

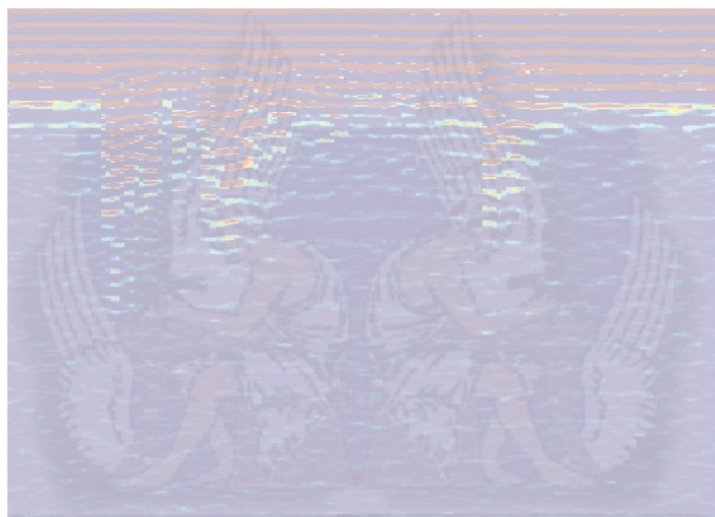


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ:
ΓΕΩΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΗ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΜΕΘΟΔΟΥ ΕΞΑΣΘΕΝΙΣΗΣ ΠΟΛΛΑΠΛΑ
ΑΝΑΚΛΩΜΕΝΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΚΑΤΑΓΡΑΦΕΣ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ
ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΑ ΠΡΟΒΛΗΜΑΤΑ**



HAMDAN HAMDAN

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
ΧΡΙΣΤΟΠΟΥΛΟΣ ΔΙΟΝΥΣΙΟΣ, ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ
ΚΟΜΝΙΤΣΑΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ, ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

ΧΑΝΙΑ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2004

Στους γονείς μου

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία πραγματεύεται την επεξεργασία δεδομένων γεωραντάρ, και πιο συγκεκριμένα το πρόβλημα των πολλαπλών ανακλάσεων. Οι πολλαπλές ανακλάσεις αποτελούν μια μορφή συναφή θορύβου που δυσχεραίνει την ερμηνεία των δεδομένων. Στην περίπτωση των δεδομένων από γεωραντάρ, το πρόβλημα δεν έχει αντιμετωπισθεί.

Οι πολλαπλές ανακλάσεις συναντώνται και στα σεισμικά δεδομένα., με τη διαφορά ότι για την αντιμετώπιση του προβλήματος έχουν αναπτυχθεί αρκετές μέθοδοι, αλλά δεν έχει καθιερωθεί συστηματική μεθοδολογία. Η ομοιότητα στον τρόπο καταγραφής των σεισμικών δεδομένων καθώς και αυτών από γεωραντάρ, οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η αντιμετώπιση του προβλήματος ίσως είναι εφικτή και στην περίπτωση των τελευταίων, μεταφέροντας και προσαρμόζοντας την τεχνογνωσία που ήδη χρησιμοποιείται στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων.

Στα πρώτα κεφάλαια αυτής της εργασίας περιγράφονται οι διάφορες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων σε σεισμικά δεδομένα. Στην συνέχεια, περιγράφονται οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν και προσαρμόστηκαν για την εφαρμογή τους σε δεδομένα γεωραντάρ. Παρουσιάζονται επίσης τα ενθαρρυντικά αποτελέσματα της εφαρμογής τους σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ, κάτι που αποτελεί μια πρώτη προσπάθεια στην αντιμετώπιση του προβλήματος.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Στο τέλος της παρούσας εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τα παρακάτω άτομα που η βοήθεια τους ήταν πολύ σημαντική στην εκπόνηση της μεταπτυχιακής μου εργασίας.

Τον Καθηγητή κ. Αντώνη Βαφείδη, που ως επιβλέπων καθηγητή, έπαιξε καθοριστικό ρόλο με τις συμβουλές και τη συνεχή υποστήριξή του στην ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής μου εργασίας.

Τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Διονύσιο Χριστόπουλος και τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Κομνίτσα για τη τιμή που με κάνουν με τη συμμετοχή τους στην εξεταστική επιτροπή.

Τον Φίλο και συνάδελφο Γιώργο Κρητικάκη για την πολύτιμη βοήθεια του αλλά και την άψογη συνεργασία, καθώς επίσης και όλα τα μέλη του εργαστηρίου εφαρμοσμένης γεωφυσικής (Ανδρονικίδης Ν, Κουκαδάκη Μ, Οικονόμου Ν, Σπανουδάκης Ν, και Χορευτάκη Γ) για την συνεχή υποστήριξή τους.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στην οικογένεια μου για την ηθική και υλική υποστήριξη που μου πρόσφεραν όλα αυτά τα χρόνια.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Σελίδες

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	iiI
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	iv
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	v
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	1
2. ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΣΤΑ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ.....	3
2.1 Εισαγωγή.....	3
2.2 Σεισμικά κύματα.....	3
2.2.1 Κύματα χώρου.....	4
2.2.2 Κύματα επιφάνειας	6
2.3 Διάδοση των σεισμικών κυμάτων.....	9
2.3.1 Ανάκλαση διάθλαση.....	11
2.3.2 Απόσβεση.....	11
2.3.3 Περίθλαση.....	13
2.3.4 Σκέδαση.....	13
2.4 Επεξεργασία σεισμικών δεδομένων.....	14
2.5 Μέθοδοι του υπεδάφειου ραντάρ (GPR).....	17
2.5.1 Γεωμετρία των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων	17
2.5.2 Μέθοδοι διασκόπησης	18
2.5.3 Παράμετροι της διασκόπησης	20
2.6 Διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων	21
2.6.1 Εξισώσεις ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων	21
2.6.2 Ταχύτητα ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και διηλεκτρική σταθερά	23
2.6.3 Ηλεκτρομαγνητική εξασθένιση	24
2.6.4 Συντελεστές ανάκλασης	26
2.6.5 Περίθλαση	27
2.7 Ομοιότητες και διαφορές σεισμικών και ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων	28

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ (συνέχεια)

Σελίδες

3. ΠΟΛΛΑΠΛΕΣ ΑΝΑΚΛΑΣΕΙΣ	30
3.1 Εισαγωγή.....	30
3.2 Ευδιάκριτα γνωρίσματα των γεγονότων.....	31
3.3 Είδη πολλαπλών ανακλάσεων	33
3.3.1 Πολλαπλές ανακλάσεις μικρής περιόδου	33
3.3.2 Πολλαπλές ανακλάσεις μεγάλης περιόδου.....	36
3.4 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων.....	36
 4. ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ.....	42
4.1 Εισαγωγή.....	42
4.2 Το μοντέλο της συνέλιξης	43
4.3 Το φίλτρο της αντιστροφής.....	46
4.4 Φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων.....	49
4.5 Η ελάχιστη φάση.....	50
4.6 Αποσυνέλιξη αιχμής.....	52
4.7 Αποσυνέλιξη πρόβλεψης.....	54
4.8 Απόσβεση πολλαπλών.....	58
 5. ΦΙΛΤΡΟ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ - ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ.....	62
5.1 Εισαγωγή.....	62
5.2 Μετασχηματισμοί Fourier.....	62
5.2.1 Ο μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier.....	63
5.2.2 Μονοδιάστατος διακριτός μετασχηματισμός Fourier.....	64
5.2.2.1 Αναδίπλωση συχνοτήτων.....	65
5.2.2.2 Ταχύς μετασχηματισμός Fourier	68
5.2.3 Ο δισδιάστατος μετασχηματισμός Fourier	68
5.3 Απόσβεση πολλαπλών στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού	72
 6. ΦΙΛΤΡΟ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΧΡΟΝΟΥ ΚΑΘΥΣΤΕΡΗΣΗΣ – ΒΡΑΔΥΤΗΤΑΣ.....	76
6.1 Εισαγωγή	76
6.2 Γραμμικός μετασχηματισμός $\tau - p$	76
6.3 Μη γραμμικός μετασχηματισμός $\tau - p$	79
6.4 Φυσική σημασία του μετασχηματισμού $\tau - p$	83
6.5 Απόσβεση πολλαπλών στο πεδίο $\tau - p$	85

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ (συνέχεια)

Σελίδες

7. ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ KARHUNEN - LOEVE	92
7.1 Εισαγωγή	92
7.3 Μετασχηματισμός Karhunen – Loeve	92
7.3 Φυσική σημασία του μετασχηματισμού Karhunen – Loeve	94
7.4 Η απομόνωση των συσχετισμένων συνιστωσών	95
7.5 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων	96
7.5.1 Τοπική απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων	97
7.5.2 Στοχευόμενη απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων	98
 8. ΥΛΟΠΟΙΗΣΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ GPR	 102
8.1 Εισαγωγή	102
8.2 Περιγραφή πραγματικών δεδομένων γεωραντάρ	102
8.3 Αποσυνέλιξη	104
8.3.1 Αποσυνέλιξη αιχμής	104
8.3.2 Αποσυνέλιξη πρόβλεψης	106
8.4 Φίλτρο στο πεδίο συχνότητας κυματαριθμού	109
8.5 Φίλτρο στο πεδίο χρόνου καθυστέρησης – βραδύτητας ($\tau - p$)	112
8.6 Μετασχηματισμός Karhunen – Loeve	115
8.7 Επιλεγμένα αποτελέσματα εφαρμογής των αλγόριθμων	117
 9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	 129
 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	 132

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στα πλαίσια της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας, αρχικά πραγματοποιήθηκε μια μελέτη των μεθόδων απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων που χρησιμοποιούνται στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων, με απώτερο στόχο την εφαρμογή τους σε δεδομένα γεωραντάρ. Κατόπιν, γίνεται μια περιγραφή των αλγόριθμων που αναπτύχθηκαν για το σκοπό αυτό. Τέλος, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής τους σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ.

Η εργασία αυτή αποτελείται από εννέα κεφάλαια. Συνοπτικά, τα περιεχόμενα του κάθε κεφαλαίου έχουν ως εξής:

Το πρώτο κεφάλαιο περιγράφει το σκοπό της εργασίας και περιέχει μια σύντομη αναφορά στα περιεχόμενα των υπόλοιπων κεφαλαίων.

Το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στην αρχή λειτουργίας, τόσο της σεισμικής ανάκλασης, όσο και της μεθόδου του γεωραντάρ. Πιο συγκεκριμένα, περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο διαδίδονται τα σεισμικά και τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα στο υπέδαφος, καθώς και οι όποιες ομοιότητες και διαφορές στην διάδοσή τους.

Το τρίτο κεφάλαιο περιγράφει τον μηχανισμό κατά τον οποίο δημιουργούνται οι πολλαπλές ανακλάσεις αλλά και τα διαφορετικά είδη αυτών, τόσο στις σεισμικές όσο και στις γεωραντάρ καταγραφές. Επίσης, γίνεται μια συνοπτική ανασκόπηση στις διάφορες μεθόδους που χρησιμοποιούνται για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων από τα σεισμικά και γεωραντάρ δεδομένα.

Η αποσυνέλιξη αποτελεί ένα από τα βασικά στάδια της επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων. Το τέταρτο κεφάλαιο αναφέρεται στην φυσική σημασία της αποσυνέλιξης, καθώς και στον τρόπο με τον οποίο εφαρμόζεται αυτή στα σεισμικά δεδομένα. Η αποσυνέλιξη αιχμής και αποσυνέλιξη πρόβλεψης αποτελούν τα κύρια μέρη αυτού του κεφαλαίου. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε σκόπιμο να γίνει μια εκτενέστερη περιγραφή του μαθηματικού υποβάθρου των δύο διαδικασιών, όπως και του τρόπου με τον οποίο χρησιμοποιούνται αυτές για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων.

Ένας άλλος τρόπος για την αντιμετώπιση του προβλήματος των πολλαπλών ανακλάσεων, είναι ο μετασχηματισμός των δεδομένων, από το πεδίο χρόνου – οριζόντιας απόστασης ($t-x$), στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού ($f-k$). Στο πεδίο

f-k απομακρύνονται οι πολλαπλές ανακλάσεις κι έπειτα τα φιλτραρισμένα δεδομένα μετασχηματίζονται στο αρχικό πεδίο t-x. Το πέμπτο κεφάλαιο διαπραγματεύεται όλα αυτά.

Το έκτο κεφάλαιο περιγράφει έναν άλλον μετασχηματισμό που χρησιμοποιείται για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων. Τα δεδομένα μετασχηματίζονται από το πεδίο του χρόνου – οριζόντιας απόστασης (t-x), στο πεδίο χρόνου καθυστέρησης - βραδύτητας (t-p), όπου απομακρύνονται οι πολλαπλές ανακλάσεις, και στη συνέχεια τα φιλτραρισμένα δεδομένα μετασχηματίζονται στο αρχικό πεδίο.

Το έβδομο κεφάλαιο πραγματεύεται την τελευταία μέθοδο που χρησιμοποιήθηκε στα πλαίσια αυτής της εργασίας, για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων και βασίζεται στο μετασχηματισμό Karhunen – Loeve .

Στο όγδοο κεφάλαιο, περιγράφονται οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν για την υλοποίηση όλων των προηγούμενων μεθόδων. Επίσης, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής τους σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ.

Τέλος, στο ένατο κεφάλαιο αναφέρονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την εργασία καθώς και προτάσεις που αφορούν στην αντιμετώπιση του προβλήματος των πολλαπλών ανακλάσεων σε δεδομένα γεωραντάρ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΣΤΑ ΣΕΙΣΜΙΚΑ ΚΑΙ ΣΤΑ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

2.1 Εισαγωγή

Η ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων βασίζεται στην κατανόηση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Αντίστοιχα, για τους μεθόδους του υπεδάφειου Ραντάρ (GPR), η διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων αποτελεί τη βάση στην ερμηνεία τέτοιων δεδομένων. Η γεωμετρική οπτική και κυματική θεωρία αποτελούν τις δύο κύριες θεωρίες που περιγράφουν την διάδοση των σεισμικών αλλά και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (Βαφείδης, 1993).

Τα σεισμικά κύματα παράγονται κατά την άσκηση μίας δύναμης χώρου, διαμέσου τεχνητής διέγερσης, όπως είναι πυρηνικές εκρήξεις, κρούσεις (με διάφορες πηγές διέγερσης), ή με την απότομη απελευθέρωση ενέργειας, με φυσικές διεγέρσεις που προκαλούνται από σεισμούς. Κατά την διάδοση των σεισμικών κυμάτων τα υλικά σημεία από τα οποία αποτελούνται τα πετρώματα πραγματοποιούν ταλαντώσεις. Η μετατόπιση των υλικών σημείων γύρω από μια θέση ισορροπίας περιγράφεται από την κυματική θεωρία. Η κυματική θεωρία χρησιμοποιείται για τη δημιουργία διαγραμμάτων της εδαφικής κίνησης συναρτήσει του χρόνου, τα οποία ονομάζονται συνθετικά σειсмоγραφήματα (σειсмоγράμματα).

Στις μεθόδους του υπεδάφειου ραντάρ, μια πηγή (πομπός) παράγει ηλεκτρομαγνητικό παλμό, ο οποίος διαδίδεται στο υπέδαφος ωσότου συναντήσει επιφάνεια ή υλικό με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες. Τότε ένα μέρος της ενέργειας του παλμού θα διαδοθεί στο δεύτερο υλικό (διάθλαση), και ένα μέρος θα ανακλαστεί και θα επιστρέψει στον δέκτη. Έτσι, η μονάδα ελέγχου καταγράφει το χρόνο διαδρομής του παλμού και το πλάτος του ηλεκτρομαγνητικού κύματος. Η διάδοση του κύματος εξαρτάται από τις ηλεκτρικές ιδιότητες του υπεδάφους καθώς και από τη συχνότητα εκπομπής της κεραίας του πομπού, και περιγράφεται από τις εξισώσεις του Maxwell (Σπανουδάκης, 2001).

Σε αυτό το κεφάλαιο θα περιγραφούν με συντομία οι αρχές διάδοσης των σεισμικών και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, καθώς οι ομοιότητες και οι διαφορές στην διάδοση των δύο μορφών κυμάτων.

2.2 Σεισμικά Κύματα

Οι σεισμικές μέθοδοι διακρίνονται κυρίως στις μεθόδους ανάκλασης και

διάθλασης, είναι οι πιο ακριβές μέθοδοι καθορισμού της δομής των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της γης. Τα σεισμικά κύματα παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία καθώς αριθμούν αρκετές δεκάδες, χαρακτηρίζονται σε σχέση με το χρόνο άφιξης, το δρόμο και τρόπο διάδοσης τους και εμφανίζονται σε ένα σειсмоγράφημα ως διακεκριμένες φάσεις. Η διάδοση τους, ακολουθεί τους νόμους της κυματικής και της οπτικής φυσικής.

Οι τύποι των σεισμικών κυμάτων, αναγνωρίζονται και προσδιορίζονται από ένα πλήθος παραμέτρων, ιδιαίτερης σημασίας, τόσο στην κλίμακα της κλασσικής σεισμολογίας όσο και σ' αυτή των σεισμικών διασκοπήσεων ή ακόμη και της εργαστηριακής δυναμικής δοκιμής.

Οι βασικότερες παράμετροι, που προσδιορίζουν την ταυτότητα των σεισμικών κυμάτων, σχετίζονται με τις διαστάσεις του μέσου διάδοσης, την στρωματογραφία, την γεωλογική ηλικία, τη σύσταση ή δομή των εδαφικών σχηματισμών, τους χρόνους άφιξης των κυμάτων, τον τρόπο και την ταχύτητα διάδοσης τους, το φασματικό περιεχόμενο, τα φυσικά φαινόμενα και τις σεισμικές πηγές φυσικές και τεχνητές (Κρητικάκης, 2000).

Παρακάτω αναλύονται περιληπτικά οι κυριότεροι τύποι, που κατά κανόνα εμφανίζονται στα σειсмоγράφημα. Η βασική τους διάκριση γίνεται σε κύματα χώρου και κύματα επιφάνειας.

2.2.1 Κύματα χώρου

Τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό των γεωλογικών σχηματισμών και διακρίνονται σε δύο τύπους κυμάτων, ανάλογα με το είδος της διαταραχής που προκαλούν στην ύλη, δηλαδή της επιμήκους μεταβολής (ϵ_{xx} , ϵ_{yy} , ϵ_{zz}) και της μεταβολής στρέψης (ϵ_{xy} , ϵ_{yz} , ϵ_{zx}). Οι μεταβολές αυτές αντιστοιχούν στα διαμήκη (ή επιμήκη ή συμπίεσης ή P –) κύματα και τα εγκάρσια (ή διατμητικά ή στρέψης ή S –) κύματα, τα οποία χαρακτηρίζονται έτσι από τον τρόπο και την ταχύτητα διάδοσης στους σχηματισμούς.

2.1.1.1 Διαμήκη κύματα.

Τα διαμήκη (P) είναι τα ταχύτερα κύματα, καταγράφονται πρώτα στα σειсмоγράφημα (πρώτες αφίξεις) και διαδίδονται ακτινικά, προκαλώντας πυκνώματα και αραιώματα της ύλης κατά μήκος της διεύθυνσης διάδοσης (Σχήμα

2.1a). Η ταχύτητα διάδοσης τους, εξαρτάται από τις σταθερές Lamé, λ και μ και από την πυκνότητα ρ (Βαφείδης, 1993):

$$a = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

έχει χαρακτηριστική τιμή στα κορεσμένα εδάφη, που – ανάλογα με το πορώδες – δεν ξεπερνάει τα 1600 – 1800 m/sec (Κρητικάκης, 2000). Επιπλέον, χαρακτηρίζονται από φασματικό περιεχόμενο με υψηλές συχνότητες και η διάδοσή τους επηρεάζεται έντονα από τον υδροφόρο ορίζοντα καθώς και από το πορώδες.

Τα κύματα P είναι ευκολότερο να αναγνωρισθούν και για αυτό χρησιμοποιούνται κατά κόρο στις σεισμικές μεθόδους για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με την δομή των επιφανειακών στρωμάτων του φλοιού της γης.

2.1.1.2 Διατμητικά κύματα

Τα διατμητικά κύματα S, εμφανίζονται στο σειсмоγράφημα μετά τα P και διαδίδονται εγκάρσια στη διεύθυνση διάδοσής τους, προκαλώντας διατμητική κίνηση στη δομή του υλικού (Σχήμα 2.1b). Η ταχύτητα διάδοσης των S – κυμάτων δίνεται σε συνάρτηση των σταθερών Lamé από την σχέση (Βαφείδης, 1993):

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$

Η τάξη μεγέθους των ταχυτήτων των S – κυμάτων, κυμαίνεται από μερικές δεκάδες μέτρα ανά δευτερόλεπτο για τα χαλαρά και μικρής ακαμψίας εδάφη (ιλύς, μαλακές άργιλοι κ.ά), μέχρι και χιλιάδες m/sec για το αποσαθρωμένο ή υγιές βραχώδες υπόβαθρο (γρανίτης, σχιστόλιθος, κ.ά) (Κρητικάκης, 2000).

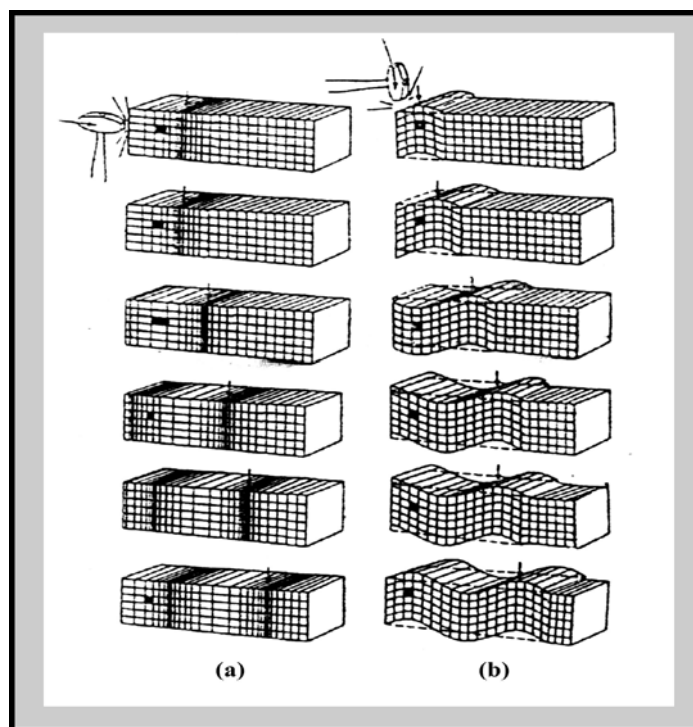
Είναι κύματα πολωμένα καθότι έχουν δύο βαθμούς ελευθερίας με αντίστοιχες κινήσεις σε δύο διαφορετικά επίπεδα. Όταν η διεύθυνση διάδοσης και η κίνηση των υλικών σωματιδίων βρίσκονται σε κατακόρυφο επίπεδο τότε το κύμα είναι κατακόρυφα πολωμένο (SV). Ενώ, όταν η διεύθυνση της κίνησης των σωματιδίων είναι κάθετη στο κατακόρυφο επίπεδο (το οποίο περιέχει τη διεύθυνση διάδοσης), τότε είναι οριζόντια πολωμένο κύμα (SH). Στην περίπτωση που εμφανίζεται ένα από τα δύο SH ή SV, τότε είναι επίπεδα πολωμένα. Αν τα SV και SH κύματα έχουν την ίδια συχνότητα και μία ορισμένη διαφορά φάσης, τότε είναι ελλειπτικά πολωμένα, γεγονός που υποδηλώνει την ετερογενή φύση των διερχόμενων σχηματισμών

(Κρητικάκης, 2000).

Στο νερό, το μέτρο διάτμησης μ (ή G) είναι μηδενικό, ως εκ τούτου τα S – κύματα δεν διαδίδονται. Η ιδιότητα της πόλωσης τους, είναι πολύ χρήσιμη καθώς χρησιμοποιείται για την αναγνώρισή τους με σκοπό τον προσδιορισμό της ταχύτητας V_s .

Γενικά, η διάδοση και οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων, στα πετρώματα εξαρτώνται από πολλούς παράγοντες, όπως είναι το πορώδες, η λιθολογία, το βάθος, η γεωλογική ηλικία, η πίεση των πόρων, ο βαθμός κορεσμού των διάκενων με νερό κ.α.

Στην περίπτωση ενός έντονα ετερογενούς και ανισότροπου μέσου, η διάκριση των S κυμάτων είναι εξαιρετικά δύσκολη (Sheriff and Geldart, 1995). Η δυσκολία αυτή οφείλεται, σε πλήθος αιτίων και φαινομένων, που συνδέονται με τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων – στο γεωλογικό μέσο – και αφορά τις πολλαπλές επάλληλες αφίξεις, που φθάνουν ταυτόχρονα στο σημείο παρατήρησης.



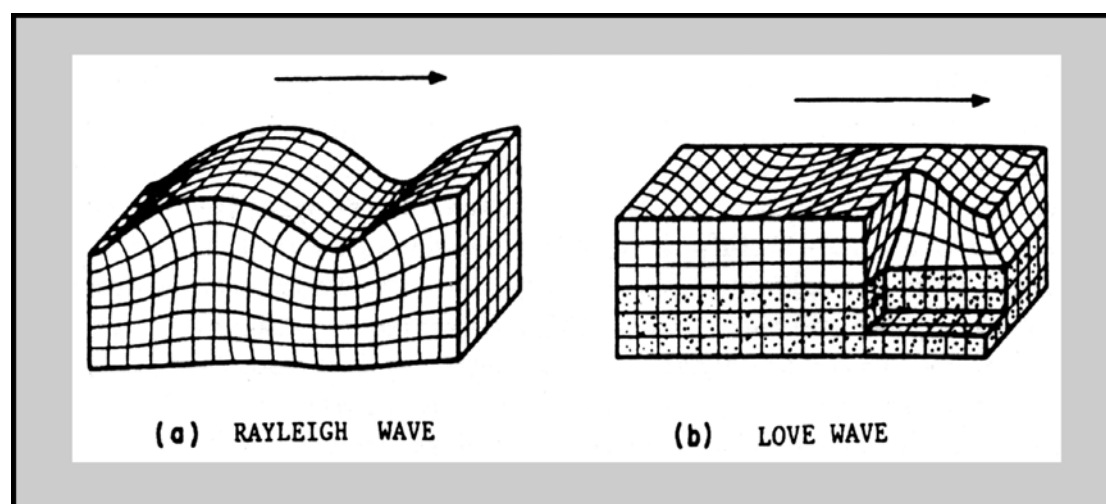
Σχήμα 2.1 : Εδαφική κίνηση κατά τη διάδοση των κυμάτων χώρου. (a) P – κύματα, (b) S – κύματα (Sheriff and Geldart, 1995).

2.2.2 Κύματα επιφάνειας

Τα κύματα επιφάνειας μελετήθηκαν για πρώτη φορά από τον Rayleigh (1885),

ως κυματικό φαινόμενο (κύματα Rayleigh, Σχήμα 2.2a) στην ελεύθερη επιφάνεια, ομογενούς ελαστικού ημίχωρου. Στη συνέχεια ο Love (1911) μελέτησε τα SH επιφάνειας (κύματα Love, Σχήμα 3.2b), σε ομογενές στρώμα υπερκείμενο σε ομογενή ημίχωρο, ενώ ο Stoneley (1924), μελέτησε τα ομώνυμα κύματα Stoneley επιφάνειας, που διαδίδονται μεταξύ υδάτινου και εδαφικού στρώματος ή στη διαχωριστική επιφάνεια δύο εδαφικών ημιχώρων, όταν όμως ισχύει $\beta_1 \approx \beta_2$ και οι λόγοι ρ_1/ρ_2 και μ_1/μ_2 κυμαίνονται περίπου στη μονάδα (Sheriff and Geldart, 1995).

Εκτός από αυτούς τους τύπους επιφανειακών κυμάτων, υπάρχουν και τα σωληνοκύματα (tube waves), τα οποία διαδίδονται στη διεύθυνση του άξονα, πληρωμένης με νερό γεώτρησης και θεωρούνται σημαντικά για τις πληροφορίες που παρέχουν, για τις ελαστικές ιδιότητες του περιβάλλοντος μέσου.



Σχήμα 2.2 : Σχηματικός τρόπος διάδοσης των σεισμικών (a) Rayleigh και (b) Love επιφανειακών κυμάτων (Κρητικάκης, 2000).

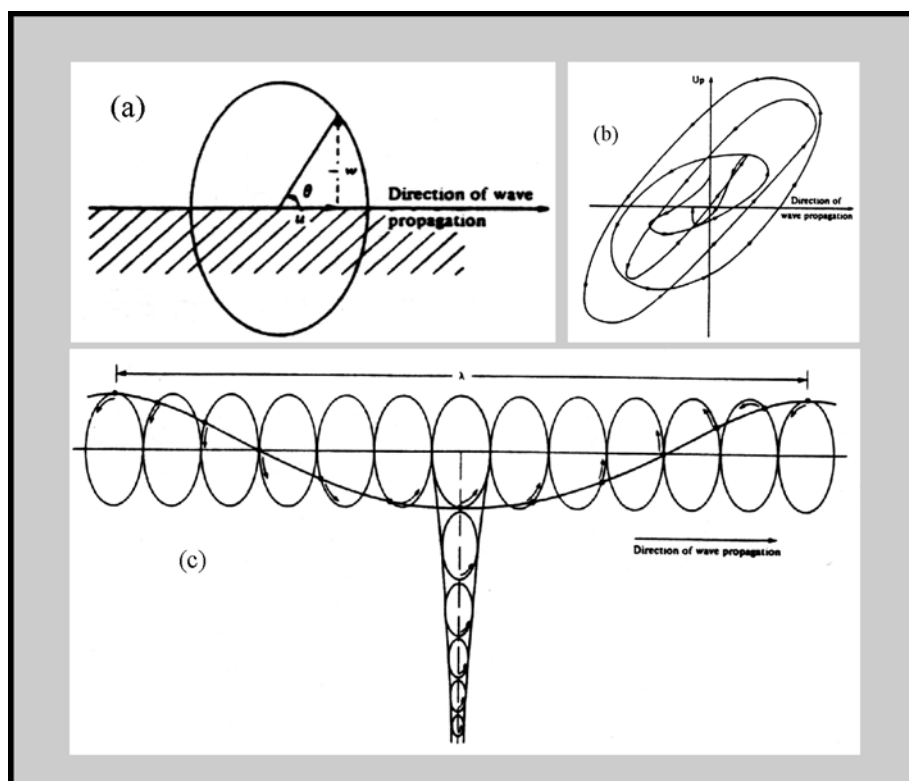
2.2.2.1 Κύματα Rayleigh

Τα κύματα Rayleigh είναι σύνθετα κύματα αποτελούμενα από P και SV συνιστώσες με αναλογία πλατών 1:1.5. δηλαδή, οι ταλαντώσεις των υλικών σημείων γίνονται στο κατακόρυφο επίπεδο το οποίο περιέχει την διεύθυνση διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Οι ταλαντώσεις υλικού σημείου που αντιστοιχούν σε P και SV συνιστώσες της μετατόπισης είναι ίδιας συχνότητας αλλά διαφορετικής φάσης με αποτέλεσμα το υλικό σημείο να ακολουθεί ελλειπτική τροχιά με φορά αντίθετη της φοράς των δεικτών του ωρολογίου σχήμα 2.3. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Η ταχύτητά τους εξαρτάται από τις ελαστικές σταθερές, την πυκνότητα αλλά και από την

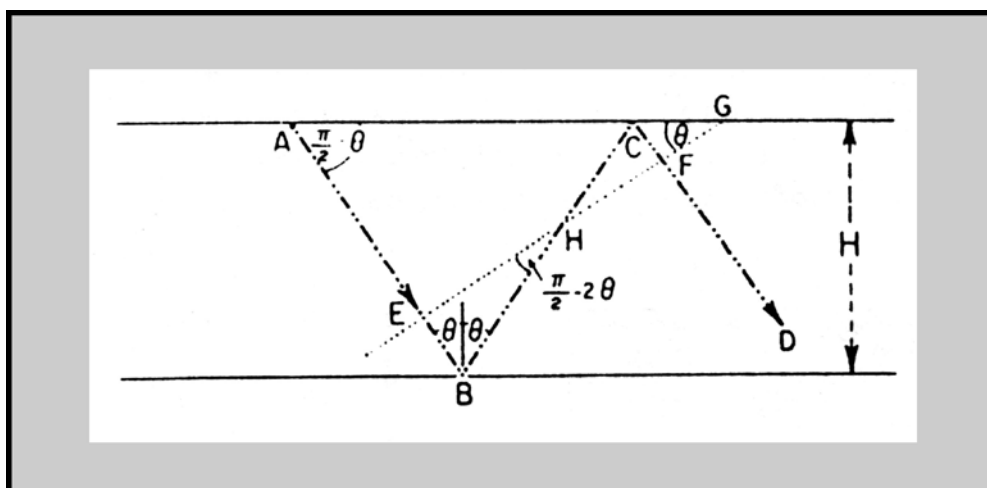
συχνότητα (ή το μήκος κύματος, όταν τα κύματα Rayleigh διαδίδονται σε μη ομογενή μέσα.

2.2.2.2 Κύματα Love και ψευδο-Rayleigh

Δημιουργούνται από την συμβολή ολικά ανακλώμενων κυμάτων χώρου. Απαραίτητη προϋπόθεση για την δημιουργία αυτών των κυμάτων είναι ύπαρξη λεπτού γεωλογικού στρώματος κοντά στην επιφάνεια της γης. Τα κύματα Love είναι κύματα συμβολής πολλαπλά ανακλώμενων κυμάτων SH (σχήμα 2.4). Τα υλικά σημεία κατά την διάδοση των κυμάτων Love πραγματοποιούν ταλαντώσεις οριζόντιας διεύθυνσης, η οποία είναι κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Η ταχύτητα των κυμάτων Love εξαρτάται από την συχνότητα και είναι συνήθως μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων. Στις ψηλές συχνότητες, τα κύματα Love διαδίδονται με ταχύτητες συγκρίσιμες των κυμάτων S. Τα κύματα ψευδο-Rayleigh δημιουργούνται από την συμβολή πολλαπλά ανακλώμενα κυμάτων P ή/και SV.



Σχήμα 2.3 : Σχηματική παράσταση της διάδοσης των κυμάτων Rayleigh. (a) η προβλεπόμενη κίνηση στην επιφάνεια ενός ισότροπου ημιχώρου (Sheriff and Geldart, 1995), (b) η πραγματική κίνηση στο έδαφος (Κρητικάκης, 2000) και (c) μια τομή της κίνησης των σωματιδίων από την επιφάνεια έως και κάποιο βάθος στον ημιχώρο (Sheriff and Geldart, 1995).



Σχήμα 2.4 : Η αρχή γένεσης των κυμάτων Love στην περίπτωση ενός στρώματος υπερκείμενου του ημιχώρου (Κρητικάκης, 2000).

2.3 Διάδοση των σεισμικών κυμάτων

Στην ενότητα αυτή υπενθυμίζονται συνοπτικά οι μηχανισμοί και τα φαινόμενα που θεωρούνται ως οι αιτίες, που είναι υπεύθυνες για την περίπλοκη συχνά συμπεριφορά των γεωλογικών σχηματισμών, κατά τη διέγερση από κάποιο σεισμό ή μια τεχνητή διέγερση. Τα φαινόμενα αυτά, που συνοδεύουν τη διάδοση της σεισμικής ακτινοβολίας είναι η εξασθένηση, η σκέδαση, ανάκλαση και διάθλαση και η περίθλαση.

Τα σεισμικά κύματα διαδίδονται σε πολυστρωματικό μέσο υφίστανται ανακλάσεις και διαθλάσεις στις διαχωριστικές επιφάνειες. Τα πλάτη των ανακλώμενων κυμάτων εξαρτώνται από την ακουστική εμπίεση (z) η οποία είναι ίση με το γινόμενο της σεισμικής ταχύτητας και της πυκνότητας των πετρωμάτων. Σε κάθε στρώμα η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από τη λιθολογική σύσταση και την γεωλογική ιστορία του πετρώματος. Η διάδοση των σεισμικών κυμάτων συχνά περιγράφεται από τα μέτωπα κύματος. Το μέτωπο κύματος είναι η επιφάνεια όπου τα υλικά σημεία ταλαντώνονται με την ίδια φάση.

Η θέση του μετώπου κύματος σε συγκεκριμένη χρονική στιγμή προσδιορίζεται από την αρχή Huygens, Η αρχή του Huygens ορίζει ότι (Παπαζάχος, 1986) :

«Κάθε σημείο ενός μετώπου κύματος μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί πηγή ενός νέου (δευτερογενούς) κύματος». Έτσι, κάθε σημείο του μετώπου κύματος αποτελεί δευτερεύουσα πηγή σεισμικών κυμάτων, αυτή η πηγή δημιουργεί μέτωπο κύματος. Το νέο μέτωπο κύματος σε μεταγενέστερη χρονική στιγμή είναι η κοινή εφαπτόμενη

επιφάνεια (περιβάλλουσα) όλων των δευτερευόντων μετώπων κύματος. Η αρχή του Huygens ισχύει μόνο για μικρά μήκη κύματος και δεν εξηγεί κυματικά φαινόμενα όπως η περίθλαση σε ανώμαλες διαχωριστικές επιφάνειες.

Η μεταφορά της σεισμικής ενέργειας επιτυγχάνεται ως εξής: κάθε υλικό σημείο του χώρου, όπου διαδίδεται το κύμα, ταλαντώνεται λόγω της επίδρασης του κύματος και συμπαρασύρει σε ταλάντωση και το αμέσως γειτονικό υλικό σημείο. Αυτό σημαίνει ότι κάθε δονούμενο σημείου του χώρου είναι πηγή σεισμικού κύματος. Τα σημεία του μετώπου κύματος έχουν την ίδια φάση. Δηλαδή αν ένα σημείο του μετώπου κύματος ταλαντώνεται με το μέγιστο πλάτος, το ίδιο συμβαίνει και στα υπόλοιπα σημεία. Σε ομογενείς και ισότροπο μέσο το μέτωπο κύματος περιγράφεται από σφαιρική επιφάνεια. Σε μη ισότροπο μέσο, τα σεισμικά κύματα διαδίδονται με διαφορετικές ταχύτητες και σε διαφορετικές διευθύνσεις και το μέτωπο κύματος περιγράφεται από πιο πολύπλοκη επιφάνεια.

Η αρχή του Huygens είναι πολύ χρήσιμη καθώς βοηθά στην πρόβλεψη των μελλοντικών θέσεων του μετώπου κύματος, όταν γνωρίζεται η θέση του σ' ορισμένη χρονική στιγμή. Σημαντική είναι και η αρχή του Fermat, σύμφωνα με την οποία (Παπαζάχος, 1986): *«Το κύμα το οποίο φτάνει σε ορισμένο σημείο από ορισμένη πηγή ακολουθεί το συντομότερο δρόμο από όλους τους δρόμους που είναι δυνατόν να ακολουθήσει, δηλαδή, ακολουθεί αυτόν που απαιτεί τον ελάχιστο χρόνο»*.

Αν για ένα ελαστικό μέσο δοθεί η κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των ελαστικών κυμάτων, είναι δυνατό με βάση την αρχή του Fermat, να χαραχτούν οι σεισμικές ακτίνες των κυμάτων. Συνέπεια της αρχής αυτής αποτελεί το γεγονός ότι οι σεισμικές ακτίνες των κυμάτων τα οποία διαδίδονται μέσα σε ομογενές μέσο είναι ευθείες γραμμές. Αποδεικνύεται επίσης ότι οι νόμοι της ανάκλασης και διάθλασης των ελαστικών κυμάτων μπορούν να προκύψουν από την εφαρμογή της αρχής αυτής.

Στην πραγματικότητα, τα φαινόμενα που συνοδεύουν τη διάδοση της σεισμικής ακτινοβολίας, δεν εμφανίζονται μεμονωμένα και με την απλότητα που περιγράφονται παρακάτω, αλλά σε συνδυασμό, ανάλογα με το βαθμό πολυπλοκότητας των εδαφικών συνθηκών (στη θέση παρατήρησης).

Η γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών (πάχος εδαφικών στρώσεων, ασυνέχειες, τοπογραφία) και η διαφοροποίηση των δυναμικών ιδιοτήτων τους ανά σχηματισμό, καθώς και τα φαινόμενα που προκαλούν, έχουν ως συνέπεια τη

“διαμόρφωση” του κυματικού πεδίου.

2.3.1 Ανάκλαση – Διάθλαση

Τα φαινόμενα ανάκλασης και διάθλασης, είναι τα πλέον γνωστά στη σεισμολογία και τις σεισμικές μεθόδους διασκόπησης και υφίστανται, όταν ένα κύμα στη πορεία της διάδοσης του συναντήσει μια έντονη μεταβολή των ελαστικών σταθερών, δηλαδή μια επιφάνεια μεταξύ δυο εδαφικών στρώσεων (διεπιφάνεια).

Η μελέτη του κυματικού περιεχομένου των σεισμικών καταγραφών, δίνει στους σεισμολόγους χρήσιμες πληροφορίες για τη φυσική του εσωτερικού της Γης. Παράλληλα, όσον αφορά τους γεωφυσικούς, η αξιοποίηση των φαινομένων αυτών, οδήγησε στην “επινόηση” πλήθους μεθοδολογιών λήψης – τεχνητά παραγόμενων κυμάτων και τεχνικών ερμηνείας των δεδομένων, των γεωσεισμικών διασκοπήσεων διάθλασης και ανάκλασης.

Οι αρχές του Huygen και Fermat και οι νόμοι του Snell (απλός και γενικευμένος) περιγράφουν μαθηματικά τα φαινόμενα της ανάκλασης και της διάθλασης.

Σε περίπτωση που το σεισμικό κύμα συναντά διαχωριστική επιφάνεια, τότε το πλάτος του εξαρτάται από τους συντελεστές ανάκλασης ή /και διάθλασης. Οι συντελεστές ανάκλασης (R) και διάθλασης (T) κύματος P, το οποίο προσπίπτει υπό τυχαία γωνία σε επίπεδη διαχωριστική επιφάνεια υπολογίζονται από τις παρακάτω εξισώσεις (Βαφείδης, 1993):

$$R = \frac{Z_1 \cos i_1 - Z_2 \cos i_2}{Z_1 \cos i_1 + Z_2 \cos i_2} \quad (2.3)$$

$$T = \frac{2Z_1 \cos i_1}{Z_1 \cos i_1 + Z_2 \cos i_2} \quad (2.4)$$

όπου i_1 και i_2 είναι οι γωνίες πρόσπτωσης και διάθλασης αντίστοιχα

Z_1, Z_2 η ακουστική εμπίεση του πρώτου και δεύτερου στρώματος αντίστοιχα.

2.3.2 Απόσβεση

Η απόσβεση αποτελεί ιδιότητα του εδάφους, που σχετίζεται κυρίως με την ανελαστική και μη-γραμμική συμπεριφορά του. Η εκτίμηση της εξασθένησης, που

προκαλεί το γεωλογικό μέσο στους διάφορους τύπους κυμάτων (κυματικό πεδίο), είναι εξίσου μεγάλης σημασίας με τον καθορισμό άλλων δυναμικών παραμέτρων του μέσου, όπως είναι οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και η πυκνότητα. Η απόσβεση των κυμάτων χώρου είναι ιδιαίτερα χρήσιμη, για την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης με αριθμητικές και αναλυτικές μεθόδους προσομοίωσης.

Η διερεύνηση του φαινομένου αφορά το χρόνο και το δρόμο διάδοσης των κυμάτων, το μηχανισμό της εξασθένησης (απώλεια ενέργειας) που σχετίζεται με το ίδιο το έδαφος, καθώς και άλλους παράγοντες όπως είναι φυσικοχημική του σύσταση και η δομή του.

Η συνολική εξασθένηση των σεισμικών κυμάτων, επιμερίζεται σε τρεις διαφορετικούς όρους. Ένας όρος είναι της γεωμετρικής διασποράς, ο οποίος οφείλεται στη γεωμετρική διασπορά του κύματος, διανύοντας την απόσταση πηγής – θέσης παρατήρησης. Ο δεύτερος όρος, εκφράζει την υλική απόσβεση και σχετίζεται με την “ποιότητα” και τη μικροσκοπική δομή του γεωυλικού. Ο τρίτος όρος, οφείλεται σε φαινόμενα περίθλασης ή / και ανάκλασης της ακτινοβολίας, λόγω ετερογενειών και ασυνεχειών των εδαφικών σχηματισμών.

Οι διάφοροι τύποι κυμάτων εξασθενούν με διαφορετικό τρόπο και ρυθμό, ανάλογα με τα φυσικά χαρακτηριστικά τους και τη γεωμετρία των εδαφικών σχηματισμών. Έτσι, για τα κύματα χώρου τα οποία διαδίδονται ακτινικά, και τα πλάτη τους αποσβένονται κατά παράγοντα $1/r^2$ ενώ, τα κύματα Rayleigh που διαδίδονται κατά μήκος κυλινδρικού μετώπου, κοντά στην επιφάνεια και αποσβένονται κατά $1/\sqrt{r}$. Η ελάττωση του πλάτους για τους δύο τύπους κυμάτων, σε σχέση με την απόσταση r , οφείλεται στη γεωμετρική διασπορά.

Εκτός από τη γεωμετρική διασπορά υπάρχει και η υλική της οποίας η φυσική σημασία περιγράφεται συνοπτικά. Στην πραγματικότητα καθώς το κύμα διέρχεται από το μέσο, η ελαστική του ενέργεια εξασθενεί, αφού ένα μέρος της μετατρέπεται σε θερμότητα, που αναπτύσσεται από τις εσωτερικές τριβές και άλλες φυσικοχημικές διεργασίες στο γεωυλικό. Ο όρος αυτός της υλικής απόσβεσης ευθύνεται για την ολοκληρωτική εξαφάνιση του κύματος. Το αθροιστικό αποτέλεσμα της εσωτερικής τριβής, ορίζεται με την αδιάστατη ποσότητα Q^{-1} , που ονομάζεται παράγοντας ποιότητας και ισοδυναμεί με το λόγο $-\Delta E/2\pi E$ (όπου E η ενέργεια της μέγιστης παραμόρφωσης, αποθηκευμένη στον όγκο του μέσου και $-\Delta E$ η ανά κύκλο απολεσθείσα ενέργεια εξ' αιτίας των ατελειών στην ελαστικότητα του υλικού).

Το μέρος της απόσβεσης, που οφείλεται στα φαινόμενα περίθλασης ή / και ανάκλασης λόγω των ασυνεχειών, μπορεί να προσδιορισθεί εφόσον είναι γνωστές η συνολική και η υλική απόσβεση.

Ο ακριβής προσδιορισμός της εξασθένησης, τόσο στις εργαστηριακές όσο και στις επιτόπου μετρήσεις, παρουσιάζει ιδιαίτερες δυσκολίες καθώς η εξασθένηση μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα και το είδος της δοκιμής.

Πολλοί συγγραφείς κατά τους Sheriff and Geldart (1995), έδειξαν σύμφωνα με συσχετίσεις της μείωσης του πλάτους, εξ' αιτίας της γεωμετρικής διασποράς από τη μία, και της απόσβεσης από την άλλη, ότι η πρώτη είναι υπαίτια για την απόσβεση κυμάτων χαμηλών συχνοτήτων και σε μικρές σχετικά αποστάσεις, ενώ η δεύτερη για τα κύματα υψηλών συχνοτήτων και σε μεγάλες αποστάσεις.

Συνοψίζοντας τα παραπάνω, προκύπτει ότι η ενέργεια μειώνεται σε συνάρτηση με την απόσταση και τη συχνότητα.

2.3.3 Περίθλαση

Οι νόμοι της ανάκλασης και της διάθλασης των σεισμικών κυμάτων, ισχύουν στην περίπτωση, όπου η διεπιφάνεια δυο μέσων με διαφορετικές ελαστικές σταθερές, είναι σχετικά ομαλή με μικρή καμπυλότητα.

Ενώ, όταν το μήκος κύματος του προσπίπτοντος μετώπου κύματος, είναι σχετικά συγκρίσιμο με τις διαστάσεις μίας “ανωμαλίας” ή μίας ασυνέχειας ή σε σχέση με την ακτίνα καμπυλότητας, δεν ισχύουν απόλυτα οι νόμοι, που διέπουν τα φαινόμενα ανάκλασης και διάθλασης. Έτσι, με την πρόσπτωση του μετώπου κύματος, οι ανωμαλίες αυτές γίνονται δευτερογενείς πηγές ακτινοβολίας, με αποτέλεσμα να εμφανίζονται κύματα σε περιοχές του μέσου, όπου δεν αναμένονται σύμφωνα με τις αρχές της γεωμετρικής οπτικής.

2.3.4 Σκέδαση

Το φαινόμενο της σκέδασης (ή διασποράς), αποτελεί χαρακτηριστική ιδιότητα των εδαφικών σχηματισμών, οι οποίοι χαρακτηρίζονται ως σκεδάζον μέσο (dispersive medium), καθώς αποτελούνται από στρώματα με διαφορετικές ελαστικές σταθερές και πυκνότητες. Ορισμένα σεισμικά κύματα που διαδίδονται σε σκεδάζον μέσο, υπόκεινται στο φαινόμενο της σκέδασης, σύμφωνα με το οποίο η ταχύτητα διάδοσης τους μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα.

Δύο είδη σκέδασης υπάρχουν, μία είναι υλική σκέδαση και που οφείλεται στη

σύσταση του γεωυλικού και η άλλη γεωμετρική σκέδαση που οφείλεται στις γεωμετρικές μεταβολές των ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών.

Η ιδιότητα της σκέδασης χαρακτηρίζει, κατά κύριο λόγο, τα κύματα επιφάνειας, ενώ η σκέδαση των κυμάτων χώρου είναι συνέπεια της εξασθένησης (Sheriff and Geldart, 1995) και ο βαθμός σκέδασης τους δεν θεωρείται σημαντικός.

Το αποτέλεσμα της σκέδασης, γίνεται “ορατό” με την παρατήρηση στα σειсмоγραφήματα, σε διάφορες θέσεις καταγραφής, της κυματομορφής που αλλάζει σχήμα καθώς οι βραδύτερες αφίξεις διαχωρίζονται από τις ταχύτερες (οι οποίες αν δεν αντιστοιχούν σε κάποια χαρακτηριστική καμπύλη των επιφανειακών κυμάτων, τότε είναι οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων χώρου).

2.4 Επεξεργασία σεισμικών δεδομένων

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων αποτελεί έναν πολύ σημαντικό παράγοντα για τον προσδιορισμό ρεαλιστικών αποτελεσμάτων, μετά την σχεδίαση και την πραγματοποίηση της σεισμικής διασκόπησης.

Ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα που αντιμετωπίζεται κατά την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων είναι ο συνήθως μικρός λόγος σήματος προς τον τυχαίο εδαφικό θόρυβο. Το πρόβλημα αυτό αντιμετωπίζεται με δύο τρόπους. Ο ένας συνίσταται στην ενίσχυση του σήματος έναντι του θορύβου κατά τη διάρκεια των καταγραφών, είτε με τη σύνδεση πολλών γεωφώνων σε ένα κανάλι (υπάρχουν ειδικές τέτοιες διατάξεις γεωφώνων), είτε με άθροιση των σεισμικών καταγραφών που προκύπτουν από περισσότερες από μία διεγέρσεις της πηγής για μια συγκεκριμένη θέση πηγής – γεωφώνων.

Μια συνήθης επεξεργασία σεισμικών δεδομένων ανάκλασης περιλαμβάνει :

➤ Στατικές διορθώσεις

Πραγματοποιούνται με σκοπό να απομακρυνθεί η επίδραση του υψομέτρου ή του στρώματος αποσάθρωσης στους διπλούς χρόνους διαδρομής των σεισμικών κυμάτων. Ουσιαστικά επιτυγχάνεται η αναγωγή κάθε σειсмоγράμματος, αλλά και της πηγής σε ένα συγκεκριμένο επίπεδο, το οποίο συνήθως βρίσκεται κάτω από το κατώτερο υψόμετρο ή/και κάτω από το στρώμα αποσάθρωσης, αν αυτό υπάρχει.

Έτσι, αφού οριστεί ένα επιθυμητό επίπεδο αναφοράς, κάθε σεισμικό ίχνος (trace) (σεισμόγραμμα που καταγράφει 1 γεώφωνο για 1 διέγερση της πηγής) ‘μεταφέρεται’ έτσι ώστε το σημείο έναρξης της καταγραφής του ($t = 0$ msec) να αντιστοιχεί στο επίπεδο αναφοράς. Αυτό επιτυγχάνεται αφαιρώντας (ή προσθέτοντας αν το επίπεδο αναφοράς δε βρίσκεται κάτω από τη ζώνη αποσάθρωσης) από κάθε ίχνος τον χρόνο που έκανε το σεισμικό κύμα να διανύσει την απόσταση πηγής → επίπεδο αναφοράς → γεωφώνο.

➤ **Ανάλυση ταχυτήτων**

Η διαδικασία αυτή (velocity analysis) αποσκοπεί στον εντοπισμό των διάφορων ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων που εμφανίζονται στις καταγραφές κοινής πηγής (shot gather). Οι διαφορετικές αυτές ταχύτητες αντιστοιχούν σε διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε διαφορετικά εδαφικά στρώματα.

➤ **Σύνθεση των CDPs**

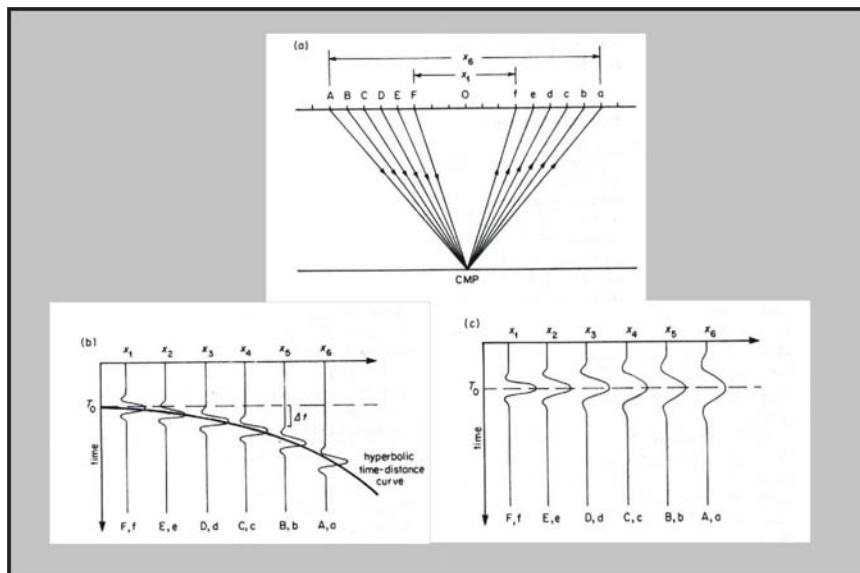
Οι διατάξεις καταγραφής των σεισμικών κυμάτων στο πεδίο διεξάγονται έτσι ώστε να πραγματοποιείται υπεδafική κάλυψη μεγαλύτερη από 1 fold (ή 100 %). Η διαδικασία της σύνθεσης των CDPs περιλαμβάνει την κατάλληλη επιλογή των σειсмоγραμμάτων έτσι ώστε να προκύψουν τα CDPs.

➤ **Δυναμικές διορθώσεις**

Οι δυναμικές διορθώσεις έχουν ως στόχο να διορθώσουν την κανονική χρονική απόκλιση (Normal Move Out – NMO) που παρατηρείται μεταξύ των ιχνών και οφείλεται στην διαφορετική απόστασή τους από την πηγή.

Λόγω της διαφορετικής απόστασης των γεωφώνων από την πηγή, οι αφίξεις των ανακλάσεων, αν και προέρχονται από το ίδιο σημείο του ανακλαστήρα, καταγράφονται με κάποια χρονική απόκλιση στα γεώφωνα, δηλαδή, νωρίτερα στα κοντινότερα στην πηγή γεώφωνα και αργότερα στα μακρινά γεώφωνα. Με την διόρθωση NMO επιτυγχάνεται η αναγωγή των σειсмоγραμμάτων που συνθέτουν κάποιο CDP, στη σωστή χρονική στιγμή. Ουσιαστικά δηλαδή, οι κυματομορφές διορθώνονται χρονικά έτσι ώστε οι καταγραφές να απεικονίζονται με την μορφή που θα είχαν, αν τα γεώφωνα, που χρησιμοποιούνται για την σύνθεση ενός CDP, απείχαν ίση απόσταση από την πηγή (Σχήμα 2.5). Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι κατά

τη διόρθωση NMO οι κυματομορφές υφίστανται κάποια στρέβλωση (stretching), η οποία παρατηρείται εντονότερα στα μακρύτερα από την πηγή σειсмоγράμματα (Σχήμα 2.5).



Σχήμα 2.5 : Σχηματική παράσταση της εφαρμογής της διόρθωσης NMO σε σειсмоγράμματα με υπεδafική κάλυψη 6 (ή 600 %)(a), προκειμένου να δημιουργηθεί 1 CDP. Παρατηρείται (c) ότι η στρέβλωση (stretching) των κυματομορφών είναι εντονότερη στα πιο απομακρυσμένα από την πηγή γεώφωνα (Robinson, 1988).

➤ Σεισμική υπέρθεση

Κατά τη διαδικασία αυτή επιτυγχάνεται η υπέρθεση (stacking) των σειсмоγραμμάτων για τον υπολογισμό των CDPs. Δηλαδή, οι κυματομορφές των σειсмоγραμμάτων αθροίζονται, οι έτσι ώστε να προκύψουν τα CDPs. Αν για παράδειγμα η υπεδafική κάλυψη είναι 4 (ή 400 %), το αντίστοιχο CDP θα προκύψει από το άθροισμα των 4 σειсмоγραμμάτων που αντιστοιχούν στο συγκεκριμένο CDP. Έτσι, από ένα πλήθος καταγραφών κοινής πηγής και εφαρμόζοντας τη διαδικασία της υπέρθεσης, προκύπτει μια σεισμική τομή υπέρθεσης.

➤ Σεισμική χωροθέτηση

Κατά τη σεισμική χωροθέτηση (migration) η σεισμική τομή υπέρθεσης, της οποίας ο κατακόρυφος άξονας απεικονίζει το χρόνο t , μετατρέπεται σε σεισμική τομή βάθους, της οποίας ο κάθετος άξονας πλέον απεικονίζει το βάθος. Η μετατροπή αυτή επιτυγχάνεται γνωρίζοντας τις ταχύτητες διάδοσης (από την ανάλυση ταχυτήτων), καθώς και τους διορθωμένους πλέον διπλούς χρόνους διαδρομής των σεισμικών

κυμάτων.

2.5 Μέθοδοι του υπεδάφειου ραντάρ (GPR)

Η μέθοδος του υπεδάφειου ραντάρ εφαρμόζεται στην έρευνα δομών μικρού βάθους και χρησιμοποιεί ραδιοκύματα εύρος συχνότητας από 1 έως 1200 MHz. Η λειτουργία του στηρίζεται στην ανάκλαση των ραδιοκυμάτων. Το σύστημα του γεωραντάρ εκπέμπει ένα ηλεκτρομαγνητικό παλμό στο υπό έρευνα υλικό. Ο παλμός που διαρκεί μερικά νανοδευτερόλεπτα, θα ταξιδεύσει στο έδαφος μέχρι συναντήσει επιφάνεια με διαφορετικές ηλεκτρικές ιδιότητες. Τότε ένα μέρος θα ανακλαστεί στην επιφάνεια και θα επιστρέψει στην κεραία του δέκτη. Το σήμα που λαμβάνει η κεραία του δέκτη προωθείται στην μονάδα ελέγχου, όπου καταγράφεται ο χρόνος διαδρομής και το πλάτος κύματος. Η διάδοση του παλμού στο υπέδαφος είναι συνάρτηση των ηλεκτρικών ιδιοτήτων του μέσου διάδοσης και της συχνότητας εκπομπής της κεραίας. Η εκπομπή και λήψη των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων μπορεί να πραγματοποιηθεί από την ίδια την κεραία (monostatic mode) ή από δύο διαφορετικές κεραίες (μία για την εκπομπή και μια για την λήψη – bistatic mode) (Πουλιούδης, 2001).

2.5.1 Γεωμετρία των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων

Η μονάδα ελέγχου του γεωραντάρ μετράει το πλάτος του παλμού και το χρόνο που κάνει από τον πομπό στον δέκτη. Ο δέκτης κατοπτρεύει τρία είδη κυμάτων (σχήμα 2.6):

- Ανακλώμενα κύματα. Τα κύματα αυτά εκπέμπονται από τον πομπό, διαδίδονται στο μέσο μέχρι να συναντήσουν κάποιο εμπόδιο όπου ανακλώνται και επιστρέφουν στο δέκτη. Ο χρόνος διαδρομής ισούται με (Πουλιούδης, 2001):

$$t_r = \sqrt{4D^2 + X^2} / v \quad (2.3)$$

όπου X είναι η απόσταση πομπού-δέκτη

D το βάθος του εμποδίου.

v η ταχύτητα του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στο μέσο διάδοσης.

- Απ' ευθείας κύματα. Τα κύματα αυτά διαδίδονται από τον πομπό στο δέκτη χωρίς να ανακλαστούν σε κάποια επιφάνεια και διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: απ'

ευθείας κύματα αέρα και εδάφους. Τα κύματα αυτά διανύουν μικρές αποστάσεις οπότε οι απώλειες είναι μικρές και τα πλάτη που καταγράφονται μεγάλα. Τα απ' ευθείας κύματα του αέρα φτάνουν πρώτα στο δέκτη επειδή η ταχύτητα διάδοσης στον αέρα είναι η μέγιστη δυνατή. Αμέσως μετά φτάνουν τα απ' ευθείας κύματα εδάφους. Οι εξισώσεις που δίνουν το χρόνο διαδρομής γι' αυτά τα κύματα είναι αντίστοιχα (Σπανουδάκης, 2002) :

$$t = X / v_{\text{αέρα}} \quad (2.4)$$

$$t = X / v_{\text{εδάφους}} \quad (2.5)$$

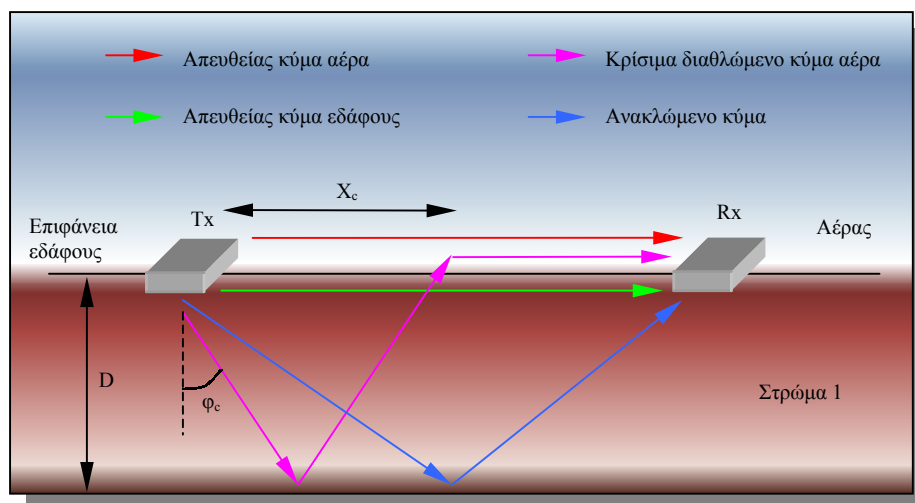
- Κρίσιμα διαθλώμενα κύματα. Όταν σε μία διασκόπηση κοινού ενδιαμέσου σημείου ή σταθερού πομπού κινούμενου δέκτη, η απόσταση πομπού δέκτη υπερβεί μια κρίσιμη τιμή X_c τότε το κύμα ανακλάται στη πρώτη επιφάνεια που θα συναντήσει, διαθλάται στην επιφάνεια και διαδίδεται προς τον πομπό μέσω του αέρα.

2.5.2. Μέθοδοι διασκόπησης

Ανάλογα πάντα με το σκοπό της διασκόπησης, η μέθοδος του γεωραντάρ χρησιμοποιείται με διάφορους τρόπους. Οι τέσσερις πιο συνηθισμένοι τρόποι είναι:

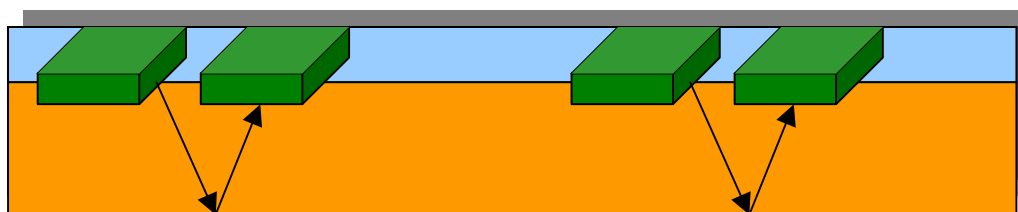
- Μέθοδος της ανάκλασης (Reflection). Χρησιμοποιείται για τη γεωλογική χαρτογράφηση και είναι η πιο διαδεδομένη. Οι κεραίες διατηρούνται σε σταθερή απόσταση μεταξύ τους και κινούνται κατά μήκος της γραμμής μελέτης (σχήμα 2.7). Πολλές φορές πραγματοποιούνται μετρήσεις πάνω στην ίδια γραμμή μελέτης αλλά με διαφορετικό προσανατολισμό των κεραιών ώστε να εξαχθούν το δυνατό περισσότερες πληροφορίες.
- Μέθοδος του κοινού ενδιαμέσου σημείου (Common Mid Point). Χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων στο μέσο. Αρχικά προσδιορίζεται κάποιο σημείο του ανακλαστήρα που θα αποτελέσει το ενδιαμέσο σημείο (σχήμα 2.8) και οι κεραίες τοποθετούνται στην ελάχιστη επιτρεπόμενη απόσταση (ίση με το βήμα δειγματοληψίας Nyquist n_x) με τα ηλεκτρικά τους πεδία παράλληλα. Κάθε

κεραία απομακρύνεται κατά μήκος της γραμμής μελέτης κατά $n_x/2$. Η μέγιστη απόσταση δεν πρέπει να ξεπεράσει το βάθος του ανακλαστήρα.

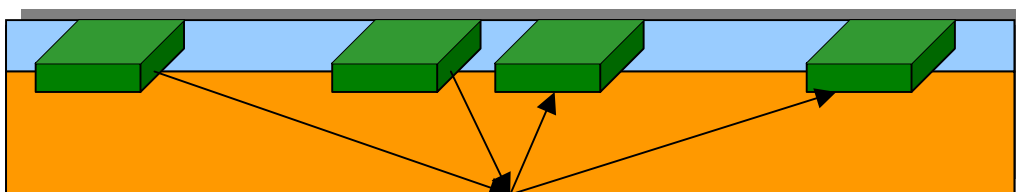


Σχήμα 2.6 Γεωμετρία των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων (Πουλιούδης, 1999).

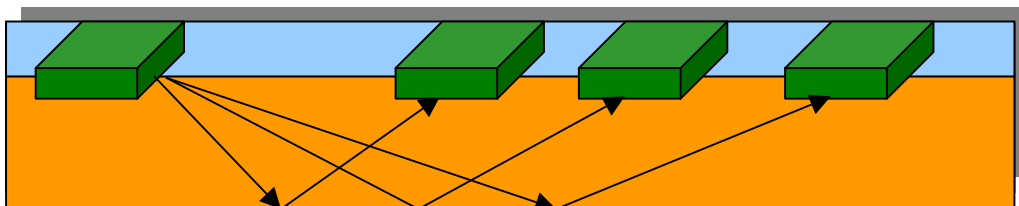
- Μέθοδος σταθερού πομπού, κινούμενου δέκτη (Wide angle reflection and refraction). Και αυτή η μέθοδος χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης στο μέσο. Η διαφορά της από την προηγούμενη έγκειται στο ότι ο πομπός παραμένει σταθερός σε κάποιο σημείο ενώ ο δέκτης κινείται πάνω στη γραμμή μελέτης με σταθερό βήμα (σχήμα 2.9).
- Μέθοδος της τομογραφίας (Transillumination). Σε αυτή τη μέθοδο τα κύματα δεν ανακλώνται αλλά διέρχονται από το μέσο. Οι κεραίες τοποθετούνται εκατέρωθεν του υπό μελέτη υλικού αντικρίζοντας η μία την άλλη (σχήμα 2.10).



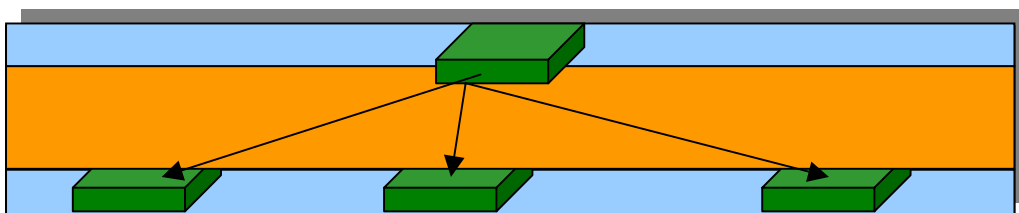
Σχήμα 2.7: Μέθοδος της ανάκλασης (Σπανουδάκης, 2002)



Σχήμα 2.8: Η μέθοδος του κοινού ενδιάμεσου σημείου (Σπανουδάκης, 2002)



Σχήμα 2.9: Η μέθοδος σταθερού πομπού κινούμενου δέκτη (Σπανουδάκης, 2002)



Σχήμα 2.10: Η μέθοδος της τομογραφίας (Σπανουδάκης, 2002)

2.5.3 Παράμετροι της διασκόπησης

Πριν ξεκινήσει η διασκόπηση ο χρήστης καλείται να ρυθμίσει, μέσω του λογισμικού του γεωραντάρ, όλες εκείνες τις παραμέτρους που διέπουν το πρόβλημα. Αυτές οι παράμετροι είναι καθοριστικές για την επιτυχή έκβαση του πειράματος και αφορούν:

- *Συχνότητα εκπομπής:* το βάθος διείσδυσης συνδέεται άμεσα με τη διακριτική ικανότητα και τη συχνότητα. Έτσι αν ο χρήστης επιλέξει μεγάλη συχνότητα η διακριτική ικανότητα θα είναι μεγάλη ενώ το βάθος διείσδυσης μικρό. Το αντίθετο θα συμβεί επιλέγοντας μικρή συχνότητα εκπομπής.
- *Ολικός χρόνος καταγραφής:* Ο ολικός χρόνος καταγραφής σχετίζεται άμεσα με το βάθος διείσδυσης και δίνει σε ποια χρονική στιγμή σταματούν οι καταγραφές. Αν ο ολικός χρόνος καταγραφής είναι πολύ μικρός ο στόχος ίσως να μην καταγραφεί. Αντίθετα αν είναι πολύ μεγάλος ο συνολικός όγκος των δεδομένων αυξάνει με δυσμενείς συνέπειες στην παραγωγικότητα.
- *Διάστημα δειγματοληψίας:* Η καταγραφή των δεδομένων δεν είναι συνεχής διαδικασία. Έτσι ο χρήστης καλείται να ρυθμίσει το χρονικό διάστημα που μεσολαβεί μεταξύ δύο καταγραφών. Αν το χρονικό διάστημα είναι μεγάλο τότε πολλές πληροφορίες χάνονται. Αν είναι πολύ μικρό τότε οι πληροφορίες

είναι μεν πολλές αλλά ο συνολικός όγκος των δεδομένων υπερβολικά μεγάλος.

- *Βήμα διασκόπησης:* Το βήμα δειγματοληψίας ορίζει την απόσταση δυο διαδοχικών σταθμών πάνω στη γραμμή μελέτης όπου πραγματοποιούνται μετρήσεις. Ένα μεγάλο βήμα δειγματοληψίας δε δίνει επαρκή αποτελέσματα και ειδικότερα, αν σκοπός της μελέτης είναι ο εντοπισμός μικτών στόχων, με μεγάλο βήμα δειγματοληψίας οι στόχοι δεν εντοπίζονται. Αντίθετα αν το βήμα είναι υπερβολικά μικρό, ο μεγάλος όγκος των δεδομένων επιβαρύνει την παραγωγικότητα.
- *Απόσταση των κεραιών:* Τα συστήματα γεωραντάρ δίνουν στο χρήστη τη δυνατότητα να μεταβάλει κατά το δοκούν την απόσταση των κεραιών ώστε να βελτιώσει την απόδοση του συστήματος. Αύξηση της απόστασης των κεραιών συνεπάγεται αύξηση στη γωνία ανάκλασης και του συντελεστή ανάκλασης. Συνεπάγεται όμως και αύξηση της εξασθένησης του κύματος αφού αυτό έχει να διανύσει μεγαλύτερη απόσταση.
- *Κατακόρυφη υπέρθεση:* Η υπέρθεση είναι η διαδικασία κατά την οποία πραγματοποιούνται αυτόματα πολλαπλές μετρήσεις σε κάθε σταθμό της γραμμής μελέτης. Τα πλάτη των πολλαπλών καταγραφών αθροίζονται και υπολογίζεται ο μέσος όρος τους. Με αυτό τον τρόπο επιτυγχάνεται η βελτίωση των μετρήσεων αφού τα πλάτη ενισχύονται ενώ ο θόρυβος εξαλείφεται.
- *Προσανατολισμός κεραιών:* Η παράμετρος που μελετάται τελευταία είναι ο προσανατολισμός των κεραιών, δηλαδή η σχετική μεταξύ τους θέση και σε σχέση με τη γραμμή μελέτης. Οι κεραίες που χρησιμοποιούνται στα συστήματα γεωραντάρ είναι ωμικές, διπολικές και ο προσανατολισμός τους καθίσταται σημαντικός για την επιτυχή έκβαση των πειραμάτων. Οι πιο συνηθισμένοι προσανατολισμοί είναι όταν το ηλεκτρικό πεδίο πολώνεται κάθετα στο επίπεδο του κύματος και βρίσκουν εφαρμογή στη γεωλογική χαρτογράφηση. Συνήθως πραγματοποιούνται μετρήσεις και με τους δυο προσανατολισμούς ώστε να συλλεχθούν το δυνατό περισσότερες πληροφορίες.

2.6 Διάδοση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων

2.6.1 Εξισώσεις ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων

Η διαφορική μορφή των εξισώσεων του Maxwell είναι η πιο διαδεδομένη για τη λύση οριακών προβλημάτων ηλεκτρομαγνητισμού. Χρησιμοποιείται για να περιγράψει και να συσχετίσει το ηλεκτρομαγνητικό διανυσματικό πεδίο, την πυκνότητα ρεύματος και την πυκνότητα φορτίου σε κάθε σημείο του χώρου κάθε στιγμή. Οι εξισώσεις του Maxwell στη διαφορική τους, στιγμιαία μορφή, είναι Σπανουδάκης, 2001)

$$\nabla \times E = - \partial B / \partial t \quad (2.6)$$

$$\nabla \times H = J + \partial D / \partial t \quad (2.7)$$

$$\nabla \cdot D = q_{ev} \quad (2.8)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2.9)$$

όπου, E η ένταση του ηλεκτρικού πεδίου (Volt/m)

H η ένταση του μαγνητικού πεδίου (Ampere/m)

D η ηλεκτρική μετατόπιση (Coulomb/m²)

B η μαγνητική επαγωγή (Weber/m²)

J η πυκνότητα ηλεκτρικού ρεύματος αγωγιμότητας (Ampere/m²)

q_{ev} η πυκνότητα ηλεκτρικού φορτίου (Coulomb/m³)

Τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα μπορούν να περιγραφούν και από κυματοσυναρτήσεις (σχήμα 2.11). Εάν η μέγιστη ένταση του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου είναι $E_{\max}$ και $H_{\max}$ αντίστοιχα, τότε την χρονική στιγμή t η ένταση του ηλεκτρικού και του μαγνητικού πεδίου δίνεται από την κυματοσυνάρτηση (Πουλιούδης, 1999):

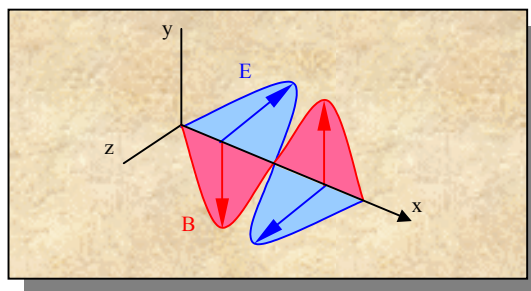
$$E = E_{\max} \eta \mu(\omega t - \gamma x) \quad (2.10)$$

$$H = H_{\max} \eta \mu(\omega t - \gamma x) \quad (2.11)$$

όπου x η θέση του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στον άξονα διάδοσης

γ η σταθερά διάδοσης ή κυματάριθμος.

ω γωνιακή συχνότητα (rad/s).



Σχήμα 2.11: Απεικόνιση του ηλεκτρικού και μαγνητικού πεδίου για ένα γραμμικά πολωμένο ημιτονοειδές επίπεδο ηλεκτρομαγνητικό κύμα (Πουλιούδης, 1999).

2.6.2 Ταχύτητα ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και διηλεκτρική σταθερά

Ένα πολύ σημαντικό μέγεθος στις ηλεκτρομαγνητικές διασκοπήσεις είναι η σχετική ηλεκτρική διαπερατότητα ή διηλεκτρική σταθερά, που είναι αδιάστατο και ορίζεται ως εξής (Πουλιούδης, 1999):

$$\epsilon_r = \frac{\epsilon}{\epsilon_o} \quad (2.12)$$

όπου ϵ_o είναι η ηλεκτρική διαπερατότητα του κενού ($8,854 \times 10^{-12}$ Farad/meter).

Η ϵ_r σχετίζεται με την ικανότητα του μέσου διάδοσης να πολώνει ηλεκτρικά το ηλεκτρομαγνητικό κύμα και να ελέγχει την ταχύτητα διάδοσης του. Η διηλεκτρική σταθερά είναι χαρακτηριστική για κάθε διηλεκτρικό υλικό και εξαρτάται από την συχνότητα (f) του κύματος (αύξηση της συχνότητας συνεπάγεται μείωση της ϵ_r). Διηλεκτρικά υλικά λέγονται τα σώματα που επιτρέπουν στις ηλεκτρικές γραμμές (δυναμικές γραμμές) του ηλεκτρικού πεδίου να διέρχονται μέσα από αυτά.

Αντίστοιχα ορίζεται και η σχετική μαγνητική διαπερατότητα (Πουλιούδης, 1999):

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_o} \quad (2.13)$$

όπου μ_o η μαγνητική διαπερατότητα του κενού ($4\pi \times 10^{-7}$ Henries/meter).

Για τα μη μαγνητικά μέσα διάδοσης, όπως οι περισσότεροι γεωλογικοί σχηματισμοί, η μαγνητική διαπερατότητα (μ) θεωρείται περίπου ίση με την μαγνητική διαπερατότητα του κενού (μ_o). Άρα:

$$\mu_r = \frac{\mu}{\mu_o} = 1 \quad (2.14)$$

Η ταχύτητα διάδοσης του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στο κενό δίνεται από την σχέση:

$$c = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_o \mu_o}} \quad (2.15)$$

Όταν το ηλεκτρομαγνητικό κύμα διαδίδεται σε μέσο διαφορετικό του κενού, τότε η ταχύτητά του v είναι:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \frac{1}{\sqrt{\epsilon_o \mu_o}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r}} \quad (2.16)$$

Επειδή όμως $\mu_r = 1$ τότε:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.17)$$

Παρατηρείται πως η ταχύτητα διάδοσης v εξαρτάται μόνο από την διηλεκτρική σταθερά, δεδομένου, ότι η ταχύτητα του ηλεκτρομαγνητικού κύματος στο κενό είναι σταθερή. Η ταχύτητα δεν εξαρτάται επίσης από την συχνότητα εκπομπής αφού οι κεραίες εκπέμπουν σε σταθερή συχνότητα ενώ για τον ίδιο λόγο η διηλεκτρική σταθερά ϵ_r παραμένει σταθερή σε κάθε γεωλογικό σχηματισμό.

2.6.3 Ηλεκτρομαγνητική εξασθένιση

Η απόδοση του υπεδάφειου ραντάρ συνδέεται στενά με την εξασθένιση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων, η οποία καθορίζει το βάθος της διασκόπησης. Η εξασθένιση εξαρτάται από τρεις παράγοντες:

- Ιδιότητες γεωλογικών σχηματισμών
- Γεωμετρία διάδοσης
- Συχνότητα εκπομπής

Η πιο σημαντική ιδιότητα των γεωλογικών σχηματισμών που επηρεάζει ιδιαίτερα την εξασθένιση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων είναι η ηλεκτρική αγωγιμότητα. Όσο πιο αγωγίμο είναι το μέσο διάδοσης, τόσο πιο μεγάλη είναι η εξασθένιση. Η ενέργεια που χάνεται εξαιτίας της αγωγιμότητας οφείλεται σε τρεις μηχανισμούς: α) τα ηλεκτρόνια για να κινηθούν απορροφούν ενέργεια, β) κατά την

κίνηση τους μέσα στην μάζα του αγωγού συγκρούονται με άλλα σωματίδια και μέρος της ενέργειας τους μετατρέπεται σε θερμική, γ) η μετακίνηση των ηλεκτρικών φορτίων δημιουργεί δευτερογενές ηλεκτρομαγνητικό πεδίο που αποσβένει μέρος της ενέργειας της προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Τα διηλεκτρικά υλικά έχουν μεγάλη ηλεκτρική αντίσταση και οι παραπάνω τρεις μηχανισμοί λαμβάνουν χώρα σε μικρότερο βαθμό. Άρα, στα διηλεκτρικά υλικά η εξασθένιση είναι μικρότερη και οφείλεται, κυρίως, στην ενέργεια που καταναλώνουν τα ηλεκτρόνια για να υπερνικήσουν τις ηλεκτροστατικές δυνάμεις των μορίων και να προσανατολιστούν στο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο.

Απώλειες ενέργειας που οφείλονται στην μαγνητική διαπερατότητα και στην μαγνητική υστέρηση δεν είναι σημαντικές, εφόσον τα γεωλογικά υλικά δεν είναι μαγνητικά. Η μαγνητική εξασθένιση είναι αποτέλεσμα της περιστροφής των ηλεκτρονίων (spin) στα μοριακά τροχιακά και της παρουσίας σιδήρου και άλλων μετάλλων.

Το πορώδες και τα περιεχόμενα σε αυτό ρευστά ευνοούν την εξασθένιση. Ο βαθμός της εξασθένισης μεγαλώνει ιδιαίτερα, όταν η συγκέντρωση ιόντων αλάτων στα ρευστά είναι υψηλή.

Οι απώλειες σε ενέργεια είναι, επίσης, το αποτέλεσμα της απόστασης που έχει διατρέξει το κύμα, των διεπιφανειών που συναντάει και της επιφάνειας του μετώπου του κύματος, που συνεχώς διευρύνεται. Όλα αυτά συντελούν στην διασπορά της ενέργειας και τελικά, την εξασθένιση της.

Γενικά, ο βαθμός εξασθένισης αυξάνεται στις υψηλές συχνότητες εκπομπής και μειώνεται στις χαμηλές.

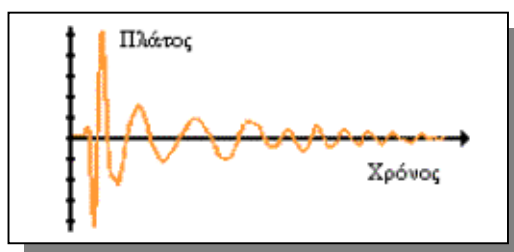
Η ηλεκτρομαγνητική εξασθένιση είναι μια παράμετρος, που δύσκολα μπορεί να μετρηθεί εξαιτίας της πολυπλοκότητας του μέσου διάδοσης (ανομοιογενής σχηματισμός και σύζευξη κεραιών). Μια παράμετρος που την χαρακτηρίζει είναι ο συντελεστής Q , που ορίζεται ως ο λόγος της ολικής ενέργειας του κύματος που επιστρέφει στον δέκτη και της ενέργειας που χάνεται κατά την διάρκεια μιας περιόδου (ένας κύκλος κύματος):

$$Q = \frac{\omega}{2\nu\alpha} = \frac{f\pi}{\nu\alpha} \quad (2.18)$$

Οι τιμές που λαμβάνει ο συντελεστής Q για μέσα διάδοσης με μικρές και μέσες απώλειες είναι περίπου ίδιες για ένα μεγάλο εύρος συχνοτήτων που χρησιμοποιεί το γεωραντάρ. Αυτό σημαίνει, ότι ο συντελεστής εξασθένισης α εξαρτάται γραμμικά από την συχνότητα f . Πειραματικές μετρήσεις του συντελεστή Q έδωσαν τιμές από 2 έως 30 (Πουλιούδης, 1999). Οι μικρές τιμές αντιπροσωπεύουν υλικά με υψηλές απώλειες. Η ηλεκτρομαγνητική εξασθένιση έχει τις ακόλουθες συνέπειες:

- α) Την μείωση του πλάτους (σχήμα 2.12). Το πλάτος του κύματος A μειώνεται από την αρχική τιμή του A_0 , ως αποτέλεσμα της εξασθένισης, καθώς έχει διανύσει μήκος x στο μέσο διάδοσης:

$$A = A_0 e^{-\alpha x} \quad (2.19)$$



Εικόνα 2.12: Η μείωση του πλάτους του κύματος είναι μια από τις συνέπειες της εξασθένισης (Πουλιούδης, 1999).

- β) Την μετατόπιση της κεντρικής συχνότητας. Η κεντρική συχνότητα του φάσματος της ακτινοβολίας που λαμβάνει η κεραία του δέκτη είναι χαμηλότερη από την κεντρική συχνότητα εκπομπής.
- γ) Το μικρότερο βάθος διασκόπησης. Όσο μεγαλύτερη είναι η εξασθένιση τόσο μικρότερο θα είναι το βάθος διείσδυσης του ηλεκτρομαγνητικού κύματος. Μία εμπειρική σχέση, που συνδέει το μέγιστο βάθος διείσδυσης $d_{\max}$ με τον συντελεστή εξασθένισης α (dB/m) είναι (Πουλιούδης, 1999):

$$d_{\max} < \frac{30}{\alpha} \quad (2.20)$$

Η εξίσωση αυτή ισχύει για μέσες και υψηλές τιμές εξασθένισης ($<0,1$ dB/m).

2.6.4 Συντελεστής ανάκλασης

Ο πομπός του υπεδάφειου ραντάρ εκπέμπει ηλεκτρομαγνητικό παλμό διάρκειας μερικών νανοδευτερολέπτων. Ο παλμός διαδίδεται στο έδαφος μέχρι να συναντήσει

επιφάνεια με διαφορετική διηλεκτρική σταθερά και ηλεκτρική αγωγιμότητα. Όταν η αντίθεση στις ηλεκτρικές ιδιότητες (ϵ_r , σ) είναι σημαντική, τότε μέρος της ενέργειας του παλμού ανακλάται στην διεπιφάνεια. Ο συντελεστής ανάκλασης R στην διεπιφάνεια δίνεται από την σχέση (Πουλιούδης, 1999):

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r1}} - \sqrt{\epsilon_{r2}}}{\sqrt{\epsilon_{r1}} + \sqrt{\epsilon_{r2}}} \quad (2.21)$$

όπου ϵ_{r1} , ϵ_{r2} είναι η διηλεκτρική σταθερά του πρώτου και δεύτερου μέσου.

Στην περίπτωση που οι ηλεκτρικές ιδιότητες μεταβάλλονται βαθμιαία δεν είναι δυνατό να υπάρξει ανάκλαση ($\epsilon_{r1} \approx \epsilon_{r2} \rightarrow R = 0$). Όταν ο παλμός δεν προσπίπτει κάθετα στην διεπιφάνεια, όπως στην προηγούμενη περίπτωση, αλλά υπό γωνία θ τότε ο συντελεστής ανάκλασης είναι (Σπανουδάκης, 2001):

$$R = \frac{\sigma \nu \theta - \sqrt{(\gamma_1 / \gamma_2)^2 - \eta \mu^2 \theta}}{\sigma \nu \theta + \sqrt{(\gamma_1 / \gamma_2)^2 - \eta \mu^2 \theta}} \quad (2.22)$$

όπου τα γ_1 και γ_2 συμβολίζουν τον κυματάριθμο του πρώτου και δεύτερου μέσου αντίστοιχα.

Η εξίσωση 2.22 ισχύει για ηλεκτρομαγνητικά κύματα TE ρυθμού (transverse electric). Ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα ονομάζεται TE ρυθμού όταν η συνιστώσα του ηλεκτρικού του πεδίου πολώνεται κάθετα στο επίπεδο πρόσπτωσης.

Εκτός από την αντίθεση των ηλεκτρικών ιδιοτήτων μια ακόμη προϋπόθεση πρέπει να ισχύει, ώστε να εντοπιστεί ο στόχος. Η μεταβολή στις ηλεκτρικές ιδιότητες πρέπει να διατηρηθεί σε μήκος μεγαλύτερο από το $1/3$ του μήκος κύματος του παλμού. Συνεπώς, δομές ή αντικείμενα των οποίων οι διαστάσεις είναι μικρότερες από το $1/3$ του μήκος κύματος δεν μπορούν να εντοπιστούν διότι η ενέργεια του ανακλώμενου κύματος είναι τόσο χαμηλή που δεν μπορεί να ανιχνευτεί από την κεραία του δέκτη. Όταν η μεταβολή των ηλεκτρικών ιδιοτήτων εκτείνεται σε μήκος πολύ μεγαλύτερο από το μήκος κύματος, τότε ισχύουν και οι νόμοι της οπτικής. Στην περίπτωση αυτή η διάδοση και η ανάκλαση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων μπορεί να περιγραφεί από την αντίστοιχη θεωρία γεωμετρικής οπτικής.

2.6.5 Περίθλαση

Ο όρος περίθλαση είναι στενά συνδεδεμένος με τον όρο σκέδαση και περιγράφει τα φαινόμενα που παρατηρούνται όταν ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα

προσπίπτει σε ένα εμπόδιο. Τα επαγόμενα ρεύματα επί του εμποδίου αποτελούν την πηγή του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου περίθλασης. Στα οπτικά κύματα το φαινόμενο περιορίζεται στην περιοχή μετάβασης από φωτεινές σε σκοτεινές περιοχές και χαρακτηρίζεται από ευκρινείς σκιές, δεδομένου ότι το οπτικό μήκος κύματος είναι πολύ μικρό σε σχέση με το μέγεθος του εμποδίου. Στις ραδιοσυχνότητες το μήκος κύματος είναι συγκρίσιμο με τις διαστάσεις του εμποδίου και δεν παρατηρούνται πλέον σκιές. Με άλλα λόγια το πεδίο της περίθλασης λαμβάνει σημαντικές τιμές γύρω από το εμπόδιο.

2.7 Ομοιότητες και διαφορές σεισμικών και ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων

Οι μέθοδοι του γεωραντάρ και οι σεισμικοί μέθοδοι παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες, καθώς και οι δύο μέθοδοι βασίζονται στην εκπομπή κυμάτων, και στην καταγραφή του χρόνου διαδρομής αλλά και το πλάτος των ανακλώμενων ή διαθλώμενων κυμάτων από τις διαχωριστικές επιφάνειες των διάφορων σχηματισμών του υπεδάφους. Και στις δύο μεθόδους, Ο στόχος της ερμηνείας των καταγραφών, είναι η επιλογή των γεγονότων που αντιπροσωπεύουν τις κύριες ανακλάσεις, μεταφράζοντας το χρόνο άφιξης τους σε βάθος, και στην συνέχεια η χαρτογράφηση των οριζόντων ανάκλασης. Η διάδοση των σεισμικών και των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων περιγράφεται από την γεωμετρική οπτική και την κυματική θεωρία, παρακάτω περιγράφονται οι βασικές ομοιότητες και διαφορές στην διάδοση των δύο ειδών κυμάτων:

- Νόμος του Snell : ο γενικευμένος νόμος του Snell χρησιμοποιείται και στις δύο περιπτώσεις (ηλεκτρομαγνητικά και σεισμικά κύματα) για την περιγραφή της ανάκλασης και διάθλασης των κυμάτων όταν αυτά προσπίπτουν πάνω σε μια διαχωριστική επιφάνεια.
- Δείκτες ανάκλασης και διάθλασης: στα ηλεκτρομαγνητικά κύματα οι δείκτες ανάκλασης και διάθλαση εξαρτώνται από τα ηλεκτρικές και μαγνητικές ιδιότητες του υπεδάφους, ενώ στην περίπτωση των σεισμικών κυμάτων, αυτοί εξαρτώνται από την ακουστική εμπίεση (γινόμενο της σεισμικής ταχύτητας και της πυκνότητας των πετρωμάτων).
- Μηχανισμός μεταφοράς ενέργειας: στην περίπτωση των σεισμικών κυμάτων η μεταφορά ενέργειας επιτυγχάνεται με την ταλάντωση των σωματιδίων του υλικού ενώ στην περίπτωση των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων αυτή επιτυγχάνεται από την κίνηση των ηλεκτρονίων του υλικού.

- Απόσβεση κυμάτων: και τα δύο είδη κυμάτων υπόστονται απόσβεση που είναι ανάλογη με το μήκος διαδρομής (βάθος) και την συχνότητα.
- Οπτικά φαινόμενα: οπτικά φαινόμενα όπως είναι η περίθλαση και σκέδαση παρατηρούνται και στα δύο είδη κυμάτων.
- Βάθος διείσδυσης: το βάθος διείσδυσης των σεισμικών κυμάτων είναι μεγαλύτερο από αυτό των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων που χρησιμοποιούνται στους μεθόδους του γεωραντάρ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΠΟΛΛΑΠΛΕΣ ΑΝΑΚΛΑΣΕΙΣ

3.1 Εισαγωγή

Ο στόχος της ερμηνείας των σεισμικών καταγραφών, αλλά και των καταγραφών γεωραντάρ είναι η επιλογή των γεγονότων που αντιπροσωπεύουν τις κύριες ανακλάσεις, μεταφράζοντας το χρόνο άφιξη τους σε βάθη, και στην συνέχεια η χαρτογράφηση των οριζόντων ανάκλασης. Όταν σεισμικό ή ηλεκτρομαγνητικό κύμα το οποίο διαδίδεται μέσα στη γη, συναντήσει επιφάνεια ασυνέχειας (acoustic discontinuity) διαχωρίζεται σε ανακλώμενο (reflected wave) και διαθλώμενο κύμα (transmitted wave). Κάθε ένα απ' αυτά τα κύματα, όταν προσπέσει σε άλλη ασυνέχεια διαχωρίζεται πάλι σε ένα ζεύγος κυμάτων κ.ο.κ (Κοκκίνου, 2002) . Εκτός από τα ανακλώμενα κύματα, καταγράφονται στην επιφάνεια και άλλα γεγονότα όπως είναι οι πολλαπλές ανακλάσεις, οι περιθλάσεις (diffractions), τα διαθλώμενα κύματα, οι ανακλώμενες διαθλάσεις (reflected refractions) και τα επιφανειακά κύματα (Sheriff and Geldart, 1995). Οι πολλαπλές ανακλάσεις εμφανίζονται όταν το κύμα αναγκάζεται να κάνει ταλάντωση μεταξύ δύο διαχωριστικών επιφανειών. Απαραίτητη προϋπόθεση για να συμβεί αυτό, είναι ο συντελεστής ανάκλασης R (reflection coefficient) να παίρνει μεγάλες τιμές στις διαχωριστικές επιφάνειες (Sheriff and Geldart, 1995).

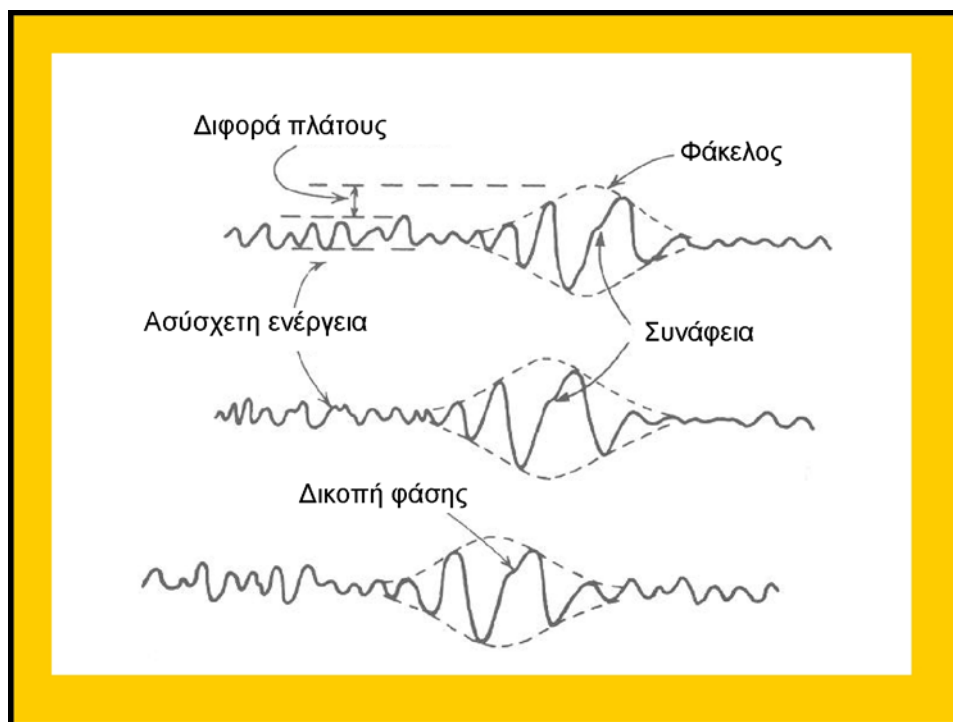
Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης, αλλά και του γεωραντάρ, χρησιμοποιεί και ερμηνεύει τις κύριες ανακλάσεις. Αυτές όμως σχεδόν πάντα συνοδεύονται και από πολλαπλές ανακλάσεις, οι οποίες δυσχεραίνουν σημαντικά στην συνέχεια την ερμηνεία των δεδομένων. Γενικά οι πολλαπλές ανακλάσεις εμφανίζονται συνήθως με μικρότερα πλάτη και σε χρόνους σχεδόν πολλαπλάσιους των χρόνων, που εμφανίζονται οι κύριες ανακλάσεις. Όταν τα πλάτη των πολλαπλών είναι μεγαλύτερα από αυτά των κύριων ανακλάσεων από βαθύτερες ασυνέχειες, τότε δημιουργούνται πολύ σοβαρά προβλήματα στις καταγραφές.

Οι τρόποι με τους οποίους δημιουργούνται οι πολλαπλές ανακλάσεις, αλλά και τα είδη τους θα παρουσιαστούν και θα αναλυθούν στις επόμενες ενότητες με περισσότερες λεπτομέρειες.

3.2 Ευδιάκριτα γνωρίσματα των γεγονότων

Η αναγνώριση των σεισμικών γεγονότων βασίζεται πάνω σε πέντε χαρακτηριστικά: (α) στην συνάφεια (coherent), (β) στη διαφορά πλάτους (amplitude standout), (γ) στο χαρακτήρα (character), (δ) στην χρονική απόκλιση υπό κλίση (dip moveout), και (ε) στην κανονική χρονική απόκλιση (normal moveout) (Sheriff and Geldart, 1995).

Η συνάφεια, η ομοιότητα στην εμφάνιση από ίχνος σε ίχνος (σχήμα 3.1), είναι ίσως το σημαντικότερο χαρακτηριστικό στην αναγνώριση ενός γεγονότος. Όταν ένα κύμα φτάνει σε ένα ανάπτυγμα γεωφώνων (spread), τείνει να δημιουργεί την ίδια επιρροή περίπου σε κάθε γεώφωνο. Αν το κύμα είναι αρκετά ισχυρό ώστε να υπερσχύσει την υπόλοιπη ενέργεια που φτάνει στον ίδιο χρόνο, τότε τα ίχνη θα μοιάζουν μεταξύ τους στο διάστημα άφιξης του κύματος. Η συνάφεια είναι απαραίτητη προϋπόθεση για την αναγνώριση οποιοδήποτε γεγονότος.



Σχήμα 3.1 Τα χαρακτηριστικά των σεισμικών γεγονότων, (Sheriff and Geldart, 1995).

Η διαφορά πλάτους αναφέρεται στην αύξηση του πλάτους σαν αποτέλεσμα της άφιξης της συναφής ενέργειας. Η συνάφεια και η διαφορά πλάτους δίνουν στοιχεία για το μέγεθος του σεισμικού γεγονότος, αλλά δεν δίνουν καμία πληροφορία για το είδος του γεγονότος.

Ο χαρακτήρας (ή υπογραφή) αναφέρεται σε μια ευδιάκριτη εμφάνιση της κυματομορφής που χαρακτηρίζει ένα συγκεκριμένο γεγονός. Περιλαμβάνει κυρίως το σχήμα του φακέλου (envelope), τον αριθμό των κύκλων που δείχνουν τη διαφορά πλάτους, τη κυρίαρχη συχνότητα, και ανωμαλίες (αντικανονικότητες) στη φάση που δημιουργούνται από την επαφή μεταξύ των συστατικών του γεγονότος. ο χαρακτήρας μπορεί να βοηθήσει στη αναγνώριση του γεγονότος ανάκλασης. Οι ανακλάσεις είναι συνήθως αρκετά μικρής διάρκειας γεγονότα με λίγη αντήχηση (ringing) και συνιστώσες της συχνότητας κυμαίνονται συνήθως από 15 ως 60 Hz, εκτός από τις ρηχές ψηλής συχνότητας ανακλάσεις και τις πολύ βαθιές ανακλάσεις, που μπορούν να περιέχουν σημαντική ενέργεια ακόμα κάτω από τα 15Hz.

Η χρονική απόκλιση αναφέρεται στη συστηματική διαφορά του χρόνου άφιξης ενός γεγονότος από ίχνος σε ίχνος, είναι το πιο διακριτικό κριτήριο για την αναγνώριση της φύσης των γεγονότων. Υπάρχουν οι χρονικές αποκλίσεις υπό κλίση όπου η συστηματική διαφορά στο χρόνο άφιξης οφείλεται στη κλίση (dip), και οι κανονικές χρονικές αποκλίσεις όπου η συστηματική διαφορά οφείλεται στην απόσταση πηγή γεωφώνου. Οι επίπεδοι ανακλαστήρες στις χρονικές αποκλίσεις υπό κλίση δίνουν σχεδόν ένα ευθύγραμμο, ενώ οι κανονικές χρονικές αποκλίσεις δίνουν καμπυλοειδή ευθύγραμμο. Αυτός ο διαχωρισμός όμως, δεν είναι ασφαλής στην περίπτωση που οι ανακλαστήρες παρουσιάζουν μια καμπυλότητα ή ακόμα όταν η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων παρουσιάζει μια περιπλοκότητα.

Μια πολύ ισχυρή τεχνική για το διαχωρισμό μεταξύ ανακλάσεων, περιθλάσεων, ανακλώμενων διαθλάσεων και πολλαπλών είναι η απεικόνιση των δεδομένων μετά από την διόρθωση για (α) κλίση και υψόμετρο (στατική διόρθωση), (β) κανονική χρονική μετατόπιση (δυναμική διόρθωση). Μετά από αυτές τις διορθώσεις, οι ανακλάσεις εμφανίζονται σαν ευθείες γραμμές ενώ οι περιθλάσεις και οι πολλαπλές έχουν μια καμπυλότητα (επειδή οι κανονικές τους χρονικές μετατοπίσεις είναι μεγαλύτερες από αυτές των κύριων ανακλάσεων), και οι διαθλάσεις έχουν ανάποδη καμπυλότητας (Sherrif and Gildart, 1994).

3.3 Είδη πολλαπλών ανακλάσεων

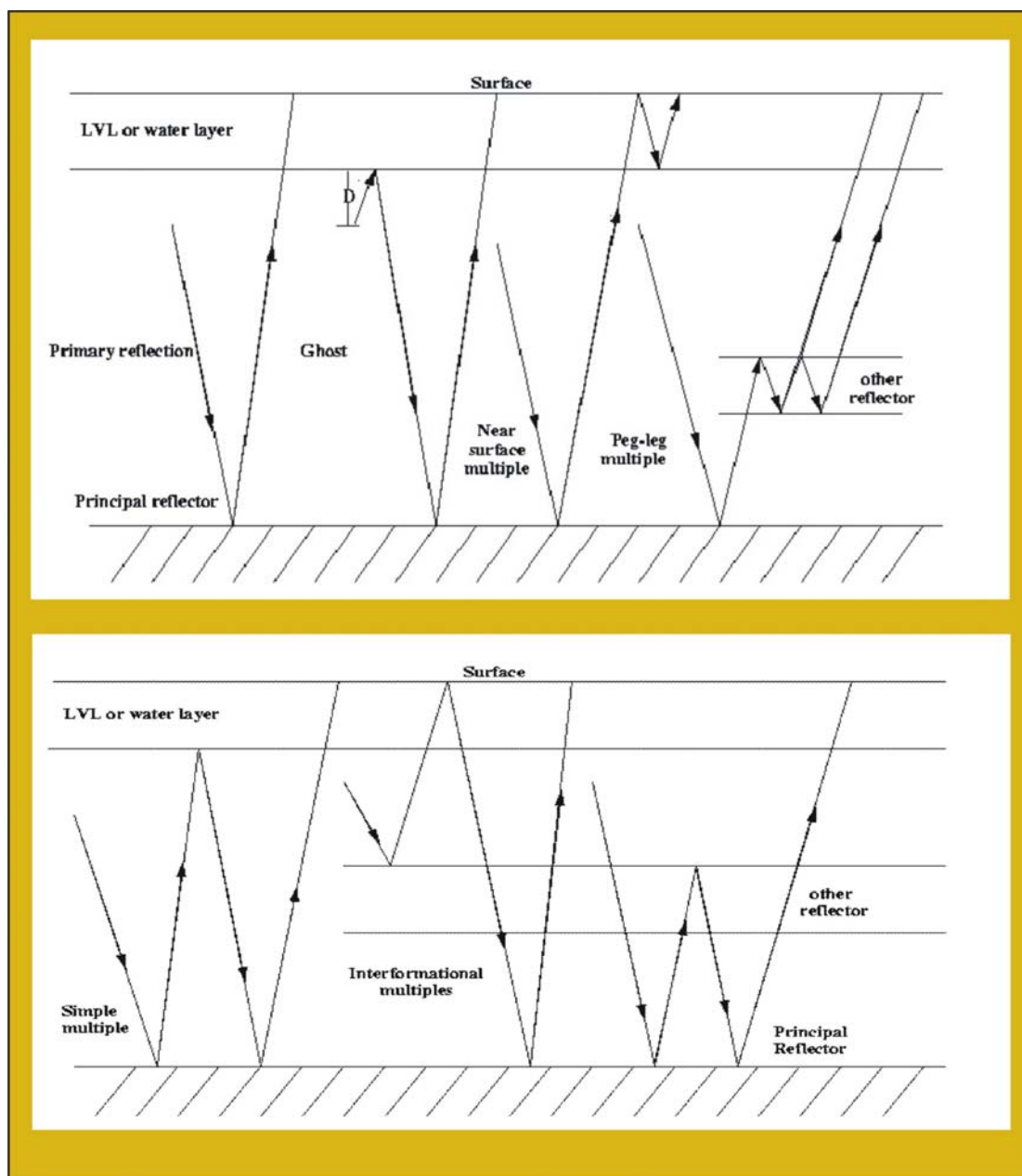
Οι πολλαπλές είναι γεγονότα που έχουν υποστεί παραπάνω από μια ανάκλαση. Επειδή το πλάτος είναι ανάλογο του γινομένου των συντελεστών ανάκλασης του κάθε ανακλαστήρα που εμπλέκεται, και επειδή ο συντελεστή ανάκλασης (R) είναι πολύ μικρό για τις περισσότερες διαχωριστικές επιφάνειες, μόνο οι διαχωριστικές

επιφάνειες που έχουν πολύ μεγάλη αντίθεση (μεγάλες διαφορές στις τιμές του R) θα δημιουργήσουν πολλαπλές που είναι αρκετά ισχυρές ώστε να αναγνωριστούν ως διακριτικά γεγονότα.

Οι πολλαπλές ανακλάσεις διακρίνονται στις πολλαπλές μεγάλης (long path multiples) (σχ. 3.2β) και μικρής περιόδου (short path multiples) (σχ. 3.2α) (Sheriff and Geldart, 1995). Οι πρώτες ονομάζονται έτσι, επειδή οι σεισμικές ακτίνες ακολουθούν διαδρομή κατά πολύ μεγαλύτερη σε σύγκριση με αυτήν της κύριας ανάκλασης από την ίδια διαχωριστική επιφάνεια. Αυτό έχει συνέπεια οι πολλαπλές μεγάλης περιόδου να εμφανίζονται στις σεισμικές καταγραφές σαν ξεχωριστά γεγονότα. Αντίθετα οι πολλαπλές μικρής περιόδου φθάνουν τόσο σύντομα σε σχέση με την κύρια ανάκλαση, ώστε πολλές φορές να προστίθενται σ' αυτήν, με αποτέλεσμα να αλλάζει η κυματομορφή της κύριας ανάκλασης.

3.3.1 Πολλαπλές ανακλάσεις μικρής περιόδου

Πολλαπλή ανάκλαση μικρής περιόδου δημιουργείται όταν το προσπίπτον κύμα συμβάλλει με κύμα ανακλώμενο στο στρώμα αποσάθρωσης (Low velocity layer, LVL) ή στην επιφάνεια της θάλασσας (ghost) (σχ. 3.2α). Τα παραπάνω έχουν αποτέλεσμα μια μετατόπιση της φάσης κατά 180° που ισοδυναμεί με το ήμισυ του μήκους κύματος λ για την πρόσθετη ανάκλαση. Επομένως η διαφορά της διαδρομής ανάμεσα στο απευθείας κύμα και το ghost είναι $\lambda/2 + 2D$, όπου D είναι η απόσταση της πηγής κάτω από τον ανακλαστήρα που δημιουργεί το ghost. Ακόμα και μικρές μεταβολές στο βάθος της πηγής μπορούν να προκαλέσουν μεγάλες μεταβολές στην κυματομορφή του ανακλώμενου κύματος και στην συνέχεια σοβαρά προβλήματα στην ερμηνεία. Για το λόγο αυτό το βάθος πρέπει να διατηρείται όσο γίνεται πιο σταθερό. Τα ghosts έχουν ιδιαίτερη σημασία για τις θαλάσσιες σεισμικές έρευνες, επειδή η επιφάνεια της θάλασσας αποτελεί σχεδόν τέλειο ανακλαστήρα, πράγμα που σημαίνει ότι η παρεμβολή του ghost στην κύρια ανάκλαση θα είναι αρκετά ισχυρή. Εάν το βάθος της πηγής είναι μικρό σε σχέση με το μήκος κύματος, το σήμα της πολλαπλής είναι πολύ αδύναμο. Επειδή το εύρος συχνοτήτων του σεισμικού κύματος κυμαίνεται από 25 έως 40 Hz, το ιδανικό βάθος της πηγής είναι από 10 έως 15 m (Sheriff and Geldart, 1995).

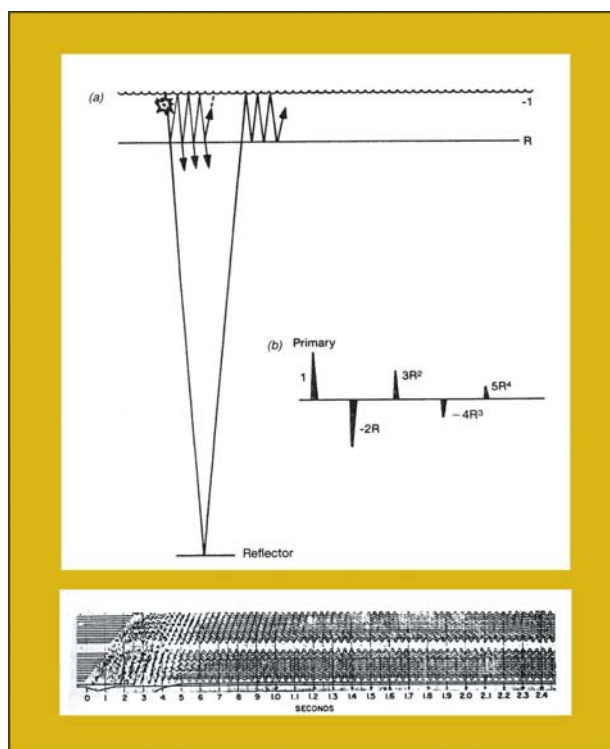


Σχήμα 3.2 Είδη πολλαπλών ανακλάσεων, α) πολλαπλές ανακλάσεις μικρής περιόδου, β) πολλαπλές ανακλάσεις μακράς περιόδου (Κοκκίνου, 2002).

Ένα είδος πολλαπλής ανάκλασης που προκαλεί αρκετά προβλήματα δημιουργώντας συναφή θόρυβο στις καταγραφές είναι ο κωδωνοειδής παλμός ή θαλάσσια αντήχηση (ringing or water reverberation). Δημιουργείται εξαιτίας των πολλαπλών ανακλάσεων στο στρώμα του νερού, όπου οι αντίστοιχοι συντελεστές ανάκλασης στην επιφάνεια και τον πυθμένα της θάλασσας είναι μεγάλοι. Οι σεισμικές καταγραφές στην περίπτωση αυτή εμφανίζουν μια ημιτονοειδή μορφή. Στο σχήμα 3.3a παρουσιάζεται ο μηχανισμός του κωδωνοειδούς παλμού, στο σχήμα 3.3b η ακολουθία των πολλαπλών ανακλάσεων στο στρώμα του νερού και στο σχήμα 3.3c

ένα παράδειγμα τέτοιου παλμού, όπου εύκολα διακρίνεται η ημιτονοειδής μορφή του. Ο κωδωνοειδής παλμός περιγράφεται αναλυτικά συναρτήσει του βάθους του πυθμένα, της ταχύτητας των κυμάτων στο νερό και του συντελεστή ανάκλασης του θαλάσσιου πυθμένα. Αρχικά υπολογίζεται η ακολουθία των πολλαπλών ανακλάσεων του παλμού αυτού και στη συνέχεια αφαιρείται από την καταγραφή. Η διαδικασία αφαίρεσης του κωδωνοειδούς παλμού είναι εύκολη για ρηχά νερά, σε βαθιά όμως το σφάλμα στην πρόβλεψη των πολλαπλών ανακλάσεων είναι αρκετά σημαντικό και η αφαίρεση του προβληματική. Αυτό οφείλεται πιθανότατα στη μεταβολή της ταχύτητας των κυμάτων στο στρώμα του νερού και της ελαττωμένης ακρίβειας στον προσδιορισμό του βάθους.

Οι πολλαπλές ανακλάσεις που δημιουργούνται κατά την διάδοση του κύματος προς τον κύριο ανακλαστήρα, σε ενδιαμέσο μικρότερου πάχους στρώμα, ονομάζονται ψευδοανακλάσεις (peg – leg multiples). Καθυστερούν τμήμα της ενέργειας που διαδίδεται, και επομένως αυξάνουν την διάρκεια της κυματομορφής της ανάκλασης. Εξαιτίας των ψευδοανακλάσεων πολλές φορές υποβαθμίζεται το φασματικό περιεχόμενο των καταγραφών καθώς αυξάνει ο χρόνος της καταγραφής.



Σχήμα 3.3 α) Ο μηχανισμός του κωδωνοειδούς παλμού ή της θαλάσσιας αντήχησης, β) Η ακολουθία που οφείλεται στον κωδωνοειδή παλμό, γ) Παράδειγμα κωδωνοειδούς παλμού στο νερό (Κοκκινου, 2002).

3.3.2 Πολλαπλές ανακλάσεις μεγάλης περιόδου

Οι ισχυρότερες πολλαπλές ανακλάσεις μεγάλης περιόδου (σχ. 3.2β) προκαλούνται από διεπιφάνειες όπου οι συντελεστές ανάκλασης είναι πολύ μεγάλοι, όπως είναι η επιφάνεια της θάλασσας, του πυθμένα και το αποσαθρωμένο στρώμα μικρής ταχύτητας στην περίπτωση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, εξαιτίας της μεγάλης διαφοράς στην ακουστική εμπίεση με το υποκείμενο στρώμα.

Οι πολλαπλές ανακλάσεις αυτού του είδους αφορούν τουλάχιστον δύο ταλαντώσεις του κύματος μέσα στο ίδιο στρώμα και το πλάτος τους εξαρτάται κυρίως από το μέγεθος των συντελεστών ανάκλασης στην πάνω και κάτω διαχωριστική επιφάνεια του στρώματος. Για το λόγο αυτό εμφανίζονται και σαν ξεχωριστά φαινόμενα στα σειсмоγράμματα. Ο συντελεστής ανάκλασης των σεισμικών κυμάτων υπολογίζεται από την σχέση (Κοκκίνου, 2002):

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\Delta Z}{2Z} = \frac{1}{2} \Delta(\ln Z) \cong \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta \rho}{\rho} \right) \quad 3.1$$

όπου A το πλάτος, V και ρ αντίστοιχα η ταχύτητα και η πυκνότητα και Z η ακουστική εμπίεση. Αν το R στην παραπάνω εξίσωση είναι περίπου 0.7 στην βάση του LVL και 0.2 για βαθύτερες διαχωριστικές επιφάνειες, τότε για την πολλαπλή ανάκλαση το γινόμενο των συντελεστών ανάκλασης είναι ίσο με $0.2 \cdot 0.7 \cdot 0.2 = 0.03$. Η τιμή αυτή ανήκει στο εύρος των τυπικών συντελεστών ανάκλασης, έτσι ώστε οι πολλαπλές ανακλάσεις να έχουν τόση ενέργεια που να μην διαχωρίζονται από τις κύριες ανακλάσεις. Επειδή η ταχύτητα γενικά αυξάνει με το βάθος, οι πολλαπλές ανακλάσεις παρουσιάζουν μικρότερη κανονική χρονική μετατόπιση απ' ό,τι οι κύριες ανακλάσεις με τους ίδιους χρόνους διαδρομής. Αυτό είναι και μια από τις κύριες αρχές για την εξασθένηση των πολλαπλών κατά την διάρκεια της επεξεργασίας καταγραφών ενδιάμεσου σημείου (common midpoint processing).

Στις θαλάσσιες σεισμικές έρευνες σε βαθιά νερά οι πολλαπλές ανακλάσεις του θαλάσσιου πυθμένα είναι δυνατόν να εμφανίζονται τόσο ισχυρές, ώστε να υπερκαλύπτουν τις κύριες ανακλάσεις.

3.4 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων

Η εξασθένηση ή η απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων έχει απασχολήσει τους επιστήμονες εδώ και αρκετές δεκαετίες, επειδή δημιουργούν σημαντικά

προβλήματα στις καταγραφές καλύπτοντας το σήμα των κύριων ανακλάσεων και στην συνέχεια στην ερμηνεία. Ο Backus (1959) ήταν από τους πρώτους που ασχολήθηκαν με την φύση και την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων εξαιτίας του στρώματος του νερού. Στη συνέχεια αξιολογες προσεγγίσεις έγιναν από τους Robinson και Treitel (1967), Ulrych (1971), Riley και Claerbout (1976), Kennett (1979), Ryu (1982), Veschuur et al. (1992) (Κοκκίνου, 2002).

Τα τελευταία χρόνια έχουν ενταθεί οι έρευνες στον τομέα της απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων και έχουν προκύψει αξιόλογα αποτελέσματα. Παρ' όλα αυτά δεν έχει βρεθεί μέχρι τώρα ένας αλγόριθμος, που να προβλέπει απόσβεση όλων των ειδών των πολλαπλών και με οποιεσδήποτε συνθήκες θαλάσσιας ή χερσαίας καταγραφής. Γενικά, η απόσβεση των πολλαπλών βασίζεται στα εξής χαρακτηριστικά των πολλαπλών (Yilmaz, 1987):

- Η διαφορά της χρονικής μετατόπισης μεταξύ των κύριων και πολλαπλών ανακλάσεων. Οι κύριες ανακλάσεις έχουν μικρότερες χρονικές μετατοπίσεις από αυτές των κύριων ανακλάσεων (Διάκριση ταχύτητας: Velocity discrimination).
- Η διάκριση ταχύτητας των κύριων και πολλαπλών ανακλάσεων στο χώρο της συχνότητας – κυματοαριθμού (f-k domain). Η ενέργεια των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων μπορούν να διαχωριστούν σε δύο διαφορετικά τεταρτημόρια στο χώρο f-k.
- Η περιοδικότητα των πολλαπλών. Οι πολλαπλές παρουσιάζουν μια χρονική περιοδικότητα.

Πάνω σε αυτά τα χαρακτηριστικά των πολλαπλών ανακλάσεων, βασίστηκαν πολλοί ερευνητές για την δημιουργία φίλτρων, με σκοπό την απόσβεσή τους. Οι Jiao et al. (1999) για παράδειγμα, βασίστηκαν στο μετασχηματισμό Karhunen –Loeve (K-L transform) με βάση τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, για να εξάγουν την συναφή πληροφορία από θαλάσσιες πολυκάναλες καταγραφές στον κόλπο του Μεξικού. Ο μετασχηματισμός Karhunen –Loeve χρησιμοποιείται ευρύτατα στην επεξεργασία εικόνας και έχει πολλές εφαρμογές στην σεισμική επεξεργασία (Jiao, 1999). Ο αλγόριθμος των Jiao et al. εφαρμόζεται σε δύο φάσεις. Κατά την πρώτη, που ονομάζεται και τοπική εξασθένηση των πολλαπλών (localized multiple attenuation), επιχειρείται εξασθένηση των πολλαπλών που προκαλούνται από τον πυθμένα της βαθιάς θάλασσας. Η διαδικασία συνίσταται σε ανάλυση και

προσδιορισμό της ταχύτητας της πολλαπλής ανάκλασης καθώς και εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης. Μετά τη δυναμική διόρθωση, οι χρόνοι διαδρομής της πολλαπλής ανάκλασης είναι παρόμοιοι ενώ οι κύριες ανακλάσεις, για τις οποίες δεν έχουν χρησιμοποιηθεί σωστές ταχύτητες παρουσιάζουν διακύμανση. Ακολουθεί επιλογή των καταγραφών, που θα γίνει εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων. Εφαρμόζεται ο μετασχηματισμός $K - L$, και εντοπίζεται η συναφής ενέργεια των πολλαπλών. Τέλος αφαιρούνται οι πολλαπλές από τα δεδομένα καθώς και η δυναμική διόρθωση, που είχε εφαρμοστεί.

Κατά την δεύτερη φάση επεξεργασίας (targeted multiple attenuation) γίνεται πρόβλεψη και απομάκρυνση των ψευδοανακλάσεων. Ακολουθείται παρόμοια διαδικασία με αυτήν που περιγράφηκε προηγουμένως.

Ο Amundsen (1999) πρότεινε μια νέα μέθοδο για την εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων για θαλάσσια δεδομένα (Ocean bottom cable). Από τα βασικά χαρακτηριστικά της μεθόδου είναι ότι η πρώτη παράγωγος (normal derivative) της πίεσης ή η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας μετατόπισης (vertical component of the particle velocity) αποτελούν τα στοιχεία εισόδου κατά την επεξεργασία της απόσβεσης, σε συνδυασμό βέβαια με καταγραφές της πίεσης που γίνονται στον πυθμένα. Η μέθοδος αυτή είναι ιδανική για απομάκρυνση των πολλαπλών, που προκύπτουν εξαιτίας της ελεύθερης επιφάνειας του νερού σε σεισμικές καταγραφές πυθμένα με διπλή διάταξη (split spread ocean bottom cable data). Ενθαρρυντικό για την ανάπτυξη αυτής της μεθόδου είναι το γεγονός ότι δεν απαιτούνται πρόσθετες πληροφορίες για την κυματομορφή της πηγής (source signature), καθώς επίσης δεν είναι απαραίτητη η απομάκρυνση των απευθείας κυμάτων από τις καταγραφές. Τέλος δεν χρειάζεται να γίνει ξεχωριστά εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων μικρής περιόδου, που αναφέρονται σε προηγούμενη παράγραφο. Για την εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων από την επιφάνεια της θάλασσας είναι απαραίτητη η ανάπτυξη τεχνολογίας, τόσο για την καταγραφή της πρώτης παραγώγου της πίεσης όσο και του πεδίου πιέσεων που επικρατούν στο θαλάσσιο χώρο έρευνας.

Ο Dragoset (1998) εφάρμοσε σε συνθετικά δεδομένα αλγόριθμο εξασθένησης των πολλαπλών ανακλάσεων επιφάνειας (surface multiple attenuation). Βασίζεται στο γεγονός ότι κάθε πολλαπλή ανάκλαση περιέχει και τμήμα κύριας ανάκλασης. Ο αλγόριθμος αυτός (Dragoset and Jericevic, 1998) αναλύει τις κύριες ανακλάσεις για να προβλέψει το κυματικό πεδίο της πολλαπλής και στην συνέχεια η πληροφορία που

προκύπτει χρησιμοποιείται για την απόσβεση της. Είναι αξιόλογη μέθοδος αλλά απαιτούνται ακόμη αρκετές δοκιμές και σε πραγματικά δεδομένα για να αποδεικτεί η λειτουργικότητα της.

Ο Lokshstanov (1998) πέτυχε εξασθένηση των πολλαπλών που οφείλονται στο στρώμα του νερού και των ψευδοανακλάσεων, χρησιμοποιώντας αποσυνέλιξη στο χώρο $\text{Tau} - P$ (intercept time – slowness) στις καταγραφές κοινής πηγής ή ενδιάμεσου σημείου.

Οι Alvarez et al. (1996) επιχείρησαν την εξασθένηση των πολλαπλών ανακλάσεων με τρεις προσεγγίσεις, που εφαρμόζονται σε δεδομένα πριν την υπέρθεση. Κριτήρια για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων τους αποτέλεσαν 1) η μεταβολή του πλάτους σε συνάρτηση με την απόσταση (amplitude versus offset, AVO) και 2) ο λόγος των πλατών της κύριας ανάκλασης προς την πολλαπλή μετά την υπέρθεση. Και οι τρεις προσεγγίσεις εξασθένησης των πολλαπλών είχαν σαν βάση τους την διαφορετική χρονική μετατόπιση (moveout) μεταξύ της κύριας ανάκλασης και της πολλαπλής.

Στην πρώτη προσέγγιση τα δεδομένα φιλτράρονται στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού ($f-k$ filtering). Πιο αναλυτικά, αφού εφαρμοστεί δυναμική διόρθωση στα σειсмоγράμματα κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP gathers) μετασχηματίζονται στο χώρο $f-k$, οπότε οι κύριες ανακλάσεις απεικονίζονται κοντά στον άξονα της συχνότητας, ενώ οι πολλαπλές ανακλάσεις μακριά απ' αυτόν. Αυτό δίνει την δυνατότητα αποκοπής (muting) των πολλαπλών ανακλάσεων. Η συγκεκριμένη μέθοδος δίνει καλά αποτελέσματα για τα σεισμικά ίχνη που αντιστοιχούν σε μεγάλη απόσταση πηγής - γεωφώνου (long offsets) και λιγότερο ικανοποιητικά για τα σεισμικά ίχνη που αντιστοιχούν σε μικρή απόσταση (short offsets).

Η δεύτερη προσέγγιση εξασθένησης των πολλαπλών ανακλάσεων είναι ο μετασχηματισμός Radon. Σύμφωνα με τον αλγόριθμο αυτό αφού εφαρμοστεί δυναμική διόρθωση στα σειсмоγράμματα κοινού ενδιάμεσου σημείου, μετασχηματίζονται στο χώρο $\text{tau} - P$. Αυτό έχει συνέπεια οι κύριες ανακλάσεις να απεικονίζονται με μηδενική κλίση ($P=0$), ενώ οι πολλαπλές ανακλάσεις απεικονίζονται μακριά απ' αυτές. Στη συνέχεια είναι εύκολη η αποκοπή των πολλαπλών και ακολουθεί αντίστροφος μετασχηματισμός. Η μέθοδος αυτή δίνει καλά αποτελέσματα για τις κοντινές αποστάσεις. Πολλές φορές υπάρχει η πιθανότητα, τμήμα της υπολειμματικής ενέργειας της πολλαπλής να απεικονιστεί κοντά στις

κύριες ανακλάσεις, γεγονός που δυσχεραίνει τη δράση του παραπάνω προτεινόμενου φίλτρου.

Η τρίτη προσπάθεια εξασθένησης αποτελεί ένα υβριδικό αλγόριθμο, που συνδυάζει την μέθοδο του Hampson με μια παραλλαγή της στατιστικής μεθόδου των Harlan, σύμφωνα με την οποία είναι δυνατός ο διαχωρισμός της κύριας ανάκλασης από την πολλαπλή στο χώρο $\tau - P$.

Οι Merger et al. (1996) επιχείρησαν απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων επιφάνειας, καθώς και των ψευδοανακλάσεων σε δύο φάσεις. Κατά την πρώτη προσπάθησαν να αυξήσουν το λόγο σήματος/θορύβου, ενώ κατά τη δεύτερη επανατοποθέτηση της ενέργειας των πολλαπλών στις κύριες από τις οποίες προέρχονται. Η επανατοποθέτηση της ενέργειας των πολλαπλών ανακλάσεων στηρίζεται σε μοντέλο πρόβλεψης. Πιο συγκεκριμένα χρησιμοποιείται μοντέλο του πυθμένα της θάλασσας για να προβλέψει το χρόνο διαδρομής, το πλάτος και την φάση όλων των πολλαπλών. Στην συνέχεια δημιουργείται ένας τελεστής απόσβεσης, ο οποίος εφαρμόζεται σε κάθε σεισμικό ίχνος. Η συνολική ενέργεια κάθε σεισμικού ίχνους χρησιμοποιείται από αλγόριθμο αντιστροφής, σκοπός του οποίου είναι η βελτίωση του μοντέλου για τον πυθμένα. Ο τελικός τελεστής εφαρμόζεται σε κάθε σεισμικό ίχνος για να επανατοποθετήσει την ενέργεια της πολλαπλής στην κύρια ανάκλαση από την οποία προέρχεται. Η μέθοδος αυτή εφαρμόστηκε σε δεδομένα από τον Κόλπο του Μεξικού και βελτίωσε αρκετά την εικόνα αλατούχου δόμου, ο οποίος υπάρχει εκεί.

Η Κοκκίνου (2002) προτείνει έναν συνδυασμό μεθόδων για την απόσβεση των διαφόρων κατηγοριών των πολλαπλών που προκύπτουν από τις θαλάσσιες καταγραφές. Χρησιμοποιεί πρώτα ένα φίλτρο αποσυνέλιξης, αποσυνέλιξη πρόβλεψης ή μεταβαλλόμενο φίλτρο αποσυνέλιξης (adaptive deconvolution), για την εξασθένηση των εσωτερικών ανακλάσεων, δηλαδή αυτών που προέρχονται από στρώματα κάτω από τον πυθμένα. Στην συνέχεια εφαρμόζει ένα φίλτρο εξασθένησης πολλαπλών ανακλάσεων με βάση την κυματική εξίσωση (wave equation multiple rejection), για την εξασθένηση των πολλαπλών που προέρχονται από τον πυθμένα αλλά των ψευδοανακλάσεων. Κατά την μέθοδο αυτή, γίνεται η πρόβλεψη των πολλαπλών του πυθμένα σε δύο φάσεις: υπολογίζεται η χρονική καθυστέρηση μεταξύ διαδοχικών πολλαπλών με βάση την κυματική εξίσωση, στην συνέχεια καθορίζεται ο συντελεστής ανάκλασης του πυθμένα.

Όλες οι παραπάνω μεθοδολογίες έχουν αναπτυχθεί και χρησιμοποιηθεί πάνω σε σεισμικά δεδομένα. Αν και οι σεισμικές μέθοδοι έχουν αρκετές ομοιότητες με τις μεθόδους του γεωραντάρ, ελάχιστες πληροφορίες είναι διαθέσιμες για την χρήση και αποτελεσματικότητα τέτοιων φίλτρων σε δεδομένα γεωραντάρ. Ο Turner (1994) για παράδειγμα, εφάρμοσε μια μέθοδο της αποσυνέλιξης σε συνδυασμό με ένα χρονικά μεταβαλλόμενο αντίστροφο φίλτρο σε συνθετικά και πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ, τα αποτελέσματα της οποίας ήταν αρκετά ικανοποιητικά.

Μια συνοπτική παρουσίαση των φίλτρων που χρησιμοποιούνται σήμερα φαίνεται στον πίνακα 3.1, όπου στην πρώτη στήλη αναφέρεται ο χώρος στον οποίο εφαρμόζεται το φίλτρο, στην δεύτερη ο αλγόριθμος και στην τρίτη το χαρακτηριστικό στο οποίο στηρίζεται η απόσβεση.

Πίνακας 3.1 Φίλτρα απόσβεσης πολλαπλών (Weglein, 1999)

Περιοχή	Αλγόριθμος	Χαρακτηριστικό
t	Predictive decon.	Περιοδικότητα
tau – p	Radon transform + predictive decon	Περιοδικότητα
t - x	Stacking	Διαχωρισιμότητα
principal comp.	Eigenimages + reject filter	Διαχωρισιμότητα
f - k	2 – D FT + reject filter	Διαχωρισιμότητα
tau - p	Radon transform + reject filter	Διαχωρισιμότητα
f - k	3 – D FT + reject filter	Διαχωρισιμότητα

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4
ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ (DECONVOLUTION)

4.1 Εισαγωγή

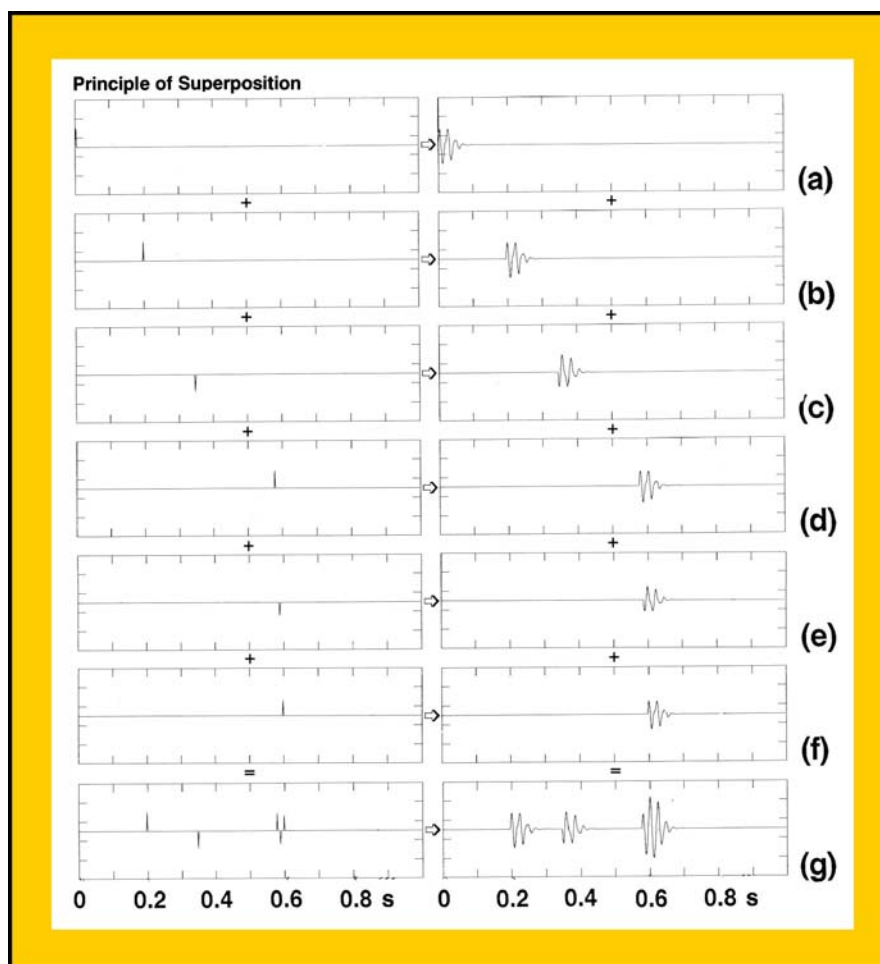
Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων περιλαμβάνει τρία βασικά βήματα: αποσυνέλιξη (Deconvolution), υπέρθεση (Stacking) και χωροθέτηση (Migration). Η αποσυνέλιξη εφαρμόζεται για την βελτίωση της χρονικής ανάλυσης, η υπέρθεση για την βελτίωση του λόγου σήματος προς θορύβου, ενώ η χωροθέτηση για την χαρτογράφηση των διαφόρων γεγονότων στις πραγματικές τους θέσεις στο υπέδαφος.

Η αποσυνέλιξη είναι μια διαδικασία που βελτιώνει τη χρονική (temporal) ανάλυση των σεισμικών δεδομένων, συμπιέζοντας την κυματομορφή της σεισμικής πηγής (source wavelet). Συνήθως εφαρμόζεται πριν από την υπέρθεση, αν και εφαρμόζεται και μετά από την υπέρθεση σε αρκετές περιπτώσεις (Yilmaz, 1987). Η αποσυνέλιξη, με τις διάφορες μορφές της, έχει χρησιμοποιηθεί από πολλούς ερευνητές για την απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων στα σεισμικά δεδομένα. Επίσης έγινε προσπάθεια να εφαρμοσθεί και σε δεδομένα γεωραντάρ (Turner, 1994) για τον ίδιο σκοπό. Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο εφαρμόζεται η αποσυνέλιξη στα σεισμικά δεδομένα, με σκοπό την εφαρμογή της και σε δεδομένα γεωραντάρ στην συνέχεια.

Για την κατανόηση της αποσυνέλιξης, θα πρέπει πρώτα να εξεταστούν τα διάφορα συστατικά από τα οποία αποτελείται το σεισμικό ίχνος. Η Γη αποτελείται από διάφορα στρώματα πετρωμάτων με διαφορετική λιθολογία και φυσικές ιδιότητες. Σεισμολογικά, τα διάφορα στρώματα πετρωμάτων ορίζονται από την πυκνότητά τους και την ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος. Το γινόμενο της πυκνότητας και της ταχύτητας ονομάζεται σεισμική εμπέδηση (Seismic impedance). Η αντίθεση της εμπέδησης μεταξύ γειτονικών γεωλογικών στρωμάτων προκαλεί τις ανακλάσεις. Έτσι, το σειсмоγράφημα μπορεί να προκύψει από τη συνέλιξη της απόκρισης του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό (earth's impulse response) με την κυματομορφή της πηγής. Η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό περιέχει τις κύριες ανακλάσεις (χρονοσειρά συντελεστών ανάκλασης: reflectivity series) και όλες οι πιθανές πολλαπλές. Ιδανικά, η αποσυνέλιξη θα έπρεπε να συμπίεσει την κυματομορφή της πηγής και να απομακρύνει τις πολλαπλές, αφήνοντας μόνο τις κύριες ανακλάσεις στο σεισμικό ίχνος.

4.2 Το μοντέλο της συνέλιξης

Αν ένα επίπεδο κύμα (σχήμα 4.1a), διαδίδεται κατακόρυφα και συναντά ανακλαστήρα, τότε το ανακλώμενο κύμα παριστάνεται από μια κορυφή στη χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης (4.1b), η οποία έχει μέτρο ίδιο με το συντελεστή ανάκλασης. Στο σειсмоγράφημα, και σε χρόνο ίδιο με το διπλό χρόνο ανάκλασης θα καταγραφεί σήμα παρόμοιο με την κυματομορφή της πηγής το οποίο έχει διαμορφωθεί σύμφωνα με το συντελεστή ανάκλασης. Αν υπάρχουν περισσότεροι ανακλαστήρες, που παριστάνονται από διάφορες κορυφές (σχήματα 4.1d μέχρι 4.1f) τότε η κυματομορφή της πηγής καταγράφεται και για αυτούς τους ανακλαστήρες με τον ίδιο τρόπο. Αν ο συντελεστής ανάκλασης είναι αρνητικός καταγράφεται με αντίθετη πολικότητα, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1e.



Σχήμα 4.1 Αρχή της επαλληλίας, η αριστερή στήλη απεικονίζει τους συντελεστές ανάκλασης, ενώ η δεξιά στήλη απεικονίζει τις αντίστοιχες καταγραφές. Το πλάτος του ανακλώμενου κύματος είναι ίσο με το συντελεστή ανάκλασης της γης. Το σειсмоγράφημα (κάτω δεξιά) απεικονίζει το συνδυασμό της χρονοσειράς των συντελεστών ανάκλασης και της κυματομορφής της πηγής. (Yilmaz, 1987).

Στο σχήμα 4.1g (αριστερά) φαίνεται χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης. Ο συνδυασμός της με την κυματομορφή της πηγής ισοδυναμεί με την υπέρθεση όλων των επιμέρους καταγραφών (4.1a-f). Αυτή η διαδικασία βασίζεται στην αρχή της επαλληλίας (principle of superposition), και επιτυγχάνεται μαθηματικά από την συνέλιξη της κυματομορφής της πηγής με την χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης (σχήμα 4.1g δεξιά).

Στην χρονοσειρά των συντελεστών ανάκλασης, τα γεγονότα σε χρόνους 0.2s και 0.35s μπορούν να διαχωριστούν εύκολα δίνοντας πληροφορίες για δύο διαφορετικά στρώματα. Αντίθετα, για την αναγνώριση των τριών χωρικά κοντινών ανακλαστήρων (σε χρόνο περίπου 0.6s) από το σειсмоγράφημα, θα πρέπει να απομακρυνθεί η κυματομορφή της πηγής. Αυτή η διαδικασία απομάκρυνσης είναι ακριβώς η αντίθετη της διαδικασίας συνέλιξης, και ονομάζεται αποσυνέλιξη.

Στο σχήμα 4.2 φαίνεται ο τρόπος με τον οποίο δημιουργείται ένα συνθετικό σειсмоγράφημα. Η συνέλιξη της κυματομορφής της πηγής με την απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό δίνει το συνθετικό σειсмоγράφημα (σχήμα 4.2c). Αυτό το μονοδιάστατο, μηδενικής απόστασης πηγής πρώτου γεωφώνου (zero offset), σειсмоγράφημα δεν περιέχει τυχαίο θόρυβο (random ambient noise). Ο τυχαίος θόρυβος προέρχεται από διάφορες πηγές: εξωτερικές όπως είναι ο άνεμος, ή ακόμα εσωτερικές πηγές που μπορεί να σχετίζονται με το όργανο καταγραφής για παράδειγμα. Για το λόγο αυτό, προστίθεται θόρυβος στο σειсмоγράφημα για καλύτερη προσέγγιση των πραγματικών δεδομένων. Έτσι, το μοντέλο της συνέλιξης περιγράφεται από την εξής εξίσωση (Yilmaz, 1987):

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (4.1a)$$

όπου:

$x(t)$ = το σειсмоγράφημα

$w(t)$ = η κυματομορφή της πηγής

$e(t)$ = η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό

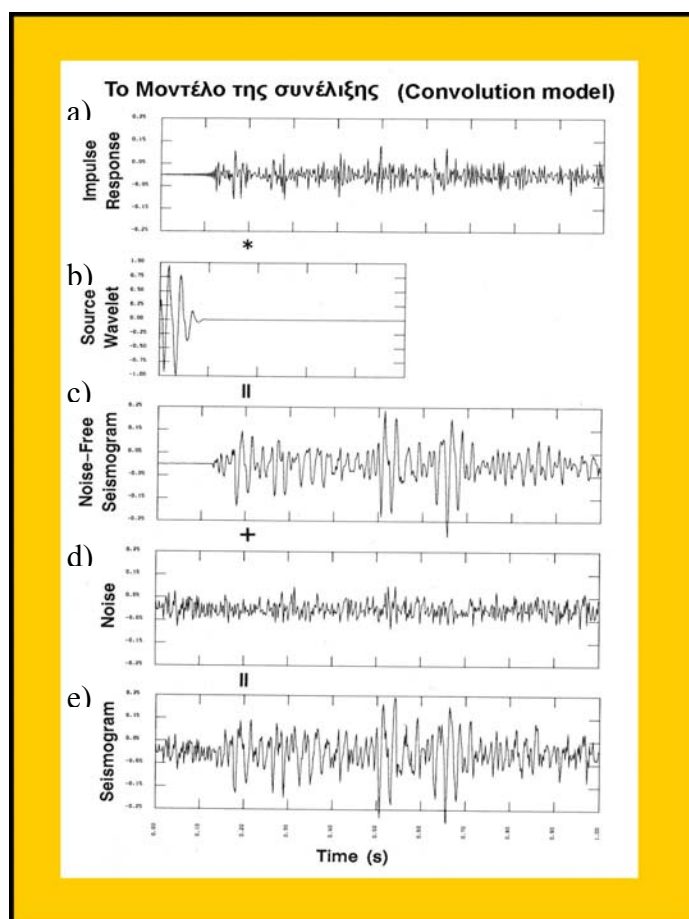
$n(t)$ = τυχαίος θόρυβος

$*$ = συνέλιξη.

Ο Sheriff (Sheriff, 1995) θεωρεί ότι το καταγραφόμενο σειсмоγράφημα είναι το αποτέλεσμα διαδοχικών συνελίξεων του αρχικού παλμού $w(t)$ (που παράγεται από την πηγή) με ένα αριθμό συναρτήσεων, οι οποίες περιγράφουν διάφορους παράγοντες

που επηρεάζουν το κύμα καθώς διαδίδεται στο υπεδάφος. Το κύμα επηρεάζεται από τα παρακάτω:

- Η ζώνη κοντά στην πηγή όπου οι τάσεις (stress) και η απορρόφηση της ενέργειας είναι τεράστιες. Η απόκριση παλμού που προκαλείται από αυτή τη ζώνη συμβολίζεται με $s(t)$.
- Η χρονοσειρά των ανακλαστήρων, ή η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό $e(t)$.
- Η ζώνη κοντά στην επιφάνεια έχει δυσανάλογη επίδραση η οποία συμβολίζεται με $r(t)$.
- Επιπλέον επιδράσεις που οφείλονται στην απορρόφηση, τις πολλαπλές και τις περιθλάσεις κλπ. Ο συνδυασμός όλων αυτών συμβολίζεται με $p(t)$.



Σχήμα 4.2 Το τελικό καταγραφόμενο σειсмоγράφημα (e) είναι το άθροισμα του συνθετικού σειсмоγραφήματος (c) και του θορύβου (d). Ο αστερίσκος δηλώνει την συνέλιξη μεταξύ της κυματομορφής της πηγής (b) και της απόκρισης του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό (a) (εξίσωση 4.1α), (Yilmaz, 1987).

Έτσι η εξίσωση 4.1 μπορεί να γραφτεί και ως εξής (Sheriff, 1995)

$$x(t) = (w\delta(t) * s(t) * r(t) * p(t)) * e(t) \quad (4.1 \beta)$$

όπου:

k ένας πραγματικός αριθμός που δηλώνει την ένταση του παλμού.

Η αποσυνέλιξη έχει στόχο την ανάκτηση της χρονοσειράς των συντελεστών ανάκλασης (απόκριση του υπεδάφους) από το καταγραφωμένο σειсмоγράφημα, δηλαδή το $e(t)$ στην εξίσωση 4.1. Το μοναδικό γνωστό μέρος της εξίσωσης 4.1 είναι συνήθως το καταγραφωμένο σειсмоγράφημα $x(t)$. Η κυματομορφή της πηγής $w(t)$ είναι άγνωστη, εκτός από μερικές περιπτώσεις όπου η μορφή της είναι μερικώς γνωστή, το ίδιο ισχύει και για το τυχαίο θόρυβο. Έτσι, υπάρχουν τρεις άγνωστοι, ένας γνωστός και μια εξίσωση και είναι αδύνατον να λυθεί η εξίσωση 4.1. Στην πράξη όμως, η αποσυνέλιξη έχει αποδεχτεί σαν μια πολύ αποτελεσματική μέθοδος για την βελτίωση της χρονικής ανάλυσης. Για την εύρεση του αγνώστου $e(t)$ στην εξίσωση 4.1a χρησιμοποιούνται δύο υποθέσεις: ο θορύβου $n(t)$ είναι 0, και κυματομορφή της πηγής είναι γνωστή.

4.3 Το φίλτρο της αντιστροφής:

Το μοντέλο της συνέλιξης για ένα σειсмоγράφημα χωρίς θόρυβο δίνεται από την εξής εξίσωση (Yilmaz, 1987):

$$x(t) = w(t) * e(t) \quad (4.2)$$

Αν ένα φίλτρο $a(t)$, έχει οριστεί έτσι ώστε η συνέλιξη του $a(t)$ με το γνωστό σειсмоγράφημα $x(t)$ να δίνει μια εκτίμηση της απόκρισης του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό $e(t)$, τότε

$$e(t) = a(t) * x(t) \quad (4.3)$$

αντικαθιστώντας την εξίσωση 4.3 στην εξίσωση (4.2)

$$x(t) = w(t) * a(t) * x(t) \quad (4.4)$$

όταν το $x(t)$ εξαλείφεται από την εξίσωση τότε το αποτέλεσμα είναι:

$$\delta(t) = w(t) * a(t) \quad (4.5)$$

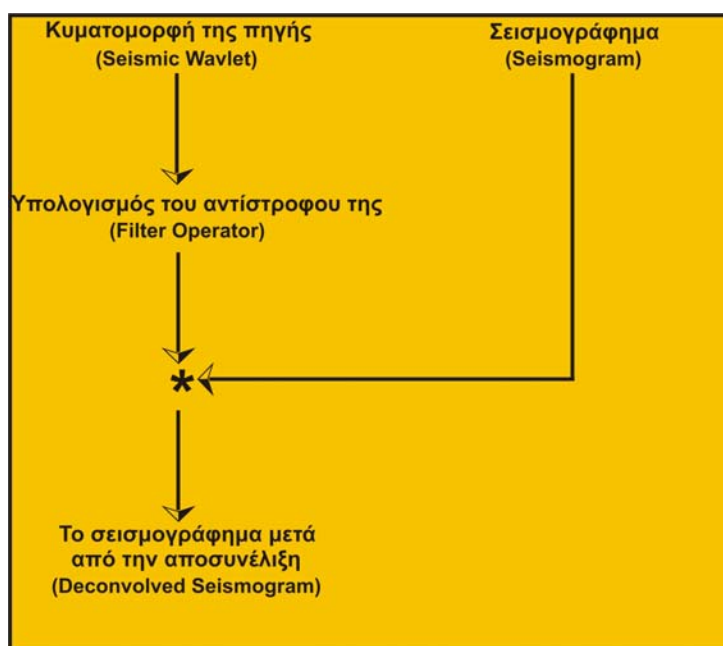
όπου $\delta(t)$ συμβολίζει την συνάρτηση dirac του Kronecker και

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases} \quad (4.6)$$

λύνοντας την εξίσωση (4.6) για το φίλτρο $a(t)$ επιτυγχάνεται η εξής εξίσωση:

$$a(t) = \delta(t) * w'(t) \quad (4.7)$$

όπου $w'(t)$ είναι το αντίστροφο της κυματομορφής της πηγής $w(t)$, που θα θεωρηθεί γνωστό για την ώρα. Επομένως, το φίλτρο που χρειαζόταν για τον υπολογισμό της απόκρισης του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό από το καταγραμμένο σειсмоγράφημα δεν είναι τίποτα άλλο παρά το μαθηματικό αντίστροφο της κυματομορφής της πηγής. Η εξίσωση (4.5) υποδηλώνει ότι το αντίστροφο φίλτρο μετατρέπει την κυματομορφή της πηγής σε μοναδιαίο παλμό (spike) σε $t = 0$. Ομοίως, η αντιστροφή μετατρέπει το σειсмоγράφημα σε μια σειρά από παλμούς που ορίζουν την απόκριση του υπεδάφους σε μοναδιαίο παλμό. Με λίγα λόγια, το φίλτρο αντιστροφής είναι μια μέθοδος της αποσυνέλιξης, εφόσον η κυματομορφή της πηγής είναι γνωστή (αιτιοκρατική αποσυνέλιξη – deterministic deconvolution). Τα βήματα του φίλτρου αντιστροφής συνοψίζονται στο σχήμα 4.3.



Σχήμα 4.3: Διάγραμμα ροής του φίλτρου αντιστροφής (Yilmaz, 1987)

Για παράδειγμα, θεωρώντας μια κυματομορφή πηγής ότι αποτελείται από δύο όρους $[1, -0.5]$, τότε το φίλτρο αντιστροφής δύο όρων θα είναι $[1, 0.5]$, ενώ η συνέλιξη του με την κυματομορφή της πηγής φαίνεται στο πίνακα 4.1. Το αποτέλεσμα της συνέλιξης είναι $[1, 0, -0.25]$. Το ιδανικό αποτέλεσμα θα ήταν ένας μηδενικής καθυστέρησης παλμός $[1, 0, 0]$. Το αποτέλεσμα από την εφαρμογή του φίλτρου αντιστροφής, αν και δεν είναι ιδανικό, είναι πιο κοντά σε έναν μοναδιαίο παλμό (spikier) από το αρχικό σήμα $[1, -0.5]$.

Το αποτέλεσμα μπορεί να βελτιωθεί ακόμα περισσότερο προσθέτοντας ένα ακόμα όρο στο φίλτρο όπως φαίνεται στον πίνακα 4.2. Αυτή είναι πιο ακριβή αναπαράσταση του ιδεατού $(1, 0, 0, 0)$ από αυτή που επιτυγχάνεται από το φίλτρο δύο όρων. Επίσης, λιγότερη ενέργεια διαρρέεται στις μη μηδενικές χρονικές στιγμές στην περίπτωση του τριών όρων φίλτρου. Αυτό έχει σαν συνέπεια το αποτέλεσμα της συνέλιξης να είναι πιο κοντά σε έναν μοναδιαίο παλμό. Όσο περισσότεροι όροι περιέχονται στο φίλτρο αντιστροφής, τόσο πιο κοντά είναι το φιλτραρισμένο σήμα σε έναν μοναδιαίο παλμό μηδενικής καθυστέρησης. Επειδή όμως, ο αριθμός των όρων στο φίλτρο (μήκος τελεστή: operator length) είναι περιορισμένος, στην πράξη το φιλτραρισμένο σήμα δεν είναι ποτέ τέλειος μοναδιαίος παλμός.

Πίνακας 4.1 Η συνέλιξη του φίλτρου αντιστροφής δύο σημείων $[1, 0.5]$ με το αρχικό σήμα $[1, -0.5]$, (Yilmaz, 1987)

		1	$-\frac{1}{2}$	Output
$\frac{1}{2}$		1		1
	$\frac{1}{2}$		1	0
		$\frac{1}{2}$	1	$-\frac{1}{4}$

Πίνακας 4.2 Η συνέλιξη του φίλτρου αντιστροφής τριών σημείων $[1, 0.5, 0.25]$ με το αρχικό σήμα $[1, -0.5]$, (Yilmaz, 1987)

			1	$-\frac{1}{2}$	Output
$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{2}$		1		1
	$\frac{1}{4}$		$\frac{1}{2}$	1	0
		$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	0
			$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{2}$	$-\frac{1}{8}$

4.4 Φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων

Σε αυτήν την παράγραφο περιγράφεται ο τρόπος με τον οποίο σχεδιάζεται και εφαρμόζεται το φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων. Ένα φίλτρο που αποτελείται από δύο όρους (a , b), χρησιμοποιείται με τέτοιο τρόπο ώστε το σφάλμα μεταξύ φιλτραρισμένου σήματος και του ιδεατού $(1, 0, 0)$ να είναι ελάχιστο με την έννοια των ελάχιστων τετραγώνων. Το φιλτραρισμένο σήμα υπολογίζεται από τη συνέλιξη του φίλτρου (a, b) με το αρχικό σήμα, ενώ το σφάλμα L ορίζεται ως το άθροισμα των τετραγώνων των διαφορών μεταξύ των συντελεστών των δύο σημάτων φιλτραρισμένου και ιδεατού. Για παράδειγμα, για το αρχικό σήμα της προηγούμενης παραγράφου $[1, -0.5]$, το φιλτραρισμένο σήμα υπολογίζεται όπως φαίνεται στο πίνακα 4.3, ενώ το σφάλμα υπολογίζεται από την σχέση:

$$L = (a - 1)^2 + (b - a/2)^2 + (-b/2)^2 \quad (4.12)$$

Πίνακας 4.3 Η συνέλιξη του φίλτρου (a, b) με το αρχικό σήμα $[1, -0.5]$, (Yilmaz, 1987).

1	$-\frac{1}{2}$	Actual Output	Desired Output
b	a	a	1
b	a	$b - a/2$	0
b	a	$-b/2$	0

Ο σκοπός είναι να βρεθούν οι συντελεστές (a, b) έτσι ώστε το L να πάρει την ελάχιστη τιμή. Παίρνοντας τις μερικούς παραγώγους του L ως προς το a και b , και μηδενίζοντας προκύπτει:

$$\left(\frac{5}{2}\right)a - b = 2 \quad (4.13a)$$

και

$$\left(\frac{5}{2}\right)b - a = 0 \quad (4.13b)$$

Έτσι, υπάρχουν δύο εξισώσεις και δύο άγνωστοι (οι συντελεστές a, b), οι εξισώσεις (4.13a) και (4.13b) μπορούν να ξαναγραφτούν με την εξής μορφή:

$$\begin{bmatrix} \frac{5}{2} & -1 \\ -1 & \frac{5}{2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 2 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (4.14)$$

Λύνοντας την 4.14 προκύπτει ότι $(a,b) = \left[\left(\frac{20}{21} \right), \left(\frac{8}{21} \right) \right]$. Αυτό το φίλτρο εφαρμόζεται στο αρχικό σήμα όπως φαίνεται στο πίνακα 4.4, ενώ η αποτελεσματικότητα του φίλτρου αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων φαίνεται στον πίνακα 4.5, όπου συγκρίνεται με το απλό φίλτρο αντιστροφής.

Πίνακας 4.4 Η συνέλιξη του αρχικού σήματος $[1, -0.5]$, με το φίλτρο $\left[\left(\frac{20}{21} \right), \left(\frac{8}{21} \right) \right]$, (Yilmaz, 1987).

	1	$-\frac{1}{2}$		Output
$\frac{8}{21}$	$\frac{20}{21}$			$\frac{20}{21}$
	$\frac{8}{21}$	$\frac{20}{21}$		$-\frac{2}{21}$
		$\frac{8}{21}$	$\frac{20}{21}$	$-\frac{4}{21}$

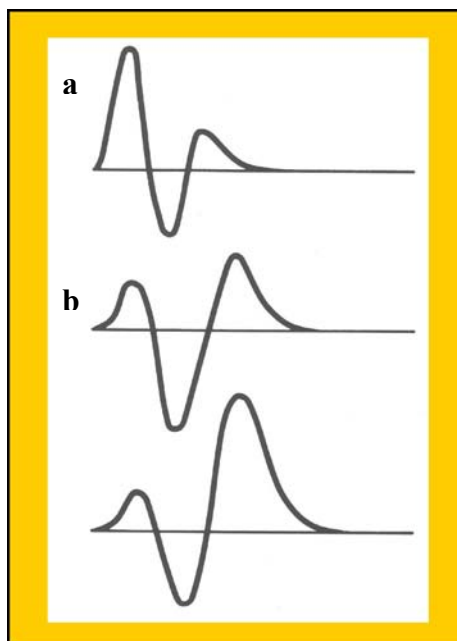
Πίνακας 4.5 Το σφάλμα (energy of error) μεταξύ του φιλτραρισμένου σήματος και του ιδεατού σήματος για φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων (least squares) και του απλού φίλτρου αντιστροφής (Inverse filter), (Yilmaz, 1987).

	Input: $[1, (-\frac{1}{2})]$			
	Desired Output: (1,0,0)			
	Actual Output			Energy of Error
Inverse Filter	1	0	$-\frac{1}{4}$	$\frac{1}{16}$
Least-Squares Filter	$\frac{20}{21}$	$-\frac{2}{21}$	$-\frac{4}{21}$	$\frac{1}{21}$

4.5 Η ελάχιστη φάση (Minimum phase):

Το σχήμα 4.4 δείχνει τρεις μορφές σημάτων με το ίδιο φασματικό πλάτος, αλλά με διαφορετική φασματική καθυστέρηση (phase-lag spectra). Το πρώτο σήμα (πάνω) έχει την περισσότερη ενέργεια συγκεντρωμένη στην αρχή του, τέτοια σήματα λέγονται ελάχιστης φάσης (minimum phase). Στο δεύτερο σήμα (μέση) η ενέργεια είναι συγκεντρωμένη στο κέντρο, τέτοια σήματα λέγονται και μεικτής φάσης (mixed phase). Ενώ η ενέργεια είναι συγκεντρωμένη στο τέλος του σήματος στο τελευταίο

(κάτω), και αυτό το είδος σημάτων είναι γνωστό ως μέγιστης φάσης (maximum phase).



Σχήμα 4.4 Ένας παλμός έχει περιορισμένη διάρκεια. Αν η ενέργεια είναι συγκεντρωμένη στην αρχή του, τότε καλείται ελάχιστης φάσης (a). Αν η ενέργειά του είναι συγκεντρωμένη στο κέντρο, τότε καλείται μεικτής φάσης (b). Τέλος, αν η ενέργειά του βρίσκεται στο τέλος, τότε καλείται μέγιστης φάσης (c), (Yilmaz, 1987).

Η διαδικασία με την οποία ένα σεισμικό σήμα συμπιέζεται σε έναν μηδενικής καθυστέρησης μοναδιαίο παλμό (zero-lag spike) λέγεται αποσυνέλιξη αιχμής (spiking Deconvolution). Η αποσυνέλιξη αιχμής επιτυγχάνεται με το φίλτρο που περιγράφηκε στο παράγραφο 4.4. Η απόδοσή της δεν εξαρτάται μόνο από το μήκος του φίλτρου, αλλά και από το αν το σήμα εισόδου είναι ελάχιστης φάσης. Ο τελεστής της αποσυνέλιξης αιχμής είναι αυστηρά το αντίστροφο του σήματος. Αν το σήμα είναι ελάχιστης φάσης, τότε η αντιστροφή είναι σταθερή, δηλαδή οι συντελεστές του φίλτρου δημιουργούν συγκλίνουσα χρονοσειρά (convergent series). Συγκεκριμένα, οι συντελεστές μειώνονται με το χρόνο (εξαφανίζονται σε χρόνο $t = \infty$), και για αυτό το φίλτρο έχει περιορισμένη ενέργεια. Αυτή είναι η περίπτωση για το σήμα $[1, -0.5]$ του οποίου το φίλτρο αποσυνέλιξης αιχμής ένα σταθερό. Από την άλλη, αν το αρχικό σήμα ήταν μέγιστης φάσης, τότε δεν θα έχει σταθερή αντιστροφή. Όπως για παράδειγμα αν το αρχικό σήμα ήταν $[-0.5, 1]$, η αντιστροφή του οδηγεί σε αποκλίνουσα χρονοσειρά (divergent series). Τέλος, ένα σήμα μεικτής φάσης δεν έχει σταθερή αντιστροφή. Αυτό οδηγεί στην εξής υπόθεση: το σεισμικό σήμα πρέπει να

είναι ελάχιστης φάσης, αυτή η υπόθεση είναι απαραίτητη για την αποσυνέλιξη αιχμής.

4.6 Αποσυνέλιξη αιχμής

Η διαδικασία με την οποία η κυματομορφή της πηγής μετατρέπεται σε έναν μοναδιαίο παλμό μηδενικής καθυστέρησης (zero-lag spike) ονομάζεται αποσυνέλιξη αιχμής. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η αποσυνέλιξη αιχμής επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας το φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων, αυτό όμως προϋποθέτει την γνώση της κυματομορφής της πηγής (αιτιοκρατική αποσυνέλιξη) που δεν είναι γνωστή συνήθως.

Έχει αποδειχθεί ότι η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό έχει μια συνάρτηση αυτοσυσχέτισης (autocorrelation) που είναι μικρή σε όλες τις χρονικές καθυστερήσεις (lag) εκτός από την μηδενική καθυστέρηση (Yilmaz, 1987). Επειδή το σειсмоγράφημα δεν είναι τίποτα άλλο παρά η συνέλιξη της κυματομορφής της πηγής με την απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό (παράγραφος 4.2), τότε θεωρητικά θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί η αυτοσυσχέτιση του σειсмоγραφήματος στην θέση της αυτοσυσχέτισης της κυματομορφής της πηγής (στατιστική αποσυνέλιξη: statistical deconvolution).

Η συνάρτηση της αυτοσυσχέτισης είναι ένα μέτρο της γραμμικής αλληλεξάρτησης μιας συνάρτησης από τον αυτό της, χρησιμοποιείται συνήθως για την ανίχνευση της μην τυχειότητα (non randomness) των δεδομένων. Για μια σειρά μετρήσεων $Y_1, Y_2, \dots, Y_N$ σε χρόνους $X_1, X_2, \dots, X_N$, η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης με χρόνο καθυστέρησης k είναι (Box, 1976) :

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (Y_i - \bar{Y})(Y_{i+k} - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^N (Y_i - \bar{Y})^2} \quad (4.15)$$

όπου $\bar{Y}$ δηλώνει την μέση τιμή των μετρήσεων Y .

Η αυτοσυσχέτιση είναι ένας συντελεστής της αυτοσυσχέτισης, όπου αντί την συσχέτιση μεταξύ δύο διαφορετικών μεταβλητών, η συσχέτιση γίνεται μεταξύ τις τιμές της ίδιας μεταβλητής σε χρόνους X_i και X_{i+k} .

Το σχήμα 4.5 δείχνει την κυματομορφή της πηγής (a, κάτω σειρά), την απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό (b, κάτω σειρά) και το

σειсмоγράφημα (c, κάτω σειρά). Στην πάνω σειρά φαίνεται η αυτοσυσχέτιση της κυματομορφής της πηγής (a), της απόκρισης του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό (b) και του σεισμογραφήματος. Είναι φανερό η ομοιότητα μεταξύ της αυτοσυσχέτισης της κυματομορφής της πηγής και αυτής του σεισμογραφήματος, αλλά περιορίζεται σε καθυστερήσεις (lags) όπου η αυτοσυσχέτιση είναι μη μηδενική. Αυτό συνεπάγεται στο ότι η σειρά των συντελεστών ανάκλασης δεν είναι μια τυχαία διαδικασία. Παρ'όλα αυτά σχεδόν πάντα η σειρά των συντελεστών ανάκλασης θεωρείται μια τυχαία διαδικασία, αυτό υποδηλώνει ότι το σεισμογράφημα έχει τα χαρακτηριστικά της κυματομορφής της πηγής στο ότι η αυτοσυσχέτιση τους είναι ίδια.

Αυτή η υπόθεση είναι το κλειδί στην εφαρμογή της αποσυνέλιξης. Επιτρέπει την αντικατάσταση της αυτοσυσχέτισης της κυματομορφής της πηγής, που είναι άγνωστη, με την αυτοσυσχέτιση του σεισμογραφήματος, που είναι γνωστή.

Έτσι, το φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων που περιγράφηκε στην παράγραφο 4.4 παίρνει την εξής μορφή, χρησιμοποιώντας την αυτοσυσχέτιση του σεισμογραφήματος πλέον (Yilmaz,1987):

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-1} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ \vdots \\ \vdots \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (4.16)$$

όπου

r_i είναι η αυτοσυσχέτιση του σεισμογραφήματος

a_i οι απαιτούμενοι συντελεστές του φίλτρου

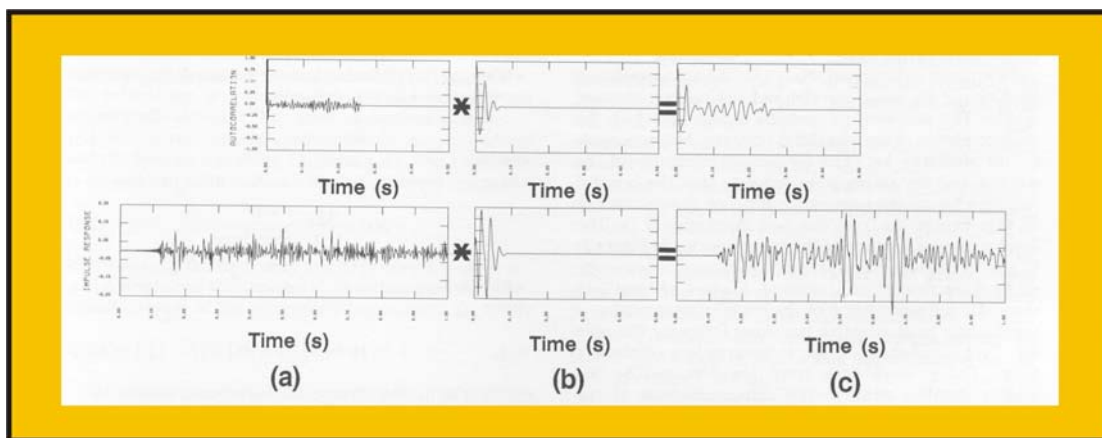
$i = 0, 1, 2, 3, \dots, n-1$.

n ο αριθμός των όρων του φίλτρου.

4.7 Αποσυνέλιξη πρόβλεψης (Predictive Deconvolution):

Ένα σεισμικό ίχνος περιέχει αφενός κύριες ανακλάσεις που είναι απρόβλεπτες. Αφετέρου υπάρχει και μια προβλέψιμη συνιστώσα που αφορά τις πολλαπλές ανακλάσεις (Κεφ. 3.3.). Έτσι, αν επιτευχθεί πρόβλεψη της κυματομορφής της πηγής σε μελλοντικό χρόνο ($t + a$), όπου a είναι ο χρόνος πρόβλεψης (prediction lag), τότε

μπορεί θεωρητικά να πραγματοποιηθεί απομάκρυνση της προβλέψιμης συνιστώσας, δηλαδή της αντίστοιχης πολλαπλής ανάκλασης.



Σχήμα 4.5 Η συνέλιξη της απόκρισης του υπεδάφους σε μοναδιαίο παλμό (α) με την κυματομορφή της πηγής (β) δίνει το σειсмоγράφημα (γ) (κάτω σειρά). Αυτή η διαδικασία συνέλιξης ισχύει επίσης και για τα διαγράμματα της αυτοσυσχέτισης (autocorrelogram) τους (πάνω σειρά), (Yilmaz, 1987).

Ο Wiener έδειξε πώς κάτι τέτοιο είναι εφικτό, ένα φίλτρο για την εκτίμηση της κυματομορφής της πηγής μετά από χρόνο πρόβλεψης a , μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας ειδική μορφή των βέλτιστων φίλτρων Wiener (Optimum Wiener filters). Τα φίλτρα Wiener μετατρέπουν το αρχικό σήμα σε οποιαδήποτε ιδεατό σήμα, η γενική μορφή της εξίσωσης πινάκων για φίλτρο με n είναι (Yilmaz, 1987):

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-1} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ g_{n-1} \end{bmatrix} \quad (4.17)$$

όπου

r_i είναι η αυτοσυσχέτιση του αρχικού σήματος (κυματομορφής της πηγής)

a_i οι συντελεστές του φίλτρου

g_i η συσχέτιση (crosscorrelation) του ιδεατού σήματος με την κυματομορφή της πηγής

$i = 0, 1, 2, 3, \dots, n-1$.

Στην συγκεκριμένη περίπτωση όμως, το ιδεατό αποτέλεσμα είναι μια εξελιγμένη μορφή της κυματομορφής της πηγής $x(t)$, χρειάζεται η εξειδίκευση του δεξιού μέρους της εξίσωσης 4.17 για το πρόβλημα της πρόβλεψης.

Ας θεωρηθεί κυματομορφή της πηγής με πέντε όρους x_i όπου $i = 0,1,2,3,4$ και ο απαιτούμενος χρόνος πρόβλεψης (a) είναι 2. Η αυτοσυσχέτιση (r_i) της κυματομορφής της πηγής x_i (ή του σειсмоγραφήματος καθώς η αυτοσυσχετισή τους θεωρείται ίδια) υπολογίζεται στον πίνακα 4.5, ενώ η συσχέτιση (g_i) μεταξύ του ιδεατού αποτελέσματος $x(t+2)$ και της κυματομορφής της πηγής $x(t)$ φαίνεται στον πίνακα 4.6.

Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα από τους πίνακες 4.5 και 4.6, παρατηρεί κανείς ότι $g_i = r_{i+a}$, $a = 2$, και $i = 0,1,2,3,4$. Έτσι, η εξίσωση 4.17 γράφεται ως εξής:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & r_3 & r_4 \\ r_1 & r_0 & r_1 & r_2 & r_3 \\ r_2 & r_1 & r_0 & r_1 & r_2 \\ r_3 & r_2 & r_1 & r_0 & r_1 \\ r_4 & r_3 & r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ a_4 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_2 \\ r_3 \\ r_4 \\ r_5 \\ r_6 \end{bmatrix} \quad (4.18)$$

Πίνακας 4.5: Αυτοσυσχέτιση (autocorrelation lags) της κυματομορφής της πηγής $[x_0, x_1, x_2, x_3, x_4]$, (Yilmaz, 1987).

$r_0 = x_0^2 + x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 + x_4^2$	$r_2 = x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4$
$r_1 = x_0x_1 + x_1x_2 + x_2x_3 + x_3x_4$	$r_3 = x_0x_3 + x_1x_4$
$r_2 = x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4$	$r_4 = x_0x_4$
$r_3 = x_0x_3 + x_1x_4$	$r_5 = 0$
$r_4 = x_0x_4$	$r_6 = 0$
$r_5 = 0$	
$r_6 = 0$	

Οι συντελεστές του φίλτρου πρόβλεψης a_i , όπου $i = 0,1,2,3,4$ μπορούν να υπολογιστούν από την 4.17. Στην συνέχεια υπολογίζεται το φιλτραρισμένο σήμα από την αποσυνέλιξη πρόβλεψης (πίνακας 4.7). Επειδή ο στόχος είναι η πρόβλεψη της κυματομορφής της πηγής σε ένα μεταγενέστερο χρόνο, το πραγματικό αποτέλεσμα (φιλτραρισμένο σήμα) είναι μια εκτίμηση των όρων x_{i+a} , όπου $a = 2$.

Πίνακας 4.6: Συσχέτιση μεταξύ του ιδεατού αποτελέσματος $x(t+2)$ και της κυματομορφή της πηγής $x(t)$, (Yilmaz, 1987).

$$\begin{aligned} g_0 &= x_0x_2 + x_1x_3 + x_2x_4 \\ g_1 &= x_0x_3 + x_1x_4 \\ g_2 &= x_0x_4 \\ g_3 &= 0 \\ g_4 &= 0 \end{aligned}$$

Πίνακας 4.7: Η συνέλιξη του φίλτρου πρόβλεψης $a(t)$ με την κυματομορφή της πηγής για τον υπολογισμό του φιλτραρισμένου σήμα $y(t)$, (Yilmaz, 1987).

$$\begin{aligned} y_0 &= a_0x_0 \\ y_1 &= a_1x_0 + a_0x_1 \\ y_2 &= a_2x_0 + a_1x_1 + a_0x_2 \\ y_3 &= a_3x_0 + a_2x_1 + a_1x_2 + a_0x_3 \\ y_4 &= a_4x_0 + a_3x_1 + a_2x_2 + a_1x_3 + a_0x_4 \end{aligned}$$

Η 4.18 μπορεί να γενικευτεί για την περίπτωση του φίλτρου με n όρους και για χρόνο πρόβλεψης a (Yilmaz, 1987):

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-1} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_a \\ r_{a+1} \\ r_{a+2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ r_{a+n-1} \end{bmatrix} \quad (4.19)$$

Ο σχεδιασμός του φίλτρου πρόβλεψης απαιτεί μόνο την αυτοσυσχέτιση της κυματομορφής της πηγής, ή του σειсмоγραφήματος. Το φίλτρο πρόβλεψης μπορεί να σχεδιαστεί χρησιμοποιώντας την 4.19 και να εφαρμοστεί στην συνέχεια στην κυματομορφή της πηγής όπως περιγράφεται στο σχήμα 4.6.

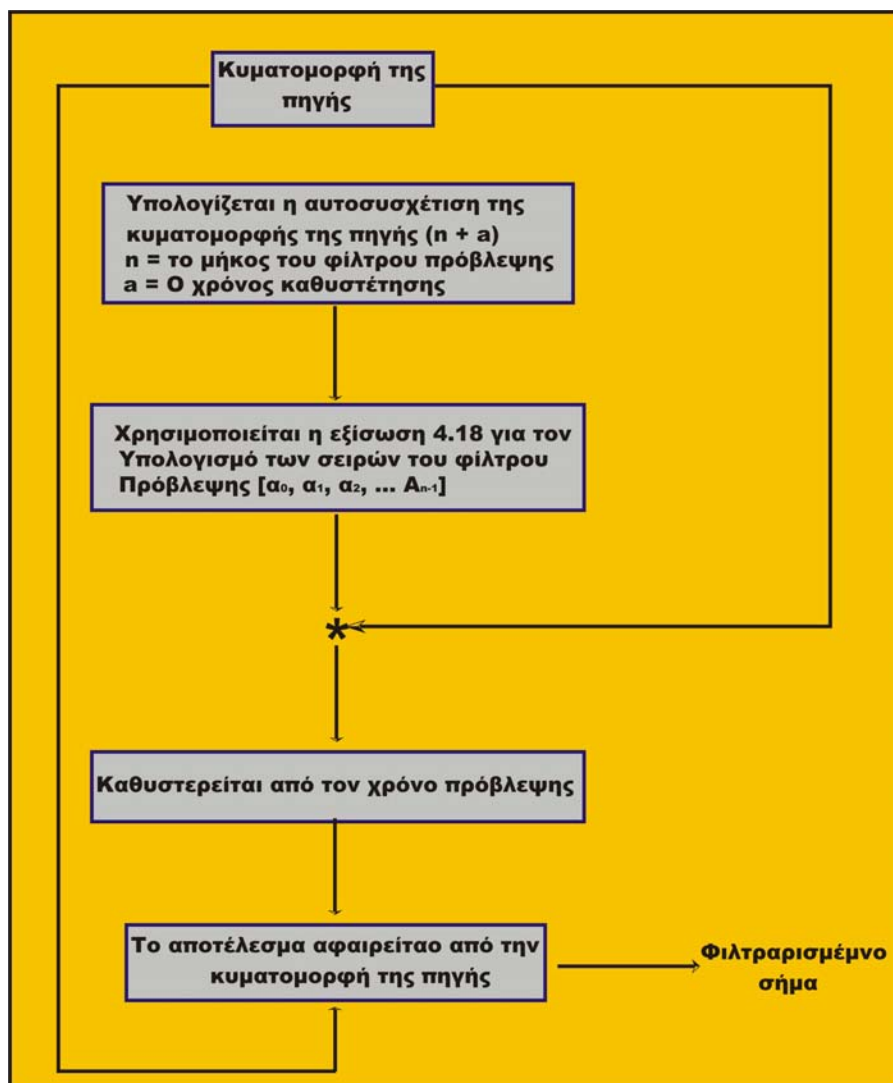
Συγκεκριμένα, η αποσυνέλιξη πρόβλεψης αποτελεί τμήμα της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων που στοχεύει στη βελτίωση της χρονικής ανάλυσης, επιτυγχάνοντας εκτίμηση της σειράς των συντελεστών ανάκλασης. Παρακάτω φαίνονται και οι υποθέσεις που αποτελούν την βάση για την λειτουργία της αποσυνέλιξη πρόβλεψης:

- Υπόθεση 1α Το υπέδαφος αποτελείται από οριζόντια στρώματα με σταθερή ταχύτητα.
- Υπόθεση 1β Η πηγή δημιουργεί ένα συμπίεσμένο (compressional) επίπεδο κύμα που προσκρούει στα όρια στρωμάτων σε κανονική πρόσπτωση. Κάτω από τέτοιες συνθήκες δεν δημιουργούνται κύματα συνάφειας (shear waves).
- Υπόθεση 2 Η μορφή της κυματομορφής της πηγής δεν αλλάζει όταν διαδίδεται στο υπέδαφος (είναι στάσιμη).
- Υπόθεση 3 Η συνιστώσα του θορύβου $n(t)$ είναι μηδέν.
- Υπόθεση 4 Η σειρά των συντελεστών ανάκλασης είναι τυχαία διαδικασία. Αυτό σημαίνει ότι το σειсмоγράφημα έχει τα ίδια χαρακτηριστικά με την κυματομορφή της πηγής, δηλαδή έχουν ίδια αυτοσυσχέτισή και το φάσμα.
- Υπόθεση 5 Η κυματομορφή της πηγής είναι ελάχιστης φάσης, όποτε και το αντίστροφό της είναι ελάχιστης φάσης.

Οι υποθέσεις 1α, 1β, και 2 είναι οι βάσεις για το μοντέλο της αποσυνέλιξης. Στην πράξη, η αποσυνέλιξη δίνει καλά αποτελέσματα και σε περιοχές όπου αυτές οι τρεις υποθέσεις δεν ισχύουν αυστηρά.

Αν η κυματομορφή της πηγής είναι γνωστή και ελάχιστης φάσης τότε η αποσυνέλιξη δίνει τέλεια αποτελέσματα στην περίπτωση που δεν υπάρχει θόρυβος. Αν η υπόθεση 4 δεν ισχύει και η κυματομορφή της πηγής δεν είναι γνωστή τότε θα υπάρχουν προβλήματα. Η ποιότητα της αποσυνέλιξης αιχμής υποβαθμίζεται ακόμα περισσότερο όταν η κυματομορφή της πηγής δεν είναι ελάχιστης φάσης. Τέλος, αν

υπάρχει υψηλό επίπεδο θορύβου στις μετρήσεις, τότε το αποτέλεσμα της αποσυνέλιξης είναι απαράδεκτο.



Σχήμα 4.6 Διάγραμμα ροής για την αποσυνέλιξη πρόβλεψης χρησιμοποιώντας των φίλτρων πρόβλεψης, (Yilmaz, 1987).

4.8 Απόσβεση πολλαπλών:

Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, η αποσυνέλιξη προβλέπει περιοδικά γεγονότα, όπως είναι οι πολλαπλές. Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης περιγράφει τη απρόβλεπτη συνιστώσα του σειсмоγραφήματος, δηλαδή τις σειρές συντελεστών ανάκλασης. Για παράδειγμα, στην απλή περίπτωση των πολλαπλών από το πυθμένα της θάλασσας, αν ο συντελεστής ανάκλασης του πυθμένα είναι c_w και το βάθος του αντιστοιχεί σε χρόνο διπλής διαδρομής t_w , τότε ο χρονοσειρά των πολλαπλών ανακλάσεων από το πυθμένα θα είναι: $(1, 0, \dots, 0, -c_w, 0, \dots, 0, c_w^2, 0, \dots, -c_w^3, \dots)$

όπως φαίνεται στο σχήμα 4.7, στα ίχνη b και c. Η περίοδος εμφάνισης των πολλαπλών είναι τ_w στο ίχνος b.

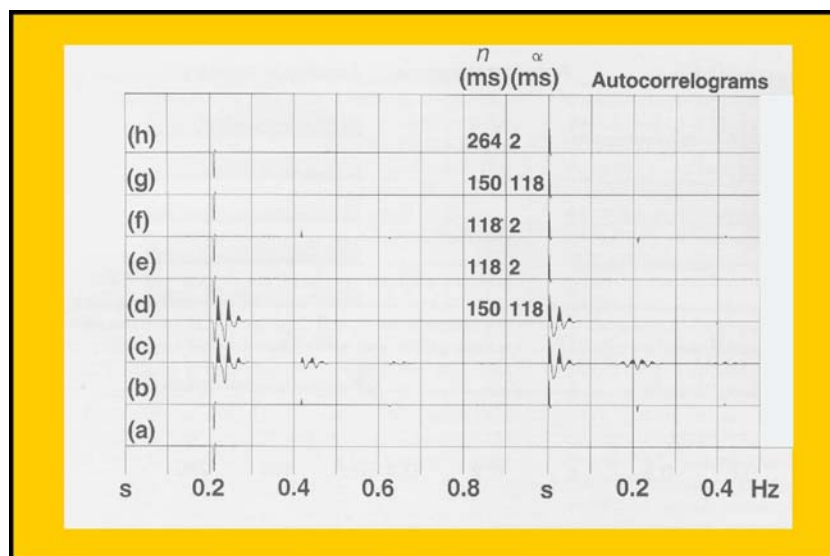
Το μοντέλο της συνέλιξης χωρίς θόρυβο στην περίπτωση αυτή μπορεί να γραφτεί ως εξής (Yilmaz, 1987):

$$x(t) = w(t) * m(t) * e(t) \quad (4.20)$$

όπου

$m(t)$ εκφράζει τους παλμούς που προκύπτουν από την αντήχηση του σεισμικού κύματος στο στρώμα του νερού

$e(t)$ εκφράζει πλέον την απόκριση του υπεδάφους χωρίς τις πολλαπλές από το πυθμένα της θάλασσας.



Σχήμα 4.7: Μέθοδος αποσυνέλιξης για την απόσβεση πολλαπλών (a) Συντελεστής ανάκλασης, (b) απόκριση υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό, (c) σειсмоγρόφημα. Αποσυνέλιξη σε δύο βήματα, με σκοπό την απόσβεση των πολλαπλές και στην συνέχεια η μετατροπή της απομείνουσας κυματομορφής σε μοναδιαίο παλμό (d) - (e). Η διαδικασία μπορεί να εκτελεστεί και με ανάποδη σειρά (f) – (h). α = χρόνος πρόβλεψης, (Yilmaz, 1987).

Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης μπορεί να αποσβένει αυτή την περιοδική συνιστώσα στο σειсмоγρόφημα όπως φαίνεται στο ίχνος d. Υπάρχουν δύο ξεχωριστοί στόχοι της αποσυνέλιξης πρόβλεψης: (α) η μετατροπή της κυματομορφής της πηγής $w(t)$ σε μοναδιαίο παλμό, και (β) η πρόβλεψη και η απόσβεση των πολλαπλών $m(t)$. Ο πρώτος στόχος επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας έναν τελεστή με μοναδιαίο χρόνο πρόβλεψης, ενώ το δεύτερο επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας ένα χρόνο πρόβλεψης

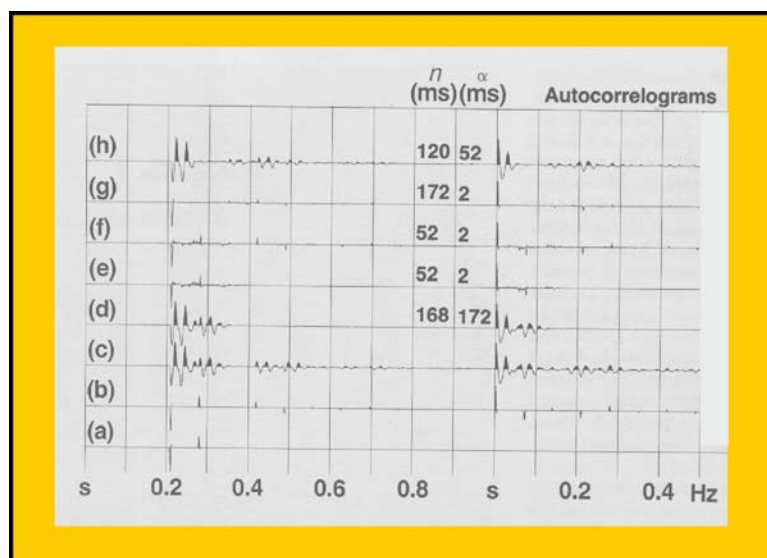
μεγαλύτερο της μονάδας. Η αυτοσυσχέτιση της κυματομορφής της πηγής μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την επιλογή του κατάλληλου χρόνου πρόβλεψης για την απόσβεση των πολλαπλών. Η περιοδικότητα των πολλαπλών είναι φανερή στο διάγραμμα αυτοσυσχέτισης του ίχνους c (σχήμα 4.7). Ο χρόνος πρόβλεψης θα πρέπει να επιλεχτεί ώστε να μην επηρεασθεί το πρώτο μέρος της αυτοσυσχέτισης. Το μήκος του τελεστή του φίλτρου θα πρέπει να επιλεχτεί ώστε η αυτοσυσχέτιση να συμπεριλαμβάνει μόνο το πρώτο μέρος της. Μετά από την εφαρμογή της αποσυνέλιξης πρόβλεψης, διατηρείται μόνο η κύρια ανάκλαση του πυθμένα της θάλασσας. Οι μεμονωμένες κορυφές στο διάγραμμα αυτοσυσχέτισης έχουν αποσβεστεί. Η κυματομορφή μπορεί να συμπιεστεί σε έναν μοναδιαίο παλμό (e) εφαρμόζοντας την αποσυνέλιξη αιχμής μετά την αποσυνέλιξη πρόβλεψης (d). Το ίδιο αποτέλεσμα προκύπτει εφαρμόζοντας πρώτα την αποσυνέλιξη αιχμής (f) και στην συνέχεια την αποσυνέλιξη πρόβλεψης (g).

Χρησιμοποιώντας τελεστή αποσυνέλιξης αιχμής αρκετά μεγάλης διάρκειας, επιτυγχάνονται και οι δύο στόχοι σε ένα βήμα (σχήμα 4.8, h). Ωστόσο, αυτή η προσέγγιση μπορεί να απομακρύνει και πραγματικές ανακλάσεις. Αυτή η περίπτωση συμβαίνει στο σχήμα 4.9, όπου η ανάκλαση του πυθμένα της θάλασσας ακολουθείται από ένα βαθύτερο γεγονός σε διπλό χρόνο 0.28s περίπου (a). Η απόκριση του υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό περιέχει πολλαπλές και από το πυθμένα της θάλασσας άλλα και από το βαθύτερο ανακλαστήρα (b). Η προσεκτική επιλογή των παραμέτρων της αποσυνέλιξης πρόβλεψης δίνει ένα ίχνος που περιέχει μόνο τις ανακλάσεις του πυθμένα της θάλασσας και του βαθύτερο ανακλαστήρα (d). Στην συνέχεια εφαρμόζεται αποσυνέλιξη αιχμής που δίνει δύο κορυφές που αντιστοιχούν στους δύο ανακλαστήρες (του πυθμένα της θάλασσας και του βαθύτερο ανακλαστήρα)(e). Από την εφαρμογή μόνο της αποσυνέλιξη αιχμής προκύπτει η σειρά συντελεστών ανάκλασης συμπεριλαμβανόμενων και πολλαπλών (f). Αν χρησιμοποιηθεί μεγαλύτερος τελεστής αποσυνέλιξης αιχμής, τότε ο κύριος ανακλαστήρας απομακρύνθηκε (g). Επίσης, αν ένας τελεστής αποσυνέλιξης πρόβλεψης χρησιμοποιείται με λάθος επιλογή παραμέτρων, τότε μπορεί εύκολα να απομακρυνθεί η κύρια ανάκλαση.

Εξετάζοντας το διάγραμμα αυτοσυσχέτισης του σχήματος 4.8, παρατηρεί κανείς ότι τα πρώτα 50 ms αντιπροσωπεύουν το σεισμικό σήμα. Αυτό ακολουθείται από παλμούς μεταξύ 50 – 170 ms που οφείλονται στην συσχέτιση μεταξύ του πυθμένα της θάλασσας και του κύριου ανακλαστήρα. Μεταξύ 170 – 400 ms οι τιμές της

αυτοσυσχέτισης αντιστοιχούν στις πολλαπλές (και από τους δύο ανακλαστήρες). Ο χρόνος πρόβλεψης θα πρέπει να επιλεγεί με τέτοιο τρόπο ώστε να μην επηρεάζεται το πρώτο μέρος της αυτοσυσχέτισης, που περιγράφει την συσχέτιση μεταξύ των κύριων ανακλάσεων. Το μήκος τελεστή θα πρέπει να επιλεγεί ώστε να περιλαμβάνει το πρώτο μεμονωμένο παλμό μεταξύ 170 και 340 ms.

Η περιοδικότητα των πολλαπλών διατηρείται μόνο για κατακόρυφη διάδοση (vertical incidence) και στις καταγραφές μηδενικής απόστασης πηγής πρώτου γεωφώνου. Για αυτό το λόγο, η αποσυνέλιξη πρόβλεψης που σκοπεύει στην απόσβεση των πολλαπλών μπορεί να μην είναι και πολύ αποτελεσματική όταν εφαρμόζεται σε δεδομένα μη μηδενικής απόστασης πηγής πρώτου γεωφώνου (nonzero offset data), όπως είναι τα δεδομένα κοινής πηγής (common shot) και τα δεδομένα κοινού ενδιάμεσου σημείου (common midpoint data). Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης εφαρμόζεται μερικές φορές σε δεδομένα μετά από την υπέρθεση για την απόσβεση πολλαπλών. Η απόδοση μιας τέτοιας προσέγγισης μπορεί να είναι μη αποδεκτή, καθώς το πλάτος των πολλαπλών συνήθως μεταβάλλεται κατά την διαδικασία της υπέρθεσης, κυρίως λόγω των διαφορών στις ταχύτητες μεταξύ των πολλαπλών και των κύριων ανακλάσεων.



Σχήμα 4.8: Αποσυνέλιξη πρόβλεψης για την απόσβεση πολλαπλών. (α)σειρά συντελεστών ανάκλασης, (b) απόκριση υπεδάφους στο μοναδιαίο παλμό, (c) σειсмоγράφημα. Αποσυνέλιξη με δύο βήματα: αποσυνέλιξη πρόβλεψης (d) που ακολουθείται από αποσυνέλιξη αιχμής(e). Τα ίχνη (f), (g), και (h) προκύπτουν όταν εφαρμόζεται αποσυνέλιξη ενός βήματος στο ίχνος εισόδου (c), χρησιμοποιώντας το μήκος τελεστή n , και χρόνος πρόβλεψης α , (Yilmaz, 1987).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΦΙΛΤΡΟ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ – ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ (F-K FILTERING)

5.1 Εισαγωγή

Στο προηγούμενο κεφάλαιο, η μέθοδος που περιγράφηκε για την απόσβεση πολλαπλών, βασίζεται στην βελτίωση της χρονικής ανάλυσης και τον διαχωρισμό μεταξύ των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων. Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφεται μια τεχνική απόσβεσης πολλαπλών που βασίζεται στον διαχωρισμό των ταχυτήτων μεταξύ των πολλαπλών και των κύριων ανακλάσεων.

Ο διαχωρισμός των κύριων ανακλάσεων από τον συναφή θόρυβο και τις πολλαπλές ανακλάσεις είναι δύσκολος στο πεδίο του χρόνου – απόστασης ($t - x$: time - space domain). Αυτός ο διαχωρισμός όμως, πραγματοποιείται πιο εύκολα αν τα γεωφυσικά δεδομένα αναπαρασταθούν σε ένα άλλο πεδίο, όπως αυτό της συχνότητας – κυματαριθμού ($f - k$: frequency – wavenumber).

Ο μετασχηματισμός $f - k$ είναι στην ουσία ένας δισδιάστατος μετασχηματισμός Fourier, κατά τον οποίο τα δεδομένα μετασχηματίζονται από το πεδίο του χρόνου στο πεδίο της συχνότητας, και από το πεδίο της οριζόντιας απόστασης (x) στο πεδίο του κυματαριθμού. Η Συχνότητα ενός κύματος ορίζεται ο αριθμός των ταλαντώσεων (Oscillations) στη μονάδα του χρόνου, ενώ ο κυματαριθμός k δηλώνει τον αριθμό των μήκων κύματος (wavelengths) στην μονάδα του μήκους (ο κυματαριθμός μπορεί επίσης να οριστεί ως ο αριθμός των μήκων κύματος στη μονάδα του μήκους πολλαπλασιασμένου με το 2π)(Van Der Kruk, 2002).

Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός των σεισμικών δεδομένων στο πεδίο του συχνότητας – κυματαριθμού χρησιμοποιώντας διδιάστατο (2D) μετασχηματισμό Fourier και στην συνέχεια ο τρόπος με τον οποίο εφαρμόζεται το φίλτρο απόσβεσης πολλαπλών στο πεδίο αυτό.

5.2 Μετασχηματισμοί Fourier

Οι μετασχηματισμοί Fourier είναι γραμμικοί μετασχηματισμοί ενός σήματος (πεδίου) με συντελεστές (βάρη) οι οποίοι εξαρτώνται από την συχνότητα. Ο χώρος στον οποίο μεταβάλλεται το σήμα καλείται πραγματικός χώρος (π.χ., χρόνος, απόσταση), ενώ ο χώρος στον οποίο ορίζεται ο μετασχηματισμός Fourier ονομάζεται

χώρος συχνότητας. Από πρακτική άποψη, οι μετασχηματισμοί Fourier επιτρέπουν την ανίχνευση περιοδικών συνιστωσών στο σήμα και τον προσδιορισμό των αντίστοιχων συχνοτήτων τους (Χριστόπουλος, 2003).

Ο μετασχηματισμός ενός σήματος δίνεται με τη μορφή μιας σειράς ή μιας συνάρτησης που εξαρτώνται από την συχνότητα. Στην πρώτη περίπτωση το πεδίο συχνοτήτων είναι διακριτό (ασυνεχές) ενώ στην δεύτερη συνεχές. Οι μετασχηματισμοί Fourier ανάλογα εκφράζονται με την βοήθεια διακριτών αθροισμάτων (όταν το πεδίο είναι διακριτό) ή ολοκληρωμάτων (όταν είναι συνεχές). Και στις δύο περιπτώσεις η βασική ιδέα είναι ίδια, απλά διαφέρει η υλοποίησή της ανάλογα με τις ιδιότητες του χώρου στον οποίο μεταβάλλεται το σήμα και του φασματικού χώρου στον οποίο εκφράζεται ο μετασχηματισμός.

5.2.1 Ο μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier

Για συνεχή συνάρτηση $x(t)$ μιας μεταβλητής t , ο μετασχηματισμός Fourier ($X(\omega)$) ορίζεται από το εξής ολοκλήρωμα (Yilmaz, 1987):

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \exp(-i\omega t) dt \quad (5.1)$$

όπου ω είναι η γωνιακή συχνότητα, που συνδέεται με τη συχνότητα (f : temporal frequency) σύμφωνα με την σχέση $\omega = 2\pi f$.

Ο μετασχηματισμός Fourier είναι ανατρέψιμος, έτσι αν δίνεται η σχέση $X(\omega)$ τότε η αντίστοιχη συνάρτηση στο πεδίο του χρόνου δίνεται από την σχέση:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad (5.2)$$

Γενικά, η $X(\omega)$ είναι μιγαδική συνάρτηση. Χρησιμοποιώντας τις ιδιότητες των μιγαδικών συναρτήσεων, ο μετασχηματισμός Fourier μπορεί να εκφραστεί από άλλες δύο συναρτήσεις της συχνότητας:

$$X(\omega) = A(\omega) \exp[i\Phi(\omega)] \quad (5.3)$$

όπου $A(\omega)$ είναι το φασματικό πλάτος, και $\Phi(\omega)$ η φασματική φάση. Τα μεγέθη αυτά υπολογίζονται από τις εξής σχέσεις:

$$A(\omega) = [X_r^2(\omega) + X_i^2(\omega)]^{1/2} \quad (5.4a)$$

$$\Phi(\omega) = \arctan[X_i(\omega) / X_r(\omega)] \quad (5.4\beta)$$

όπου $X_r(\omega)$ και $X_i(\omega)$ είναι το πραγματικό και το φανταστικό μέρος του μετασχηματισμού Fourier. Όταν η συνάρτηση $X(\omega)$ εκφράζεται σε σχέση με τις πραγματική και φανταστική συνιστώσες:

$$X(\omega) = X_r(\omega) + iX_i(\omega) \quad (5.5)$$

τότε, από τις εξισώσεις 5.3 και 5.5 προκύπτει:

$$X_r(\omega) = A(\omega) \cos \Phi(\omega) \quad (5.6\alpha)$$

και

$$X_i(\omega) = A(\omega) \sin \Phi(\omega) \quad (5.6\beta)$$

Για δύο πραγματικές συναρτήσεις $x(t)$ και $y(t)$, ο πίνακας 5.1 περιέχει κάποιες βασικές ιδιότητες που είναι χρήσιμες σε διάφορες εφαρμογές του μετασχηματισμού Fourier.

Πίνακας 5.1: Θεωρίες για τον μετασχηματισμό Fourier (Yilmaz, 1987)

	Πράξη	Πραγματικός χώρος	Χώρος συχνοτήτων
(1)	Πρόσθεση	$x(t) + y(t)$	$X(\omega) + Y(\omega)$
(2)	Πολλαπλασιασμός	$x(t)y(t)$	$X(\omega) * Y(\omega)$
(3)	Συνέλιξη	$x(t) * y(t)$	$X(\omega)Y(\omega)$
(4)	Αυτοσυσχέτιση	$x(t) * x(-t)$	$ X(\omega) ^2$
(5)	Παράγωγος	$dx(t) / dt$	$i\omega X(\omega)$
(6)	Θεώρημα του Parseval	$\int x(t) ^2 dt$	$\int X(\omega) ^2 d\omega$

5.2.2 Μονοδιάστατος διακριτός μετασχηματισμός Fourier

Για τον υπολογισμό του μονοδιάστατου μετασχηματισμού Fourier συνεχών συναρτήσεων χρησιμοποιήθηκαν μαθηματικές σχέσεις που περιλαμβάνουν

ολοκληρώματα. Το γεγονός αυτό προϋποθέτει μια συνεχή περιγραφή των γεωφυσικών δεδομένων. Στην πραγματικότητα, οι διαθέσιμες μετρήσεις είναι διακριτές. Σε μια τέτοια περίπτωση, τόσο το πεδίο στο πραγματικό χώρο όσο και ο μετασχηματισμός του στο πεδίο της συχνότητας είναι πεδία διακριτών τιμών. Παρακάτω διατυπώνεται ο τρόπος με τον οποίο υπολογίζεται ο διακριτός μετασχηματισμός Fourier στην περίπτωση μιας συνεχούς συνάρτησης που μετατρέπεται σε μια συνάρτηση διακριτών τιμών στο μονοδιάστατο χώρο. Σε περίπτωση περισσότερων διαστάσεων οι παρακάτω σχέσεις δεν αλλάζουν σημαντικά. Απλά οι δείκτες των θέσεων και συχνοτήτων γίνονται πολυδιάστατοι, και τα αθροίσματα επεκτείνονται σε όλους τους δείκτες.

Μια διακριτή χρονική συνάρτηση $x(t)$ ονομάζεται χρονοσειρά. Όταν ψηφιοποιείται, η συνεχής συνάρτηση $x(t)$ παίρνει την μορφή (Yilmaz, 1987):

$$x(t) = \sum_k x_k \delta(t - k\Delta t), \quad \kappa = 0, 1, 2, \dots, \quad (5.7)$$

όπου Δt είναι το διάστημα δειγματοληψίας,

$\delta(t - k\Delta t)$ είναι η συνάρτηση του Dirac και δίνεται από την σχέση

$$\delta(t) = \begin{cases} 1, & t = 0 \\ 0, & t \neq 0 \end{cases}$$

Ο αντίστοιχος διακριτός μετασχηματισμός (εξίσωση 5.1) μπορεί να γραφτεί ως άθροισμα με τον εξής τρόπο:

$$X(\omega) = \sum_k x_k \exp(-i\omega k\Delta t), \quad \kappa = 0, 1, 2, \dots, \quad (5.8)$$

5.2.2.1 Αναδίπλωση συχνοτήτων (Aliasing)

Ένα σεισμικό σήμα είναι μια συνεχής συνάρτηση του χρόνου. Κατά την ψηφιακή καταγραφή όμως, το συνεχές (αναλογικό) σεισμικό σήμα δειγματίζεται ανά σταθερή χρονική περίοδο που ονομάζεται διάστημα δειγματοληψίας (sampling interval), δημιουργώντας μια διακριτοποιημένη συνάρτηση του χρόνου που ονομάζεται χρονοσειρά.

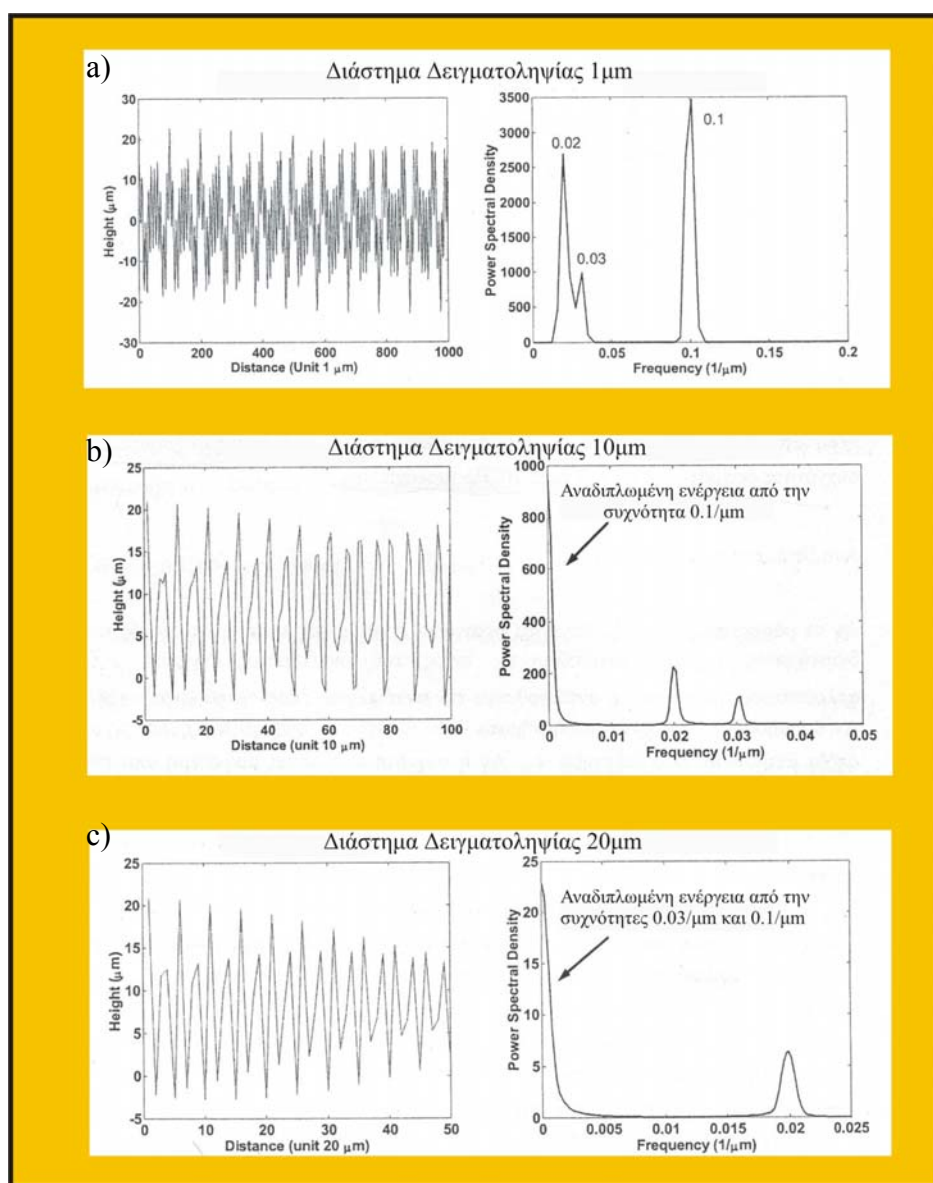
Μια χρονοσειρά (π.χ. σεισμικό ίχνος) με διάστημα δειγματοληψίας 2 ms και το αντίστοιχο φασματικό πλάτος της φαίνεται στο σχήμα 5.1. Γενικά, για διάστημα δειγματοληψίας Δt , η υψηλότερη συχνότητα που μπορεί να καταγραφεί είναι $1/(2\Delta t)$,

που είναι γνωστή και ως συχνότητα Nyquist (Nyquist frequency). Έτσι, για τη χρονοσειρά στο σχήμα 5.2.a, η συχνότητα Nyquist είναι 250Hz. Στην αρχική χρονοσειρά πραγματοποιήθηκε επαναδειγματοληψία (resampling) με διαστήματα δειγματοληψίας 4 και 8 ms (σχήμα 5.1b και c). Οι αντίστοιχες συχνότητες Nyquist είναι 125Hz και 62.5Hz, παρατηρείται πώς η αύξηση του διαστήματος δειγματοληψίας εξομαλύνει τις χρονοσειρές καθώς οι υψηλές συχνότητες χάνονται όπως φαίνεται και στα αντίστοιχα φασματικά πλάτη. Τα συστατικά της συχνότητας μεταξύ 125 και 250Hz που παρατηρούνται στην χρονική σειρά με διάστημα δειγματοληψίας 2 ms (σχήμα 5.1a), φαίνεται να απουσιάζουν όταν η δειγματοληψία γίνεται με διάστημα δειγματοληψίας 4ms (σχήμα 5.1b). Συμπερασματικά, όταν ένα συνεχές σήμα ψηφοποιείται, η μεγαλύτερη συχνότητα που μπορεί να καταγραφεί είναι η συχνότητα Nyquist.

***Σχήμα 5.1:** (a) Χρονική σειρά με διάστημα δειγματοληψίας 2ms και συχνότητα Nyquist 250Hz.. (b) Η ίδια χρονική σειρά με διάστημα δειγματοληψίας 4ms και συχνότητα Nyquist 125Hz και (c) με διάστημα δειγματοληψίας 8ms και συχνότητα Nyquist 62.5Hz.. (Yilmaz, 1987).*

Στην πραγματικότητα, η ενέργεια του σήματος στις υψηλές συχνότητες δεν χάνεται, αλλά αναδιπλώνεται εντός του διαστήματος Nyquist. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται αναδίπλωση συχνοτήτων (aliasing). Ένα παράδειγμα του φαινομένου αυτού φαίνεται στο σχήμα 5.2, όπου ένα συνθετικό σήμα αποτελείται από την μείξη τριών περιοδικών σημάτων με μήκη κύματος 10, 30, και 50 μm (ή κυματαριθμούς 0.1/ μm , 0.3/ μm και 0.02/ μm αντίστοιχα). Στο σχήμα 5.2a απεικονίζεται το σήμα με

διάστημα δειγματοληψίας $1\mu\text{m}$. Το διάστημα αυτό αντιστοιχεί σε κυματαριθμό Nyquist $f_N = 0.5/\mu\text{m}$ και επομένως να δυνατόν να ανιχνευθούν όλες οι συχνότητες του σήματος, όπως φαίνεται και από το φασματικό πλάτος. Στο σχήμα 5.2b απεικονίζεται το ίδιο σήμα και το αντίστοιχο φασματικό του πλάτος όταν το διάστημα δειγματοληψίας είναι $10\mu\text{m}$. Σε αυτήν την περίπτωση, ο κυματαριθμός Nyquist $f_N = 0.05/\mu\text{m}$ και επομένως η φασματική ισχύς που οφείλεται στο μήκος κύματος των $10\mu\text{m}$ έχει αναδιπλωθεί στην αρχή του φάσματος. Τέλος, στο σχήμα 5.4.c το διάστημα δειγματοληψίας έχει αυξηθεί στα $20\mu\text{m}$, άρα ο κυματαριθμός Nyquist $f_N = 0.025/\mu\text{m}$ και αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να αναδιπλώνονται τα μήκη κύματος $10\mu\text{m}$ και $30\mu\text{m}$.



Σχήμα 5.2: Δείγμα περιοδικού σήματος με διάστημα δειγματοληψίας (α) $1\mu\text{m}$, (b) $10\mu\text{m}$ και (c) $20\mu\text{m}$ (αριστερά) και τα αντίστοιχα φασματικά πλάτη(δεξιά). (Χριστόπουλος, 2003).

Το συμπέρασμα είναι ότι η ψηφιοποίηση του συνεχούς σήματος μπορεί να προκαλεί: (α) περιορισμό στο φασματικό περιεχόμενο του σήματος, με μέγιστη συχνότητα τη συχνότητα Nyquist. (β) “Μόλυνση” του φάσματος του σήματος από αναδιπλωμένες υψηλές συχνότητες (μεγαλύτερες της συχνότητας Nyquist), που μπορεί να υπήρχαν στο αρχικό συνεχές σήμα. Για την αποφυγή του πρώτου προβλήματος ορίζεται διάστημα δειγματοληψίας έτσι ώστε να δίνει μεγαλύτερη συχνότητα Nyquist από την μέγιστη συχνότητα προς ενδιαφέρον μελέτης, ενώ για την αποφυγή του δεύτερου προβλήματος, εφαρμόζεται ένα φίλτρο αποκοπής υψηλής συχνότητας (high-cut antialiasing filter) στο συνεχές σήμα πριν από την ψηφιοποίηση του. Τέτοιο φίλτρο απομακρύνει τις συχνότητες που θα αναδιπλωθούν κατά την διάρκεια της ψηφιοποίησης.

5.2.2.2 Ταχύς μετασχηματισμός Fourier (FFT: Fast Fourier Transform)

Ο ταχύς μετασχηματισμός Fourier είναι ένας αλγόριθμος υπολογισμού του μετασχηματισμού Fourier ο οποίος έχει υπολογιστική πολυπλοκότητα της τάξης $O(N \log^2 N)$, ενώ άλλες μέθοδοι είναι της τάξης $O(N^2)$, όπου N είναι ο αριθμός των σημείων στο δείγμα. Υπολογιστική πολυπλοκότητα $O(N^2)$ σημαίνει πως ο χρόνος που απαιτεί η μέθοδος για τον υπολογισμό διαφόρων ποσοτήτων αυξάνεται ως συνάρτηση του μεγέθους του δείγματος με ταχύτητα που δεν υπερβαίνει του τετράγωνου του μεγέθους του δείγματος. Η διαφορά ανάμεσα στο χρόνο υπολογισμού ενός αλγόριθμου της τάξης του $O(N \log_2 N)$ και ένα της τάξης του $O(N^2)$ είναι πολύ σημαντική όσο το μέγεθος του δείγματος αυξάνεται. Η βασική ιδέα για το ταχύ μετασχηματισμό Fourier είναι ότι ο μετασχηματισμός Fourier είναι δυνατόν να εκφραστεί σαν ένα άθροισμα δύο μετασχηματισμών Fourier: Ο ένας περιλαμβάνει όλα τα σημεία άρτιας τάξης του δείγματος, ενώ ο άλλος όλα τα σημεία περιττής τάξης. Αυτή η διαδικασία εφαρμόζεται επαναληπτικά για $\log_2 N$. Η διαδικασία υπολογισμού είναι απλούστερη όταν το μήκος του δείγματος είναι ίσο με μία δύναμη του 2. Αν αυτό δεν συμβαίνει συνίσταται να προστίθενται στο δείγμα όσο μηδενικά χρειάζονται ώστε ο αριθμός στοιχείων του δείγματος να γίνει ίσος με την επόμενη δύναμη του 2 (Χριστόπουλος, 2003).

5.2.3 Ο δυσδιάστατος μετασχηματισμός Fourier

Σε προηγούμενη παράγραφο (5.2.1) περιγράφηκε ο τρόπος με τον οποίο εφαρμόζεται ο μετασχηματισμός Fourier σε συναρτήσεις μιας μεταβλητής, π.χ.,

συνάρτηση χρόνου, η οποία μετατρέπεται σε συνάρτηση συχνότητας, (ο αριθμός κύκλων ανά μονάδα χρόνου). Η συχνότητα είναι το ζεύγος Fourier (Fourier dual) για την μεταβλητή του χρόνου. Ωστόσο, οι καταγραφές σεισμικών κυμάτων δεν αποτελούν συνάρτηση μόνο του χρόνου, αλλά επίσης είναι συνάρτηση της χωρικής μεταβλητής (απόσταση πηγής γεωφώνων ή θέση κοινού ενδιάμεσου σημείου). Το ζεύγος Fourier για την χωρική μεταβλητή ορίζεται ως ο κυματαριθμός (Wavenumber), που είναι ο αριθμός των κύκλων ανά τη μονάδα της απόστασης, ή

Ακριβώς όπως και στην περίπτωση της συχνότητας μιας δοσμένης ημιτονοειδούς συνάρτησης, η οποία υπολογίζεται μετρώντας τις κορυφές αυτής της συνάρτησης σε μια μονάδα χρόνου, έτσι και ο κυματαριθμός προσδιορίζεται καθορίζεται μετρώντας τον αριθμό των κορυφών ανά μονάδα οριζόντιας απόστασης. Επίσης, όπως η συχνότητα Nyquist ορίζεται $[1/2.\Delta t]$ όπου Δt είναι το διάστημα δειγματοληψίας, έτσι η αντίστοιχος κυματαριθμός Nyquist του κυματαριθμού ορίζεται $[1/2.\Delta x]$ όπου Δx είναι η απόσταση μεταξύ των σεισμικών ιχνών.

Ο δισδιάστατος μετασχηματισμός Fourier σήματος $P(x,t)$ δίνεται από την σχέση (Yilmaz, 1987):

$$P(k_x, \omega) = \iint P(x, t) \exp(ik_x x - i\omega t) dx dt \quad (5.9)$$

Η συνάρτηση $P(x, t)$ μπορεί να ανακτηθεί από την $P(k_x, \omega)$ χρησιμοποιώντας τον αντίστροφο μετασχηματισμό Fourier:

$$P(x, t) = \iint P(k_x, \omega) \exp(-ik_x x + i\omega t) dk_x d\omega \quad (5.10)$$

Ο αριθμητικός υπολογισμός του δισδιάστατου μετασχηματισμού Fourier περιλαμβάνει δύο μονοδιάστατους μετασχηματισμούς Fourier όπως φαίνεται στο σχήμα 5.3. Έτσι, το διπλό ολοκλήρωμα που δίνεται στην εξίσωση (5.9) χωρίζεται σε δύο, όπου στο πρώτο εφαρμόζεται μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier στη μεταβλητή t , σύμφωνα με την σχέση:

$$P(x, \omega) = \int P(x, t) \exp(-i\omega t) dt \quad (5.11)$$

και ακολούθως εφαρμόζεται εκ νέου μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier της ενδιάμεσης ποσότητας $P(x, \omega)$, αυτή την φορά στη μεταβλητή x , σύμφωνα με την σχέση:

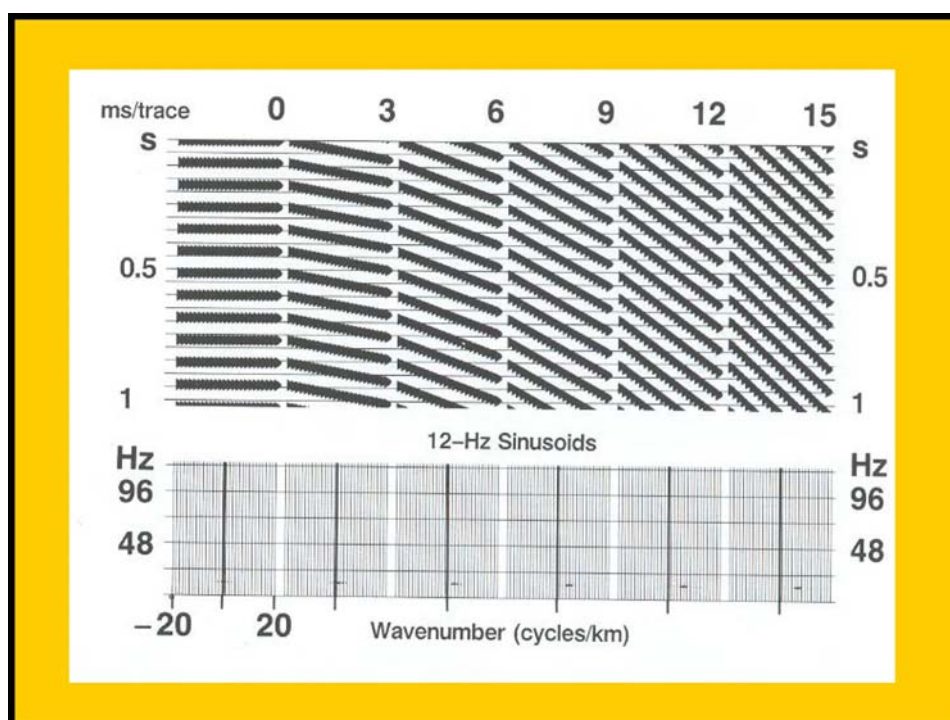
$$P(k_x, \omega) = \int P(x, \omega) \exp(ik_x x) dx \quad (5.12)$$

Σχήμα 5.3: Ο υπολογισμός του δισδιάστατου μετασχηματισμού Fourier (Yilmaz, 1987.)

Στο σχήμα 5.4a φαίνονται έξι συνθετικές σεισμικές καταγραφές μηδενικής απόστασης πηγής γεωφώνων. Κάθε καταγραφή αποτελείται από 24 ίχνη, τα οποία ισαπέχουν μεταξύ τους 25m. Όλες οι καταγραφές αποτελούνται από γεγονότα συχνότητας 12 Hz, αλλά με κλίσεις που διαφέρουν από 0 μέχρι 15 ms/ίχνος (άρα και διαφορετικές ταχύτητες από 0-1666,7m/s). Όλες οι καταγραφές έχουν μετασχηματιστεί από το πεδίο χρόνου – απόστασης (t-x) στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού (f-k), το οποίο απεικονίζεται ακριβώς στο κάτω μέρος της κάθε καταγραφής (σχήμα 5.4b). Η καταγραφή με την μηδενική κλίση απεικονίζεται ως ένα μοναδικό σημείο στον άξονα της συχνότητας στα 12 Hz. Μηδενική κλίση αντιστοιχεί σε μηδενικό κυματαριθμό. Το πλάτος της κάθε αιχμής στο χώρο f-k αντιστοιχεί στο

πλάτος της ημιτονοειδούς καταγραφής στο χώρο t-x. Συνεπώς, το πεδίο f-k στην πραγματικότητα απεικονίζει το δισδιάστατο φασματικό πλάτος του σήματος.

Στο σχήμα 5.4 παρατηρείται επίσης πώς η κάθε καταγραφή στο χώρο του t-x μετασχηματίζεται σε ένα μοναδικό σημείο στο χώρο του f-k. Η κάθε καταγραφή αντιστοιχείται με μια μοναδική συχνότητα και ένα μοναδικό κυματαριθμό. Τέτοιους είδους καταγραφές, μπορούν να θεωρηθούν ως απεικόνιση ενός επίπεδου κύματος που διαδίδεται υπό συγκεκριμένη γωνία σε σχέση με το κατακόρυφο, και μεταφέρει ένα μονοχρωματικό σήμα. Το μέτωπο κύματος ορίζεται ως μια γραμμή σταθερής φάσης, ενώ η διεύθυνση της διάδοσης είναι κάθετη στο μέτωπο κύματος. Επειδή μια σεισμική καταγραφή αποτελείται από επαλληλία πολλών τέτοιων γεγονότων διαφόρων συχνοτήτων, κάθε καταγραφή μπορεί να θεωρηθεί αντίστοιχη με την σύνθεση πολλών επίπεδων κυμάτων. Από αυτήν την άποψη, η φυσική σημασία του δισδιάστατου μετασχηματισμού Fourier είναι σημαντική, καθώς αποτελεί έναν τρόπο για την ανάλυση μιας καταγραφής στα επίπεδα κύματα που το αποτελούν (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 5.4: (α) Έξι καταγραφές που η κάθε μία περιέχει αρμονικές συχνότητας 12 Hz με διαφορετικές κλίσεις (dips) που κυμαίνονται από 0 έως 15 ms/ίχνο. Η απόσταση μεταξύ των ιχνών είναι 25m. (β) Τα αντίστοιχα φασματικά πλάτη των καταγραφών. Οι μικρές σκούρες αιχμές απεικονίζουν τις καταγραφές στο χώρο f-k. Οι κάθετες γραμμές είναι οι άξονες της συχνότητας (Yilmaz, 1987).

5.3 Απόσβεση πολλαπλών στο πεδίο συχνότητας - κυματαριθμού

Η βασική ιδέα στην χρήση του πεδίου συχνότητας – κυματαριθμού για την απόσβεση πολλαπλών είναι η εξής: οι κύριες και οι πολλαπλές ανακλάσεις μπορούν να χωριστούν σε δύο διαφορετικά τεταρτημόρια στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού. Αυτό επιτυγχάνεται με τη εφαρμογή της κανονικής χρονικής διόρθωσης (NMO) χρησιμοποιώντας μια ταχύτητα μεταξύ των ταχυτήτων των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων (Yilmaz, 1987). Έτσι, οι πολλαπλές απομακρύνονται μηδενίζοντας το τεταρτημόριο που αντιστοιχεί στην ενέργεια των πολλαπλών στο πεδίο f-k.

Η προτεινόμενη τεχνική εφαρμόστηκε σε συνθετικά δεδομένα, το σχήμα 5.5a δείχνει μια συνθετική καταγραφή (πάνω) και το φασματικό πλάτος της (κάτω). Το αποτέλεσμα της εφαρμογής της διόρθωσης NMO φαίνεται στο σχήμα 5.5b. Οι πολλαπλές ανακλάσεις δεν έχουν διορθωθεί αρκετά σε αντίθεση με τις κύριες ανακλάσεις όπου η διόρθωση είναι μεγαλύτερη από την ενδεδειγμένη. Στο πεδίο f-k, οι πολλαπλές (M) και οι κύριες (P) ανακλάσεις χωρίζονται σε δύο διαφορετικά τεταρτημόρια. Εξαίρεση για αυτό τον διαχωρισμό αποτελεί η ενέργεια που αντιστοιχεί σε γεώφωνα που βρίσκονται κοντά στη πηγή. Η ενέργεια αυτή βρίσκεται κοντά στον άξονα της συχνότητας στο χώρο f-k, οπότε δεν είναι δυνατόν να διαχωριστούν οι πολλαπλές από τις κύριες ανακλάσεις στα γεώφωνα που είναι κοντά στην πηγή. Οι πολλαπλές στα υπόλοιπα γεώφωνα είναι δυνατόν να αποσβεστούν μηδενίζοντας την ενέργεια του τεταρτημορίου που αντιστοιχεί στις πολλαπλές ανακλάσεις στο πεδίο f-k (σχήμα 5.5c). Στην συνέχεια εφαρμόζεται μια διόρθωση η οποία αναιρεί την διόρθωση NMO, χρησιμοποιώντας την ίδια ενδιάμεση ταχύτητα (σχήμα 5.5d).

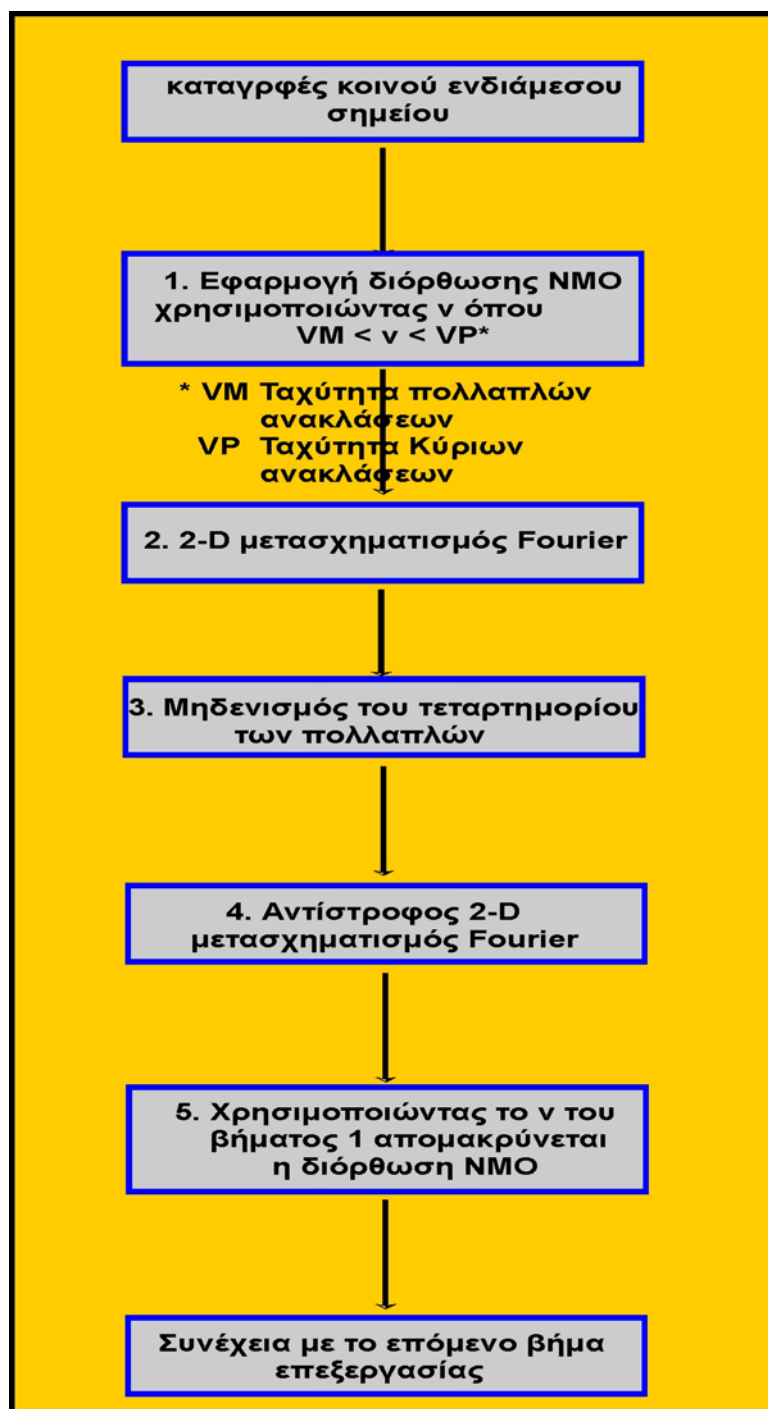
Ένας σημαντικός παράγοντας που θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη είναι η αναδιπλωμένη ενέργεια (A) των πολλαπλών, η οποία βρίσκεται στο τεταρτημόριο των κύριων ανακλάσεων. Για αυτό το λόγο, εκτός από τον μηδενισμό του τεταρτημορίου των πολλαπλών, μπορεί να εφαρμοστεί και ένα φίλτρο αποκοπής μέσα στο τεταρτημορίου των κύριων ανακλάσεων για την απομάκρυνση και της αναδιπλωμένης ενέργειας των πολλαπλών (σχήμα 5.6).

Η διαδικασία με την οποία πραγματοποιείται η απόσβεση των πολλαπλών περιγράφεται συνοπτικά από το διάγραμμα ροής στο σχήμα 5.7. Στην πράξη, υπάρχουν διαφορετικές προσεγγίσεις όσον αφορά στην ταχύτητα που χρησιμοποιείται για την διόρθωση (NMO). Αντί της προαναφερθείσας τεχνικής

εναλλακτικά εφαρμόζεται η διόρθωση NMO χρησιμοποιώντας την ταχύτητα των πολλαπλών, και στην συνέχεια μηδενίζεται τόσο η ενέργεια κατά μήκος του άξονα της συχνότητας όσο και του τεταρτημορίου των πολλαπλών στο πεδίο f-k. Επίσης, εφαρμόζεται η διόρθωση NMO χρησιμοποιώντας την ταχύτητα των κύριων ανακλάσεων, και να δεν αποκόπτεται μια στενή ζώνη (pass zone) γύρω από τον άξονα της συχνότητας.

Σχήμα 5.5: Καταγραφή κοινού ενδιάμεσου σημείου πριν (a) και μετά (b) από τη διόρθωση NMO χρησιμοποιώντας ταχύτητα μεταξύ της ταχύτητα των πολλαπλών και των κύριων, (c) Το αποτέλεσμα της απομάκρυνσης της ενέργειας στο τεταρτημορίου των πολλαπλών. (d) Η καταγραφή στο c μετά από την απομάκρυνση της διόρθωσης NMO. Στο κάτω μέρος είναι τα αντίστοιχες καταγραφές στο χώρο f-k. (Yilmaz, 1987).

Σχήμα 5.6: (a) Το ίδιο με το σχήμα 5-5c, με την διαφορά ότι εκτός από τον μηδενισμό του αριστερού τεταρτημορίου, μηδενίζεται και ένα μέρος του δεξιού τεταρτημορίου (R) στο πεδίο $f-k$ για την απόσβεση της αναδιπλωμένης ενέργειας των πολλαπλών. (b) μετά από τη απομάκρυνση της διόρθωσης NMO χρησιμοποιώντας ταχύτητα μεταξύ της ταχύτητας των πολλαπλών και αυτής των κύριων ανακλάσεων. (c) το αποτέλεσμα της εφαρμογής της διόρθωσης NMO στο (b) χρησιμοποιώντας την ταχύτητα της κύριας ανάκλασης. (d) Τομή υπέρθεσης όπου φαίνονται καθαρά οι κύριες ανακλάσεις. Στο κάτω μέρος είναι τα αντίστοιχες καταγραφές στο χώρο $f-k$. (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 5.7: Διάγραμμα ροής για απόσβεση των πολλαπλών με την χρήση φίλτρων στο πεδίου $f-k$. VM είναι η ταχύτητα των πολλαπλών ανακλάσεων ενώ VP είναι των κύριων ανακλάσεων, (Yilmaz, 1987).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΦΙΛΤΡΟ ΣΤΟ ΠΕΔΙΟ ΧΡΟΝΟΥ ΚΑΘΥΣΤΕΡΗΣΗΣ - ΒΡΑΔΥΤΗΤΑΣ (τ - p FILTER)

6.1 Εισαγωγή

Η τεχνική που περιγράφηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο για τον διαχωρισμό των κύριων ανακλάσεων από τον συναφή θόρυβο και τις πολλαπλές ανακλάσεις, βασίζεται στο μετασχηματισμό των γεωφυσικών δεδομένων από το πεδίο t - x στο πεδίο συχνότητας κυματάριθμου (f - k), καθώς σε αυτό το πεδίο οι πολλαπλές ανακλάσεις διαχωρίζονται πιο εύκολα από τις κύριες. Υπάρχει όμως και άλλο πεδίο όπου τέτοιος διαχωρισμός είναι εφικτός, και αυτό είναι γνωστό ως το πεδίο τ - p (χρόνος καθυστέρησης – βραδύτητας).

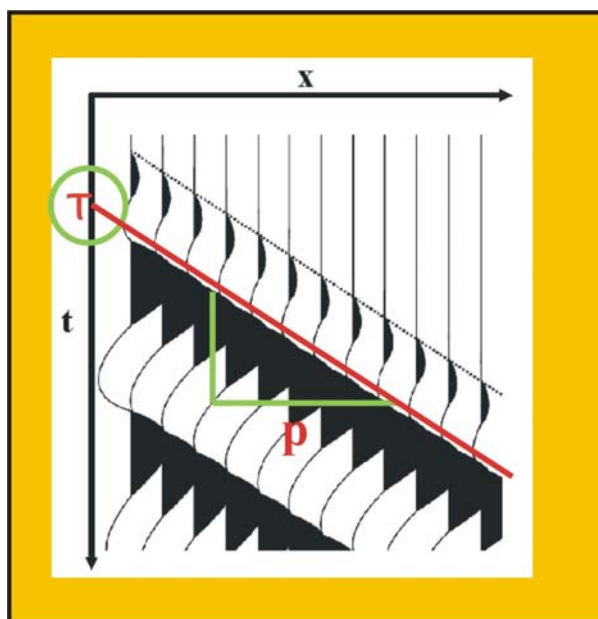
Έχει αποδειχθεί ότι στο πεδίο του χρόνου καθυστέρησης (intercept-time) και βραδύτητας (slowness) ο διαχωρισμός των κύριων ανακλάσεων από το συναφή θόρυβο είναι αρκετά εύκολος (Russel, 1990). Ο χρόνος καθυστέρησης είναι η προβολή της καμπύλης ταχύτητας στον άξονα του χρόνου (όπου η απόσταση πηγής γεωφώνου είναι μηδέν) (σχήμα 6.1), ενώ η βραδύτητα ισούται με το αντίστροφο της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων. Στον γραμμικό μετασχηματισμό τ - p , κάθε τιμή της βραδύτητας υποδηλώνει γραμμή συγκεκριμένης κλίσης (ταχύτητας) στο πεδίο t - x . Η ενέργεια κατά μήκος της γραμμής αθροίζεται, και το σημείο τομής της με τον άξονα του χρόνου ($x = 0$) δίνει το χρόνο καθυστέρησης. Με αυτό το τρόπο κάθε γραμμικό στοιχείο στο πεδίο t - x μετασχηματίζεται σε μοναδικό σημείο στο πεδίο τ - p , ενώ οι υπερβολικού τύπου καμπύλες χρόνου της διαδρομής των ανακλάσεων μετασχηματίζονται σε ελλείψεις κατά την εφαρμογή του γραμμικού μετασχηματισμού τ - p (Van Der Kruk, 2002).

Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί ο μετασχηματισμός τ - p , ο οποίος αποτελεί έναν μετασχηματισμό Radon, και ονομάζεται επίσης Slant stack. Επίσης, θα περιγραφεί και ο τρόπος με τον οποίο ο μετασχηματισμός αυτός εφαρμόζεται στα σεισμικά ή GPR δεδομένα για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων.

6.2 Γραμμικός μετασχηματισμός τ - p

Για την κατανόηση του γραμμικού μετασχηματισμού τ - p , οι καμπύλες του χρόνου διαδρομής των κυμάτων σεισμικής καταγραφής στο πεδίο t - x , θεωρούνται ως ευθείες γραμμές με διαφορετικές κλίσεις. Στο σχήμα 6.2 φαίνονται τρεις καμπύλες

διαδρομής στο πεδίο t - x με διαφορετικές ταχύτητες (κλίσεις). Η μεσαία ευθεία γραμμή (b) είναι οριζόντια (μηδενικής κλίσης), η πάνω ευθεία (c) με διεύθυνση από δεξιά προς αριστερά, ενώ η κάτω ευθεία (a) με διεύθυνση από αριστερά προς δεξιά. Η προβολή των ευθειών αυτών πάνω σε επίπεδο κάθετο στο t - x (σχήμα 6.2 κέντρο (screen)) είναι σημείο στην περίπτωση της μεσαίας ευθείας (b), ενώ στην περίπτωση των άλλων δύο ευθειών αυτές απεικονίζονται με γραμμή μήκους ίσου με την αρχική κλίση τους στο πεδίο t - x .



Σχήμα 6.1: Χρόνος καθυστέρηση (τ) και βραδύτητα (p).

Το αποτέλεσμα της προβολής που περιγράφηκε προηγουμένως ονομάζεται αθροίσματα προβολής (projected sums)(Russel, 1990). Είναι σημαντικό να παρατηρήσει κανείς και τα πλάτη των αθροισμάτων προβολής. Τα πλάτη της καταγραφής για την οριζόντια ευθεία (μηδενικής κλίσης) αυξάνονται, σε αντίθεση με τα πλάτη των άλλων δύο καταγραφών (σχήμα 6.2, δεξιά).

Αν οι παραπάνω καταγραφές (ταχύτητες), πριν από το προβολή τους στο κάθετο επίπεδο, στραφούν προς τα πάνω γύρω από σημείο, με τέτοιο τρόπο ώστε η ευθεία γραμμή (a) να γίνει οριζόντια (σχήμα 6.3), τότε η προβολή της θα είναι επίσης ένα σημείο. Αντίθετα, αν η στροφή πραγματοποιηθεί αντίρροπα (σχήμα 6.4) έτσι ώστε η c να γίνει οριζόντια (μηδενικής κλίσης), τότε αυτή θα προβάλλεται ως ένα σημείο.

Ο μετασχηματισμός τ - p δεν είναι τίποτα άλλο παρά μια σειρά από στροφές των δεδομένων και προβολή τους στο κάθετο επίπεδο. Στο σχήμα 6.5 φαίνεται ο μετασχηματισμός τ - p για τις τρεις ευθείες των προηγούμενων παραδειγμάτων, όπου η

τιμή του p καθορίζει τη γωνία στροφής κάθε φορά. Γενικά, ο μετασχηματισμός τ - p μπορεί να περιγραφεί από την εξής εξίσωση (Russel, 1990):

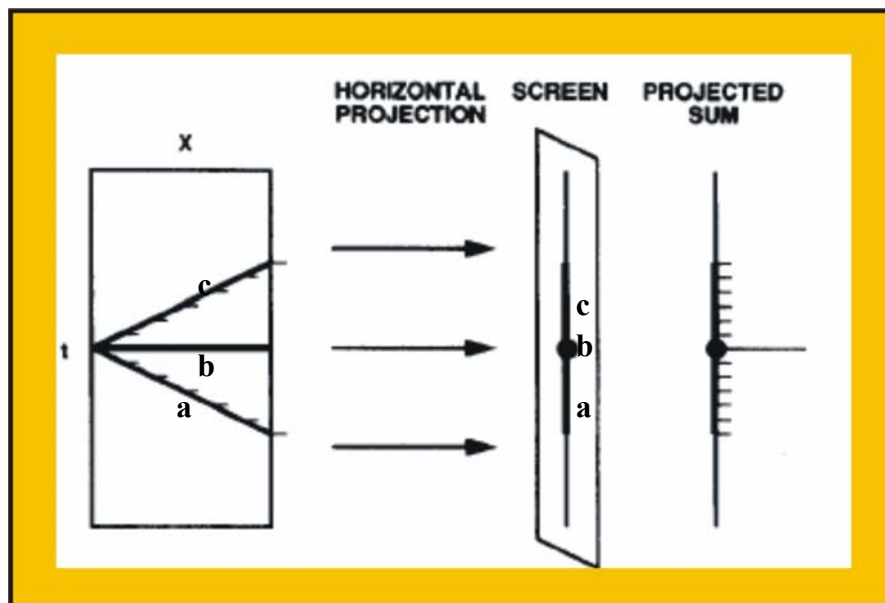
$$t = \tau + px \quad (6.1)$$

όπου: x ; απόσταση πηγής γεωφώνου

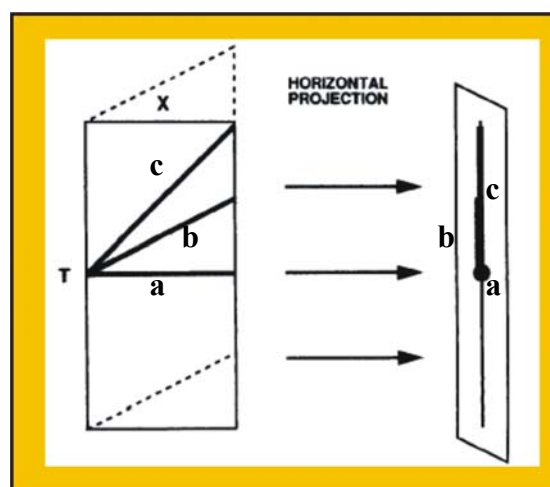
τ : ο χρόνος σε μηδενική απόσταση πηγής-γεωφώνου

t : ο χρόνος σε απόσταση x πηγής-γεωφώνου

p : ο όρος της χρονικής απόκλισης (moveout term) .

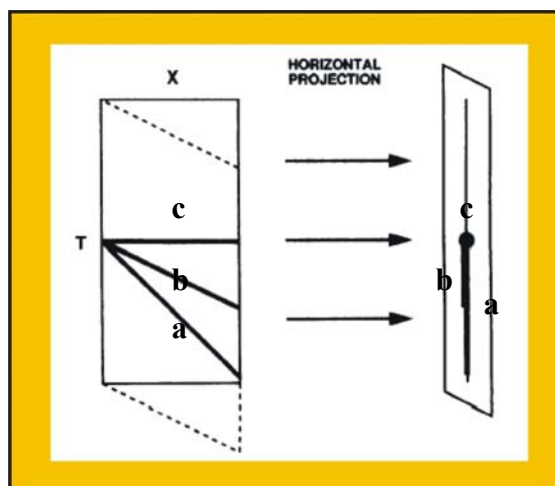


Σχήμα 6.2: Η τεχνική του αθροίσματος προβολής, μια οριζόντια ευθεία γραμμή προβάλλεται ως ένα σημείο, (Russel, 1990).

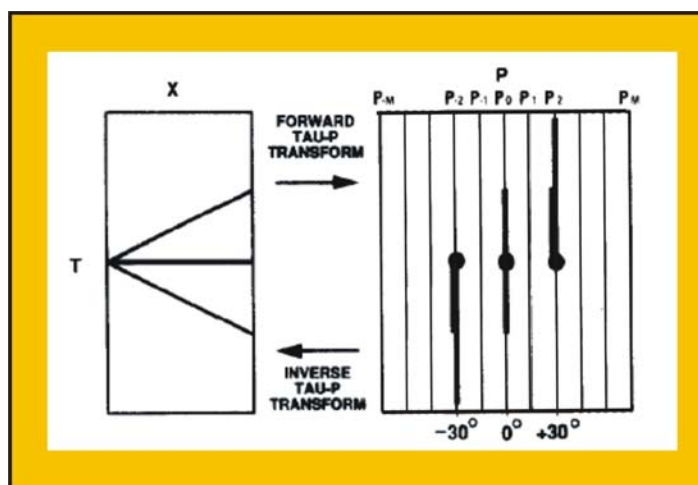


Σχήμα 6.3: Στροφή προς τα πάνω πριν από την οριζόντια προβολή, (Russel, 1990).

Η εξίσωση 6.1 εξηγεί ότι ένα γραμμικό σεισμικό γεγονός με μια κλίση p (msec/ίχνος) και με χρόνο καθυστέρησης τ (σημείο τομής του γεγονότος με τον άξονα του χρόνου) θα μετασχηματιστεί σε ένα σημείο σε χρόνο t μετά από διόρθωση p αφού εφαρμοστεί ο μετασχηματισμός τ - p (σχήμα 6.4). Στον αντίστροφο μετασχηματισμό τ - p , σημεία μετασχηματίζονται σε ευθείες γραμμές.



Σχήμα 6.4: Στροφή προς τα κάτω πριν από την οριζόντια προβολή, (Russel, 1990).



Σχήμα 6.5: Μετασχηματισμός τ - p πάνω στα τρία γεγονότα των προηγούμενων παραδειγμάτων, (Russel, 1990).

6.3 Μη γραμμικός μετασχηματισμός τ - p

Στις καταγραφές σεισμικών δεδομένων, οι καμπύλες του χρόνου διαδρομής των σεισμικών κυμάτων δεν είναι πάντα ευθείες γραμμές στο πεδίο t - x . Οι δύο πιο συνηθισμένες μορφές των καμπύλων των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων είναι οι

παραβολές (parabola) και οι υπερβολές (hyperbola). Οι αντίστοιχες εξισώσεις του μετασχηματισμού για αυτές τις μορφές είναι (Russel, 1990):

$$t = \tau + px^2 \quad (6.2)$$

και

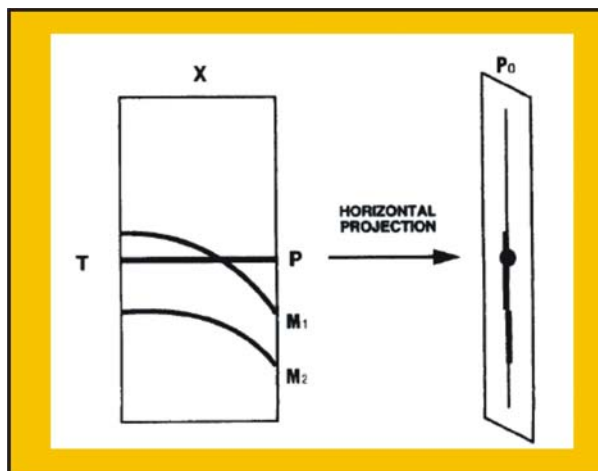
$$t = (\tau^2 + p^2 x^2)^{1/2} \quad (6.3)$$

Τα σύμβολα είναι τα ίδια με αυτά της εξίσωσης 6.1, με τη διαφορά ότι ο όρος της χρονικής απόκλισης p μπορεί να θεωρηθεί για γραμμικά και παραβολικά ως βραδύτητα (ή το αντίστροφο της ταχύτητας (sec/m)) στις εξισώσεις (6.1 και 6.3), ενώ στην περίπτωση της 6.2 για γεγονότα με μορφή υπερβολών η διόρθωση p μπορεί να θεωρηθεί ως βραδύτητα διαιρούμενη με την απόσταση (sec/m²)

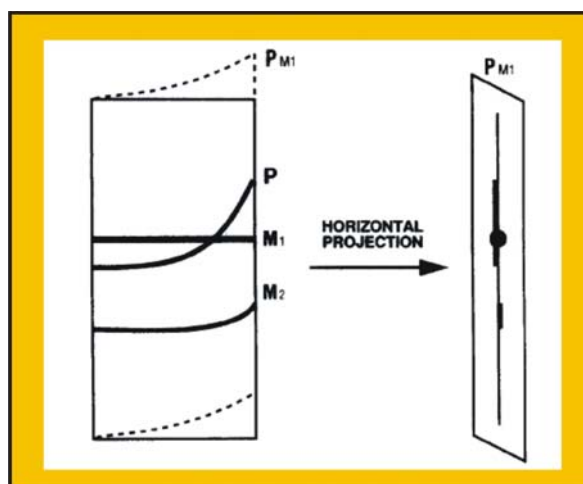
Κάθε είδος μετασχηματισμού τ-p που αντιπροσωπεύεται από τις τρεις προηγούμενες εξισώσεις (6.1) (6.2) και (6.3) έχει κάποια πλεονεκτήματα και κάποια μειονεκτήματά. Για παράδειγμα, ο γραμμικός μετασχηματισμός είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί για σεισμικά γεγονότος με γραμμική χρονική απόκλιση (π.χ. μετά από την εφαρμογή κανονικής διόρθωσης χρονικής απόκλισης NMO), ενώ δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για καμπύλες χρόνου διαδρομής με μορφή υπερβολή. Ο ιδανικός μετασχηματισμός στην σεισμική ανάκλαση, θα ήταν η υπερβολή. Αλλά δυστυχώς, η εισαγωγή του τελεστή της τετραγωνικής ρίζας τον καθιστά αρκετά δύσκολο. Ο παραβολικός μετασχηματισμός είναι ο ιδανικότερος καθώς απεικονίζει την καμπυλότητα των χρονικών αποκλίσεων και δεν απαιτείται η χρήση της τετραγωνικής ρίζας (Russel, 1990).

Στο σχήμα 6.6 φαίνονται οι καμπύλες των χρόνων διαδρομής από καταγραφή κοινού ενδιάμεσου σημείου (Common Depth Points – CDPs) μετά από διόρθωση NMO. Η Καμπύλη P αντιστοιχεί σε μια διορθωμένη κύρια ανάκλαση, ενώ οι M_1 και M_2 αντιστοιχούν σε πολλαπλές ανακλάσεις που δεν έχουν διορθωθεί ικανοποιητικά (η ταχύτητα που χρησιμοποιήθηκε για την διόρθωση NMO είναι μικρότερη από την ταχύτητα των πολλαπλών ανακλάσεων με αποτέλεσμα η καμπύλη των χρόνων διαδρομής να διατηρήσει την συγκεκριμένη μορφή (υπερβολή)). Η προβολή των καμπύλων σε κάθετο επίπεδο φαίνεται στο δεξί μέρος του σχήματος 6.6. Σε αυτήν την περίπτωση η κύρια ανάκλαση προβάλλεται σε σημείο. Στο σχήμα 6.7 απεικονίζεται η ίδια τομή μετά από στροφή. Το αποτέλεσμα είναι η πολλαπλή ανάκλαση M_1 να προβάλλεται ως ένα σημείο στο κάθετο επίπεδο, ενώ στο σχήμα 6.8

απεικονίζεται η ίδια τομή με αντίρροπη στροφή, όπου η πολλαπλή ανάκλαση M_2 προβάλλεται ως ένα σημείο.



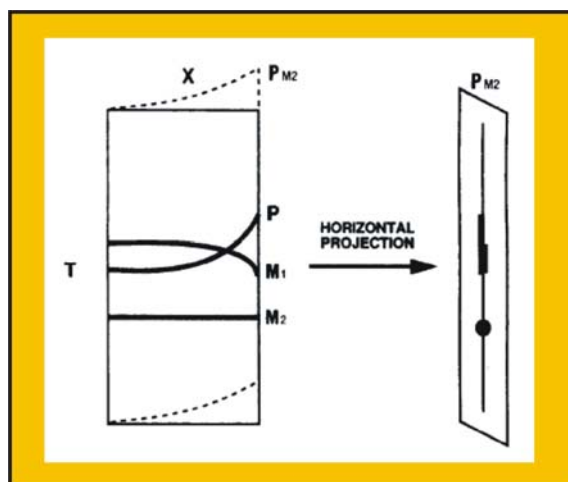
Σχήμα 6.6: Προβολή της σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιαμέσου σημείου (αριστερά) πάνω σε κάθετο επίπεδο (δεξιά), όπου P είναι η κύρια ανάκλαση, ενώ M_1 και M_2 είναι πολλαπλές ανακλάσεις, (Russel, 1990).



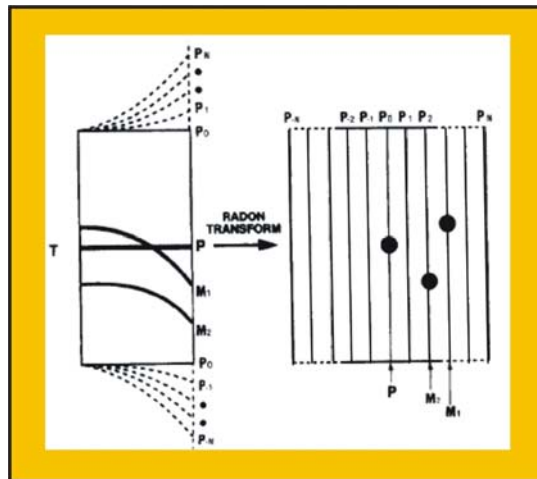
Σχήμα 6.7: Προβολή σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιαμέσου σημείου (αριστερά), μετά από την στροφή τους, πάνω σε κάθετο επίπεδο (δεξιά), όπου P είναι η κύρια ανάκλαση, ενώ M_1 και M_2 είναι πολλαπλές ανακλάσεις, (Russel, 1990).

Η διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω αντιστοιχεί ουσιαστικά στον τρόπο με τον οποίο πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός τ - p . Στο σχήμα 6.9 τα τρία γεγονότα της σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιαμέσου σημείου, απεικονίζονται ως τρία διαφορετικά σημεία μετά από την εφαρμογή του γραμμικού μετασχηματισμού τ - p . Η χρησιμότητα του μετασχηματισμού τ - p για την απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων φαίνεται στο σχήμα 6.9. Είναι φανερό ότι είναι δυνατή η εφαρμογή

φίλτρου στα δεδομένα στο πεδίο τ - p για την απομάκρυνση (μηδενισμό) μεμονωμένων σημείων. Ακολούθως, μετά από την εφαρμογή του αντίστροφου μετασχηματισμού τ - p , οι καμπύλες του συναφούς θορύβου (π.χ. πολλαπλές) στο πεδίο t - x έχουν απομακρυνθεί.

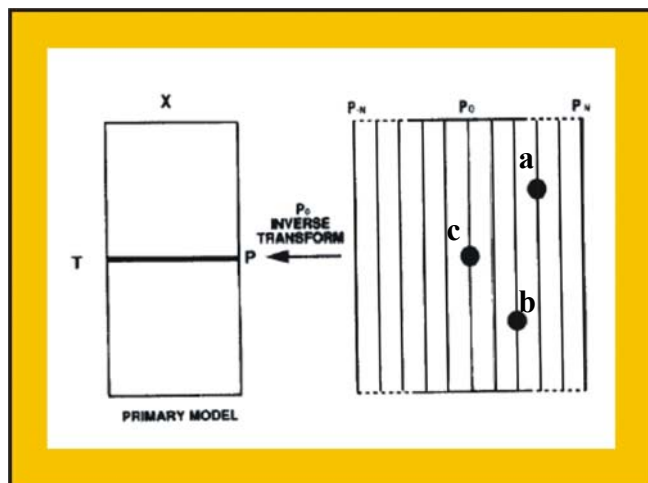


Σχήμα 6.8: Προβολή σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιάμεσου σημείου (αριστερά), μετά από την στροφή τους, πάνω σε κάθετο επίπεδο(δεξιά), όπου P είναι κύρια ανάκλαση, ενώ M_1 και M_2 είναι πολλαπλές ανακλάσεις, (Russel, 1990).



Σχήμα 6.8: Διακριτός Μετασχηματισμός τ - p πάνω στην σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιάμεσου σημείου (αριστερά), όπου P είναι η κύρια ανάκλαση, ενώ M_1 και M_2 είναι πολλαπλές ανακλάσεις, (Russel, 1990)

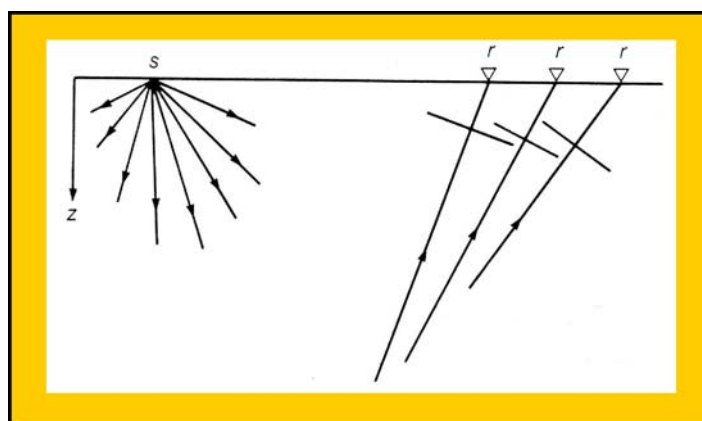
Στο σχήμα 6.10 εφαρμόζεται φίλτρο όπου απομακρύνονται σημεία a και b στο πεδίο τ - p που αντιστοιχούν στις πολλαπλές ανακλάσεις M_1 , M_2 . Στο αριστερό μέρος του σχήματος φαίνεται το αποτέλεσμα μετά από την εφαρμογή του αντίστροφου μετασχηματισμού τ - p , όπου στο πεδίο t - x έχει παραμείνει μόνο η κύρια ανάκλαση P .



Σχήμα 6.10: Αντίστροφος μετασχηματισμός τ - p πάνω στην τομή σεισμικής καταγραφής κοινού ενδιάμεσου σημείου του προηγούμενου παραδείγματος, μετά από την απομάκρυνση των σημείων a και b που αντιστοιχούν στις ανακλάσεις, M_1 και M_2 , (Russel, 1990).

6.4 Φυσική σημασία του μετασχηματισμού τ - p

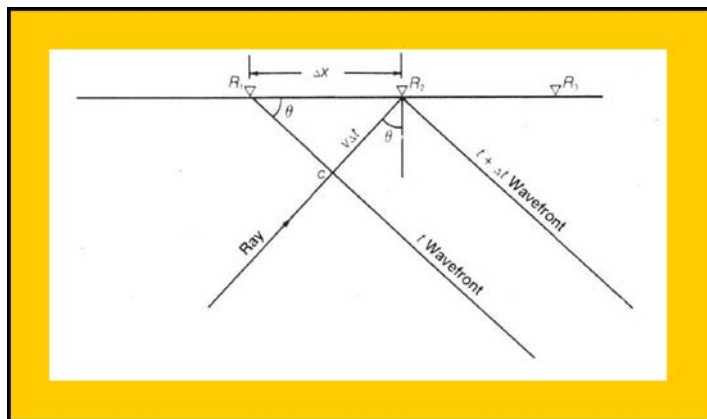
Κάθε ίχνος στο πεδίο τ - p παριστάνει ένα επίπεδο κύμα που διαδίδεται σε συγκεκριμένη διεύθυνση. Στην πραγματικότητα, όταν ενεργοποιείται η σεισμική πηγή, το κύμα διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις (σχήμα 6.11). Η ανακλώμενη ενέργεια φτάνει στους δέκτες (γεωφώνων) με διαφορετικές γωνίες καθότι η απόστασή τους από την πηγή διαφέρει (σχήμα 6.11). Όσο αυξάνεται η απόσταση πηγής-δέκτη, τόσο μεγαλύτερη είναι η γωνία ανάκλασης του ανακλώμενου κύματος.



Σχήμα 6.11: Σεισμική πηγή που δημιουργεί κύματα τα οποία διαδίδονται σε όλες τις κατευθύνσεις (αριστερά). Τα κύματα που διαδίδονται με διαφορετικές γωνίες καταγράφονται σε διαφορετικές θέσεις γεωφώνων(δεξιά) (Yilmaz, 1987).

Η χρονική καθυστέρηση επίπεδου κύματος (plane wave) που διαδίδεται στη διεύθυνση που σχηματίζει γωνία θ με την κατακόρυφο (σχήμα 6.12) δίνεται από την εξίσωση (Yilmaz, 1987):

$$\Delta t = ((\sin\theta)/v)\Delta x \quad (6.4)$$



Σχήμα 6.12: Ο υπολογισμός του χρόνου καθυστέρησης της καταγραφής ενός επίπεδου κύματος σε δύο διαφορετικά γεώφωνα (Yilmaz, 1987).

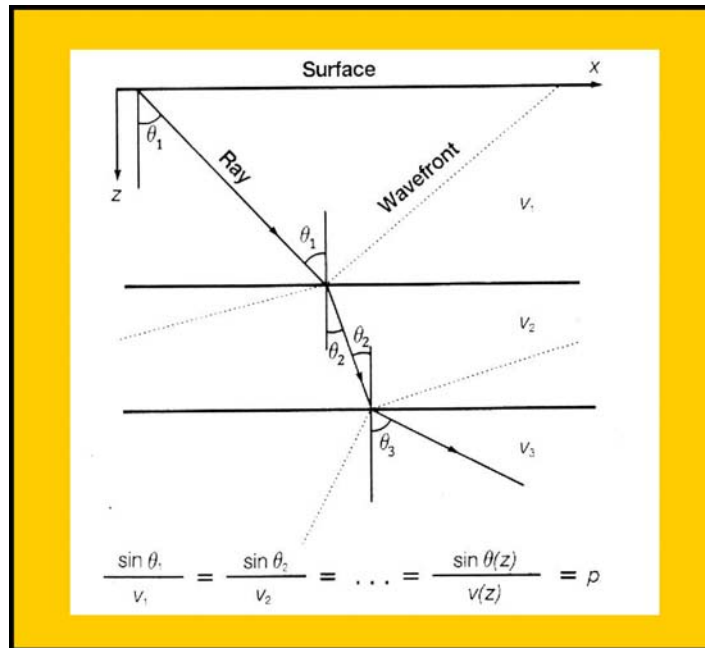
Σύμφωνα με το νόμο του Snell, η ποσότητα $(\sin\theta)/v$ είναι σταθερή κατά μήκος της ακτίνας σε πολυστρωματικό μέσο (σχήμα 6.13). Η σταθερή αυτή ποσότητα ονομάζεται η παράμετρος της ακτίνας p (βραδύτητα), και έτσι η (6.4) είναι δυνατό να γραφτεί ως εξής:

$$\Delta t = p\Delta x \quad (6.5)$$

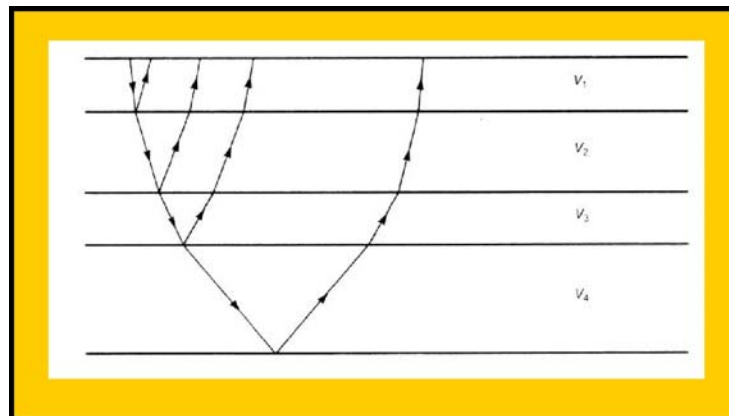
Η γωνία θ του επίπεδου κύματος ελέγχεται προσαρμόζοντας την τιμή της p . Όταν η τιμή της παράμετρος p είναι μηδέν, το επίπεδο κύμα διαδίδεται κατακόρυφα. Στο σχήμα 6.14 παρουσιάζονται μερικές διαδρομές σεισμικής ακτίνας για συγκεκριμένη τιμή της παραμέτρου p σε πολυστρωματικό μέσο. Παρατηρείται πώς ένα επίπεδο κύμα (συγκεκριμένη τιμή του p), καταγράφεται σε διαφορετικά γεώφωνα. Ωστόσο, τα γεώφωνα σε διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή, καταγράφουν πλάτη από περισσότερα του ενός επίπεδα κύματα, τα οποία αντιστοιχούν σε διαφορετικές τιμές του p .

Για τον μετασχηματισμό των σεισμικών καταγραφών από το χώρο (t, x) στο χώρο (τ, p) , τα πλάτη των σεισμικών ιχνών θα πρέπει να αθροίζονται κατά μήκος διαδρομών με διαφορετικές κλίσεις (p). Όλες οι κεκλιμένες διαδρομές που έχουν την

ίδια κλίση αντιστοιχούν σε μια συγκεκριμένη τιμή της σεισμικής παράμετρου, η οποία ορίζεται από την εξίσωση 6.5 (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 6.13: Η διαδρομή σεισμικής ακτίνας για συγκεκριμένη τιμή του p σε πολυστρωματικό μέσο (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 6.14: Μερικές διαδρομές ανακλώμενων σεισμικών ακτινών για τιμή του p , η προβολή τους στο πεδίο (τ, p) αντιστοιχεί σε ένα σημείο (Yilmaz, 1987).

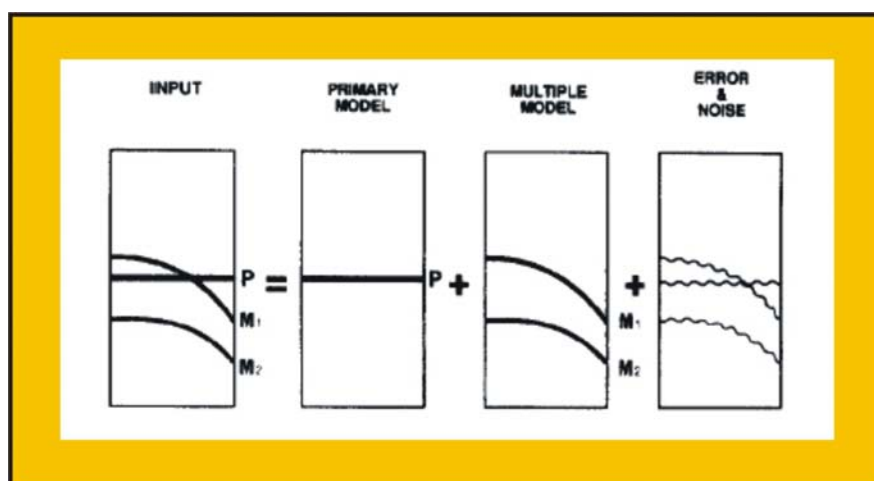
6.5 Απόσβεση πολλαπλών στο πεδίο τ-p

Ο μετασχηματισμός τ-p επιτρέπει την ανάλυση των σεισμικών καταγραφών σε τρεις διαφορετικές συνιστώσες: 1) των κύριων ανακλάσεων, 2) των πολλαπλών ανακλάσεων και 3) των σφαλμάτων και του θορύβου (σχήμα 6.15). Έτσι, η απόσβεση

των πολλαπλών ανακλάσεων αλλά και του τυχαίου θορύβου επιτυγχάνεται εύκολα στο πεδίο τ-p.

Μερικές από τα πλεονεκτήματα της χρήσης του μετασχηματισμού τ-p για την απόσβεση των πολλαπλών είναι (Russel, 1990):

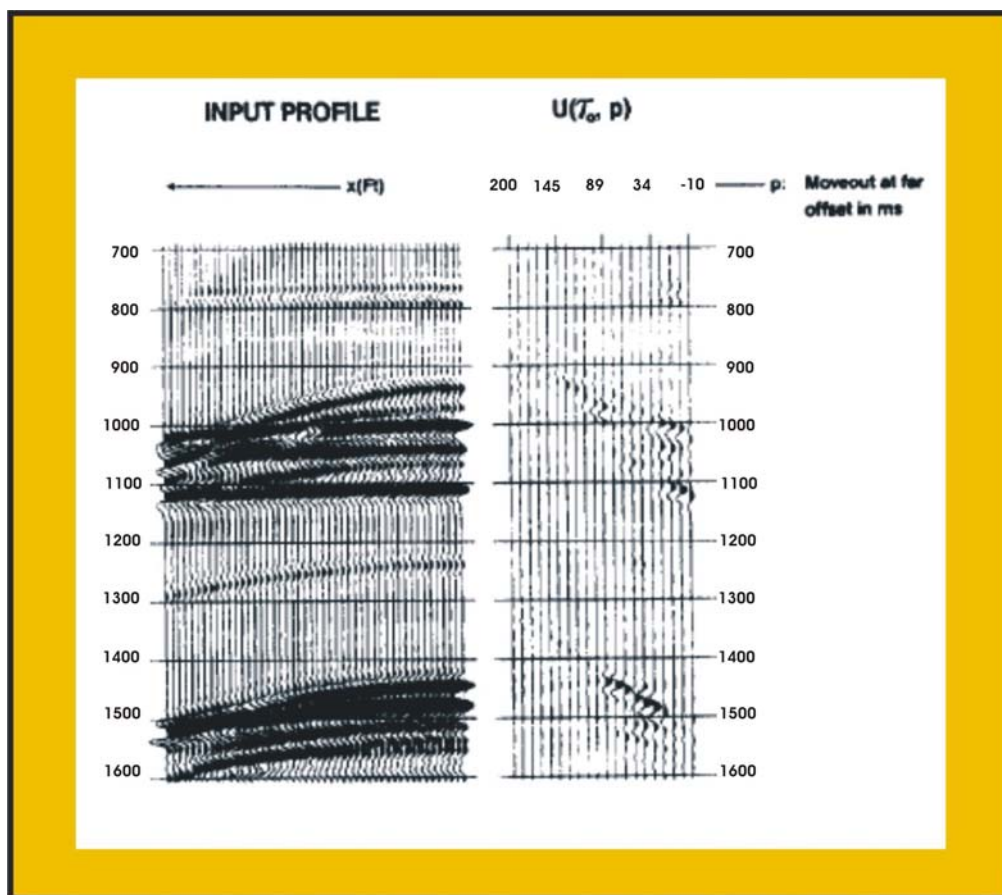
- Η απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων και τυχαίου θορύβου επιτυγχάνεται εξίσου σε όλα τα ίχνη ανεξαρτήτως της απόστασης πηγής γεωφώνου.
- Δεν απαιτεί λεπτομερή γνώση του μηχανισμού δημιουργίας των πολλαπλών ανακλάσεων.
- Δεν απαιτεί λεπτομερή γνώση των ταχυτήτων των κύριων και πολλαπλών ανακλάσεων.
- Πραγματοποιεί απόσβεση μεγάλου φάσματος των πολλαπλών ανακλάσεων με διαφορετικές ταχύτητες.



Σχήμα 6.15: Ανάλυση των σεισμικών καταγραφών σε τρεις συνιστώσες: 1) των κύριων ανακλάσεων, 2) πολλαπλών ανακλάσεων και 3) σφάλματος και θορύβου (προκύπτει από την αφαίρεση των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων από τις αρχικές καταγραφές), χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό τ-p, (Russel, 1990).

Το σχήμα 6.16 αναπαριστά μια συνθετική σεισμική καταγραφή μετά από την εφαρμογή της χρονικής διόρθωσης κανονικής απόκλισης (NMO)(αριστερά). Φαίνεται η ανάμειξη της ενέργειας των κύριων και πολλαπλών ανακλάσεων. Στο δεξί μέρος του σχήματος φαίνεται το αποτέλεσμα εφαρμογής του παραβολικού μετασχηματισμού τ-p (εξίσωση 6.2). Η κάθε παραβολή αναπαριστάται από τον χρόνο στο πρώτο γεώφωνο που απέχει απόσταση 0 m από την πηγή (zero offset

time), και την χρονική απόκλιση ή η διαφορά χρόνου μεταξύ του πρώτου γεωφώνου και του μακρινού.

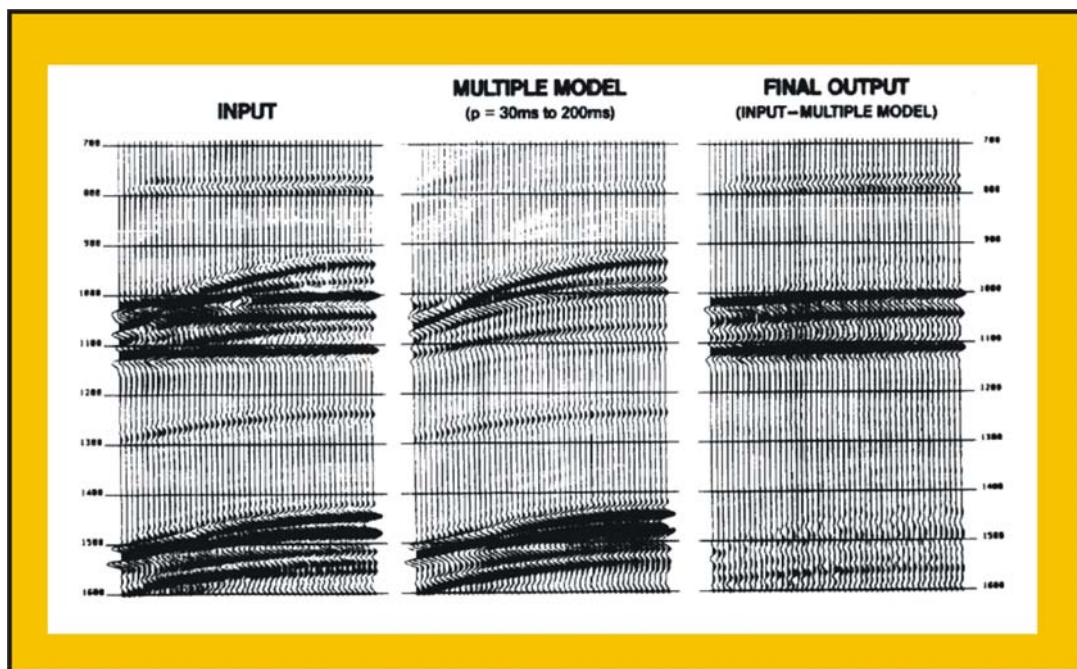


Σχήμα 6.16: Διάγραμμα μιας συνθετικής σεισμικής τομής μετά από την εφαρμογή διόρθωσης NMO (αριστερά) και ο μετασχηματισμός της στο πεδίο τ - p , (Russel, 1990).

Σε αυτή την περίπτωση (σχήμα 6.16) υπάρχουν 20 τιμές του p , που αντιστοιχούν σε ένα φάσμα χρονικής απόκλισης από -10ms μέχρι $+200\text{ms}$. Επειδή το μοντέλο έχει υποστεί διόρθωση NMO, η ενέργεια από τις κύριες ανακλάσεις αναμένεται σε χρονική απόκλιση 0 ms , ενώ οι πολλαπλές ανακλάσεις αναμένονται σε μεγαλύτερες χρονικές αποκλίσεις. Αυτό δείχνει και το σχήμα 6.16 (δεξιά), όπου η ενέργεια των κύριων ανακλάσεων φαίνεται στα 780ms και στα 1110ms , ενώ έντονη εμφάνιση πολλαπλών ανακλάσεων εντοπίζεται στα 920ms , 980ms , 1080ms , και κάτω από τα 1200ms .

Για την απόσβεση των πολλαπλών, παράγεται συνθετική καταγραφή με τις πολλαπλές ανακλάσεις μόνο (ή μόνο τις κύριες ανακλάσεις). Αυτό επιτυγχάνεται μηδενίζοντας τα πλάτη που αντιστοιχούν στις κύριες ανακλάσεις (ή στις πολλαπλές

ανακλάσεις) στο πεδίο τ -p και εφαρμόζοντας αντίστροφο μετασχηματισμό τ -p στην συνέχεια. Για παράδειγμα, μηδενίζοντας τα πλάτη που έχουν χρονική απόκλιση p μικρότερη των 30ms (σχήμα 6.17b), οι κύριες ανακλάσεις σε χρόνους 780ms, 1000ms, και 1110ms έχουν απομακρυνθεί ενώ οι πολλαπλές ανακλάσεις έχουν απομονωθεί. Αφαιρώντας τη καταγραφή αυτή από την αρχική προκύπτει η καταγραφή του σχήματος (6-17c).



Σχήμα 6.17: (a) συνθετική σεισμική καταγραφή, (b) πολλαπλές ανακλάσεις που βρίσκονται μετασχηματίζοντας τις χρονικές ανακλάσεις μεταξύ 30 και 200ms, (c) τελικό αποτέλεσμα που αποτελείται από το αρχική καταγραφή μείον τη καταγραφή των πολλαπλών ανακλάσεων, (Russel, 1990).

Τα αποτελέσματα του σχήματος 6.17 δείχνουν ότι αυτή η μέθοδος είναι πολύ αποτελεσματική για την απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων. Είναι χαρακτηριστικό ότι η απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων έχει πραγματοποιηθεί με την ίδια επιτυχία σε όλα τα ίχνη (ακόμα και αυτά που είναι πολύ κοντά στην πηγή), σε αντίθεση με την περίπτωση της απόσβεσης πολλαπλών στο πεδίο f -k (κεφάλαιο 5.3) όπου τα κοντινά ίχνη δείχνουν να έχουν προβλήματα (Yilmaz, 1987, Russel 1990). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι χρησιμοποιείται ο παραβολικός μετασχηματισμός τ -p που προσεγγίζει σχεδόν ιδανικά τα σεισμικά γεγονότα ανάκλασης, που οι καμπύλες χρόνου διαδρομής τους παρουσιάζουν παραβολικά σχήματα, ενώ στην περίπτωση του μετασχηματισμού f -k βασίζεται σε μοντέλο επίπεδου κύματος και είναι ιδανικό μόνο για τα γραμμικά γεγονότα (Russel, 1990).

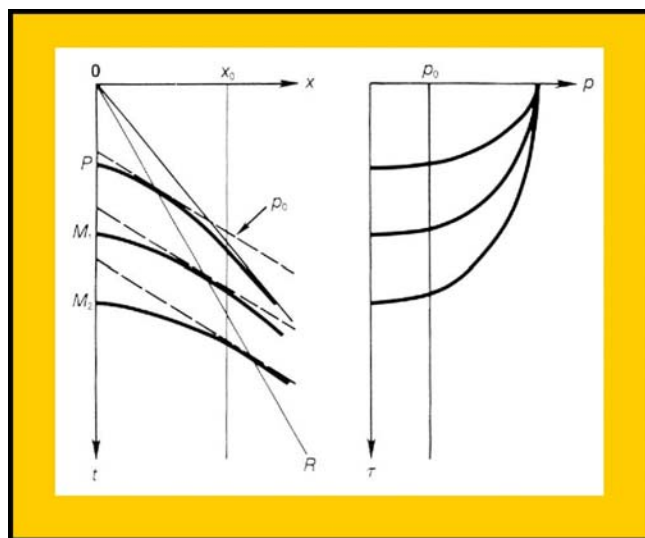
Ένα άλλο χαρακτηριστικό της μεθόδου αυτής, είναι ότι ενώ οι κύριες ανακλάσεις θα πρέπει να έχουν υποστεί διόρθωση NMO, δεν είναι απαραίτητο αυτή η διόρθωση να είναι απολύτως σωστή. Για παράδειγμα, το γεγονός στα 100ms (σχήμα 6.17) δεν είναι απολύτως διορθωμένο (δεν είναι εντελώς ευθεία γραμμή), παρόλα αυτά όμως η αποτελεσματικότητα του φίλτρο τ -p δεν δείχνει να υποβαθμίζεται από αυτό το σφάλμα και η κύρια ανάκλαση δεν εμφανίζεται στην ζώνη των πολλαπλών ανακλάσεων.

Ο Yilmaz (1987) προτείνει έναν άλλο τρόπο απόσβεσης πολλαπλών χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό τ -p, βασιζόμενος στην περιοδικότητα των πολλαπλών ανακλάσεων. Τα δεδομένα μεταφέρονται στο πεδίο τ -p, όπου εφαρμόζεται αποσυνέλιξη πρόβλεψης (κεφάλαιο 4.7) για την απομάκρυνση των πολλαπλών. Η εφαρμογή της αποσυνέλιξη πρόβλεψης για καταγραφές μηδενικής απόστασης πηγής πρώτου γεωφώνου περιγράφηκε στο κεφάλαιο 4. στην περίπτωση όπου η απόσταση πηγής πρώτου γεωφώνου δεν είναι όμως μηδενική, οι πολλαπλές ανακλάσεις δεν παραμένουν περιοδικές στο πεδίο του χρόνου, σε αντίθεση με το πεδίο τ -p όπου παρουσιάζουν μια περιοδικότητα.

Στο σχήμα 6.18 παρουσιάζονται οι καμπύλες χρόνου διαδρομής για την κύρια ανάκλαση P και τις πολλαπλές της M_1 , M_2 , ενώ δεξιά απεικονίζονται οι ίδιες μετά από το μετασχηματισμό στο πεδίο τ -p. Η χρονική διαφορά μεταξύ των αφίξεων των πολλαπλών παραμένει ίδια μόνο στην περίπτωση όπου η απόσταση πηγής γεωφώνου είναι μηδενική ($x=0$). Αυτή η διαφορά είναι ίδια όμως κατά μήκος μιας διεύθυνσης OR. Ένα ίχνος μπορεί να κατασκευαστεί από δείγματα κατά μήκος της ακτινικής διεύθυνσης OR. Αυτό το ίχνος, κατά μήκος του οποίου η γωνία διάδοσης είναι σταθερή, ονομάζεται ακτινικό ίχνος. Ενώ, στην περίπτωση όπου το μέσο περιέχει πολλά στρώματα, η ακτίνα δεν ακολουθεί ευθεία διαδρομή καθώς η γωνία διάδοσης αλλάζει στα όρια των διαφόρων στρωμάτων (σχήμα 6.13), και ονομάζεται ίχνος Snell (Yilmaz, 1987).

Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης εφαρμόζεται κατά μήκος ενός ακτινικού ίχνους στο πεδίο τ -p για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων. Παρατηρείται όμως ότι η χρονική διαφορά μεταξύ πολλαπλών ανακλάσεων είναι διαφορετική από ένα ακτινικό ίχνος σε άλλο. Αυτή η χρονική διαφορά είναι ίδια όμως κατά μήκος μιας τιμής του p (στο πεδίο τ -p). Για αυτό, ένας τελεστής αποσυνέλιξη πρόβλεψης μπορεί να σχεδιαστεί από την αυτοσυσχέτιση (κεφάλαιο 4.7) του κάθε ίχνος p (π.χ. p_0 , σχήμα 6.18) και να εφαρμοστεί για την απομάκρυνση των πολλαπλών. Στο σχήμα 6.19,

απεικονίζεται μια σεισμική καταγραφή (a) και η αυτοσυσχετισή της όπου περιέχονται μια κύρια ανάκλαση και οι πολλαπλές της (b). Παρατηρείται πως η περιοδικότητα των πολλαπλών δεν είναι φανερή στο διάγραμμα συσχέτισης και για αυτό η αποσυνέλιξη πρόβλεψης δεν αναμένεται να δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα αν εφαρμοστεί σε αυτή την καταγραφή.

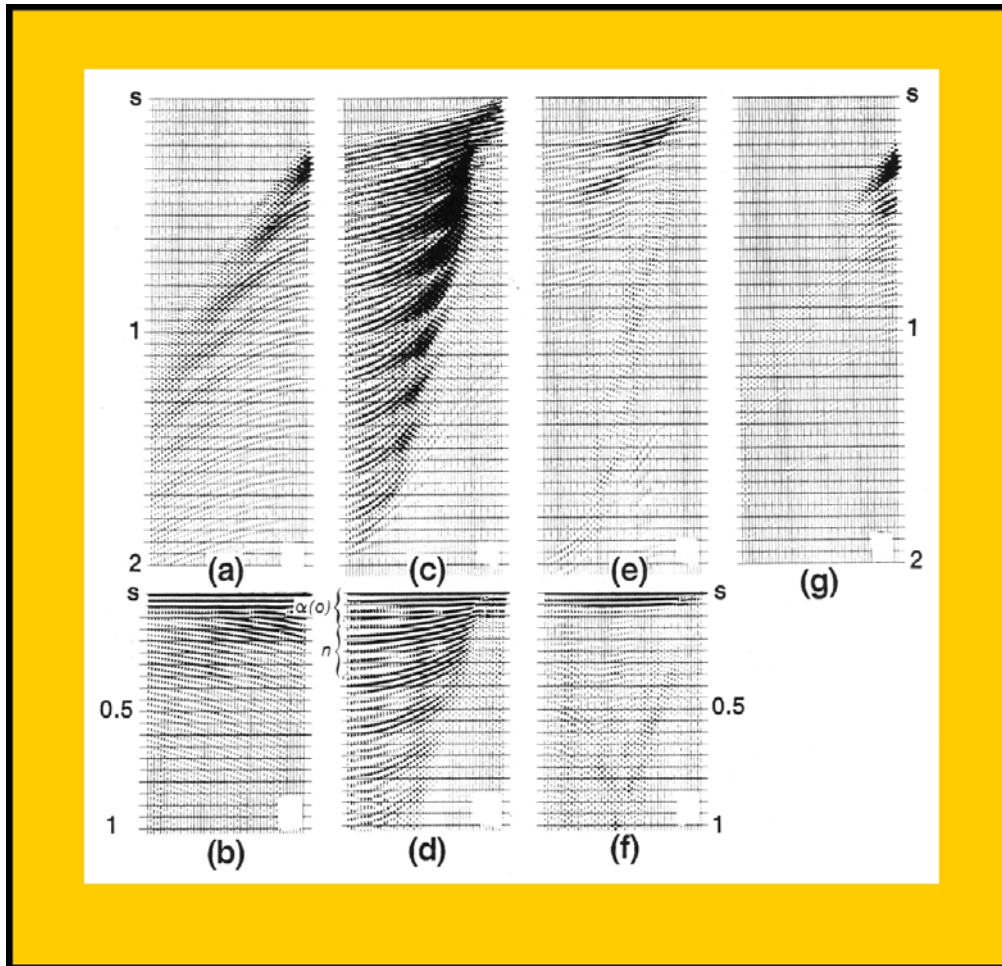


Σχήμα 6.18: Η περιοδικότητα των πολλαπλών ανακλάσεων κατά μήκος ενός ακτινικού ίχνους OR και τα αντίστοιχα ίχνη στο χώρο τ - p , (Yilmaz, 1987).

Η σεισμική καταγραφή μετασχηματίζεται στο πεδίο τ - p (σχήμα 6.19c), όπου εφαρμόζεται ένα φίλτρο αποσυνέλιξης πρόβλεψης (6.19e). Ακολούθως εφαρμόζεται στα δεδομένα αντίστροφος μετασχηματισμός τ - p για την επαναφορά τους στο πεδίο t - x (σχήμα 6.19g), μετά από την εφαρμογή του φίλτρου αποσυνέλιξης πρόβλεψης. Σε αντίθεση με το διάγραμμα της αυτοσυσχετίσης της σεισμικής καταγραφής στο πεδίο t - x (σχήμα 6.19b), το διάγραμμα αυτοσυσχετίσης των δεδομένων στο πεδίο τ - p δείχνει την περιοδικότητα των πολλαπλών. Αυτή η περιοδικότητα όμως, αλλάζει για διάφορες τιμές του p . Το διάγραμμα αυτοσυσχετίσης μετά από την εφαρμογή του φίλτρου αποσυνέλιξης (σχήμα 6.19f) δείχνει ότι η ενέργεια σε χρόνους μικρότερους από το χρόνο πρόβλεψης (κεφάλαιο 4.7), διατηρείται, ενώ η ενέργεια των πολλαπλών απομακρύνεται.

Ο χρόνος πρόβλεψης και το μήκος του φίλτρου, καθορίζονται από το διάγραμμα της αυτοσυσχετίσης των δεδομένων στο πεδίο τ - p . Αυτές οι παράμετροι καθορίζονται για το ίχνος που αντιστοιχεί στην μικρότερη τιμή του p , όπως φαίνεται στο σχήμα

6.18d. το μήκος του φίλτρου διατηρείται σταθερό, ενώ ο χρόνος καθυστέρησης καθορίζεται ανάλογα με τη τιμή του p .



Σχήμα 6.19: Απόσβεση πολλαπλών στο πεδίο τ - p . (α) Σεισμική καταγραφή, (β) η αυτοσυσχετισή της, (γ) ο μετασχηματισμός της στο πεδίο τ - p , (δ) η αυτοσυσχετισή της c , (ε) εφαρμογή της αποσυνέλιξης πρόβλεψης στο c με μήκος φίλτρου $240ms$ και χρόνο καθυστέρησης (για $p=0$) $=120ms$, (φ) η αυτοσυσχετισή της e , (γ) μεταφορά των δεδομένων της e στο πεδίο t - x , (Yilmaz, 1987).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ KARHUNEN - LOEVE

7.1 Εισαγωγή

Οι πολλαπλές ανακλάσεις αποτελούν μια από τις πιο δύσκολες μορφές του συναφή θορύβου στη επεξεργασία σεισμικών ή GPR δεδομένων. Στα προηγούμενα κεφάλαια περιγράφηκαν κάποια φίλτρα για την απόσβεση τους, αλλά κανένα από αυτά δεν μπορεί να απομακρύνει όλες τις πολλαπλές ανακλάσεις κάτω από όλες τις συνθήκες. Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφεται μια εναλλακτική μέθοδος για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων, η οποία βασίζεται στον μετασχηματισμό Karhunen-Loeve.

Ο μετασχηματισμός Karhunen-Loeve (K-L) είναι πολύ γνωστός στην επεξεργασία εικόνας, αναλύει μια εικόνα στις βασικές συνιστώσες της (principle components), που είναι ταξινομημένες με βάση τη χωρική συσχέτιση (spatial correlation). Ο μετασχηματισμός K-L έχει πολλές εφαρμογές στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων (Jiao, 1999; Κοκκίνου, 2002), κατά τον οποίο πραγματοποιείται ανασυγκρότηση των σεισμικών δεδομένων από ένα σύνολο των βασικών συστατικών τους. Οι χωρικά ασυσχέτιστες συνιστώσες αγνοούνται αφήνοντας μια καθαρή και συσχετισμένη εικόνα.

Για την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων, χρησιμοποιείται ο μετασχηματισμός K-L που έχει την ιδιότητα να ομαδοποιεί την ενέργεια. Η βασική ιδέα είναι να χωριστεί η ενέργεια που αντιστοιχεί στις πολλαπλές ανακλάσεις σε μερικά ιδιοδιανύσματα, ενώ η ασυσχέτιστη ενέργεια απομακρύνεται (muted). Έτσι, ανακατασκευάζεται το κυματικό πεδίο των πολλαπλών ανακλάσεων και αφαιρείται από τα αρχικά δεδομένα.

Στο κεφάλαιο αυτό θα περιγραφεί ο τρόπος με τον οποίο πραγματοποιείται ο μετασχηματισμός K-L, στην συνέχεια περιγράφονται δύο μέθοδοι που χρησιμοποιούν αυτόν τον μετασχηματισμό για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων.

7.2 Μετασχηματισμός Karhunen-Loeve (K-L transform)

Για ομάδα n σεισμικών ιχνών $x_i(t)$ ($i = 1, \dots, n$) ορίζονται σαν $\psi_j(t)$ οι χρονοσειρές που σχηματίζουν ορθογώνια βάση και προκύπτουν από τη σχέση (Jones 1987, Jiao 1999, Κοκκίνου 2002) :

$$\psi_j(t) = \sum_{i=1}^n a_{ij} x_i(t) \quad j=1 \dots n \quad (7.1)$$

όπου a_{ij} είναι τα στοιχεία του πίνακα μετασχηματισμού **A**. Τότε τα $x_i(t)$ εκφράζονται ως:

$$x_i(t) = \sum_{j=1}^n b_{ij} \psi_j(t) \quad i = 1 \dots n \quad (7.2)$$

ή κατά προσέγγιση ως:

$$\bar{x}_i(t) = \sum_{j=1}^m b_{ij} \psi_j(t) \quad i = 1 \dots m; \quad m < n \quad (7.3)$$

όπου το πρώτο μέρος της παραπάνω σχέσης εκφράζει τα $x_i(t)$ που προκύπτουν από τις χρονοσειρές $\psi_j(t)$, b_{ij} είναι τα στοιχεία πίνακα αντίστροφου μετασχηματισμού **B**, ενώ m είναι ο αριθμός των χρονοσειρών της βάσης. Οι 7.1 και 7.3 αποτελούν έκφραση του ευθέως και αντίστροφου μετασχηματισμού $K - L$ αντίστοιχα. Σ' αυτό το σημείο σκοπός είναι να γίνει αναδόμηση του σήματος $x_i(t)$ με δεδομένο σφάλμα χρησιμοποιώντας τον μικρότερο αριθμό χρονοσειρών της βάσης. Για συγκεκριμένο m απαιτείται οι πίνακες μετασχηματισμού **A** και **B** να είναι τέτοιοι, ώστε να ελαχιστοποιείται το μέσο τετραγωνικό σφάλμα:

$$\phi(m) = \sum_{i=1}^n \int_0^T (x_i(t) - \bar{x}_i(t))^2 dt \quad (7.4)$$

Οι πίνακες **A** και **B** εξαρτώνται από τα δεδομένα, οι γραμμές του πίνακα **A** αποτελούνται από κανονικοποιημένα ιδιοδιανύσματα του πίνακα συμμεταβλητότητας (covariance) **Γ**, ο οποίος ορίζεται ως εξής:

$$\gamma_{ij} = \int_0^T x_i(t) x_j(t) dt \quad (7.5)$$

όπου γ_{ij} είναι τα στοιχεία του πίνακα **Γ**. Ο πίνακας συμμεταβλητότητας **Γ** είναι συμμετρικός και θετικά ημιορισμένος (semidefinite) και για αυτό αναλύεται

$$\Gamma = R \Lambda R^T \quad (7.6)$$

Όπου $\Lambda = \text{diag} (\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n)$, $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots, \lambda_n$. Οι στήλες του πίνακα **R** περιέχουν τα κανονικοποιημένα ιδιοδιανύσματα r_j όπου $\Gamma r_j = \lambda_j r_j$.

Επειδή οι ιδιοτιμές του Γ είναι διαταγμένες σε φθίνουσα σειρά, Το πρώτο ιδιοδιάνυσμα που αντιστοιχεί στην πρώτη ιδιοτιμή (basis function) ονομάζεται κύρια συνιστώσα (first principle component), καθώς αυτή συμβάλλει περισσότερο από τις υπόλοιπες στην αναδόμηση της ολικής ενέργειας των αρχικών δεδομένων. Με την ίδια λογική από την δεύτερη ιδιοτιμή προκύπτει η δεύτερη κύρια συνιστώσα κτλ.

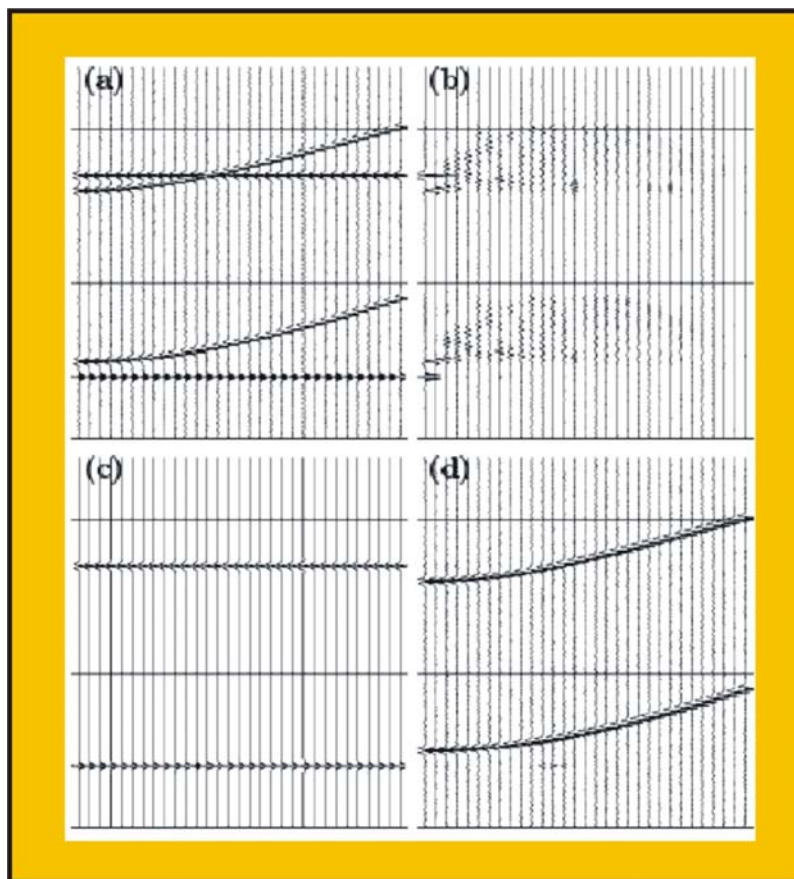
7.3 Φυσική σημασία του μετασχηματισμού Karhunen-Loeve (K-L transform)

Ο μετασχηματισμός Karhunen-Loeve παράγει ασυσχέτιστες μεταξύ τους (ορθογώνιες) κύριες συνιστώσες από τα αρχικά δεδομένα. Το μέγεθος μιας ιδιοτιμής είναι ένα μέτρο της συσχετισμένης ενέργειας που βρίσκεται στο αντίστοιχο ιδιοδιάνυσμα (Jones 1987, Jiao 1999). Η συσχέτιση εδώ αναφέρεται σε στην ύπαρξη σεισμικών ή GPR γεγονότων σε γειτονικά ίχνη. Για αυτό το λόγο, η αναδόμηση των αρχικών δεδομένων χρησιμοποιώντας τις κύριες συνιστώσες με τις σχετικά μεγάλες ιδιοτιμές αντιστοιχεί στην αναδόμηση της συσχετισμένης ενέργειας που υπάρχει στα αρχικά δεδομένα. Ενώ, η αναδόμηση των αρχικών δεδομένων από τις κύριες συνιστώσες με τις μικρότερες ιδιοτιμές, αντιστοιχεί στο λιγότερο συσχετισμένο ή ανώμαλο μέρος των αρχικών δεδομένων.

Όταν όλες οι ιδιοτιμές του Γ με εξαίρεση την λ_1 είναι μηδενικές, τότε η πρώτη κύρια συνιστώσα είναι μια ταξινομημένη εκδοχή των αρχικών δεδομένων. Στην περίπτωση όμως που τα αρχικά δεδομένα δεν συσχετίζονται μεταξύ τους (στην οριζόντια διεύθυνση), τότε ο πίνακας Γ είναι διαγώνιος και το σύνολο των δεδομένων αποτελεί και το σύνολο των κύριων συνιστωσών καθώς δεν υπάρχει όφελος από την εφαρμογή του μετασχηματισμού.

Για την εφαρμογή του μετασχηματισμού Karhunen-Loeve στη σεισμική ανάκλαση, τα σεισμικά ίχνη παριστάνεται με πίνακα, ο οποίος στη συνέχεια αναλύεται σε υποπίνακες μέσα στους οποίους περιλαμβάνεται ή αποκλείεται ο συναφής θόρυβος.

Όπως και σε άλλες μεθόδους που περιγράφηκαν για την απόσβεση πολλαπλών (κεφάλαιο 5, 6), ο μετασχηματισμός K-L προβάλλει τα σεισμικά δεδομένα (σχήμα 7.1a) σε ένα πεδίο παραμέτρων (σχήμα 7.1b) όπου οι πολλαπλές και οι κύριες ανακλάσεις διακρίνονται καλύτερα. Οι πολλαπλές ανακλάσεις φιλτράρονται στο πεδίο αυτό (σχήμα 7.1c). Οι πολλαπλές ανακλάσεις στην συνέχεια αφαιρούνται από τα αρχικά δεδομένα για την απόκτηση καταγραφής με τις κύριες ανακλάσεις μόνο (σχήμα 7.1d).



Σχήμα 7.1: Απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων χρησιμοποιώντας τον μετασχηματισμό K-L. (a) σεισμική καταγραφή μετά από διόρθωση NMO χρησιμοποιώντας την ταχύτητα των πολλαπλών. (b) Μετά από τον μετασχηματισμό K-L οι πολλαπλές είναι συγκεντρωμένες στο πρώτο ιδιοδιάνυσμα, ενώ οι κύριες ανακλάσεις σε πολλά ιδιοδιανύσματα. (c) Μετά από την απομάκρυνση των κύριων ανακλάσεων (muting), ο αντίστροφος μετασχηματισμός K-L δίνει μια εκτίμηση των πολλαπλών που αφαιρούνται από τα αρχικά δεδομένα (d), (Jiao, 1999).

7.4 Η απομόνωση των συσχετισμένων συνιστωσών

Ο διαχωρισμός της συσχετισμένης ενέργειας που βρίσκεται σε μια καταγραφή σεισμικών ή GPR δεδομένων επιτυγχάνεται με την επιλογή των κύριων συνιστωσών που έχουν τις μεγαλύτερες ιδιοτιμές στο πίνακα συμμεταβλητότητας Γ . Στην πράξη, πολλές προσπάθειες πραγματοποιούνται μέχρι να επιτευχθεί ο διαχωρισμός. Ο αριθμός των κύριων συνιστωσών καθορίζεται από το γεγονός ότι ένα συγκεκριμένο ποσό της συσχετισμένης ενέργειας που βρίσκεται στα αρχικά δεδομένα, πρέπει να βρίσκεται και στα τελικά αποτελέσματα. Αυτό εκφράζεται από την εξής συνάρτηση (Jones, 1987):

$$\varepsilon(m) = 100 \sum_{j=1}^m \lambda_j / \sum_{j=1}^n \lambda_j \quad (7.7)$$

και το m επιλέγεται αναλόγως του ποσού της συσχετισμένης ενέργειας που πρέπει να βρίσκεται στο τελικό αποτέλεσμα.

Στην περίπτωση που στη καταγραφή εμφανίζονται διαφορετικά είδη κυμάτων, ο αντίστοιχος πίνακας συμμεταβλητότητας Γ περιέχει πληροφορίες για όλα αυτά. Ωστόσο, από τον ορισμό του πίνακα συμμεταβλητότητας (7.5), τα σεισμικά γεγονότα που αντιστοιχούν σε καμπύλες χρόνου διαδρομές που είναι οριζόντιες ή σχεδόν οριζόντιες θα αναγνωριστούν ως το πιο συσχετισμένο τμήμα, με αποτέλεσμα να μπορούν να αναδομούνται πιστά χρησιμοποιώντας τις κύριες συνιστώσες με τις μεγαλύτερες ιδιοτιμές. Αντίθετα, τα άλλα σεισμικά γεγονότα αναγνωρίζονται ως λιγότερα συσχετισμένα με αποτέλεσμα η αναδόμησή τους να επιτυγχάνεται από τις κύριες συνιστώσες με τις μικρότερες ιδιοτιμές. Αυτή η αναδόμηση εκφράζεται ως εξής

$$\hat{x}_i(t) = \sum_{j=m+1}^n b_{ij} \psi_j(t), \quad i = 1 \dots n, m \leq n. \quad (7.8)$$

Στην πράξη, ο δείκτης m που χρειάζεται για το παραπάνω διαχωρισμό βρίσκεται με δοκιμή και λάθος.

7.5 Απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων

Ο Jones (1987) χρησιμοποίησε την ιδιότητα του μετασχηματισμό K-L να συγκεντρώνει την ενέργεια σε διάφορα ιδιοδιανύσματα για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων. Η βασική ιδέα είναι να απομονωθεί η ενέργεια των πολλαπλών ανακλάσεων σε μια κύρια συνιστώσα. Η αναδόμηση των αρχικών δεδομένων αγνοώντας την συγκεκριμένη συνιστώσα θα δώσει τις κύριες ανακλάσεις χωρίς πολλαπλές.

Αρχικά, αναγνωρίζεται η ταχύτητα που αντιστοιχεί στις πολλαπλές ανακλάσεις από την ανάλυση ταχυτήτων, και χρησιμοποιείται για την διόρθωση NMO. Οι καμπύλες του χρόνου διαδρομής που αντιστοιχούν στις πολλαπλές ανακλάσεις θα παρουσιαστούν ως οριζόντιες ευθείες, ενώ οι αντίστοιχες για τις κύριες θα

παρουσιάσουν μια καμπυλότητα λόγω της ταχύτητας που χρησιμοποιήθηκε στην διόρθωση NMO.

Στην συνέχεια, εφαρμόζεται ο μετασχηματισμός K-L στα διορθωμένα δεδομένα. Η καλά συσχετισμένη ενέργεια των πολλαπλών ανακλάσεων θα είναι συγκεντρωμένη στην πρώτη κύρια συνιστώσα. Έτσι, αναδομούνται τα δεδομένα χρησιμοποιώντας όλες τις κύριες συνιστώσες εκτός από την πρώτη που περιέχει την ενέργεια των πολλαπλών ανακλάσεων, και απομακρύνεται η διόρθωση NMO.

Το αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας θα είναι απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων. Σε μερικές περιπτώσεις κρίνεται αναγκαίο και η απομάκρυνση της δεύτερης κύριας συνιστώσας, ειδικά όταν η κυματομορφή των πολλαπλών ανακλάσεων έχει διαταραχθεί από κύρια γεγονότα, ή όταν δεν έχει εφαρμοστεί πολύ σωστή διόρθωση NMO.

Ο Jiao (1999) χρησιμοποίησε τον μετασχηματισμό K-L με δύο διαφορετικούς τρόπους για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων. Ο πρώτος τρόπος, το οποίο ονόμασε τοπική απόσβεση πολλαπλής ανάκλασης (Localized multiple attenuation), είναι παρόμοιος με το τρόπο που προτείνει ο Jones (1987) και σκοπεύει στην απόσβεση μιας τυπικής πολλαπλής ανάκλασης από ένα βαθύ πυθμένα της θάλασσας πριν από την υπέρθεσή τους (pre-stack data). Το κριτήριο της τοπικής συσχέτισης δίνει ευελιξία για τον διαχωρισμό μεταξύ των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων όπως θα περιγραφεί στην συνέχεια.

Ο δεύτερος τρόπος, το οποίο ο Jiao (1999) ονόμασε στοχευόμενη απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων (Targeted multiple attenuation), έχει σκοπό την απόσβεση ψευδοανακλάσεων (peg – leg multiples, κεφάλαιο 3.3.1) από σεισμικά δεδομένα πριν ή μετά από την υπέρθεση. Αυτή η μέθοδος χρησιμοποιεί την ομοιότητα μεταξύ της κύριας ανάκλασης και των πολλαπλών της.

7.5.1 Τοπική απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων (Localized multiple attenuation):

Η τοπική απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων, όπως και σε άλλες μεθόδους απόσβεσης που περιγράφηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια (κεφάλαιο 5, 6), βασίζεται στην διαφορά της κανονικής χρονικής απόκλισης (normal moveout) μεταξύ της κύριας και της πολλαπλής της ανάκλασης. Ο μετασχηματισμός K-L εφαρμόζεται σε μικρά παράθυρα με αποτέλεσμα να αποφεύγεται η χωρική αναδίπλωση, αλλά και ο διαχωρισμός των ταχυτήτων των πολλαπλών και των κύριων ανακλάσεων να είναι εφικτός ακόμα όταν η μεταξύ τους διαφορά είναι μικρή (για ίχνη κοντά στην πηγή).

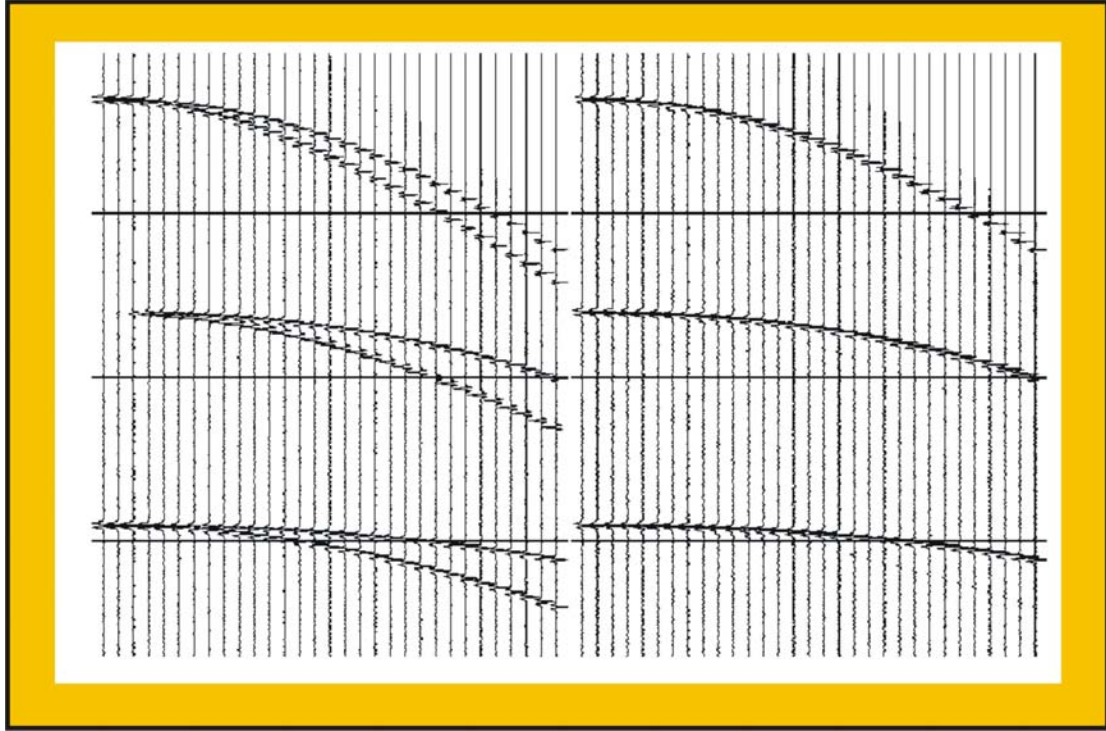
Πριν από την εφαρμογή του μετασχηματισμού K-L, εφαρμόζεται διόρθωση NMO στα σεισμικά δεδομένα χρησιμοποιώντας την ταχύτητα των πολλαπλών ανακλάσεων.

Στην συνέχεια επιλέγεται η περιοχή ενδιαφέροντος (όπου εμφανίζονται οι πολλαπλές ανακλάσεις), όπου στην περίπτωση του πυθμένα θεωρείται όλη η περιοχή κάτω από την κύρια ανάκλαση του πυθμένα. Η περιοχή ενδιαφέροντος χωρίζεται σε μερικά παράθυρα εφαρμογής, και σε κάθε ένα από αυτά εφαρμόζεται ο μετασχηματισμός K-L. Η συναφή ενέργεια των πολλαπλών θα είναι η επικρατέστερη σε ένα η μερικά ιδιοδιανύσματα. Για αυτά τα ιδιοδιανύσματα εφαρμόζεται ο αντίστροφος μετασχηματισμός K-L, και το αποτέλεσμα απεικονίζει την συναφή ενέργεια της πολλαπλής. Για την εξομάλυνση των ορίων (boundaries) μεταξύ των παραθύρων εφαρμογής υπολογίζεται ο μέσος όρος της πολλαπλής και στις δύο διαστάσεις (χρόνος και απόσταση). Η πολλαπλή που κατασκευάστηκε αφαιρείται από τα αρχικά δεδομένα, όπως και η διόρθωση NMO.

Το σχήμα 7.2 δείχνει συνθετικά δεδομένα όπου η κύρια και η πολλαπλή της ανάκλαση δεν διαχωρίζονται εύκολα στο πεδίο t-x (αριστερά). Μετά από την εφαρμογή της τοπικής απόσβεσης πολλαπλής ανάκλασης (δεξιά), όλες οι πολλαπλές ανακλάσεις έχουν απομακρυνθεί και τα πλάτη των κύριων ανακλάσεων (ειδικά το μεσαίο γεγονός) έχουν ενισχυθεί.

7.5.2 Στοχευόμενη απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων (*Targeted multiple attenuation*)

Η στοχευόμενη απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων χρησιμοποιεί την ομοιότητα μεταξύ των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων στις δύο διαστάσεις (χρόνο και απόσταση). Ο σκοπός είναι να απομακρυνθεί μια συγκεκριμένη πολλαπλή και όχι όλη η ενέργεια των πολλαπλών ανακλάσεων σε όλο το ίχνος. Το επικρατέστερα ιδιοδιανύσματα, που προσδιορίζεται από τον πίνακα συμμεταβλητότητας της στοχευόμενης πολλαπλής και της κύριας ανάκλασης, χρησιμοποιούνται για την αναδόμηση της πολλαπλής και της κύριας ανάκλασης στην περιοχή ενδιαφέροντος. Για την προστασία των υπόλοιπων κύριων ανακλάσεων σχεδιάζονται παράθυρα πάνω στην περιοχή των πολλαπλών ανακλάσεων πριν από την αναδόμηση της κύριας και της πολλαπλής ανάκλασης, επίσης σχεδιάζεται ένα φίλτρο που επιτρέπει την αφαίρεση μόνο των αναδομημένων πολλαπλών που ταιριάζουν με τις κύριες τους ανακλάσεις.



Σχήμα 7.2: Συνθετικά σεισμικά δεδομένα με κύριες και πολλαπλές ανακλάσεις στο πεδίο t - x . Πριν (αριστερά) και μετά (δεξιά) από την εφαρμογή της τοπιλής πολλαπλής ανάκλασης., (Jiao, 1999).

Ο σκοπός της στοχευόμενης απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων είναι η απομάκρυνση των ψευδοανακλάσεων (peg – leg multiples) αν και θεωρητικά μπορεί να απομακρύνει όλα τα είδη των πολλαπλών ανακλάσεων. Αν θεωρηθεί ότι οι χρόνοι άφιξης ανακλάσεων ακολουθούν υπερβολικού τύπου σχέση, τότε οι ταχύτητες των κύριων και των πολλαπλών ανακλάσεων σχετίζονται σύμφωνα με την εξίσωση Dix (Jiao, 1999):

$$(T_0 + nT_w)V_{MULT}^2 = T_0V_{NMO}^2 + nT_wV_w^2 \quad (7.9)$$

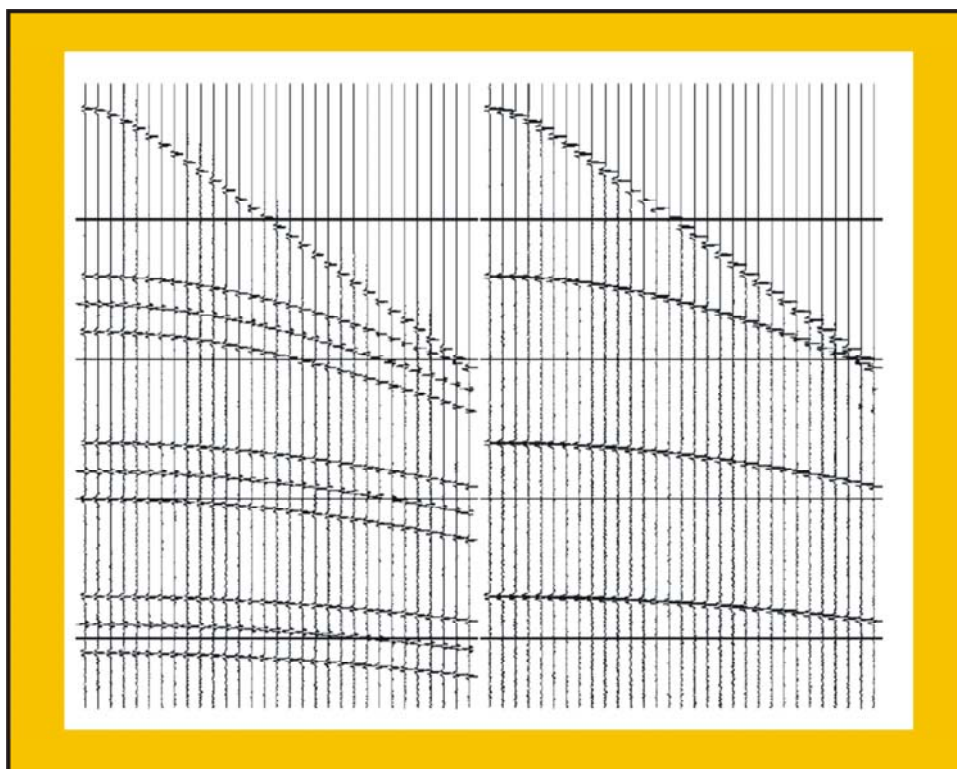
όπου n και V_{MULT} είναι η σειρά και η ταχύτητα NMO της στοχευόμενης ψευδο-πολλαπλής ανάκλασης, T_0 και V_{NMO} είναι ο διπλός χρόνος κάθετης διαδρομής και ταχύτητα NMO της αντίστοιχης κύριας ανάκλασης, ενώ T_w και V_w είναι διπλός χρόνος κάθετης διαδρομής και ταχύτητα του υδάτινου στρώματος.

Στη αρχή αναγνωρίζεται η στοχευόμενη πολλαπλή ανάκλαση και η κύρια της ανάκλαση, με σκοπό τον ορισμό των αντίστοιχων χωρικών και χρονικών παραθύρων, αλλά και τον υπολογισμό του χρόνου άφιξης της πολλαπλής και της κύριας

ανάκλασης. Στην συνέχεια εφαρμόζεται διόρθωση NMO χρησιμοποιώντας τις κατάλληλες ταχύτητες για να επιπεδώνεται η κύρια και πολλαπλή ανάκλαση, ο πίνακας συμμεταβλητότητας των δεδομένων υπολογίζεται και εφαρμόζεται ανάλυση ιδιοτιμών (eigenvalue decomposition) σε κάθε παράθυρο.

Στην συνέχεια επιλέγεται ένα υποσύνολο ιδιδιανυσμάτων που αντιστοιχούν στις επικρατέστερες ιδιοτιμές, και σχεδιάζονται παράθυρα στις περιοχές των κύριων και πολλαπλών ανακλάσεων. Χρησιμοποιώντας αυτά τα παράθυρα αναδομούνται οι πολλαπλές και οι κύριες ανακλάσεις, και σχεδιάζεται ένα χωρικά και χρονικά μεταβαλλόμενο φίλτρο μεταξύ της κύριας και της πολλαπλής ανάκλασης. Το τελικό αποτέλεσμα επιτυγχάνεται από την αφαίρεση της φιλτραρισμένης πολλαπλής ανάκλασης από τα αρχικά δεδομένα σε αυτό το παράθυρο.

Το σχήμα 7.3 δείχνει ένα παράδειγμα συνθετικών δεδομένων που περιέχουν ανάκλαση από τον πυθμένα, τρεις κύριες ανακλάσεις και αντίστοιχες δύο πρώτες ψευδοανακλάσεις πολλαπλές τους. Χρησιμοποιώντας το χρόνο άφιξης των πολλαπλών (εξίσωση 7.6), η μέθοδος της στοχευόμενης απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων έχει απομακρύνει τις ψευδοανακλάσεις.



Σχήμα 7.3: Συνθετικά σεισμικά δεδομένα που περιέχουν μόνο κύριες και οι ψευδοανακλάσεις τους. Πριν (αριστερά) και μετά (δεξιά) της στοχευόμενης απόσβεσης πολλαπλών ανακλάσεων, (Jiao, 1999).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8

ΥΛΟΠΟΙΗΣΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΣΕ ΔΕΔΟΜΕΝΑ GPR

8.1 Εισαγωγή

Στα προηγούμενα κεφάλαια (κεφ. 4, 5, 6, 7) μελετήθηκαν μέθοδοι που χρησιμοποιούνται στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων για την απόσβεση πολλαπλών ανακλάσεων, ενώ στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφηκαν οι ομοιότητες παρουσιάζουν τα σεισμικά και ηλεκτρομαγνητικά κύματα κατά τη διάδοσή τους στο υπέδαφος. Με βάση αυτές τις ομοιότητες κρίθηκε σκόπιμη η μεταφορά της τεχνογνωσίας που ήδη χρησιμοποιείται στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων στην επεξεργασία δεδομένων γεωραντάρ.

Οι μέθοδοι που περιγράφηκαν για την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων, υλοποιήθηκαν σε περιβάλλον Matlab, προσαρμόστηκαν για την εφαρμογή τους σε δεδομένα γεωραντάρ, και εφαρμόστηκαν σε πραγματικά δεδομένα. Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται περιγραφή των αλγόριθμων που υλοποιήθηκαν, και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των εφαρμογών τους σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ.

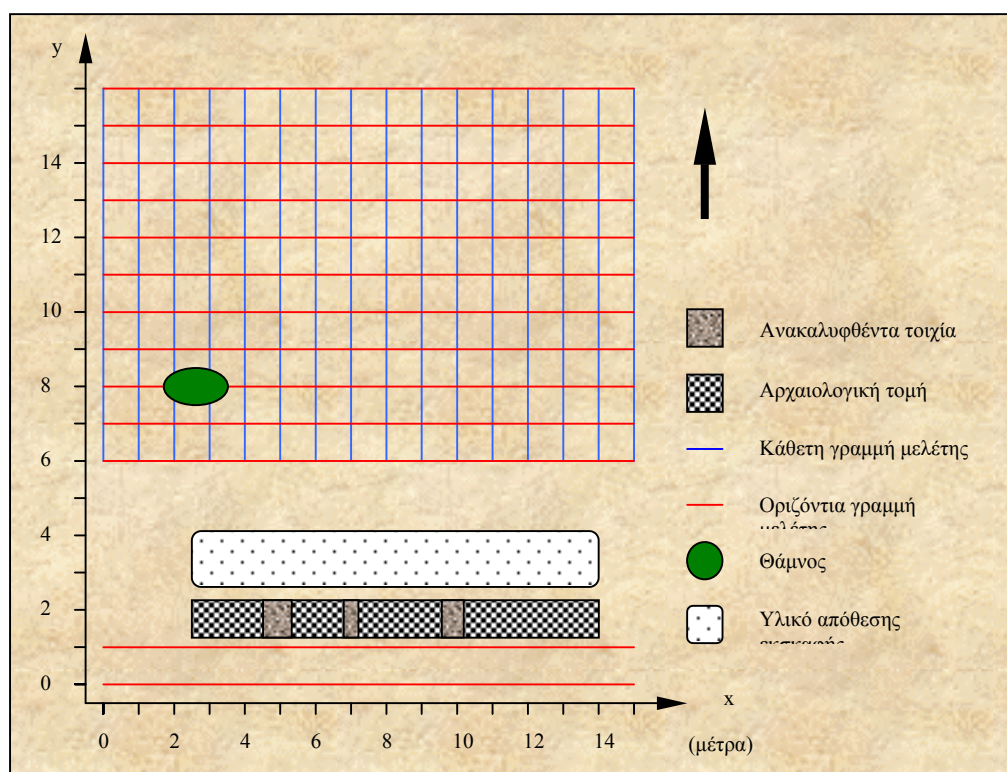
8.2 Περιγραφή πραγματικών δεδομένων γεωραντάρ

Στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου που βρίσκεται 10 χιλιόμετρα βόρεια του παλαίικαστρου, στην επαρχία Σητείας, και στο διάστημα μεταξύ (1995-2001), πραγματοποιήθηκε μια γεωφυσική μελέτη από το εργαστήριο εφαρμοσμένης γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης με σκοπό την χαρτογράφηση θαμμένων αρχαιοτήτων.

Στα πλαίσια της μελέτης αυτής, πραγματοποιήθηκε το 1998 μια γεωφυσική διασκόπηση με την μέθοδο ανάκλασης του GPR (κεφ.2.4.2). Η διασκόπηση έλαβε χώρα σε ένα κάναβο διαστάσεων 15 X 16 μέτρων για την χαρτογράφηση των θαμμένων αρχαιοτήτων (σχήμα 8.1), όπου η ισαπόσταση μεταξύ των γραμμών ήταν 1 μέτρο, ενώ το βήμα διασκόπησης ήταν 0.1 μέτρα. Οι γραμμές μελέτης έγιναν σε δύο κατευθύνσεις: ανατολή-δύση, και νότο-βορρά, και χρησιμοποιήθηκαν κεραίες των 225MHz με σταθερή απόσταση πομπού δέκτη 0.5 μέτρα.

Τα δεδομένα GPR που συλλέχθηκαν από την συγκεκριμένη διασκόπηση χρησιμοποιήθηκαν για την εξέταση της αποτελεσματικότητας των αλγόριθμων που θα περιγραφούν στις επόμενες ενότητες. Συγκεκριμένα, επιλέχθηκαν οι γραμμές μελέτης όπου το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων εμφανίζεται έντονα, κυρίως

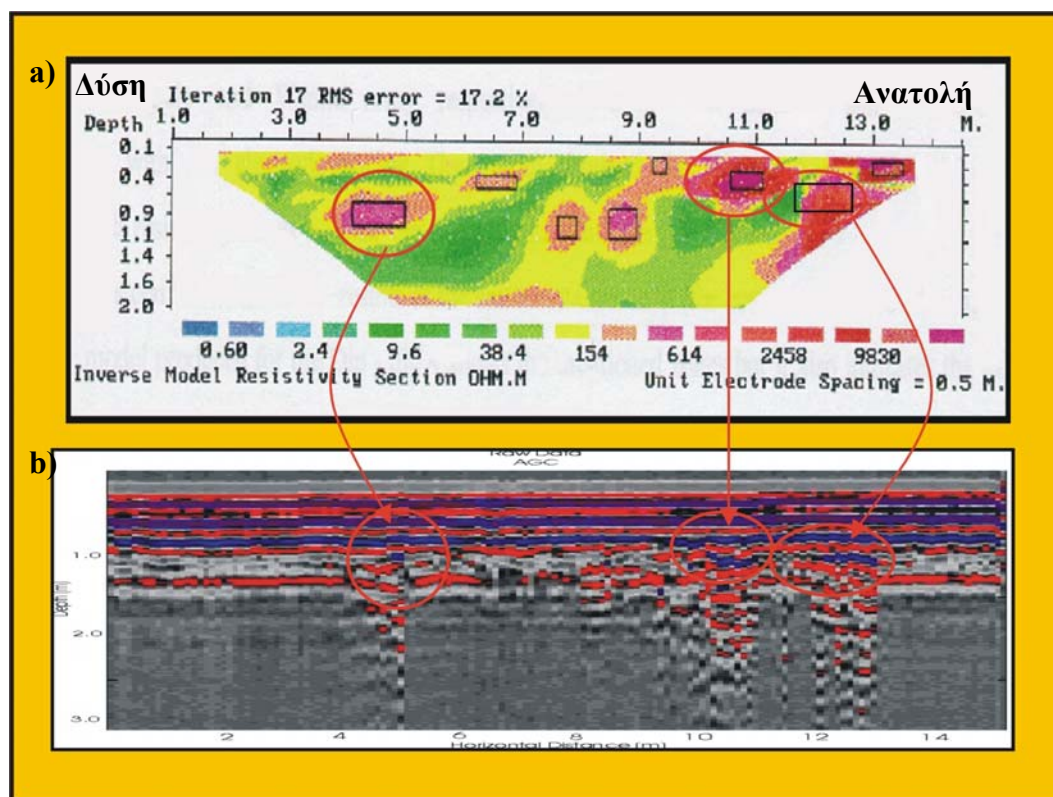
η πρώτη οριζόντια γραμμή (συντεταγμένες $Y=0$ στο σχήμα 8.1) όπου στην ίδια θέση πραγματοποιήθηκε διασκόπηση με την μέθοδο της ηλεκτρικής τομογραφίας. Τα αποτελέσματα της ηλεκτρικής τομογραφίας είναι πολύ χρήσιμα για την αναγνώριση των πολλαπλών ανακλάσεων.



Σχήμα 8.1 Οι θέσεις των γραμμών μελέτης όπως αυτά πραγματοποιήθηκαν στον αρχαιολογικό χώρο της Ιτάνου, (Πουλιούδης, 1999).

Στο σχήμα 8.2a φαίνεται η ηλεκτρική τομή που προκύπτει από την ηλεκτρική τομογραφία που εφαρμόστηκε στην γραμμή μελέτης $Y=0$, στην ηλεκτρική τομή φαίνονται τρεις περιοχές με μεγάλες τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που πιθανότητα να αντιστοιχούν στην ύπαρξη αρχαίων τοιχωμάτων. Συγκεκριμένα, η πρώτη περιοχή εντοπίζεται σε απόσταση 4 - 5 μέτρα από την αρχή της γραμμής και σε βάθος 0.7 - 1 μέτρα, η δεύτερη βρίσκεται πιο ρηχά σε βάθος 0.3 - 0.7 μέτρα και σε απόσταση 10 - 11 μέτρα περίπου από την αρχή της γραμμής, ενώ κοντά της βρίσκεται και η τρίτη περιοχή μεγάλων τιμών της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης σε απόσταση 11.5 - 12.5 μέτρα από την αρχή της γραμμής και σε βάθος 0.5 - 1 μέτρο περίπου. Στις αντίστοιχες θέσεις εντοπίζονται ανακλάσεις στις τομές ανάκλασης του GPR

(σχήμα 8.2b), κάτω από αυτές τις θέσεις εμφανίζονται οι έντονες πολλαπλές ανακλάσεις που δυσχεραίνουν την ερμηνεία της τομής του GPR.



Σχήμα 8.2 α) Το αποτέλεσμα της ηλεκτρικής τομογραφίας στην γραμμή μελέτης $Y=0$ με διάταξη διπολου-διπόλου, και απόσταση διπόλων $0.5m$, (Σούρλας, 2000). β) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2).

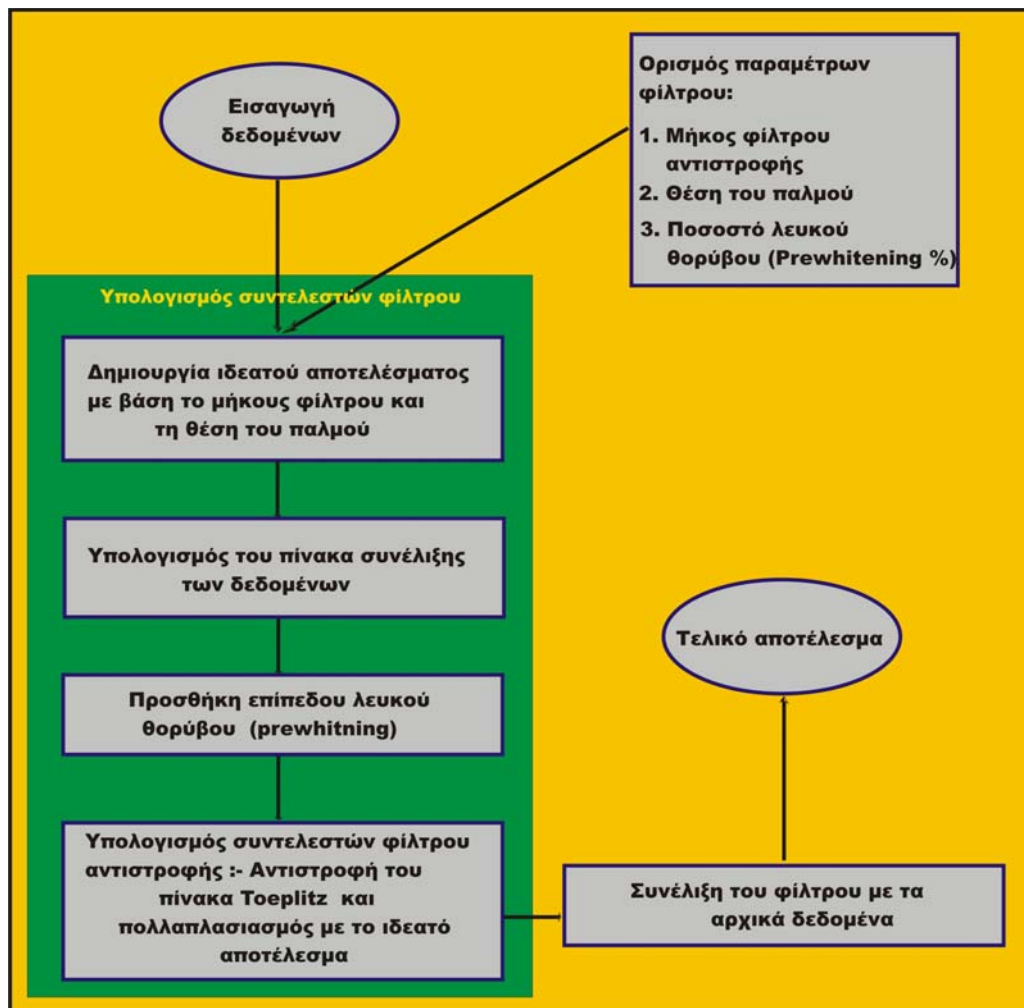
8.3 Αποσυνέλιξη

Όπως περιγράφηκε στο τέταρτο κεφάλαιο, η αποσυνέλιξη χρησιμοποιείται για την αύξηση της χρονικής διακριτικής ικανότητας των σεισμικών δεδομένων, συμπιέζοντας την κυματομορφή της πηγής. Δύο μορφές της αποσυνέλιξης εφαρμόστηκαν σε δεδομένα ανάκλασης GPR με σκοπό την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων: η αποσυνέλιξη αιχμής, και η αποσυνέλιξη πρόβλεψης.

8.3.1 Αποσυνέλιξη αιχμής

Η αποσυνέλιξη αιχμής (κεφ. 4.6) επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας το φίλτρο αντιστροφής ελάχιστων τετραγώνων. Το σχήμα 8.3 περιγράφει το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή της αποσυνέλιξης αιχμής στα δεδομένα. Στην αρχή εισάγονται τα ίχνη του γεωραντάρ και οι παράμετροι που χρειάζονται για την εκτέλεση του αλγόριθμου. Συγκεκριμένα, το μήκος του

αντίστροφου φίλτρου, η θέση του παλμού στο ιδεατό αποτέλεσμα (αν θα είναι μηδενικής καθυστέρησης ή όχι), και το επίπεδο λευκού θορύβου που θα προστεθεί (prewhitening in %) ορίζονται από το χρήστη πριν από την εκτέλεση του αλγόριθμου.



Σχήμα 8.3 Διάγραμμα ροής του αλγόριθμου της αποσυνέλιξης αιχμής

Το πρώτο βήμα μετά από την εισαγωγή των δεδομένων και το καθορισμό των παραμέτρων είναι η δημιουργία του ιδεατού αποτελέσματος (το δεξί μέρος της εξίσωσης 4.16), αυτό θα είναι ένα διάνυσμα που αποτελείται από μια στήλη, ενώ ο αριθμός των γραμμών = μήκος φίλτρου + ο αριθμός των γραμμών στα αρχικά δεδομένα - 1. Όλα τα στοιχεία του διανύσματος θα είναι μηδενικά εκτός από ένα στοιχείο που θα έχει μοναδιαία τιμή η θέση του οποίου εξαρτάται από την επιθυμητή θέση του παλμού. Αν και η θέση του παλμού είναι συνήθως μηδενικής καθυστέρησης

μερικές φορές κρίνεται απαραίτητη η καθυστέρηση αυτού του παλμού για καλύτερα αποτελέσματα.

Στην συνέχεια, με σκοπό τον υπολογισμό των συντελεστών του φίλτρου, υπολογίζεται ο πίνακας συνέλιξης των δεδομένων και δημιουργείται ένας Toeplitz πίνακας (πολλαπλασιάζοντας το ανάστροφο του πίνακα με τον αυτό του) για την εξασφάλιση της αντιστροφής αργότερα.

Το τελευταίο βήμα πριν από τον υπολογισμό των συντελεστών του φίλτρου είναι η εισαγωγή του επιθυμητού επίπεδου λευκού θορύβου για την εξασφάλιση της αριθμητικής σταθερότητας. Έτσι, αντιστρέφοντας του πίνακα συνέλιξης, και πολλαπλασιάζοντάς του με το ιδεατό αποτέλεσμα υπολογίζονται οι συντελεστές του φίλτρου. Ενώ το αποτέλεσμα της εφαρμογής του φίλτρου αποσυνέλιξης αιχμής προκύπτει από την συνέλιξη των αρχικών δεδομένων με το φίλτρο που προκύπτει.

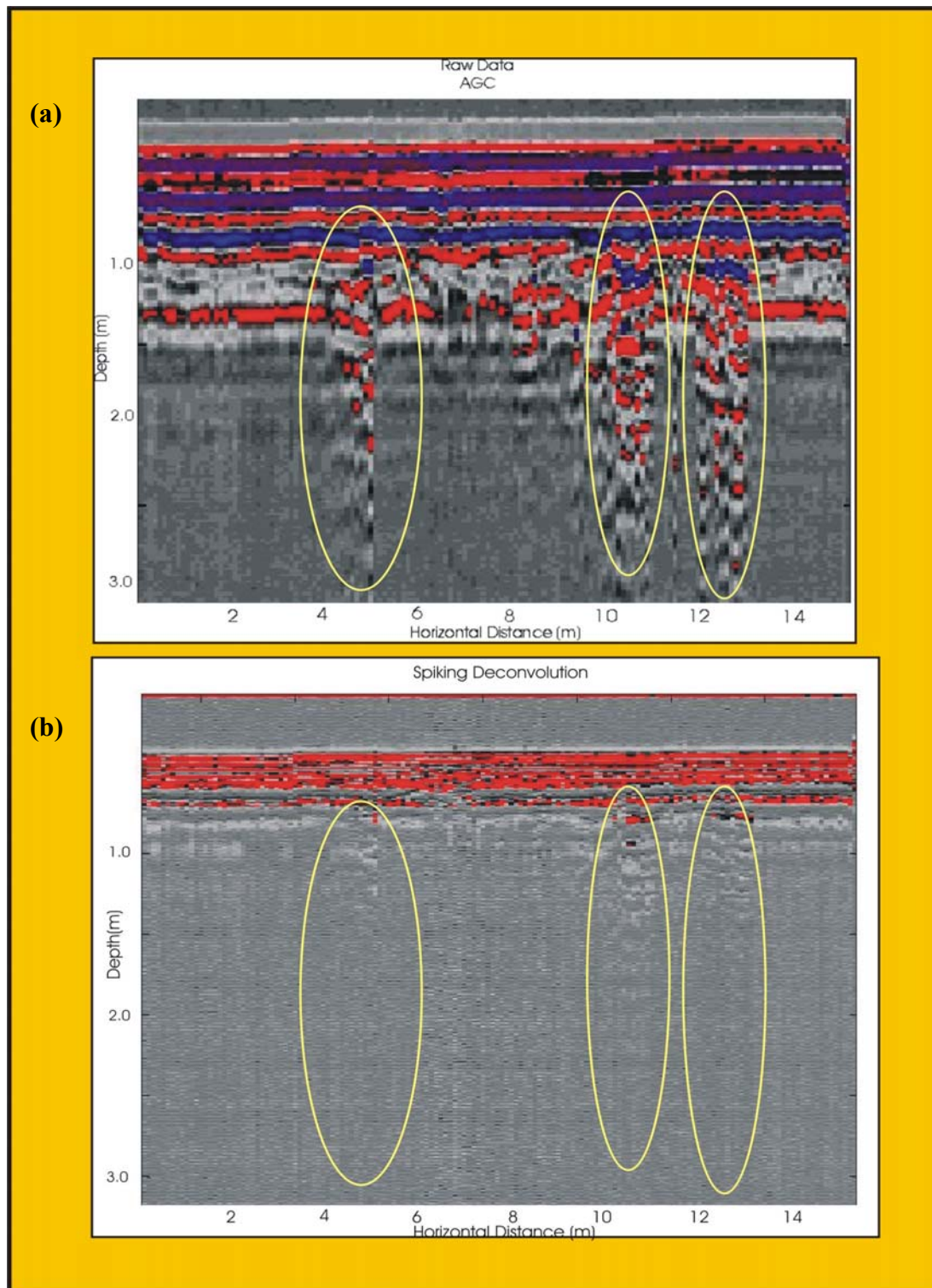
Στο σχήμα 8.4 φαίνεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του αλγόριθμου της αποσυνέλιξης αιχμής πάνω στην γραμμή μελέτης $Y=0$. Στο πρώτο σχήμα (8.4a) φαίνονται τα αρχικά δεδομένα της τομής ανάκλασης GPR που περιγράφηκαν παραπάνω (8.2), ενώ στο δεύτερο σχήμα (8.4b) φαίνεται η ίδια τομή μετά από την εφαρμογή της αποσυνέλιξης αιχμής, οι παράμετροι που επιλέχτηκαν για την συγκεκριμένη γραμμή μελέτης είναι: μήκος του αντίστροφου φίλτρου 4, θέση παλμού 1, και το ποσοστό του επίπεδου λευκού θορύβου 1%. Οι πολλαπλές ανακλάσεις που εμφανίζονται στις τρεις περιοχές (4-5, 10-11, 11.5-12.5 μέτρα από την αρχή της γραμμής) στο αρχικό σχήμα, φαίνεται να έχουν απομακρυνθεί μετά από την εφαρμογή της αποσυνέλιξης αιχμής.

Η αποσυνέλιξη αιχμής εφαρμόστηκε και στις υπόλοιπες γραμμές GPR του σχήματος 8.1. Οι τομές ανάκλασης GPR όπου το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων εμφανίζεται πιο έντονα, και τα αποτελέσματα της εφαρμογής της αποσυνέλιξης αιχμής παρουσιάζονται στα σχήματα 8.13 –8.17.

8.3.1 Αποσυνέλιξη πρόβλεψης

Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης (κεφ. 4.7) βασίζεται στα βέλτιστα φίλτρα Wiener. Το σχήμα 8.5 περιγράφει το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή της αποσυνέλιξης πρόβλεψης στα δεδομένα. Στην αρχή εισάγονται τα ίχνη του γεωραντάρ και οι παράμετροι που χρειάζονται για την εκτέλεση του αλγόριθμου. Συγκεκριμένα, το μήκος του αντίστροφου φίλτρου, ο χρόνος πρόβλεψης,

και το επίπεδο λευκού θορύβου που θα προστεθεί (prewhitening in %) ορίζονται από το χρήστη πριν από την εκτέλεση του αλγόριθμου.



Σχήμα 8.4 α) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2), β) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θορύβου 1%), και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2).

Σχήμα 8.3 Διάγραμμα ροής του αλγόριθμου της αποσυνέλιξης πρόβλεψης

Το πρώτο βήμα μετά από την εισαγωγή των δεδομένων και τον καθορισμό των παραμέτρων είναι η δημιουργία του ιδεατού αποτελέσματος (το δεξί μέρος της εξίσωσης 4.19), αυτό θα είναι ένα διάνυσμα που αποτελείται από μια στήλη, ενώ ο αριθμός των γραμμών = μήκος φίλτρου + ο αριθμός των γραμμών στα αρχικά δεδομένα - 1. Τα στοιχεία του διανύσματος αυτού υπολογίζονται από τα αρχικά δεδομένα (εξίσωσης 4.19) με βάση το χρόνο καθυστέρησης.

Στην συνέχεια, με σκοπό τον υπολογισμό των συντελεστών του φίλτρου, υπολογίζεται ο πίνακας συνέλιξης των δεδομένων και δημιουργείται ένας Toeplitz πίνακας (πολλαπλασιάζοντας το ανάστροφο του πίνακα με τον αυτό του) για την εξασφάλιση της αντιστροφής αργότερα.

Το τελευταίο βήμα πριν από τον υπολογισμό των συντελεστών του φίλτρου είναι η εισαγωγή ενός επιθυμητού επίπεδου λευκού θορύβου για την εξασφάλιση της

αριθμητικής σταθερότητας. Έτσι, αντιστρέφοντας του πίνακα συνέλιξης, και πολλαπλασιάζοντάς του με το ιδεατό αποτέλεσμα υπολογίζονται οι συντελεστές του φίλτρου. Η επιθυμητή καθυστέρηση εισάγεται στους συντελεστές του φίλτρου, και η εφαρμογή της αποσυνέλιξης αιχμής υλοποιείται από την συνέλιξη των αρχικών δεδομένων με το φίλτρο που προκύπτει.

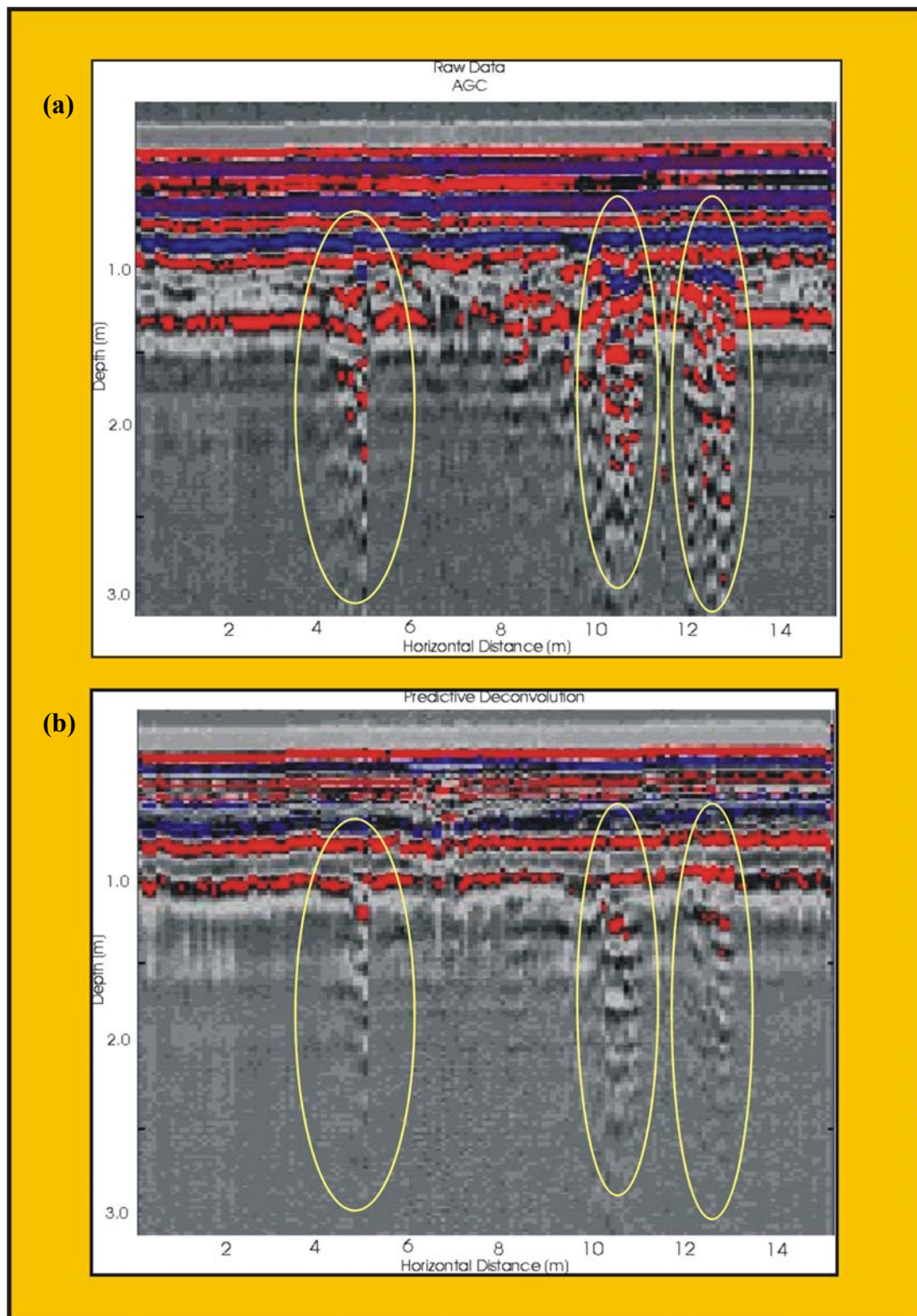
Στο σχήμα 8.6 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του αλγόριθμου της αποσυνέλιξης αιχμής πάνω στην γραμμή μελέτης $Y=0$. Στο πρώτο σχήμα (8.6a) φαίνονται τα αρχικά δεδομένα της τομής ανάκλασης GPR που περιγράφηκαν παραπάνω (8.2), ενώ στο δεύτερο σχήμα (8.6b) φαίνεται η ίδια τομή μετά από την εφαρμογή της αποσυνέλιξη πρόβλεψης, οι παράμετροι που επιλέχθηκαν για την συγκεκριμένη γραμμή μελέτης είναι: μήκος του αντίστροφου φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 2, και το ποσοστό του επίπεδου λευκού θορύβου 1%. Οι πολλαπλές ανακλάσεις που εμφανίζονται κάτω από τις τρεις περιοχές ανακλάσεων (4-5, 10-11, 11.5-12.5 μέτρα από την αρχή της γραμμής) στο αρχικό σχήμα, φαίνεται να έχουν απομακρυνθεί μετά από την εφαρμογή της αποσυνέλιξης πρόβλεψης.

Η αποσυνέλιξη πρόβλεψης εφαρμόστηκε και στις υπόλοιπες γραμμές GPR του σχήματος 8.1. Οι τομές ανάκλασης GPR όπου το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων εμφανίζεται πιο έντονα, και τα αποτελέσματα της εφαρμογής της αποσυνέλιξης πρόβλεψης παρουσιάζονται στα σχήματα 8.13 – 8.17.

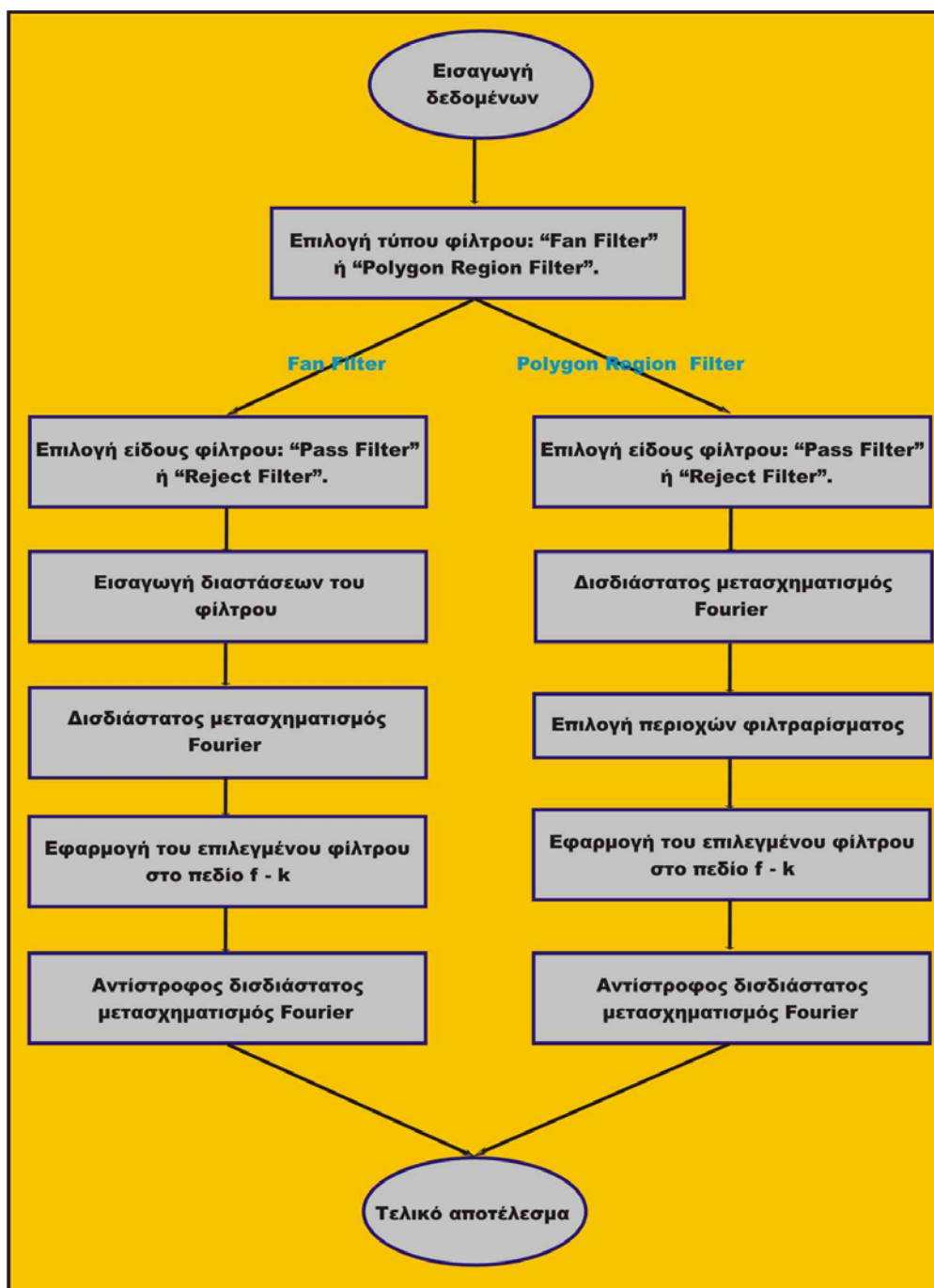
8.4 Φίλτρο στο πεδίο συχνότητας κυματαριθμού (F-K filtering)

Το φίλτρο $f - k$ βασίζεται στον μετασχηματισμό $f - k$, που είναι ένας δισδιάστατος μετασχηματισμός Fourier, κατά τον οποίο τα δεδομένα μετασχηματίζονται από το πεδίο χρόνου και οριζόντιας απόστασης (x) στο πεδίο συχνότητας και κυματαριθμού. Ο διαχωρισμός των κύριων ανακλάσεων από τις πολλαπλές ανακλάσεις πραγματοποιείται στο χώρο $f - k$. Στη συνέχεια ακολουθεί μετασχηματισμός των φιλτραρισμένων δεδομένων στο χώρο $t - x$ (κεφάλαιο 5).

Το σχήμα 8.7 περιγράφει το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή του φίλτρου $f - k$ στα δεδομένα. Μετά από την εισαγωγή των δεδομένων, ο χρήστης επιλέγει μια από τις δύο μεθόδους επιλογής της περιοχής των πολλαπλών ανακλάσεων. Στην πρώτη μέθοδο (Fan Filter), η επιλογή της περιοχής γίνεται δίνοντας τις μέγιστες και ελάχιστες συχνότητες, αλλά και τις μέγιστες και ελάχιστες ταχύτητες, ενώ στην δεύτερη μέθοδο (polygon region filter) η επιλογή της περιοχής πραγματοποιείται σχεδιάζοντας της πάνω στο διάγραμμα $f - k$.



Σχήμα 8.6 α) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2), β) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 2, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2).



Σχήμα 8.7 Διάγραμμα ροής του φίλτρου στο πεδίο συχνότητας - κυματοαριθμού

Μετά από την επιλογή του τρόπου του σχεδιασμού του φίλτρου, επιλέγεται από τον χρήστη και το είδος του φίλτρου, αν θα είναι φίλτρο αποκοπής (Reject filter) όπου τα δεδομένα μέσα στην επιλεγμένη περιοχή αφαιρούνται από τα υπόλοιπα, ή φίλτρο αποδοχής (pass filter) όπου όλα τα δεδομένα εκτός της επιλεγμένης περιοχής αφαιρούνται από τα αρχικά. Ακολουθεί η εισαγωγή των απαραίτητων παραμέτρων στην περίπτωση του fan filter (διάστημα δειγματοληψίας, μέγιστη και ελάχιστη

συχνότητα, μέγιστη και ελάχιστη ταχύτητα), ενώ στην περίπτωση του polygon region filter μια παράμετρος χρειάζεται (διάστημα δειγματοληψίας).

Στην συνέχεια εφαρμόζεται δισδιάστατος διπλός ταχύς μετασχηματισμός Fourier (κεφάλαιο 5) στα αρχικά δεδομένα, υπολογίζονται οι θέσεις των άκρων του πολύγωνου στην περίπτωση του fan filter, ενώ ο χρήστης σχεδιάζει του πολύγωνο πάνω στο εικόνα των δεδομένων στο πεδίο $f - k$ στη περίπτωση του polygon region filter. Στη συνέχεια εφαρμόζεται αντίστροφος δισδιάστατος ταχύς μετασχηματισμός fourier στα φιλτραρισμένα δεδομένα, που δίνει και το τελικό αποτέλεσμα.

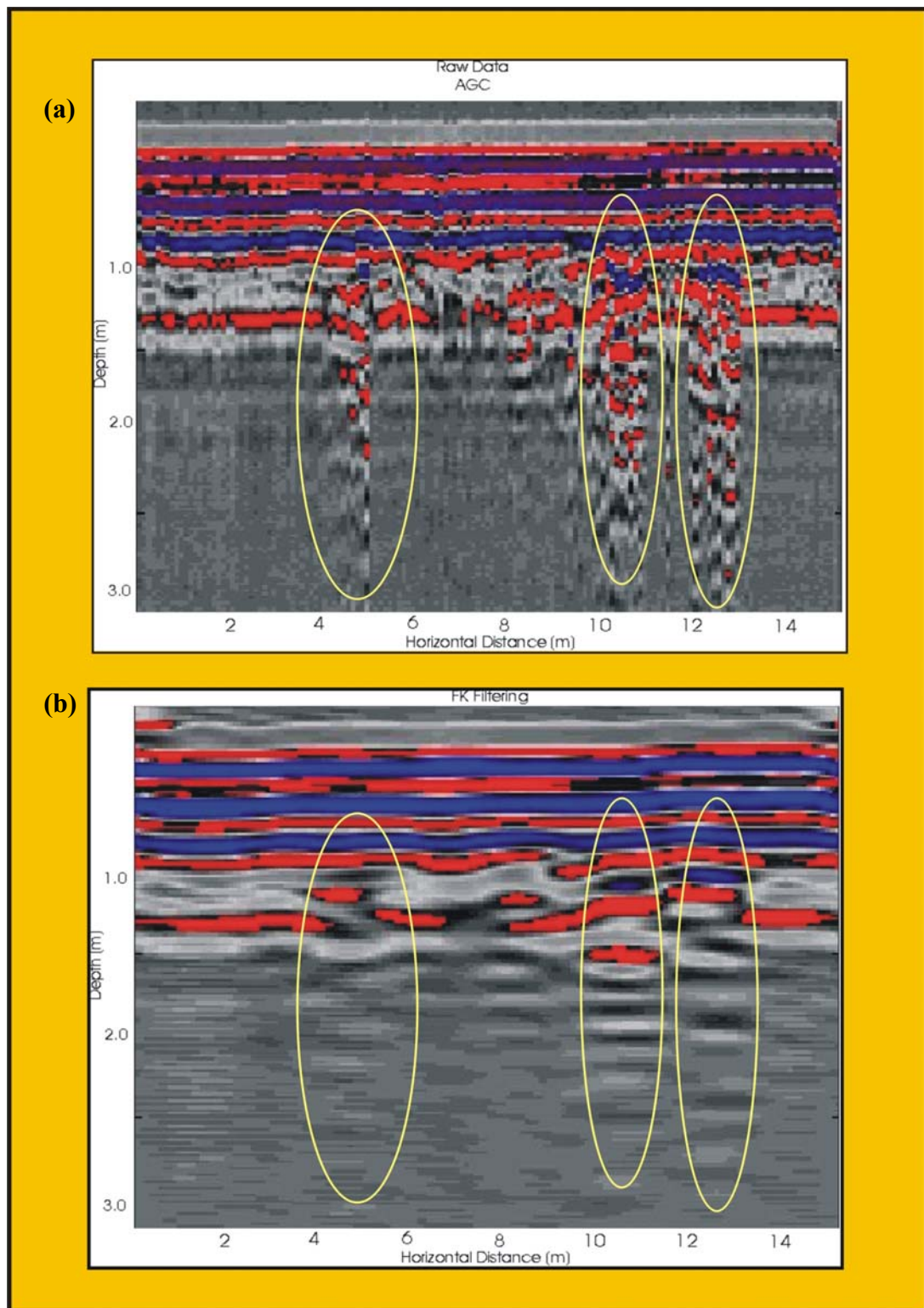
Στο σχήμα 8.8 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του φίλτρου $f - k$ στα δεδομένα της γραμμής μελέτης $Y=0$. Στο πρώτο σχήμα (8.8a) φαίνονται τα αρχικά δεδομένα της τομής ανάκλασης GPR που περιγράφηκαν παραπάνω (8.2), ενώ στο δεύτερο σχήμα (8.8b) φαίνεται η ίδια τομή μετά από την εφαρμογή του φίλτρου $f - k$. Οι πολλαπλές ανακλάσεις που εμφανίζονται κάτω από τις τρεις περιοχές ανακλάσεων (4-5, 10-11, 11.5-12.5 μέτρα από την αρχή της γραμμής) στο αρχικό σχήμα, φαίνεται να έχουν απομακρυνθεί μετά από την εφαρμογή της φίλτρου $f - k$.

Το φίλτρου $f - k$ εφαρμόστηκε και στις υπόλοιπες γραμμές GPR του σχήματος 8.1. Οι τομές ανάκλασης GPR όπου το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων εμφανίζεται πιο έντονα, και τα αποτελέσματα της εφαρμογής του φίλτρου $f - k$ παρουσιάζονται στα 8.13 – 8.17.

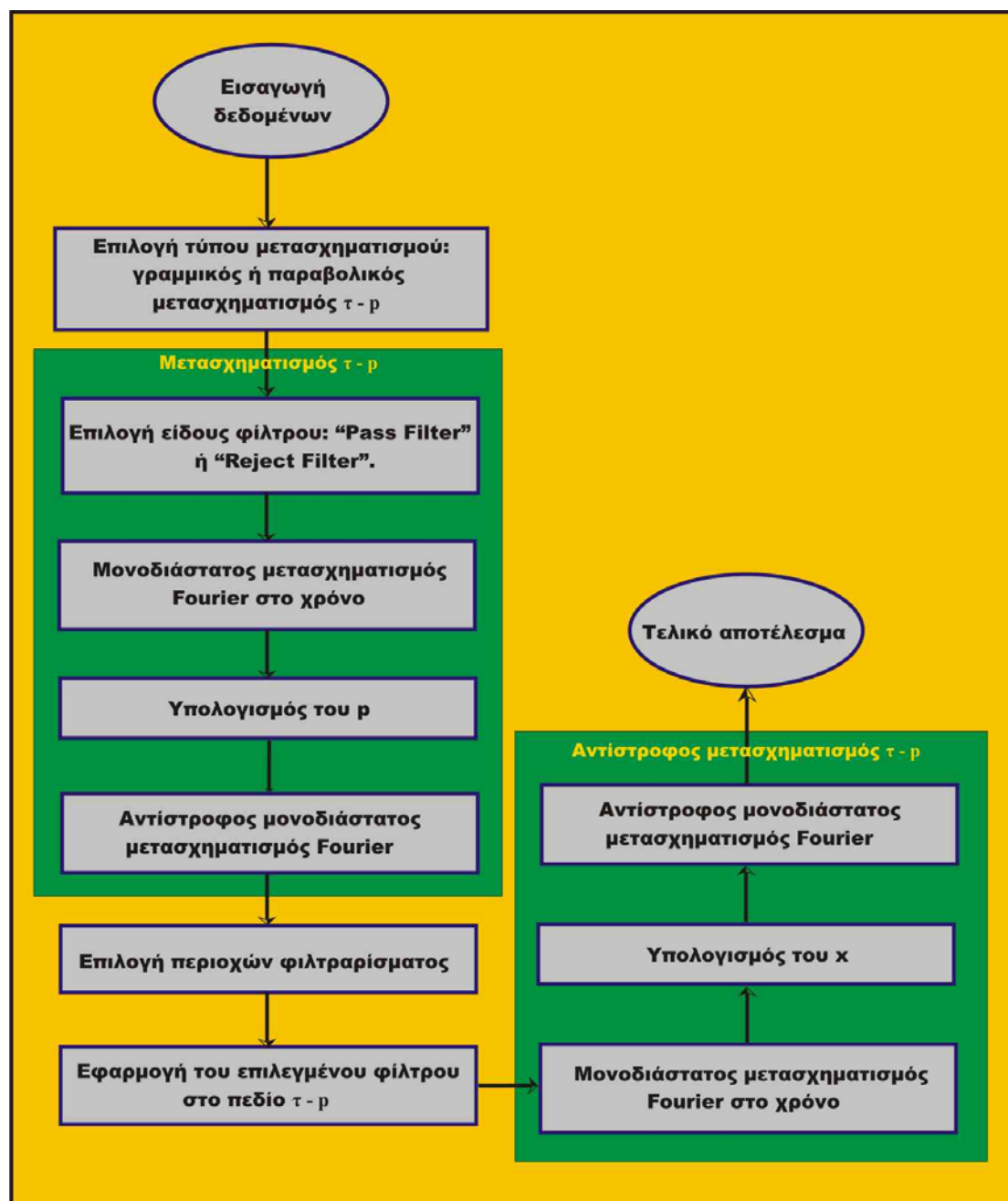
8.5 Φίλτρο στο πεδίο χρόνου καθυστέρησης – βραδύτητας ($\tau - p$)

Το φίλτρο $\tau - p$ βασίζεται στον μετασχηματισμό $\tau - p$, κατά τον οποίο τα δεδομένα μετασχηματίζονται από το πεδίο χρόνου (t) και οριζόντιας απόστασης (x) στο πεδίο χρόνου καθυστέρησης (τ) και βραδύτητας (p). Ο διαχωρισμός των κύριων ανακλάσεων από τις πολλαπλές ανακλάσεις πραγματοποιείται στο χώρο $\tau - p$. Στη συνέχεια ακολουθεί μετασχηματισμός των φιλτραρισμένων δεδομένων στο χώρο $t - x$ (κεφάλαιο 6).

Το σχήμα 8.9 περιγράφει το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή του φίλτρου $\tau - p$ στα δεδομένα. Μετά από την εισαγωγή των δεδομένων, ο χρήστης επιλέγει το τύπο μετασχηματισμού $\tau - p$ που επιθυμεί να εφαρμόσει: γραμμικός ή παραβολικό. Στη συνέχεια, επιλέγει το είδος του φίλτρου, αν θα είναι φίλτρο αποκοπής (Reject filter) όπου τα δεδομένα μέσα στην επιλεγμένη περιοχή αφαιρούνται από τα υπόλοιπα, ή φίλτρο αποδοχής (pass filter) όπου όλα τα δεδομένα εκτός της επιλεγμένης περιοχής αφαιρούνται από τα αρχικά.



Σχήμα 8.8 α) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2), β) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, $f-k$, και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2).



Σχήμα 8.9 Διάγραμμα ροής του φίλτρου στο πεδίο $\tau - p$

Για την πραγματοποίηση του μετασχηματισμού $\tau - p$, εφαρμόζεται πρώτα μετασχηματισμός Fourier (κεφάλαιο 5.2) στο χρόνο, με σκοπό την χρήση της ιδιότητας της μετακίνησης χρόνου (Time – shifting) του μετασχηματισμού Fourier όπου (Brigham, 1974):

$$p(x, t - t_0) \quad \langle \Leftrightarrow \rangle \quad \int p(x, t - t_0) \exp(-i2\pi f t) dt = \exp(-i2\pi f t_0) P(x, f) \quad (8.1)$$

όπου με το $\langle \Leftrightarrow \rangle$ συμβολίζεται το ζεύγος Fourier.

Σύμφωνα όμως με την εξίσωση 6.1

$$\tau = t - px \quad (8.2)$$

και θεωρώντας ότι $px = t_0$, ο αντίστροφος μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier το δεξιού μέρους της 8.1, θα μετασχηματίσει τα αρχικά δεδομένα από το χώρο του (t) στο χώρο του χρόνου καθυστέρησης (τ) σύμφωνα με την εξίσωση:

$$P(x, \tau) = \int \exp(-i2\pi t_0) \exp(i2\pi ft)(x, f) = \int \exp(-i2\pi px) \exp(i2\pi ft) P(x, f) \quad (8.3)$$

Οι τιμές του p αθροίζονται με βάση την εξίσωση (Yilmaz, 1987):

$$S(p, \tau) = \sum_x P(x, \tau + px) \quad (8.4)$$

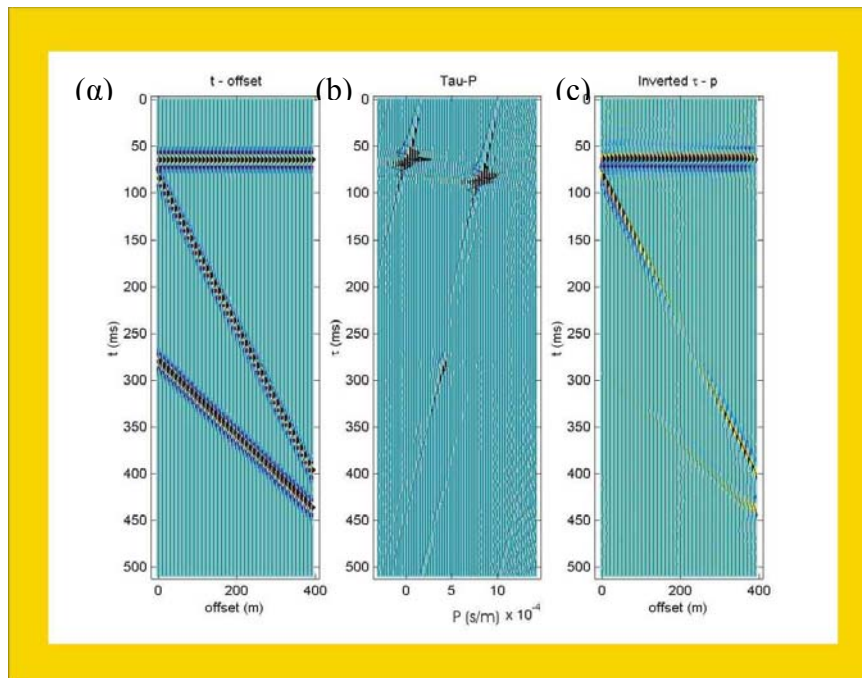
Έτσι, ο χρήστης έχει την δυνατότητα να σχεδιάζει του πολύγωνο πάνω στο εικόνα των δεδομένων στο πεδίο $\tau - p$. Με την ίδια λογική, για την πραγματοποίηση του αντίστροφου μετασχηματισμού $\tau - p$, εφαρμόζεται μονοδιάστατος μετασχηματισμός Fourier πρώτα, βρίσκονται οι τιμές του x, και τέλος αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier για να δώσει το τελικό αποτέλεσμα στο πεδίο $t - x$.

Στο σχήμα 8.10 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του μετασχηματισμού $\tau - p$ και του αντίστροφού του σε συνθετικά σεισμικά δεδομένα ανάκλασης. Το αποτέλεσμα βεβαιώνει την δυνατότητα διαχωρισμού των πολλαπλών ανακλάσεων από τις κύριες (οριζόντιες γραμμές από κεκλιμένες), καθώς η ανάκλαση που παρουσιάζεται σαν ευθεία γραμμή σε χρόνο 60msec, εμφανίζεται σαν ένα σημείο στο πεδίο $\tau - p$ σε τιμές της βραδύτητας γύρω από το 0. Παρόλο αυτά, ο μετασχηματισμός $\tau - p$ απέτυχε στην απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων σε δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ.

8.6 Μετασχηματισμός Karhunen-Loeve

Κατά τον μετασχηματισμό Karhunen-Loeve (K-L), πραγματοποιείται ανασυγκρότηση των δεδομένων από ένα σύνολο των βασικών συστατικών τους, που

είναι ταξινομημένες με βάση τη χωρική συσχέτιση. Οι χωρικά ασυσχέτιστες συνιστώσες αγνοούνται αφήνοντας μια καθαρή και συσχετισμένη εικόνα (κεφάλαιο 7).



Σχήμα 8.10: (α) Συνθετικά σεισμικά δεδομένα ανάκλασης, (β) το αποτέλεσμα του μετασχηματισμού $\tau - p$, και (γ) του αντίστροφου μετασχηματισμού των δεδομένων.

Το σχήμα 8.11 περιγράφει το διάγραμμα ροής του αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε για την εφαρμογή του φίλτρου ιδιοδιανύσματος στα δεδομένα. Μετά από την εισαγωγή των δεδομένων, υπολογίζεται ο πίνακας συμμεταβλητότητας των αρχικών δεδομένων, για τον οποίο υπολογίζονται τα ιδιοδιανύσματα και οι ιδιοτιμές. Ο χρήστης επιλέγει τον αριθμό των ιδιοδιανυσμάτων που θα χρησιμοποιηθούν στο πίνακα μετασχηματισμού (εξίσωση 7.1), δηλαδή τον αριθμό των κύριων συνιστωσών που θα χρησιμοποιηθούν στην αναδόμηση των δεδομένων. Ο επιθυμητός αριθμός ιδιοδιανυσμάτων με τις μεγαλύτερες τιμές ιδιοτιμών αποτελούν του πίνακα μετασχηματισμού. Επειδή οι καμπύλες χρόνου διαδρομής που αντιστοιχούν στις κύριες ανακλάσεις στα δεδομένα GPR είναι οριζόντια ή σχεδόν οριζόντια, σε αντίθεση με αυτά των πολλαπλών ανακλάσεων, τότε τα ιδιοδιανύσματα με τις μεγαλύτερες τιμές ιδιοτιμών αντιστοιχούν στην ενέργεια των πολλαπλών ανακλάσεων (κεφάλαιο 7.4). Έτσι, πολλαπλασιάζοντας το πίνακα μετασχηματισμό απομακρύνονται οι πολλαπλές ανακλάσεις δίνοντας το τελικό αποτέλεσμα.

Στο σχήμα 8.12 φαίνεται το αποτέλεσμα της εφαρμογής του φίλτρου ιδιοδιανύσματος πάνω στην γραμμή μελέτης $Y=0$. Στο πρώτο σχήμα (8.12a) φαίνονται τα αρχικά δεδομένα της τομής ανάκλασης GPR που περιγράφηκαν παραπάνω (8.2), ενώ στο δεύτερο σχήμα (8.12b) φαίνεται η ίδια τομή μετά από την εφαρμογή του φίλτρου ιδιοδιανύσματος. Οι πολλαπλές ανακλάσεις που εμφανίζονται κάτω από τις τρεις περιοχές ανακλάσεων (4-5, 10-11, 11.5-12.5 μέτρα από την αρχή της γραμμής) στο αρχικό σχήμα, φαίνεται να έχουν απομακρυνθεί μετά από την εφαρμογή του φίλτρου.

Το φίλτρο ιδιοδιανύσματος εφαρμόστηκε και στις υπόλοιπες γραμμές GPR του σχήματος 8.1. Οι τομές ανάκλασης GPR όπου το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων εμφανίζεται πιο έντονα, και τα αποτελέσματα της εφαρμογής του φίλτρου ιδιοδιανύσματος φαίνονται στα σχήματα 8.13 –8.17.

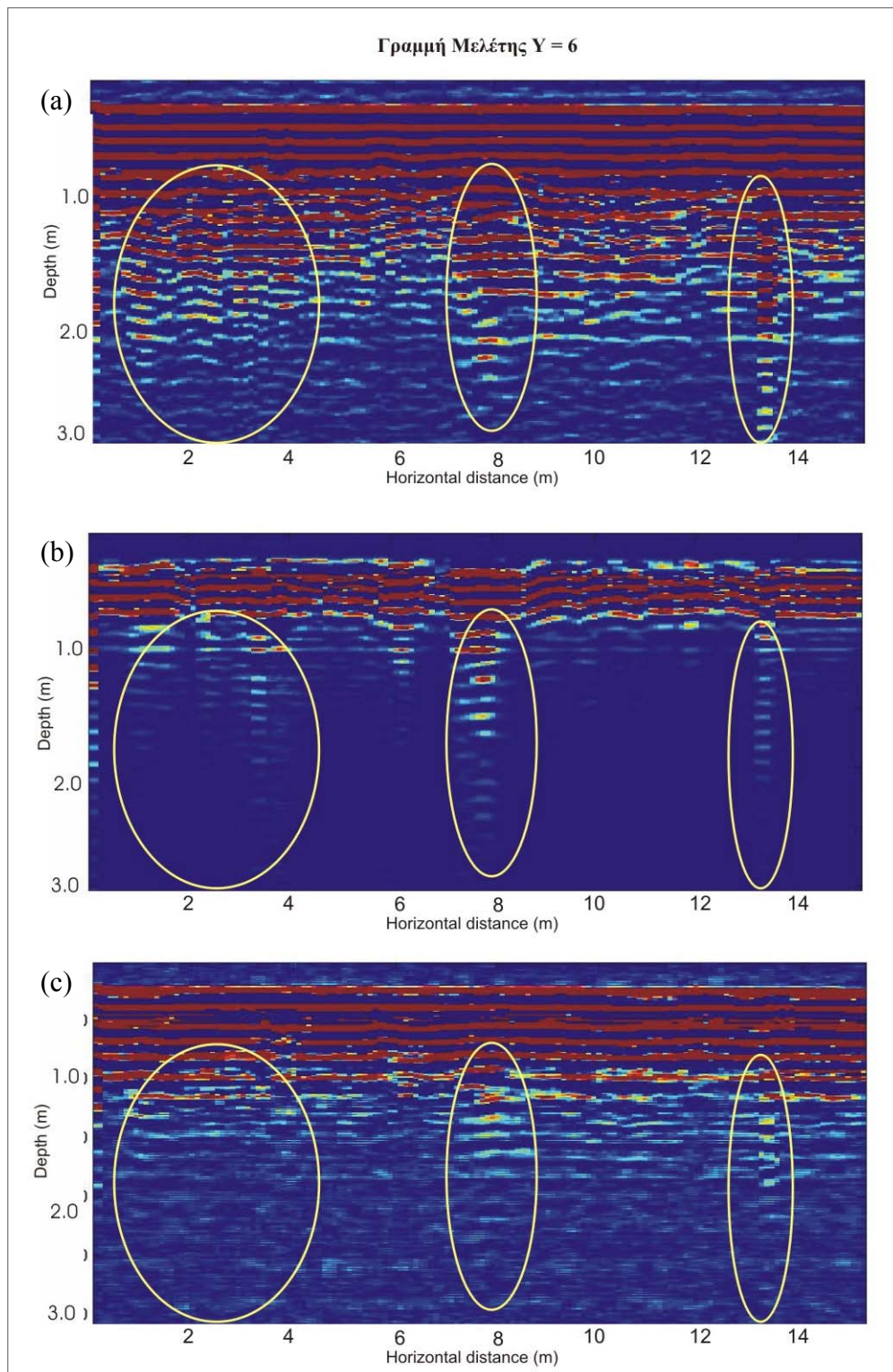
Σχήμα 8.11 Διάγραμμα ροής του μετασχηματισμού Karhunen - Loeve

8.7 Επιλεγμένα αποτελέσματα εφαρμογής των αλγόριθμων

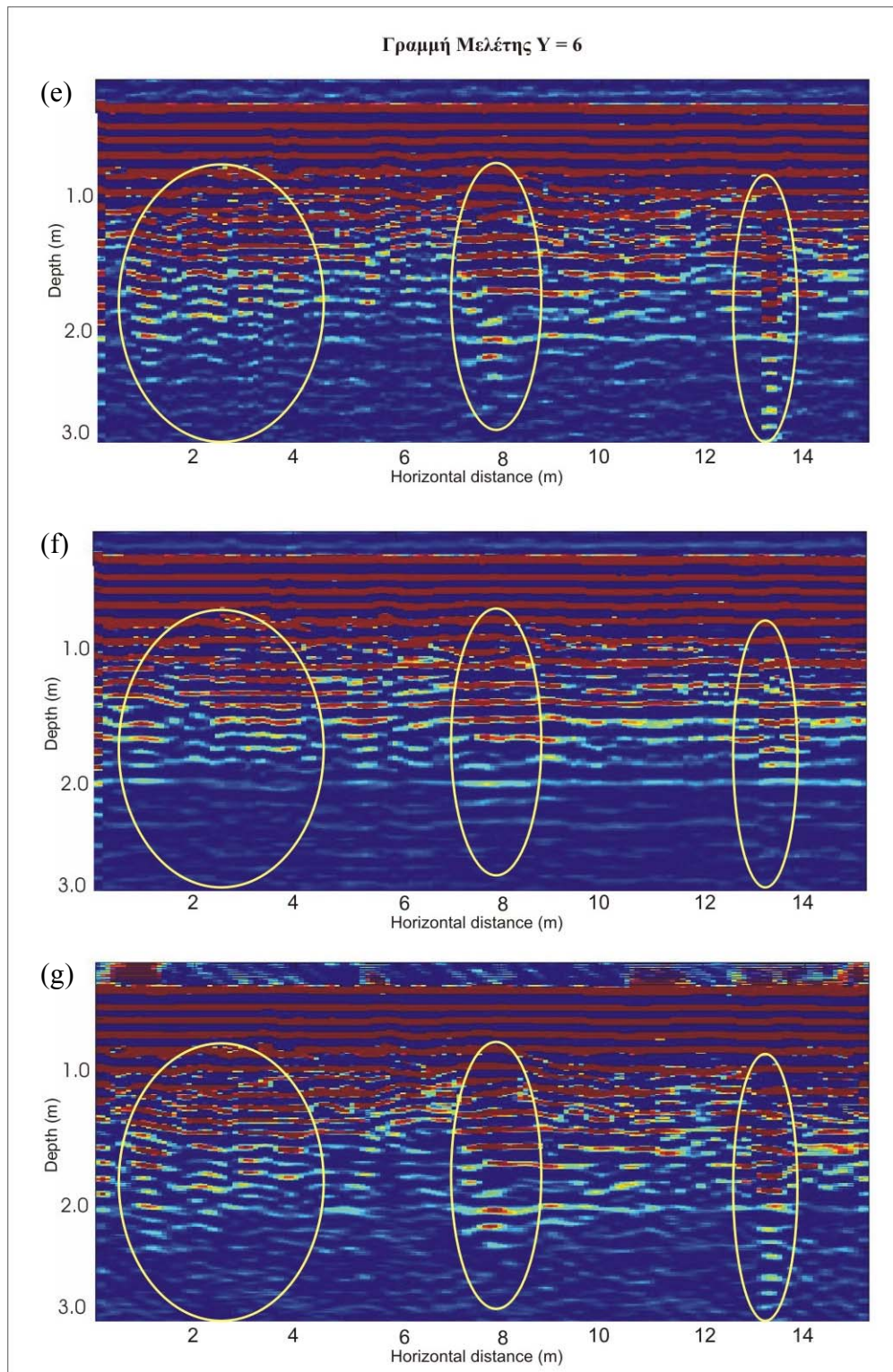
Στα σχήματα 8.13 – 8.17 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εφαρμογής των προηγούμενων αλγορίθμων σε επιλεγμένες γραμμές του γεωραντάρ (σχήμα 8.1).

Επιλέχτηκαν οι γραμμές όπου οι πολλαπλές ανακλάσεις είναι έντονες και τονίζονται με κύκλους.

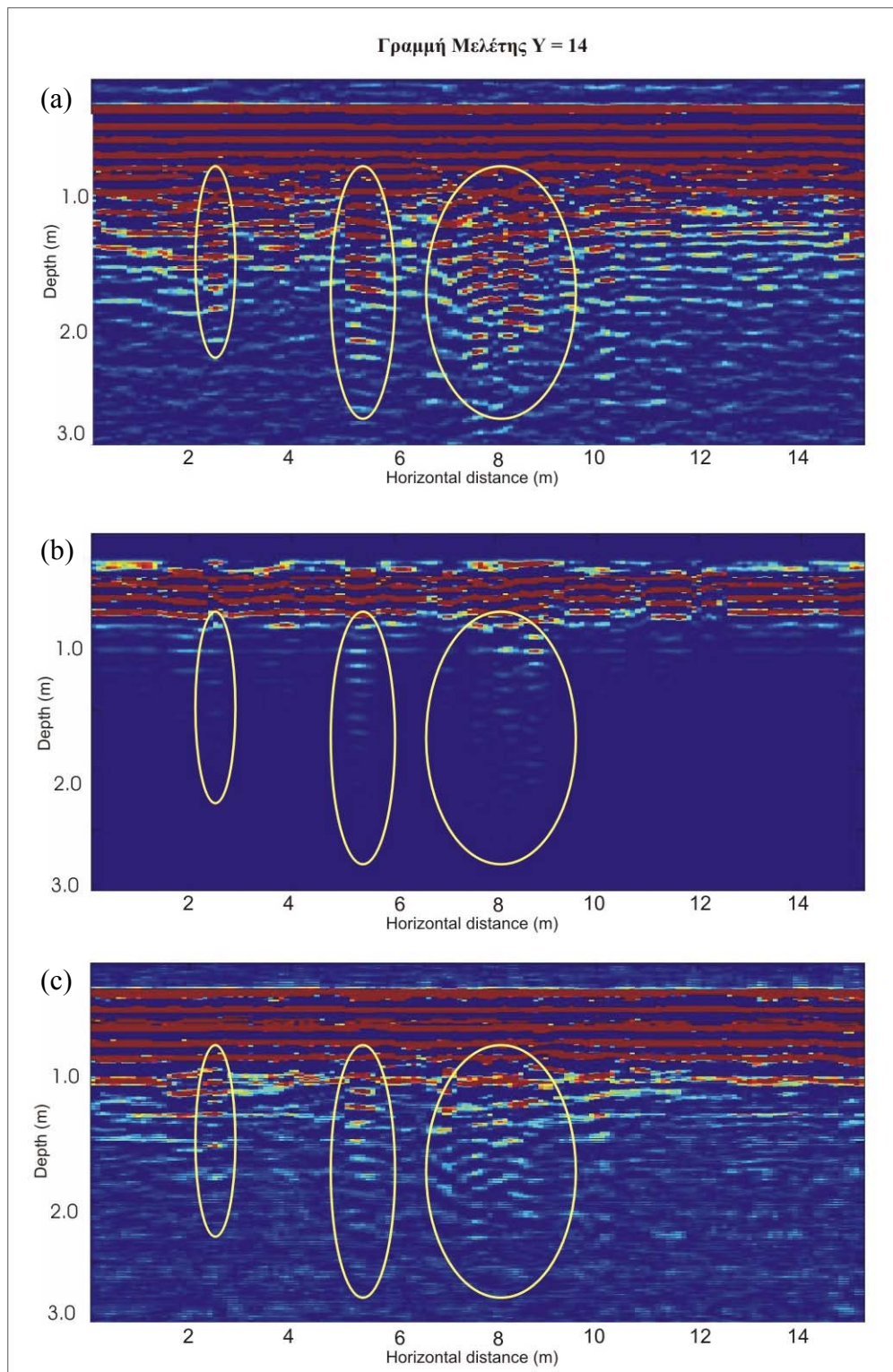
Σχήμα 8.12 α) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2), β) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, φίλτρο ιδιοδιανύσματος, και ενίσχυσης AGC (μέγιστη ενίσχυσης 130, παράθυρο εύρους 2).



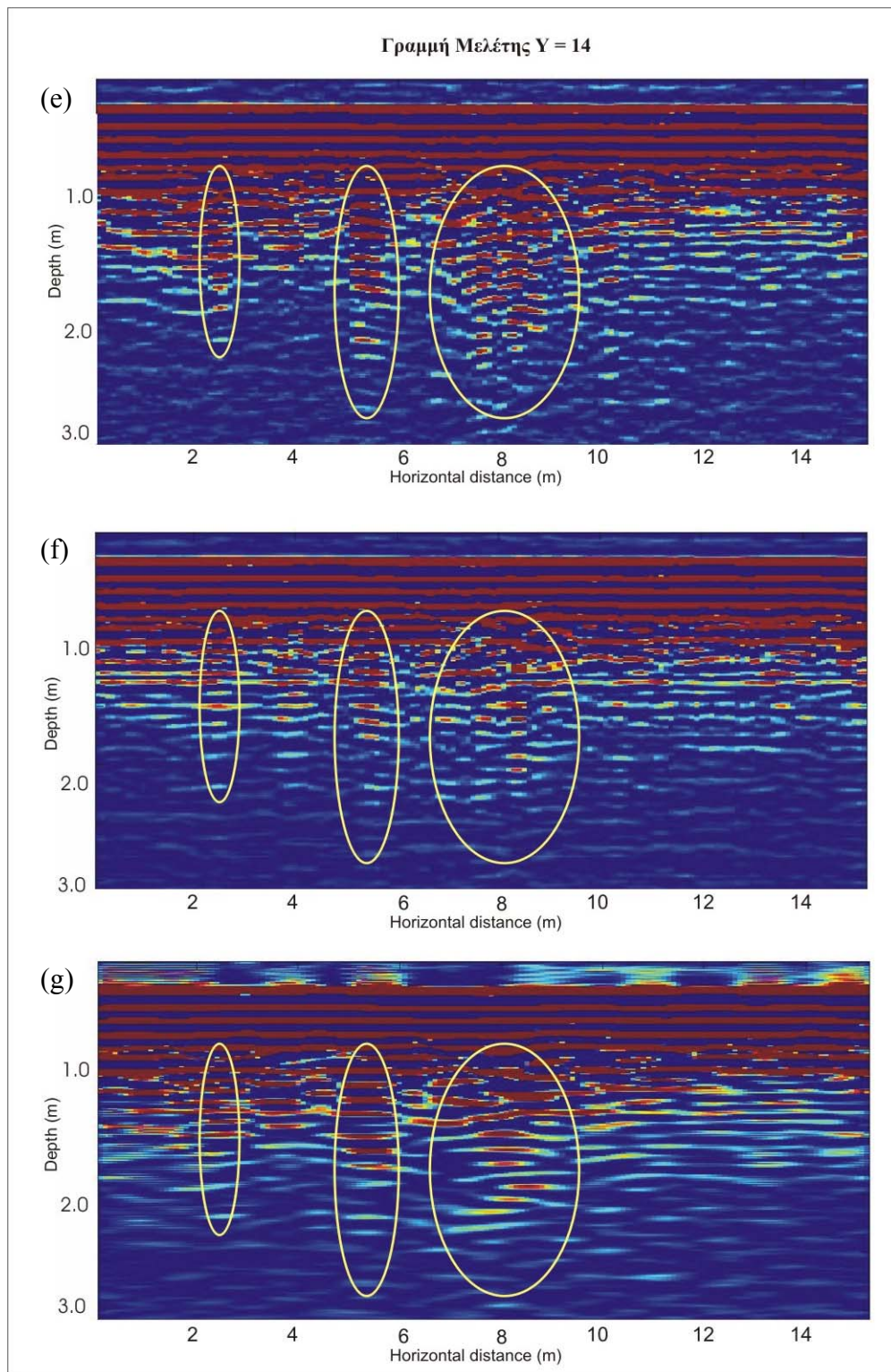
Σχήμα 8.13: Γραμμή μελέτης Y= 6. a) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, b) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση. c) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση.



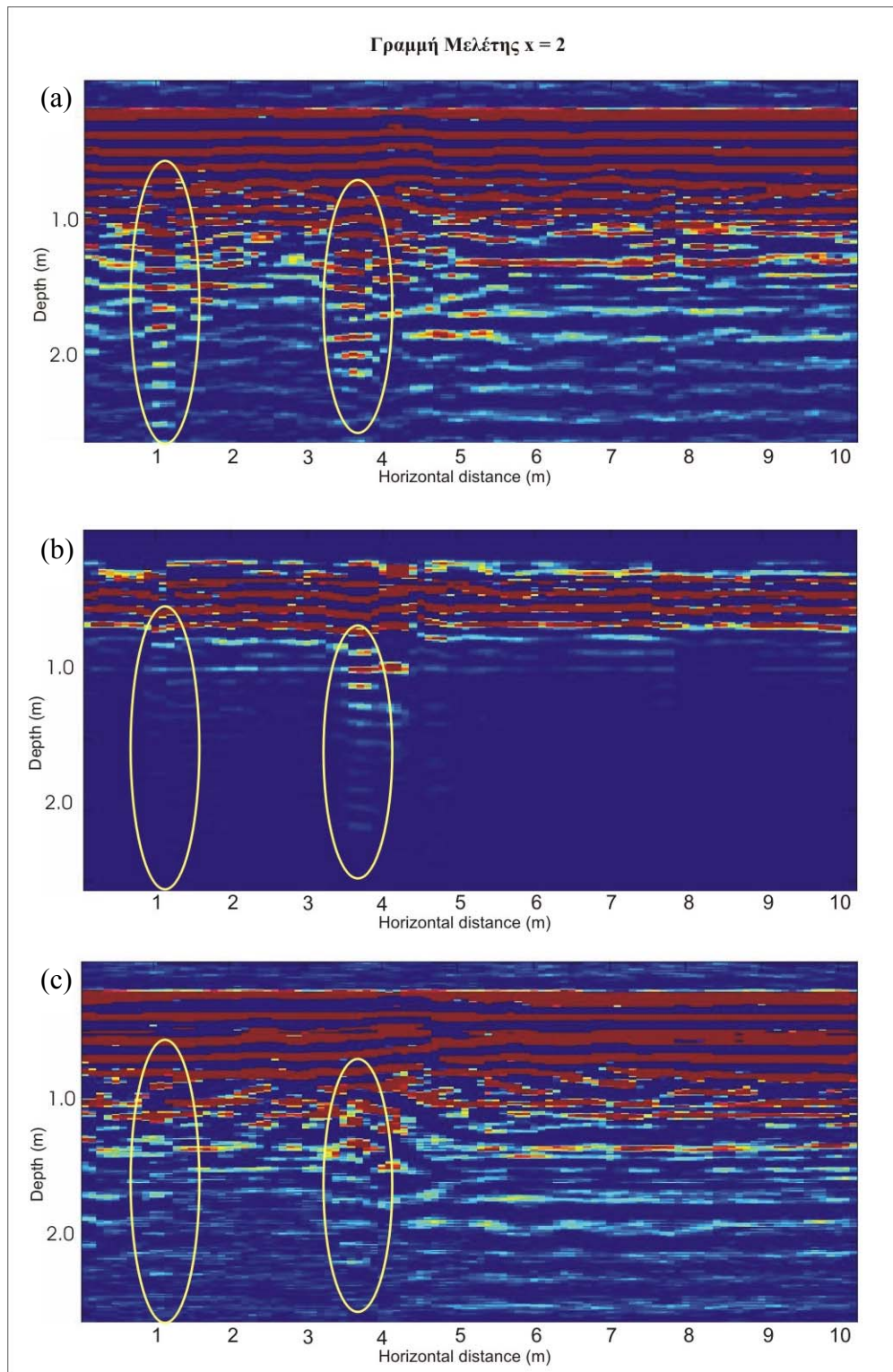
Σχήμα 8.13: Γραμμή μελέτης Y= 6. d) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, f) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, μετασχηματισμός Karhunen - Loeve (πρώτα 20 ιδιοδιανύσματα), και εξομάλυνση. g) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, και φίλτρο στο πεδίο $f-k$, και εξομάλυνση.



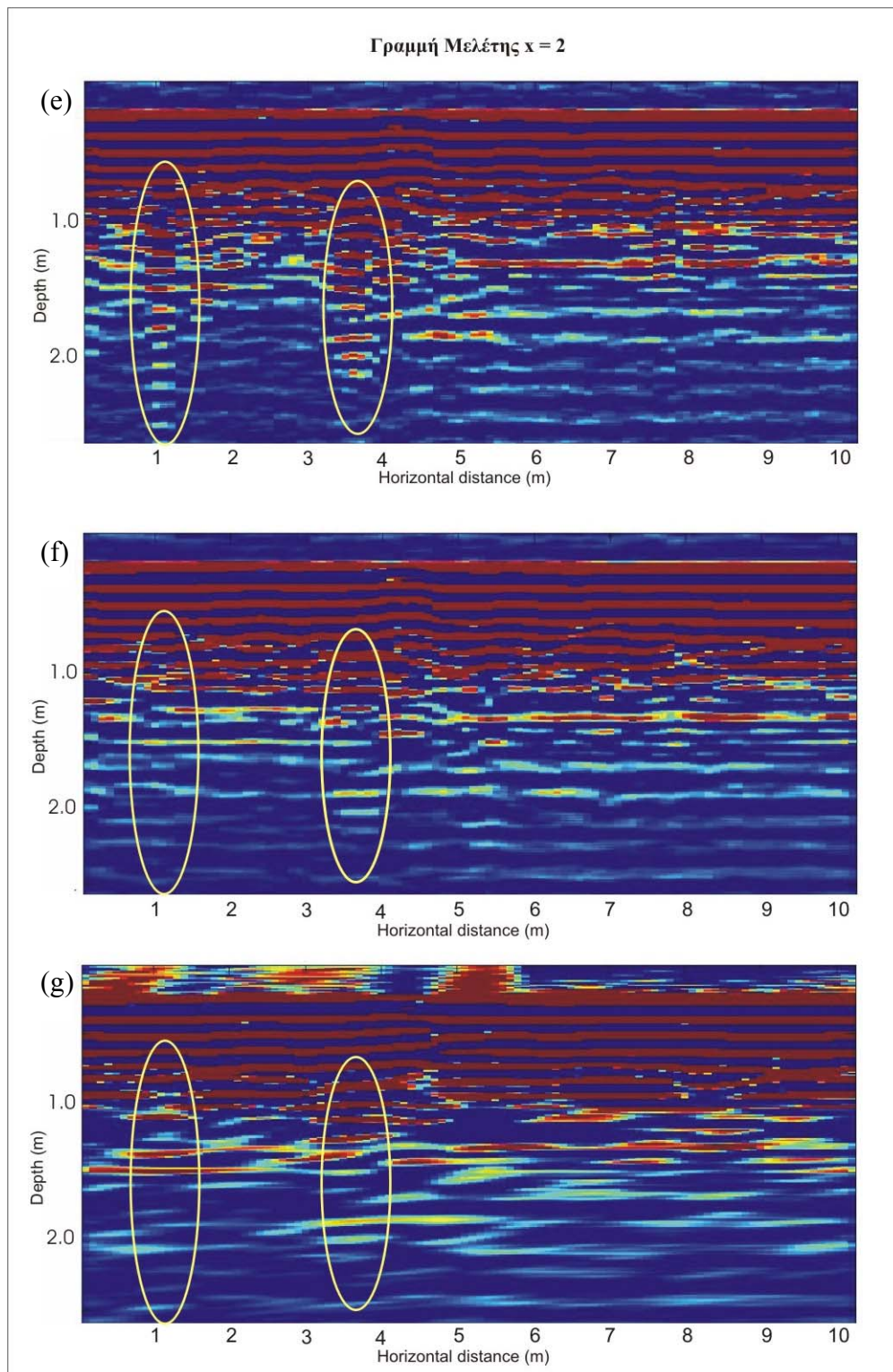
Σχήμα 8.14: Γραμμή μελέτης Y= 14. a) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, b) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση. c) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση.



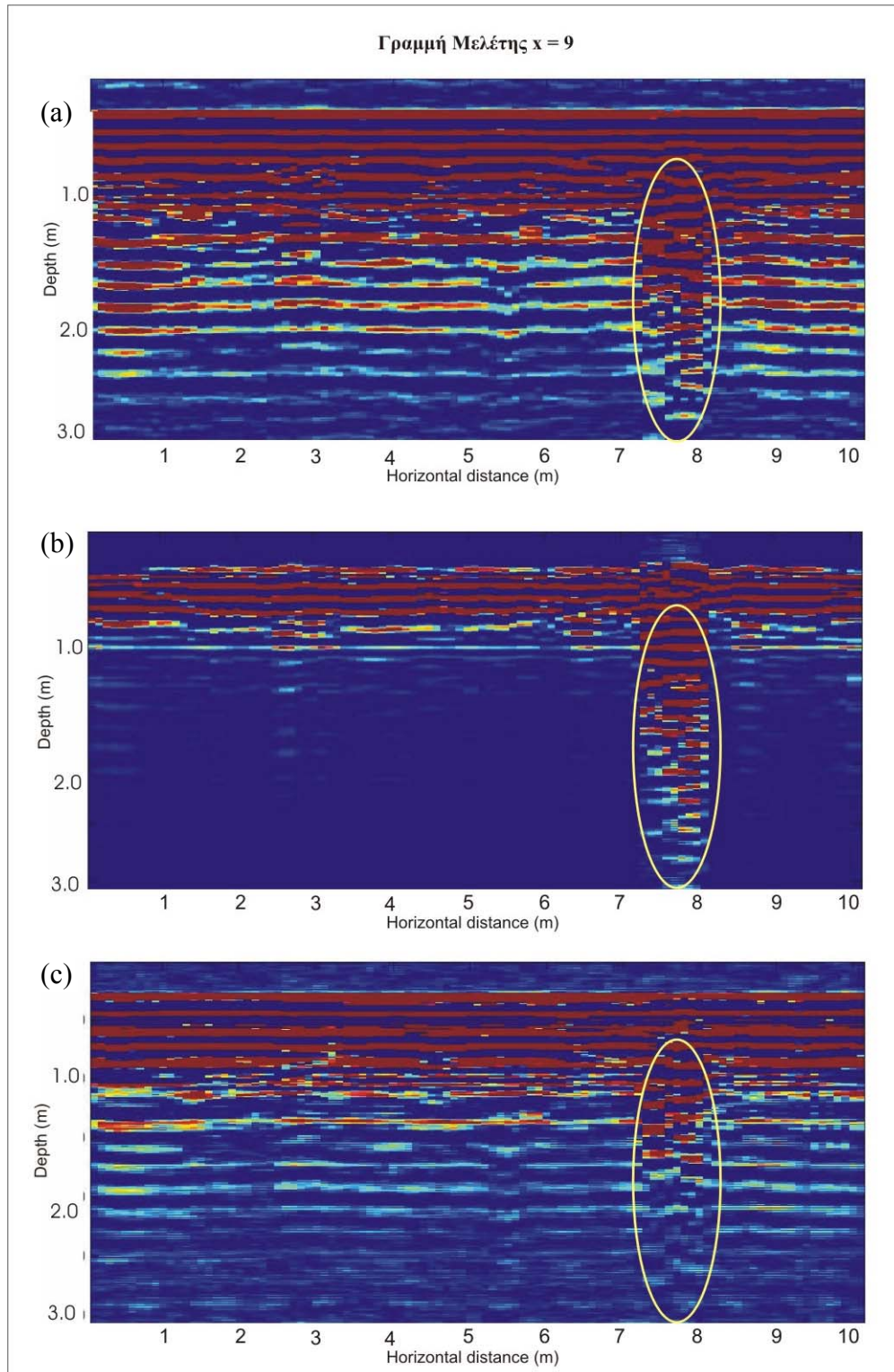
Σχήμα 8.14: Γραμμή μελέτης Y= 14. d) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, f) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, μετασχηματισμός Karhunen - Loeve (πρώτα 20 ιδιοδιανύσματα), και εξομάλυνση. g) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, και φίλτρο στο πεδίο $f-k$, και εξομάλυνση.



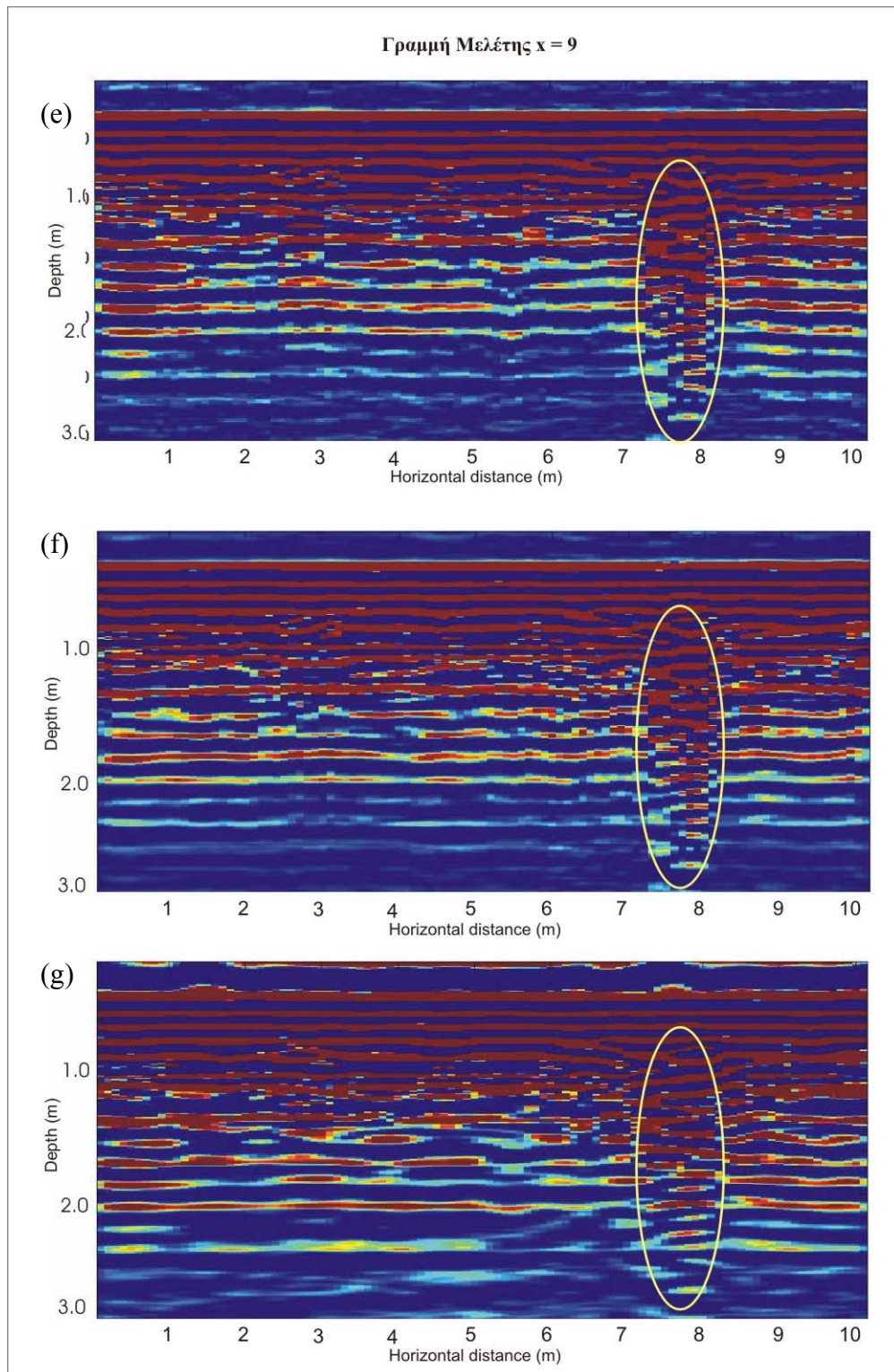
Σχήμα 8.15: Γραμμή μελέτης x= 2. a) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, b) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση. c) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση.



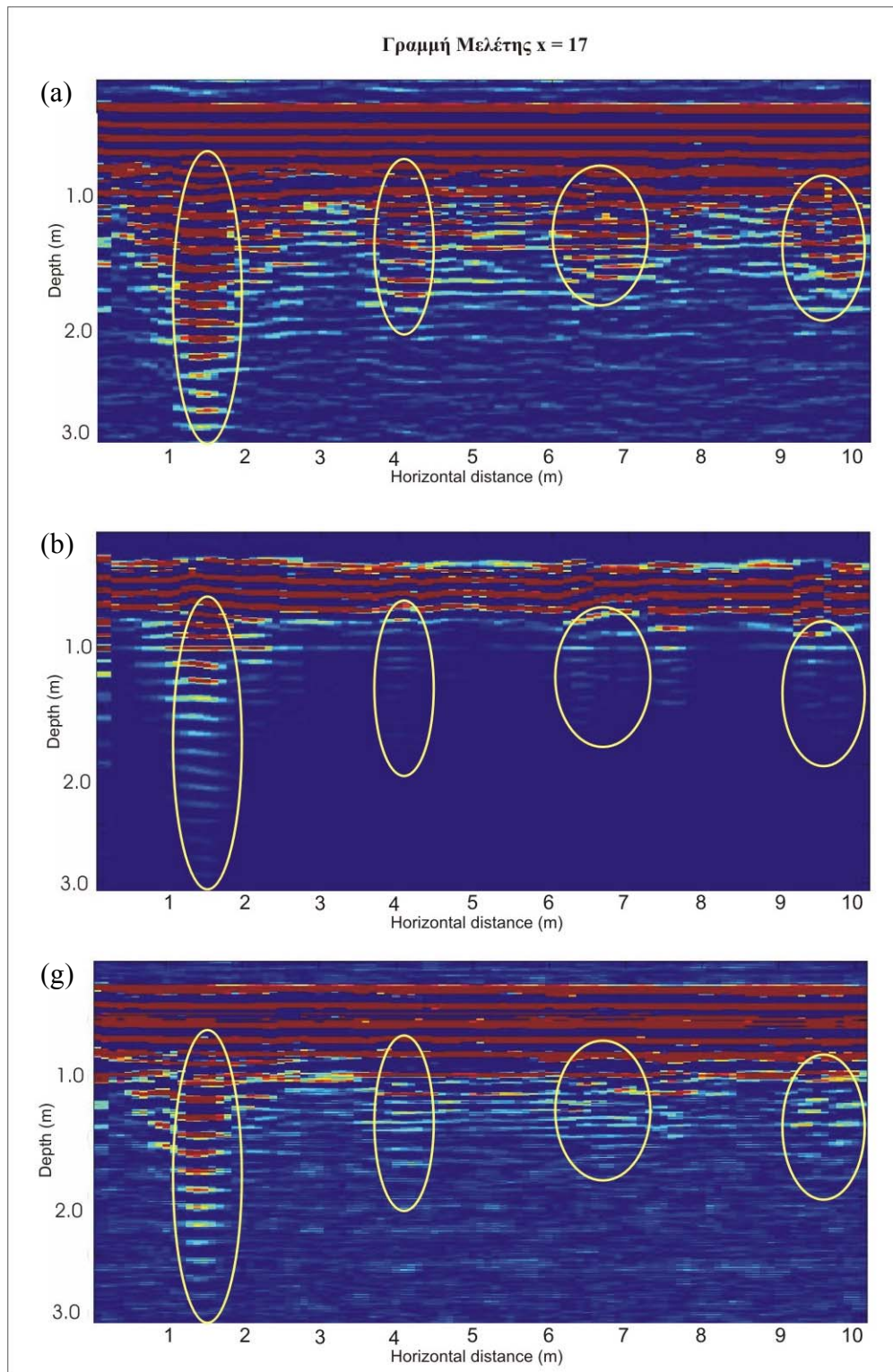
Σχήμα 8.15: Γραμμή μελέτης $x = 2$. d) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, f) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, μετασχηματισμός Karhunen - Loeve (πρώτα 20 ιδιοδιανύσματα), και εξομάλυνση. g) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, και φίλτρο στο πεδίο $f-k$, και εξομάλυνση.



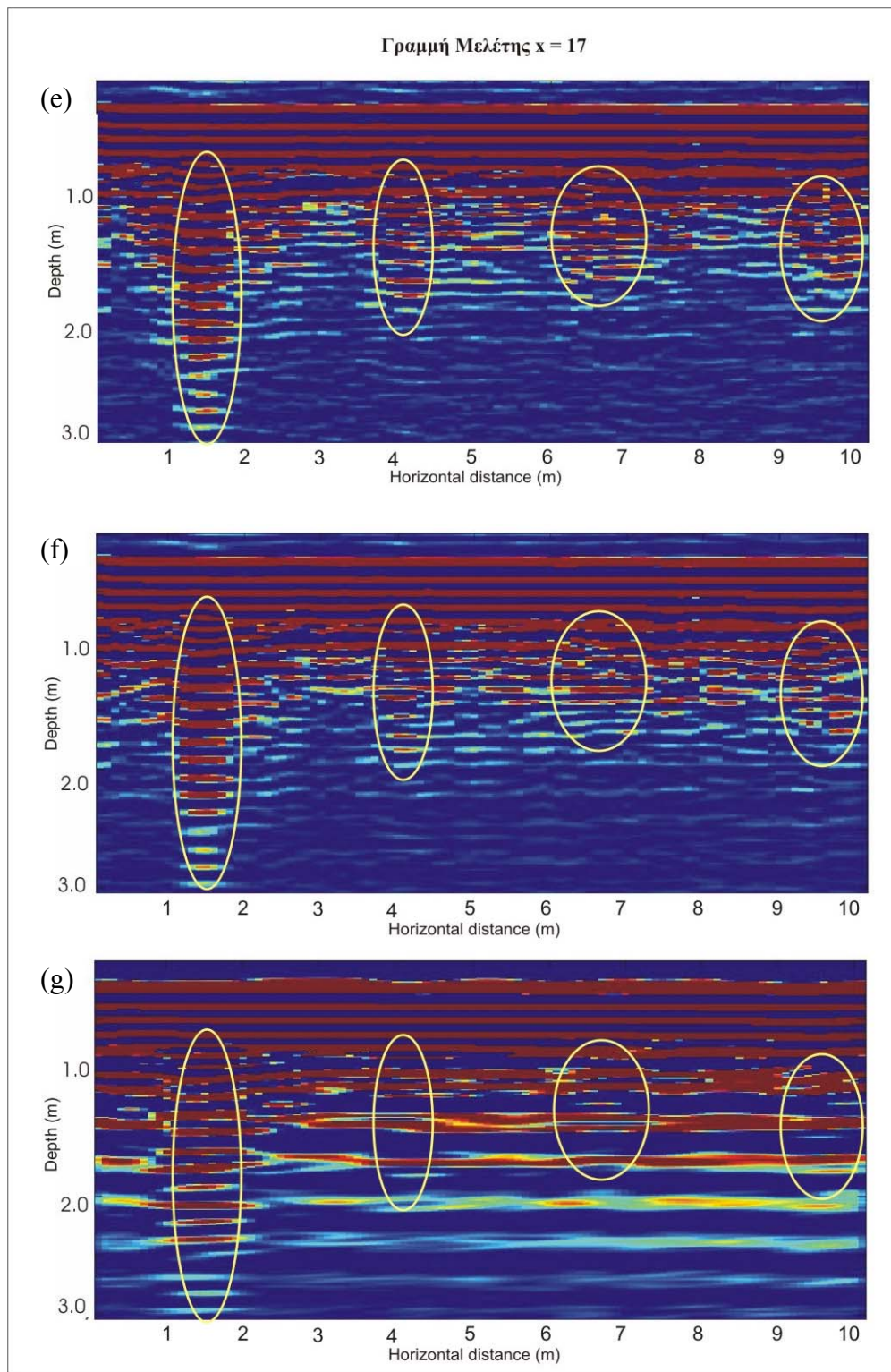
Σχήμα 8.16: Γραμμή μελέτης x= 9. a) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, b) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση. c) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση.



Σχήμα 8.16: Γραμμή μελέτης $X=9$. d) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, f) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, μετασχηματισμός Karhunen - Loeve (πρώτα 20 ιδιοδιανύσματα), και εξομάλυνση. g) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, και φίλτρο στο πεδίο $f-k$, και εξομάλυνση.



Σχήμα 8.17: Γραμμή μελέτης $x = 17$. a) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, b) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη αιχμής (μήκος φίλτρου 4, θέση παλμού 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση. c) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, αποσυνέλιξη πρόβλεψης (μήκος φίλτρου 4, χρόνος πρόβλεψης 1, επίπεδο λευκού θεωρύβου 1%), και εξομάλυνση.



Σχήμα 8.17: Γραμμή μελέτης $Y = 17$. d) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow και εξομάλυνση, f) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, μετασχηματισμός Karhunen - Loeve (πρώτα 20 ιδιοδιανύσματα), και εξομάλυνση. g) Τομή ανάκλασης GPR με εφαρμογή φίλτρου Dewow, και φίλτρο στο πεδίο $f-k$, και εξομάλυνση.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Τα αποτελέσματα της εφαρμογής των προαναφερθέντων αλγόριθμων σε δεδομένα γεωραντάρ έδειξαν πολύ ενθαρρυντικά αποτελέσματα. Η απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων επιτεύχθηκε, μεταφέροντας την τεχνογνωσία από την επεξεργασία σεισμικών δεδομένων σε δεδομένα γεωραντάρ. Συγκεκριμένα:

A. Η αποσυνέλιξη αιχμής και η αποσυνέλιξη πρόβλεψης:

- Εφαρμόζονται σε δεδομένα κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP) και σε δεδομένα υπέρθεσης. Είναι στατιστικές μέθοδοι, για αυτό και δεν αναμένεται να λειτουργούν πάντα αποτελεσματικά στα δεδομένα γεωραντάρ (μικρό δείγμα σε σχέση με τα σεισμικά δεδομένα).
- Σχεδιάζονται και εφαρμόζονται σε κάθε ίχνος ξεχωριστά, με αποτέλεσμα να αποσβένονται καλύτερα πολλαπλές ανακλάσεις που προέρχονται από οριζόντιους ή σχεδόν οριζόντιους ανακλαστήρες.
- Έχουν περιορισμένη επιτυχία στα δεδομένα γεωραντάρ και απαιτούν μεγάλη προσοχή, καθώς πολλές φορές εκτός από την απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων απομακρύνονται και κύριες ανακλάσεις.
- Αν και αρχικά η αποσυνέλιξη αιχμής δείχνει καλύτερα αποτελέσματα από την αποσυνέλιξη πρόβλεψης, όσον αφορά την απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων, ωστόσο ο κίνδυνος απομάκρυνσης των κύριων ανακλάσεων φαίνεται να είναι μεγαλύτερος στην αποσυνέλιξη αιχμής.
- Οι παράμετροι εκτέλεσης των αντίστοιχων αλγόριθμων παίζουν καθοριστικό ρόλο στην αποτελεσματική απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων.

B. Φίλτρο στο πεδίο συχνότητας - κυματαριθμού:

- Οι πολλαπλές ανακλάσεις που προκύπτουν από μικρούς στόχους δίνουν υπερβολικού τύπου καμπύλες χρόνου διαδρομής, οι οποίες μπορούν να διαχωριστούν στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού.
- Η εφαρμογή του φίλτρου στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού διατηρεί τις κύριες ανακλάσεις.
- Ο κυματαριθμός στα δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ, έχει την ίδια φυσική σημασία με αυτή των σεισμικών κοινής πηγής δεδομένων στην περίπτωση των μικρών στόχων. Δηλαδή, στις καταγραφές του γεωραντάρ εμφανίζονται περιθλώμενα κύματα που προέρχονται από σημειακούς

ανακλαστήρες. Οι αφίξεις τόσο των περιθλώμενων κυμάτων όσο και των πολλαπλών τους περιγράφονται από υπερβολικού τύπου καμπύλες οι οποίες είναι εύκολο να διαχωρίζονται στο χώρο συχνότητας – κυματαριθμού.

- Επιφυλάξεις υπάρχουν στην αποτελεσματικότητα της μεθόδου για δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ στην περίπτωση που οι ανακλαστήρες είναι οριζόντιοι, καθώς θεωρείται δύσκολος ο διαχωρισμός των κύριων από τις πολλαπλές ανακλάσεις στο πεδίο συχνότητας – κυματαριθμού.

Γ. Φίλτρο στο πεδίο χρόνου καθυστέρησης - βραδύτητας:

- Ο μετασχηματισμός $\tau - p$ απέτυχε στην απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων σε δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ.

Δ. Μετασχηματισμός Karhunen – Loeve

- Οι πολλαπλές ανακλάσεις που προκύπτουν από μικρούς στόχους δίνουν υπερβολικού τύπου καμπύλες χρόνου διαδρομής, οι οποίες περιγράφονται και διαχωρίζονται με τον μετασχηματισμό Karhunen Loeve.
- Η εφαρμογή της μεθόδου που βασίζεται στο μετασχηματισμό Karhunen – Loeve απομάκρυνε τις πολλαπλές ανακλάσεις και διατήρησε τις κύριες.
- Όπως και στη περίπτωση του φίλτρου στο πεδίο συχνότητας κυματαριθμού, ο κυματαριθμός στα δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ, έχει την ίδια φυσική σημασία με αυτή των σεισμικών κοινής πηγής δεδομένων στην περίπτωση των μικρών στόχων. Δηλαδή, στις καταγραφές του γεωραντάρ εμφανίζονται περιθλώμενα κύματα που προέρχονται από σημειακούς ανακλαστήρες. Οι αφίξεις τόσο των περιθλωμένων κυμάτων όσο και των πολλαπλών τους περιγράφονται από υπερβολικού τύπου καμπύλες οι οποίες είναι εύκολο να διαχωρίζονται με τον μετασχηματισμό Karhunen - Loeve.
- Επιφυλάξεις υπάρχουν στην αποτελεσματικότητα της μεθόδου για δεδομένα υπέρθεσης του γεωραντάρ στην περίπτωση που οι ανακλαστήρες είναι οριζόντιοι, καθώς θεωρείται δύσκολος ο διαχωρισμός των κύριων από τις πολλαπλές ανακλάσεις μετά από τον μετασχηματισμό Karhunen – Loeve.
- Ο προσδιορισμός του αριθμού των ιδιοδιανυσμάτων (κύριων συνιστωσών) που χρησιμοποιούνται για τον αντίστροφο μετασχηματισμό Karhunen - Loeve, παίζει καθοριστικό ρόλο στην αποτελεσματική απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων.

- Ε. Προτείνεται η εφαρμογή των παραπάνω αλγορίθμων σε συνθετικά δεδομένα γεωραντάρ κοινού πομπού, για περαιτέρω εξέταση της αποτελεσματικότητας τους στην απομάκρυνση των πολλαπλών ανακλάσεων.
- ΣΤ. Προτείνεται η συνδυασμένη εφαρμογή των παραπάνω αλγορίθμων σε πραγματικά δεδομένα γεωραντάρ, τα οποία να περιέχουν πολλαπλές ανακλάσεις από οριζόντιους ανακλαστήρες.
- Ζ. Προτείνεται η χρήση συνθετικών δεδομένων για την αναγνώριση των πολλαπλών ανακλάσεων στις καταγραφές, την πρόβλεψή τους αλλά και στη συνέχεια την απομάκρυνσή τους από τις καταγραφές γεωραντάρ. Η παραπάνω διαδικασία θα χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με τους αλγόριθμους που αναπτύχθηκαν στα πλαίσια της μεταπτυχιακής εργασίας.