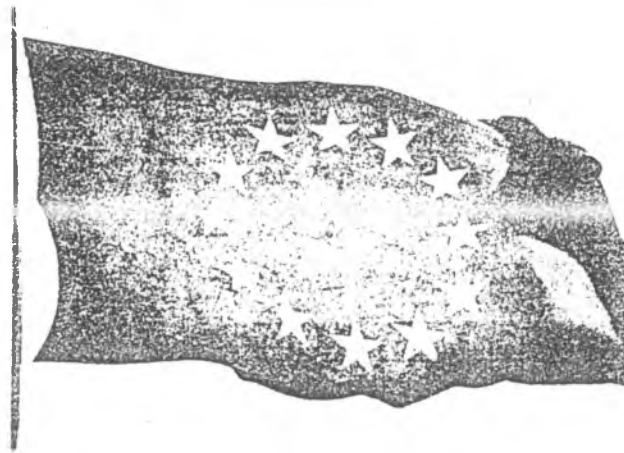


ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΣΕΜΙΝΑΡΙΟ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΩΝ
ΚΑΙ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΩΝ ΠΡΩΤΩΝ ΥΛΩΝ

ΕΡΓΑΣΙΕΣ 1ου ΚΥΚΛΟΥ
ΑΚΑΔΗΜΑΪΚΟΥ ΕΤΟΥΣ 1990-91



Εκδότης
Καθηγητής Μιχ. Δ. Δερμιτζάκης

ΑΘΗΝΑ 1991

ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΚΑΤΑ ΤΟΝ ΚΑΙΝΟΖΩΙΚΟ**

από την
Χ. ΝΤΡΙΝΙΑ *

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στον Ανώτερο Καινοζωικό, η τεκτονική ανάπτυξη της περιοχής του Αιγαίου επηρεάζεται από την σύγκρουση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής λιθοσφαιρικής πλάκας. Η σύγκλιση και αλληλεπίδραση αυτών των πλακών έχει σαν αποτέλεσμα την έντονη σεισμικότητα και την ποικίλη παραμόρφωση σε διάφορες περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου.

Αρχικά, η προς βορράν κίνηση των δύο πλακών οδήγησε στην αύξηση του πάχους του φλοιού της Ανατολικής Τουρκίας. Αυτή η διαδικασία επέφερε την προς δυσμάς κίνηση, από δυνάμεις βαρύτητας, ηπειρωτικού υλικού, μακριά από την ζώνη σύγκρουσης κι είχε σαν αποτέλεσμα την στροφή του μπλόκ της Ανατολίας, με φορά αντίθετη από την φορά των δεικτών του ρολογιού (Rotstein, 1984). Το νότιο άκρο του μπλόκ της Ανατολίας αποτελείται από μια ενδιαμέσου βάθους σεισμική ζώνη με επικρατούσες επωθήσεις οι οποίες δείχνουν ότι το μπλόκ "καβάλησε" τουλάχιστον τοπικά τον θαλάσσιο πυθμένα της Αν. Μεσογείου (Jackson and McKenzie, 1984a). Επιπλέον, έχει υπολογιστεί ότι ο ρυθμός των επωθήσεων που συμβαίνουν στο Ελληνικό όριο σύμπτωσης των δύο πλακών (2-4 cm/y, Le Pichon and Angelier, 1979; 1981), είναι πολύ μεγαλύτερος από

*Hariklia Drinia. Dept. of Hist. Geol. and Paleontology of Athens University.

**"The Geodynamic regime of Eastern Mediterranean during the Cenozoic".

την προς δυσμās κίνηση του μπλόκ της Ανατολίας. Εξάλλου, καθώς δεν υπάρχει τεκτονικό όριο μεταξύ του μπλόκ της Αν. Ανατολίας και της πλάκας του Αιγαίου, η εσωτερική παραμόρφωση εξαπλώνεται γρήγορα προς τα δυτικά και επικρατεί εφελκυσμός με διεύθυνση Β-Ν και σχηματισμός τάφρων (Σχ. 1), (McKenzie, 1972; 1978a; Le Pichon and Angelier, 1979; Angelier et al., 1981).

Η περιοχή του Αιγαίου οριοθετείται νοτιοδυτικά και νοτιοανατολικά με την Ελληνική Τάφρο (Hellenic Trench). Η Ελληνική Τάφρος αποτελεί το όριο μεταξύ ενός εφελκυστικού καθεστώτος στην ηπειρωτική πλάκα του Αιγαίου κι ενός καθεστώτος συμπίεσης στην Μεσόγειο (Huchon et al., 1982). Αποτελεί ένα νησιωτικό τόξο το οποίο έχει άμεση σχέση με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική.

Δύο κύρια επεισόδια χαρακτηρίζουν την εξέλιξη αυτής της περιοχής:

α) η δραστηριοποίηση του περιθωρίου κατά το Αν. Μειόκαινο και

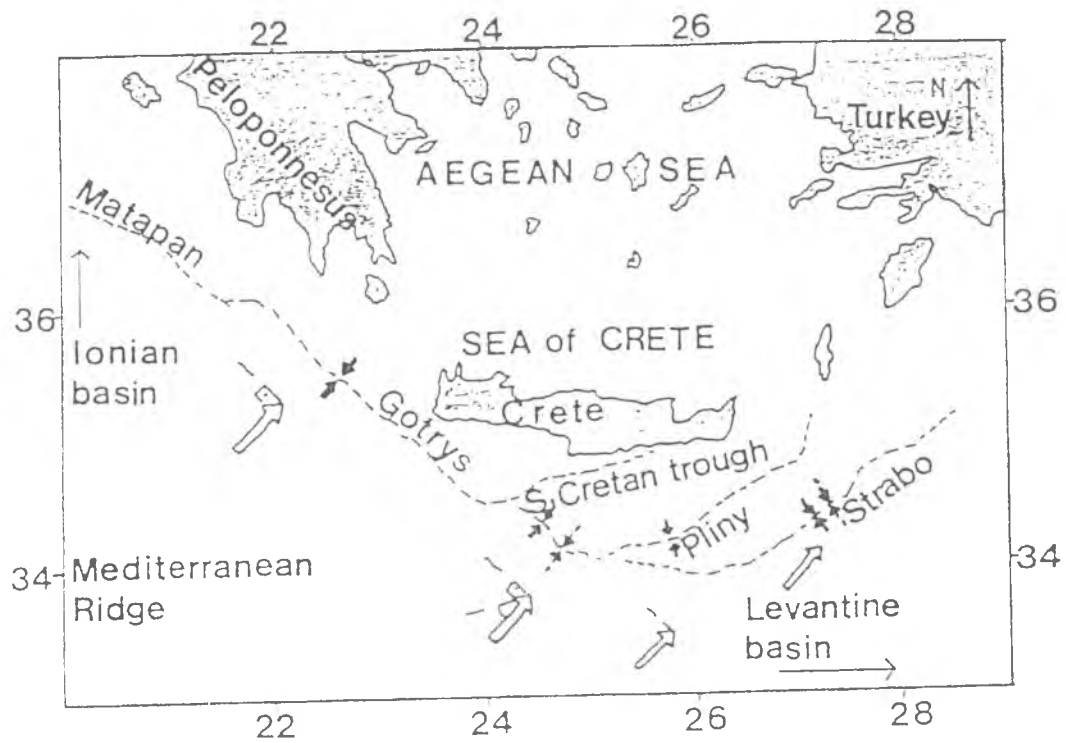
β) η προοδευτική σύγκρουση η οποία άρχισε στο Πλειόκαινο (Masclé et al., 1986).

Η Ελληνική Τάφρος είναι ένα σύμπλεγμα τοπογραφικών βαθών που εξαπλώνονται πάνω σ' ένα μήκος 1000 km στο όριο της πλάκας του Αιγαίου το οποίο ορίζεται στην ισοβαθή των 2000 m (Angelier, 1979; Le Pichon and Angelier, 1981). Χαρακτηρίζεται από το ανοιχτό σχήμα της και μπορεί να χωριστεί σε δύο τμήματα (Σχ. 2):

α) Το δυτικό τμήμα το οποίο ονομάζεται κλάδος του Ιονίου κι έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και αποτελείται από το βοριοδυτικό τμήμα του Βαταπάν (το οποίο είναι το βαθύτερο) και από το νοτιότερο τμήμα το Γότρυς, το οποίο χωρίζεται από το προηγούμενο με μικρές τάφρους.

β) Το ανατολικό τμήμα το οποίο ονομάζεται κλάδος του Λεβαντινού και το οποίο αποτελείται από ένα σύμπλεγμα παράλληλων τάφρων: την τάφρο του Πλινίου, που περίπου ακολουθεί το όριο της πλάκας του Αιγαίου και την τάφρο του Στράβωνα που είναι παράλληλη στην πρώτη (Huchon et al., 1982).

Η δομή του συστήματος της Ελληνικής Τάφρου εξαρτάται από την κινηματική της υποβύθισης. Η αρχική θραύση φαίνεται να συνέβει μάλλον κάθετα στην κύρια τάση συμπίεσης στο δυτικό τμήμα ή κατά



Γεωλογικό χάρτη της Ελληνικής τάξης (Jongsma and Mascle 1981).

μήκος μιας διεύθυνσης που σχηματίζει γωνία 35° με αυτήν στο ανατολικό τμήμα. Οι ανατολικές τάφροι αναδιοργανώνονται σε μια σειρά "σκαλωτών" (en echelon) τάφρων.

2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΟΥ ΑΝΑΤΟΛΙΚΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ

Το Ελληνικό περιθώριο αποτελείται από μια σειρά βαθιών τάφρων και ράχων που έχουν ερμηνευτεί σαν την μορφολογική έκφραση των αλληλεπιδρόντων κινήσεων μεταξύ της εφελκισζόμενης ηπειρωτικής πλάκας του Αιγαίου και του περιθωρίου της Αφρικανικής πλάκας (Mckenzie, 1972; 1978; Dewey and Sengor, 1979; Le Pichon and Angelier, 1979). Κινηματική ανάλυση της σημερινής σχετικής κίνησης των δύο πλακών προβλέπουν συμπίεστική τάση κάθετη στον Ιόνιο κλάδο της Ελληνικής Τάφρου και κινήσεις μετασχηματισμού στον κλάδο του Λεβαντινού (Le Pichon et al., 1979).

Τέσσερα κύρια νησιά περιλαμβάνονται στο Ανατολικό Ελληνικό περιθώριο: Κρήτη, Κάσσος, Κάρπαθος και Ρόδος. Αυτά τα νησιά αποτελούνται από μια ακολουθία Νεογενών ιζημάτων τα οποία έχουν αποθεθεί σε ασυμφωνία με τα αλπικά πετρώματα. Αυτά τα πετρώματα τα οποία αποτέθηκαν στα νησιά κατά τον Μεσοζωικό και Κατ. Καινοζωικό συνδέονται με την Αλπική εξέλιξη (Aubouin et al., 1976). Αργότερα, στο Αν. Μειόκαινο, η περιοχή του Αιγαίου υποτάχτηκε στην "νεοτεκτονική" εξέλιξη που είναι άμεσα συνδεδεμένη με την Ελληνική υποβύθιση. Ενα εφελκυστικό καθεστώς επικρατεί από το Αν. Μειόκαινο, το οποίο διακόπτεται από σύντομες φάσεις συμπίεσης κατά το Κατ. Πλειόκαινο και πιθανότερα κατά το Ολόκαινο (Mascle et al., 1986).

Έχει αποδειχθεί ότι οι δομές συμπίεσης επηρεάζουν το ιζηματογενές κάλυμα του εξωτερικού τοιχώματος και της Τάφρου του Ελληνικού Τόξου, ενώ εφελκυστικές τεκτονικές κινήσεις κάνουν αισθητή την παρουσία τους στο εσωτερικό τοίχωμα. Επιπλέον, έχει αποδειχθεί ότι το περισσότερο μέρος του πάνω τμήματος του

ιζηματογενούς καλύματος δεν έχει υποβυθιστεί αλλά μάλλον έχει στοιβαχτεί μπροστά στην τάφρο και σχηματίζει την Μεσόγειο Ράχη (Mediterranean Ridge, Huchon et al., 1982).

3. ΚΥΡΙΕΣ ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΕΣ ΚΑΙ ΔΟΜΙΚΕΣ ΕΠΑΡΧΙΕΣ

Το Ανατολικό Ελληνικό περιθώριο χωρίζεται σε τρία κύρια τμήματα (Mascle et al., 1986):

1. Το ηπειρωτικό περιθώριο με τις γειτονικές τάφρους, νοτιοανατολικά της Κρήτης.

2. Το ηπειρωτικό περιθώριο με την τάφρο από την Κάσσο μέχρι το νότιο τμήμα της Ρόδου.

3. Το ηπειρωτικό περιθώριο με την τάφρο που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Ρόδου.

3.1. Το ηπειρωτικό περιθώριο με τις γειτονικές τάφρους, νοτιοανατολικά της Κρήτης.

α) Το ηπειρωτικό περιθώριο: Αυτό χωρίζεται:

- i) Στα όρη του νοτιότερου τμήματος της Κασσου,
- ii) Στην κατωφέρεια της νοτιοανατολικής Κρήτης και
- iii) Σε μια περιοχή με έντονο ανάγλυφο η οποία απλώνεται ακριβώς βόρεια από την τάφρο του Πλινίου.

β) Η τάφρος του Πλινίου

Η τάφρος του Πλινίου αρχίζει νοτιοανατολικά της Γάβδου και τελειώνει σε μια περιοχή με πολύπλοκο θετικό ανάγλυφο, η οποία ονομάζεται Υψωμα της Καρπάθου (Mascle et al., 1986).

Η μέση διεύθυνση της τάφρου του Πλινίου είναι $B65^{\circ}A$, το σχήμα της είναι πολύπλοκο με τρία κύρια τμήματα μέσα στα οποία υπάρχουν "σκαλωτές" τάφροι με διεύθυνση $B40^{\circ}A$ (Le Pichon et al., 1979a). Η τάφρος είναι στενή και έχει μικρό ιζηματογενές κάλυμα

(Nesteroff et al., 1977; Jongsmā, 1977; Leite, 1980; Mascle et al., 1982).

Η τάφρος του Πλινίου υποδιαιρείται σε τρεις λεκάνες: το δυτικό της άκρο συνδέει τον κλάδο του Ιονίου με μια στενή κατάπτωση σχήματος V η οποία είναι σφηνωμένη μεταξύ της απότομης ηπειρωτικής κατωφέρειας και της πολύπλοκης εξωτερικής κατωφέρειας. Το κεντρικό τμήμα το οποίο είναι και το μεγαλύτερο τμήμα της τάφρου, περιέχει 500-600 m Πλειστοκαινικά ιζήματα. Τέλος, το ανατολικό τμήμα αποτελείται από μια σειρά εναλλασόμενων στενών και φαρδιών καταπτώσεων (Le Pichon et al., 1979a), οι οποίες δίνουν σ' αυτό το τμήμα μια "σκαλωτή" μορφή. Ηπειρωτικός φλοιός, ο οποίος τοπικά εμφανίζεται κατά μήκος των απότομων τοιχωμάτων της τάφρου, αποτελεί το υπόβαθρο των ιζημάτων του Αν. Καινοζωικού. Παραμόρφωση λαμβάνει χώρα μέσα στο ηπειρωτικό περιθώριο του Αιγαίου, το οποίο δείχνει ότι παλαιότερη ή σημερινή υποβύθιση κατά μήκος της τάφρου είναι απίθανη. Παραμόρφωση από περιστροφή λαμβάνει χώρα κατά μήκος κανονικών λιστρικών ρηγμάτων (Peters and Huson, 1985).

Η τάφρος του Πλινίου αποτελεί μια λεκάνη με ιζήματα πάχους 100 m, μάλλον του Τεταρτογενούς (Leite, 1980;).

Το εσωτερικό τοίχωμα της τάφρου του Πλινίου είναι πολύ απότομο στο δυτικό του τμήμα (29°) και γίνεται λιγότερο απότομο ανατολικά (7°), ενώ το εξωτερικό τοίχωμα σχηματίζει το βόρειο άκρο της πλατφόρμας του Αιγαίου κι έχει κλίση 15° προς τον πυθμένα της τάφρου (Peters and Huson, 1985).

Πέρα από το γεωγραφικό μήκος 26°40Α, η τάφρος του Πλινίου σταδιακά αντικαθίσταται από μια ρηχή λεκάνη όπου πρόσφατα ιζήματα έχουν αποτεθεί (Jongsmā, 1977). Αυτή η λεκάνη μοιάζει με μια τάφρο η οποία σε ορισμένα σημεία κλίνει προς βορράν και σε άλλα προς νότον. Η σταδιακή εξαφάνιση της τάφρου γίνεται παράλληλα με την αύξηση της δομικής πολυπλοκότητας της μορφολογίας του περιθωρίου νοτιοανατολικά της Κρήτης (Leite and Mascle, 1982). Οι Jongsmā (1977), και Le Pichon and Angelier (1979), υποστηρίζουν ότι η τάφρος του Πλινίου είναι μια ενεργά υποβυθιζόμενη τάφρος στο δυτικό της τμήμα, εν αντιθέσει με την τάφρο του Στράβωνα που είναι ενεργή στο ανατολικό της τμήμα. Παρόλα αυτά, υπάρχουν

ενδείξεις για παραμόρφωση μέσα στο εσωτερικό τοίχωμα της ανατολικής τάφρου του Πλινίου.

γ) Η τάφρος του Στράβωνα

Η τάφρος του Στράβωνα αρχίζει νότια από το ανατολικό άκρο της Κρήτης και συναντάει το νότιο περιθώριο της Αβυσσικής πεδιάδας της Ρόδου, η οποία αποτελεί μια μεγάλη λεκάνη μεταξύ της Ρόδου και της Τουρκίας και ανατολικά του Υψώματος της Καρπάθου. Η τάφρος του Στράβωνα αρχίζει σαν μια μικρή σχισμή στον θαλάσσιο πυθμένα και από εκεί εξαπλώνεται προς τα βοριοανατολικά για να συναντήσει δύο υποθαλάσσια υψώματα, τα Υψώματα του Στράβωνα. Η κατά μέσο όρο διεύθυνση της τάφρου είναι B55°A.

Σε σεισμικά προφίλ, η τάφρος του Στράβωνα φαίνεται να αποτελείται από σχετικά ρηχές, σχήματος V, "σκαλωτές" καταβυθίσεις, νότια από τα υποθαλάσσια υψώματα του Στράβωνα. Το δυτικό της τμήμα δεν είναι πολύ καλά αναπτυγμένο και δεν συνδέεται άμεσα με την τάφρο του Πλινίου. Είναι γενικά ρηχή (βάθος 3000 m), με μικρό ιζηματογενές κάλυμα (Nesteroff et al., 1979; Jongsmā, 1977; Mascle et al., 1982).

Τα ίδια σεισμικά προφίλ έδειξαν μια δομή "τάφρος-κέρας" με κανονικά ρήγματα τα οποία φαίνεται να έχουν ενεργοποιηθεί μετά το Μεσσήνιο, καθώς επίσης και με λίγα ιζήματα μέσα στις τάφρους. Η τάφρος του Στράβωνα χαρακτηρίζεται από ασυνεχείς, πολύ τεκτονισμένες ιζηματογενείς λεκάνες, τοξωτά εξογκώματα διαπυρικής προέλευσης και συγκεντρώσεις ηπειρωτικών πετρωμάτων. Τα ιζήματα που έχουν παρατηρηθεί μέσα στην τάφρο έχουν πάχος περίπου 300m. Αυτά τα ιζήματα, εκτός του ότι έχουν παραμορφωθεί από τεκτονικές κινήσεις, έχουν πολύπλοκη γεωμετρία εξαιτίας συνιζηματογενών ρηγματώσεων και διολισθήσεων από τα απότομα τοιχώματα (Peters and Huson, 1985).

Γεωτρήσεις στη βάση της εσωτερικής κατωφέρειας της τάφρου του Στράβωνα, απεκάλυψαν μια ατελή στρωματογραφική ακολουθία η οποία αποτελείται από Ανωμειοκαινικές δολομιτικές μάργες ανακατεμένες με τεκτονισμένα κροκαλοπαγή του Μεσσηνίου και μεσομειοκαινικούς ιλυόλιθους. Σεισμικά αρχεία τα οποία αφορούν τα ιζήματα της

τάφρου και της εσωτερικής κατωφέρειας, δείχνουν ποικιλία στα πάχη των Πλειοκαινικών-Τεταρτογενών ιζημάτων, τα οποία συχνά είναι παραμορφωμένα και καλύπτουν σεισμικώς αδιαφανή στρώματα από τα οποία διάφοροι διάπυροι προέρχονται (Le Pichon et al., 1980; Ryan et al., 1973).

Είναι αρκετά δύσκολο να ερμηνευτεί η τάφρος του Στράβωνα σαν μια δομή καθαρά συμπίεσης ή μετασχηματισμού. Η νότια κατωφέρεια του Υψώματος της Καρπάθου και η λεκάνη της Ρόδου (Ανατολικά της τάφρου του Στράβωνα) διαφέρουν κατά πολύ από την εσωτερική κατωφέρεια της τάφρου του Στράβωνα, στο ότι η πρώτη δεν είναι τόσο απότομη και στο ότι καλύπτει μια παχιά σειρά Πλειο-Τεταρτογενούς καλύματος. Το μεγάλο πάχος των μη διαταραγμένων ιζημάτων αποκλείει σχετική τεκτονική ενέργεια κατά μήκος αυτής της κατωφέρειας. Τα Πλειο-Τεταρτογενή ιζήματα σχηματίζουν μια σφήνα της οποίας τα βαθύτερα σημεία κλίνουν προς βορράν. Αυτή η σφήνα συνεχίζει μέχρι τις πλευρές της Μεσογείου Ράχης η οποία στο σημείο επαφής είναι πολύ διαταραγμένη.

3.2. Το ηπειρωτικό περιθώριο με την τάφρο από την Κάσσο μέχρι το νότιο τμήμα της Ρόδου

Σ' αυτήν την περιοχή παρατηρείται μια μεγάλη αντίθεση μεταξύ ενός ανώτερου περιθωρίου το οποίο αντιπροσωπεύεται από απότομες κατωφέρειες και ενός μάλλον ομαλού, κατώτερου περιθωρίου το οποίο "βλέπει" σε μια, όχι και τόσο ξεκάθαρη, καταβύθιση, την ανατολική τάφρο του Στράβωνα. Νότια των δύο νήσων (Κάσσο-Ρόδος), η κατωφέρεια είναι έντονα θραυσματοποιημένη από κυρίως Β-Ν ή Β30°Α κερατοειδείς δομές. Δύο συμπαγείς μάζες οι οποίες προέρχονται από το υπόβαθρο (με διευθύνσεις Β-Ν, νότια της Καρπάθου και ΒΑ-ΝΔ, νότια της Ρόδου) αναπτύχθηκαν κατά μήκος του μεσαίου τμήματος του περιθωρίου και από το Αν. Μειόκαινο, αποτέλεσαν ιζηματογενή φράγματα (Mascle et al., 1986).

Ένα κάλυμα με Πλειο-Τεταρτογενή πελαγικά ιζήματα βρέθηκε στις τοπογραφικά ψηλά περιοχές του περιθωρίου, νότια της Καρπάθου. Αντίθετα, η κατωφέρεια κοντά στην Ρόδο, χαρακτηρίζεται από ένα πιο παχύ κάλυμα ιζημάτων ίδιας ηλικίας. Αυτά τα ιζήματα, μαζί με

το υπόβαθρο, το οποίο αποτελείται από Προ-Νεογενή αλπικά πετρώματα έχουν μετατοπισθεί εξαιτίας κανονικών ρηγμάτων (Jongsma, 1977; Nesteroff et al., 1977; Leite, 1980).

Κοντά στην Κάσσο και στην Κάρπαθο, το περιθώριο διαταράσσεται από ρήγματα τα οποία θρυματίζουν τις προϋπάρχουσες Μειοκαινικές λεκάνες. Ο επικρατών Πλειο-Τεταρτογενής τεκτονισμός (που έχει σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό περιοχών υποβύθισης και ανύψωσης) άμεσα συσχετίζεται με ένα πιο ώριμο στάδιο σύγκλισης μεταξύ των λεκανών του Λεβαντινού και του Ελληνικού ορίου. Όπως και στην Κρήτη, το άκρο του περιθωρίου φαίνεται να θρυματίζεται από το βόρειο άκρο της Μεσόγειας Ράχης.

3.3. Το ηπειρωτικό περιθώριο με την τάφρο που βρίσκεται νοτιοανατολικά της Ρόδου

Το κύριο χαρακτηριστικό της περιοχής αυτής είναι η παρουσία μιας βαθιάς τάφρου, της τάφρου της Ρόδου, η οποία κείται στο ανατολικό άκρο της Ελληνικής Τάφρου.

α) Το ηπειρωτικό περιθώριο

Το ανώτερο ηπειρωτικό περιθώριο της Ρόδου χωρίζεται σε δύο τμήματα:

-στο βορειοανατολικό, όπου υπάρχει μια κατωφέρεια τμηματισμένη σε λεπτά μέρη με πυκνά ρήγματα που έχουν διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ.

-στο νοτιοδυτικό, όπου υπάρχει ένα σύγχρονο ιζηματογενές κάλυμα το οποίο καλύπτει μια πολύπλοκη βαθιά δομή.

Οι επιφανειακές παραμορφώσεις που παρατηρούνται σε αυτή την περιοχή, αποκαλύπτουν ανάλογους βαθείς μηχανισμούς, όπως είναι π.χ. ο καταθρυμματισμός της Μεσόγειας Ράχης στο περιθώριο της Ρόδου, ο οποίος σχετίζεται με βαθιές τεκτονικές κινήσεις.

β) Η τάφρος της Ρόδου

Αυτή είναι μια βαθιά τάφρος (4000 m), η οποία εκτείνεται μεταξύ της Ρόδου και της ΝΔ Τουρκίας και η οποία μπορεί να μελετηθεί μόνο με την βοήθεια παλαιότερων profiles που δείχνουν μια παχιά Πλειο-Τεταρτογενή ακολουθία (1 km), η οποία καλύπτει διαταραγμένες ακουστικές σειρές, με μια διεύθυνση Α-Δ και ΒΑ-ΝΔ.

Η τάφρος της Ρόδου αντιπροσωπεύει τα απομεινάρια μιας προηγούμενης (Άνωμειοκαινικής) τάφρου (η οποία μπορεί να συσχετιστεί με την τεκτονική εξέλιξη της νότιας Τουρκίας), η οποία παρέμεινε στη θέση της κατά την διάρκεια του Άν. Μειοκαίνου, όταν προοδευτικές αλλαγές θέσεων προς νότον συνέβησαν εξαιτίας της σύγκλισης των πλακών.

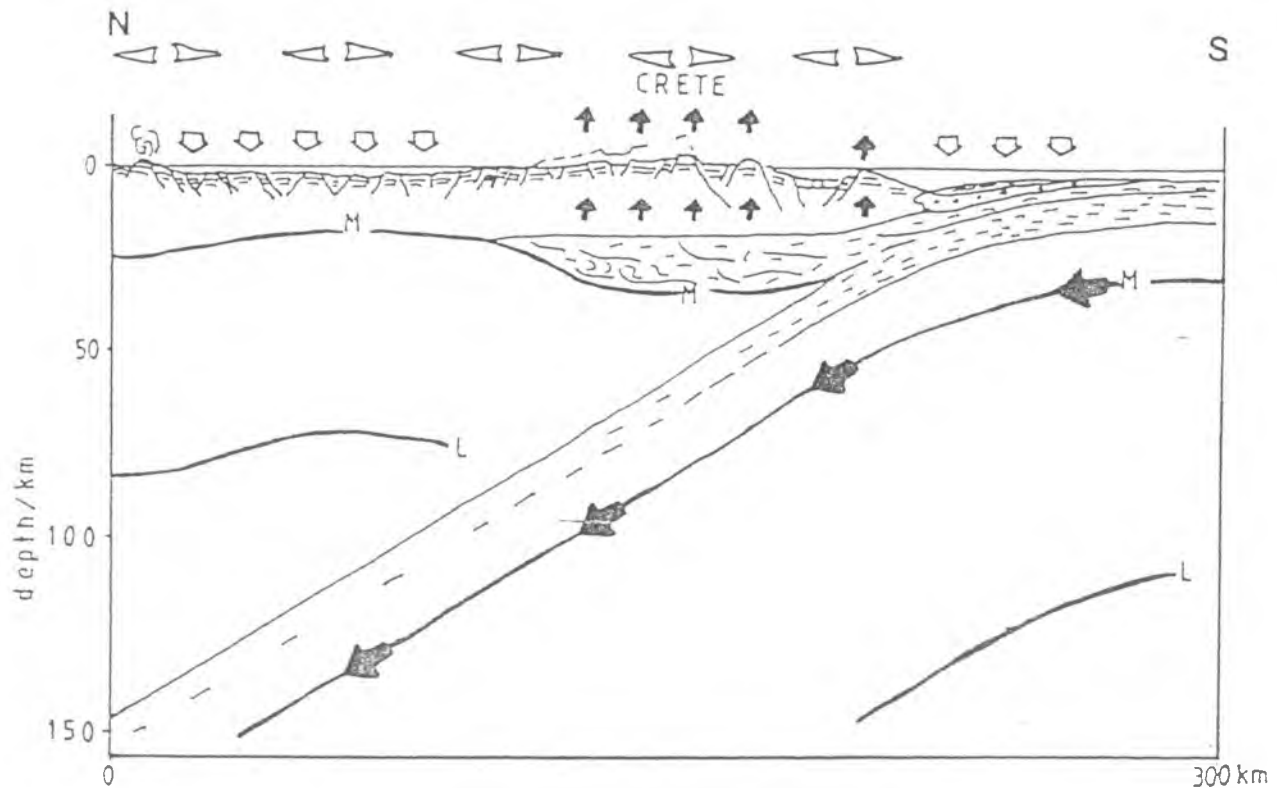
4. ΜΕΣΟΓΕΙΟΣ ΡΑΧΗ

Το παχύ ιζηματογενές κάλυμα της προς βορράν υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας έχει πολλές επιπτώσεις στην γεωδυναμική εξέλιξη της Ανατολικής Μεσογείου.

Το λεπτό ηπειρωτικό περιθώριο το οποίο υπάρχει ανάμεσα στις δύο πλάκες, την Αφρικανική και την Ευρασιατική, μπορεί να ερμηνευτεί σαν μια σφήνα φλοιού στην ζώνη παραμόρφωσης, η οποία βρίσκεται στο όριο σύγκλισης των δύο πλακών, η οποία οδηγεί στη δημιουργία ενός πρίσματος τεκτονισμένων ιζημάτων που συνεχώς αυξάνονται. Αυτό το πρίσμα αποτελεί την Μεσόγειο Ράχη (Σχ. 3).

Η Μεσόγειος Ράχη είναι ένα υποθαλάσσιο ύβωμα μήκους 1300 km, το οποίο κείται εξωτερικά του Ελληνικού νησιωτικού τόξου. Χαρακτηρίζεται από ομοκεντρικές τεκτονικές τάσεις, οι οποίες έχουν σαν αποτέλεσμα την παραμόρφωση των ιζημάτων της Ράχης, τα οποία υπόκεινται σε ενεργό τεκτονισμό συμπίεσης (Rabinowitz and Ryan, 1970).

Η Μεσόγειος Ράχη καλύπτεται από ένα λεπτό στρώμα καλά στρωματοποιημένων ιζημάτων τα οποία αποτελούνται από Πλειοκαινικές και Τεταρτογενής, πελαγικές έως ημιπελαγικές αποθέσεις (Leite and Mascle, 1982). Αυτά τα ιζήματα έχουν αποθεθεί πάνω σε μια ακολουθία η οποία αντιπροσωπεύει την κορυφή εβαποριτικών στρωμάτων του Μεσσηνίου. Τοπικά, υπάρχουν Τριτογενή



ΣΧ. 3 : Κάθετη τομή στην νότια περιοχή του Αιγαίου η οποία απεικονίζει την υποβύθιση της ωκεανικής ή λεπτής ηπειρωτικής Αφρικάνικης λιθόσφαιρας κάτω από τον εφελκυσζόμενο ηπειρωτικό φλοιό του Αιγαίου και τον σχηματισμό της Μεσόγειας Ράχης.

ή ακόμα και Μεσοζωικά στρώματα (Finetti, 1976).

Η εμφάνιση της Μεσογείου Ράχης χρονολογείται κατά το Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο, συγχρόνως με την έναρξη της νεοτεκτονικής εξέλιξης, περιμετρικά του Ελληνικού Τόξου. Είναι φανερό ότι η δομική εξέλιξη της Ράχης σχετίζεται άμεσα με την γεωδυναμική εξέλιξη της ζώνης σύγκλισης των δύο πλακών.

Οι Ryan et al., (1982) και Le Pichon et al., (1982B) υποστηρίζουν ότι η Μεσόγειος Ράχη προέρχεται από το ακτινωτό "ξύσιμο" του πάνω μέρους του ιζηματογενούς καλύματος (3-4 km Μεσοζωικά-Τριτογενή ιζήματα) της Αφρικανικής λιθосφαιρικής πλάκας από μια σφήνα λεπτού ηπειρωτικού φλοιού που προέρχεται από την εφελκυσζόμενη λιθосφαιρική πλάκα του Αιγαίου.

5. ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΠΕΡΙΘΩΡΙΟΥ

Σύμφωνα με τους Mascle et al., (1986), το σενάριο για την εξέλιξη του Ελληνικού περιθωρίου έχει ως εξής (Σχ.4):

1. Μέσο-Ανώτερο Μειόκαινο

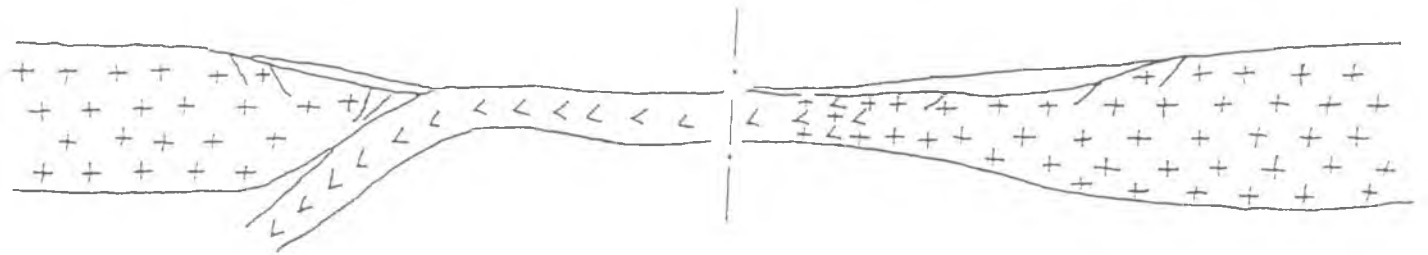
Αρχίζει η υποβύθιση (Σερραβάλλιο;). Μια ωκεανική λεκάνη η οποία βυθίζεται αναλωθισμένη μεταξύ της Ευρώπης και της Αφρικής αρχίζει να υποβυθίζεται μετά την ενεργοποίηση ενός παθητικού περιθωρίου. Η σχετική κίνηση μεταξύ Ευρώπης και Αφρικής είναι Β-Ν και μετωπική κατά μήκος του ορίου του κλάδου του Λεβαντινού και πλάγια κατά μήκος του Ιονίου κλάδου.

2. Ανώτερο Μειόκαινο

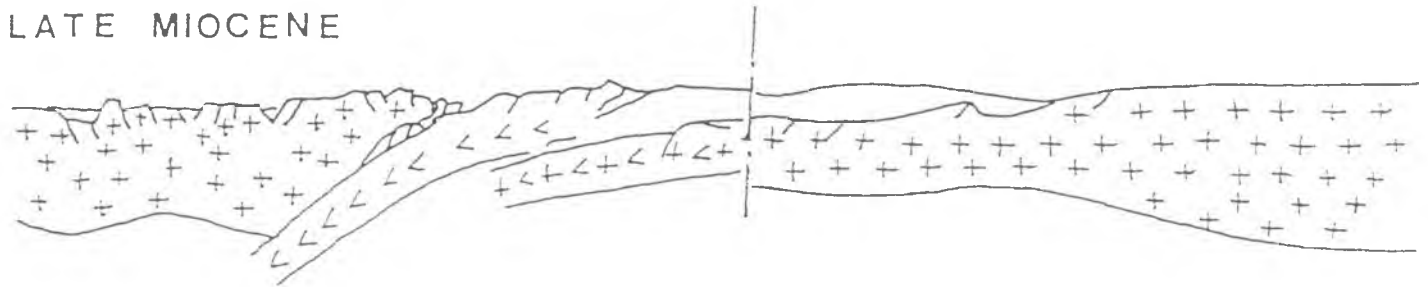
Εξαιτίας του εφελκυσμού του ηπειρωτικού φλοιού του Αιγαίου δημιουργείται άνοιγμα το οποίο προοδευτικά μεγαλώνει καθώς ακολουθεί τις κατά Β-Ν και ΒΒΑ-ΝΝΔ τάσεις.

3. Ανώτερο Μειόκαινο-Κατώτερο Πλειόκαινο

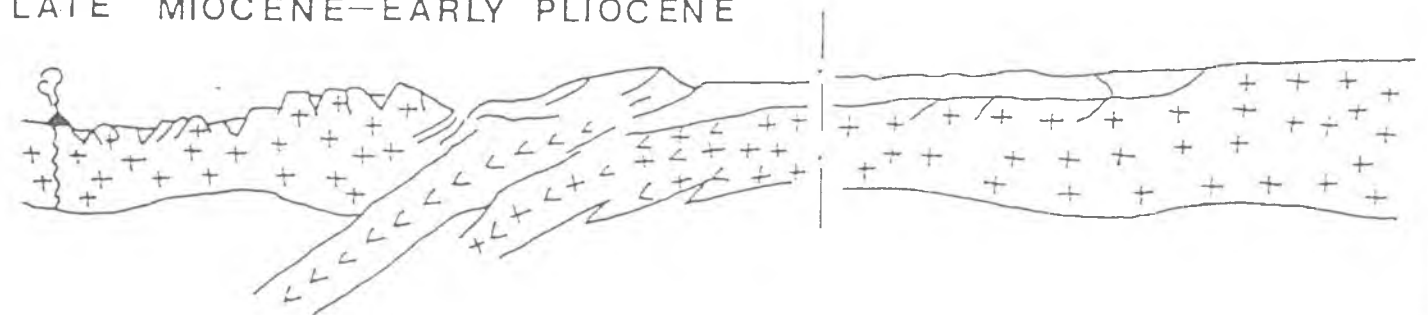
MIDDLE-UPPER MIOCENE



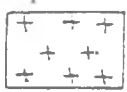
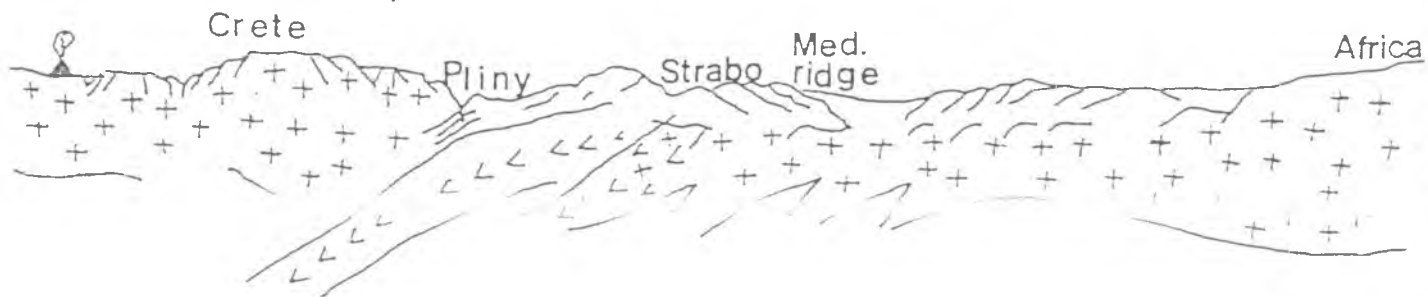
LATE MIOCENE



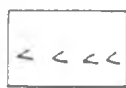
LATE MIOCENE-EARLY PLIOCENE



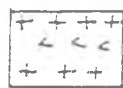
PLIO-QUATERNARY



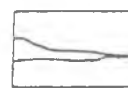
1



2



3



4



5

ΣΧ. 4 : Εξελικτικό μοντέλλο της Ελληνικής υποβύθισης απο το Ανώτερο Μειόκαινο (Mascle et al. 1986).

1. ηπειρωτικός φλοιός, 2. ωκεάνιος φλοιός, 3. ενδιάμεσος φλοιός, 4. ιζηματογενές κάλυμα, 5. ηφαιστεια στην περιοχή του Αιγαίου.

Η υποβύθιση της ωκεανικής λεκάνης στα όρια του κλάδου του Λεβαντινού επιβραδύνει. Η Μεσόγειος Ράχη με τα ελαφρώς συμπιεσμένα ιζήματα της, αρχίζει να επωθείται και να σπάζει το αρχικά ενεργό περιθώριο. Σαν αποτέλεσμα, ο φλοιός της λεκάνης του Λεβαντινού σπάει με αποτέλεσμα την ανύψωση προς νότον της περιοχής της τάφρου του Στράβωνα.

4. Πλειόκαινο-Τεταρτογενές

Καθώς προοδευτικά συνεχίζεται ο εφελκυσμός με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ της λεκάνης του Αιγαίου και καθώς επίσης η Μεσόγειος Ράχη κατατμηματίζει τον κλάδο του Λεβαντινού σε επιμέρους τάφρους, μια πλάγια προς τα αριστερά κίνηση δημιουργείται, κατά μήκος του νότιου περιθωρίου, με αποτέλεσμα η υποβύθιση να γίνεται κατά μήκος του παθητικού Ιονίου κλάδου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ANGELIER, J., LYBERIS, N., LE PICHON, X., BARRIER, E., & P., HUCHON, (1982). The tectonic development of the Hellenic Arc and the Sea of Crete. A synthesis. In: X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J. Mascle (Eds.), *Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. Tectonophysics*, 86, 159-196.
- AUBOUIN, J., BONNEAU, M., & J., DAVIDSON, J., (1976b). Contribution à la géologie de l'arc egeen: l'île de Karpathos. Bull.Soc. Geol. France, 7, XVIII, 385-401
- DEWEY, J.F. & A. M., SENGOR, (1979). Aegean and surrounding regions complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol.Soc.Am.Bull., 90, 84-92.
- FINETTI, I., (1976). Mediterranean Ridge. A young submerged chain associated with the Hellenic Arc. Bull.Geol.Teor.Appl., 19, 31-65.
- HUCHON, P., LYBERIS, N., ANGELIER, J., LE PICHON, X. & V., RENARD, (1982). Tectonics of the Hellenic Trench: a synthesis of geophysical and subsurface observations. *Tectonophysics*, 86, 69-112.
- JACKSON, J. & D.P. MCKENZIE, (1984a). Active tectonics of the Alpine Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys.J.R.Astron.Soc., 77, 185-264.
- JONGSMA, D., (1977). Bathymetry and shallow structure of the Pliny and Strabo trenches, south of the Hellenic Arc. Geol.Soc.Am.Bull., 88, 797-805.
- LEITE, O., (1980). La marge continentale sud-creteoise: Géologie et structure. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 145 pp.

- MCKENZIE, D.P., (1978a). Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geoph. J. R. Astron. Soc., 55, 217-254.
- NESTEROFF, W.D., LORT, J., ANGELIER, J., BONNEAU, M. & A. POISSON, (1977). Esquisse structurale en Méditerranée orientale au front de l'arc Egeen. In. B. Biju-Duval & L. Montadert, (Eds.), Int.Symp.Struct.Hist.Medit.Basins, Editions Technip (Paris), 241-256.
- PETERS, J.M. & W.H., HUSON, (1985). The Pliny and Strabo trenches (eastern Mediterranean): integration of seismic reflection data and Seabeam bathymetric maps. Mar.Geol., 64, 1-17.
- RABINOWITZ, P.D. & W.B.F., RYAN, (1970). Gravity anomalies and crustal shortening in the eastern Mediterranean. Tectonophysics, 10, 585-608.
- ROTSTEIN, V., (1984). Counterclockwise rotation of the Anatolian block. Tectonophysics, 108, 71-91.
- WILSON, R.L., HALL, K.J. et al. (1973) Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Govt. Print. Office (Washington D.C), 1447p.
- RYAN, W.B.F., KASTENS, K.A. & M.B. CITA, (1982). Geological evidence concerning compressional tectonics in the eastern Mediterranean. In. X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J. Mascle, (Eds.), Geodynamics of the Hellenic Trench. Tectonophysics, 86, 213-242.

- LEITE, O. & J., MASCLE, (1982). Geological structures on the south Cretan continental margin and hellenic trench (eastern Mediterranean). Mar.Geol., 49, 199-223.
- LE PICHON, X. & J., ANGELIER, (1979). The Hellenic Arc and Trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60, 1-42.
- LE PICHON, X. & J., ANGELIER, (1981). The Aegean Sea, Phil.Trans.R.Soc.London, 300, 357-372.
- LE PICHON, X., LYBERIS, N., ANGELIER, J. & V., RENARD (1982a). Strain distribution over the east Mediterranean ridge; a synthesis incorporating new sea-beam data. In: X. Le Pichon, S.S. Augustithis & J. Mascle (Eds.), Geodynamics of the Hellenic Arc and Trench. Tectonophysics, 86, 243-274.
- LE PICHON, X., ANGELIER, J., AUBOUIN, J., LYBERIS, N., MONTI, S., RENARD, V., GOT, H., HSU, K., MART, Y., MASCLE, J., MATHWES, P., MITROPOULOS, D., TSOFLIAS, P. & G. CHRONIS, (1979a). From subduction to transform motion: a sea-beam survey of the Hellenic Trench System. Earth Planet.Sci.Lett., 44, 441-450.
- MASCLE, J., LE CLEAC'H, A., BOULEGUE, J., ALOISI, J.C, MURAT, A. & GLACON, G., (1982b). Resultats preliminaires de la campagne Strabon 82. Abstr. XXVIIIeme Congres-Assemblee Pleniere, Cannes, 1982.
- MASCLE, J., LE CLEAC'H, A. & D. JONGSMA, (1986). The Eastern Hellenic margin from Crete to Rhodes: example of progressive collision. Mar.Geol., 73, 145-168.
- MCKENZIE, D.P., (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. Geoph. J.R.Astron.Soc., 30, 109-185.