



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

ΜΗΤΣΙΟΠΟΥΛΟΥ ΟΛΓΑ

***ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ
ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΓΙΑ ΤΗΝ
ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΤΗΣ
ΦΟΛΕΓΑΝΔΡΟΥ***

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

- Βαφείδης Αντώνιος, Καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης (Επιβλέπων)***
- Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης***
- Εξαδάκτυλος Γεώργιος, Καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης***

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή έχει ως θέμα τις γεωφυσικές έρευνες που πραγματοποιήθηκαν στον θαλάσσιο χώρο της λεκάνης της Φολεγάνδρου, με σκοπό την ανεύρεση κοιτασμάτων υδρογονανθράκων.

Συγκεκριμένα, το αντικείμενο της διατριβής είναι η προσομοίωση των σεισμικών δεδομένων καθώς και η δημιουργία συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης στην περιοχή της Φολεγάνδρου. Το αποτέλεσμα της επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων είναι οι σεισμικές τομές υπέρθεσης και χωροθέτησης με διαφορετικές μεθόδους και στη συνέχεια η σύγκριση των τομών αυτών με την αρχική τομή της περιοχής μελέτης, με σκοπό την ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων τμήματος της γραμμής AEG-1. Έγινε η χρήση του προγράμματος matlab και του αλγόριθμου PSV_SYNTHETICS για την δημιουργία των συνθετικών δεδομένων. Ακολούθησε η επεξεργασία των δεδομένων με την δημιουργία καταγραφής κοινού ενδιάμεσου σημείου, εφαρμογή δυναμικής διόρθωσης, διόρθωση γεωμετρικής διασποράς καθώς και αποσυνέλιξη αιχμής και την δημιουργία τομής μερικής σεισμικής υπέρθεσης. Επιπλέον, πραγματοποιήθηκε η εφαρμογή τριών διαφορετικών μεθόδων σεισμικής χωροθέτησης, η μέθοδος κατά Kirchhoff, η μέθοδος Πεπερασμένων Διαφορών και η μέθοδος Μετατόπισης Φάσης.

Τέλος πραγματοποιήθηκε σύγκριση μεταξύ των μεθόδων εφαρμόζοντας υπέρθεση των χωροθετημένων τομών στο μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή των συνθετικών δεδομένων.

Η δημιουργία των συνθετικών παρουσιάζει ενδιαφέρον στην ερμηνεία πραγματικών δεδομένων όπως αποδείχτηκε από την διεξαγωγή της συγκεκριμένης διατριβής.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	8
1. Γεωτεκτονική Αττικοκυκλαδικής Ζώνης.....	8
1.1 Γεωλογία Φολεγάνδρου	10
1.1.1 Γεωδυναμική – τεκτονική.....	10
1.2 Γεωμετρία του αρχικού πειράματος.....	10
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΝΑΚΛΑΣΗ.....	13
2. Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης	13
2.1 Αρχή της μεθόδου	13
2.2 Σεισμικά κύματα	15
2.2.1 Διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης	15
2.3 Αρχές διάδοσης σεισμικών κυμάτων	17
2.3.1 Αρχή του Huygens	17
2.3.2 Αρχή του Fermat	18
2.3.3 Ο νόμος του Snell	18
2.4 Ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε διαφορετικά πετρώματα.....	19
2.4.1 Μέση τετραγωνική ταχύτητα	19
2.5 Εξασθένιση σεισμικών κυμάτων	20
2.5.1 Συντελεστής σεισμικής ανάκλασης	21
2.6 Διατάξεις γεωφώνων.....	21
2.6.1 Εξοπλισμός σεισμικών διασκοπήσεων	23
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	27
3. Δημιουργία Συνθετικών Δεδομένων.....	27
3.1 Μέθοδος πεπερασμένων διαφορών	30
3.1.1 Ιδιότητες των εξισώσεων των πεπερασμένων διαφορών.....	31
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	32
4. Παραγωγή συνθετικών δεδομένων	32
4.1 Μοντέλα Ταχυτήτων.....	34
4.2 Η Καταγραφή σταθερής απόστασης πηγής-υδροφώνου (Common Offset Gather)	35
4.3 Διάταξη Κοινού Ενδιάμεσου Σημείου (CMP).....	36
4.3 Δυναμική Διόρθωση NMO	39
4.4 Σεισμική Υπέρθεση (Stacking)	40
4.5 Διόρθωση Γεωμετρικής διασποράς και Αποσυνέλιξη αιχμής (Spiking Deconvolution).....	41
4.6 Σεισμική Χωροθέτηση.....	43

4.6.1	Σεισμική Χωροθέτηση κατά Kirchhoff.....	43
4.6.2	Σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών (Finite Difference) 46	
4.6.3	Σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο Μετατόπισης Φάσης (Phase Shift)	47
4.7	Σύγκριση αποτελεσμάτων.....	49
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ/ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ		52
5.	Συμπεράσματα	52
5.1	Μελλοντικές Προτάσεις.....	52

ΕΙΚΟΝΕΣ ΚΑΙ ΔΙΑΓΡΑΜΜΑΤΑ

Εικόνα 1:	Γεωτεκτονικές Ζώνες της Ελλάδας	9
Εικόνα 2 :	Ενότητες της Αττικοκυκλαδικής Ζώνης.....	9
Εικόνα 3 :	Σεισμικές γραμμές στο Αιγαίο πέλαγος και σεισμική γραμμή AEG-1	11
Εικόνα 4 :	Ερμηνεία της χωροθετημένης τομής (τμήμα σεισμικής γραμμής AEG-1)	12
Εικόνα 5:	Το τμήμα 10 km της γραμμής AEG-1 που εξετάστηκε στην συγκεκριμένη μεταπτυχιακή διατριβή.....	12
Εικόνα 6 :	Αρχή σεισμικής ανάκλασης	14
Εικόνα 7 :	Διάδοση κυμάτων χώρου P και S	15
Εικόνα 8 :	Διάδοση κυμάτων Rayleigh (αριστερά) και Love (δεξιά).....	16
Εικόνα 9 :	Εφαρμογή της αρχής του Huygens σε επίπεδο και σφαιρικό κύμα, σε ομογενές μέσο	17
Εικόνα 10 :	Νόμος του Snell.....	18
Εικόνα 11 :	Εξασθένιση ενέργειας σε σχέση με την απόσταση	20
Εικόνα 12 :	Διάταξη πηγής γεωφώνου single layer	21
Εικόνα 13 :	Διάταξη πηγής γεωφώνου 3 στρωμάτων	22
Εικόνα 14 :	Διάταξη κοινής πηγής α) Διπλή και β) Απλή	23
Εικόνα 15:	Σφυρί	24
Εικόνα 16:	Vibroseis.....	25
Εικόνα 17 :	Γεώφωνα.....	25
Εικόνα 18:	Airgun.....	26
Εικόνα 19 :	Εισαγωγή δεδομένων στο PSV_SYNTHETICS	28
Εικόνα 20:	Εισαγωγή ταχυτήτων και πυκνότητας.....	28
Εικόνα 21:	Μοντέλο στρωμάτων που προέκυψε από τα δεδομένα ταχυτήτων	29
Εικόνα 22:	Παράμετροι πηγών	30
Εικόνα 23:	Παράμετροι υδροφώνων	30
Εικόνα 24:	Μοντέλο σεισμικής ταχύτητας σε σχέση με το βάθος (z)	34
Εικόνα 25:	Μοντέλο σεισμικής ταχύτητας σε σχέση με το βάθος (z)	34
Εικόνα 26:	Μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{rms}) σε σχέση με τον χρόνο (ms)	35
Εικόνα 27 :	Σεισμική τομή από διάταξη σταθερής απόστασης πηγής υδροφώνου για την οριζόντια απόσταση	35

Εικόνα 28: Σεισμική τομή από διάταξη σταθερής απόστασης πηγής υδροφώνου για την κατακόρυφη απόσταση	36
Εικόνα 29: Διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου	37
Εικόνα 30 : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου στη θέση 5005 m.....	37
Εικόνα 31: Υπεδαφική Κάλυψη 684CMPs.....	38
Εικόνα 32 : Υπεδαφική κάλυψη : Αριστερά τα πρώτα CMP με το πρώτο στα 1317,5 m και δεξιά το τελευταίο στα 9855mμε ισαπόσταση 12,5 m μεταξύ τους	38
Εικόνα 33 : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) πριν τη διόρθωση NMO.....	39
Εικόνα 34 : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) μετά τη διόρθωση NMO με 20% stretching	40
Εικόνα 35:Τομή Σεισμικής Υπέρθεσης	41
Εικόνα 36: Σεισμική τομή υπέρθεσης μετά τη διόρθωση γεωμετρικής διασποράς.....	42
Εικόνα 37: Τομή υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 5 s.....	42
Εικόνα 38: Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_50_60, με 50 ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες	43
Εικόνα 39 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_50_90, με 50 ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες	44
Εικόνα 40 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_200_60, με 200 ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες	44
Εικόνα 41 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_200_90, με 200 ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες	45
Εικόνα 42 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_full_aperture_60, με όλα τα ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες	45
Εικόνα 43: Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_full_aperture_90, με όλα τα ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες.....	46
Εικόνα 44: Τομή χωροθέτησης FDμε βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,001 s.	47
Εικόνα 45 : Τομή χωροθέτησης Phase Shift με γωνία 60°	48
Εικόνα 46 : Τομή χωροθέτησης Phase Shift με γωνία 90°	48
Εικόνα 47: Μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων Vint	49
Εικόνα 48 : Σεισμική τομή του αρχικού μοντέλου όπου ο άξονας y είναι ο χρόνος TWT (s) και ο άξονας x το μήκος της τομής (m)	50
Εικόνα 49: Σύγκριση τομής χωροθέτησης Kirchhoff_50_60 με το σεισμικό μοντέλο ταχυτήτων	50
Εικόνα 50: Σύγκριση τομής χωροθέτησης Kirchhoff_50_60 με το αρχικό σεισμικό μοντέλο	51

ΠΙΝΑΚΕΣ

Πίνακας 1: Πίνακας με τις ταχύτητες και τη πυκνότητα κάθε στρώματος.....	29
--	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 – ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ

Το έντονο ανάγλυφο της Ελλάδας δημιουργήθηκε λόγω των κινήσεων των τεκτονικών πλακών. Η υποβύθιση της Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική είναι αποτέλεσμα δυνάμεων εφέλκυσμού και συμπίεσης, οι οποίες δυνάμεις είναι η αιτία της έντονης σεισμικότητας και ηφαιστειότητας της περιοχής. Οι κύριες αυτές δυνάμεις αλλά και άλλες πλευρικές τάσεις είχαν ως αποτέλεσμα την εναπόθεση θαλάσσιων, λιμναίων και χερσαίων ιζημάτων. Η πολύπλοκη αυτή τεκτονική δραστηριότητα στο Αιγαίο κατά το Νεογενές – Τεταρτογενές κατέλαβε σημαντικό ρόλο για τη διαμόρφωση του Αιγαίου όπως αυτό εμφανίζεται σήμερα.

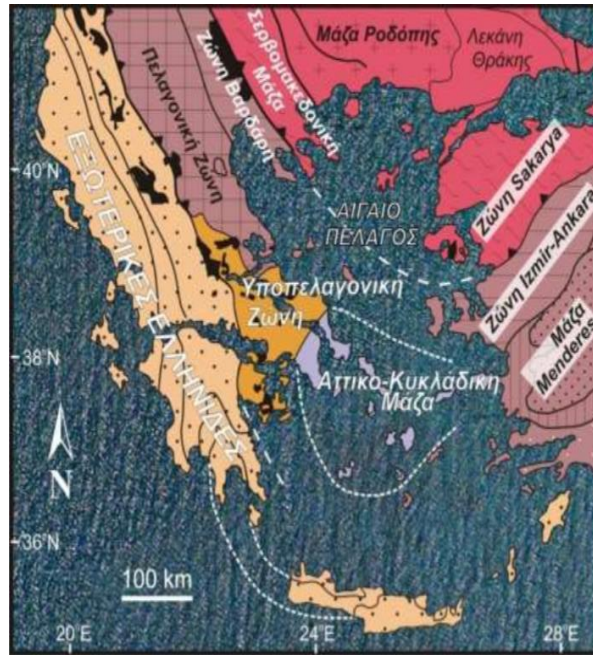
Ο Ελληνικός χώρος χαρακτηρίζεται από διαφορετικά γεωλογικά και στρωματογραφικά στοιχεία τα οποία διαιρούν την Ελλάδα σε ζώνες. Οι εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες, σε αντίθεση με τις εξωτερικές, χαρακτηρίζονται από μεταμόρφωση και περιλαμβάνουν έντονα μαγματικά στοιχεία. Στις εσωτερικές γεωτεκτονικές ζώνες ανήκουν τα νησιά Νάξος, Σίφνος, Φολέγανδρος και πιο συγκεκριμένα η Αττικοκυκλαδική ζώνη, η οποία είναι και το αντικείμενο μελέτης της διατριβής.

1. Γεωτεκτονική Αττικοκυκλαδικής Ζώνης

Η Αττικοκυκλαδική (ΑΚ) ζώνη περιλαμβάνει την ενότητα της Αττικής και τις ενότητες των Βόρειων και Νότιων Κυκλάδων, και αποτελεί προέκταση της Πελαγονικής Ζώνης. Η Βάση της ΑΚ Ζώνης χαρακτηρίζεται από μια μεταμορφωμένη ακολουθία αποτελούμενη από Μεσοζωικά μάρμαρα, ηλικίας Τριαδικού ως Άνω Κρητιδικού, με ενδιάμεσες στρώσεις σχιστόλιθων και μεταβασικών πετρωμάτων. Επιπλέον απαντώνται ορθογενέσιοι, παραγενέσιοι και γρανίτες Άνω Παλαιοζωικής ηλικίας, αλλά και γλαυκοφαντικοί σχιστόλιθοι αποτελούμενοι από πετρώματα Μεσοζωικής ηλικίας και ψαμμιτικά έως πηλινικά ιζήματα. Το ανώτερο μέρος της Ζώνης αποτελείται από μαρμαρυγιακούς και ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, λεπτό- έως μέσο-πλακώδη μάρμαρα, από ιζήματα Μεσοζωικής ηλικίας καθώς και από οφιόλιθους και πρασινοσχιστολιθικά πετρώματα ηλικίας Άνω Κρητιδικού.^{[i] [iii]}

Κατά την διάρκεια της Αλπικής μεταμόρφωσης πραγματοποιήθηκαν δύο φάσεις παραμόρφωσης. Η πρώτη χαρακτηρίστηκε από υψηλή πίεση και μέτρια θερμοκρασία κατά το Ηώκαινο και η δεύτερη κατά το Ολιγόκαινο/Μειόκαινο όπου χαρακτηρίζεται από τη δημιουργία πρασινοσχιστόλιθων.

Γενικά οι Κυκλάδες χαρακτηρίζονται από ήπια νεοτεκτονική δραστηριότητα η οποία σχετίζεται σε μεγαλύτερο βαθμό με την περιφέρεια της Αιγαιακής μικροπλάκας.



Εικόνα 1: Γεωτεκτονικές Ζώνες της Ελλάδας



Εικόνα 2 : Ενότητες της Αττικοκυκλαδικής Ζώνης

1.1 Γεωλογία Φολεγάνδρου

Η Φολεγάνδρος εντοπίζεται στο μέσο του Αττικοκυκλαδικού συμπλέγματος, το οποίο αποτελείται από Αλπικούς και προ-Αλπικούς τεκτονικούς σχηματισμούς. Το σύμπλεγμα αποτελείται κυρίως από γνεύσιους, αμφιβολίτες και σχιστόλιθους, με το ανώτερο τμήμα του να χαρακτηρίζεται από μη μεταμορφωμένα ιζηματογενή και οφιολιθικά πετρώματα και το κατώτερο τμήμα από μεταμορφωμένους νηρητικούς ασβεστόλιθους και ψαμμιτικά ιζήματα.

1.1.1 Γεωδυναμική – τεκτονική

Η Φολεγάνδρος χαρακτηρίζεται από μεταϊζηματογενής και μεταηφαιστειακούς οφιολιθικούς σχηματισμούς που έχουν δημιουργηθεί από όξινα ηφαιστειακά πετρώματα. Κατά κύριο λόγο, η δομή της Φολεγάνδρου αποτελείται από σχιστόλιθους και μάρμαρα. Η Φολεγάνδρος χωρίζεται σε τρεις τεκτονικές ενότητες, με την κατώτερη να χαρακτηρίζεται κυρίως από μάρμαρα με μικρές εναλλαγές σχιστολίθων, την αμέσως επόμενη από γαλαζιακούς σχιστόλιθους, φυλλίτες και μάρμαρα και την τρίτη ενότητα από μάρμαρα και χαλαζιακούς σχιστόλιθους.^[iv]

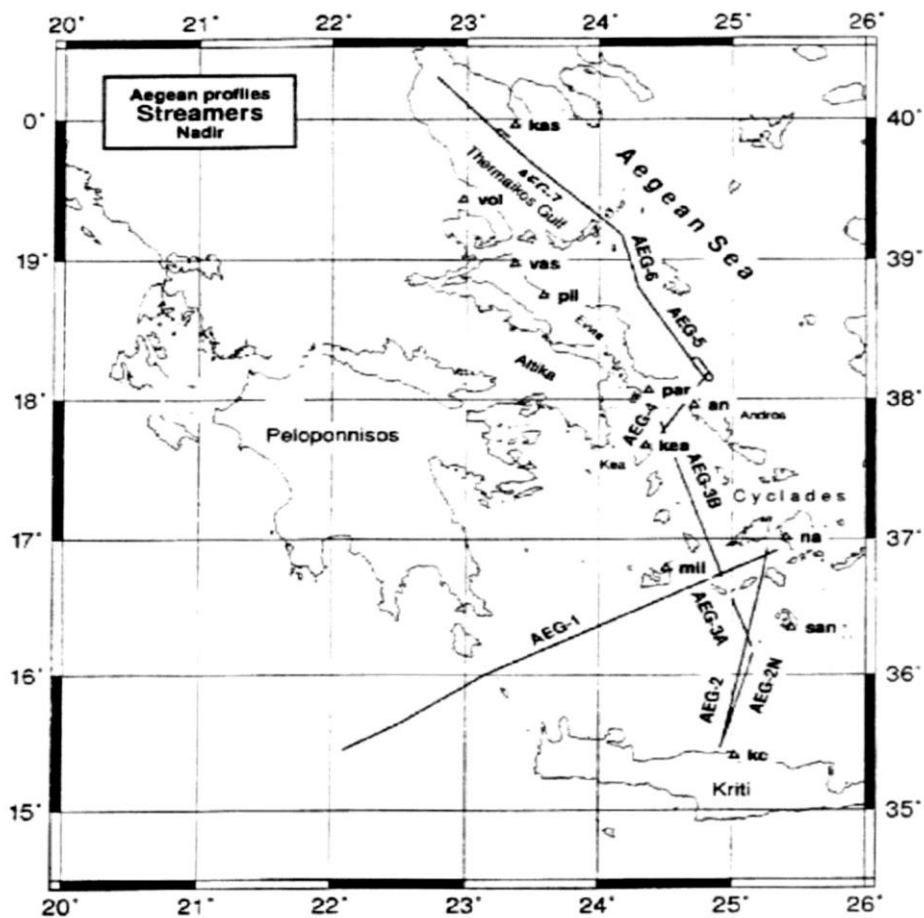
Οι κυανοσχιστόλιθοι που εντοπίζονται έχουν υποστεί τις υψηλές πιέσεις και τις χαμηλές θερμοκρασίες της Ηωκαινικής μεταμόρφωσης, ενώ οι πρασινοσχιστόλιθοι και οι αμφιβολίτες επηρεάστηκαν από την μεταμόρφωση του Ολιγόκαινου-Μειόκαινου. Η ανώτερη ενότητα της Φολεγάνδρου δεν υπέστη Αλπική μεταμόρφωση υψηλής πίεσης και μπορεί να συσχετισθεί με παρόμοιες μορφές που συναντώνται σε πολλά νησιά των Κυκλάδων. Οι Ιουρασικές-Τριαδικές ηλικίες που προσδιορίζονται βάσει κρυστάλλων ζirkονίου από το μεταβασικό σχιστόλιθο της Σικίνου και το χαλαζιακό-χλωριτικό σχιστόλιθο της Φολεγάνδρου, υποδεικνύουν ότι αυτά τα δείγματα πιθανώς αντιπροσωπεύουν τα παλαιότερα υπολείμματα του Ωκεανού της Πίνδου ή του Αξιού. Φαίνεται πιθανό ότι οι βασάλτες ή οι οφιόλιθοι των Κυκλαδικών ενοτήτων κυανοσχιστολίθων δημιουργήθηκαν κατά το Τριαδικό, εν συνεχεία ανυψώθηκαν και εκτέθηκαν στη διάβρωση, σχηματίζοντας ιζηματογενείς σειρές, όπως π.χ. το χαλαζιακό-χλωριτικό σχιστόλιθο της Φολεγάνδρου κατά το Ιουρασικό και πριν από τη μεταμόρφωση του Ηωκαίνου.^[iiii]

1.2 Γεωμετρία του αρχικού πειράματος

Τα αρχικά σεισμικά δεδομένα προέρχονται από την εξέταση ενός τμήματος της θαλάσσιας σεισμικής γραμμής AEG-1 που διασχίζει τη λεκάνη της Φολεγάνδρου, τις κεντρικές Κυκλάδες και το Αιγαίο πέλαγος.

Τα σεισμικά δεδομένα συλλέχθηκαν από τα Ελληνικά Πετρέλαια Α.Ε. στο πλαίσιο του ευρωπαϊκού προγράμματος «JOULEII» τον Απρίλιο του 1993. Μια παράκτια σεισμική

γραμμή μήκους 358 χιλιομέτρων, AEG-1, που σαρώνεται κατά κατεύθυνση ΝΔ-ΒΑ εκτείνεται από τη νότια Πελοπόννησο και τη δυτική Κρήτη (22π 10', 35ο 25'), μέχρι τη Νάξο (25ο 15', 36ο 50'), όπως παρουσιάζεται στην εικόνα 3. Τα δεδομένα από ένα μέρος του AEG-1 επιλέχθηκαν για την ερμηνεία. Σε αυτό το πείραμα, χρησιμοποιήθηκε ένα σύνολο οκτώ αεροβόλων. Η απόσταση μεταξύ των πηγών ορίστηκε στα 50 m και των υδροφώνων στα 25 m. Η κοντινή απόσταση ήταν 260 m και ο αριθμός των καναλιών 96. Το μήκος του σεισμικού καλωδίου ήταν 2375 μ. και η κάλυψη, 24 φορές. Η διάρκεια των εγγραφών ήταν 17 s και το διάστημα δείγματος 1 ms. Υδροφωνα και πηγές βρίσκονταν 20 m κάτω από την στάθμη της θάλασσας. (Ανδρονικίδης, 2015).^[iv]

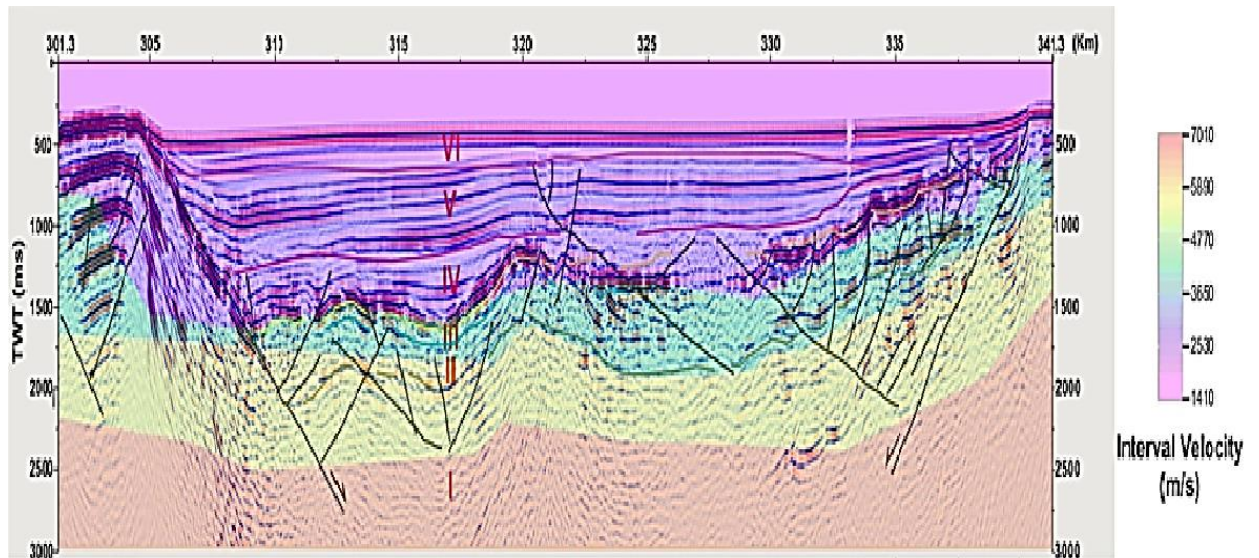


Εικόνα 3 : Σεισμικές γραμμές στο Αιγαίο πέλαγος και σεισμική γραμμή AEG-1

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη χρήση του Λογισμικού Σεισμικής Επεξεργασίας και Απεικόνισης από την Paradigm (Paradigm®) στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης. Πριν τη σεισμική χωροθέτηση εφαρμόστηκαν μέθοδοι επεξεργασίας, όπως διόρθωση θορύβου, ανάλυση ταχύτητας, διόρθωση σφαιρικής απόκλισης, πολλαπλή καταστολή λοξής στοίβας, αποσυνέλιξη μηδενικής φάσης (zero-phase deconvolution), δυναμική διόρθωση (NMO) και σεισμική υπέρθεση. Στη συνέχεια, μελετήθηκαν οι παράμετροι του Kirchhoff και των πεπερασμένων διαφορών (f-x). Τέλος, συγκρίθηκαν οι χωροθετημένες τομές (Γιαλιτάκη, 2015).^[xx]

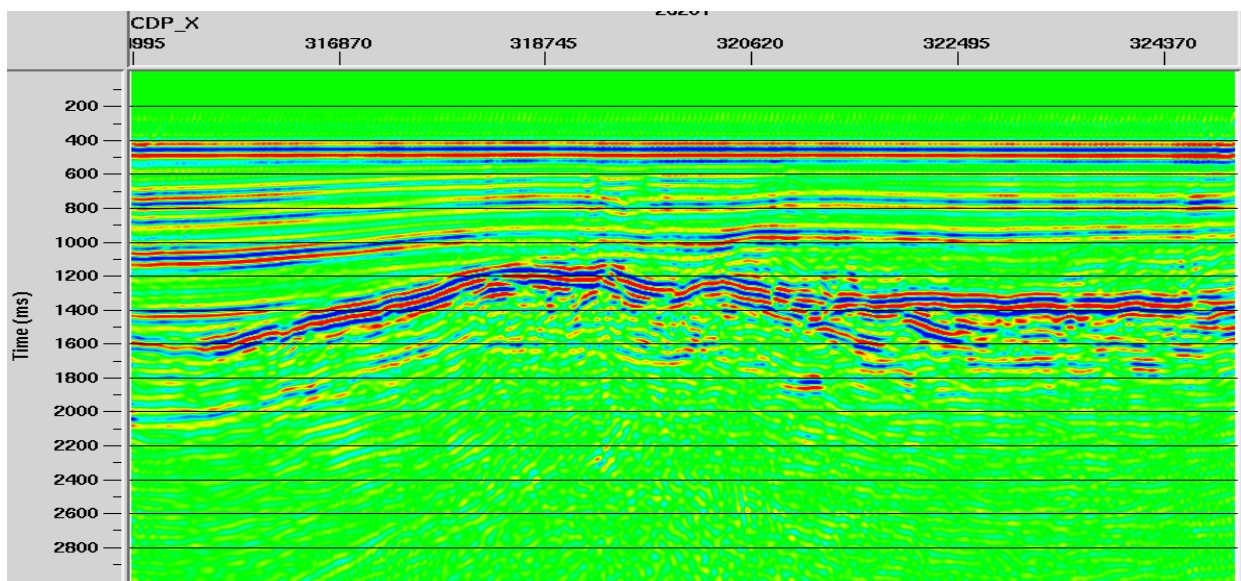
Τα σεισμικά δεδομένα ερμηνεύτηκαν με τη βοήθεια της χωροθετημένης τομής όπου απεικονίζονται οι παρακάτω ανακλαστήρες (εικ. 4) :

- (I) Βασική τεκτονική ακολουθία
- (II) Γλαυκοφαντική ακολουθία
- (III) Ανώτερη τεκτονική ακολουθία
- (IV) Νεογενή Ιζήματα
- (V-VI) Μετα-Νεογενή Ιζήματα ^[iv]



Εικόνα 4 : Ερμηνεία της χωροθετημένης τομής (τμήμα σεισμικής γραμμής AEG-1)

Τα σεισμικά δεδομένα της συγκεκριμένης διατρίβης αντιστοιχούν στα 314,995 km μέχρι τα 324,995 km, καλύπτοντας έτσι μια απόσταση 10 km της σεισμικής γραμμής AEG-1, όπως απεικονίζεται στην εικόνα 5. Να σημειωθεί ότι η σεισμική γραμμή της λεκάνης της Φολεγάνδρου ξεκινάει από τα 301,3 km και τελειώνει στα 341,3 km.



Εικόνα 5: Το τμήμα 10 km της γραμμής AEG-1 που εξετάστηκε στην συγκεκριμένη μεταπτυχιακή διατρίβη

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 – ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΑΝΑΚΛΑΣΗ

2. Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης

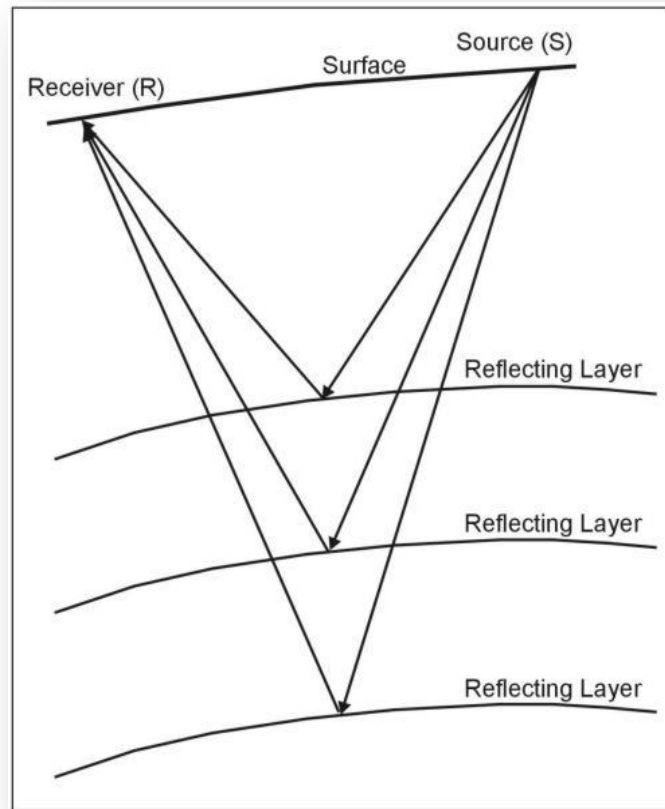
Η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης ξεκίνησε να εφαρμόζεται το 1914 με τον Fessenden να υπολογίζει το βάθος του πυθμένα της θάλασσας μετρώντας τους χρόνους διάδοσης των ανακλώμενων κυμάτων. Η σεισμική έρευνα είναι η μέθοδος διερεύνησης της υπόγειας δομής, ιδιαίτερα όσον αφορά την εξερεύνηση κοιτασμάτων πετρελαίου, φυσικού αερίου και ορυκτών. Η μέθοδος βασίζεται στην δημιουργία σεισμικών κυμάτων τα οποία δίνουν πληροφορίες για την στρωματογραφική δομή του εσωτερικού της γης. Τα σεισμικά κύματα λόγω της ταλάντωσης που δημιουργούν στα υλικά σημεία, προκαλούν μικρές παραμορφώσεις στην ύλη οι οποίες περιγράφονται από τις ελαστικές της ιδιότητες. Οι ελαστικές ιδιότητες του υλικού επηρεάζουν την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Η σεισμική ανάκλαση είναι η πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη γεωφυσική τεχνική. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εξαγωγή σημαντικών λεπτομερειών για τη γεωμετρία των δομών και τις φυσικές τους ιδιότητες. Τα κύρια πεδία εφαρμογής της σεισμικής ανάκλασης περιλαμβάνουν την εξερεύνηση υδρογονανθράκων, μηχανικές και περιβαλλοντικές έρευνες (βάθος < 200m), χαρτογράφηση δομικών χαρακτηριστικών και υδρολογικές μελέτες υδροφόρων οριζόντων. Η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης παρέχει συνήθως καλύτερη ανάλυση από άλλες μεθόδους. Επιπλέον προσφέρει καλύτερη και πιο λεπτομερή απεικόνιση της στρωματογραφικής δομής των ιζηματογενών λεκανών και δίνει μια γενική δομή για το βαθύτερο φλοιό της γης.

2.1 Αρχή της μεθόδου

Η αρχή είναι απλή, ένα σεισμικό σήμα (π.χ. μια έκρηξη) παράγεται σε μία γνωστή θέση σε γνωστό χρόνο και τα ανακλώμενα κύματα από τα όρια μεταξύ στρωμάτων των πετρωμάτων, με διαφορετικές σεισμικές ταχύτητες και πυκνότητα, καταγράφονται και αναλύονται. Ειδικά σχεδιασμένα ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα, τα οποία ονομάζονται γεώφωνα, αναπτύσσονται στην περιοχή της υπο-κρίσιμης ανάκλασης, μέσα στην κρίσιμη απόσταση από το σημείο της έκρηξης όπου δεν είναι δυνατή η δημιουργία μετωπικών κυμάτων. Μέσα στην απόσταση αυτή καταγράφονται τα απευθείας διαδιδόμενα από το σημείο της έκρηξης στα γεώφωνα και τα κύματα που ανακλώνται σε υπεδάφεις διαχωριστικές επιφάνειες. Καταγράφονται επίσης επιφανειακά κύματα τα οποία δημιουργούν ένα σημαντικό θόρυβο καθώς εμπλέκονται με το σήμα ανάκλασης. Όσο πιο κοντά βρίσκεται η διάταξη των γεωφώνων στο σημείο της έκρηξης τόσο πιο κατακόρυφη είναι η πορεία των σεισμικών κυμάτων. Δεδομένα σεισμικής ανάκλασης συνήθως λαμβάνονται σε τομές οι οποίες πρέπει να τέμνουν τις γεωλογικές δομές όσο δυνατό πιο κάθετα στην παράταξή τους.

Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζεται η πορεία των κυμάτων ανάκλασης. η ενέργεια απελευθερώνεται ως ένα σφαιρικό μέτωπο κύματος και απλώνεται κατά τη διαδρομή του. Η ένταση της ανάκλασης στην κάθε συνοριακή επιφάνεια δίνεται από τον συντελεστή ανάκλασης, R_{12} όπου είναι ο λόγος του πλάτους του ανακλώμενου κύματος a_r προς το πλάτος του προσπίπτοντος κύματος a_i : $R_{12} = \frac{a_r}{a_i}$



Εικόνα 6 : Αρχή σεισμικής ανάκλασης

Οι χρόνοι διαδρομής που καταγράφονται από τα γεωφώνα κατά μήκος μιας γραμμής, χαρτογραφούνται ως δισδιάστατες τομές της δομής.

Τα τελευταία χρόνια είναι πολύ σημαντικές οι τομές τριών διαστάσεων οι οποίες καλύπτουν το υπέδαφος στο σύνολό του. Έχουν αναπτυχθεί αρκετές τεχνικές υπαίθρου οι οποίες διακρίνονται μεταξύ τους από τη διαφορετική ανάπτυξη των γεωφώνων σε σχέση με το σημείο της έκρηξης. Στην πλέον συνήθη εφαρμογή της σεισμικής ανάκλασης τα γεωφώνα τοποθετούνται σε ίσες αποστάσεις κατά μήκος τομών που περιλαμβάνουν και το σημείο της έκρηξης. Με σκοπό να μειωθεί ο θόρυβος, κάθε σημείο αναγραφής αντιπροσωπεύει μια ομάδα αλληλοσυνδεόμενων γεωφώνων. Μετά από κάθε έκρηξη η διάταξη των γεωφώνων και το σημείο της έκρηξης μετακινούνται σε προκαθορισμένη απόσταση κατά μήκος της τομής και η διαδικασία επαναλαμβάνεται.

2.2 Σεισμικά κύματα

Τα σεισμικά κύματα είναι κύματα που διαδίδονται στο εσωτερικό της γης και είναι αποτέλεσμα σεισμών, ηφαιστειακής δραστηριότητας, κινήσεων του μάγματος, κατολισθήσεων και ανθρωπογενών εκρήξεων που δίνουν ακουστική ενέργεια χαμηλής συχνότητας. Οι ελαστικές ιδιότητες των πετρωμάτων επηρεάζουν την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων που διέρχονται μέσα από αυτά. Η ταχύτητα διάδοσης εξαρτάται από την πυκνότητα και την ελαστικότητα του μέσου καθώς και από τον τύπο του κύματος.

2.2.1 Διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης

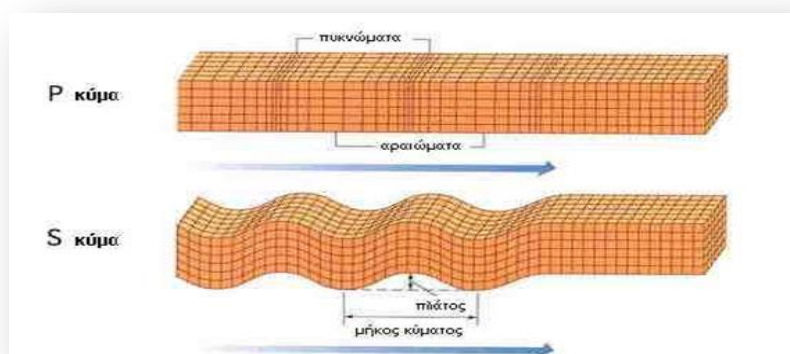
Οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης βασίζονται στην ανάλυση δύο βασικών τύπων κυμάτων:

1) **των κυμάτων χώρου**, επιμήκη (P) ή εγκάρσια (S)

2) **των επιφανειακών κυμάτων**, Rayleigh, Love, Stoneley

Τα κύματα χώρου, επιμήκη (P-waves) και εγκάρσια (S-waves), διαδίδονται προς κάθε κατεύθυνση μέσα σε ένα ελαστικό μέσο. Τα επιμήκη κύματα συνήθως ονομάζονται P-κύματα (πρωτεύοντα κύματα από την ονομασία primary waves) μεταδίδονται μέσω της κίνησης των υλικών σωματιδίων κατά μήκος της διεύθυνσης που μεταδίδεται το κύμα. Διαδίδονται με μεγαλύτερες ταχύτητες μέσω των στερεών αλλά και των ρευστών και ο τρόπος διάδοσής τους είναι ανάλογος με αυτόν της διάδοσης των ηχητικών κυμάτων στον αέρα.

Τα S waves (δευτερεύοντα κύματα από την ονομασία secondary waves) διαδίδονται πιο αργά στο χώρο και φτάνουν στα σειсмоγράμματα μετά τα επιμήκη κύματα γι' αυτό και λέγονται δευτερεύοντα. Ονομάζονται εγκάρσια διότι υπάρχει κάθετη κίνηση των υλικών σωματιδίων προς τη διάδοση του κύματος. Τα κύματα αυτά προκαλούνται από την αντίδραση του χώρου στη μεταβολή του σχήματός του. ^[v]



Εικόνα 7 : Διάδοση κυμάτων χώρου P και S

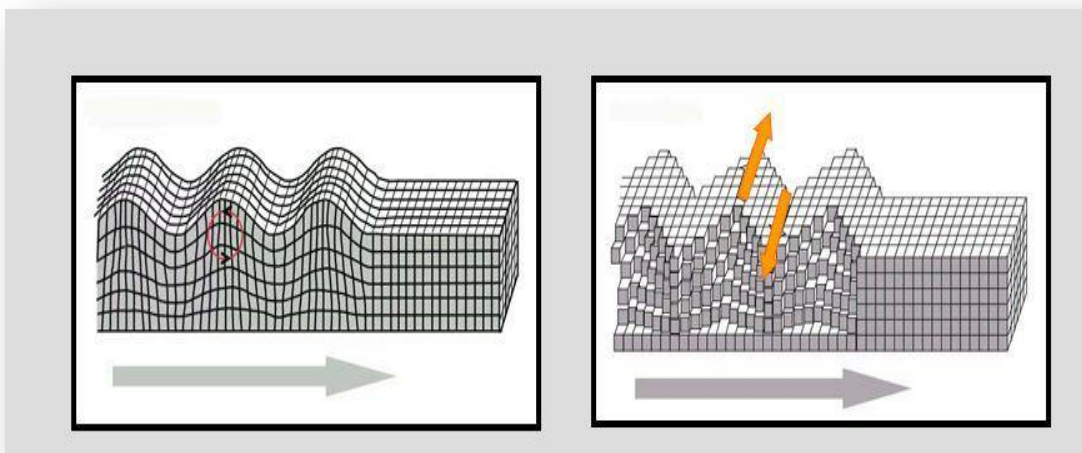
Τα κύματα επιφάνειας διαδίδονται μέσα και κοντά στην επιφάνεια της Γης, με ταχύτητες μικρότερες των αντίστοιχων εγκάρσιων κυμάτων. Το πλάτος τους μπορεί να πάρει μεγάλες τιμές στην επιφάνεια και εξασθενούν πιο αργά με την απόσταση διάδοσης, σε σχέση με τα κύματα χώρου, αλλά η εξασθένησή τους είναι εκθετική σε σχέση με το βάθος.

Όπως και στην περίπτωση των κυμάτων χώρου, έτσι και τα κύματα επιφάνειας χωρίζονται σε υποκατηγορίες ανάλογα με την κίνηση που προκαλούν στα υλικά σημεία του μέσου:

Τα κύματα Love διαδίδονται με τα σημεία της ύλης να κινούνται παράλληλα προς την επιφάνεια και κάθετα προς τη διεύθυνση διάδοσης, είναι δηλαδή εγκάρσια κύματα οριζοντίως πολωμένα.

Τα κύματα Rayleigh είναι κύματα μεγάλης περιόδου. Κατά τη διάδοσή τους τα υλικά σημεία του μέσου διαγράφουν ελλειπτικές τροχιές με το μεγάλο άξονα κάθετο προς την επιφάνεια και τη διεύθυνση διάδοσης και τον μικρό άξονα παράλληλο προς τη διεύθυνση διάδοσης.

Τα κύματα Stoneley ακολουθούν επιφάνειες ασυνέχειας στο εσωτερικό της γης και δεν διακρίνονται εύκολα στα σειсмоγράμματα.



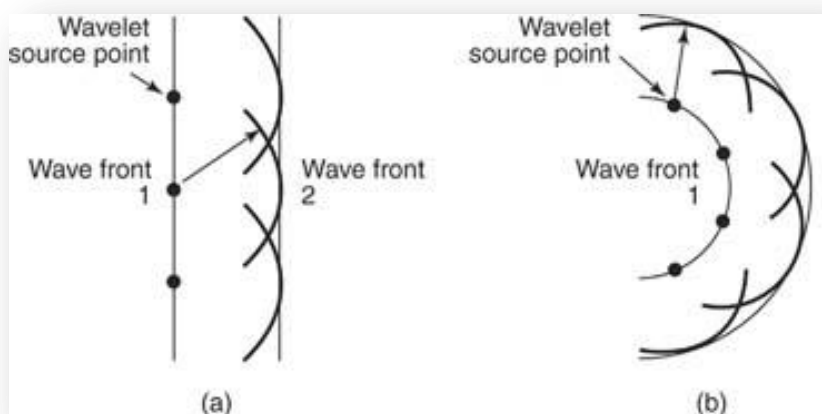
Εικόνα 8 : Διάδοση κυμάτων Rayleigh (αριστερά) και Love (δεξιά)

2.3 Αρχές διάδοσης σεισμικών κυμάτων

2.3.1 Αρχή του Huygens

Η *αρχή του Huygens* διατυπώθηκε από τον Ολλανδό φυσικό, αστρονόμο και μαθηματικό Christian Huygensto 1678, ως ερμηνευτική αρχή για τη διάδοση του φωτός. Σύμφωνα με τον Huygens, το φως διαδίδεται μέσω κυματικών μετώπων και κάθε σημείο του μετώπου είναι πηγή δευτερογενών κυμάτων που διαδίδονται προς τα έξω σαν σφαιρικό κύμα. Τα δευτερογενή κύματα συνδυάζονται για να σχηματίσουν ένα καινούργιο μέτωπο κύματος. Η φωτεινή ακτίνα είναι η κάθετη στα μέτωπα του κύματος.^[i] Η αρχή του Huygens επιτρέπει να ερμηνεύσουμε την κινηματική της κυματικής διάδοσης, δηλαδή το πώς εξελίσσεται στο χρόνο το μέτωπο κύματος, όταν γνωρίζουμε το πεδίο $c(x,t)$ της ταχύτητας διάδοσης του κύματος, στις δύο και στις τρεις διαστάσεις.

Στο παρακάτω σχήμα φαίνεται πως εφαρμόζεται η αρχή (κατασκευή) του Huygens σ' ένα επίπεδο και ένα σφαιρικό κύμα που διαδίδονται σε ομογενές μέσο. Κατά συνέπεια, στην περίπτωση αυτή, η αρχή του Huygens μας λέει ότι το επίπεδο κύμα παραμένει επίπεδο, και το σφαιρικό κύμα παραμένει σφαιρικό. Οι ακτίνες διάδοσης (που είναι γραμμές κάθετες στο μέτωπο κύματος) είναι παράλληλες ευθείες στην περίπτωση του επιπέδου κύματος, και αποκλίνουσες ευθείες στην περίπτωση του σφαιρικού κύματος. Τα κυματίδια του σχήματος (θεωρούμενα ως πλήρες σφαίρες) έχουν δύο περιβάλλουσες επιφάνειες, μία μέσα στο χώρο απ' όπου έχει ήδη περάσει το κύμα, και μια έξω από αυτόν. Προφανώς, η δεύτερη επιφάνεια είναι η κατάλληλη για το πρόβλημά μας. Η πρώτη επιφάνεια θα ήταν κατάλληλη αν είχαμε κύμα διαδιδόμενο προς την αντίθετη κατεύθυνση.^[vi]



Εικόνα 9 : Εφαρμογή της αρχής του Huygens σε επίπεδο και σφαιρικό κύμα, σε ομογενές μέσο

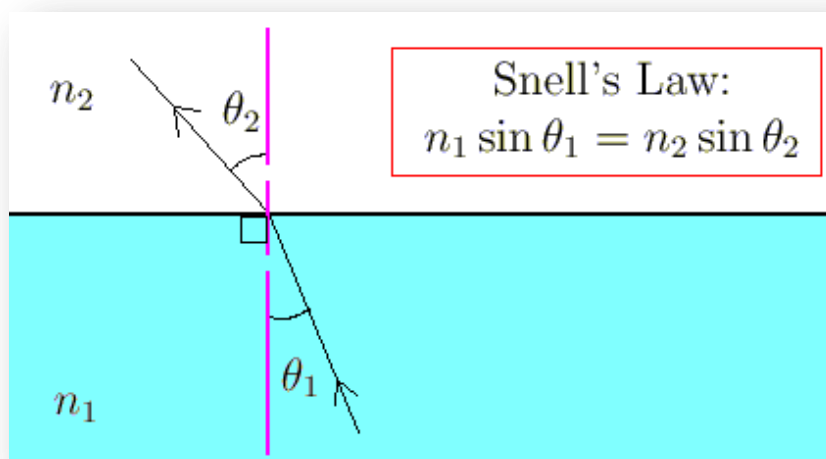
2.3.2 Αρχή του Fermat

Ο Fermat το 1662 ανέπτυξε μια γενική αρχή για τον υπολογισμό της τροχιάς μιας φωτεινής ακτίνας που διαδίδεται μεταξύ δύο σημείων. Πιο συγκεκριμένα, διατύπωσε ότι όταν μια ακτίνα φωτός διαδίδεται μεταξύ δύο οποιονδήποτε σημείων, η διαδρομή που ακολουθεί είναι αυτή που απαιτεί τον μικρότερο δυνατό χρόνο. Η αρχή στηρίχτηκε στην παρατήρηση ότι το φως ακολουθεί ευθύγραμμη πορεία όταν ταξιδεύει σε ομογενές μέσο και ότι η ευθύγραμμη αυτή διαδρομή είναι η συντομότερη. ^[vii]

2.3.3 Ο νόμος του Snell

Ο νόμος του Snell, διατυπώθηκε το 1621 από τον Willebrord Snell και περιγράφει τη σχέση μεταξύ της διαδρομής μιας ακτίνας φωτός που διαδίδεται μεταξύ δύο διαφορετικών μέσων και του δείκτη διάθλασης του κάθε μέσου. Ο γενικευμένος νόμος Snell ισχύει και για ένα ανακλώμενο και για ένα διαθλώμενο κύμα.

Στο σχήμα, τα n_1 και n_2 αντιπροσωπεύουν τους δείκτες διάθλασης για τα δύο μέσα και τα θ_1 και θ_2 είναι οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης. Ο νόμος του Snell ισχυρίζεται ότι $n_1 \sin \theta_1 = n_2 \sin \theta_2$. Επειδή ο λόγος n_1 / n_2 είναι μια σταθερά για οποιοδήποτε δεδομένο μήκος κύματος φωτός, η αναλογία των δύο σειρών είναι επίσης μια σταθερά για οποιαδήποτε γωνία. Έτσι, η πορεία ακτίνας φωτός θα καμφθεί όταν η ακτίνα εισέλθει σε υλικό με δείκτη διάθλασης υψηλότερο από αυτόν από τον οποίο προκύπτει, και επειδή η διαδρομή ακτίνας φωτός είναι αναστρέψιμη, η ακτίνα κάμπτεται μακριά από το κανονικό όταν εισέλθει σε μέσο με χαμηλότερο δείκτη διάθλασης. ^[viii]



Εικόνα 10 : Νόμος του Snell

2.4 Ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε διαφορετικά πετρώματα

Η διάδοση ενός σεισμικού κύματος από την πηγή του ως το σημείο καταγραφής του σε κάποιο μέσο χρειάζεται ένα συγκεκριμένο χρόνο, ο οποίος ορίζεται ως χρόνος διαδρομής του κύματος. Η διάδοση σε μέσο όπου δεν παρατηρούνται φυσικές μεταβολές, παρουσιάζει μια σταθερή ταχύτητα διάδοσης, η οποία καλείται σεισμική ταχύτητα.

Για τον υπολογισμό του πεδίου ταχύτητας μπορούν να χρησιμοποιηθούν συναρτήσεις που δείχνουν τις διακυμάνσεις της ταχύτητας για ολόκληρη τη περιοχή μελέτης, είτε ορίζοντας την τοπική ταχύτητα που προκύπτει από τις ταχύτητες συγκεκριμένων σημείων της περιοχής. Για μεγαλύτερη ευκολία, συνήθως χρησιμοποιείται η τοπική καθυστέρηση η οποία ορίζεται ως το αντίστροφο της τοπικής ταχύτητας, λόγω του ότι υπολογίζεται από γραμμικές εξισώσεις.

Κάποια συμπεράσματα που έχουν ληφθεί από γεωφυσικές έρευνες υποστηρίζουν ότι η ταχύτητα των P κυμάτων σχετίζεται με την πυκνότητα και αυξάνεται με το βάθος. Έτσι η πυκνότητα σχηματισμών σε μεγάλο βάθος μπορεί να υπολογιστεί μέσω των ταχυτήτων που προκύπτουν από τις σεισμικές μεθόδους. Επιπλέον, οι σεισμικές ταχύτητες στον ψαμμίτη και στον σχιστόλιθο δείχνουν συστηματική αύξηση με το βάθος και την ηλικία του σχηματισμού λόγω προοδευτικής συμπίκνωσης και συγκόλλησης. ^[ix]

2.4.1 Μέση τετραγωνική ταχύτητα

Ο κύριος στόχος της ανάλυσης της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων είναι ο προσδιορισμός της Μέσης Τετραγωνικής Ταχύτητας (V_{RMS}). Η Μέση Τετραγωνική Ταχύτητα χρησιμοποιείται στην εξίσωση της υπερβολής αντί της ταχύτητας υπέρθεσης V_a , η οποία αυξάνεται με την αύξηση του μήκους της γραμμής μελέτης και για τον λόγο αυτό δεν χρησιμοποιείται σε εξισώσεις.

Η εξίσωση της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας δίνεται από τον εξής τύπο :

$$a_n = \frac{V_n^2 T_n - V_{n-1}^2 T_{n-1}}{T_n - T_{n-1}}$$

όπου V_n είναι η μέση τετραγωνική ταχύτητα και T_n ο διπλός χρόνος διαδρομής. Η εξίσωση προκύπτει από τον υπολογισμό της τμηματικής ταχύτητας (a_n) μέσω της βοήθειας των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων V_n και των διπλών χρόνων διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας T_n και T_{n-1} .

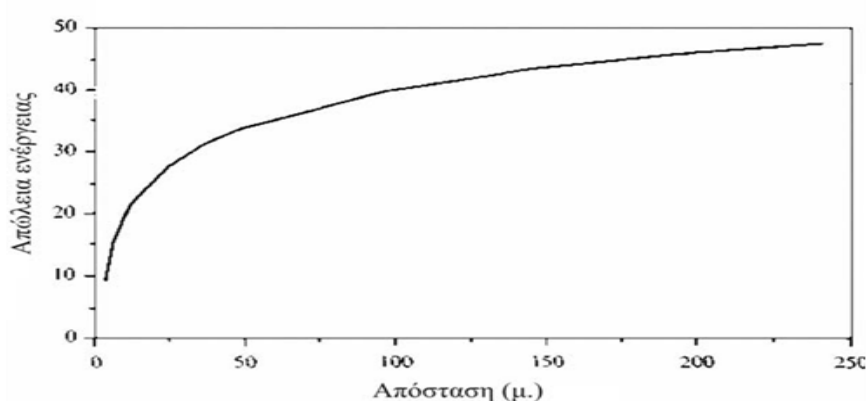
2.5 Εξασθένιση σεισμικών κυμάτων

Καθώς ένα κύμα διαδίδεται μεταξύ ενός μέσου, παρατηρείται μεταβολή στην ενέργειά του. Η μεταβολή αυτή οφείλεται στις ελαστικές ιδιότητες και στις μεταβολές της πυκνότητας του μέσου στο οποίο διαδίδεται το κύμα, καθώς και στην απόσταση την οποία διανύει. Επιπλέον, η ανάκλαση και η διάθλαση στις ασυνέχειες δημιουργούν μεταβολές στην κατανομή της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων και πιο συγκεκριμένα συντελούν στην εξασθένησή τους. Η εξασθένηση αυτή διακρίνεται σε γεωμετρική διασπορά και απόσβεση.

Η γεωμετρική διασπορά εξαρτάται αποκλειστικά από το πλάτος του κύματος A και την απόσταση r που διανύει. Η σχέση που συνδέει αυτούς τους παράγοντες είναι :

$$A = A_0 * r_0(1/r)$$

Όπου A_0 το πλάτος και r_0 η απόσταση από την πηγή του πρώτου κύματος.^[x]



Εικόνα 11 : Εξασθένηση ενέργειας σε σχέση με την απόσταση

Ο δεύτερος παράγοντας της εξασθένησης της ενέργειας είναι η απόσβεση η οποία οφείλεται στη μετατροπή της ενέργειας του κύματος σε θερμική μέσω της διέλευσής του από ένα μέσο. Η παραγωγή της θερμικής ενέργειας μειώνει την συνολική ενέργεια του κύματος. Η σχέση της διαδικασίας αυτής είναι:

$$I = I_0 e^{-qr}$$

όπου I είναι η ένταση σε απόσταση από την πηγή, q είναι ο συντελεστής απόσβεσης και I_0 ένταση κοντά στην πηγή.

Πειραματικά αποτελέσματα έχουν δείξει ότι ο συντελεστής απόσβεσης είναι ανάλογος της συχνότητας, διότι οι υψηλές συχνότητες χάνονται γρήγορα με απομάκρυνση από την πηγή. Αν συγκριθούν οι απώλειες ενέργειας από την απόσβεση με της γεωμετρικής εξάπλωσης φαίνεται ότι οι απώλειες λόγω γεωμετρικής διασποράς είναι πιο σημαντικές για χαμηλές συχνότητες ή μικρές αποστάσεις. Καθώς όμως η συχνότητα ή η απόσταση μεγαλώνουν, οι

απώλειες λόγω απόσβεσης αυξάνονται. [xi]

2.5.1 Συντελεστής σεισμικής ανάκλασης

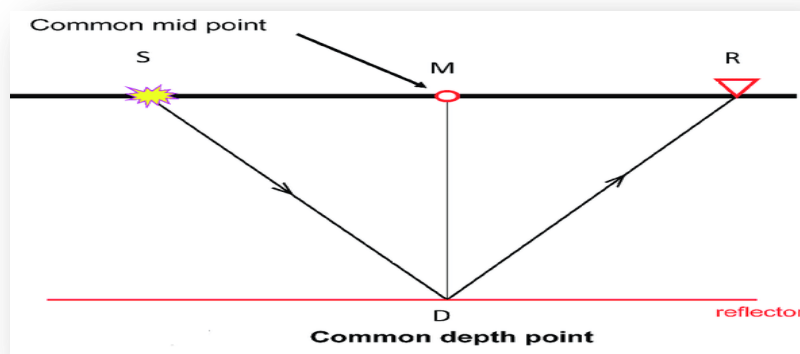
Στην πράξη, η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης εφαρμόζεται για μικρές γωνίες πρόσπτωσης. Στην κάθετη πρόσπτωση σε μία διαχωριστική επιφάνεια το P- κύμα δεν προκαλεί κάποια διατμητική τάση ή μετατόπιση με αποτέλεσμα να μην διεγείρονται εγκάρσια κύματα. Έτσι, η κατανομή της ενέργειας σε διαθλώμενα και ανακλώμενα P- κύματα γίνεται πολύ πιο απλά και εξαρτάται από μία ιδιότητα του κάθε μέσου η οποία ονομάζεται ακουστική εμπίεση, Z , και ορίζεται ως το γινόμενο της πυκνότητας ρ του μέσου επί την ταχύτητα α των P- κυμάτων σε αυτό ($Z=\rho\alpha$). Τα πλάτη A_1 και A_2 των ανακλώμενων P- κυμάτων, δίνονται με βάση το πλάτος A_o του προσπίπτοντος κύματος από τις σχέσεις:

$$RC = \frac{A}{A_o} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1}$$

Ο λόγος των πλατών RC καλείται συντελεστής ανάκλασης. Όταν προσπίπτον κύμα ανακλάται στην επιφάνεια ενός μέσου με υψηλότερη ακουστική εμπίεση ($Z_2 > Z_1$), ο συντελεστής ανάκλασης RC είναι θετικός. Αυτό σημαίνει ότι το ανακλώμενο κύμα βρίσκεται σε φάση με το προσπίπτον κύμα. Όμως, όταν το κύμα προσπίπτει σε ένα μέσο με χαμηλότερη ακουστική εμπίεση ($Z_2 < Z_1$), τότε ο συντελεστής ανάκλασης θα είναι αρνητικός. [i]

2.6 Διατάξεις γεωφώνων

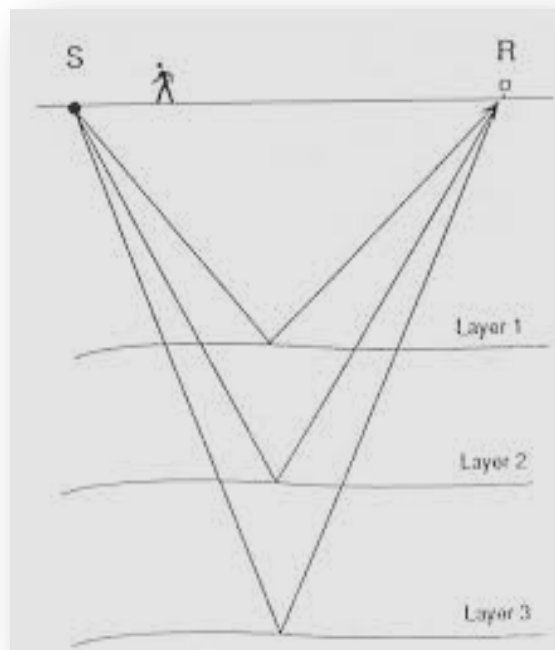
Η απλούστερη περίπτωση σεισμικής ανάκλασης, παρουσιάζεται στο παρακάτω σχήμα.



Εικόνα 12 : Διάταξη πηγής γεωφώνου single layer

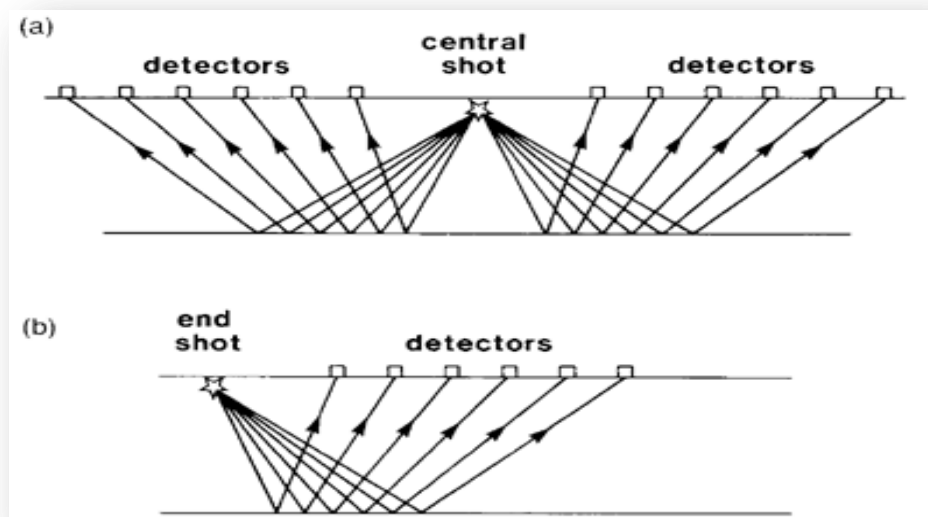
Μια πηγή σεισμικών κυμάτων εκπέμπει ενέργεια στο έδαφος, συνήθως με έκρηξη ή πτώση μάζας. Η ενέργεια ακτινοβολείται σφαιρικά μακριά από την πηγή. Το ανακλώμενο κύμα λαμβάνεται από το γεωφώνο, ακολουθώντας την αρχή του ελάχιστου χρόνου του Fermat.

Γενικά υπάρχουν συνήθως πολλά στρώματα κάτω από την επιφάνεια της γης που είναι σε απόσταση από την πηγή. Το σχήμα 13 απεικονίζει αυτή την έννοια, αλλά σημειώνεται ότι οι διαδρομές των ακτινών δεν είναι γενικά ευθείες γραμμές, αλλά εκτρέπονται σύμφωνα με το νόμο του Snell. Το γεγονός ότι ανακλώμενα κύματα από πολλά στρώματα συμβάλλουν συχνά σε σειсмоγράμματα τείνει να καταστήσει τα σεισμικά δεδομένα πιο περίπλοκα, καθώς ανακλάσεις σε μεγαλύτερα βάθη φθάνουν σε μεταγενέστερους χρόνους σε σύγκριση με τις αντίστοιχες από ρηχές ανακλάσεις.^[xiii]



Εικόνα 13 : Διάταξη πηγής γεωφώνου 3 στρωμάτων

Η τεχνική του κοινού ενδιαμέσου σημείου, χρησιμοποιείται στην λήψη και επεξεργασία των δεδομένων ανάκλασης, και βασίζεται στην πολλαπλή κάλυψη των υπεδαφικών σημείων. Για να ληφθούν πληροφορίες για το βάθος μεμονωμένου σημείου από σεισμικά κύματα ανάκλασης, αυτά πρέπει να προέρχονται από πηγή και να καταγράφονται σε δέκτη, που να βρίσκονται συμμετρικά ως προς το ίχνος του σημείου στην επιφάνεια. Στην εικόνα 14 παρουσιάζονται ζεύγη πηγής και δέκτη τα οποία έχουν κοινό υπεδαφικό σημείο ανάκλασης αλλά και κοινό ενδιαμέσο σημείο ανάκλασης.



Εικόνα 14 : Διάταξη κοινής πηγής α) Διπλή και β) Απλή

Στην εικόνα 14 παρουσιάζεται μια διάταξη όπου η πηγή και οι δέκτες θεωρούνται ότι είναι τοποθετημένοι κατά άρτια διαστήματα πάνω στην ευθεία. Η απόσταση μεταξύ γεωφώνων είναι ίση με ένα άρτιο διάστημα. Αν η διάταξη μετακινηθεί κατά ένα διάστημα τότε στους δέκτες φτάνουν σεισμικά κύματα ανάκλασης από σημεία που έχουν δώσει ανακλάσεις και στην προηγούμενη καταγραφή. Αν τα σεισμικά ίχνη ταξινομηθούν κατά κοινό υπεδafικό σημείο CDP, τότε θα προκύψουν ομάδες ιχνών κοινού ενδιαμέσου σημείου. Αυτή η διαδικασία βοηθάει στο διαχωρισμό του σήματος ανάκλασης από ανεπιθύμητα κύματα όπως ο εδαφικός θόρυβος, το κύμα αέρος και οι πολλαπλές ανακλάσεις. ^[xiii]

2.6.1 Εξοπλισμός σεισμικών διασκοπήσεων

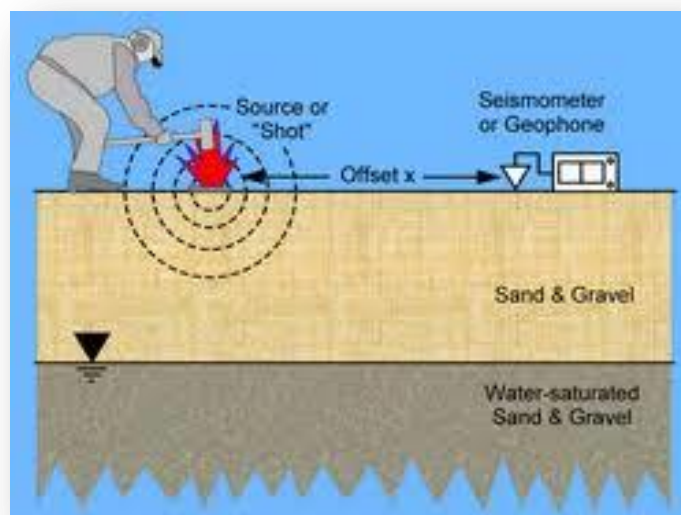
Συγκριτικά με τον εξοπλισμό που χρησιμοποιείται σε άλλες γεωφυσικές μεθοδολογίες, η πολυπλοκότητα και το μέγεθος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται στη σεισμική διασκόπηση είναι εντυπωσιακά. Ένα τυπικό σύστημα απόκτησης σεισμικών δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω:

Σεισμικές πηγές (Seismic Sources) : Είναι συσκευές οι οποίες παράγουν σεισμικά κύματα. Έχουν την ικανότητα να αποδίδουν αρκετά μεγάλη ενέργεια με μικρή χρονική διάρκεια του εκπεμπόμενου σεισμικού κύματος. Επιπλέον έχουν μεγάλη ταχύτητα στην επανάληψη εκπομπής σεισμικών κυμάτων και ελαχιστοποιούν τον προκαλούμενο σεισμικό θόρυβο.

Μέχρι το 1950 η σχεδόν αποκλειστική σεισμική πηγή ήταν τα **Εκρηκτικά**. Τα κύρια πλεονεκτήματα είναι ότι διαβιβάζουν τη μεγαλύτερη ποσότητα σεισμικής ενέργειας στο

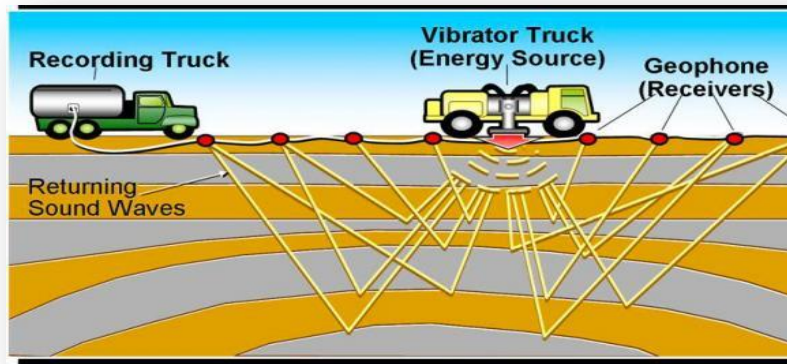
υπέδαφος και η ενέργεια τείνει να είναι πολύ υψηλής συχνότητας. Επίσης τα εκρηκτικά τοποθετούνται συνήθως σε ρηχές γεωτρήσεις, συνήθως δεν επηρεάζεται από τα κύματα επιφανείας. Τα μειονεκτήματα των εκρηκτικών είναι κυρίως η ασφάλεια και η χρονοβόρα γραφειοκρατική διαδικασία για την απόκτηση άδειας μεταφοράς και χρήσης εκρηκτικών υλών. Επιπλέον, η απόκτηση δεδομένων με χρήση εκρηκτικών πηγών είναι πολύ πιο αργή διαδικασία από ότι με χρήση των πηγών κρούσης και των όπλων. Αυτό συμβαίνει κυρίως διότι πρέπει πρώτα να γίνουν οι γεωτρήσεις μέσα στις οποίες θα μπουν τα εκρηκτικά.

Το Πίπτων Βάρος είναι μεγάλη μεταλλική πλάκα που πέφτει από ύψος 3m και τη στιγμή που έρχεται σε επαφή με το έδαφος ευαισθητοποιείται το καταγραφικό όργανο μέσω ενός συστήματος που υπάρχει. Τα κύρια πλεονεκτήματά του είναι ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε κατοικημένες περιοχές και σε δύσκολες καιρικές συνθήκες με χαμηλό κόστος.



Εικόνα 15: Σφυρί

Το Vibroseis είναι η πιο διαδεδομένη σεισμική πηγή στη ξηρά. Αποτελείται από υδραυλικό σύστημα που παράγει διαμήκη ή εγκάρσια κύματα μικρού πλάτους και συχνότητας από 6 μέχρι 150 Hz. Το κύριο πλεονέκτημα είναι ότι χρησιμοποιείται και σε κατοικημένες περιοχές καθώς δεν δημιουργεί περιβαλλοντικές καταστροφές. Αντίθετα το κόστος του είναι αυξημένο διότι πρέπει να χρησιμοποιηθούν 3 με 4.



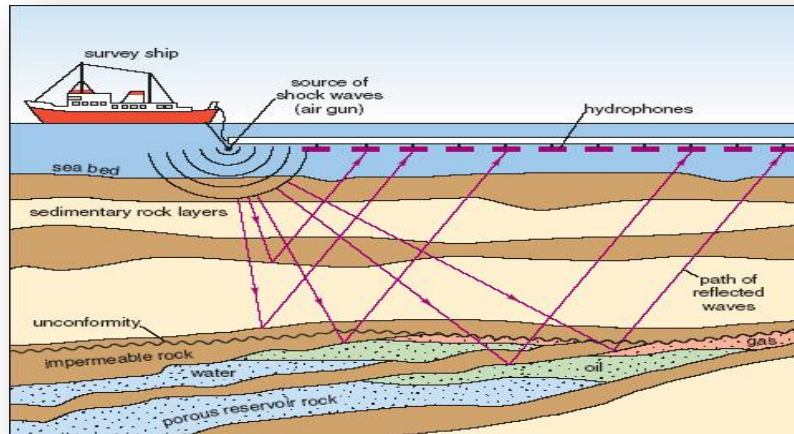
Εικόνα 16: Vibroseis

Τα γεώφωνα είναι όργανα που το καθένα αποτελείται από ένα μόνιμο μαγνήτη, και από πηνίο, ο οπλισμός του οποίου συνδέεται με το περίβλημα με ελατήριο για να μπορεί να ταλαντώνεται ελεύθερα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση. Κάθε γεώφωνο μετατρέπει την εδαφική κίνηση σε ηλεκτρικό σήμα.



Εικόνα 17 : Γεώφωνα

Το air-gun είναι ακόμα μια σεισμική πηγή η οποία χρησιμοποιείται κυρίως στη θάλασσα και αποτελείται από θάλαμο ο οποίος πληροúται με αέρα υψηλής πίεσης και αεροσυμπιεστή. Τα σεισμικά κύματα σε αυτή τη περίπτωση παράγονται από την απότομη εκτόνωση του αέρα στο νερό, ο οποίος αέρας δημιουργεί φυσαλίδα που αυξάνει την χρονική διάρκεια του σήματος. Το πλεονέκτημά του είναι ότι δεν δημιουργεί περιβαλλοντικές καταστροφές και έχει πολύ καλή επαναληπτικότητα. Από την άλλη έχει πολύ υψηλό κόστος.

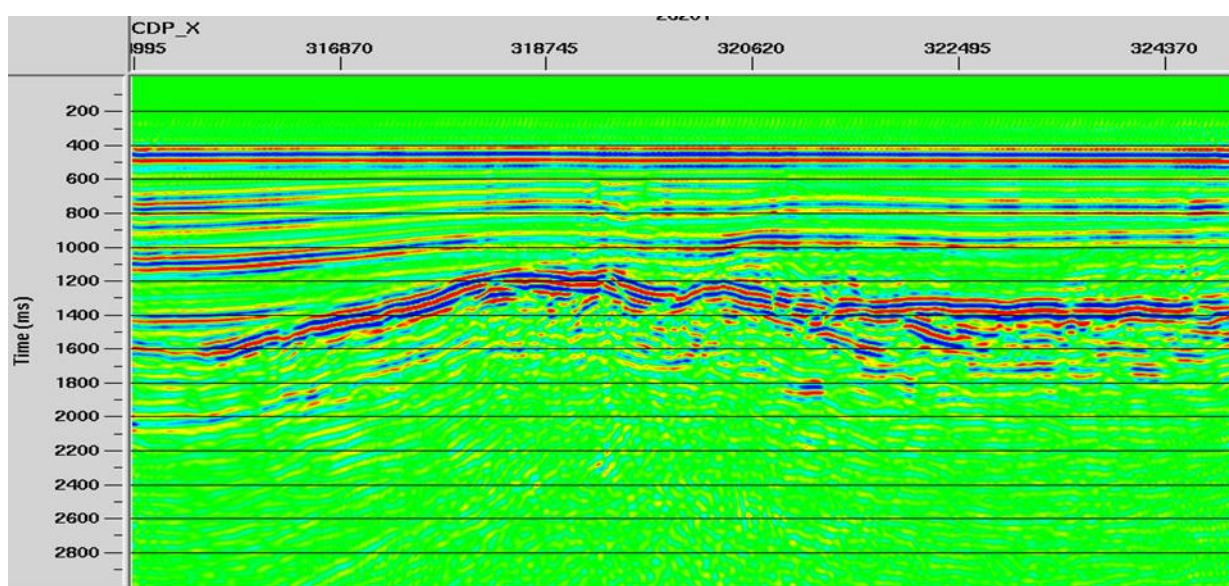


Εικόνα 18:Airgun

Το Σύστημα Καταγραφής (Recording System) δεν κάνει τίποτα περισσότερο από το να αποθηκεύει την εδαφική κίνηση που καταγράφουν ένας αριθμός γεωφώνων. Ο αριθμός αυτός μπορεί να είναι αρκετά μεγάλος. Τα γεώφωνα συνδέονται με το σύστημα καταγραφής με ειδικό πολύκλωνο καλώδιο (σεισμικό καλώδιο). Κάθε σεισμικό καλώδιο μπορεί να μεταφέρει τα σήματα που παράγονται από αρκετά (10άδες έως 100άδες) γεώφωνα ταυτόχρονα. Η εδαφική κίνηση αποθηκεύεται είτε απευθείας σε ψηφιακή κασέτα ή στο σκληρό δίσκο του υπολογιστή που υπάρχει μέσα στο ίδιο το σύστημα καταγραφής. Τα περισσότερα σύγχρονα συστήματα καταγραφής μπορούν να παρουσιάσουν την καταγραφή της εδαφικής κίνησης σχεδόν αμέσως μετά από τη λήψη. Εκτός από την καταγραφή και αποθήκευση της εδαφικής κίνησης, το σύστημα πρέπει επίσης να ελέγχει το συγχρονισμό της πηγής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 – ΣΥΝΘΕΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Στο παρών κεφάλαιο θα αναλυθούν οι μέθοδοι δημιουργίας και επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων. Τα αρχικά δεδομένα προήλθαν από την χωροθετημένη τομή που παρουσιάστηκε στο πρώτο κεφάλαιο και παρατίθεται από κάτω (εικόνα 19). Η απεικόνιση της τομής για το τμήμα των 10 km της σεισμικής γραμμής AEG-1 εισήλθε στο λογισμικό matlab ώστε να εντοπιστούν και να σημειωθούν οι ανακλαστήρες. Να σημειωθεί ότι στην τομή σημειώθηκε ο πυθμένας, η βάση πρόσφατων ιζημάτων, η βάση του νεογενούς και η βάση των μεταμορφωμένων όπου περιέχει τις τρεις βασικές ενότητες (Βασική τεκτονική, Γλαυκοφαντική και Ανώτερη τεκτονική ακολουθία). Δημιουργήθηκαν έτσι οι polylines ακολουθώντας τους ανακλαστήρες οι οποίοι διαχωρίστηκαν με βάση τη σεισμική ταχύτητα των στρωμάτων, και στη συνέχεια έγινε η εξαγωγή των συντεταγμένων και των παραμέτρων.



Εικόνα 19 : Χωροθετημένη τομή 10 km

3. Δημιουργία Συνθετικών Δεδομένων

Η δημιουργία των συνθετικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια αλγόριθμων σε περιβάλλον Matlab από το εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης. Είναι βασισμένοι σε πεπερασμένες διαφορές και παρουσιάζουν μια διδιάστατη προσομοίωση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Το πρώτο βήμα για τη δημιουργία των συνθετικών δεδομένων είναι η εισαγωγή των αρχικών παραμέτρων στο πρόγραμμα PSV_SYNTHETICS και παρουσιάζεται στην εικόνα 20. Πιο αναλυτικά, η οριζόντια απόσταση είναι 10km, το βάθος 3km, η ελάχιστη ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων των ιζημάτων ορίστηκε στα 850m/s, η συχνότητα της πηγής είναι 10Hz και η απόσταση μεταξύ των δεκτών είναι 25m.

PSV Modeler V12.1: INITIAL MODEL PA...

Enter the HORIZONTAL extend of model in meters
10000

Enter the VERTICAL extend of model in meters
3000

Enter the minimum velocity of model in m/s. S-wave velocity of air or water excluded
850

Enter the dominant frequency of the source in Hz
10

Enter receivers spacing in meters
25

The top boundary (i=0) of model is FREE or ABSORBING boundary ?
FREE

Model for MARINE or LAND Survey ?
MARINE

OK Cancel

Εικόνα 20 : Εισαγωγή δεδομένων στο PSV_SYNTHETICS

Το δεύτερο βήμα για τη δημιουργία του μοντέλου είναι η εισαγωγή των ταχυτήτων εγκάρσιων (V_s) και διαμηκών κυμάτων (V_p) καθώς και της πυκνότητας (ρ) κάθε στρώματος, όπως παρουσιάζονται στις παρακάτω εικόνες. Η ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων για κάθε στρώμα υπολογίστηκε από τα βάθη και τους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων. Στη συνέχεια ορίστηκε η ταχύτητα των εγκάρσιων ως το $\frac{1}{2}$ των V_p και οι πυκνότητες υπολογίστηκε από τον τύπο του Gardner $\rho = 0.31V_p^{0.25}$.^[xiv]

MO...

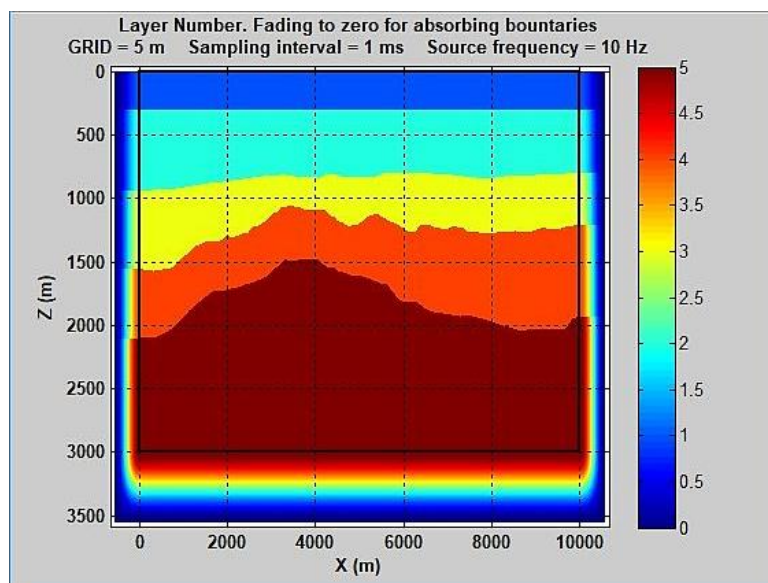
Enter the P-wave velocity (V_p) in m/s
1500

Enter the S-wave velocity (V_s) in m/s
0.01

Enter the density (ρ) in gr/cc
1

OK Cancel

Εικόνα 21: Εισαγωγή ταχυτήτων και πυκνότητας



Εικόνα 22: Μοντέλο στρωμάτων που προέκυψε από τα δεδομένα ταχυτήτων

Σε ρευστά μέσα, όπως είναι το νερό, τα διατμητικά κύματα δεν διαδίδονται και επομένως η ταχύτητα διάδοσής τους είναι ίση με μηδέν. Παρ' όλα αυτά, για λόγους ευστάθειας στον αλγόριθμο, χρησιμοποιήθηκε ως ταχύτητα το 0,01 m/s. Οι ταχύτητες (V_p , V_s) καθώς και η πυκνότητα των στρωμάτων παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

ΣΤΡΩΜΑ	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (g/cm ³)
ΣΤΡΩΜΑ ΝΕΡΟΥ	1500	0,01	1,9
ΠΡΟΣΦΑΤΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	1770	885	2,0
ΝΕΟΓΕΝΗ	2700	1350	2,2
ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΑ	3760	1880	2,4

Πίνακας 1: Πίνακας με τις ταχύτητες και τη πυκνότητα κάθε στρώματος

Μετά τη δημιουργία του μοντέλου, το επόμενο βήμα είναι η εισαγωγή των δεδομένων των πηγών και των υδροφώνων, όπως ο αριθμός, οι αποστάσεις μεταξύ τους και οι θέσεις τους, καθώς και ο διπλός χρόνος καταγραφής. Πιο αναλυτικά παρουσιάζονται στις εικόνες παρακάτω. Η θέση της πρώτης πηγής ορίστηκε στα 2635m ενώ οι 96 δέκτες ξεκινάνε από την θέση 0 και ανά 25m ο τελευταίος ορίστηκε στα 2375m για την πρώτη πηγή. Ο αριθμός των πηγών είναι 148, έχουν απόσταση 50m μεταξύ τους και η θέση της τελευταίας είναι στα 9985m. Ο διπλός χρόνος καταγραφής ορίστηκε στα 3002ms. Γενικά έχουμε απλή διάταξη κοινής πηγής με μήκος σεισμικού καλωδίου 260 m.

SOURCE PARAMETERS

Source dominant frequency is 10 Hz

Source increment and coordinates must be multiple of 5 m

Enter the No of shots
148

Enter the shot increment (m)
50

Enter the Z coordinate of sources (m)
20

Enter the X coordinate of 1st source (m)
2635

OK Cancel

Εικόνα 23: Παράμετροι πηγών

RECEIVER ...

Receiver array increment = 25 m

Coordinates must be multiple of 5 m

Enter the Number of receivers
96

Enter the Z coordinate of receivers (m)
20

Enter the X coordinate of 1st receiver
0

Enter the Receiver array increment in meters
25

OK Cancel

Εικόνα 24: Παράμετροι υδροφώνων

Το τελευταίο στάδιο της διαδικασίας είναι η δημιουργία αρχείων matlab (*SMP, *SRC, και *RCV), που περιέχουν πληροφορίες για το μοντέλο, τις πηγές και τα υδρόφωνα αντίστοιχα, και χρειάζονται για το στάδιο της επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων.^[xv]

3.1 Μέθοδος πεπερασμένων διαφορών

Η τρισδιάστατη ή ακόμα και η δισδιάστατη προσομοίωση διάδοσης σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης αποτελεί ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα της Γεωφυσικής, λόγω των ποικίλων γεωφυσικών ιδιοτήτων που είναι πιθανό να απαντώνται ακόμα και σε ίδιους γεωλογικούς σχηματισμούς. Για την επίλυση αυτού του προβλήματος είναι αναγκαία η επίλυση της σεισμικής κίνησης, η οποία γίνεται με την εφαρμογή αναλυτικών μεθόδων. Για την προσομοίωση των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιούνται αριθμητικές μέθοδοι οι οποίες περιγράφουν την ανισοτροπία του μέσου, την απόσβεση των σεισμικών κυμάτων, την γεωμετρική διασπορά τους και παρουσιάζουν ένα ικανοποιητικό φάσμα συχνοτήτων πιο κοντά στο πραγματικό, με μικρό κόστος και σε λίγο χρόνο.

Από τις αριθμητικές μεθόδους, εκείνες που χρησιμοποιούν πεπερασμένες διαφορές είναι οι πιο διαδεδομένες και πιο εύχρηστες. Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών απαιτεί την αριθμητική προσέγγιση με διαφορές πρώτης, δεύτερης ή ανώτερης τάξης των μερικών παραγώγων των εξισώσεων. Για την εφαρμογή της μεθόδου χρησιμοποιείται κανάβος τα σημεία του οποίου καλύπτονται από τις τιμές της κάθε συνεχούς συνάρτησης. Η κανονικότητα του κανάβου στο χώρο και τον χρόνο είναι γενικά αυθαίρετη, αλλά επηρεάζει αρκετά την ακρίβεια της προσέγγισης. Η μέθοδος αυτή είναι αρκετά εύχρηστη σε πολύπλοκα προβλήματα και μπορεί να μετατραπεί σε υπολογιστικό κώδικα. Το μεγαλύτερο μειονέκτημα αυτής της μεθόδου είναι η μη ικανοποιητική επίτευξη των λύσεων σε περιοχές με έντονη μεταβολή της γεωμετρίας.^{[xvi] [xvii]}

3.1.1 Ιδιότητες των εξισώσεων των πεπερασμένων διαφορών

Οι κύριες ιδιότητες των Π.Δ. που λαμβάνονται υπ όψιν είναι η σταθερότητα, η σύγκλιση και η ακρίβεια.

- **Ακρίβεια**

Η ακρίβεια ενός συστήματος εξισώσεων Π.Δ. ορίζεται από την διαφορά E , ανάμεσα στην ακριβή λύση W της διαφορικής εξίσωσης και στην αριθμητική U .

$$E_{j,m}^n = W_{j,m}^n - U_{j,m}^n$$

Με βάση της σειράς Taylor, όταν η απόλυτη τιμή της διαφοράς τους τείνει στο μηδέν, τότε το σύστημα θεωρείται ακριβές.

- **Σταθερότητα**

Η σταθερότητα ενός συστήματος εξισώσεων Π.Δ. ισχύει όταν η λύση του είναι φραγμένη για όλες τις τιμές του χωρικού βήματος διακριτοποίησης, δηλαδή όταν το σφάλμα του συστήματος παραμένει ορισμένο καθώς προχωράει ο χρόνος. Αντίθετα, ένα σύστημα θεωρείται ασταθές όταν το σφάλμα του μεγαλώνει χωρίς όριο.

- **Σύγκλιση**

Η σύγκλιση είναι δύσκολο να αποδειχτεί. Σύμφωνα με το θεώρημα της ισοδυναμίας του Lax, η σύγκλιση σχετίζεται με την ακρίβεια και την σταθερότητα καθώς όταν ένα σύστημα είναι σταθερό και ακριβές, τότε και η λύση του συγκλίνει.^[xviii]

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 – ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4. Παραγωγή συνθετικών δεδομένων

Για την βελτίωση των συνθετικών δεδομένων χρειάζεται να γίνουν κάποιες διαδικασίες με σκοπό την ευκολότερη ανάλυσή τους. Αρχικά πραγματοποιήθηκε αναδιάταξη των δεδομένων σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου. Το επόμενο βήμα ήταν η δυναμική διόρθωση (NMO), η σεισμική υπέρθεση (Stacking), η διόρθωση γεωμετρικής διασποράς και η αποσυνέλιξη αιχμής, και τέλος η σεισμική χωροθέτηση (Migration). Η σειρά επεξεργασίας των δεδομένων περιγράφεται αναλυτικότερα παρακάτω.

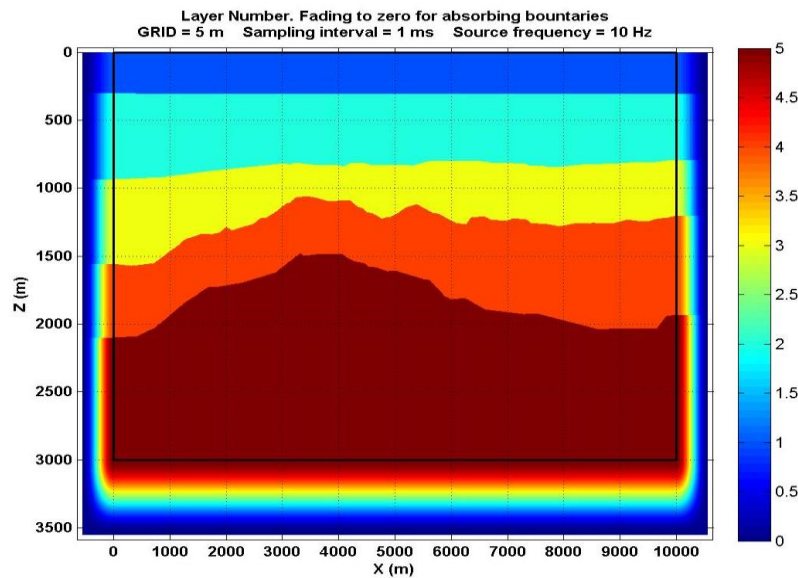
- **Η Καταγραφή σταθερής απόστασης πηγής-υδροφώνου (Common Offset Gather)** πραγματοποιήθηκε για την ομαδοποίηση όλων των δεδομένων, παρέχοντας μια αρχική εικόνα του μήκους της γραμμής μελέτης.
- **Η αναδιάταξη δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP Gather)**, στοχεύει στην βελτίωση του λόγου σήματος προς θόρυβο και στην εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων.
- **Η Δυναμική διόρθωση (NMO Correction)** εφαρμόζεται με σκοπό να ανάγει όλους τους χρόνους διαδρομής σε διπλούς κατακόρυφους χρόνους που αντιστοιχούν σε μηδενική απόσταση του γεωφώνου από την πηγή.
- Με την εφαρμογή της **Σεισμικής υπέρθεσης** πραγματοποιείται μια διαδικασία που έχει σκοπό την ενίσχυση των σεισμικών ανακλάσεων με την ταυτόχρονη μείωση του θορύβου. Για να πραγματοποιηθεί η διαδικασία αυτή θα πρέπει να γίνει άθροιση των σεισμικών ιχνών του κοινού ενδιάμεσου σημείου πηγής-υδροφώνου αφού εφαρμοστεί η δυναμική διόρθωση.
- Επιπλέον, είναι απαραίτητη η διόρθωση για την γεωμετρική διασπορά καθώς με αυτόν τον τρόπο αυξάνονται τα πλάτη των κυμάτων τα οποία εξασθενούν κατά την διάδοσή τους στα διάφορα στρώματα. **Η Γεωμετρική διασπορά** εκφράζει την εξασθένηση της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων με το βάθος.
- **Η Αποσυνέλιξη (Deconvolution)**, είναι η διαδικασία η οποία συνήθως εφαρμόζεται πριν την σεισμική υπέρθεση, αλλά στη συγκεκριμένη έρευνα η εφαρμογή του θα γίνει μετά. Εφαρμόζεται στις σεισμικές καταγραφές για τη βελτίωση της χρονικής διακριτικής ικανότητας των σεισμικών δεδομένων και αυτό επιτυγχάνεται με τη μείωση της χρονικής διάρκειας της κυματομορφής της πηγής (**spiking deconvolution**). Οι παράμετροι που λαμβάνονται υπόψη είναι ο συντελεστής θορύβου (prewhitening factor) ο οποίος προστίθεται στα δεδομένα στο χώρο του χρόνου, ο συντελεστής διάρκειας φίλτρου. Η αποσυνέλιξη αιχμής μετατρέπει ουσιαστικά το κυματίδιο του σειсмоγράμματος στην χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης, ώστε να βελτιωθεί η χρονική διακριτική ικανότητα. Καθώς αυξάνεται η χρονική διακριτική ικανότητα, διακρίνονται ανακλάσεις από λεπτά στρώματα, οι οποίες εμφανίζονταν σαν μία ανάκλαση πριν την αποσυνέλιξη. Όταν αυξάνεται ο

θόρυβος παράλληλα αυξάνεται και η χρονική διάρκεια του φίλτρου με αποτέλεσμα να μειώνεται η δραστικότητα της αποσυνέλιξης.^{[xix][xx]}

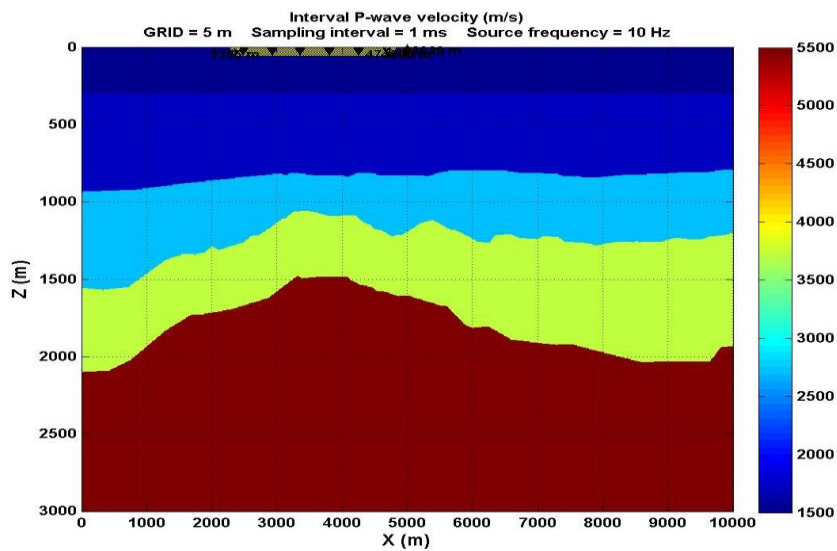
- Η διαδικασία της **Σεισμικής χωροθέτησης** έχει στόχο την τοποθέτηση των ανακλαστήρων στην πραγματική τους θέση. Σε σύγκριση με τη τομή υπέρθεσης, οι ανακλαστήρες στην χωροθετημένη τομή παρουσιάζονται με μεγαλύτερη κλίση, μικρότερο μήκος και προς τα επάνω, αλλά και σε περιπτώσεις ρηγμάτων βελτιώνεται η σεισμική τομή από τις περιθλάσεις των κυμάτων που δημιουργούνται.
- Η **Σεισμική χωροθέτηση κατά Kirchhoff** εφαρμόζεται με σκοπό την διόρθωση του πλάτους το οποίο μειώνεται καθώς το κύμα απομακρύνεται από την πηγή. Αρχικό βήμα είναι η εφαρμογή κάποιων διορθώσεων πριν την άθροιση των πλατών κατά μήκος της καμπύλης περίθλασης. Για την πρώτη διόρθωση χρησιμοποιείται ένας συντελεστής κατεύθυνσης στα πλάτη και δεύτερη διόρθωση αποτελεί η εφαρμογή της γεωμετρικής διασποράς. Η Τρίτη διόρθωση σχετίζεται με τον συντελεστή κυματομορφής. Ο συντελεστής αυτός είναι φίλτρο φάσης 45° που εφαρμόζεται στο πλάτος και με φάσμα πλάτους ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της συχνότητας των σεισμικών δεδομένων.^[xxi]
- Η **Σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών** εφαρμόζεται για την λύση της εξίσωσης του προς τα κάτω διαδιδόμενου κυματικού πεδίου που ισοδυναμεί με την μετακίνηση των γεωφώνων βαθύτερα στη γη. Για τη συγκεκριμένη μέθοδο χωροθέτησης χρησιμοποιούνται ως παράμετροι η ταχύτητα και το βήμα βάθους. Σαν μέθοδος υπερέχει των άλλων καθώς έχει καλύτερη χωροθέτηση των περιθλώμενων κυμάτων και καλύτερη διάκριση των μεταβολών της ταχύτητας.
- Η **Σεισμική Χωροθέτηση με την μέθοδο Μετατόπισης Φάσης (Phase Shift)** βασίζεται στο γεγονός ότι η φάση του διαδιδόμενου κυματικού πεδίου αλλάζει ανάλογα με το βάθος. Στη συγκεκριμένη μέθοδο χρησιμοποιούνται οι πραγματικές - τμηματικές ταχύτητες κυμάτων, ενώ στις άλλες δυο μεθόδους χρησιμοποιούνται οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες.

4.1 Μοντέλα Ταχυτήτων

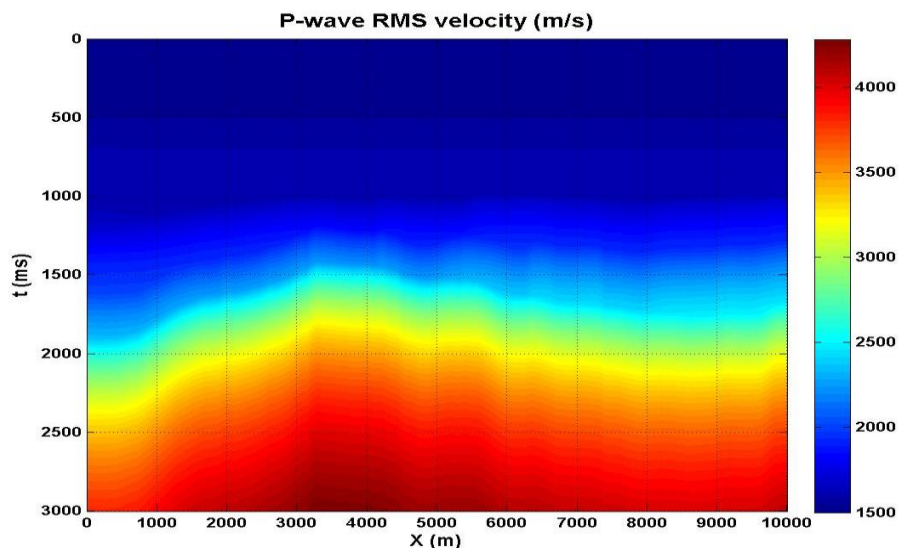
Στις εικόνες απεικονίζονται οι τμηματικές ταχύτητες του κάθε στρώματος σε σχέση με το βάθος του καθώς και το μοντέλο των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων των στρωμάτων.



Εικόνα 25: Μοντέλο σεισμικής ταχύτητας σε σχέση με το βάθος (z)



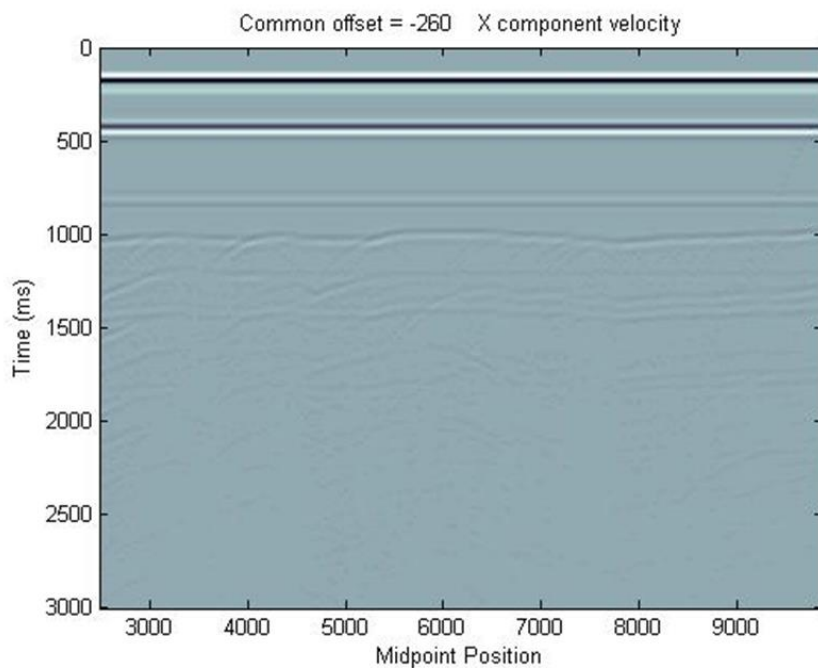
Εικόνα 26: Μοντέλο σεισμικής ταχύτητας σε σχέση με το βάθος (z)



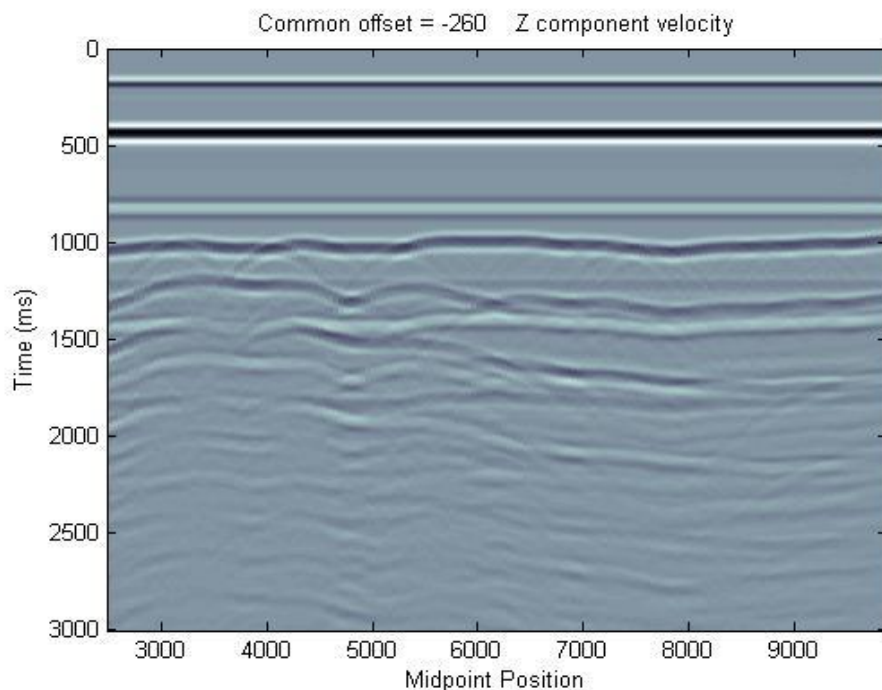
Εικόνα 27: Μέση τετραγωνική ταχύτητα (V_{rms}) σε σχέση με τον χρόνο (ms)

4.2 Η Καταγραφή σταθερής απόστασης πηγής-υδροφώνου (Common Offset Gather)

Η καταγραφή σταθερής απόστασης πηγής – υδροφώνου (Common Offset) είναι μια πρώτη εκτίμηση για την απεικόνιση του υπεδάφους. Στις εικόνες 28 και 29 παρουσιάζεται η διάταξη σταθερής απόστασης πηγής-υδροφώνου με την κατακόρυφη και την οριζόντια ταχύτητα ταλάντωσης των σωματιδίων V_z και V_x αντίστοιχα.



Εικόνα 28 : Σεισμική τομή από διάταξη σταθερής απόστασης πηγής υδροφώνου για την οριζόντια απόσταση

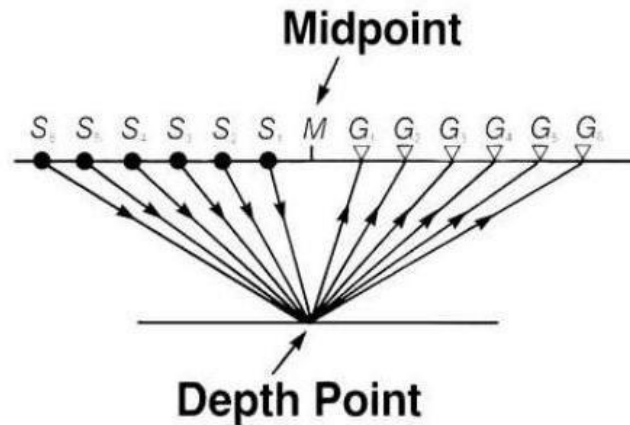


Εικόνα 29: Σεισμική τομή από διάταξη σταθερής απόστασης πηγής υδροφώνου για την κατακόρυφη απόσταση

Στην διάταξη σταθερής απόστασης πηγής - υδροφώνου σε σχέση με την οριζόντια συνιστώσα (εικ. 28) παρατηρούνται έντονα οι ανακλαστήρες που είναι πιο κοντά στην επιφάνεια και πιο αμυδρά οι τελευταίοι ανακλαστήρες ενώ σε σχέση με την κατακόρυφη (εικ. 29) εμφανίζονται πιο έντονα και οι ανακλαστήρες σε μεγαλύτερο βάθος. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι καθώς αναλύεται το διάνυσμα της ταχύτητας των σωματιδίων στις δυο συνιστώσες x και z (x η οριζόντια απόσταση και z το βάθος) φτάνοντας στα βαθύτερα στρώματα η κατακόρυφη συνιστώσα έχει μεγαλύτερες τιμές. Επίσης, παρατηρείται η εμφάνιση των απευθείας κυμάτων στα 0,3 s όπως και ανακλάσεις στα 0,8 και στα 2s.

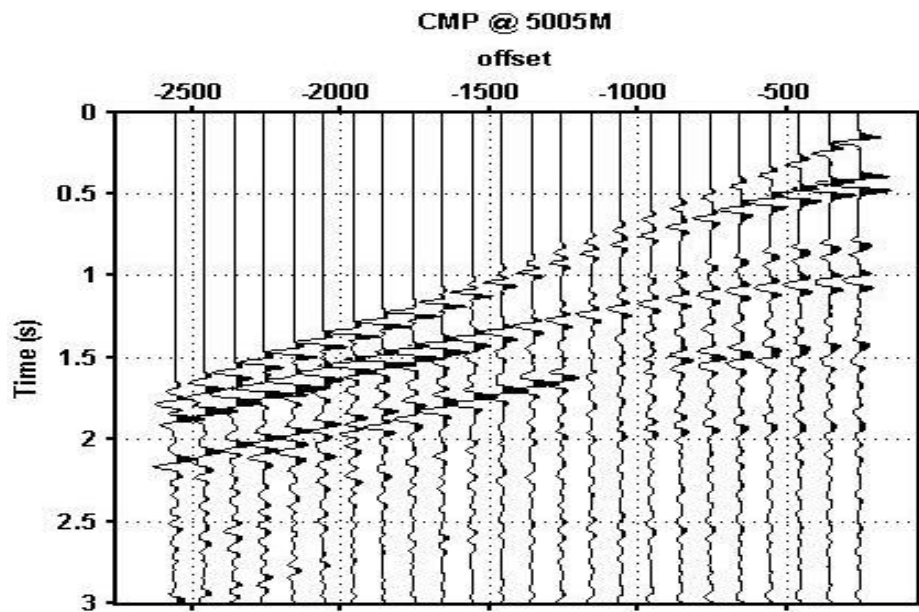
4.3 Διάταξη Κοινού Ενδιάμεσου Σημείου (CMP)

Το πρώτο βήμα της επεξεργασίας των δεδομένων είναι η αναδιάταξη τους σε διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP). Αρκετές φορές χρησιμοποιείται και ο όρος κοινό σημείο βάθους (CDP). Η ομαδοποίηση των καταγραφών των σεισμικών ιχνών κοινής πηγής με κοινό ενδιάμεσο σημείο δημιουργεί ένα CMP gather. Η αναδιάταξη αυτή στοχεύει στην βελτίωση του λόγου σήματος προς θόρυβο και στην εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων.



Εικόνα 30: Διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου

Στις εικόνες 31, 32 και 33 παρουσιάζονται η διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου των συνθετικών δεδομένων καθώς και η υπεδαφική κάλυψη (fold). Το πρώτο υδρόφωνο στη γραμμή μελέτης τοποθετήθηκε στη θέση 0 του άξονα x, ενώ η πρώτη πηγή στα 2.635m. Έτσι η θέση του πρώτου CMP ορίστηκε στη θέση 1.317,5m, δηλαδή στο μέσο της απόστασης μεταξύ τους και το τελευταίο στα 9855m. Ο αριθμός των CMP είναι 684 με απόσταση μεταξύ τους 12,5m, καθώς ορίζεται το μισό της ισαπόστασης που έχουν τα υδρόφωνα μεταξύ τους.^[vi]

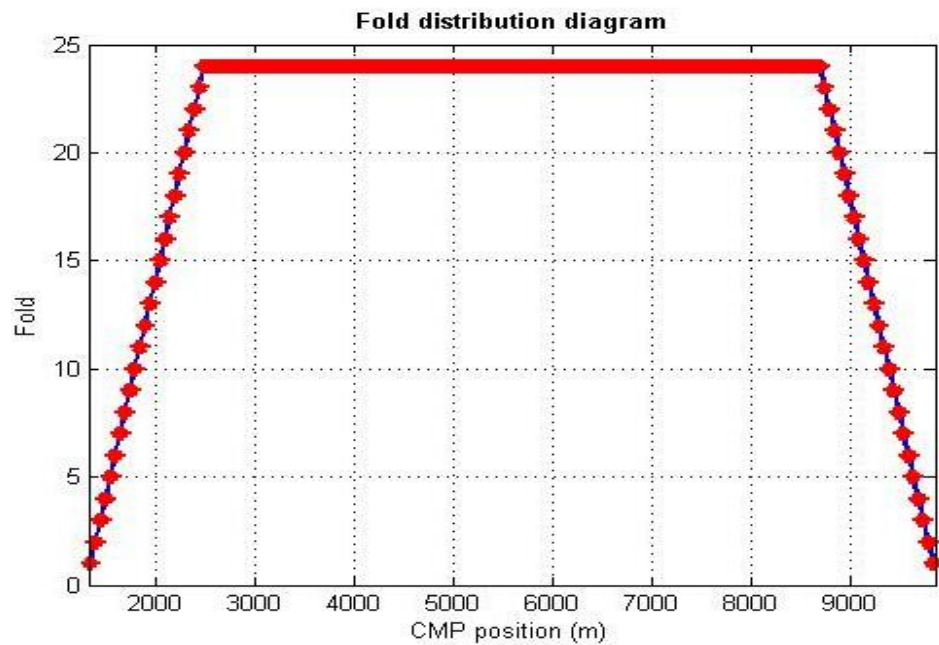


Εικόνα 31 : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου στη θέση 5005 m

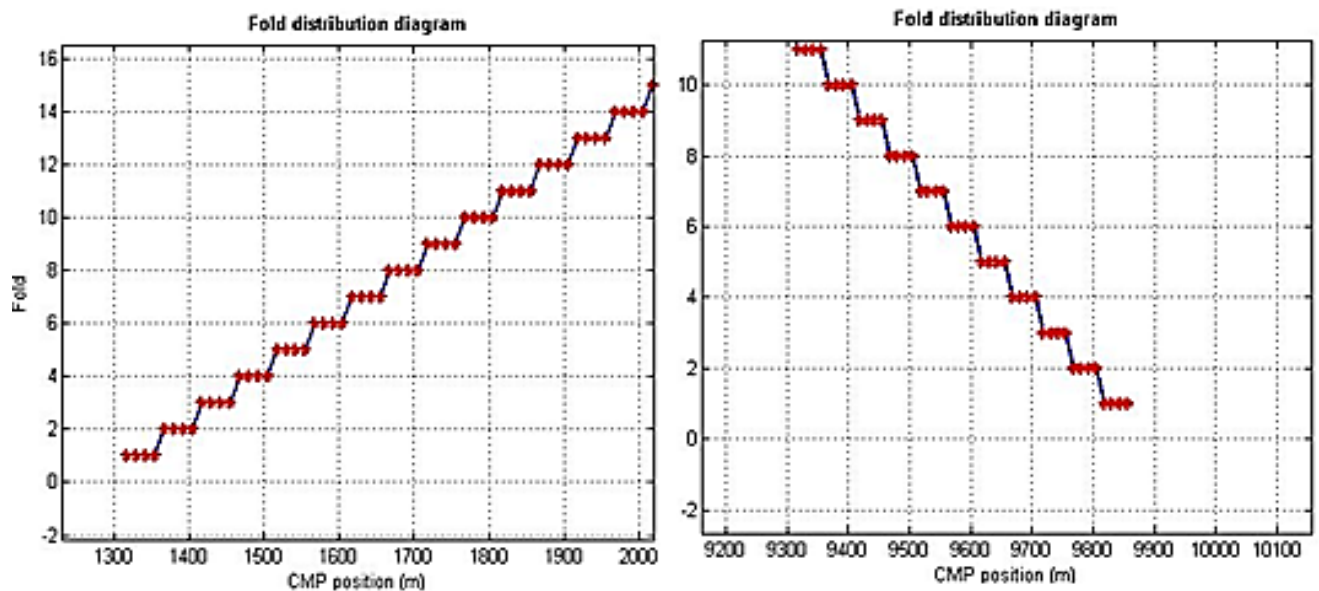
Στο παρακάτω γράφημα παρουσιάζεται η υπεδαφική κάλυψη, η οποία εκφράζει το ποσό των σεισμικών ιχνών που ανήκουν στην ίδια διάταξη CMP. Από την εξίσωση της υπεδαφικής κάλυψης :

$$\text{Fold} = (NC/2) * (\Delta x / \Delta s)$$

προκύπτει ο αριθμός ιχνών ίσος με 24, με NC ο αριθμός καναλιών, Δx η ισαπόσταση των υδροφώνων και Δs η ισαπόσταση των πηγών.



Εικόνα 32: Υπεδαφική Κάλυψη 684CMPs



Εικόνα 33 : Υπεδαφική κάλυψη : Αριστερά τα πρώτα CMP με το πρώτο στα 1317,5 m και δεξιά το τελευταίο στα 9855m με ισαπόσταση 12,5 m μεταξύ τους

4.3 Δυναμική Διόρθωση NMO

Για την επεξεργασία των δεδομένων ως προς την δυναμική διόρθωση αλλά και στη σεισμική υπέρθεση (stacking), εφαρμόστηκε ο αλγόριθμος:

```
[stsection]=nmostacking_process(CMPz,si,stretch,5005,process)
```

Όπου,

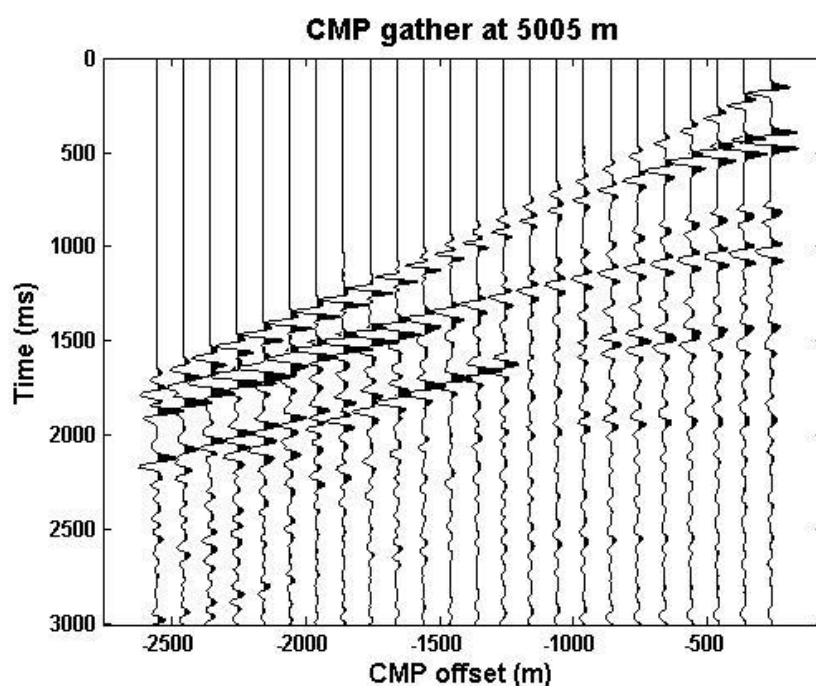
CMPz: τα δεδομένα κοινού ενδιαμέσου σημείου

si : ο χρόνος δειγματοληψίας (0,001 s)

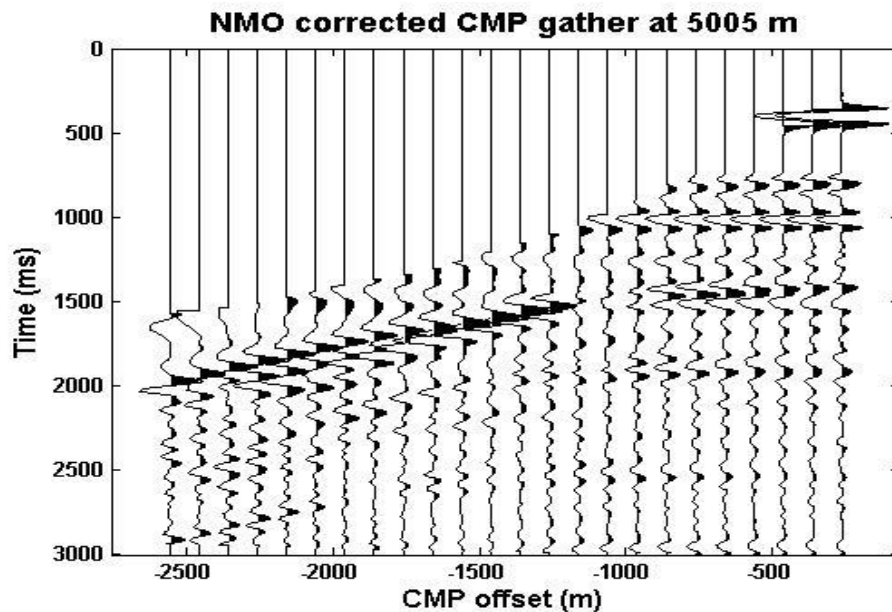
stretch: είναι το μέγιστο επιτρεπόμενο ποσοστό παραμόρφωσης της κυματομορφής ανάκλασης κατά την διόρθωση NMO και ορίστηκε η τιμή 20 %

5005: η θέση ενός από τα CMPs στον οριζόντιο άξονα x.

Με την εφαρμογή του αλγόριθμου, παρουσιάστηκαν αυτόματα οι απεικονίσεις του κοινού ενδιαμέσου σημείου στα 5005 m, αφού έγινε η δυναμική διόρθωση NMO στην εικόνα 35. Επιπλέον, έγιναν δοκιμές με ποσοστό παραμόρφωσης (stretch) 20%, 30 %, 50% και 70%, και επιλέχτηκε η δοκιμή με παραμόρφωση 20% διότι στις υπόλοιπες δοκιμές παρουσιάστηκε διαστρέβλωση των αποτελεσμάτων, όπως παρουσιάζονται στις εικόνες στο παράρτημα.



Εικόνα 34 : Καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP=5005 m) πριν τη διόρθωση NMO

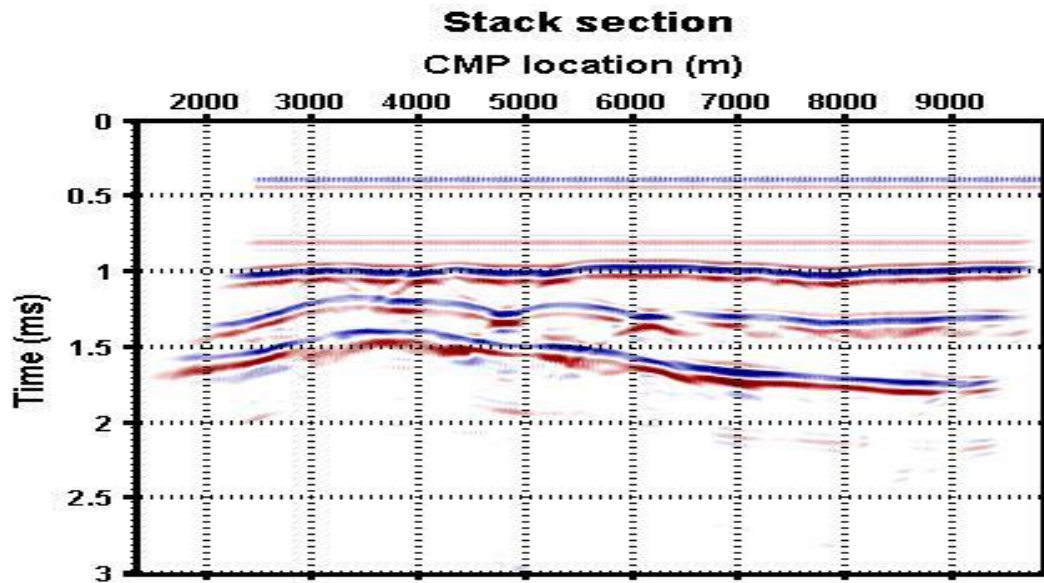


Εικόνα 35 : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) μετά τη διόρθωση NMO με 20% stretching

Παρατηρούμε ότι πριν την εφαρμογή της διόρθωσης NMO (εικόνα 34) παρουσιάζονται υπερβολικού τύπου καμπύλες της διαδρομής του χρόνου, ενώ μετά τη διόρθωση (εικ. 35) οι καμπύλες του χρόνου διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων έρχονται σε οριζόντια μορφή. Παρατηρούμε ότι η παραμόρφωση γίνεται έντονη στα ρηχά στρώματα και δεν παρουσιάζονται πλέον τα μετωπικά κύματα που φαίνονται πάνω από τα 500 ms, πριν την διόρθωση. Επίσης η δοκιμή με 20% παραμόρφωση φαίνεται ότι παρουσιάζει καλύτερα τα αποτελέσματα της διόρθωσης NMO σε σχέση με τις υπόλοιπες δοκιμές, οι οποίες παρατίθενται στο παράρτημα.

4.4 Σεισμική Υπέρθεση (Stacking)

Το επόμενο βήμα της επεξεργασίας των δεδομένων ήταν η δημιουργία της τομής υπέρθεσης μετά την διόρθωση NMO, η οποία ενισχύει τις σεισμικές ανακλάσεις με ταυτόχρονη μείωση του θορύβου. Με αυτόν τον τρόπο μειώνεται αρκετά ο όγκος των δεδομένων, γεγονός το οποίο είναι σημαντικό κυρίως για τις θαλάσσιες διασκοπίσεις όπου τα δεδομένα είναι πολύ περισσότερα. Για να πραγματοποιηθεί η διαδικασία αυτή θα πρέπει να γίνει άθροιση των σεισμικών ιχνών του κοινού ενδιάμεσου σημείου πηγής υδροφώνου, αφού εφαρμοστεί η δυναμική διόρθωση.

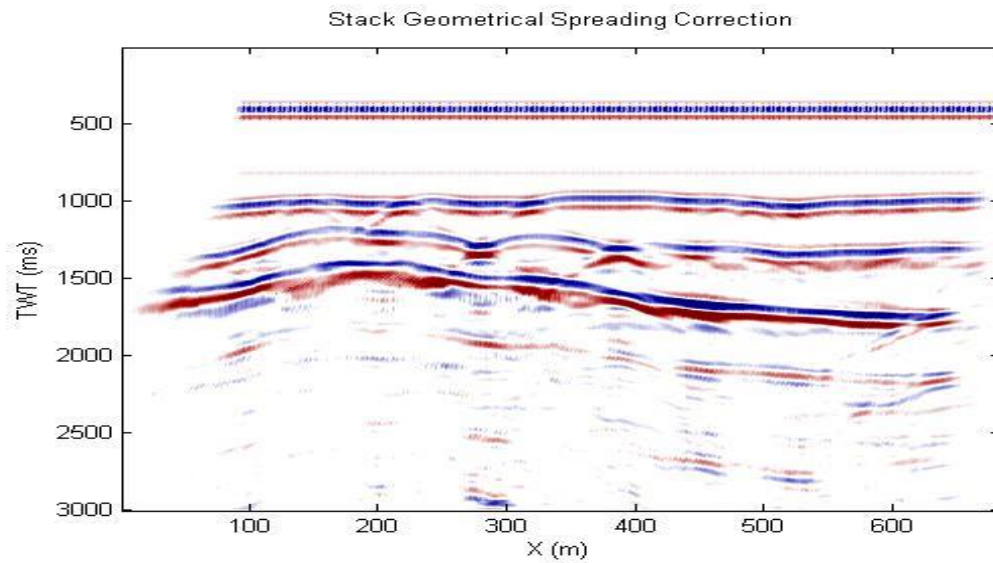


Εικόνα 36: Τομή Σεισμικής Υπέρθεσης

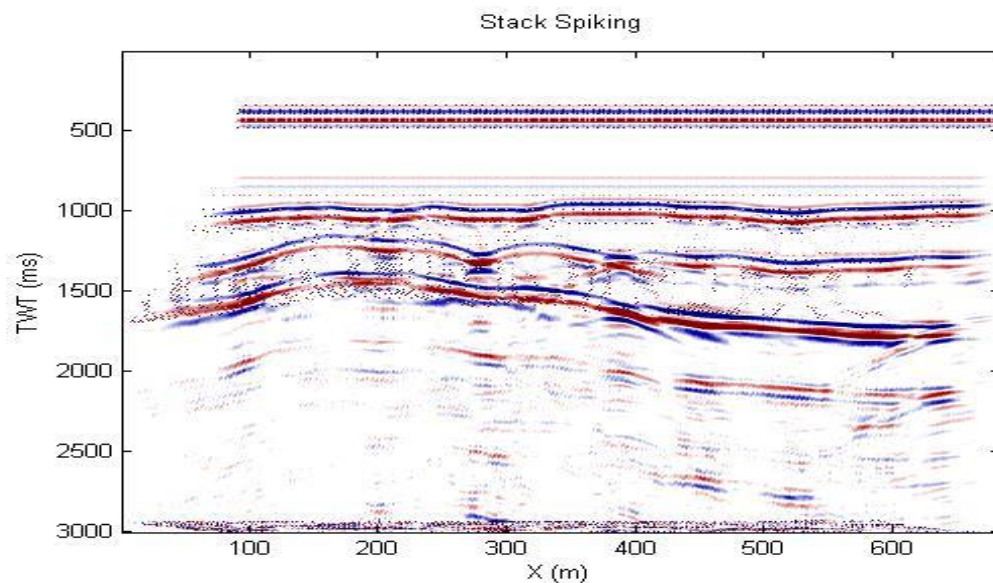
Ο οριζόντιος άξονας παρουσιάζει το μήκος του άξονα των CMPs και ο κατακόρυφος τον συνολικό χρόνο διαδρομής που είναι 3002 ms (εικόνα 35). Παρατηρείται ότι στην εικόνα διακρίνονται πιο καθαρά οι ανακλαστήρες. Ο πρώτος ανακλαστήρας εμφανίζεται στα 0,5 m, ο δεύτερος ξεκινάει στο 1s και ακολουθούν ο τρίτος και ο τέταρτος στα 1,4 s και 1,6 s αντίστοιχα. Στα 0.8 s παρατηρούνται πολλαπλές ανακλάσεις του πρώτου ανακλαστήρα και στα 2 s εμφανίζονται ανακλάσεις οι οποίες μπορεί να είναι και ένδειξη κάποιου ανακλαστήρα.

4.5 Διόρθωση Γεωμετρικής διασποράς και Αποσυνέλιξη αιχμής (Spiking Deconvolution)

Στις παρακάτω εικόνες παρουσιάζονται οι καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου μετά την εφαρμογή της γεωμετρικής διασποράς και της αποσυνέλιξης αιχμής (spiking deconvolution). Για την αποσυνέλιξη αιχμής χρησιμοποιήθηκε συντελεστής θορύβου (prewhitening factor) ίσος με 0,01% και συντελεστής φίλτρου ίσος με 5 ms. Πραγματοποιήθηκαν δοκιμές με διαφορετικές τιμές του χρόνου όπως 70, 50, 20, 10, και 5 ms και εφαρμόστηκαν τα 5 ms καθώς διακρίνονται καλύτερα οι ανακλαστήρες, σε αντίθεση με τις υπόλοιπες δοκιμές, οι οποίες παρουσιάζονται στο παράρτημα.



Εικόνα 37: Σεισμική τομή υπέρθεσης μετά τη διόρθωση γεωμετρικής διασποράς



Εικόνα 38: Τομή υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 5 ms

Παρατηρούμε ότι με την διόρθωση της γεωμετρικής διασποράς και της αποσυνέλιξης αιχμής διακρίνονται πιο έντονα οι πολλαπλές ανακλάσεις στα 2000 ms. Αυτό μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι με την εφαρμογή της διόρθωσης της γεωμετρικής διασποράς δίνεται περισσότερη έμφαση στα πλάτη των κυμάτων σε μεγαλύτερα βάθη και ότι διακρίνονται ανακλάσεις από λεπτά στρώματα, οι οποίες εμφανίζονταν σαν μία ανάκλαση πριν την αποσυνέλιξη.

4.6 Σεισμική Χωροθέτηση

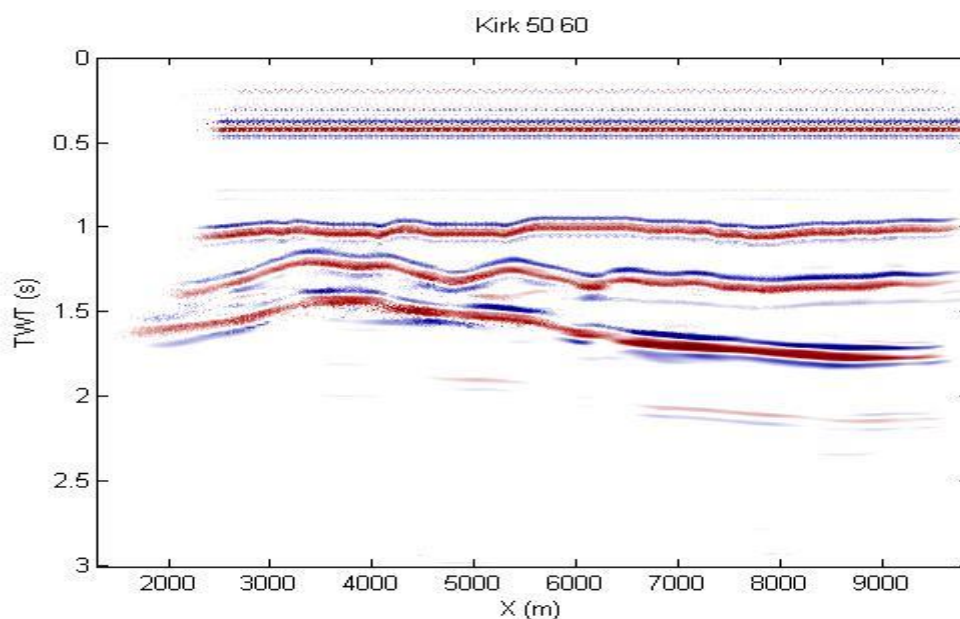
Οι μέθοδοι σεισμικής χωροθέτησης που εφαρμόστηκαν είναι η μέθοδος του Kirchhoff, η μέθοδος των Πεπερασμένων διαφορών (FD) και η μέθοδος Μετατόπισης Φάσης (Phase Shift). Η εφαρμογή της σεισμικής χωροθέτησης βοηθάει στην περίπτωση που υπάρχουν ρήγματα, και ως επακόλουθο πολλές περιθλάσεις, με το να βελτιώνει τη σεισμική τομή και να τοποθετεί τους ανακλαστήρες στην αρχική τους θέση.

4.6.1 Σεισμική Χωροθέτηση κατά Kirchhoff

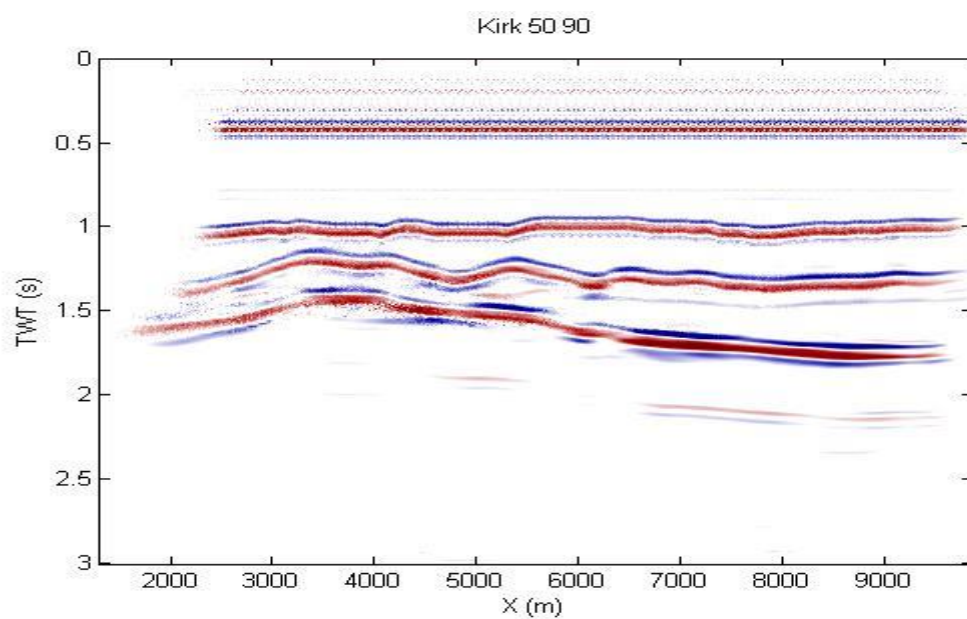
Στη μέθοδο κατά Kirchhoff δοκιμάστηκε διαφορετικό παράθυρο χωροθέτησης 50 ιχνών, 200 ιχνών καθώς και όλα τα ίχνη, όπως επίσης και διαφορετική γωνία χωροθέτησης 60 και 90 μοιρών. Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε στο λογισμικό της matlab είναι :

$[aryin,tmig,xmig]=kirk_mig(aryin,aryvel,dt,dx,params);$

Όπου, **aryin** είναι η σεισμική τομή, **arvel** ο πίνακας ταχυτήτων **Vrms**, **x** το διάνυσμα απόστασης, **t** το διάνυσμα χρόνων καταγραφής και **params** παράμετροι όπως το παράθυρο χωροθέτησης στην οριζόντια διεύθυνση και ο καθορισμός ορίων, η μέγιστη γωνία χωροθέτησης, ο τύπος παρεμβολής μεταξύ των χρονικών δειγμάτων, παράμετροι σε σχέση με το παράθυρο χωροθέτησης και το φίλτρο αποκοπής συχνοτήτων. Με αυτές τις παραμέτρους ως δεδομένα εισόδου παίρνουμε ως αποτέλεσμα τον πίνακα σεισμικής χωροθέτησης (**aryin**) και τους πίνακες συντεταγμένων **x** (**xmig**) και **t** (**tmig**).

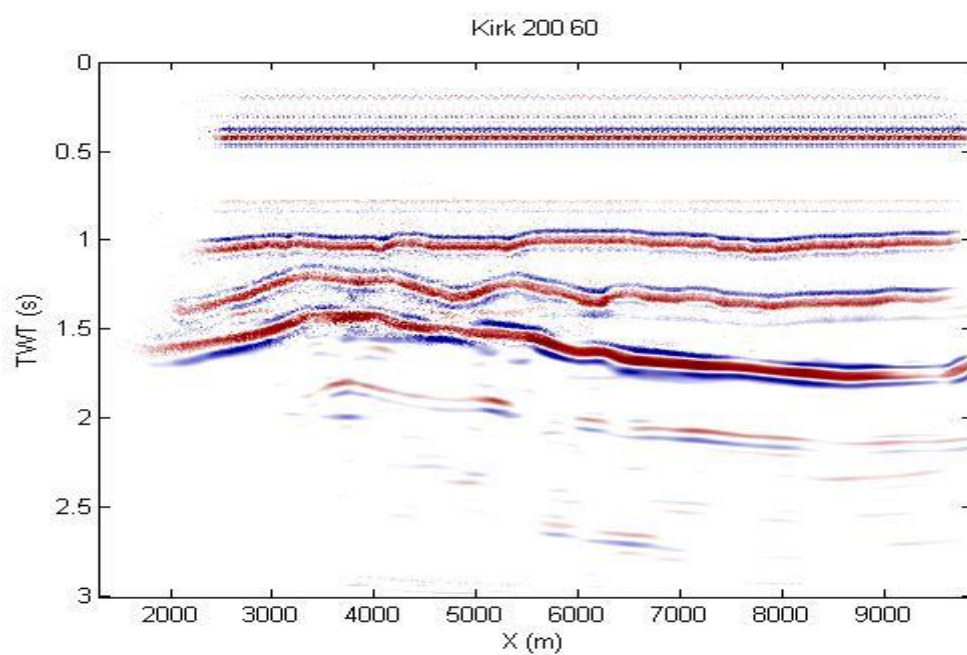


Εικόνα 39: Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_50_60, με 50 ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες

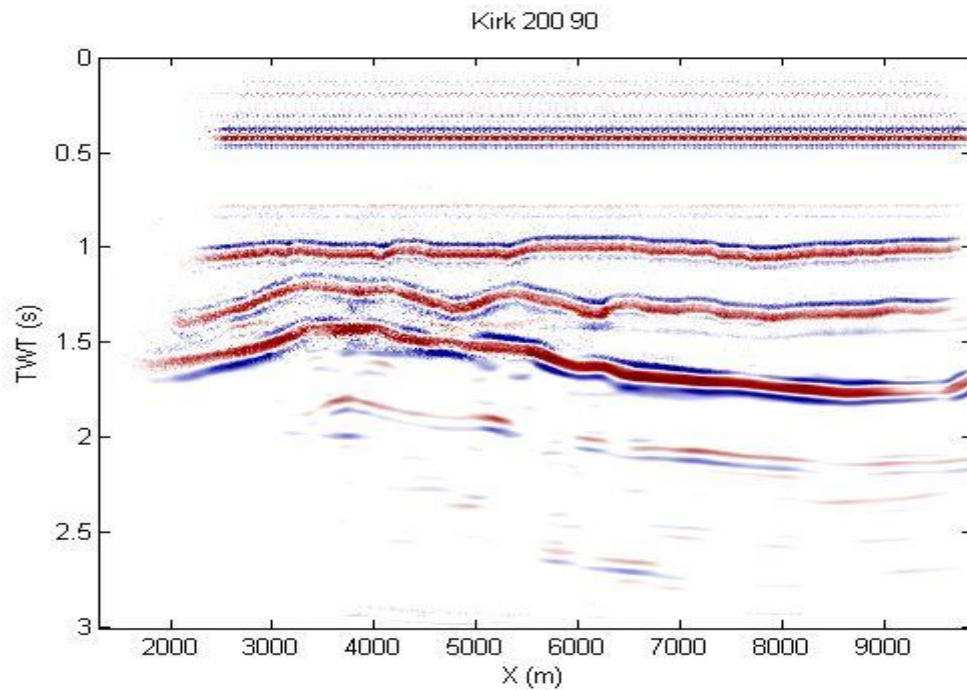


Εικόνα 40 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_50_90, με 50 ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες

Στις εικόνες 39 και 40 παρουσιάζονται οι τομές χωροθέτησης με 50 ίχνη και με γωνία 60° και 90° αντίστοιχα, όπου οι ανακλαστήρες παρουσιάζονται καθαροί από περιθλάσεις.

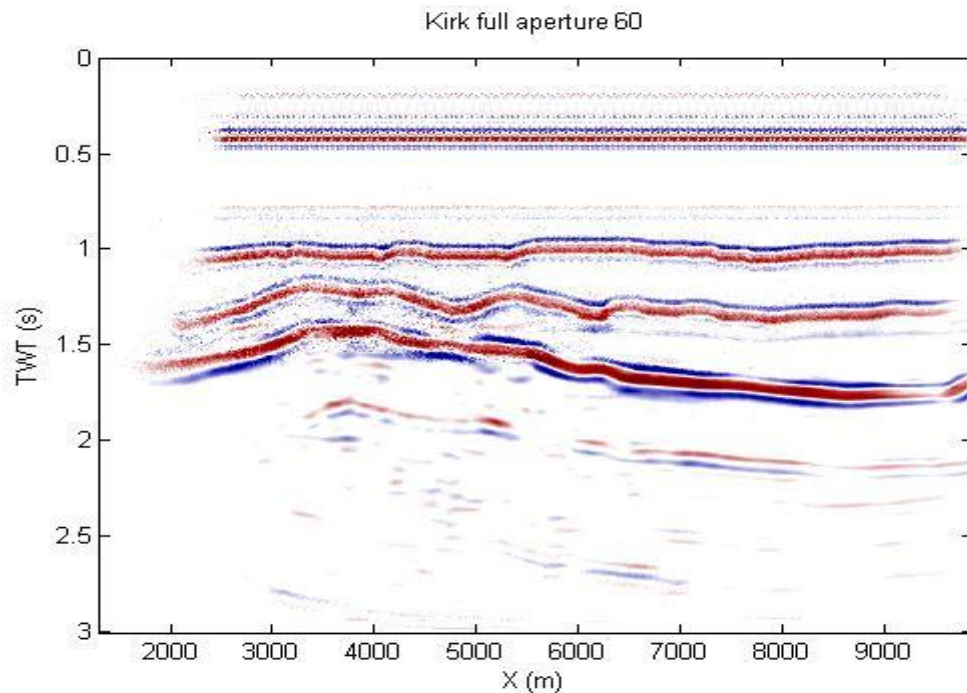


Εικόνα 41 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_200_60, με 200 ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες

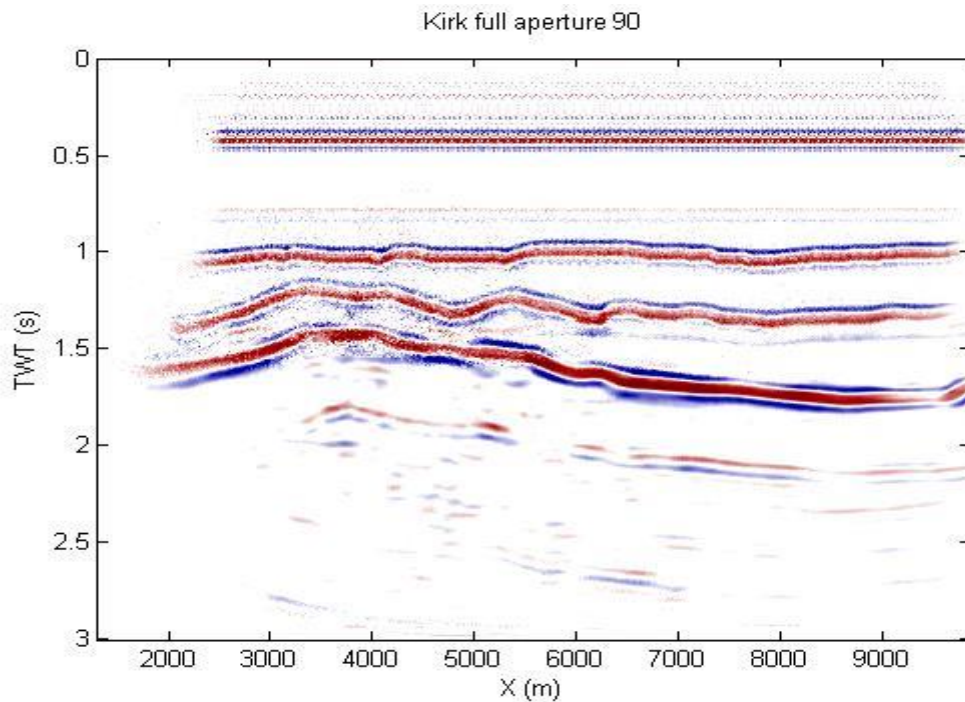


Εικόνα 42 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_200_90, με 200 ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες

Στις εικόνες 41 και 42 παρουσιάζονται οι τομές χωροθέτησης με 200 ίχνη και με γωνία 60° και 90° αντίστοιχα, όπου οι ανακλαστήρες παρουσιάζονται αρκετά καθαροί από περιθλάσεις και διακρίνεται περισσότερο οι πολλαπλές ανακλάσεις στα 2 s. Οι εικόνες 43 και 44 με όλα τα ίχνη μοιάζουν αρκετά με τις τομές των 200 ιχνών.



Εικόνα 43 : Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_full_aperture_60, με όλα τα ίχνη και μέγιστη γωνία 60 μοίρες



Εικόνα 44: Τομή χωροθέτησης Kirchhoff_full_aperture_90, με όλα τα ίχνη και μέγιστη γωνία 90 μοίρες

Παρατηρούμε γενικά ότι οι τομές χωροθέτησης με διαφορετικές γωνίες χωροθέτησης είναι όμοιες μεταξύ τους. Συμπεραίνουμε λοιπόν ότι οι ανακλαστήρες στην πραγματικότητα δεν έχουν κλίση μεγαλύτερη των 60° .

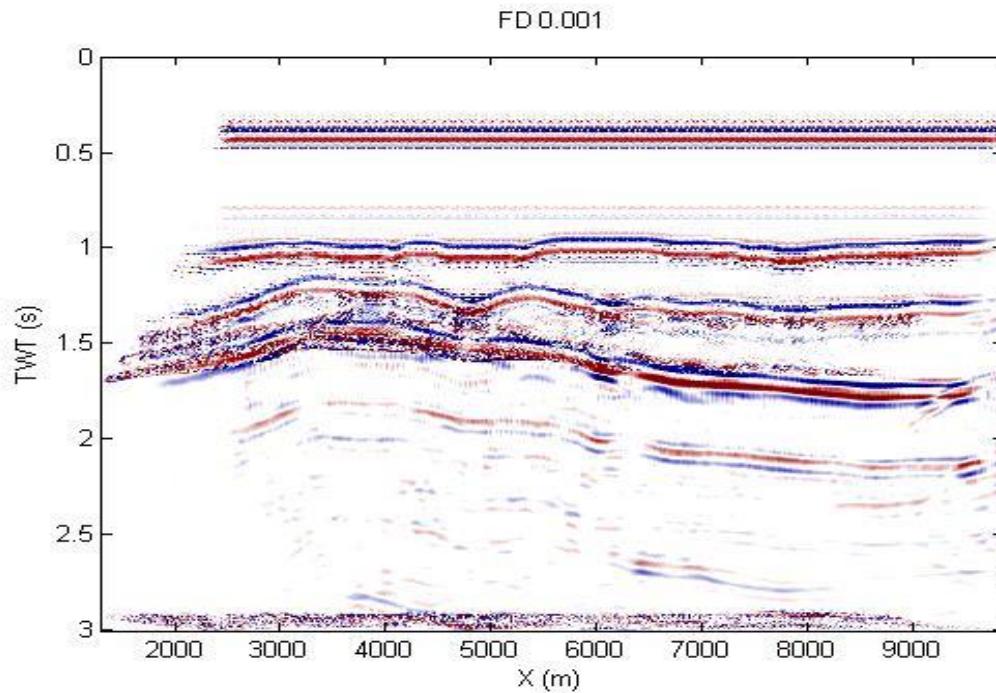
4.6.2 Σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών (Finite Difference)

Στη χωροθέτηση με τη μέθοδο (FD) δοκιμάστηκαν διαφορετικά βήματα υπολογισμού του κυματικού πεδίου και στην εικόνα 45 παρουσιάζεται η πιο ευδιάκριτη τομή με βήμα υπολογισμού κυματικού πεδίου 0,001 s. Οι υπόλοιπες δοκιμές παρουσιάζονται στο παράρτημα παρ όλο που δεν παρουσιάζουν μεγάλες και διακριτές διαφορές μεταξύ τους. Επιπλέον σε σύγκριση με τη μέθοδο Kirchhoff, φαίνεται οι ανακλαστήρες να διακόπτονται στο τέλος της τομής από τα 1700 ms και πάνω. Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε είναι :

$$[aryin,tmig,xmig] = fdmig(aryin,aryvel,t,x,dtau);$$

Όπου, **aryin** είναι η σεισμική τομή, **arvel** ο πίνακας μέσης τετραγωνικής ταχύτητας **Vrms**, **x** το διάνυσμα απόστασης, **t** το διάνυσμα χρόνων καταγραφής και **dtau** το βήμα υπολογισμού κυματικού πεδίου. Με την σεισμική τομή και αυτές τις παραμέτρους ως δεδομένα εισόδου

παίρνουμε ως αποτέλεσμα την τομή σεισμικής χωροθέτησης (**aryin**) και τα διανύσματα των συντεταγμένων **x**(**xmig**) και **t** (**tmig**).



Εικόνα 45: Τομή χωροθέτησης FD με βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,001 s.

4.6.3 Σεισμική χωροθέτηση με τη μέθοδο Μετατόπισης Φάσης (Phase Shift)

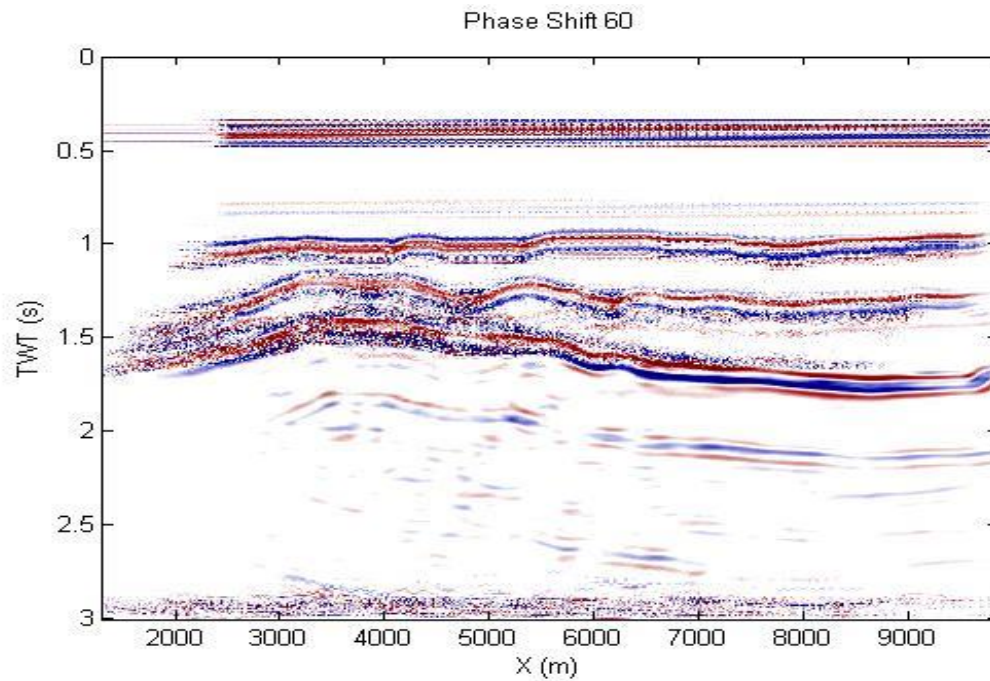
Με τη μέθοδο χωροθέτησης στο χώρο συχνότητας- κυματαριθμού ή αλλιώς Phase Shift πραγματοποιήθηκαν δύο δοκιμές με γωνία 60° και 90° . Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε είναι :

$$[out, tt] = ps_mig(seis, t, x, v, params);$$

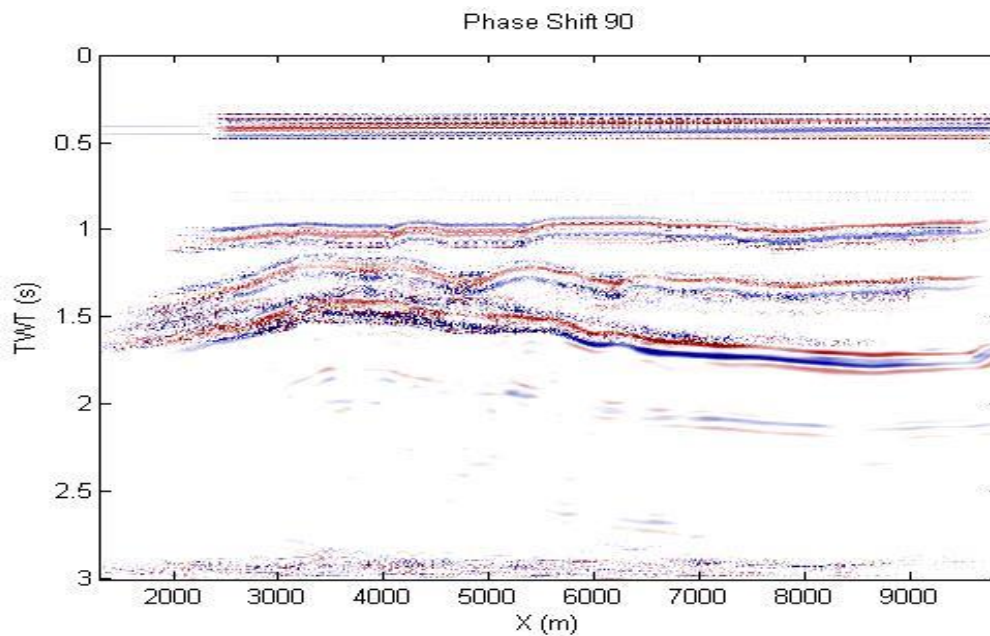
$$Params = [0.0, 0.0, 20, 60/90^\circ]$$

Όπου, **seis** είναι η σεισμική τομή, **v** ο πίνακας τμηματικής ταχύτητας **Vint**, **x** το διάνυσμα απόστασης, **t** το διάνυσμα χρόνων καταγραφής και **params** τέσσερις παράμετροι όπως προσθήκη δειγμάτων μηδενικού πλάτους (s) στο χρόνο, η προσθήκη δειγμάτων μηδενικού πλάτους (m) στο χώρο για την εφαρμογή του, το βήμα εκτύπωσης της προόδου χωροθέτησης και η μέγιστη γωνία χωροθέτησης. Με την σεισμική τομή και αυτές τις παραμέτρους ως

δεδομένα εισόδου παίρνουμε ως αποτέλεσμα την τομή σεισμικής χωροθέτησης (**out**) και τον πίνακα συντεταγμένων **t** (**tt**).



Εικόνα 46 : Τομή χωροθέτησης Phase Shift με γωνία 60°

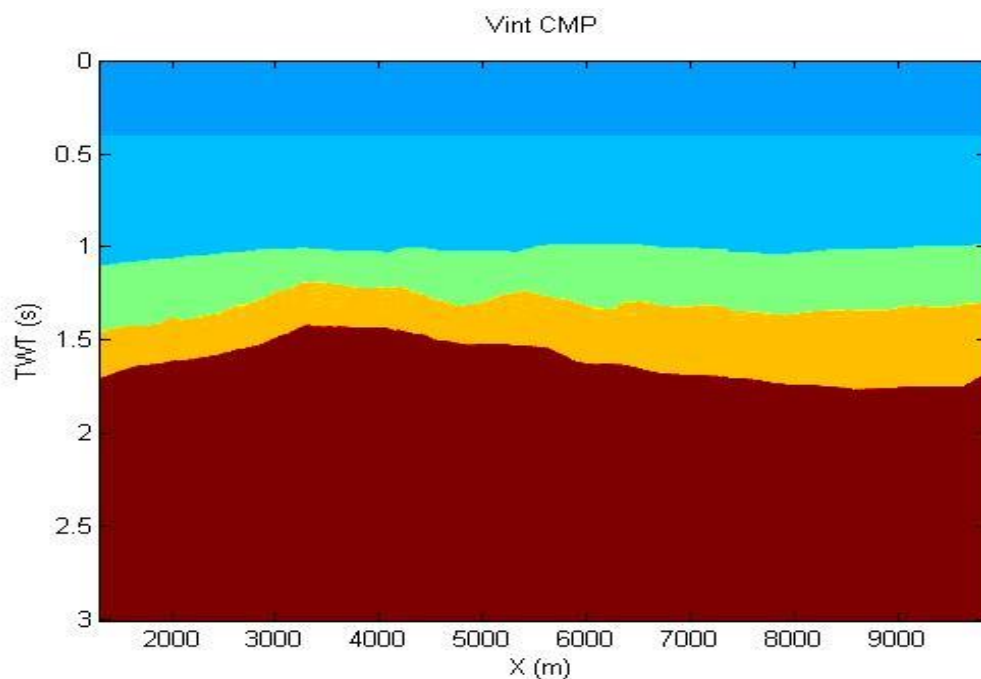


Εικόνα 47 : Τομή χωροθέτησης Phase Shift με γωνία 90°

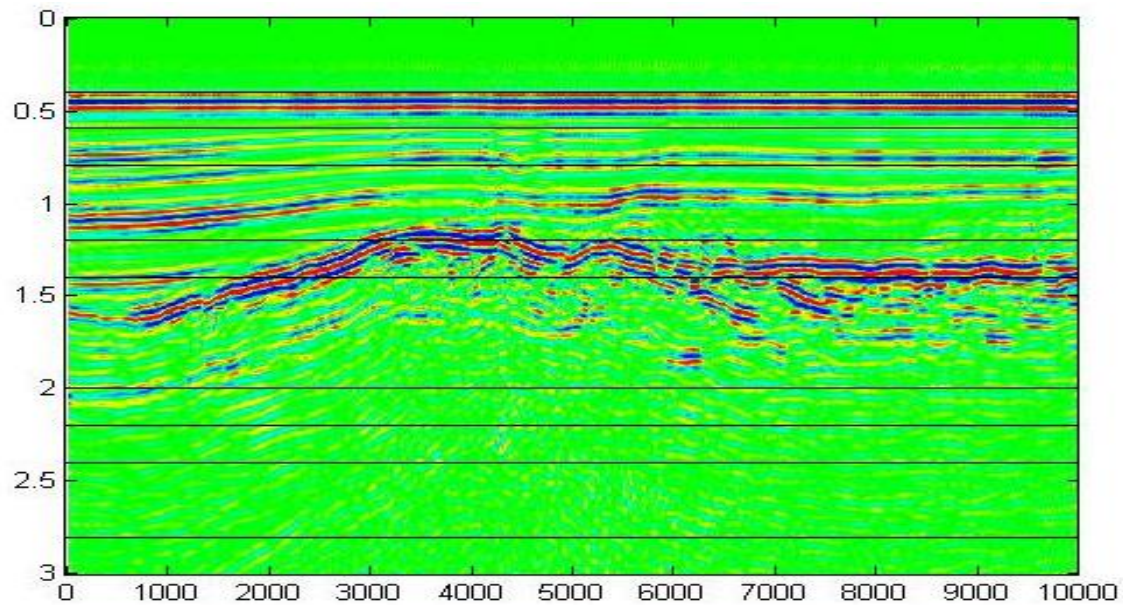
Οι τομές χωροθέτησης με τη μέθοδο Phase Shift δεν παρουσιάζουν αρκετά καθαρά τους ανακλαστήρες και εμφανίζονται πιο έντονα και οι ανακλάσεις στα 2 s. Επίσης και εδώ συμπεραίνουμε ότι η κλίση είναι μικρότερη των 60° καθώς δεν υπάρχει διαφορά μεταξύ των δυο δοκιμών.

4.7 Σύγκριση αποτελεσμάτων

Για την αξιολόγηση των τομών σεισμικής χωροθέτησης πραγματοποιήθηκε σύγκριση μεταξύ των τομών αυτών και του μοντέλου τμηματικών ταχυτήτων καθώς και με την τομή του αρχικού σεισμικού μοντέλου. Οι τμηματικές ταχύτητες προέκυψαν από την επεξεργασία των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων V_{rms} στο λογισμικό matlab, ώστε να γίνει η μετατροπή τους σε τμηματικές ταχύτητες. Στην εικόνα 48 παρουσιάζεται το μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων, ενώ στην εικόνα 49 παρουσιάζεται το αρχικό μας μοντέλο σε σχέση με τον χρόνο. Αποφασίστηκε να χρησιμοποιηθεί η τομή σεισμικής χωροθέτησης με τη μέθοδο Kirchhoff με 50 ίχνη (Kirk_50_60) για τη σύγκριση των τομών καθώς αποτελεί την τομή όπου διακρίνονται πιο καθαρά οι ανακλαστήρες και είναι απαλλαγμένοι από αρκετές περιθλάσεις.

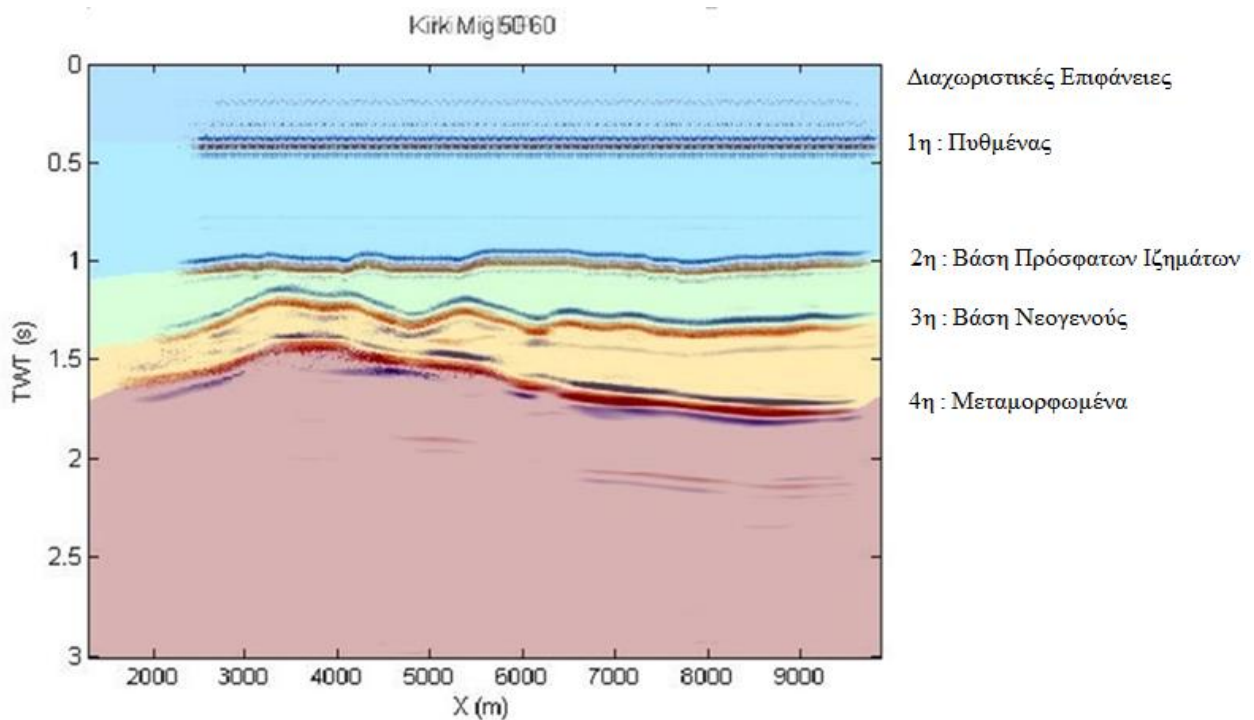


Εικόνα 48: Μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων Vint



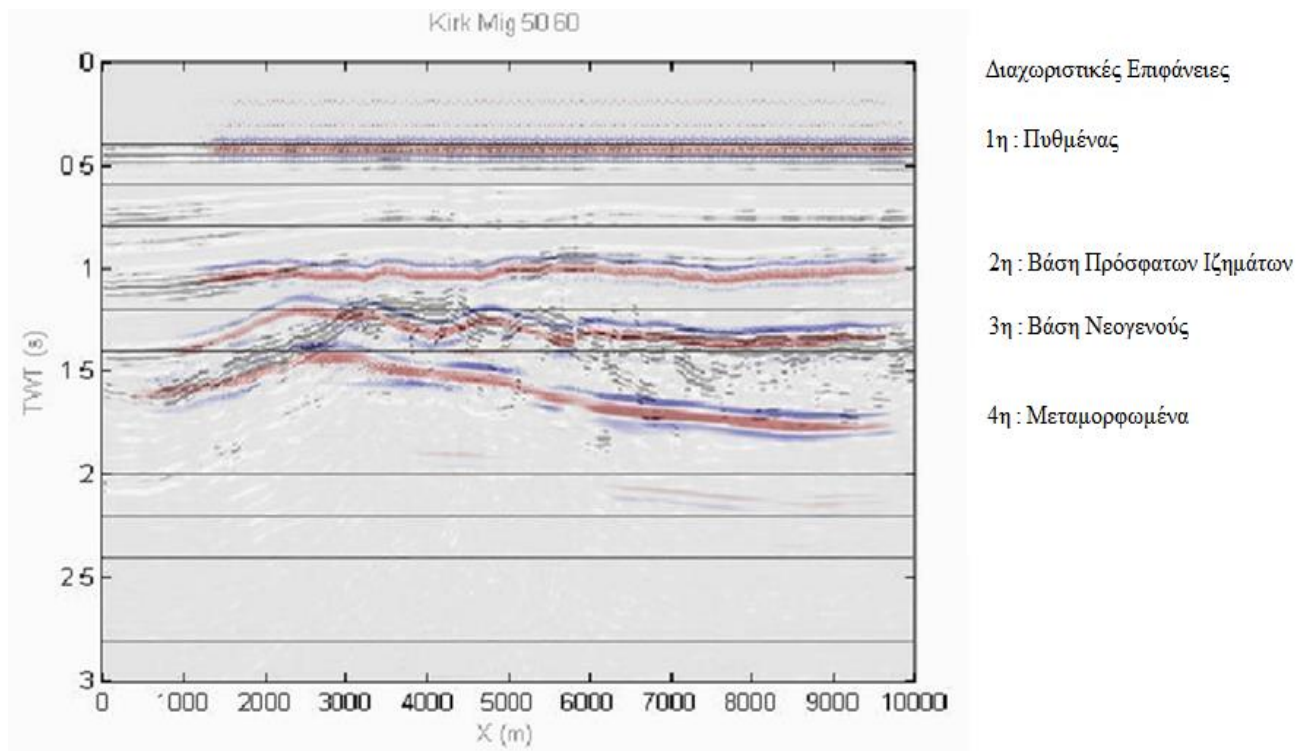
Εικόνα 49 : Τομή χωροθέτησης του αρχικού μοντέλου όπου ο άξονας γ είναι ο χρόνος TWT (s) και ο άξονας x το μήκος της τομής (m) (Διδακτορικό του κ. Ανδρονικίδη)

Στο σχήμα 50 παρουσιάζεται η υπέρθεση της τομής χωροθέτησης με την μέθοδο Kirchhoff στο μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων. Παρατηρείται ότι οι επιφάνειες ανάκλασης της χωροθετημένης τομής ταυτίζονται με τις διαχωριστικές επιφάνειες του μοντέλου των ταχυτήτων.



Εικόνα 50: Σύγκριση τομής χωροθέτησης Kirchhoff με το σεισμικό μοντέλο τμηματικών ταχυτήτων

Στο σχήμα 51 παρουσιάζεται η υπέρθεση της χωροθετημένης τομής Kirchhoff_50_60 στην αρχική τομή του σεισμικού μας μοντέλου, όπου οι έγχρωμες γραμμές δηλώνουν τις διαχωριστικές επιφάνειες που προέκυψαν από την χωροθέτηση Kirchhoff. Παρατηρείται ότι ο πρώτος ανακλαστήρας έχει ταυτιστεί ακριβώς με τα όρια του αρχικού μας μοντέλου, όπως και ο δεύτερος με τη διαφορά ότι παρουσιάζει μια μικρή μεταβολή της ταχύτητας. Ο τρίτος ανακλαστήρας δεν παρουσιάζει μεγάλη απόκλιση από τις αντίστοιχες επιφάνειες του αρχικού μας μοντέλου, σε αντίθεση με τον τελευταίο όπου δεν ακολουθεί την αντίστοιχη επιφάνεια. Αυτό πιθανώς οφείλεται στο γεγονός ότι οι ταχύτητες που ορίστηκαν στην αρχή της δημιουργίας των δεδομένων ήταν σταθερές για το κάθε στρώμα, ενώ η ταχύτητα σε ένα στρώμα παρουσιάζει κάποιες διακυμάνσεις. Ορίζοντας ένα εύρος ταχύτητας και όχι μια συγκεκριμένη τιμή, θα μπορούσε να υπάρξει μεγαλύτερη ταύτιση στις δύο τομές, καθώς δημιουργούνται πλευρικές διακυμάνσεις της ταχύτητας σε κάθε στρώμα.



Εικόνα 51: Σύγκριση τομής χωροθέτησης Kirchhoff με το αρχικό σεισμικό μοντέλο

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ/ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

5. Συμπεράσματα

Η μέθοδος χωροθέτησης που απεικόνισε καλύτερα τη δομή ήταν η μέθοδος Kirchhoff, καθώς παρουσιάζει καθαρά τους ανακλαστήρες, και γι αυτόν τον λόγο χρησιμοποιήθηκε για την υπέρθεση σε σχέση με τις τμηματικές ταχύτητες. Οι δύο μέθοδοι χωροθέτησης, των Πεπερασμένων Διαφορών (FD) και της Μετατόπισης Φάσης (Phase Shift), δεν παρουσίασαν αρκετά καλά αποτελέσματα καθώς οι τομές δεν ήταν αρκετά καθαρές ώστε να χρησιμοποιηθούν για καλύτερη απεικόνιση. Συγκρίνοντας λοιπόν τις μεθόδους που εφαρμόστηκαν στο πλαίσιο της μεταπτυχιακής εργασίας η καλύτερη μέθοδος κρίνεται η μέθοδος σεισμικής χωροθέτησης κατά Kirchhoff. Η σύγκριση της χωροθετημένης τομής Kirchhoff με την αρχική χωροθετημένη τομή ήταν αρκετά καλή καθώς οι τρεις από τους τέσσερις ανακλαστήρες ταυτίζονταν αρκετά καλά, αλλά υπήρξαν μικρές αποκλίσεις οι οποίες οφείλονται σε διακυμάνσεις των πλευρικών ταχυτήτων. Οι ταχύτητες που ορίστηκαν στην αρχή της δημιουργίας των δεδομένων ήταν σταθερές τιμές, ενώ στην πραγματικότητα οι ταχύτητες στα διάφορα στρώματα δεν είναι σταθερές καθώς υπάρχουν πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας.

5.1 Μελλοντικές Προτάσεις

Η δημιουργία των συνθετικών δεδομένων είναι μία χρήσιμη μέθοδος κατά την οποία διαμορφώνονται μοντέλα της δομής του υπεδάφους με ευκολία και με το πλεονέκτημα ότι μπορούν να γίνουν αλλαγές σε διάφορες παραμέτρους όπως είναι οι συχνότητες πηγής, από τον υπολογιστή. Επιπλέον παρουσιάζει ενδιαφέρον στην ερμηνεία πραγματικών δεδομένων όπως αποδείχτηκε από την διεξαγωγή της συγκεκριμένης διατριβής.

Αν και η τομή σεισμικής υπέρθεσης απεικόνισε αρκετά καλά τους ανακλαστήρες θα μπορούσε να εφαρμοστεί και μερική σεισμική υπέρθεση ώστε να δούμε αν οι χωροθετημένες τομές θα προσαρμόζονται με μεγαλύτερη ακρίβεια στο αρχικό μας μοντέλο. Επίσης, οι αρχικές ταχύτητες που εισήλθαν στο πρόγραμμα θα μπορούσαν να έχουν μεγαλύτερο εύρος και να μην είναι σταθερές για κάθε στρώμα, για την καλύτερη ερμηνεία των πραγματικών δεδομένων της διατριβής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ⁱ Ιωάννης Κουκουβέλας, Γεωλογία Ελλάδος, Πανεπιστήμιο Πατρών

ⁱⁱ <https://www.orykta.gr/geologia-oryktologia/geologia-elladas>

ⁱⁱⁱ Επεξεργασία Θαλάσσιων Δεδομένων Σεισμικής Ανάκλασης από το Νότιο, Μούχου Αποστολία – Μαρία, Δεκέμβριος 2014, Χανιά

^{iv} Imaging Folegandros Basin by Using Seismic Reflection Data from a Part of Seismic Line AEG-1, N. Andronikidis (Technical University of Crete), M. Gialitaki* (Technical University of Crete), A. Mouchou (Technical University of Crete), G. Kritikakis (Technical University of Crete), E. Manoutsoglou (Technical University of Crete) & A. Vafidis (Technical University of Crete)

^v Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Αντώνιος Βαφείδης

^{vi} Σημειώσεις εφαρμοσμένης γεωφυσικής, Γεώργιος Αποστολόπουλος, Αθήνα 2013

^{vii} https://en.wikipedia.org/wiki/Fermat%27s_principle

^{viii} Snell's law for viscoelastic materials, hif Wennerberg US Geological Society, Middlefield Road, Menlo Park, California, USA, 1984

^{ix} Cordier J.-P., Velocities in Reflection Seismology, Seismic reflection method (για σεισμικές πηγές)

^x Συμβολή των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης στην ερμηνεία των σεισμικών τομών στην Μεσσαρά Κρήτης, Παπαθανασάκη Ηλιάνα, Γεωλόγος, MSc Γεωφυσικός, Θεσσαλονίκη 2017

^{xi} Σεισμικά Ανάκλασης στο Ιόνιο, Μπραουδάκη Γ. Καλλιόπη, Χανιά 2004

^{xii} Seismic Reflection Methods Applied to Engineering, Environmental, and Groundwater Problems Don W. Steeples* and Richard D. Miller

^{xiii} Γεωφυσική Σεισμολογία, Βασίλης Καρακώστας, ΑΠΘ, Θεσσαλονίκη 2015

^{xiv} The relationship between elastic-wave velocities and density in sedimentary rocks: A proposal, Susan L.M. Miller and Robert R. Stewart

^{xv} Προσομοίωση της διάδοσης ελαστικών σεισμικών κυμάτων στις 2 διαστάσεις με τους αλγόριθμους PSV_SYNTHETICS, έκδοση 12.1, Κρητικάκης Γιώργος, Ε.ΔΙ.Π. Πολυτεχνείου Κρήτης

^{xvi} Προσομοίωση της Σεισμικής Κίνησης με τη χρήση Δισδιάστατων και Τρισδιάστατων Μοντέλων, Διδακτορική Διατριβή, Σκαρλατούδης Ανδρέας, Θεσσαλονίκη 2009

^{xvii} Υπολογιστική Μηχανική Ρευστών, Σκουληκάρης Χαράλαμπος, Ξάνθη, 19 Οκτωβρίου 2018

^{xviii} Συμβολή των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης στην ερμηνεία των σεισμικών τομών στην Μεσσαρά Κρήτης, Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων, Ιούλιος 2017

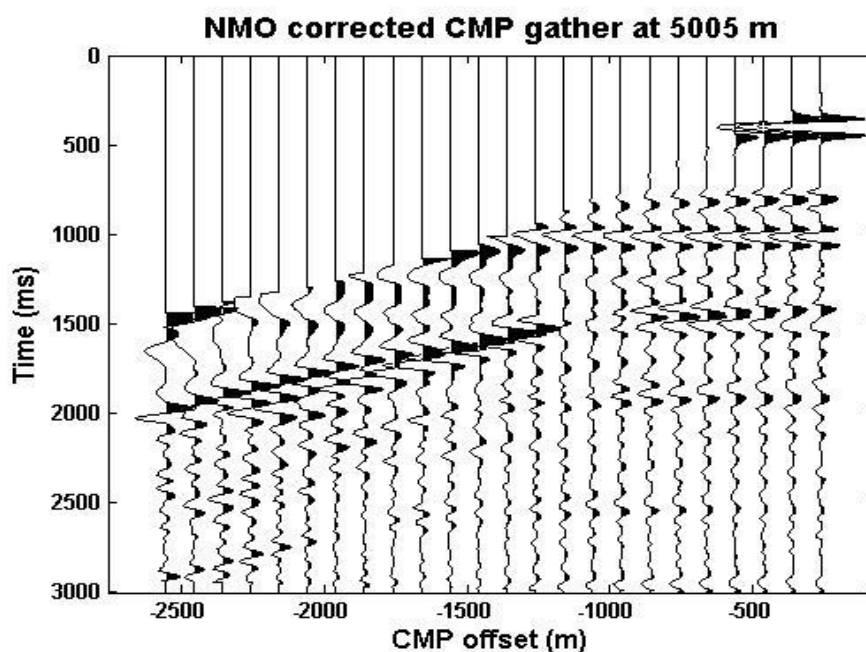
^{xix} Σεισμικά Ανάκλασης στο Ιόνιο, Μπραουδάκη Γ. Καλλιόπη, 2004

^{xx} Επεξεργασία συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για την περιοχή του Πατραϊκού κόλπου, Ρέππας Δημήτριος, Χανιά 2016

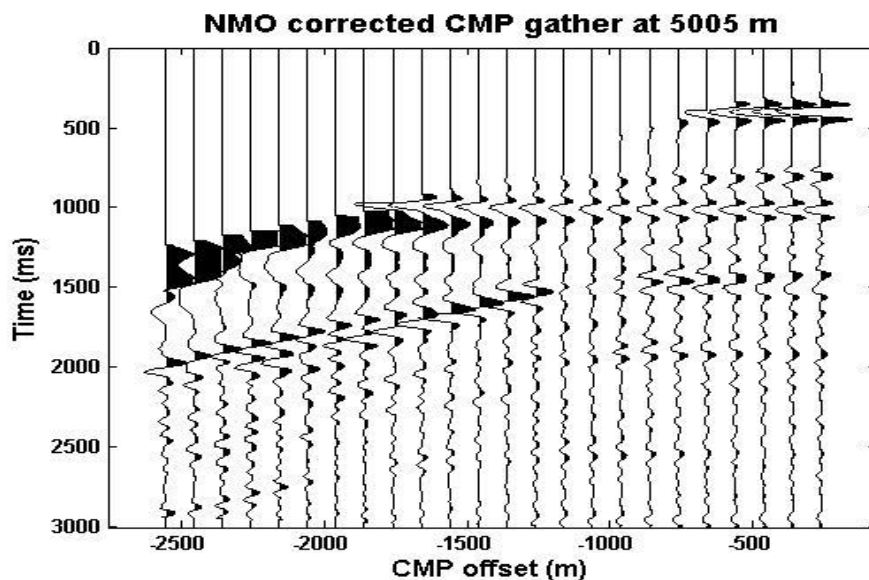
^{xxi} Επεξεργασία των πρωτογενών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης από τη θαλάσσια περιοχή του Νότιου Αιγαίου με τη μέθοδο της σεισμικής χωροθέτησης, Μαρία Α. Γιαλιτάκη, Χανιά 2015

Παράρτημα

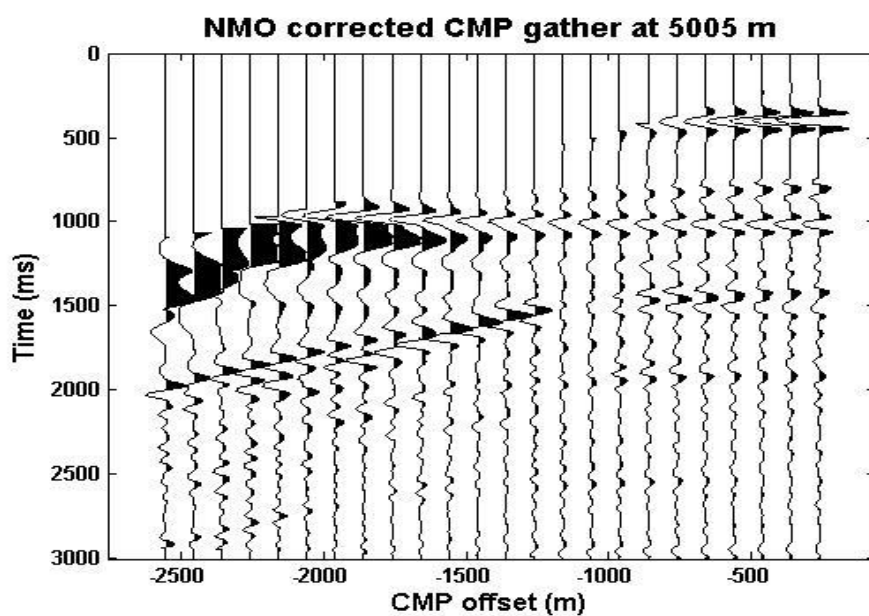
Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την διόρθωση δυναμικής διόρθωσης NMO με διαφορετικά stretch, αλλά και τα αποτελέσματα από διάφορες τιμές του φίλτρου αποσυνέλιξης αιχμής.



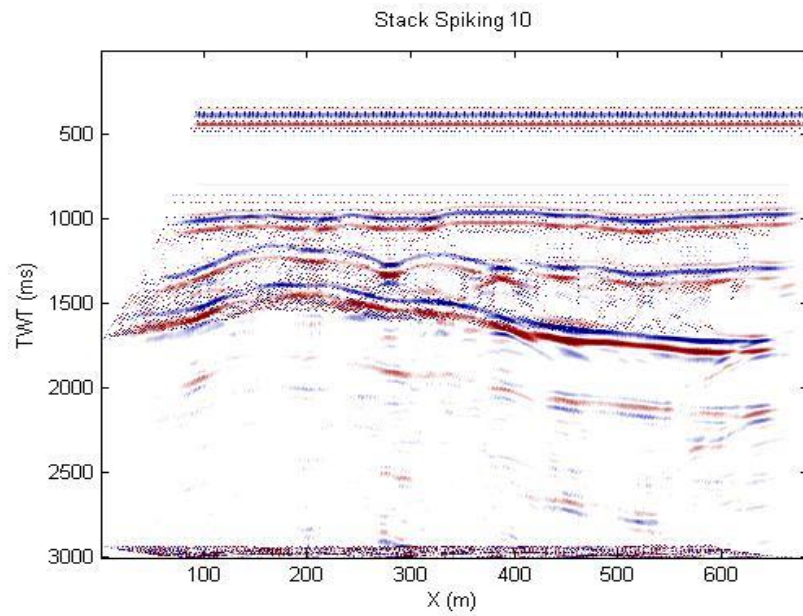
Εικόνα Error! Main Document Only.: Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) μετά τη διόρθωση NMO με 30% stretching



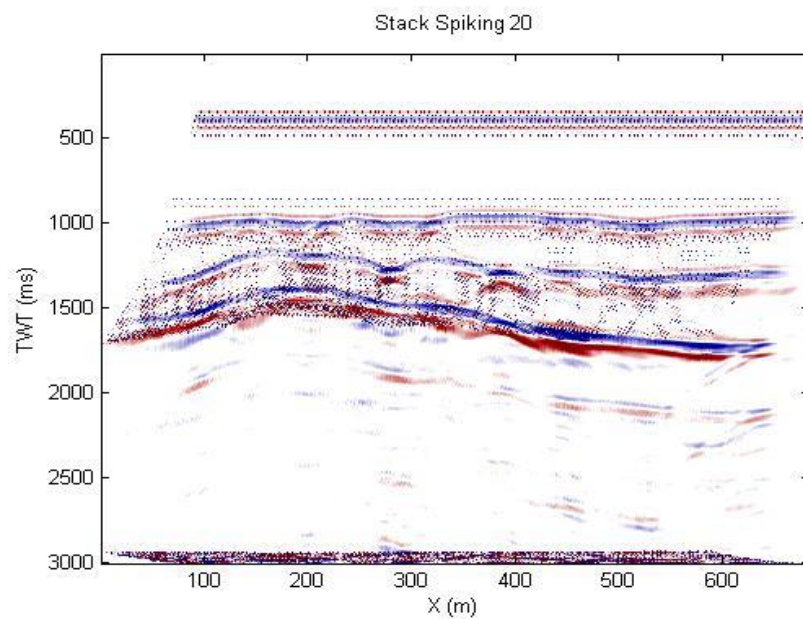
Εικόνα Error! Main Document Only. : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) μετά τη διόρθωση NMO με 50% stretching



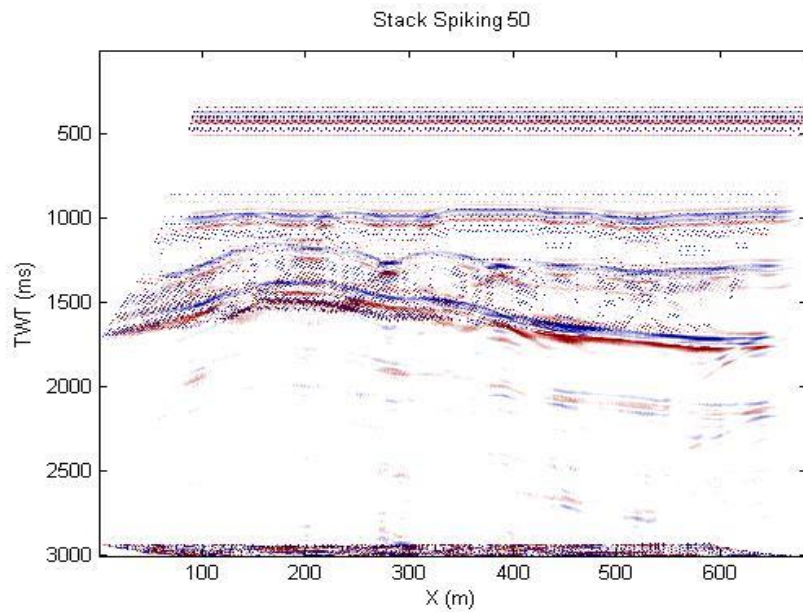
Εικόνα Error! Main Document Only. : Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP=5005 m) μετά τη διόρθωση NMO με 70% stretching



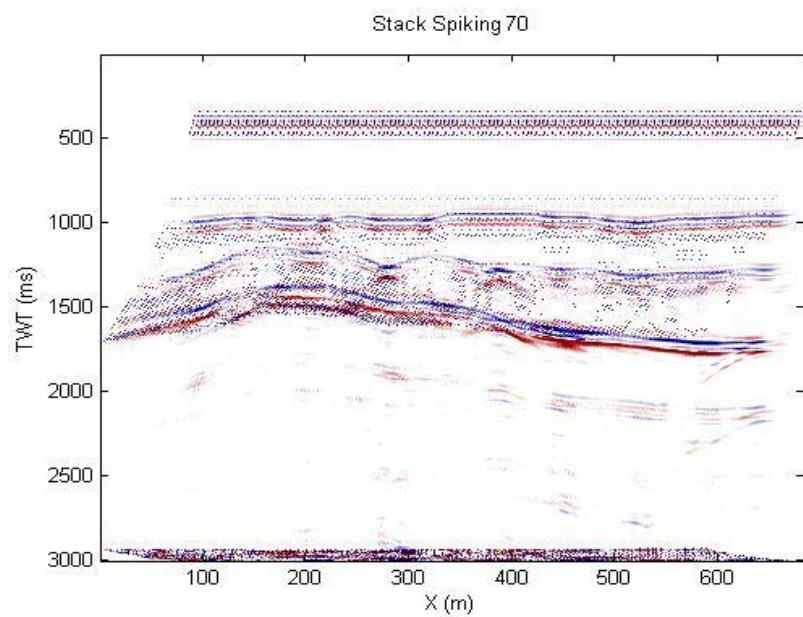
Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή υπέρθεσης υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 10 s



Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή υπέρθεσης υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 20 s

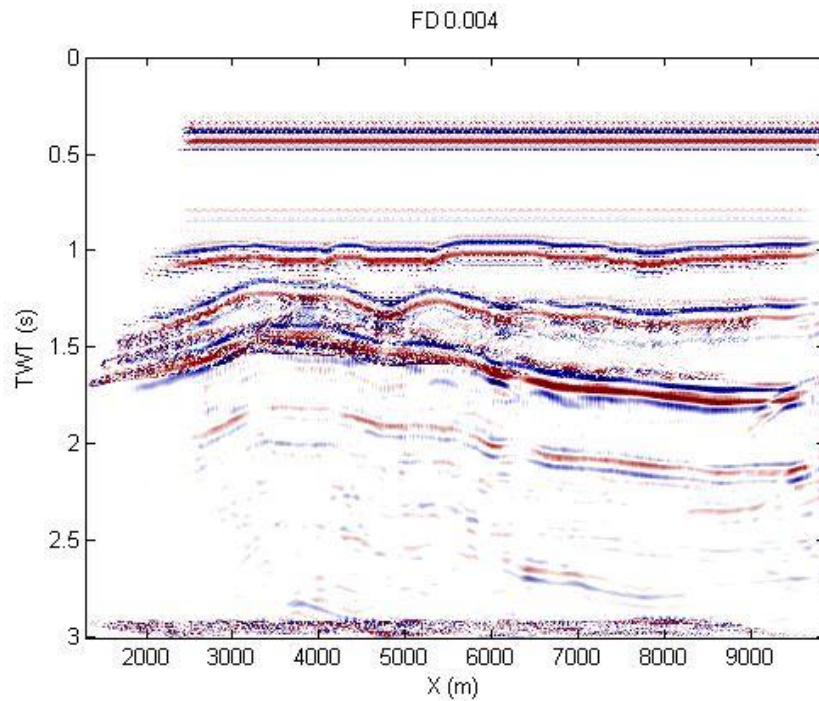


Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή υπέρθεσης υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 50 s

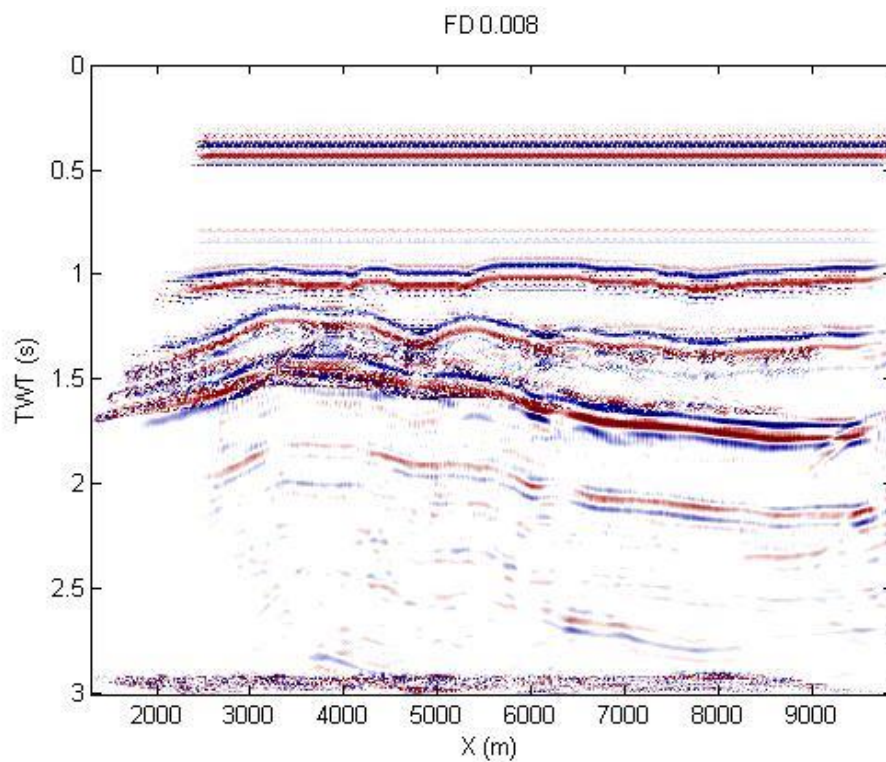


Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή υπέρθεσης υπέρθεσης μετά την αποσυνέλιξη αιχμής με χρόνο καθυστέρησης 70 s

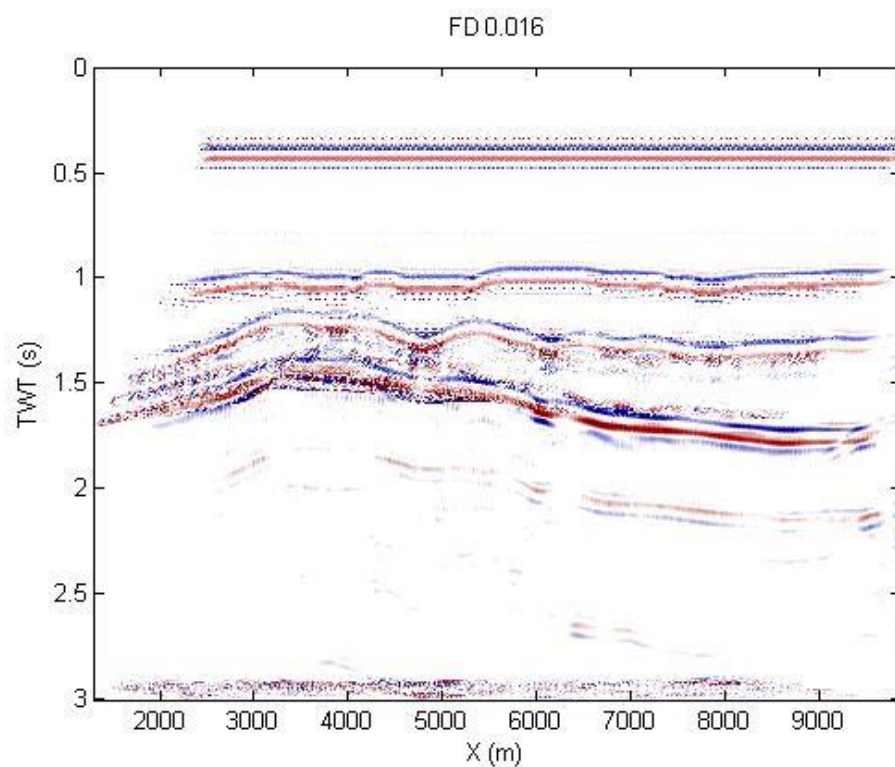
Παρακάτω παρουσιάζονται οι τομές χωροθέτησης με τη μέθοδο Πεπερασμένων Διαφορών με τα διαφορετικά βήματα υπολογισμού του κυματικού πεδίου.



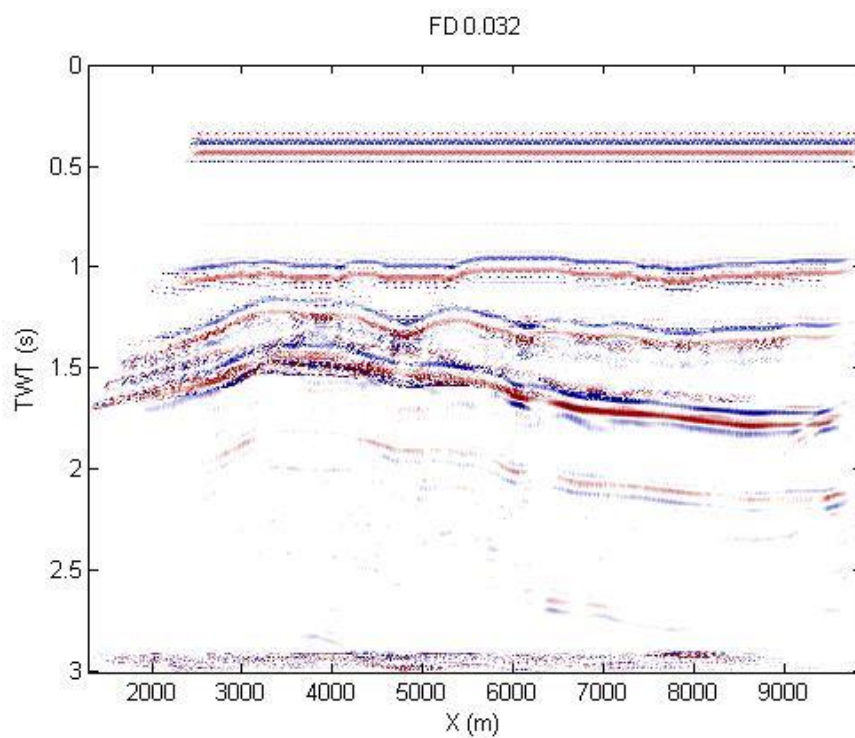
Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή χωροθέτησης με Πεπερασμένες Διαφορές με βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,004 s.



Εικόνα Error! Main Document Only.: Τομή χωροθέτησης με Πεπερασμένες Διαφορές με βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,008 s.



Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή χωροθέτησης με Πεπερασμένες Διαφορές με βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,016 s.



Εικόνα Error! Main Document Only. : Τομή χωροθέτησης με Πεπερασμένες Διαφορές με βήμα υπολογισμού του κυματικού πεδίου 0,032 s.
