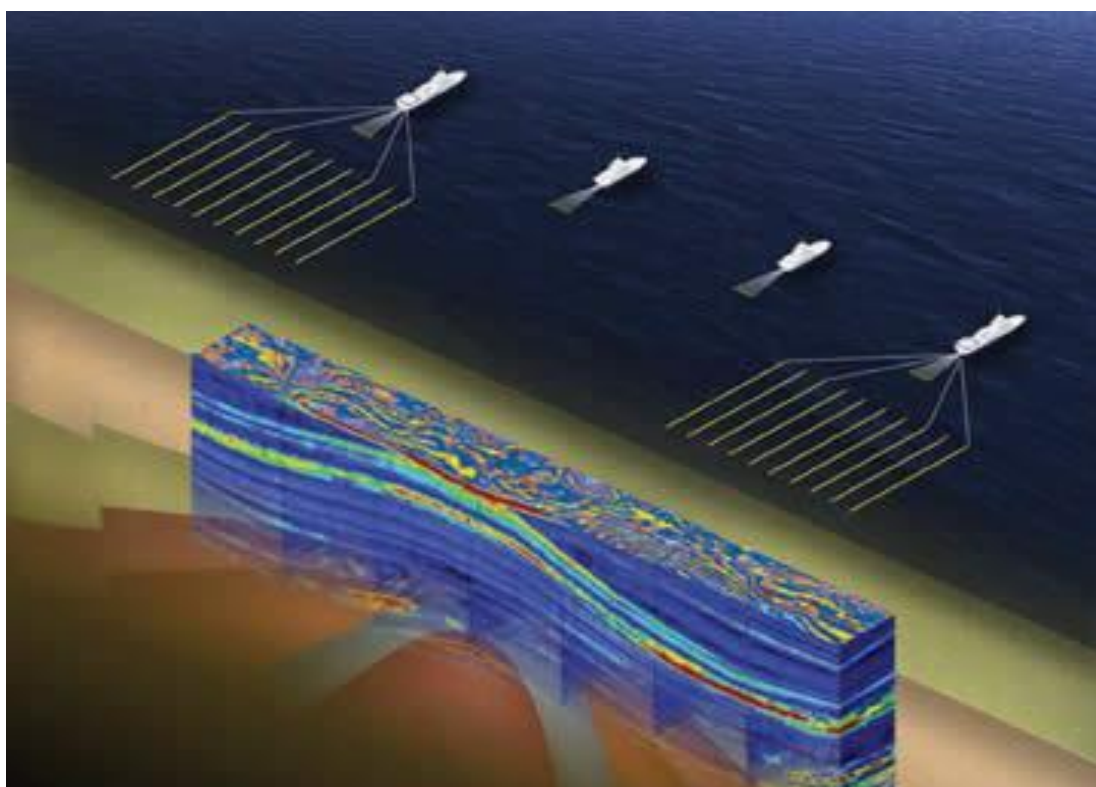




ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧ. ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΘΑΛΑΣΣΙΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ  
ΑΠΟ ΤΟ ΝΟΤΙΟ ΑΙΓΑΙΟ



ΜΟΥΧΟΥ ΑΠΟΣΤΟΛΙΑ ΜΑΡΙΑ

Εξεταστική Επιτροπή:  
Βαφείδης Αντώνιος, Καθηγητής (Επιβλέπων)  
Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής  
Ζεληλίδης Αβραάμ, Καθηγητής

Δεκέμβριος 2014, Χανιά

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του τμήματος Μηχανικών Ορυκτών Πόρων.

Για την ανάθεση του θέματος, την άψογη συνεργασία, την πολύτιμη βοήθειά του καθώς επίσης και την εξαιρετική καθοδήγηση οφείλω να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέπων μου καθηγητή κ. Βαφείδη Αντώνη. Παράλληλα θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ, όπου η συμβολή του στη διπλωματική εργασία ήταν κομβική. Τον ευχαριστώ από καρδιάς για τα τόσο σημαντικά στοιχεία που διέθεσε καθώς επίσης και για τις συμβουλές που μου έδωσε. Τέλος, ευχαριστώ θερμά τον καθηγητή κ. Ζεληλίδη Αβραάμ για τη συνεργασία του στη διπλωματική εργασία και για το χρόνο που διέθεσε.

Ευχαριστώ επίσης θερμά τον διδάκτορα κ. Ανδρονικίδη Νίκο για την πολύτιμη βοήθεια καθ' όλη την επεξεργασία των θαλάσσιων δεδομένων και την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε καθώς επίσης και για το χρόνο που διέθεσε για να μου δώσει τα τόσο πολύτιμα στοιχεία, τόσο για το λογισμικό πακέτο Promax 2D, όσο και για την εμπειρία του στη σεισμική ανάκλαση. Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους βρίσκονται στο εργαστήριο της Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής για την προθυμία τους.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την ηθική, οικονομική υποστήριξη και την αμέριστη συμπαράσταση που μου έδειξε καθώς τους οφείλω όλη τη διαδρομή των σπουδών μου αυτά τα χρόνια. Ο αδερφός μου στάθηκε σημαντικός για τις πολύτιμες συμβουλές που μου έδωσε καθώς και για τις γνώσεις που μου πρόσφερε.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα κοντινά μου άτομα για την ηθική και ψυχολογική υποστήριξη αλλά και κατανόηση.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα πτυχιακή εργασία επεξεργάστηκαν θαλάσσια σεισμικά δεδομένα ανάκλασης που παραχωρήθηκαν από την εταιρεία Ελληνικά Πετρέλαια (ΕΛ.ΠΕ) (πρώην Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου-ΔΕΠ). Το τμήμα της τομής που επεξεργάστηκε βρίσκεται πλησίον των νησιών της Φολέγανδρου και της Σίφνου εντός της λεκάνης της Φολέγανδρου. Η γεωφυσική διασκόπηση έγινε με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Η γραμμή μελέτης της εν λόγω εργασίας έχει μήκος 25Km περίπου είναι τμήμα της γραμμής AEG-1. Τα δεδομένα έχουν υποστεί πρωτογενή επεξεργασία από το ερευνητικό τμήμα της εταιρείας Ελληνικά Πετρέλαια. Η επεξεργασία των θαλάσσιων αυτών δεδομένων έγινε στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής.

Τα βασικά στάδια επεξεργασίας σεισμικών ανάκλασης της παρούσας μελέτης είναι:

- Η πραγματοποίηση της αποσυνέλιξης πρόβλεψης (Spiking/Predictive Deconvolution) στα αρχικά δεδομένα με σκοπό την απαλοιφή των πολλαπλών ανακλάσεων.
- Η ανάλυση ταχυτήτων με δεδομένα κοινού ενδιαμέσου σημείου και η δημιουργία σεισμικής τομής υπέρθεσης.
- Εν συνεχεία η εφαρμογή του φίλτρο αυτόματης ενίσχυσης (AGC).
- Η εφαρμογή του ζωνοπερατού φίλτρου στα δεδομένα της σεισμικής τομής υπέρθεσης (Stack) σύμφωνα με τη συχνότητα Nyquist.
- Κατά την επεξεργασία των δεδομένων μετά τη σεισμική υπέρθεση (Stack) η εφαρμογή του φίλτρου F-K, όπου αποκόπηκαν οι ταχύτητες 1500m/s στο πολύγωνο που σχηματίστηκε συμμετρικά. Στα δεδομένα της παρούσας εργασίας η ενέργεια κυμαίνεται από 5-45 Hz.
- Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής των φίλτρων (Bandpass, F-K) πριν και μετά τη σεισμική υπέρθεση.
- Τέλος, η εφαρμογή σεισμικής χωροθέτησης στη σεισμική τομή υπέρθεσης με στόχο τη διόρθωση της κλίσης των ανακλαστήρων καθώς και τη βελτίωση της χωρικής διακριτικής ικανότητας.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ανάλυση των σεισμικών δεδομένων συνδυάστηκαν με βιβλιογραφικά δεδομένα για την γεωτεκτονική εξέλιξη της περιοχής και προτάθηκε ένα νέο γεωτεκτονικό μοντέλο.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 <sup>ο</sup> .....	1
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ (ΑΙΓΑΙΟ) .....	1
Γεωτεκτονική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη του χώρου του Αιγαίου (από Ρουμπεδάκη, 2007)...	1
1.1 Εισαγωγή .....	1
1.2 Γεωτεκτονικές Ενότητες στον Ελλαδικό χώρο .....	2
1.3 Κύριες φάσεις της αλπικής ορογένεσης .....	5
1.4 Μοντέλα για την τεκτονική κατά το Τριτο-τεταρτογενές.....	10
1.4.1 Δυναμικά μοντέλα .....	10
1.4.2 Κινηματικά Μοντέλα .....	15
1.5 ΑΤΤΙΚΟΚΥΚΛΑΔΙΚΗ ΖΩΝΗ (από Μουντράκη 2010, τροποποιημένο και με προσθήκες).....	20
1.5.1 Γεωτεκτονική τοποθέτηση.....	20
1.5.2 Λιθοστρωματογραφία και τεκτονική δομή .....	22
1.5.3 Συμπεράσματα για την τεκτονοστρωματογραφία.....	36
1.5.4 Συνθήκες Μεταμόρφωσης.....	37
1.5.5 Μαγματισμός .....	38
1.5.6 Τεκτονικές παραμορφώσεις.....	39
1.5.7 Γεωτεκτονικοί χαρακτήρες και τεκτονορογενετική εξέλιξη της Αττικοκυκλαδικής .....	40
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 <sup>ο</sup> .....	44
ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ .....	44
2.1 Εισαγωγή .....	44
2.2 Βασικές Αρχές.....	44
2.3 Κύματα Χώρου .....	46
2.4 Υδρόφωνα-Σεισμικό Καλώδιο Και Σεισμικές Πηγές (Airgun) .....	47
2.5 Ιδιότητες-Συντελεστές.....	47
2.5.1 Συντελεστής Ανάκλασης-Ακουστική Εμπέδηση .....	47
2.5.2 Συχνότητα Nyquist-Αναδίπλωση συχνοτήτων.....	48
2.5.3 Μέση Ταχύτητα .....	49
2.5.4 Μέση Τετραγωνική Ταχύτητα (RMS Velocity) .....	50
2.6 Παράμετροι Πειράματος Σεισμικής Ανάκλασης.....	51
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 <sup>ο</sup> .....	55



<b>ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ</b> .....	55
<b>3.2 Επεξεργασία Δεδομένων</b> .....	55
3.2.1 Εισαγωγή .....	55
3.2.2 Ανάλυση Ταχυτήτων .....	56
3.2.3 Υπολογισμός ταχυτήτων .....	57
3.2.4 Αποσυνέλιξη Πρόβλεψης .....	57
3.2.5 Αποκοπή Πρώτων Αφίξεων .....	58
3.2.6 Ζωνοπερατό Φίλτρο .....	58
3.2.7 Φίλτρο στο πεδίο Συχνότητας-Κυματάριθμου .....	59
3.2.8 Δυναμική Διόρθωση .....	60
3.2.9 Φίλτρο Αυτόματης Ενίσχυσης .....	60
3.2.10 Σεισμική Υπέρθεση .....	61
3.2.11 Σεισμική Χωροθέτηση .....	61
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4<sup>ο</sup></b> .....	65
<b>ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ AEG-1</b> .....	65
4.1 Περιγραφή πειράματος .....	65
4.2 Εισαγωγή .....	66
Εν συνεχεία παρουσιάζονται τα αρχικά δεδομένα πριν τη διαδικασία της επεξεργασίας (Σχήμα 4.4). .....	70
<i>Σχήμα 4.4: Πρωτογενή δεδομένα της γραμμής AEG-1.</i> .....	70
4.3 Γεωμετρία .....	70
4.4 Ανάλυση Ταχυτήτων .....	71
4.5 Αποσυνέλιξη Πρόβλεψης .....	73
4.6 Σεισμική Υπέρθεση .....	76
4.7 Εφαρμογή Φίλτρων .....	78
4.8 Σεισμική Χωροθέτηση με τη μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών .....	83
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup></b> .....	84
<b>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ</b> .....	84
5.1 Αποτελέσματα - Συμπεράσματα .....	84
5.2 Συζήτηση - Συμπεράσματα .....	85
5.2 Προτάσεις .....	91
<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b> .....	92

# **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>**

## **ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ (ΑΙΓΑΙΟ)**

### **Γεωτεκτονική και παλαιογεωγραφική εξέλιξη του χώρου του Αιγαίου (από Ρουμπεδάκη, 2007)**

#### **1.1 Εισαγωγή**

Η σεισμική ανάκλαση θεωρείται μια από τις πλέον αξιόπιστες γεωφυσικές μεθόδους για την απεικόνιση του υπεδάφους και την αναζήτηση υδρογονανθράκων. Η μέθοδος αυτή είναι υψηλής ευκρίνειας και απεικονίζει γεωλογικούς σχηματισμούς στο υπέδαφος με ακρίβεια της τάξης των 20 μέτρων και σε βάθος μερικών χιλιομέτρων. Πιο παλιά, η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης εφαρμοζόταν κυρίως για την έρευνα παγίδευσης υδρογονανθράκων. Σήμερα, η εφαρμογή της έχει επεκταθεί στην ανίχνευση υπόγειων υδάτων και γεωθερμικών πεδίων. Άλλες εφαρμογές της σεισμικής ανάκλασης είναι οι χαρτογραφήσεις αρχαιολογικών χώρων καθώς και οι μελέτες θεμελίωσης.

Μετά τη συλλογή των καταγραφών πραγματοποιείται η επεξεργασία αυτών με λογισμικά πακέτα. Το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε στην τρέχουσα εργασία ονομάζεται Promax 2D. Αυτό το πρόγραμμα επεξεργασίας δημιουργήθηκε από τους Halliburton και εμφανίστηκε το 1989. Θεωρείται ένα από τα καλύτερα προγράμματα επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων δύο διαστάσεων. Είναι εγκατεστημένο στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης.

Η προκειμένη πτυχιακή εργασία ασχολείται με την επεξεργασία σεισμικών θαλάσσιων δεδομένων της γραμμής μελέτης AEG-1 που βρίσκεται πλησίον των νησιών της Φολέγανδρου και της Σίφνου στο Αιγαίο. Η εργασία είναι δομημένη σε τέσσερα κεφάλαια. Το πρώτο κεφάλαιο περιλαμβάνει τη γεωλογία της περιοχής μελέτης, το δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται στη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης και τις βασικές αρχές που ακολουθεί, στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται εκτενής αναφορά στη μέθοδο επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων, ενώ στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα στάδια επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων με το λογισμικό Promax 2D. Στο πέμπτο και

τελευταίο κεφάλαιο παρατίθενται τα συμπεράσματα της εργασίας καθώς και προτάσεις που μπορούν να χρησιμεύσουν για μελλοντική διερεύνηση.

## **1.2 Γεωτεκτονικές Ενότητες στον Ελλαδικό χώρο**

Η Ελλάδα χωρίζεται σε δύο γεωτεκτονικές ενότητες, στις Εξωτερικές και στις Εσωτερικές Ελληνίδες.

Στις εξωτερικές Ελληνίδες ανήκουν οι εξής ζώνες:

- Η Προαπούλια ζώνη ή Ζώνη Παξών
- Η Ιόνια Ζώνη
- Η Ζώνη Γαββρόβου-Τρίπολης
- Η Ζώνη Πίνδου
- Η Ζώνη Παρνασσού

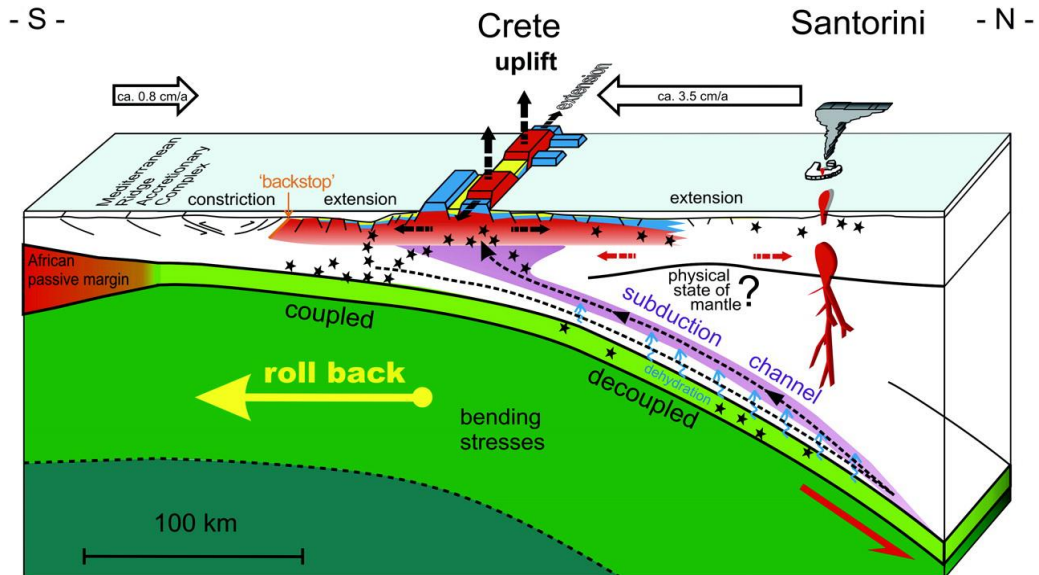
Στις εσωτερικές Ελληνίδες ανήκουν οι ζώνες:

- Η Ζώνη Βοιωτίας
- Η Πελαγονική Ζώνη
- Η Αττικοκυκλαδική Ζώνη ή Μάζα
- Η Ζώνη Αξιού
- Η Περιοδοπική Ζώνη
- Η Ζώνη της Ροδόπης και
- Η Σερβομακεδονική Ζώνη

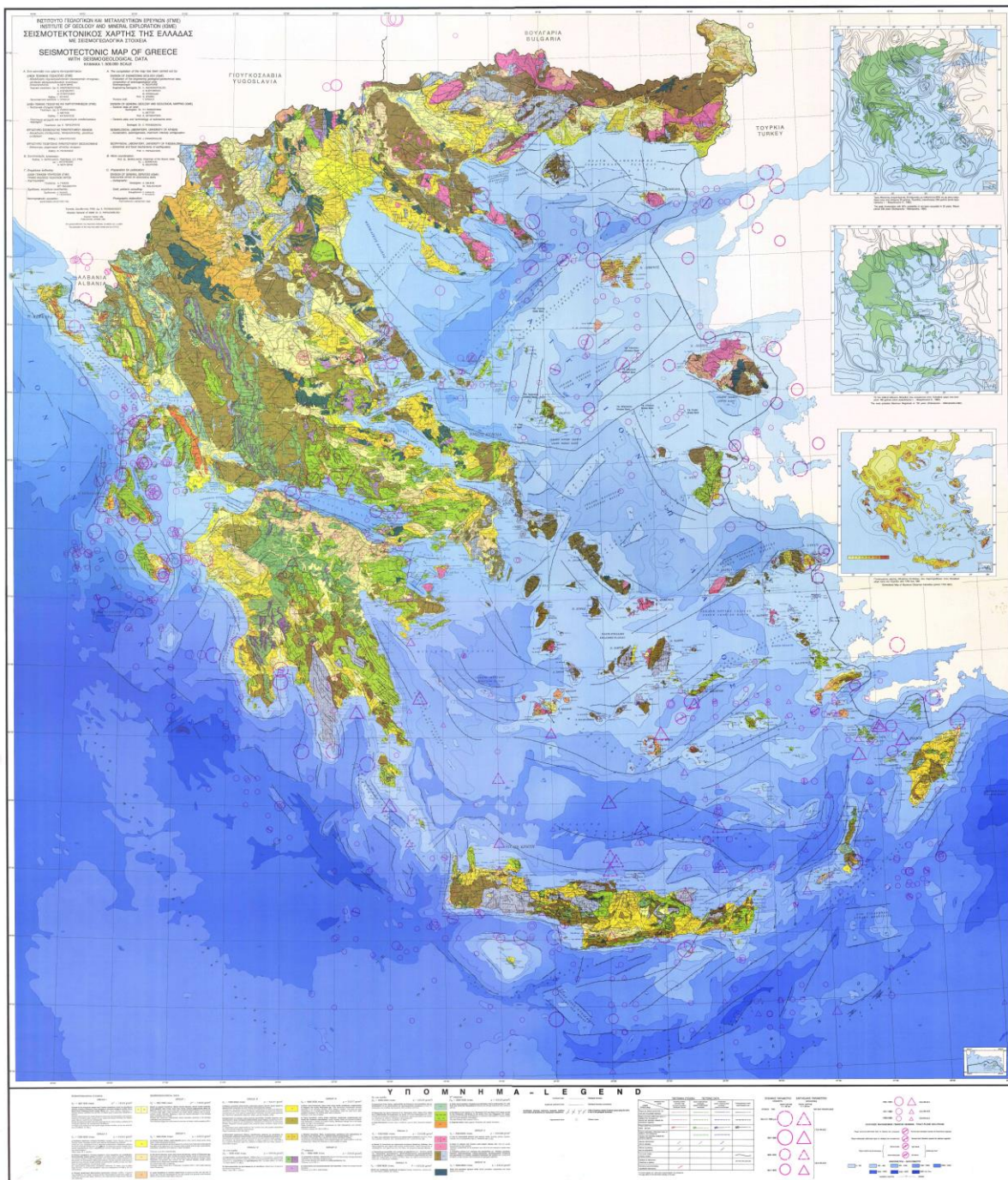
Οι εσωτερικές Ελληνίδες έχουν υποστεί μεταμόρφωση σε αντίθεση με τις εξωτερικές, παρουσιάζουν έντονα μαγματικά φαινόμενα και έχουν δεχθεί την ιζηματογένεση φλύσχη.

Η περιοχή του Νότιου Αιγαίου συγκαταλέγεται στην οπισθοτόξια περιοχή που δημιουργεί το πρίσμα επαύξησης, όπου δημιουργείται Νότια της Κρήτης εξαιτίας της βύθισης της Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα. Το φαινόμενο αυτό δημιουργεί εφελκυστικές τάσεις στην οπισθοτόξια λεκάνη με κατευθύνσεις B-N, εν αντιθέσει με τη Βόρεια Ελλάδα, όπου παρατηρείται συμπίεση. Ο εφελκυσμός αυτός συνδέεται με την ηφαιστειότητα που είναι ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Νοτίου Αιγαίου.

Παρακάτω παρατίθενται οι δύο εικόνες όπου, η πρώτη (Σχήμα 1.1) εξηγεί το φαινόμενο της βύθισης της αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική πλάκα, ενώ η δεύτερη εικόνα (Σχήμα 1.2) είναι ο τεκτονικός χάρτης του Ελλαδικού Χώρου.



Σχήμα 1.1: Πρίσμα επαύξησης Νότια της Κρήτης.



Σχήμα 1.2: Σεισμοτεκτονικός χάρτης της Ελλάδας με σεισμογεωλογικά στοιχεία. (Ινστιτούτο γεωλογικών και μεταλλευτικών ερευνών-ΙΓΜΕ)

Τα νησιά Νάξος, Σίφνος, Φολέγανδρος ανήκουν στις Εσωτερικές Ελληνίδες και πιο συγκεκριμένα στην Αττικοκυκλαδική ζώνη ή μάζα. Η Αττικοκυκλαδική μάζα διακρίνεται στην Ενότητα Αττικής, στην Ενότητα Βόρειων Κυκλάδων και στην Ενότητα Νότιων Κυκλάδων (Paranikolaou 1984).

### 1.3 Κύριες φάσεις της αλπικής ορογένεσης

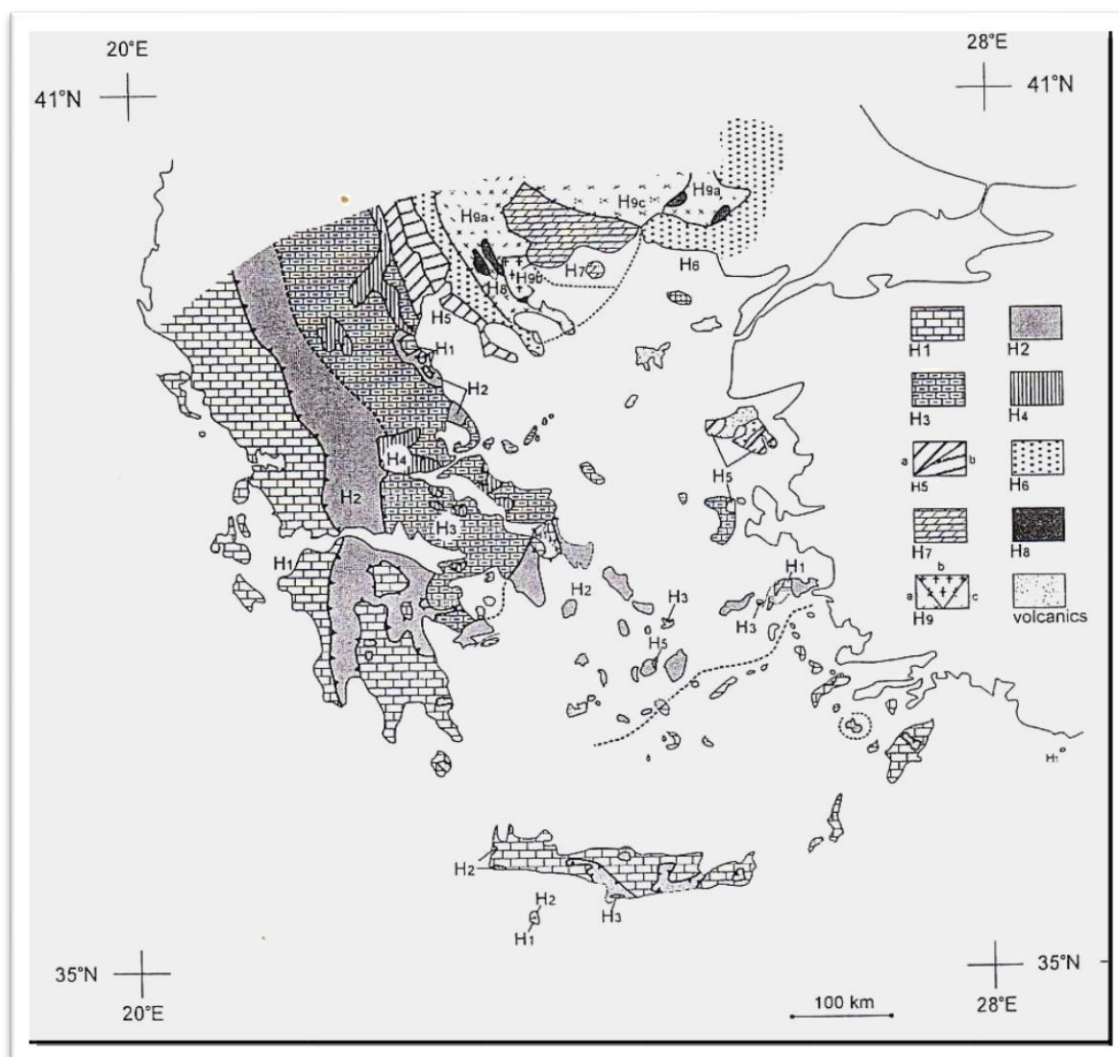
Οι απόψεις για την εξέλιξη της περιοχής του Αιγαίου μπορούν να διαχωριστούν σε δύο κατηγορίες, σε εκείνες που θεωρούν την ανάπτυξη γεωτεκτονικών φαινομένων σε έναν σταθερό και προϋπάρχον χώρο και σε εκείνες που προσδίδουν μια δυναμικότητα στον Αιγιακό χώρο θεωρώντας την μορφολογία και την σύσταση του «μεταβλητή» κατά την διάρκεια του γεωλογικού χρόνου (Paranikolaou, 1993). Σύμφωνα με τις παλαιότερες απόψεις, η περιοχή του Αιγαίου θεωρούνταν ως σταθερή περιοχή που προϋπήρχε από τον Παλαιοζωικό (Lepsius, 1893, Philippson, 1898, 1901, Renz, 1940, 1955, Brunn, 1956) με σχετικά απλή παλαιογεωγραφική εξέλιξη κατά τον Μεσοζωικό και Καινοζωικό, που συνίσταντο σε κατακόρυφες κινήσεις με προσωρινές επικλήσεις και αποσύρσεις της θάλασσας (π.χ. στο Ανώτερο Κρητιδικό, Trikkalinos, 1954). Κάτω από αυτή την θεώρηση η Αιγιακή λιθόσφαιρα θα έπρεπε να είχε γίνει πριν τον Αλπικό κύκλο και ακόμα πριν την γέννηση του ωκεανού της Τηθύος, συμπεραίνοντας έτσι ότι τα νησιά του Αιγαίου δομούνταν είτε από προαλπικά πετρώματα του υποβάθρου που ανήκαν στην Βαρίσκια Ορογένεση ή σε παλαιότερη, είτε από ιζηματογενείς αποθέσεις που καλύπτουν τα προαλπικά πετρώματα του υποβάθρου. Μερικές αποκλίνουσες θεωρίες από τις ανωτέρω δεν έτυχαν υποστήριξης λόγω της έλλειψης αποδεικτικών στοιχείων (Negris, 1915, Kober, 1929, 1931).

Οι πιο σύγχρονες απόψεις στην γεωτεκτονική δομή και εξέλιξη του Αιγαίου βασίζονται στη θεωρία της τεκτονικής των πλακών (McKenzie, 1970, 1972, 1978, Ninkovich & Hays, 1972, Decourt, 1972, Dewey et al., 1973, Aubouin, 1977, Durr et al., 1978, Jacobshagen et al., 1986). Σύμφωνα με τις νεότερες θεωρίες, η λιθόσφαιρα είναι ακόμα σε διαδικασία σταθεροποίησης. Το νότιο κομμάτι κάτω από την σημερινή λεκάνη του Κρητικού Πελάγους ανήκει στο ενεργό Ελληνικό τόξο, ενώ το βόρειο τμήμα της από τα νησιά των Κυκλάδων μέχρι την Ροδόπη σταθεροποιήθηκε προοδευτικά κατά την διάρκεια του Καινοζωικού (Ανώτερο Μειόκαινο–Κατώτερο Τεταρτογενές).

Οι ιζηματολογικές και τεκτονικές μελέτες που καταρτίστηκαν για τον χώρο της Ελλάδας οδήγησαν στην υποδιαίρεση των Ελληνίδων σε μια σειρά από ζώνες, με διεύθυνση παράλληλη στον κύριο τεκτονικό ιστό της ορογενετικής αλυσίδας. Ήδη από το 1956 Brunn, με βάση την τεκτονική εξέλιξη, υποδιαίρεσε τον Αιγιακό χώρο σε τρεις επιμέρους υποχώρους: α) τις Εξωτερικές Ελληνίδες, β) τις Εσωτερικές Ελληνίδες και 3) την μάζα της Ροδόπης. Το 1959, ο Aubouin πρωτοεφαρμόζει το μοντέλο του γεωσυγκλίνου στον Ελληνικό χώρο. Με βάση την λιθολογία και την παραμόρφωση διακρίνει 12 «ισοπικές» ζώνες, που κάθε μια αντιπροσωπεύει ένα ιδιαίτερο παλαιογεωγραφικό χώρο. Οι Jacobshagen et al., (1978) υποδιαιρούν τον Αιγιακό χώρο σε έξι κύρια τεκτονικά

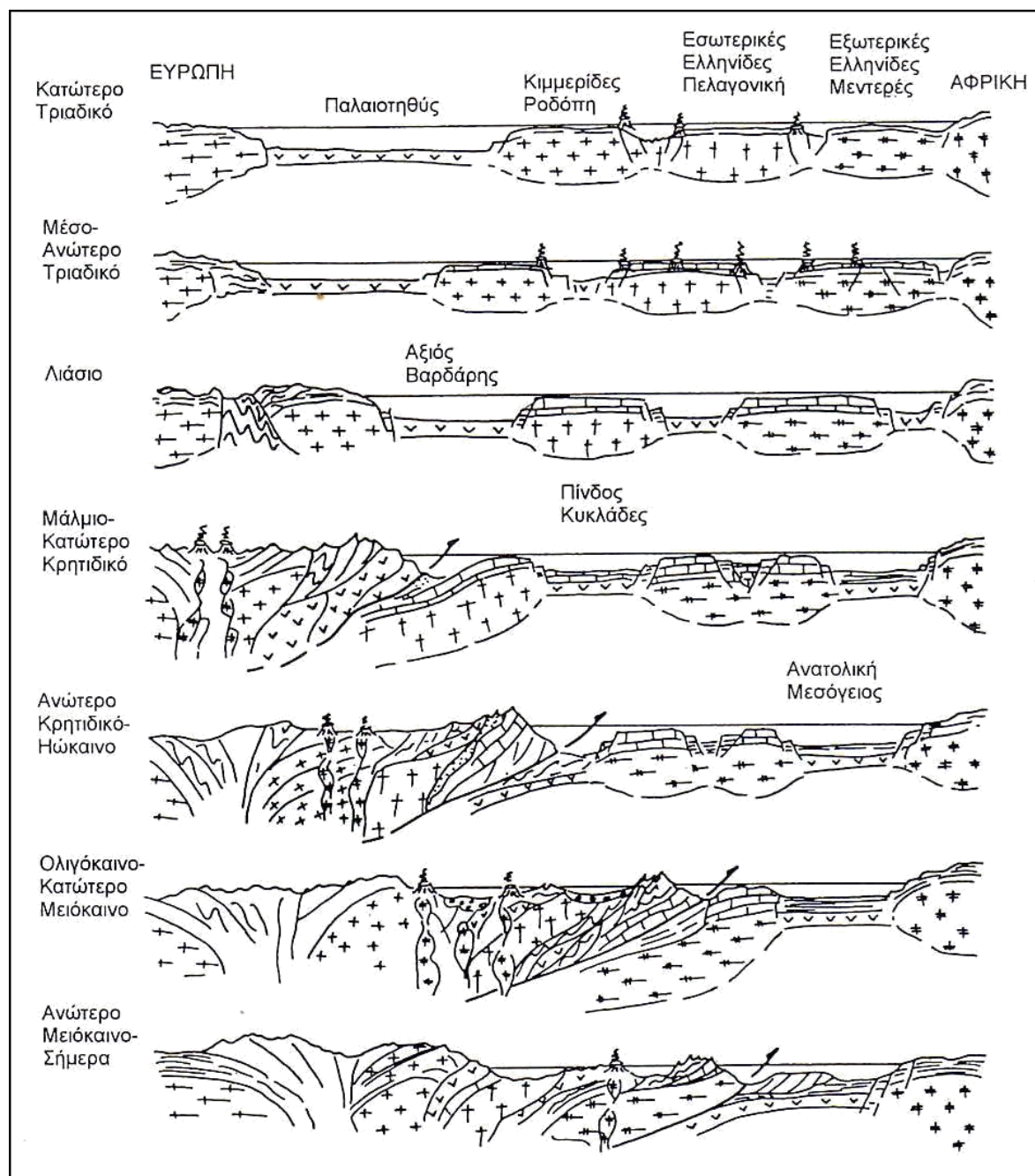


καλύμματα (*Decken*), που βρίσκονταν μεταξύ της Προαπούλιας Ζώνης, που αντιπροσώπευε την σχετικά απαραμόρφωτη προχώρα και της Μάζας της Ροδόπης, την οπισθοχώρα. Ο Παπανικολάου (1986) διακρίνει ένα μεγάλο αριθμό από γεωτεκτονικές ενότητες με διαφορετική λιθοστρωματογραφική, τεκτονική και μεταμορφική εξέλιξη. Αργότερα ο ίδιος (Ραρανίκολαου, 1997) ενδυναμώνει τους παλαιογεωγραφικούς χώρους του Αιγαίου και συνδυάζοντας τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των ενοτήτων που είχε διακρίνει, στοιχειοθετεί τα «τεκτονοστρωματογραφικά πεδία» (*tectonostratigraphic terranes*) στον Ελληνικό χώρο (σχήμα 2.1). Από τα δυτικά προς τα ανατολικά διακρίνονται τα εξής πεδία: 1) Εξωτερική Ανθρακική πλατφόρμα (ενότητες Παζών, Μάνης, Ιόνιας, Γάβροβου-Τρίπολης, Αμοργού, Αλμυροπόταμου-Κερκετέα, τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου και υπόβαθρο Του), 2) Λεκάνη ή ωκεανός Πίνδου (ενότητες Πίνδου, οφιόλιθοι Πίνδου, Βόρειες και Νότιες Κυκλάδες, Δυτική Θεσσαλία, Άρβη, Άρνας), 3) Εσωτερική Ανθρακική Πλατφόρμα (ενότητες Παρνασσού, Βοιωτίας, Υποπελαγονικής, Φλάμπουρο, Καστοριά, Αστερούσια), 4) ωκεανός Αζιού (Αζιός, Μαλιακή) και 5) Σερβομακεδονική Μάζα (ενότητες Πάικου, Παιονίας, Λέσβου και αλλόχθονο Χίου). Η προ-Μειοκαινική γεωλογική δομή του Αιγαίου προέκυψε από την εξαφάνιση ωκεάνιων λεκανών και την επώθηση τμημάτων των πετρωμάτων τους πάνω στα γειτονικά ηπειρωτικά μικροτεμάχια. Η σύγκρουση των ηπειρωτικών τεμαχίων επήλθε μετά την υποβύθιση και κατ'έκταση εξαφάνιση των ωκεάνιων χώρων (σχήμα 1.2). Η φορά όλων των παραπάνω κινήσεων είναι συνήθως προς νότο (Ραρανίκολαου, 1993).



Σχήμα 1.3: Τεκτονοστρωματογραφικά πεδία των Ελληνίδων. 1) Εξωτερική Ανθρακική πλατφόρμα, 2) Λεκάνη ή ωκεανός Πίνδου, 3) Εσωτερική Ανθρακική Πλατφόρμα, 4) ωκεανός Αζιού, 5) Τέμαχος Πάικου, 6) Περιοδοπική ζώνη, 7) Μάζα Ροδόπης, 8) Οφιόλιθοι Βόλβης-Αν.Ροδόπης, 9) Μάζα Βερτίσκου (Papanikolaou, 1997).





Σχήμα 1.4: Γεωδυναμική εξέλιξη της Τηθύος στο Ελληνικό Τόξο από το Αν.Τριαδικό μέχρι σήμερα. (Παπανικολάου, 1986).

*Η διάνοιξη των ωκεάνιων λεκανών συνδυαζόμενη με την πρώιμη ηφαιστειότητα που προηγήθηκε της ανθρακικής ιζηματογένεσης (Renz, 1955) προσδιορίζεται στο Ανώτερο Παλαιοζωικό - Σκύθιο για τον ωκεάνιο χώρο του Αζιού και στο Κάρνιο για τον ωκεανό της Πίνδου (Παπανικολάου, 1986). Σύμφωνα με τους Vanassis et al. (2000), Stampfli et al. (1998, 2003), η περμοτριάδικη ηφαιστειότητα σχετίζεται με το κλείσιμο και την υποβύθιση του ωκεανού της Παλαιοτηθύος και όχι με μια φάση ταφροποίησης.*

*Το κλείσιμο των ωκεάνιων λεκανών και η τοποθέτηση των οφιολίθων χαρακτηρίζεται από μια μετανάστευση των φαινομένων από βορρά προς νότο. Κατά το Κατώτερο – Μέσο Ιουρασικό δημιουργήθηκαν τα οφιολιθικά καλύμματα της Περιοδοπικής, της Βόλβης και της Ανατολικής Ροδόπης, στο Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό κλείνει ο ωκεανός του Αζιού (Jacobshagen et al., 1978, Robertson & Dixon, 1984, Spray et al., 1984) ενώ στο Κατώτερο Τριτογενές ο ωκεανός της Πίνδου (Παπανικολάου, 1986, Clift & Robertson, 1989). Η προσαύξηση των ηπειρωτικών τεμαχών στο ενεργό ευρωπαϊκό περιθώριο ακολουθούσε το κλείσιμο των ωκεανών. Η δημιουργία καλυμμάτων, η μεταμόρφωση και η ηφαιστειότητα πάντα συνόδευαν το κλείσιμο κάθε ωκεανού.*

*Στην Πελοπόννησο και στην Κρήτη τα τελευταία καλύμματα δημιουργούνται στο Κατώτερο – Μέσο Μειόκαινο (Fleury, 1980, Thiebault, 1982, Bonneau, 1982) ενώ η Ιόνιος ενότητα πτυχώνεται και λεπιώνεται στο Μέσο Μειόκαινο (Sorel & Cushing, 1982). Στο κατώτερο πλειόκαινο δημιουργούνται τα πρώτα ανάστροφα ρήγματα στην Προαπούλια (Sorel, 1976).*

*Πέραν της καλυμματικής δομής που δημιουργήθηκε κατά την κύρια φάση της αλπικής ορογένεσης από το Ανώτερο Ηώκαινο μέχρι το Κατώτερο Μειόκαινο (Παπανικολάου, 1986, Σκούρτσος, 2002), ένα από τα βασικά χαρακτηριστικά της είναι η δημιουργία μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής πίεσης – χαμηλών θερμοκρασιών (Seidel et al., 1982). Η τεκτονική ανάπτυξη και αποκάλυψη των μεταμορφωμένων πετρωμάτων συνδέεται με έναν όψιμο εφελκυσμό Μειοκαινικής ηλικίας (Κίλιας et al., 1993). Η ηλικία του εφελκυσμού προσδιορίστηκε αρχικά από τον McKenzie (1972) στο Ανώτερο Μειόκαινο έως Κατώτερο Πλειόκαινο. Το όριο Σερραβάλιο - Τορτόνιο προτάθηκε από*

τους Le Pichon & Angelier το 1979, ως ηλικία έναρξης του εφελκυσμού. Ο Lister το 1984 θεωρώντας τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Κυκλάδων ως τυπικά συμπλέγματα μεταμορφικού πυρήνα θεωρεί ότι η έναρξη του εφελκυσμού τοποθετείται στο Κατώτερο Μειόκαινο. Σύμφωνα με τους Dinter & Royden, 1993, Gautier & Brunn 1993, 1994, Gautier et al., 1999, ο εφελκυσμός στο χώρο του Αιγαίου ξεκίνησε στο Κατώτερο Μειόκαινο και πιθανόν στο Μέσο Ολιγόκαινο.

#### **1.4 Μοντέλα για την τεκτονική κατά το Τριτο-τεταρτογενές**

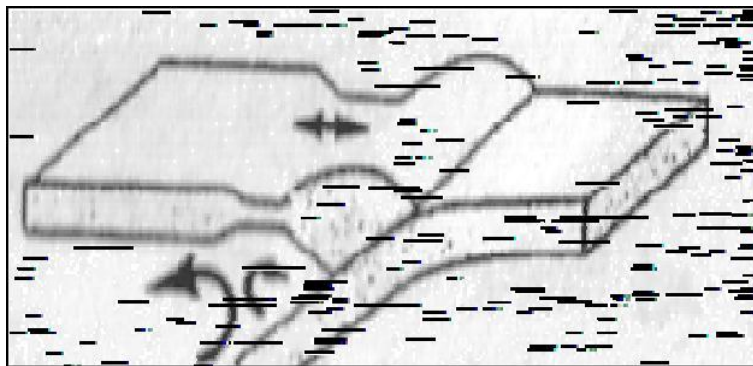
Μετά την διαπίστωση της ύπαρξης του Κάτω - Μειοκαινικού μεταμορφογενετικού εφελκυσμού, ο γεωτεκτονικός χώρος του Αιγαίου αποτέλεσε δόκιμο έδαφος για την εφαρμογή διαφόρων μοντέλων γεωδυναμικής. Τα μοντέλα αυτά χρησιμοποιούν κυρίως δεδομένα μηχανισμού σεισμών και γεωδαιτικά δεδομένα (Global Positioning System, GPS) προσπαθώντας να εξηγήσουν το ευρύτερο σύνθετο πεδίο τεκτονικών τάσεων που αναπτύσσεται στον Αιγαίο χώρο. Το σύνθετο πεδίο τεκτονικών τάσεων κατά το Τεταρτογενές ολοκληρώνεται με συμπίεση στο εξωτερικό μέρος του Ελληνικού τόξου, εφελκυσμό BBD-NNA στο Αιγαίο Πέλαγος και στον Κορινθιακό Κόλπο και εφελκυσμό A-στην νότια Πελοπόννησο και Κρήτη (McKenzie 1972, 1978, Sorel, 1976, Mercier et al., 1979, 1987, Angelier, 1979, Jackson, 1994 Lallemant et al., 1983, Παπαζάχος et al. 1989, Lyon-Caen et al., 1988, Hatzfeld et al., 1990, Taymaz et al., 1990). Τα διάφορα μοντέλα που έχουν προταθεί μπορούν να διαχωρισθούν σε δυναμικά και κινηματικά μοντέλα μολονότι διάφορα κινηματικά μοντέλα συνδέονται με μια δυναμική διαδικασία, λίγα δυναμικά μοντέλα μπορούν να προβλέψουν με ακρίβεια την παρατηρούμενη επιφανειακή κινηματική.

##### **1.4.1 Δυναμικά μοντέλα**

Οι δυνάμεις που επενεργούν στον χώρο του Αιγαίου μπορούν να διαχωρισθούν α) σε εσωτερικές δυνάμεις μέσα στην λιθόσφαιρα του Αιγαίου β) σε δυνάμεις στον πυθμένα της Αιγαϊκής λιθόσφαιρας και σε γ) εξωτερικές οριζόντιες δυνάμεις που ασκούνται στην λιθόσφαιρα του Αιγαίου και ειδικότερα στα όρια της παραδείγματος χάριν από γειτονικές λιθοσφαιρικές πλάκες (Παπαζάχος et al., 1989).

- Μοντέλα βασισμένα σε δυνάμεις στην βάση του ηπειρωτικού φλοιού (Εφελκυσμός οπισθοτόξου)

Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιεί δυνάμεις που δρουν στην βάση του ηπειρωτικού φλοιού και επεξηγεί τον αναπτυσσόμενο εφελκυσμό στο οπισθοτόξο ως αποτέλεσμα ρευμάτων μεταφοράς που δραστηριοποιούνται στον χώρο μεταξύ της υποβυθιζόμενης και εφιππεύουσας πλάκας (Σχήμα 1.5). Τα ρεύματα αυτά οφείλονται στην τοπική αύξηση της θερμότητας στο ανώτερο τμήμα της υποβυθιζόμενης πλάκας. Κατά την άνοδο τους στον πυθμένα της Αιγιακής λιθόσφαιρας αποκλίνουν με αποτέλεσμα να δημιουργούν εφελκυσμό στο οπισθοτόξο.

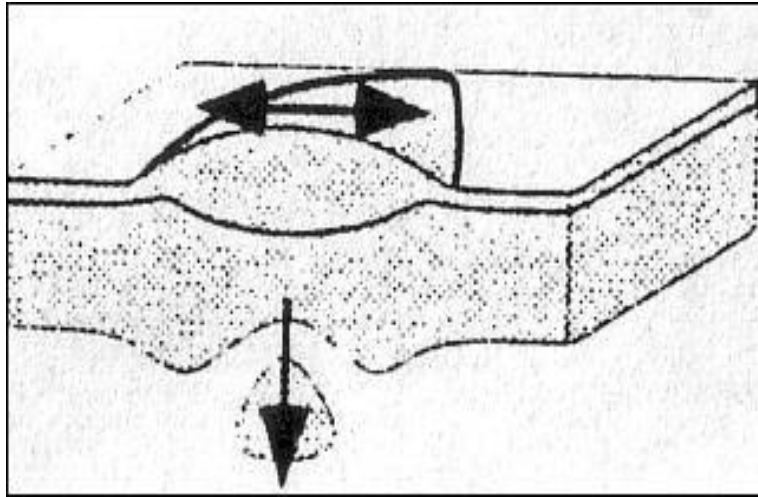


Σχήμα 1.5: Εφελκυσμός οπισθοτόξου.

- Μοντέλα βασισμένα σε διαχωρισμό της βάσης του Φλοιού (Κατάρρευση Ορογενούς)

Σύμφωνα με τον McKenzie (1978) μολονότι η περιφερειακή τεκτονική του Αιγαίου ελέγχεται κυρίως από εξωτερικές δυνάμεις (στα όρια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου), ο αναπτυσσόμενος εφελκυσμός μέσα στο Αιγαίο είναι αποτέλεσμα αποκόλλησης τμήματος της βάσης της λιθόσφαιρας, έτσι προκαλείται βύθιση του φλοιού και έκταση του (Σχήμα 1.6). Με την ακαριαία μετακίνηση ενός τμήματος της βάσης του φλοιού επέρχεται εισροή μανδουακού υλικού και αυξάνεται η πυκνότητα του ορογενούς έχοντας ως αποτέλεσμα την βύθιση του φλοιού και την έκταση του λόγω βαρύτητας. Σύμφωνα με τους Platt & Vissers (1980) βύθιση μπορεί να προκληθεί και από την αύξηση της πυκνότητας του φλοιού μέσω της δημιουργίας εκλογιτών. Η κατάρρευση του ορογενούς έχει επίσης ως σκοπό να εξηγήσει την εύρεση πετρωμάτων βαθιών τεκτονικών ορόφων (συμπλέγματα

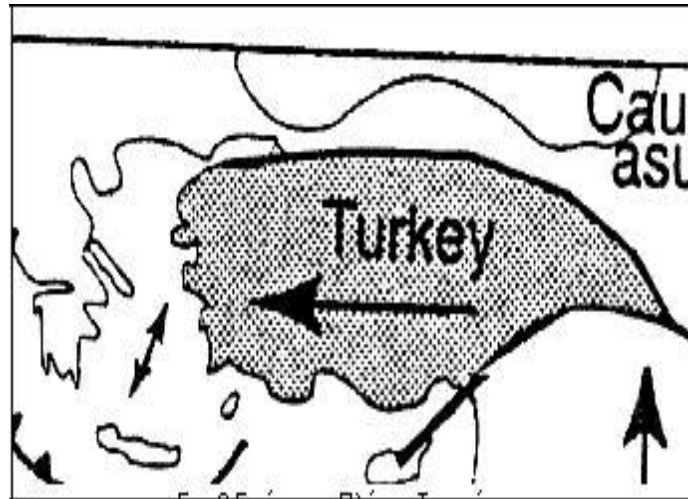
μεταμορφικού πυρήνα) στην επιφάνεια, στο δάπεδο κανονικών ρηγμάτων.



Σχήμα 1.6: Κατάρρευση Ορογενούς.

- Μοντέλα βασισμένα στην ανάπτυξη διαφορικών δυνάμεων στα όρια του χώρου (Επέκταση πλάκας Τουρκίας)

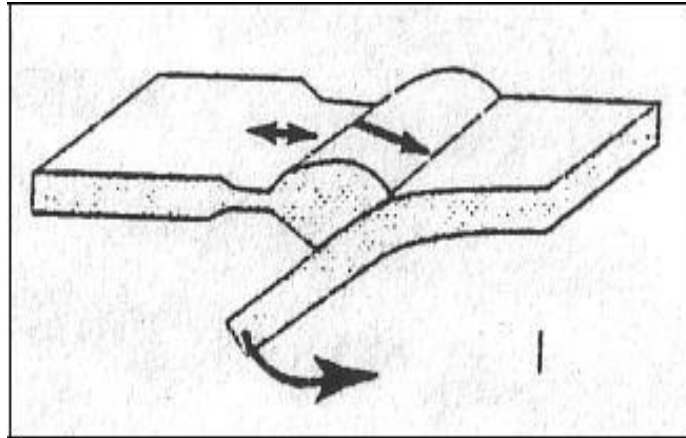
Η έκταση της λιθόσφαιρας οφείλεται στην προς νότο μετανάστευση ή οπισθοχώρηση της ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Το όριο της Μεσογειακής τάφρου αποτελεί μια ζώνη ελάχιστης αντίστασης στην κίνηση από ότι τα άλλα όρια της λιθόσφαιρας του Αιγαίου. Έτσι ο φλοιός κινείται προς το νότο πιο γρήγορα από ότι η είσοδος υλικού στα Ανατολικά από την δυτική κίνηση της πλάκας της Τουρκίας (Σχήμα 1.7), έχοντας ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη εφελκυστικού εντατικού πεδίου στον χώρο του Αιγαίου (Le Pichon & Angelier, 1979).



Σχήμα 1.7: Επέκταση Τούρκικης πλάκας.

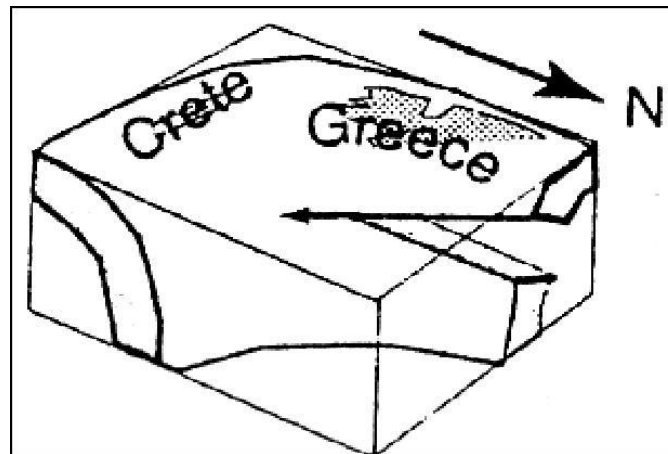
- Μοντέλα βασισμένα σε δυνάμεις που αναπτύσσονται εντός της πλάκας (Οπισθοχώρηση της ζώνης υποβύθισης & ρήξη της υποβυθιζόμενης πλάκας)

Η οπισθοχώρηση της υποβυθιζόμενης πλάκας (roll back) μπορεί να αποτελεί είτε αίτιο είτε αποτέλεσμα του εφελκυσμού (Σχήμα 1.8). Ένα συγκεκριμένο παράδειγμα μιας τέτοιας διαδικασίας είναι η «ρήξη πλάκας». Από μελέτες σεισμικών τομογραφιών διαπιστώθηκε η ανυπαρξία υποβυθιζόμενης πλάκας στα βάθη 100 με 250 χιλιόμετρα. Αντίθετα, για βάθος μεγαλύτερο των 700 χιλιομέτρων οι σεισμικές τομογραφίες μπορούσαν να διακρίνουν επακριβώς την καταβυθιζόμενη πλάκα. Το τμήμα που δεν διακρινόταν θεωρήθηκε ως χώρος όπου είχε συντελεστεί μια διάρρηξη (σχίσσιμο) της υποβυθιζόμενης πλάκας (Wortel & Sparkman, 1992). Το σημείο τομής των δύο τμημάτων που είχε διαχωρισθεί η πλάκα προτάθηκε ως χώρος ελάχιστης αντίστασης.



Σχήμα 1.8: Οπισθοχώρηση Πλάκας Υποβύθισης.

Το βάρος του αποκολλημένου τμήματος της πλάκας προκάλεσε τη ρήξη αυτής, επιφέροντας μια τοπική οπισθοχώρηση και αυτή με την σειρά της μεταβολές στο εντατικό πεδίο της υπερκείμενης Αιγιακής πλάκας (Σχήμα 1.9).

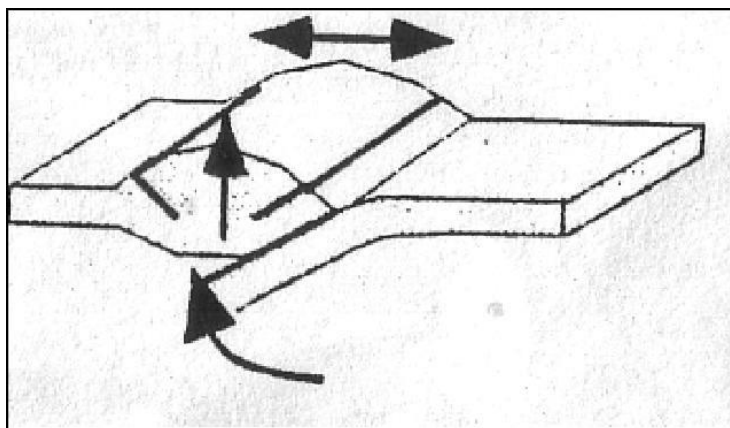


Σχήμα 1.9: Επέκταση Πλάκας Υποβύθισης.

- Μοντέλα βασισμένα στον συνδυασμό εσωτερικών και εξωτερικών δυνάμεων (Πρίσμα Προσαύξησης)

Σύμφωνα με το μοντέλο του Platt (1986), δύο ειδών δυνάμεις ελέγχουν την παραμόρφωση του πρίσματος προσαύξησης. Μια δύναμη οφειλόμενη στο βαρυτικό δυναμικό του πρίσματος προσαύξησης με φορά προς τα έξω και κάτω, και μια δεύτερη

δύναμη που οφείλεται στην αντίσταση της υποβυθιζόμενης πλάκας στην υπερκείμενη. Ο εφελκυσμός στην υπερκείμενη πλάκα μπορεί να προέρχεται από μια ελάττωση είτε του ρυθμού είτε της κλίσης της υποβυθιζόμενης πλάκας και μια εξασθένηση της τριβής στην υπερκείμενη πλάκα λόγω της δυναμικής ενέργειας του πρίσματος προσαύξησης (Σχήμα 1.10).



Σχήμα 1.10: Πρίσμα Προσαύξησης.

### 1.4.2 Κινηματικά Μοντέλα

Τα κινηματικά μοντέλα που αναπτύχθηκαν για να εξηγήσουν την σημερινή γεωτεκτονική δομή του Αιγαίου κατηγοριοποιούνται σε δύο ομάδες. Α) Σε εκείνα που αναφέρονται σε διακριτή κατανομή των τάσεων (σε συγκεκριμένες ζώνες που οριοθετούν την περιοχή) και Β) σε εκείνα που αναφέρονται σε ολική κατανομή των τάσεων σε όλη δηλαδή την έκταση της περιοχής.

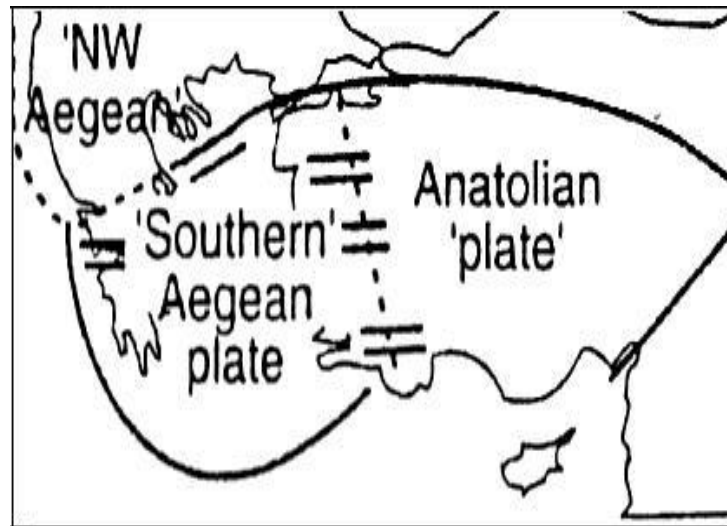
Α) Διακριτή κατανομή τάσεων

1) Μοντέλο τριών πλακών

Σύμφωνα με τον McKenzie (1972,1978), η παραμόρφωση στην Ανατολική Μεσόγειο ερμηνεύεται μέσω της διάκρισης τριών επιμέρους μικροπλακών. Της μικροπλάκας της Ανατολίας και των δύο μικροπλακών του Αιγαίου, μία του Βορειοδυτικού Αιγαίου και μία του νότιου Αιγαίου (Σχήμα 1.11). Η περιοχή μεταξύ της μικροπλάκας της Ανατολίας και του Νότιου Αιγαίου διακρίνεται από έναν εφελκυσμό διεύθυνσης Βορρά - Νότου ενώ το

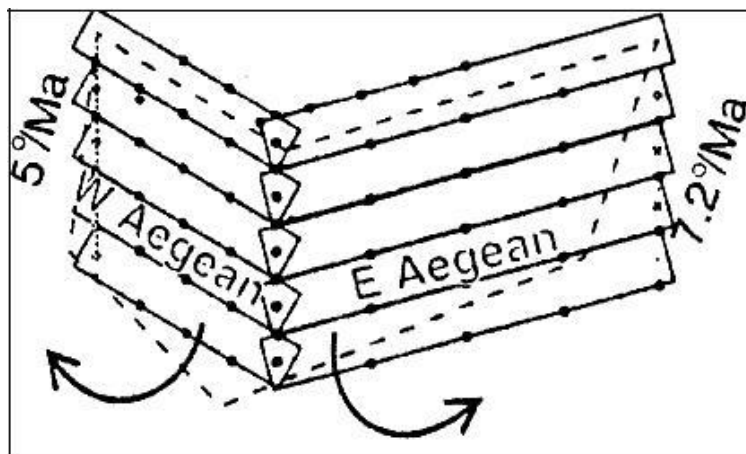


όριο της μικροπλάκας του νοτίου Αιγαίου και της μικροπλάκας του Βορειοδυτικού Αιγαίου αποτελεί μια ζώνη δεξιόστροφων οριζοντιολισθητικών ρηγμάτων.



Σχήμα 1.11: Μοντέλο Τριών Πλακών.

## 2) Μοντέλο διαρρηγμένων ζωνών



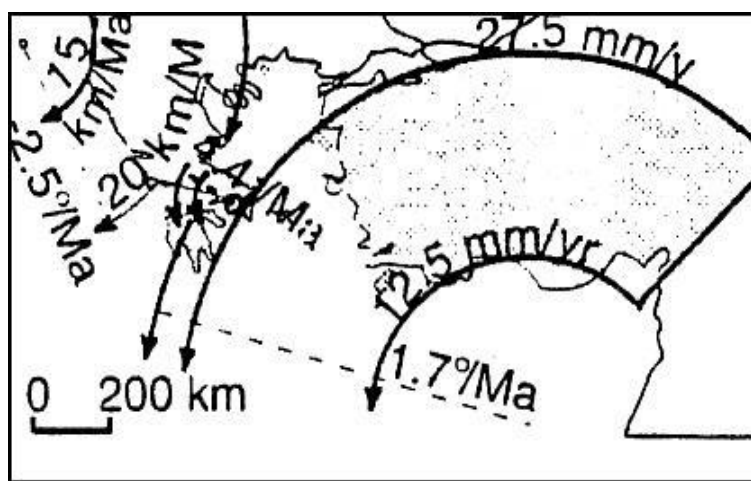
Σχήμα 1.12: Μοντέλο Διαρρηγμένων Ζωνών.

Το μοντέλο αυτό αναπτύχθηκε με βάση παλαιομαγνητικά δεδομένα (Atzemoglu et al. 1994, Kondopoulou et al. 1996, Morris & Anderson, 1996) και στηρίζεται στον διαχωρισμό του φλοιού σε δύο ακολουθίες ζωνών (επιμηκυσμένων ημι-τάφρων) που συνδέονται μεταξύ τους με τέτοιο τρόπο ώστε να διαχωρίζουν την περιοχή σε δύο πλάκες,

την Ευρασιατική και την μικροπλάκα της Ανατολίας (Σχήμα 1.12). Η κίνηση της Τουρκίας προς τα δυτικά επιφέρει εφελκυσμό με διεύθυνση βορρά - νότου στα σημεία τομής των δύο επιμέρους πλακών που ταυτίζονται με τα σημεία τομής των δύο ομάδων διαρρηγμένων ζωνών.

### 3) Μοντέλο μιας πλάκας

Κατά τους *Le Pichon et al. (1995)* η καμπύλωση του ρήγματος της Ανατολίας, η διαφοροποίηση του προσανατολισμού των διανυσμάτων κίνησης της Ανατολίας και του Αιγαίου καθώς και ο βορράς - νότου εφελκυσμός του Κορινθιακού Κόλπου οδηγούν στο συμπέρασμα της αριστερόστροφης κίνησης της Ανατολίας και του Αιγαίου προς την λεκάνη της Μεσογείου (Σχήμα 1.13). Το βόρειο περιθώριο Αιγαίου και Ευρασίας μοντελοποιείται σε μια σφηνοειδή ζώνη που στενεύει στο βορειοανατολικό Αιγαίο (οριοθετούμενη από το δεξιόστροφο ρήγμα της Ανατολίας) και πλαταίνει στα δυτικά, σε μια ζώνη βορρά - νότου εφελκυσμού. Το μοντέλο αυτό βασίζεται σε ενεργά κινηματικά δεδομένα όπως γεωδαιτικές μετρήσεις μέσω δορυφόρων.



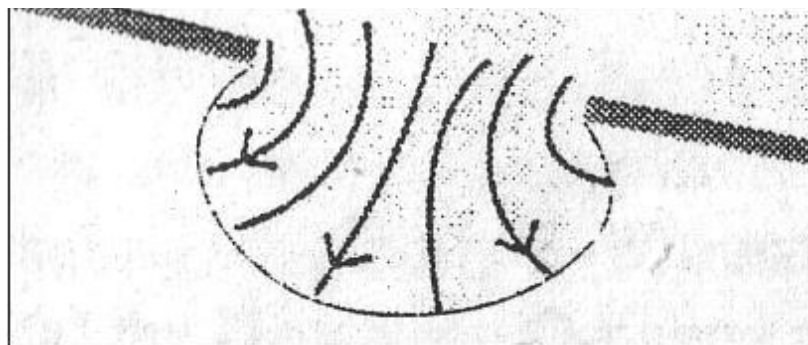
Σχήμα 1.13: Μοντέλο μιας Πλάκας.

### B) Ολική κατανομή τάσεων

#### 4) Αναλογικό μοντέλο *Gautier et al. (1999)*

Σύμφωνα με τους *Gautier et al. (1999)* η πάχυνση του φλοιού που επήλθε με την αλπική ορογένεση οδήγησε σε βαρυτική εξάπλωση (*gravity spreading*) και κατ'έπείτα σε

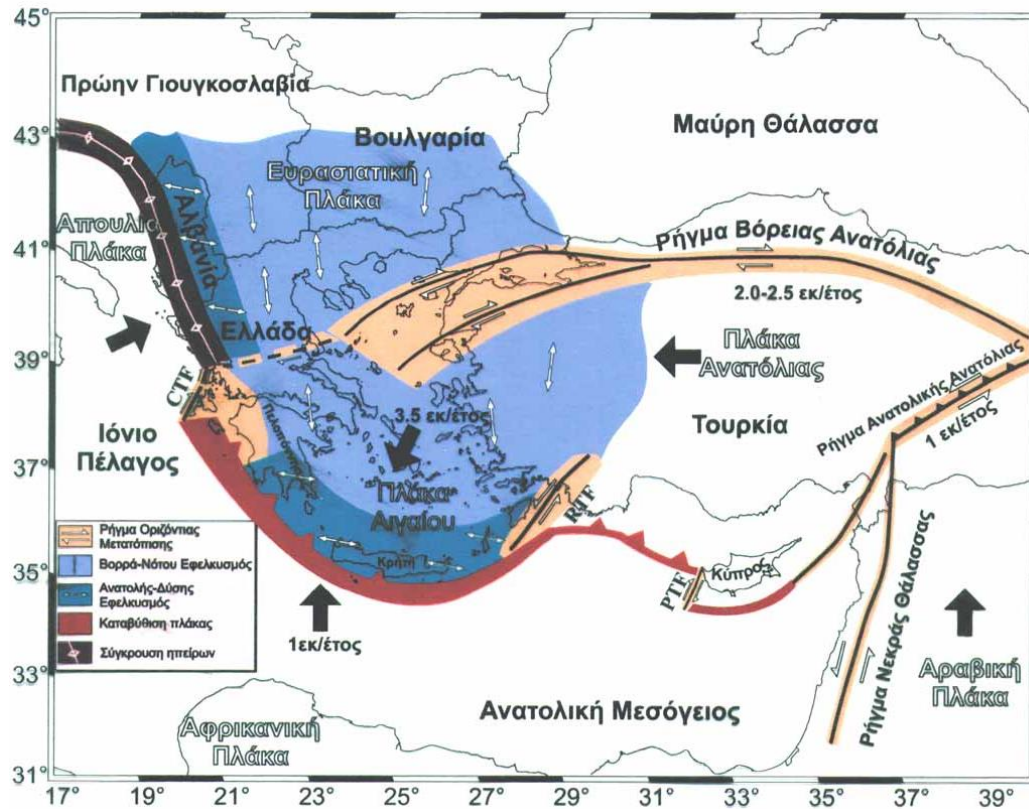
εφελκυστικό πεδίο στον Αιγιακό χώρο (Σχήμα 1.14). Η ροή αυτή είχε φορά προς τον νότο λόγω της ύπαρξης της ζώνης υποβύθισης που αποτέλεσε ζώνη απελευθέρωσης. Σύμφωνα με το αναλογικό μοντέλο του Gautier et al. (1999) ο εφελκυσμός ξεκίνησε πριν την σύγκρουση Ευρασίας – Αραβίας και την προς τα δυτικά πλευρική κίνηση της Ανατολίας.



Σχήμα 1.14: Αναλογικό Μοντέλο Gautier et al. (1999).

Συγκεντρωτικά τα μοντέλα που προαναφέρθηκαν μπορούν να διαχωρισθούν σε δύο μεγάλες κατηγορίες (Σκούρτσος, 2002). Σε εκείνα που θεωρούν το εφελκυσμό ως αποτέλεσμα της προς νότο μετανάστευσης ή οπισθοχώρησης της ελληνικής ζώνης υποβύθισης. Η μετανάστευση αυτή οφείλεται στην πλευρική μεταβολή της λιθοστατικής πίεσης μεταξύ ωκεανικής και ηπειρωτικής λιθόσφαιρας καθώς και στην βύθιση της Αφρικανικής πλάκας έχοντας ως αποτέλεσμα την μετανάστευση της υπερκείμενης Ευρασιατικής πλάκας προς την ωκεάνια, προς νότο. Η δεύτερη κατηγορία είναι εκείνα που αιτιολογούν τον εφελκυσμό ως απόρροια της πλευρικής διαφυγής της Ανατολίας λόγω της σύγκρουσης της Αραβίας με την Ευρασία. Το μικροτέμαχος της Αππουλίας στα δυτικά του Αιγιακού χώρου περιορίζει την κίνηση του οδηγώντας έτσι στην εσωτερική παραμόρφωση τού προς τον νότο και τον παρατηρούμενο βορρά – νότου εφελκυσμό.

Παρόλη την ορθότητα του ενός ή του άλλου μοντέλου η κίνηση των πλακών της Ανατολικής Μεσογείου προσδιορίστηκε από τον McClusky et al. (2000) με βάση μετρήσεις από σταθμούς GPS για την περίοδο 1988-1997. Το μοντέλο κίνησης που προτάθηκε διακρίνεται στο σχήμα 1.15.



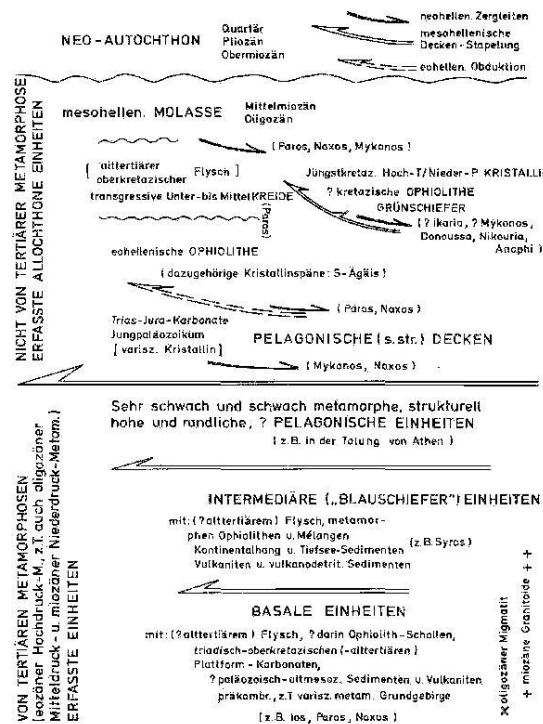
Σχήμα 1.15: Μοντέλο κίνησης πλακών Ανατολικής Μεσογείου (Μουντράκης, 2010).

Σύμφωνα με τον McClusky *et al.* (2000), η Αραβική πλάκα συγκρούεται με την πλάκα της Ανατολίας με ταχύτητα  $18 \pm 2 \text{ mm/y}$  εξαναγκάζοντας την τελευταία να κινηθεί δυτικά με μια ταχύτητα εσωτερικής παραμόρφωσης  $2 \text{ mm/y}$ . Η κίνηση της μικροπλάκας της Ανατολίας οριοθετείται προς βορρά από το δεξιόστροφο ρήγμα της Ανατολίας και προς τα δυτικά από την προς NNΔ κίνηση της Αιγιακής πλάκας. Η περιοχή του νοτιοδυτικού Αιγαίου και της Πελοποννήσου κινείται σε σχέση με την Ευρασία με  $30 \pm 2 \text{ mm/y}$  προς τα NNΔ. Το νοτιοανατολικό Αιγαίο κινείται NA με  $10 \pm 2 \text{ mm/y}$  προς την Ελληνική Τάφρο. Η Βοριοδυτική περιοχή του Αιγαίου αποτελεί μια ζώνη επέκτασης του ρήγματος της Ανατολίας και κινείται BBΔ με  $24 \pm 2 \text{ mm/y}$ .

## 1.5 ΑΤΤΙΚΟΚΥΚΛΑΔΙΚΗ ΖΩΝΗ (από Μουντράκη 2010, τροποποιημένο και με προσθήκες)

### 1.5.1 Γεωτεκτονική τοποθέτηση

Αυτό που διαπιστώνει κανείς από την μελέτη των εργασιών σχετικών με την γεωλογία της Αττικοκυκλαδικής ζώνης/μάζας είναι ότι αυτή είναι μια περιοχή των Ελληνίδων οροσειρών που δομείται από ετερογενούς σύστασης ενότητες και σχηματισμούς με τεκτονικές μεταξύ τους σχέσεις. Οι τεκτονικές επαφές όμως μεταξύ των ενοτήτων σε λίγες περιοχές είναι ορατές λόγω του ότι η σημερινή εξάπλωση της θάλασσας του Αιγαίου, γεγονός που έχει δυσχεράνει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων μετά από λιθοστρωματογραφικές παρατηρήσεις και συγκρίσεις. Η πολυπλοκότητα των τεκτονικών ενοτήτων του κεντρικού Αιγαίου φαίνεται στο σχήμα 1.16.



Σχήμα 1.16: Χωρική κατανομή των τεκτονικών ενοτήτων του κεντρικού Αιγαίου (κατά Jacobshagen, 1986).

Η Αττικοκυκλαδική ζώνη περιλαμβάνει όλα τα νησιά των Κυκλάδων, τη Σάμο και την Ικαρία καθώς και το μεγαλύτερο τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.

Σύμφωνα με ορισμένες απόψεις η Αττικοκυκλαδική μάζα είναι η προς νότο συνέχεια της Πελαγονικής ζώνης, ενώ σύμφωνα με άλλες απόψεις η Αττικοκυκλαδική μάζα αποτελεί τμήμα της Μεσαίας Αιγαιακής ζώνης που περιλαμβάνει και τμήματα της Μικράς Ασίας. Έτσι με τις διάφορες μελέτες που έχουν γίνει διακρίθηκαν στα νησιά των Κυκλάδων και την Αττική πολλές επί μέρους ενότητες, άλλοτε τελείως διαφορετικές μεταξύ τους και άλλοτε σχετιζόμενες.

Οι ενότητες αυτές προέκυψαν ως αποτέλεσμα των επωθητικών καλυμμάτων που δημιουργήθηκαν από την τη συμπιεστική τεκτονική της Τριτογενούς ορογένεσης. Την συμπιεστική αυτή τεκτονική διαδέχθηκε η κατάρρευση ορογενούς. Σύμφωνα με ορισμένους ερευνητές αυτή έγινε με κανονικά ρήγματα αποκόλλησης από εφελκυσμό, που οδήγησε στην αποκάλυψη κατώτερων ενοτήτων **υπό μορφή μεταμορφωμένων πυρήνων (core complex)**. Κατά άλλους ερευνητές το αρχικό συμπιεστικό καθεστώς διαδέχθηκε πλαγιοριζόντιος εφελκυσμός που επέτρεψε την αποκάλυψη των κατωτέρων τεκτονικών ακολουθιών και δομών. Μετά την τελική βύθιση του τμήματος αυτού των Ελληνίδων οροσειρών που από ορισμένους ερευνητές αναφέρεται και ως Αιγηίδας κατά την διάρκεια Πλειστόκαινο οι διαφορετικές τεκτονικές ενότητες υπό μορφή καλυμμάτων εμφανίζονται ως απομονωμένες και διάσπαρτες τεκτονικές ενότητες στην ευρύτερη περιοχή του κατ'έξοχην νησιωτικού αυτού χώρου .

### **1.5.2 Λιθοστρωματογραφία και τεκτονική δομή**

Οι κυριότερες από τις παραπάνω ενότητες της Αττικοκυκλαδικής είναι η Ενότητα Αττικής, η Ενότητα Βόρειων Κυκλάδων και η Ενότητα Νότιων Κυκλάδων (Papanikolaou 1984), παρ' όλο που κι αυτές οι ενότητες παρουσιάζουν στον νησιώτικο χώρο από νησί σε νησί σημαντική ετερογένεια (Σχήμα 1.17).

**Α. Η Ενότητα Αττικής** έχει εξάπλωση, στο χώρο του Υμηττού, του Πεντελικού και της Λαυρεωτικής της Αττικής καθώς και του Αλμυροπόταμου της Νότιας Εύβοιας.

**Β. Η Ενότητα Βόρειων Κυκλάδων** έχει εξάπλωση στα νησιά Σύρος, Τήνος, Άνδρος, Γυάρος, Κέα και Κίθνος καθώς και στη Νότια Εύβοια

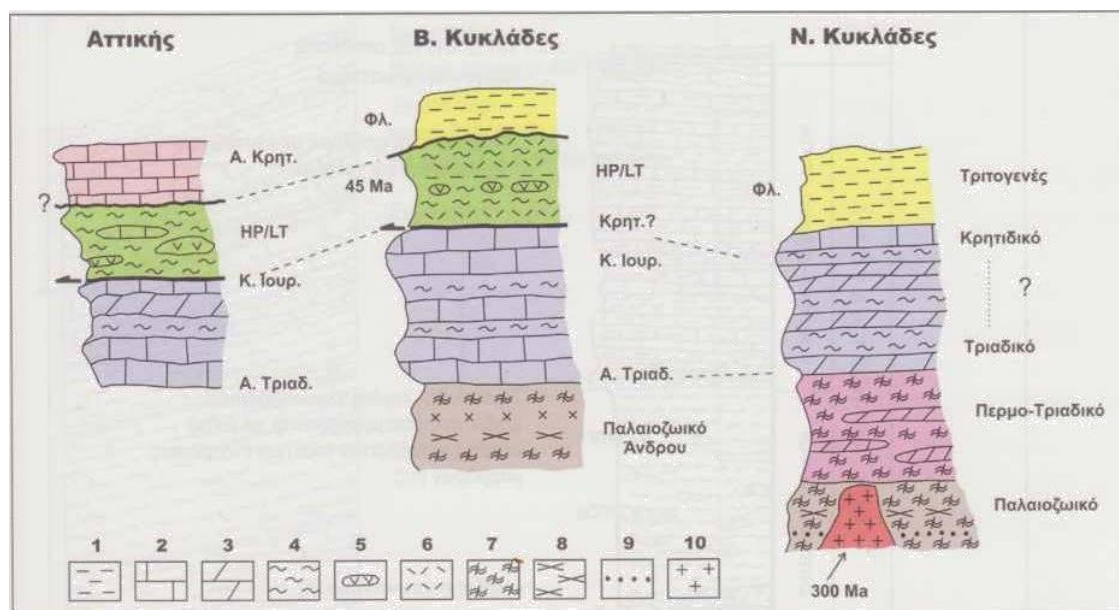
**Γ. Η Ενότητα Νότιων Κυκλάδων** διαπιστώνεται στα νησιά Πάρος Νάξος, Σίφνος, Σίκινος, Ίος, Φολέγανδρος, κ.ά.

Στο χώρο αυτό έχουν χαρτογραφηθεί οι εξής σχηματισμοί:

- Το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο με γενέσιους, αμφιβολίτες και σχιστόλιθους ηλικίας Παλαιοζωικής, με σαφείς ομοιότητες με το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης. Ραδιοχρονολογήσεις που έγιναν σε **γενεσιωμένο γρανίτη της Ίου** έδωσε ηλικία 300 Ma (Άνω Λιθανθρακοφόρο) όπως ακριβώς και οι αντίστοιχοι

γενεσιωμένοι γρανίτες της Πελαγονικής στην Καστοριά, τη Φλώρινα, τα Πιέρια.

- Ένας ορίζοντας σχιστολίθων εναλλασσόμενων με μάρμαρα η ηλικία του οποίου πιθανολογείται Περμοτριαδική.
- Τα ανθρακικά μεταμορφωμένα πετρώματα (μάρμαρα και δολομίτες) ηλικίας από Άνω Τριαδικό μέχρι Άνω Κρητιδικό, ενδιάμεσα στα οποία παρεμβάλλονται ορισμένες φορές σχιστολιθικοί ορίζοντες.
- Ένα σχηματισμό μεταφλύσχη ηλικίας Τριτογενούς.



Σχήμα 1.17: Σχηματικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των τριών κύριων Ενοτήτων της Αττικό-κυκλαδικής, συνθετικές από διάφορες ερευνητικές εργασίες. 1: μετα-φλύσχη (Φλ.), 2: ασβεστόλιθοι Κρητιδικού, 3: μάρμαρα και δολομίτες Τριαδικού Ιουρασικού, (4-6): πετρώματα του «γλαυκοφανιτικού ορίζοντα», 4: σχιστόλιθοι γλαυκοφανιτικοί, χλωριτικοί, μαρμαρυγικοί, 5: μεταβασίτες, σερπεντινίτες, 6: μετατόφοι, (7-10): πετρώματα Παλαιοζωικά, 7: σχιστόλιθοι, 8: γενέσιοι, 9: αμφιβολίτες, 10: γρανίτες Άνω Λιθανθρακοφόρου.

Σημαντικές διαφορές παρουσιάζονται από νησί σε νησί στην Ενότητα Νοτίων Κυκλάδων αλλά **κοινό χαρακτηριστικό είναι η παρουσία κρυσταλλοσχιστωδών πετρωμάτων με αμφιβολιτική μεταμόρφωση Παλαιοζωικού.**

Η νήσος Νάξος χαρακτηρίζεται από την παρουσία συνεχών εναλλαγών μαρμάρων με μαρμαρυγακούς σχιστόλιθους και αμφιβολίτες η ηλικία των οποίων τοποθετείται στο Άνω Παλαιοζωικό - Τριαδικό. Χαρακτηριστική είναι η παρουσία στα μάρμαρα της Νάξου των κοιτασμάτων σμύριδας (ιστορικά μεταλλεία), που αποτελούν μετα-βωξίτες

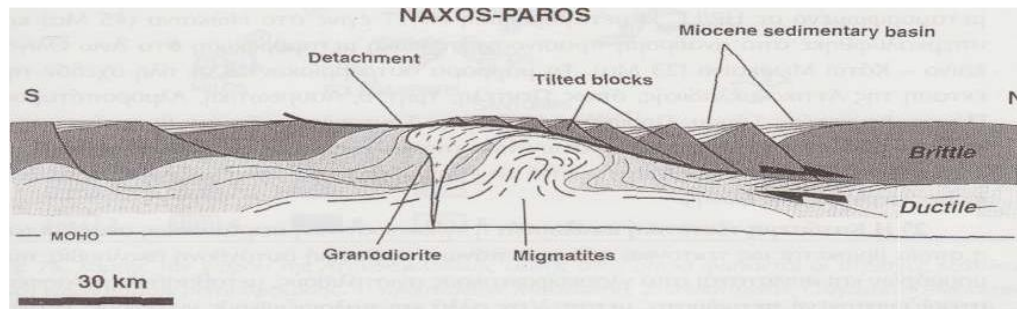


προερχόμενους από παλιά λατεριτική αποσάρθρωση. Μέσα στα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα της Νάξου διεισδύουν δύο γρανιτικά σώματα ηλικίας Μειοκαίνου (12 Ma) και μάλιστα το ένα δεν εμφανίζεται στην επιφάνεια ως τυπικό γρανιτικό σώμα αλλά δημιουργεί εντυπωσιακά φαινόμενα μιγματιώσεως στα περιβάλλοντα πετρώματα καθώς και ένα τυπικό σύστημα κλειστών ισομεταμορφικών καμπυλών αντίστοιχων παραγενέσεων, στο κέντρο των οποίων εμφανίζονται επιφανειακά μόνο οι μιγματίτες ως ένα ελλειψοειδές σώμα διεύθυνσης BBA-NNΔ.

Στη Σαντορίνη που αποτελεί το πιο εντυπωσιακό μνημείο σύγχρονης μεταλπικής ηφαιστειότητας, η οποία καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του νησιού, διατηρείται στο νότιο τμήμα του νησιού ένα τμήμα του προ-ηφαιστειακού υποβάθρου με τους εξής σχηματισμούς: α) τα μάρμαρα του Προφήτη Ηλία με απολιθώματα ελασματοβραγχίων *Megalodon* ηλικίας Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, που αποτελούν τη σχετικά αυτόχθονη σειρά πάνω στην οποία επωθήθηκε ο επόμενος σχηματισμός, β) ένα σχηματισμό Περμοτριάδικών σχιστολίθων, φυλλιτών, χαλαζιτών και μεταβασαλτών του Αθινιού μεταμόρφωσης HP/LT. Ένα μεγάλο κανονικό ρήγμα αποκόλλησης έφερε το επωθημένο σύστημα του Αθινιού σε χαμηλότερη θέση, ενώ τα μάρμαρα πιθανολογούνται αντίστοιχα των Εξωτερικών Ελληνίδων.

Στην Πάρο παρατηρείται Παλαιοζωικό υπόβαθρο αποτελούμενο από γρανίτες και ορθογνευσίους, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα Άνω Παλαιοζωϊκής ηλικίας, μάρμαρα, φυλλίτες και μεταηφαιστειακά Περμοτριάδικής ηλικίας και τέλος επικείμενοι οφειόλιθοι με το επικλυσιογενές τους Ανωκρητιδικό κάλυμμα.

Και η Πάρος και η Νάξος εμφανίζονται ως τυπικοί μεταμορφικοί πυρήνες στο κέντρο της αναθόλωσης των οποίων διείσδυσαν τα γρανιτικά σώματα (Σχήμα 1.18).

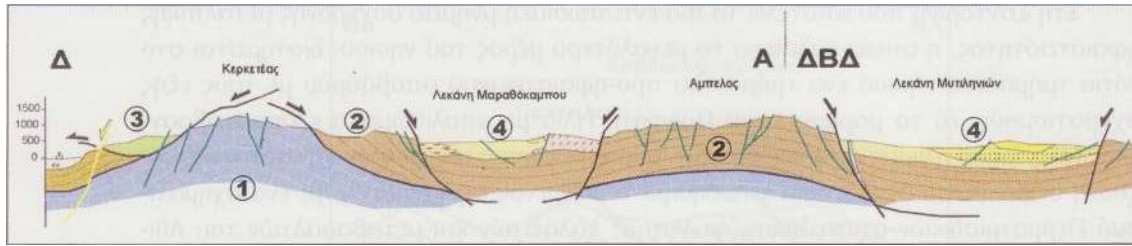


Σχήμα 1.18: Τεκτονικό σκαρίφημα που αναπαριστά την εφελκυστική τεκτονική διαδικασία στα νησιά Νάξο και Πάρο με τα ρήγματα αποκόλλησης σε συνθήκες θραυστικές και ημιπλαστικές και τη μαγματική διείσδυση του γρανοδιוריτή και το σχηματισμό των μιγματιτών (κατά Gautier et al 1993).

Εκτός από τις τρεις βασικές ενότητες που αναπτύχθηκαν παραπάνω, αναφέρονται και άλλες, οι οποίες είτε βρίσκονται εκτός των γεωγραφικών χώρων των τριών ενοτήτων, είτε έχουν μικρότερη έκταση εμφανίσεων.

Στην πρώτη κατηγορία ανήκει η Σάμος και η Ικαρία που βρίσκονται εκτός των Κυκλάδων στο Ανατολικό Αιγαίο. Η Σάμος έχει μια ιδιαίτερος εντυπωσιακή δομή αποτελούμενη από μια σειρά σχετικά αυτοχθόνων ανθρακικών πετρωμάτων Τριαδικού - Κάτω Ιουρασικού που συνιστούν την κατώτερη τεκτονική σειρά του Κερκετέα (μάρμαρα του Κερκετέα) και πάνω στην οποία επωθούνται η σειρά της «Σάμου ή Αμπέλου» αποτελούμενη από γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, σερικιτικούς σχιστόλιθους, φυλλίτες και χαλαζίτες, καθώς και το τεκτονικό κάλυμμα των οφειολίθων. Τα μάρμαρα του Κερκετέα αποκαλύπτονται υπό μορφή τεκτονικού παράθυρου με την εφελκυστική τεκτονική που ακολούθησε (Σχήμα 1.19).

Η Νήσος Αμοργός στο ΝΑ άκρο των Κυκλάδων κατέχεται από ανθρακικά πετρώματα που προσομοιάζουν με τα αντίστοιχα των Εξωτερικών Ελληνίδων (Γαββρόβου και Ιονίου) αλλά η τεκτονική δομή είναι αντίστοιχη της Αττικοκυκλαδικής ζώνης.

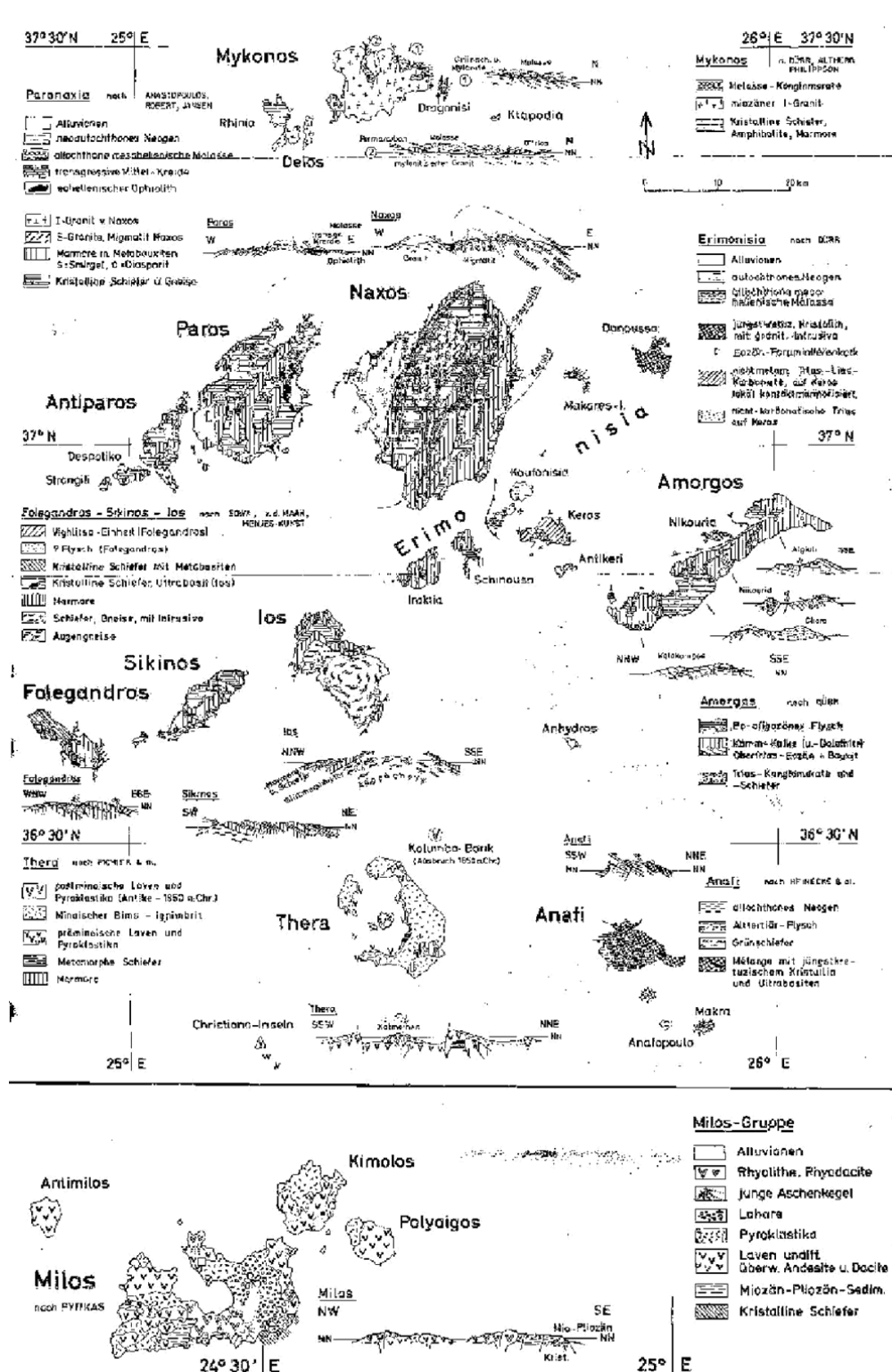


Σχήμα 1.19: Γεωλογική τομή της νήσου Σάμου, στην οποία απεικονίζεται το τεκτονικό παράθυρο του Κερκετέα αποτελούμενο από ανθρακικά πετρώματα (1), κάτω από τα επωθημένα τεκτονικά καλύμματα των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της σειράς «Σάμου ή Αμπέλου» (2) που αποτελείται κυρίως από γλαυκόφανιτικούς σχιστόλιθους, φυλλίτες και χαλαζίτες και των οφειολίθων (3). Το τεκτονικό παράθυρο αποκαλύφθηκε με την εφελκυστική τεκτονική.

Στην **Σίκινο** εμφανίζονται γρανιτικοί σχιστόλιθοι εντός των οποίων αναγνωρίστηκαν μεταμορφωμένοι δολερίτες. Η κατώτερη ενότητα καθώς και οι ανώτερες προσομοιάζουν με αυτές της νήσου Ίος. Ανάμεσά τους διακρίνονται μάρμαρα, μετακροκαλοπαγή και μεταβωξίτες. Επίσης στην Σίκινο έχει αποδειχθεί η ύπαρξη της ηφκαινικής μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων/χαμηλών θερμοκρασιών καθώς επίσης η νεότερη σε ηλικία ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική.

Όπως και η Σίκινο η **Φολέγανδρος** δομείται κατ'έξοχήν από σχιστόλιθους και μάρμαρα που τοπικά καλύπτονται από λιμναίες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις του Νεογενούς. Στις τρεις τεκτονικές ενότητες που διακρίθηκαν επικρατούν: στην κατώτερη ενότητα (Ημεροβίγλι) κυρίως μάρμαρα (πάνω από 200 μ.) που εναλλάσσονται με σχιστόλιθους διαφόρων τύπων που εμπεριέχουν φακούς ματαβασικών σωμάτων. Με τεκτονική επαφή ακολουθεί η δεύτερη ενότητα (Ελευθέριου) που είναι λιγότερο μεταμορφωμένη και δομείται από εναλλαγές γαλαζιακών σχιστόλιθων με μάρμαρα, μάρμαρα, μετακροκαλοπαγή, μεγάλου πάχους μάρμαρα με σιδηρούχες και μαγγανιούχες εμφανίσεις που ματαβαίνουν σε φυλλίτες, χαλαζίτες και μάρμαρα που προσομοιάζουν με μεταμορφωμένο φλύσχη. Στα νοτιοδυτικά της νήσου εντός αυτών βρέθηκαν υπολείμματα σερπεντινιτών. Πάνω από την ενότητα αυτή ακολουθούν μυλονίτες της επόμενης ενότητας (Βιγλίτσα), μεγάλους πάχους μάρμαρα (180 μ.), χαλαζιακοί σχιστόλιθοι που περιέχουν απολιθωματοφόρα ανθρακικά πιθανώς ως ολιθοστρώματα, καθώς επίσης κόκκινοι χαλαζίτες και τεμάχια σμύριδας (κατά Jacobhagen 1986). Μια εποπτική άποψη για την γεωλογία της ευρύτερης περιοχής δίνεται στο σχήμα 1.20.

Όσο αφορά την νήσο **Σίφνο** που βρίσκεται βορειότερα της γραμμής μελέτης, σχηματίστηκε από μια μεταμορφωμένη ηφαίστειο-ιζηματογενή ακολουθία σχιστολίθου και γνευσίων που εναλλάσσονται με παχυπλακώδεις ασβεστολίθους. Στο βόρειο τμήμα της Σίφνου έχει δημιουργηθεί ρήγμα χαμηλής κλίσης, όπου φέρνει τα πετρώματα υψηλής πίεσης σε αυτά της πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Οι σχηματισμοί που έχουν δημιουργηθεί αποτελούνται από μάρμαρα ασβεστιτικής και δολομιτικής σύστασης καθώς και μεταβασίτες όπου έχουν προκύψει από μεταμόρφωση βασικής σύστασης.



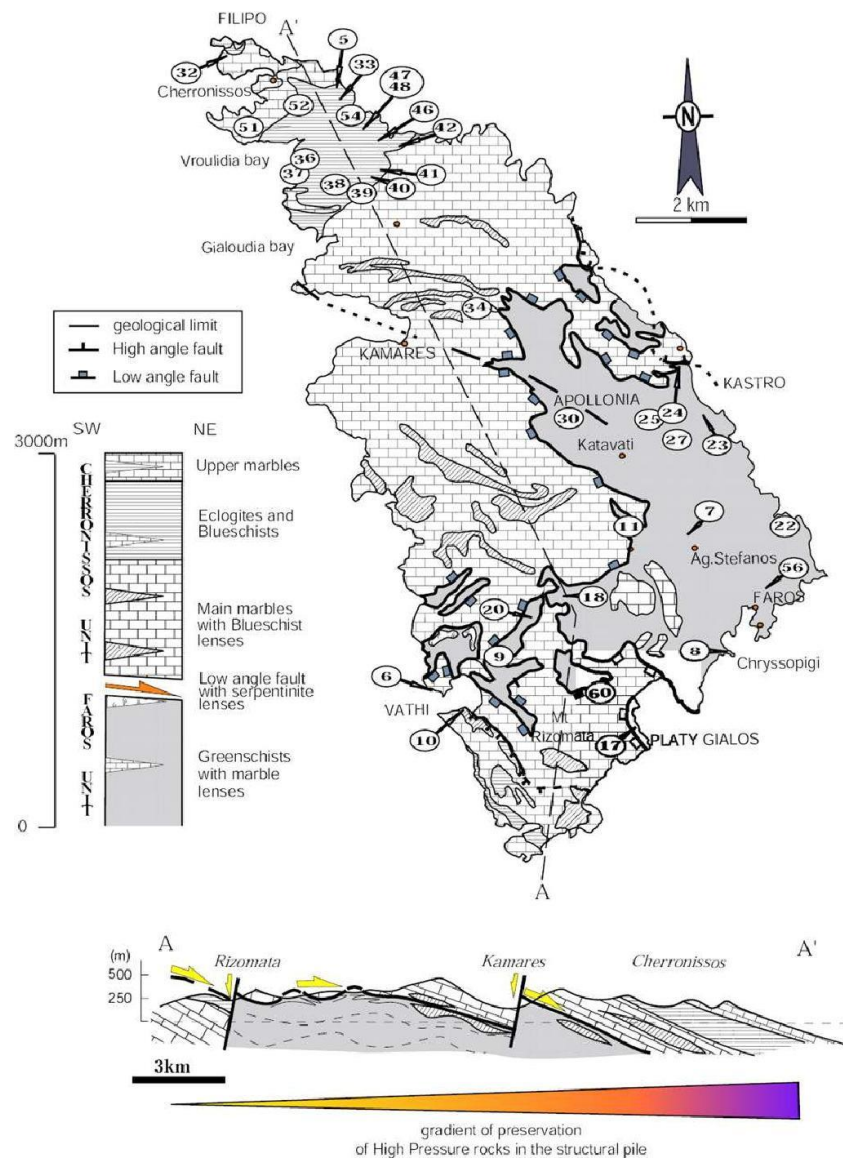
Σχήμα 1.20: Γεωλογική επισκόπηση των σχηματισμών που δομούν τα νησιά των Κυκλάδων (κατά Jacobshagen 1986).

Τέσσερις κύριες υποενότητες μπορούν να διακριθούν (Davis, 1966; Okrusch et al., 1978; Matthews & Schiestedt, 1984; Avigad et al., 1988; Trotet et al., 2001):

- Μια κατώτερη ακολουθία σχιστόλιθων και γνευσίων, όπου είναι σε μεγάλο βαθμό εκτεθειμένες στο ανατολικό και κεντρικό κομμάτι του νησιού. Η ενότητα αποτελείται από μεταπηλίτες που κυριαρχούν στο κατώτερο μέρος και βασικούς μετα-ηφαιστίτες που κυριαρχούν στο ανώτερο μέρος της ενότητας. Περιέχει ενστρώσεις μαρμάρων, καθώς και πιο σπάνια στρώματα χαλαζιτών. Παρά το γεγονός ότι μπορούν να αναγνωριστούν τα υπολείμματα της υψηλής πίεσης μεταμόρφωσης κατά το Ηώκαινο, η κατώτερη ενότητα έχει υποστεί έντονη ανάδρομη μεταμόρφωση στην πρασινοσχιστολιθική φάση κατά το Μειόκαινο (Okrusch & Broecker, 1990).
- Το σύμπλεγμα του κύριου μάρμαρου, που αποτελεί την ψηλότερη κορυφογραμμή της Σίφνου. Το κύριο πέτρωμα είναι το ασβεστίτικο μάρμαρο, αλλά ενστρώσεις δολομιτικού μαρμάρου υπάρχουν στο κάτω μέρος της ενότητας. Το σύμπλεγμα του κύριου μάρμαρου περιέχει σημαντικές ενστρώσεις μεταβασιτών, μέχρι 100 μέτρα πάχος, κυρίως πρασινοσχιστόλιθους με υπολείμματα εκλογιτών και γλαυκοφανιτών (Okrusch & Broecker, 1990).
- Μια ανώτερη ακολουθία σχιστόλιθων και γνευσίων, η κυανοσχιστολιθική-εκλογιτική ενότητα, είναι καλά εκτεθειμένη, στην περιοχή Βρουλίδια και στην περιοχή Χερσόνησο, στο βορειότερο τμήμα του νησιού. Εμφανίζει τα καλύτερα διατηρημένα πετρώματα υψηλής πίεσης. Τα στρώματα που έχουν διεύθυνση NA-BΔ και κλίση 40° προς τα ΒΑ, φτάνουν σε πάχος τα 800 μέτρα. Αποτελείται από επαναλαμβανόμενες εναλλαγές γλαυκοφανιτών, εκλογιτών, μετα-όξινο υαλειτικούς γνευσίους, χαλαζίτες, μεταπηλίτες και ασβεστίτικά ή σπάνια δολομιτικά μάρμαρα. Το πάχος των μεμονωμένων στρώσεων κυμαίνεται από μερικά χιλιοστά ή εκατοστά στους χαλαζίτες, μέχρι 30 εκατοστά στους γνευσίους και τους εκλογίτες (Okrusch & Broecker, 1990).

- Η ενότητα των κυανοσχιστολίθων-εκλογιτών καλύφθηκε από την ενότητα του ανώτερου μαρμάρου, που αποτελείται από ασβεστιτικά και δολομιτικά μάρμαρα. Στην κορυφή του ανώτερου μάρμαρου υπάρχουν σε υπολειμματική μορφή γλαυκοφανίτες και μεταπηλίτες (Okrusch & Broecker, 1990).

Στο σχήμα 1.21 παρουσιάζεται ο γεωλογικός χάρτης και η στρωματογραφική στήλη της Σίφνου. Παρατηρείται, η ενότητα των σχιστολίθων και γνευσίων εκλογιτικής φάσης, στρώματα σχιστολίθου τα οποία έχουν διεισδύσει σε στρώματα μαρμάρου, πετρώματα πρασινοσχιστολιθικής φάσης, καθώς και πετρώματα γλαυκοφανιτικής φάσης στην ενότητα των πρασινοσχιστολίθων (από Γερογιάννη, 2013 και βιβλιογραφικές εναφορές εντός αυτού)



Σχήμα 1.21: Γεωλογικός χάρτης και στρωματογραφική στήλη της Σίφνου (Γερογιάννης 2013).



### 1.5.3 Συμπεράσματα για την τεκτονοστρωματογραφία

Από τις περιγραφές των διαφόρων ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής ζώνης και τις συσχετίσεις μεταξύ των σχηματισμών της προκύπτουν τα παρακάτω συνοπτικά συμπεράσματα για τη δομή και τη λιθοστρωματογραφία της ζώνης. Η Αττικοκυκλαδική συνίσταται από τρεις τεκτονοστρωματογραφικές ακολουθίες οι οποίες καλύπτουν όλο το χώρο της ζώνης. Αυτές είναι:

**1<sup>η</sup> Η Βασική τεκτονική ακολουθία**, η οποία συνίσταται από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού μεταμορφωμένα (μάρμαρα) σε συνθήκες HP/LT, τα οποία υπερκαλύπτονται από μετα-φλύσχη ηλικίας Τριτογενούς, επίσης μεταμορφωμένο σε HP/LT. **Η μεταμόρφωση HP/LT έγινε στο Ηώκαινο (45 Ma) και υπερκαλύφθηκε από ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση στο Άνω Ολιγόκαινο - Κάτω Μειόκαινο (23 Ma).** Τα μάρμαρα αυτά βρίσκονται σε όλη σχεδόν την έκταση της Αττικοκυκλαδικής, όπως Πεντέλη, Υμηττό, Λαυρεωτική, Αλμυροπόταμος, Πάρος, Κερκετέας Σάμου, Προφήτης Ηλίας της Σαντορίνης κ.ά., και θεωρείται ως η σχετικά αυτόχθονη σειρά πετρωμάτων που αποκαλύπτεται υπό μορφή αλλεπάλληλων τεκτονικών παράθυρων κάτω από τα επωθημένα τεκτονικά καλύμματα, σε διάφορες περιοχές της ζώνης.

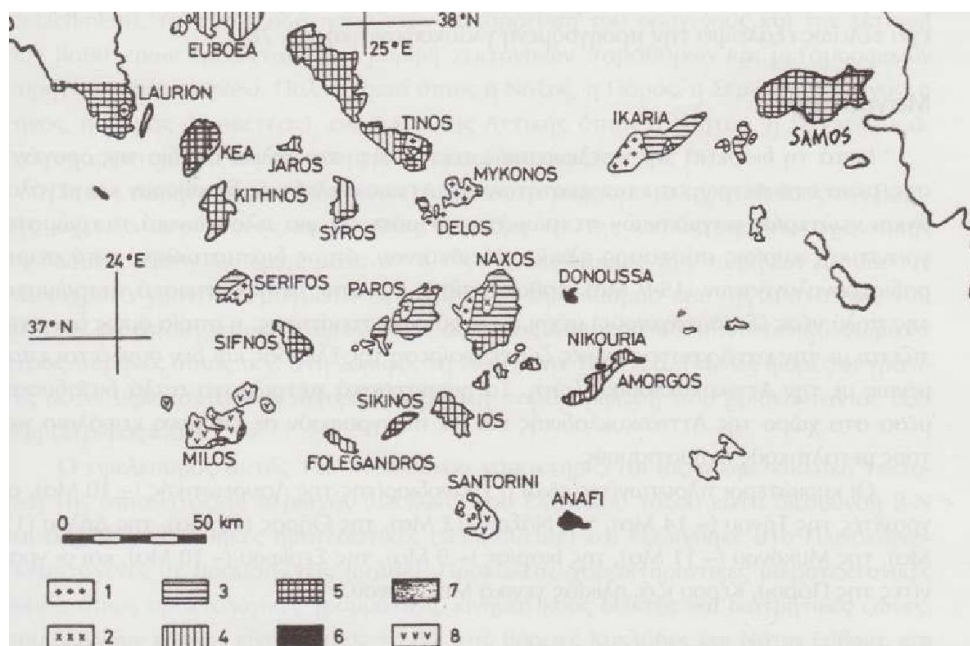
**2<sup>η</sup> Η Κατώτερη τεκτονική ακολουθία** ή «γλυκοφανιτική σειρά» όπως αναφέρεται, η οποία βρίσκεται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη βασική αυτόχθονη ακολουθία των μαρμάρων και συνίσταται από γλυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μεταβασίτες, μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μεταπηλίτες αλλά και παλαιοζωικούς γνεύσιους. Η ακολουθία έχει υποστεί μεταμόρφωση υψηλής πίεσης από εκλογιτική έως γλυκοφανιτική από το Κρητιδικό έως το Ηώκαινο, καθώς και ανάδρομη πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση στο Μειόκαινο (25-16 Ma). Τα πετρώματα της ακολουθίας αυτής βρίσκονται κυρίως στις Βόρειες Κυκλάδες αλλά και στη Νότια Εύβοια, την Ανατολική Αττική, τη Σάμο και τις Νότιες Κυκλάδες.

**3<sup>η</sup> Η Ανώτερη τεκτονική ακολουθία**, τοποθετείται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στην 2<sup>η</sup> κατώτερη ακολουθία και αποτελείται από: α) ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα περμοτριάδικού, β) ανθρακικά πετρώματα Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, γ) υπολείμματα οφειολιθικών πετρωμάτων με Ανωκρητιδικούς επικλυσιογενείς ασβεστόλιθους, δ) γνευσιακά, αμφιβολιτικά πετρώματα υποβάθρου. Αποτελεί το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα της Αττικοκυκλαδικής, πιθανότατα προερχόμενο από εσωτερικά (Πελαγονική ή και ζώνη Αξίου)

και βρίσκεται σε πολλές περιοχές της ζώνης όπως τη Νότια Εύβοια, τις Βόρειες Κυκλάδες, αλλά κυρίως τις Νότιες Κυκλάδες, Το, Πάρο κ.ά.

#### 1.5.4 Συνθήκες Μεταμόρφωσης

Πολύ σημαντικές για την κατανόηση της γεωτεκτονικής εξέλιξης της Αττικοκυκλαδικής ζώνης, είναι οι μελέτες που έχουν γίνει για τις συνθήκες μεταμόρφωσης των πετρωμάτων της, οι οποίες διαπίστωσαν διάφορες μεταμορφικές φάσεις ενδεικτικές της εξέλιξης της ζώνης.



Σχήμα 1.22: Χάρτης τον χώρο της Αττικοκυκλαδικής ζώνης στον οποίο φαίνονται οι περιοχές εξάπλωσης των τριών τύπων μεταμόρφωσης. 1: πλουτωνίτες Μειόκαινου, 2: πλουτωνίτες Ολιγοκαίνου-Μειόκαινου, 3: μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθική Ολιγοκαίνου-Μειόκαινου, 4: μεταμόρφωση υψηλής P/T (γλαυκο-φανιτική) Ηωκαίνου, 5: περιοχές όπου διακρίνεται η επίδραση της νεώτερης πρασινοσχιστολιθικής μεταμόρφωσης επί της παλιότερης γλαυκοφανιτικής, 6 και 7: μεταμορφωμένα πετρώματα άγνωστης τοποθέτησης και μεταμόρφωσης, 8: τεταρτογενή ηφαιστειακά πετρώματα. (Κατά Altherr et al. 1982).

Συγκεκριμένα, η παλαιότερη μεταμόρφωση είναι αυτή που παρατηρείται στα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Ενότητας Νοτίων Κυκλάδων που θεωρούνται ανάλογα της Πελαγονικής ζώνης. Πρόκειται για αμφιβολιτική έως κάτω πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση Παλαιοζωικής ηλικίας.

Η κυριότερη όμως μεταμόρφωση της Αττικοκυκλαδικής είναι της υψηλής πίεσης που παρατηρείται σε όλες τις ενότητες της ζώνης ιδιαίτερα όμως έντονη είναι στην Ενότητα των

Βόρειων Κυκλάδων. Πρόκειται για τη μεταμόρφωση που οφείλεται στην υποβύθιση που προκλήθηκε από τη σύγκλιση της Απουλίας με την ενωμένη Ευρασιατική πλάκα. Η μεταμόρφωση ήταν αρχικά υψηλής πίεσης, 12-20 kbars, και υψηλής θερμοκρασίας 450-500°C (εκλογιτική) στο Άνω Κρητιδικό - αρχές Τριτογενούς και εξελίχθηκε σε μεταμόρφωση υψηλής πίεσης-χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT, γλαυκοφανιτική) που γενικεύθηκε σε όλη τη ζώνη κατά το Ηώκαινο (45 Ma). Έτσι σε όλα τα πετρώματα επικρατεί η γλαυκοφανιτική μεταμόρφωση (HP/LT) και κατά θέσεις βρίσκονται υπολείμματα της εκλογιτικής μεταμόρφωσης (HP/HT).

Στη συνέχεια στο Άνω Ολιγόκαινο - Κάτω Μειόκαινο (25-16 Ma), καθώς ανέβαινε το ορογενές σε μικρότερα βάθη, τα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής βρέθηκαν σε συνθήκες μικρότερης πίεσης 4-7 kbars και θερμοκρασίας, 400°C, και υπέστησαν την πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση, η οποία ήταν ανάδρομη ως προς την προηγούμενη γλαυκοφανιτική HP/LT και μάλιστα σε πολλές θέσεις η ανάδρομη μεταμόρφωση έχει τελείως εξαλείψει την προηγούμενη γλαυκοφανιτική.

### **1.5.5 Μαγματισμός**

**Κατά τη διάρκεια της εφελκυστικής τεκτονικής, στο τελικό στάδιο της ορογένεσης, μέσα στα πετρώματα των ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής διεισδύουν και μεγάλοι όγκοι νεότερων μαγματικών πετρωμάτων. Πρόκειται για πλουτωνικά πετρώματα γρανιτικής κυρίως σύστασης ηλικίας Μειόκαινου, όπως διαπιστώθηκε από σειρά ραδιοχρονολογήσεων (15-9 Ma), καθώς επίσης και από τα ηφαιστειακά πετρώματα της πολύ νέας (Τεταρτογενούς) μέχρι ενεργού ηφαιστειότητας, η οποία όμως δεν σχετίζεται με την κατά γεωτεκτονικές ζώνες διαίρεση της Ελλάδας και δεν συνδέεται επομένως με την Αττικοκυκλαδική ζώνη. Τα ηφαιστειακά πετρώματα απλά διείσδυσαν μέσα στο χώρο της Αττικοκυκλαδικής και θα περιγραφούν σε επόμενο κεφάλαιο για τους μεταλπικούς σχηματισμούς.**

**Οι κυριώτεροι πλουτωνίτες είναι ο γρανοδιορίτης της Λαυρεωτικής (~ 10 Ma), οι γρανίτες της Τήνου (—14 Ma), της Νάξου (12 Ma), της Θήρας (10 Ma), της Δήλου (11 Ma), της Μυκόνου (~ 11 Ma), της Ικαρίας (~ 9 Ma), της Σερίφου (~ 10 Ma), και οι γρανίτες της Πάρου, Κέρου κ.ά. ηλικίας γενικά Μειόκαινου.**

### 1.5.6 Τεκτονικές παραμορφώσεις

Από τις μέχρι σήμερα μελέτες διαπιστώθηκαν οι παρακάτω φάσεις πτυχώσεων των πετρωμάτων της Αττικοκυκλαδικής ζώνης.

- Η πιο παλιά παραμόρφωση που έχει αναγνωρισθεί είναι μια φάση που προκάλεσε πτυχές ισοκλινείς, κατακείμενες με τα αξονικά τους επίπεδα παράλληλα στη γενική φύλλωση των πετρωμάτων. Η διεύθυνση των αξόνων των πτυχών αυτών είναι γενικά ΒΑ-ΝΔ. Η ηλικία της φάσης πτυχώσεων αναφέρεται ως Άνω Ιουρασική - Κάτω Κρητιδική αλλά έχουν εκφρασθεί και άλλες γνώμες που τη θεωρούν Παλαιοζωική.

- Η δεύτερη φάση πτυχώσεων που ήταν η κύρια πτύχωση προκάλεσε επίσης ισοκλινείς πτυχές με διευθύνσεις αξόνων που είναι διεσπαρμένες ΒΑ-ΝΔ έως Α- . Συγχρόνως με τις πτυχές αυτές δημιουργήθηκε μια γράμμωση από τον προσανατολισμό του γλαυκοφανή. Πρόκειται για φάση συµμεταμορφική ως προς τη μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων (γλαυκοφανιτική) που έλαβε χώρα στο Ηώκαινο και εκφράζεται με την ανάπτυξη της κύριας σχιστότητας των πετρωμάτων της Αττικοκυκλαδικής ζώνης.

- Μία τρίτη φάση περιλαμβάνει πτυχές ανοιχτές με διευθύνσεις αξόνων μεταξύ 30°- 50° και πτυχές τύπου knick ή πτυχές πολύ μεγάλης καμπυλότητας οι άξονες των οποίων έχουν βασική διεύθυνση Β-Ν ή ΒΔ-ΝΑ. Πρόκειται για πτυχώσεις που ανάγονται στη συμπίεστική τεκτονική του Ολιγόκαινου, που προκάλεσε και τις μεγάλες λεπιώσεις, επωθήσεις και συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων και είχε ως αποτέλεσμα τη διόγκωση του φλοιού στην κύρια φάση ορογένεσης.

**Τη συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων ακολούθησε στο Μειόκαινο ο εφελκυσμός που προκάλεσε μεγάλα κανονικά ρήγματα αποκόλλησης μικρής γωνίας κλίσης (detachment), τα οποία οδήγησαν στην κατάρρευση του ορογενούς και την εκταφή των βαθύτερων οριζόντων υπό μορφή τεκτονικών παράθυρων και μεταμορφικών πυρήνων (core complex). Πολλά νησιά όπως η Νάξος, η Πάρος, η Σέριφος, η Σίκινο, η Τήνος, η Σάμος (Κερκετέας), αλλά και της Αττικής όπως ο Υμητός, η Πεντέλη**

κ.ά. έχουν χαρακτηριστεί ως τέτοιοι μεταμορφικοί πυρήνες.

Στους πυρήνες αποκαλύπτονται συνήθως τα μάρμαρα με σχιστόλιθους της βασικής, σχετικά αυτόχθονης, ακολουθίας, ή ακόμη και της κατώτερης γλυκοφανιτικής ακολουθίας. Συνήθως όμως μέσα σ' αυτές τις ακολουθίες των πυρήνων διεισδύουν ταυτόχρονα γρανιτικά μάγματα εξαιτίας του εφελκυσμού και της λέπτυνσης του φλοιού, τα οποία αποκαλύπτονται κι αυτά ως Μειοκαινικά πλουτωνικά σώματα στους πυρήνες όπως π.χ. στη Σέριφο, τη Νάξο, την Τήνο κ.ά. Πολλές φορές οι γρανίτες αυτοί υφίστανται την ισχυρή διατμητική παραμόρφωση που βρίσκονταν σε εξέλιξη (Σέριφος κ.ά.).

Ο εφελκυσμός αυτός του Μειοκαίνου χαρακτηρίζεται ως η εφελκυστική τεκτονική της οπισθοτόξιας περιοχής (back-arc) του Ελληνικού τόξου κατά διεύθυνση Β-Ν και άρχισε με συνθήκες ημιπλαστικές (semi-ductile) και εξελίχθηκε στο Πλειόκαινο- Τεταρτογενές σε θραυστιγενείς (brittle). Προκάλεσε χαρακτηριστικές μικροτεκτονικές δομές, όπως ορυκτολογικές γραμμώσεις, κινηματικούς δείκτες και διατμητικές ζώνες, που δείχνουν κυρίως κίνηση προς τα ΒΑ στις Βόρειες Κυκλάδες και Νότια Εύβοια, και προς Βορρά στις Νότιες Κυκλάδες. Σπανιότερα παρατηρείται κινηματική προς Νότο.

Στη συνέχεια της εφελκυστικής τεκτονικής στο Πλειόκαινο και Τεταρτογενές σε συνθήκες καθαρά θραυστιγενείς δημιουργούνται μεγαλύτερης γωνίας κανονικά ρήγματα κατά διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ και Α-Δ, τα οποία επέδρασαν σε όλους τους σχηματισμούς της Αττικοκυκλαδικής και σχηματίζουν τις τάφρους και τα τεκτονικά κέρατα των νησιών των Κυκλάδων και του Αιγαίου γενικότερα.

### **1.5.7 Γεωτεκτονικοί χαρακτήρες και τεκτονορογενετική εξέλιξη της Αττικοκυκλαδικής**

Η διαδοχή και σύσταση των σχηματισμών της ενότητας Νότιων Κυκλάδων παρουσιάζουν πράγματι ομοιότητα με την Πελαγονική ζώνη και γι' αυτόν άλλωστε το λόγο η Αττικοκυκλαδική θεωρήθηκε προέκταση της Πελαγονικής. Το πρόβλημα όμως είναι ότι η Αττικοκυκλαδική σαν σύνολο όλων των ενοτήτων της δεν μπορεί να ταυτισθεί με την Πελαγονική και έτσι διακρίνεται ως ανεξάρτητη ζώνη ετερογενούς σύστασης στην οποία μετέχουν μάλλον και σχηματισμοί κοινής προέλευσης με τους αντίστοιχους της Πελαγονικής.

**Η γεωτεκτονική τοποθέτηση της Αττικοκυκλαδικής σαν σύνολο δεν έχει φυσικά διευκρινισθεί αφού παρουσιάζει ετερογενή συγκρότηση.** Πιθανολογείται ότι ορισμένα τμήματα της, εκτός από αυτά που παρουσιάζουν χαρακτήρες Πελαγονικής, έχουν προέλευση παλιούς ωκεάνιους χώρους (ζώνη Αξιού ή Υποπελαγονική) από όπου προήλθαν τα οφειολιθικά πετρώματα και τα οφειολιθικά μίγματα (melanges) με επωθήσεις ως τεκτονικά καλύμματα.

**Τα μάρμαρα Άνω Τριαδικού - Ιουραιοκού που συνιστούν τη σχετικά αυτόχθονη Βασική Ακολουθία της Αττικοκυκλαδικής ζώνης και εμφανίζονται ως τεκτονικά παρά-θυρα σε πολλά νησιά και άλλες περιοχές της ζώνης, πιθανολογείται ότι αντιπροσωπεύουν αντίστοιχα ασβεστολιθικά πετρώματα των Εξωτερικών Ελληνίδων, δηλαδή ανθρα-κικά πετρώματα πλατφόρμας της Απουλίας πλάκας, που υποβυθίστηκαν και υπέστηκαν τη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης.** Έτσι εμφανίζονται ως τεκτονικά παράθυρα ή μεταμορφικοί πυρήνες στην Αττικοκυκλαδική (Υμηττός, Πεντέλη, Αλμυροπόταμος, Κερ κετέας, Προφήτης Ηλίας Σαντορίνης κ.ά.) όπως και κάτω από τα τεκτονικά καλύμματα της Πελαγονικής ζώνης στις περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πιερίων, Πηλίου κ.ά.

**Πάντως ο γενικά αποδεκτός χαρακτήρας της Αττικοκυκλαδικής είναι ότι συγκροτείται από αλληπάλλληλα τεκτονικά καλύμματα μεταμορφωμένων πετρωμάτων τα οποία αποκαλύπτονται ως συνεχή τεκτονικά παράθυρα. Σημειώνεται ότι στο ίδιο νησί εμφανίζονται συχνά πετρώματα των δύο ενοτήτων των Κυκλάδων με τεκτονική σχέση μεταξύ τους.**

Ανεξάρτητα από την αρχική προέλευση των σχηματισμών των διαφόρων ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής, αν δηλαδή προέρχονται από την Πελαγονική ζώνη (Κιμμερικής προέλευσης) και τις ωκεάνιες ζώνες Αξιού ή Υποπελαγονική, ή και από τις Εξωτερικές Ελληνίδες, οι σχηματισμοί αυτοί βρέθηκαν στην περίοδο Άνω Κρητιδικού – Ηωκαίνου σε συνθήκες υποβύθισης από τη σύγκλιση των πλακών και υπέστηκαν τη μεταμόρφωση υψηλής πίεσης, η οποία ήταν αρχικά εκλογιτική (HP/HT) και εξελίχθηκε σε γλαυκοφανιτική (HP/LT) όταν το σύστημα άρχισε να ανέρχεται το Ηώκαινο. Στην περίοδο αυτή οι συνθήκες συμπίεσης προκάλεσαν την ισοκλινή πτύχωση, συμμεταμορφική ως προς την υψηλής πίεσης μεταμόρφωση, και την ανάπτυξη της κύριας σχιστότητας ( $S_1$ ) όλων των πετρωμάτων.

**Την περίοδο του Ολιγοκαίνου η συμπιεστική τεκτονική συνεχίσθηκε με ανά-στροφα ρήγματα, επωθήσεις, λεπιώσεις και συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων, δηλαδή σε μικρότερα βάθη καθόσον το ορογενές ανήρχετο συνεχώς. Με την ανύψωση του ορογενούς το σύστημα βρέθηκε σε συνθήκες μικρότερου βάθους άρα μικρότερης θερμοκρασίας και πίεσης με αποτέλεσμα την πρασινοσχιστολιθική μεταμόρφωση Άνω Ολιγοκαίνου - Κάτω Μειοκαίνου που ήταν ανάδρομη στην προηγούμενη μεταμόρφωση HP/LT του Ηωκαίνου.**

**Το τελικό στάδιο της ορογένεσης συντελέσθηκε με τον εφελκυσμό που άρχισε το Κάτω Μειόκαινο, ως εφελκυσμός πίσω από το τόξο, όταν η υποβύθιση μετατοπίσθηκε νοτιότερα στην περιοχή της Κρήτης και η περιοχή της Αττικοκυκλαδικής ήταν πλέον οπισθοτόξια.**

Η εφελκυστική τεκτονική προκάλεσε μεγάλα κανονικά ρήγματα αποκόλλησης μικρής γωνίας που οδήγησαν στην κατάρρευση των συσσωρευμένων τεκτονικών καλυμμάτων, την ταχεία ανύψωση του ορογενούς και την εκταφή (exhumation) των βαθύτερων οριζόντων υπό μορφή μεταμορφωμένων πυρήνων και τεκτονικών παράθυρων.

**Ο εφελκυσμός του Μειοκαίνου, που οδήγησε σταδιακά στην ανύψωση και λέπτυνση του φλοιού, υποβοήθησε τη μεγάλη μαγματική άνοδο που δημιούργησε τους μεγάλους και μικρούς πλουτωνικούς όγκους που διείσδυσαν μέσα στα πετρώματα της Αττικοκυκλαδικής προκαλώντας σ' αυτά φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής και μεταλλοφορίας. Μελέτες που έγιναν σε πολλά από τα γρανιτικά αυτά σώματα έδειξαν ότι πολλά από αυτά υπέστηκαν την εφελκυστική διατμητική παραμόρφωσης που συνόδευσε τα ρήγματα αποκόλλησης του Κάτω Μειοκαίνου.**

Ο εφελκυσμός από το Μειόκαινο συνεχίσθηκε αδιάκοπα μέχρι σήμερα με ρήγματα κανονικά μεγαλύτερης γωνίας κλίσης σε συνθήκες θραυστιγενείς, καθώς το ορογενές πλησίασε στην επιφάνεια. Τα ρήγματα αυτά υποβοήθησαν την άνοδο του μάγματος μέχρι την επιφάνεια και την εκδήλωση της σύγχρονης ηφαιστειότητας στις Κυκλάδες που άρχισε το Άνω Μειόκαινο και συνεχίζεται μέχρι σήμερα (Σαντορίνη, Μήλο κ.ά.).

Οι μεταπτώσεις των κανονικών αυτών ρηγμάτων στο Πλειο- Πλειστόκαινο, προκάλεσαν και

ολοκλήρωσαν τη βύθιση της Αιγίδας και απέκοψαν την Αττικοκυκλαδική αλπική ζώνη σε απομονωμένα νησιά.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2<sup>ο</sup>

### ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

#### 2.1 Εισαγωγή

Οι γεωφυσικές μέθοδοι είναι ευρέως γνωστές και χρησιμοποιούνται για βαθιές και ρηχές διασκοπήσεις. Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιείται εδώ και 90 χρόνια (Dobrin, 1976; Coffeen, 1978; Waters, 1997). Αυτή η μέθοδος είναι πολύ σημαντική για την έρευνα κοιτασμάτων πετρελαίου ή φυσικού αερίου, και έχει καθιερωθεί ως η πιο αξιόπιστη σε αυτό τον τομέα.

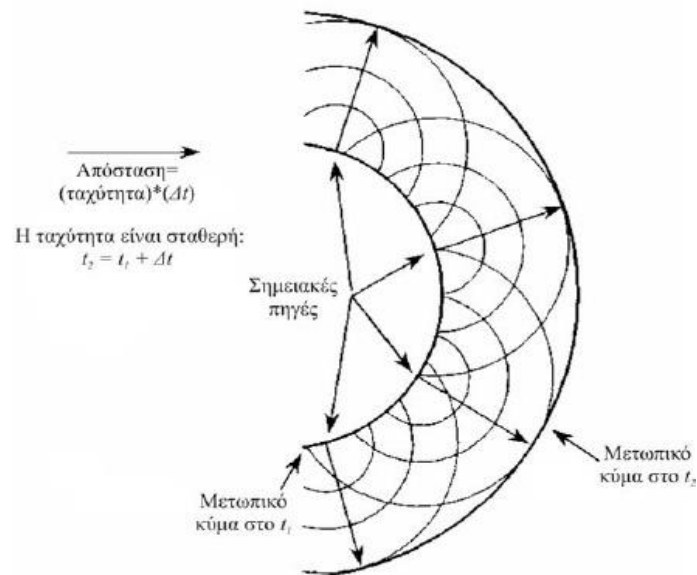
Η σεισμική ανάκλαση απεικονίζει το γεωλογικό υπόβαθρο σε βάθος χιλιομέτρων με ακρίβεια που μπορεί να φθάσει τα 20 μέτρα περίπου. Η μέθοδος βασίζεται στους νόμους διάδοσης των ελαστικών κυμάτων που παράγονται με τη χρήση πηγής (δυναμίτης, συστοιχίας αεροβόλων, vibroseis κ.τ.λ), διαδίδονται μέσα στα στρώματα του φλοιού, στη συνέχεια ανακλώνται και διαθλώνται στις διαχωριστικές επιφάνειες και καταγράφονται από τα γεώφωνα. Στις θαλάσσιες διασκοπήσεις τα υδρόφωνα καταγράφουν τη διαφορά πίεσης του νερού συναρτήσει του χρόνου. Έτσι τα ίχνη σε συνδυασμό με το χρόνο δημιουργούν το σεισμόγραμμα. (Βαφείδης, 2012).

#### 2.2 Βασικές Αρχές

##### - Αρχή Huygens

Ο C. Huygens (1629-1695) διατύπωσε μια απλή αρχή, ως ένα μέρος της ανάπτυξης της θεωρίας του για το φως. Η αρχή του αναφέρει ότι όλα τα σημεία ενός μετωπικού κύματος μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές για τη γένεση νέων σφαιρικών δευτερογενών κυμάτων. Μετά από χρόνο  $t$ , η νέα θέση του μετωπικού κύματος θα είναι η εφαπτομενική επιφάνεια (περιβάλλουσα) όλων αυτών των σφαιρικών κυμάτων. Εάν εφαρμόσουμε αυτή την αρχή στο μετωπικό κύμα κατά τη χρονική στιγμή  $t_1$  (Σχήμα 2.1), θα μπορέσουμε να κατασκευάσουμε το μετωπικό κύμα και κατά τη χρονική στιγμή  $t_2$ . Για απλοποίηση του παραδείγματος θεωρούμε ότι η ταχύτητα διάδοσης είναι σταθερή σε όλο το μέσο. Στη συνέχεια διαλέγουμε ορισμένα διάσπαρτα σημεία ως σημειακές πηγές στο αρχικό μετωπικό

κύμα και υπολογίζουμε την ακτίνα του δευτερογενούς κύματος, βασισμένοι στη ταχύτητα του μέσου και θεωρώντας ένα χρονικό διάστημα,  $\Delta t$ . Ακολούθως, χαράσσουμε τα δευτερογενή κύματα και την περιβάλλουσα όλων αυτών. Έτσι, παράγεται το νέο μετωπικό κύμα κατά τη χρονική στιγμή  $t_2$  (Παπαδόπουλος, 2008).



Σχήμα 2.1: Αρχή Huygens.

#### - Αρχή Fermat

Ο P. Fermat (1601-1665) ανέπτυξε μια αρχή, η οποία είναι γνωστή ως αρχή του ελαχίστου χρόνου. Αυτή η αρχή αναφέρει ότι η διάδοση των κυμάτων μεταξύ δύο σταθερών σημείων ακολουθεί τροχιά της οποίας ο χρόνος διάδοσης είναι ο ελάχιστος, από όλες τις άλλες πιθανές τροχιές. Με άλλα λόγια, τα σεισμικά κύματα ακολουθούν τροχιές ελαχίστου χρόνου.

Εφαρμόζοντας την αρχή Fermat προκύπτει ότι η τροχιά ή η ακτίνα πρέπει να είναι ευθεία γραμμή σε ένα μέσο με σταθερή ταχύτητα, διότι η ευθεία γραμμή είναι η μικρότερη απόσταση μεταξύ δύο σημείων και καθώς η ταχύτητα είναι σταθερή, η απόσταση μεταξύ των δύο σημείων είναι επίσης εκείνη όπου ο χρόνος διάδοσης είναι ο ελάχιστος. Καθώς το κύμα αυξάνει την απόσταση του από το αρχικό κέντρο (πηγή) η ακτίνα καμπυλότητας αυξάνει σε τέτοιο βαθμό που μπορεί να θεωρηθεί και χρησιμοποιηθεί ως επίπεδο μετωπικό κύμα.

## 2.3 Κύματα Χώρου

Τα σεισμικά κύματα διακρίνονται ανάλογα με τον τύπο διάδοσης τους σε δύο κατηγορίες: στα κύματα χώρου, όπου η διαταραχή διαδίδεται προς όλες τις κατευθύνσεις ενός στερεού σώματος και στα επιφανειακά κύματα, όπου η διαταραχή διαδίδεται σε διαχωριστικές επιφάνειες.

Τα κύματα χώρου διακρίνονται στα διαμήκη και τα εγκάρσια. Το χαρακτηριστικό στοιχείο στα διαμήκη κύματα είναι ότι η διεύθυνση ταλάντωσης των υλικών σημείων συμπίπτει με τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα διαμήκη κύματα λόγω του ότι διαδίδονται με τη μεγαλύτερη ταχύτητα, φθάνουν στο σταθμό παρατήρησης πρώτα από όλα τα άλλα είδη σεισμικών κυμάτων. Για αυτό το λόγο ο συμβολισμός τους είναι το "P" από τη λατινική λέξη Primus(πρώτο). Η ταχύτητα διάδοσης των διαμήκων κυμάτων εξαρτάται από τις σταθερές  $\lambda$  και  $\mu$  του Lamé, αλλά και από την πυκνότητα  $\rho$ .

Η αντίστοιχη εξίσωση της ταχύτητας παρουσιάζεται παρακάτω:

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}}$$

Όπου  $\alpha$ : η ταχύτητα διάδοσης του κύματος  
 $\rho$ : η πυκνότητα του μέσου διάδοσης

Στα εγκάρσια κύματα η διεύθυνση ταλάντωσης των υλικών σημείων είναι κάθετη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα εγκάρσια κύματα δεν διαδίδονται στα ρευστά(υγρά και αέρια), διότι για να διαδοθούν πρέπει να παρουσιάζουν ελάχιστη αντίσταση στην κάμψη, δηλαδή ο συντελεστής ακαμψίας  $\mu$  να είναι διάφορος του μηδενός. Στα ρευστά ο συντελεστής ακαμψίας είναι μηδέν ( $\mu=0$ ), επομένως η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων είναι ίση με μηδέν.

Η αντίστοιχη εξίσωση της ταχύτητας παρουσιάζεται παρακάτω:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

όπου  $\beta$ : η ταχύτητα διάδοσης του κύματος

$\rho$ : η πυκνότητα του μέσου διάδοσης

(Βαφείδης, 1993)

## 2.4 Υδρόφωνα-Σεισμικό Καλώδιο Και Σεισμικές Πηγές (Airgun)

Στις θαλάσσιες διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται υδρόφωνα αναλογικού ή πιεζοηλεκτρικού τύπου. Τα υδρόφωνα πιεζοηλεκτρικού τύπου αποτελούνται από πιεζοηλεκτρικό υλικό, έτσι ώστε η ασκούμενη πίεση που μεταφέρεται σε αυτό, στη συνέχεια να μετατρέπεται σε ηλεκτρική τάση. Το υλικό το υδροφώνων είναι συνήθως τιτανιούχο βάριο. Επιπλέον, τοποθετούνται σε θαλάμους πλαστικού κυλινδρικού καλωδίου (streamers).

Στη θάλασσα, το καράβι σέρνει σεισμικό καλώδιο μεγάλου μήκους. Το σεισμικό καλώδιο βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες και τον κυματισμό. Το σεισμικό καλώδιο αναπτύχθηκε για τον εντοπισμό υποβρυχίων το 2<sup>ο</sup> παγκόσμιο πόλεμο. Πριν από το 1980 υπήρχαν μόνο αναλογικά καλώδια, με αποτέλεσμα να περιορίζεται ο αριθμός της συστοιχίας υδροφώνων. Από το 1985 έκαναν την εμφάνισή τους τα ψηφιακά σεισμικά καλώδια, όπου η ψηφιοποίηση του σήματος πραγματοποιείται μέσα στο καλώδιο.

## 2.5 Ιδιότητες-Συντελεστές

### 2.5.1 Συντελεστής Ανάκλασης-Ακουστική Εμπέδηση

Όταν ένα επίπεδο αρμονικό κύμα προσπίπτει κάθετα σε μια διαχωριστική επιφάνεια, τότε ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας ανακλάται και το υπόλοιπο διαθλάται. Όταν είναι γνωστό το πλάτος του κύματος που προσπίπτει σε διαχωριστική επιφάνεια, τότε είναι δυνατόν να υπολογιστούν τα αντίστοιχα πλάτη του ανακλώμενου και διαθλώμενου κύματος. Ο συντελεστής ανάκλασης  $|R_1|$  από τη διεπιφάνεια δύο οριζόντιων στρωμάτων δίδεται από τη σχέση:

$$R = \frac{\alpha_1 \rho_1 - \alpha_2 \rho_2}{\alpha_1 \rho_1 + \alpha_2 \rho_2}$$

Όπου,  $\alpha_1$ : η ταχύτητα των στρωμάτων

$\rho_1$ : η πυκνότητα των στρωμάτων

Η ακουστική εμπέδηση είναι μια φυσική ιδιότητα όπου επηρεάζει τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Ορίζεται από το γινόμενο της σεισμικής ταχύτητας  $\alpha$  του μέσου διάδοσης και της πυκνότητας του σχηματισμού  $\rho$ ,  $Z = \alpha \cdot \rho$ . Πραγματοποιείται ανάκλαση των σεισμικών κυμάτων μόνο όταν συναντήσουν ασυνέχεια, επομένως παρατηρείται αλλαγή της τιμής της ακουστικής εμπέδησης, ενώ το γινόμενό τους ονομάζεται ακουστική εμπέδηση,  $Z = \alpha \cdot \rho$ . Ο αντίστοιχος συντελεστής διάθλασης δίδεται από τη σχέση:

$$T_1 = \frac{2Z_1}{Z_1 + Z_2}$$

## 2.5.2 Συχνότητα Nyquist-Αναδίπλωση συχνοτήτων

Κατά τη δειγματοληψία η ψηφιακή καταγραφή παρουσιάζει το πλεονέκτημα ότι αυξάνει το διάστημα δυνατότητας του καταγραφικού, δηλαδή η εδαφική κίνηση περιγράφεται με καλύτερη πιστότητα. Το διάστημα δυνατότητας αναλογικού καταγραφέα είναι περίπου 60 dB, ενώ του ψηφιακού καταγραφέα ο οποίος περιλαμβάνει μετατροπέα ADC, 15 bits είναι:

$$20 \log(2^{15}/2^0) = 90 \text{ dB}$$

Η ψηφιακή καταγραφή παρουσιάζει όμως και ένα μειονέκτημα, δηλαδή δεν περιγράφει σωστά τα σήματα υψηλών συχνοτήτων. Για την ακρίβεια, αρμονικό σήμα συχνότητας  $f$  μεγαλύτερης από τη χαρακτηριστική συχνότητα η οποία ονομάζεται συχνότητα Nyquist και συμβολίζεται με το  $F_N$  (και μικρότερης από  $2F_N$ ) παριστάνεται με αρμονικά ψηφιοποιημένο σήμα συχνότητας  $|2f_N - f|$ . Η συχνότητα Nyquist εξαρτάται από το διάστημα δειγματοληψίας  $\Delta t$ ,

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t}$$

Ο όρος αναδίπλωση συχνοτήτων είναι το φαινόμενο κατά το οποίο οι μεγαλύτερες συχνότητες από τη Nyquist εμφανίζονται ξανά μέσα στο φάσμα των μικρότερων συχνοτήτων δημιουργώντας πρόβλημα στην πραγματική καταγραφή (Lindseth,1982).

Για την αποφυγή αυτού του φαινομένου (aliasing) είναι απαραίτητη πριν από την ψηφιοποίηση, η αποκοπή συχνοτήτων μεγαλύτερων της  $F_N$  (Antialiasing Filter) η οποία επιτυγχάνεται με τη χρήση αναλογικών φίλτρων αποκοπής υψηλών συχνοτήτων (Βαφείδης,1993).

### 2.5.3 Μέση Ταχύτητα

Οι ιζηματογενείς λεκάνες αποτελούνται από μια ακολουθία γεωλογικών στρωμάτων με σταθερή ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Η μεταβολή της ταχύτητας στην οριζόντια θέση είναι συνήθως πολύ μικρή σε σχέση με τη μεταβολή της στην κατακόρυφη διεύθυνση. Στην πράξη, η σεισμική ταχύτητα θεωρείται συνάρτηση μόνο του βάθους. Ακόμη και στην περίπτωση όπου η ταχύτητα παρουσιάζει μικρές μεταβολές στην οριζόντια θέση, μπορεί να εφαρμοστεί αυτή η προσέγγιση, παραδείγματος χάριν σε κεκλιμένα στρώματα μικρής κλίσης. Στην περίπτωση όπου η ταχύτητα εξαρτάται μόνο από το βάθος, για τον υπολογισμό της ταχύτητας κάθε στρώματος πραγματοποιείται η μελέτη ανακλώμενων κυμάτων που διαδίδονται σε περίπου κατακόρυφες διευθύνσεις.

Ακολουθείται η ίδια μεθοδολογία και στην περίπτωση διαχωριστικών επιφανειών με κλίση μικρότερη των  $3^\circ$ . Για τον προσδιορισμό της δομής ιζηματογενών λεκανών, συνήθως χρησιμοποιούμε μοντέλο πολλών οριζόντιων στρωμάτων.

Θεωρούμε ένα πολυστρωματικό μοντέλο  $n$  οριζόντιων στρωμάτων και ακτίνα η οποία διαδίδεται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Ο απαιτούμενος χρόνος ώστε η ακτίνα να διασχίσει το στρώμα  $j$  θα είναι:

$$\tau_j = \frac{d_j}{a_j}$$

Όπου  $d_j$ : το πάχος.

$a_j$ : η ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος στο στρώμα  $j$ .

Η μέση ταχύτητα της ακτίνας η οποία προσπίπτει κάθετα στη νιοστή διαχωριστική επιφάνεια, δίδεται από τη σχέση:

$$\alpha_n = \frac{\sum_{j=1}^n d_j}{\sum_{j=1}^n \tau_j} = \frac{\sum_{j=1}^n \alpha_j \tau_j}{\sum_{j=1}^n \tau_j}$$

Ο χρόνος που χρειάζεται μια σεισμική ακτίνα για να διασχίσει σε κατακόρυφη διεύθυνση τα στρώματα, ονομάζεται και διπλός χρόνος διαδρομής κατακόρυφης ακτίνας και συμβολίζεται με  $T_n(0)$ . Δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$T_n(0) = \frac{2h_n}{\alpha_n} = 2 \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{\alpha_j}$$

Επίσης, ο διπλός χρόνος  $T_n(0)$  μπορεί να υπολογισθεί και από την εξίσωση (2.1) στην περίπτωση όπου η απόσταση πηγής-γεωφώνου είναι οριζόντια και οι ταχύτητες των στρωμάτων είναι παρόμοιες.

$$T_n^2(x) = \frac{x^2}{(\alpha_n)^2} + \left( \frac{2h_n}{\alpha_n} \right)^2 \quad (2.1)$$

Όταν χρησιμοποιούμε τη μέση τετραγωνική ταχύτητα  $V_{rms}$  έχουμε καλύτερη προσέγγιση, εφόσον αυτή η ταχύτητα λαμβάνει υπόψιν τις αλλαγές του πάχους των στρωμάτων.

#### 2.5.4 Μέση Τετραγωνική Ταχύτητα (RMS Velocity)

Η μέση τετραγωνική ταχύτητα ορίζεται ως η τετραγωνική ρίζα της μέσης τιμής του τετραγώνου των ταχυτήτων πολλαπλασιασμένων με συντελεστές βαρύτητας, τους διπλούς χρόνους διαδρομής,  $T$ . Η αντίστοιχη εξίσωση παρουσιάζεται παρακάτω:

$$V_n = \left[ \frac{\sum_{j=1}^n \alpha_j^2 t_j}{\sum_{j=1}^n t_j} \right]^{\frac{1}{2}}$$

Όπου,  $\alpha_j$ : ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος που προσπίπτει στη διαχωριστική επιφάνεια j.

T: διπλός χρόνος διαδρομής στη διαχωριστική επιφάνεια j.

Η εξίσωση της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας υπολογίστηκε από τους Dix(1955) και Durbraun(1954) και Kerry(1951) και αποτελεί την σημαντικότερη εξίσωση για τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων.

Στη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης η τμηματική ταχύτητα ( $a_n$ ) στο νιοστό στρώμα υπολογίζεται με τη βοήθεια των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων,  $V_{rms(n)}$  και των διπλών χρόνων διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας,  $T_n(0)$  και  $T_{n-1}(0)$ . Η αντίστοιχη εξίσωση είναι η εξής:

$$\alpha_n^2 = \frac{V_n^2 T_n(0) - V_{n-1}^2 T_{n-1}(0)}{T_n(0) - T_{n-1}(0)}$$

Όπου,  $V_n$ : μέση τετραγωνική ταχύτητα

$T_n$ : διπλός χρόνος διαδρομής

## 2.6 Παράμετροι Πειράματος Σεισμικής Ανάκλασης

- Οριζόντια Απόσταση Πηγής-Γεωφώνου(offset)

Η οριζόντια απόσταση πηγής-γεωφώνου καθορίζεται από τον χρόνο στον οποίο παρατηρούνται επιφανειακά κύματα, τα οποία έχουν μεγάλα πλάτη και καλύπτουν τις σεισμικές ανακλάσεις. Ο υπολογισμός της απόστασης μεταξύ της πηγής και του μακρύτερου γεωφώνου υπολογίζεται με τη βοήθεια της σχέσης:  $H_{max} = 0.5 * z \sqrt{[(a + a_s)/(a - a_s)]}$

Όπου z: το βάθος του ορίζοντα ανάκλασης

$a_s$ : η επιφανειακή ταχύτητα

$\bar{a}$  : η μέση ταχύτητα

Στην περίπτωση όπου υπάρχει κεκλιμένος ορίζοντας η σχέση τροποποιείται και γίνεται ως εξής:



$$H_{\max} = z^* \tan \theta$$

#### - Ισαπόσταση Ομάδων Γεωφώνων

Η ισαπόσταση των γεωφώνων εξαρτάται από τον αριθμό των γεωφώνων, το μήκος της γραμμής μελέτης και την σεισμική πηγή.

Η ισαπόσταση μεταξύ των γεωφώνων δίνεται από τη σχέση:

$$G_m = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{NC - 1} \quad (2.2)$$

Όπου,  $H_{\max}$ : η μέγιστη οριζόντια απόσταση πηγής-γεωφώνων

$H_{\min}$ : η ελάχιστη οριζόντια απόσταση πηγής-γεωφώνων

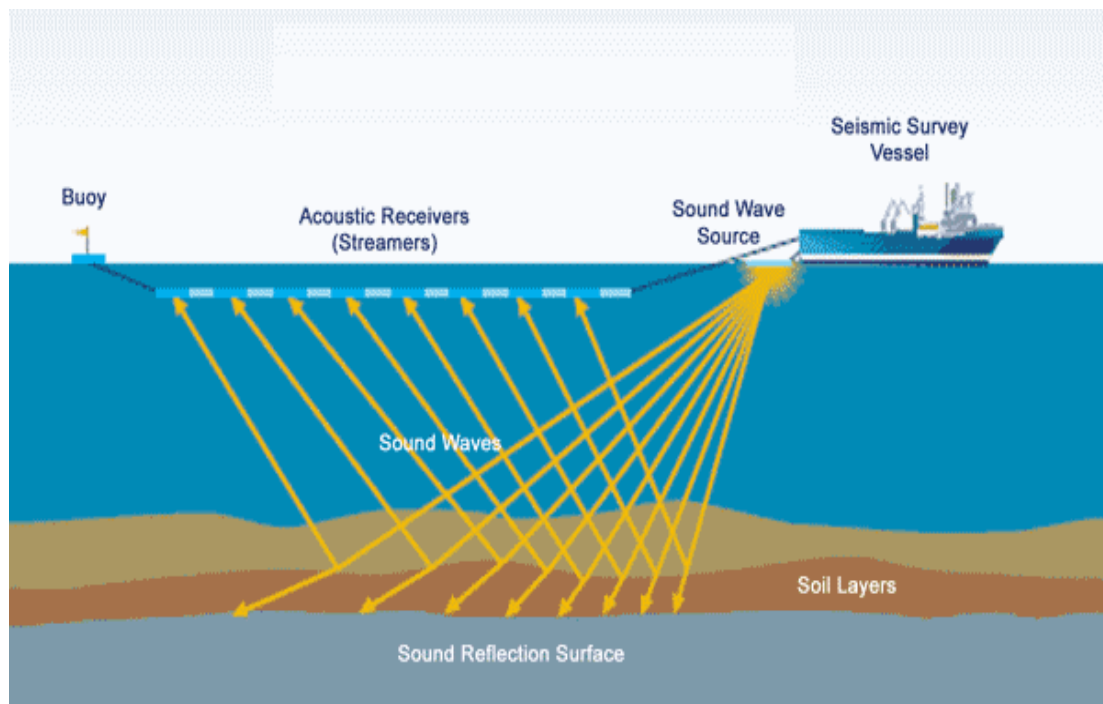
NC : ο αριθμός των καναλιών.

Η επιλογή της μέγιστης δυνατής ισαπόστασης των γεωφώνων μπορεί να πραγματοποιηθεί με τη χρήση της σχέσης (2.2), προκειμένου να αποφευχθούν φαινόμενα αναδίπλωσης (aliasing) των συχνοτήτων.

#### - Θαλάσσιες Σεισμικές Διασκοπήσεις

Οι θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις είναι από τα πιο σημαντικά εργαλεία για την απεικόνιση του φλοιού της Γης. Χρησιμοποιούνται σε παγκόσμια κλίμακα στον τομέα της γεωλογικής και γεωφυσικής έρευνας για την παροχή εικόνων του υπεδάφους. Επιπλέον, είναι πολύ σημαντικές για την έρευνα υδρογονανθράκων.

Τα συστήματα καταγραφής στις θαλάσσιες διασκοπήσεις αποτελούνται από μια σεισμική πηγή, η οποία βρίσκεται μερικά μέτρα πίσω από το πλοίο. Αυτή η σεισμική πηγή παράγει ηχητικούς παλμούς σε συγκεκριμένες συχνότητες ανά χρονικά διαστήματα. Ο ηχητικός παλμός περνάει στο νερό και διεισδύει στον πυθμένα. Τα κύματα κατά τη διάδοσή τους στο υπέδαφος υφίστανται διάθλαση και ανάκλαση. Στη συνέχεια αυτά τα κύματα επιστρέφουν και καταγράφονται από τα υδρόφωνα. Το πλοίο κατά τη διαδικασία συλλογής των μετρήσεων κινείται με σταθερή ταχύτητα. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η διάταξη στις θαλάσσιες διασκοπήσεις (Σχήμα 2.2).

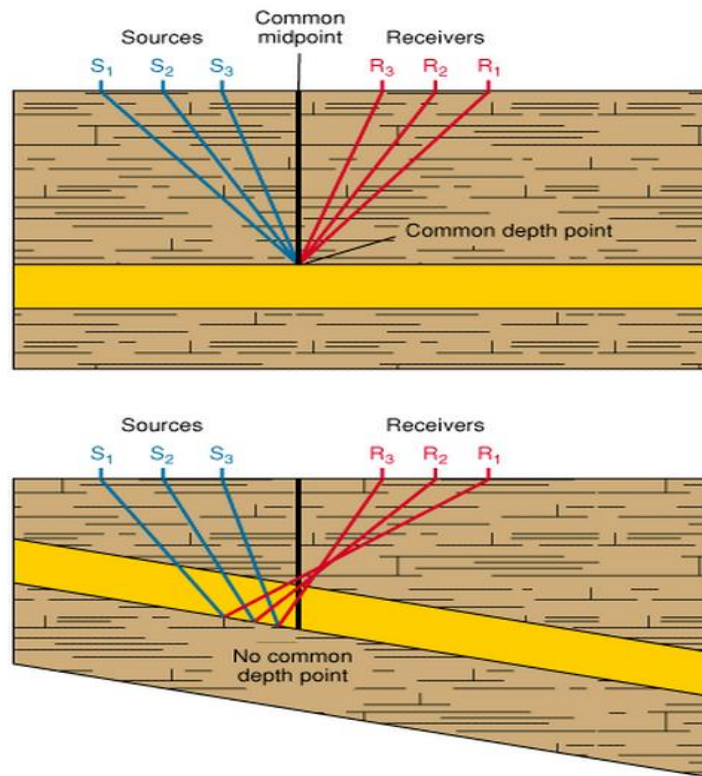


Σχήμα 2.2: Διάταξη θαλάσσιων διασκοπήσεων.

#### - Πολυκάναλη Καταγραφή

##### *Διάταξη Κοινού Σημείου Ανάκλασης*

Η πολυκάναλη καταγραφή χρησιμοποιείται για την αύξηση του λόγου σήματος προς θόρυβο. Κατά τη διάρκεια της θαλάσσιας γεωφυσικής διασκόπησης με τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης πραγματοποιούνται συνεχείς καταγραφές καθώς μετακινείται το πλοίο και αλλάζουν οι θέσεις των υδροφώνων, με αποτέλεσμα πολλά σημεία να καταγράφονται παραπάνω από μια φορά από διαφορετικά ζευγάρια πηγής-γεωφώνου. Το σημείο όπου καταγράφεται πάνω από μια φορές ονομάζεται "κοινό ενδιάμεσο σημείο" (Common Midpoint-CMP). Αυτό συμβαίνει όταν ο ανακλαστήρας είναι οριζόντιος. Στην περίπτωση που ο ανακλαστήρας είναι κεκλιμένος τα ζευγάρια πηγής-γεωφώνου δεν αντιστοιχούν σε ένα σημείο, αλλά σε μια περιοχή.



Σχήμα 2.3: Διάταξη κοινού ενδιάμεσου σημείου οριζόντιας και κεκλιμένης διαχωριστικής επιφάνειας.

#### - Υπεδαφική Κάλυψη

Η υπεδafική κάλυψη(fold) είναι μια από τις κύριες παραμέτρους στις σεισμικές διασκοπήσεις. Είναι ο αριθμός των σειсмоγραμμάτων διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου (Βαφείδης,1993). Εκφράζει τον αριθμό δειγματοληψίας του ανακλαστήρα. Αξίζει να αναφερθεί ότι ενισχύει το σήμα περίπου 10-14 φορές και στις θαλάσσιες διασκοπήσεις η τιμή της υπεδafικής κάλυψης κυμαίνεται από 100 έως 200.

Η υπεδafική κάλυψη (fold) δίδεται από τη σχέση:

$$Fold = \frac{NC}{2} \times \frac{\Delta x}{\Delta s}$$

$$Fold = \min \{ \text{αριθμός πηγών, ονομαστικό fold} \}$$

Όπου, NC: ο αριθμός των καναλιών του σειсмоγράφου

$\Delta X$ : η ισαπόσταση των γεωφώνων

ΔS: η ισαπόσταση των πηγών

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>**

### **ΜΕΘΟΔΟΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ**

#### **3.2 Επεξεργασία Δεδομένων**

##### **3.2.1 Εισαγωγή**

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με τη χρήση του προγράμματος PROMAX 2D στον υπολογιστή SPARCstation ULTRA του Πολυτεχνείου Κρήτης στο εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής. Το παρόν πρόγραμμα στηρίζεται σε συγκεκριμένο πρόγραμμα ροής και περιλαμβάνει:

- Την εισαγωγή αρχείου δεδομένων (Disk Data Input)
- Τη χρήση φίλτρου δεδομένων
- Την αποθήκευση του αποτελέσματος σε αρχείο (Disk Data Output)

Το πρώτο βήμα στην επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης ήταν η δημιουργία αρχείου γεωμετρίας το οποίο εφαρμόστηκε με τη γεωμετρία του πειράματος στις επικεφαλίδες (Headers) των δεδομένων.

### 3.2.2 Ανάλυση Ταχυτήτων

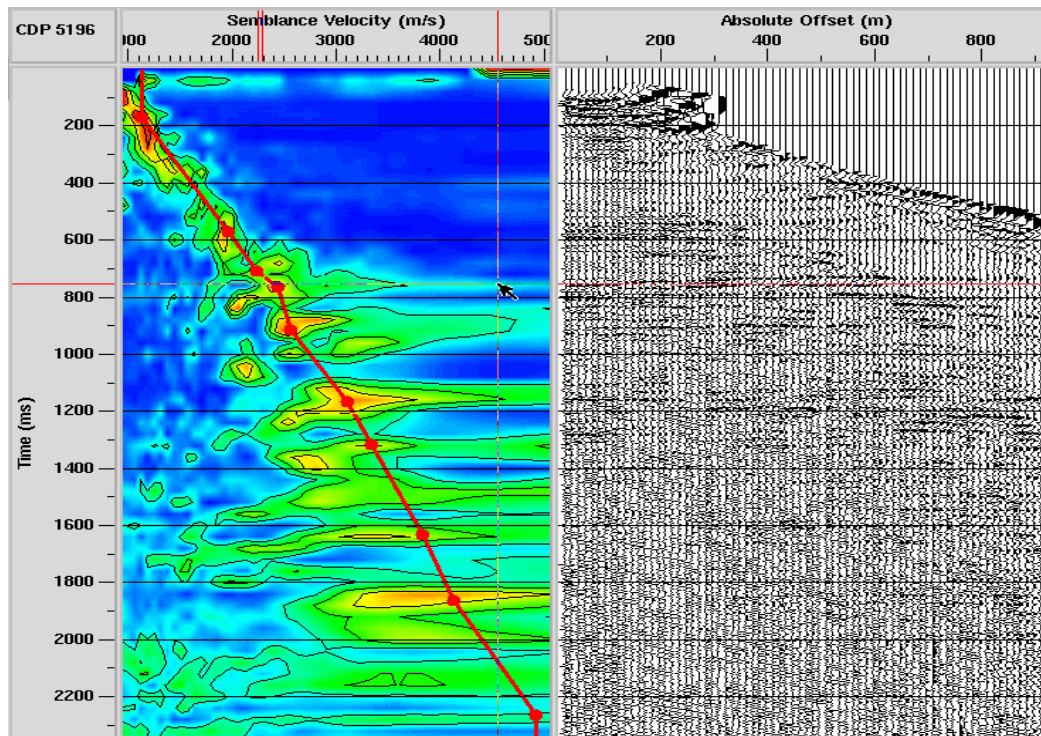
Εφόσον, κατασκευάστηκε το αρχείο της γεωμετρίας εφαρμόστηκε η ανάλυση ταχυτήτων(velocity analysis). Υπάρχουν πολλές μέθοδοι για τον προσδιορισμό των ταχυτήτων για την εξίσωση της δυναμικής διόρθωσης (NMO). Η ανάλυση ταχυτήτων αποσκοπεί στην αναζήτηση μιας υπερβολής όπου θα προσεγγίζει καλύτερα τα δεδομένα, το οποίο καθορίζεται αριθμητικά ή οπτικά. Το πεδίο που εμφανίζεται αντιπροσωπεύει της ταχύτητες της περιοχής μελέτης συναρτήσει του χρόνου και της απόστασης (Σχήμα 3.2). Στο χώρο αυτό εμφανίζονται σε κάθε επιλογή σημείου (picking) η μέση τετραγωνική ταχύτητα ( $V_{rms}$ ) και η τμηματική ταχύτητα (interval velocity). Η συσχέτιση των πλατών για το κάθε ίχνος κατά μήκος της υπερβολής υπολογίζεται από την εξίσωση :

$$T_x^2 = T_0^2 + \frac{X^2}{V_{rms}^2}$$

Η υπερβολή δεν βρίσκεται ακριβώς πάνω στις ανακλάσεις, επομένως η τιμή της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας είναι η καλύτερη προσέγγιση για την κάθε περίπτωση. Η επιλογή των σημείων έγινε ανά 20 CDP.

Για τον καθορισμό του ακριβούς μοντέλου ταχύτητας το οποίο μετέπειτα θα χρησιμοποιηθεί για την κανονική διόρθωση, χρησιμοποιείται η ανάλυση ταχύτητας(velocity analysis) και ο χάρτης της συνάφειας των σειсмоγραμμάτων κοινού ενδιάμεσου σημείου ανάκλασης (CMP gathers). Στην ανάλυση ταχύτητας παριστάνεται συνήθως η καμπύλη ίσης συνάφειας(semblance) υπό τη μορφή του σχήματος (Σχήμα 3.1). Για τη σωστή επιλογή των ταχυτήτων θα πρέπει να ληφθούν υπόψη ότι:

- Πρέπει να έχει προηγηθεί η εφαρμογή στατικών διορθώσεων
- Οι ταχύτητες υπέρθεσης σε οριζόντες με απότομες κλίσεις δεν είναι αξιόπιστες.
- Μικρές ταχύτητες υπέρθεσης σε μεγάλους χρόνους διαδρομής.



Σχήμα 3.1: Τυπική εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων (Velocity Analysis).

### 3.2.3 Υπολογισμός ταχυτήτων

Με την εντολή αυτή επιτυγχάνεται η μετατροπή των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων σε τμηματικές ταχύτητες σύμφωνα με τη σχέση

$$\alpha_{int}^2 = \frac{(a_{rms1}^2 * t_1) - (a_{rms2}^2 * t_2)}{t_2 - t_1}$$

Όπου,  $\alpha_{int}^2$  : τμηματική ταχύτητα

$a_{rms}^2$ : μέση τετραγωνική ταχύτητα

$t_1, t_2$ : οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων

### 3.2.4 Αποσυνέλιξη Πρόβλεψης

Η αποσυνέλιξη αποτελεί ένα από τα βασικά βήματα στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων. Χρησιμοποιήθηκε η αποσυνέλιξη πρόβλεψης (predictive Deconvolution), η οποία αποσκοπεί στη βελτίωση της χρονικής διακριτικής ικανότητας των σεισμικών

δεδομένων. Το κάθε σεισμικό ίχνος αποτελείται από τις κύριες ανακλάσεις οι οποίες είναι απρόβλεπτες, αλλά και τις πολλαπλές ανακλάσεις όπου είναι προβλέψιμες. Στόχος της αποσυνέλιξης πρόβλεψης είναι η απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων, χρησιμοποιώντας τους χρόνους άφιξης των κύριων ανακλάσεων. Δηλαδή, πραγματοποιείται διάκριση δύο ανακλάσεων που μπορεί να προέρχονται από λεπτά στρώματα, οι οποίες πριν την αποσυνέλιξη εμφανίζονται σαν μια ανάκλαση. Επιπλέον, η αποσυνέλιξη πρόβλεψης εφαρμόζεται σε κάθε ίχνος ξεχωριστά, έτσι ώστε να αποσβένονται πιο αποτελεσματικά οι πολλαπλές ανακλάσεις.

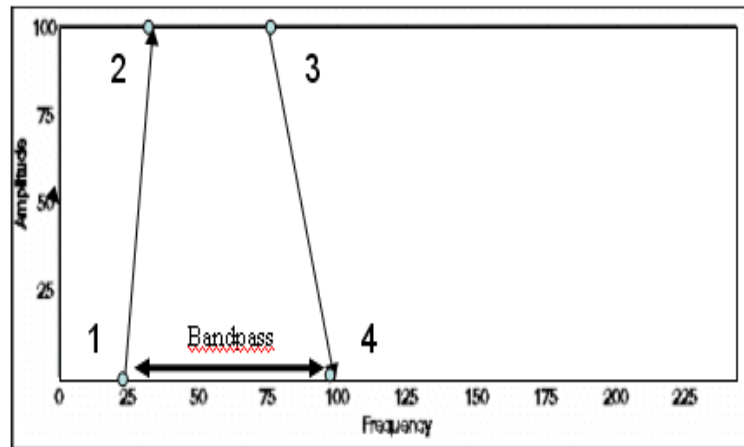
### **3.2.5 Αποκοπή Πρώτων Αφίξεων**

Στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων μας ενδιαφέρουν μόνο τα κύματα τα οποία προέρχονται από ανακλάσεις και όχι τα κύματα πρώτων αφίξεων. Τα κύματα πρώτων αφίξεων στις μετρήσεις μας, προκαλούν κάποιου είδους θόρυβο και δυσκολεύουν την επεξεργασία. Έτσι, με το φίλτρο αποκοπής, μπορούμε να εξαλείψουμε αυτά τα κύματα. Σε περίπτωση όπου στη διαδικασία δεν γίνει σωστή επιλογή των δεδομένων αποκοπής, υπάρχει περίπτωση να δημιουργηθούν κύματα θορύβου στο αβαθές τμήμα της σεισμικής τομής.

### **3.2.6 Ζωνοπερατό Φίλτρο**

Το ζωνοπερατό φίλτρο (φίλτρο *bandpass*) είναι ένα φίλτρο αποκοπής δεδομένων. Το φίλτρο εφαρμόζεται για την απομάκρυνση του θορύβου έξω από το εύρος ζώνης του φίλτρου. Μια άλλη χρήση του φίλτρου αυτού είναι ο διαχωρισμός των δεδομένων σε δύο φάσματα, δηλαδή ένα υψηλής συχνότητας και ένα χαμηλής συχνότητας τμήμα.

Στο φίλτρο *bandpass* επιλέχθηκε αρχικά ο τύπος του φίλτρου, Ormsby όπου καθορίζονται οι τέσσερις συχνότητες, ανάλογα με τα σεισμικά δεδομένα που μελετώνται (Σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2: Διάγραμμα του πλάτους συναρτήσει της συχνότητας.

### 3.2.7 Φίλτρο στο πεδίο Συχνότητας-Κυματάριθμου

Αυτό το φίλτρο χρησιμοποιείται για τον διαχωρισμό των κύριων ανακλάσεων από τις πολλαπλές ανακλάσεις. Όμως, αυτός ο διαχωρισμός είναι δύσκολος στο πεδίο του χρόνου-απόστασης. Έτσι, πραγματοποιείται αναγωγή των σεισμικών δεδομένων στο πεδίο συχνότητας-κυματάριθμου "F-K" (Frequency-Wavenumber). Η διαδικασία αυτή βασίζεται στο δισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier.

#### *Μετασχηματισμός Fourier*

Ο μετασχηματισμός *Fourier* επιτρέπει την ανίχνευση περιοδικών συνιστωσών στο σήμα και τον προσδιορισμό των αντίστοιχων συχνοτήτων τους (Χριστόπουλος, 2003). Ο μετασχηματισμός του σήματος δίνεται με μορφή σειράς ή συνάρτησης που εξαρτώνται από τη συχνότητα. Στην περίπτωση της σειράς το πεδίο συχνοτήτων είναι ασυνεχές και είναι συνεχές και εκφράζεται με τη βοήθεια ολοκληρωμάτων. Η διαδικασία αλλάζει στις δύο περιπτώσεις και εξαρτάται από τις ιδιότητες του χώρου στον οποίο το σήμα μεταβάλλεται και στον φασματικό χώρο στον οποίο εκφράζεται και ο μετασχηματισμός.

Στο F-K filter χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος polygon region filter, όπου ο χρήστης επιλέγει την περιοχή πολλαπλών ανακλάσεων σχεδιάζοντας πάνω στο διάγραμμα F-K. Μετά την επιλογή του τρόπου σχεδιασμού του φίλτρου, επιλέχθηκε το φίλτρο αποκοπής (Reject filter) όπου αφαιρούνται τα δεδομένα στην επιλεγμένη περιοχή αφαιρούνται από τα υπόλοιπα. Στη



συνέχεια εφαρμόζεται ο μετασχηματισμός στα φιλτραρισμένα δεδομένα όπου προκύπτει και το τελικό αποτέλεσμα.

### 3.2.8 Δυναμική Διόρθωση

Πριν από την άθροιση των σειсмоγραμμάτων της διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου(CMP) είναι απαραίτητη η εφαρμογή της δυναμικής διόρθωσης(Normal Moveout Correction). Η διαδικασία της δυναμικής διόρθωσης είναι η αφαίρεση του χρόνου ίσου με την κανονική χρονική απόκλιση από το χρόνο διαδρομής του ανακλώμενου κύματος που εμφανίζεται στο σεισμόγραμμα κοινού ενδιάμεσου σημείου. Σκοπός είναι η αναγωγή όλων των χρόνων διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων που προσπίπτουν κάθετα στις διαχωριστικές επιφάνειες. Με άλλα λόγια, προέρχονται από πειράματα όπου η πηγή και το γεώφωνο βρίσκονται στη θέση του κοινού ενδιάμεσου σημείου της διάταξης.

Στην περίπτωση όπου ο ανακλαστήρας είναι κεκλιμένος με γωνία κλίσης  $\theta$ , αλλά και στην περίπτωση οριζόντιου ανακλαστήρα η κανονική χρονική απόκλιση (NMO Correction) υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$\Delta t_{NMO} = t(x) - t(0) = t(0) * \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{x}{V_{NMO} * t(0)} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\}$$

Όπου,  $t(x)$  : ο διπλός χρόνος διαδρομής, το γεώφωνο απέχει από την πηγή απόσταση  $x$ .

$t(0)$  : ο διπλός χρόνος κατακόρυφης ακτίνας.

$V_{NMO}$ : η ταχύτητα που υπολογίζεται από την ανάλυση ταχύτητας.

### 3.2.9 Φίλτρο Αυτόματης Ενίσχυσης

Χρησιμοποιήθηκε το φίλτρο αυτόματης ενίσχυσης(AGC) , το οποίο εξισορροπεί τα πλάτη σε κάθε ίχνος. Υπολογίζεται μια μέση τιμή του πλάτους σε κάθε χρονικό παράθυρο και προκύπτει ένας συντελεστής ο οποίος χρησιμοποιείται για την κανονικοποίηση των πλατών. Εν συνεχεία το παράθυρο μετακινείται σε μεγαλύτερους χρόνους και εφαρμόζεται πάλι η ίδια διαδικασία.

### 3.2.10 Σεισμική Υπέρθεση

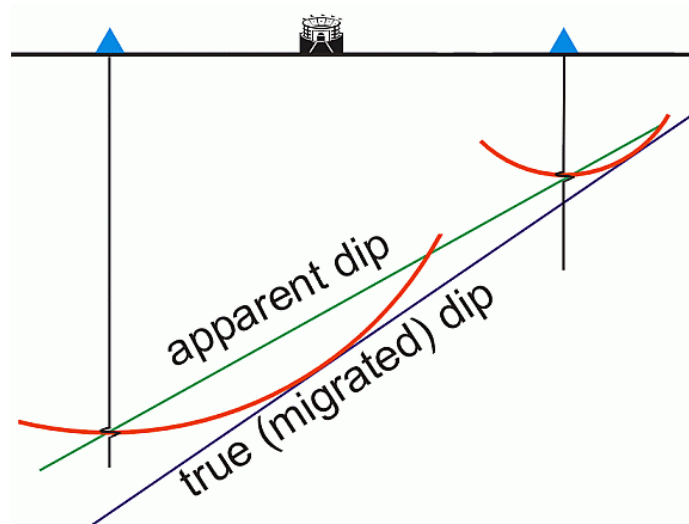
Η σεισμική υπέρθεση(Stack) είναι η διαδικασία με την οποία αθροίζονται τα σειсмоγράμματα κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP) με αποτέλεσμα την εμφάνιση ενός ίχνους για κάθε CMP. Στη διαδικασία αυτή, οι αναγραφές που προέρχονται από ανάκλαση των κυμάτων μας δίνουν μεγάλο σήμα, εφόσον βρίσκονται σε φάση, ενώ οι αναγραφές του θορύβου αλληλοαναιρούνται. Με άλλα λόγια η υπέρθεση(stacking) αυξάνει το λόγο του σήματος προς θόρυβο με αποτέλεσμα την ανάδειξη των σημάτων ανάκλασης και μειώνει τον όγκο των δεδομένων κατά fold. Η ενίσχυση του πλάτους του σήματος είναι ανάλογη με την υπεδαφική κάλυψη. Η υπέρθεση πραγματοποιείται σε δεδομένα όπου έχουν προκύψει από διαδοχικά πειράματα, όπου η πηγή και τα γεώφωνα μετακινούνται κατά μήκος της γραμμής μελέτης με τις ανάλογες ισαποστάσεις.

Αξίζει να σημειωθεί ότι για τον ακριβή υπολογισμό των διορθώσεων και τη σεισμική χωροθέτηση(migration) είναι απαραίτητος ο καθορισμός των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα υπό μελέτη γεωλογικά στρώματα. Η σεισμική τομή υπέρθεσης παίζει σημαντικό ρόλο, διότι μειώνει αισθητά τον όγκο δεδομένων ο οποίος είναι ιδιαίτερα μεγάλος στις θαλάσσιες διασκοπήσεις. Τέλος, η σεισμική τομή υπέρθεσης είναι σημαντική γιατί μας δίνει μια πρώτη χαρτογράφηση της δομής του υπεδάφους.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν και φίλτρα κατά την υπέρθεση όπως το bandpass filter και το φίλτρο F-K, για την καλύτερη ανάλυση και διακριτική ικανότητα των δεδομένων.

### 3.2.11 Σεισμική Χωροθέτηση

Η σεισμική χωροθέτηση(migration) εφαρμόζεται συνήθως μετά τη σεισμική υπέρθεση και αυξάνει τη χωρική διακριτική ικανότητα. Στην περίπτωση που τα ανακλώμενα κύματα προέρχονται από κεκλιμένη διαχωριστική επιφάνεια, η χαρτογράφηση των σημείων ανάκλασης οδηγεί σε λαθεμένα συμπεράσματα σχετικά με το βάθος και την κλίση της διαχωριστικής επιφάνειας. Η πραγματική πορεία των σεισμικών ακτινών δεν είναι κατακόρυφη αλλά κάθετη στη διαχωριστική επιφάνεια. Η σεισμική χωροθέτηση διορθώνει στη σεισμική τομή τις κλίσεις των κεκλιμένων ανακλαστήρων, μετακινώντας τις ανακλάσεις σε ρηχότερες θέσεις (Σχήμα 3.4).



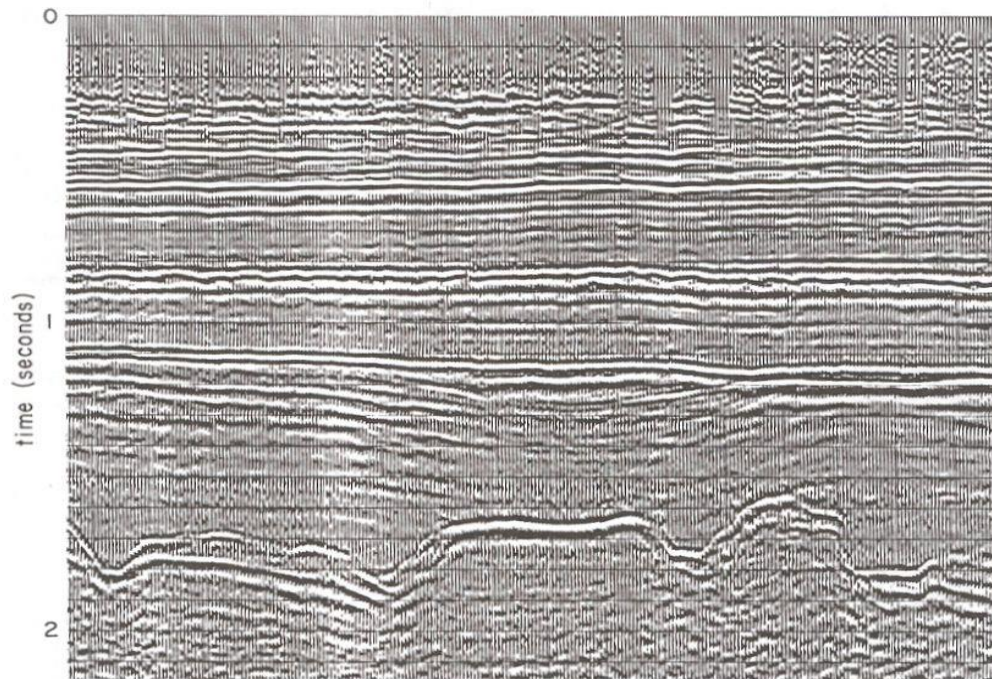
Σχήμα 3.3: Φαινόμενο σεισμικής χωροθέτησης. Αν δεν πραγματοποιηθεί σεισμική χωροθέτηση θα καθορισθεί λαθεμένα η επιφάνεια ανάκλασης (Januka Attanayake, University of Connecticut).

Μια από τις αρχές της σεισμικής χωροθέτησης είναι ότι θεωρεί συμπίπτουσα πηγή και γεώφωνο. Βελτιώνει τη σεισμική τομή υπέρθεσης στην περίπτωση ρηγματομένων στρωμάτων, όπου εμφανίζεται το φαινόμενο της περίθλασης. Η σεισμική χωροθέτηση επανατοποθετεί όλες τις αφίξεις που προέρχονται από περίθλαση, στη θέση που βρίσκεται το ρήγμα.

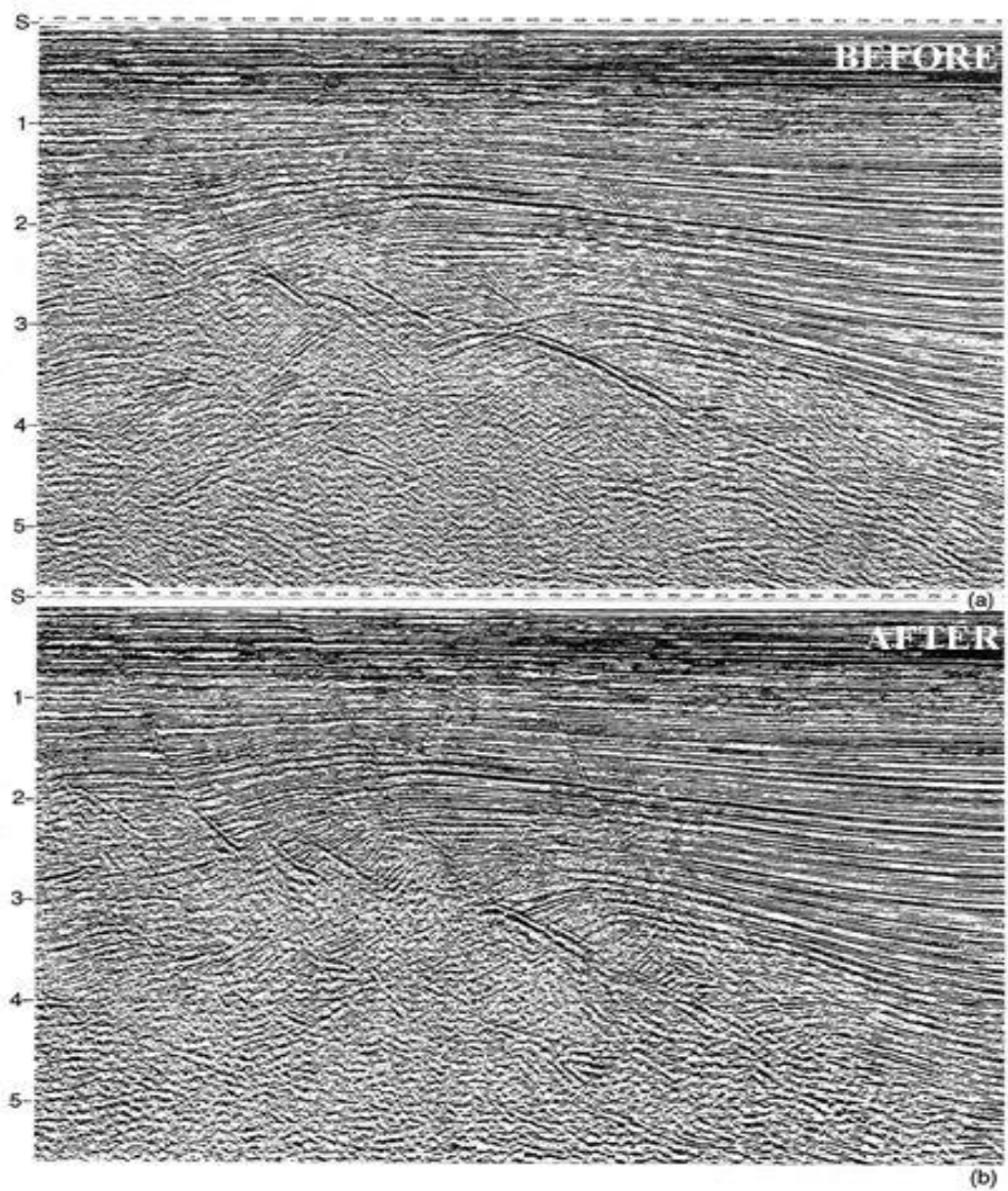
Βασική αρχή της σεισμικής χωροθέτησης είναι ότι από τα ανακλώμενα κύματα, η προσπίπτουσα και η ανακλώμενη σεισμική ακτίνα ακολουθούν την ίδια πορεία. Στη σεισμική χωροθέτηση τα παραγόμενα κύματα διαδίδονται από την επιφάνεια της Γης όπου βρίσκονται τα γεώφωνα προς τους ανακλαστήρες όπου βρίσκονται οι δευτερεύουσες πηγές.

Η σεισμική χωροθέτηση διακρίνεται σε δύο είδη ανάλογα με τη μορφή της σεισμικής τομής που δημιουργείται. Η χρονική σεισμική χωροθέτηση (time migration), όπου η σεισμική τομή παρουσιάζεται σε συνάρτηση με το χρόνο, και η σεισμική χωροθέτηση βάθους (depth migration), όπου η σεισμική τομή παρουσιάζεται σε συνάρτηση με το βάθος. Η πρώτη περίπτωση συνίσταται όταν οι πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας δεν είναι έντονες, ενώ η δεύτερη περίπτωση συνίσταται όταν οι πλευρικές μεταβολές είναι έντονες, παραδείγματος χάριν σε περιοχές διαπειρισμού. Γενικά, ιδανική σεισμική χωροθέτηση είναι η τομή σε συναρτήσει με το βάθος.

Στη συνέχεια απεικονίζεται μια τυπική τομή σεισμικής χωροθέτησης(Σχήμα 3.5) και μια τυπική τομή πριν και μετά την εφαρμογή της χωροθέτησης(Σχήμα 3.6).



*Εικόνα 3.4: Χωροθετημένη σεισμική τομή (Courtesy of Prakla-Seismow A.G).*



Σχήμα 3.5: Σεισμική τομή (α)πριν και (β)μετά από την εφαρμογή χωροθέτηση (Larry D. Brown, Cornell University, <http://www.engr.uconn.edu/~lanbo/SeismicMigration.pdf>).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4<sup>ο</sup>

### ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΗΣ ΓΡΑΜΜΗΣ AEG-1

#### 4.1 Περιγραφή πειράματος

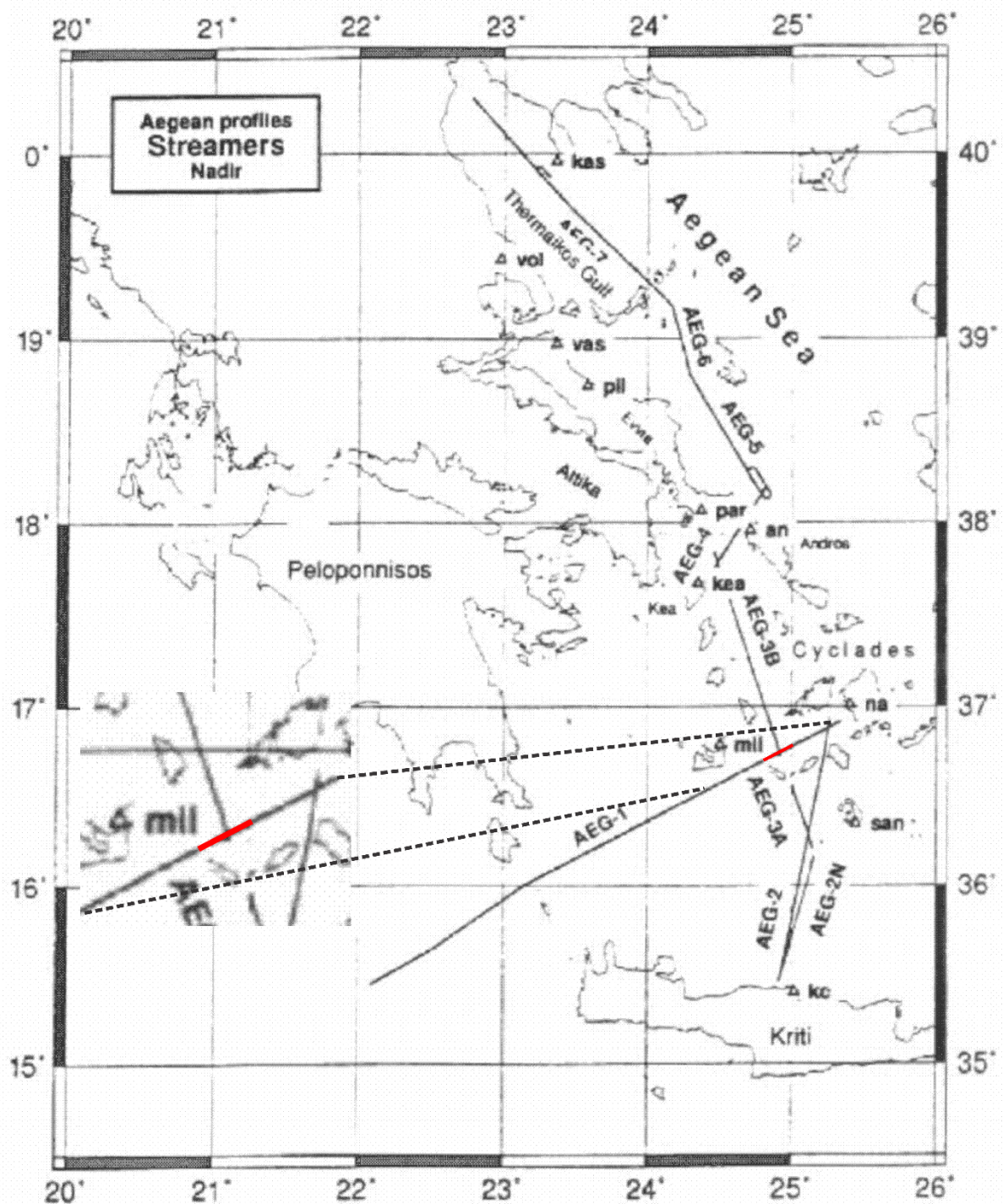
Τον Απρίλιο του 1994 πραγματοποιήθηκε σεισμική διασκόπηση στο Νότιο Αιγαίο μέσω του Ευρωπαϊκού προγράμματος JOULE II και συλλέχθηκαν δεδομένα κατά μήκος της γραμμής AEG-1 για λογαριασμό της πρώην ΔΕΠ.

Η γραμμή μελέτης ξεκινάει από την περιοχή νότια της Πελοποννήσου και δυτικά της Κρήτης ( $22^{\circ} 10'$ ,  $35^{\circ} 25'$ ) και φθάνει μέχρι το νησί της Νάξου στις Κυκλάδες ( $25^{\circ} 15'$ ,  $36^{\circ} 50'$ ).

Το ερευνητικό πλοίο κινούταν με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Το πλοίο διέθετε οκτώ αεροβόλα σε βάθος 20m και ήταν χωρητικότητας  $1425 \text{ in}^3$ . Επιπλέον, βρισκόταν 96 υδρόφωνα στο ίδιο βάθος, τα οποία ήταν συνδεδεμένα με καλώδιο μήκους 2375m. Η ισαπόσταση των πηγών-υδροφώνων ήταν 50m και 25m αντίστοιχα, ενώ η απόσταση πηγής πρώτου υδροφώνου (offset) ήταν 260m. Το χρονικό διάστημα της καταγραφής ήταν 17sec με ρυθμό δειγματοληψίας 4ms. Τα δεδομένα απαρτίζονται από 7100 ομάδες καταγραφών κοινής πηγής και η κάθε ομάδα περιλαμβάνει 96 σεισμικά ίχνη. Τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε μορφή SEG-D. Αυτά τα δεδομένα επεξεργάστηκαν πρωτογενώς από το ερευνητικό προσωπικό της εταιρείας Ελληνικά Πετρέλαια. (Ανδρονικίδης, 2013)

Στη συνέχεια παρουσιάζεται ο χάρτης της Ελλάδος με τη γραμμή μελέτης AEG-1, και τη γραμμή επεξεργασίας της παρούσας εργασίας σε μεγέθυνση (Σχήμα 4.1).





Σχήμα 4.1: Γραμμή μελέτης επεξεργασίας CDP 25470-27470.

## 4.2 Εισαγωγή

Το πρόγραμμα ProMax 2D, χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων της γραμμής AEG-1. Όλη η λειτουργία βασίζεται στη δημιουργία και εκτέλεση

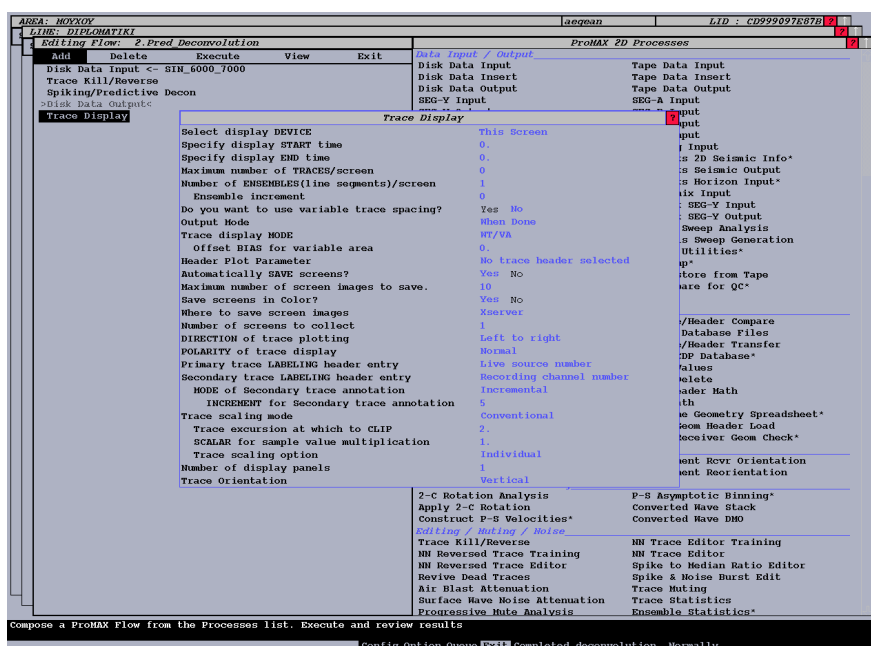
προγραμμάτων ροής (Processing Flows). Το διάγραμμα ροής περιλαμβάνει την εισαγωγή των δεδομένων, την εφαρμογή φίλτρων και τέλος την απεικόνιση και αποθήκευση των αποτελεσμάτων. Στη συνέχεια ακολουθεί το διάγραμμα ροής το οποίο αναπαριστά τη διαδικασία επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων με το λογισμικό (Σχήμα 4.2).

- Εισαγωγή του αρχείου

Για την ανάγνωση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκε η εντολή Disk Data Input . Με αυτή την εντολή επιλέγουμε τα δεδομένα και τη διάταξη με την οποία θα απεικονιστούν(π.χ κοινής πηγής, κοινού ενδιάμεσου σημείου κ.τ.λ).

- Εμφάνιση των δεδομένων στην οθόνη

Με την ενεργοποίηση των εντολής “Trace Display” πραγματοποιείται η εμφάνιση των ιχνών στην οθόνη του H/Y. Η εντολή αυτή παρέχει τη δυνατότητα της απεικόνισης των δεδομένων σε διάταξη που επιθυμεί ο χρήστης (π.χ κοινής πηγής, κοινού ενδιάμεσου σημείου κ.τ.λ) και επίσης να επιλεγεί αν τα ίχνη θα εμφανίζονται έγχρωμα ή χωρίς χρώμα.



Σχήμα 4.2: Παράμετροι της εντολής εμφάνισης δεδομένων.

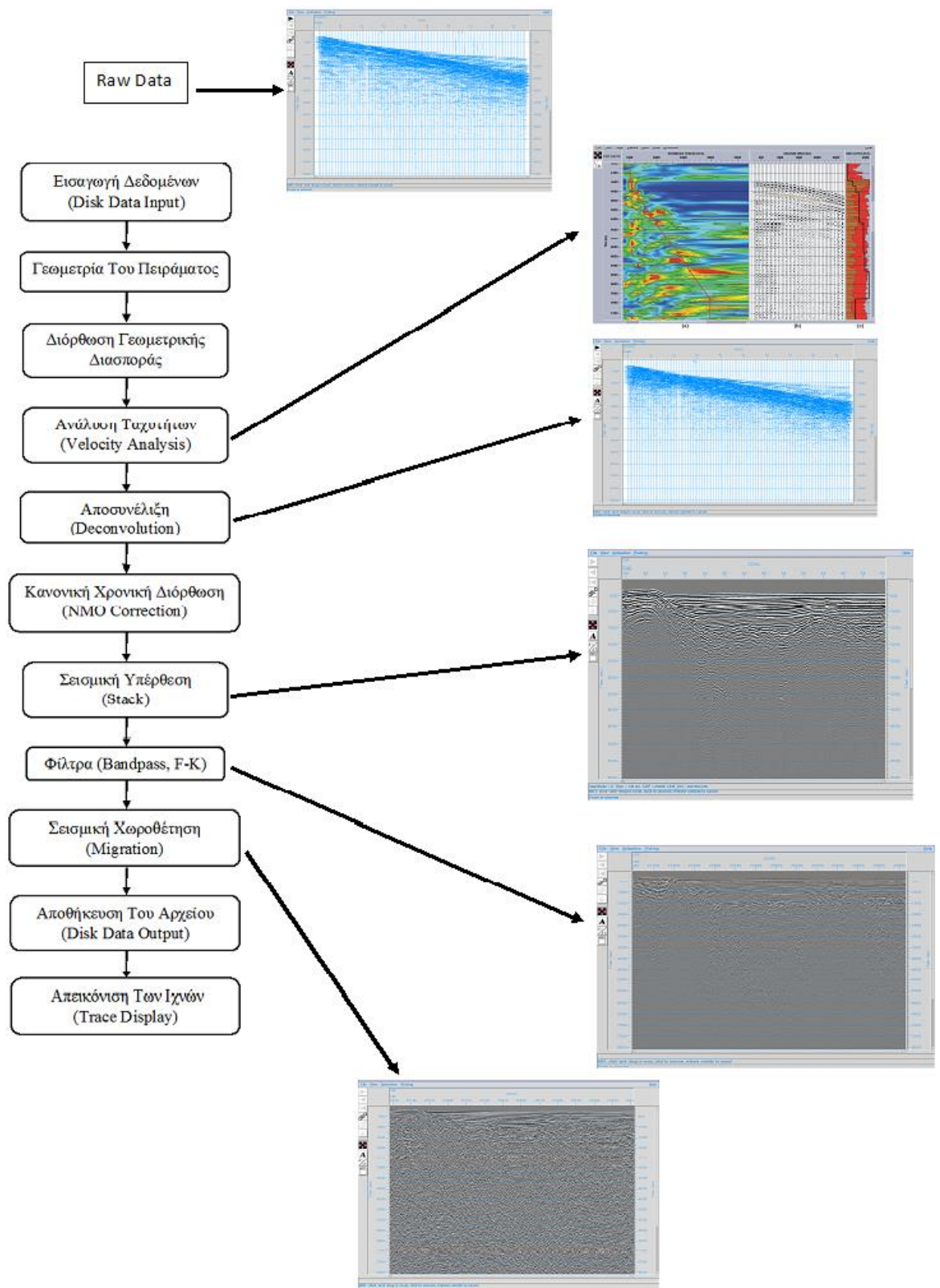
- Διαδικασία εξαγωγής των δεδομένων

Η εντολή αυτή(Disk Data Output) είναι απαραίτητη και δίνει τη δυνατότητα να αποθηκευτούν τα δεδομένα μετά την εφαρμογή φίλτρων στο αρχείο εισόδου.

- Αποκοπή ανεπιθύμητων ιχνών

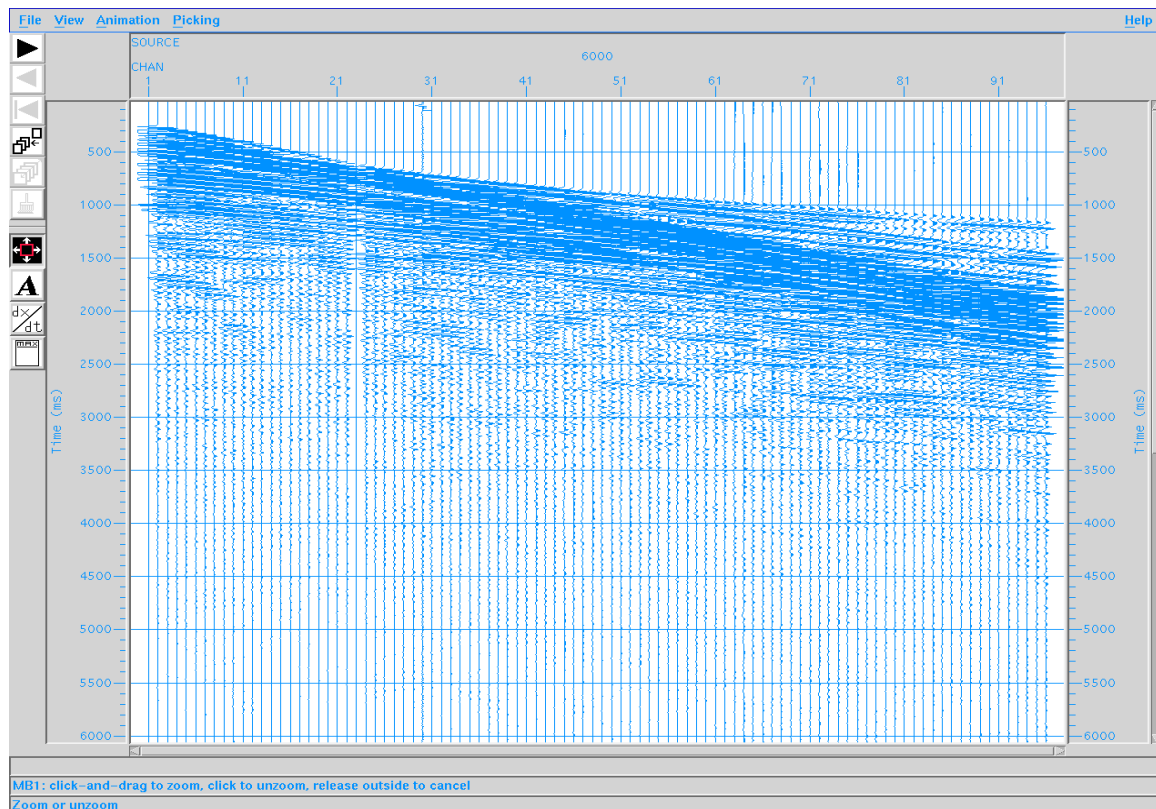


Η εντολή αυτή(Trace Kill/Reverse) ενεργοποιήθηκε για την απομάκρυνση των καναλιών 1 και 23, διότι παρουσίαζαν μηδενικά πλάτη.



Σχήμα 4.3: Διάγραμμα ροής επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων.

Εν συνεχεία παρουσιάζονται τα αρχικά δεδομένα πριν τη διαδικασία της επεξεργασίας (Σχήμα 4.4).



Σχήμα 4.4: Πρωτογενή δεδομένα της γραμμής AEG-1.

### 4.3 Γεωμετρία

Μετά την εισαγωγή των δεδομένων ακολούθησε η δημιουργία της γεωμετρίας του πειράματος και αποθήκευση του αρχείου στη βάση δεδομένων. Εν συνεχεία πραγματοποιήθηκε μεταφορά της γεωμετρίας από τη βάση δεδομένων στην επικεφαλίδα σειсмоγραμμάτων κοινής πηγής και συνδέθηκαν τα γεωμετρικά και πειραματικά δεδομένα. Η μέγιστη υπεδαφική κάλυψη όπως παρατηρήθηκε από τα δεδομένα κοινού ενδιαμέσου

σημείου είναι 24 και συμπίπτει με την τιμή που προκύπτει από τον τύπο 
$$\text{fold} = \frac{1}{2} \frac{N \Delta X}{\Delta S}$$

Όπου N: Αριθμός υδροφώνων (96)

$\Delta X$ : Ισαπόσταση υδροφώνων (25m)

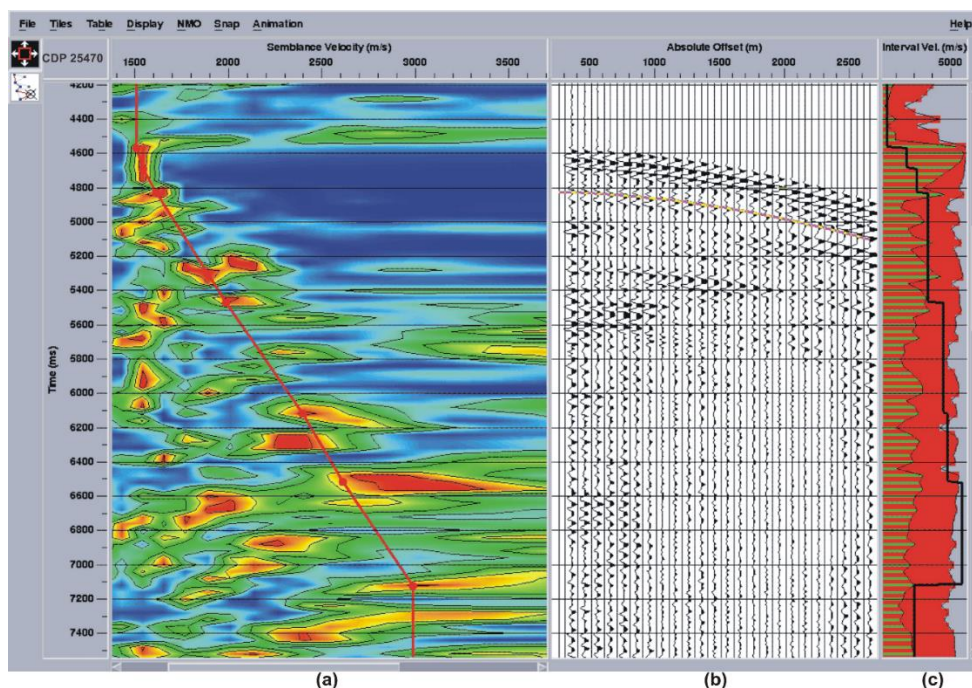
$\Delta S$ : Ισαπόσταση πηγών (50m)

## 4.4 Ανάλυση Ταχυτήτων

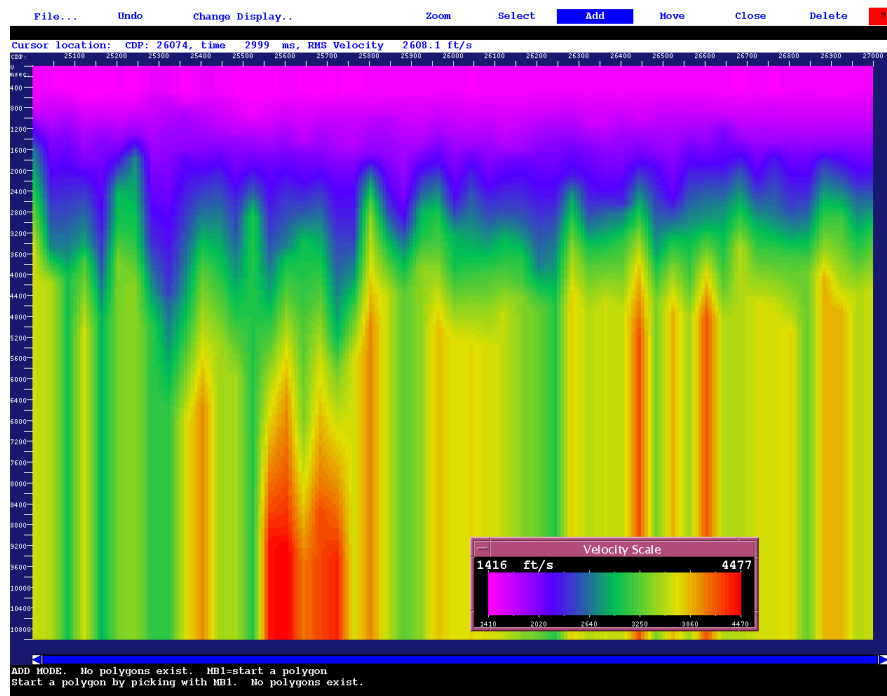
Η ανάλυση ταχύτητας είναι απαραίτητη για την παραγωγή της τομής υπέρθεσης και για τη μετατροπή του χρόνου διαδρομής σε βάθος. Για την εφαρμογή της εντολής χρησιμοποιήθηκαν:

- Το διάγραμμα συνάφειας (Σχήμα 4.2)
- Τα ίχνη του CDP
- Η μέση τετραγωνική ταχύτητα που επιλέχθηκε
- Η τμηματική ταχύτητα που προκύπτει

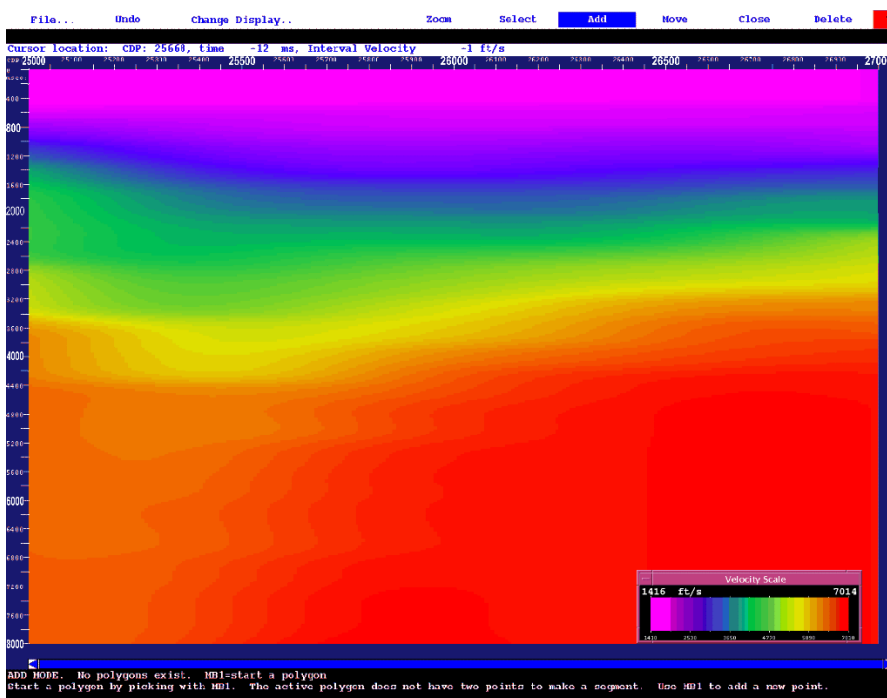
Σε αυτή τη μελέτη η ανάλυση ταχυτήτων πραγματοποιήθηκε με gathers και semblance. Έτσι υπάρχει η δυνατότητα για λεπτομερή εκτίμηση των σεισμικών ταχυτήτων με βάση τη συνάφεια των ανακλάσεων και τη γεωλογία στην υπό μελέτη γραμμή. Στο σχήμα 4.5 παρουσιάζεται η εικόνα από την ανάλυση ταχυτήτων και ο τρόπος που έγινε το “picking” στη διαδικασία αυτή, ενώ στα σχήματα 4.6 και 4.7 παρουσιάζονται τα μοντέλα των τετραγωνικών και τμηματικών ταχυτήτων.



Σχήμα 4.5: Εικόνα από τη διαδικασία ανάλυσης ταχυτήτων (a) με τις ταχύτητες της περιοχής μελέτης συναρτήσει του χρόνου, (b) της απόστασης των CDP από την πηγή συναρτήσει του χρόνου και (c) της τμηματικής ταχύτητας συναρτήσει του χρόνου.



Σχήμα 4.6 : Μοντέλο της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας (RMS Velocity) (m/sec) έως τα 11 sec, όπου ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί σε χρόνο, ο οριζόντιος άξονας σε CDP και η χρωματική κλίμακα σε τιμές της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας.



Σχήμα 4.7: Μοντέλο της τμηματικής ταχύτητας (m/sec) έως τα 8 sec, όπου ο κατακόρυφος άξονας αντιστοιχεί σε χρόνο, ο οριζόντιος άξονας σε CDP και η χρωματική κλίμακα σε τιμές τμηματικής ταχύτητας με την εφαρμογή εξομάλυνσης.

## 4.5 Αποσυνέλιξη Πρόβλεψης

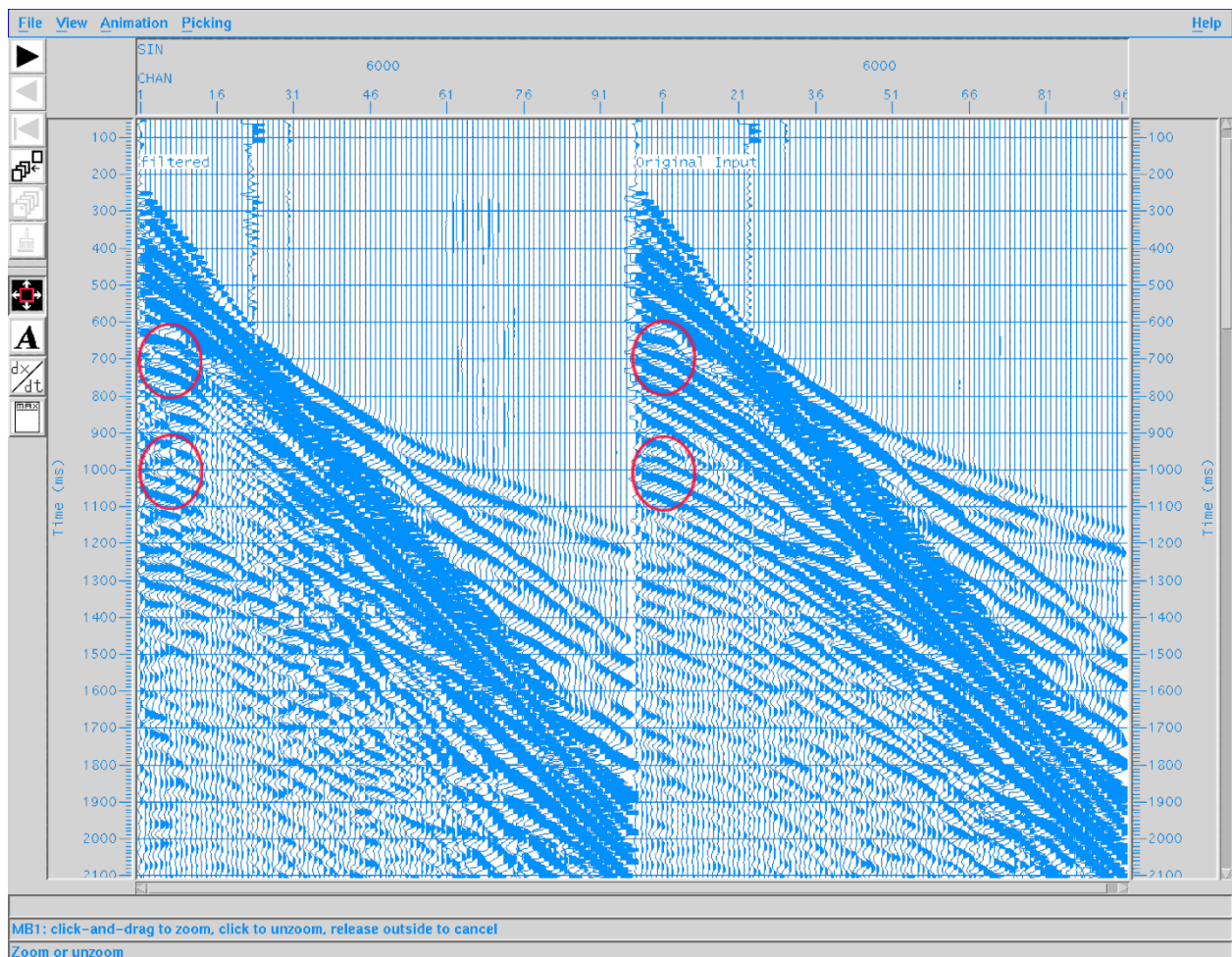
Η αύξηση της χρονικής διακριτικής ικανότητας επιτυγχάνεται με τη διαδικασία της αποσυνέλιξης πρόβλεψης. Πρόκειται για διαδικασία η οποία αποσκοπεί στο μετασχηματισμό του σεισμικού ίχνους. Αποτέλεσμα είναι η αύξηση της χρονικής διακριτικής ικανότητας και η εμφάνιση σεισμικών σημάτων στα σημεία μεταβολής της ακουστικής εμπέδησης. Επομένως, επιτυγχάνεται διάκριση μεταξύ δύο ανακλάσεων που προέρχονται από λεπτά στρώματα, όπου πριν την αποσυνέλιξη πρόβλεψης εμφανίζονται ως μια ανάκλαση.

Το σεισμικό σήμα θεωρείται ως το αποτέλεσμα της συνέλιξης της κυματομορφής της πηγής (seismic wavelet), με τα όργανα, τα γεώφωνα και την απόκριση της Γης.

Η απόκριση της Γης περιλαμβάνει αντηχήσεις, αποσβέσεις, πολλαπλές ανακλάσεις. Έτσι, στόχος της αποσυνέλιξης είναι να προσδιορίσει αυτές τις επιδράσεις σαν σεισμικά φίλτρα και στη συνέχεια να εφαρμόσει αντίστροφα φίλτρα. Μετά την αποσυνέλιξη πρόβλεψης μπορεί να εφαρμοστεί είτε φίλτρο αποκοπής χαμηλών συχνοτήτων, είτε υψηλών συχνοτήτων, είτε φίλτρο bandpass.

Στην εικόνα που ακολουθεί παρουσιάζονται τα δεδομένα πριν(original input) και μετά(filtered) την εφαρμογή της αποσυνέλιξης. Εντός των κύκλων παρατηρείται απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων στα 700ms και στα 1050ms περίπου (Σχήμα 4.8).





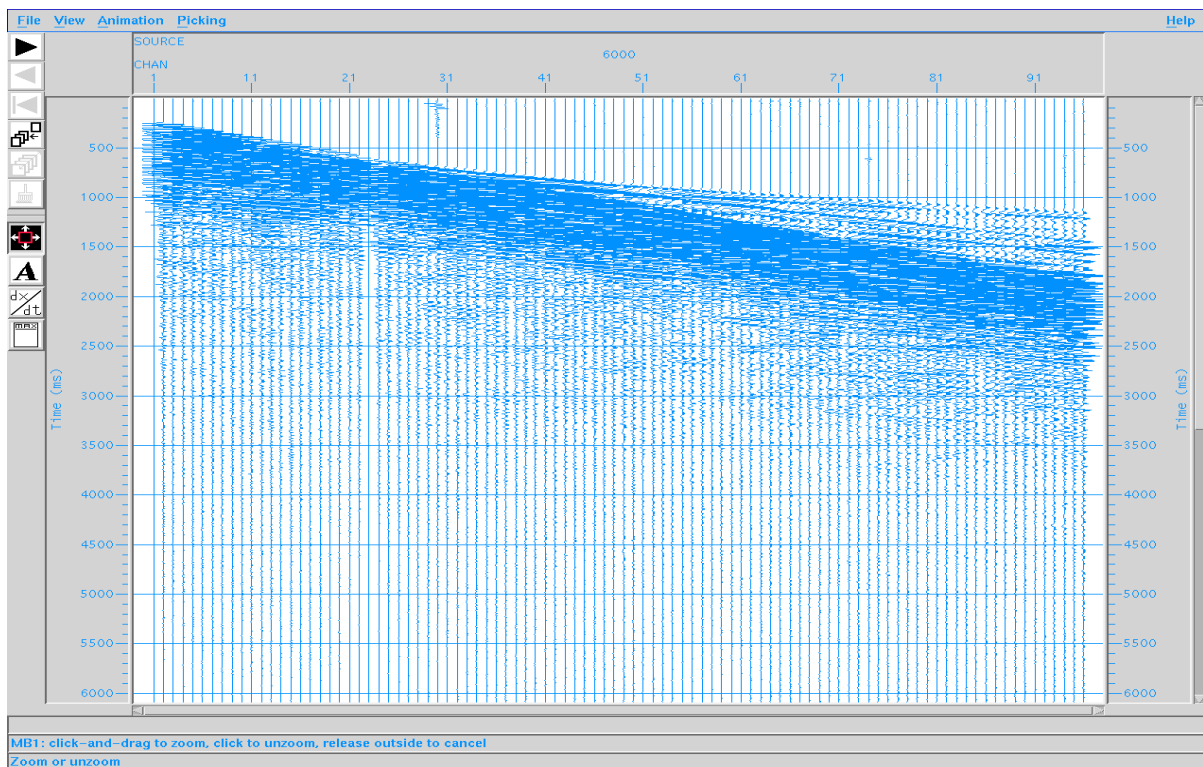
Σχήμα 4.8: Εφαρμογή του φίλτρου της αποσυνέλιξης πρόβλεψης στα δεδομένα της πηγής 6.000 (b)πριν και (a)μετά την αποσυνέλιξη πρόβλεψης. Εντός των κύκλων αποσβένουν οι πολλαπλές ανακλάσεις μετά την αποσυνέλιξη πρόβλεψης.

Το φίλτρο αποσυνέλιξης (Deconvolution Operator Length) το οποίο επιλέχθηκε για την αυτοσυσχέτιση, ορίστηκε στα 300ms. Στο σχήμα 4.9 παρουσιάζονται όλες οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στην αποσυνέλιξη πρόβλεψης.

Spiking/Predictive Decon		?
TYPE of deconvolution	Minimum phase spiking	
Decon operator length(s)	300	
Apply user specified taper?	Yes No	
Operator 'white noise' level(s)	0.1	
Window rejection factor	2.	
Time gate reference	Time 0	
Get decon gates from the DATABASE?	Yes No	
SELECT Primary decon gate header word	Source index number (internal)*	
SELECT Secondary decon gate header word	No trace header entry selected	
SPECIFY decon gate parameters	6000:6100.7000:0-8000	
Output traces or filters	Normal decon output	
Apply a bandpass filter after decon?	Yes No	
Re-apply trace mute after decon?	Yes No	

Σχήμα 4.9: Παράμετροι της αποσυνέλιξης πρόβλεψης.

Στο σχήμα 4.10 παρουσιάζεται η σεισμική τομή των δεδομένων μετά την εφαρμογή της αποσυνέλιξης πρόβλεψης, όπου παρατηρήθηκε η απόσβεση των πολλαπλών ανακλάσεων.



Σχήμα 4.10: Η εμφάνιση των δεδομένων μετά την ενεργοποίηση της εντολής της αποσυνέλιξης πρόβλεψης.

- Κανονική Χρονική Διόρθωση Σεισμικών Κυμάτων



Σκοπός της δυναμικής διόρθωσης είναι η αναγωγή όλων των χρόνων διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων σε χρόνο που αντιστοιχεί σε μηδενική απόσταση της πηγής από το γεώφωνο. Για την κανονική χρονική διόρθωση χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες από την ανάλυση ταχυτήτων.

- Εφαρμογή Αυτόματης Ενίσχυσης

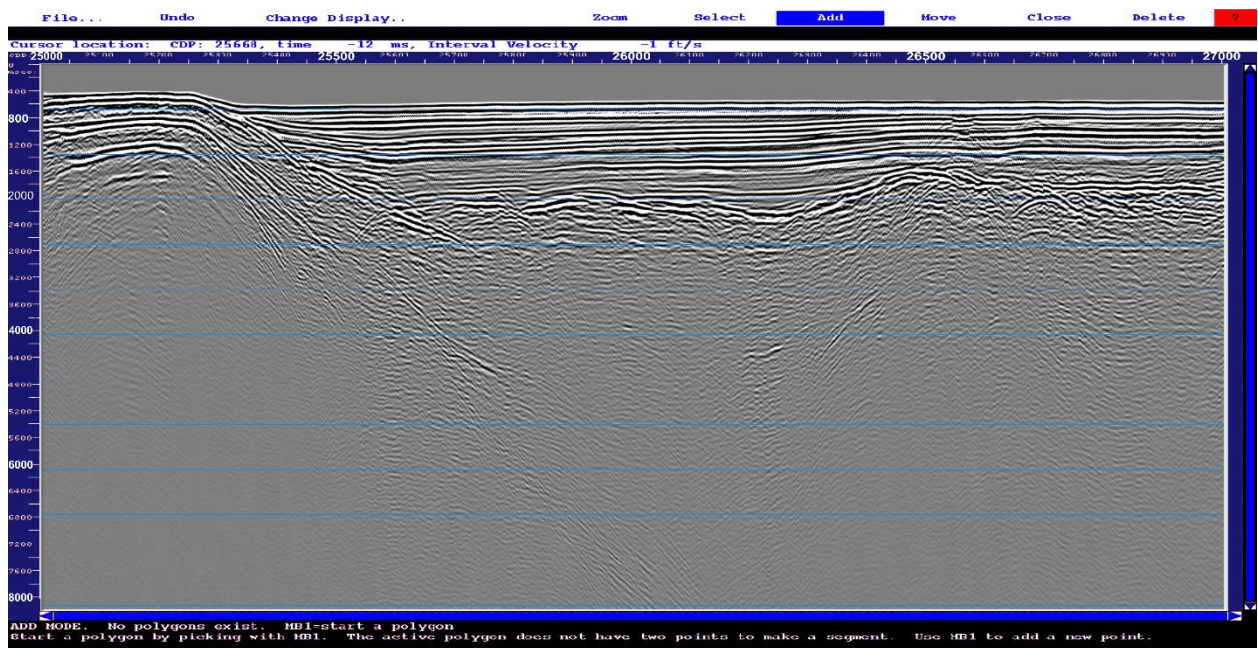
Η εντολή Automatic Gain Control (AGC) συμβάλλει στην εξισορρόπηση του πλάτους κάθε σεισμικού ίχνους.

Μετά από μια σειρά επαναλήψεων με αλλαγή και δοκιμή των παραμέτρων, παρατηρήθηκε ελάχιστη διαφορά στο πλάτος των σεισμικών ιχνών έως και ανεπαίσθητη. Το χρονικό μήκος του παραθύρου της ενίσχυσης (AGC operator length) που επιλέχθηκε ήταν 500ms.

#### **4.6 Σεισμική Υπέρθωση**

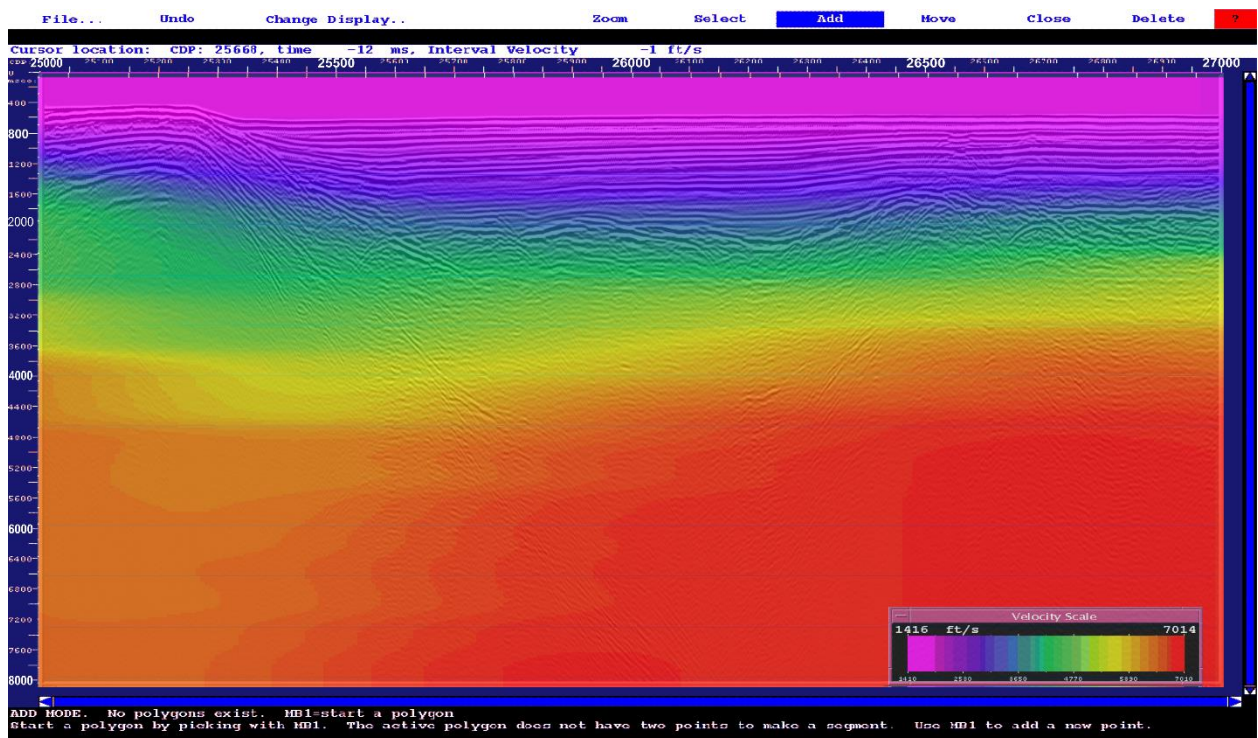
Μετά τη διόρθωση NMO πραγματοποιήθηκε η υπέρθεση του σεισμικού ίχνους του κοινού σημείου βάθους (Common Depth Point CDP). Με την εφαρμογή της εντολής αυτής, αθροίζονται τα ίχνη που αντιστοιχούν στο ίδιο κοινό σημείο βάθους. Στη σεισμική υπέρθεση χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες τετραγωνικές ταχύτητες ( $V_{rms}$ ) οι οποίες προέκυψαν από την ανάλυση ταχυτήτων.

Το αποτέλεσμα μετά την εφαρμογή της σεισμικής υπέρθεσης παρουσιάζεται στην εικόνα που ακολουθεί (Σχήμα 4.11).



Σχήμα 4.11: Τομή Σεισμικής Υπέρθωσης χωρίς την πραγματοποίηση φίλτρων.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται η εικόνα της σεισμικής τομής υπέρθεσης σε συνδυασμό με το μοντέλο των τμηματικών ταχυτήτων, όπου έχουν υποστεί εξομάλυνση (Σχήμα 4.12).



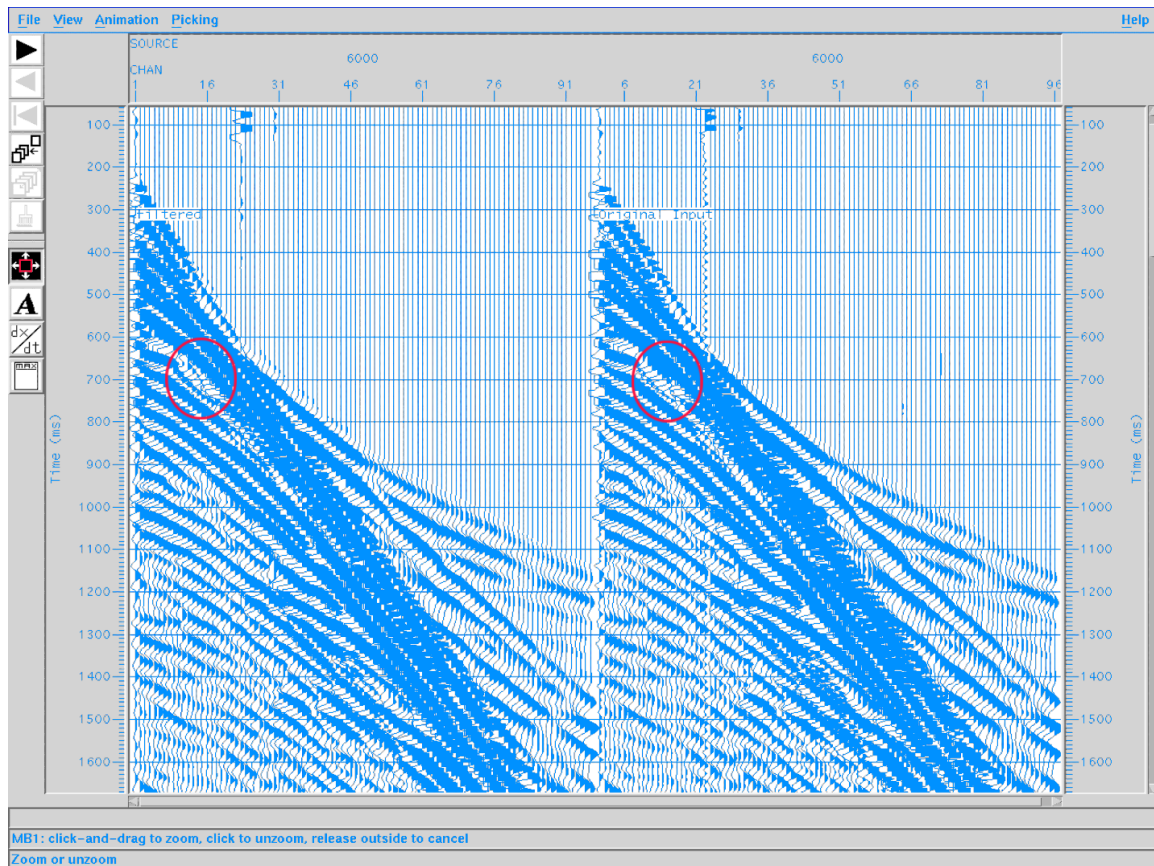
Σχήμα 4.12: Τομή σεισμικής υπέρθεσης σε συνδυασμό με τις τμηματικές ταχύτητες.

## 4.7 Εφαρμογή Φίλτρων

### - Ζωνοπερατό Φίλτρο

Για την αποκοπή συχνοτήτων εφαρμόστηκε το φίλτρο Bandpass. Επιλέχθηκε φίλτρο τύπου Ormsby και χρησιμοποιήθηκαν οι συχνότητες 0-20-25-48 Hz για χρόνο 0-8000ms στην πηγή 6000.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται το αποτέλεσμα που προέκυψε από την εφαρμογή του φίλτρου. Παρατηρήθηκε ότι στα 700ms περίπου με την εφαρμογή του φίλτρου ενισχύεται το σήμα (Σχήμα 4.12).



Σχήμα 4.12: Εφαρμογή του φίλτρου Bandpass.

#### - F-K Analysis

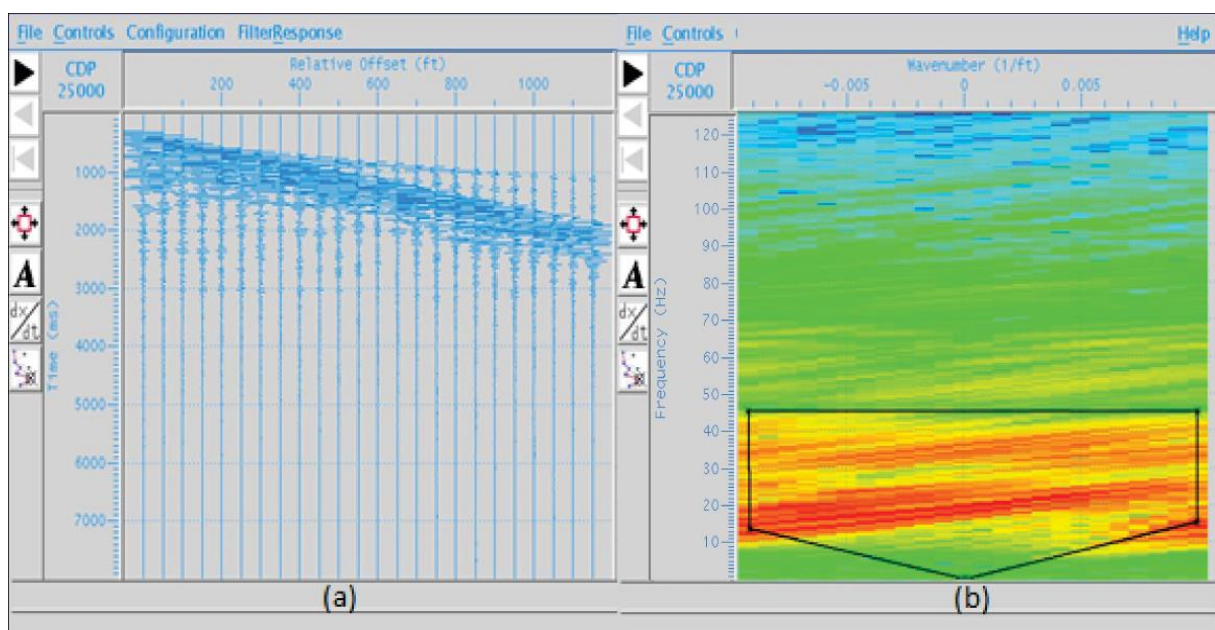
Το φίλτρο F-K χρησιμοποιήθηκε για την αποκοπή του θορύβου στον χώρο συχνότητας-κυματάριθμου (F-K). Με το φίλτρο δίδεται η δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει στο χώρο F-K την επιθυμητή περιοχή (Σχήμα 4.6b). Στην εντολή του φίλτρου F-K επιλέχθηκαν οι παράμετροι για τη δημιουργία του πολυγώνου (Σχήμα 4.13).



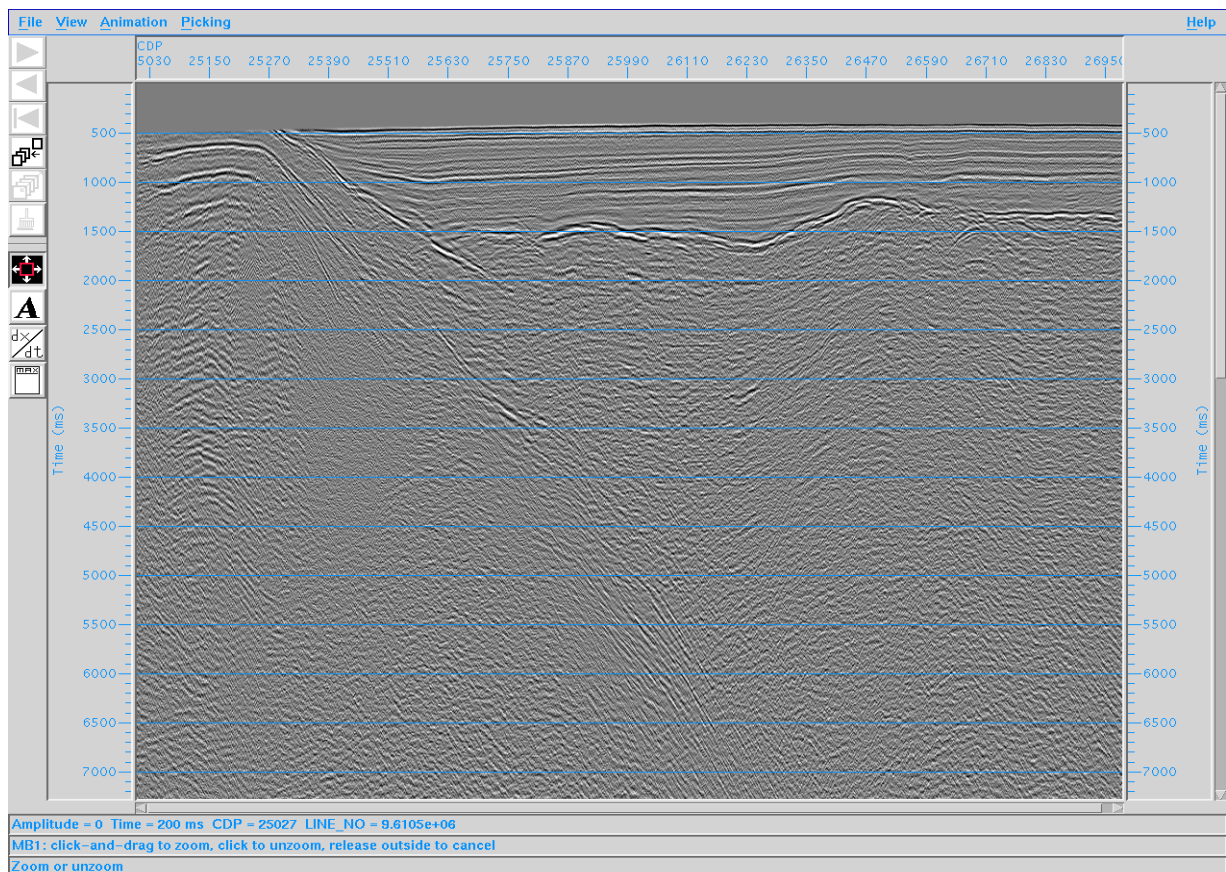
F-K Filter	
Type of F-K filter	Arbitrary Polygon
Distance between input traces	25.
Panel width in traces	24
Test the filter impulse response?	Yes No
Percent flat for time ramping	100.
Percent flat for offset ramping	10.
Get polygon mute file from the database?	Yes No
Select mute parameter file	f_k_cdp_100m
Mode of F-K filter operation	ACCEPT
Percent flat for F-K filter windowing	12.
Time length of F-K filter (ms)	8000.
Spatial extent of F-K filter (traces)	4
Re-apply T-X trace mute after filter?	Yes No
Percentage of K-space to keep around K=0	0.

Σχήμα 4.13: Παράμετροι του φίλτρου F-K.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται η απεικόνιση του πολυγώνου από το φίλτρο F-K(Σχήμα 4.11) και η σεισμική τομή με την εφαρμογή του φίλτρου F-K(Σχήμα 4.14).



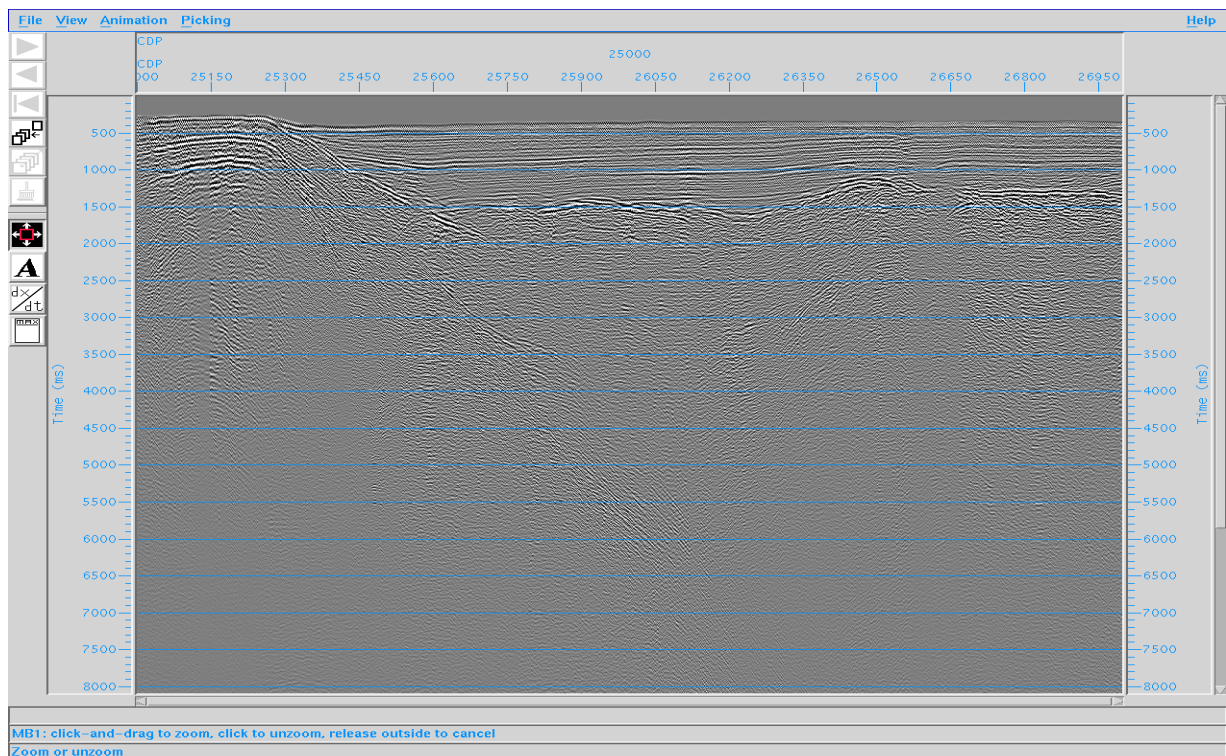
Σχήμα 4.14: Απεικονίζονται (α)τα ίχνη του CDP 25000 και (β)η επιλογή του πολυγώνου στο χώρο F-K.



Σχήμα 4.15: Σεισμική τομή υπέρθεσης μετά την εφαρμογή του φίλτρου F-K.

#### - Εφαρμογή Φίλτρων σε Δεδομένα μετά την Υπέρθεση

Αφού εφαρμόστηκαν τα φίλτρα που αναφέρονται παραπάνω και προέκυψε η σεισμική τομή υπέρθεσης, επιλέχθηκε, τα φίλτρα Bandpass και F-K να εφαρμοσθούν στα δεδομένα της υπέρθεσης. Στο σχήμα (4.16) παρουσιάζεται η τομή υπέρθεσης μετά την εφαρμογή των φίλτρων.



Σχήμα 4.16: Η σεισμική τομή υπέρθεσης μετά την εφαρμογή των φίλτρων “Bandpass” και “F-K”.

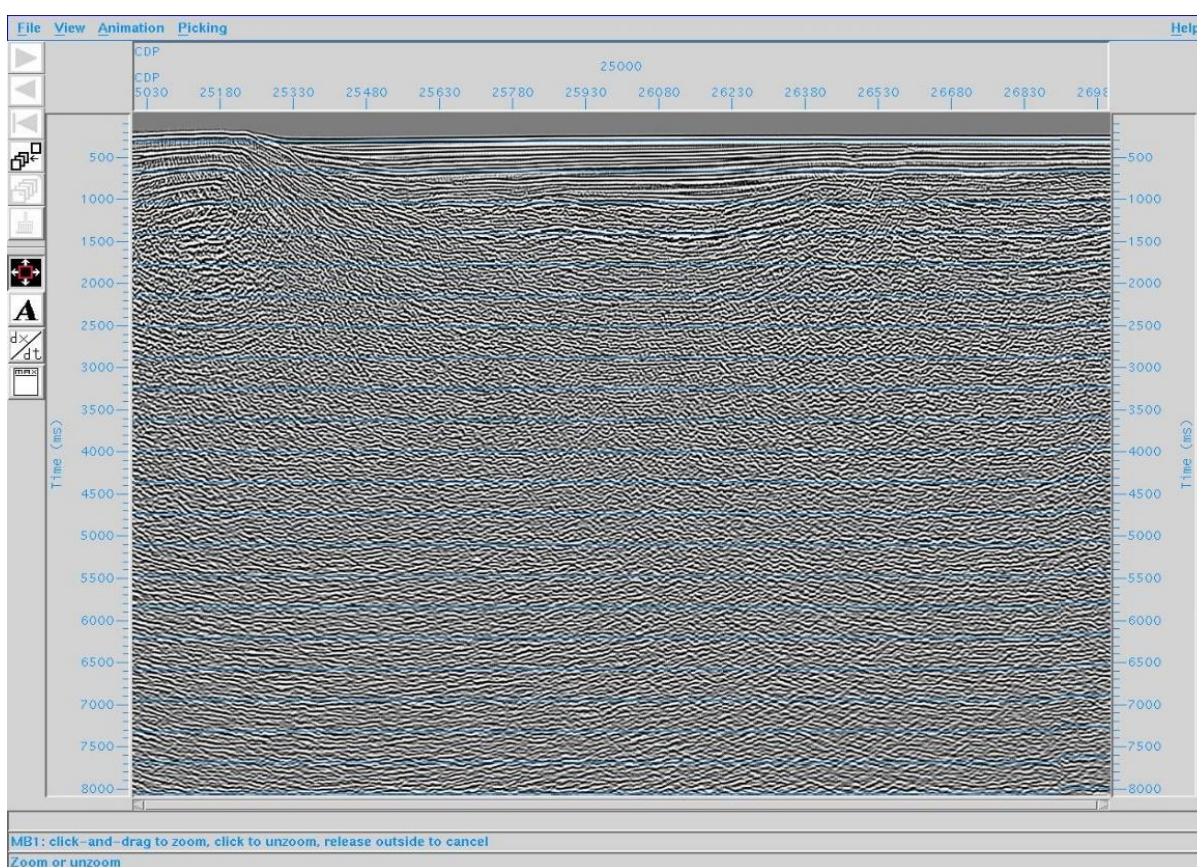
Στη συνέχεια συγκρίθηκαν τα δύο αποτελέσματα μεταξύ της τομής της σεισμικής υπέρθεσης πριν την εφαρμογή των φίλτρων και της τομής σεισμικής υπέρθεσης μετά την εφαρμογή των φίλτρων. Παρατηρήθηκε βελτίωση στην απεικόνιση των ανακλαστήρων στην τομή που εφαρμόστηκαν τα φίλτρα μετά τη σεισμική υπέρθεση.



#### 4.8 Σεισμική Χωροθέτηση με τη μέθοδο των Πεπερασμένων Διαφορών

Όπως αναφέρθηκε, η σεισμική χωροθέτηση αυξάνει τη χωρική διακριτική ικανότητα και διορθώνει στη σεισμική τομή υπέρθεσης τις κλίσεις των κεκλιμένων ανακλαστήρων, μετακινώντας τις ανακλάσεις σε ρηχότερες θέσεις, ενώ οι επιφάνειες των ρηγμάτων δεν εμφανίζονται με περιθλάσεις αλλά σε μορφή ευθείας γραμμής. Η σεισμική χωροθέτηση πραγματοποιήθηκε μετά την υπέρθεση των σειсмоγραμμάτων (poststack migration). Επιλέχθηκε η χωροθέτηση με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Finite-Difference Migration).

Η σεισμική χωροθέτηση πεπερασμένων διαφορών βασίζεται στην προσέγγιση που περιγράφεται από τον Claerbout (1972). Οι αλγόριθμοι αυτοί μπορούν να χαρακτηριστούν ως χρονική σεισμική χωροθέτηση, όπου χρησιμοποιεί μέσες τετραγωνικές ταχύτητες (RMS Velocities). Η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών απεικονίζει καλύτερα τους σχηματισμούς που εμφανίζουν πλευρικές διαφορές σε σχέση με άλλες μεθόδους χωροθέτησης. Στο σχήμα 4.18 παρουσιάζονται οι σεισμικές τομές της σεισμικής χωροθέτησης πεπερασμένων διαφορών.



Σχήμα 4.18: Σεισμική τομή χωροθέτησης πεπερασμένων διαφορών.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup>

### ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ-ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

#### 5.1 Αποτελέσματα - Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία θαλάσσιων δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για το τμήμα της γραμμής μελέτης AEG-1 στην περιοχή του Αιγαίου, με το λογισμικό πακέτο Promax 2D. Σκοπός της επεξεργασίας αυτής είναι η απεικόνιση της δομής των γεωλογικών σχηματισμών της περιοχής, μέχρι το βάθος των 6km περίπου. Για την ερμηνεία χρησιμοποιήθηκε η σεισμική τομή υπέρθεσης και τελικά η χωροθετημένη σεισμική τομή.

Πιο συγκεκριμένα:

- Πραγματοποιήθηκε αποσυνέλιξη (Spiking/Predictive Deconvolution) στα αρχικά δεδομένα με σκοπό την απαλοιφή των πολλαπλών ανακλάσεων. Παρατηρείται εν μέρει απαλοιφή των πολλαπλών ανακλάσεων παραδείγματος χάριν στα 1200ms (Σχήμα 4.10).
- Ακολούθησε η ανάλυση ταχυτήτων με δεδομένα κοινού ενδιάμεσου σημείου και η δημιουργία σεισμικής τομής υπέρθεσης.
- Κατά την εφαρμογή του φίλτρου αυτόματης ενίσχυσης (AGC), παρατηρήθηκε ελάχιστη διαφορά στη σεισμική τομή.
- Στα δεδομένα της σεισμικής τομής υπέρθεσης (Stack) εφαρμόστηκε το ζωνοπερατό φίλτρο, όπου χωρίστηκαν οι συχνότητες σε δύο φάσματα –υψηλής και χαμηλής συχνότητας, σύμφωνα με τη συχνότητα Nyquist.

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} = 62.5 \text{ Hz}$$

Επομένως, επιλέχθηκαν οι συχνότητες 0-20-25-48Hz για χρόνο 0-8000ms στην πηγή 6000. Το αποτέλεσμα ήταν ότι δεν παρατηρήθηκε κάποια αξιοσημείωτη διαφορά, λόγω του ότι είχε πραγματοποιηθεί πρώτη επεξεργασία στα αρχικά δεδομένα κατά τη διεξαγωγή των μετρήσεων. Παρατηρείται ωστόσο, ότι ο θόρυβος ελαττώνεται, και στα 700ms περίπου ενισχύεται το σήμα (Σχήμα 4.12).

- ❖ Κατά την επεξεργασία των δεδομένων μετά τη σεισμική υπέρθεση (Stack) εφαρμόστηκε το φίλτρο F-K, όπου αποκόπηκαν οι ταχύτητες 1500m/s στο πολύγωνο που σχηματίστηκε συμμετρικά. Στα δεδομένα της παρούσας εργασίας η ενέργεια κυμαίνεται από 5-45 Hz. Αποτέλεσμα αυτού είναι η αποκοπή του θορύβου.
- ❖ Συγκρίθηκαν τα αποτελέσματα της εφαρμογής των φίλτρων (Bandpass, F-K) πριν και μετά τη σεισμική υπέρθεση. Συμπερασματικά, τα φίλτρα δίνουν καλύτερα αποτελέσματα μετά την πραγματοποίηση της σεισμικής υπέρθεσης (Σχήμα 4.17).
- ❖ Μετά την εφαρμογή της σεισμικής χωροθέτησης παρατηρείται αισθητή διόρθωση της κλίσης των ανακλαστήρων καθώς και βελτίωση της χωρικής διακριτικής ικανότητας στη χωροθετημένη σεισμική τομή (Σχήμα 4.18).

## 5.2 Συζήτηση - Συμπεράσματα

Για την ερμηνεία των σεισμικών δεδομένων σχετικά με την ύπαρξη όχι μόνο των πετρωμάτων διαφορετικής μεταμόρφωσης που δομούν τις Κυκλάδες αλλά και της πυριγενούς δραστηριότητας στην περιοχή έχουν προταθεί πολλά εξελικτικά γεωτεκτονικά μοντέλα. Η πυριγενής δραστηριότητα κατά το Νεογενές στην περιοχή του Αιγαίου συμπεριλαμβάνει ηφαιστειακή δραστηριότητα αλλά και διείσδυση γρανιτικών σωμάτων και μιγματιτών. Ο γρανιτοειδής πλουτωνισμός στις Κυκλάδες αναπτύχθηκε στο Μέσο- μέχρι το Άνω Μειόκαινο (18-9 Ma). Η χρονική περίοδος των γρανιτικών διεισδύσεων σχετίστηκε με την έναρξη των εφελκυστικών τάσεων στο Αιγαίο. Αυτές οι διεισδύσεις σχηματίζουν μια ζώνη περίπου 200 χιλιομέτρων που εκτείνεται από τα δυτικά (Λαύριο και Σέριφος) προς το ανατολικό Αιγαίο. Υπάρχουν και οι δύο τύποι γρανιτοειδών τύπου S και τύπου I, αλλά ο τύπος S γενικά εμφανίζεται πριν τον τύπο I (~ 15-8,3 Ma) (Stouraiti et al, 2010). Οι κύριοι

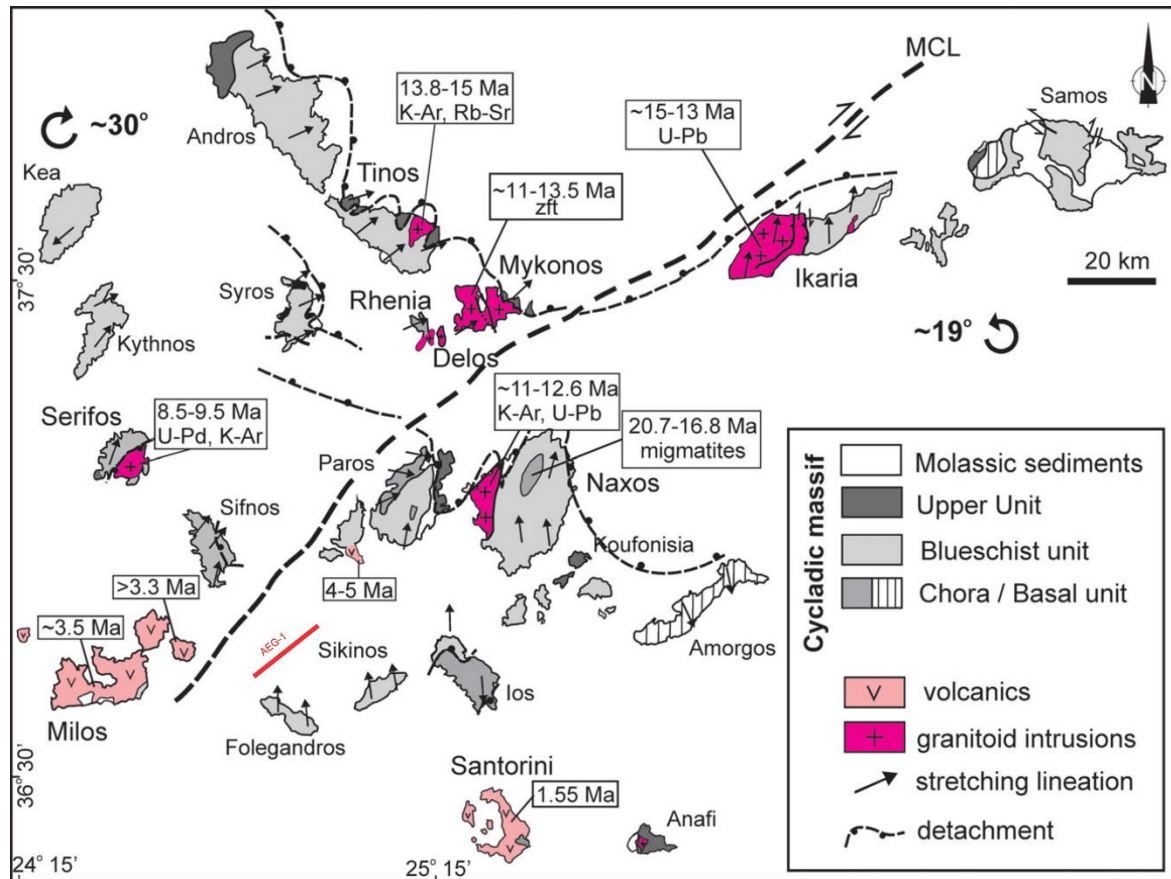
γρανοδιορίτες τοποθετήθηκαν πριν από περίπου 15 Ma (Ικαρία) έως 13-11 Ma (Τήνος, Μύκονος, Δήλος, Νάξος; Bolhar, Ring & Allen, 2010), και βρίσκονται εντός μιας τεκτονικής ζώνης πάχους 40 km με διεύθυνση ABA έως BA (Σχήμα 5.1). Αυτή η χαρακτηριστική δομή σηματοδοτεί το όριο μεταξύ των τμημάτων του φλοιού του δυτικού και του ανατολικού Αιγαίου, που έχει ονομαστεί Mid-Cycladic Lineament (MCL) **Μεσο-Κυκλαδική Γράμμωση MKΓ** (MCL Gautier & Brun, 1994; Walcot & White, 1998; Pe-Piper, Piper & Matarangas, 2002; Brichau et al. 2007; Denele et al. 2011).

Η ΜΣΓ ερμηνεύεται ως σημαντικό όριο κλίμακας φλοιού (παρόλο που η ύπαρξή της δεν έχει εξακριβωθεί πλήρως). Χωρίζει δυο περιοχές που εμφανίζουν διαφορετικό γραμμικό προσανατολισμό ορυκτών, διαφορετική γεωχημική σύσταση των μαγματικών δεισδύσεων και αντιθετικές παλαιομαγνητικές περιστροφές τεμαχών: το δυτικό μπλόκ του Αιγαίου εμφανίζει χονδρικά ABA προσανατολισμό ορυκτών από εφελκυσμό και δεξιόστροφη περιστροφή του τεμάχους της τάξης των 30°, ενώ το ανατολικό μπλόκ του Αιγαίου εμφανίζει BBA εφελκυστικό προσανατολισμό και αριστερόστροφη κίνηση της τάξης των 19°, παρόλο που οι τιμές αυτές μπορεί να διαφέρουν από νησί σε νησί. Αυτές οι περιστροφές (που προτάθηκαν μετά από μετρήσεις παλαιομαγνητισμού) επηρέασαν την περιοχή πιθανότατα κατά την διάρκεια ή μετά την ψύξη των γρανιτών, **πριν από περίπου 10 Ma** (Kissel & Laj, 1988; Morris & Anderson, 1996; Walcot & White, 1998; Avigad, Baer & Heimann, 1998; Duermeijer et al. 2000; Koukouvelas & Kokkalas, 2003). Η ΜΣΓ θεωρείται ως μια μακρόβια ζώνη διάτμησης καθώς λειτουργεί από το Μέσο Μειόκαινο, όπως επισημαίνεται από την έναρξη της κύριας φάσης της τοποθέτησης του πλουτωνίτη στις κεντρικές Κυκλάδες, την έναρξη της περιστροφής των μπλόκ και την μετατόπιση της ηφαιστειότητας από το ΝΔ Αιγαίο προς τα νότια μέχρι τις αρχές του Πλειοκαίνου (~5 - 4.5 Ma), **όταν και η ταχύτητα της σχετικής κίνησης κατά μήκος της μειώθηκε** (Le Pichon et al. 1995).

Από τις ομοιότητες στην λιθολογία, στην τεκτονομεταμορφική εξέλιξη, στον χρόνο ανάδυσης των πετρωμάτων και στις δύο πλευρές της ΜΣΓ, οι Tirel et al. (2009) πρότειναν μια μικρή ολική μετατόπιση κατά μήκος της ΜΣΓ (από Kokkalas & Aydin 2013)

Παρόλο που προηγούμενες μελέτες υποστήριζαν ότι οι πλουτωνίτες αυτοί ελέγχονταν και παραμορφώθηκαν αποκλειστικά από την εφελκυστική παραμόρφωση (Lee & Lister, 1992; Jolivet et al. 1994; Jolivet & Patriat, 1999; Brichau et al. 2008; Denele et al. 2011), σε άλλες μελέτες έχει ήδη τονιστεί η σημασία της παραμόρφωσης οριζόντιας ολίσθησης και του

πλαγιοεφέλκυσμού στα τελευταία στάδια της τοποθέτησης του πλουτωνίτη (Boronkay & Doutsos, 1994; Pe-Piper, Piper & Matarangas, 2002; Koukouvelas & Kokkalas, 2003, Kokkalaw & Aydin 2013).

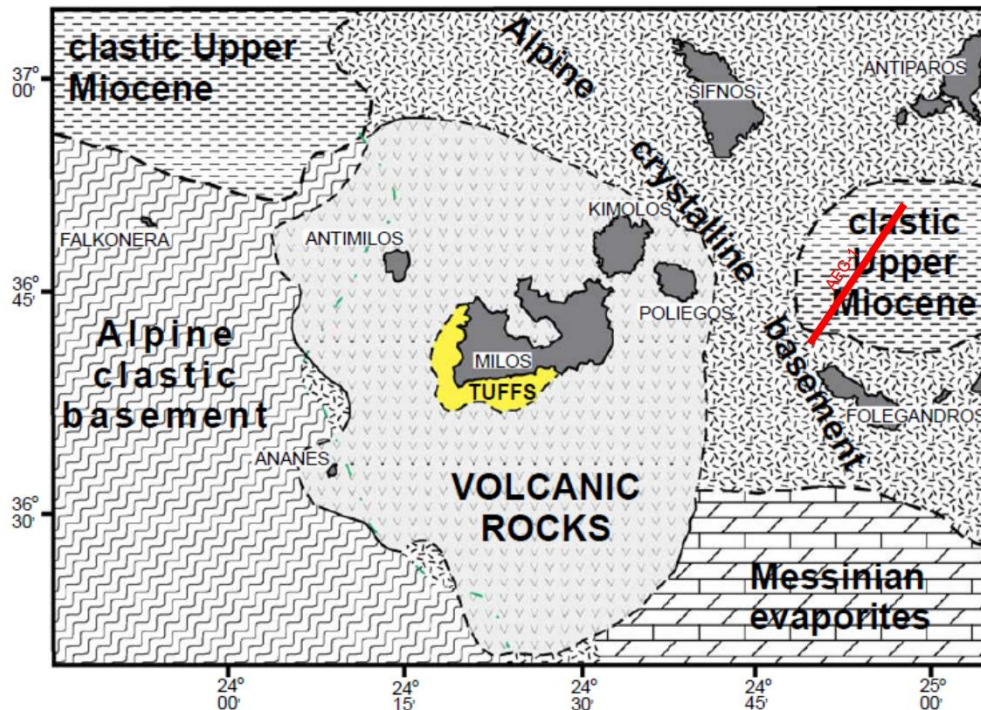


Σχήμα 5.1: Κατανομή των πυριγενών πετρωμάτων και των κύριων λιθολογικών ενοτήτων στα διάφορα νησιά των Κυκλάδων. Θέση της Μεσοκυκλαδικής Γράμμωσης και θέση της γραμμής μελέτης.

Πέρα από την σχέση της τεκτονικής και της τοποθέτησης των πλουτωνιτών στα ανώτερα τμήματα του φλοιού, έχει δειχθεί (Rosenberg, 2004) ότι με **μυλωνιτικές ζώνες που διατρέχουν τον φλοιό εντός ευρύτερων περιοχών ενεργούς τεκτονικής οριζόντιας ολίσθησης, όπως αυτής της ΜΚΓ, συνδέονται διεισδύσεις μαγμάτων**. Πέραν από τους γνωστούς και καταγεγραμμένους πλουτωνίτες και μιγματίτες στα διάφορα νησιά των Κυκλάδων παρατηρήσεις σχετικές με την τεκτονοστρωματογραφική εξέλιξη μικρών λεκανών μπορούν να δώσουν επιπρόσθετες πληροφορίες για πιθανή πυριγενή δραστηριότητα στην περιοχή.

Στην λεκάνη της Φολεγάνδρου με την παρατήρηση ενός μη παραμορφωμένου επιφανειακού ανακλαστήρα οι Anastasakis & Piper 2005. υποστήριξαν ότι υπήρξε παραμόρφωση των

στρωμάτων των ιζημάτων που σχετίζεται με ρήγματα που έχουν διεύθυνση Α-Δ, και ήταν σύγχρονη με την απόθεση κατά το Τεταρτογενές. Πέρα από αυτήν την διεύθυνση ρηγμάτων αναγνωρίστηκε και μια άλλη διεύθυνση Β-Ν. (Piper & Perissoratis 2003; Anastasakis & Piper 2005). Η κατανομή των κυρίων λιθοτύπων που επικρατούν συν ευρύτερη περιοχή έχει αποτυπωθεί από τους Anastasakis & Piper 2005.



Σχήμα 5.2: Κατανομή των κύριων λιθοτύπων στην ευρύτερη περιοχή.

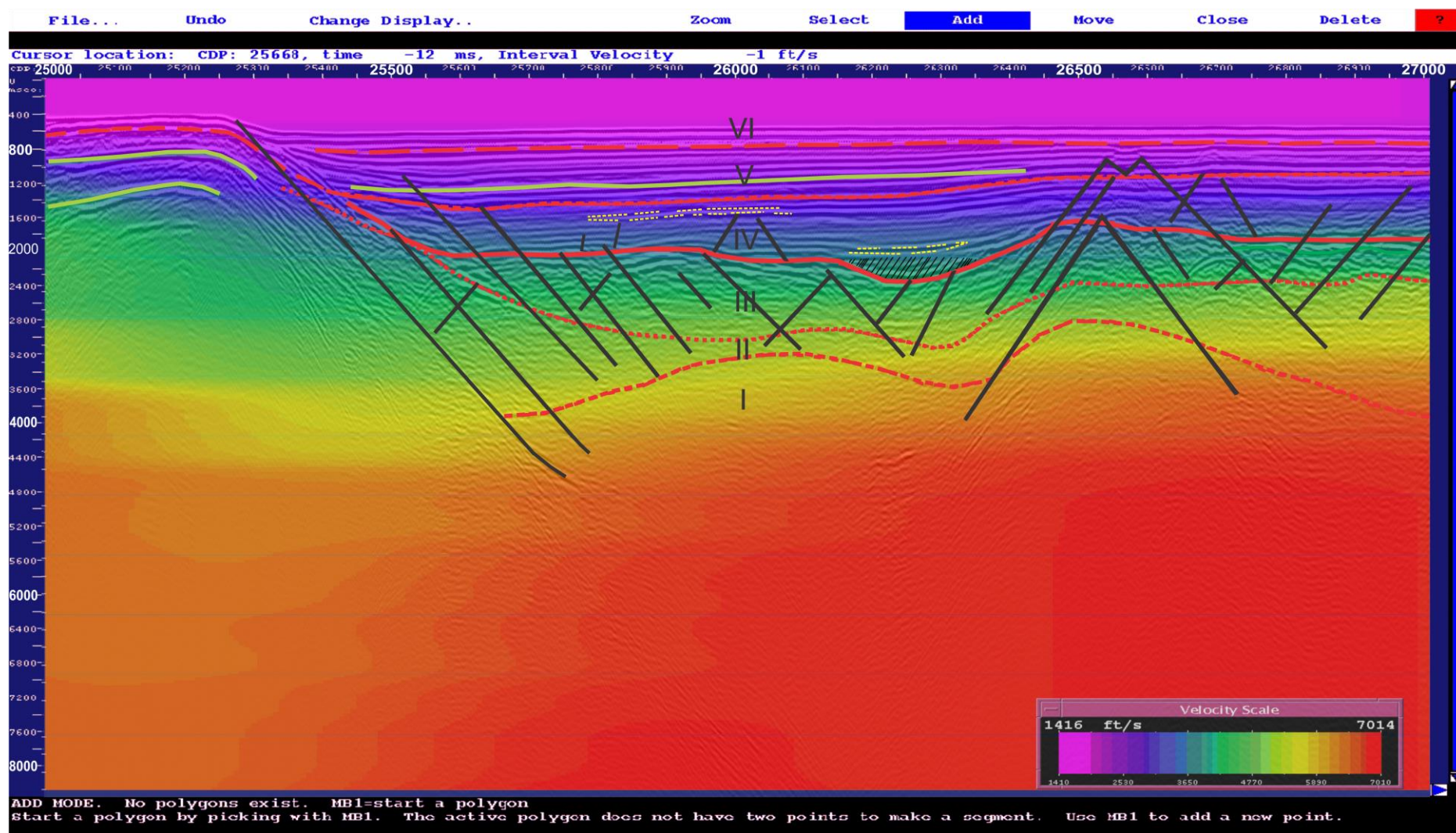
#### Συμπερασματικά:

- ✓ Στην εργασία αυτή δίνεται μια πρώτη ένδειξη ότι οι επιδράσεις από μαγματικές διεισδύσεις στις Κυκλάδες πιθανώς δεν έχουν σταματήσει στο Τορτόνιο (9 - 8,5 Ma) αλλά συνεχίζονται μέχρι το Μέσο- έως το τέλος του Τεταρτογενούς στις νότιες παρυφές της ΜΣΓ δημιουργώντας τοπικά εντός της λεκάνης της Φολέγανδρου, που οριοθετείται από ρήγματα διεύθυνσης ΒΑ – ΝΔ από τις παράπλευρες νήσους, μικρών διαστάσεων τάφρου (Graben) από ρήγματα εγκάρσια στην προηγούμενη διεύθυνση επηρεαζόμενη από μια τοπική και περιορισμένων διαστάσεων αναθόλωση που ερμηνεύεται ως μιγματίτης από διείσδυση μάγματος εντός του συμπλέγματος της βασικής τεκτονικής ακολουθίας (I), η οποία αποτελείται από ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Άνω

Τριαδικού-Κάτω Ιουρασικού μεταμορφωμένα (μάρμαρα) σε συνθήκες HP/LT, τα οποία υπερκαλύπτονται από μετα-φλύσχη ηλικίας Τριτογενούς, επίσης μεταμορφωμένο σε συνθήκες HP/LT.

- ✓ Η αμέσως επόμενη περιοχή μπορεί να αντιστοιχιστεί στην **Κατώτερη τεκτονική ακολουθία** ή <<γλαυκοφανιτική σειρά>> (II) όπως αναφέρεται, η οποία βρίσκεται ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στη βασική αυτόχθονη ακολουθία των μαρμάρων και συνίσταται από γλαυκοφανιτικούς σχιστόλιθους, μεταβασίτες, μεταηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μεταπηλίτες αλλά και παλαιοζωικούς γνεύσιους.
- ✓ Ακολουθεί **Ανώτερη τεκτονική ακολουθία, που είναι τοποθετημένη (III)** ως τεκτονικό κάλυμμα πάνω στην 2η κατώτερη ακολουθία και αποτελείται από: α) ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα Περμοτριάδικού, β) ανθρακικά πετρώματα Άνω Τριαδικού - Ιουρασικού, γ) υπολείμματα οφειολιθικών πετρωμάτων με Ανωκρητιδικούς επικλυσιογενείς ασβεστόλιθους, δ) γνευσιακά, αμφιβολιτικά πετρώματα υποβάθρου. Αποτελεί το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα της Αττικοκυκλαδικής.
- ✓ Τα ιζηματογενή πετρώματα του Νεογενούς (IV) εμφανίζουν εντελώς διαφορετικές ταχύτητες που κυμαίνονται από 2173m/s έως 2630m/s και πληρούν το μεγαλύτερο τμήμα της λεκάνης που οριοθετείται από ρήγματα ενός εφελκυστικού συνιζηματογενή τεκτονισμού.
- ✓ Τα ιζήματα του τεταρτογενούς (V) εμφανίζουν μόνο κατά θέσεις ρήγματα τα οποία είναι συνδεδεμένα με την αναθόλωση.
- ✓ Σε ένα ήρεμο αποθετικό περιβάλλον αποτέθηκαν τα πρόσφατα ιζήματα (VI).





Σχήμα 5.3: Σεισμική τομή υπέρθεσης σε συνδυασμό με τις τμηματικές ταχύτητες



## 5.2 Προτάσεις

Είναι αξιοσημείωτο ότι η σεισμική ανάκλαση στις θαλάσσιες διασκοπήσεις αποτελεί μια δαπανηρή και χρονοβόρα μέθοδο. Παρόλα αυτά, θεωρείται η πλέον αξιόπιστη γεωφυσική μέθοδο αναζήτησης υδρογονανθράκων.

- 1) Προτείνεται, η εφαρμογή παρόμοιας επεξεργασίας σε όλη τη γραμμή μελέτης.
- 2) Λόγω του ότι στις θαλάσσιες περιοχές δεν υπάρχει σαφή εικόνα της γεωλογίας, προτείνεται η επανεξέταση των καταγραφών που παρουσίαζαν υψηλές τιμές θορύβου, όπου θα βοηθούσε στην αύξηση της διακριτικής ικανότητας, η οποία αποτελεί βασικό χαρακτηριστικό στην ερμηνεία των σεισμικών τομών.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. Ανδρονικίδης Ν. , Προσωπική επικοινωνία
2. Βαφείδης Α.(1993). *Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι, Σεισμικές Μέθοδοι, Χανιά*
3. Βαφείδης Α.(2012). *Έρευνα και Εκμετάλλευση Υδρογονανθράκων στην Ελλάδα, Η Συμβολή της Σεισμικής Ανάκλασης στην Αναζήτηση Κοιτασμάτων Υδρογονανθράκων, Χανιά*
4. Γεωργιά Κ. Θ.(1998), *Συμβολή της Σεισμικής Ανάκλασης στην επίλυση Υδρογεωλογικών προβλημάτων, Μεταπτυχιακή εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης*
5. Καταγάς, Κ. (1981), *Πετρογένεση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της νήσου Γυάρου. Διατρ. Υφηγ. Πανεπ. Πάτρας, Σελ 150.*
6. Μανούτσογλου Ε. (2066), *Εισαγωγή στη Γεωλογία, Χανιά*
7. Μανούτσογλου Ε. (2008), *Εισαγωγή στην Γεωλογία Ελλάδος, Χανιά*
8. Μαρίνος, Γ. (1955), *Η ηλικία των μεταμορφωμένων στρωμάτων της Αττικής. Δελτ Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 2, 1-13.*
9. Μαριολάκος, Η. & Παπανικολάου. (1973), *Παρατηρήσεις επί της τεκτονικής του Δυτικού Πεντελικού (Αττική). Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ., 10, 134-1 79.*
10. Μελιδώνης, Ν. (1963), *Η γεωλογία της νήσου Ανάφης, ΙΓΕΥ, Γεωλ. & Γεωφ. μελεται VII, Παπανικολάου, Α. (1978). Γεωλογικοί έρευναι εις την νήσον Άνδρον. Διδακτ. Διατρ., Πανεπ. Αθηνών, 231 ρ.*
11. Μουντράκης Δ. Μ. (1985), *Γεωλογία της Ελλάδας, Χανιά*
12. Μπραουδάκη Γ. Κ.(2004), *Σεισμικά Ανάκλασης στο Ιόνιο, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά*
13. Παπαδόπουλος Δ. Τ. (2010), *Εισαγωγή στη Γεωφυσική*
14. Ρουμπεδάκης Σ. (2007), *Χωρική κατανομή δεδομένων σεισμικότητας της Κρήτης κατά την επίκαιρη νεοτεκτονική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά, Σελ. 216.*
15. Τασσόπουλος Α. Ν.(1999), *Γεωφυσική Διασκόπηση με τη Μέθοδο της Σεισμικής Ανάκλασης για τον εντοπισμό του ρηχού υπόγειου ταμιευτήρα στο Μαντούδι Ευβοίας, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Χανιά*
16. Altherr, R., Kreuzer. H, Lenz, H., Wendt, /., Harre, W. & Durr, S. (1994),

- Further evidence for a Late Cretaceous low pressure high temperature terrane in the Cyclades, Greece. Chemie der Erde 54, 319-328.*
17. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien 83, 59-71.
  18. Andriessen, P., Boelrijk, N., Hebeda, E., Prüm, H., Verdurmen, E., & Verschure, R. (1979), *Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in the Alpine orogen of Naxos, Cyclades. Contrib. Miner. Petrol.*, 69, 215-225.
  19. Avigad, D., Garfunkel, Z., Jolivet, L. & Azanon, J. (1997), *Back arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. Tectonics 16, 924-941.*
  20. Avigad, D. & Garfunkel, Z. (1989), *Low angle faults above and below a blueschist belt, Tinos island, Cyclades, Greece. Terra Nova 1, 182-187.*
  21. Baltatzis, E. (1996), *Blueschist-to-greenschist transition and the P-T path of prasinites from the Lavrion area. Greece. Mineralogical Magazine 60, 551 - 561.*
  22. Brocker, M. & Enders, M. (1999), *U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). Geological Magazine 136, 111-118.*
  23. Brocker, M., Bieling, D., Hacker, B. & Cans, P. (2004), *High-Si phengites record the time of greenschist-facies overprinting: implications for models suggesting mega-detachments in the Aegean Sea. Journal of Metamorphic Geology 22, 427-442.*
  24. Buick, I. (1991), *The late Alpine evolution of an extensional shear zone, Naxos, Greece. Journal Geol. Soc. London 148, 93-103.*
  25. C. L. Rosenberg. (2004), *Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. Institut für Geologie, Freie Universität Berlin, Germany.*
  26. Dermitzakis, M. & Papanikolaou, D. (1980), *The molasse of Paros island. Aegean Sea. Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien 83, 59-71.*
  27. Dixon, J. (1968), *The glaucophane schists of Syros. PhD. Thesis, Univ. Cambridge. 100p.*
- Durr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. (1978), *The median Aegean crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In Closs et al (eds). Alps. Apennines, Hellenides. E. Schweiz, Birkhäuser Verlag, Stuttgart, 455-477.*

28. E. Kokinou, A. Vafidis, M. Loucogiannakis, I. Louis. (2003), *Deep Seismic Imaging and Velocity Estimation in Ionian Sea, Athens*
29. Gautier, P. & Brun, J. P. (1994), *Crystal-scale geometry and kinematics of late orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evia island). Tectonophysics* 238, 399-424.
30. Gautier, P., Brun, J-P., & Jolivet, L. (1993), *Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros. Tectonics*, 12, 1180-1194.
31. Januka Attanayake (2006). *Seismic Migration, Center for Integrative Geosciences, University of Connecticut*
32. Jolivet, L., Faccenna, C., Goffe, B., Burov, E. & Acard, F. (2003), *Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. American Journal of Science* 303, 353-409.
33. Katsikatos, G. (1977), *La structure tectonique d' Attique et de P Tie d' Eubee. VI. Coll Geol. Aegean region, Athens*, 1355-1367.
34. Katsikatos, G., Mercier, J. & Vergely, P. (1976)b , *La fenetre d' Attique - Cyclades et des fenetres metamorphiques des Hellenides internes (Grece). C.R. Acad. Sci., Paris*, 283D, 1613-1616.
35. Katsikatos, G., Mercier, J. & Vergely, P. (1976)a , *L' Eubee meridionale: une double fenetre polyphasee dans les Hellenides internes (Grece). C.R. Acad. Sci., Paris*, 283D, 459-462.
36. Koukouvelas, I. & Kokkalas. S. (2003), *Emplacement of the Miocene west Naxos pluton (Aegean Sea, Greece): a structural study. Geological Magazine* 140, 45-61.
37. Larry Brown (1996). *Seismic Reflection Processing Post-Stack, Cornell University, USA*
38. Liati, A., Skarpelis, N. & Pe-Piper, G. (2010), *Late Miocene magmatic activity in the Attic-Cycladic Belt of the Aegean): implications for the geodynamic evolution and timing of ore deposition. Geological Magazine (in press).*
39. Lister. G., Banga, G. & Feenstra, A. (1984), *Metamorphic core complexes of the Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea. Greece. Geology* 12, 221-225.

40. Okrusch, M. & Brocker, M. (1990), *Eclogite facies rocks in the Cycladic blueschist belt, Greece: A review. European Journal of Mineralogy* 2, 451 - 78.
41. SCAR Ad Hoc Group on marine acoustic technology and the environment (2002). *Impacts of marine acoustic thechnology on the Antarctic environment, Version 1.2*
42. Schlumberger, Oilfield Glossary
43. Sheriff R. E and Geldart L. P. (1995). *Exploration Seismology 2<sup>nd</sup> Edition, Cambridge University Press*
44. Sherif M. Hanafy and Gerard T. Schuster (2013), *Interferometric interpolation of sparse marine data, Geophysical Prospecting*
45. U.S, Environmental Protection Agency, *Environmental Geophysics, Marine Seismic Methods*
46. V. Jacobshagen . (1987), *Geologie von Griechenland, 363*
47. [https://esd.halliburton.com//support/lsm/ggt/promaxsuite/promax/5000/5000\\_8/help/promax/mig\\_overview.pdf](https://esd.halliburton.com//support/lsm/ggt/promaxsuite/promax/5000/5000_8/help/promax/mig_overview.pdf)