρύβει η γεωφυσική μέσα σε ένα, χωρίς υπερβολές, οικογενειακό κλίμα. Ευχαριστούμε λοιπόν εγκάρδια τον κύριο Αποστολόπουλο και κύριο Αμμολοχίτη για τρόπο που αντιμετωπίζουν τους φοιτητές τους – ‘παιδιά τους’. Ακόμα, να ευχαριστήσουμε τον Κ. Λεωνταράκη (Μεταλλειολόγο), τον Δ. Καραϊσκό (Μεταλλειολόγο) και τον Δ.Μερζιώτη, που μας βοήθησαν χωρίς δισταγμό και πάντα με το χαμόγελο στα χείλη.

Προσωπικά σαν Αντώνης Καμηλάκης θέλω να ευχαριστήσω όλη την οικογένεια μου, την Σ.Μαντά (Μεταλλειολόγο) και την οικογένεια της, που με στηρίζουν στον δρόμο της ζωής μου.

Σαν Αντώνης Στεργίου θέλω να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για όλα τα χρόνια της υποστήριξης που μου έδειξαν και που με έμαθαν να μην παραιτούμαι.

Περίληψη

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει ως αντικείμενο της την γεωφυσική διερεύνηση του κεντρικού λιμένα της νήσου Κω, ύστερα από τις σημαντικές βλάβες που υπέστη από τον ισχυρό σεισμό της 21^{ης} Ιουλίου 2017. Ο σεισμός εκδηλώθηκε στην θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Κω και της Αλικαρνασσού και είχε μέγεθος 6,7 ρίχτερ. Η ευρύτερη περιοχή είναι σεισμογενείς και από την αρχαιότητα κιάλας έχουμε αναφορές για ισχυρούς σεισμούς. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν ήταν η σεισμική, ηλεκτρική και το γεωραντάρ με στόχο την καλύτερη δυνατή απεικόνιση του υπεδάφους και της στρωματογραφίας. Τα αποτελέσματα της έρευνας σε συνδυασμό με τις ερευνητικές γεωτρήσεις που πραγματοποιήθηκαν αποτελούν καθοριστικό κομμάτι στην λήψη αποφάσεων για τον καλύτερο δυνατό τρόπο επισκευής και επαναφορά της λειτουργικότητας του έργου με ασφάλεια. Για την καλύτερη κατανόηση του προβλήματος, αλλά και των γεωφυσικών μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν, στα τρία πρώτα κεφάλαια της διπλωματικής αναλύονται αντίστοιχα η θεωρία και ο τρόπος λειτουργίας αυτών των μεθόδων, καθώς και αντίστοιχες περιπτώσεις από την διεθνή βιβλιογραφία, που αναδεικνύουν την καταλληλότητα της γεωφυσικής σε τέτοιας φύσεως προβλήματα. Στη συνέχεια στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα δεδομένα των μετρήσεων όπως αυτά προέκυψαν ύστερα από την απαιτούμενη επεξεργασία με ειδικά προγράμματα ηλεκτρονικού υπολογιστή. Ενώ στο τελευταίο κεφάλαιο επισημαίνονται τα συμπεράσματα – αποτελέσματα μαζί με κάποια σχόλια.

Abstract

The purpose of the present thesis is the geophysical survey of Kos port after the catastrophic earthquake at 21st of July in 2017. The earthquake took place at the sea territory between Kos (Greece) and Halicarnassus (Turkey) and the size was 6,7 Richter. Whole area is characterized seismogenic and from ancient times there are many references for powerful earthquakes. Seismics, electrical resistivity and georadar are the geophysical methods that applied, targeting the best display of the underground area and stratigraphy. Furthermore, the results of the survey combined with drilling data from the wells that have been made constitute a determined part at making decisions to deal with the problem of ruined port and reconstruction. For better understanding of geophysical methods applied in this survey and the way of implementation of these three methods, they are scrutinized in the first three chapters of this thesis, while one of them elaborates on case studies from international bibliography. In the fourth chapter presented the measured data after been processed with special computer programs. Finally, in the last chapter the overall results and conclusions of this study, accompanied with general comments are presented.

Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1^ο	12
1.1 Εισαγωγή	13
Κεφάλαιο 2ο	14
2.Σεισμική μέθοδος	15
2.1 Γενικά.....	15
2.2 Ελαστικές Σταθερές	16
2.2.1 Μέτρο του Young ή μέτρο διαμήκου ελαστικότητας E.	16
2.2.2 Μέτρο κυβικής ελαστικότητας, k (Bulk modulus).....	17
2.3 Σεισμικά Κύματα.....	18
2.3.1 Κύματα χώρου (Body waves).....	18
2.3.2 Επιφανειακά κύματα.....	19
2.3.3 Ταχύτητες Διάδοσης των Σεισμικών Κυμάτων στα Διάφορα Πετρώματα.....	20
2.3.4 Εξασθένιση της Σεισμικής Ενέργειας	22
2.4 Εξοπλισμός.....	22
2.5 Σεισμικές Πηγές.....	23
2.6 Σεισμικές Ακτίνες σε Μέσο με Στρώσεις	24
2.7 Ανάκλαση και Διάθλαση σεισμικών ακτινών υπό γωνία	27
2.8 Οριακά Διαθλώμενα Κύματα	27
2.9 Περίθλαση	28
2.10 Σεισμική Ανάκλαση και Σεισμική Διάθλαση.....	28
2.11 Μέθοδος της σεισμικής διάθλασης	29
2.11.1 Γενικά.....	29
2.11.2 Εργασίες Υπαίθρου.....	29
2.11.3 Πηγές Θορύβου	31
2.11.4 Καταγραφείς της εδαφικής κίνησης.....	31
2.11.5 Δρομοχρονικές καμπύλες.....	32
2.11.6 Προσδιορισμός της δομής του υπεδάφους	33
2.12 Ηλεκτρική μέθοδος	40
2.13 Παθητικές Μέθοδοι.....	40
2.13.1 Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος (Magnetotelluric Method).....	40
1.13.2 Μέθοδος του Φυσικού Δυναμικού (Self Potential Method).....	40
2.14 Ενεργητικές Μέθοδοι	40
2.14.1 Μέθοδος της Επαγόμενης Πολικότητας (Induced Polarization Method)	40

2.14.2 Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης (Resistivity Method)	40
2.15 Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης	41
2.15.1 Παραγοντες επιρροης ηλεκτρικής αντίστασης	42
Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο	44
2.15.2 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημικόσμο	46
2.15.3 Φαινόμενη Ειδική Αντίσταση	47
2.16 Διατάξεις ηλεκτροδίων	47
2.16.1 Επιλογή της Κατάλληλης Διάταξης	50
2.17 Εξοπλισμός Υπαίθρου	51
2.18 Οριζόντιες ηλεκτρικές Χαρτογραφήσεις	53
2.19 Ηλεκτρικές Βυθοσκοπήσεις	54
2.20 Εφαρμογές της Ειδικής Αντίστασης	56
2.20.1 Μέθοδος Ηλεκτρικής Τομογραφίας	56
2.21 Γεωραντάρ	61
2.22 Βασικά μέρη ενός γεωρανταρ	61
2.23 Αρχή λειτουργίας	62
2.24 Διατάξεις μετρήσεων και ρυθμίσεις οργάνου	64
2.24.1 Commonoffset	64
2.24.2 Common-Midpoint	65
2.25 Πλεονεκτήματα μεθόδου	66
2.26 Μειονεκτήματα μεθόδου	66
Κεφάλαιο 3^ο	67
3.1 Μελέτη περίπτωσης Port-au-Prince	68
3.1.1 Το πρόβλημα	68
3.1.2 Γεωλογία του Port-au-Prince	69
3.1.3 Προφίλ ταχύτητας διάδοσης διατμητικών σεισμικών κυμάτων	72
3.1.4 Χάρτης σεισμικής ταξινόμησης port-au-prince	80
3.2 Προσδιορισμός στρωματογραφίας, έκτασης και δομής του ποτάμιου λιμανιού της Όστια (Ιταλία) με συνδυασμό γεωφυσικών μεθόδων	83
3.2.1 Σκοπός και προσέγγιση	83
3.2.2 Σεισμικά	84
3.2.3 Ηλεκτρική τομογραφία	85
3.2.4 GPR	85
3.2.5 Vibracoring	86

3.2.6 Αποτελέσματα	86
3.2.7 Συμπεράσματα	90
3.3 Περιπτωση μελετης haifa	92
3.3.1 Περίληψη.....	92
3.3.2 Εισαγωγή	92
3.3.3 Γεωλογία Περιοχής	94
3.3.4 Εκτίμηση των ταχυτήτων των κυμάτων Ρ και δομή των στρωμάτων.	95
3.3.5 Εκτίμηση των ταχυτήτων των S κυμάτων κάτω από το βυθό και απόκτηση των δεδομένων.....	96
3.3.6 Απόκτηση δεδομένων.....	97
3.3.7 Συμπεράσματα	98
Κεφάλαιο 4^ο	99
4. Γεωφυσική έρευνα στο λιμένα της Κω	99
4.1 Γεωλογία κω.....	100
4.1.1 Το υπόβαθρο της Κω	100
4.1.2 Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Κω.....	101
4.1.3 Γεωτρήσεις.....	108
4.1.4 Δοκιμές Τυποποιημένης Διείσδυσης (SPT)	110
4.2 Σεισμός 21/7/2017	114
4.2.1 Γενικά στοιχεία	114
4.2.2 Αποτελέσματα από την παρατήρηση της απόκρισης του δομημένου περιβάλλοντος στον.....	115
4.2.3 Αποτελέσματα	119
4.3 Σεισμική μέθοδος.....	121
4.3.1 Τομές.....	121
4.3.3 Εξοπλισμός.....	121
4.3.2 Μέθοδος επεξεργασίας.....	122
4.3.4 Masw (multichannel analysis of surface waves).....	123
4.3.5 Αποτελέσματα μετρήσεων	129
KS-3	129
KS-4	137
KS-5	144
KS-6	151
KS-8	158
4.3.6 Σχόλια	166

4.4 Ηλεκτρική Τομογραφία	168
4.3.1 Γεωηλεκτρικές τομές	170
4.3.2 Παρατηρήσεις συμπεράσματα επί των γεωηλεκτρικών τομών.....	171
4.4 ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ	172
4.4.1 Τομές γεωραντάρ	173
4.4.2 Παρατηρήσεις πάνω στις τομές γεωραντάρ	177
Κεφάλαιο 5^ο	178
5.Συνολικά σχόλια - συμπεράσματα	179

Ευρετήριο πινάκων

Πίνακας 1	
Σεισμικές ταχυτητες των p κυματων για διαφορα υλικα	15
Πίνακας 2	
Τιμες ειδικης ηλεκτρικης αντιστασης για χαρακτηριστικα πετρωματα (αποστολοπουλος, 2013)	37
Πίνακας 3	
Επιδρασεις διαφορων γεωλογικων διεργασιων στις ειδικες αντιστασεις των πετρωματων....	38
Πίνακας 4	
Καταλληλοτητα διαταξεων	44
Πίνακας 5	
Ηλεκτρικη αγωγιμοτητα, ταχυτητα διαδοσης και διηλεκτρικη σταθερα για διαφορους τυπους υλικων	57
Πίνακας 6	
Στοιχεια ερευνητικων γεωτρησεων	93
Πίνακας 7	
Καταταξη εδαφων βασει δοκιμης προτυπης διεισδυσης (spt)	95
Πίνακας 8	
Δοκιμες προτυπης διεισδυσης (spt).	95

Ευρετήριο εικόνων

Εικόνα 1: Μετρο ελαστικοτητας	16
Εικόνα 2: Μετρο ακαμψιας.....	17
Εικόνα 3: Μετρο κυβικης ελαστικοτητας	17
Εικόνα 4: Λογος του poisson.....	18
Εικόνα 5: Κυματα s και p.	19
Εικόνα 6: Κυμα rayleigh.....	19
Εικόνα 7: Κυμα love.....	20
Εικόνα 8: Κατακορυφα προσπιπτουσα σεισμικη ακτινα (keary&brooks).	25
Εικόνα 9: Μετωπικα κυματα.	27
Εικόνα 10: Περιθλαση στο ακρο ρωγματωμενου στρωματος (Keary&brooks).....	28
Εικόνα 11: Διαταξη για τη συλλογη σεισμικων δεδομενων στην υπαιθρο (λουησ,2004).	30
Εικόνα 12: Σεισμικη καταγραφη κοινης πηγης.....	32

Εικόνα 13: Δρομοχρονικη καμπυλη πρωτων αφιξεων (thomasm. boyd,1999).	33
Εικόνα 14: Μοντελο στρωματος πανω απο ημιχωρο, με οριζοντια διεπιφανεια (Keary&brooks).	34
Εικόνα 15: Δρομοχρονικη καμπυλη μοντελου δυο στρωματων (Keary&brooks).	35
Εικόνα 16: Μοντελο δυο στρωματων πανω απο ημιχωρο, με οριζοντιες διεπιφανειες (Keary&brooks).	36
Εικόνα 17: Δρομοχρονικη καμπυλη μοντελου τριων στρωματων (Keary&brooks).	37
Εικόνα 18: Ηλεκτρικο κυκλωμα αποτελουμενο απο πηγη και αγωγο σχηματος ορθογωνιου παραλληλεπιπεδου.	42
Εικόνα 19: Το δυναμικο σημειακης πηγης σε απειρο ομογενη χωρο.	45
Εικόνα 20: Το δυναμικο σημειακης πηγης σε ομογενη ημιχωρο.	46
Εικόνα 21: Το δυναμικο δυο σημειακων πηγων σε ομογενη ημιχωρο.	47
Εικόνα 22: Διαταξη schlumberger.	48
Εικόνα 23: Διαταξη wenner.	48
Εικόνα 24: Διαταξη dipole-dipole.	49
Εικόνα 25: Διαταξη pole-pole.	49
Εικόνα 26: Διαταξη pole-dipole.	49
Εικόνα 27: Συνοπτικη απεικονιση του συνολου των διαταξεων για τη μετρηση της φαινομενης ηλεκτρικης ειδικης αντιστασης.	50
Εικόνα 28: Βασικη αρχη των μετρησεων και πιθανο ηλεκτρικο πεδιο γεωηλεκτρικων διασκοπησεων συνεχους ρευματος (vogelsang,1995).	53
Εικόνα 29: Προφιλ ειδικης αντιστασης με μετακινηση ολοκληρης της διαταξης dipole-dipole(A), wenner(B), schlumberger(Γ).	54
Εικόνα 30: Ηλεκτρικη βυθοσκοπηση με σταδιακη απομακρυνση των ηλεκτροδιων απο το κεντρο της διαταξης (λουης,2004).	55
Εικόνα 31: Η διαταξη των ηλεκτροδιων για την πραγματοποιηση δισδιαστατης γεωηλεκτρικης τομογραφιας και η σειρα των μετρησεων για τη δημιουργια ψευδοτομης (Ioke,1996).	57
Εικόνα 32: Διαιρεση της επιφανειας του υπεδαφους δισδιαστατου μοντελου σε ορθογωνια πρισματα, με τη βοηθεια προεπιλεγμενου αλγοριθμου (Ioke,1996).	58
Εικόνα 33: Διαιρεση της επιφανειας του υπεδαφους δισδιαστατου μοντελου σε ορθογωνια πρισματα με περισσοτερα κελια απο τα δεδομενα (Ioke,1996).	58
Εικόνα 34: Διαιρεση της επιφανειας του υπεδαφους δισδιαστατου μοντελου σε ορθογωνια πρισματα με επιμηκυνση στις ακρες της γραμμης των μετρησεων (Ioke,1996).	58
Εικόνα 35: Διαιρεση της επιφανειας του υπεδαφους δισδιαστατου μοντελου σε ορθογωνια πρισματα με τις τιμες ευαισθησιας ενος μοντελου ομογενους γης (Ioke,1996).	59
Εικόνα 36: Διαταξη γεωρανταρ.	62
Εικόνα 37: Διαταξη commonoffset.	65
Εικόνα 38: Διαταξη commonmidpoint.	66
Εικόνα 39: Διευκρινισεις σειμικων περιοχων(bssc 2003) που χρησιμοποιηθηκαν στο internationalbuildingcode(IBC) (ICC 2009).	69
Εικόνα 40: Γεωλογικος χαρτης του Portaurince, ahth (Lambert, 1987)... Error! Bookmark not defined.	
Εικόνα 41: Νεος γεωλογικος χαρτης του Portaurince, ahth.	71
Εικόνα 42: Τοποθεσιες στο Portaurince, ΑΗΤΗ, οπου πραγματοποιηθηκε δοκιμη πολλαπλων καναλιων για επιφανειακα κυματα (masw) για την επιτευξη προφιλ ταχυτητας διατμητικης κυματομορφης.	74
Εικόνα 43: Αναλυση πολλαπλων καναλιων των επιφανειακων κυματων για την τοποθεσια δοκιμων 17(t#17): α) πειραματικη καμπυλη διασπορας με αβεβαιότητα και σχετικη θεωρητικη	

καμπυλη διασπορας και Β) προφίλ ταχύτητας κυμάτων που αντιστοιχούν στην θεωρητική καμπυλη διασπορας.....	75
Εικόνα 44: Τοποθεσίες και ονοματα τοποθεσιων στο Portauprince, aith, οπου πραγματοποιηθηκε δοκιμη επιφανειακων κυματων για την επιτευξη προφίλ ταχυτητας διατμητικησ κυματο μορφης.	77
Εικόνα 45: Επιφανειακη γεωλογικη μοναδα af: α) ανεξαρτητα προφίλ vs, β) διαμεσα προφίλ vs με μια αποκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.	78
Εικόνα 46: Επιφανειακη γεωλογικη μοναδα oham : α) ανεξαρτητα προφίλ vs , β) διαμεσα προφίλ vs με μια αποκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.	78
Εικόνα 47: Επιφανειακη γεωλογικη μοναδα OPHF: α) ανεξαρτητα προφίλ vs, β) διαμεσα προφίλ vs με μια αποκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.....	79
Εικόνα 48: Επιφανειακη γεωλογικη μοναδα OPF: Α) ανεξαρτητα προφίλ vs, β) διαμεσα προφίλ vs με αποκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.....	79
Εικόνα 49: Επιφανειακη γεωλογικη μονάδα PF: ανεξάρτητα προφίλ vs, β) διάμεσα προφίλ vs με μια απόκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.	80
Εικόνα 50: Επιφανειακη γεωλογικη μοναδα mrb: Α) ανεξαρτητα προφίλ vs, β) διαμεσα προφίλ vs με μια αποκλιση και γ) συντελεστησ μεταβολησ.....	81
Εικόνα 51: Προφίλ ταχύτητας κυματων για α) γεωλογικες μοναδες με κατηγοριοποιήσεις του NATIONALEARTHQUAKEREDUCTIONPROGRAM (NEHRP) SITECLASSD και β) γεωλογικες μοναδες με NEHRPSITECLASSC ΚΑΤΗΓΟΡΙΟΠΟΙΗΣΕΙΣ. Error! Bookmark not defined.	
Εικόνα 52: Προφίλ ταχυτητων σεισμικων κυματων για ολες τις γεωλογικες μοναδες. Error! Bookmark not defined.	
Εικόνα 53: Κατηγοριοποιησεις σεισμικων κυματων και χαρτησ μικροζωνωσεων για το PORTAUPRINCE, AITH.....	82
Εικόνα 54: Στα αριστερα σημειωνονται τα κεντρα του ελληνικου ηφαιστειακου τοξου (1=σουσακι, 2=αιγινα, 3=μεθανα, 4=πορος, 5=μηλος, 6=κιμωλος, 7=σαντορινη, 8=κολουμπο, 9=κωσ, 10=νισυρος και 11= γυαλι.)	100
Εικόνα 55: Σχηματικη στρωματογραφικη στηλη της γεωλογικησ δομης της νησου κω.....	101
Εικόνα 56: Απλοποιημενος γεωλογικος χαρτησ της νησου κω(τριανταφυλλη, 1991).	102
Εικόνα 57: Γεωγραφικη εξαπλωση επι ξηρας του τοφου της κω στην ευρυτερη περιοχη κω- νισυρου(allenandcas 1998b). Ενθετα επισημαινεται η γεωγραφικη θεση της ευρυτερης περιοχης κω-νισυρου(κοκκινο παραλληλογραμμο) και το ελληνικο ηφαιστειακο τοξο(κοκκινη διακεκομμενη γραμμη).	106
Εικόνα 58: Στρωματογραφικη στηλη της τοφου της κω οπως εμφανιζεται στην κω(allen, 1999).	108

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η επιστήμη της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής αναλύει και χρησιμοποιεί φυσικά φαινόμενα που υφίστανται ή δημιουργούνται στη Γη, κάνει μετρήσεις χαρακτηριστικών μεγεθών αυτών στην επιφάνεια, στον αέρα ή μέσα στη Γη, με σκοπό την αποτύπωση της μορφής του υπεδάφους που χαρακτηρίζεται κάθε φορά από συγκεκριμένες φυσικές ιδιότητες. Τέτοια φυσικά φαινόμενα είναι ο ηλεκτρισμός, ο μαγνητισμός, η βαρύτητα, ο ηλεκτρομαγνητισμός, η διάδοση σεισμικών κυμάτων κλπ., ενώ χαρακτηριστικές φυσικές ιδιότητες είναι αντίστοιχα η πυκνότητα, η μαγνητική επιδεκτικότητα, η διηλεκτρική σταθερά, η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, η αγωγιμότητα και το αντίστροφο της η ειδική αντίσταση κλπ.

Με λίγα λόγια, σκοπός της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής είναι ο εντοπισμός και η απεικόνιση δομών στο στερεό φλοιό της γης, τόσο επιφανειακών (σε βάθος μερικών μέτρων) όσο και βαθύτερων (σε ορισμένες περιπτώσεις μέχρι και μερικές χιλιάδες μέτρα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, όπως στην περίπτωση ερευνών για υδρογονάνθρακες). Χαρακτηριστικά, οι δομές αυτές μπορεί να είναι σύγκλινα, αντίκλινα, γεωλογικά ρήγματα, δομές άλατος, κοιτάσματα, αποθέσεις αργίλου κλπ. Επί του πρακτέου, η σημασία της απεικόνισης όλων αυτών των δομών με τη χρήση των γεωφυσικών μεθόδων είναι μεγάλη καθώς βοηθάει στον εντοπισμό κοιτασμάτων πετρελαίου, υδροφόρων σχηματισμών, αρχαιοτήτων, κοιτασμάτων μεταλλεύματος, ενώ παρέχει σημαντικές πληροφορίες για την ασφαλή κατασκευή δομικών έργων και λοιπών κατασκευών. Πολλές φορές μάλιστα, η εφαρμογή των γεωφυσικών μεθόδων σε συνδυασμό με τη γεωλογική γνώση συνιστά το μοναδικό τρόπο εύρεσης λύσης στα παραπάνω προβλήματα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

Εισαγωγή

Οι σεισμικές μέθοδοι, οι οποίες εφαρμόζονται κυρίως στη σεισμική έρευνα και αποτελούν ενεργητικές γεωφυσικές μέθοδοι. Η κίνηση του εδάφους, που προκαλείται από κάποια πηγή στη σεισμική διασκόπηση, μετριέται σε διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι οι σημαντικότερες γεωφυσικές τεχνικές, τόσο λόγω του κόστους, όσο και από το πλήθος των επιστημόνων που καταπιάνονται με αυτές. Από τα κυριότερα πλεονεκτήματά τους είναι η μεγάλη τους ακρίβεια και ανάλυση, καθώς και η διεισδυτικότητά τους. Οι σεισμικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως στην αναζήτηση πετρελαίου, όπου η όρυξη μιας ερευνητικής γεώτρησης σπάνια αποφασίζεται χωρίς τη λήψη σεισμικών δεδομένων. Οι σεισμικές μέθοδοι είναι επίσης πολύ χρήσιμες σε γεωτεχνικές μελέτες, όπου χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό του βάθους του βραχώδους υποβάθρου, κατά τη θεμελίωση μεγάλων τεχνικών έργων, καθώς επίσης και για τον εντοπισμό δομών, όπως υπόγεια κανάλια, όπου μπορεί να βρίσκονται συγκεντρωμένα βαρέα ορυκτά.

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Τα σεισμικά κύματα είναι φορείς που μεταφέρουν πληροφορία για τη δομή του εσωτερικού της γης. Τα κύματα αυτά προκαλούν την ταλάντωση των υλικών σημείων, γεγονός που σημαίνει ότι τα σωματίδια της ύλης απομακρύνονται από τη θέση ισορροπίας τους προσωρινά, κινούμενα μπροστά – πίσω μέχρι να σταματήσουν. Η ικανότητα του υλικού να παραμορφωθεί προσωρινά με το πέρασμα των σεισμικών κυμάτων μπορεί να περιγραφεί από τις ελαστικές ιδιότητές του. Αυτές οι φυσικές ιδιότητες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για το διαχωρισμό των διαφορετικών υλικών. Οι ελαστικές σταθερές επιδρούν στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα υλικά αυτά.

Κυρίως χρησιμοποιούνται ελεγχόμενες σεισμικές πηγές, οι οποίες παρέχουν πληροφορίες τόσο για τις σεισμικές ταχύτητες, όσο και για τη στρωματογραφία του φλοιού της γης. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τη χαρτογράφηση του υποβάθρου, τα πάχη του φλοιού και τη σεισμική ταχύτητα του ανώτερου μανδύα της γης. Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης απεικονίζει καλύτερα και με λεπτομέρεια τη στρωματογραφική δομή των ιζηματογενών λεκανών και δίδει μια γενική δομή για το βαθύτερο φλοιό της γης. Η σεισμική ταχύτητα για βαθύτερα μέρη της γης υπολογίζεται με τη μελέτη των σεισμικών κυμάτων που προέρχονται από ένα μεγάλο σεισμό.

2.2 ΕΛΑΣΤΙΚΕΣ ΣΤΑΘΕΡΕΣ

Οι σεισμικές μέθοδοι στηρίζονται στη διάδοση κυμάτων σε ελαστικό μέσο. Ένα ελαστικό μέσο ορίζεται ως εξής:

- Ισότροπο, όταν σε κάθε σημείο του όλα τα ανύσματα σεισμικής ταχύτητας έχουν το ίδιο μέτρο, ανεξάρτητα από τη φορά τους.
- Ομοιογενές, όταν έχουμε ίσα ανύσματα σεισμικής ταχύτητας σε όλα του τα σημεία.

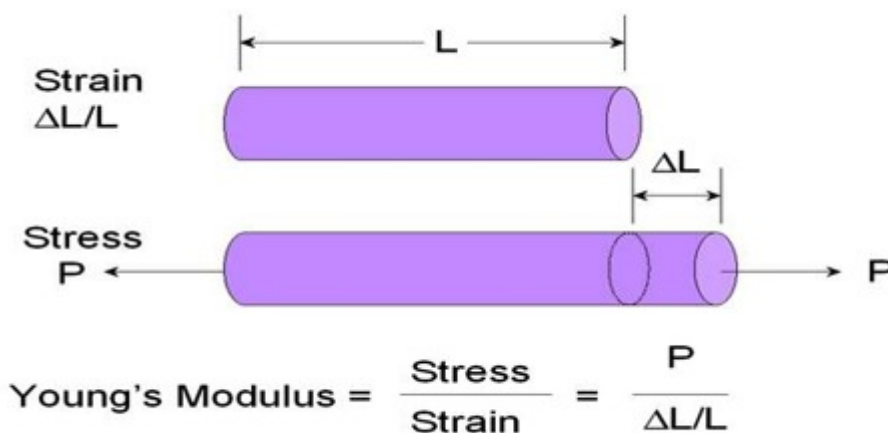
Χάρη απλοποίησης της περιγραφής της διάδοσης σεισμικών κυμάτων, το μέσο διάδοσης θεωρείται ομοιογενές και ισότροπο, δηλαδή η διάδοση των σεισμικών ακτινών είναι ίδια ανεξάρτητα της κατεύθυνσης και της θέσης στο μέσο.

Ο τρόπος και η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων μέσω των υλικών ελέγχεται από τις ελαστικές ιδιότητές τους. Τα υλικά που υπακούουν στο νόμο του Hook είναι ελαστικά με γραμμική σχέση ανάμεσα στην τάση και την παραμόρφωση.

2.2.1 Μέτρο του Young ή μέτρο διαμήκουσ ελαστικότητας E .

Είναι το μέτρο του λόγου της τάσης προς την παραμόρφωση δίνεται από τη σχέση

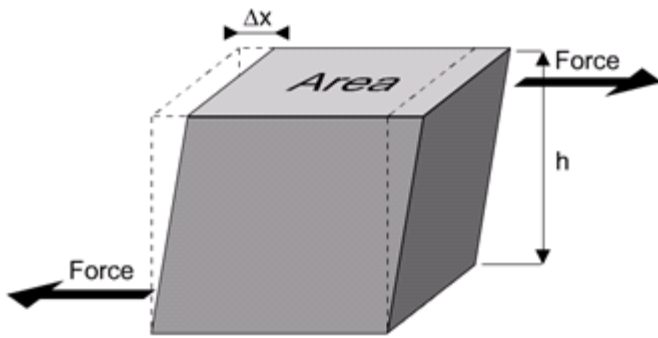
$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} = \frac{F \cdot l}{A \cdot \Delta l}$$



Εικόνα 1: Μέτρο ελαστικότητας

Το αντίστροφο του E , δηλαδή το $1/E$, ονομάζεται συντελεστής ελαστικότητας.

1. Μέτρο Ακαμψίας ή Διατμητικής Ελαστικότητας, κ (Rigidity ή Shear modulus). Είναι το μέτρο του λόγου τάσης προς την παραμόρφωση, που έχει σαν αποτέλεσμα να παραμορφωθεί το σώμα χωρίς την αλλαγή του όγκου του.



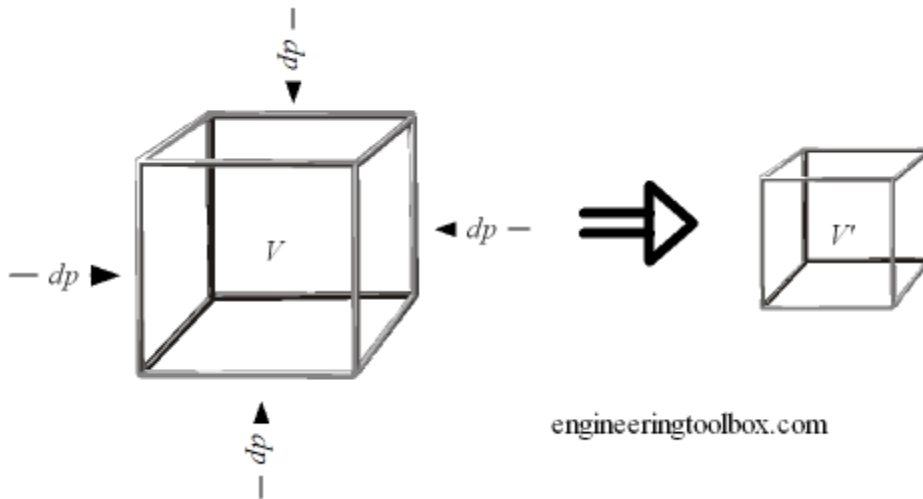
Εικόνα 2: Μέτρο ακαμψίας

$$\mu = \frac{F/A}{\tan\theta}$$

2.2.2 Μέτρο κυβικής ελαστικότητας, k (Bulk modulus).

Είναι το μέτρο του λόγου τάσης προς την παραμόρφωση, με αποτέλεσμα την μεταβολή του όγκου που δίνεται από τη σχέση

$$k = \frac{F/A}{\Delta V/V} = \frac{F * V}{\Delta V * A}$$



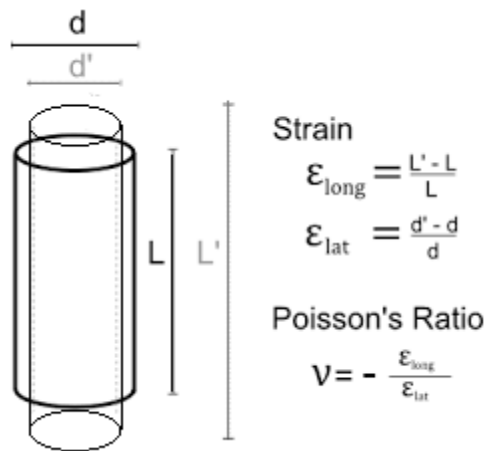
Εικόνα 3: Μέτρο κυβικής ελαστικότητας

Το αντίστροφο του k , δηλαδή το $1/k$, ονομάζεται συντελεστής συμπίεστότητας.

- Λόγος του Poisson, σ .

Είναι το μέτρο της μεταβολής του σχήματος ενός ελαστικού σώματος και εκφράζεται από τη σχέση:

$$\sigma = \frac{\Delta d/d}{\Delta l/l}$$



Εικόνα 4: Λόγος του Poisson.

Ο λόγος του Poisson δεν μπορεί ποτέ να ξεπεράσει την τιμή 0,5. Για τα περισσότερα πετρώματα είναι περίπου 0,25. Οι τιμές κυμαίνονται από 0,05 για τα πολύ σκληρά μέχρι 0,45 για τα πολύ μαλακά – χαλαρά υλικά.

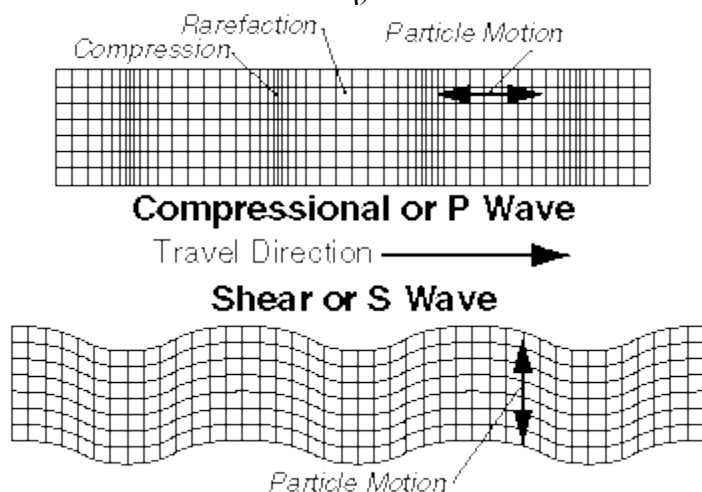
2.3 ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

2.3.1 Κύματα χώρου (Body waves)

Εφόσον κάθε ελαστικό μέσο μπορεί να υποστεί δύο είδη παραμορφώσεων, τη συμπιεστική και την εφαπτομενική, έτσι και όλα τα ελαστικά κύματα είναι δύο ειδών, τα επιμήκη και τα εγκάρσια.

- Επιμήκη κύματα.
Είναι κύματα τα οποία σχετίζονται με τη μεταβολή του όγκου ή της πυκνότητας του μέσου διάδοσης. Λέγονται και P κύματα και είναι τα πρώτα που φθάνουν και καταγράφονται στους σεισμολογικούς σταθμούς. Διαδίδονται και σε στερεό και σε υγρό μέσο και δεν είναι τόσο καταστρεπτικά όσο τα εγκάρσια κύματα.
Λέγονται επίσης και κύματα συμπίεσης, γιατί δημιουργούν διαδοχικές συμπιέσεις και αραιώσεις στα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης, παράλληλες προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος.
- Εγκάρσια κύματα.
Είναι κύματα τα οποία διαδίδονται με διατμητική μόνο ελαστική παραμόρφωση του μέσου διάδοσης, δηλαδή τα υλικά σημεία πολώνονται σε ορθή γωνία προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Λέγονται και S κύματα και φθάνουν μετά τα P στους σταθμούς καταγραφής. Δεδομένου ότι τα υγρά δεν επιδέχονται διατμητικές τάσεις, τα εγκάρσια κύματα δεν

διαδίδονται σε υγρό μέσο, σε ρευστοποιημένο δε μέσο το πλάτος τους μειώνεται σημαντικά. (Βασικές Έννοιες Σεισμολογίας, Κ. Σπυράκος, Ε. Τουτουδάκη)



Εικόνα 5: Κύματα s και p.

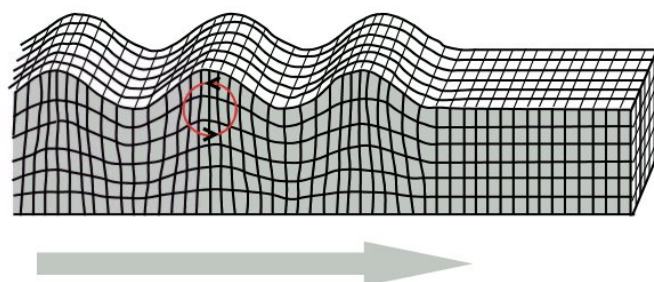
2.3.2 Επιφανειακά κύματα

Είναι τα κύματα τα οποία περιορίζονται στην ελεύθερη επιφάνεια της γης, τα πλάτη τους δηλαδή είναι μεγάλα κοντά στην επιφάνεια της γης και ελαττώνονται όσο αυξάνεται το βάθος. Λόγω της μικρής τους συχνότητας, του αυξημένου πλάτους και της μεγάλης τους διάρκειας είναι ιδιαίτερος καταστροφικά. Τα κύματα αυτά έχουν την μικρότερη ταχύτητα διάδοσης από όλα τα είδη σεισμικών κυμάτων και διακρίνονται σε δύο τύπους, στα κύματα Rayleigh και τα Love.

- **Κύματα Rayleigh**

Κατά την διάδοση των κυμάτων αυτών τα υλικά σημεία του μέσου μετάδοσης διαγράφουν ελλειπτικές τροχιές των οποίων οι μεγάλοι άξονες είναι κατακόρυφοι προς την διεύθυνση μετάδοσης του κύματος οι δε μικροί παράλληλοι προς αυτήν. Το πλάτος ταλάντωσης μειώνεται εκθετικά με το βάθος, λόγω δε μικρότερης ταχύτητας καταγράφονται από τα οριζόντια και κατακόρυφα σεισμόμετρα πάντα τελευταία.

Rayleigh Wave

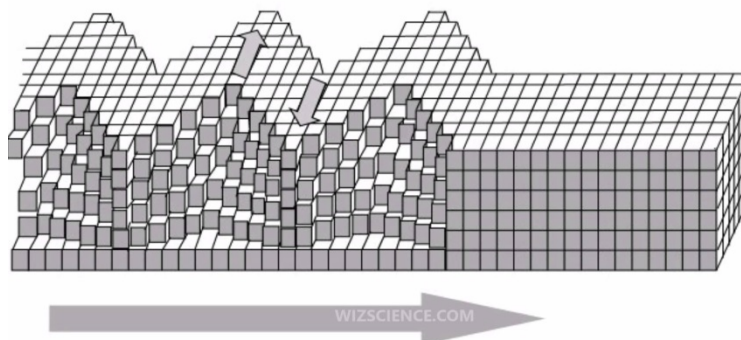


Εικόνα 6: Κύμα Rayleigh.

- **Κύματα Love**

Για την δημιουργία τους είναι απαραίτητη η ύπαρξη στρώματος ορισμένου πάχους πάνω σε ημιχώρο. Κατά την διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου κινούνται με οριζόντιες ταλαντώσεις κάθετες στη διεύθυνση διάδοσης, πρόκειται δηλαδή για κύματα οριζοντίως πολωμένα. Επειδή ακριβώς δεν διαθέτουν κατακόρυφη συνιστώσα, αναγράφονται μόνο από τους οριζόντιους σειсмоγράφους. (Βασικές Έννοιες Σεισμολογίας, Κ. Σπυράκος, Ε. Τουτουδάκη)

Love Wave



Εικόνα 7: Κύμα Love.

2.3.3 Ταχύτητες Διάδοσης των Σεισμικών Κυμάτων στα Διάφορα Πετρώματα.

Λόγω των διαφορών που παρουσιάζουν ως προς τη σύνθεση, τη δομή, το πορώδες, το σχήμα των κόκκων, το βαθμό διάταξής τους και τα ρευστά, τα διάφορα πετρώματα διαφέρουν ως προς τις ελαστικές τους παραμέτρους και τις πυκνότητές τους με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζονται από διαφορετικές ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό τους. Η γνώση της ταχύτητας των διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων των στρωμάτων είναι σημαντική γιατί χρησιμοποιείται στις σεισμικές έρευνες για την μετατροπή των χρόνων διάδοσης σε βάθος και γιατί δίνει την πρώτη ένδειξη για τους σχηματισμούς και τη λιθολογία του υπεδάφους, αλλά και τη φύση των ρευστών στους πόρους τους.

Μελέτες πάνω στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα πετρώματα οδηγούν στους εξής εμπειρικούς κανόνες:

1. Η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων P αυξάνει με την πίεση (δραστικά πάνω από τα 100MPa).
2. Οι σεισμικές ταχύτητες στον ψαμίτη και στο σχιστόλιθο δείχνουν συστηματική αύξηση με το βάθος και την ηλικία του σχηματισμού λόγω προοδευτικής συμπύκνωσης και συγκόλλησης
3. Στη μεγάλη σειρά των ιζηματογενών πετρωμάτων η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων P σχετίζεται με την πυκνότητα και έτσι η πυκνότητα των σχηματισμών σε πολύ μεγάλο βάθος είναι δυνατόν να υπολογιστεί μέσω των ταχυτήτων που

βρίσκονται με σεισμικές μεθόδους.

Στη μεγάλη σειρά ιζηματογενών πετρωμάτων η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων P σχετίζεται με την πυκνότητα. Έτσι η πυκνότητα σχηματισμών σε μεγάλο βάθος είναι δυνατόν να υπολογιστεί μέσω των ταχυτήτων που ευρίσκονται με σεισμικές μεθόδους.

Πίνακας 1: Σεισμικές ταχύτητες των p κυμάτων για διάφορα υλικά.

Υλικό	Vp(Km/s)
Μη στρωματομενά πετρώματα	
Άμμος (ξηρή)	0.2 – 1.0
Άμμος (κορεσμένη)	1.5 – 2.0
Άργιλος	1.0 – 2.5
Μόνιμο στρώμα πάγου	3.5 – 4.0
Ιζηματογενή πετρώματα	
Ψαμμίτες	2.0 – 6.0
Τεταρτογενής Ψαμμίτης	2.0 – 2.5
Ανθρακούχος Ψαμμίτης	4.0 – 4.5
Κάμβριος Χαλαζίτης	5.5 – 6.0
Ασβεστόλιθοι	2.0 – 6.0
Κρητιδικός Ασβεστόλιθος	2.0 – 2.5
Βιοκλαστικός Ασβεστόλιθος	3.0 – 4.0
Ανθρακούχος Ασβεστόλιθος	5.0 – 5.5
Δολομίτες	2.5 – 6.5
Ορυκτό Άλας	4.5 – 5.0
Ανυδρίτης	4.5 – 6.5
Γύψος	2.0 – 3.5
Πυριγενή / Μεταμορφωμένα Πετρώματα	
Γρανίτης	5.5 – 6.0
Γάββρος	6.5 – 7.0
Υπερμαφικά πετρώματα	
Σερπεντινίτης	5.5 – 6.5
Ρευστά πόρων	
Αέρας	0.3
Νερό	1.4 – 1.5
Πάγος	3.4

Πετρέλαιο	1.3 – 1.4
Άλλα υλικά	
Χάλυβας	6.1
Σίδηρος	5.8
Αλουμίνιο	6.6
Σκυρόδεμα	3.6

2.3.4 Εξασθένιση της Σεισμικής Ενέργειας

Καθώς ένας σεισμικός παλμός διαδίδεται η αρχική ενέργεια E , η οποία μεταδίδεται από την πηγή, διανέμεται σε μία σφαίρα με διαρκώς αυξανόμενη ακτίνα. Εάν η ακτίνα της σφαίρα είναι r η ποσότητα της ενέργειας που περιλαμβάνεται σε μια μοναδιαία περιοχή της είναι $E/4\pi r^2$. Κατά μήκος μιας ακτινικής διαδρομής λοιπόν η ενέργεια της ακτίνας μειώνεται συναρτήσει του r^2 , λόγω της επίδρασης της γεωμετρικής διάδοσης της ενέργειας, ενώ το πλάτος του κύματος, το οποίο σε ομογενές υλικό είναι ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της ενέργειας του κύματος, μειώνεται συναρτήσει του αντιστρόφου της ακτίνας.

Μια επιπλέον αιτία απώλειας ενέργειας, κατά μήκος μιας σεισμική ακτίνας, οφείλεται στην ατελή ελαστικότητα του εδάφους, όσον αφορά στην απόκρισή του στη διέλευση σεισμικών κυμάτων. Η ελαστική ενέργεια απορροφάται βαθμιαία από το μέσο, λόγω εσωτερικών απωλειών τριβής, γεγονός το οποίο οδηγεί τελικά στην πλήρη εξαφάνισή της. Ο συντελεστής απορρόφησης α εκφράζει το ποσοστό της ενέργειας το οποίο χάθηκε, κατά τη μετάδοση του σεισμικού παλμού, σε απόσταση ίση με ένα πλήρες μήκος κύματος λ .

Για το εύρος των συχνοτήτων που χρησιμοποιούνται στη σεισμική διασκόπηση, ο συντελεστής απορρόφησης θεωρείται ότι είναι ανεξάρτητος της συχνότητας. Εάν η ποσότητα απορρόφησης ανά μήκος κύματος είναι σταθερή, είναι προφανές ότι τα κύματα υψηλών συχνοτήτων εξασθενούν ταχύτερα από αυτά που χαρακτηρίζονται από χαμηλότερες συχνότητες, συναρτήσει του χρόνου ή της απόστασης.

2.4 ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που χρησιμοποιείται στη βαρυτομετρική, τη μαγνητική ή ακόμα και στην γεωηλεκτρική διασκόπηση, η πολυπλοκότητα και το μέγεθος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στη σεισμική διασκόπηση είναι εντυπωσιακά. Ένα τυπικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω:

1. Σεισμική πηγή (Seismic Source) - Πρόκειται για συσκευές που διοχετεύουν σεισμική ενέργεια στο έδαφος. Μπορεί να διαφέρουν πολύ σε μέγεθος και πολυπλοκότητα. Όλες όμως έχουν τα εξής κοινά χαρακτηριστικά:

- Μεγάλη ταχύτητα επανάληψης εκπομπής κύματος.
 - Σταθερότητα στη μορφή της κυματομορφής.
 - Μεγάλη ασφάλεια και μικρό κόστος συντήρησης.
 - Ικανότητα για απόδοση αρκετής ενέργειας.
 - Μικρή χρονική διάρκεια του σεισμικού κύματος.
 - Ελαχιστοποίηση του προκαλούμενου σεισμικού θόρυβου.
2. Σεισμικοί Φωρατές – αποτελούν διατάξεις οι οποίες μετατρέπουν τις σεισμικές δονήσεις σε ηλεκτρικό σήμα. Οι σεισμικοί φωρατές ξηράς (γεώφωνα) βασίζονται στο ηλεκτρομαγνητικό φαινόμενο, ενώ οι θαλάσσιοι σεισμικοί φωρατές (υδρόφωνα) βασίζονται στο πιεζοηλεκτρικό φαινόμενο.
- i. *Γεώφωνα*
Αποτελούνται από ένα κινούμενο πηνίο και ένα μόνιμο μαγνήτη, στερεωμένο στο στέλεχος του οργάνου. Μόλις τα σεισμικά κύματα φτάσουν στο γεώφωνο, προκαλείται μια σχετική κίνηση του πηνίου ως προς το μαγνήτη, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ηλεκτρεγερτικής δύναμης στα άκρα του πηνίου που είναι ανάλογη της ταχύτητας κίνησης του εδάφους. (Αποστολόπουλος, 2008)
- ii. *Υδρόφωνα*
Οι διατάξεις αυτές χρησιμεύουν για την ανίχνευση των κυμάτων πίεσης που προκαλούν οι θαλάσσιες σεισμικές πηγές. Οι μεταβολές πίεσης διαβιβάζονται μέσω του κελύφους του οργάνου επάνω σε λεπτά φύλλα χαλαζία, αναπτύσσοντας έτσι πιεζοηλεκτρικές τάσεις που είναι ανάλογες των μεταβολών πίεσης. Επομένως τα υδρόφωνα μετρούν επιταχύνσεις παρά ταχύτητες. Τα υδρόφωνα ευρίσκονται μέσα σε κατάλληλα σεισμικά καλώδια, τα οποία σύρονται μαζί με συστοιχίες αεροβόλων από κατάλληλα διαμορφωμένα πλοία.
3. Σύστημα Καταγραφής (Recording System) – Σεισμογράφοι, οι οποίοι αποτελούν συσκευές καταγραφής των σημάτων όπου κάθε γεώφωνο αντιστοιχεί σε κάθε κανάλι. Για γεωτεχνικές εφαρμογές χρησιμοποιούνται σεισμογράφοι 24 καναλιών που έχουν και δυνατότητες ενίσχυσης του σήματος ή εφαρμογής φίλτρων ανάλογα με το είδος του θορύβου.

2.5 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ

1. Εκρηκτικά

Συνήθως στη Γεωφυσική χρησιμοποιούνται δύο τύποι: Τρινιτροτολουόλιο και Νιτρικό αμμώνιο. Τα εκρηκτικά συνήθως τοποθετούνται μέσα σε γεωτρήσεις, κάτω από το

επιφανειακό στρώμα ή τον υδροφόρο ορίζοντα, για να ελαχιστοποιηθεί ο θόρυβος και να αυξηθεί η διάδοση της σεισμικής ενέργειας.

2. Σφυρί και Πίπτον Βάρος

Το σεισμικό σφυρί έχει βάρος 3 ή 5 kg. Στην περίπτωση αυτή ο χειριστής κραδαίνει στο έδαφος. Αντί να χτυπάει απευθείας το έδαφος, είναι πιο σύνηθες, για καλύτερη ζεύξη, να χτυπάει μια μεταλλική πλάκα που βρίσκεται ακουμπισμένη (με καλή επαφή) στο έδαφος. Η σφύρα συνήθως συνδέεται με το σύστημα καταγραφής με καλώδιο. Μία ισχυρότερη σε απόδοση πηγή κρούσης είναι το πίπτον βάρος (dropping weight) το οποίο αποτελείται από ένα μεταλλικό δίσκο διαμέτρου 60 cm περίπου και βάρους 120 έως 150 kg ο οποίος πέφτει ελεύθερα από ύψος 2m περίπου και κρούει το έδαφος.

3. Vibroseis

Το σύστημα είναι τοποθετημένο σε κατάλληλο φορτηγό. Το φορτηγό ανυψώνεται στηριζόμενο σε μια μεταλλική πλάκα που εφάπτεται του εδάφους. Χρησιμοποιούνται υδραυλικοί δονητές και η δόνηση μεταφέρεται στην πλάκα.

4. Αεροβόλα (Airgun)

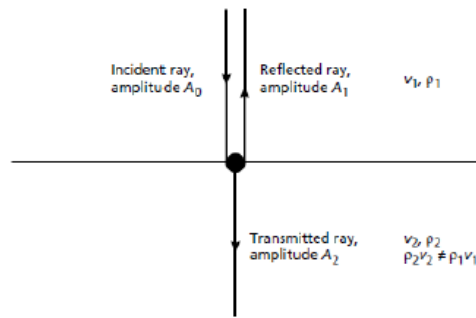
Αποτελούν τις πιο συνηθισμένες θαλάσσιες σεισμικές πηγές. Περιέχουν σε θάλαμο αέρα υπό μεγάλη πίεση (10-15 MPa) ο οποίος εκτονώνεται στο νερό και προκαλεί δονήσεις. Υπάρχουν αεροβόλα διαφόρων διαστάσεων ώστε να μπορεί να επιτευχθεί η παραγωγή κυμάτων διαφόρων συχνοτήτων και ενεργειών.

2.6 ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΑΚΤΙΝΕΣ ΣΕ ΜΕΣΟ ΜΕ ΣΤΡΩΣΕΙΣ

Στη διεπιφάνεια μεταξύ δύο στρώσεων πετρωμάτων παρουσιάζεται αλλαγή στην ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, η οποία οφείλεται στις διαφορετικές φυσικές ιδιότητες των στρωμάτων.

Σε μια τέτοια διεπιφάνεια η ενέργεια ενός σεισμικού παλμού διαιρείται σε διερχόμενους και ανακλώμενους σεισμικούς παλμούς. Τα σχετικά πλάτη των παλμών αυτών, σε σχέση με τις ταχύτητες και τις πυκνότητες των δύο στρωμάτων, δίνονται από τις εξισώσεις του Zoeppritz. (Telford et al. 1976)

-Σεισμική Μέθοδος-



Εικόνα 8: Κατακόρυφα προσπίπτουσα σεισμική ακτίνα (keagy&brooks).

Όπως φαίνεται από την Εικόνα, μια διερχόμενη σεισμική ακτίνα, πλάτους A_2 κινείται μέσα από τη διεπιφάνεια, με την ίδια διεύθυνση με αυτή της προσπίπτουσας ακτίνας, ενώ μια ανακλώμενη ακτίνα, πλάτους A_1 και αντίθετης διεύθυνσης, επιστρέφει στην επιφάνεια.

Η ολική ενέργεια της διερχόμενης και ανακλώμενης σεισμικής ακτίνας θα πρέπει να ισούται με την ενέργεια της αρχικά προσπίπτουσας ακτίνας. Οι σχετικές αναλογίες της ενέργειας που διέρχεται και αυτής που ανακλάται καθορίζονται από την αντίθεση ακουστικής εμπίδησης (Z) κατά μήκος της διεπιφάνειας. Η ακουστική εμπίδηση ενός πετρώματος είναι το γινόμενο της πυκνότητάς του επί την ταχύτητα των P-κυμάτων που το χαρακτηρίζει. Δηλαδή:

$$Z = \rho * v$$

Ο συντελεστής ανάκλασης (R) είναι ο λόγος του πλάτους A_1 της ανακλώμενης ακτίνας προς το πλάτος A_0 της προσπίπτουσας. Δηλαδή:

$$R = \frac{A_1}{A_0}$$

Για μια κατακόρυφα προσπίπτουσα ακτίνα, ο συντελεστής R με τη λύση των εξισώσεων του Zoerppritz, γράφεται:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} R = \frac{z_2 - z_1}{z_2 + z_1}$$

Όπου:

ρ_1, ρ_2 : οι πυκνότητες του πρώτου και δεύτερου στρώματος αντίστοιχα v_1, v_2

v_1, v_2 : οι ταχύτητες των P-κυμάτων πρώτου και δεύτερου στρώματος, Z

Z_1, Z_2 : οι ακουστικές εμπεδήσεις πρώτου και δεύτερου στρώματος.

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι: $-1 \leq R \leq +1$

Αρνητικές τιμές για το R συνεπάγονται αλλαγή φάσης κατά π (180ο) στην ανακλώμενη ακτίνα.

Ο συντελεστής διάδοσης (T_a) είναι ο λόγος του πλάτους A_2 της διερχόμενης ακτίνας, προς το πλάτος A_0 της προσπίπτουσας. Δηλαδή: $T=A_2/A_0$

Για μια κατακόρυφα προσπίπτουσα ακτίνα, ο συντελεστής T με τη λύση των εξισώσεων του Zoeppritz, γράφεται:

$$T = \frac{2\rho_1 v_1}{v_2 \rho_2 + \rho_1 v_1} \Rightarrow T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Οι συντελεστές ανάκλασης και διάδοσης εκφράζονται μερικές φορές, συναρτήσει της ενέργειας αντί του πλάτους των σεισμικών κυμάτων. Εάν η ένταση της ενέργειας ορίζεται ως η ποσότητα της ενέργειας η οποία διέρχεται από μια μοναδιαία περιοχή, κάθετα στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος, σε μοναδιαίο χρόνο, έτσι ώστε I_0 , I_1 και I_2 να είναι οι εντάσεις της προσπίπτουσας, ανακλώμενης και διερχόμενης ενέργειας αντίστοιχα, έχουμε:

$$R' = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2$$

$$T' = \frac{I_2}{I_0} \Rightarrow T' = \left(\frac{4Z_1 Z_2}{Z_2 + Z_1} \right)^2$$

Όπου:

R' και T' : οι συντελεστές ανάκλασης και διάδοσης αντίστοιχα εκφρασμένοι συναρτήσει της ενέργειας.

Εάν ο συντελεστής ανάκλασης έχει μηδενική τιμή, όλη η προσπίπτουσα ενέργεια διέρχεται από τη διεπιφάνεια. Αυτή είναι η περίπτωση της μη ύπαρξης διαφοράς των ακουστικών εμπεδήσεων κατά μήκος μιας διεπιφάνειας ($Z_2 = Z_1$), ακόμη και εάν οι τιμές της πυκνότητας και της συχνότητας των P-κυμάτων διαφέρουν στα δύο στρώματα.

Εάν ο συντελεστής ανάκλασης ισούται με -1 ή $+1$, όλη η προσπίπτουσα ενέργεια ανακλάται. Μια καλή προσέγγιση της περίπτωσης αυτής αποτελεί η ελεύθερη επιφάνεια υδάτινου στρώματος ($R \approx -0,9995$).

Οι τιμές του συντελεστή R για διεπιφάνειες μεταξύ διάφορων τύπων πετρωμάτων, σπάνια υπερβαίνουν το $\pm 0,5$ και συνήθως είναι μικρότερες από $\pm 0,2$. Ως εκ τούτου, το σύνολο της σεισμικής ενέργειας η οποία προσπίπτει σε ένα πέτρωμα διαδίδεται, ενώ ένα μικρό ποσοστό αυτής ανακλάται.

Ο υπολογισμός του συντελεστή ανάκλασης από τις ταχύτητες διάδοσης των P-κυμάτων είναι εφικτός, με τη χρήση της ακόλουθη εμπειρικής σχέσης (Gardner et al. 1974 και Meckel & Nath. 1977):

$$R = 0,625 \cdot \ln(v_1/v_2)$$

2.7 ΑΝΑΚΛΑΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΘΛΑΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΥΠΟ ΓΩΝΙΑ

Όταν ένα P-κύμα προσπίπτει υπό γωνία σε μια διεπιφάνεια, στην οποία παρουσιάζεται αντίθεση ακουστικών εμπεδήσεων, οι ανακλώμενες σεισμικές ακτίνες δημιουργούνται, όπως και στην περίπτωση της κατακόρυφης πρόσπτωσης. Επιπλέον, ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας πρόσπτωσης των P-κυμάτων μετατρέπεται σε ανακλώμενα και διερχόμενα S-κύματα, τα οποία πολώνονται σε ένα κάθετο επίπεδο.

$$\sin\theta_1/v_1 = \sin\theta_2/v_2 \Rightarrow \sin\theta_1/\sin\theta_2 = v_1/v_2$$

Ας σημειωθεί σε αυτό το σημείο ότι αν $v_2 > v_1$, η σεισμική ακτίνα διαθλάται σχηματίζοντας με την κατακόρυφο γωνία, μεγαλύτερη από τη γωνία πρόσπτωσης.

Ο νόμος του Snell εφαρμόζεται και στην ανακλώμενη ακτίνα και η εφαρμογή του οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η γωνία πρόσπτωσης ισούται με τη γωνία ανάκλασης.

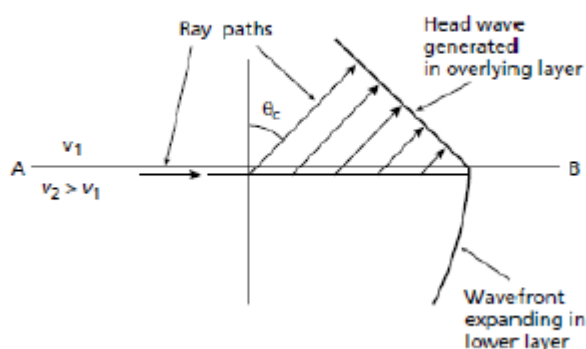
2.8 ΟΡΙΑΚΑ ΔΙΑΘΛΩΜΕΝΑ ΚΥΜΑΤΑ

Όταν η σεισμική ταχύτητα ενός στρώματος είναι μεγαλύτερη από αυτή του υπερκείμενου, υπάρχει μια συγκεκριμένη γωνία πρόσπτωσης, η οποία είναι γνωστή ως οριακή γωνία θ_c , για την οποία η γωνία διάθλασης είναι ίση με 90° . Το γεγονός αυτό δημιουργεί μια διαθλώμενη ακτίνα, η οποία κινείται κατά μήκος της διεπιφάνειας με τη μεγαλύτερη ταχύτητα v_2 . Για οποιαδήποτε μεγαλύτερη γωνία πρόσπτωσης συμβαίνει πλήρης εσωτερική ανάκλαση της ενέργειας πρόσπτωσης.

Η οριακή γωνία θ_c δίνεται από τη σχέση:

$$\sin\theta_c/v_1 = \sin 90^\circ/v_2 \Rightarrow \sin\theta_c = v_1/v_2 \Rightarrow \theta_c = \sin^{-1}(v_1/v_2)$$

Το πέρασμα της ακτίνας, η οποία έχει υποστεί οριακή διάθλαση στην κορυφή του υποκείμενου στρώματος, προκαλεί μια διαταραχή στο ανώτερο στρώμα, η οποία κινείται με ταχύτητα v_2 , δηλαδή μεγαλύτερη από τη σεισμική ταχύτητα v_1 του ανώτερου στρώματος. Η διαταραχή αυτή, η οποία ονομάζεται οριακά διαθλώμενο ή μετωπικό κύμα, διέρχεται υπό γωνία διαμέσου του ανώτερου στρώματος προς την επιφάνεια, επιστρέφοντας τη σεισμική ενέργεια σε αυτήν.



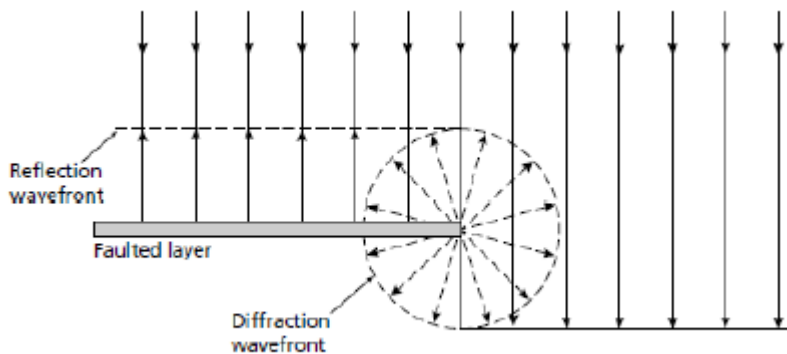
Εικόνα 9: Μετωπικά κύματα.

2.9 ΠΕΡΙΘΛΑΣΗ

Κατά την προηγούμενη προσέγγιση της ανάκλασης και διάθλασης της σεισμικής ενέργειας σε διεπιφάνειες, οι οποίες παρουσιάζουν αντιθέσεις ακουστικής εμπέδησης, υποτέθηκε ότι οι διεπιφάνειες αυτές ήταν ασυνεχείς και χαρακτηρίζονταν από μικρή καμπυλότητα.

Σε απότομες ασυνέχειες διεπιφανειών, ή σχηματισμούς, των οποίων η ακτίνα καμπυλότητας είναι μικρότερη από το μήκος κύματος των κυμάτων πρόσπτωσης, οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης δεν είναι πλέον έγκυροι. Τέτοια φαινόμενα προκαλούν μια ακτινική διασπορά της προσπίπτουσας σεισμικής ενέργειας, γνωστή και ως περίθλαση. Συνήθεις πηγές περίθλασης στο έδαφος είναι τα άκρα των ρωγματωμένων στρωμάτων καθώς και μικρού μεγέθους, απομονωμένα αντικείμενα, όπως ογκόλιθοι σε ένα κατά τ' άλλα ομογενές στρώμα.

Φάσεις περίθλασης συχνά παρατηρούνται σε σεισμικές καταγραφές και μερικές φορές είναι πραγματικά δύσκολο να διαχωριστούν από τις ανακλώμενες και διαθλώμενες φάσεις.



Εικόνα 10: Περίθλαση στο άκρο ρωγματωμένου στρώματος (Keary&brooks).

2.10 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΝΑΚΛΑΣΗ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΑΘΛΑΣΗ

Υπάρχουν, όπως έχει ήδη αναφερθεί, δύο βασικές τεχνικές σεισμικής διασκόπησης του υπεδάφους. Αυτές είναι:

Σεισμική Διάθλαση: κατά την εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης οι χρόνοι άφιξης της αρχικής εδαφικής κίνησης, η οποία παράγεται από μία πηγή, καταγράφονται σε διάφορες αποστάσεις, οι επόμενες αφίξεις απορρίπτονται. Κατά συνέπεια, το σύνολο των δεδομένων που λαμβάνονται με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, αποτελείται από μια σειρά χρόνων συναρτήσεως των αποστάσεων. Οι χρόνοι αυτοί, στη συνέχεια, ερμηνεύονται σε σχέση με το βάθος των υπόγειων επιφανειών ασυνέχεια, καθώς και τις ταχύτητες με τις οποίες η κίνηση ταξιδεύει μέσα σε κάθε στρώμα. Οι ταχύτητες αυτές ελέγχονται από ένα σύνολο φυσικών σταθερών, οι οποίες ονομάζονται ελαστικές παράμετροι και είναι χαρακτηριστικές του υλικού.

Σεισμική Ανάκλαση: Κατά την εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής ανάκλασης, η ανάλυση εστιάζεται στην ενέργεια που καταφθάνει μετά την αρχική εδαφική κίνηση.

Ειδικότερα, η ανάλυση επικεντρώνεται στην εδαφική κίνηση, η οποία δημιουργείται από σεισμικά κύματα που έχουν ανακλαστεί από τις υπόγειες επιφάνειες ασυνέχειας. Από την άποψη αυτή, η μελέτη της ανάκλασης είναι μια ιδιαίτερα εξειδικευμένη έκδοση της ηχητικής βυθοσκόπησης, η οποία χρησιμοποιείται από τα υποβρύχια, τα πλοία και τα συστήματα ραντάρ. Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης, εκτός από τους χρόνους άφιξης, χρησιμοποιεί επίσης, το μέγεθος και το σχήμα της εδαφικής κίνησης, προκειμένου να δώσει πληροφορίες για το υπέδαφος. Οι υπόγειες δομές, μπορεί να είναι πολύπλοκες ως προς το σχήμα τους, αλλά όπως και στην περίπτωση της σεισμικής διάθλασης, ερμηνεύονται σε σχέση με τις ασυνέχειες που χωρίζουν υλικά με διαφορετικές ελαστικές παραμέτρους.

2.11 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

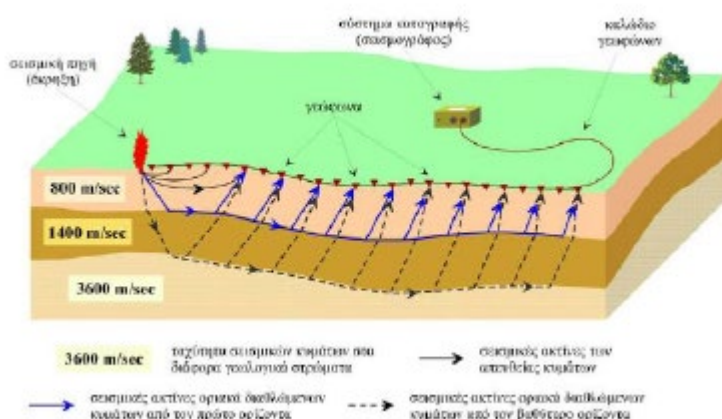
2.11.1 Γενικά

Από μία σεισμική πηγή, αναχωρεί ένα σεισμικό κύμα το οποίο καταφτάνει σε γεώφωνο, που είναι τοποθετημένο σε συγκεκριμένη θέση στην επιφάνεια της γης, με τη μορφή τριών διαφορετικού τύπου διακριτών κυμάτων, τα οποία κινούνται ακολουθώντας διαφορετικές διαδρομές. Τα κύματα αυτά είναι:

- Το απευθείας κύμα, το οποίο διανύει την απόσταση πηγή – γεώφωνο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος.
- Το ανακλώμενο κύμα, το οποίο φτάνει στο γεώφωνο μετά από ανάκλαση στη διεπιφάνεια, κινούμενο με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος.
- Το οριακά διαθλώμενο κύμα, το οποίο φτάνει στο γεώφωνο, διανύοντας ένα τμήμα της διαδρομής του (κατερχόμενος και ανερχόμενος κλάδος) με την ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος και το υπόλοιπο (οριζόντιος κλάδος) με την ταχύτητα του υποκείμενου στρώματος.

2.11.2 Εργασίες Υπαιθρου

Μια διάταξη, εγκατεστημένη στην ύπαιθρο για τη συλλογή σεισμικών δεδομένων, παρουσιάζεται στο σχήμα που ακολουθεί:



Εικόνα 11: Διάταξη για τη συλλογή σεισμικών δεδομένων στην ύπαιθρο (Λούης,2004).

Μια σειρά γεωφώνων, τοποθετημένα σε συγκεκριμένες μεταξύ τους αποστάσεις, είναι συνδεδεμένα με κοινό πολύκλωνο καλώδιο, το καλώδιο γεωφώνων, το οποίο μεταφέρει την πληροφορία που λαμβάνει ο κάθε δέκτης στο σύστημα καταγραφής (σεισμογράφο). Για την παραγωγή σεισμικών κυμάτων διεγείρεται μια σεισμική πηγή. Η διέγερση αυτή πραγματοποιείται, συνήθως, στα άκρα της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων, καθώς και σε άλλες επιλεγμένες θέσεις κατά μήκος του αναπτύγματος.

Η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων και κατά συνέπεια το συνολικό μήκος του αναπτύγματος ποικίλλει, ανάλογα με το είδος του προς επίλυση προβλήματος. Για τη διερεύνηση ρηχών δομών, όπως είναι για παράδειγμα ο εντοπισμός του βραχώδους υποβάθρου, η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης των μερικών μέτρων. Αντίθετα, για τη διερεύνηση βαθέων δομών με παγκόσμιο επιστημονικό ενδιαφέρον, όπως είναι για παράδειγμα ο υπολογισμός του βάθους της ασυνέχειας Moho, η απόσταση μεταξύ των γεωφώνων είναι της τάξης των εκατοντάδων ή ακόμα και χιλιάδων μέτρων.

Όσον αφορά στην τοποθέτηση των πηγών με τέτοιο τρόπο, ώστε να εξασφαλίζεται και ο προσδιορισμός της κλίσης τυχόν κεκλιμένων στρωμάτων, χρησιμοποιείται συνδυασμός των εξής μεθόδων:

Της συμβατικής μεθόδου (Conventional reversed profile with end shots), η οποία περιλαμβάνει πυροδότηση της πηγής και στα δύο άκρα της γραμμής του αναπτύγματος των γεωφώνων, ενώ καταγράφονται οι σεισμικές αφίξεις κατά μήκος της γραμμής και από τις δύο πυροδοτήσεις.

Της μεθόδου διαίρεσης του αναπτύγματος (Split-profile method – Johnson 1976), η οποία περιλαμβάνει την καταγραφή προς τα έξω και προς τις δύο κατευθύνσεις, από ένα κεντρικό σημείο πυροδότησης.

Αυτό που προκύπτει είναι η πραγματοποίηση τριών πυροδοτήσεων κατά μήκος της σεισμικής γραμμής (μία σε κάθε άκρο και μία στο κέντρο). Με την κεντρική πυροδότηση επιδιώκεται ο προσδιορισμός της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στο πρώτο επιφανειακό στρώμα, ενώ με τη συμβατική μέθοδο ο προσδιορισμός της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα στο επόμενο ή στα επόμενα στρώματα.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, εάν το πάχος για παράδειγμα του πρώτου στρώματος είναι πολύ μεγάλο, οπότε ο εντοπισμός του δεύτερου στρώματος καθίσταται δυσχερής, ενδέχεται να πραγματοποιηθούν ακόμα δύο πυροδοτήσεις, έξω από τη γραμμή διασκόπησης. Για την πραγματοποίησή τους, προεκτείνουμε νοητά τη σεισμική γραμμή και προς τα δύο άκρα της, κατά μήκος ίσο περίπου με το μήκος της γραμμής.

2.11.3 Πηγές Θορύβου

Όπως σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους, έτσι και στις σεισμικές ο θόρυβος μπορεί να αλλοιώσει τις σεισμικές παρατηρήσεις μας. Επειδή, όμως, ελέγχουμε τη σεισμική πηγή, μπορούμε να ελέγξουμε και μερικούς τύπους θορύβου. Έτσι, ο θόρυβος χωρίζεται σε δύο είδη:

1. Συναφής θόρυβος

Τα επιφανειακά κύματα είναι χαρακτηριστικό παράδειγμα συναφή θορύβου, καθώς είναι κύματα χαμηλής συχνότητας και μεγάλου πλάτους και καλύπτουν τα κύματα από ανάκλαση. Αποφεύγονται χρησιμοποιώντας φίλτρο χαμηλής αποκοπής.

2. Μη συναφής θόρυβος

- Τυχαίος θόρυβος συχνότητας μικρότερης των 10 Hz
- Άνεμος και κύματα της θάλασσας.
- Ανθρώπινος θόρυβος, αυτοκίνητα, μηχανές, πλοία και αεροπλάνα.
- Ηλεκτρική επίδραση από τα σύρματα της ΔΕΗ και τις ηλεκτρικές καταιγίδες.
- Θόρυβος οργάνου.
- Σκεδάσεις, που οφείλονται στο ανάγλυφο.

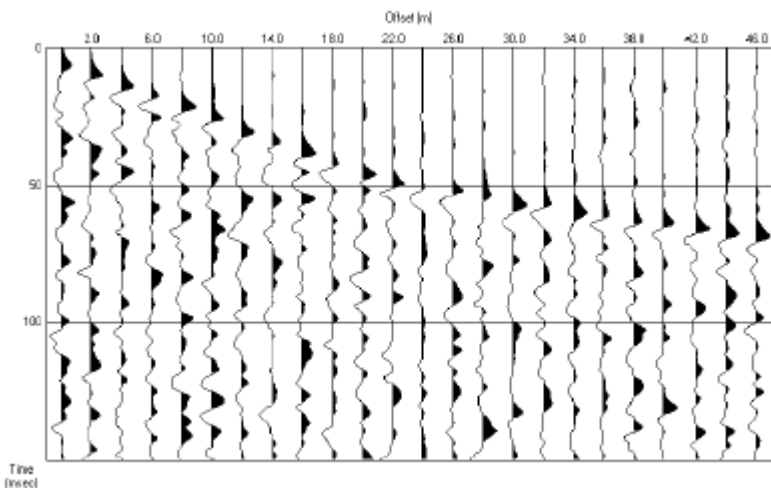
2.11.4 Καταγραφείς της εδαφικής κίνησης

Όταν τα σεισμικά κύματα αλληλεπιδρούν με μία επιφάνεια ασυνέχειας του υπεδάφους, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται μέσω της ασυμφωνίας, ένα μέρος ανακλάται από την επιφάνεια ασυμφωνίας, και αν οι ταχύτητες των μέσων που χωρίζει η ασυμφωνία απεικονίζουν μία αύξηση στην ταχύτητα του διαδιδόμενου κύματος, ένα μέρος της ενέργειας διαβιβάζεται κατά μήκος της επιφάνειας ασυμφωνίας με μορφή οριακά διαθλώμενων κυμάτων.

Η εδαφική κίνηση, η οποία προκαλείται από τα σεισμικά κύματα καταγράφεται από τα γεώφωνα. Η καταγραφή αυτή της εδαφικής κίνησης παρουσιάζεται με τη μορφή διαγραμμάτων, στα οποία απεικονίζεται το ιστορικό της εδαφικής κίνησης σε κάποια συγκεκριμένη θέση. Τα διαγράμματα αυτά, τα οποία ονομάζονται σειсмоγράμματα, είναι διαγράμματα του πλάτους της εδαφικής κίνησης συναρτήσει του χρόνου.

Ωστόσο, επειδή η γνώση του ιστορικού της εδαφικής κίνησης σε κάποια συγκεκριμένη

θέση δεν είναι από μόνη της αρκετή για να επιτρέψει την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη δομή του υπεδάφους, η εδαφική κίνηση καταγράφεται σε πολλούς δέκτες και, κατά συνέπεια, απεικονίζεται ως συνάρτηση του χρόνου και της απόστασης από την πηγή.



Εικόνα 12: Σεισμική καταγραφή κοινής πηγής.

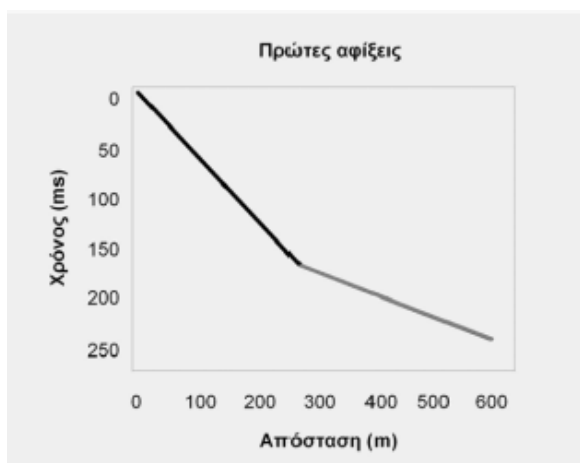
Στην Εικόνα παρουσιάζονται οι καταγραφές 24 γεωφώνων, τοποθετημένων σε σειρά, ανά 2m. Στο διάγραμμα αυτό, ο χρόνος σημειώνεται στον κατακόρυφο άξονα και η απόσταση από την πηγή στον οριζόντιο, ενώ για κάθε κατάλληλη απόσταση πηγής – δέκτη έχει σχεδιαστεί το αντίστοιχο σεισμόγραμμα, το οποίο ονομάζεται σεισμικό ίχνος (seismic trace). Τα διαγράμματα αυτού του τύπου συνήθως καλούνται σεισμικές πηγής κοινής πηγής (common shot seismic records) και το βασικότερο πλεονέκτημα, το οποίο παρουσιάζουν, είναι ότι παρέχουν τη δυνατότητα παρατήρησης της μεταβολής του χρόνου διαδρομής, καθώς μεταβάλλεται η απόσταση. Η μεταβολή αυτή του χρόνου συναρτήσει της απόστασης αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως χρονική απόκλιση (moveout), ενώ από το διάγραμμα μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι οι αφίξεις με μεγάλες χρονικές αποκλίσεις παρουσιάζουν σαφώς μεγαλύτερη κλίση από αυτές με μικρότερες.

2.11.5 Δρομοχρονικές καμπύλες

Δρομοχρονικές καμπύλες ή καμπύλες Χρόνων Διαδρομής (Time – Travel Curves) καλούνται τα διαγράμματα των χρόνων άφιξης των διαφόρων κυμάτων που καταγράφονται συναρτήσει της απόστασης από την πηγή.

Η χάραξη των δρομοχρονικών καμπύλων των σεισμικών αφίξεων (Ρ-κύματα) σαν συνάρτηση της απόστασης των σταθμών (γεωφώνων) από τη σεισμική πηγή είναι ο κύριος στόχος μας στη σεισμική μέθοδο της διάθλασης. Επομένως, αν και καταγράφουμε ολόκληρο το ιστορικό χρονικό της εδαφικής κίνησης σε έναν αριθμό σταθμών, στη μέθοδο της διάθλασης, το μόνο πράγμα που μας ενδιαφέρει να πάρουμε από τις καταγραφές αυτές είναι ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού

κύματος που καταγράφεται σε κάθε γεώφωνο. Από το παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο σχετίζεται με το απευθείας κύμα όταν η απόσταση του γεώφωνου από τη σεισμική πηγή παραμένει μικρότερη της απόστασης x_c , η οποία είναι πολύ σημαντική και ονομάζεται κρίσιμη απόσταση. Από το ίδιο παραπάνω διάγραμμα προκύπτει ότι η πρώτη άφιξη σε ένα γεώφωνο θα σχετίζεται με το οριακά διαθλώμενο κύμα όταν η απόσταση του από τη πηγή παραμένει μεγαλύτερη της οριακής απόστασης x_c . Από το ίδιο διάγραμμα προκύπτει ακόμα ότι για καμία απόσταση γεώφωνου από τη πηγή η πρώτη άφιξη θα μπορούσε να σχετίζεται με ανακλώμενο κύμα, όταν η απόσταση του γεωφώνου από την πηγή είναι μεγαλύτερη από x_c



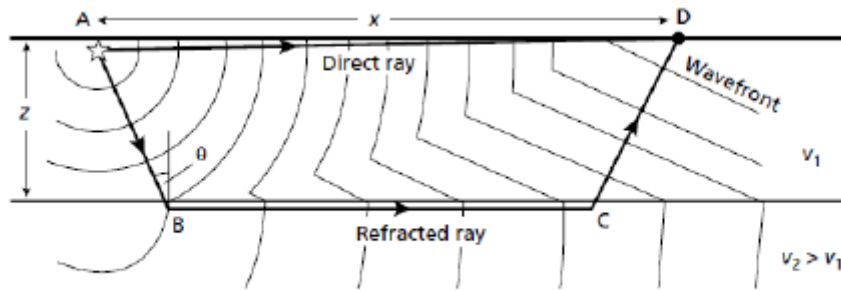
Εικόνα 13: Δρομοχρονική καμπύλη πρώτων αφίξεων (thomasm. boyd,1999).

Για να περάσουμε από τα σειсмоγράμματα στις δρομοχρονικές καμπύλες των πρώτων αφίξεων, πρέπει να καθορίσουμε τη χρονική στιγμή στην οποία ξεκινά η εδαφική κίνηση σε κάθε σειсмоγράμμα. Αν, όμως, έχει καταγραφεί οποιοδήποτε είδους θόρυβος πριν το χρόνο της πρώτης άφιξης, τότε μπορεί να είναι πολύ δύσκολο να επιλέξουμε τον χρόνο αυτό. Στη πράξη, η επιλογή του χρόνου άφιξης των πρώτων κυμάτων θεωρείται πιο πολύ ως διαδικασία ερμηνείας παρά ως διαδικασία συλλογής δεδομένων.

2.11.6 Προσδιορισμός της δομής του υπεδάφους

Περίπτωση δύο στρωμάτων με οριζόντια διεπιφάνεια

Στο σχήμα που ακολουθεί παρουσιάζονται οι διαδοχικές θέσεις του μετώπου του κύματος, το οποίο προέρχεται από μία σεισμική πηγή που βρίσκεται στο σημείο A. Οι θέσεις αυτές σχετίζονται με την άμεση κίνηση της σεισμικής ενέργειας μέσω του ανώτερου στρώματος, καθώς και την κίνηση της οριακά διαθλώμενης ενέργειας στο υποκείμενο στρώμα. Το απευθείας και το διαθλώμενο κύμα κατευθύνονται προς έναν δέκτη, ο οποίος βρίσκεται στο σημείο D και απέχει απόσταση x από την πηγή. Οι ταχύτητες των στρωμάτων είναι v_1 και v_2 αντίστοιχα, με $v_2 > v_1$, και η διεπιφάνεια των δύο στρωμάτων βρίσκεται σε βάθος z .



Εικόνα 14: Μοντέλο στρώματος πάνω από ημιχώρο, με οριζόντια διεπιφάνεια (Keary&brooks).

Το απευθείας κύμα ταξιδεύει οριζόντια κατά μήκος της επιφάνειας του ανώτερου στρώματος, από το A στο D, με ταχύτητα v_1 , ακολουθώντας διαδρομές που σχηματίζουν γωνία θ – ίση με την κρίσιμη – με το κατακόρυφο επίπεδο. Τέλος, το ίδιο κύμα διασχίζει την οριζόντια απόσταση BC, με ταχύτητα v_2 , μεγαλύτερη της v_1 .

Ο συνολικός χρόνος διαδρομής, κατά μήκος της οριακά διαθλώμενης σεισμικής ακτίνας ABCD, δίνεται από τη σχέση:

$$t = t_{AB} + t_{BC} + t_{CD} \Rightarrow$$

$$t = \frac{z}{v_1 \cos \theta} + \frac{(x - 2z \tan \theta)}{v_2} + \frac{z}{v_1 \cos \theta} \Rightarrow$$

$$t = \frac{(x - 2z \tan \theta)}{v_2} + \frac{2z}{v_1 \cos \theta}$$

Λαμβάνοντας υπόψη ότι:

$$\sin \theta = v_1 / v_2 \text{ (Νόμος του Snell)}$$

και ότι

$$\cos \theta = \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}$$

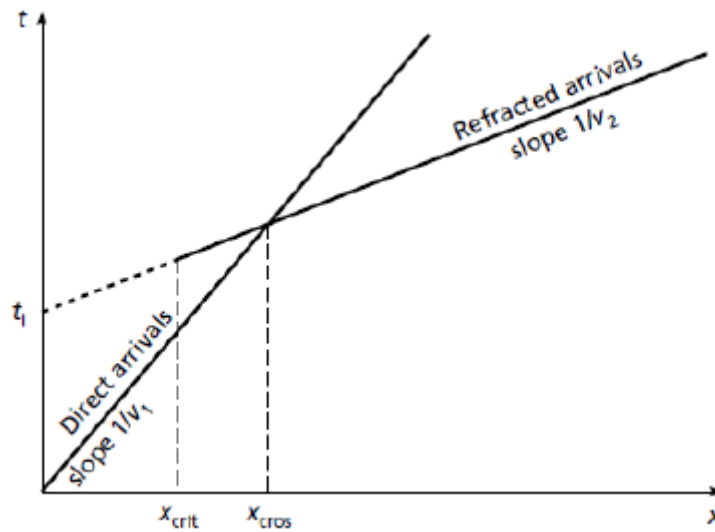
Έχουμε:

$$t = \frac{x \sin \theta}{v_1} + \frac{2z \cos \theta}{v_1}$$

ή εναλλακτικά:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} \Rightarrow t = \frac{x}{v_2} + ti$$

Όπου, εάν σχεδιάσουμε το διάγραμμα του χρόνου (t) συναρτήσει της απόστασης (x), τι είναι η απόσταση που ορίζει στον άξονα των χρόνων η προς τα πίσω προέκταση του κλάδου της δρομοχρονικής καμπύλης, ο οποίος έχει κλίση $1/v_2$.



Εικόνα 15: Δρομοχρονική καμπύλη μοντέλου δυο στρωμάτων (Keary&brooks).

Ο χρόνος t_i είναι γνωστός ως χρόνος συνάντησης και εκφράζει το χρόνο στον οποίο θα παρατηρηθεί η διαθλώμενη άφιξη, σε απόσταση μηδέν μέτρων από την πηγή. Ο χρόνος t_i δίνεται από τη σχέση:

$$t_i = \frac{2z\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

Επιλύοντας αυτή τη σχέση ως προς το βάθος z , έχουμε:

$$z = \frac{t_i v_1 v_2}{2\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}$$

Έτσι, με την ανάλυση των δρομοχρονικών καμπύλων των απευθείας και διαθλώμενων αφίξεων, μπορούν να ληφθούν οι ταχύτητες v_1 και v_2 , οι οποίες ισούνται με το αντίστροφο της κλίσης των δρομοχρονικών καμπύλων, ενώ από το χρόνο συνάντησης t_i μπορεί να προσδιοριστεί το βάθος της διεπιφάνειας z .

Στην κρίσιμη απόσταση οι χρόνοι διαδρομής του απευθείας και διαθλώμενου κύματος είναι ίσοι. Δηλαδή:

$$\frac{x_{cross}}{v_1} = \frac{x_{cross}}{v_2} + \frac{2z\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2}$$

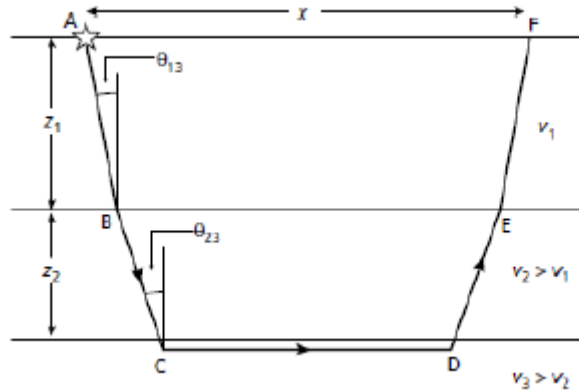
Επιλύοντας ως προς x_{cross}

$$x_{cross} = 2z \sqrt{\frac{v_2 + v_1}{v_2 - v_1}}$$

Από την εξίσωση αυτή καθίσταται προφανές ότι η κρίσιμη απόσταση είναι πάντα μεγαλύτερη από το διπλάσιο του βάθους της διεπιφάνειας.

Περίπτωση τριών στρωμάτων με οριζόντιες διεπιφάνειες

Η γεωμετρία της σεισμικής ακτίνας, στην περίπτωση της οριακής διάθλασης στη δεύτερη διεπιφάνεια, παρουσιάζεται στο σχήμα.. οι σεισμικές ταχύτητες των τριών στρωμάτων είναι v_1 , $v_2(>v_1)$, και $v_3(v_2)$. Η γωνία πρόσπτωσης της ακτίνας στην πρώτη διεπιφάνεια είναι θ_1 ενώ στη δεύτερη θ_2 (κρίσιμη γωνία). Τα πάχη των στρωμάτων 1 και 2 είναι z_1 και z_2 αντίστοιχα.



Εικόνα 16: Μοντέλο δυο στρωμάτων πάνω από ημιχώρο, με οριζόντιες διεπιφάνειες (Keary&brooks).

Ο χρόνος διαδρομής κατά μήκος της διαθλώμενης ακτίνας ABCDEF δίνεται από τη σχέση:

$$t = \frac{x \sin \theta_1}{v_1} + \frac{2z_1 \sin \theta_1}{v_1} + \frac{2z_2 \cos \theta_2}{v_2}$$

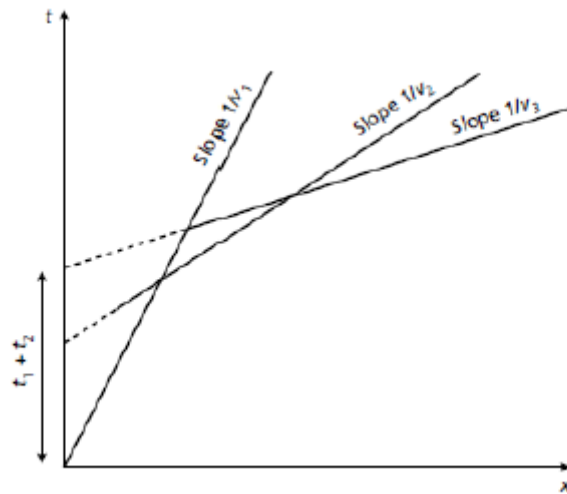
Όπου

$$\theta_1 = \sin^{-1}\left(\frac{v_1}{v_2}\right) \text{ και } \theta_2 = \sin^{-1}\left(\frac{v_2}{v_1}\right)$$

Επομένως

$$t = \frac{x \sin \theta_1}{v_1} + t_{i1} + t_{i2}$$

όπου t_{i1} είναι ο χρόνος της συνάντησης της δρομοχρονικής καμπύλης των οριακά διαθλώμενων αφίξεων της ανώτερης διεπιφάνειας και t_{i2} η διαφορά μεταξύ του t_{i1} και του χρόνου συνάντησης της δρομοχρονικής καμπύλης των οριακά διαθλώμενων αφίξεων της κατώτερης διεπιφάνειας.



Εικόνα 17: Δρομοχρονική καμπύλη μοντέλου τριών στρωμάτων (Keary&brooks).

Η ερμηνεία των δρομοχρονικών καμπύλων, στην περίπτωση των τριών στρωμάτων, πραγματοποιείται μέσω της αρχικής ερμηνείας των δύο πρώτων στρωμάτων. Αφού έχουν προσδιοριστεί τα z_1 και v_2 στη συνέχεια υπολογίζονται τα z_2 και v_1 .

Περίπτωση πολλών στρωμάτων με οριζόντιες διεπιφάνειες

Γενικά, ο χρόνος διαδρομής t_n ενός κύματος, οριακά διαθλώμενου στην ανώτερη επιφάνεια n -οστού στρώματος, δίνεται από τη σχέση:

$$t_n = \frac{x \sin \theta_i}{v_i} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2z_i - \cos \theta_i}{v_i}$$

όπου:

$$\theta_i = \sin^{-1} \left(\frac{v_i}{v_n} \right)$$

Η εξίσωση μπορεί να χρησιμοποιηθεί διαδοχικά προκειμένου να υπολογισθούν τα πάχη μιας σειράς οριζόντιων στρωμάτων, τα οποία αναπαρίστανται μέσω δρομοχρονικών καμπύλων διαθλώμενων αφίξεων.

Περίπτωση κεκλιμένης ασυνέχειας

Αυτή είναι η πιο συνηθισμένη περίπτωση, δεδομένου ότι οι διάφορες γεωλογικές ασυνέχειες σπάνια είναι παράλληλες ή μία με την άλλη.

Ας υποθέσουμε την περίπτωση δύο στρωμάτων, με την επιφάνεια της ασυνέχειας να κατέρχεται προς το μέρος των γεωφώνων. Από το σημείο, που αντιστοιχεί στη θέση της σεισμικής πηγής, φέρουμε παράλληλη γραμμή προς τη σεισμική ασυνέχεια. Τότε, ο κλάδος AKLE αντιστοιχεί σε περίπτωση δύο

οριζόντιων στρωμάτων, επομένως για να υπολογίσουμε τον ολικό χρόνο διαδρομής του εκπεμπόμενου από τη σεισμική πηγή κύματος προς το σεισμικό φωρατή P, αρκεί να προσθέσουμε στους χρόνους διαδρομής από το A στο E που δίδεται από τη σχέση:

$$t_{AKLE} = \frac{2AA' \cos i c}{v_1} + \frac{AE}{v_2}$$

και το χρόνο διάδοσης από το E στο P που είναι:

$$t_{EP} = \frac{EP}{v_1}$$

Από τη γεωμετρία του σχήματος έχουμε:

$$PF = x \sin \omega \text{ και } AF = x \cos \omega$$

$$EP = PF \tan i c = x \sin \omega \tan i c \text{ και } EP = \frac{PF}{\cos i c} = \frac{x \sin \omega}{\cos i c}$$

$$AE = AF - EF = x(\cos \omega - \sin \omega \tan i c)$$

Έτσι, τελικά, ο χρόνος t_{AKLP} , που λέγεται και “χρόνος για προς τα κάτω κλίση” (Down Dip) και που συμβολίζεται με t_d δίνεται από τη σχέση και που δίνεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} t_d &= \frac{2hA \cos i c}{v_1} + \frac{x(\cos \omega - \sin \omega \tan i c)}{v_2} + \frac{x \sin \omega}{v_1 \cos i c} \\ &= \frac{2hA \cos i c}{v_1} + \frac{x}{v_2} (\sin i c \cos \omega + \cos i c \sin \omega + \\ t_d &= \frac{2hA \cos i c}{v_1} + \frac{x \sin(i c + \omega)}{v_2} \end{aligned}$$

Η παραπάνω σχέση παριστάνει ευθεία με κλίση:

$$\frac{\sin(i c + \omega)}{v_1} = \frac{\sin(i c + \omega)}{v_2 \sin i c} = \frac{1}{v_2 d}$$

Είναι φανερό ότι η κλίση που υπολογίζεται από την ανωτέρω εξίσωση δεν αντιστοιχεί στην πραγματική ταχύτητα του δεύτερου στρώματος, γι' αυτό και καλείται θαηλόκελε ηαρύηηα.

Έχουμε:

$$\frac{v_2 d}{v_2} = \frac{\sin i c}{\sin(i c + \omega)} < 1$$

Η παραπάνω σχέση δείχνει ότι για την περίπτωση που η ασυνέχεια κλίνει προς τη μία μεριά των σεισμικών φωρατών (προς τα κάτω), η μετρούμενη φαινόμενη ταχύτητα είναι πάντοτε μικρότερη της πραγματικής και όσο πιο μεγάλη είναι η κλίση της ασυνέχειας, τόσο πιο μικρή γίνεται η φαινόμενη ταχύτητα.

Για την περίπτωση που η ασυνέχεια κλίνει προς τη μεριά της σεισμικής πηγής, ο “χρόνος για κλίση προς τα πάνω” (Up Dip), που συμβολίζεται με t_u δίνεται από

τη σχέση:

$$tu = \frac{2hB\cos ic}{v1} + \frac{xsin(ic + \omega)}{v1}$$

Και αντίστοιχα

$$\frac{v2u}{v2} = \frac{sinic}{sin(ic + \omega)} > 1$$

που σημαίνει ότι στη συγκεκριμένη περίπτωση η μετρούμενη φαινόμενη ταχύτητα είναι πάντοτε μεγαλύτερη της πραγματικής και ότι όσο μεγαλώνει η κλίση της ασυνέχειας, τόσο μεγαλώνει η φαινόμενη ταχύτητα.

Υπολογισμός της κλίσης και των πραγματικών ταχυτήτων

$$\sin(ic + \omega) = \frac{v1}{v2d} \Rightarrow ic + \omega = \arcsin\left(\frac{v1}{v2d}\right)$$

$$\sin(ic - \omega) = \frac{v1}{v2u} \Rightarrow ic - \omega = \arcsin\left(\frac{v1}{v2u}\right)$$

Επομένως

$$ic = \frac{\arcsin\left(\frac{v1}{v2d}\right) + \arcsin\left(\frac{v1}{v2u}\right)}{2}$$

$$ic = \frac{\arcsin\left(\frac{v1}{v2d}\right) - \arcsin\left(\frac{v1}{v2u}\right)}{2}$$

και η ταχύτητα υπολογίζεται από τη σχέση:

$$v2 = \frac{v1}{sinic}$$

Τα βάθη κάθετα στην υπό κλίση ασυνέχεια hA και hB δίνονται από τις σχέσεις:

$$hA = \frac{v1t1d}{2\cos ic}$$

Και

$$hB = \frac{v1t1u}{2\cos ic}$$

Γενικά

Η εμφάνιση των ηλεκτρικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης χρονολογείται από τις αρχές του εικοστού αιώνα. Με τη χρήση των μεθόδων αυτών επιτεύχθηκε ο εντοπισμός φυσικού αερίου στη Ρουμανία το 1923 και αλατούχων δόμων στη Γαλλία το 1926. Η συστηματική εφαρμογή τους ξεκίνησε τη δεκαετία του '70 και αυτό λόγω της ανάπτυξης της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών, γεγονός που βοήθησε τόσο στη συλλογή των δεδομένων όσο και στην επεξεργασία τους. Οι ηλεκτρικές μέθοδοι διασκόπησης του υπεδάφους βασίζονται στην ανίχνευση φυσικών φαινομένων μέσω της υπεδαφικής ροής ηλεκτρικού ρεύματος. Παρουσιάζουν ποικιλία τεχνικών έναντι άλλων μεθόδων όπως η βαρυτική, η μαγνητική, η σεισμική και η ηλεκτρομαγνητική. Μετριοούνται συνήθως δυναμικά, ρεύματα (εντάσεις και πυκνότητες) και ηλεκτρομαγνητικά πεδία που παράγονται είτε από φυσικές είτε από τεχνητές πηγές. Η κύρια παράμετρος που μετρείται εδώ είναι η ηλεκτρική ειδική αντίσταση ρ , ή η ηλεκτρική αγωγιμότητα σ . (Παπαδόπουλος, Ταξιάρχης, 2008)

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι διακρίνονται σε παθητικές ή ενεργητικές μεθόδους ανάλογα με την χρησιμοποίηση φυσικών ή τεχνητών πεδίων.

2.13 ΠΑΘΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.13.1 Μαγνητοτελλουρική Μέθοδος (Magnetotelluric Method) :

Χρησιμοποιεί τις μετρήσεις φυσικών τελλουρικών ρευμάτων, τα οποία παράγονται από μαγνητική επαγωγή ηλεκτρικών ρευμάτων στην ιονόσφαιρα. Χρησιμοποιείται για τον καθορισμό των ηλεκτρικών ιδιοτήτων διαφόρων υλικών, τα οποία βρίσκονται σε σχετικά μεγάλα βάθη – μέχρι και το μανδύα – μέσα στη γη.

2.13.2 Μέθοδος του Φυσικού Δυναμικού (Self Potential Method) :

Χρησιμοποιεί τις μετρήσεις των φυσικών ηλεκτρικών δυναμικών, τα οποία, είτε σχετίζονται με την αποσάθρωση κοιτασμάτων σουλφιδίων, είτε είναι ηλεκτροκινητικής ή γεωθερμικής προέλευσης. Εφαρμόζεται σε υδρογεωλογικές ή γεωθερμικές έρευνες

2.14 ΕΝΕΡΓΗΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

2.14.1 Μέθοδος της Επαγόμενης Πολικότητας (Induced Polarization Method) :

Πραγματοποιείται σε συνδυασμό με την μέθοδο της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης. Χρησιμοποιεί μετρήσεις των παροδικών (βραχύβιων) χρονικών μεταβολών του δυναμικού όταν, το ρεύμα που αρχικά διαβιβάζεται, παύει να διαβιβάζεται, στο έδαφος. Χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό συγκεντρώσεων αργίλων και ηλεκτρικά αγωγίμων μεταλλικών υλικών.

2.14.2 Μέθοδος της Ειδικής Ηλεκτρικής Αντίστασης (Resistivity Method) :

Χρησιμοποιεί το ηλεκτρικό δυναμικό που σχετίζεται με την υπόγεια ροή ηλεκτρικού ρεύματος που παράγεται από πηγή συνεχούς ή εναλλασσόμενου ρεύματος. Χρησιμοποιείται ευρέως σε υδρογεωλογικές, περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές μελέτες, μέσα στα βάθη διασκόπησης.

2.15 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

Το ηλεκτρικό ρεύμα μπορεί να διαδοθεί στα πετρώματα με τρεις τρόπους:

- τον ηλεκτρικό δυναμικό
- τον ηλεκτρολυτικό και
- τη διηλεκτρική μετάδοση.

Ο πρώτος τρόπος είναι ο κανονικός και γίνεται με τη ροή ρεύματος σε υλικά που έχουν ελεύθερα ηλεκτρόνια, όπως είναι τα μέταλλα. Στον ηλεκτρολυτικό τρόπο το ρεύμα δημιουργείται από τα ιόντα που μετακινούνται με χαμηλό ρυθμό. Η διηλεκτρική μετάδοση λαμβάνει χώρα σε μικρής αγωγιμότητας υλικά και μονωτές, οι οποίοι έχουν πολύ λίγους ελεύθερους μεταφορείς ή κανέναν. Κάτω από την επίδραση ενός εξωτερικού μεταβαλλόμενου ηλεκτρικού πεδίου, τα ηλεκτρόνια μετατοπίζονται ελαφρώς σχετικά με τον πυρήνα τους. Αυτός ο ελαφρά σχετικός διαχωρισμός αρνητικών και θετικών φορτίων είναι γνωστός ως διηλεκτρική πόλωση του υλικού. Ιοντική και μοριακή πόλωση μπορεί να εμφανισθεί σε υλικά με ιοντικούς και μοριακούς δεσμούς. Σε όλες αυτές τις περιπτώσεις η διηλεκτρική μετάδοση είναι το αποτέλεσμα της αλλαγής της ηλεκτρονικής, ιοντικής ή μοριακής πόλωσης που προκαλείται από το μεταβαλλόμενο ηλεκτρικό πεδίο.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ , είναι η ηλεκτρική ιδιότητα των πετρωμάτων που χρησιμοποιείται στις μεθόδους ηλεκτρικής διασκόπησης.

Ο υπολογισμός της στηρίζεται στο νόμο του Ohm:

$$V=IR$$

όπου V: η διαφορά δυναμικού που εφαρμόζεται στα άκρα κυλινδρικής αντίστασης (Volt),

I: η ένταση του ρεύματος που την διαρρέει (Ampere) και

R: η ηλεκτρική της αντίσταση (Ohm).

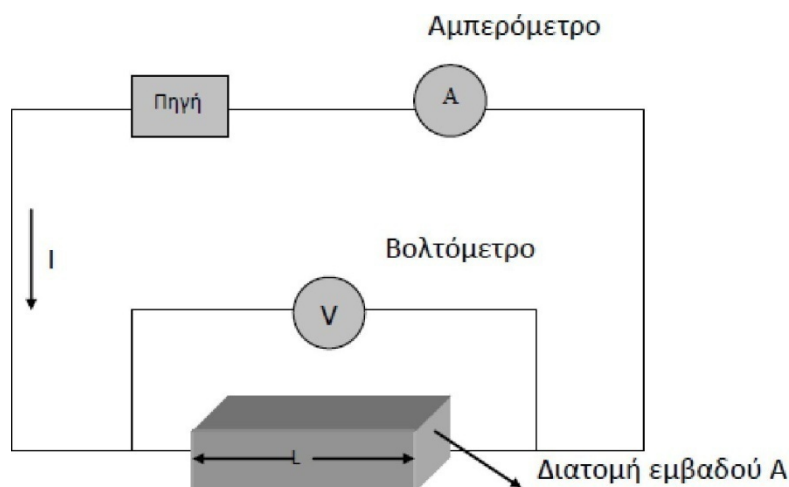
Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση ρ υπολογίζεται από την σχέση :

$$R=\rho L/A$$

όπου R: η ηλεκτρική αντίσταση (Ohm)

A: το εμβαδό της διατομής του κυλίνδρου (m^2)

L: το μήκος του κυλίνδρου (m)



Εικόνα 18: Ηλεκτρικό κύκλωμα αποτελούμενο από πηγή και αγωγό σχήματος ορθογώνιου παραλληλεπίπεδου.

Η μονάδα μέτρησης της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο διεθνές σύστημα μονάδων (S.I.) είναι το $\text{Ohm}\cdot\text{m}$. Το αντίστροφο μέγεθος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ονομάζεται ειδική ηλεκτρική αγωγιμότητα του πετρώματος, με μονάδα μέτρησης στο διεθνές σύστημα S.I. το $\text{siemens} / \text{m}$.

2.15.1 Παράγοντες επιρροής ηλεκτρικής αντίστασης

Οι σημαντικότεροι παράγοντες, οι οποίοι επηρεάζουν τις τιμές της ηλεκτρικής αντίστασης των πετρωμάτων και των ορυκτών είναι :

Το είδος του πετρώματος

Όπως φαίνεται και από τον πίνακα που ακολουθεί, κάθε είδος ορυκτού, εδάφους ή πετρώματος χαρακτηρίζεται από ένα εύρος τιμών ειδικής αντίστασης. Είναι εμφανείς οι χαμηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για ιζηματογενή πετρώματα, σε αντίθεση με τις γενικά υψηλές τιμές των πυριγενών πετρωμάτων. Όσο αφορά τα μεταμορφωμένα πετρώματα παρουσιάζουν μέσες τιμές, αλλά και αλληλεπικαλύψεις.

Πίνακας 2: Τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης για χαρακτηριστικά πετρώματα (Αποστολόπουλος, 2013)

ΥΛΙΚΟ	ΕΙΔΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ (ΩΗΜ.Μ)
ΑΕΡΑΣ	∞
ΜΑΡΜΑΡΥΓΙΑΣ	$9 \cdot 10^{12} - 1 \cdot 10^{14}$
ΧΑΛΑΖΙΑΣ	$4 \cdot 10^{10} - 2 \cdot 10^{14}$
ΑΣΒΕΣΤΙΤΗΣ	$1 \cdot 10^{12} - 1 \cdot 10^{13}$
ΟΡΥΚΤΟ ΆΛΑΣ	$30 - 1 \cdot 10^{13}$
ΣΙΔΗΡΟΠΥΡΙΤΗΣ	$3 \cdot 10^{-1}$
ΓΑΛΗΝΙΤΗΣ	$2 \cdot 10^{-3}$
ΓΑΒΒΡΟΣ	$1 \cdot 10^3 - 1 \cdot 10^6$
ΣΥΜΠΑΓΗΣ ΓΡΑΝΙΤΗΣ	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^6$
ΑΠΟΣΑΘΡΩΜΕΝΟΣ ΓΡΑΝΙΤΗΣ	$1 - 1 \cdot 10^2$
ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	$50 - 1 \cdot 10^7$
ΒΑΣΑΛΤΗΣ	$10 - 1 \cdot 10^7$
ΨΑΜΜΙΤΗΣ	$1 - 1 \cdot 10^8$
ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΣ	$20 - 2 \cdot 10^3$
ΔΟΛΟΜΙΤΗΣ	$1 \cdot 10^2 - 1 \cdot 10^4$
ΆΜΜΟΣ	$1 - 1 \cdot 10^3$
ΆΡΓΙΛΟΣ	$1 - 1 \cdot 10^2$
ΕΔΑΦΙΚΟ ΝΕΡΟ	0,5 – 300
ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ	0,2

- Περιεκτικότητα σε άλατα
Η ύπαρξη αλάτων εντός του πορώδους οδηγεί στην αύξηση της αγωγιμότητας του σχηματισμού και συνεπώς στη μείωση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

- Πορώδες και δομή

Με την αύξηση του πορώδους γενικά παρατηρείται και αύξηση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Αυτό όμως δεν συμβαίνει πάντα. Το πορώδες ενεργό ή μη ανάλογα με το υλικό πλήρωσης του επιρεάζει διαφορετικά την ειδική ηλεκτρική αντίσταση.

- Επιδράσεις γεωλογικών διεργασιών.

Κατά κανόνα, οι γεωλογικές διεργασίες μειώνουν την ειδική αντίσταση. Στον πίνακα που ακολουθεί, παρουσιάζονται οι επιδράσεις των διαφόρων γεωλογικών διεργασιών στις ειδικές αντιστάσεις των πετρωμάτων

Πίνακας 3: Επιδράσεις διαφόρων γεωλογικών διεργασιών στις ειδικές αντιστάσεις των πετρωμάτων

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΙΕΡΓΑΣΙΑ	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΣΤΗΝ ΕΙΔΙΚΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗ
---------------------	---

ΑΡΓΙΛΙΚΗ ΕΞΑΛΛΟΙΩΣΗ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΔΙΑΛΥΣΗ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΡΗΓΜΑΤΩΣΗ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΕΙΣΡΟΗ ΘΑΛΑΣΣΙΝΟΥ ΝΕΡΟΥ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΔΙΑΤΜΗΣΗ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ	ΕΛΑΤΤΩΣΗ
ΣΚΛΗΡΥΝΣΗ	ΑΥΞΗΣΗ
ΗΖΗΜΑΤΟΠΟΙΗΣΗ	ΑΥΞΗΣΗ
ΑΠΟΛΙΘΩΣΗ	ΑΥΞΗΣΗ
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗ	ΑΥΞΗΣΗ Η ΕΛΑΤΤΩΣΗ

Επιδράσεις αργιλικών ορυκτών

Τα αργιλικά ορυκτά δίνουν χαμηλές τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, λόγω της υψηλής τους αγωγιμότητας.

Θερμοκρασία

Αυξανόμενης της θερμοκρασίας η ειδική ηλεκτρική αντίσταση βαίνει μειούμενη. Βέβαια η μείωση είναι τόσο μικρή, ώστε να αμελητέα ποσότητα σε γεωτεχνικές ή περιβαλλοντικές περιπτώσεις. Σε γεωθερμικές μελέτες μπορεί να διαδραματίζει κάποιο ρόλο.

Βαθμός κορεσμού

Το νερό και γενικότερα η υγρασία αποτελούν καλούς αγωγούς και η παρουσία τους οδηγεί δε μείωση της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

Ηλικία πετρώματος

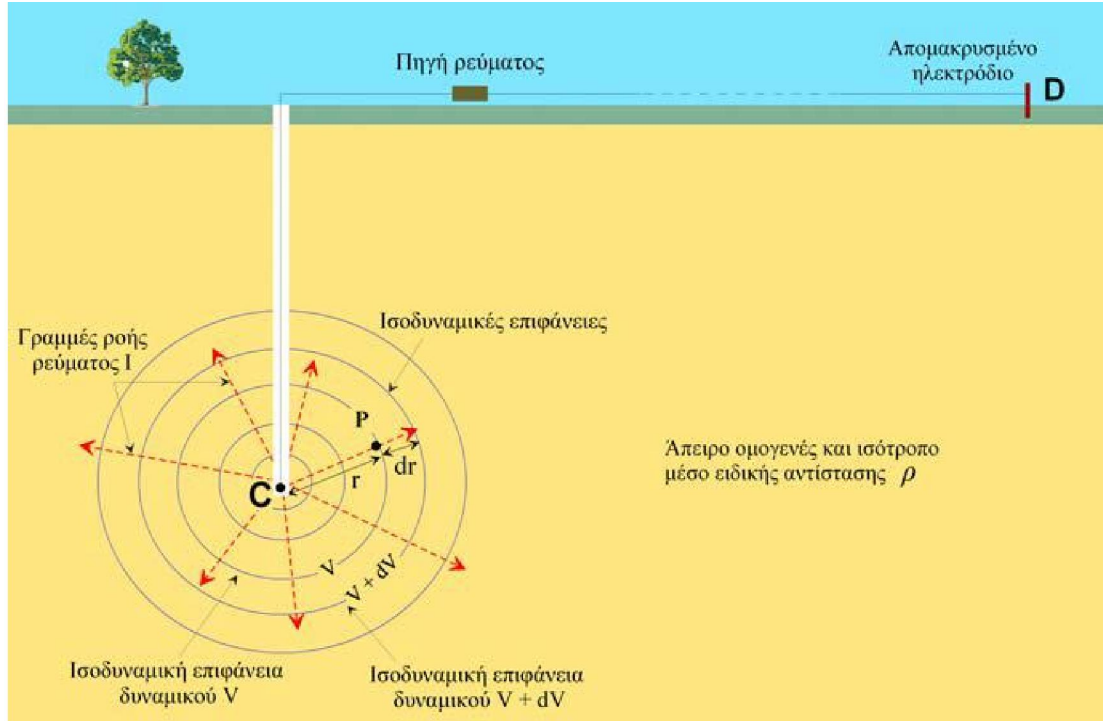
Τα νεώτερα πετρώματα τείνουν να παρουσιάζουν χαμηλότερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. (Αποστολόπουλος Γεώργιος, 2013)

Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο

Για να περιγράψουμε τη φύση του ηλεκτρικού ρεύματος σε ένα μέσο που καταλαμβάνει κάποιο όγκο, πρέπει να κινηθούμε πέρα από τις απλές έννοιες του ρεύματος και της διαφοράς δυναμικού από την εμπειρία μας με τα καλώδια, τις αντιστάσεις και τις μπαταρίες. Μέσα στη γη, ή σε οποιοδήποτε τρισδιάστατο σώμα, το ηλεκτρικό ρεύμα δεν περιορίζεται σε μια ροή κατά μήκος μιας μοναδικής διαδρομής όπως συμβαίνει με το καλώδιο. Προσωρινά σε αυτό το στάδιο, θα δεχτούμε ότι η ειδική αντίσταση της γης είναι ενιαία σε όλη τη μάζα της (ομογενής ηλεκτρικά γη).

Συνθήκες άπειρου ομογενούς χώρου δημιουργούμε στην πράξη με την τοποθέτηση ηλεκτροδίου μικρών διαστάσεων (σημειακή πηγή ρεύματος) βαθιά μέσα σε ομογενές και ισότροπο έδαφος (Εικόνα 2.2). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος (συσσωρευτής) και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου D, το οποίο τοποθετείται συνήθως στην

επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση, έτσι ώστε η επίδρασή του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος I , σημειακής πηγής C , που βρίσκεται μέσα σε άπειρο ομογενές και ισότροπο μέσο είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τα έξω.



Εικόνα 19: Το δυναμικό σημειακής πηγής σε άπειρο ομογενή χώρο.

Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το ρεύμα (κόκκινες διακεκομμένες γραμμές) ρέει από το ηλεκτρόδιο C ακτινικά κατά μήκος ευθειών γραμμών. Αν μπορούσαμε με ένα βολτόμετρο να υπολογίσουμε την διαφορά δυναμικού (πτώση τάσης) που προκαλεί η ειδική αντίσταση του μέσου σε μια απόσταση πολύ μακριά από το ηλεκτρόδιο ρεύματος σε διάφορες θέσεις του μέσου, θα βρίσκαμε ότι η πτώση τάσης είναι σταθερή κατά μήκος κυκλικών γραμμών οι οποίες έχουν κέντρο το ηλεκτρόδιο. Οι γραμμές αυτές καλούνται ισοδυναμικές γραμμές (equipotentials). Στις τρεις διαστάσεις, οι ισοδυναμικές γραμμές σχηματίζουν ισοδυναμικές σφαιρικές επιφάνειες με κέντρο το ηλεκτρόδιο. Μερικές ισοδυναμικές γραμμές δείχνονται με μπλε κύκλους. Οι διαφορές δυναμικού μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων του μέσου μπορούν να υπολογιστούν απλά αφαιρώντας τα δυναμικά των δύο ισοδυναμικών γραμμών που διέρχονται αντίστοιχα από τα δύο σημεία. Επομένως, αν τα σημεία βρίσκονται πάνω σε ένα μπλε κύκλο με κέντρο το ηλεκτρόδιο ρεύματος, δεν θα καταγραφεί διαφορά δυναμικού, διότι οι δύο αυτές θέσεις βρίσκονται πάνω στην ίδια ισοδυναμική γραμμή. Αυτό σημαίνει ότι, αν παίρναμε το βολτόμετρο και ενώναμε τους δύο ακροδέκτες του με τα δύο αυτά σημεία της γης, θα καταγράφαμε διαφορά δυναμικού ίση με μηδέν. Σε σχέση με το δυναμικό κοντά στο ηλεκτρόδιο, οι διαφορές δυναμικού αυξάνουν καθώς απομακρυνόμαστε από το ηλεκτρόδιο. Αυτό είναι λογικό, εφόσον η μέτρηση που κάνουμε με το βολτόμετρο είναι ανάλογη του ρεύματος που διαρρέει το μέσο επί την ειδική αντίσταση του μέσου, σύμφωνα με το νόμο του Ohm. Καθώς

απομακρυνόμαστε από τα ηλεκτρόδια, το ρεύμα ταξιδεύει μέσα από μεγαλύτερη ποσότητα μέσου. Η ειδική αντίσταση αυξάνει με την αύξηση της διαδρομής, επομένως αυξάνει και η τάση.

2.15.2 Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημιχώρο

Συνθήκες ομογενούς ημιχώρου δημιουργούμε στη πράξη με την τοποθέτηση μικρών διαστάσεων ηλεκτροδίου, C1, (σημειακή πηγή ρεύματος) στην επιφάνεια ομογενούς γης (Εικόνα 2.3). Το ηλεκτρόδιο συνδέεται με πηγή ρεύματος και το κύκλωμα κλείνει μέσω δεύτερου ηλεκτροδίου, C2, το οποίο τοποθετείται συνήθως στην επιφάνεια της γης αλλά σε αρκετά μακρινή απόσταση έτσι ώστε η επίδραση του στη διαμόρφωση του δυναμικού να είναι αμελητέα. Οι γραμμές ροής του ρεύματος, I, της σημειακής πηγής, C1, είναι ακτινικές που ξεκινούν από τη σημειακή πηγή προς τον ημιχώρο.

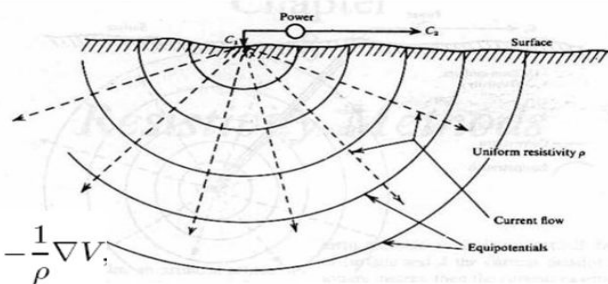
Injecting current at a single electrode

Current, I is distributed over a half-sphere, hence

$$\mathbf{J} = \frac{I}{2\pi r^2} \hat{\mathbf{r}}$$

Using Ohm's law $\mathbf{J} = -\frac{1}{\rho} \nabla V$,

$$\frac{I}{2\pi r^2} \hat{\mathbf{r}} = -\frac{1}{\rho} \nabla V = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} \hat{\mathbf{r}} \quad \text{or} \quad \frac{\partial V}{\partial r} = -\frac{\rho I}{2\pi r^2}$$

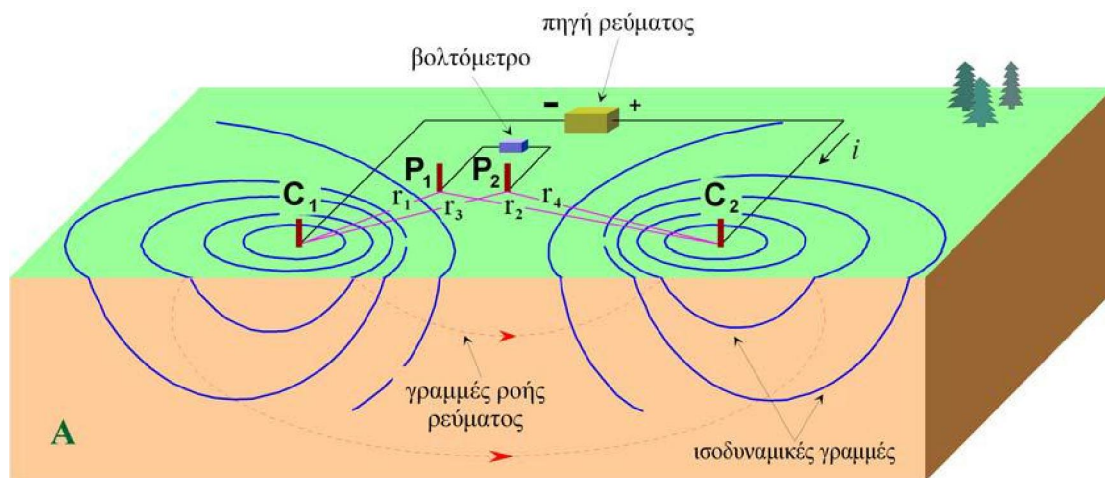


Εικόνα 20: Το δυναμικό σημειακής πηγής σε ομογενή ημιχώρο.

Οι ισοδυναμικές επιφάνειες ως κάθετες στις γραμμές ροής (ακτίνες) θα είναι ομόκεντρες ημισφαιρικές επιφάνειες.

Το δυναμικό δύο σημειακών πηγών σε ομογενή ημιχώρο

Στις περιπτώσεις του άπειρου ομογενή χώρου και του ημιάπειρου ομογενή χώρου, τα δυο ηλεκτρόδια C1 και C2, απείχαν μεταξύ τους μεγάλη απόσταση ώστε η επίδραση του ενός στη διαμόρφωση του δυναμικού του άλλου να είναι αμελητέα. Όταν η απόσταση μεταξύ των δύο ηλεκτροδίων ρεύματος είναι πεπερασμένη, το δυναμικό σε κοντινό σημείο της επιφάνειας επηρεάζεται από τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος (Εικόνα 2.4)



Εικόνα 21: Το δυναμικό δυο σημειακών πηγών σε ομογενή ημιχώρο.

Άρα το δυναμικό σε τυχαίο σημείο P1 θα ισούται με το αποτέλεσμα της συνεισφοράς του δυναμικού V1, λόγω της σημειακής πηγής C1, και του δυναμικού V2, λόγω της πηγής C2. Ακόμα, οι γραμμές ροής του ρεύματος δεν είναι πλέον ακτινικές, αλλά καμπύλες γραμμές που ενώνουν τα δύο ηλεκτρόδια (οι κόκκινες διακεκομμένες γραμμές της Εικόνας 2.4).

2.15.3 Φαινόμενη Ειδική Αντίσταση

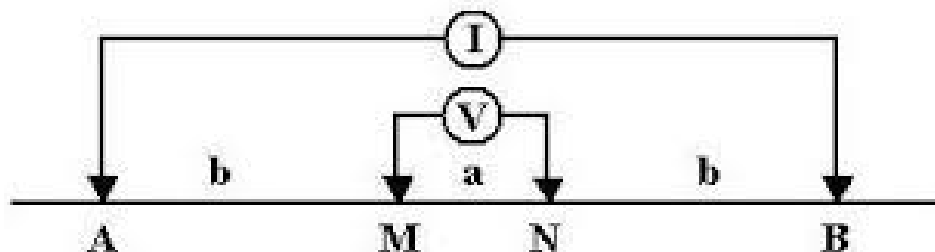
Σε ομογενές και ισότροπο μέσο, η υπολογιζόμενη ειδική αντίσταση θα είναι σταθερή και ανεξάρτητη των σχετικών θέσεων των τεσσάρων ηλεκτροδίων και θα ισούται με την ειδική αντίσταση του μέσου. Όταν όμως το μέσο είναι ανομοιογενές, η υπολογιζόμενη ειδική ποικίλει ανάλογα με τις σχετικές θέσεις των ηλεκτροδίων και λέγεται φαινόμενη ειδική αντίσταση. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση που μετράμε για κάθε θέση ή/και διεύθυνση της διάταξης ηλεκτροδίων, δεν είναι αντιπροσωπευτική, ούτε της πραγματικής ειδικής αντίστασης, ούτε μιας μέσης τιμής των πραγματικών ειδικών αντιστάσεων των διάφορων μερών του υπεδάφους. Μεταβάλλεται, όμως, συστηματικά ανάλογα με τη γεωλογική τομή και κατανομή των ειδικών αντιστάσεων των στρωμάτων που διαρρέουν οι ρευματικές γραμμές και είναι αντιπροσωπευτική και των στρωμάτων του υπεδάφους και των αγώγιμων ή μη ανομοιογενών.

2.16 ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΗΛΕΚΤΡΟΔΙΩΝ

Ανάλογα με τον τρόπο τοποθέτησης των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού και τις μεταξύ τους αποστάσεις, υπάρχουν οι ακόλουθες διατάξεις ηλεκτροδίων και οι αντίστοιχες φαινόμενες ειδικές αντιστάσεις, οι οποίες απεικονίζονται συνοπτικά στην Εικόνα 1.8.

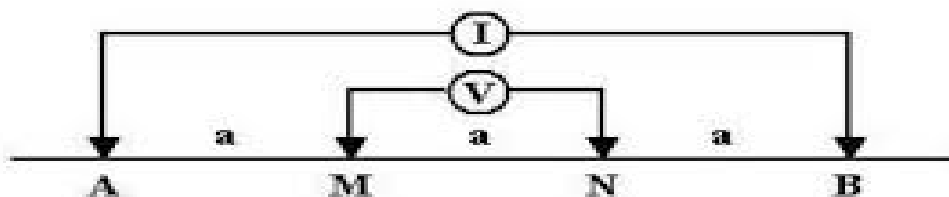
Διάταξη Schlumberger: Τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού είναι τοποθετημένα συμμετρικά ως προς το κέντρο της διάταξης, απέχοντας αποστάσεις b και a αντίστοιχα.

$$\rho_A = \frac{V}{I} \pi \frac{b(b+a)}{a} \approx \frac{V}{I} \pi \frac{b^2}{a} \quad \text{if } a \ll b$$



Εικόνα 22: Διάταξη Schlumberger.

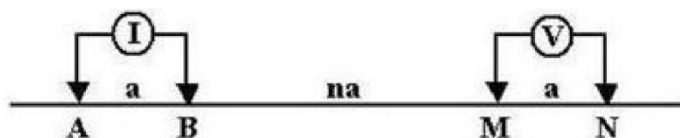
- Διάταξη Wenner : Τα ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού ισαπέχουν μεταξύ τους απόσταση a .



$$\rho_A = 2\pi a \frac{V}{I}$$

Εικόνα 23: Διάταξη Wenner.

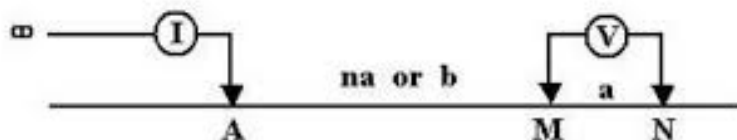
- Διάταξη Dipole – Dipole : Τα ηλεκτρόδια ρεύματος απέχουν απόσταση a , όσο απέχουν και τα ηλεκτρόδια δυναμικού, ενώ τα δίπολα μεταξύ τους απέχουν απόσταση πολλαπλάσια της απόστασης a (na).



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

Εικόνα 24: Διάταξη dipole-dipole.

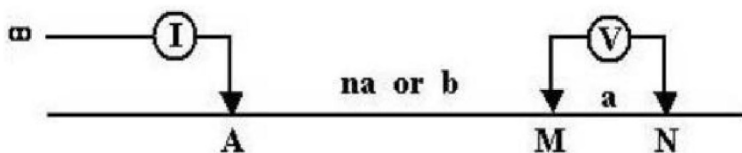
- Διάταξη Pole – Pole : Ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος και ένα ηλεκτρόδιο δυναμικού απέχουν απόσταση a , ενώ τα άλλα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος και δυναμικού απέχουν πολύ μεγάλη απόσταση από τα δύο κοντινά ηλεκτρόδια.



$$\rho_A = 2\pi \frac{b(a+b)}{a} \frac{V}{I}$$

Εικόνα 25: Διάταξη pole-pole.

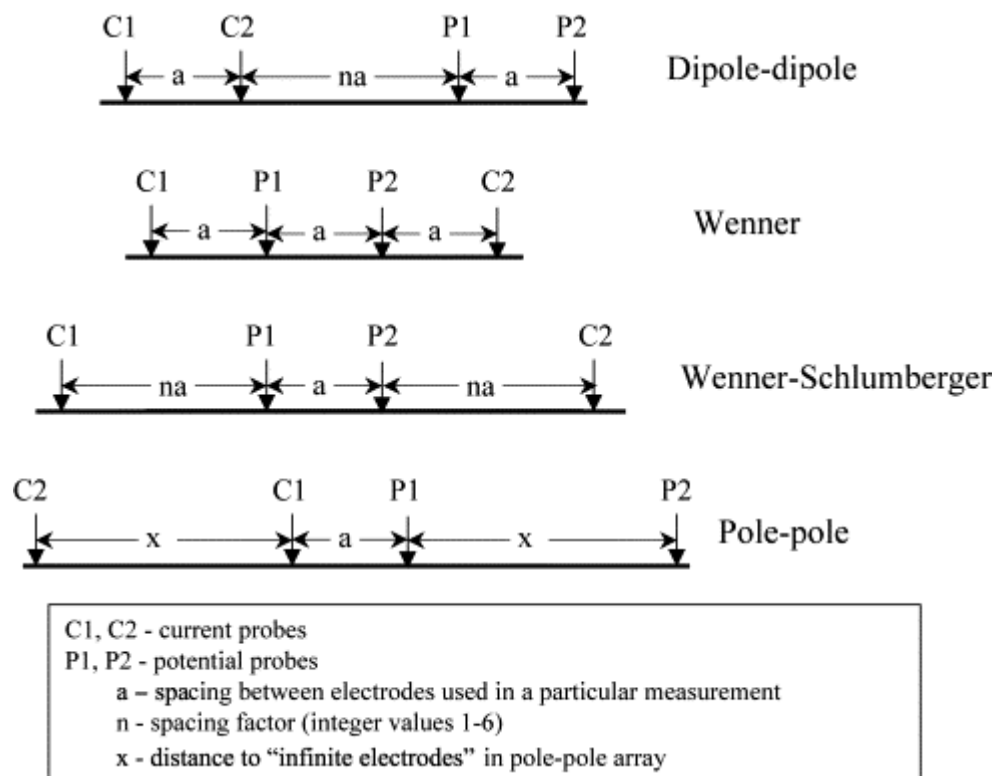
- Διάταξη Pole – Dipole : Το ένα ηλεκτρόδιο ρεύματος τοποθετείται πολύ μακριά από το άλλο ηλεκτρόδιο ρεύματος, ενώ τα ηλεκτρόδια δυναμικού απέχουν μεταξύ τους απόσταση a . Η απόσταση μεταξύ του κοντινού ηλεκτροδίου ρεύματος και του παρακείμενου ηλεκτροδίου δυναμικού είναι na .



$$\rho_a = 2\pi \frac{b(a+b)}{a} \frac{\Delta V}{I}$$

Εικόνα 26: Διάταξη pole-dipole.

-Ηλεκτρική Μέθοδος-



Εικόνα 27: Συνοπτική απεικόνιση του συνόλου των διατάξεων για τη μέτρηση της φαινόμενης ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης.

2.16.1 Επιλογή της Κατάλληλης Διατάξης

Η καταλληλότητα κάθε διάταξης ηλεκτροδίων συναρτήσκει των σημαντικότερων παραγόντων επιρροής των αποτελεσμάτων παρουσιάζονται στο πίνακα :

Πίνακας 4: Καταλληλότητα διατάξεων.

	WENNER	SCHLUMBERGER	POLE - DIPOLE	DIPOLE - DIPOLE
ΛΟΓΟΣ ΣΗΜΑΤΟΣ ΠΡΟΣ ΘΟΡΥΒΟ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΣΕ ΠΑΡΑΠΛΕΥΡΕΣ ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΕΣ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΔΟΜΩΝ ΜΕ ΑΠΟΤΟΜΗ ΚΛΙΣΗ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΟΡΙΖΟΝΤΙΩΝ ΣΤΡΩΜΑΤΩΝ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ

<i>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΣΤΗ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ</i>	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
<i>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΣΕ ΒΑΘΟΣ ΚΑΙ ΔΙΕΙΣΔΥΤΙΚΟΤΗΤΑ ΔΙΑ ΜΕΣΟΥ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΟΥ ΑΓΩΓΙΜΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ</i>	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
<i>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΣΤΗΝ ΚΛΙΣΗ</i>	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΜΕΤΡΙΩΣ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ
<i>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΣΤΙΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΕΣ ΑΝΟΜΟΙΟΓΕΝΕΙΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΗΛΕΚΤΡΙΚΩΝ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΕΩΝ</i>	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΑΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΠΛΕΟΝ ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ	ΚΑΤΑΛΛΗΛΗ

Άλλοι παράγοντες, οι οποίοι συμβάλλουν στην επιλογή της κατάλληλης διάταξης είναι:

- Το βάθος διασκόπησης
- Η ευαισθησία σε πλευρικά φαινόμενα
- Η ευαισθησία στις επιφανειακές ανομοιογένειες στην περίπτωση βυθοσκοπήσεων
- Διεισδυτικότητα δια μέσου επιφανειακού αγωγίμου στρώματος

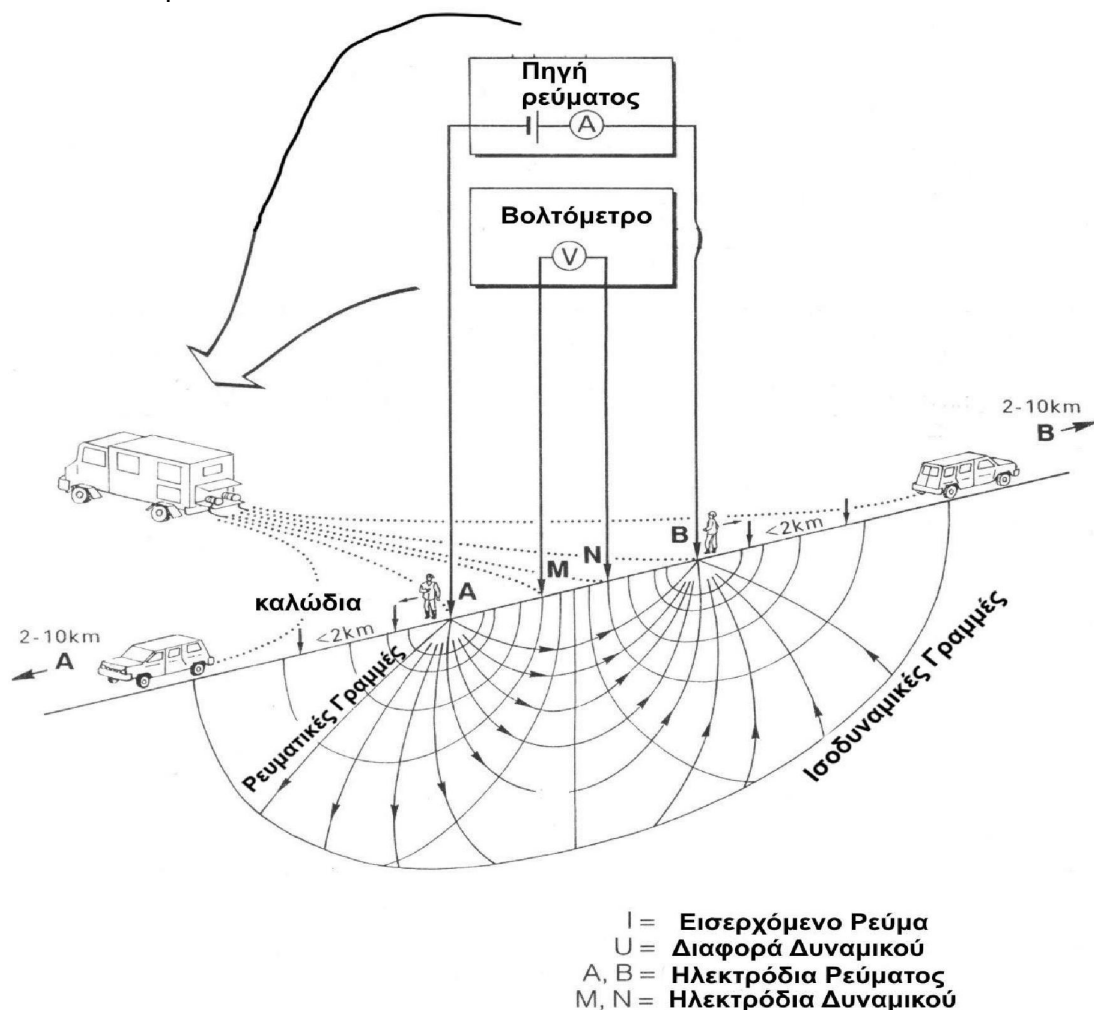
Γενικά, τα περισσότερα πλεονεκτήματα ως διάταξη ηλεκτροδίων για βυθοσκόπηση, έχει η διάταξη Schlumberger. Οι αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος αυξάνουν συνεχώς, με σταθερή απόσταση ηλεκτροδίων δυναμικού, η οποία αλλάζει μόνο όταν το μέγεθος της διαφοράς δυναμικού γίνεται τόσο μικρό ώστε να μην είναι δυνατό να μετρηθεί με την απαιτούμενη ακρίβεια. Αντίθετα, η διάταξη Dipole - Dipole, παρά το μεγαλύτερο βάθος ανίχνευσης, λόγω της μετακίνησης των ηλεκτροδίων δυναμικού υφίσταται το θόρυβο που δημιουργούν οι παράπλευρες επιφανειακές ανομοιογένειες, κάτι το οποίο όμως την καθιστά ιδανική για την ανίχνευση αυτών των ανομοιογενειών. Επιπλέον, λόγω του μεγάλου βάθους ανίχνευσης, η διάταξη Dipole - Dipole είναι κατάλληλη για τον εντοπισμό του αναγλύφου των ασυνεχειών μεταξύ των διαφόρων στρωμάτων.

2.17 ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ

Για να μετρήσουμε τη φαινόμενη ειδική αντίσταση, δηλαδή τα GV και I , χρειαζόμαστε:

1. Πηγή ηλεκτρικού ρεύματος και Αμπερόμετρο. Για ρεύμα 1 Ampere χρησιμοποιούμε συσσωρευτές, ενώ για ρεύμα μεγαλύτερης έντασης γεννήτριες.
2. Βολτόμετρο υψηλής αντίστασης εισόδου (>10MX) για ακρίβειες από μV έως V.
Τα ανωτέρω βρίσκονται συνήθως σε ένα όργανο μέτρησης, το οποίο επιπρόσθετα περιέχει ένα σύστημα αντιστάθμισης ώστε το βολτόμετρο να συνδέεται μαζί του να αφαιρεί φυσικά δυναμικά.
3. Όργανο Επιλογής της Χρησιμοποιούμενης Διάταξης. Πρόκειται για ένα όργανο, το οποίο παρεμβάλλεται μεταξύ του γεωφυσικού οργάνου και των καλωδίων ρεύματος και δυναμικού, έχοντας ως αποστολή τη διανομή του σήματος εξόδου (ρεύματος) στα κατάλληλα, κάθε φορά, ηλεκτρόδια ρεύματος και τον καθορισμό των ηλεκτροδίων δυναμικού από τα οποία λαμβάνεται η κάθε μέτρηση. Με τον τρόπο αυτό, το όργανο ελέγχει, κάθε φορά, εάν η πραγματοποιούμενη μέθοδος είναι Schlumberger ή Dipole – Dipole.
4. Όργανο Ρύθμισης της Απόστασης των Ηλεκτροδίων Δυναμικού. Μεταξύ των ηλεκτροδίων δυναμικού και του οργάνου επιλογής της κατάλληλης διάταξης παρεμβάλλεται ένας ακόμα διακόπτης, ο οποίος ρυθμίζει την απόσταση των ηλεκτροδίων δυναμικών για την οποία πραγματοποιείται η μέτρηση.
5. Καλώδια σε καρούλια

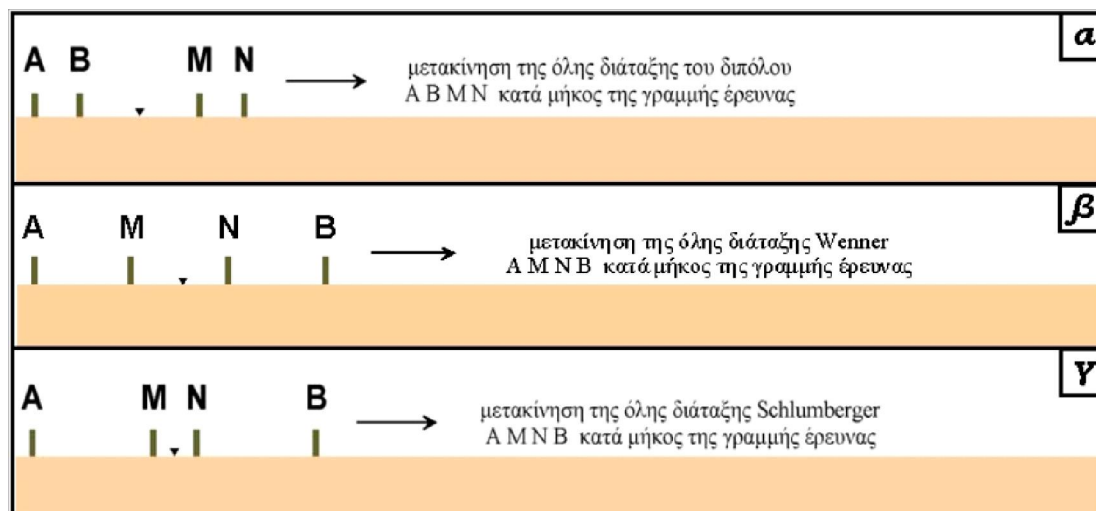
6. Ηλεκτρόδια



Εικόνα 28: Βασική αρχή των μετρήσεων και πιθανό ηλεκτρικό πεδίο γεωηλεκτρικών διασκοπήσεων συνεχούς ρεύματος (vogelsang,1995).

2.18 ΟΡΙΖΟΝΤΙΕΣ ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΕΙΣ

Αν κρατήσουμε τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος και δυναμικού σταθερές μεταξύ τους και μετακινούμε όλη τη διάταξη κατά μήκος μιας γραμμής ή χωρικά σε μια ευρύτερη περιοχή, τότε διασκοπούμε παράπλευρα το χώρο σε ένα περίπου σταθερό μέσο βάθος μέσω της κατανομής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης που μετρούμε. Η κατανομή αυτή ποιοτικά δίνει τη χωρική κατανομή στο συγκεκριμένο βάθος γεωηλεκτρικών σχηματισμών. Επομένως, χρησιμοποιώντας οριζόντιες ηλεκτρικές χαρτογραφήσεις μας δίνεται η δυνατότητα να σαρώσουμε πλευρικά μια ζώνη συγκεκριμένου πάχους και να μελετήσουμε την πλευρική διαφοροποίηση του υλικού της ζώνης από τη μελέτη της οριζόντιας (πλευρικής) μεταβολής της φαινόμενης ειδικής αντίστασης.



Εικόνα 29: Προφίλ ειδικής αντίστασης με μετακίνηση ολόκληρης της διάταξης dipole-dipole(A), wenner(B), schlumberger(Γ).

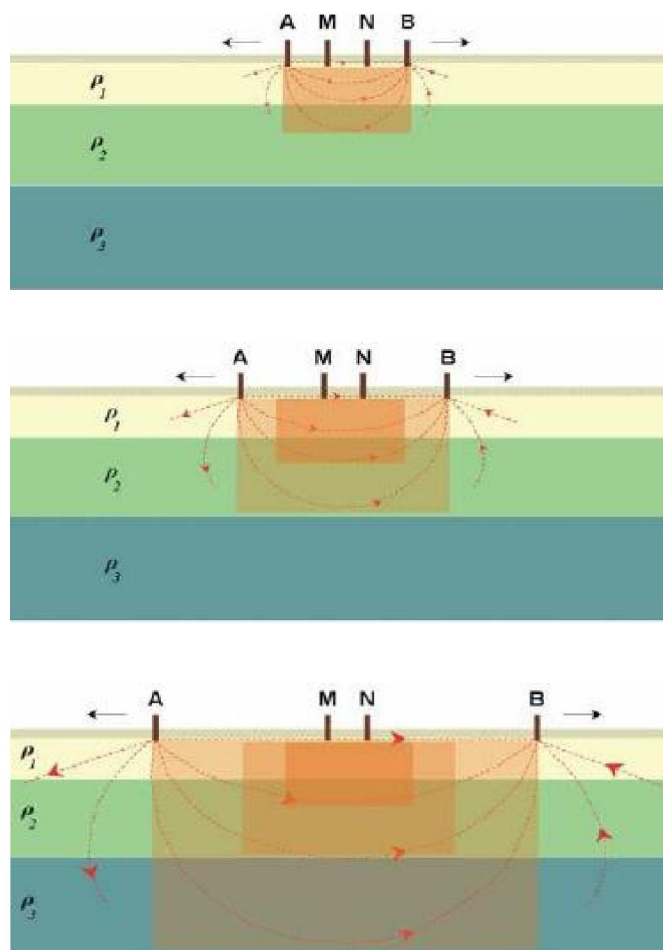
Τα πειράματα αυτά παρέχουν μετρήσεις της χωρικής μεταβολής της ειδικής αντίστασης για καθορισμένη απόσταση ηλεκτροδίων, τα αποτελέσματα πολλών σειρών μετρήσεων ηλεκτρικής χαρτογράφησης (η οποία ονομάζεται προφίλ ειδικής αντίστασης), χρησιμοποιούνται για τη σχεδίαση χαρτών που παρουσιάζουν καμπύλες ίσων τιμών ειδικής αντίστασης. Τα αποτελέσματα της έρευνας των οριζόντιων μεταβολών της ειδικής αντίστασης επιδέχονται μόνο ποιοτική ερμηνεία.

2.19 ΗΛΕΚΤΡΙΚΕΣ ΒΥΘΟΣΚΟΠΗΣΕΙΣ

Αν κρατήσουμε το κέντρο της διάταξης ηλεκτροδίων σταθερό και αυξάνουμε την απόσταση των ηλεκτροδίων ρεύματος, τότε διενεργούμε ηλεκτρική βυθοσκόπηση, δηλαδή διασκοπούμε το υπέδαφος εις βάθος κάτω από το κέντρο της διάταξης. Η μεταβολή των τιμών της φαινόμενης ειδικής αντίστασης δίνει μια πρώτη εικόνα των

μεταβολών των ειδικών αντιστάσεων των διάφορων στρωμάτων ρις βάθος. Αντικείμενο της ηλεκτρικής βυθοσκόπησης είναι η δημιουργία του γεωηλεκτρικού μοντέλου του υπεδάφους (υπολογισμός πάχους και ειδικής αντίστασης του κάθε στρώματος) από τις μετρούμενες τιμές της φαινόμενης ειδικής αντίστασης στις διάφορες αποστάσεις ηλεκτροδίων ρεύματος.

-Ηλεκτρική Μέθοδος-



Εικόνα 30: Ηλεκτρική βυθοσκόπηση με σταδιακή απομάκρυνση των ηλεκτροδίων από το κέντρο της διάταξης (Λουησ,2004).

Στις ηλεκτρικές βυθοσκοπήσεις, δηλαδή, μπορούμε να βρούμε την εναλλαγή των στρωμάτων με το βάθος, κάτω από ένα σημείο που είναι το κέντρο της διάταξης των ηλεκτροδίων, ανοίγοντας τα ηλεκτρόδια συμμετρικά ως προς αυτό σε μεγαλύτερες διαδοχικά αποστάσεις.

Συνήθως όταν θέλουμε να διασκοπήσουμε εις βάθος με την ηλεκτρική βυθοσκόπηση χρησιμοποιούμε την διάταξη ηλεκτροδίων Schlumberger. Μετακινούμε συμμετρικά σε μεγαλύτερες αποστάσεις τα ηλεκτρόδια ρεύματος κρατώντας σταθερά τα ηλεκτρόδια δυναμικού, έως ότου οι τιμές διαφοράς δυναμικού γίνουν πολύ μικρές, οπότε μεταφέρουμε και τα ηλεκτρόδια δυναμικού συμμετρικά ως προς το κέντρο σε

μεγαλύτερη απόσταση και συνεχίζουμε να αυξάνουμε τις αποστάσεις των ηλεκτροδίων ρεύματος.

2.20 ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ ΤΗΣ ΕΙΔΙΚΗΣ ΑΝΤΙΣΤΑΣΗΣ

Η Ειδική Αντίσταση, είναι γενικά μία μέθοδος ιδιαίτερα αποτελεσματική στο να σκιαγραφεί στρωματικές αλληλουχίες σε μικρό βάθος, αλλά και κάθετες ασυνέχειες, με γνώμονα την μεταβολή των τιμών της ειδικής αντίστασης. Οι έρευνες με την μέθοδο αυτή, συνήθως δεν περιλαμβάνουν μετρήσεις μεγάλης κλίμακας λόγω της σωματικής κόπωσης και της χρονικής έκτασης που απαιτείται για την συναρμολόγηση και την αποσυναρμολόγηση της διάταξης των ηλεκτροδίων και των καλωδίων. Για το λόγο αυτό, η μέθοδος αυτή σπάνια χρησιμοποιείται για αναγνωριστικές έρευνες.

Ειδικά, η ειδική αντίσταση βρίσκει ευρεία εφαρμογή σε αναγνωριστικές γεωλογικές έρευνες πεδίου, οι οποίες προηγούνται χρονικά των εφαρμογών των μηχανικών, όπως είναι η δημιουργία πάσης φύσεως κατασκευών (Barker 1997). Οι αρχαιολογικές έρευνες, αποτελούν επίσης, έναν άλλον κλάδο όπου η μέθοδος αυτή βρίσκει εκτεταμένη εφαρμογή, με σκοπό των εντοπισμό χειροτεχνημάτων, οικημάτων και λοιπών αρχαιολογικών δομών.

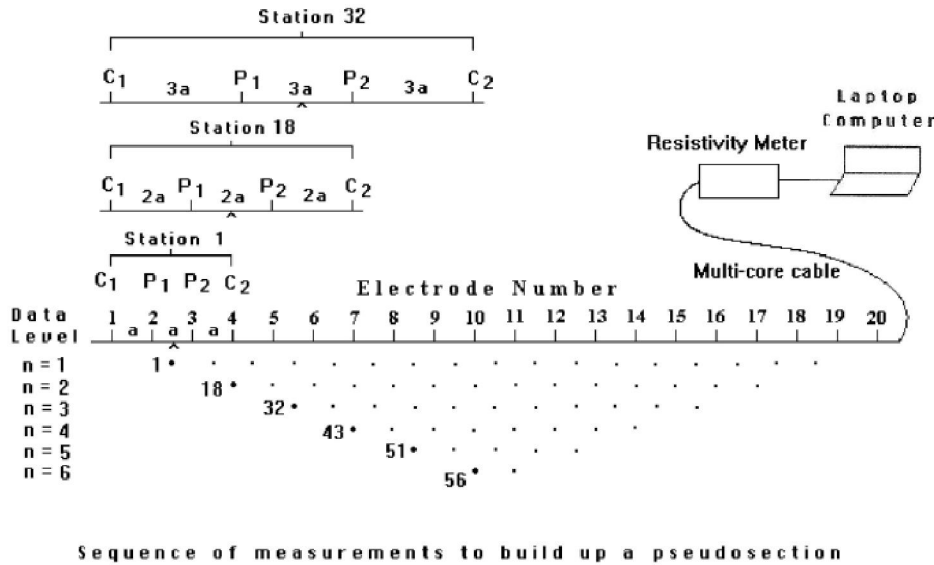
Η πιο διαδεδομένη ίσως χρήση της ειδικής αντίστασης είναι σε υδρογεωλογικές μελέτες, καθώς παρέχει σημαντικές πληροφορίες για τη γεωλογική δομή, τη λιθολογία και τους υπεδαφικούς υδατικούς πόρους, κάτι το οποίο είναι μεγάλης σημασίας καθώς περιορίζει σημαντικά τον αριθμό των πολυδάπανων αναγνωριστικών γεωτρήσεων, σε συγκεκριμένες πλέον θέσεις..

Ενδεικτικά, κάποιες άλλες εφαρμογές της μεθόδου έγκεινται στον εντοπισμό και την παρακολούθηση του βαθμού ρύπανσης των υπόγειων υδάτων (Merkel 1972), καθώς και την μελέτη της όξινης απορροής των μεταλλείων (Ebraheem et al. 1990).

2.20.1 Μέθοδος Ηλεκτρικής Τομογραφίας

Χρησιμοποιείται όταν θέλουμε να έχουμε σε συγκεκριμένες θέσεις, μεγάλης ακρίβειας διασκοπήσεις, τόσο παράπλευρα, όσο και σε βάθος. Η ηλεκτρική τομογραφία συνίσταται σε πολλές βυθοσκοπήσεις πολύ κοντά μεταξύ τους. Ο τρόπος μέτρησης, οι αποστάσεις και οι θέσεις διατάξεων που θέλουμε. Όλες οι τιμές χρησιμοποιούνται μια διδιάστατη γεωηλεκτρική τομή μεγάλης ακρίβειας, δηλαδή μια γεωηλεκτρική τομογραφία. Το μεγάλο πλεονέκτημα είναι ότι αντιμετωπίζει σύνθετες γεωλογικές τομές, αίροντας τη θεώρηση της οριζόντια στρωματωμένης γης, προβαίνοντας κατ' αυτό τον τρόπο με ασφάλεια στην ποσοτική ερμηνεία των γεωηλεκτρικών μετρήσεων. Τα γεωηλεκτρικά τομογράμματα απεικονίζουν τομές βάθους, όπου αποτυπώνονται τόσο οι κατακόρυφες όσο και οι πλευρικές κατανομές της ειδικής αντίστασης των υπεδαφικών σχηματισμών. Η πρόοδος που έχει σημειωθεί τα τελευταία χρόνια στην κατεύθυνση αυτοματοποίησης της λήψης γεωφυσικών δεδομένων και της αντιστροφής τους αύξησε δραστικά την εφαρμοσιμότητα της ηλεκτρικής τομογραφίας. Η μέθοδος χρησιμοποιείται πλέον ευρέως σε γεωτεχνικές και περιβαλλοντικές εφαρμογές, στην αρχαιομετρία. Την υδρογεωλογία κλπ. σε πολλές χώρες. Η διδιάστατη ηλεκτρική τομογραφία απαιτεί την καταγραφή δεδομένων με πολλές διαφορετικές αποστάσεις ηλεκτροδίων, κατά μήκος μιας γραμμής. Είναι ιδιαίτερα σημαντικό να υπάρχει μια αρκετά πυκνή πλευρική

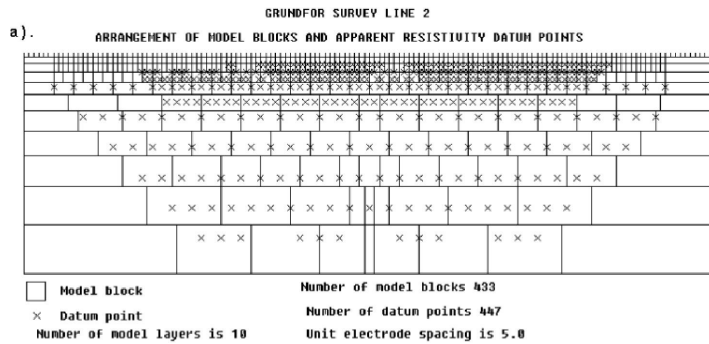
κάλυψη, από πλευράς λήψης δεδομένων, προκειμένου να καταστεί εφικτή η ανίχνευση πολύπλοκων δομών του υπεδάφους, το οποίο επιβάλλει τη χρησιμοποίηση τυποποιημένων πολύ-ηλεκτροδιακών συστημάτων λήψης δεδομένων.



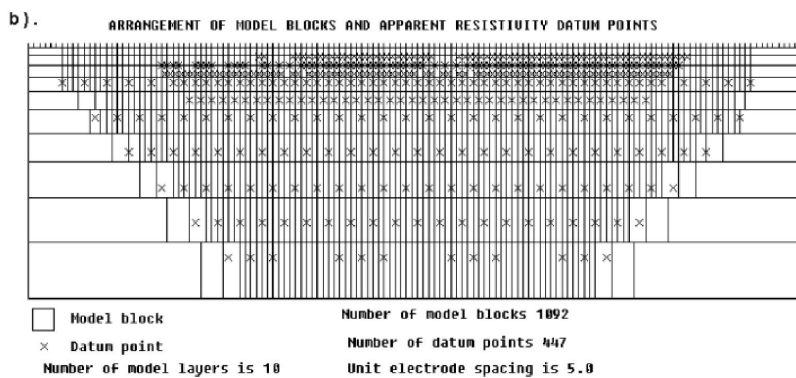
Εικόνα 31: Η διάταξη των ηλεκτροδίων για την πραγματοποίηση δισδιάστατης γεωηλεκτρικής τομογραφίας και η σειρά των μετρήσεων για τη δημιουργία ψευδοτομής (loke,1996).

Οι μεγάλες ποσότητες δεδομένων, οι οποίες παράγονται από τα συστήματα αυτά, απαιτούν με τη σειρά τους αυτοματοποιημένο χειρισμό και αυτόματες αριθμητικές τεχνικές αντίστροφης δημιουργίας μοντέλων, οι οποίες βασίζονται στη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών ή των πεπερασμένων στοιχείων για τους ευθείς υπολογισμούς, έχουν αναπτυχθεί για να καλύψουν αυτή την ανάγκη. (Oldenburg & Li. 1994, Tsourlos. 1995, Loke & Barker. 1996 κ.ά.)

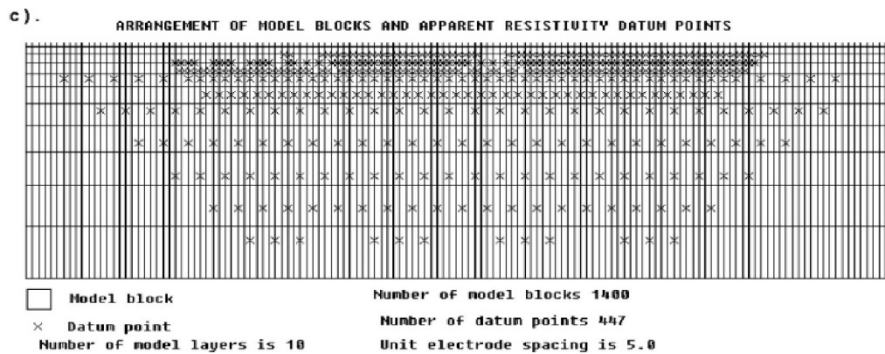
Με τις τεχνικές αυτές, το υπέδαφος χωρίζεται σε κελιά σταθερών διαστάσεων, το μέγεθος των οποίων συνήθως, αυξάνει με το βάθος (Εικόνα 2.10)



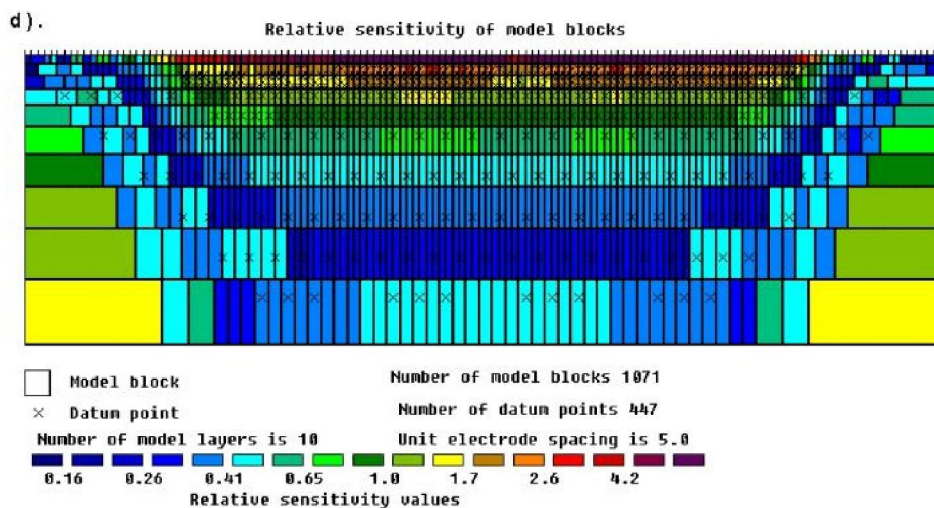
Εικόνα 32: Διαίρεση της επιφάνειας του υπεδάφους δισδιάστατου μοντέλου σε ορθογώνια πρίσματα, με τη βοήθεια προεπιλεγμένου αλγορίθμου (Ioke,1996).



Εικόνα 33: Διαίρεση της επιφάνειας του υπεδάφους δισδιάστατου μοντέλου σε ορθογώνια πρίσματα με περισσότερα κελιά από τα δεδομένα (Ioke,1996).



Εικόνα 34: Διαίρεση της επιφάνειας του υπεδάφους δισδιάστατου μοντέλου σε ορθογώνια πρίσματα με επιμηκυνση στις ακρες της γραμμης των μετρησεων (Ioke,1996).



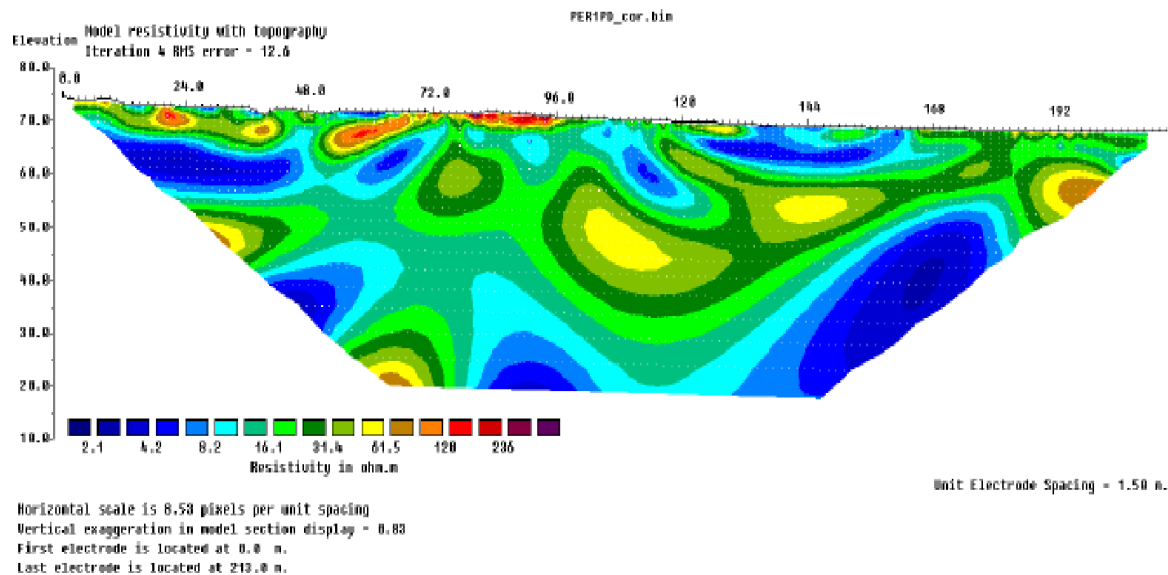
Εικόνα 35: Διαίρεση της επιφάνειας του υπεδάφους δισδιάστατου μοντέλου σε ορθογώνια πρίσματα με τις τιμές ευαισθησίας ενός μοντέλου ομογενούς γης (Loke, 1996).

Οι ειδικές ηλεκτρικές αντιστάσεις τους προσαρμόζονται μέσω μιας επαναληπτικής διαδικασίας, έως ότου επιτευχθεί μια αποδεκτή συμφωνία ανάμεσα στα δεδομένα εισόδου και την απόκριση του μοντέλου (Εικόνα 2.14).

Αρκετές προσεγγιστικές λύσεις έχουν δοθεί, προκειμένου να μειωθεί η υπολογιστική ισχύς που απαιτείται για τον υπολογισμό του πίνακα ευαισθησίας, ο οποίος χρησιμοποιείται για την προσαρμογή του μοντέλου (πχ η μέθοδος Quasi – Newton, Loke και Barker, 1996). Ωστόσο, οι μέθοδοι αυτές είναι κατάλληλες κυρίως για μικρές αντιθέσεις ειδικής αντίστασης.

Όσον αφορά στην τοπογραφία, αυτή αντιμετωπίζεται είτε με διορθώσεις, δηλαδή μετατροπή των δεδομένων πριν και μετά την αντιστροφή, είτε με απευθείας εισαγωγή της στο πλέγμα.

-Ηλεκτρική Μέθοδος-



Πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα Ηλεκτρικής Μεθόδου

Η συγκεκριμένη μέθοδος έχει πολλά πλεονεκτήματα και μερικά μειονεκτήματα. Τα κύρια θετικά της συγκεκριμένης μεθόδου είναι η υψηλή ανάλυση των αποτελεσμάτων των μετρήσεων, το βάθος των μετρήσεων, η εύκολη επεξεργασία των μετρήσεων. Από την άλλη πλευρά η συγκεκριμένη μέθοδος έχει και μερικά μειονεκτήματα όπως το βάρος του εξοπλισμού, η δυσκολία πραγματοποίησης των μετρήσεων, ο χρόνος πραγματοποίησης των μετρήσεων, καθώς και το κόστος κτίσης του εξοπλισμού.

2.21 Γεωραντάρ

*Ε*ισαγωγή

Η πρώτη εμφάνιση ενός συστήματος σχεδιασμένου να χρησιμοποιεί συνεχή ηλεκτρομαγνητικά κύματα για την ανίχνευση υποεπιφανειακών αντικειμένων έλαβε χώρα το 1910 από τον Gotthelf Leimbach και έξι χρόνια αργότερα από τον Heinrich Löwy (ευρεσιτεχνία DE 237 944). Ένα σύστημα που χρησιμοποιεί παλμούς παρά ένα συνεχές σήμα κατασκευάστηκε το 1926 από τον Dr. Hülsenbeck (ευρεσιτεχνία DE 489 434), οδηγώντας σε βελτιωμένη ανάλυση σε σχέση με το βάθος. Οι περαιτέρω

εξελίξεις στον τομέα παρέμειναν στάσιμες μέχρι τη δεκαετία του 1970, όταν οι στρατιωτικές εφαρμογές άρχισαν να προάγουν την έρευνα. Οι εμπορικές εφαρμογές που ακολούθησαν και ο πρώτος προσιτός καταναλωτικός εξοπλισμός πωλήθηκαν το 1975. Το γεωραντάρ ανήκει στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους και βασίζεται στη διάδοση και ανάκλαση υψηλής συχνότητας ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων από 8MHz έως 4GHz σε ασυνέχειες μέσων, όπου μεταβάλλονται η διηλεκτρική σταθερά και η αγωγιμότητα. Για το λόγο αυτόν, η μέθοδος του γεωραντάρ εφαρμόζεται κυρίως σε περιοχές με σχηματισμούς υψηλών σχετικά ειδικών αντιστάσεων. Η μέθοδος του γεωραντάρ είναι μία μη καταστρεπτική τεχνική και μπορεί επομένως να εφαρμοστεί σε αστικά και άλλα ιδιαίτερα περιβάλλοντα. Έχει πολλές γεωλογικές εφαρμογές, όπως απεικόνιση σε υψηλή ανάλυση ρηχών εδαφικών δομών και πετρωμάτων, αποτύπωση στρωματογραφίας, εντοπισμό θαμμένων καναλιών, χαρτογράφηση ταμιευτήρων νερού, καθώς και εκτίμηση του βάθους των υδροφόρων οριζώντων. Εκτός όμως από τις γεωλογικές εφαρμογές βρίσκει χρήση και σε άλλους τομείς, όπως στον τομέα της Αρχαιολογίας, όπου χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό θαμμένης τοιχοποιίας, καθώς και για εγκληματολογικές και στρατιωτικές έρευνες.

2.22 ΒΑΣΙΚΑ ΜΕΡΗ ΕΝΟΣ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ

Τα κυριότερα στοιχεία για την λειτουργία και την κατανόηση του τρόπου λειτουργίας ενός συστήματος γεωραντάρ, είναι :

- Ένα ηλεκτρικό κύκλωμα (πηγή) που μπορεί να παράγει χρονικά κυμαινόμενες τάσεις (εναλλασσόμενο ηλεκτρικό πεδίο) στο εκάστοτε απαιτούμενο φάσμα συχνοτήτων με ελεγχόμενο και καταγράψιμο τρόπο.
- Μία κεραία-πομπός που μετατρέπει το ηλεκτρικό σήμα σε ένα ακτινοβολούμενο ηλεκτρομαγνητικό κύμα (ραδιοκύμα), το οποίο μπορεί να διεισδύσει μέσω του υπεδάφους στο στόχο. Η κεραία-πομπός, μετασχηματίζει τα σήματα ηλεκτρικής τάσης σε εξωτερικά διαδιδόμενη ενέργεια ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων.
- Ένα σύστημα ανίχνευσης (δέκτης), που αποτελείται συνήθως από μια κεραία και ηλεκτρονικά στοιχεία κυκλώματος, που μπορούν να ανιχνεύσουν τα ανακλώμενα ηλεκτρομαγνητικά κύματα και να τα μετασχηματίσουν σε μια ηλεκτρική τάση που μπορεί να καταγραφεί και να επεξεργαστεί.

-Γεωραντάρ-



Εικόνα 36: Διάταξη γεωραντάρ.

2.23 ΑΡΧΗ ΛΕΙΤΟΥΡΓΙΑΣ

Όσον αφορά τη βασική αρχή της μεθόδου, ένας πομπός εκπέμπει ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα μέσα στο έδαφος. Όταν το κύμα αυτό συναντήσει μία μεταβολή στις ηλεκτρομαγνητικές ιδιότητες του εδάφους, είτε λόγω κάποιου βυθισμένου αντικειμένου είτε λόγω εναλλαγής δύο μέσων με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες, μέρος αυτού ανακλάται πίσω προς το δέκτη, όπου καταγράφεται το πλάτος του ηλεκτρικού πεδίου και ο χρόνος άφιξης. Ειδικότερα :

(α) Η κεραία – πομπός μετατρέπει το ηλεκτρικό σήμα σε ένα ακτινοβολούμενο ηλεκτρομαγνητικό κύμα (ραδιοκύμα), το οποίο μπορεί να διεισδύσει δια του υπεδάφους στο στόχο . Ο παλμός θα ταξιδεύσει στο έδαφος μέχρι να συναντήσει επιφάνεια με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες.

(β) Τότε ένα μέρος της ενέργειας του παλμού θα διαδοθεί στο δεύτερο στρώμα και ένα μέρος θα ανακλαστεί στην επιφάνεια και θα επιστρέψει στην κεραία του δέκτη.

(γ) Το σήμα που φτάνει στην κεραία δέκτη προωθείται στην μονάδα ελέγχου όπου και καταγράφεται ο χρόνος διαδρομής και το πλάτος του ηλεκτρομαγνητικού παλμού.

Ο χρόνος που χρειάζεται το ηλεκτρομαγνητικό κύμα για να διαδοθεί από τον πομπό στο δέκτη ανεξαρτήτως της διαδρομής του, ονομάζεται χρόνος διαδρομής. Βασική μονάδα μέτρησης του χρόνου διαδρομής είναι το νανο-δευτερόλεπτο (ns).

Δυο κατηγορίες κυμάτων καταγράφονται στην πρώτη κατηγορία ανήκουν κύματα που ταξιδεύουν απ' ευθείας από τον πομπό στον δέκτη μέσω του αέρα. Αυτά τα κύματα, αφενός μεν φτάνουν πρώτα, επειδή η ταχύτητα διάδοσης στον αέρα είναι μεγαλύτερη απ' ότι σε οποιοδήποτε υλικό, αφετέρου δε έχουν μεγάλο πλάτος, αφού δεν υφίστανται εξασθένηση. Στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν τα κύματα που διαδίδονται στο υπέδαφος. Η καταγραφή του πλάτους των κυμάτων σε σχέση με το χρόνο διαδρομής ονομάζεται ίχνος. Όταν το κύμα συναντήσει υλικό με διαφορετική ηλεκτρική διαπερατότητα, αλλάζει κατεύθυνση δηλαδή διαθλάται ή ανακλάται. Περίθλαση συμβαίνει όταν το κύμα συναντήσει πολύ μικρού μεγέθους εμπόδια, τα οποία το αναγκάζουν να διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις. Αντήχηση συμβαίνει, όταν το κύμα “παγιδευτεί” σε κάποιο γεωλογικό στρώμα. Σε τέτοιες περιπτώσεις το κύμα ανακλάται πολλές φορές με συνέπεια τη δημιουργία πολλαπλών ανακλάσεων. (Σπανουδάκης 2007)

Βάθος διείσδυσης

Το μέγιστο βάθος διείσδυσης του γεωραντάρ, εξαρτάται άμεσα από την εξασθένηση και την ηλεκτρική αγωγιμότητα των σχηματισμών στους οποίους διαδίδεται το σήμα. Όταν η αγωγιμότητα των σχηματισμών είναι μεγάλη, το βάθος διείσδυσης είναι μικρό και το αντίστροφο. Έτσι σημαντική θεωρείται η διηλεκτρική σταθερά των εδαφικών σχηματισμών, που είναι η δυνατότητα ενός υλικού να αποθηκεύει φορτία όταν εφαρμόζεται σε αυτό ένα ηλεκτρομαγνητικό πεδίο. Στον Πίνακα παρατίθενται οι ταχύτητες διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (v), καθώς και οι τιμές της διηλεκτρικής σταθεράς (K), και της ηλεκτρικής αγωγιμότητας (σ) για διάφορους τύπους υλικών και σχηματισμών.

Πίνακας 5: Ηλεκτρική αγωγιμότητα, ταχύτητα διάδοσης και διηλεκτρική σταθερά για διάφορους τύπους υλικών.

ΥΛΙΚΟ-ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ	R	σ (MS/M)	v (M/NS)
ΑΕΡΑΣ	1	0	0.30
ΑΠΕΣΤΑΓΜΕΝΟ ΝΕΡΟ	80	0.01	0.033
ΓΛΥΚΟ ΝΕΡΟ	80	0.5	0.033
ΘΑΛΑΣΣΙΝΟ ΝΕΡΟ	80	3×10^3	0.01
ΞΗΡΑ ΑΜΜΟΣ	3-5	0.01	0.15
ΔΙΑΠΟΤΙΣΜΕΝΗ ΑΜΜΟΣ	20-30	0.1-1.0	0.06

ΑΣΒΕΣΤΟΛΙΘΟΣ	4-8	0.5-2	0.12
ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΣ	5-15	1-100	0.09
ΙΛΥΣ	5-30	1-100	0.07
ΑΡΓΙΛΟΣ	5-40	2-1000	0.06
ΓΡΑΝΙΤΗΣ	4-6	0.01-1	0.13
ΞΗΡΟ ΑΛΑΣ	5-6	0.01-1	0.13
ΠΑΓΟΣ	3-4	0.01	0.16

Η ευαισθησία σε βάθος όσο και η χωρική ανάλυση εξαρτώνται από τις συνθήκες του εδάφους (υγρασία, τύπος ιζημάτων). Η ευαισθησία σε βάθος είναι άμεσα συνδεδεμένη με την αγωγιμότητα του εδάφους. Το μεγαλύτερο ποσοστό του εδάφους είναι έστω και λίγο αγωγίμο και έτσι μέρος της ενέργειας που διοχετεύεται μετριάζεται ή μετατρέπεται σε ηλεκτρικά ρεύματα και διασκορπίζεται πριν φθάσει στο δέκτη (Conyers 2004). Καθώς τα ραδιοκύματα κινούνται βαθύτερα μέσα στο έδαφος, όλο και λιγότερη ενέργεια μπορεί να υποστεί ανάκλαση με αποτέλεσμα να υπάρχει μία απώλεια σήματος αναλογικά με το βάθος. Για να αντιλαμβάνεται, ενισχύεται και πολλαπλασιάζεται έτσι ώστε να είναι δυνατή η ερμηνεία των αποτελεσμάτων (Conyers 2004).

Ο πιο σημαντικός παράγοντας που επηρεάζει το βαθμό απώλειας σήματος είναι η υγρασία. Η διάδοση του σήματος επιδεινώνεται από την παρουσία ηλεκτρολυτών και αργιλικών ορυκτών, τα οποία συχνά κατακρατούν υγρασία, δημιουργώντας διαλύματα μεγάλης αγωγιμότητας..

Ένας άλλος παράγοντας που έχει επιπτώσεις στο βάθος και στην ανάλυση είναι η συχνότητα. Μια πολύ χαμηλής συχνότητας κεραία, όπως εκείνη των 100MHz, μπορεί να φτάσει τα 25m ή περισσότερα, δίνοντας όμως αποτελέσματα με αρκετά χαμηλή ανάλυση. Αντιθέτως, μια κεραία υψηλής συχνότητας, όπως 900MHz, μπορεί να φτάσει το 1m βάθος με πολύ μεγάλη διακριτική ικανότητα, εντοπίζοντας ακόμα και πολύ μικρά στοιχεία της τάξης των μερικών εκατοστών. Συμπερασματικά η σχέση που συνδέει το βάθος διεύδυσης και την διακριτική ικανότητα μπορεί να θεωρηθεί πρακτικά αντιστρόφως ανάλογη.

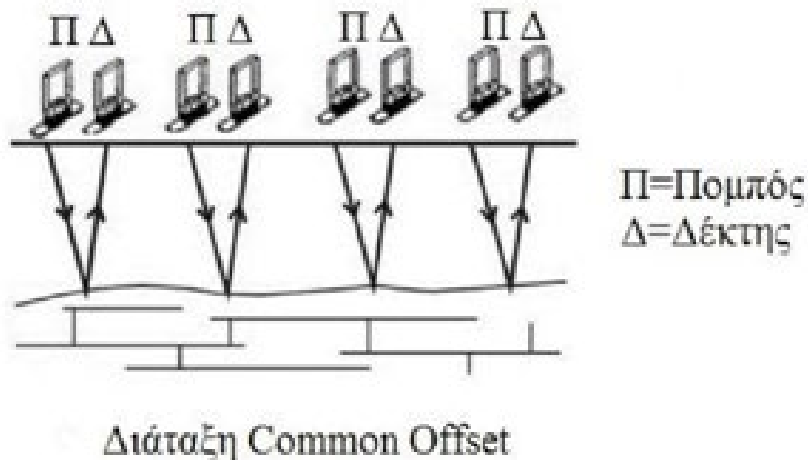
2.24 ΔΙΑΤΑΞΕΙΣ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ ΡΥΘΜΙΣΕΙΣ ΟΡΓΑΝΟΥ

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι διάταξης πομπού - δέκτη ανάλογα με το σκοπό της έρευνας. Κύρια διάταξη για τη συλλογή δεδομένων γεωραντάρ είναι αυτή της σταθερής απόστασης πομπού δέκτη (common offset) ή ανάκλασης και αυτή του κοινού μέσου σημείου (commonmidpoint) :

2.24.1 Commonoffset : Είναι η τυπική διάταξη λειτουργίας ενός συστήματος γεωραντάρ, όπου ο πομπός και ο δέκτης βρίσκονται σε σταθερή πάντα απόσταση μεταξύ τους και μετακινούνται κατά μήκος μιας γραμμής διασκόπησης, συλλέγοντας δεδομένα συνεχώς. Συνήθως, ο πομπός και ο δέκτης είναι τοποθετημένοι μέσα σε θωρακισμένο

κουτί για μέγιστη κατευθυντικότητα προς τα κάτω. Οι παράμετροι που πρέπει να καθοριστούν σε μία common-offset διάταξη είναι :

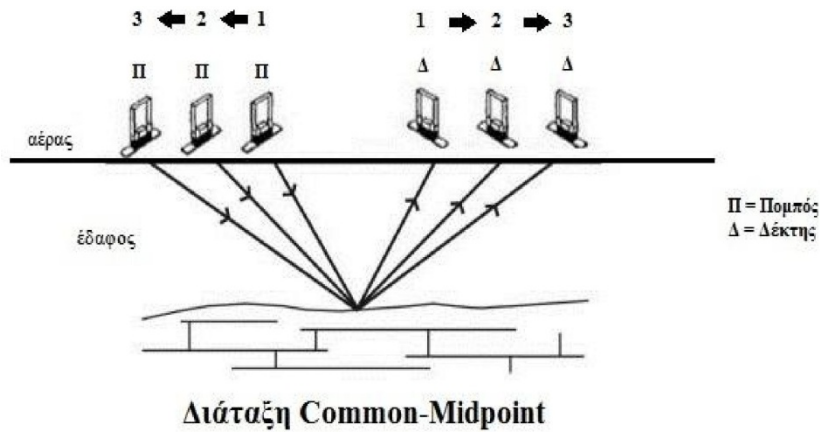
- Η συχνότητα λειτουργίας. Όσο μικρότερη είναι η συχνότητα λειτουργίας των κεραιών του συστήματος γεωραντάρ που χρησιμοποιείται, τόσο μεγαλύτερη είναι η διείσδυση σε βάθος με σαφή όμως μείωση στην ανάλυση που επιτυγχάνεται, δηλαδή στη διακριτική ικανότητα ανίχνευσης μεταξύ δύο σημείων του υπεδάφους.
- Το χρονικό παράθυρο (time-window, TW). Στα χρονικά όρια καταγραφής ενός σήματος ορίζουν το χρονικό παράθυρο (TW) που εξαρτάται από το μέγιστο βάθος διείσδυσης και την ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης.
- Η χρονική διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών μετρήσεων. Σύμφωνα με το κριτήριο Nyquist, η χρονική διαφορά Δt μεταξύ δύο διαδοχικών μετρήσεων (temporal sampling interval) δεν πρέπει να υπερβαίνει το μισό της περιόδου που αντιστοιχεί στην μεγαλύτερη συχνότητα του μετρούμενου σήματος.
- Η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών μετρήσεων. Η επιλογή του διαστήματος μεταξύ δύο διαδοχικών μετρήσεων (station spacing), συνδέεται κυρίως με την κεντρική συχνότητα των κεραιών.
- Η θέση των γραμμών διασκόπησης και η πυκνότητα τους. Οι γραμμές διασκόπησης καθορίζονται έτσι ώστε να περνούν όσο το δυνατόν κάθετα στην μεγαλύτερη διάσταση των στόχων που ερευνώνται, ώστε να αυξηθούν οι πιθανότητες εντοπισμού τους και να ελαχιστοποιηθεί ο απαιτούμενος αριθμός των γραμμών που εκτελούνται.



Εικόνα 37: Διάταξη common offset.

2.24.2 Common-Midpoint : Χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης του σήματος του γεωραντάρ ως προς το βάθος, μεταβάλλοντας την απόσταση των κεραιών κατά μία καθορισμένη απόσταση κάθε φορά, κρατώντας το κέντρο της διάταξης σταθερό και μετρώντας τις αντίστοιχες μεταβολές του χρόνου από και προς το σημείο ανάκλασης.

-Γεωραντάρ-



Εικόνα 38: Διάταξη common midpoint.

2.25 ΠΛΕΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΜΕΘΟΔΟΥ

Τα κυριότερα πλεονεκτήματα του γεωραντάρ συγκριτικά και με άλλες γεωφυσικές μεθόδους :

- ✓ Μεγάλη ταχύτητα διεξαγωγής μετρήσεων
- ✓ Υψηλή ανάλυση αποτελεσμάτων σε μικρά βάθη
- ✓ Μη καταστροφική μέθοδος
- ✓ Συνεχής συλλογή στοιχείων
- ✓ Σχετικά μικρού κόστους

2.26 ΜΕΙΟΝΕΚΤΗΜΑΤΑ ΜΕΘΟΔΟΥ

Η εφαρμογή της μεθόδου έχει ορισμένους περιορισμούς. Η χρήση του γεωραντάρ δεν ενδείκνυται σε περιοχές όπου υπάρχουν εγκατεστημένοι μεταδότες ραδιοκυμάτων, σε περιοχές με εκτεταμένες μεταλλικές κατασκευές στο υπέδαφος ή στην επιφάνεια, και σε περιοχές με υψηλή υγρασία. Επιπλέον, για να μπορεί να υπάρξει μετρήσιμη ανάκλαση, πρέπει οι διαφορές στις ηλεκτρικές ιδιότητες ανάμεσα στο στόχο και στο μέσο διάδοσης να είναι σημαντικές. Η αδυναμία εφαρμογής του γεωραντάρ σε ανώμαλα εδάφη αποτελεί άλλο ένα σημαντικό μειονεκτήματα της μεθόδου. Για να υπάρχει κατευθυντικότητα των κυμάτων προς το εσωτερικό του εδάφους, πρέπει η κεραία να βρίσκεται σε στενή επαφή με την επιφάνεια του και γι' αυτό, το έδαφος πάνω στο οποίο θα διεξαχθούν οι μετρήσεις δεν πρέπει να είναι πολύ τραχύ ή ανώμαλο.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

3.1 ΜΕΛΕΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗΣ PORT-AU-PRINCE

ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΟΥ ΚΥΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΙΚΡΟΖΩΝΟΠΟΙΗΣΗ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΤΟ PORT-AU-PRINCE ΤΗΣ ΑΪΤΗΣ.

ΕΣΑΓΩΓΗ
Αντικείμενο της μελέτης αυτής της περίπτωσης είναι ο χαρακτηρισμός του υπεδάφους του Port-au-prince με βάση την απόκριση του υπεδάφους σε τεχνητά σεισμικά κύματα. Σύμφωνα με τα προφίλ ταχυτήτων που θα προκύψουν από την γεωφυσική σεισμική έρευνα, θα γίνει προσπάθεια κατηγοριοποίησης του υπεδάφους σύμφωνα με κάποιους παγκόσμιους κώδικες (π.χ. NERHP). Μέσα από αυτή την διαδικασία αναδεικνύεται η σπουδαιότητα της γεωφυσικής σκοπιάς του προβλήματος και η δυνατότητα της γεωφυσικής να παράσχει απαντήσεις ικανές και επαρκείς για την αξιολόγηση και την περαιτέρω αντιμετώπιση του προβλήματος.

Ειδικότερα :

Στην μελέτη περίπτωσης παρουσιάζεται μια σεισμική μικροζωνοποίηση της τοποθεσίας για την πόλη Port-au-Prince. Η μικροζωνοποίηση βασίζεται σε 35 προφίλ ταχύτητας διατμητικών κυμάτων (VS) που συλλέχθηκαν σε όλη την πόλη και σε έναν νέο γεωλογικό χάρτη της περιοχής. Τα προφίλ VS αποκτήθηκαν χρησιμοποιώντας τη μέθοδο πολλαπλών καναλιών ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW), ενώ ο γεωλογικός χάρτης αναπτύχθηκε από ένα συνδυασμό χαρτογράφησης και γεωμορφολογικής ερμηνείας ενός ψηφιακού μοντέλου (DEM). Έχουν αναπτυχθεί σχέσεις μεταξύ της μέσης ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων στα ανώτερα 30 m του υπεδάφους (VS30) και της επιφανειακής γεωλογικής δομής, επιτρέποντας ταξινομήσεις της περιοχής με βάση κώδικα σε όλη την πόλη. Εδώ παρέχεται, επίσης, ένας χάρτης ταξινόμησης της περιοχής για το Εθνικό Πρόγραμμα Μείωσης Κινδύνων Σεισμού (NEHRP)/ Διεθνή Κώδικα Οικοδόμησης (IBC) . Μεγάλο μέρος της πόλης είναι θεμελιωμένο σε σχηματισμούς που κατατάσσονται ως κλάση C ή D σύμφωνα με το NEHRP., με βάση το VS30. Κάποιες περιοχές της πόλης απαιτούν περισσότερες πληροφορίες για το υπέδαφος ώστε να γίνει μία πιο ακριβής ταξινόμησή τους και σημειώνονται με [DOI: 10.1193 / 1.3630226].

3.1.1 Το πρόβλημα

Στις 12 Ιανουαρίου 2010, ένας σεισμός 7.0 ρίχτερ έπληξε την περιοχή του Port-au-Prince της Αϊτής. Ο σεισμός ήταν καταστροφικός, με αποτέλεσμα περίπου 300.000 ή περισσότερους θανάτους. Οι ζημιές ήταν εκτενείς και αφηρόντας όλα τα κοινωνικοοικονομικά σύνορα, όπως αποδεικνύεται από την κατάρρευση των σπιτιών, των σχολείων, των νοσοκομείων και των κυβερνητικών εγκαταστάσεων . Ο μεγάλος αριθμός θυμάτων οφειλόταν κυρίως σε κακές οικοδομικές πρακτικές, οι οποίες δεν ήταν εναρμονισμένες με τους σύγχρονους σεισμικούς κτιριακούς κώδικες. Εάν η πόλη του Port-au-Prince και οι άλλες περιοχές της Αϊτής που επλήγησαν από τον σεισμό πρόκειται να ανακατασκευαστούν με κατάλληλο τρόπο, η ανοικοδόμηση πρέπει να βασίζεται σε σεισμικούς κανονισμούς όπως αυτοί που περιλαμβάνονται στον Διεθνή Κώδικα Οικοδόμησης (IBC, ICC 2009) ή στον Ευρωκώδικα 8 (CEN 2004). Ένα βασικό προαπαιτούμενο για την πραγματοποίηση σεισμικών προβλέψεων σύμφωνα με τους σύγχρονους κτιριακούς κώδικες είναι ο σεισμικός χαρακτηρισμός της περιοχής, ο οποίος είναι απαραίτητος για τον προσδιορισμό των αναμενόμενων σεισμικών δυνάμεων που θα επιβαρύνουν τις κατασκευές. Η ταξινόμηση μιας περιοχής με βάση κάποιο κώδικα εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του υπεδάφους (στρωματογραφία κτλ.) για τα πρώτα 30 μέτρα. Αυτές οι πληροφορίες χρησιμοποιούνται για να ομαδοποιηθούν οι περιοχές σε μία από τις γενικές

κατηγορίες που κυμαίνονται από συνθήκες "σκληρού βράχου" έως "μαλακού εδάφους". Το σχέδιο ταξινόμησης του NEHRP (BSSC 2003) που χρησιμοποιείται στο IBC (ICC 2009) παρέχεται στον Πίνακα 6. Οι κατηγορίες A έως E καθορίζονται κυρίως με βάση τη μέση ταχύτητα διατμητικού κύματος στα ανώτερα 30 m του υπεδάφους (VS30), ενώ επιπρόσθετες ιδιότητες του υπεδάφους χρησιμοποιούνται για την ταξινόμηση ρευστοποιημένων εδαφών ή εδαφών που αποτελούνται από μαλακή άργιλο.

Επίσης είναι δυνατός, αλλά όχι προτεινόμενος ο καθορισμός της κλάσης του υπεδάφους με βάση τις μέσες τιμές της δοκιμής SPT (N30) ή της δοκιμής διατμητικής αντοχής κορεσμένου δοκιμίου, στα πρώτα 30 m του υπεδάφους εάν δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις ταχύτητας διατμητικού κύματος. Η ταξινόμηση της περιοχής είναι απαραίτητη για τον καθορισμό των συντελεστών απόκρισης, με βάση τον κώδικα, που ελέγχουν το σχετικό πλάτος και την απόκριση στην επιτάχυνση της κατασκευής.

Είναι ευρέως γνωστό ότι η ταξινόμηση της περιοχής που βασίζεται αποκλειστικά στο VS30 είναι υπερβολικά απλοποιημένη σε πολλές περιπτώσεις λόγω των παραγόντων όπως η τοπογραφία, τα φαινόμενα συντονισμού και οι βαθείς δομές που επηρεάζουν την τοπική απόκριση του εδάφους (Assimaki et al., 2008, Barani et al., 2008, Benjumea et al., 2008, Gallipoli και Mucciarelli 2009, Cassidy and Mucciarelli 2010, Sandikkaya et al., 2010). Ενώ έχουν προταθεί διάφορα άλλα συστήματα ταξινόμησης των περιοχών για την αντιμετώπιση αυτών των θεμάτων (π.χ., RodriguezMarek et al., 2001, Seed et al., 2001, Zare'andBard2002, Park and Hashash 2005, Sun et al., 2005, Phung et al. et al., 2008), μέχρι σήμερα δεν έχουν εγκριθεί από τους κατασκευαστικούς κώδικες και το ισχύον πρότυπο για τον σχεδιασμό βάσει κώδικα στηρίζεται στην ταξινόμηση της περιοχής μέσω VS30.

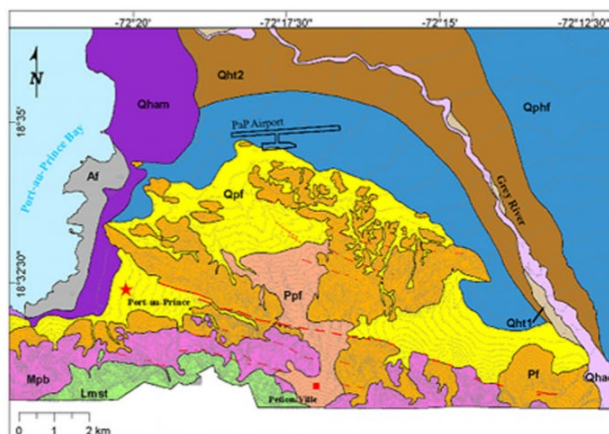
Πίνακας 6 ΔΙΕΥΚΡΙΝΙΣΕΙΣ ΣΕΙΜΙΚΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ(BSSC 2003) ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΣΤΟ INTERNATIONAL BUILDING CODE(IBC) (ICC 2009).

Site class	V_{S30} (m/s)	N_{30}	S_{U30} (kPa)
A	$V_{S30} > 1,500$	-	-
B	$760 < V_{S30} \leq 1,500$	-	-
C	$360 < V_{S30} \leq 760$	$50 < N_{30}$	$100 < S_{U30}$
D	$180 \leq V_{S30} \leq 360$	$15 \leq N_{30} \leq 50$	$50 \leq S_{U30} \leq 100$
E	$V_{S30} < 180$	$N_{30} < 15$	$S_{U30} < 50$
F	Any profile with more than 3 m of soft clay defined as soil with $PI > 20$, $w \geq 40\%$, and $S_U < 25$ kPa Soil vulnerable to potential failure or collapse under seismic loading such as liquefiable soils, quick and highly sensitive clays, and collapsible weakly cemented soils Peats and/or highly organic clays (3 m or thicker layer) Very high plasticity clays (8 m or thicker layer with $PI > 75$) Very thick soft/medium stiff clays (36 m or thicker layer)		

3.1.2 Γεωλογία του Port-au-Prince

Αμέσως μετά τον σεισμό της Αϊτής στις 12 Ιανουαρίου 2010, ο οργανισμός Geotechnical Extreme Reconnaissance (GEER), χρηματοδοτούμενος από το Εθνικό Ίδρυμα Επιστημών των ΗΠΑ (NSF), έφτιαξε ομάδα για την τεκμηρίωση των γεωτεχνικών και γεωλογικών πτυχών του σεισμού (Rathje et al., 2010). Η ομάδα GEER μπόρεσε να εντοπίσει μόνο έναν γεωγραφικό χάρτη μικρής κλίμακας (1: 250.000) για ολόκληρη τη χώρα της Αϊτής (Εικόνα 40, Lambert et al., 1987). Αυτός ο χάρτης υποδεικνύει ότι σχεδόν όλο το Port-au-Prince βρίσκεται πάνω σε τρεις ευρείες

γεωλογικές δομές (από νεότερους σε παλαιότερους): (1) τεταρτογενείς αποθέσεις (Qa, χωρίς διαφοροποίηση σε Ολόκαινο ή Πλειστόκαινο), (2) διάσπαρτες αποθέσεις Πλειόκαινου (P), και (3) Αποθέσεις μειόκαινου (Ms). Ωστόσο, επειδή ο χάρτης του Lambert et al. (1987) είναι τοπικός, στερείται λεπτομέρειας, ιδιαίτερα όσον αφορά την τεταρτογενή γεωλογία. Ως αποτέλεσμα, τα όρια των δομών δεν ταιριάζουν με τις γεωλογικές παρατηρήσεις και δεν συνάδουν με τα γεωλογικά ελεγμένα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά και την τοπογραφία. Η μεγαλύτερη απόκλιση φαίνεται να είναι η δυτική έκταση πλειόκαινου, για να επεκταθεί ψηφιακά στον κόλπο. Μεγάλο μέρος του κέντρου του Port-au-Prince, όπου σημειώθηκαν σοβαρές ζημιές κατά τη διάρκεια του σεισμού, βρίσκεται πάνω σε αυτή τη γεωλογική δομή. Η ομάδα GEER εκτιμά ότι οι νεότερες, πιο μαλακές τεταρτογενείς αποθέσεις στο κέντρο της πόλης είναι εκείνες που συντονίστηκαν με τη συχνότητα του σεισμού (Rathje et al. 2011). Ήταν σαφές ότι οποιαδήποτε μελλοντική προσπάθεια μικροζωνισμού θα απαιτούσε έναν πιο λεπτομερή και ακριβή γεωλογικό χάρτη της πόλης. Στα τέλη Απριλίου 2010 διεξήχθησαν πρόσθετες μελέτες σε βάθος σχετικά με τους μηχανισμούς καταστροφής και την ρευστοποίηση του εδάφους από τον σεισμό. Ο νέος γεωλογικός χάρτης του Port-au-Prince που προέκυψε από αυτό το έργο παρουσιάζεται στην Εικόνα 39. Η περιοχή Port-au-Prince είναι μια φυσιογραφικά διαφορετική περιοχή που έχει υποστεί σύνθετο γεωλογικό ιστορικό τεκτονισμού, διάβρωσης και καθίζησης σε μια περιοχή τοπικής παραμόρφωσης που συνδέεται με την ενεργή ρηματογόνο ζώνη του Enriquillo-Plantain Garden (EPGFZ) και άλλες συναφείς δευτερεύουσες ζώνες. Το EPGFZ βρίσκεται περίπου 5 έως 7 χλμ. Νότια του Port-au-Prince. Αυτό το τμήμα δεν επηρεάστηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού της 12ης Ιανουαρίου 2010 (το επίκεντρο ήταν περίπου 30 χλμ. προς τα δυτικά), αλλά έχει γεωμορφολογική έκφραση συνεπή με το ενεργό ρήγμα του ολόκαινου. Άλλα δυνητικά ενεργά ρήγματα και πτυχές που σχετίζονται με την τάση του EPGFZ δυτικά-βορειοδυτικά στο μέτωπο της οροσειράς και χαμηλά στους λόφους στο νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης. Αυτά τα δευτερεύοντα σφάλματα μπορεί να είναι «flower structures» που συνδέονται σε βάθος με το κύριο EPGFZ, και να δέχονται μερικές από τις τοπικές τεκτονικές παραμορφώσεις. Πολλά από αυτά τα ρήγματα περικλύπτουν αποθέσεις Pliocene με βορειοδυτική τάση που είναι παράλληλα με τοπικές πτυχές.



Explanation

	Af Artificial fill forming reclaimed land west of the mapped 1785 shoreline
	Qhac Stream channel alluvium; typically well-sorted, bedded, unconsolidated sand, silty sand, and gravel within the active channels of major streams
	Qham Marine/estuarine deposits interfingering with alluvial fan deposits and local fill
	Qht1 Lower alluvial terrace deposits/surfaces within areas of historic flood inundation
	Qht2 Elevated alluvial terrace deposits/surfaces bordering major streams and margins of intermontane valleys
	Qphf Alluvial fan/plain deposits
	Qpf Fan deposits forming steep fans at the range front
	Ppf Broad, deeply incised strath surface (or thin deposit veneer) developed over Pliocene fan
	Pf Pliocene fan deposits forming a deeply dissected paleofan complex along the range front
	Mpb Fanglomerate/talus deposits consisting of coarse, angular "breccia"
	Lmst Limestone bedrock exposed along range front
Faults - Long dashes indicate relatively high degree of confidence on location Short dashes express less certain location	
	--- Inferred primary fault cutting Mio-Pliocene fan deposits
	--- Inferred secondary fault cutting Mio-Pliocene fan deposits

ΕΙΚΟΝΑ 39: ΝΕΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΟΥ PORT AU PRINCE, ΑΗΤΗ.

Τα ρήγματα (Εικόνα 41) φαίνεται να είναι ανάστροφα, με απότομα βυθίσματα (όπως αποδεικνύεται από τα σχετικά ευθεία μοτίβα στο χάρτη) που έφεραν στην επιφάνεια τις διάσπαρτες αποθέσεις στο τέλος του Πλειόκαινου και του Πλειστόκαινου. Η συρρίκνωση σε αυτή τη ζώνη υποδεικνύει ένα σημαντικό στοιχείο μετατόπισης κατά μήκος αυτού του τμήματος του κύριου ίχνους του ρήγματος όπως προβλέπεται από τις μελέτες GPS. Η γενική τοπογραφία εντός της περιοχής μελέτης περιλαμβάνει μια απότομη οροσειρά νότια της μεγαλύτερης αστικής περιοχής Port-au-Prince που σχηματίστηκε στο Μειόκαινο. Κορυφογραμμές και λόφους που εκτείνονται στο ανατολικό και κεντρικό τμήμα του Port-au-Prince (π.χ. Delmas) και περιέχουν ρυάκια και στενές κοιλάδες. Ήπιες πλαγιές προσχωσιγενών πεδιάδων περιβάλλουν τους λόφους και βρίσκονται κάτω από τον αστικοποιημένο πυρήνα της πόλης και της περιοχής του αεροδρομίου. Η κεντρική περιοχή του Πορτ-ο-Πρενς καταλαμβάνει μια σχετικά μικρή παράκτια πεδιάδα που καλύπτεται από προσχωσιγενή ιζήματα και ιζηματογενείς αποθέσεις και την περιοχή που εκτείνεται δυτικά προς την περιοχή του λιμανιού και τη σύγχρονη ακτογραμμή.

Το υπόστρωμα ασβεστολίθου Μiocene (Lmst) σχηματίζει απότομο βουνό κατά μήκος του νότιου τμήματος της περιοχής. Περιοχές ασβεστόλιθου εντοπίστηκαν στα πρανή των δρόμων και γεωμορφολογικά με σχετικά ομοιόμορφες ή απότομες πλαγιές. Ο λευκός ασβεστόλιθος είναι διαστρωμένος μαζικά. Μικρό μέρος του Port-au-Prince είναι χτισμένο στις αποθέσεις Lmst. Βόρεια της δομής Lmst, στη βάση της εμπρόσθιας περιοχής, είναι μια ζώνη Mio-Pliocene "fanglomerate = breccias" ("breccias," Mpb) που αποτελείται από πυκνά (συχνά δακτυλίους)

γωνιακά τεμάχια ασβεστόλιθου. Αυτή η δομή φαίνεται να αντιπροσωπεύει μια παλιά απόθεση Mioocene-Pliocene talus στην εμπρόσθια περιοχή και έχει γίνει συμπαγής λόγω ενανθράκωση με την πάροδο του χρόνου. Το Mrb είναι διαβρωμένο και οξειδωμένο, με μεταβλητό πάχος και σε πολλές θέσεις καλυμμένο με υπολειμματικό έδαφος και κολλουβία. Εκτεταμένη ανάπτυξη έχει σημειωθεί στις breccias της δομής Mrb, συμπεριλαμβανομένων των bidonvilles που καλύπτουν πολλές κορυφογραμμές και πλαγιές. Ένα μεγάλο συγκρότημα Pliocene αποθέσεων (Pf) εκτείνεται βόρεια από το Mio-Pliocene breccia στο μέτωπο της σειράς και σχηματίζει χαμηλά στους λόφους και στις κορυφογραμμές μέσω του ανατολικού τμήματος του Port-au-Prince και τα παρακείμενα προάστια.

Η δομή Pf αποτελείται από ψαμίτη, πηλό, συσσωματωμένο και διάσπαρτο ασβεστόλιθο με ορισμένες ζώνες πυκνής μη συγκολλημένης άμμου ή πολύ σκληρής αργίλου. Αυτές οι αποθέσεις είναι τοπικά αναφερόμενες ως ο σχηματισμός "Delmas". Τα ιζήματα των αποθέσεων Pliocene αρχικά εναποθηκεύτηκε σε έναν μεγάλο ταμιευτήρα που προχωρούσε προς τα έξω από την εμπρόσθια περιοχή στην κοιλάδα και το μέγεθος των κόκκων των ιζημάτων γενικά γίνεται πιο μικρό στα άνω άκρα της απόθεσης. Τα ιζήματα που εναποτέθηκαν προέκυψαν από την διαγένεση των διαβρωμένων Mio-Pliocene breccias και των ιζημάτων από τα ρευστά που αποστραγγίζονται από τα βουνά προς τα νότια. Οι εναποθέσεις πλειόκενων διασπορών προσδιορίζονται γεωμορφολογικά με μέτριες πλαγιές, ευρείες ράχες και εγγάρακτα δίκτυα αποστράγγισης σε μια σχηματισμένη σειρά λόφων στο νότιο και κεντρικό τμήμα της περιοχής μελέτης (συμπεριλαμβανομένων των περιοχών Pe'tion-Ville και Delmas). Οι επιφανειακές αποθέσεις Pf είναι συνήθως πυκνές και ασθενώς έως μέτρια συγκολλημένες, με χαρακτηριστικά «μαλακού βράχου». Τα μεμονωμένα στρώματα στις αποθέσεις Pliocene είναι γενικά αρκετά μέτρα έως δεκάδες μέτρα, με εκτιμώμενο σύνθετο πάχος πολλών δεκάδων έως εκατοντάδων μέτρων. Το EPGFZ και τα τοπικά ρήγματα έχουν ανυψώσει με κλίση τις αποθέσεις Pliocene και τα στρώματα σε ορισμένες περιοχές έχουν κλίση μεταξύ 20 και 35 μοίρες.

Τα αλλούβια (Qhac) έχουν διαφοροποιηθεί κυρίως κατά μήκος του ποταμού Γκρέι και των κύριων παραποτάμων του στην περιοχή μελέτης. Συνήθως συμβαίνει κάτω από τα κανάλια ποταμών και τις ενεργές προσχωσιγενείς πεδιάδες και τις χαμηλές περιοχές. Οι σύγχρονες υδροφόροι εκθέτουν αυτές τις εναποθέσεις που συνήθως αποτελούνται από αλληλοεπικαλυμμένη άμμο, αμμώδη άμμο και λάσπη με μερικούς φακούς από χαλίκι στις ανώτερες κοιλάδες και αμμώδη λάσπη, λάσπη και άργιλο κατά μήκος των παράκτιων περιοχών εκροής ρευστών. Ορισμένες περιπτώσεις ρευστοποίησης εμφανίστηκαν σε αυτή την δομή (Olson et al., 2011), αλλά ήταν κυρίως αναγνωρισμένες στις πιο πρόσφατες αποθέσεις ρευμάτων (Qht1) κατά μήκος της μακρινής περιοχής του ποταμού Γκρέι κοντά στην ακτή, όπου οι αποθέσεις του Holocene κυριαρχούνται από άμμο, χαλίκι και κροκάλες. Η πρώιμη οροσειρά Holocene -Pleistocene (Qht2) και οι εναποθέσεις διασπορών (Qphf) είναι αρκετά πυκνές, υπερυψωμένες πάνω από την επιφάνεια του υπόγειου νερού ή ελαφρώς κεκλιμένες χωρίς ελεύθερες επιφάνειες και ως εκ τούτου ανθεκτικές στην ρευστοποίηση και την πλευρική εξάπλωση.

3.1.3 Προφίλ ταχύτητας διάδοσης διατμητικών σεισμικών κυμάτων

Διενεργήθηκαν δοκιμές MASW σε 36 τοποθεσίες μέσα και γύρω από το Port-au-Prince της Αϊτής από τις 19 έως τις 25 Απριλίου 2010 ως μέσο ταχείας και μη παρεμβατικής έρευνας (VS προφίλ) σε ολόκληρη την πόλη. Ο Πίνακας 7 και η Εικόνα 40 παρέχουν τις συντεταγμένες και τις θέσεις των χαρτών των ερευνών MASW, αντίστοιχα. Οι πιθανές τοποθεσίες δοκιμών είχαν αρχικά σχεδιαστεί σε ένα κάρναβο 1,5 χλμ. για την επαρκή κάλυψη της πόλης. Αυτές οι θέσεις

προσαρμόστηκαν στη συνέχεια για να επικεντρώνονται σε περιοχές ενδιαφέροντος όπου υπήρχαν ισχυρές επιπτώσεις στο χώρο (είτε μαλακό έδαφος είτε τοπογραφική ανωμαλία) με βάση την προηγούμενη αναγνώριση και την ανάλυση των στατιστικών από το GEER (Rathje et al). Πραγματοποιήθηκαν επίσης προσπάθειες για τη διεξαγωγή δοκιμών σε διάφορες γεωλογικές δομές για τη διευκόλυνση της μικροζωνοποίησης. Ωστόσο, ο ανανεωμένος γεωλογικός χάρτης δεν ήταν διαθέσιμος κατά τη διάρκεια των δοκιμών πεδίου, οπότε η κάλυψη ορισμένων γεωλογικών δομών ήταν περιορισμένη.

Η κυκλοφοριακή συμφόρηση και τα ερείπια δυσκόλεψαν την έρευνα οδηγώντας στην τελική επιλογή των σημείων που θα γίνουν οι μετρήσεις. Όταν ελέγχθηκαν οι σταθμοί, οι έρευνες ολοκληρώθηκαν σε απόσταση 100 μέτρων από τα όργανα όποτε ήταν δυνατόν. Η μέθοδος MASW (Park et al., 1999, Zywicki 1999, Foti 2000) έχει χρησιμοποιηθεί εκτενώς κατά τη διάρκεια της τελευταίας δεκαετίας για τον προσδιορισμό προφίλ VS επιφανειακών εφαρμογών μηχανικού (π.χ., Xia et al., Socco and Strobbia 2004, Foti 2005, Rix 2005, Tran και Hiltunen 2008, Cox and Wood 2010, Park και Carnevale 2010). Όλες οι έρευνες MASW που διεξήχθησαν για τη μελέτη αυτή ολοκληρώθηκαν χρησιμοποιώντας μια συστοιχία 24 δεκτών (geophones 4,5 Hz) με σταθερή απόσταση δέκτη περίπου 1 m (συνολικό μήκος συστοιχίας 23 m).

Πίνακας 7. Ταξινόμηση σεισμικότητας για δοκιμές επιφανειακών κυμάτων στο Port Au Prince.

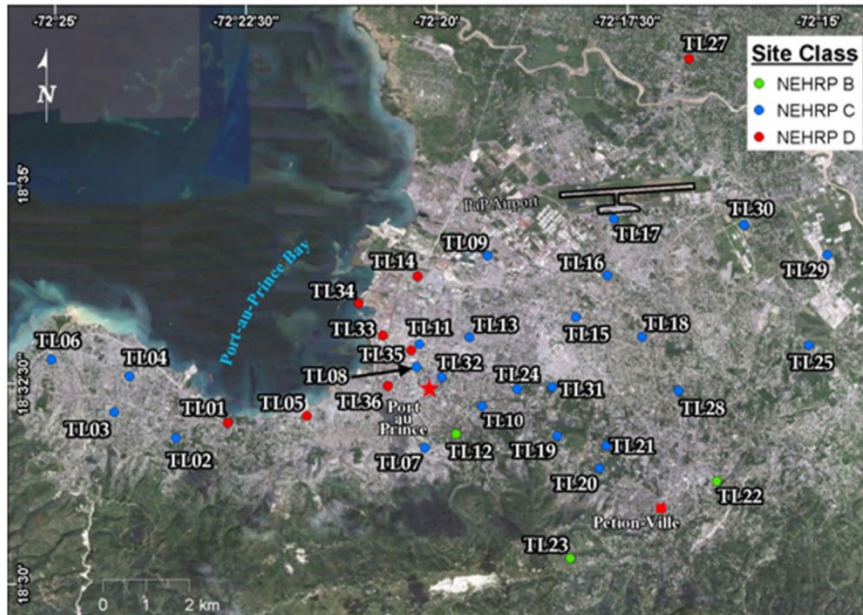
Table 2. Seismic site classifications for surface wave test locations (TL) in Port-au-Prince, Haiti

TL#	Latitude	Longitude	V_{S30} (m/s)	NEHRP Site Class	Geology
1*	18.53288	-72.38046	216	D	***
2	18.52979	-72.39187	495	C	***
3	18.53542	-72.40527	641	C	***
4	18.54284	-72.40181	656	C	***
5	18.53406	-72.36319	246	D	Af
6	18.54650	-72.41879	614	C	***
7	18.52704	-72.33746	436	C	Mpb
8	18.54389	-72.33897	506	C	Qpf
9	18.56683	-72.32314	518	C	Qpf
10	18.53551	-72.32486	523	C	Qpf
11	18.54858	-72.33829	426	C	Qpf
12	18.52984	-72.33065	949	B	Pf
13	18.54989	-72.32732	385	C	Qpf
14*	18.56276	-72.33847	303	D	Qham
15*	18.55379	-72.30407	451	C	Qpf
16*	18.56238	-72.29709	427	C	Pf
17	18.57405	-72.29540	452	C	Qpf
18	18.54948	-72.28960	504	C	Ppf
19*	18.52910	-72.30849	505	C	Pf
20*	18.52221	-72.29942	476	C	Mpb
21*	18.52693	-72.29783	626	C	Mpb
22	18.51910	-72.27383	767	B/C	Pf
23*	18.50353	-72.30606	1014	B	Lmst
24	18.53904	-72.31709	577	C	Pf
25	18.54717	-72.25330	566	C	Pf
26	18.54064	-72.22699	**	**	Qht1
27	18.60721	-72.27852	346	D	Qht2
28	18.53812	-72.28190	511	C	Pf
29*	18.56596	-72.24897	484	C	Qphf
30	18.57244	-72.26693	469	C	Qphf
31*	18.53927	-72.30951	473	C	Pf
32	18.54162	-72.33354	619	C	Qpf
33	18.55056	-72.34634	232	D	Af
34	18.55727	-72.35144	356	C/D	Af
35	18.54734	-72.34016	348	D	Qham
36	18.53999	-72.34530	343	D	Qham

*Location of aftershock ground motion station

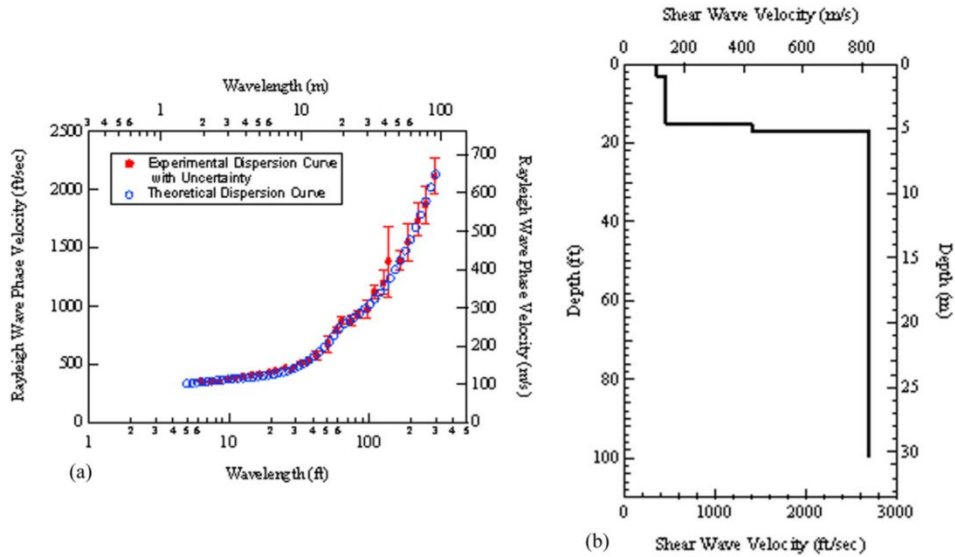
**MASW data could not be interpreted

***Geology unknown at these test locations



ΕΙΚΟΝΑ 40: ΤΟΠΟΘΕΣΙΕΣ ΣΤΟ PORT AU PRINCE, ΑΗΤΗ, ΟΠΟΥ ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΘΗΚΕ ΔΟΚΙΜΗ ΠΟΛΛΑΠΛΩΝ ΚΑΝΑΛΙΩΝ ΓΙΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ (MASW) ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΙΤΕΥΞΗ ΠΡΟΦΙΛ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΗΣ ΚΥΜΑΤΟΜΟΡΦΗΣ.

Τρεις ξεχωριστές αποστάσεις πηγής-offset χρησιμοποιήθηκαν (δηλ. Η απόσταση από την πηγή στον πρώτο δέκτη στη συστοιχία): 5, 10 και 20 φορές το διάστημα μεταξύ των δεκτών. Ένα σφυρί των 7,3 kg χρησιμοποιήθηκε ως δυναμική πηγή και τα σήματα από τουλάχιστον πέντε πτώσεις μετρήθηκαν κατά μέσον όρο σε κάθε θέση. Το σφυρί χτυπήθηκε απευθείας στην επιφάνεια του εδάφους όταν επρόκειτο για σκληρό επιφανειακό υλικό, ενώ μια χαλύβδινη πλάκα χρησιμοποιήθηκε όταν δυπήρχαν μαλακά υλικά. Οι καμπύλες των επιφανειακών κυμάτων δημιουργήθηκαν από τα ακατέργαστα πειραματικά δεδομένα χρησιμοποιώντας μια μέθοδο μορφοποίησης συχνότητας (Zywicki 1999, Zywicki και Rix 2005). Οι μεμονωμένες καμπύλες από κάθε σημείο συγκρίθηκαν ως μέσο για τον εντοπισμό πιθανών επιδράσεων πλησίον του φαινομένου στα δεδομένα διασποράς και για να βοηθηθεί στην επιλογή του θεμελιώδους τρόπου διαδόσεως επιφανειακών κυμάτων. Τα τρία μεμονωμένα σύνολα δεδομένων διασποράς παρείχαν επίσης ένα πιο ισχυρό μέσο για την εκτίμηση της αβεβαιότητας διασποράς (Cox and Wood 2011). Για αυτή την εργασία, τα πειραματικά δεδομένα σε κάθε θέση χωρίστηκαν σε 30 ομάδες μήκους κύματος. Η μέση ταχύτητα φάσης και η σχετική αβεβαιότητα στον μέσο υπολογίστηκαν στη συνέχεια για κάθε ομάδα (Εικόνα 41α). Χρησιμοποιήθηκε μια βασική αντιστροφή της κατάστασης για τη δημιουργία μιας θεωρητικής καμπύλης διασποράς στα πειραματικά δεδομένα προκειμένου να ληφθεί το προφίλ VS για κάθε τοποθεσία (Εικόνα 41β).



ΕΙΚΟΝΑ 41: ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΟΛΛΑΠΛΩΝ ΚΑΝΑΛΙΩΝ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΤΟΠΟΘΕΣΙΑ ΔΟΚΙΜΩΝ 17(TL#17): Α) ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΜΕ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΧΕΤΙΚΗ ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΚΑΙ Β) ΠΡΟΦΙΛ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΩΝ ΠΟΥ ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ.

Τα προφίλ ταχύτητας κύματος που λαμβάνονται από την αντιστροφή (inversion) για κάθε θέση περιορίστηκαν σε βάθος περίπου 30 m, το οποίο ήταν πάντοτε μικρότερο από το μέγιστο πειραματικό μήκος κύματος διαιρούμενο δια δύο (δηλ., $k_{max} = 2$). Τα πρότυπα VS για κάθε θέση δοκιμής (TL) παρέχονται στον Πίνακα 8. Το προφίλ VS για το TL # 26 δεν περιλαμβάνεται επειδή τα δεδομένα σε αυτή την τοποθεσία ήταν κακής ποιότητας και ο θεμελιώδης τρόπος διάδοσης δεν μπορούσε να καθοριστεί. Οι τιμές VS30 για κάθε τοποθεσία παρέχονται στον Πίνακα 7. Αυτές οι τιμές χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των ταξινομήσεων τοποθεσίας κατά NEHRP (BSSC 2003) για κάθε θέση δοκιμής. Οι θέσεις δοκιμής έχουν κωδικοποιηθεί κατά χρώμα σύμφωνα με την κατηγορία θέσης NEHRP στην Εικόνα 41 με πράσινο που αντιπροσωπεύει την τάξη B, το μπλε που αντιπροσωπεύει την κατηγορία C και την κόκκινη που αντιπροσωπεύει την τάξη κατηγορίας D. Οι σχέσεις μεταξύ των τιμών VS30 και της επιφανειακής γεωλογικής δομής εξετάζονται παρακάτω.

-Port-au-prince-

Πίνακας 8

Table 3. Continued

TL#15		TL#16		TL#17		TL#18		TL#19		TL#20		TL#21	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
25.9	640	30.5	610	30.5	820	30.5	640	30.5	980	17.5	450	30.5	1220
25.9	1370									17.5	780		
30.5	1370									30.5	780		
TL#22		TL#23		TL#24		TL#25		TL#26		TL#27		TL#28	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
0.0	610	0.0	300	0.0	300	0.0	360	0.0	170	0.0	400	0.0	140
7.6	610	1.5	300	2.1	300	1.5	360	4.3	170	2.7	400	1.1	140
7.6	700	1.5	760	2.1	780	1.5	410	4.3	220	2.7	590	1.1	190
21.3	700	9.4	760	4.9	780	7.9	410	8.8	220	7.0	590	2.3	190
21.3	1190	9.4	1370	4.9	160	7.9	650	8.8	260	7.0	150	2.3	370
30.5	1190	27.7	1370	5.9	160	14.0	650	14.9	260	9.6	150	4.1	370
		27.7	2290	5.9	660	14.0	460	14.9	820	9.6	730	4.1	460
		30.5	2290	21.2	660	20.1	460	30.5	820	30.5	730	10.2	460
				21.2	760	20.1	930					10.2	660
				30.5	760	30.5	930					30.5	660
TL#30		TL#31		TL#32		TL#33		TL#34		TL#35		TL#36	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
0.0	270	0.0	180	0.0	290	0.0	370	0.0	320	0.0	180	0.0	180
1.2	270	0.9	180	2.1	290	0.9	370	2.0	320	1.5	180	2.1	180
1.2	190	0.9	300	2.1	530	0.9	90	2.0	190	1.5	220	2.1	160
2.4	190	6.1	300	7.3	530	5.8	90	5.9	190	4.9	220	2.7	160
2.4	370	6.1	630	7.3	590	5.8	240	5.9	370	4.9	310	2.7	290
10.4	370	16.8	630	14.0	590	16.5	240	21.2	370	18.6	310	14.9	290
10.4	490	16.8	470	14.0	790	16.5	430	21.2	550	18.6	590	14.9	490
20.4	490	27.4	470	30.5	790	30.5	430	30.5	550	30.5	590	30.5	490
20.4	850	27.4	1130										
30.5	850	30.5	1130										

Note: MASW data at TL#26 could not be interpreted

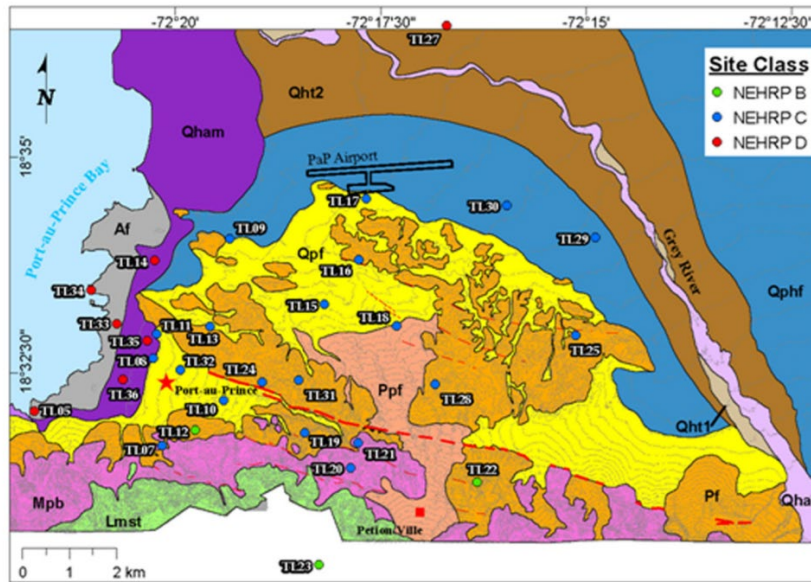
-Port-au-prince-

Table 3. Shear wave velocity profiles for surface wave test locations (TL) in Port-au-Prince, Haiti

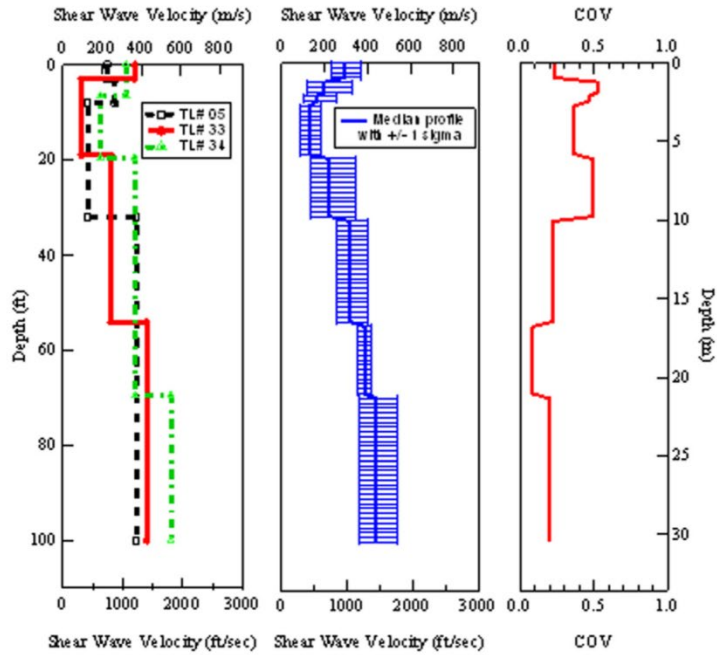
TL#1		TL#2		TL#3		TL#4		TL#5		TL#6		TL#7	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
0.0	100	0.0	240	0.0	340	0.0	300	0.0	0300	0.0	2400	0.0	300
0.9	100	1.8	240	2.4	340	2.1	300	0.9	20	2.1	200	1.5	300
0.9	70	1.8	400	2.4	530	2.1	4530	0.9	260	2.1	340	1.5	320
2.9	70	6.4	400	4.3	530	5.2	430	2.4	260	4.7	340	6.7	320
2.9	160	6.4	350	4.3	370	5.2	550	2.4	120	4.7	610	6.7	440
9.0	160	12.5	350	5.2	370	12.2	5350	9.8	120	16.9	610	10.4	440
9.0	320	12.5	720	5.2	430	12.2	940	9.8	370	16.9	1220	10.4	460
30.5	320	30.5	720	10.7	430	30.5	940	30.5	370	30.5	1220	25.6	460
				10.7	910							25.6	640
				30.5	910							30.5	640

TL#8		TL#9		TL#10		TL#11		TL#12		TL#13		TL#14	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
0.0	110	0.0	240	0.0	240	0.0	230	0.0	400	0.0	150	0.0	180
1.3	110	1.2	240	1.5	240	240	230	3.0	400	0.9	150	0.9	180
1.3	270	1.2	300	1.5	370	230	280	3.0	9270	0.9	120	0.9	270
3.3	270	3.0	300	4.3	370	9.0	280	9.1	1070	2.1	120	2.4	270
3.3	660	3.0	200	4.3	380	9.0	460	9.1	760	2.1	220	2.4	160
30.5	660	4.6	200	7.6	380	12.0	460	15.5	760	6.9	220	9.1	160
		4.6	440	7.6	6440	12.0	600	15.5	1370	6.9	430	9.1	460
		11.7	440	30.5	640	30.5	640	30.5	1370	430	430	30.5	460
		11.7	790							13.0	530		
		30.5	790							20.7	530		
										20.7	790		
										30.5	790		

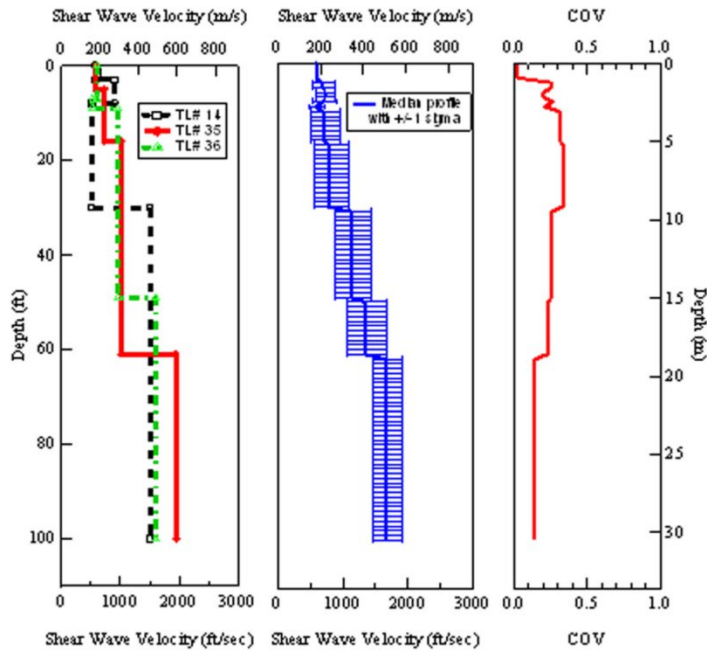
TL#15		TL#16		TL#17		TL#18		TL#19		TL#20		TL#21	
Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)	Depth (m)	V_s (m/s)
0.0	180	0.0	150	0.0	110	0.0	180	0.0	230	0.0	230	0.0	190
1.5	180	1.2	180	0.9	110	0.9	180	1.5	230	1.8	230	1.5	190
1.5	220	1.2	420	0.9	140	0.9	340	1.5	350	1.8	380	1.5	310
4.6	220	12.2	220	4.6	140	2.7	340	7.6	350	4.3	380	4.0	310
4.6	340	12.2	200	4.6	430	2.7	340	7.6	580	4.3	180	4.0	580
10.7	340	14.3	200	5.2	430	12.5	440	25.9	580	5.3	180	16.2	580
10.7	640	14.3	610	5.2	820	12.5	640	25.9	980	5.3	450	16.2	1220



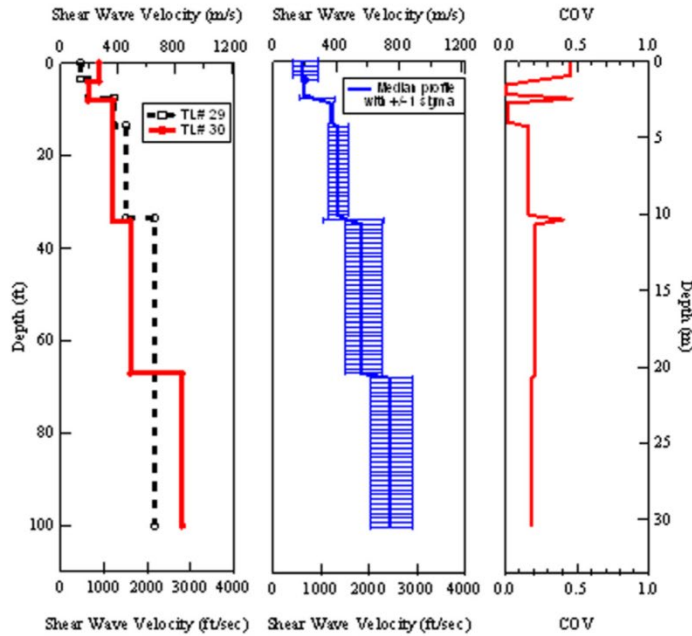
ΕΙΚΟΝΑ 42: ΤΟΠΟΘΕΣΙΕΣ ΚΑΙ ΟΝΟΜΑΤΑ ΤΟΠΟΘΕΣΙΩΝ ΣΤΟ PORT AU PRINCE, ΑΙΤΗ, ΟΠΟΥ ΠΡΑΓΜΑΤΟΠΟΙΗΘΗΚΕ ΔΟΚΙΜΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΕΠΙΤΕΥΞΗ ΠΡΟΦΙΛ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ ΔΙΑΤΜΗΤΙΚΗΣ ΚΥΜΑΤΟ ΜΟΡΦΗΣ.



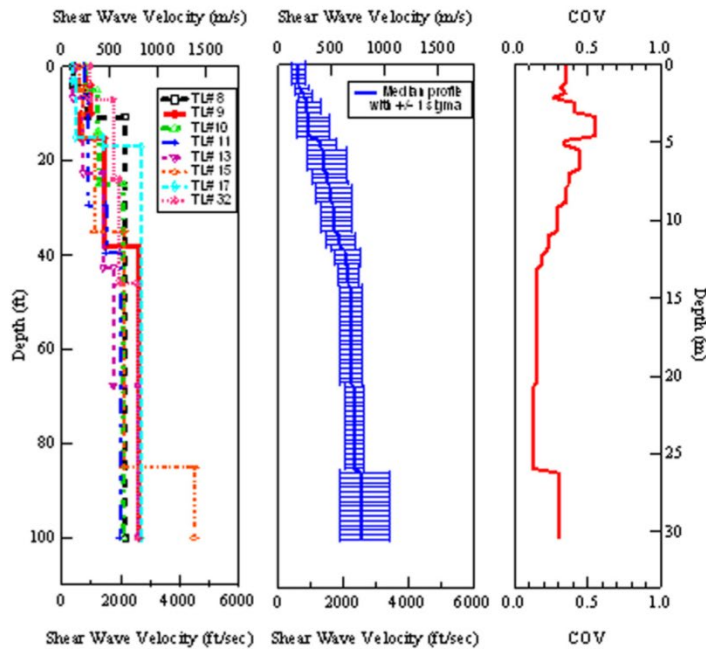
ΕΙΚΟΝΑ 43: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΑΦ: Α) ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS, Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΜΙΑ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.



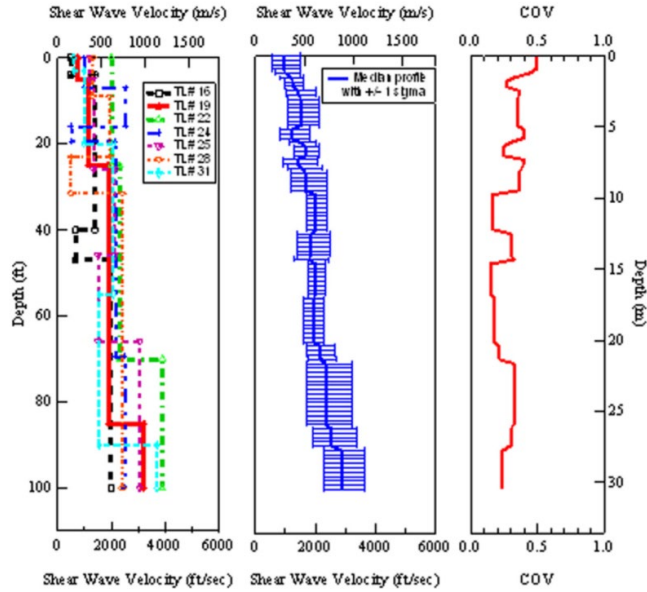
ΕΙΚΟΝΑ 44: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΟΗΑΜ : Α) ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS , Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΜΙΑ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.



ΕΙΚΟΝΑ 45: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΟΡΗΦ: Α) ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS, Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΜΙΑ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.



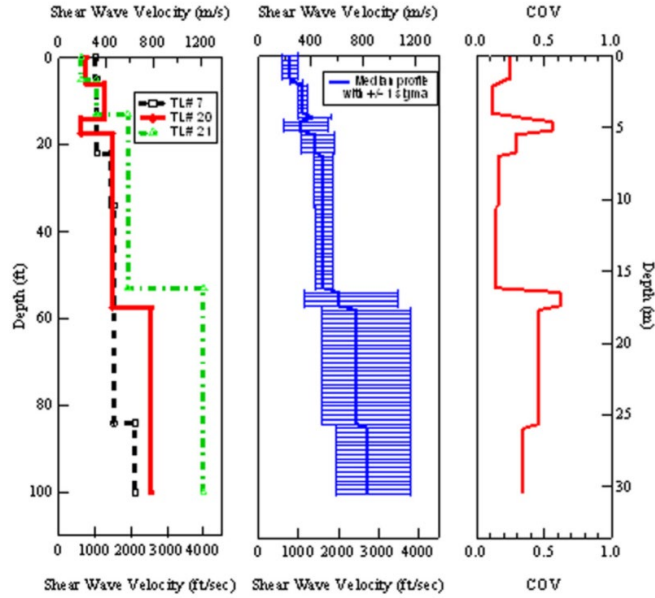
ΕΙΚΟΝΑ 46: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΟΡΦ: Α) ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS, Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.



ΕΙΚΟΝΑ 47: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ PF: ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS, Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΜΙΑ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.

3.1.4 Χάρτης σεισμικής ταξινόμησης port-au-prince

Τα μέσα προφίλ VS και οι αντίστοιχες τιμές VS30 που παρουσιάστηκαν παραπάνω για κάθε γεωλογικό σχηματισμό επιτρέπουν την ανάπτυξη ενός χάρτη μικροζωνικής ταξινόμησης για την περιοχή Port-au-Prince. Ο χάρτης ταξινόμησης που αναπτύχθηκε παρουσιάζεται στην Εικόνα 49. Μόνο ένα μικρό τμήμα της χαρτογραφημένης περιοχής ταξινομείται ως NEHRP Site Class B. Πολλές από τις μεγαλύτερες περιοχές του Port-au-Prince κατηγοριοποιούνται ως Site Class C ή D, βασίζονται αποκλειστικά σε VS30. Εντούτοις, πρέπει να τονιστεί ότι ορισμένες περιοχές εντός των χαρτογραφημένων αλλουβιακών αποθέσεων και των παράκτιων καλλιεργειών μπορούν να ταξινομηθούν ως επιτόπια κλάση E ή F, ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες υποβάθρου (π.χ. παρουσία μαλακής αργίλου ή υγροποιημένου εδάφους) που δεν μπορούν να καθοριστούν μόνο με VS profiling. Επομένως, ο χάρτης αναθέτει συντηρητικά μια ταξινόμηση κατηγορίας D / E σε όλες τις γεωλογικές δομές που ταξινομούνται ως Site Class D βασιζόμενες αποκλειστικά στο VS30. Το υπόμνημα του χάρτη υπενθυμίζει στον χρήστη ότι: "Τα εδάφη εντός αυτής της ζώνης μπορούν να ταξινομηθούν ως Site Class D



ΕΙΚΟΝΑ 48: ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ MRB: Α) ΑΝΕΞΑΡΤΗΤΑ ΠΡΟΦΙΛ VS, Β) ΔΙΑΜΕΣΑ ΠΡΟΦΙΛ VS ΜΕ ΜΙΑ ΑΠΟΚΛΙΣΗ ΚΑΙ Γ) ΣΥΝΤΕΛΕΣΤΗΣ ΜΕΤΑΒΟΛΗΣ.

ή E, ανάλογα με την παρουσία ή την απουσία μαλακής αργίλου. Για να προσδιοριστεί εάν υφίστανται συνθήκες D ή E, απαιτείται ειδική επιτόπια έρευνα. Ελλείψη δεδομένων του υπεδάφους, τα φάσματα απόκρισης σχεδίασης θα πρέπει να αναπτυχθούν για αμφότερες τις συνθήκες D και E και τα φάσματα που προκύπτουν να καλύπτονται ". Επιπλέον, καθώς η ρευστοποίηση και η πλευρική εξάπλωση τεκμηριώθηκαν

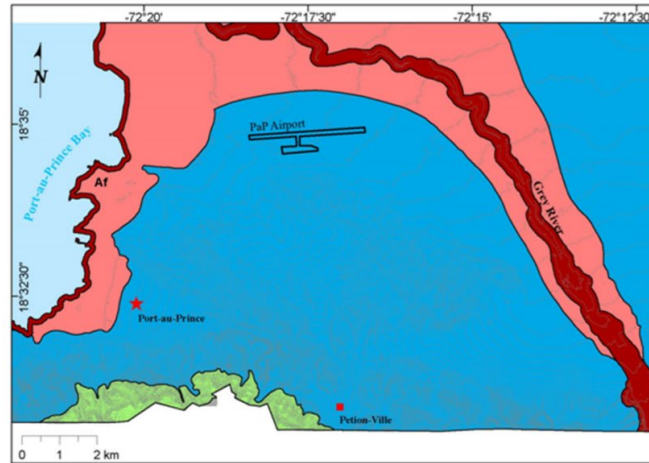
Πίνακας 9. Τιμές Vs30 για επιφανειακές γεωλογικές μονάδες.

Table 4. Median V_{S30} values for surficial geologic units





Geologic Unit	Number of Profiles	Median V_{S30} (m/s)	NEHRP Site Class
Af	3	278	D
Qham	3	335	D
Qht2	1	346	D
Qphf	2	480	C
Qpf	8	499	C
Ppf	1	504	C
Pf*	7	564	C
Mpb	3	513	C
Lmst	1	1014	B

*TL# 12 not included in the median V_S profile for geologic unit Pf

-Port-au-prince-



NEHRP Seismic Site Classification Zones (IBC 2009)

-  NEHRP B
-  NEHRP C - Localized areas of stiffer rock, correlating to Site Class B conditions, may exist within the map zone for Site Class C. However, in this zone it is conservative to develop design response spectra assuming C conditions if site specific data is not available to prove B conditions.
-  NEHRP D/E - Soils within this zone may classify as either Site Class D or E, depending on the presence or absence of soft clay. Site specific subsurface investigation is required to determine if D or E conditions exist. In the absence of subsurface data, design response spectra should be developed for both D and E conditions and the resulting spectra enveloped.
-  NEHRP F - Liquefaction and lateral spreading ground failure is possible in these areas and site specific investigations should be conducted.

ΕΙΚΟΝΑ 49: ΚΑΤΗΓΟΡΙΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΧΑΡΤΗΣ ΜΙΚΡΟΖΩΝΩΣΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ PORT AU PRINCE, ΑΙΤΗ.

μετά τον σεισμό σε κάποιες τεχνητές κοιλότητες (Af) κατά μήκος της ακτής και στη νεότερη οροσειρά Holocene (Qht1) κατά μήκος του ποταμού Grey (ανατρέξτε στην ενότητα Geology of Port-auPrince), αυτές οι περιοχές έχουν συντηρητικά ταξινομηθεί ως Site Class F. Το υπόμνημα του χάρτη υπενθυμίζει στο χρήστη ότι: "Η ρευστοποίηση και η πλευρική αστοχία της γης είναι δυνατή σε αυτές τις περιοχές και πρέπει να διεξαχθούν ειδικές έρευνες στο χώρο." Μια ελεύθερη GIS έκδοση του χάρτη σεισμικής ταξινόμησης του Port-au-Prince διατίθεται από το UNDP.

3.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ, ΕΚΤΑΣΗΣ ΚΑΙ ΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΠΟΤΑΜΙΟΥ ΛΙΜΑΝΙΟΥ ΤΗΣ ΟΣΤΙΑ (ΙΤΑΛΙΑ) ΜΕ ΣΥΝΔΥΑΣΜΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ

« Προσδιορισμός στρωματογραφίας, έκτασης και δομής του ποτάμιου λιμανιού της Όστια (Ιταλία) με συνδυασμό γεωφυσικών μεθόδων »

3.2.1 Σκοπός και προσέγγιση

Η έρευνα που πραγματοποιήθηκε αφορά την διερεύνηση του αρχαίου λιμανιού της Όστια στην Ιταλία, στην όχθη του Τίβερη. Συντελέστηκε συνδυασμός γεωφυσικών και γεωαρχαιολογικών ερευνών για τον προσδιορισμό της έκτασης της λεκάνης του λιμανιού, τα χαρακτηριστικά της ιζηματογενούς πλήρωσης του και την εύρεση τυχών ανθρωπογενών δομών / κτισμάτων στην περιοχή. Οι γεωφυσικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν ήταν η τομογραφία ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης

(ERT), γεωραντάρ (GPR) και η σεισμική μέθοδος με αξιοποίηση των κυμάτων S και P. Η έκταση και υο σχήμα της λεκάνης του λιμανιού προσδιορίστηκαν από τα προφίλ που προέκυψαν από την ηλεκτρική τομογραφία (ERT). Ακόμα τα προφίλ ERT συνδυάστηκαν σε ένα τρισδιάστατο μοντέλο δείχνοντας ότι η πρώτη λεκάνη της λιμνοθάλασσας του λιμανιού είχε διαστάσεις τουλάχιστον 100 m πλάτος και 50 m μήκος.

Το νότιο σύνορο του λιμανιού επιβεβαιώθηκε από τις μετρήσεις GPR, που απεικονίζουν με σαφήνεια την μετάβαση από το έδαφος στο νερό (λεκάνη κατάκλισης) και την αρχή μιας αρχαίας χερσαίας οικοδομικής κατασκευής. Στα ανατολικά σύνορά του θα μπορούσε να είναι ένας ενοποιημένος ορίζοντας χαρτογραφημένος σε βάθος 2-3 m σύμφωνα με την ανάλυση των κυμάτων P. Αυτός ο ορίζοντας πιθανότατα να αντιπροσωπεύει ένα οικοδόμημα (ράμπα), ένα μικρό μέρος του οποίου είχε ανασκαφεί σε προηγούμενη έρευνα. Η ιζηματογενής πλήρωση της πρώιμης λεκάνης του λιμανιού διερευνήθηκε με ένα συνδυασμό vibra coring, ERT και σεισμικών.

Τα προφίλ της ηλεκτρικής τομογραφίας χρησιμοποιήθηκαν για την απεικόνιση της στρωματογραφίας και χρησιμοποίησαν παρεμβολή μεταξύ των θέσεων που υπήρχαν δείγματα από γεωτρήσεις (vibracore), όπου παρατηρείται με ακρίβεια η στρωματογραφία. Αποδείχθηκε ότι μια ιζηματογενής στρώση, η οποία είναι σημαντική για την ανάπτυξη του λιμανιού, δεν θα μπορούσε να αποτυπωθεί από την ηλεκτρική τομογραφία, αλλά εμφανίζεται σαφώς στα προφίλ σεισμικής ταχύτητας σε συνάρτηση με το βάθος. Πρόκειται για ένα λεπτό χονδρόκοκκο στρώμα υψηλής ενέργειας σε βάθος 1-2 m, το οποίο προκλήθηκε από τσουνάμι, σύμφωνα με προηγούμενη μελέτη. Αυτό το στρώμα διαχωρίζει δύο φάσεις του λιμανιού: μια παλαιότερη λιμναία φάση από κάτω και από μια νεώτερη φάση ποτάμιας απόθεση πάνω από αυτό. Το στρώμα υψηλής ενέργειας αντιπροσωπεύει μια λεπτή ζώνη, όπου υπάρχει 100% αύξηση της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων σε σύγκριση με τις πιο λεπτές στρώσεις στις οποίες είναι ενσωματωμένο.

Οι στόχοι της γεωφυσικής-γεωαρχαιολογικής προσέγγισης - εξερεύνησης του λιμανιού της Όστια, που παρουσιάζεται εδώ είναι:

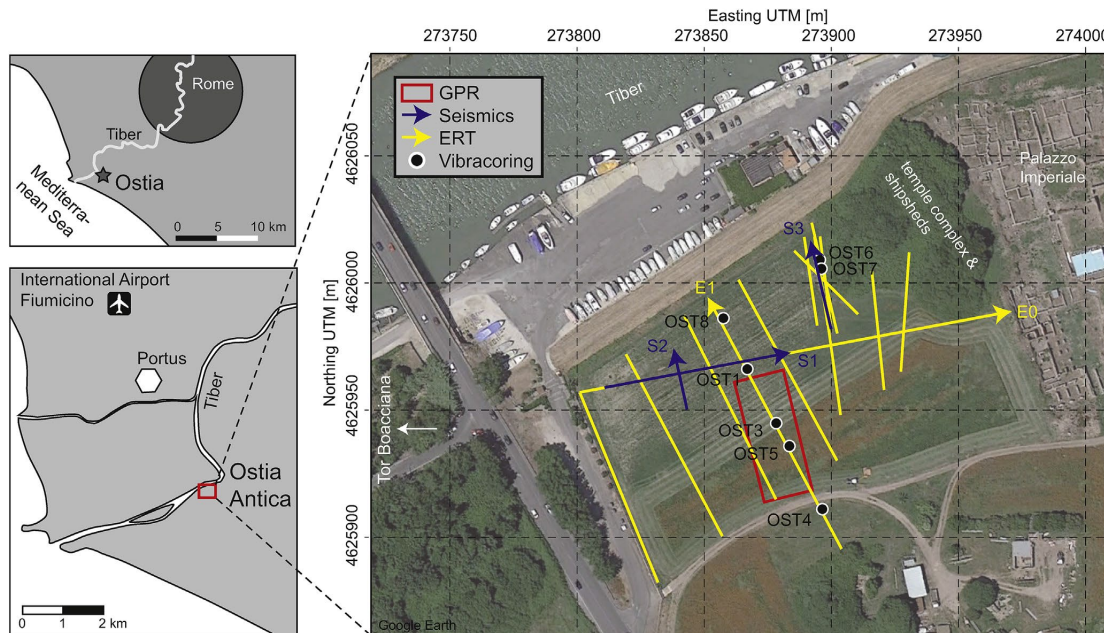
1. ο προσδιορισμός της έκτασης της λιμενικής λεκάνης,
2. ο προσδιορισμός της στρωματογραφίας της ιζηματογενούς πλήρωσης και το βάθος του λιμανιού
3. η αναζήτηση αρχαίων λιμενικών κατασκευών γύρω από το λιμανιού.

Γεωφυσικές μέθοδοι

3.2.2 Σεισμικά

Τρία σεισμικά προφίλ αποκτήθηκαν στην περιοχή του λιμανιού παράλληλα με τα προφίλ ERT. Για τις τομές χρησιμοποιήθηκαν τρεις Geode 24 καναλιών σειсмоγράφοι (της Geometrics) και οριζόντια γεώφωνα των 10 Hz με μεταξύ τους απόσταση 1 m για τα προφίλ S1 και S2 και γεώφωνα 10 Hz με απόσταση 0,2 m για το προφίλ S3. Στα προφίλ S1 και S2 τα διατμητικά κύματα και τα επιφανειακά κύματα Love δημιουργήθηκαν με πλευρικό χτύπημα ενός μικρού οριζόντιου χαλύβδινης μπάρας με σφυρί. Τα κύματα P για την S3 παράχθηκαν με κάθετο χτύπημα μιας χαλύβδινης πλάκας που βρίσκεται στο έδαφος.

Τα κύματα Love που καταγράφηκαν στα προφίλ S1 και S2 ερμηνεύτηκαν χρησιμοποιώντας την προσέγγιση MASW. Ωστόσο, το προφίλ S3 είναι μια διαφορετική περίπτωση, εδώ χρησιμοποιήθηκαν τα κύματα P.



3.2.3 Ηλεκτρική τομογραφία

Δεκατρία γεωηλεκτρικά προφίλ που καλύπτουν ολόκληρη την περιοχή του λιμανιού καταγράφηκαν χρησιμοποιώντας το Syscal R1 Plus Switch 48 (Iris Instruments) και το RESECS (GeoServe) με διαστήματα μεταξύ των ηλεκτροδίων 0,75 m, 1 m και 2 m. Σε αυτά τα προφίλ χρησιμοποιήθηκαν διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων (dipole-dipole, Wenner alpha και Schlumberger) και συνδυάστηκαν σε μια τομογραφία (αντιστροφή). Σε αυτές τις αναστροφές ένα αρχικό μοντέλο ειδικών αντιστάσεων χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό των αντίστοιχων θεωρητικών δεδομένων χρησιμοποιώντας μοντελοποίηση. Το θεωρητικό σύνολο δεδομένων συγκρίνεται με το μετρημένο σύνολο δεδομένων και αξιολογείται με βάση το βαθμό συμφωνίας μεταξύ των δυο. Το αρχικό μοντέλο μεταβάλλεται προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η τιμή του σφάλματος με ένα επαναληπτικό τρόπο. Το μοντέλο με το ελάχιστο λάθος είναι που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό που θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει την ειδική αντίσταση του υπεδάφους. Η θέση και το ύψος κάθε ηλεκτροδίου μετρούνται με συσκευή Topcon HiPer Pro DGPS (FC-250) και Leica DGPS σε UTM συντεταγμένες (date WGS1984).

Κατά τη διάρκεια της επεξεργασίας οι διάφορες διατάξεις ηλεκτροδίων συνδυάστηκαν και τα ύψη ηλεκτροδίων ανατέθηκαν στα δεδομένα. Σε ένα πρώτο βήμα συγκρίθηκαν οι μετρήσεις και των δύο οργάνων, οι οποίες δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφορές και έτσι και τα δύο σύνολα δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν σε συνδυασμό στην ακόλουθη μελέτη. Για τη 2D τομογραφική αντιστροφή εφαρμόστηκε το λογισμικό BERT. Στο τέλος όλα τα ανεστραμμένα 2D προφίλ συνδυάστηκαν και απεικονίστηκαν σε ένα 3D.

Η ηλεκτρική αντίσταση του εδάφους εξαρτάται κυρίως από τη ηλεκτρική αντίσταση του υγρού των πόρων και συνεπώς της αλατότητάς του και του κορεσμού των πόρων. Για ιζήματα με ίσο πορώδες και κορεσμό, εκείνο με την υψηλότερη αλατότητα θα δείξει χαμηλότερη αντίσταση σε σύγκριση με το άλλο με χαμηλή αλατότητα. Ένας επιπλέον παράγοντας είναι η περιεκτικότητα σε άργιλο, η οποία έχει μια πρόσθετη επιφανειακή αγωγιμότητα, που οδηγεί σε χαμηλότερη ειδική αντίσταση του ιζήματος.

3.2.4 GPR

Οι μετρήσεις GPR εφαρμόστηκαν στην περιοχή γύρω από το λιμάνι για την χαρτογράφηση πιθανών αρχαίων ανθρωπογενών δομών και τον εντοπισμό των συνόρων της λεκάνης του λιμανιού. Χρησιμοποιήθηκε μια κεραία 200 MHz και το GSSI SIR-3000. Τα προφίλ αποκτήθηκαν κάθε 0,3 m με 100 σαρώσεις / s και σε μια χρονική περίοδο 100 ns. Η επεξεργασία αποτελείται από (1) zero-time adjustment using the first break of the direct wave, (2) accounting for differences in pulling velocity by interpolating the coordinates between the markers to result in a trace spacing of 0.02 m, (3) coordinate transformation from local to UTM coordinates, (4) horizontal stripe removal by subtracting a mean trace and (5). Τα παράλληλα προφίλ τοποθετούνται με παρεμβολή σε έναν κύβο 3D και διαμερίζονται σε κομμάτια, χρονικά. Η ταχύτητα διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων προσδιορίστηκε από το μια μέτρηση CMP (κοινή μέση τιμή) και βρέθηκε ότι είναι 10 cm/ns.

3.2.5 *Vibracoring*

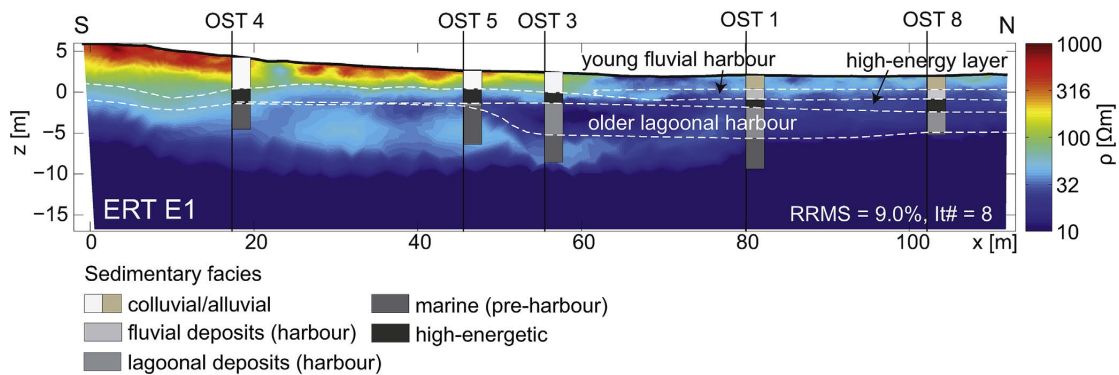
Διεξήχθει διάτρηση για να μελετηθεί η στρωματογραφία της λεκάνης και ως βάση για τη αξιολόγηση των γεωφυσικών μεθόδων . Οκτώ πυρήνες διατρήθηκαν μέχρι 12 μέτρα το πολύ κάτω από την επιφάνεια του εδάφους, χρησιμοποιώντας μια πλατφόρμα γεώτρησης για αυτοκίνητα (Nordmeyer RS 0 / 2.3). Τα δείγματα (Vibracores) φωτογραφήθηκαν και καταγράφηκε η δομή τους.

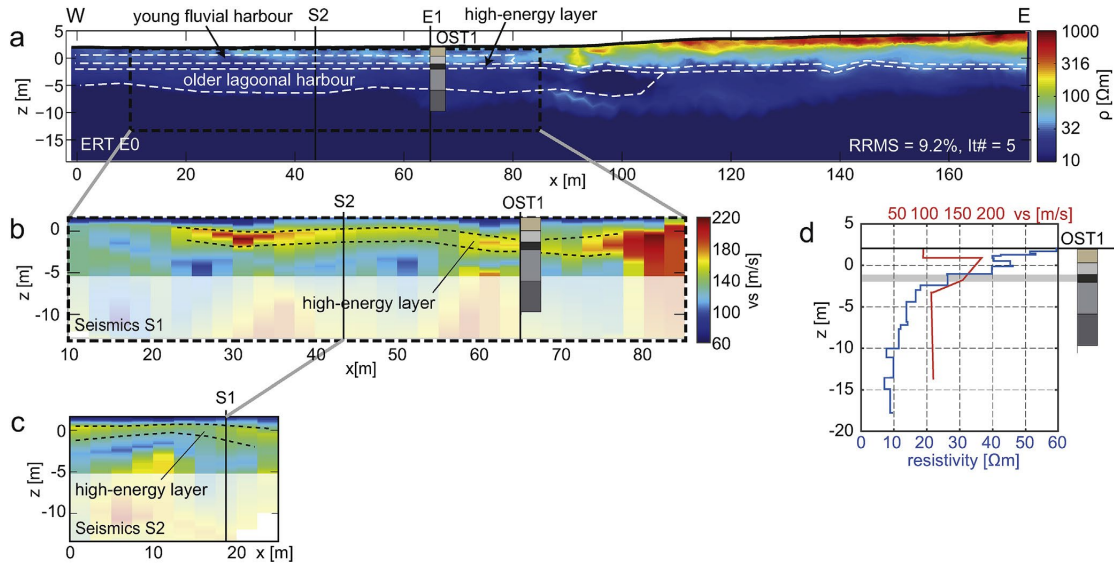
3.2.6 *Αποτελέσματα*

Η στρωματογραφία εξήχθη από το συνδυασμό των γεωφυσικών μεθόδων (ηλεκτρικά, σεισμικά) και των πυρήνων που διατρήθηκαν κατά μήκος δύο χαρακτηριστικών τομών (E1 και E0 / S1, σχήμα 1). Παρουσιάζεται μια σύγκριση μεταξύ των αποτελεσμάτων ERT του προφίλ E1, που διασχίζει το λεκάνη από το νότο προς το βορρά, με τα δείγματα των πυρήνων από τις γεωτρήσεις Σχ. 2. Η υψηλή ειδική αντίσταση του ανώτερου στρώματος αντιστοιχεί σε μια απόκλιση που οφείλεται σε προσχωσιγενή ιζήματα χαμηλότερων αντιστάσεων μεταξύ των θέσεων δειγματοληψίας OST 3 και OST 1. Τα OST 1 και 8 δείχνουν σαφώς ένα στρώμα άμμου που κυριαρχεί σε όλο το μήκος σε βάθος 1.7-2.7 m κάτω από την επιφάνεια, το οποίο έχει πάχος 1 m και αντιστοιχεί σε αποθέσεις του ποταμού και στις υποκείμενες αποθέσεις. Κάτω από αυτό το στρώμα το μέγεθος των κόκκων αυξάνεται σημαντικά και μια ζώνη υψηλής ενέργειας ακολουθηθεί κατά μήκος ολόκληρου του προφίλ, πάλι περίπου 1 m. Στο βόρειο μισό του προφίλ σχηματίζεται ένα στρώμα ιζηματογενών αποθέσεων, με περίπου 3m πάχος, που ερμηνεύεται ως παλαιότερη φάση με βάση σε βάθος περίπου 7,6 m κάτω από την επιφάνεια. Στο νότιο τμήμα του προφίλ, η επαφή μεταξύ των κολοθβιακών αποθέσεων και της ζώνης υψηλής ενέργειας μπορούν να αναγνωριστούν στην ηλεκτρική τομογραφία από την έντονη μείωση της αντίστασης (από > 300 Ωm έως <100 Ωm). Τα ιζήματα του ποταμιού, της λιμναίας λεκάνης ποτάμιων λιμνιών και η ζώνη υψηλής ενέργειας παρουσιάζουν παρόμοιες τιμές ηλεκτρικής αντίστασης σε διάφορα σημεία, οπότε δεν αξιοποιήθηκε η εδώ η ηλεκτρική τομογραφία.

Η φλούβια κάλυψη στην κορυφή των τα ιζήματων των ποτάμιων αποθέσεων χαρακτηρίζεται από ελαφρώς υψηλότερη αντίσταση, αλλά μια σαφής διεπαφή μεταξύ τους δεν μπορεί να διακριθεί. Το όριο από τα λιμναία έως τα υποκείμενα θαλάσσια ιζήματα ανιχνεύεται από μια ισχυρή μείωση των τιμών ειδικής αντίστασης (<10 Ω+-m) μεταξύ vibratores OST 1 και 8. Στις θέσεις OST 4, 5 και 3 τα θαλάσσια ιζήματα φαίνονται στην ERT ως αντιστάσεις γύρω στα 50 Ωm, όμως περίπου στα 9 m κάτω από τη στάθμη της θάλασσας οι αντιστάσεις μειώνονται ακόμα περισσότερο έως <10 Ωm. Οι χαμηλότερες αντιστάσεις σε αυτό το στρώμα προς τα βόρεια μπορεί να εξηγηθούν από τα υπόγεια ύδατα με αυξημένη η αλατότητα που προέρχονται από τον ποταμό, ο οποίος σύνδεεται του με τη Μεσόγειο. Στην ERT μια άλλη διεπαφή είναι ορατή στα 10 m περίπου, που χωρίζει μια περιοχή με πολύ χαμηλή ειδική αντίσταση (<5 Ωm) από κάτω. Δυστυχώς δεν υπάρχουν δεδομένα vibracoring εδώ, και έτσι δεν μπορούμε να ερμηνεύσουμε αυτό το στρώμα. Το προφίλ ERT E0 (σχήμα 3α) που εκτείνεται από δυτικά προς ανατολικά δείχνει τις ίδιες δομές και αντιστάσεις όπως το προφίλ E1. Η λεκάνη βρίσκεται στα δυτικά του προφίλ. Καλύπτεται από τα προσχωσιγενή ιζήματα που υποδεικνύονται με τιμές αντίστασης περίπου 30 Ωm. Το στρώμα με πάχος 1,5-2m αποτελείται από αλλούβια και σε απόσταση 90 m προς τα ανατολικά

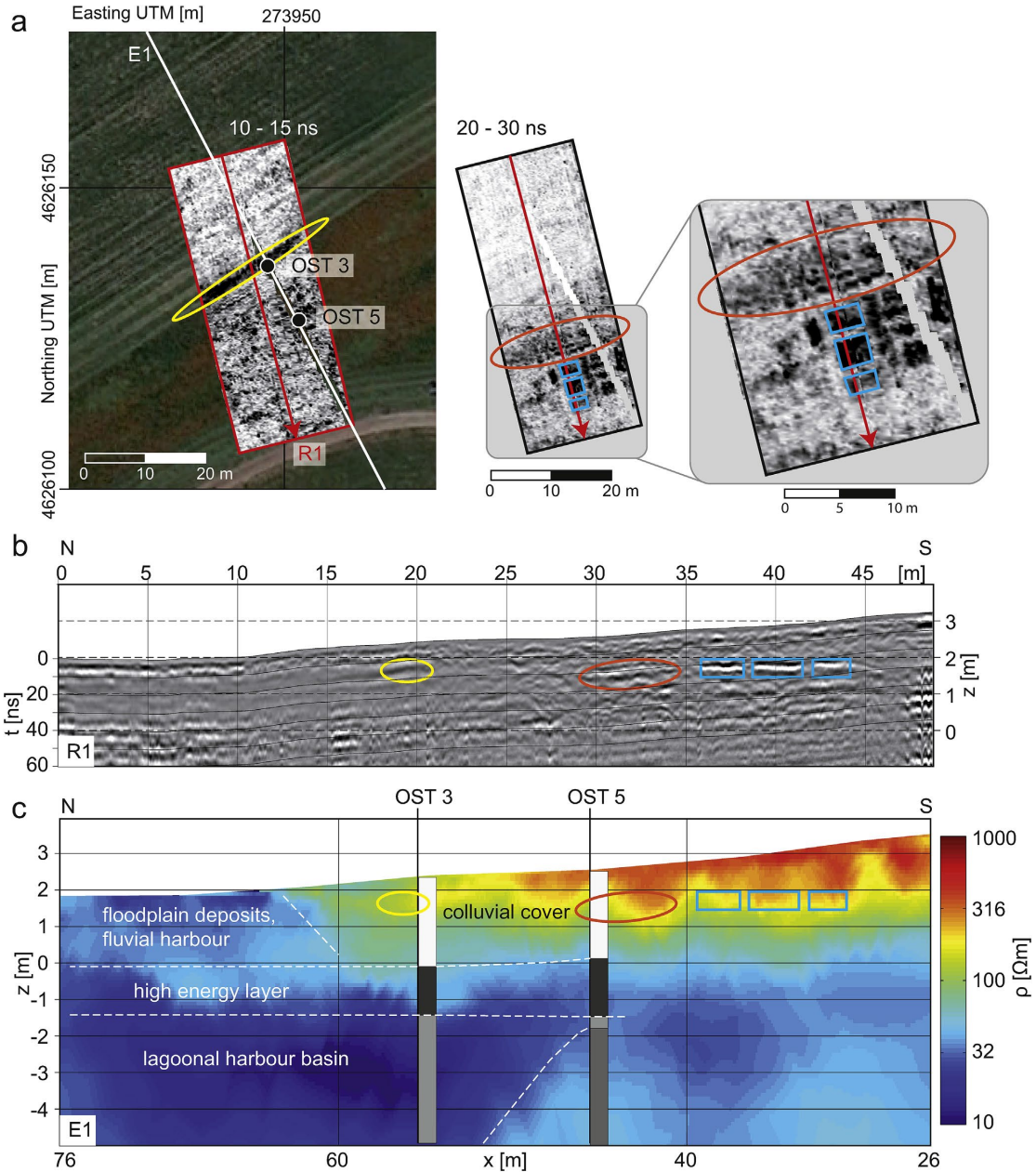
αντικαθίσταται απο κολλούβια. Το στρώμα υψηλής ενέργειας δεν είναι εμφανές στην ERT λόγω του μικρού πάχους του και της χαμηλής αντίθεσης του σε ειδική ηλεκτρική αντίσταση (Εικ. 3d). Το τμήμα του λιμένα καλύπτεται επίσης από ένα σεισμικό προφίλ (S1 στην εικόνα 1). Το σχετικό προφίλ διάτμητικής ταχύτητας (Σχήμα 3β) είναι περισσότερο αποκαλυπτικό από το προφίλ ηλεκτρικής αντίστασης και δείχνει μια οριζόντια ζώνη αυξημένου ταχύτητας ($> 150 \text{ m / s}$) με μεταβαλλόμενο βάθος από 1 m έως 4 m κάτω απο την επιφάνεια. και πάχος περίπου. 1 m - 2 m. Η σύγκριση με τα δεδομένα της δειγματοληψίας (vibrocure) OST 1 δείχνει ότι αυτό το στρώμα υψηλής σεισμικής ταχύτητας ταιριάζει με τη ζώνη υψηλής ενέργειας που χωρίζει τις δύο φάσεις του λιμανιού (τις λιμναίες αποθέσεις απο τις ποτάμιες). Και εντοπίζεται κατα μήκος όλου του προφίλ. Η άμεση σύγκριση μεταξύ σεισμικών ταχυτήτων και στρωματογραφίας (απο τους πυρήνες) στο Σχ. 3d δείχνουν ότι το στρώμα υψηλής σεισμικής ταχύτητας είναι γενικά παχύτερο σε σύγκριση με αυτό που προκύπτει απο τον vibrocure. Αυτό οφείλεται στην πιο χονδροειδείς ανάλυση που δίνουν τα σεισμικά δεδομένα. Στα 7 m περίπου οι ταχύτητες δείχνουν σε ορισμένα σημεία απότομη αύξηση, η οποία μπορεί να συσχετιστεί με τη μετάβαση από λεπτόκοκκα λιμναία ιζήματα σε χονδρόκοκκους θαλάσσιους σχηματισμούς σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της ERT και των γεωτρήσεων.

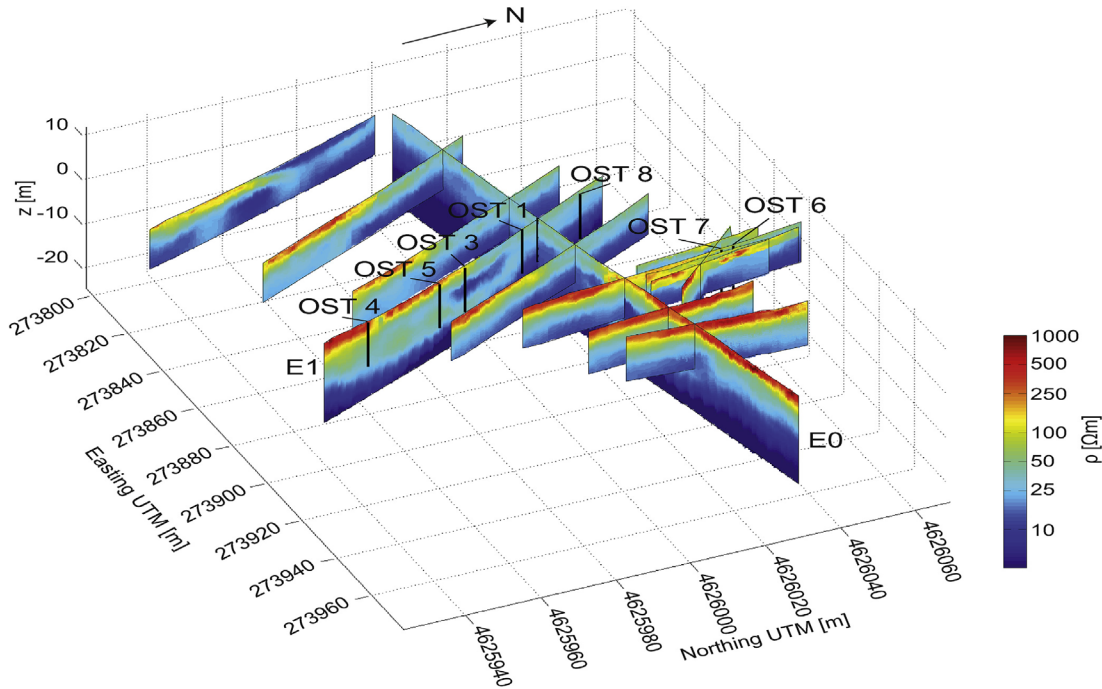




Η συνοριακή περιοχή της λιμενικής λεκάνης διερευνήθηκε λεπτομερέστερα με το GPR. Η περιοχή που ερευνάται βρίσκεται στα νότια της πρώην λιμενική λεκάνη. Δύο τομές GPR αυτής της περιοχής εμφανίζονται στο Εικ. 4α. Η πρώτη τομή δείχνει τη δομή του υπεδάδου στα 0,5 - 0,75 m και είναι ορατή μια στενή ζώνη υψηλή αντανάκλαστική ενέργεια που διασχίζει την περιοχή από τα νοτιοδυτικά προς τα βορειοανατολικά κοντά στην τοποθεσία δειγματοληψίας OST 3. Μια σύγκριση με το κάθετο ραδιόγραμμα R1 (Σχήμα 4b) δείχνει μια ελαφρά βύθιζόμενη περίπου 3 m ευρεία ανάκλαση. Η δεύτερη τομή δείχνει μια δομή σε βάθος 1-1,5 m. Αρκετά ορθογώνια αντικείμενα εμφανίζονται με πολλαπλές αντανάκλασης (σημειωμένα με μπλε κουτιά) και μια ζώνη αυξημένης ανακλαστικότητας σε σύγκριση με το βόρειο τμήμα της περιοχής (που σημειώνεται με πορτοκαλί κύκλο) είναι ορατά. Οι ορθογώνιες δομές αντιστοιχούν σε ισχυρές αντανάκλασεις στην κατακόρυφη τομή R1, οι οποίες διαχωρίζονται σαφώς από χαμηλά ανακλαστικά κενά πλάτους 0,5 m. Μετά από τοπογραφική διόρθωση αυτές οι αντανάκλαστες εμφανίζονται αυστηρά οριζόντιες. Έτσι μπορεί να θεωρηθεί ανθρωπογενούς προέλευσης, δηλαδή οικοδομικές κατασκευές / συντρίμια. Η περιοχή που σημειώνεται με πορτοκαλί δείχνει μια σχεδόν οριζόντια ανάκλαση, αλλά όχι τόσο ισχυρή, όπως στα μπλε κουτιά. Θεωρούμε όλες αυτές τις δομές ως υπολείμματα κτιρίων ή υποδομών επειδή βρίσκονται σε ίδιο βάθος (1 m), που αντιστοιχεί στο αρχαίο κατασκευαστικό επίπεδο. Η λεκάνη του λιμανιού είναι αναγνωρίσιμη στα αποτελέσματα του GPR ως περιοχή χαμηλής ανακλαστικότητας και μειωμένης αναλογία σήματος / θορύβου (S / N) κάτω από 40 ns. Η μείωση του λόγου S / N προκαλείται από χαμηλές τιμές ηλεκτρικής αντίστασης που οδηγούν σε αυξημένη εξασθένηση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων. Στα ηλεκτρικά το προφίλ E1 χρησιμοποιείται για σύγκριση (σχήμα 4γ). Το προφίλ E1 βρίσκεται κοντά αλλά όχι ακριβώς στην ίδια θέση με την τομή R1. Η κατασκευές παραμένουν σαφώς απεικονισμένες από το GPR, δεν διακρίνονται καλά από την ERT αλλά εξακολουθούν να εμφανίζονται ως τοπικές πυκνώσεις στα 1,5 m με 2 m. Η τοποθεσία της γραμμής GPR (σημειωμένη με κίτρινο χρώμα) συμπίπτει με τη (σταδιακή) μετάβαση από τις κολλούβιες αποθέσεις στην περιοχή της πλημμυρικής ζώνης. Επομένως, υποθέτουμε ότι η γραμμή GPR

δείχνει την πρώιμη ακτογραμμή. Για τον προσδιορισμό των διαφορετικών πλευρικών εκτάσεων και των δύο, του λιμναίου και του ποτάμιου λιμανιού, όλα τα προφίλ ERT αντιστράφηκαν με τις ίδιες ρυθμίσεις παραμέτρων επεξεργασίας και εμφανίζονται σε ένα τρισδιάστατο σχήμα (3D) (Εικ. 5). Το 3D σχήμα δείχνει το κολλούβιο στρώμα στο νότο και ανατολικά ζώνες υψηλής ηλεκτρικής αντιστάσης (κόκκινο και κίτρινο) και την παλιά λιμναία απόθεση (σκούρο μπλε) πλευρικά περίπου 10 m, προτού μεταβεί σταδιακά σε αλλούβιες αποθέσεις (πράσινο). Η έκταση της λεκάνης προς βορρά και δύση δεν μπορεί να προσδιοριστεί λόγω των σύγχρονων κατασκευών, όπως ένας χώρος στάθμευσης στα δυτικά και έναν ποταμόδρομο στο βορρά.



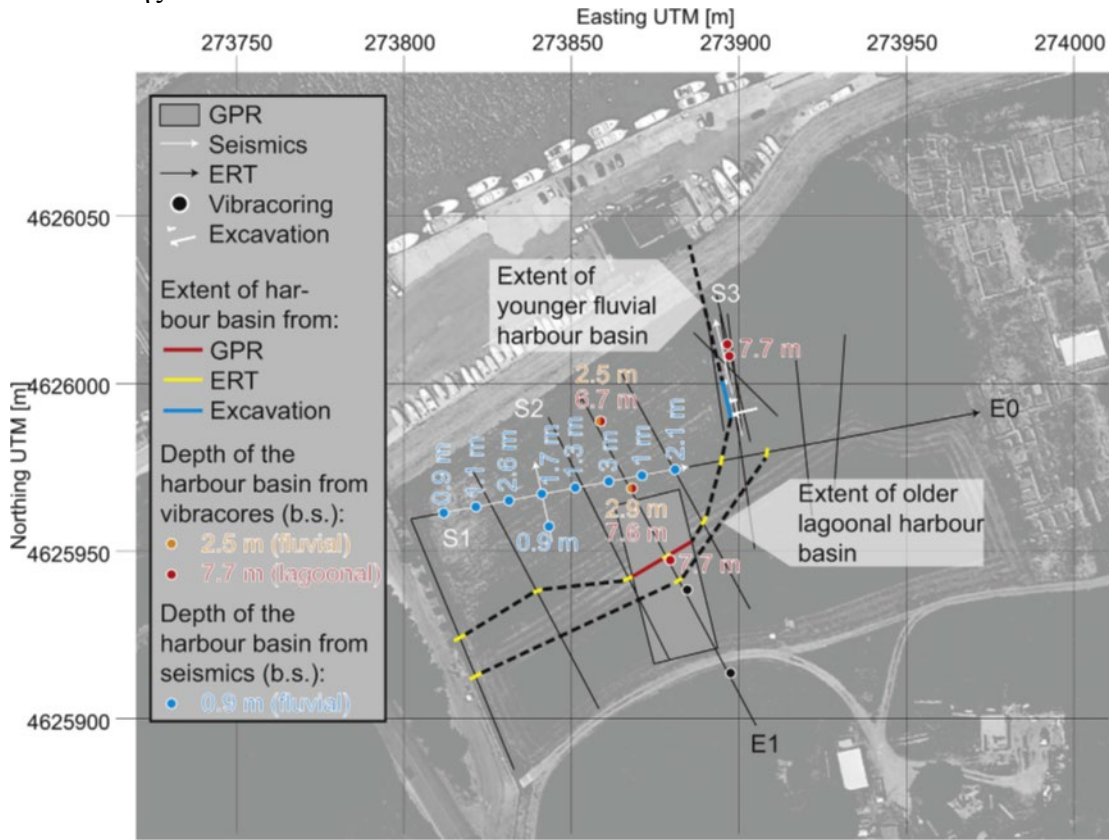


3.2.7 Συμπεράσματα

Με βάση ένα συνδυασμό σεισμικών, ERT, GPR και δειγματοληψιών, διερευνήθηκε το λιμάνι της Ostia Antica και προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

1. Στρωματογραφία και πλήρωση της λεκάνης: Το λιμάνι αποτελείται από δύο φάσεις: α) μια παλαιότερη λιμναία φάση με τη βάση της σε περίπου 7.6 m βάθος και β) νεότερη φάση που χαρακτηρίζεται από ποτάμια ιζήματα με τη βάση τους σε περίπου 2,7 m κάτω από την επιφάνεια. Οι δύο φάσεις διαχωρίζονται μεταξύ τους από μια λεπτή χονδρόκοκκη υψηλής ενέργειας ζώνη, η οποία δημιουργήθηκε από ένα τσουνάμι. Αυτή η στρώση είναι αναγνωρίσιμη στα προφίλ σεισμικών και έχει πάχος 1-2m και εμφανίζει 100% αυξημένες ταχύτητες διατμητικών κυμάτων. Η μελέτη αυτή είναι η πρώτη που δείχνει ότι τα σεισμικά κύματα διάτμησης έχουν τη δυνατότητα να χαρτογραφήσουν ένα σχετικά λεπτό στρώμα με σημαντικά πιο χονδροειδές υλικό, το οποίο σχετίζεται με το τσουνάμι και έχει ταυτοποιηθεί γεωτρήσεις. Με οδηγό τους πυρήνες της δειγματοληψίας οι δύο φάσεις του λιμένα μπορούν να εντοπιστούν στην τομογραφία της ERT, αλλά ERT αποτυγχάνει από μόνη της να αποδόσει τη ζώνη υψηλής ενέργειας λόγω του μικρού της πάχους και της χαμηλής αντίθεσης αντίστασης της. 2.
2. Πλευρική έκταση της λεκάνης απορροής: Με βάση τα γεωτρητικά δεδομένα και τις ERT μπορεί να κατασκευαστεί ένα προφίλ (3D) ενός μοντέλου λιμενικής λεκάνης, που δείχνει μικρές διαφορές στις πλευρικές επεκτάσεις των δύο φάσεων. Τα όρια ορίζονται σαφώς στα ανατολικά και στα νότια. Η ελάχιστη έκταση της λεκάνης είναι περίπου 100 m x 50 m. Το παλαιότερο λιμάνι έφτανε τα 8-15 m πιο νότια και ανατολικά. Και οι δύο φάσεις της λεκάνης μπορεί να επεκταθούν κάπως περισσότερο προς τα δυτικά και προς τα βόρεια, όπου δεν υπάρχουν μετρήσεις λόγω αδυναμίας εκτέλεσης τους. Στο νότο μια σαφώς καθορισμένη

αιχμή εμφανίζεται στις τομές GPR που πιθανότατα υποδεικνύουν τα σύνορα της νεότερης λεκάνης.



3.3 ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΜΕΛΕΤΗΣ HAIFA

3.3.1 Περίληψη

Μία σεισμική έρευνα σε ρηχά νερά πραγματοποιήθηκε πρόσφατα στην επέκταση του λιμανιού της Haifa κοντά στην Μεσογειακή ακτή του Ισραήλ. Οι στόχοι της έρευνας ήταν να εκτιμηθεί η διανομή της ταχύτητας των κυμάτων S και P κάτω από το βυθό της θάλασσας και να εντοπιστούν πρόσφατα ρήγματα στην περιοχή. Ένας επιπλέον στόχος ήταν να δοκιμαστεί η παρουσία σκληρού βράχου με την ταχύτητα των P κυμάτων να ξεπερνάει τα 3000 m/s και σε βάθος μέχρι 700 m. Για να επιτευχθούν οι στόχοι έγιναν ειδικές έρευνες διάθλασης και ανάκλασης στην περιοχή. Η απόκτηση των δεδομένων έγινε με χρήση καλωδίων και υδροφώνων στο βυθό και με την πηγή της σεισμικής ενέργειας να είναι ένα αεροπίστολο για την έρευνα ανάκλασης και εκρηκτικά για τη διάθλαση.

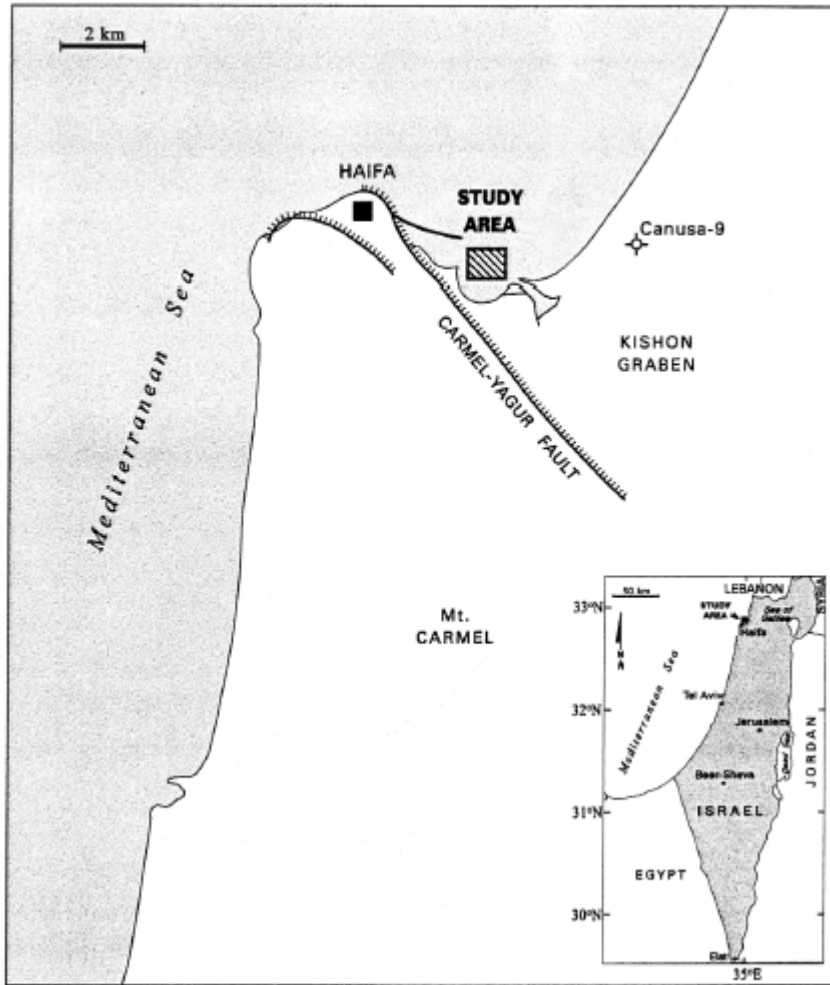
Οι ταχύτητες των P κυμάτων που εκτιμήθηκαν από τα δεδομένα της ρηχής διάθλασης έχουν εύρος ταχύτητας 1800-2000 m/s εμποδίζοντας την ερμηνεία του βάθους των δεδομένων. Δεν βρέθηκε ένδειξη παρουσίας βράχου υψηλής ταχύτητας μέσα στο βάθος των 700 m. Οι ταχύτητες των S κυμάτων εκτιμήθηκαν στη βάση της ανάλυσης κατανομής των Scholte κυμάτων. Η διανομή των ταχυτήτων των S κυμάτων σχετίζεται καλά με το αποτέλεσμα της έρευνας του εδάφους που έγινε στην περιοχή. Οι τομείς χρόνου της ανάκλασης αναπαριστούν μια ακολουθία από ανακλάσεις από διάφορες στρατογραφικές μονάδες μέχρι το βάθος των 800 m. Παρόλο που κάποια δείγματα παραμόρφωσης μπορεί να βρεθούν στα βαθιά τμήματα, δεν υπάρχουν ενδείξεις για ύπαρξη ρηγμάτων στα ρηχά τμήματα (250-300 m).

Τα αποτελέσματα των ερευνών έδειξαν ότι το να αποκτήσουμε σεισμικά δεδομένα σε ρηχά νερά μπορεί να είναι ένας σχετικά απλός και αποτελεσματικός τρόπος να πάρουμε πληροφορίες σχετικά με τη δομή και τις ιδιότητες του υπεδάφους κάτω από το βυθό της θάλασσας.

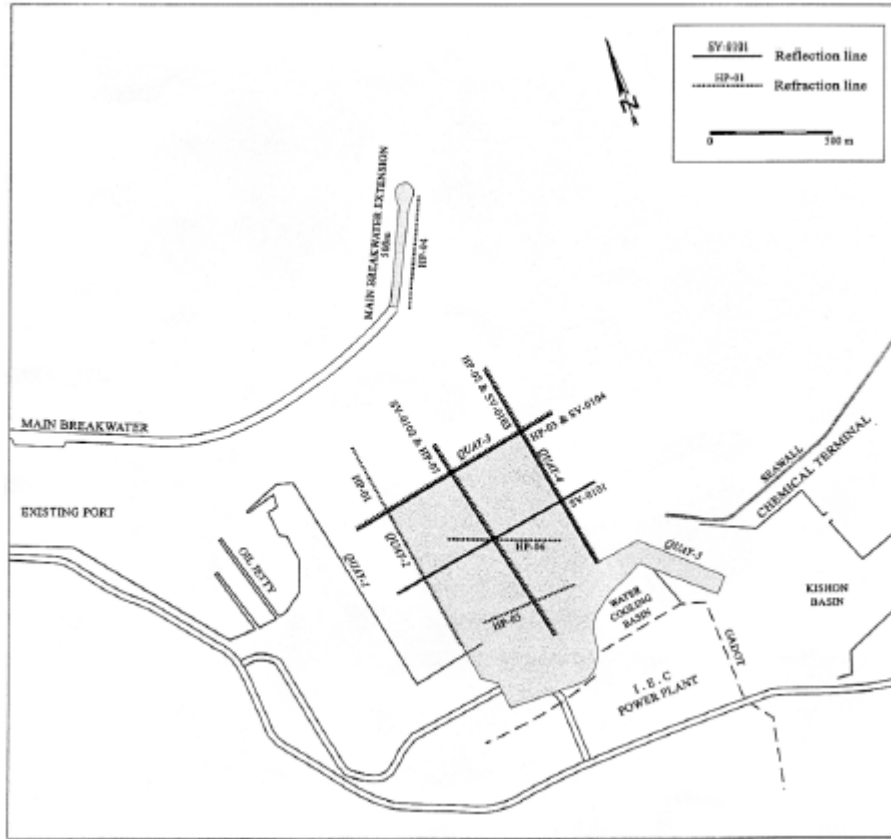
3.3.2 Εισαγωγή

Πρόσφατα, το Γεωφυσικό Ινστιτούτο του Ισραήλ πραγματοποίησε ρηχή σεισμική έρευνα κοντά στη Μεσογειακή ακτή του Ισραήλ στη περιοχή του λιμανιού της Haifa (Εικόνα 50). Το γεγονός ότι η περιοχή είναι πολύ κοντά στην ρηματογενής ζώνη του Carmel-Yagur (Kafri and Ecker, 1964, Achmon, 1986) έχρισε αναγκαία μια γεωτεχνική και σεισμολογική μελέτη της περιοχής. Η παρούσα έρευνα ήταν κομμάτι του ερευνητικού προγράμματος που έκαναν διάφορες εταιρίες για την αρχή Λιμανιών και Σιδηροδρόμων του Ισραήλ. Οι στόχοι της έρευνας διευκρινίζονται παρακάτω:

- Εκτίμηση των ταχυτήτων των P κυμάτων και δομή των στρωμάτων και είσοδος του νερού στο έδαφος.
- Δοκιμή για την πιθανή ύπαρξη ενός σκληρού στρώματος (με ταχύτητα των P κυμάτων πάνω από 3000m/s μέσα σε βάθος των 700m.
- Εκτίμηση της κατακόρυφης διανομής των S κυμάτων κάτω από το βυθό.
- Εντοπισμός συστημάτων ρωγμάτων στο υπεδάφος.



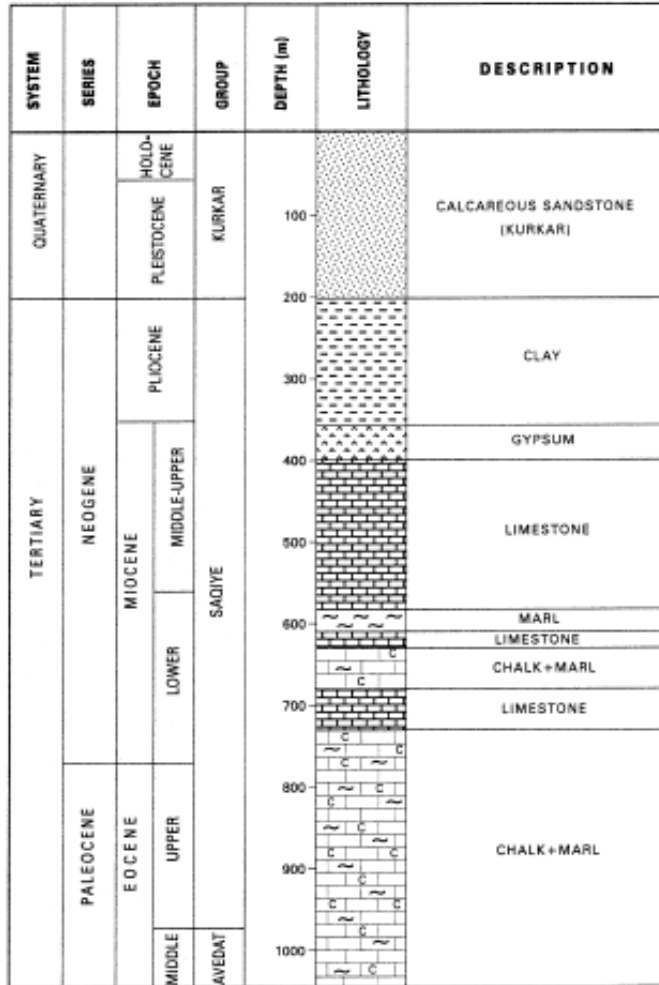
Εικόνα 50. Χάρτης της υπό μελέτη περιοχής.



Εικόνα 51. Σχηματική απεικόνιση των σεισμικών ερευνών.

3.3.3 Γεωλογία Περιοχής

Το λιμάνι του Haifa βρίσκεται μέσα στην κοιλάδα Kishon, βορειοδυτικά του ρήγματος Carmel-Yagur (Εικόνα 50). Το ρήγμα αποτελεί παρακλάδι του συστήματος της Νεκράς Θάλασσας. Επεκτείνεται σε μια γενική κατεύθυνση Νοτιοανατολικά- Βορειοδυτικά για 1000 m, τοποθετώντας βράχους του Κατώτερου Κρητιδικού έναντι στα Νεογενή (Kafri and Ecker, 1964). Πρόσφατες έρευνες (Achmon, 1986) έδειξαν ότι το ρήγμα Carmel-Yagur αναπαριστάνει μια ευρύτερη ζώνη ρηγμάτων. Η ζώνη των ρηγμάτων χαρακτηρίζεται από μικροσεισμική δραστηριότητα. Η κοιλάδα του Kishon είναι 4-6 km ευρύ και επεκτείνεται προς τη θάλασσα ως ένα υποθαλάσσιο φαράγγι (Kafri and Ecker, 1964). Η γεωλογική δομή της κοιλάδας συμπεραίνεται από τη γεώτρηση Canusa-9 (Εικόνα 52) 3.5 km ανατολικά της ερευνομένης περιοχής. Σύμφωνα με τα στοιχεία της γεώτρησης τα πάνω 1000 m αναπαρίστανται από δύο ομάδες ιζημάτων. Η ανώτερη ομάδα αποτελείται από ασβεστιτικούς ψαμμίτες που είναι 200 m παχύ. Το ανώτερο μέρος της δεύτερης ομάδας αποτελείται από Πλειοκαινικούς αργίλους σε βάθος των 360 m. Οι άργιλοι καλύπτονται από ένα στρώμα γύψου και από εναλλαγές ασβεστόλιθων.



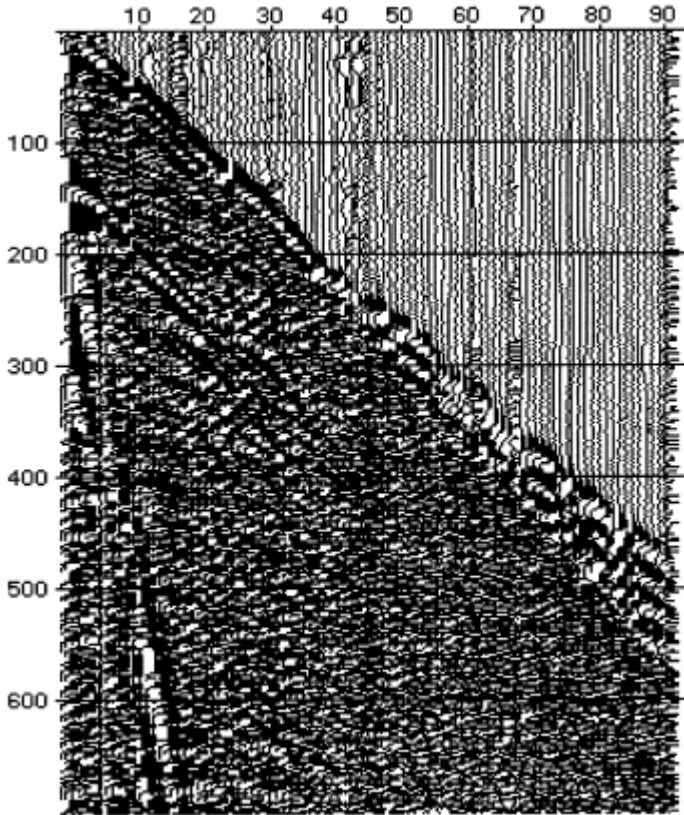
Εικόνα 52. Στρωματογραφία της γεώτρησης Canusa 9.

3.3.4 Εκτίμηση των ταχυτήτων των κυμάτων P και δομή των στρωμάτων.

Μία σεισμική έρευνα διάθλασης εκτελέστηκε στην περιοχή με σκοπό την εκτίμηση των ταχυτήτων των κυμάτων P και δομή των στρωμάτων σε βάθος από 200 έως 250 m. Ένας επιπλέον στόχος της έρευνας ήταν η εύρεση στρώματος σκληρού βράχου με ταχύτητες πάνω από 3000 m/s μέχρι το βάθος των 700 m.

Απόκτηση δεδομένων.

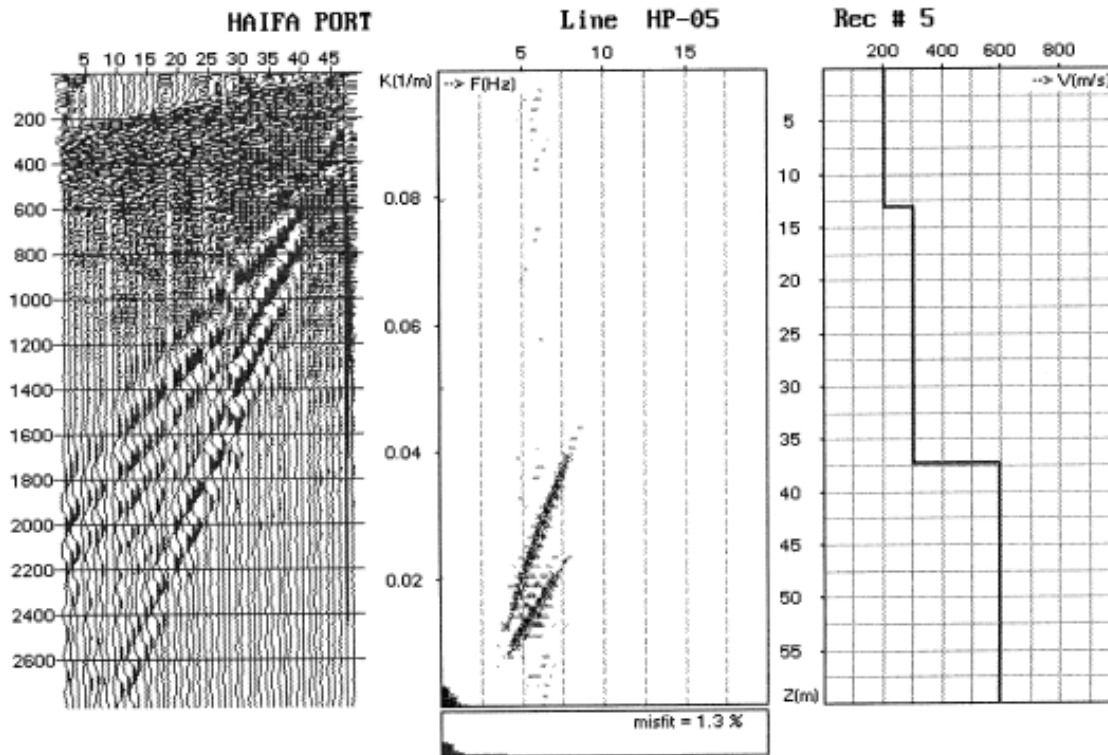
Η έρευνα διάθλασης περιλάμβανε πέντε σεισμικές γραμμές (HP-01 μέχρι HP-04 και HP-07, Εικόνα 51). Το μήκος των γραμμών ήταν 950 m, εκτός από την γραμμή HP-04 που ήταν 470 m. Ένα σχετικά μικρό ποσό εκρηκτικών (300-600 g) χρησιμοποιήθηκε σε όλες τις γραμμές. Εφόσον το μήκος των γραμμών δεν ήταν αρκετό για να αποκτηθούν δεδομένα για την ύπαρξη ενός ανακλαστήρα στα 700 m, δοκιμάστηκε μία διαφορετική προσέγγιση στις γραμμές HP-01 και HP-07. Αυτό περιλάμβανε τη χρήση μεγάλων ποσοτήτων εκρηκτικών (1200-1800 g) σε μεγαλύτερες αποστάσεις, εκτός των γραμμών για τη συλλογή βαθύτερων δεδομένων ανάκλασης.



Εικόνα 53. Παράδειγμα διάθλασης απο την γραμμή HP-01. Κατακόρυφος άξονας: χρόνος σε milliseconds, Οριζόντιος άξονας: αριθμός των σταθμών.

3.3.5 Εκτίμηση των ταχυτήτων των S κυμάτων κάτω από το βυθό και απόκτηση των δεδομένων.

Η έρευνα για την εκτίμηση της V_s περιλάμβανε δύο σεισμικές γραμμές(HP-05 και HP-06, Εικόνα 51), με το μήκος της κάθε μιας να φτάνει τα 470 m. Η τοποθεσία των γραμμών επιλέχθηκε έτσι ώστε το βάθος του νερού κατά μήκος τους να είναι σταθερό, 6 m στην γραμμή HP-05 και 8 m στην HP-06. Οι γραμμές γεμίστηκαν με 600 g εκρηκτικών που τοποθετήθηκαν στον πυθμένα.



Εικόνα 54. Παράδειγμα εκτίμησης της ταχύτητας των S κυμάτων στη γραμμή HP-05: αριστερά- καταγραφή πεδίου νούμερο 5, κέντρο- F-K πάνελ του αρχείου, δεξιά- η εκτιμώμενη κατακόρυφη διανομή της Vs

Εντοπισμός ρηχών ρηγμάτων.

Η υψηλής ανάλυσης μέθοδος σεισμικής ανάκλασης είναι αναμφίβολα ένα σημαντικό γεωφυσικό εργαλείο για τον εντοπισμό και τη χαρτογράφηση των συστημάτων ρηγμάτων σε ρηχές υποεπιφάνειες. Τα τελευταία χρόνια αυτή η μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί για αυτόν το σκοπό σε πολλές περιοχές ανά τον κόσμο (Myers et al., 1987; Treadway et al., 1988; Miller et al., 1990; Williams et al., 1995; Pratt et al., 1998; Shtivelman et al., 1998a,b)

Η τωρινή έρευνα ανάκλασης στοχεύει στην δοκιμή για ύπαρξη ρηχού ρήγματος στην περιοχή του λιμανιού της Haifa

3.3.6 Απόκτηση δεδομένων.

Έγιναν τέσσερις γραμμές ανάκλασης (SV-0101 μέχρι SV-0104, Εικόνα 51) χρησιμοποιώντας την μέθοδο CMP(Common Midpoint). Το μήκος κάθε γραμμής ήταν 950 m. Η δοκιμή έγινε με έναν τρόπο, τέτοιο ώστε τα 96 γεώφωνα να βρίσκονται στον πυθμένα καθώς η πηγή μετακινούνταν πάνω στη γραμμή.

3.3.7 Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα των σεισμικών ερευνών σε ρηγά νερά που έγιναν στο λιμάνι της Haifa μπορούν να συνοψιστούν ως εξής:

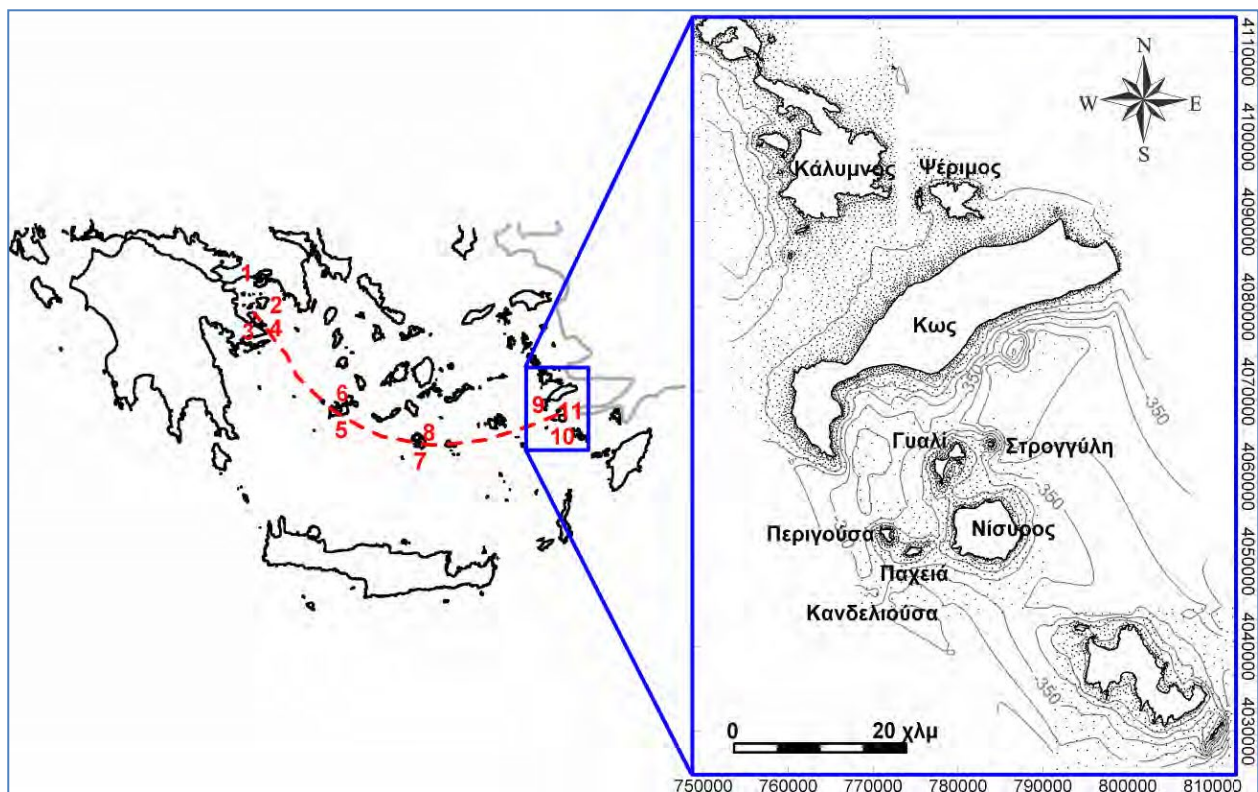
- Η ερμηνεία των δεδομένων της ανάκλασης των P κυμάτων είναι προβληματική λόγω της αδύναμης αντίθεσης των ταχυτήτων μεταξύ των ιζημάτων που είναι κορεσμένα σε νερό και του υποκείμενου βράχου. Οι ταχύτητες που προέρχονται από τα δεδομένα διάθλασης ποικίλουν σε ταχύτητες, από 1800 έως 2200 m/s. Βαθύτερα δεδομένα διάθλασης δεν δείχνουν την ύπαρξη ενός στρώματος υψηλών ταχυτήτων μέχρι το βάθος των 700 m.
- Ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων μπορεί να εφαρμοστεί στα δεδομένα που αποκτήθηκαν από το βυθό για να αντληθούν πληροφορίες για την ταχύτητα των S κυμάτων. Τα δεδομένα δείχνουν ένα καλοσχεδιασμένο, χαμηλών ταχυτήτων και συχνοτήτων κύμα που εντοπίζεται με χρήση των Scholte κυμάτων. Οι καμπύλες διασποράς των κυμάτων κυμαίνονται από 3 έως 12 Hz. Η αναστροφή των καμπυλών επιτρέπει την απόκτηση πληροφοριών για την V_s μέχρι το βάθος των 45 m κάτω από το βυθό της θάλασσας. Η τελική διανομή των V_s σχετίζεται καλά με τα δεδομένα διάθλασης από τη στεριά.
- Η απόκτηση σεισμικών δεδομένων από τον πυθμένα της θάλασσας μπορεί να είναι ένας σχετικά απλός και αποτελεσματικός τρόπος για την απόκτηση καλής ποιότητας δεδομένων. Τα σεισμικά κομμάτια δείχνουν μια ακολουθία από ανακλάσεις από διάφορα στρατογραφικά μέρη μέχρι το βάθος των 800 m. Παρόλο που βρέθηκαν ενδείξεις παραμόρφωσης στα βαθιά μέρη του τομέα, δεν υπάρχουν ρήγματα στα ρηγά μέρη του τομέα, δηλαδή στα πρώτα 250-300 m.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

4.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΩ

ΓΕΝΙΚΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η νήσος Κω (Δωδεκάνησα) βρίσκεται στο ανατολικό άκρο του ηφαιστειακού τόξου (πλάτος 36ο 49' Β, μήκος 27ο 06' Α) (Εικόνα 55).



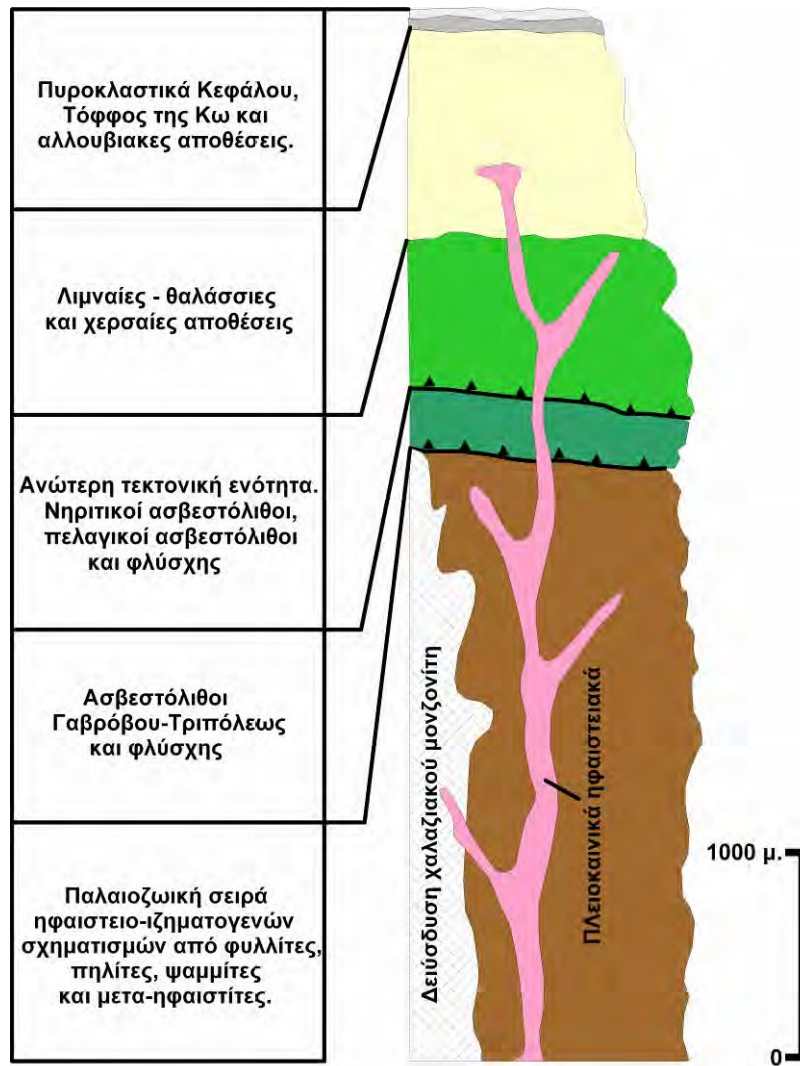
Εικόνα 55: Στα αριστερά σημειώνονται τα κέντρα του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου (1=Σουσάκι, 2=Αίγινα, 3=Μέθανα, 4=Πόρος, 5=Μήλος, 6=Κίμωλος, 7=Σαντορίνη, 8=Κολούμπο, 9=Κως, 10=Νίσυρος και 11= Γυαλί.)

4.1.1 Το υπόβαθρο της Κω αποτελείται από τη βάση προς την κορυφή από:

- (1) μια Παλαιοζωική σειρά ηφαιστειο-ιζηματογενών σχηματισμών από φυλλίτες, πηλίτες, ψαμμίτες και μετα-ηφαιστείτες η οποία στα 12 εκ. χρόνια διεισδύεται από ένα χαλαζιακό μονζονίτη (Altherretal., 1976; Henges-Kunstetal., 1988),
- (2) μια ενότητα τεκτονικά τοποθετημένη πάνω στην Παλαιοζωική ενότητα και τον μονζονίτη της Κω αποτελούμενη από ασβεστόλιθους της ζώνης Γαβρόβου – Τριπόλεως και φλύσχη και

(3) την ανώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από νηριτικούς ασβεστόλιθους ακολουθούμενους από πελαγικούς ασβεστόλιθους και φλύσχη.

Από το Ανώτερο Μειόκαινο έως το Πλειστόκαινο αποτέθηκε μία ακολουθία από λιμναίες – θαλάσσιες και χερσαίες αποθέσεις, ενώ το νησί κατά τα 2/3 καλύπτεται από ηφαιστειακά προϊόντα, όπως πυροκλαστικές ακολουθίες, ηφαιστειακούς τόφφους και δόμους (Εικόνα 56).



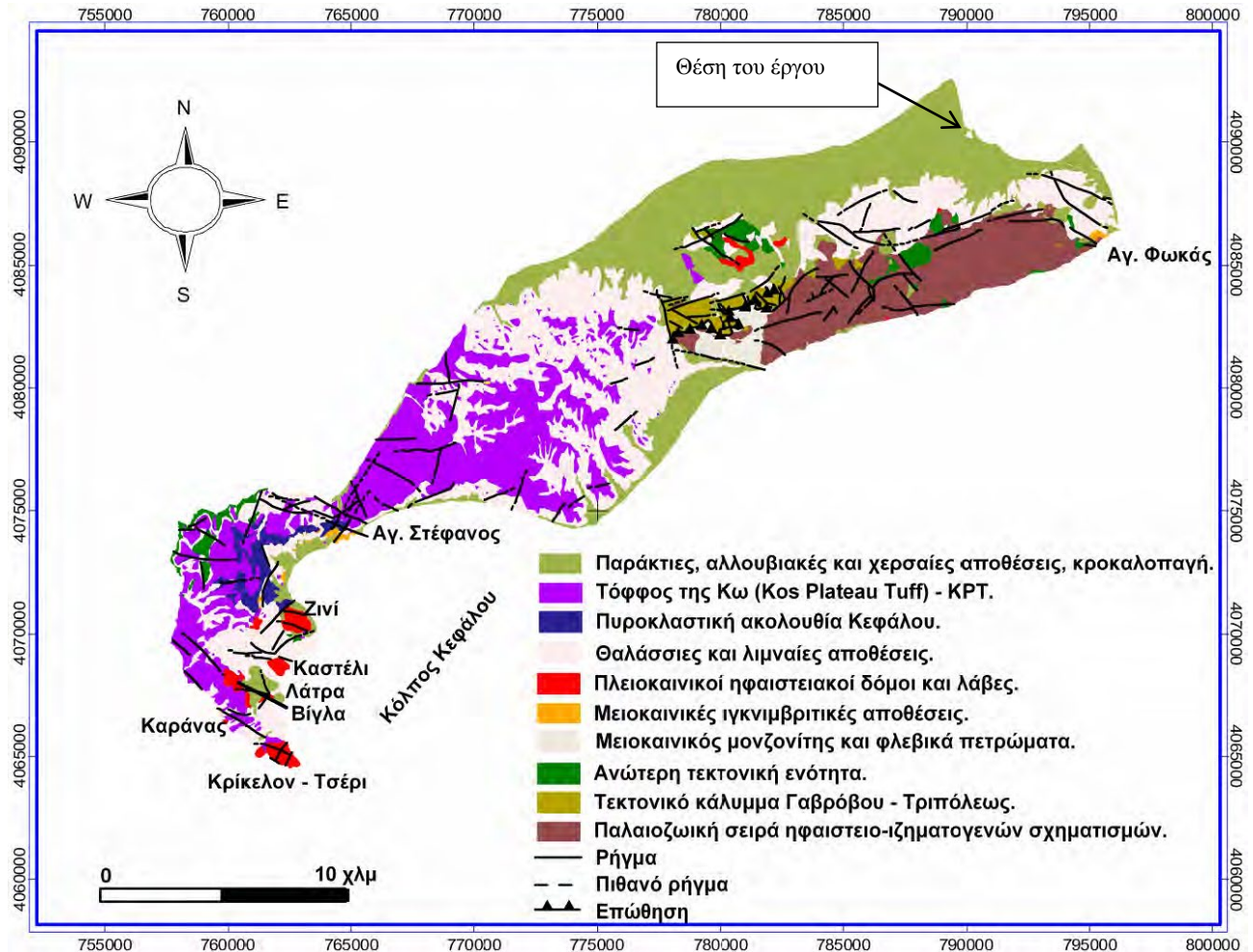
Εικόνα 56: Σχηματική στρωματογραφική στήλη της γεωλογικής δομής της νήσου Κω.

4.1.2 Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Κω διακρίνεται σε δύο περιόδους.

Η πρώτη περίοδος εντοπίζεται μετά την Μεσο-Μειοκαινική μαγματική δραστηριότητα και την διεύσδυση του μονζονίτη της Κω με Άνω – Μειοκαινικές ιγνιμβριτικές αποθέσεις όπως αυτές διατηρούνται σήμερα στο ανατολικό και δυτικό άκρο του νησιού (Εικόνα 57).

Η δεύτερη περίοδος προσδιορίζεται στο Πλειόκαινο – Πλειστόκαινο και χαρακτηρίζεται από ηφαιστειακούς δόμους, την πυροκλαστική ακολουθία του Κεφάλου, υδρομαγματικούς τόφφους

και τον σε μεγάλη έκταση πυροκλαστικό σχηματισμό «τόφο της Κω» (Kos Plateau Tuff) (Εικόνα 57).



Εικόνα 57: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της νήσου Κω(τριανταφυλλη,1991).

Στη δυτική Κω, ένα δεξιόστροφο πλάγιο-ανάστροφο ρήγμα ΑΒΑ διεύθυνσης διαχωρίζει το υπόβαθρο από τις Μέσο- έως Άνω – Μειοκαινικές αποθέσεις (Bogeretal., 1974; KokkalasandDoutsos, 2001).

Στα ανατολικά, ένα οριζόντιο ρήγμα ΑΒΑ διεύθυνσης σχετίζεται με μικρής κλίμακας παραμόρφωση Μέσο – Μειοκαινικών μαργών με σταδιακή μείωση της παραμόρφωσης προς τα ΒΑ (Kokkalas, 2000).

Στο κεντρικό τμήμα, Μεσοζωικοί ασβεστόλιθοι έχουν επωθηθεί επί της διείδυσης του χαλαζιακού μονζονίτη.

Κατά το Άνω Μειόκαινο ακολούθησε μία προοδευτική διαστολή η οποία έλαβε χώρα αρχικά κατά μήκος ΑΒΑ και ΔΒΔ διεύθυνσης κανονικών και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων όπως για παράδειγμα το ρήγμα στην περιοχή Πιλί (PiliFault) (KokkalasandDoutsos, 2001).

Ρήγματα εφελκυστικού χαρακτήρα με διευθύνσεις Α-Δ με τα συνοδά ρήγματα διεύθυνσης Β-Ν θεωρείται ότι ήταν ενεργά κατά το Άνω Μειόκαινο και σχετίζονται με την διείσδυση του μονζονίτη της Κω.

Ρήγματα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ φαίνεται να ήταν ενεργά από τις αρχές του Πλειστοκαίνου (PiperandPerissoratis, 2003).

Συνοπτικά στην περιοχή της Κω παρατηρούνται ρήγματα:

- ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης με κυρίαρχη διεύθυνση 30ο-45ο,
- ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης με κυρίαρχη διεύθυνση 60ο-80ο,
- Α-Δ με κυρίαρχη διεύθυνση 85ο-110ο και τα συνοδά
- Β-Ν και ΒΒΔ-ΝΝΑ ρήγματα με κυρίαρχη διεύθυνση 160ο (SimeakisandVougioukalakis, 1991; PiperandPerissoratis, 2003).

Σε όλα τα συστήματα ρηγμάτων παρατηρούνται μεγάλες κλίσεις της τάξεως 70ο-80ο ενώ οι κατακόρυφες μετατοπίσεις κυμαίνονται από μερικά μέτρα έως μερικές δεκάδες μέτρα (SimeakisandVougioukalakis, 1991; PiperandPerissoratis, 2003).

- Μειοκαινική Ηφαιστειότητα

Η μαγματική δραστηριότητα στην Κω επικεντρώνεται στο κεντρικό τμήμα του νησιού και χαρακτηρίζεται από την διείσδυση ενός χαλαζιακού μονζονίτη με μικρές εμφανίσεις φλεβικών πετρωμάτων διοριτικής σύστασης, ηλικίας περίπου 12 εκ. χρόνων, δηλαδή στο ανώτερο Μέσο Μειόκαινο (Altherretal., 1976).

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Κω χαρακτηρίζεται από πυροκλαστικές ροές των οποίων συγκολλημένες αποθέσεις ιγκνιμβριτών διατηρούνται τόσο στο ανατολικό τμήμα του νησιού στην περιοχή του Αγίου Φωκά όσο και στο δυτικό τμήμα στην περιοχή του Αγίου Στεφάνου και τον κόλπο του Κεφάλου.

Οι αποθέσεις αυτές είναι τραχειτικής σύστασης και εμφανίζονται κατακερματισμένες και εξαλλοιωμένες λόγω δευτερογενούς υδροθερμικής και ατμιδικής δραστηριότητας. Ραδιοχρονολόγηση Κ/Αr έδωσε ηλικία $10,4 \pm 0,4$ εκ. χρόνια για τις συγκολλημένες ιγκνιμβριτικές αποθέσεις στα ανατολικά (Altherretal., 1976) και $10,0 \pm 0,5$ εκ. χρόνια στα δυτικά (K/Ar, BellonandJarrige, 1979) τοποθετώντας τις εμφανίσεις αυτές στο Άνω Μειόκαινο.

- Πλειο-Πλειστοκαινική Ηφαιστειότητα

Η Πλειοκαινική – Πλειστοκαινική ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Κω χαρακτηρίζεται από εμφανίσεις δακτικών και ρυολιθικών δόμων τόσο στη κεντρική όσο και στη νοτιοδυτική Κω και από πυροκλαστικές αποθέσεις που καλύπτουν μεγάλο μέρος του νησιού, των οποίων τα εκρηκτικά ηφαιστειακά κέντρα βρίσκονται στον σημερινό θαλάσσιο χώρο μεταξύ Κω και Νισύρου (Allen, 2001).

Στο κεντρικό τμήμα της Κω όξινες, ενδιάμεσες και βασικές ηφαιστειακές διεισδύσεις έχουν διατρυπήσει πετρώματα του Μέσο και Άνω Μειοκαίνου. Τα ηφαιστειακά αυτά πετρώματα θεωρείται ότι έχουν αποθεθεί μετά αλλά κοντά στο τέλος του Μειοκαίνου (Μετα-Μειοκαινικής ηλικίας) και είναι εξαλλοιωμένοι τραχείτες, λατίτες και ανδεσίτες.

Στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού, στην χερσόνησο της Κεφάλου, η Πλειο- Πλειστοκαινική ηφαιστειακή δραστηριότητα εκκινεί με την εξώθηση δακτικίων δόμων (Καστέλι και Βίγλα) ηλικίας $2,6 \pm 0,2$ και $3,1 \pm 0,3$ εκ. χρόνων αντιστοίχως (ραδιοχρονολόγηση K/Ar, Matsudaetal., 1999) και ακολούθως με την εξώθηση των ρυολιθικών δόμων Τσέρι – Κρίκελλον και Λάτρας ηλικίας $2,76 \pm 0,15$ και $2,56 \pm 0,5$ εκ. χρόνων αντιστοίχως (ραδιοχρονολόγηση K/Ar, Bellonand Jarrige, 1979).

Η εξωθητική δραστηριότητα συνεχίστηκε και στο Πλειστόκαινο με την εμφάνιση των ρυολιθικών δόμων Καράνα και Ζηνί ($1,64 \pm 0,3$ και $1,02 \pm 0,2$ εκ. χρόνια αντιστοίχως, BellonandJarrige, 1979) και των περλιτών του δόμου Ζηνί ($0,53 - 0,57 \pm 0,03$ εκ. χρόνια, Pasteelsetal., 1986).

Η εκρηκτική ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Κω έλαβε χώρα από δύο κύρια κέντρα.

Το πρώτο εκρηκτικό κέντρο συνδέεται με πυροκλαστικές υδρομαγματικές αποθέσεις ρυολιθικής σύστασης στον κόλπο του Κεφάλου (DalabakisandVougioukalakis, 1993). Οι πυροκλαστικές αποθέσεις της ακολουθίας του Κεφάλου κατανέμονται σε τρεις ενότητες (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993).

Η κατώτερη ενότητα αντιπροσωπεύει το εκρηκτικό άνοιγμα του πόρου και αποτελείται από αποθέσεις εναέριων πτώσεων κισσηρώδους περλίτη και πυροκλαστικών ροών τέφρας (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993). Η ενδιάμεση ενότητα αντιπροσωπεύει την αλλαγή στον τύπο της ηφαιστειακής δραστηριότητας από μαγματική σε υδρομαγματική και αποτελείται από πυροκλαστικές αποθέσεις ροών τέφρας, δευτερευόντως από αποθέσεις μεγακυμάτων και πτώσεων μεγάλου πάχους και πυροκλαστικά λατυποπαγή πλούσια σε ξενόλιθους του υποβάθρου (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993).

Η ανώτερη ενότητα αποτελεί σχεδόν το σύνολο του πυροκλαστικού σχηματισμού και δομείται κυρίως από πολυάριθμες ξηρές μεγακυματικές αποθέσεις (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993).

Την πυροκλαστική ακολουθία του Κεφάλου ακολούθησαν εκρηκτικές αντιδράσεις και η δημιουργία κώνου τόφφων ως αποτέλεσμα της επαφής του ανερχόμενου ρυολιθικού μάγματος με επιφανειακό ή υπόγειο νερό (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993).

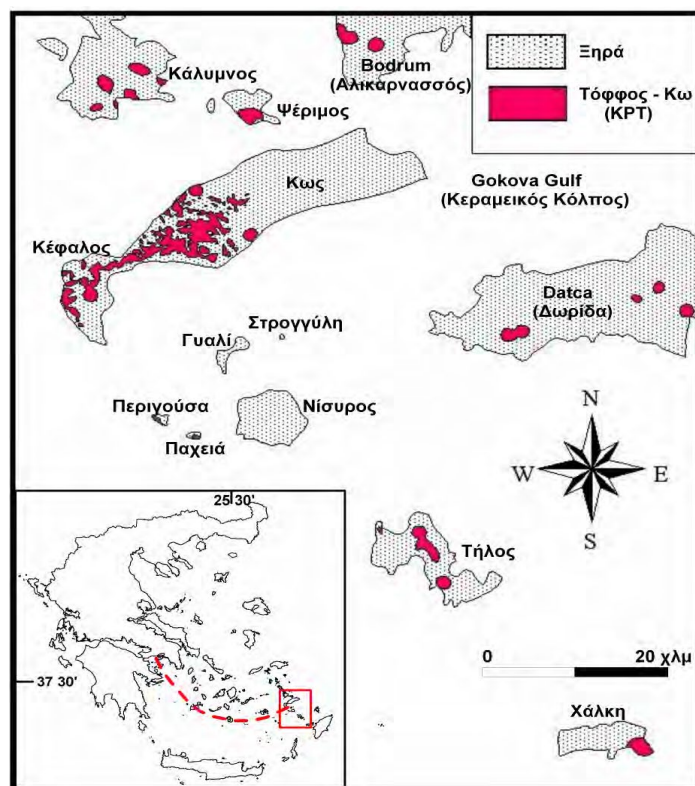
Ο κώνος τόφφων προηγείται της δημιουργίας των δόμων του όρους Ζηνί και είναι ένα υδρομαγματικό επεισόδιο το οποίο σχημάτισε ενστρωμένες αποθέσεις σποδού πτώσεως με συμπαγή θραύσματα περλίτη και γωνιώδη βόμβες οψιδιανού ακολουθούμενες από υγρών αποθέσεων μεγακυμάτων (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993). Το μεγαλύτερο τμήμα του κώνου των τόφφων καταστρέφεται λόγω της εξώθησης του ρυολιθικού περλιτικού δόμου του όρους Ζηνί ηλικίας περίπου 0,55 εκ. Χρόνια (ραδιοχρονολόγηση K/Ar, Bovenetal., 1987) (Πίνακας Α1). Οι ρυολιθικοί δόμοι του όρους Ζηνί χαρακτηρίζονται από τρεις ομόκεντρους δαντυλίους εκ των οποίων ο εσωτερικός αποτελείται από καθαρό λευκό περλίτη, ο ενδιάμεσος αποτελείται από οψιδιανικό περλίτη με με θραύσματα οψιδιανού και ο εξωτερικός αποτελείται από ερυθρωπούς υαλώδεις σφαιρολίθους και οψιδιανό (Triantaffylis, 1991; DalabakisandVougioukalakis, 1993). Η οικοδόμηση του ρυολιθικού δόμου του όρους Ζηνί σηματοδοτεί την μετάβαση του τύπου της ηφαιστειακής δραστηριότητας του ηφαιστειακού

κέντρου του Κεφάλου από «εκρηκτική – υδρομαγματική» σε «μαγματική – εξωθητική» λόγω απώλειας των μαγματικών αερίων (Triantaffylis, 1991; Dalabakis and Vougioukalakis, 1993).

Το δεύτερο κύριο ηφαιστειακό κέντρο εντοπίζεται στον ευρύτερο θαλάσσιο χώρο μεταξύ Κω-Νισύρου και συνδέεται με τον τόφο της Κω (Kos Plateau Tuff, KPT), μία από τις πιο βίαιες φρεατομαγματικές εκρήξεις στη Μεσόγειο (Dalabakis, 1986; Stadlbauer et al. 1986).

Η έκρηξη του τόφου της Κω έλαβε χώρα $161,3 \pm 1,1$ k.a πριν όπως προέκυψε από ραδιοχρονολόγηση Ar/Ar σε κρυστάλλους σανιδίνου από κίσηρη και τέφρα του τόφου (Smith et al., 1996). Το πάχος του σχηματισμού κυμαίνεται στα 25-30 m και κάλυψε μία έκταση της τάξεως των 80-100 km² στην Κω (Keller, 1969; Allen and Cas, 1998b). Υπολογίζεται ότι το εύρος της έκρηξης του τόφου της Κω εκτείνεται σε μία ακτίνα πάνω από 60 km με εμφανίσεις του σχηματισμού σε γειτονικά νησιά όπως η Κάλυμνος, η Ψέριμος, η Παχειά, η Τήλος, η Χάλκη και οι χερσόνησοι της Δωρίδα (Datca) και Αλικαρνασσού (Bodrum) (Keller, 1969; Allen and Cas, 1998b) (Εικόνα 58).

Οι πυροκλαστικές ροές του τόφου της Κω που κατευθύνθηκαν νοτιοανατολικά και ανατολικά από την πηγή διέσχισαν τουλάχιστον 35 km είτε βαθειάς είτε ρηχής θάλασσας, ενώ αυτές που κατευθύνθηκαν προς τα βόρεια φαίνεται να διέσχισαν πάνω από 30 km ξηράς (Allen and Cas, 2001; Pe-Piper et al., 2005). Η συσχέτιση και ταυτοποίηση των εμφανίσεων των τόφων στα γειτονικά νησιά Κάλυμνος, Ψέριμος, Παχειά, Τήλος και Χάλκη και στις χερσονήσους της Δωρίδα (Datca) και Αλικαρνασσού (Bodrum) με τον τόφο της Κω έγινε με την χρήση στρωματογραφικών συσχετίσεων, πετρογραφικών παρατηρήσεων και μεθόδων φυσικής ηφαιστειολογίας (Keller, 1969; Stadlbauer, 1988; Allen, 1998; Dalabakis, 1988).



Εικόνα 58: Γεωγραφική εξάπλωση επί ξηράς του τόφου της Κω στην ευρύτερη περιοχή Κω-Νισύρου(allenandcas 1998b). Ένθετα επισημαίνεται η γεωγραφική θέση της ευρύτερης περιοχής Κω-Νισύρου (κόκκινο παραλληλόγραμμο) και το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή).

Οι μέθοδοι φυσικής ηφαιστειολογίας οδήγησαν τους Allen, (1998) και Allenetal. (1999) στην διάκριση ηφαιστειακής στρωματογραφίας του τόφου της Κω σε έξι (6) κύριες στρωματογραφικές – ηφαιστειακές ενότητες (A, B, C, D, E και F) οι οποίες περιλαμβάνουν χαρτογραφήσιμες υποενότητες (Εικόνα 59).

Από την ηφαιστειακή στρωματογραφία του τόφου της Κω διακρίνονται τέσσερις (4) εκρηκτικές φάσεις, είτε φρεατομαγματικές, είτε «ξηρά» εκρηκτικές (Allenetal., 1999).

Ο τόφος της Κω εκκίνησε με μία φρεατομαγματική έκρηξη η οποία απέθεσε λεπτόκοκκη τέφρα πυροκλαστικής πτώσης (Ενότητα A) με ενδιαστρωματώσεις πυροκλαστικών ροών και μεγακυμάτων (Ενότητα B) (AllenandCas, 1998b; Allenetal., 1999).

Η μετάβαση από την πρώτη στην δεύτερη φάση επισημαίνεται από τις ενδιαστρωματώσεις πυροκλαστικών ροών (Ενότητα C) (AllenandCas, 1998b; Allenetal., 1999).

Η δεύτερη και η τρίτη φάση χαρακτηρίζονται κυρίως από «ξηρού» τύπου εκρήξεις οι οποίες παρήγαγαν πυροκλαστικές ροές κίσηρης (αποθέσεις ιγνιμβριτών) (Ενότητες D και E αντιστοίχως) (AllenandCas, 1998a; Allenetal., 1999).

Η ενότητα E είναι το αποτέλεσμα της πιο εκτεταμένης, έντονης και βίαιης εκρηκτικής φάσης (τρίτη φάση), ενώ η τέταρτη φάση χαρακτηρίζεται γενικά από την εξασθένηση της εκρηκτικότητας του ηφαιστείου και την αλλαγή από «ξηρού» σε φρεατομαγματικού τύπου και την απόθεση ενδιαστρωματώσεων πυροκλαστικών αποθέσεων και στρώματος πτώσεων σποδού (Allen, 1998; AllenandCas, 1998b; Allenetal., 1999).

Οι στρωματογραφικές – ενότητες και υποενότητες περιλαμβάνουν πολυάριθμες φάσεις, (όπως ελασματώσεις, ασυνέχειες, διασταυρούμενες στρώσεις) με διακριτή δομή και στρώματα (Allenetal., 1999).

Η ενότητα A αποτελεί μία εκτεταμένη φρεατοπλίνια απόθεση πτώσεων πλούσιων σε υαλώδη σποδό της οποία το πάχος απόθεσης αυξάνεται νοτιοανατολικά της πηγής (Allenetal., 1999).

Η ενότητα B απαντά μόνο στην κεντρική Κω και χαρακτηρίζεται από φρεατομαγματικές στρωματομένες πυροκλαστικές αποθέσεις πλούσιες σε λεπτόκοκκη κίσηρη (σε μέγεθος λιθαιριού) (Allenetal., 1999).

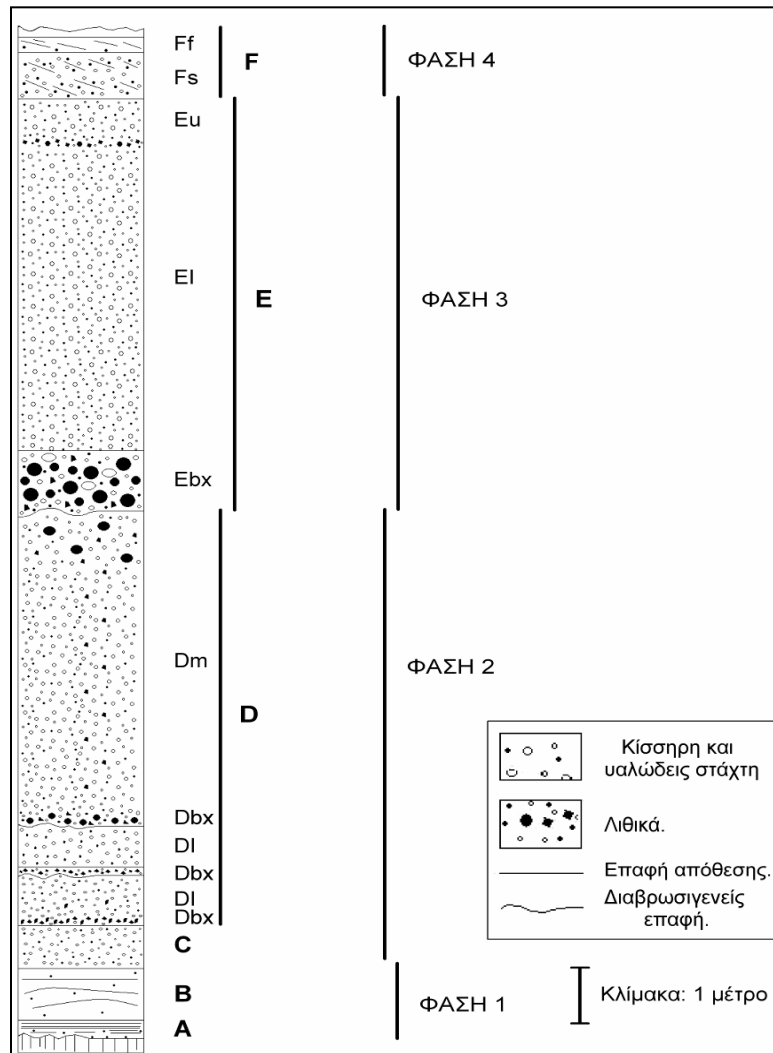
Η ενότητα C είναι μία ατελώς στρωματομένη πυροκλαστική ροή που απαντά στην κεντρική Κω και την Παχειά και αποτελεί μία μεταβατική απόθεση όσον αφορά την στρωματογραφική θέση, το βαθμό στρωμάτωσης και το μέγεθος των κόκκων μεταξύ της υποκείμενης φρεατομαγματικής ενότητας B και της υπερκείμενης «ξηρής» ενότητας D (Allenetal., 1999).

Η ενότητα D δομείται από τρεις μη-συγκολλημένους ιγκνιμβρίτες (υποενότητες D1, D2, D3) οι οποίοι φιλοξενούν στο κύριο σώμα τους ή στη βάση τους λεπτά στρώματα λιθικού λατυποπαγούς (Allenetal., 1999).

Η ενότητα E αντιπροσωπεύει τους πιο εκτεταμένους και χονδρόκοκκους ιγκνιμβρίτες του τόφφου της Κω και δομείται από δύο ιγκνιμβρίτες (υποενότητες E1, E2) εκ των οποίων η E1 εμπεριέχει το πλέον χονδρόκοκκο λιθικό λατυποπαγές βάσης (Allen, 1998; Allenetal., 1999).

Η ενότητα F δομείται από μία φρεατομαγματική, εσωτερικά στρωματομένη πυροκλαστική απόθεση ροής (υποενότητα F1) που απαντά στην κεντρική και δυτική Κω και από μία εκτεταμένη απόθεση πτώσης υαλώδους σποδού (υποενότητα F2) (Allenetal., 1999).

Τέλος, η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην Κω ολοκληρώνεται με την ανάπτυξη υδροθερμικού συστήματος με θερμές πηγές όπως αυτή στα ανατολικά στη περιοχή του Αγίου Φωκά και τον κόλπο του Κεφάλου ο οποίος φιλοξενεί πολυάριθμες υποθαλάσσιες πηγές (VarnavasandCronan, 1991).



Εικόνα 59: Στρωματογραφική στήλη της τρύφου της Κω όπως εμφανίζεται στην Κω(Allen, 1999).

Η στενή περιοχή της μελέτης και για το εύρος του βάθους ενδιαφέροντος, δομείται επιφανειακά από χαλαρές παράκτιες ιλοαμμώδεις κυρίως εδαφικές αποθέσεις και αλλουβιακές χερσαίες αργιλικές αποθέσεις μετά το βάθος των 12-14μ.

4.1.3 Γεωτρήσεις

Πίνακας 10: Στοιχεία ερευνητικών γεωτρήσεων.

Γεώτρηση	Θέση	Συντεταγμένες		Z (μ.)	Ημερομηνίες εκτέλεσης		Βάθος (μ.)
		X	Y		Από	Εως	
ΓΚ1	Κρηπιδότοιχος	793029,190	4088391,471	1,40	13/12/2017	14/12/2017	20,30
ΓΚ2	Νέου λιμένα	793187,914	4088296,930	1,66	4/12/2017	5/12/2017	20,45
ΓΚ3		793164,828	4088274,486	1,57	4/12/2017	6/12/2017	20,00
ΓΚ4		792942,588	4088269,237	1,35	16/12/2017	17/12/2017	19,95
ΓΠΚ1	Κρηπιδότοιχος	792970,787	4087958,307	0,74	15/1/2018	16/1/2018	20,35

ΓΠΚ2	Παλαιού λιμένα	792779,731	4087969,328	0,60	13/1/2018	14/1/2018	20,75
ΓΑ1	Νέος λιμένας	793012,391	4088359,235	1,14	12/12/2017	13/12/2017	22,35
ΓΑ2		793033,360	4088385,356	1,09	6/12/2017	7/12/2017	25,00
ΓΑ3		793093,745	4088333,538	0,94	8/12/2017	9/12/2017	21,37
ΓΑ3Α		793102,101	4088344,116	1,21	10/12/2017	11/12/2017	21,00
ΓΑ4		793167,360	4088280,944	1,16	10/12/2017	12/12/2017	20,32
ΓΑ5		793050,675	4088308,108	1,10	7/12/2017	9/12/2017	21,62
ΓΑ6		792948,044	4088265,499	1,24	14/12/2017	15/12/2017	25,20
ΓΑ7	792993,243	4088283,072	1,54	15/12/2017	16/12/2017	22,90	
ΓΠΑ1	Παλαιός λιμένας	792977,801	4087942,933	0,89	17/12/2017	18/12/2017	19,85
ΓΠΑ2		792973,455	4087953,945	0,50	16/1/2018	17/1/2018	16,85
ΓΠΑ3		792776,293	4087966,410	0,68	11/1/2018	13/1/2018	20,15
ΓΠΑ4		792841,506	4088235,818	0,93	11/1/2018	13/1/2018	17,55
ΓΠΑ5		792863,884	4088274,659	1,20	14/1/2018	15/1/2018	17,39

Για τη διάτρηση των γεωτρήσεων, χρησιμοποιήθηκαν δύο (2) περιστροφικά γεωτρήματα τύπου BOYLES, καθώς και ο κατάλληλος εξοπλισμός, σε σχέση με τη φύση του υπεδάφους, προκειμένου να επιτευχθεί το μέγιστο ποσοστό δειγματοληψίας και η ελάχιστη διατάραξη των δειγμάτων. Κατά τη διάτρηση των γεωτρήσεων και για την προστασία της οπής από τυχόν καταπτώσεις των τοιχωμάτων της, χρησιμοποιήθηκε επένδυση (προσωρινή σωλήνωση) από μεταλλικούς σωλήνες διαμέτρου Φ128/119 και Φ114/103.

Κατά τη διάρκεια εκτέλεσης των ερευνητικών γεωτρήσεων έγινε συνεχής δειγματοληψία. Πιο συγκεκριμένα, ελήφθησαν τα παρακάτω είδη δειγμάτων:

- I. Αντιπροσωπευτικά δείγματα (ημιδιαταραγμένα) με φραγμό (Φ), με τη διακοπή παροχής νερού προς την κοπτική κεφαλή. Για τη δειγματοληψία στα μαλακά εδάφη χρησιμοποιήθηκε μονός ενισχυμένος δειγματολήπτης, με καρβίδια (116/101/86-WI).
- II. Διαταραγμένα δείγματα (Δ) με χρήση νερού και διαιρετό δειγματολήπτη με αδαμαντοφόρο κοπτικό άκρο (T6S-116D, T6S-101D).
- III. Δείγματα SPT (πρότυπης διείδυσης), από την εκτέλεση των αντίστοιχων δοκιμών.
- IV. Αδιατάρακτα δείγματα (Shelby)

Όλα τα δείγματα τοποθετήθηκαν μέσα σε ειδικά ξύλινα κιβώτια, τριών ή τεσσάρων χωρισμάτων, στα οποία σημειώνονται ο τίτλος του έργου, ο ανάδοχος, ο αριθμός της γεώτρησης, και το βάθος δειγματοληψίας. Μετά το πέρας των εργασιών διάτρησης, τα ξυλοκιβώτια με τα εδαφικά δείγματα από τις γεωτρήσεις, σύμφωνα με τις οδηγίες του Εργοδότη, μεταφέρθηκαν σε φυλασσόμενο χώρο του Αναδόχου.

Η κάθε διακοπή της δειγματοληψίας (βουτιά), σημειώνεται με ειδικά ξύλινα χωρίσματα (τακάκια).

Στα εδαφικά δείγματα δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή στη στεγανότητα των δειγμάτων με χρήση πλαστικής μεμβράνης, προκειμένου να διατηρήσουν την κατάστασή τους με τη πάροδο του

χρόνου. Επιπλέον, τα διαταραγμένα βραχώδη δείγματα όπου κρίθηκε απαραίτητο (π.χ. κερματισμός), τοποθετήθηκαν σε πλαστικούς νάρθηκες και τυλίχθηκαν με πλαστική μεμβράνη.

Η γεωλογική περιγραφή των σχηματισμών που συναντήθηκαν στις γεωτρήσεις, καθώς και η φωτογράφησή τους έγινε στο ύπαιθρο και κατόπιν αυτού, τα επιλεγμένα από τον Μελετητή δείγματα μεταφέρθηκαν στο εργαστήριο της Αναδόχου στην Αθήνα, όπου πραγματοποιήθηκαν οι προτεινόμενες εργαστηριακές δοκιμές εδαφομηχανικής – βραχομηχανικής, σύμφωνα με τις εγκρίσεις του προγράμματος εργαστηριακών δοκιμών, από τον Εργοδότη.

Καθ' όλη τη διάρκεια του έργου, διατηρήθηκε «Ημερήσιο Δελτίο Γεώτρησης» στο οποίο αναγράφονται λεπτομερώς, όλες οι εργασίες και οι επί τόπου δοκιμές που εκτελέστηκαν.

Τα ημερήσια δελτία, συνοδεύονται από την αντίστοιχη τομή υπαίθρου για κάθε μία από τις γεωτρήσεις.

Επιπλέον, τηρήθηκε Ημερολόγιο Έργου, όπου αναγράφονται συνοπτικά οι εργασίες υπαίθρου που έλαβαν χώρα, σε ημερήσια βάση.

4.1.4 Δοκιμές Τυποποιημένης Διείσδυσης (SPT)

Κατά τη διάρκεια της διάτρησης, για τον προσδιορισμό της συνεκτικότητας των αργιλικών εδαφών ή της πυκνότητας των αμμοδών εδαφών, εκτελέστηκαν επί τόπου δοκιμές πρότυπης διείσδυσης (S.P.T.).

Στη δοκιμή πρότυπης διείσδυσης, ένα πρότυπο αντίβαρο βάρους 63,5 kg, πέφτει ελεύθερα από ένα ύψος 76 cm με αυτόματο μηχανισμό και καταγράφεται ο αριθμός των κτύπων (ρίψεις του αντίβαρου) για διείσδυση του δειγματολήπτη Terzaghi κατά 15 εκατοστά στο έδαφος, με ελεύθερες και επαναλαμβανόμενες κρούσεις. Η παραπάνω διαδικασία, γίνεται μέχρι η συνολική διείσδυση να φθάσει στα 45 εκατοστά (3 τιμές).

Σε περίπτωση πολύ συνεκτικών εδαφών ή αμμοχάλικων με κροκάλες αν στις πενήντα (50) κρούσεις δεν έχει πραγματοποιηθεί διείσδυση του δειγματολήπτη κατά 15 cm (άρνηση), τότε σημειώνονται οι πενήντα κρούσεις και η αντίστοιχη διείσδυση του δειγματολήπτη στο έδαφος.

Πίνακας 11: Κατάταξη εδαφών βάσει δοκιμής πρότυπης διείσδυσης (spt).

ΚΟΚΚΩΔΗ ΕΔΑΦΗ (ΑΜΜΟΙ)		ΣΥΝΕΚΤΙΚΑ ΕΔΑΦΗ (ΑΡΓΙΛΟΙ)	
0 - 4	Πολύ Χαλαρό	0-2	Πολύ Μαλακό
4 - 10	Χαλαρό	2 - 4	Μαλακό
10 - 30	Μέσο	4 - 8	Μέτριο
30 - 50	Πυκνό	8 - 15	Συνεκτικό
>50	Πολύ Πυκνό	15 - 30	Πολύ Συνεκτικό
		>30	Σκληρό

Ιδιαίτερη προσοχή δόθηκε στον καλό καθαρισμό του πυθμένα της γεώτρησης πριν από την εκτέλεση της δοκιμής και στην ακριβή καταγραφή του βάθους εκτέλεσης.

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων των παραπάνω δοκιμών, παρουσιάζονται συνοπτικά στις εδαφοτεχνικές τομές των γεωτρήσεων στον παρακάτω Πίνακα 12.

Πίνακας 12: Δοκιμές πρότυπης διείδυσης (spt).

Γεώτρηση	Βάθος (μ.)		Κρούσεις ανά 15cm ή (50 Κρούσεις / Διείδυση)			N
ΓΑ-1	6,90	7,35	2	4	9	13
	10,70	11,20	1/30	2/20	-	2
	12,20	12,80	1/40	1/20	-	1
	17,00	17,45	7	11	14	25
	19,60	20,05	10	16	18	34
	21,90	22,35	11	12	12	24
ΓΑ-2	1,20	1,65	4	4	10	14
	14,30	14,68	17	29	50/8	ΑΡΝΗΣΗ
	15,90	16,35	7	11	18	29
	17,90	18,35	9	13	23	36
	20,20	20,65	10	14	25	39
	23,20	23,57	15	27	50/7	ΑΡΝΗΣΗ
ΓΑ-3	1,00	1,45	22	22	26	48
	4,00	4,22	29	50/7	X	ΑΡΝΗΣΗ
	6,70	7,10	9	27	50/10	ΑΡΝΗΣΗ
	10,70	11,15	7	10	13	23
	14,50	14,95	1	1	2	3
	16,60	17,05	4	7	11	18
ΓΑ-3Α	18,90	19,35	12	15	16	31
	21,00	21,37	25	37	50/7	ΑΡΝΗΣΗ
	1,00	1,45	6	7	11	18
	4,20	4,65	12	13	9	22
	7,50	7,75	32	50/10	X	ΑΡΝΗΣΗ
	17,00	17,45	1	1	2	3
ΓΑ-4	18,40	18,85	11	15	17	32
	20,55	21,00	17	26	29	55
	15,50	15,95	1	1	2	3
	17,50	17,95	7	12	14	26
ΓΑ-5	20,10	20,32	35	50/7	X	ΑΡΝΗΣΗ
	0,70	1,15	16	16	26	42
	11,60	12,05	7	7	9	16
	13,20	14,25	0/60 - 6/15 - 6/15 - 8/15			0
	15,10	15,55	15	13	18	31
	17,00	17,45	8	6	11	17
	20,10	20,30	35	50/5	X	ΑΡΝΗΣΗ
ΓΑ-6	21,50	21,62	50/12	X	X	ΑΡΝΗΣΗ
	2,00	2,45	3	4	6	10
	4,70	5,15	7	9	15	24
	8,90	9,35	6	8	11	19
	11,20	11,65	1	1	2	3
	13,60	14,05	1	2	2	4

-Γεωλογία Κω-

	15,20	15,65	6	8	11	19
	17,70	18,15	9	12	15	27
	20,30	20,69	21	29	50/9	ΑΡΝΗΣΗ
	23,20	23,65	7	9	13	22
ΓΑ-7	1,20	1,65	2	5	6	11
	4,70	4,96	22	50/11	X	ΑΡΝΗΣΗ
	7,30	7,75	4	5	7	12
	9,00	9,50	0/50	-	-	0
	10,50	11,10	1/30	2/30	-	2
	12,80	13,30	1/27	1/23	-	1
	17,30	17,75	9	16	20	36
	19,50	19,95	13	21	36	57
	21,00	21,45	4	7	10	17
	22,50	22,90	17	29	50/10	ΑΡΝΗΣΗ
ΓΚ-1	14,30	14,75	5	7	8	15
	16,60	17,05	11	14	18	32
	20,20	20,30	50/10	X	X	ΑΡΝΗΣΗ
ΓΚ-2	16,20	16,65	7	13	16	29
	18,10	18,55	8	17	22	39
	20,00	20,45	9	18	26	44
ΓΚ-3	15,60	16,05	6	9	16	25
	17,70	18,15	10	14	18	32
	19,55	20,00	13	30	41	71
ΓΚ-4	12,95	13,40	5	8	10	18
	15,30	15,75	6	9	13	22
	19,50	19,95	12	14	20	34
ΓΠΑ-1	1,70	2,40	1 / 70			0
	4,00	4,80	1 / 80			0
	6,40	6,75	1 / 35			0
	9,20	9,65	2	2	2	4
	10,80	11,25	6	10	16	26
	12,70	13,15	7	13	20	33
	14,60	15,05	12	19	33	52
	17,90	18,35	20	21	30	51
ΓΠΑ-2	10,00	10,45	5	7	10	17
	13,00	13,45	5	9	17	26
	16,40	16,85	16	27	21	48
ΓΠΑ-3	1,90	2,35	4	4	5	9
	3,90	4,35	6	8	12	20
	5,90	6,35	7	9	12	21
	9,10	9,55	6	9	14	23
	10,90	11,35	10	12	17	29
	13,50	13,95	12	17	22	39
	17,50	17,79	15	50/14	X	ΑΡΝΗΣΗ
	19,70	20,15	7	9	12	21
ΓΠΑ-4	10,00	10,52	1/52			0
	13,50	13,95	11	13	21	34
	17,10	17,55	35	21	44	65

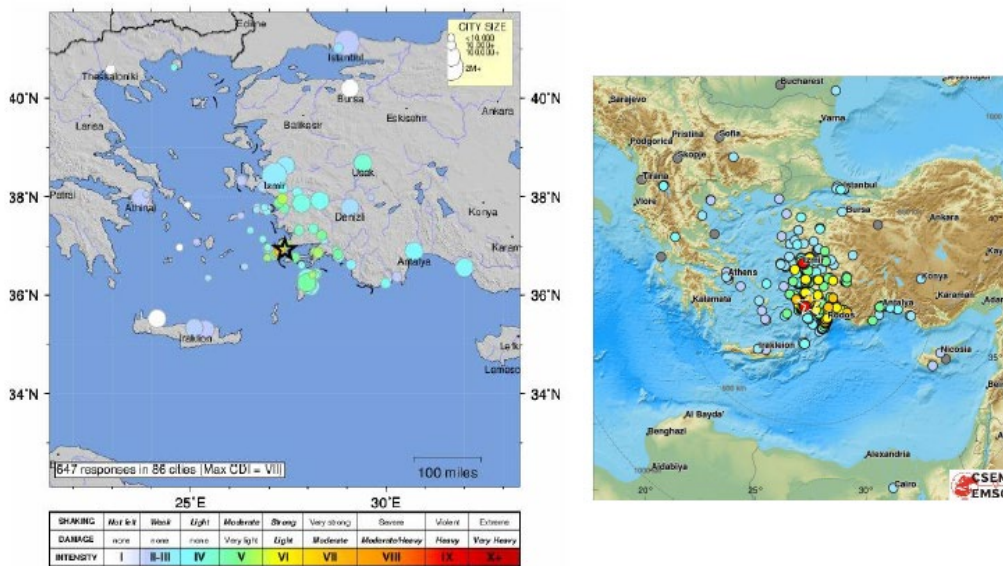
-Γεωλογία Κω-

ΓΠΑ-5	9,70	10,20	1/50			0
	11,30	11,78	1/17	2/13	2/18	3
	14,00	14,45	8	10	14	24
	17,10	17,39	30	50/14	X	ΑΡΝΗΣΗ
ΓΠΚ-1	8,50	8,95	11	15	26	41
	11,00	11,45	10	17	28	45
	12,80	13,25	9	12	25	37
	15,50	15,95	6	12	18	30
	18,10	18,55	12	19	25	44
	19,90	20,35	18	27	42	69
ΓΠΚ-2	8,00	8,45	6	8	12	20
	10,40	10,85	7	9	13	22
	13,10	13,55	8	12	16	28
	15,50	15,75	27	50/10	X	ΑΡΝΗΣΗ
	18,10	18,55	6	9	14	23
	20,30	20,75	14	22	27	49

4.2 ΣΕΙΣΜΟΣ 21/7/2017

4.2.1 Γενικά στοιχεία

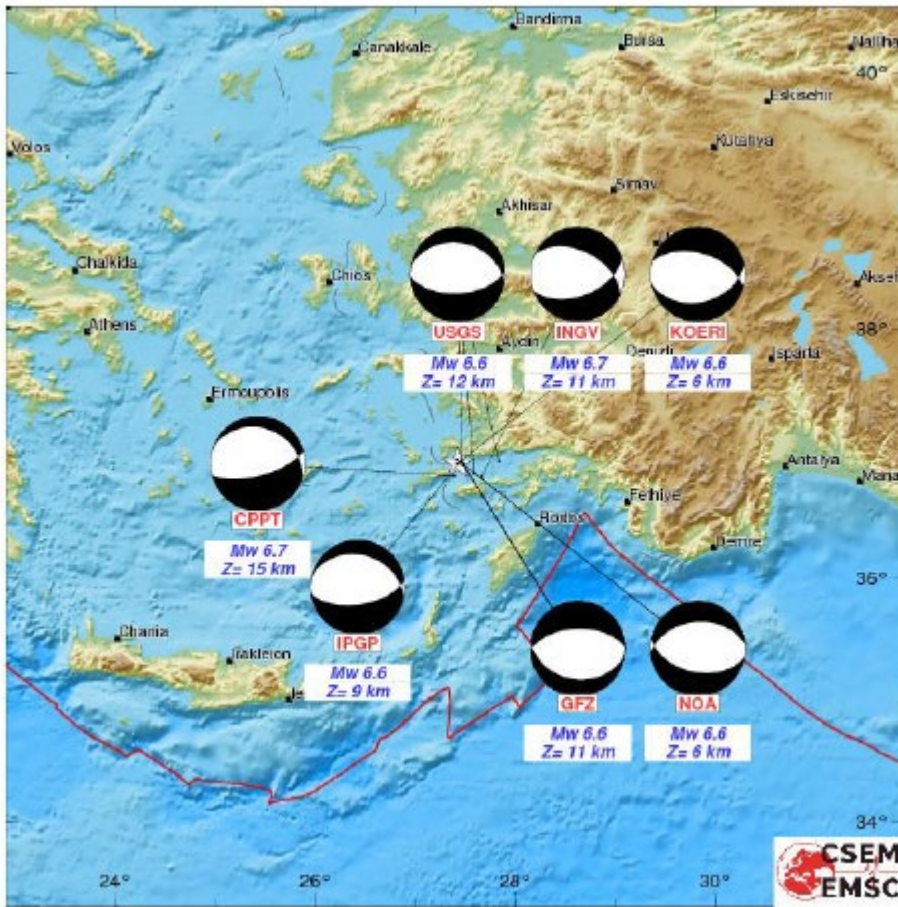
Την 21η Ιουλίου 2017 και ώρα Ελλάδας 01:31 (20.07.2017 22:31 GMT) σημειώθηκε στην περιοχή του ανατολικού Αιγαίου μία ισχυρή σεισμική δόνηση μεγέθους 6.6 ρίχτερ. Σύμφωνα με την ανακοίνωση του Εθνικού Σεισμογραφικού Δικτύου επρόκειτο για επιφανειακό ($h \sim 10$ km) σεισμό με το επίκεντρο του να εντοπίζεται στο θαλάσσιο χώρο ανατολικά της πόλης της Κω. Οι γεωγραφικές συντεταγμένες του επικέντρου όπως δίνονται από την ιστοσελίδα του Ευρω-Μεσογειακού Σεισμολογικού Κέντρου είναι 36.91900B 27.44300A.



Εικόνα 60.60a. Γεωγραφική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων σύμφωνα με την απόκριση των κατοίκων (Πηγή USGS). 60b. Γεωγραφική κατανομή των μακροσεισμικών εντάσεων σύμφωνα με την απόκριση των κατοίκων (Πηγή EMSC/CSEM).

Η χωρική κατανομή των αποτελεσμάτων της σεισμικής κίνησης (ποιοτική εκτίμηση) παρουσιάζεται στους χάρτες των σχημάτων (60a & 60b). Οι χάρτες αυτοί βασίστηκαν στην απόκριση των κατοίκων της ευρύτερης εστιακής περιοχής. Το άστρο στον χάρτη αυτό παριστάνει τη θέση του επικέντρου. Το χρώμα και το μέγεθος των κύκλων αντιστοιχούν στην τιμή της μακροσεισμικής έντασης σύμφωνα με το υπόμνημα. Ο σεισμός έγινε ιδιαίτερα αισθητός και είχε περιορισμένες βλάβες στις πόλεις Κω και Bodrum. Η υψηλότερη Μακροσεισμική Ένταση εκτιμήθηκε για την περιοχή της πόλης της Κω ($I = VI - VII$) ενώ για την περιοχή του Bodrum η τιμή ήταν $I = VI$). Ο σεισμός έγινε αισθητός στο Κεντρικό Αιγαίο, τη Κρήτη και μέχρι τις ακτές του Βορείου Αιγαίου τη Κύπρο και περιοχές του Çanakkale. Σημαντικές πληροφορίες για τη διαδικασία γένεσης ενός σεισμού μπορούν να προέλθουν από τον καθορισμό του μηχανισμού γένεσης. Οι λύσεις του μηχανισμού γένεσης του σεισμού της 21^{ης} Ιουλίου δείχνουν ότι ο σεισμός σχετίζεται με ένα κανονικό ρήγμα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Στο παρακάτω σχήμα δίνονται οι

μηχανισμοί όπως καθορίστηκαν από διάφορα διεθνή και ελληνικά σεισμολογικά κέντρα (Σχ. 2) και οι οποίοι επιβεβαιώνουν τη γένεση του σεισμού λόγω κανονικής διάρρηξης.



Εικόνα 61. Γραφική παρουσίαση των λύσεων των μηχανισμών γένεσης του σεισμού της 21ης Ιουλίου 2017 στο θαλάσσιο χώρο ανατολικά της Κω.

4.2.2 Αποτελέσματα από την παρατήρηση της απόκρισης του δομημένου περιβάλλοντος στον

Από τον σεισμό της 21ης Ιουλίου αναπτύχθηκαν αρκετές βλάβες στο δομικό αποθεματικό της πόλης της Κω. Λόγω της θέσης της, η πόλη της Κω βρίσκεται στην πλησιέστερη απόσταση του νησιού από το επίκεντρο. Οι περισσότερες βλάβες εμφανίστηκαν στην πόλη αυτή καθώς οι μεγαλύτερες επιταχύνσεις αναμένεται να αναπτύχθηκαν στην πλησιέστερη προς το επίκεντρο παραλιακή ζώνη. Εκτός από την εγγύτητα της περιοχής της πρωτεύουσας του νησιού στην επικεντρική περιοχή ένας άλλος λόγος για την εμφάνιση βλαβών σε κατασκευές αποτελεί η ποικιλία σε δομικά συστήματα που διαθέτει. Η παραδοσιακή αντισεισμική τεχνική εκτιμάται ότι διαμορφώθηκε από πολύ νωρίς λόγω της έντονης σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής στην πάροδο των αιώνων 412π.Χ., 334μ.Χ., 459, 556, 1493, 1933, 1968. Οι κατασκευές από οπλισμένο σκυρόδεμα δομούνται στην περιοχή από το 1933 και έπειτα λόγω της ανοικοδόμησης που υπήρξε μετά τον καταστρεπτικό σεισμό με επίκεντρο στις ανατολικές ακτές που έπληξε την περιοχή την χρονιά εκείνη. Την περίοδο μετά την θέσπιση του Αντισεισμικού Κανονισμού “Βασιλικό Διάταγμα 26/2/1959” η Κως εντάσσεται στη ζώνη υψηλής σεισμικότητας “ΙΙΙ” με σεισμικό συντελεστή 0.16g για εδάφη υψηλής σεισμικότητας, ήτοι: Εδάφη εκ φυσικών ή δομικών κορημάτων εκ παραλιακών ή τεχνικών προσχώσεων, ελώδη ή τελατωδή. Κατά τον

Αντισεισμικό Κανονισμό του 1984 το νησί παραμένει σε ζώνη σεισμικότητας III, με τον ίδιο συντελεστή σεισμικής επιβάρυνσης για εδάφη επικινδυνότητας γ. Στον κανονισμό αυτό εισάγεται ο όρος του παράγοντα σπουδαιότητας. Στον Αντισεισμικό Κανονισμό του 1992 με τις συμπληρώσεις του 1995 η Κως παραμένει στην κατηγορία σεισμικότητας III με σεισμική επιτάχυνση εδάφους 0.24g. Κατά τον Αντισεισμικό Κανονισμό ΕΑΚ2000 η Κως εντάσσεται στην κατηγορία σεισμικότητας II με προτεινόμενη σεισμική επιτάχυνση εδάφους 0.24g. Από την θεώρηση των σεισμικών συμβάντων της περιοχής καθώς επίσης και από την 8 θεώρηση των επικέντρων συμπεραίνεται ότι οι νότιες και κεντρικές περιοχές του νησιού δέχθηκαν ισχυρή σεισμική καταπόνηση κατά τον σεισμό του 1493. Στην βόρεια – βορειοανατολική πλευρά του νησιού δεν είχε αναπτυχθεί καταστρεπτικός σεισμός τα τελευταία 1500χρόνια. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την συσσώρευση κατασκευών για αρκετούς αιώνες χωρίς την φυσική επιλογή που επιφέρει ένας καταστροφικός σεισμός. Ο σεισμός του 1933 βρήκε το νησί της Κω με συσσωρευμένες αρκετές κατασκευές από φέρουσα λιθοδομή και τοιχοποιία με ξύλινες ή περισσότερο σύνθετες οροφές για διάστημα αρκετών αιώνων. Παράλληλα είναι πολύ πιθανό να είχε μειωθεί η αποτελεσματικότητα των παραδοσιακών αντισεισμικών κατασκευών. Με τον τρόπο αυτό σημειώθηκαν αρκετές βλάβες σε πολλές κατασκευές καθώς επίσης και μερικές ή εκτεταμένες καταρρεύσεις. Παρατηρήθηκαν εκτός επιπέδου αστοχίες σε λιθοδομές κτιρίων και καταπτώσεις οροφών κτιρίων. Οι αστοχίες κτιρίων παρατηρήθηκαν σε όλη την έκταση της πόλης της Κω. Συνέβησαν 200 θάνατοι και 600 τραυματισμοί (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 1997). Μετά από τον σεισμό αυτό η Ιταλική διοίκηση αποφάσισε την οικοδόμηση κτιρίων με βάση ενδεδειγμένες αντισεισμικές τεχνικές της εποχής. Για τον λόγο αυτό η οικοδόμηση γινόταν με κατεργασμένες ορθογωνικές λίθους, με την χρήση μεταλλικών δεσμών – ελκυστήρων λίγο κάτω από την ανώτερη στάθμη των κτιρίων, με την κατασκευή σύνθετων οροφών από μεταλλικά στοιχεία και τούβλο ή από σκυρόδεμα καθώς επίσης και άλλες τεχνικές της εποχής. Ο πρόσφατος ισχυρός σεισμός του Ιουλίου του 2017 διέγειρε κατασκευές οι οποίες είτε δεν είχαν παρουσιάσει βλάβες στον σεισμό του 1933, είτε είχαν παρουσιάσει βλάβες αλλά είχαν αποκατασταθεί και ενισχυθεί, είτε είχαν ανακατασκευαστεί. Επίσης πάρα πολλές κατασκευές δομήθηκαν (από το 1959 μέχρι σήμερα) με βάση αντισεισμικούς κανονισμούς οι οποίοι προέβλεπαν τις αυστηρότερες διατάξεις για το νησί της Κω μεταξύ και άλλων περιοχών. Για τον λόγο αυτό οι βλάβες στο νησί ήταν περιορισμένες και περιορίζονταν στην πόλη της Κω. Οι βλάβες λόγω του σεισμού κατατάσσονται στις παρακάτω κατηγορίες:

1. Λιμενικά Έργα
2. Αρχαιότητες και οχυρωματικά έργα
3. Οθωμανικές κατασκευές
4. Κτίρια και απομεινάρια κτιρίων από φέρουσα τοιχοποιία
5. Κτίρια από Οπλισμένο Σκυρόδεμα

Λιμενικά Έργα: Το κύριο πρόβλημα που παρουσίασαν τα λιμενικά έργα στην παραλιακή ζώνη της Κω ήταν η καθίζηση τμήματος του εδαφικού υλικού επίχωσης πίσω από τους κρηπιδότοιχους που διαμορφώνουν το παραλιακό μέτωπο, στο τμήμα που χρησιμοποιείται ως ποδηλατόδρομος ή/και πεζοδρόμιο (Εικόνα 60). Λόγω της καθίζησης αυτής δημιουργήθηκε σημειακός αναβαθμός (μέγιστης υψομετρικής διαφοράς 30 εκ.) λόγω της διαφορετικής απόκρισης των κρηπιδότοιχων και του υλικού επίχωσης. Προς την πλευρά του ποδηλατόδρομου η παρατηρούμενη καθίζηση

ήταν μεγαλύτερη με ήπια κλίση επειδή αναπτύσσονταν σε μήκος δύο με πέντε μέτρων. Παρόμοια εικόνα βλαβών παρατηρήθηκε και στον προβλήτα προσάραξης επιβατηγών και εμπορικών πλοίων αλλά μεγαλύτερης κλίμακας. Η ανισοσταθμία αυτή λόγω της καθίζησης παρατηρήθηκε μόνο στο πίσω μέρος του μετώπου του προβλήτα ενώ όλο το υπόλοιπο τμήμα υποχώρησε ομοιογενώς. Οι βλάβες που προκάλεσε ο ισχυρός σεισμός τόσο στη Μαρίνα όσο και στον προβλήτα είχαν ως αποτελέσματα τη διακοπή της λειτουργίας τους μέχρι τη λήψη προσωρινών μέτρων αποκατάστασής τους για την εξυπηρέτηση των αναγκών του νησιού εν μέσω της τουριστικής περιόδου. Αρχαιότητες και Οχυρωματικά Έργα: Μία άλλη ομάδα βλαβών και αστοχιών εμφανίστηκε σε αρχαιότητες και οχυρωματικά έργα. Ειδικότερα σε ορισμένους υπαίθριους 9 αρχαιολογικούς χώρους παρατηρήθηκαν πτώσεις κίωνων οι οποίοι είχαν αποκατασταθεί και αναστυλωθεί. Από τις πτώσεις αυτές παρατηρήθηκαν θραύσεις των κίωνων. Σε άλλες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν μετακινήσεις κιονόκρανων και υπερκείμενων στοιχείων. Σε κιονοστοιχίες όπου είχαν λάβει χώρα εκτεταμένες αναστυλώσεις όπως η Ρωμαϊκή Κατοικία (Casa Romana) δεν παρατηρήθηκαν προβλήματα στις κιονοστοιχίες λόγω της σεισμικής διέγερσης. Στην περίπτωση αυτής της κατασκευής παρατηρήθηκαν τριχοειδείς ρωγμές σε φέρουσες λιθοδομές οι οποίες ήταν περιορισμένες και επισκευάσιμες. Δεν υπήρχαν ενδείξεις για την ανάπτυξη μη επιτρεπτών μόνιμων παραμορφώσεων οι οποίες να δείχνουν ότι υπάρχει κίνδυνος για τους επισκέπτες του μνημείου. Εκτός από τα παραπάνω προβλήματα συνέβησαν αρκετές αστοχίες σε οχυρωματικά έργα. Στην πόλη της Κω υπάρχουν πολλά τείχη από διάφορες ιστορικές περιόδους. Οι αστοχίες που διαπιστώθηκαν ήταν καταρρεύσεις, μερικές καταρρεύσεις, αποδιοργανώσεις και μετακινήσεις ογκόλιθων – διευρύνσεις αρμών. Αυτές οι αστοχίες συνέβησαν σε μεμονωμένους τοίχους που διατηρήθηκαν, στο φρούριο της πρωτεύουσας καθώς επίσης και σε άλλα οχυρωματικά έργα. Όλες οι παραπάνω κατασκευές έχουν σημαντικά χαμηλή δυσκαμψία και ο συντελεστής ευστάθειας έναντι ανατροπής είναι χαμηλός. Το πρόβλημα δυσχεραίνει αν αναλογιστεί κανείς ότι σε πολλές θέσεις οι κατασκευές αυτές συγκρατούν και άρα φορτίζονται από εδαφικό υλικό στο πίσω μέρος τους. Επιπροσθέτως από τις καταγραφές μετασεισμών παρατηρείται ότι αρκετές διεγέρσεις που παράγονται έχουν σημαντικές επιταχύνσεις στην περιοχή των υψηλών περιόδων 0.4 με 0.5 sec. Αυτό δείχνει ότι στην ισχυρή κίνηση ενδέχεται να επικρατούσαν σημαντικές επιταχύνσεις σε υψηλές περιόδους. Από τα παραπάνω, λαμβάνοντας υπόψη την μειωμένη ευστάθεια των οχυρωματικών τειχών, τις ωθήσεις εδαφικού υλικού καθώς επίσης και την επικράτηση σημαντικών επιταχύνσεων στην περιοχή των υψηλών περιόδων στις εκδηλωμένες διεγέρσεις, αιτιολογείται η εμφάνιση αστοχιών σε μεμονωμένους κίονες, σε αρχαία τείχη και οχυρωματικά έργα. Με την τοποθέτηση των ογκόλιθων των τειχών σε πλεκτή διάταξη, όπως κατασκευάζονταν και όπως αναστυλώνονται τώρα βελτιώνεται σημαντικά η ευστάθειά τους σε ανατροπή λόγω ωθήσεων από το συγκρατούμενο εδαφικό υλικό. Οθωμανικά Έργα: Μία άλλη ομάδα έργων στην πόλη της Κω τα οποία παρουσίασαν βλάβες είναι τα οθωμανικά έργα. Πρόκειται για κατασκευές από φέρουσα λιθοδομή δύο από τις οποίες έχουν μιναρέ. Στις οθωμανικές κατασκευές από φέρουσα λιθοδομή αναπτύχθηκαν περιορισμένης έκτασης βλάβες και αυτές εκδηλώθηκαν με τοπικές αστοχίες σε λιθοδομές και σε δευτερεύουσες κατασκευές όπως λίθινα στηθαία και γεμίσματα παραθύρων. Σημαντικές ήταν οι βλάβες στους δύο μιναρέδες της πόλης. Στην μία περίπτωση είχαμε αστοχία και κατάρρευση του μιναρέ στην εμπορική πλατεία και στην άλλη περίπτωση σημειώθηκε αποδιοργάνωση και μερική κατάρρευση της λιθοδομής του μιναρέ που βρίσκεται στην πλατεία του πλατάνου του Ιπποκράτη. Και στις δύο περιπτώσεις το πρόβλημα εντοπίζεται στην θέση όπου απομειώνεται η διατομή του μιναρέ (στο σημείο που εξέρχεται της κύριας κατασκευής) και συνεχίζει με σχεδόν σταθερή διατομή μέχρι την θέση του εξώστη. Η εμφάνιση αυτών των αστοχιών ενισχύει την υπόθεση ότι ενδέχεται να ήταν σημαντικά ενισχυμένες οι επιταχύνσεις

στο φάσμα του κυρίως σεισμού στην περιοχή των υψηλών περιόδων 0.4 – 0.5 sec. Επίσης από την απόκριση των μιναρédων προκύπτει το συμπέρασμα ότι ο ισχυρός σεισμός που συνέβη την Παρασκευή 21 Ιουλίου στην Κω είχε παρόμοια εδαφική επιτάχυνση με τον σεισμό που συνέβη το 1933. Στο σεισμό αυτό είχε παρατηρηθεί μερική κατάρρευση του ενός μιναρέ ενώ ο δεύτερος μιναρές δεν είχε σημαντικές βλάβες. Στις θέσεις κοντά στους δύο μιναρέδες υπάρχουν δύο κατασκευές από κίονες οι οποίες είναι σε κυκλική διάταξη και φέρουν τρούλο από οπλισμένο σκυρόδεμα. Μία από αυτές τις κατασκευές έχει καταρρεύσει και η άλλη έχει σημαντικές μετακινήσεις και προβλήματα ευστάθειας. Ένα σημαντικό στοιχείο προκύπτει από την παραμόρφωση μεταλλικού συμβόλου το οποίο βρίσκεται στην κορυφή τρούλου στην θέση όπου κατέρρευσε ο μιναρές στην εμπορική πλατεία της πόλης της Κω. Το μεταλλικό σύμβολο αυτό έχει σημαντική μάζα και λειτουργία προβόλου. Μετά τον σεισμό είχε παραμένονσα 10 παραμόρφωση κατά την διεύθυνση Βοράς – Νότος. Αυτό είναι ένα στοιχείο ότι ο σεισμός ήταν σφοδρότερος κατά την διεύθυνση Βοράς – Νότος.

Κατασκευές από Φέρουσα Τοιχοποιία ή Λιθοδομή: Αρκετές κατασκευές από φέρουσα τοιχοποιία ή λιθοδομή εμφάνισαν βλάβες. Στις κατασκευές αυτές συγκαταλέγονται κτίρια τα οποία είναι υπό κατοίκηση ή εμπορική χρήση, ναοί και εγκαταλελειμμένα κτίρια. Οι βλάβες στα κτίρια τα οποία είναι υπό χρήση είναι περιορισμένες. Εμφανίζουν ρωγμές περιορισμένου εύρους χωρίς να έχουν προβλήματα ευστάθειας. Δύο ναοί στην πόλη της Κω, ο ναός της Αγίας Παρασκευής και ο ναός του Αγίου Νικολάου έχουν σημαντικές ρηγματώσεις στην Ανατολική λιθοδομή στην πλευρά όπου βρίσκεται το ιερό. Οι βλάβες αυτές αποδίδονται στην ύπαρξη μεγάλων ανοιγμάτων στην ανατολική πλευρά του ναού προκειμένου να διαμορφωθούν κόγχες με ημιθόλια επί λιθοδομών. Στην περίπτωση αυτή η δυτική λιθοδομή έχει αρκετά περισσότερη δυσκαμψία σε σχέση με την ανατολική. Για τον λόγο αυτό η ανατολική λιθοδομή, η οποία αποτελείται από τρεις κόγχες με ημιθόλια και στους δύο ναούς, υπόκειται σε μεγαλύτερες μετακινήσεις εντός του επιπέδου της. Για τον λόγο αυτό παρατηρήθηκαν οι αστοχίες στους ανατολικούς τοίχους των δύο ναών. Επίσης έχουν εντοπιστεί πλήρεις και μερικές καταρρεύσεις εγκαταλελειμμένων κτιρίων από φέρουσα λιθοδομή. Είναι κτίρια δομημένα με αργούς λίθους, κακή συντήρηση, χωρίς την εφαρμογή αντισεισμικών κατασκευαστικών πρακτικών και ορισμένα από αυτά περιλαμβάνουν στοιχεία οπλισμένου σκυροδέματος στο φέρον σύστημά τους. Από τις καταρρεύσεις των κτιρίων αυτών έχουν σημειωθεί δύο θάνατοι, έξι τραυματισμοί και καταστροφές αυτοκινήτων. Το 1933 όταν συνέβη ο προηγούμενος ισχυρός σεισμός υπήρχαν πολλά τέτοια κτίρια και οι βλάβες εντοπιζόταν κυρίως σε αυτές τις κατασκευές. Στο πλαίσιο της ανοικοδόμησης που έγινε τα επόμενα χρόνια ο αριθμός των κτιρίων αυτών μειώθηκε σημαντικά. Από τις βλάβες στους δύο ναούς της πόλης της Κω προκύπτει ότι η κύρια διέγερση ήταν σφοδρότερη κατά την διεύθυνση Βοράς – Νότος. Κτίρια από Οπλισμένο Σκυρόδεμα: Τα κτίρια από οπλισμένο σκυρόδεμα δεν παρουσίασαν σημαντικές βλάβες. Από τις αυτοψίες που έγιναν παρατηρήθηκαν ρηγματώσεις στην τοιχοποιία πλήρωσης καθώς και αποκολλήσεις αυτής από τα περιβάλλοντα στοιχεία σκυροδέματος. Αναφέρεται ότι οι ρηγματώσεις που παρατηρήθηκαν είναι τριχοειδείς και σε αυτή την περίπτωση δεν υπάρχει μείωση αντοχής για το στοιχείο σκυροδέματος αλλά μείωση στην δυσκαμψία του. Λόγω του καθορισμού υψηλών για το νησί σεισμικών συντελεστών, από τους κατά περιόδους ισχύοντες κανονισμούς, δεν παρατηρήθηκαν σημαντικές ρηγματώσεις σε στοιχεία σκυροδέματος τα οποία μελετήθηκαν σύμφωνα με κάποιο κανονισμό και κατασκευάστηκαν με επίβλεψη μηχανικού. Τα κτίρια με μεικτό φέροντα οργανισμό από οπλισμένο σκυρόδεμα και στοιχεία λιθοδομής τα οποία κατασκευάστηκαν πριν την εφαρμογή κάποιου κανονισμού επέδειξαν εξίσου καλή συμπεριφορά με την ανάπτυξη σημαντικά περιορισμένων ρηγματώσεων. Εξαίρεση αποτελεί, κτίριο από οπλισμένο σκυρόδεμα το οποίο

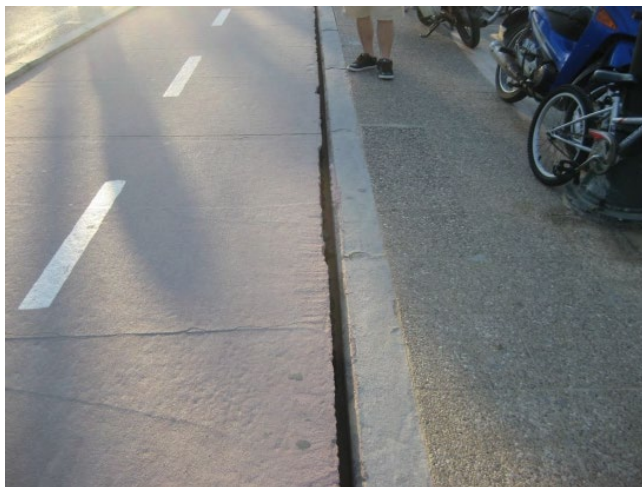
βρίσκεται στην οδό Αρσενίου στην πόλη της Κω. Το κτίριο αυτό είχε μεγάλα ανοίγματα στο ισόγειο, στην πρόσοψη επί της οδού Αρσενίου, με αποτέλεσμα να δημιουργηθεί μαλακός όροφος και να αστοχήσουν τα κατακόρυφα στοιχεία του ισογείου. Το ισόγειο κατέρρευσε και ο πρώτος όροφος του εδράστηκε επί του εδάφους. Δίκτυα Υποδομών. Το δίκτυο παροχής ηλεκτρικού ρεύματος, τηλεπικοινωνιών δεν υπέστησαν ζημιές αλλά ούτε είναι επίσης γνωστές τυχόν διακοπές λειτουργίας τους ή κάποιες δυσλειτουργίες τους. Το δίκτυο ύδρευσης της πόλης της Κω εμφάνισε τοπικές αστοχίες με αποτέλεσμα τη διακοπή υδροδότησης σε περιοχές της πόλης για διάστημα ολίγων ημερών μετά τη γένεση του σεισμού. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι το δίκτυο ύδρευσης αποτελείται από τρία επί μέρους τμήματα, και συγκεκριμένα α) το Ιταλικό δίκτυο, β) Το πρώτο (μετά την απελευθέρωση) Ελληνικό δίκτυο και γ) το σύγχρονο δίκτυο. Οι αστοχίες κατανέμονται σε αρκετές περιοχές και ο εντοπισμός τους έγινε από την εμφάνιση εκτεταμένων διαρροών. Παρατηρήθηκε το φαινόμενο να εντοπίζεται μετά την επισκευή αστοχίας να εμφανίζεται 11

4.2.3 Αποτελέσματα

Ο σεισμός της 21ης Ιουλίου 2017 προκλήθηκε από ένα κανονικό ρήγμα διεύθυνσης σχεδόν ΑΔ το οποίο σχετίζεται με γνωστούς ισχυρούς σεισμούς. Προηγούμενη δραστηριοποίηση του ήταν κατά το 2004-2005 με σεισμούς ~Μ5.5-5.9.



-Σεισμός 21/7/2017-



Εικόνα 62. Αποτελέσματα του καταστροφικού σεισμού στο λιμάνι.

4.3 ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΘΟΔΟΣ

4.3.1 Τομές

Οι σεισμικές τομές που επεξεργάστηκαν ήταν πέντε στο σύνολο της παρούσας εργασίας. Αυτές ήταν οι : KS-3, KS-4, KS-5, KS-6 και KS-8, όπως φαίνονται και στην παρακάτω εικόνα.



Αναλυτικότερα το μήκος της κάθε τομής ήταν:

TOMH	ΜΗΚΟΣ
KS-3	145 m
KS-4	145 m
KS-5	145 m
KS-6	115 m
KS-8	115 m

4.3.3 Εξοπλισμός

Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε ήταν απόλυτα ενδεδειγμένος για την έρευνα σε συνθήκες αστικού περιβάλλοντος. Η σεισμική πηγή ESS-MINI GISCO αποτελεί μια ισχυρή πηγή, εύκολα μεταφερόμενη με δυνατότητα πραγματοποίησης επαναλαμβανόμενων κτυπημάτων, ώστε με χρήση της συμβολής των εκάστοτε σειсмоγραμμάτων να επιτυγχάνουμε καλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο στα δεδομένα μας. Τα γεώφωνα ήταν 4,5 Hz, καθώς και για εξοικονόμηση χρόνου η

τοποθέτηση τους δεν έγινε απευθείας στο σκυρόδεμα του δαπέδου, αλλά σε ειδικά μολύβδινα βαρίδια. Ακόμη χρησιμοποιήθηκαν δύο σειсмоγράφοι, ο SMARTSEIS της Geometrics με 60 κανάλια και ο DAQ-LINK III με 24 κανάλια.

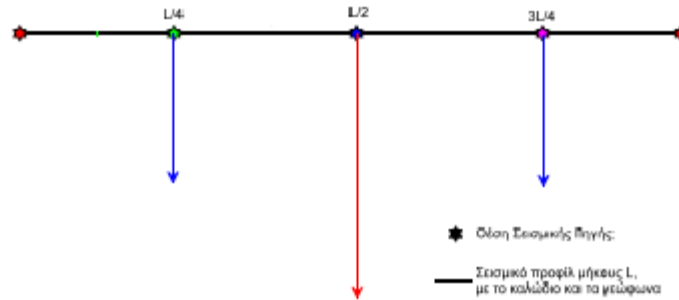


4.3.2 Μέθοδος επεξεργασίας

Τα σεισμικά προφίλ που αποκτήθηκαν με αποστάσεις μεταξύ των γεωφώνων 3, 4 ή 5 m προέκυψαν από τα σειсмоγράμματα που η πηγή βρισκόταν στα άκρα και στη μέση της σεισμικής γραμμής έρευνας. Τα σειсмоγράμματα όπως αναφέραμε για την επίτευξη καλύτερου λόγου σήματος προς θόρυβο αρχικά συνδυάστηκαν με την μέθοδο της συμβολής (stacking). Επίσης παρά την καταλληλότητα του εξοπλισμού, οι δύσκολες αστικές και περιβαλλοντικές συνθήκες του λιμανιού με διερχόμενα αμάξια και πεζούς, την παλίρροια, τα πλοία, διάφορα μηχανήματα σε λειτουργία κτλ. Δεν επιτρέπουν τον εντοπισμό της πρώτης άφιξης κύματος και περαιτέρω ερμηνεία του υποβάθρου με την μέθοδο σεισμικής διάθλασης. Ενώ ταυτόχρονα το φαινόμενο της τυφλής ζώνης λόγω της ύπαρξης του τσιμέντου στο δάπεδο του λιμανιού ακυρώνει την βασική αρχή εφαρμογής της μεθόδου διάθλασης, που απαιτεί την αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με την αύξηση του βάθους.

Με σκοπό οι σεισμικές μετρήσεις να αποδώσουν με κάποιο τρόπο την δομή του υπεδάφους σε σχέση με την συνεκτικότητα των υπεδαφικών σχηματισμών χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα ώστε να τα επεξεργαστούμε με την ανάλυση επιφανειακών κυμάτων : MASW. Με δεδομένο ότι το αποτέλεσμα της ερμηνείας MASW είναι η μονοδιάστατη αποτύπωση της αλλαγής της ταχύτητας εγκάρσιων κυμάτων με το βάθος κάτω από το μέσω της διάταξης των χρησιμοποιούμενων γεωφώνων, χρησιμοποιώντας διαφορετικές θέσεις σεισμικής πηγής αλλά και μέρος της διάταξης των γεωφώνων οι μονοδιάστατες ερμηνείες σε κάθε περίπτωση μπορούν να δώσουν τελικά μια δυσδιάστατη σεισμική τομή ταχυτήτων εγκάρσιων κυμάτων του υπεδάφους κατά μήκος του σεισμικού προφίλ όπως φαίνεται και στο σχήμα.

-Σεισμική μέθοδος-



4.3.4 Masw (multichannel analysis of surface waves)

Γενικά

Η μέθοδος πολλαπλών καναλιών ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) είναι μια από τις σεισμικές μεθόδους έρευνας που αξιολογούν την ελαστική συμπεριφορά (ακαμψία) του εδάφους για σκοπούς αντιμετώπισης γεωτεχνικών κυρίως προβλημάτων. Το MASW μετράει πρώτα τα επιφανειακά σεισμικά κύματα που παράγονται από διάφορους τύπους σεισμικών πηγών, όπως το σφυρί. Αναλύεται η διάδοση, οι ταχύτητες αυτών των επιφανειακών κυμάτων και τελικά αφαιρούνται οι διακυμάνσεις της ταχύτητας των διατμητικών κυμάτων (V_s) κάτω από την επιφάνεια της έρευνας που κατα κυριο λόγο επιρεάζει την αναλυόμενη ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων (V_s) είναι μία από τις ελαστικές σταθερές του εδάφους και σχετίζεται στενά με το μέτρο ελαστικότητας του Young. Υπό τις περισσότερες περιστάσεις, το V_s είναι ένας άμεσος δείκτης της αντοχής του εδάφους και επομένως χρησιμοποιείται συνήθως για να αποδίδει την φέρουσα ικανότητα του. Μετά από μια σχετικά απλή διαδικασία, οι τελικές πληροφορίες V_s παρέχονται σε μια, δύο και τρεις διαστάσεις.

Ιστορικά στοιχεία

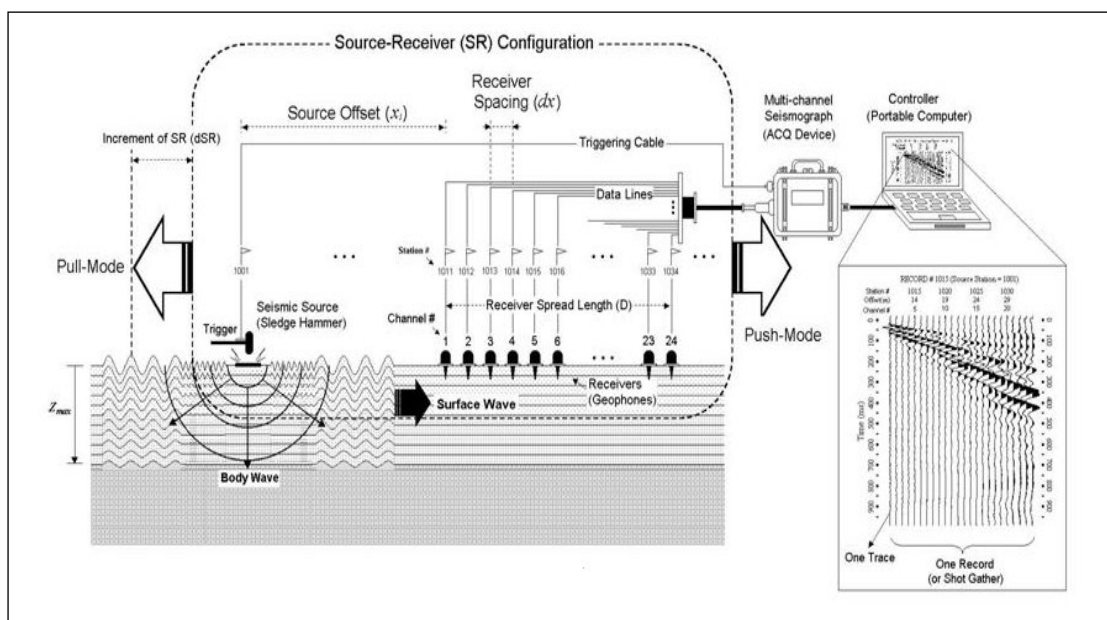
Τον 20ο αιώνα όταν ο Jones (1961) και άλλοι ερευνητές χρησιμοποίησαν μικρές δονήσεις σαν κύμα υπήρξε μια έκρηξη στα μέσα της δεκαετίας του 1980 διάδοσης της μεθόδου όταν οι ψηφιακοί υπολογιστές έγιναν δημοφιλείς. Η MASW αναπτύχθηκε πάνω από μια ευρέως χρησιμοποιούμενη μέθοδος επιφανειακών κυμάτων που ονομάζεται φασματική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (SASW), που εισήχθη κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου. Σε αντίθεση με τη SASW, η οποία είναι μια μέθοδος που χρησιμοποιεί δύο δέκτες, η MASW υιοθέτησε την έννοια των πολλαπλών δεκτών (24 ή περισσότερων καναλιών), που χρησιμοποιούνται ιστορικά στη σεισμική έρευνα για τους φυσικούς πόρους.

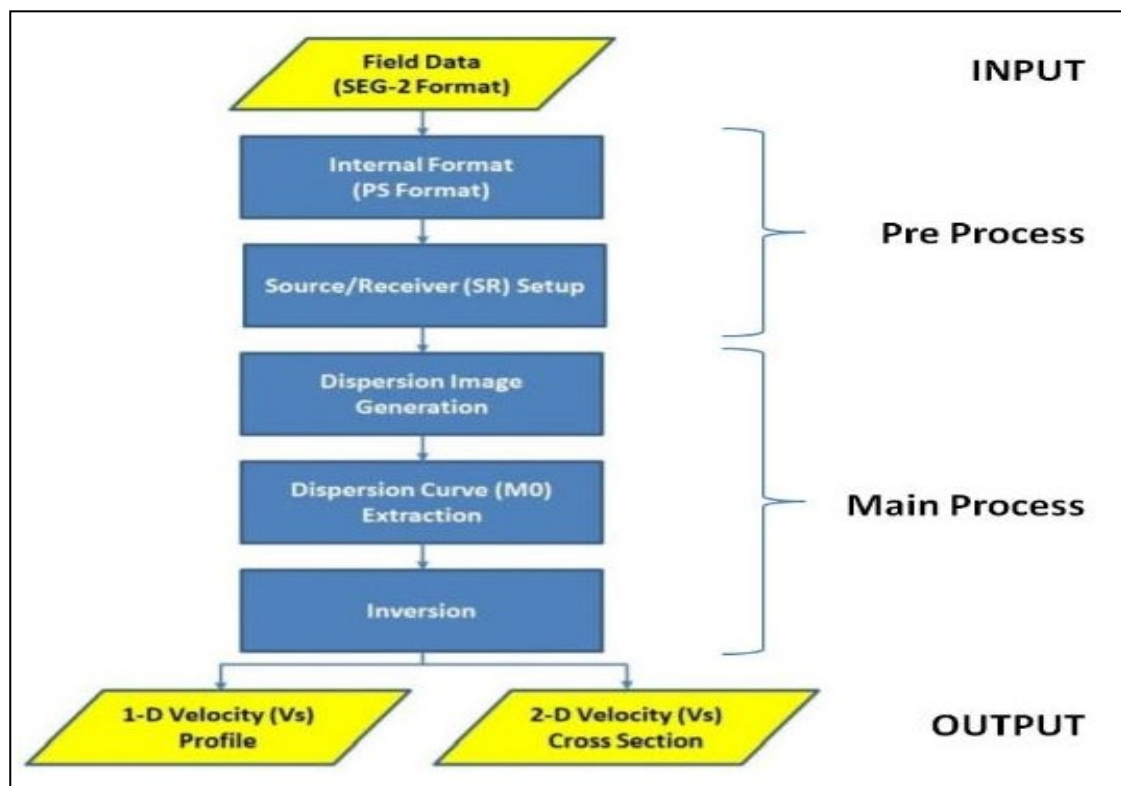
Η πρώτη καταγεγραμμένη χρήση της πολυκάναλης προσέγγισης για την ανάλυση επιφανειακών κυμάτων εντοπίζεται στις αρχές της δεκαετίας του 1980, όταν έρευνες στις Κάτω Χώρες χρησιμοποίησαν μια 24-κανάλιο σύστημα δεκτών για την εξαγωγή των προφίλ ταχύτητας διατμητικών κυμάτων των παραθαλάσσιων περιοχών. Έκτοτε η μέθοδος χρησιμοποιείται ευρέως σε προβλήματα γεωτεχνικού χαρακτήρα δίνοντας αξιόπιστα και καλής ποιότητας αποτελέσματα.

Διαδικασία εφαρμογής μεθόδου

Η συνήθης διαδικασία για έρευνες (1-D, 2-D, και 3-D) MASW αποτελείται κυρίως από τρία βήματα :

- Απόκτηση δεδομένων: Απόκτηση πολυκαναλικών δεδομένων πεδίου
- Ανάλυση δεδομένων (Βήμα 1): Ανάλυση διασποράς που εξάγει μία καμπύλη διασποράς από ένα πεδίο εγγραφής
- Ανάλυση δεδομένων (Βήμα 2): Αντίστροφη και υπολογισμός διάτμητικής ταχύτητα κυμάτων (V_s) συναρτήσεως του βάθους (αποκαλούμενο 1-D V_s προφίλ) που δίνει τη πλησιέστερη θεωρητική καμπύλη διασποράς προς τη μετρούμενη καμπύλη (ένα προφίλ 1-D V_s από κάθε καμπύλη).

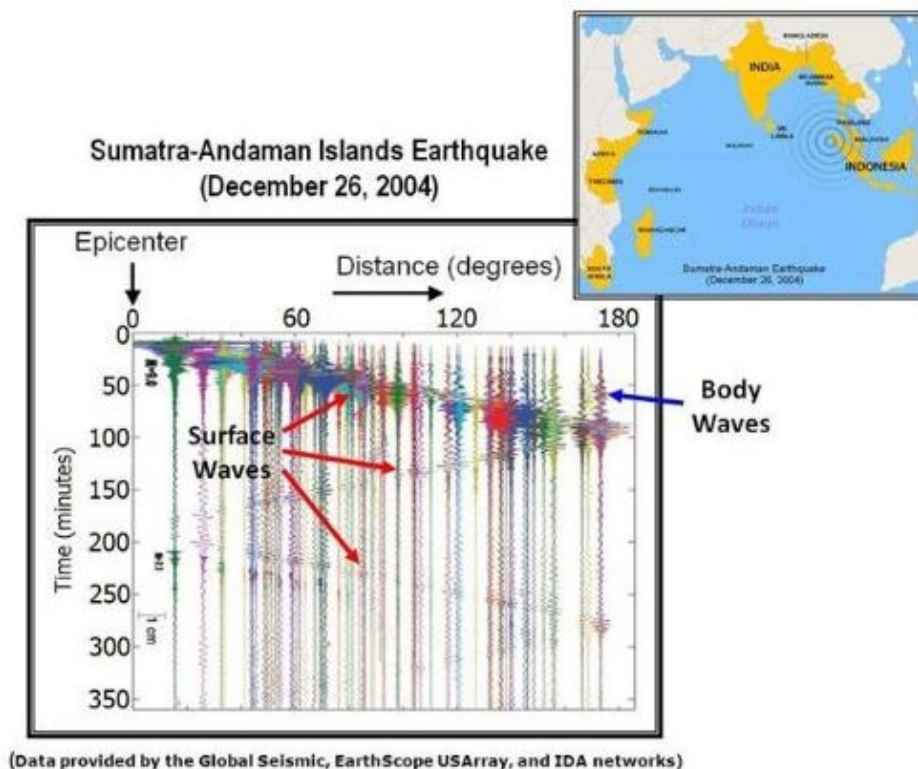




Πλεονεκτήματα της μεθόδου MASW

Σε αντίθεση με τη μέθοδο έρευνας των S κυμάτων που προσπαθεί να μετρήσει απευθείας ταχύτητες των S κυμάτων, κάτι που είναι δύσκολο λόγω των εμποδίων στη διατήρηση σωστού σήματος σε σχέση με το θόρυβο κατά τη διάρκεια της απόκτησης των δεδομένων και στην επεξεργασία, η μέθοδος MASW είναι μία από τις ευκολότερες σεισμικές μεθόδους που δίνει επιθυμητά και ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Η απόκτηση των δεδομένων είναι αρκετά πιο ανεκτική στην επιλογή των παραμέτρων σε σχέση με άλλες σεισμικές μεθόδους, λόγω της ευκολότερης επίτευξης του λόγου σήματος προς θόρυβο. Αυτός ο επιθυμητός λόγος σήματος/θορύβου είναι λόγω του ότι τα επιφανειακά σεισμικά κύματα είναι τα ισχυρότερα κύματα και μπορούν να ταξιδέψουν μεγαλύτερη απόσταση σε σχέση με τις άλλες κυματομορφές χωρίς να υποστούν "μόλυνση" από θόρυβο. (Fig. 1)

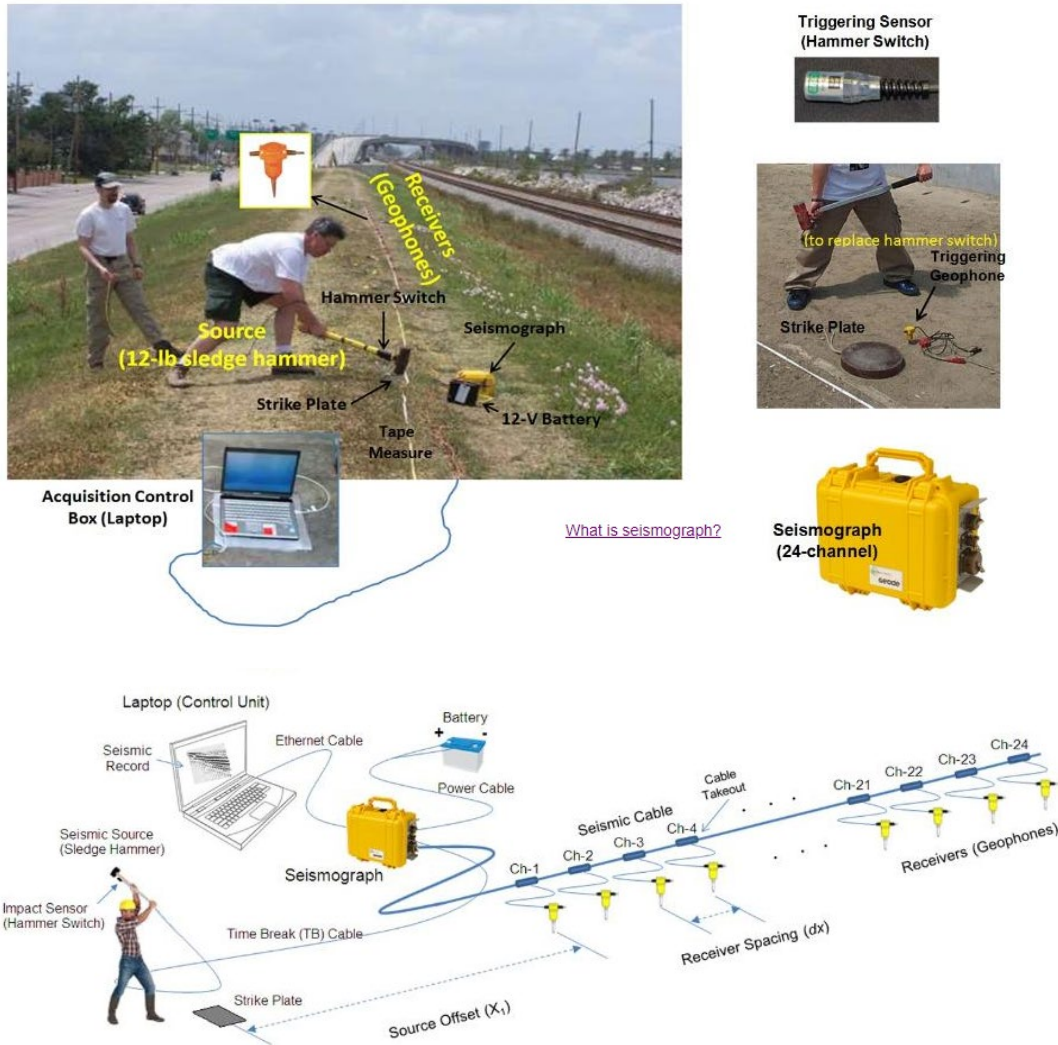


Εικόνα 63. Καταγραφές σεισμών στον πλανήτη που δείχνουν ισχυρά επιφανειακά κύματα

Συσκευές για την έρευνα με χρήση MASW

Κάθε πολυκαναλικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για έρευνες με MASW. Για παράδειγμα, το σύστημα για σεισμική διάθλαση και ανάκλαση μπορεί να χρησιμοποιηθεί χωρίς μεταποιήσεις, ή με διαφορετικά γεώφωνα. Το σχήμα παρακάτω παρουσιάζει τη διαμόρφωση των απαραίτητων συσκευών.

-Σεισμική μέθοδος-



Εικόνα 64. Διάταξη και συσκευές.

MASW - Εφαρμογές

Οι πληροφορίες για την ταχύτητα V_s των υπεδαφικών υλικών σχετίζονται απευθείας με την ακαμψία τους, η οποία είναι η βασική ιδιότητα που υπάρχει σε όλα τα γεωτεχνικά μηχανικά έργα. Υπό αυτήν την έννοια η μέθοδος MASW μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε γεωτεχνικό μηχανικό έργο που απαιτεί υπεδαφική χαρτογράφηση της ακαμψίας σε 1-D, 2-D, και 3-D μορφές.

Η πιο κοινή εφαρμογή είναι η χαρτογράφηση του υποβάθρου που οριοθετεί τα τοπογραφικά σύνορα μεταξύ εδάφους και υποβάθρου με τη διεπαφή σημαντικής αύξησης της ταχύτητας V_s (π.χ. από 300 m/sec σε 1000 m/sec). Επίσης, δείχνει την οριζόντια και κατακόρυφη εναλλαγή της ακαμψίας του εδάφους με το να παρουσιάζει τις εναλλαγές της ταχύτητας (π.χ. από 100 m/sec σε 300 m/sec). Αυτό το σύνορο συνήθως δείχνει τη σταδιακή αλλαγή στην ταχύτητα σε σχέση με το βάθος παρά μία πολύ καλά καθορισμένη διεπιφάνεια της κατεστραμμένης ζώνης στο υπόβαθρο.

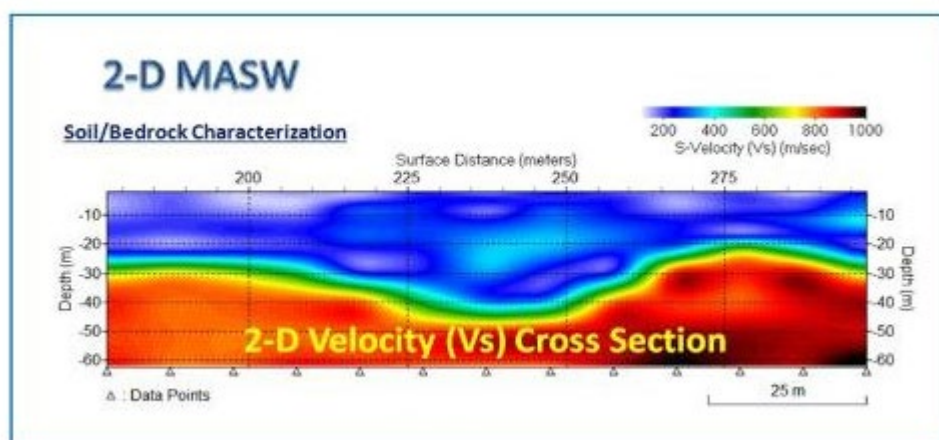
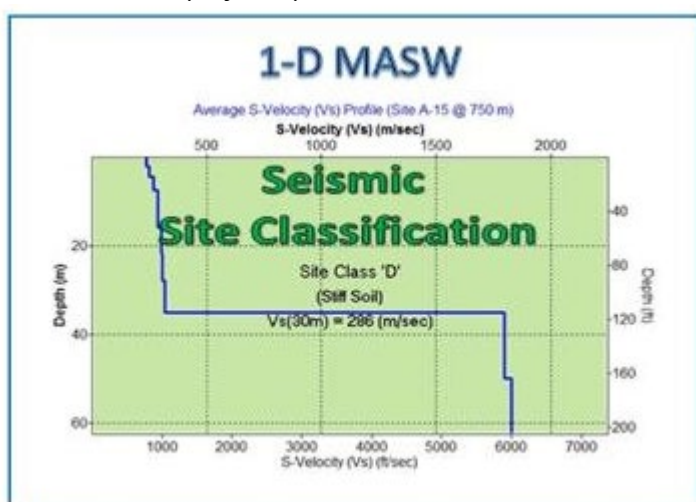
-Σεισμική μέθοδος-

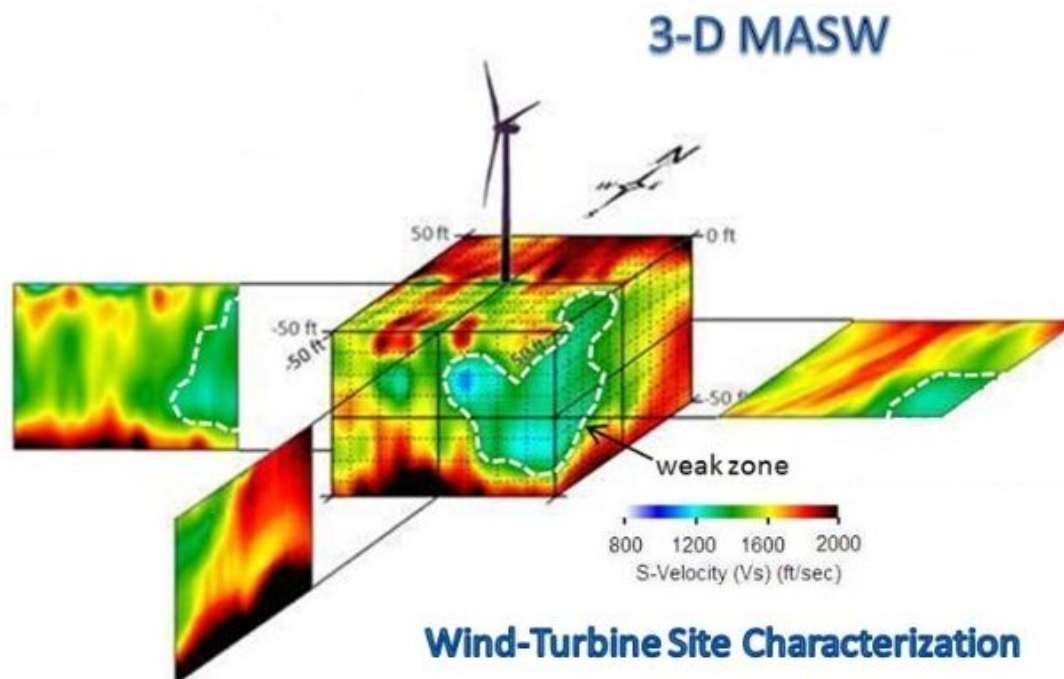
Πρόσφατα, οι εφαρμογές για τον εντοπισμό των ανωμαλιών συγκλίνουν. Αυτές οι ανωμαλίες περιλαμβάνουν ζώνες μικρών ταχυτήτων που δημιουργήθηκαν από διάφορους λόγους. Σε αυτήν την περίπτωση ο εντοπισμός διευκολύνεται από προσεγγίσεις με χαρτογραφήσεις που δεν έχουν να κάνουν με την ταχύτητα.

Ο χαρακτηρισμός της περιοχής απαιτεί μία εκτίμηση της μέσης ταχύτητας V_s για τα πρώτα 30 m (ή 100 ft) βάθος. Αυτή είναι η πιο κοινή 1-D εφαρμογή της μεθόδου MASW.

Γενικά, οι εφαρμογές της MASW μπορούν να κατηγοριοποιηθούν ως εξής:

- Χαρτογράφηση του εδάφους-υποβάθρου,
- Χαρακτηρισμός της περιοχής,
- Εντοπισμός ανωμαλιών.





Η πιο κοινή διαδικασία για (1-D, 2-D, και 3-D) MASW έρευνες αποτελείται από τρία βήματα.

1. Απόκτηση δεδομένων: απόκτηση πολυκαναλικών καταγραφών.
2. Ανάλυση δεδομένων (βήμα 1^ο): Ανάλυση διασποράς δημιουργώντας καμπύλη διασποράς από καταγραφή πεδίου, και
3. Ανάλυση δεδομένων (βήμα 2^ο): Αναστροφή και υπολογισμός της ταχύτητας Vs με το βάθος που παρέχει θεωρητική καμπύλη διασποράς, αρκετά κοντά με την καμπύλη από τις καταγραφές πεδίου.

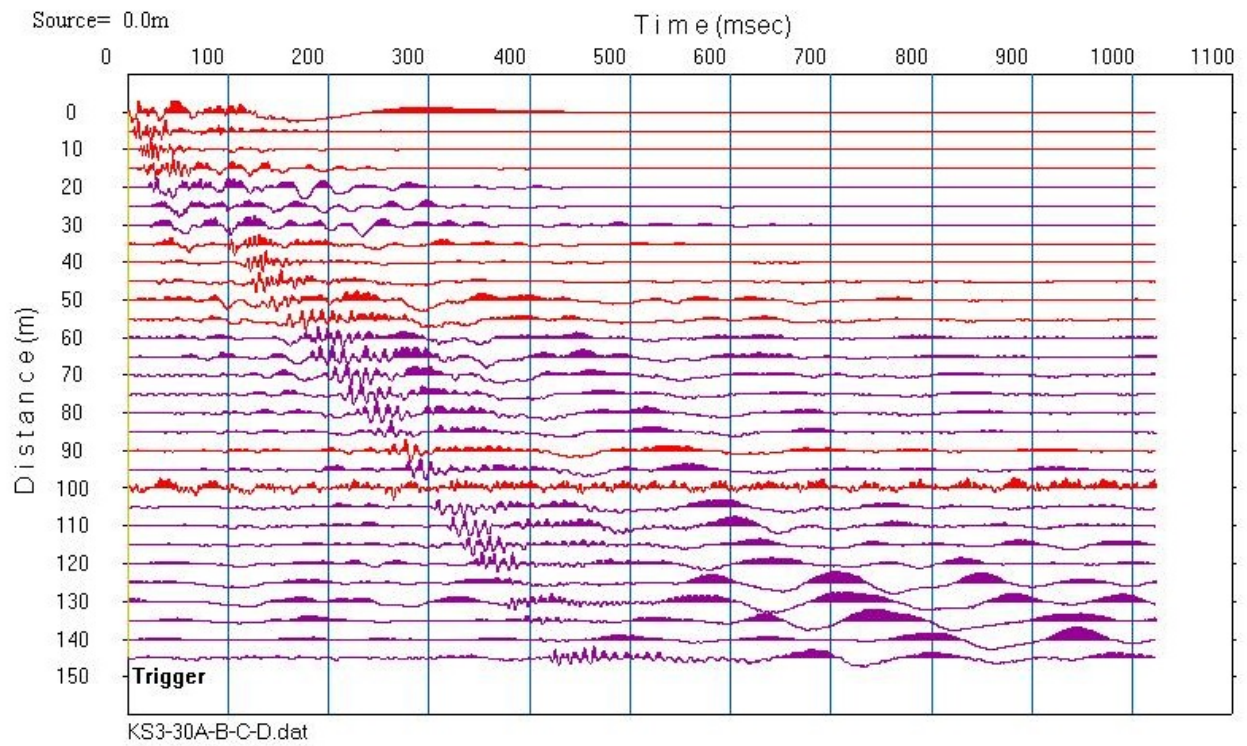
Στη συνέχεια κατασκευάζεται ένας χάρτης 2-D για την ταχύτητα Vs, τοποθετώντας κάθε προφίλ 1-D Vs ταχύτητας σε μια τοποθεσία επιφάνειας που αντιστοιχεί στη μέση του της σεισμικής γραμμής.

4.3.5 Αποτελέσματα μετρήσεων

KS-3

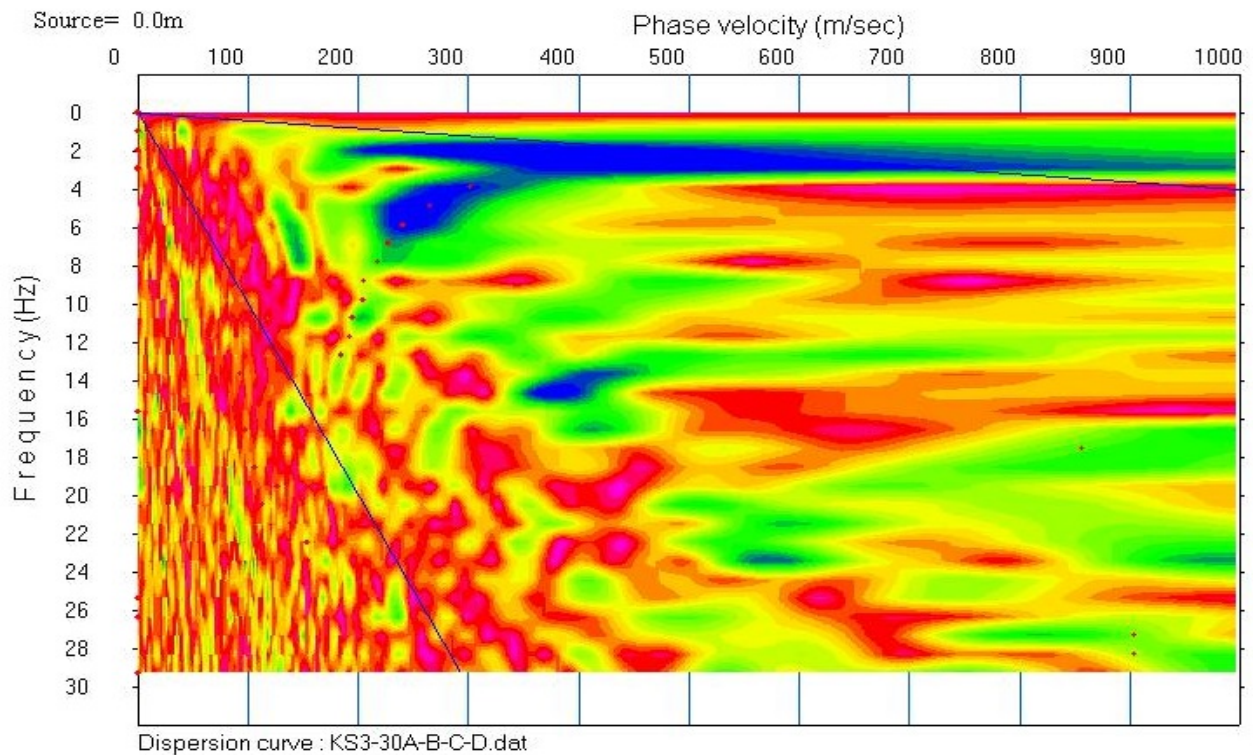
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 0 m

-Σεισμική μέθοδος-

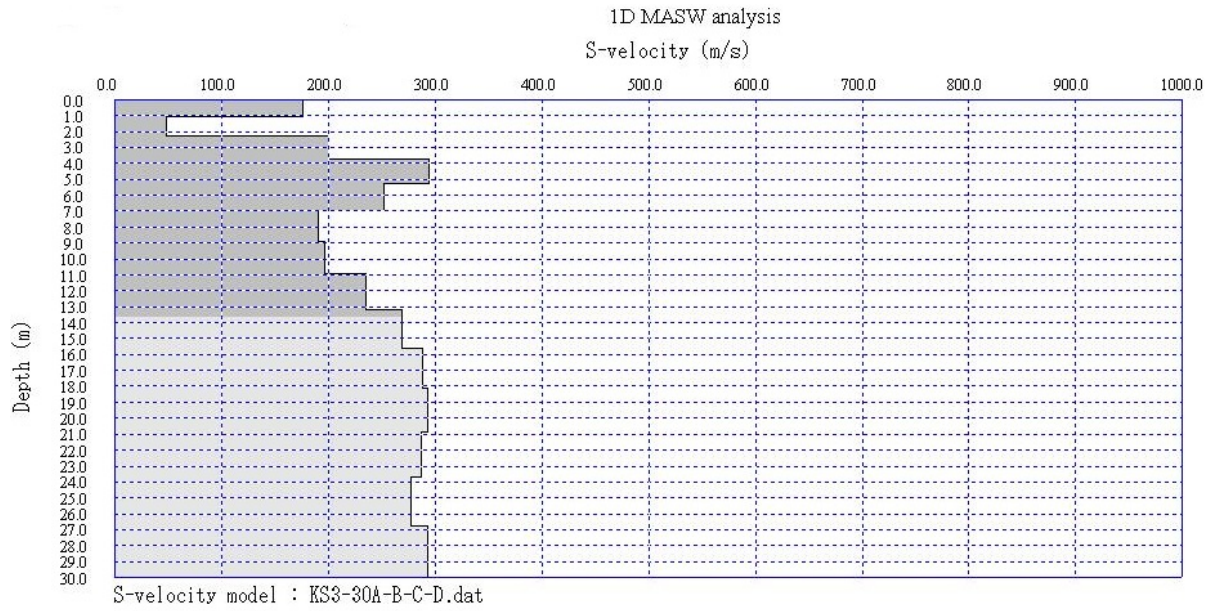


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

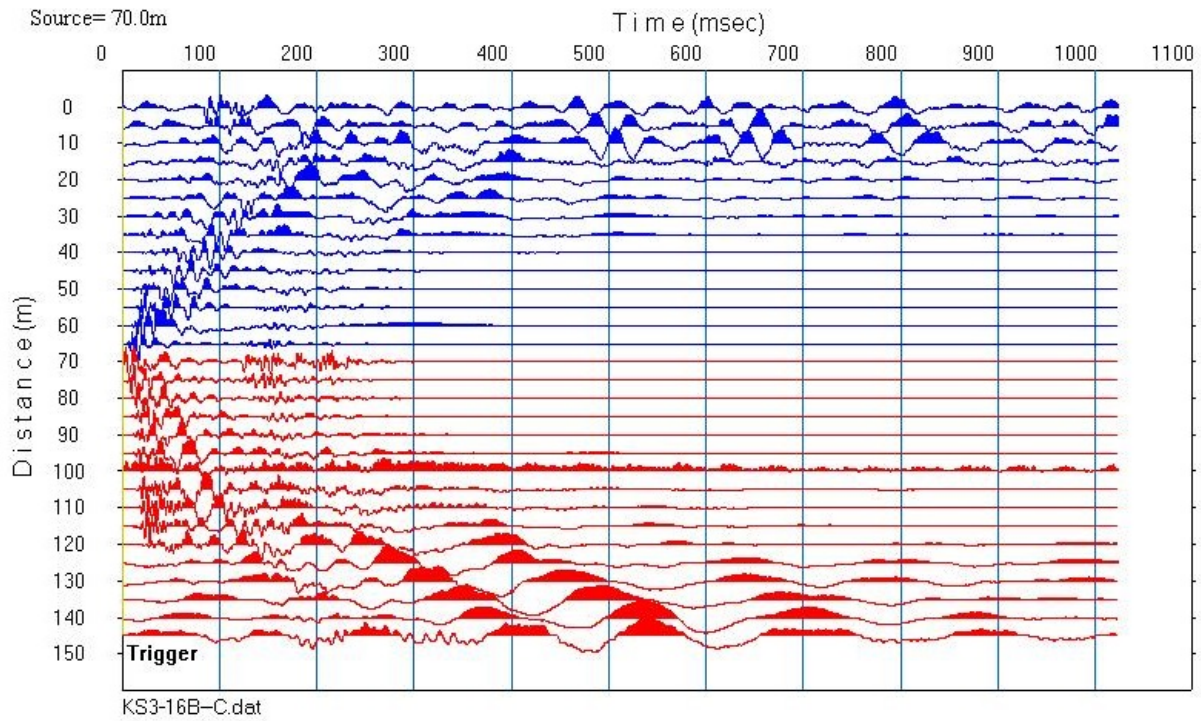
Πηγή : 0 m , Διάταξη γεωφώνων : 0 προς 145



-Σεισμική μέθοδος-

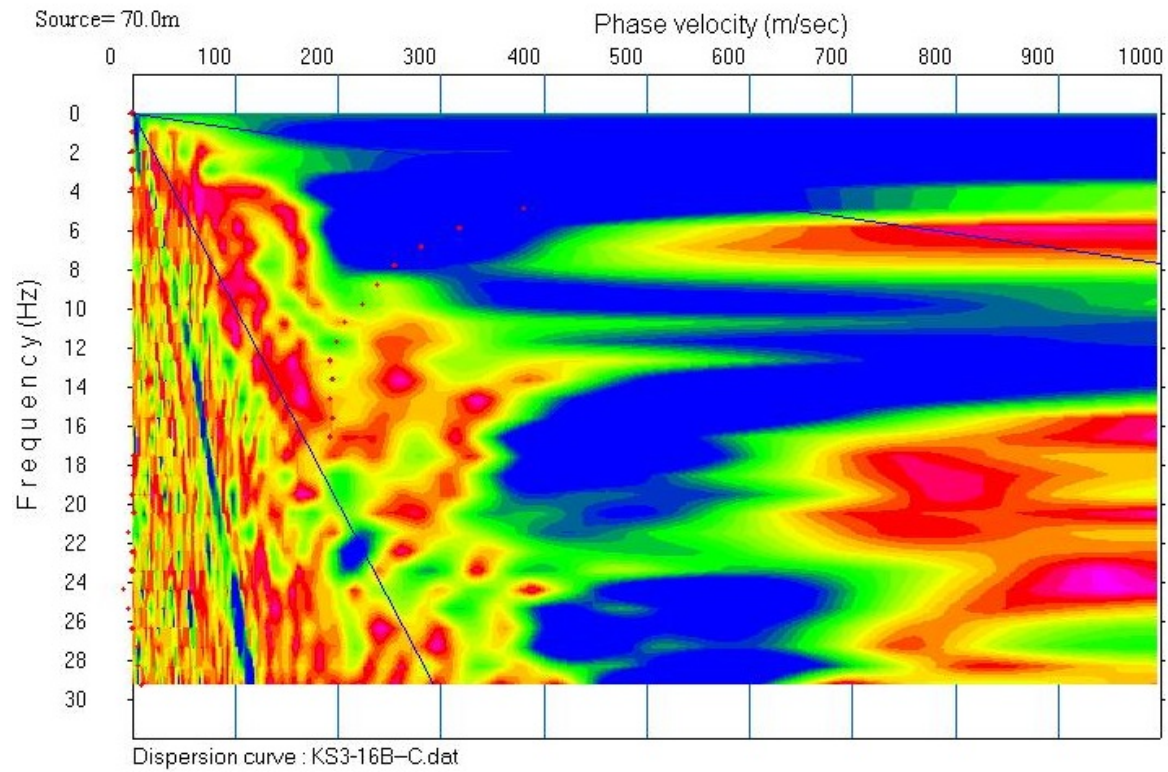


Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 70 m

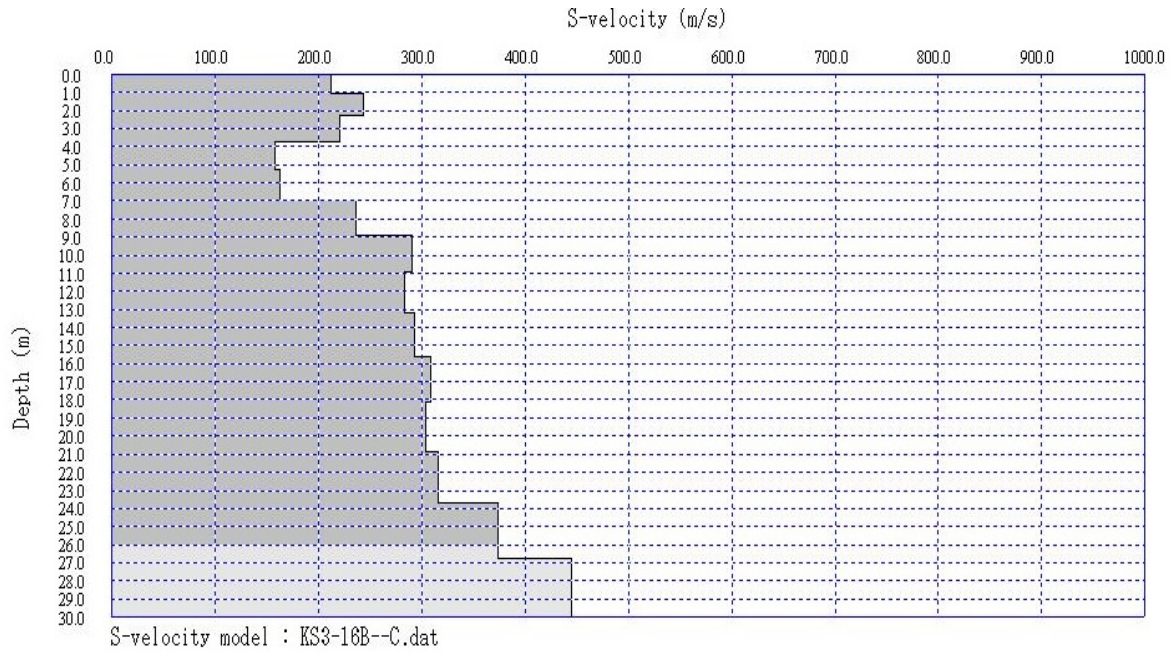


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

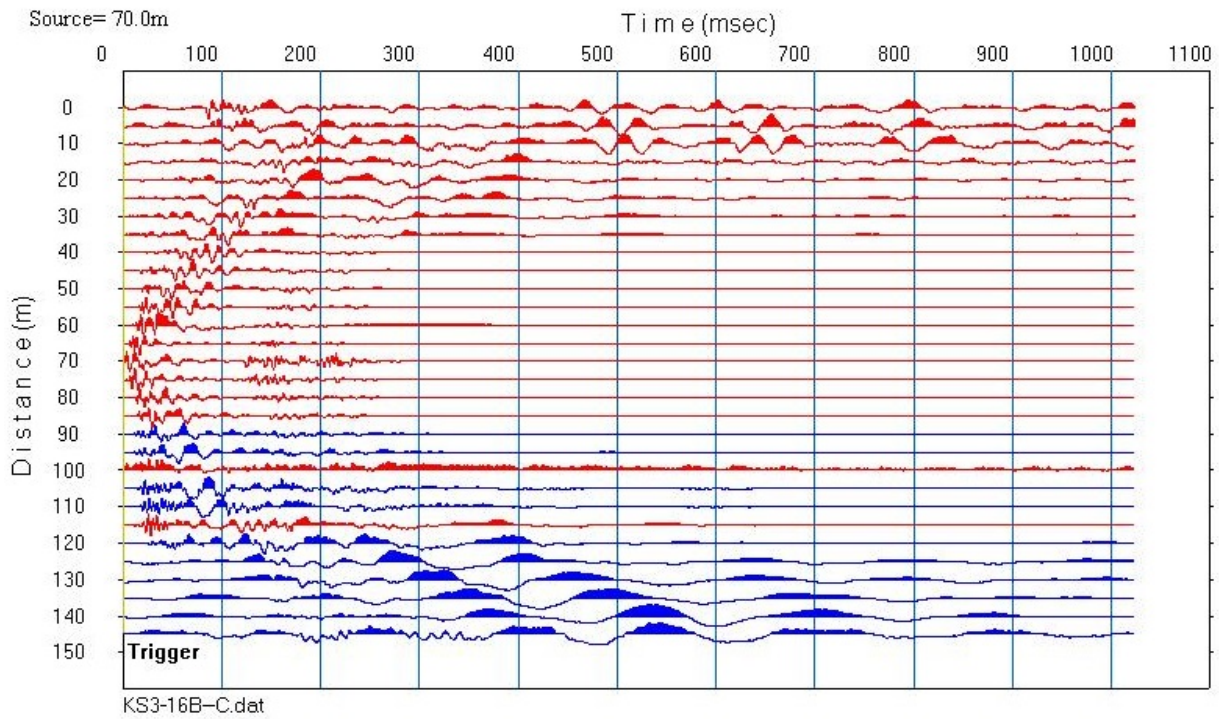
Πηγή : 70 m , Διάταξη γεωφώνων : 70 προς 0



-Σεισμική μέθοδος-

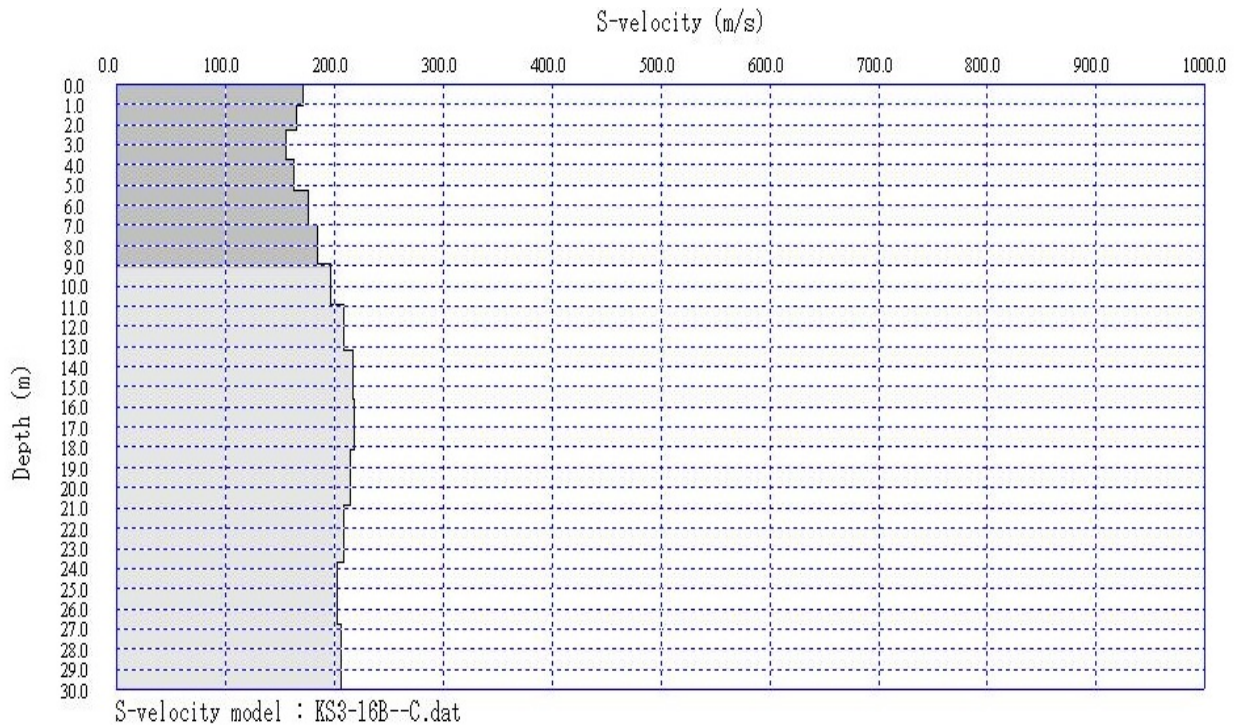
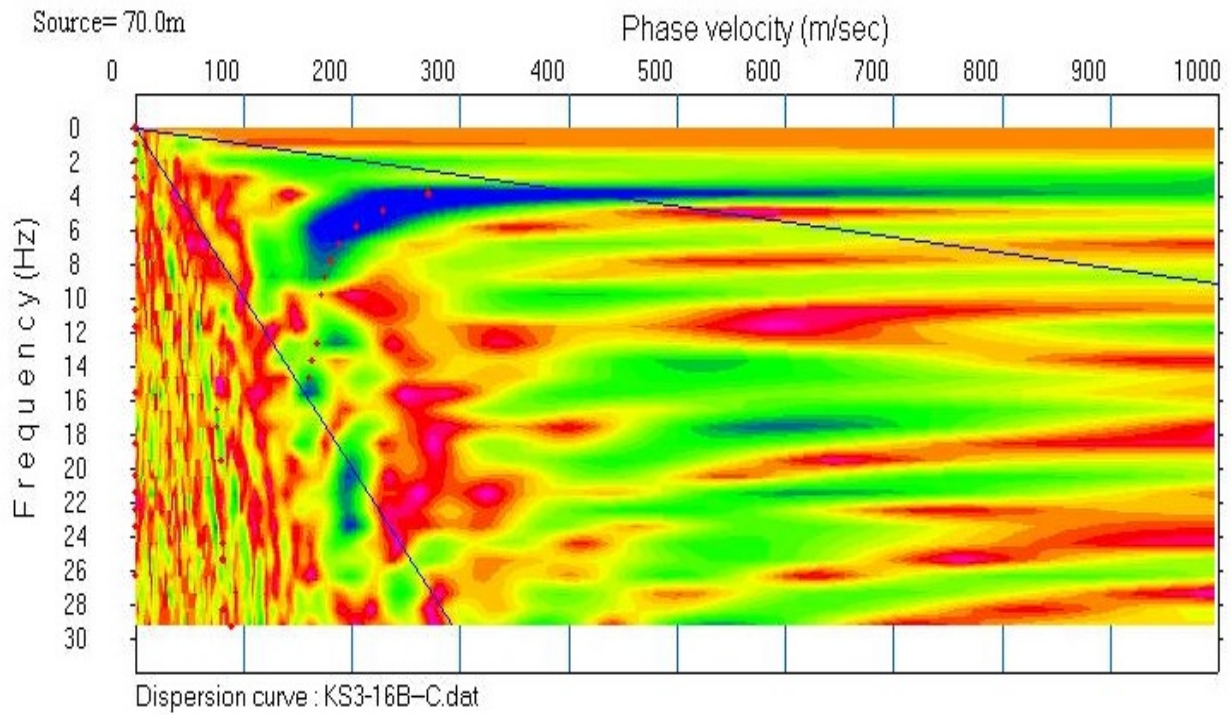


Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 70 m

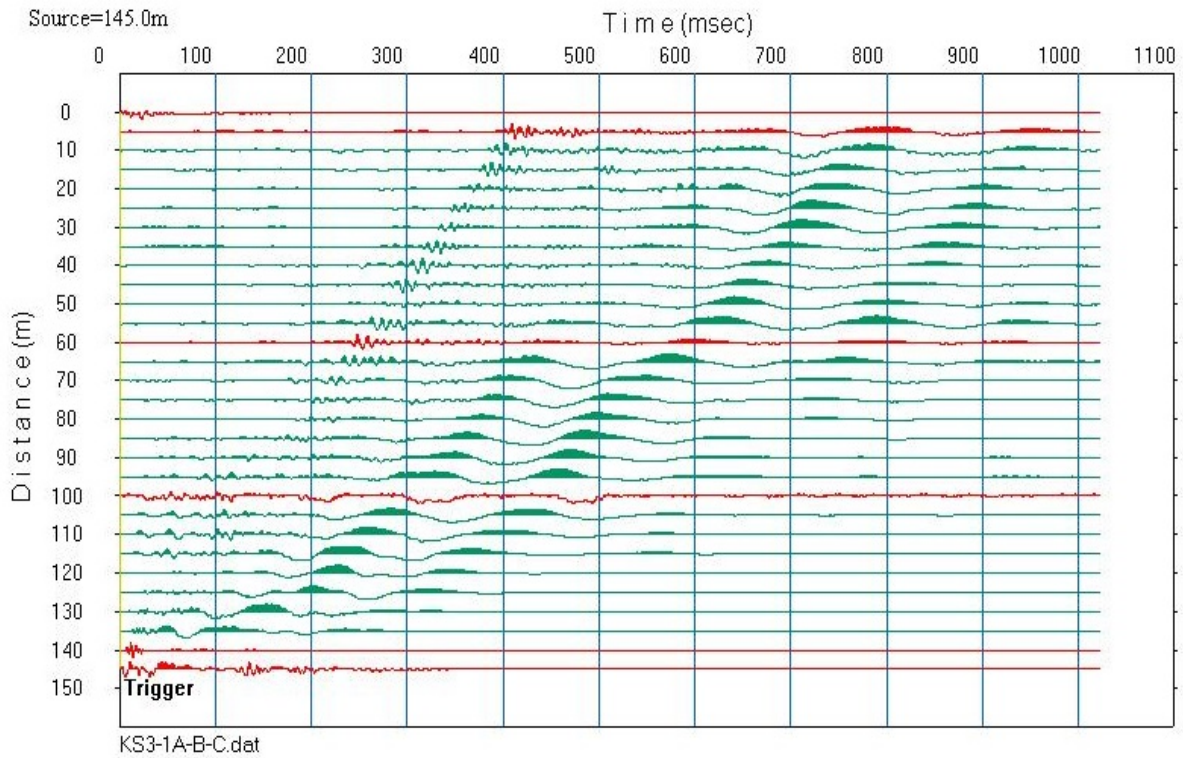


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 70 m , Διάταξη γεωφώνων : 70 προς 145



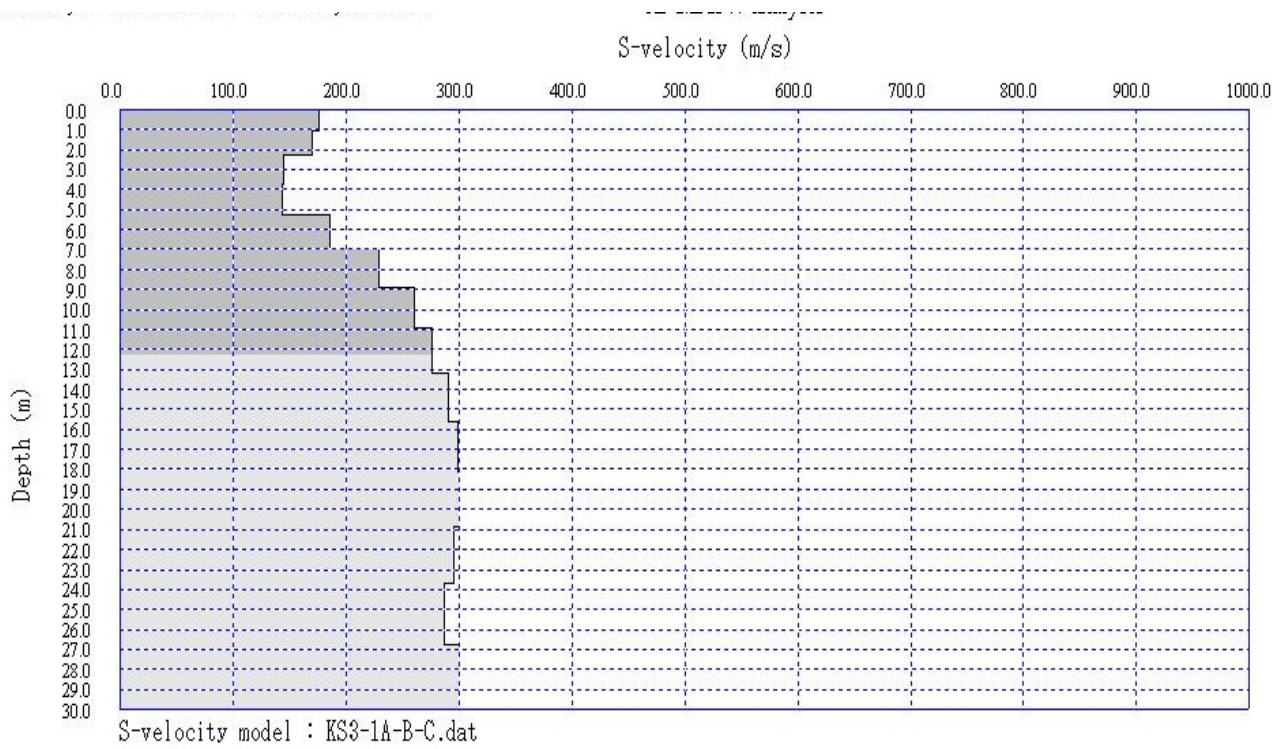
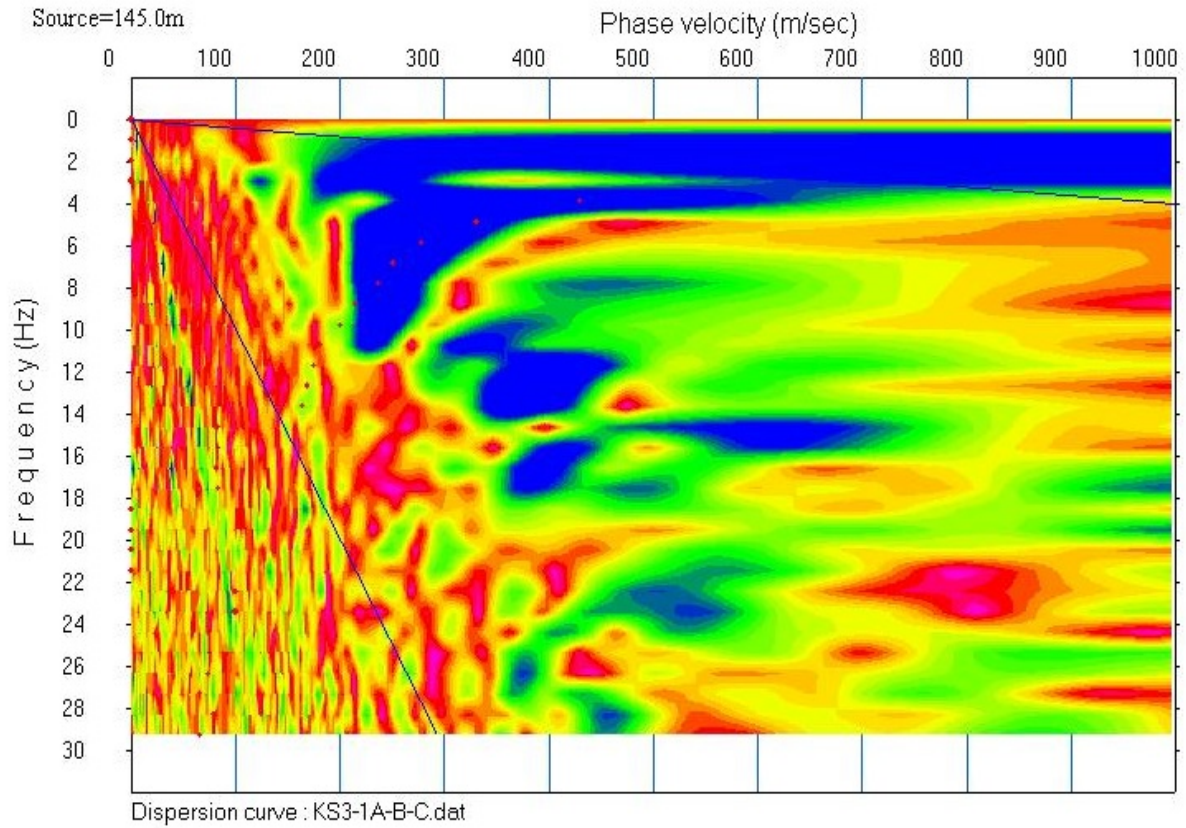
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 145 m



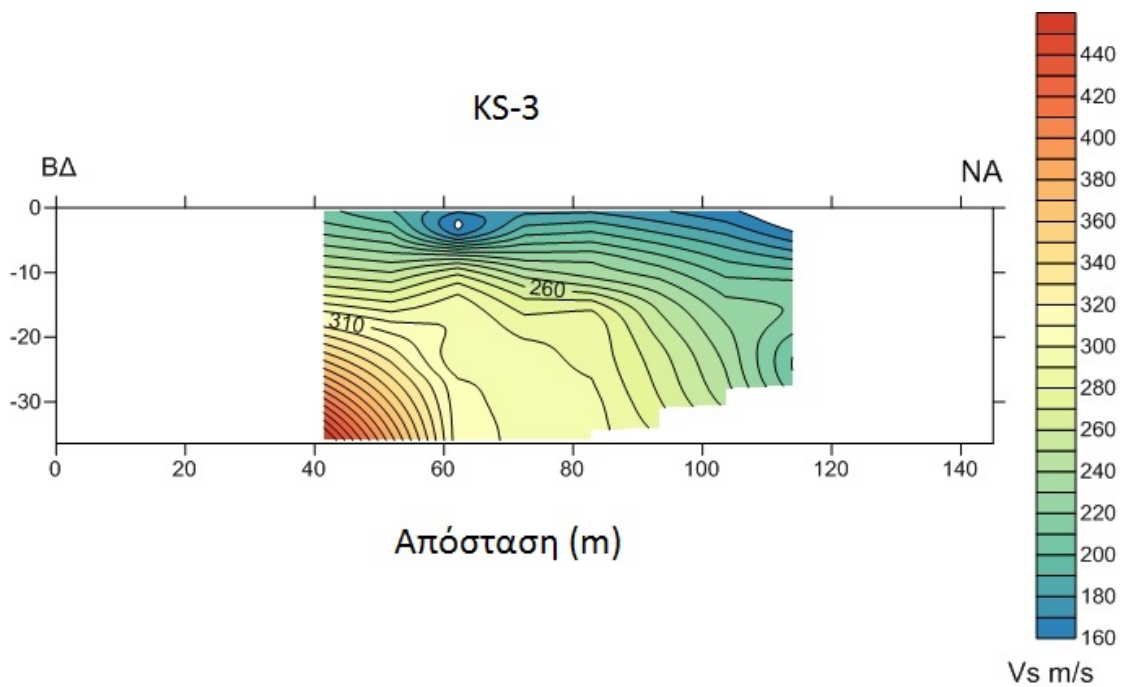
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 145 m , Διάταξη γεωφώνων :145 προς 0

-Σεισμική μέθοδος-

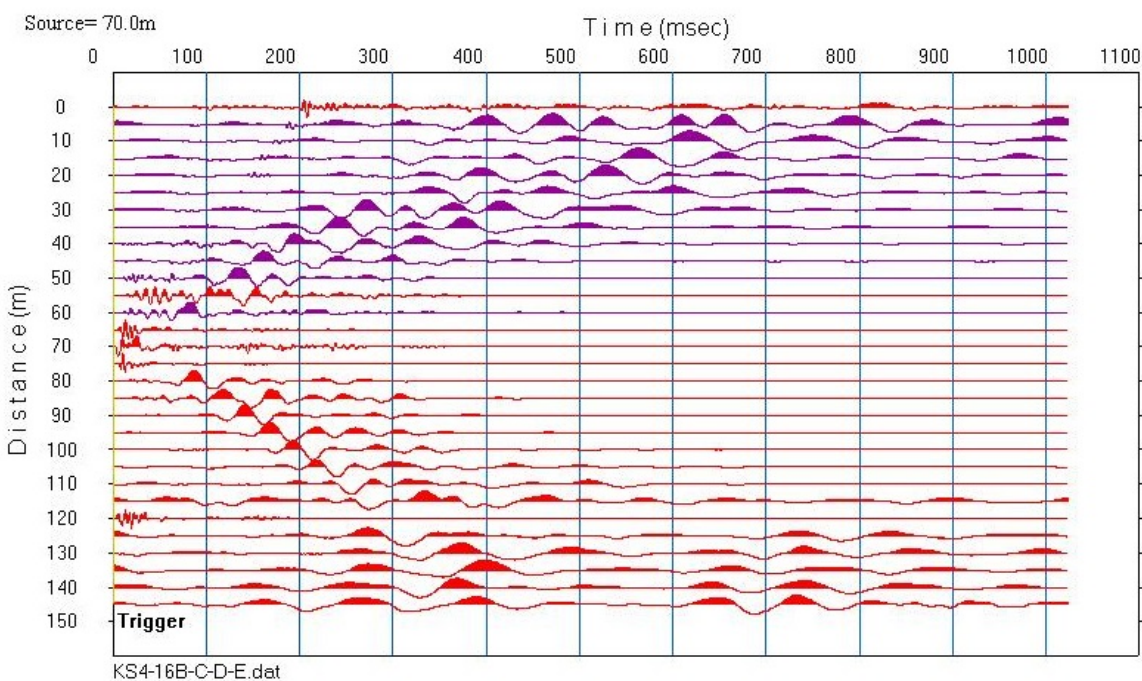


Τελική σεισμική τομή υπεδάφους



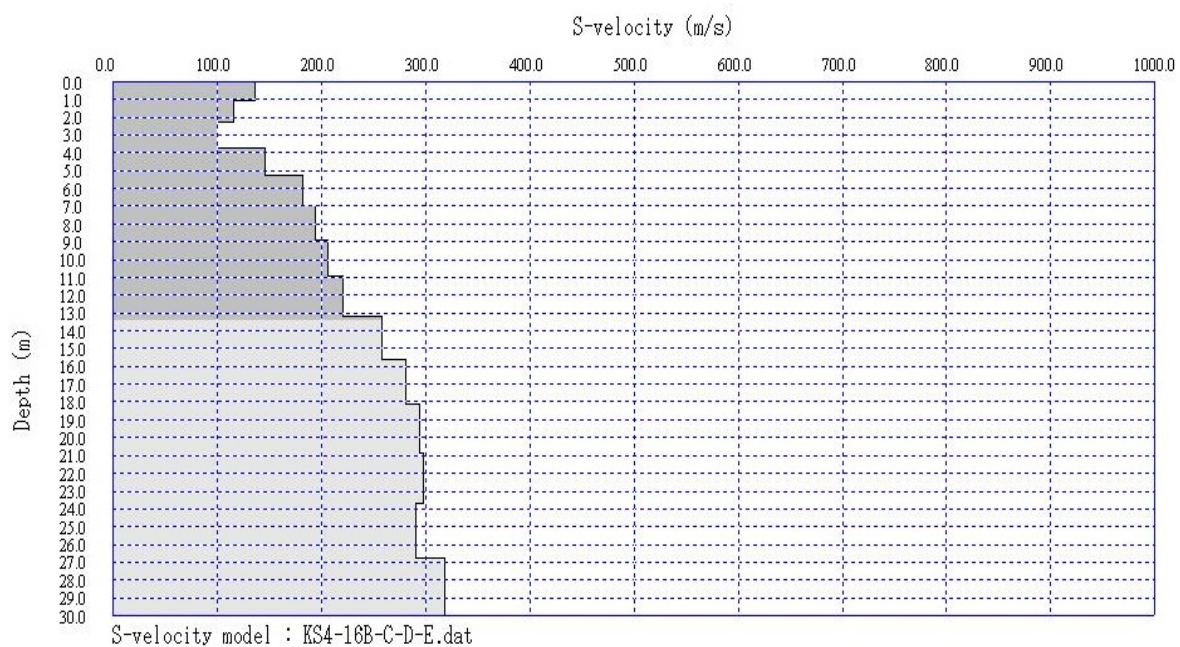
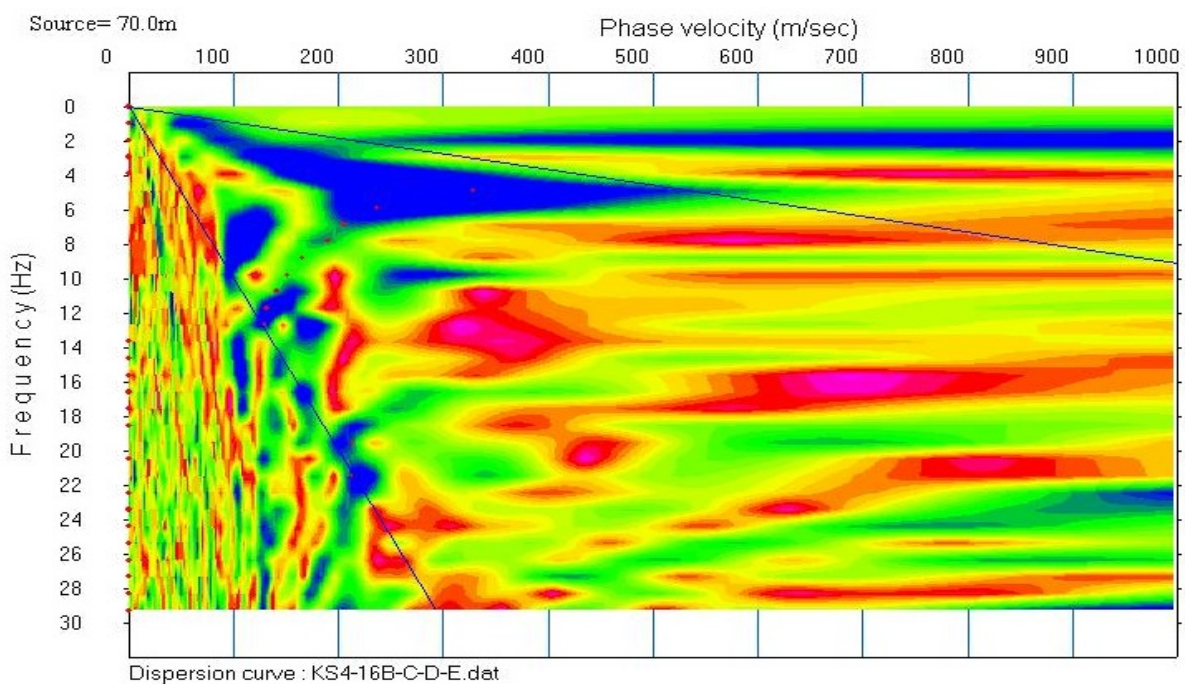
KS-4

Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 70 m

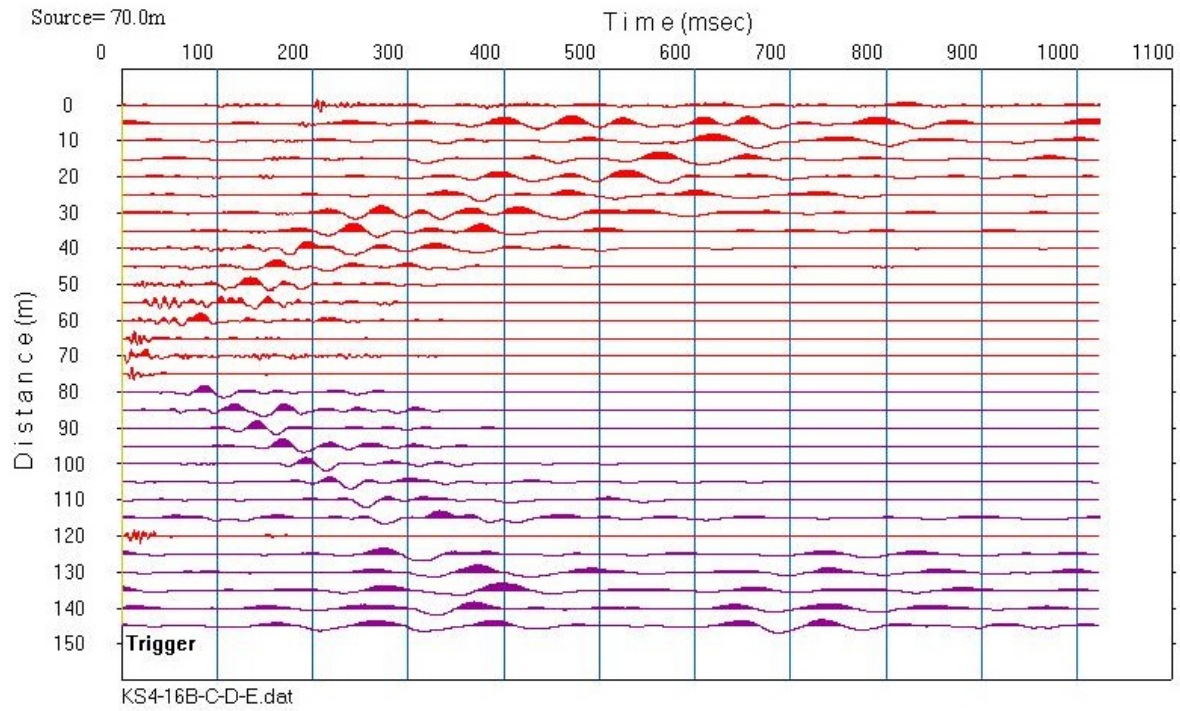


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 70 m , Διάταξη γεωφώνων :70 προς 0



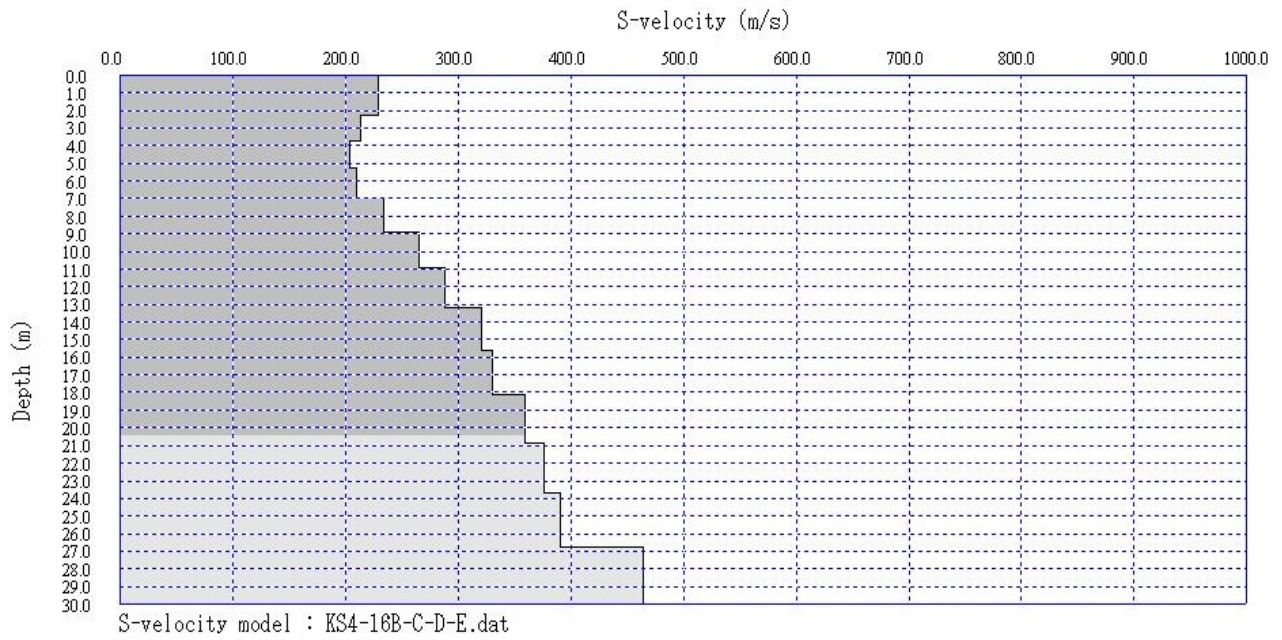
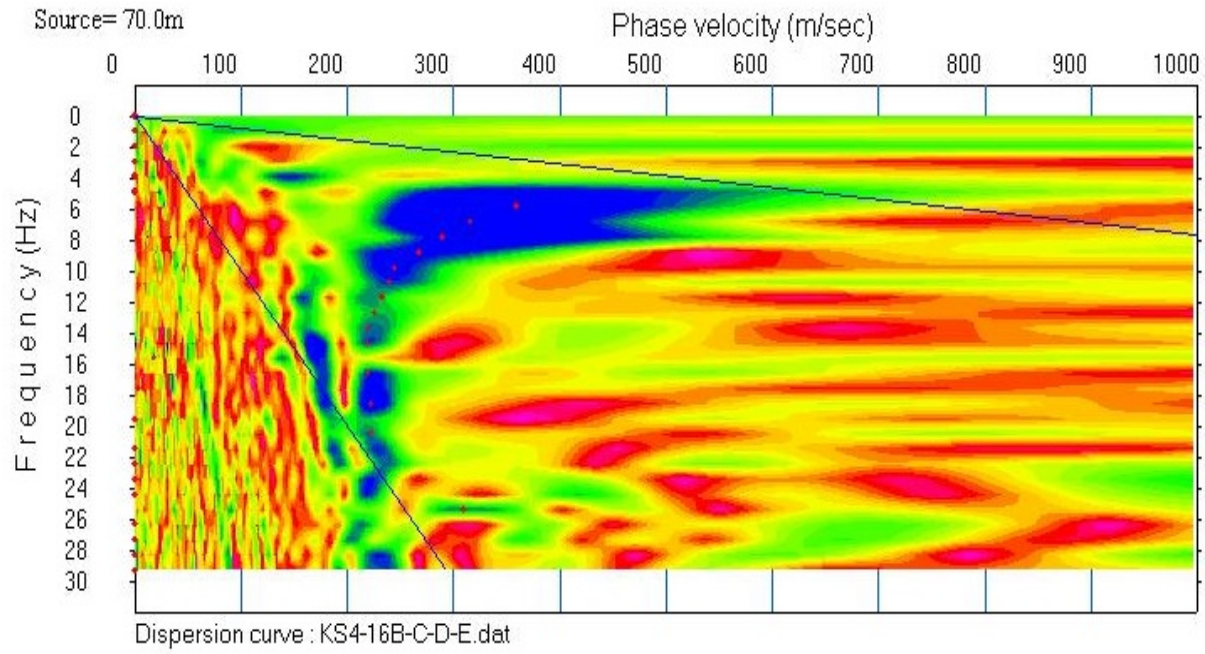
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 70 m



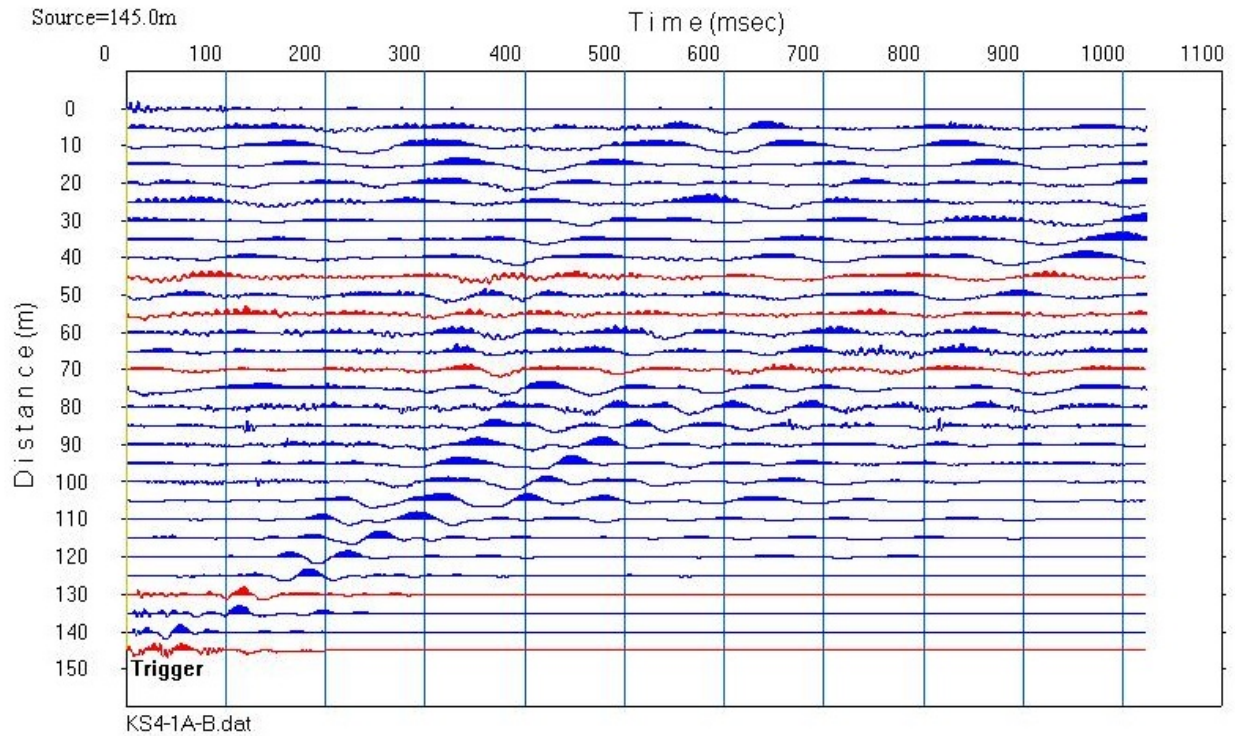
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 70 m , Διάταξη γεωφώνων :70 προς 145

-Σεισμική μέθοδος-



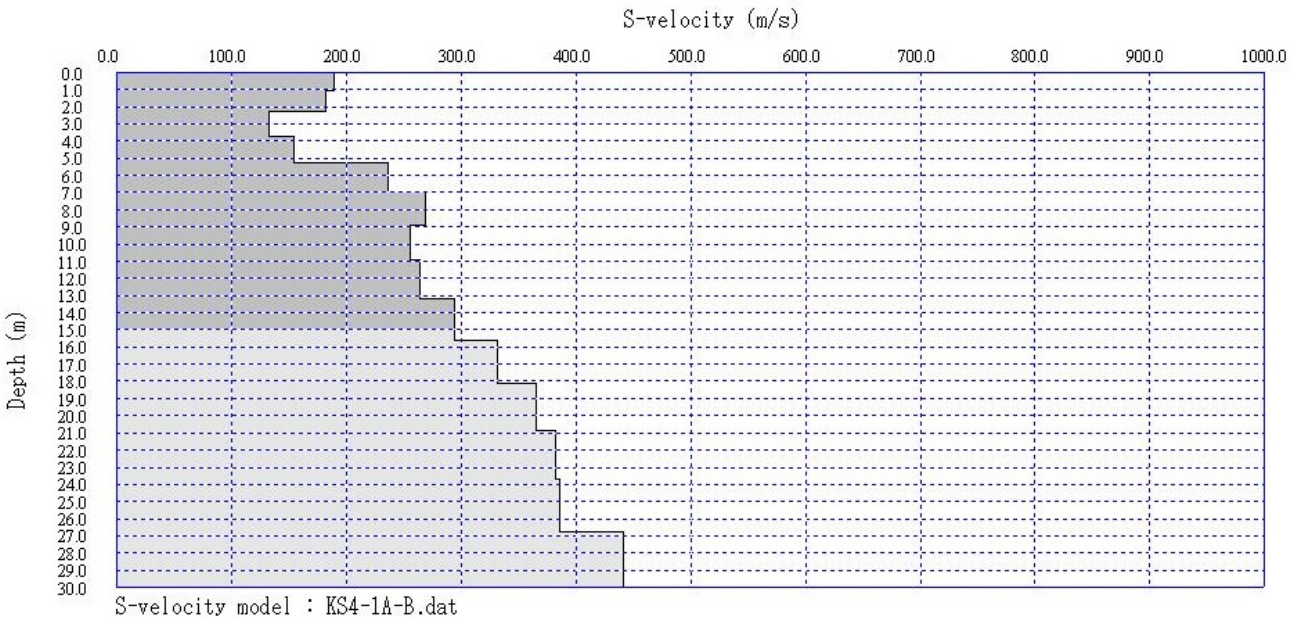
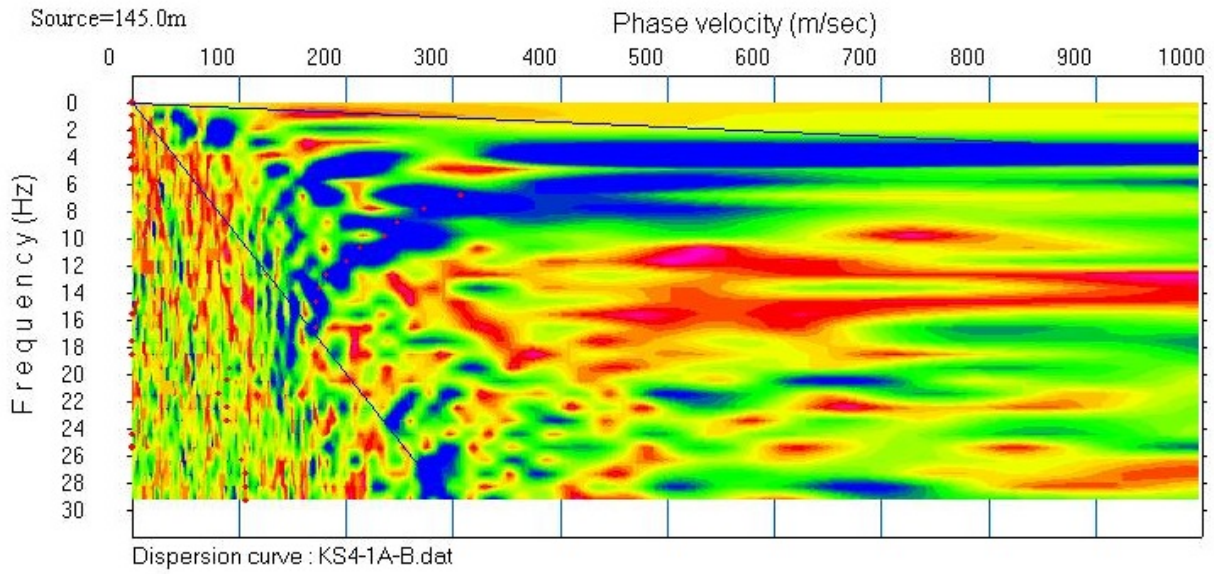
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 145 m



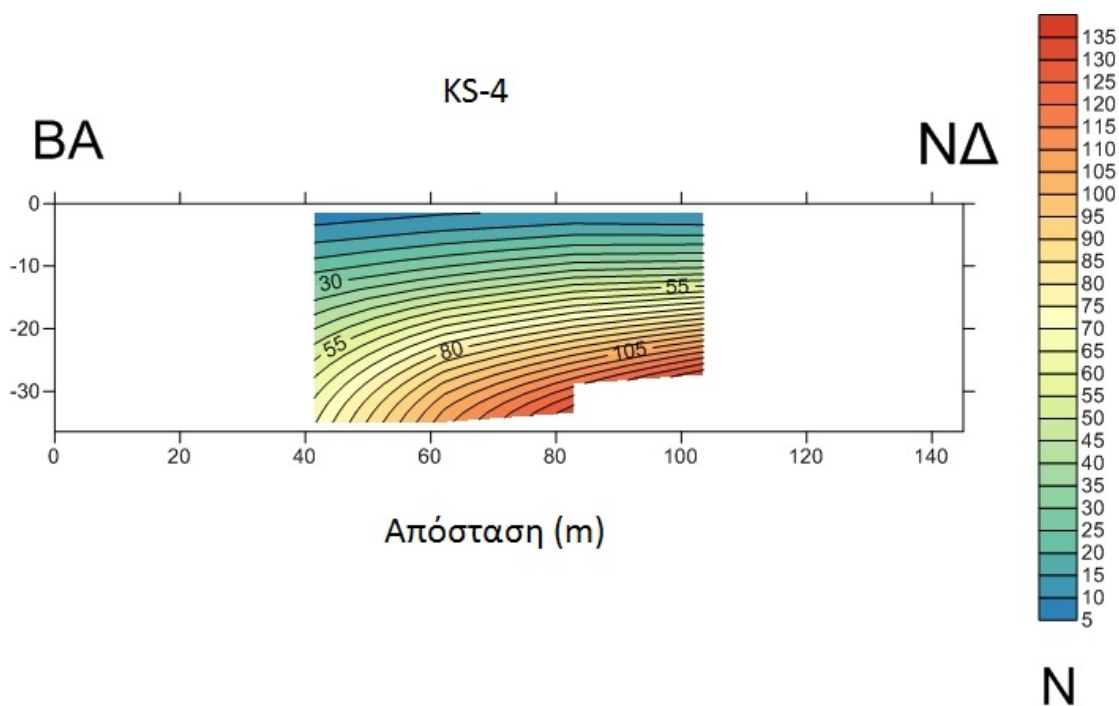
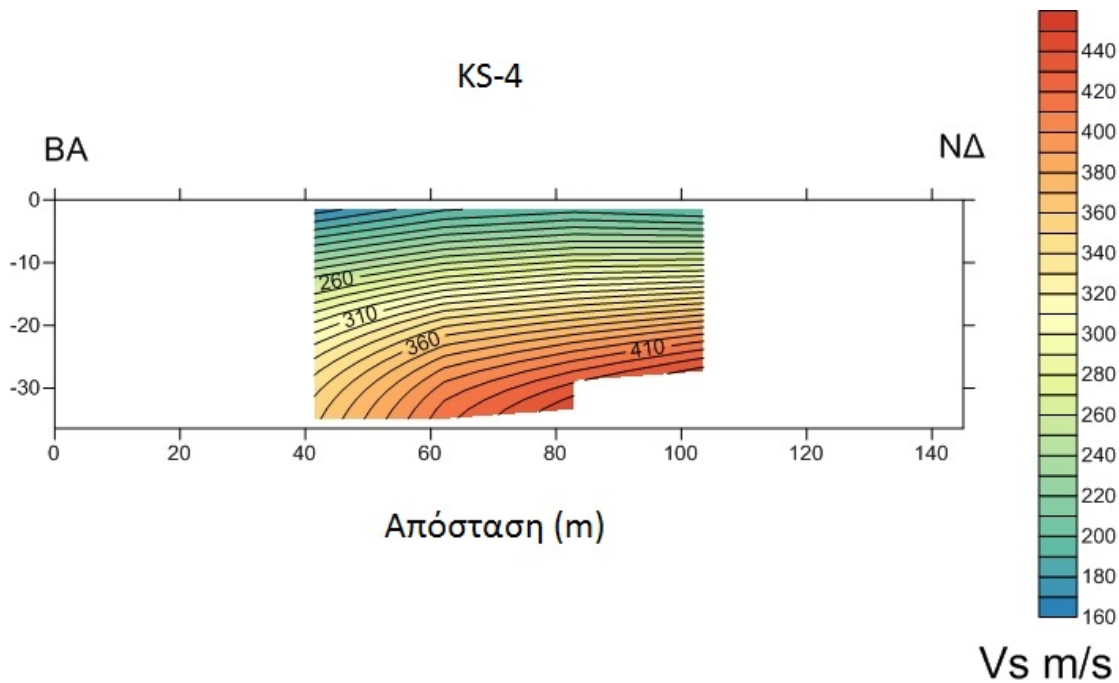
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 145 m , Διάταξη γεωφώνων :145 προς 0

-Σεισμική μέθοδος-

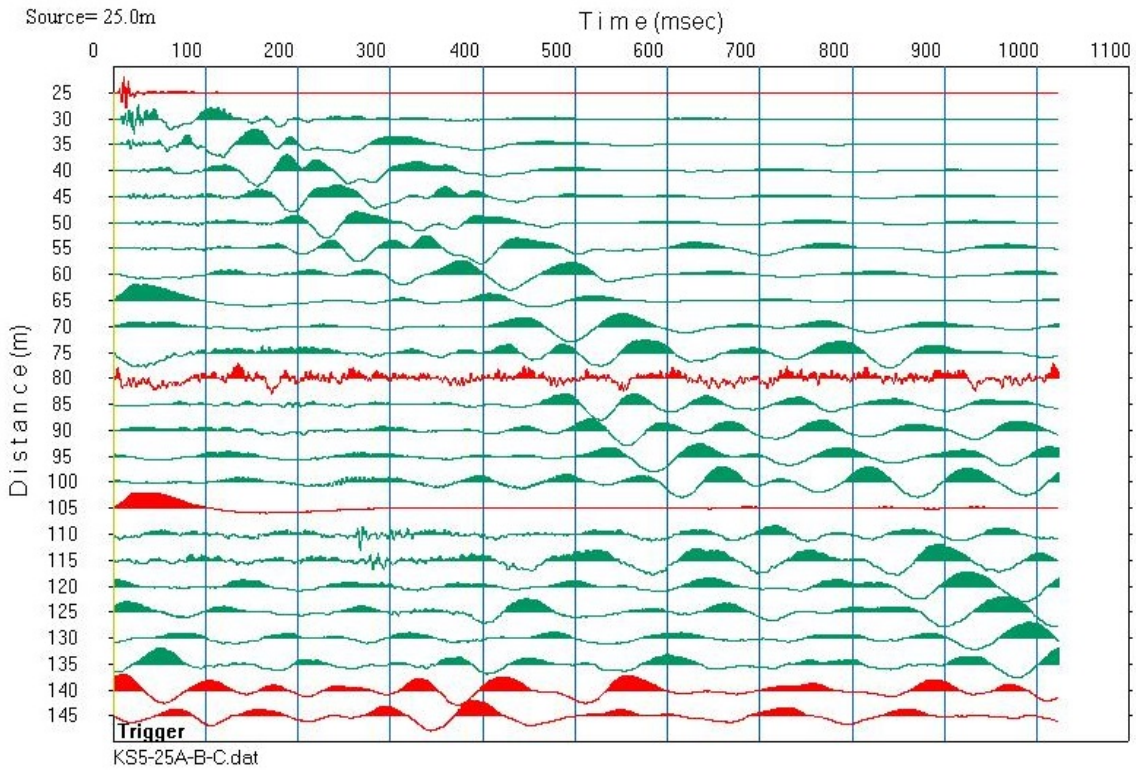


Τελική σεισμική τομή υπεδάφους



KS-5

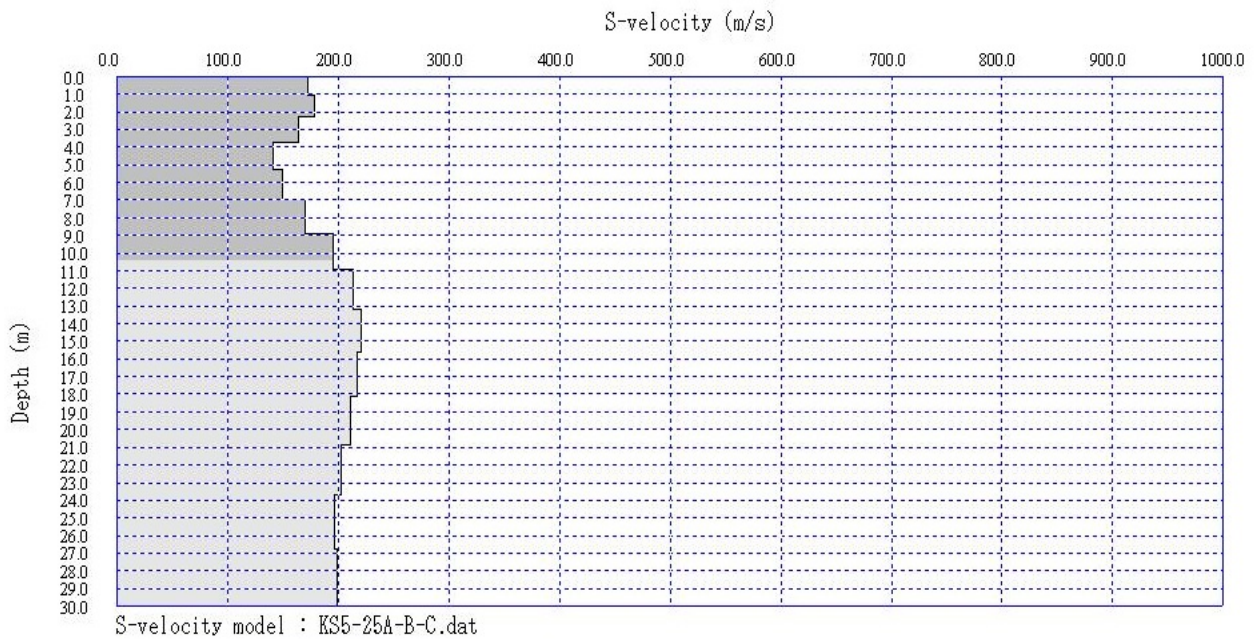
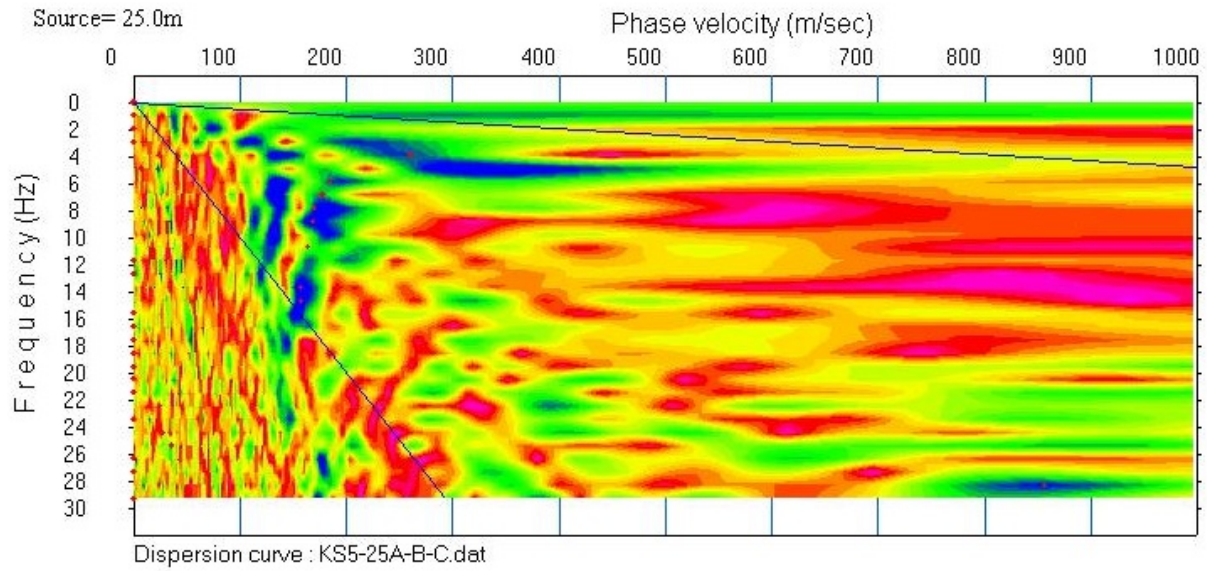
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 25 m



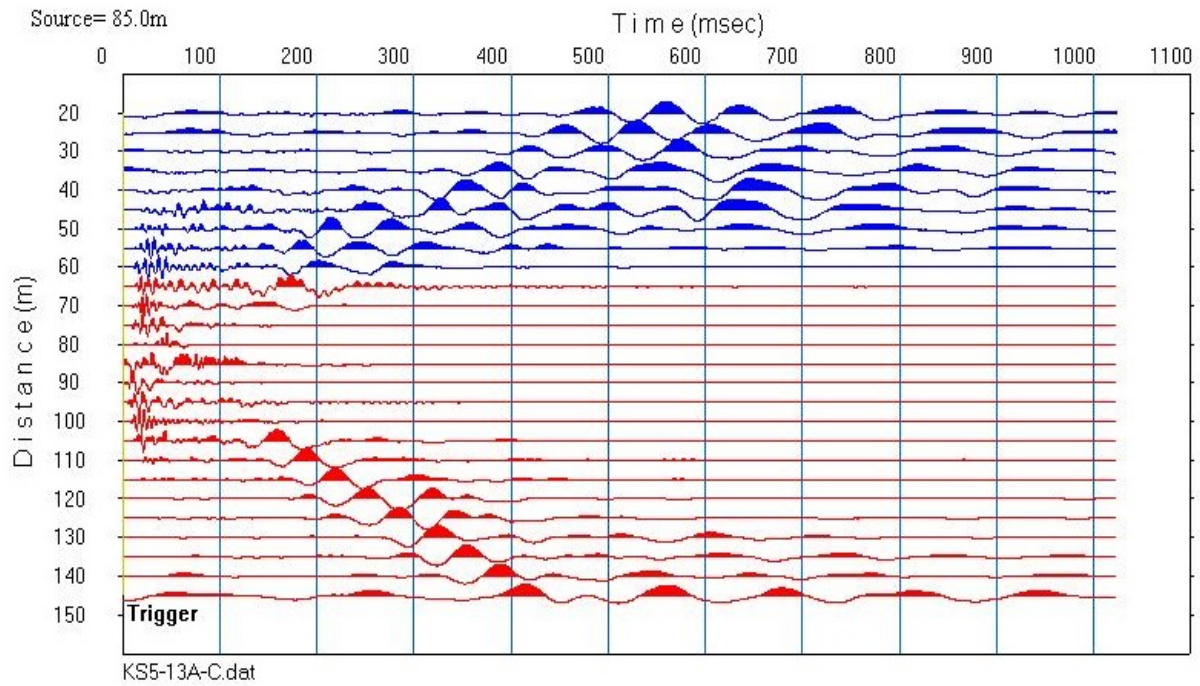
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 25 m , Διάταξη γεωφώνων :25 προς 145

-Σεισμική μέθοδος-



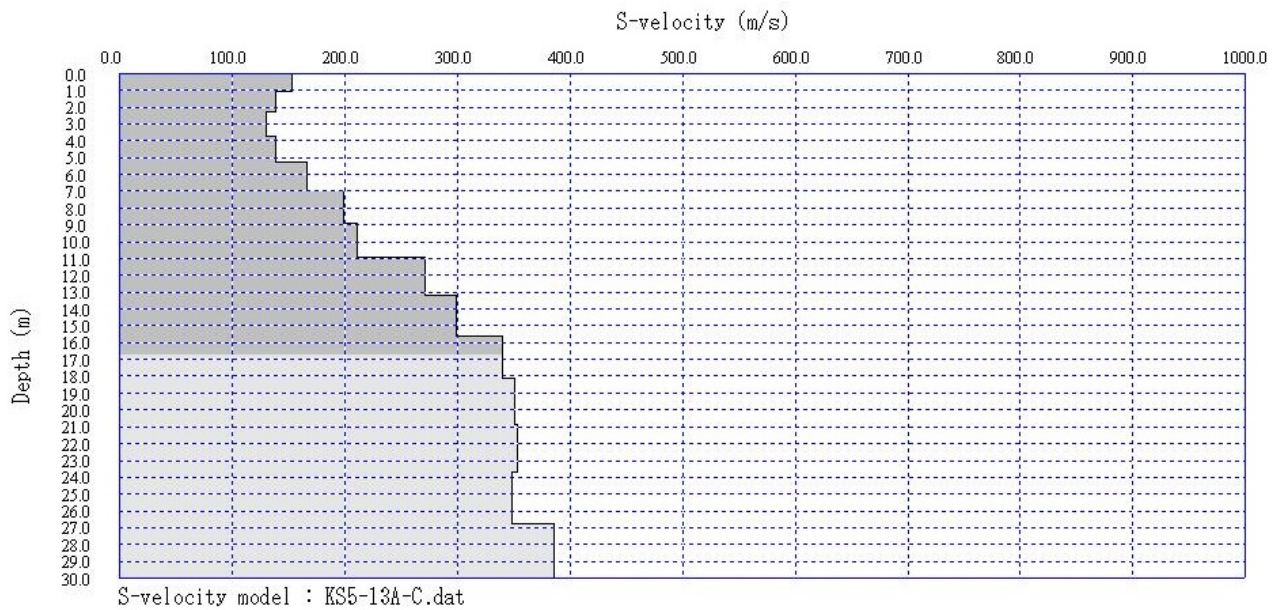
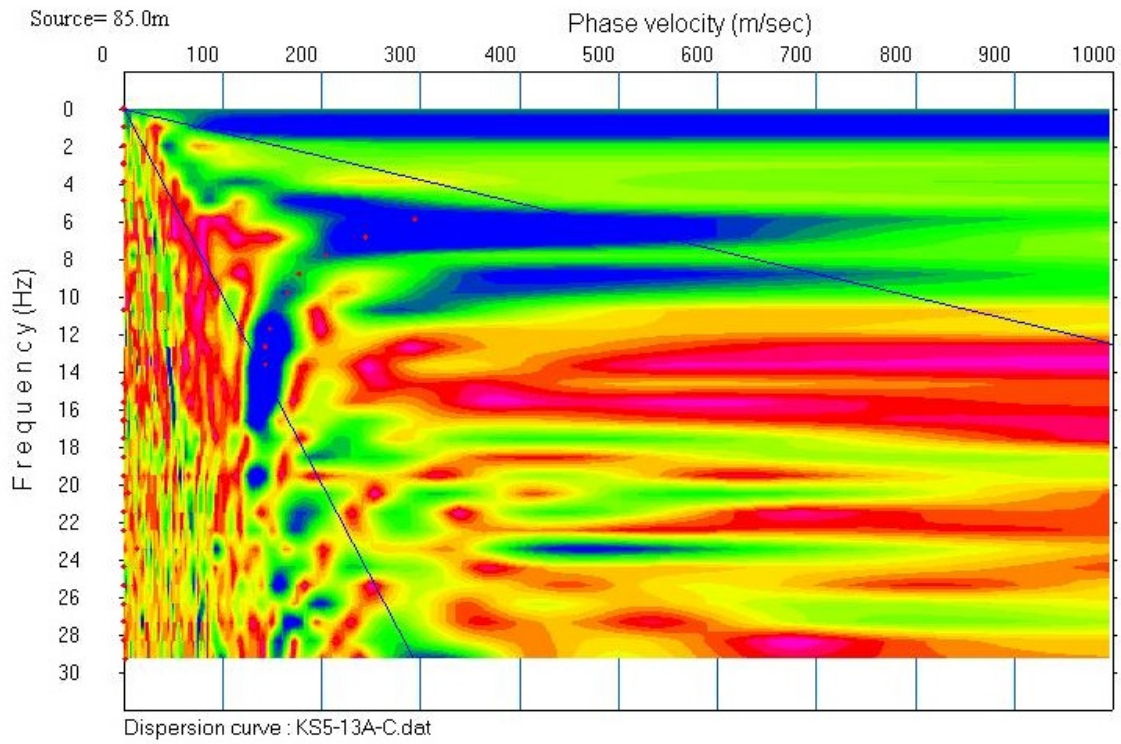
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 85 m



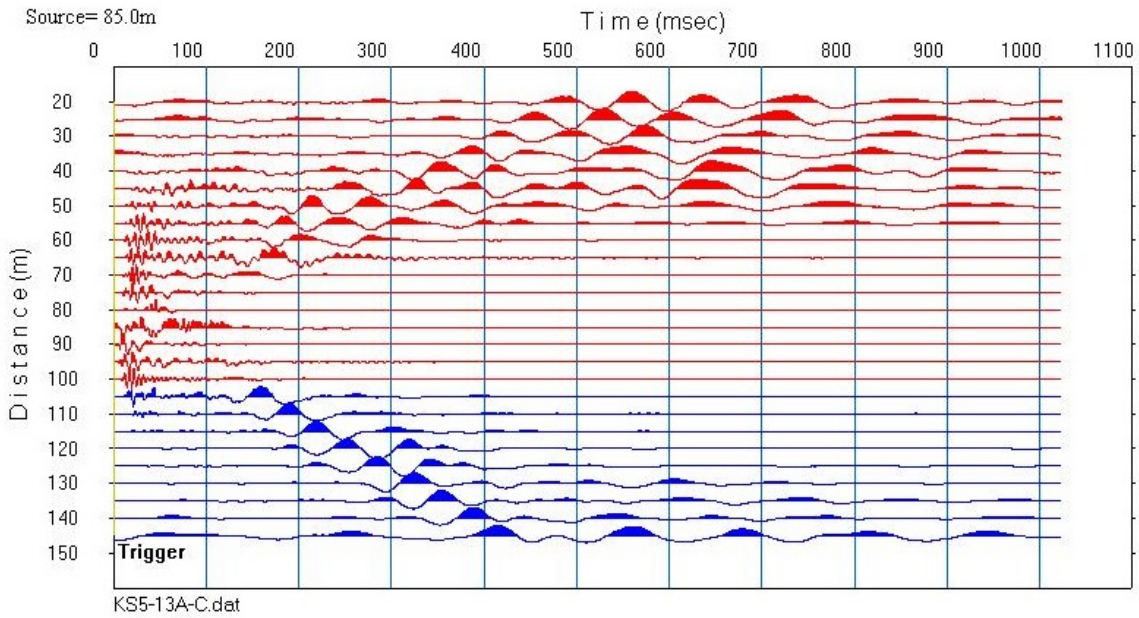
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 85 m , Διάταξη γεωφώνων :85 προς 0

-Σεισμική μέθοδος-

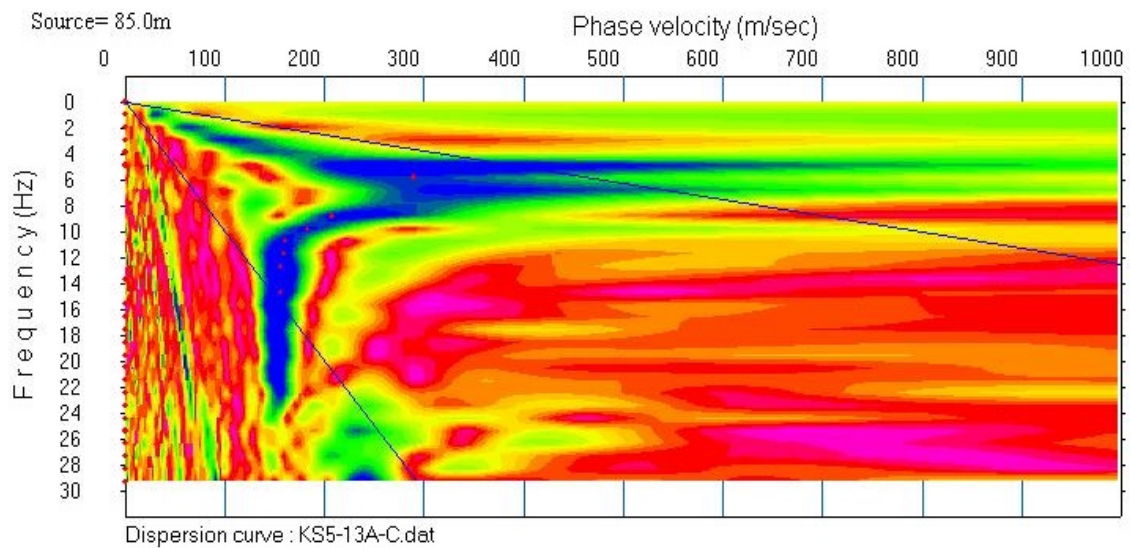


Σεισμογράμμα με την πηγή στα 85 m

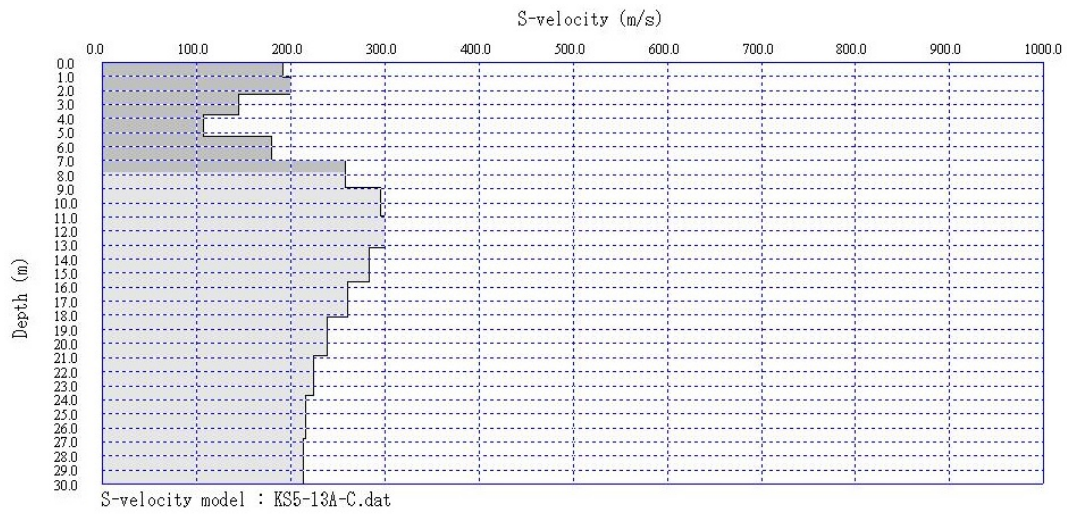


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

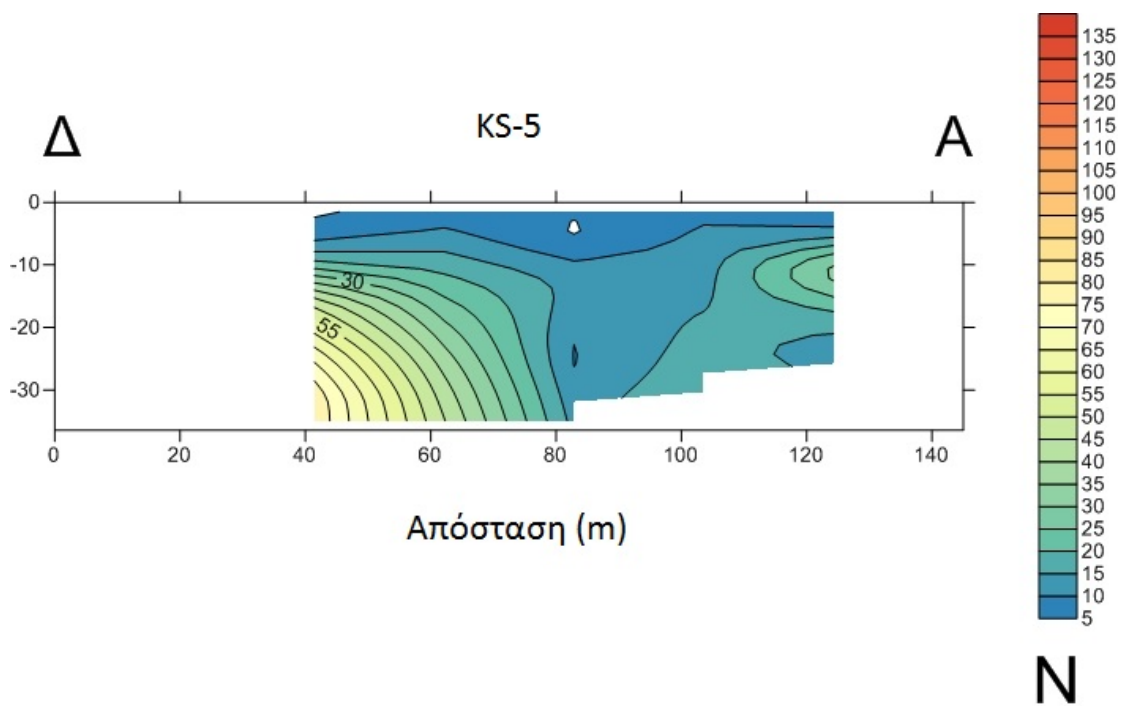
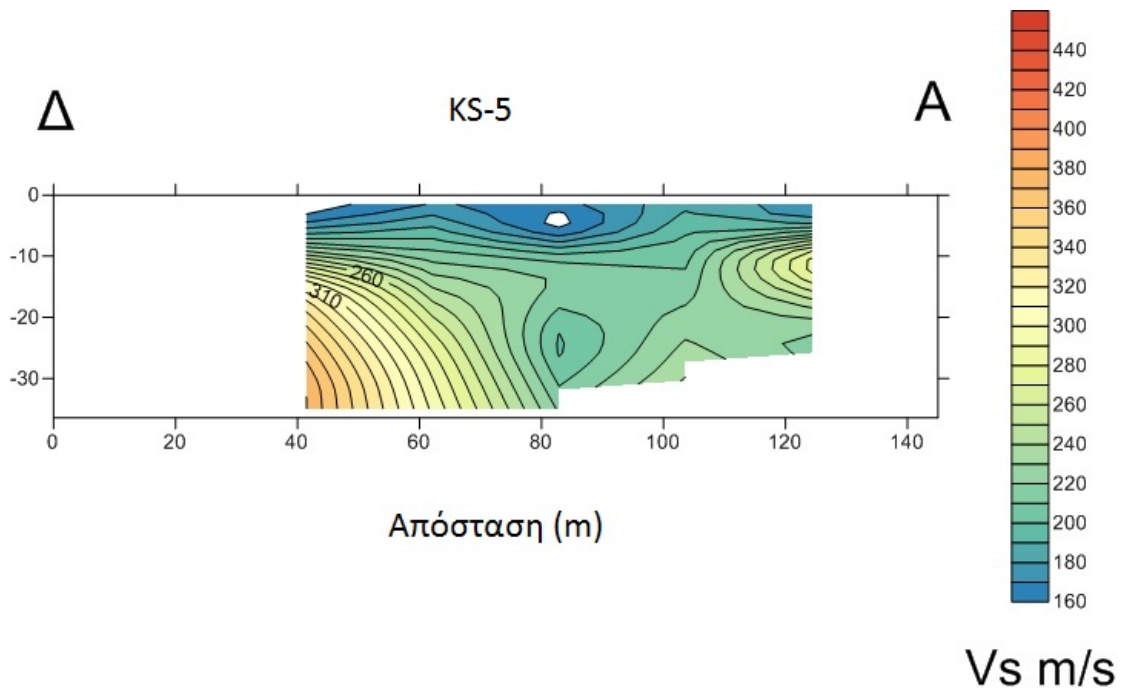
Πηγή : 85 m , Διάταξη γεωφώνων :85 προς 145



-Σεισμική μέθοδος-

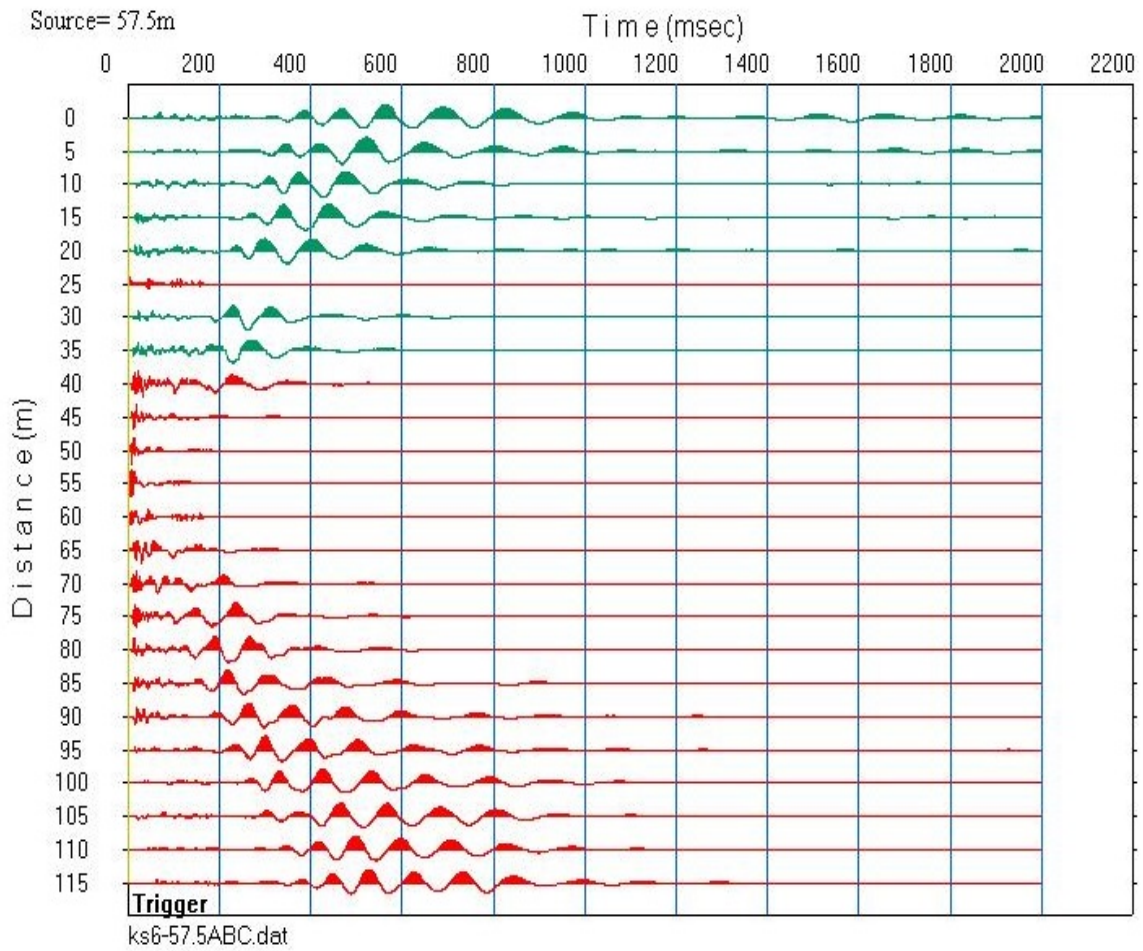


Τελική σεισμική τομή υπεδάφους



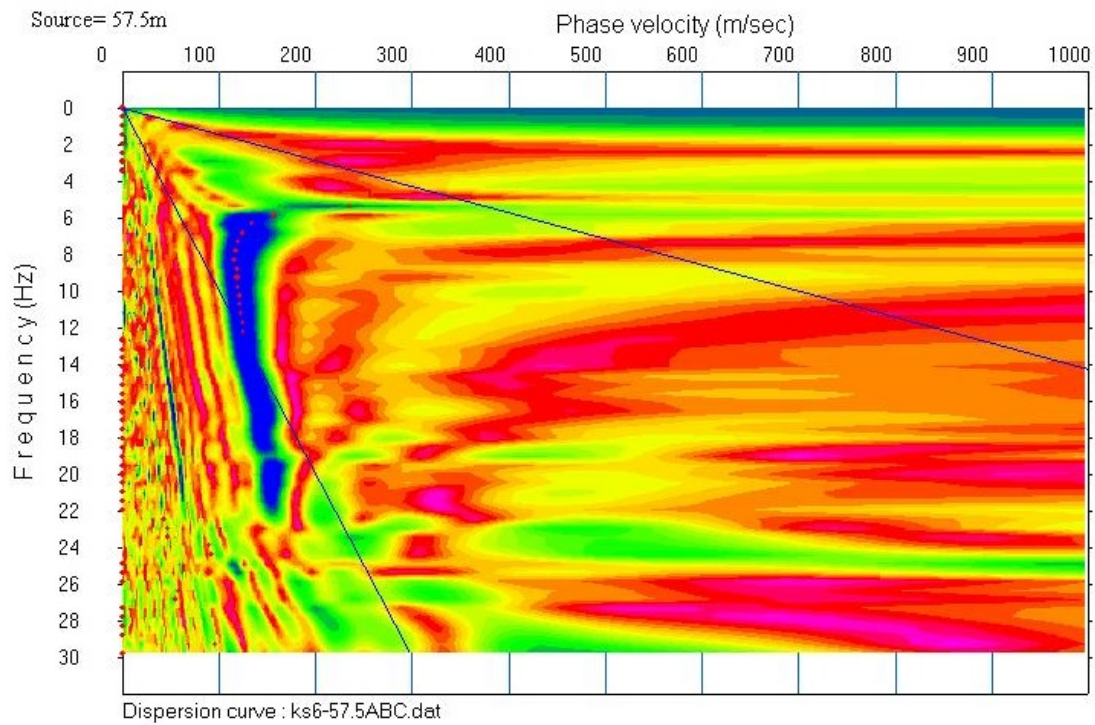
KS-6

Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 57,5 m

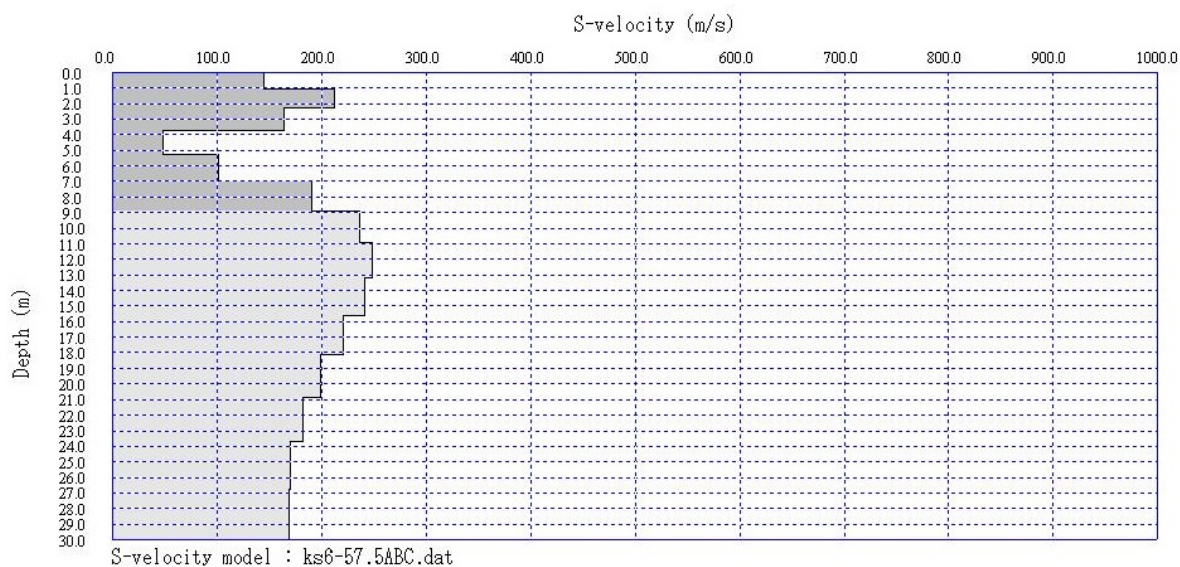


MASW επεξεργασία και ερμηνεία

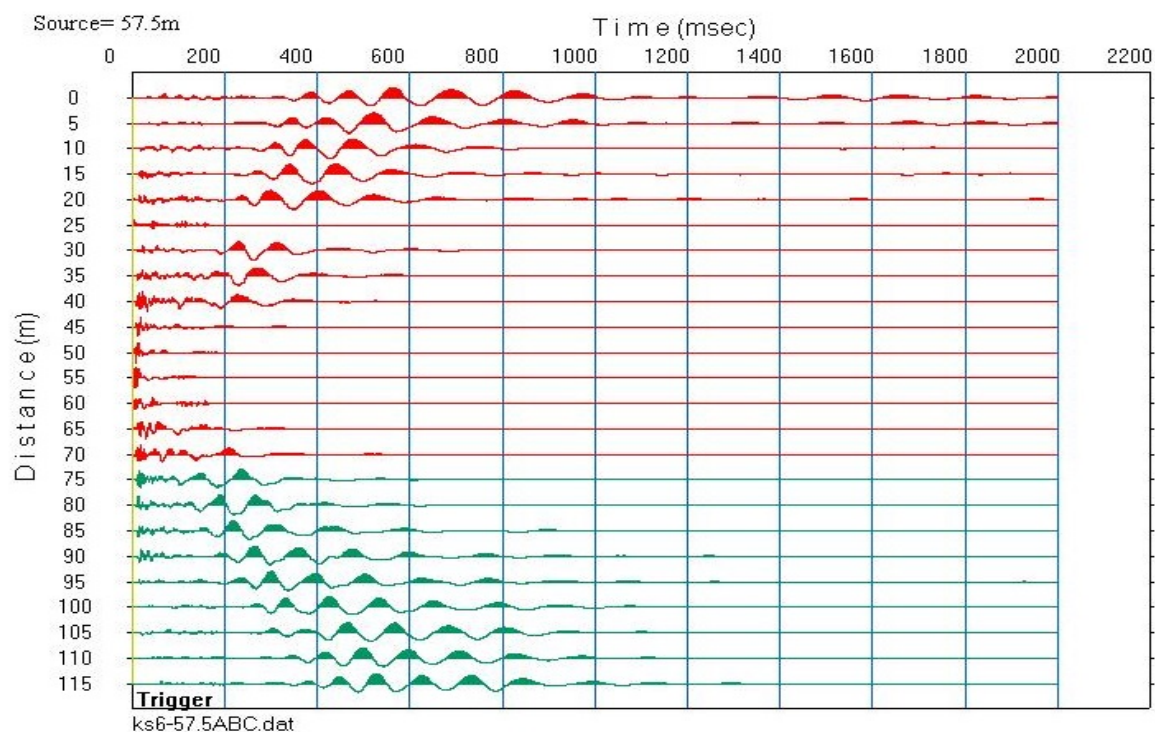
Πηγή : 57,5 m , Διάταξη γεωφώνων :57,5 προς 0



-Σεισμική μέθοδος-



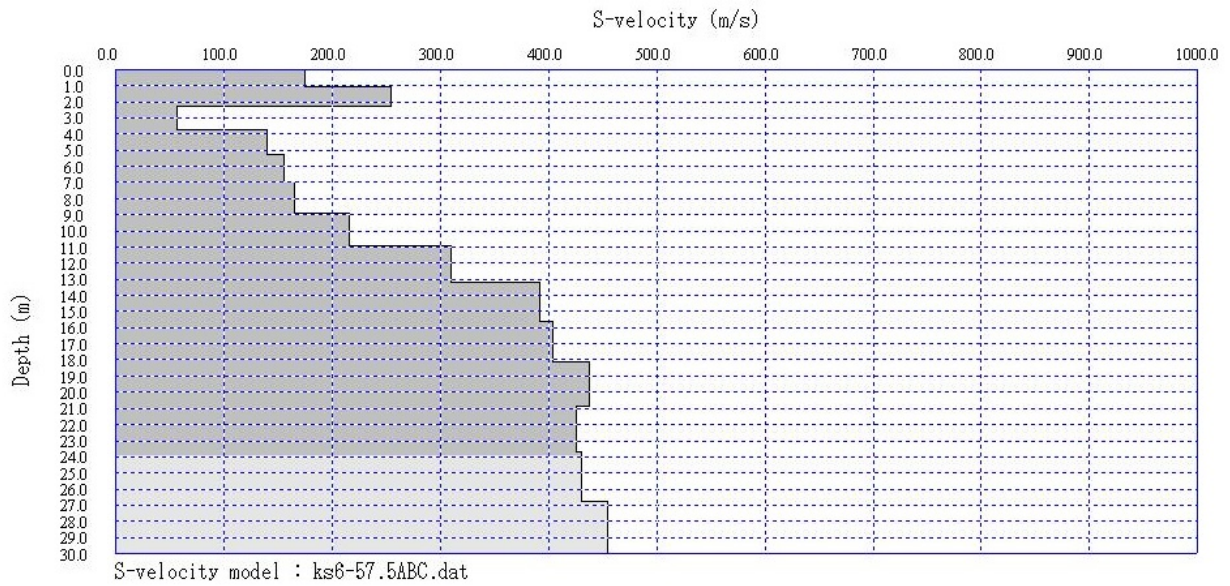
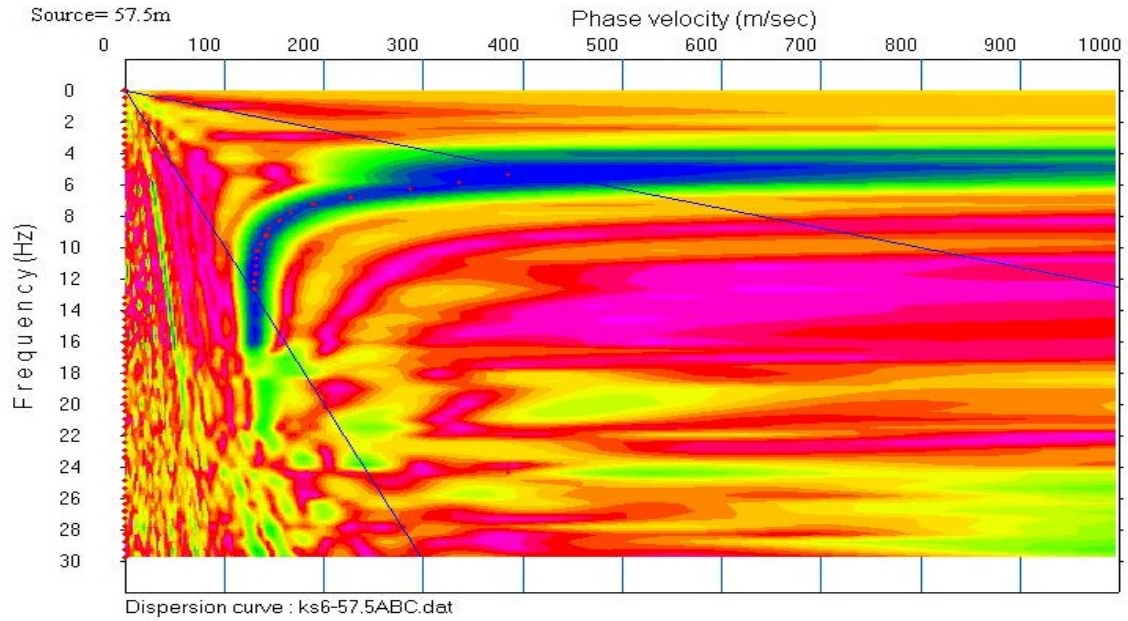
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 57,5 m



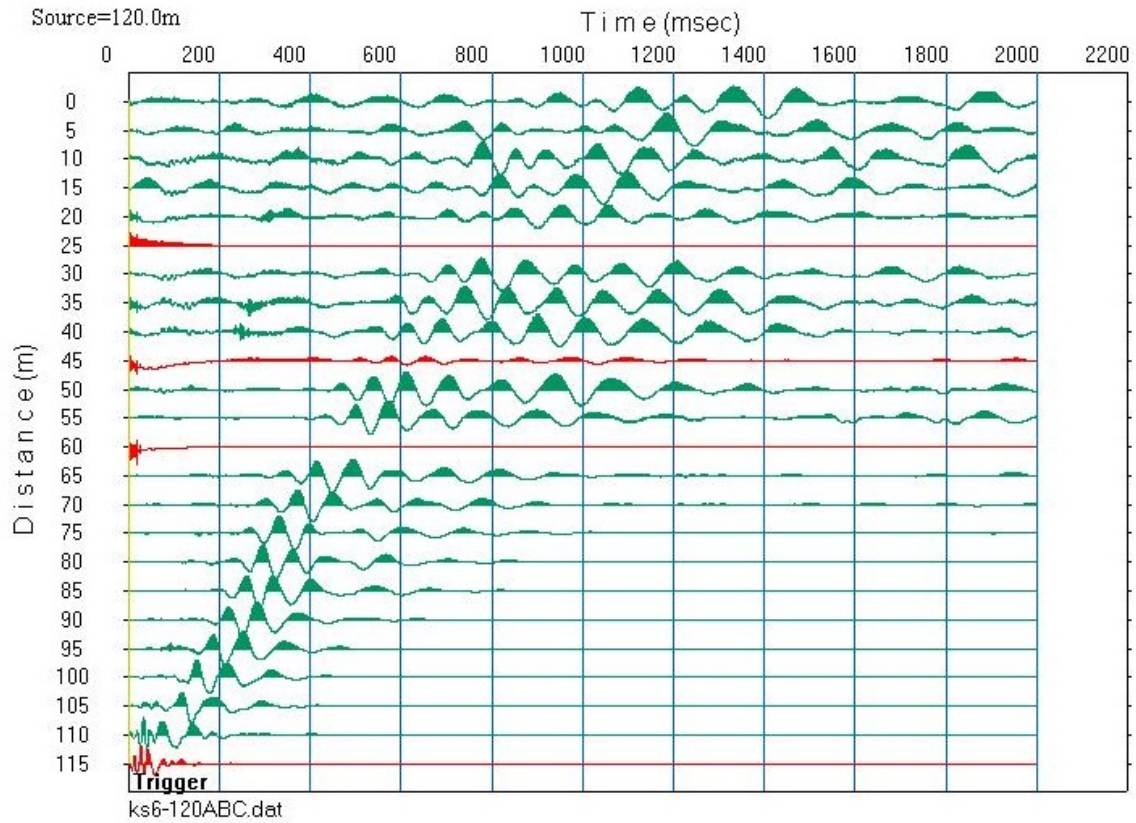
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 57,5 m , Διάταξη γεωφώνων :57,5 προς 115

-Σεισμική μέθοδος-



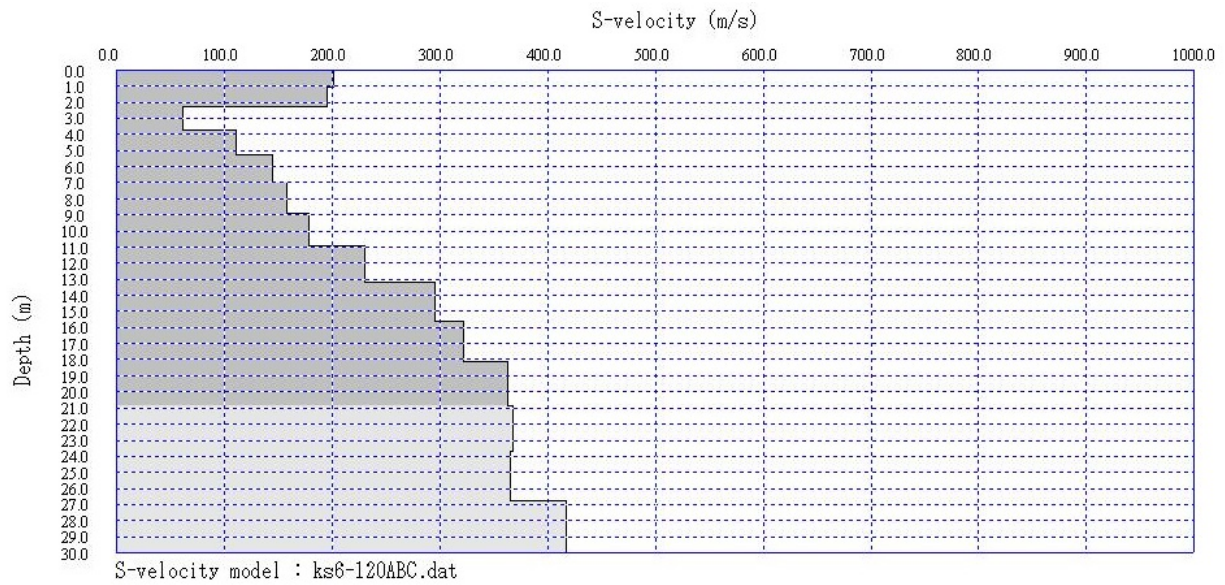
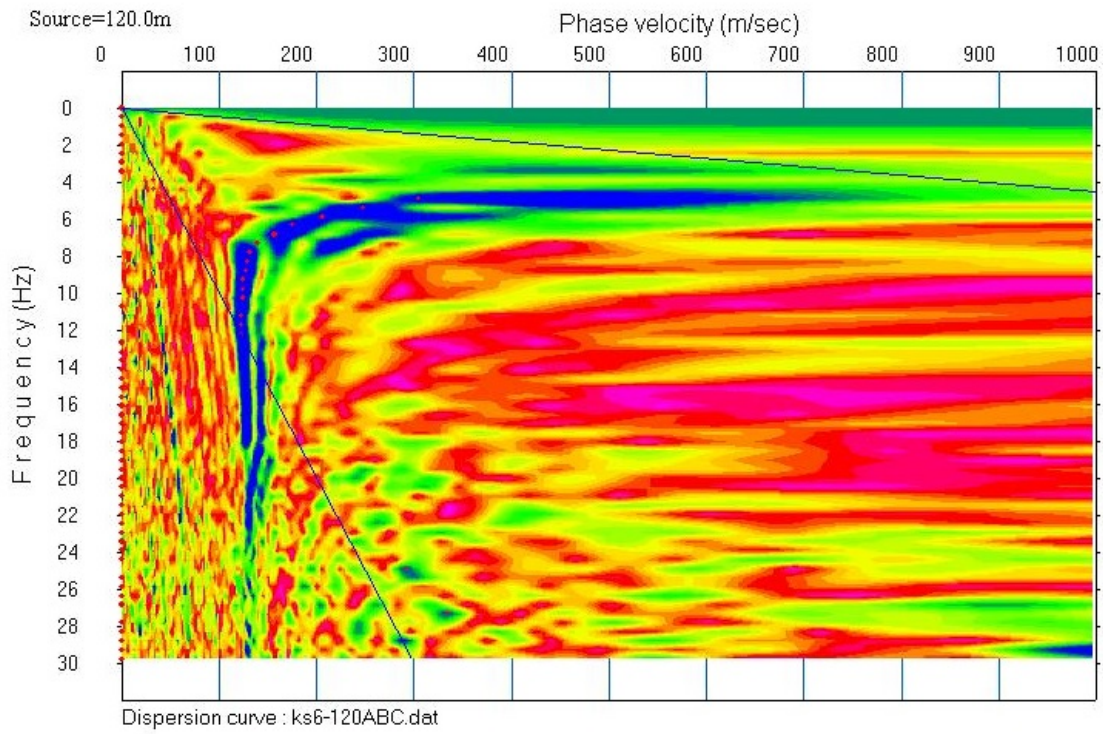
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 120 m



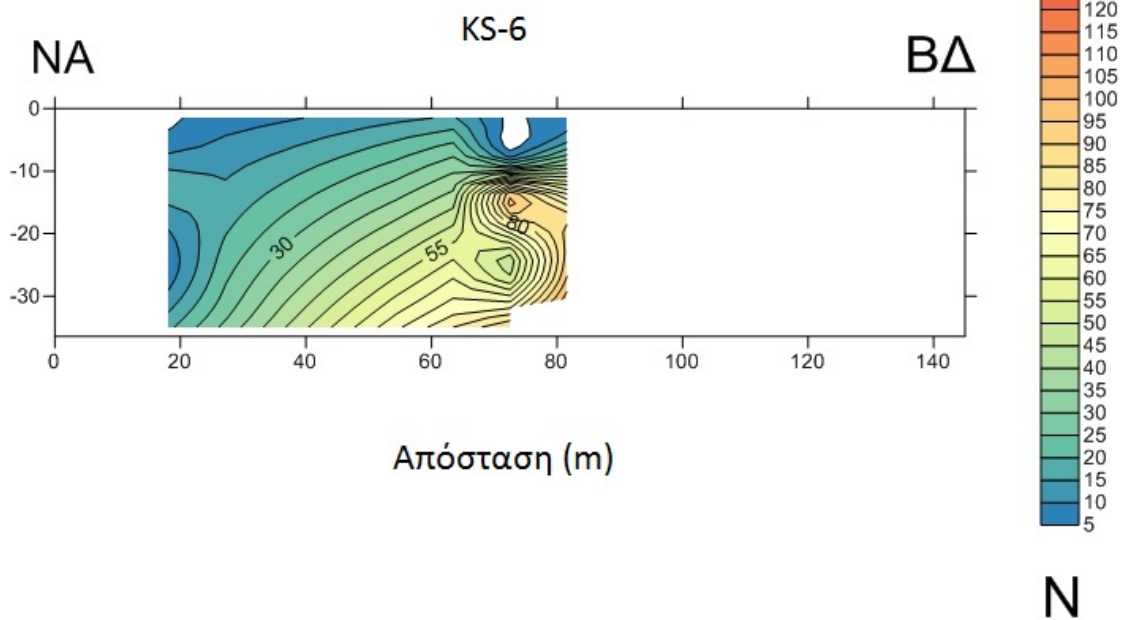
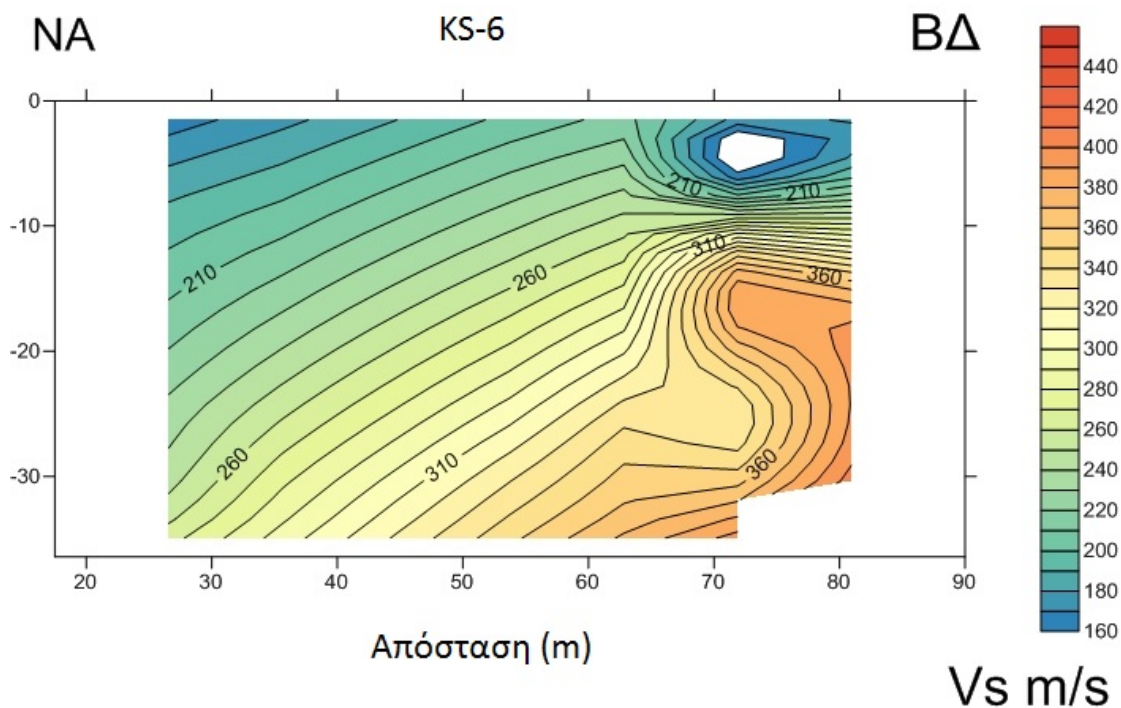
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 120 m , Διάταξη γεωφώνων :120 προς 0

-Σεισμική μέθοδος-

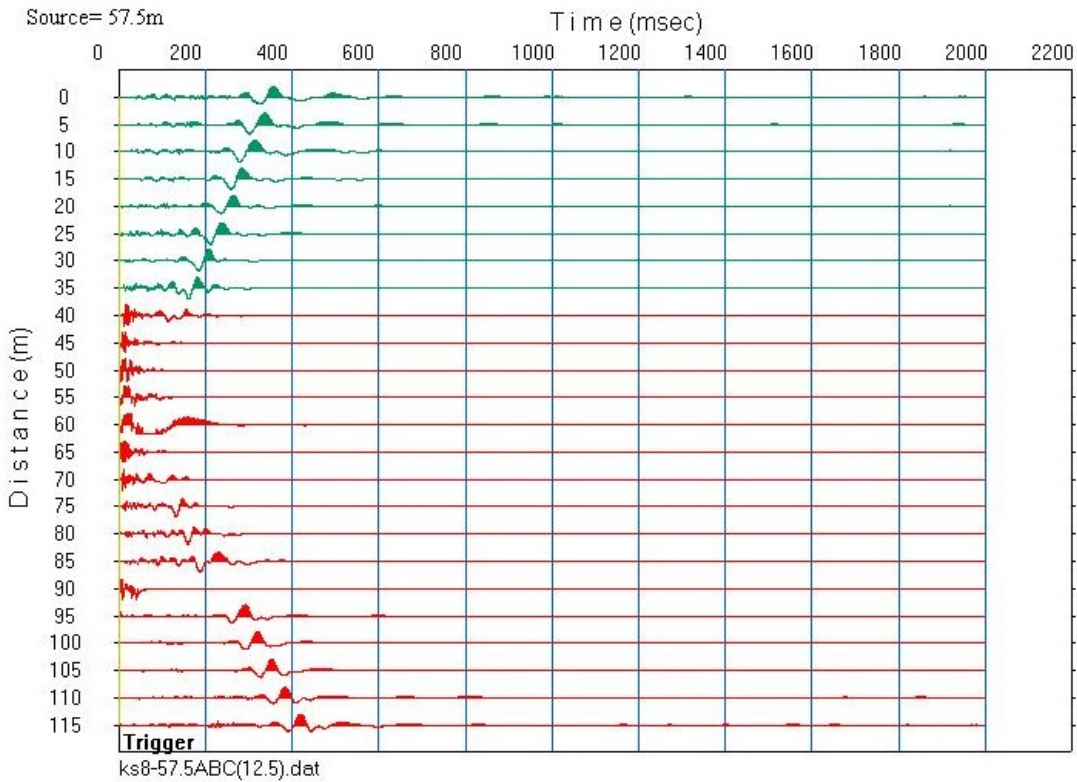


Τελική σεισμική τομή υπεδάφους



KS-8

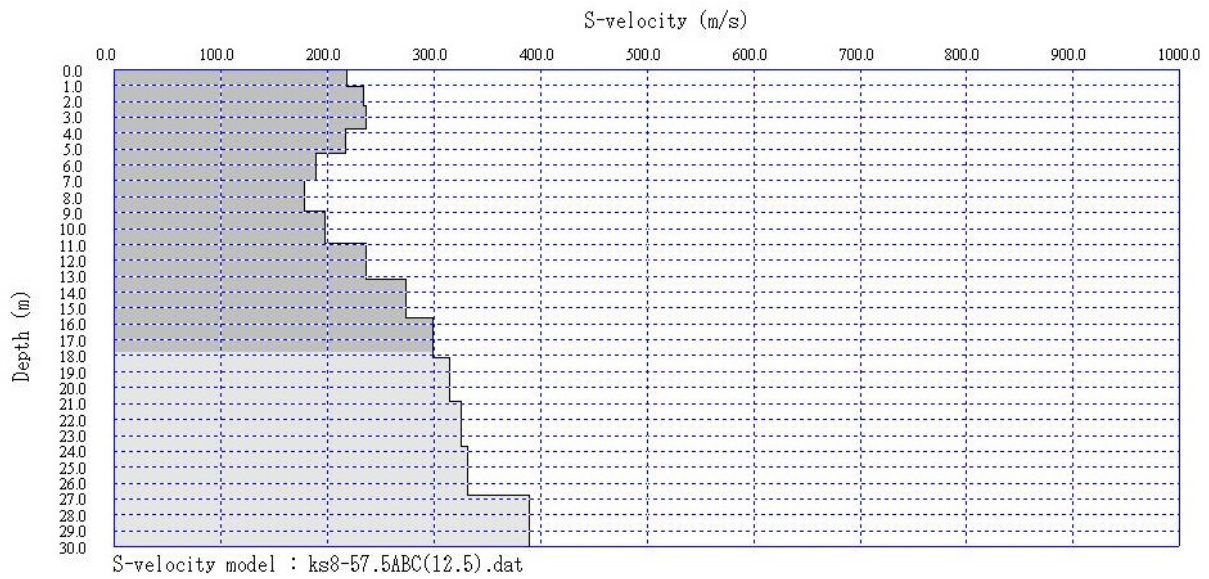
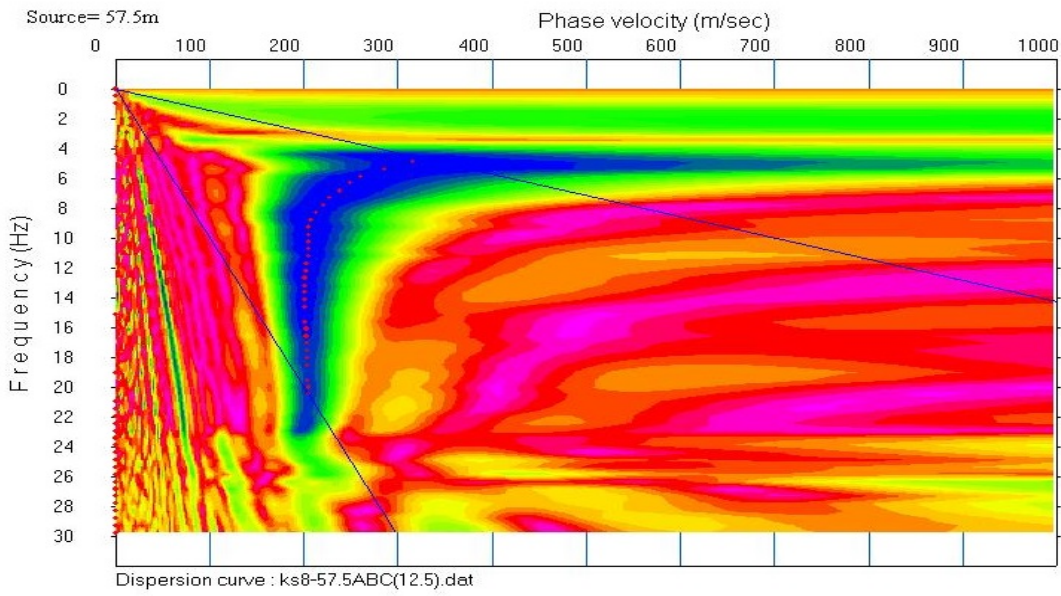
Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 57,5 m



MASW επεξεργασία και ερμηνεία

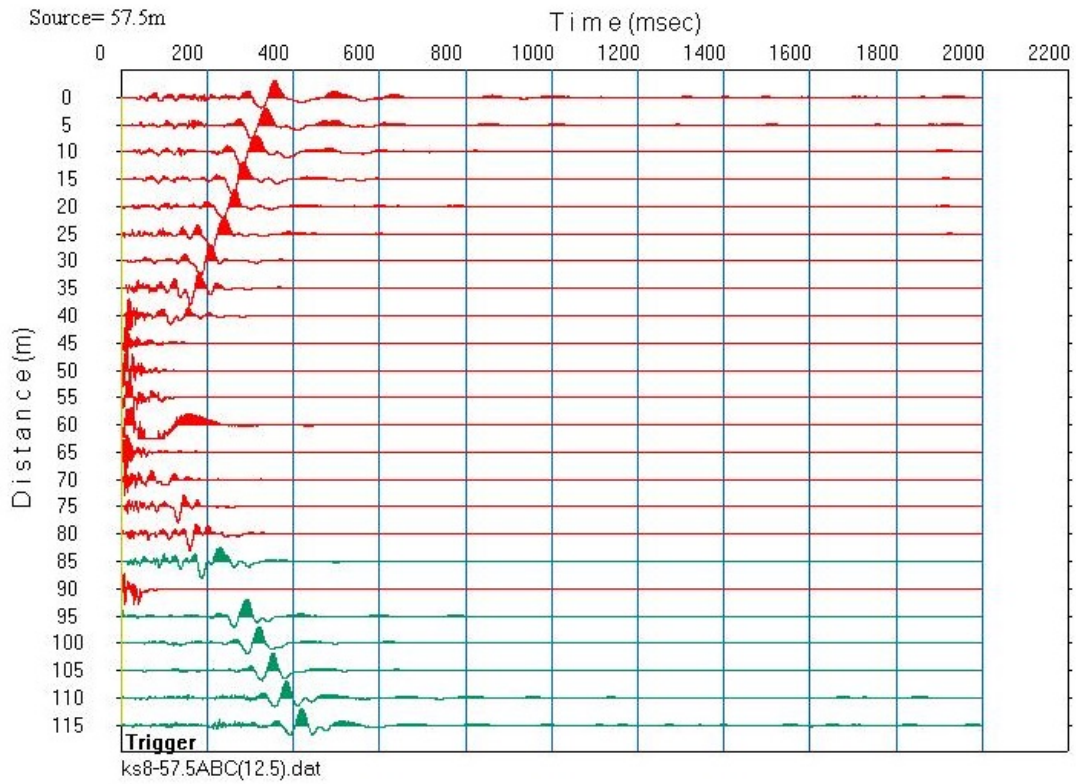
Πηγή : 57,5 m , Διάταξη γεωφώνων :57,5 προς 0

-Σεισμική μέθοδος-



Σεισμόγραμμα με την πηγή στα 57,5 m

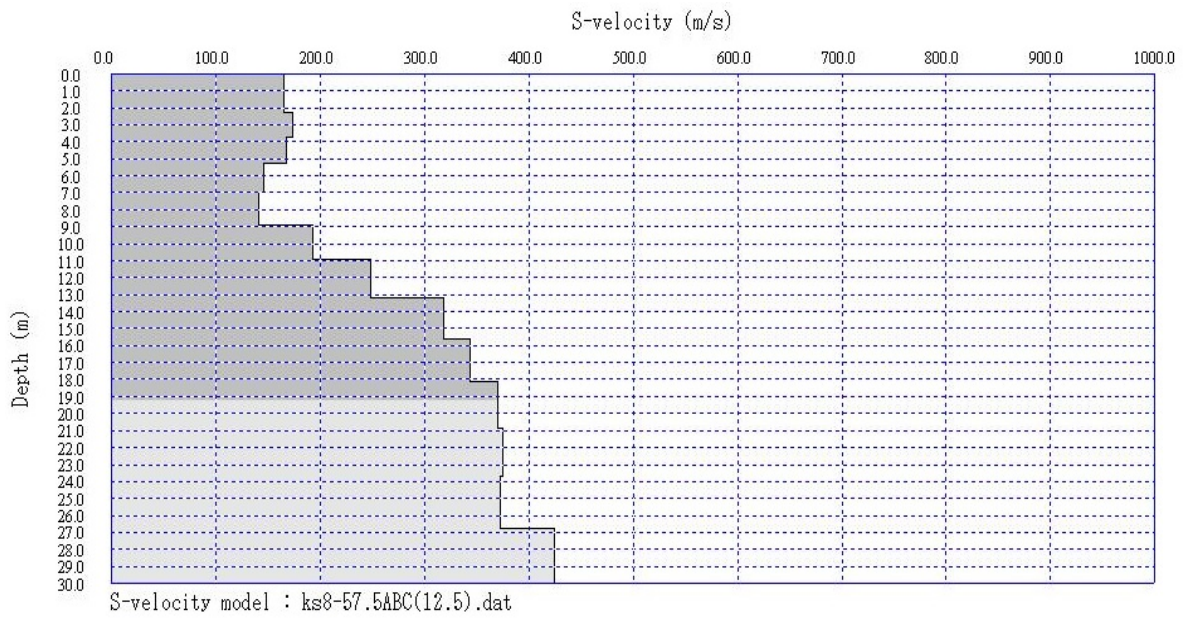
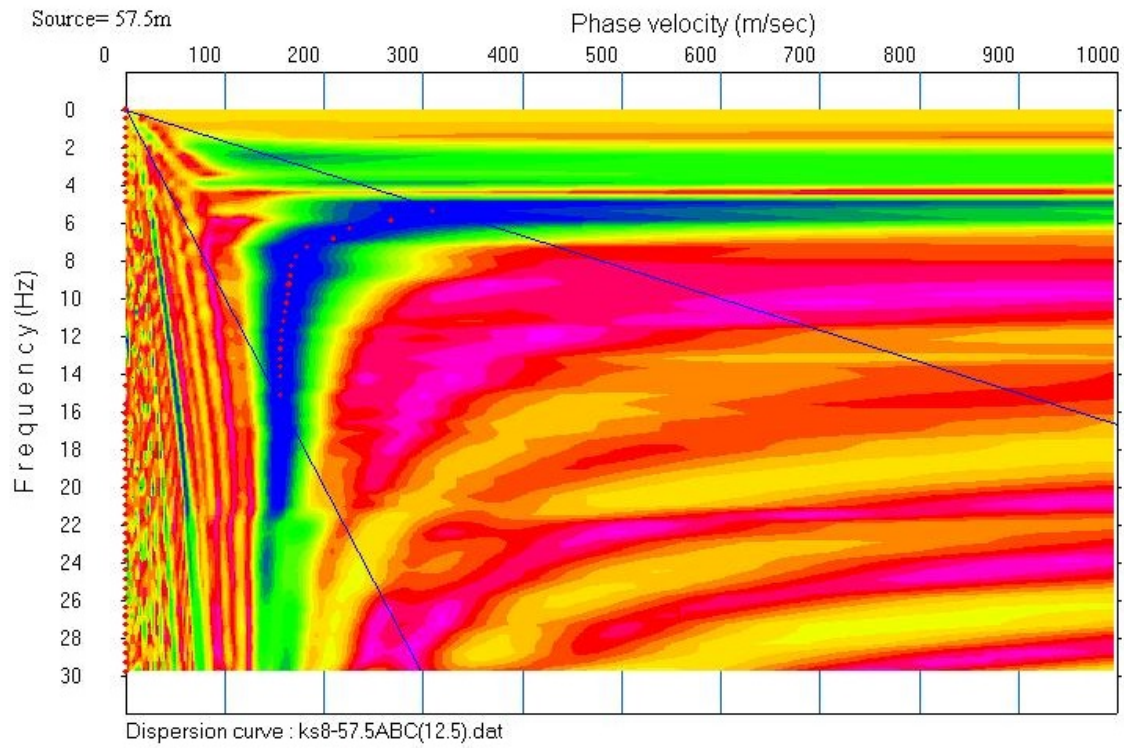
-Σεισμική μέθοδος-



MASW επεξεργασία και ερμηνεία

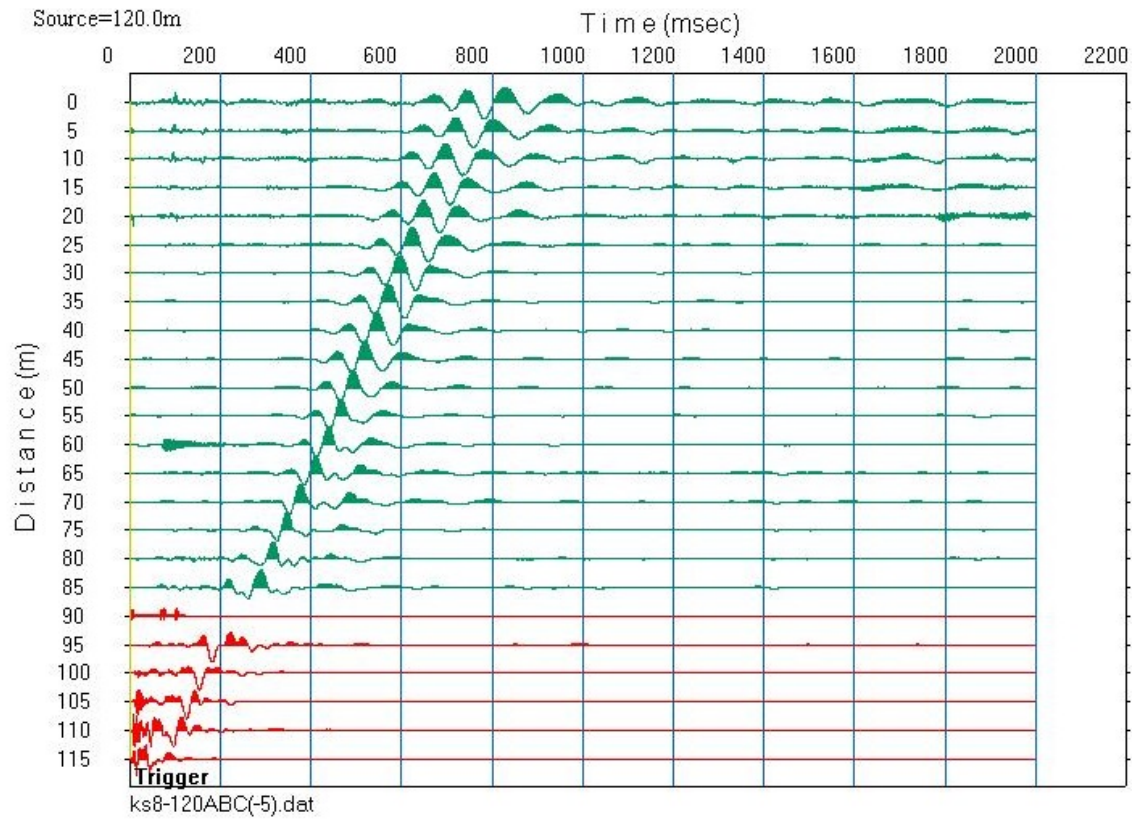
Πηγή : 57,5 m , Διάταξη γεωφώνων :57,5 προς 115

-Σεισμική μέθοδος-



Σεισμογράμμα με την πηγή στα 120 m

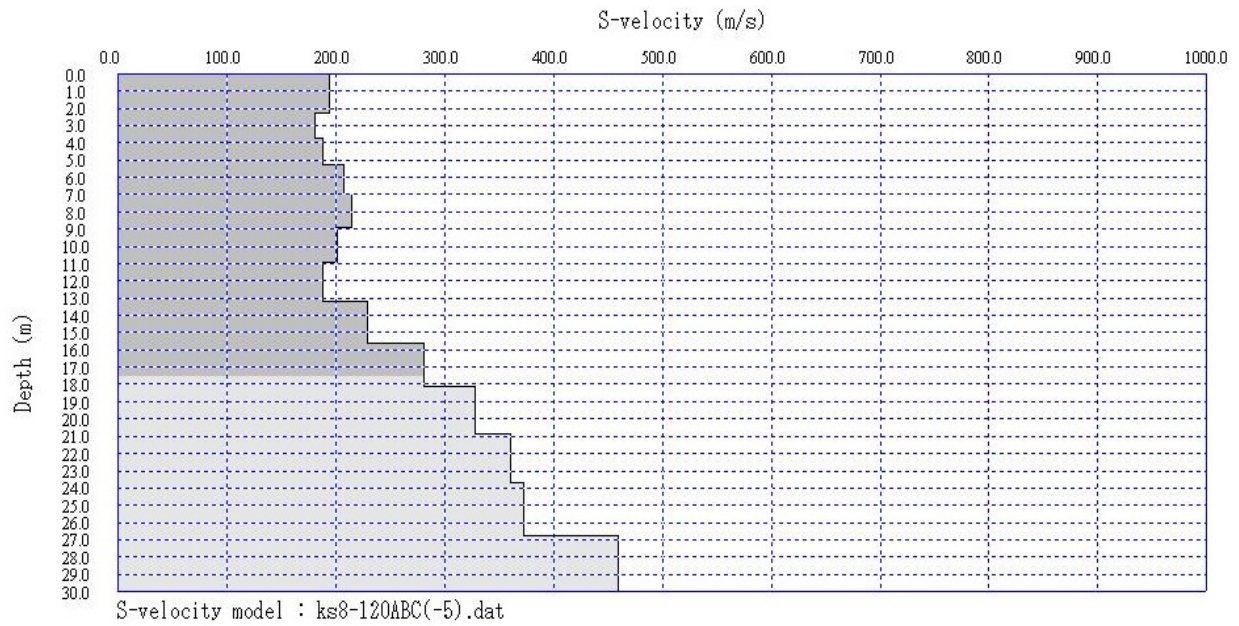
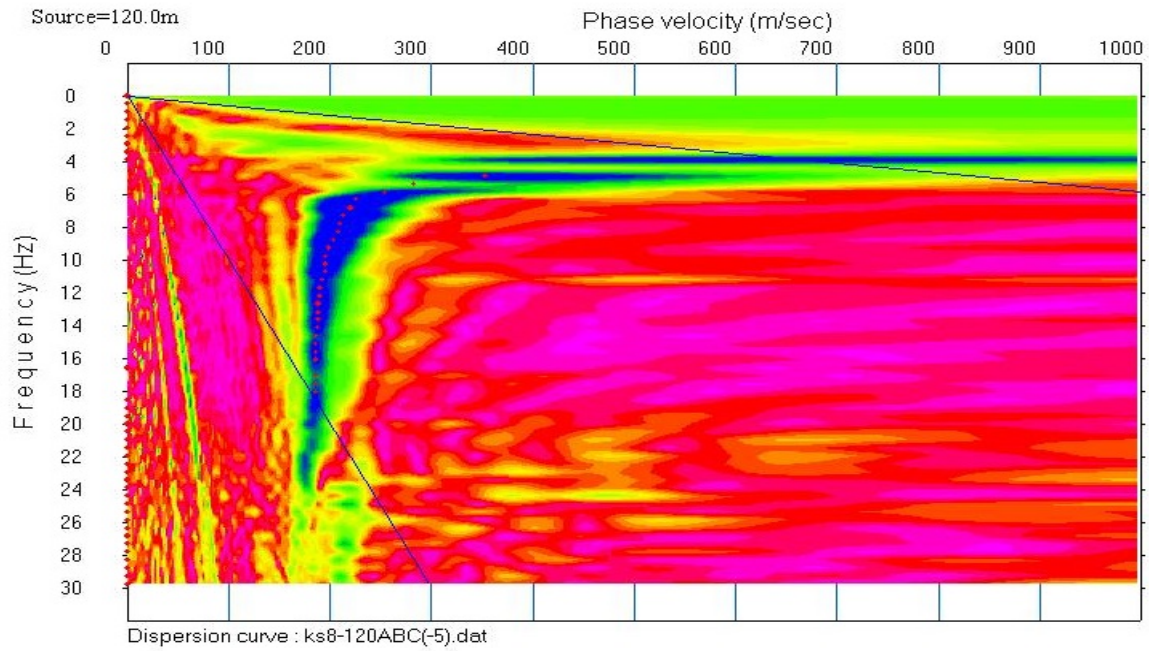
-Σεισμική μέθοδος-



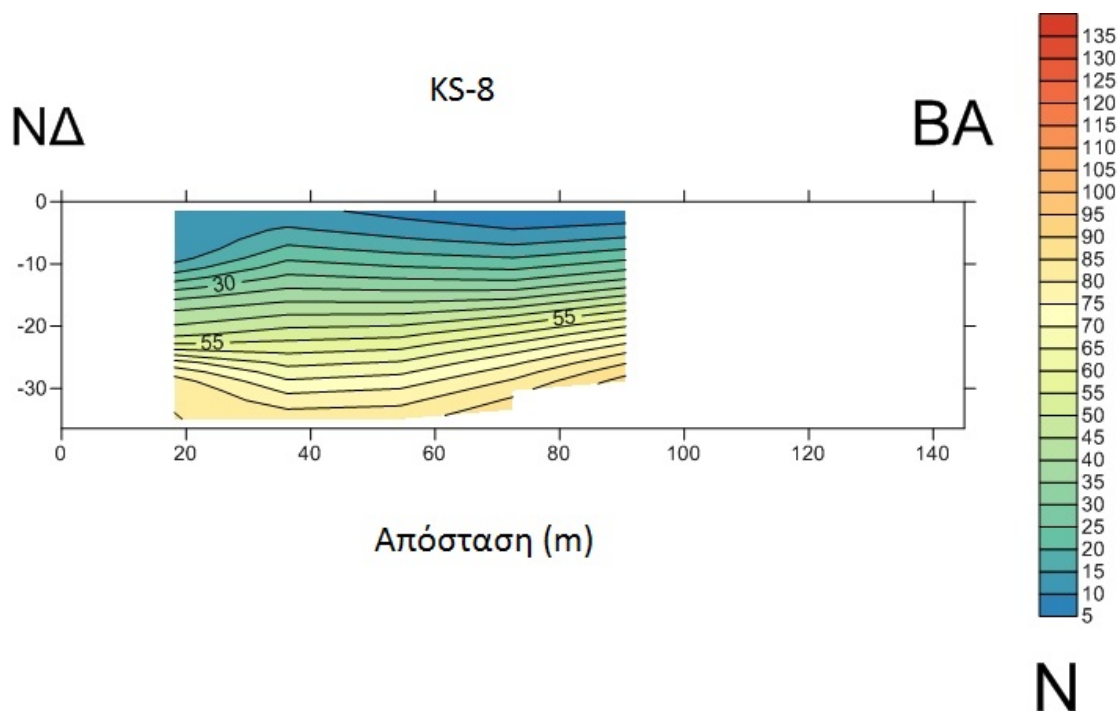
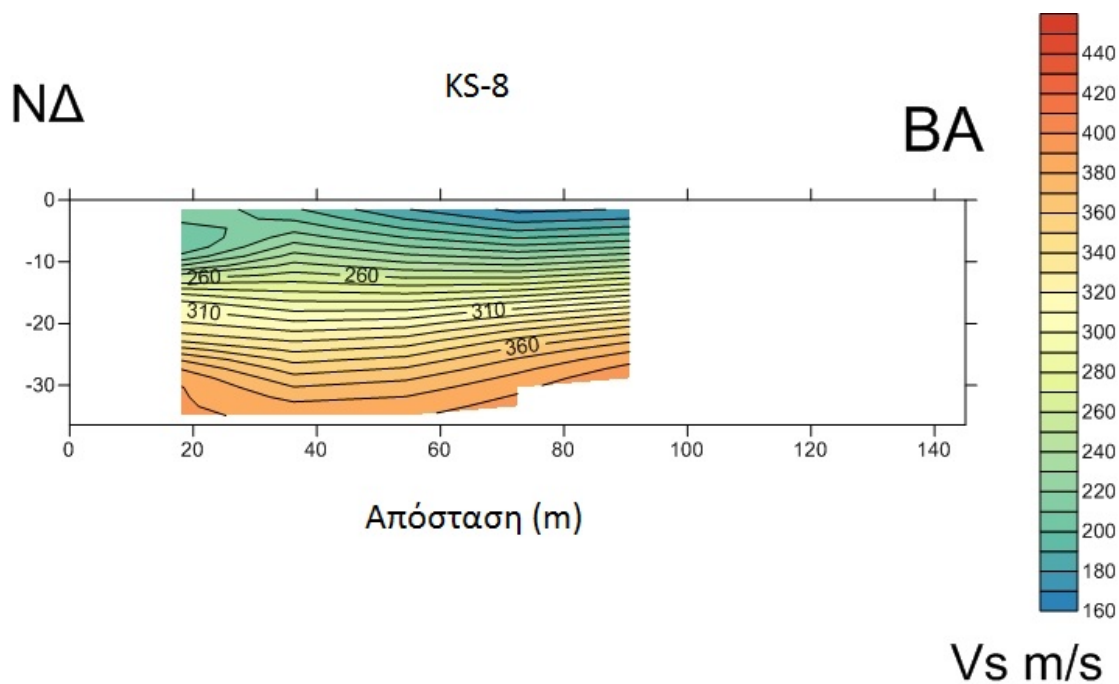
MASW επεξεργασία και ερμηνεία

Πηγή : 120 m , Διάταξη γεωφώνων :120 προς 0

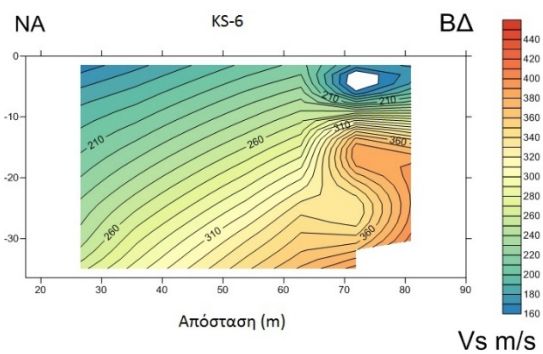
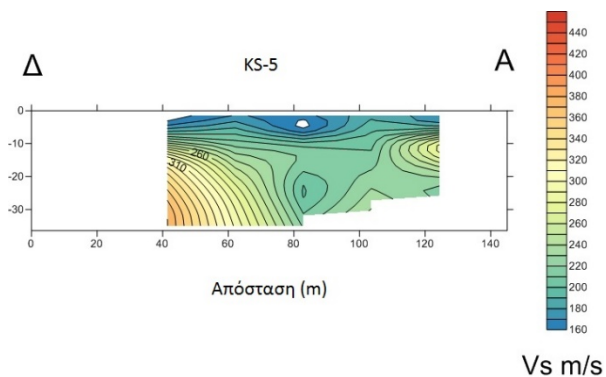
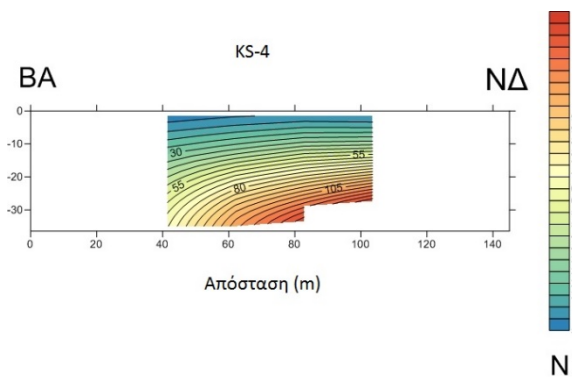
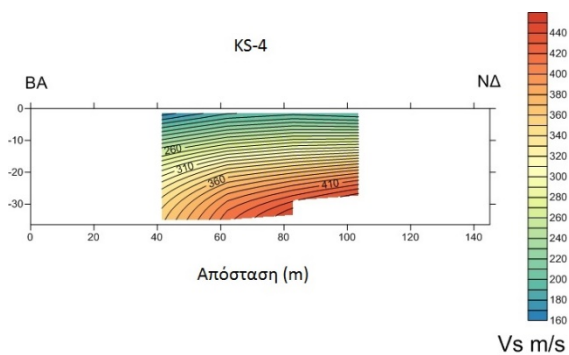
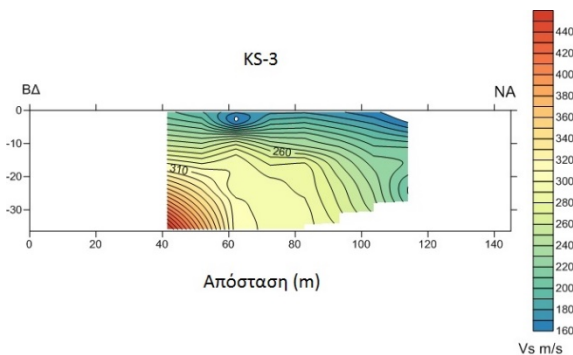
-Σεισμική μέθοδος-



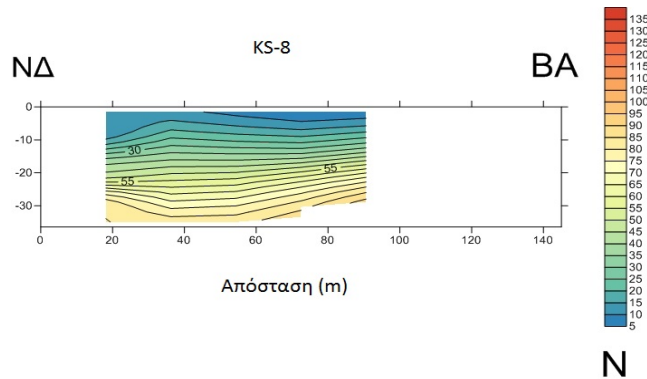
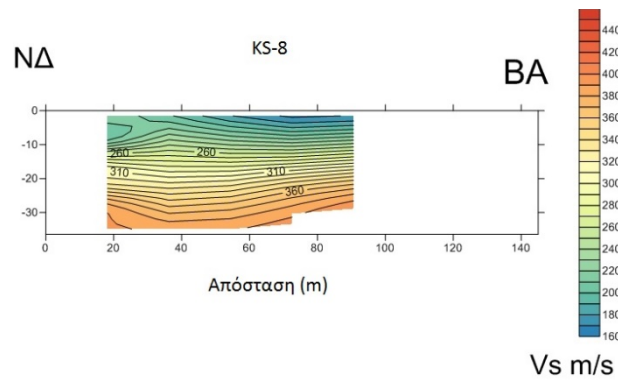
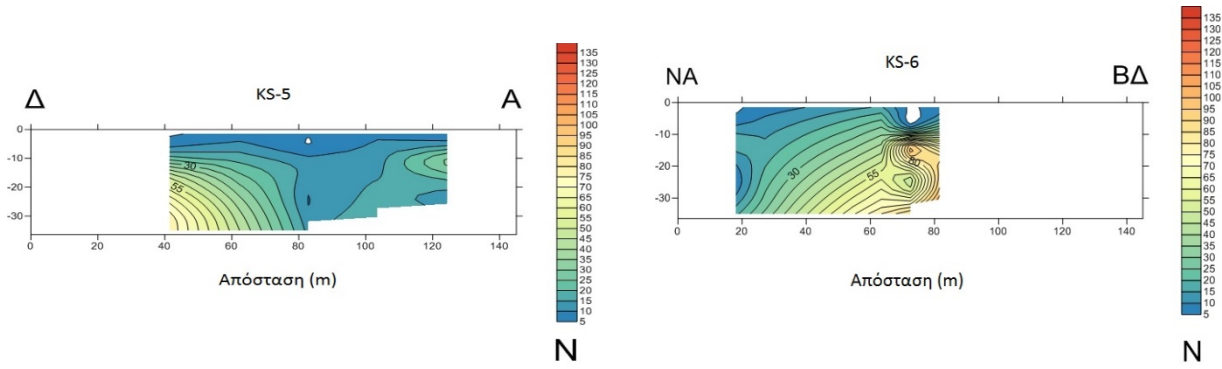
Τελική σεισμική τομή υπεδάφους



Όλες οι σεισμικές τομές



-Σεισμική μέθοδος-



4.3.6 Σχόλια

Στις παραπάνω εικόνες παρατίθενται όλες οι τομές των σεισμικών μετρήσεων. Γενικά παρατηρείται ότι το μητρικό πέτρωμα εμφανίζεται με τα ταχύτητες της τάξης των 400 – 420 m / sec και με χρώμα από πορτοκαλί έως κόκκινο. Τα χαλαρά τμήματα του υπεδάφους παρουσιάζουν ταχύτητες μέχρι 200 m / sec και χρωματισμούς του βαθύ μπλε. Όλα τα ενδιάμεσης συνεκτικότητας στρώματα και σχηματισμοί αποτυπώνονται στις ενδιάμεσες ταχύτητες και

διαχωρίζονται με βάση τη περιεκτικότητα τους σε αδρομερές υλικό. Όσο περισσότερο αδρομερές υλικό υπάρχει στον σχηματισμό τόσο μεγαλύτερη ταχύτητα εμφανίζει στη διάδοση των σεισμικών κυμάτων. Να σημειωθεί ότι από τα δεδομένα των γεωτρήσεων που πραγματοποιήθηκαν, συνήθως το υπόβαθρο (μητρικό) εμφανίζεται με ταχύτητες της τάξης των 280 m / sec.

- **KS-3:** Στην τομή αυτή διακρίνεται βάσει των σεισμικών ταχυτήτων ένας χαλαρός σχηματισμός στα νοτιοανατολικά που εκτείνεται σε μεγαλύτερο βάθος σε σχέση με βορειοδυτική πλευρά. Κατά συνέπεια το μητρικό πέτρωμα φαίνεται να συναντάται σε μικρότερο βάθος στο βορειοδυτικό τμήμα (20–25) m).
- **KS-4:** Παρατηρείται επιφανειακός σχηματισμός, ο οποίος χαρακτηρίζεται από αρκετή χαλαρότητα κυρίως στα βορειοανατολικά και στη συνέχεια από τα 70 m και μετά εμφανίζεται με αυξημένη σεισμική ταχύτητα πιθανόν λόγω αύξησης της αδρομέρειας του. Το μητρικό πέτρωμα σε αντίθεση με την KS-3 εντοπίζεται σε βάθος 15 m περίπου από την επιφάνεια στο νοτιοδυτικό κομμάτι.
- **KS-5:** Για την παρούσα τομή τα αποτελέσματα που προέκυψαν είναι πιο αντιπροσωπευτικά για τα πρώτα 10 m περίπου αν λάβουμε υπόψιν και τα διαγράμματα σεισμικής ταχύτητας εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Έτσι διακρίνεται ένας πολύ χαλαρός επιφανειακός σχηματισμός ειδικότερα προς το κέντρο της τομής, ενώ το υπόβαθρο για ταχύτητες 280 m / sec βρίσκεται περί τα 12 m.
- **KS-6:** Στα άκρα της τομής, δηλαδή νοτιοανατολικά και βορειοδυτικά παρουσιάζεται πολύ χαλαρός σχηματισμός, ενώ στο κέντρο της τομής έχουμε έναν συνεκτικότερο. Αυτά συμβαίνουν επιφανειακά. Για το μητρικό πέτρωμα στο βορειοδυτικό τμήμα μπορούμε να πούμε πως βρίσκεται κατά μέση απόσταση στα 10 m (280 m / sec). Από τα νοτιοανατολικά δείχνει να υπάρχει βύθιση.
- **KS-8:** Χαλαρός επιφανειακός σχηματισμό κατά μήκος της τομής με εμφάνιση μεγαλύτερης συνεκτικότητας στα νοτιοδυτικά. Το μητρικό συναντάται σχετικά σταθερά στα 15 m.

4.4 ΗΛΕΚΤΡΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

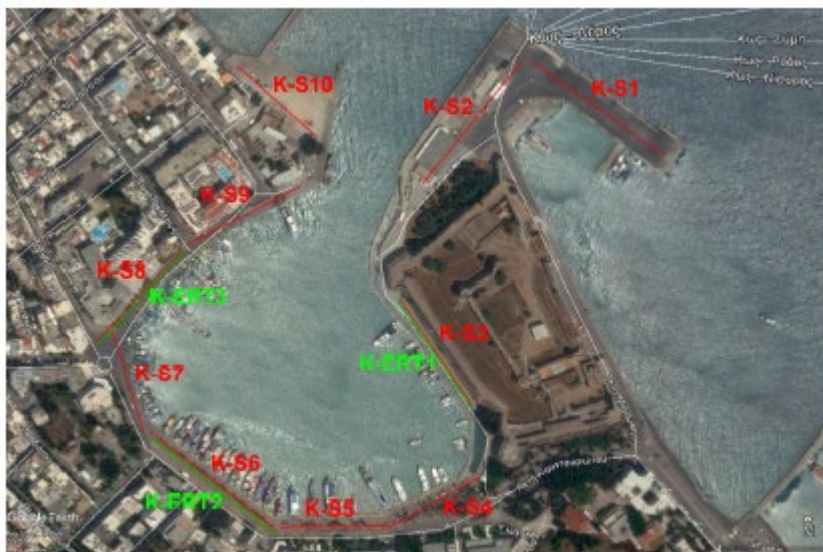
Στην περιοχή πραγματοποιήθηκε γεωηλεκτρική τομογραφία χρησιμοποιώντας τις εξής διατάξεις:

1. Διάταξη Schlumberger,
2. Διάταξη Dipole-Dipole.

Ο σκοπός της γεωηλεκτρικής τομογραφίας είναι ο καλύτερος εντοπισμός σχηματισμών με διαφορετική λιθολογία, καθώς και περατότητα στο θαλασσινό νερό. Με τη διάταξη Schlumberger επιτυγχάνεται καλύτερος διαχωρισμός της στρωματογραφίας, ιδιαίτερα όταν πραγματοποιείται κοντά σε θαλάσσιο περιβάλλον, ενώ η διάταξη Dipole-Dipole χρησιμοποιείται για τον εντοπισμό των παράπλευρων ανομοιογενειών.

Στην περιοχή μελέτης δημιουργήθηκαν τρία προφίλ τομογραφίας, χρησιμοποιώντας τις δύο προαναφερθείσες τεχνικές. Τα προφίλ παρατίθενται παρακάτω:

1. K-ERT1 (165 m)
2. K-ERT2 (140 m)
3. K-ERT3 (140 m)



Εικόνα 65. Με πράσινο χρώμα οι ηλεκτρικές τομογραφίες.

Στον εξοπλισμό για την πραγματοποίηση της μελέτης περιλαμβάνεται το όργανο IRIS SYSCAL PRO, το οποίο έχει δυνατότητα χρήσης 72 ηλεκτροδίων και 10 καναλιών παράλληλης μέτρησης. Στη μελέτη χρησιμοποιήθηκαν τα 36 ηλεκτρόδια σε απόσταση 5 m για τα δύο πρώτα προφίλ και 4 m για το τρίτο προφίλ.

-Ηλεκτρική τομογραφία-

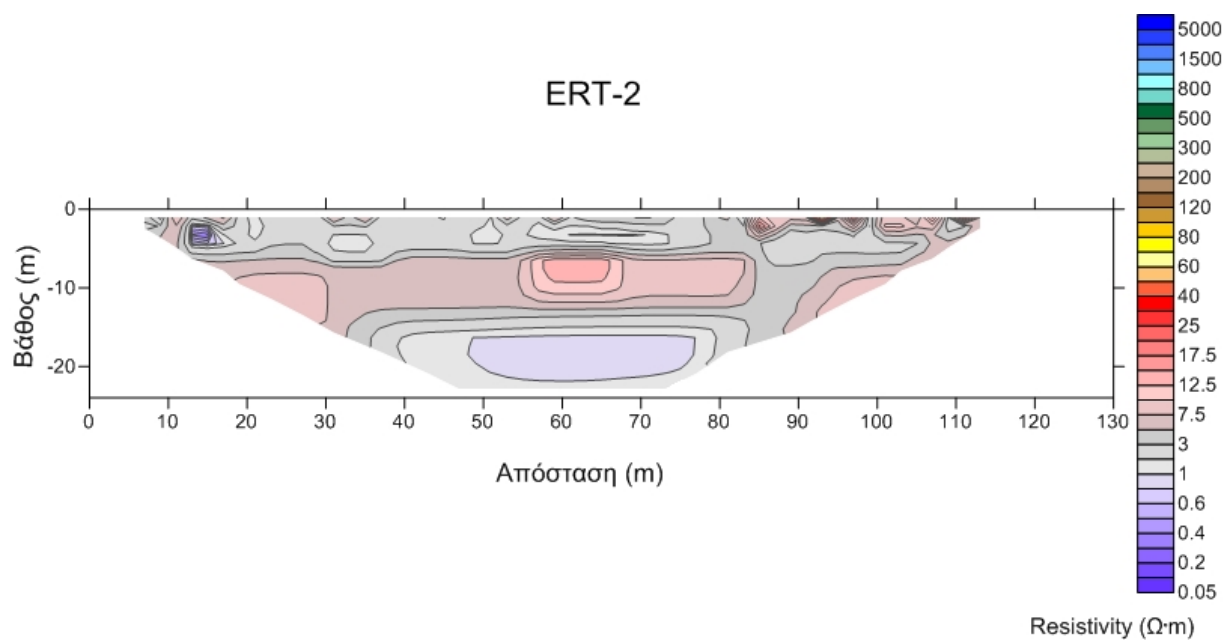
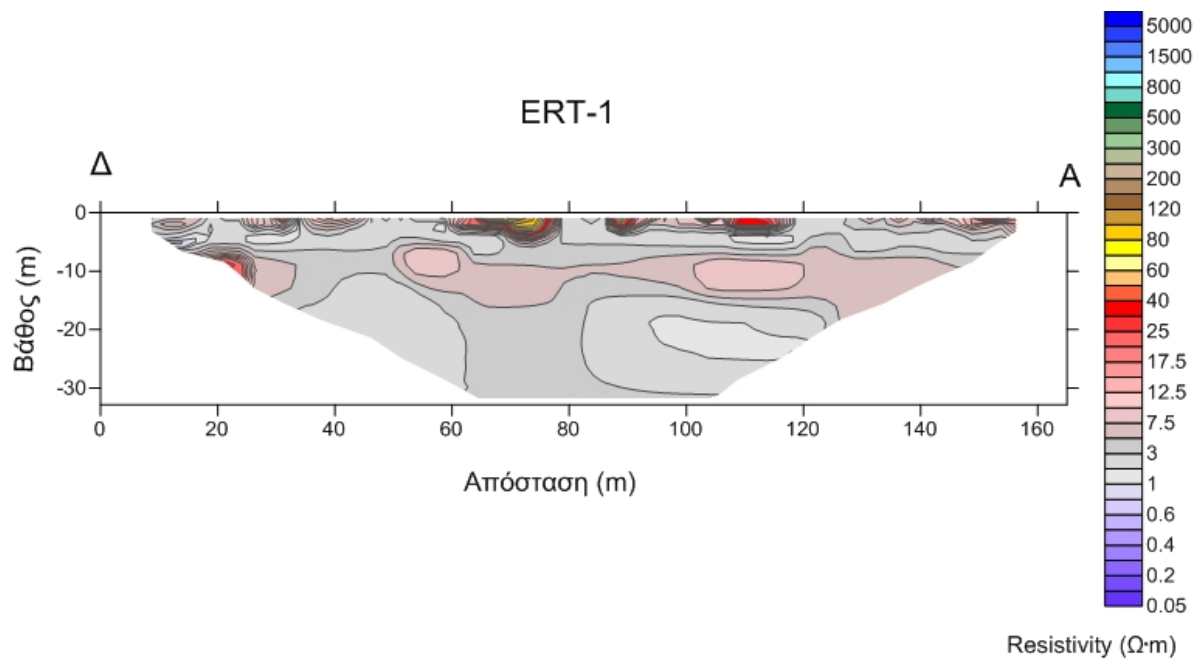


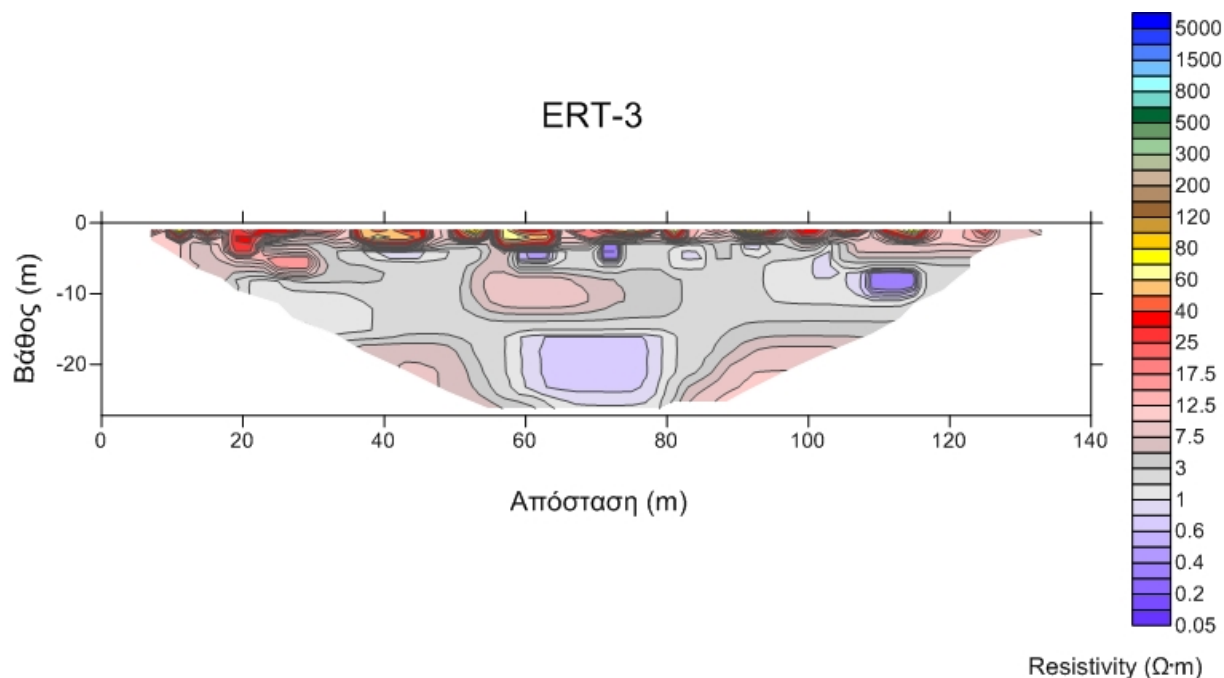
Εικόνα 66. Όργανο IRIS SYSCAL PRO



Εικόνα 67. Ηλεκτρόδια και προφίλ γεωηλεκτρικής τομογραφίας του λιμανιού.

4.3.1 Γεωηλεκτρικές τομές





4.3.2 Παρατηρήσεις συμπεράσματα επί των γεωηλεκτρικών τομών

Στις γεωηλεκτρικές τομές που πραγματοποιήθηκαν παρατηρούνται χαμηλές τιμές ειδικής αντίστασης που αντιστοιχούν στους είδη υπάρχοντες υπεδαφικούς σχηματισμούς λόγω της υψηλής αλατότητας του θαλάσσιου νερού.

Η διάταξη Dipole-Dipole δίνει καλύτερη λεπτομέρεια σε μικρά βάθη και αυτό μας βοηθάει να εντοπίσουμε τις ασυνέχειες που διαχωρίζουν διαφορετικούς σχηματισμούς. Συνεπώς με τη διάταξη Dipole-Dipole και στα προφίλ K-ERT1 και K-ERT2 φαίνεται η ύπαρξη ενός επιφανειακού στρώματος υψηλής αγωγιμότητας, καθώς και μικρές τοπικές δομές με μεγαλύτερες ειδικές αντιστάσεις, λόγω της παρουσίας αδρομερούς υλικού. Η ασυνέχεια που παρατηρείται βρίσκεται σε βάθος περίπου 7 m και εκεί είναι η οροφή του μητρικού πετρώματος. Στο μητρικό πέτρωμα παρατηρείται διαφορετική περατότητα στο θαλασσινό νερό με τη μεγαλύτερη περατότητα να αντιστοιχεί σε χαμηλότερες τιμές ειδικής αντίστασης. Το μεγαλύτερο βάθος της ασυνέχειας οροφής του μητρικού πετρώματος δίνει μια συνεχή ζώνη που παρουσιάζει επιφανειακά τις μεγαλύτερες καταστροφές.

Στην γεωηλεκτρική τομή για το προφίλ K-ERT3 υπάρχει ένα επιφανειακό στρώμα πάχους περίπου 3 m, το οποίο χαρακτηρίζεται από υψηλή ειδική αντίσταση. Το επιφανειακό αυτό στρώμα ακολουθείται από ένα περατό στρώμα πάχους 12 m μέχρις ότου να βρεθεί το μητρικό πέτρωμα.

4.4 ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ

Η μέθοδος του γεωραντάρ χρησιμοποιήθηκε στο λιμάνι της νήσου Κω με σκοπό την καλύτερη αποτύπωση του υπεδάφους μέχρι και 4 m βάθος, καθώς και τον εντοπισμό χαλαρών ζωνών όπου υπάρχει διείσδυση θαλασσινού νερού.

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε ήταν το γεωραντάρ με κεραία MALA 250MHz και πραγματοποιήθηκαν δώδεκα τομές, οι οποίες παρατίθενται παρακάτω. Επίσης χρησιμοποιήθηκε GPS χειρός και η πορεία που ακολουθήθηκε από το γεωραντάρ καθώς και η θέση των τομών είναι η ίδια με τη μέθοδο των σεισμικών.

- K-G1 (186.6 m)
- K-G1A (24.5 m)
- K-G1B (25.1 m)
- K-G2 (160.5 m)
- K-G3 (163.9 m)
- K-G4 (144.7 m)
- K-G5 (126.5 m)
- K-G6 (126.5 m)
- K-G8 (115.7 m)
- K-G9 (104.8 m)
- K-G10 (101.0 m)
- K-G11 (156.6 m)
- K-G12 (84.2 m)



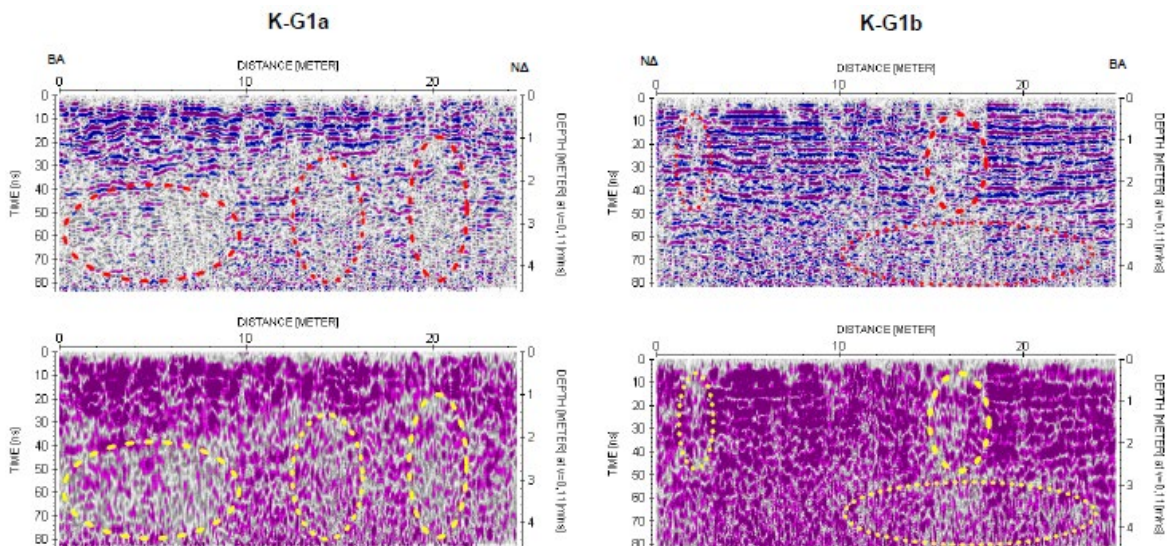
Εικόνα 68. Γεωραντάρ και διαδικασία μετρήσεων.

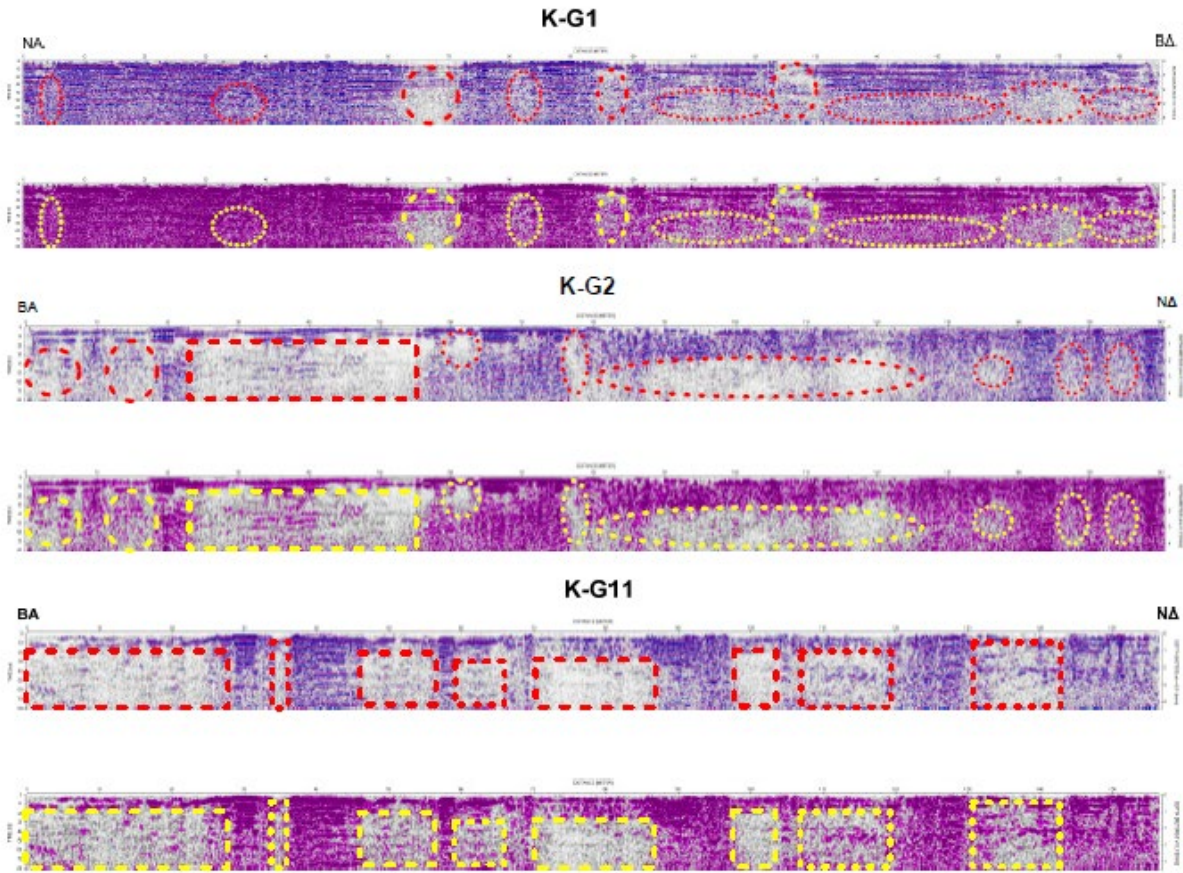


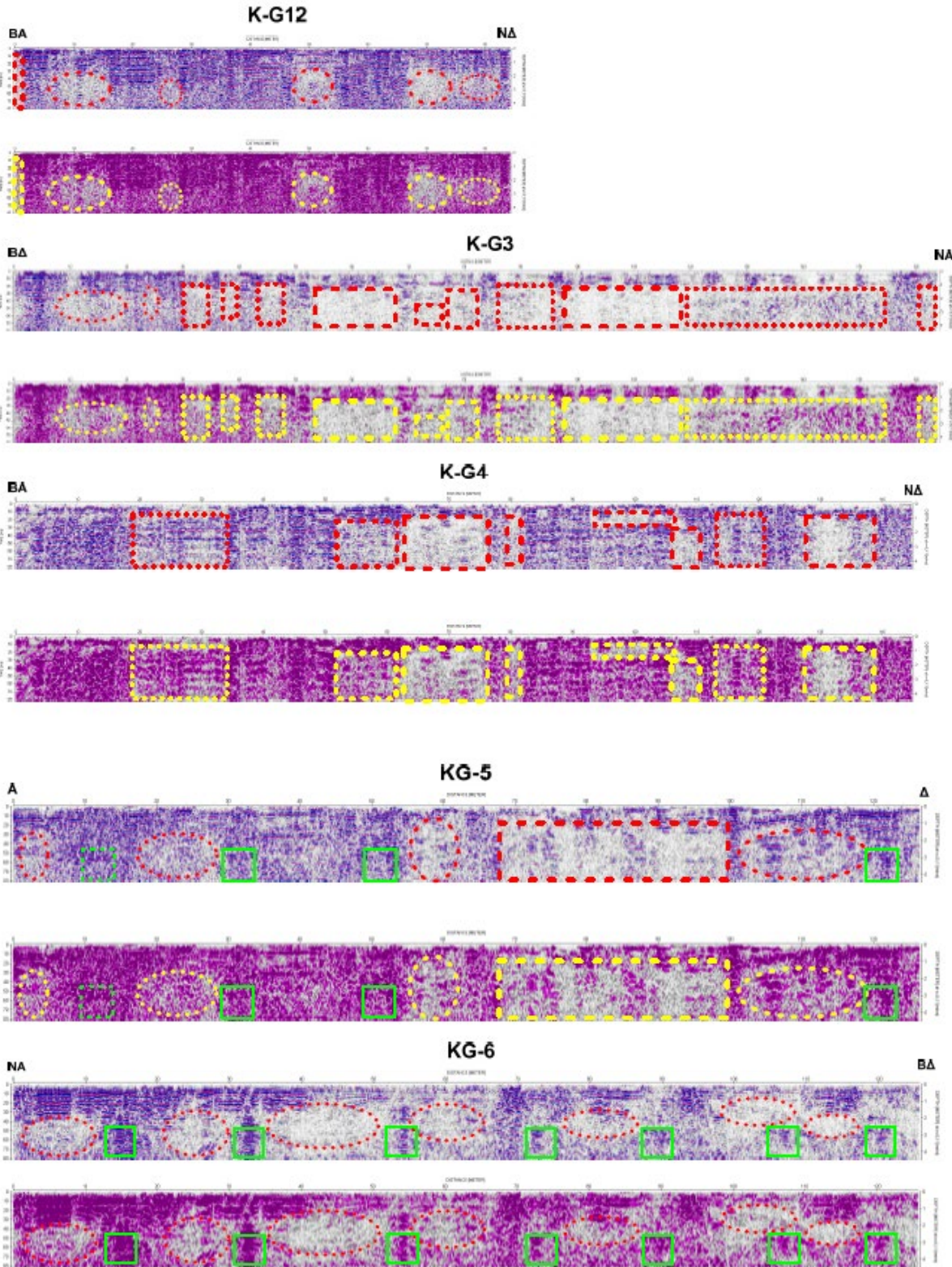
Εικόνα 69. Τομές γεωραντάρ στο λιμάνι της Κώ.

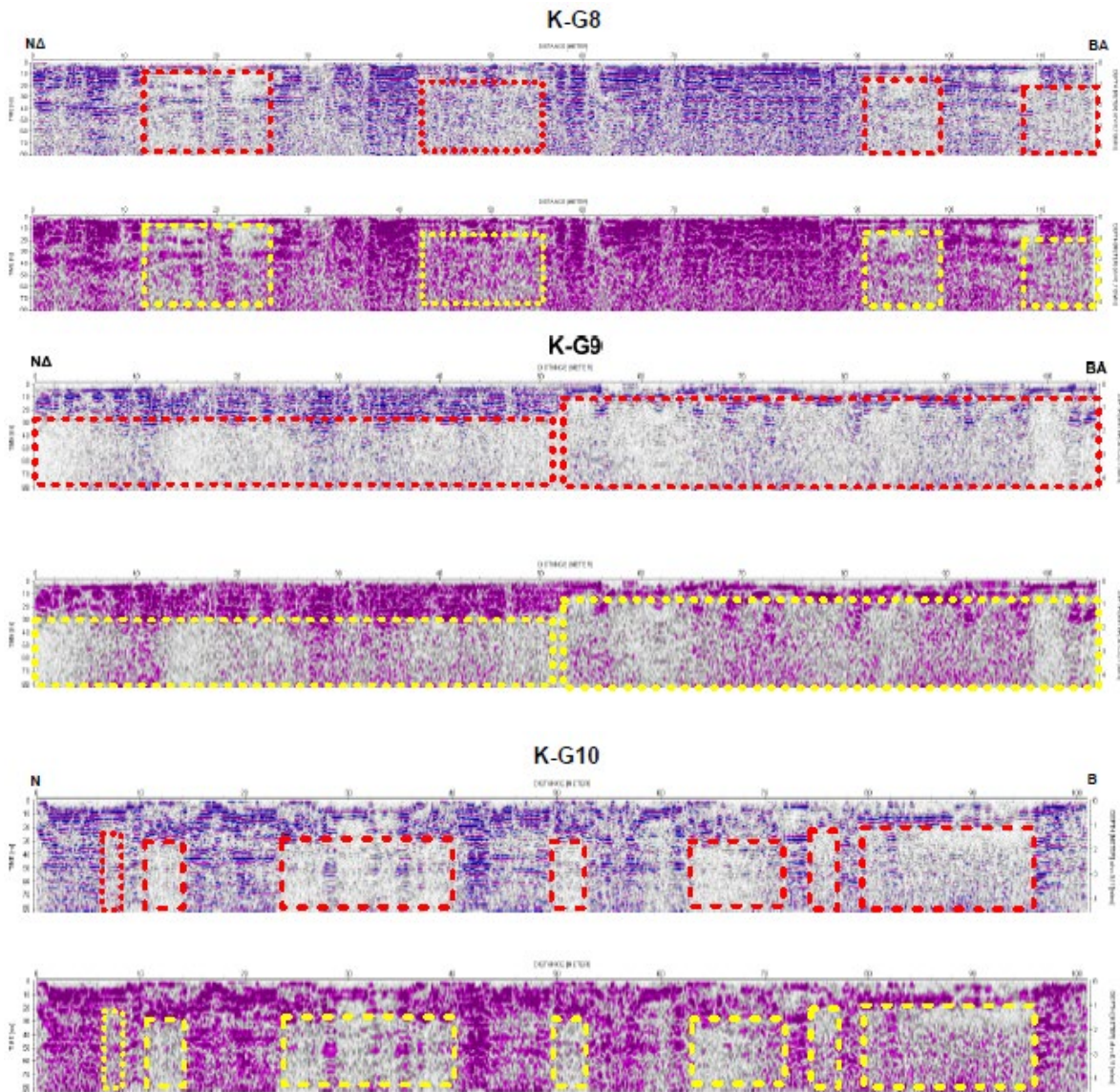
Ύστερα από την επεξεργασία των μετρήσεων καταλήγουμε σε τομές γεωραντάρ, ή αλλιώς ραδογράμματα που παρουσιάζονται είτε με τη συμβατική μορφή ανακλάσεων σημάτων είτε με την ανάλυση πλάτους σημάτων για την καλύτερη απεικόνιση περιοχών όπου το σήμα απορροφάται από την παρουσία του θαλασσινού νερού.

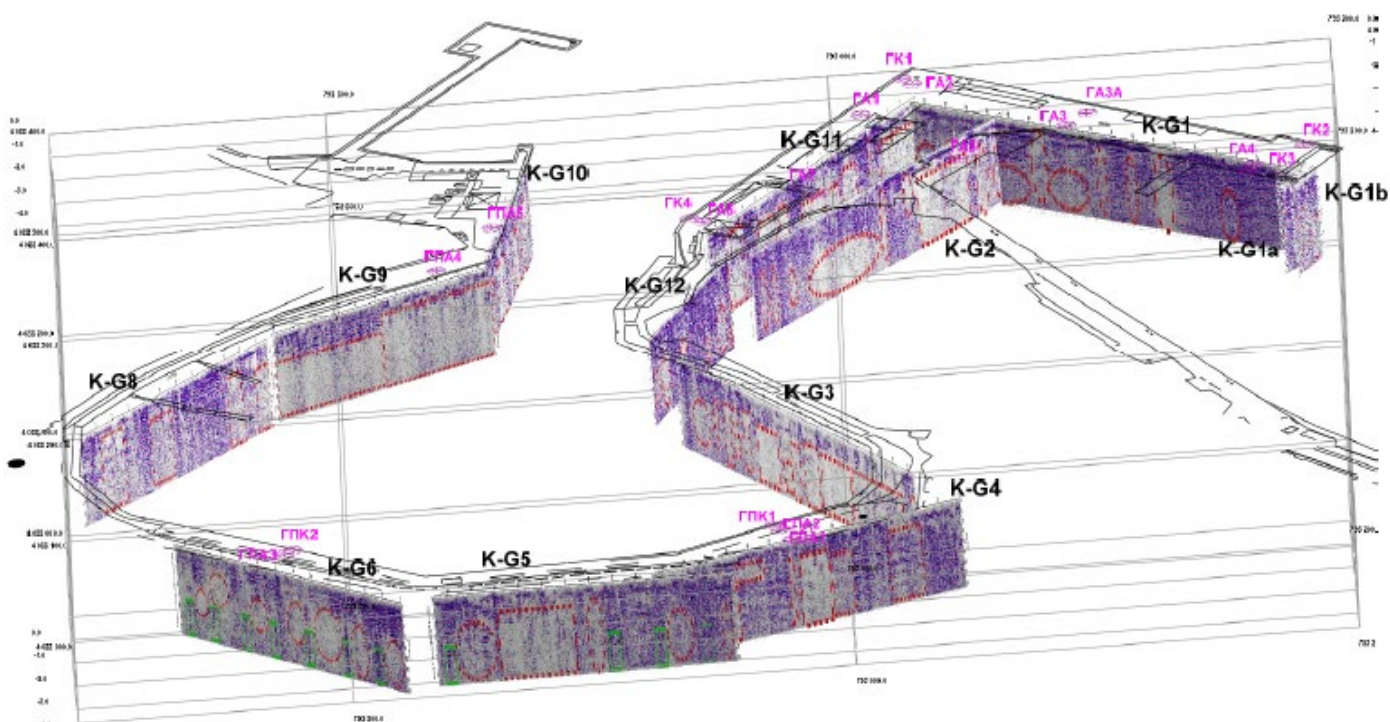
4.4.1 Τομές γεωραντάρ











Εικόνα 70. Τριδιάστατη απεικόνιση των τομών του γεωραντάρ με βάση την πορεία που ακολουθήθηκε.

4.4.2 Παρατηρήσεις πάνω στις τομές γεωραντάρ

Οι περιοχές με ανακλάσεις σημάτων σε ασυνέχειες και τοπικές δομές είναι αρκετές και φαίνονται ξεκάθαρα στις τομές του γεωραντάρ. Οι περιοχές αυτές δηλώνουν ότι υπάρχει αδρομερές υλικό σε διάφορες στρώσεις με μικρή παρουσία θαλασσινού νερού, ενώ οι περιοχές όπου οι ανακλάσεις από ασυνέχειες είναι αχνές δηλώνει απορρόφηση του σήματος από τη μεγάλη παρουσία του θαλασσινού νερού το οποίο είναι αγωγίμο.

Από την Εικόνα 70 καταλαβαίνουμε ότι μέχρι τα 4m βάθος στο βόρειο και νότιο τμήμα του λιμανιού υπάρχει αδρομέρεια και περιοχές όπου το θαλασσινό νερό έχει διεισδύσει κατά πολύ. Στις τομές K-G9 και K-G3 η διείσδυση είναι μεγαλύτερη κάτω από τους υπεδαφικούς σχηματισμούς γιατί έχουν κατασκευαστεί δομές τσιμεντένιες με υπόγειους χώρους με θαλασσινό νερό. Η μεγαλύτερη διείσδυση θαλασσινού νερού παρατηρείται στις τομές K-G1, K-G2, K-G11, K-G1a και K-G1b. Σε αυτές τις τομές παρουσιάζονται και οι μεγαλύτερες καταστροφές στο λιμάνι, ενώ στη βόρεια πλευρά της τομής K-G10 υπάρχει διείσδυση θαλασσινού νερού.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

5. ΣΧΟΛΙΑ – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Συνοπτικά για την αντιμετώπιση του προβλήματος στο λιμάνι της Κω χρησιμοποιήθηκαν οι μέθοδοι ης ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, του γεωραντάρ και των σεισμικών κυμάτων. Η κάθε μέθοδος εφαρμόστηκε αφού πρώτα προηγήθηκε επί τόπου διερεύνηση του χώρου και του προβλήματος, ώστε να διαπιστωθεί η καταλληλότητα και τα πιθανά εμπόδια που επρόκειτο να προκύψουν. Αυτή τη διερεύνηση κατέληξε στον προσδιορισμό των θέσεων που ήταν δυνατή η εφαρμογή της ηλεκτρικής μεθόδου, καθώς και η απόρριψη της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης λόγω τυφλής ζώνης και η επιλογή της μεθόδου ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων MASW. Ακόμα είναι φανερό πως ο συνδυασμός των τριών αυτών μεθόδων μας δίνει μια πιο ολοκληρωμένη εικόνα με καλύτερες λεπτομέρειες για το υπέδαφος.

Γενικότερα η σεισμική μέθοδος μας έδωσε καλύτερη εικόνα για το βάθος που συναντάται το μητρικό πέτρωμα, η ηλεκτρική μέθοδος μια πιο ευκρινή εικόνα για το συμβαίνει σε μέσο βάθος, ενώ το γεωραντάρ μας έδωσε τα πιο αξιόπιστα αποτελέσματα για τα πρώτα μέτρα. Εδώ να προσθέσουμε ότι τα γεωτρητικά δεδομένα, όπου υπήρχαν, χρησίμευσαν για την διασταύρωση αξιολόγηση και κατά κάποιο τρόπο βαθμονόμηση των αποτελεσμάτων των γεωφυσικών μεθόδων.

Επικεντρώνοντας στα σημεία που έχουμε μετρήσεις και από τις τρεις μεθόδους :

KS-3 – ERT-1 – G3

Σε αυτή την περιοχή το μητρικό πέτρωμα προσδιορίστηκε από τη μέθοδο MASW περίπου στα 20 m. Βάση της ηλεκτρικής μεθόδου εντοπίζεται ένας σχηματισμός μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης στα 5 m πιθανόν λόγω μεγαλύτερης συμμετοχής αδρομερούς υλικού στο σχηματισμό. Και από την αντίστοιχη τομή γεωραντάρ παρατηρούμε ισχνές ή και καθόλου ανακλάσεις που υποδεικνύουν μεγάλη αγωγιμότητα του υπεδάφους και απορρόφηση του σήματος από την ύπαρξη εισρέοντος θαλασσινού νερού.

KS-6 – ERT-2 – G6

Εδώ το μητρικό πέτρωμα προσδιορίστηκε από τη μέθοδο MASW περίπου στα 12 m ύστερα από εξέταση και των γεωτρητικών δεδομένων. Βάση της ηλεκτρικής μεθόδου εντοπίζεται ένας σχηματισμός μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης στα 5 m πιθανόν λόγω μεγαλύτερης συμμετοχής αδρομερούς υλικού στο σχηματισμό. Αξιοσημείωτο είναι το αποτέλεσμα της τομής γεωραντάρ, όπου εμφανίζονται κάποια επαναλαμβανόμενα στοιχεία σε ισαπόσταση 3 m, πιθανόν ανθρωπογενούς προέλευσης.

KS-9 – ERT-3 – G9

Από τα σεισμικά το μητρικό πέτρωμα υπολογίζεται στα 15 m, ενώ τα ηλεκτρικά εντοπίζουν ένα επιφανειακό στρώμα υψηλής ειδικής αντίστασης ανθρωπογενών κατασκευών-προέλευσης, που ακολουθείται από ένα περατό στρώμα περίπου 12 μέτρων. Και από την αντίστοιχη τομή γεωραντάρ παρατηρούμε ισχνές ή και καθόλου ανακλάσεις που υποδεικνύουν μεγάλη

αγωγιμότητα του υπεδάφους και απορρόφηση του σήματος από την ύπαρξη εισρέοντος θαλασσινού νερού.

Βιβλιογραφία

Αποστολόπουλος, Γεώργιος. 2013. Σημειώσεις Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής, εκδόσεις Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

Παπαδοπούλου, Μ. 2015. Γεωφυσική έρευνα στη μονή Καισαριανής για την επίλυση γεωτεχνικών προβλημάτων, διπλωματική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Παπαδόπουλος, Κ.Α. 2015. Εφαρμογή Γεωφυσικών Μεθόδων για τον Εντοπισμό Ρευστοποιήσεων στη Βασιλική του Λεχαίου Κορινθίας, διπλωματική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο

Οργανισμός αντισεισμικού σχεδιασμού και προστασίας, 2017. Σεισμός Κω 21/7/2017 : Προκαταρκτική έκθεση, Ο.Α.Σ.Π

Παπαζάχος, Β, 2015. Εισαγωγή στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, Εκδόσεις ΖΗΤΗ

Λεονταράκης, Κ. 2011. «Γεωφυσικές Διασκοπήσεις Εντός Γεωτρήσεων και Σηράγγων», Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.

Λούης, Ι. 2003. Εισαγωγή στη Γεωφυσική Έρευνα – Ηλεκτρικές Μέθοδοι Διασκόπησης, Σημειώσεις Πανεπιστημίου Αθηνών, Αθήνα.

Παπαδόπουλος, Ταξιάρχης. 2008. Εισαγωγή στη Γεωφυσική, εκδόσεις Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών

Vladimir Shtivelman, 1999. Shallow water seismic surveys for site investigation in the Haifa Port Extension area, Israel, Elsevier, Journal of Applied Geophysics

Tina Wunderlich , Dennis Wilken , Ercan Erkul , Wolfgang Rabbel , Andreas V€ott , Peter Fischer , Hanna Hadler , Michael Heinzelmann, 2016. The river harbor of Ostia Antica - stratigraphy, extent and harbor infrastructure from combined geophysical measurements and drillings, Elsevier

Seisimager / SW™ Manual, 2005

Hayachi Koichi, OYO Corporation, 2003. SAGEEP 2003 short course: Data acquisition and analysis of active and passive surface waves method.

Introduction to MASW, <http://www.kgs.ku.edu/software/surfseis/active.html>

<http://www.masw.com/>

Ahmet Cevdet Yalciner, Alessandro Annuziano, Gerassimos Papadopoulos, Gozde Guney Dogan, Costas Synolakis, Hasan Gokhan Guler, Tarik Eray Cakir, Erik Ulutas, Pamela Probst, Isikhan Guler, 2017. The 20th July Bodrum/Kos earthquake and tsunami: post tsunami field survey report, Middle east technical university

