

Πρακτικά		3ου Συνεδρίου		Μάιος 1986	
Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.		Αθήνα	
	XX	101-120			1988
Bull. Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.		Athens	

Η ΕΝΔΙΑΜΕΣΗ ΤΕΚΤΟΝΟΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗ ΖΩΝΗ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ *

Δ. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ**

ΣΥΝΟΨΗ

Εξετάζεται η ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη των Ελληνίδων από άποψη δομής και γεωτεκτονικής εξέλιξης. Περιγράφονται οι κυριότερες τεκτονικές ενότητες και διαχωρίζονται ανάμεσα σε ηπειρωτικές και σε ωκεανικές πλάκες. Διαπιστώνεται μία νεότερη ηλικία τεκτονισμού τους στη βάση (Ανώτερο Ηώκαινο) και αρχαιότερη στην οροφή (Παλαιοκρητιδικό). Η εξέλιξη της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης περιλαμβάνει δύο ζώνες σύγκλισης πλακών, μιας που λειτούργησε στο Ανωϊουρασικό-Παλαιοκρητιδικό με σύνθλιψη των οφιολίθων του ωκεανού του Αξιού ανάμεσα στην Σερβομακεδονική και την Πελαγονική, που έδωσε τις Εσωτερικές Ελληνίδες και άλλης που λειτούργησε στο Ανωκρητιδικό-Ηώκαινο που αφού έδωσε τους κυανοσχιστόλιθους από την υποβύθιση ιζημάτων και οφιολίθων του ωκεανού Πίνδου-Κυκλάδων κάτω από την Πελαγονική, έκλεισε με σύγκρουση της Πελαγονικής και της Λυδοκαρικής στο Ηώκαινο δίνοντας τις Εξωτερικές Ελληνίδες. Από το Μειόκαινο οι προηγούμενες παλαιογεωγραφικές μονάδες συμπαγοποιήθηκαν σε ένα ενιαίο σύνολο.

ABSTRACT

The structure and geotectonic evolution of the medial tectonometamorphic belt is described. The main tectonic units are classified to parts of continental plates and of oceanic plates. A younger age of tectonism (Late Eocene) is detected at the base than at the top (Early Cretaceous) of the belt. The tectonic evolution of the belt includes two convergent zones of plate movement, one during Late Jurassic-Early Cretaceous between the Serbomacedonian and the Pelagonian microcontinents with obduction of the Axios oceanic lithosphere onto the Pelagonian giving rise to the Internal Hellenides and another during Late Cretaceous-Eocene that included a subduction zone with blueschists generation and a subsequent collision of the microcontinents of the Pelagonian and the Lydo-Karian (Menderes), giving rise to the External Hellenides. Since Miocene times the previous paleogeographic-geotectonic units were consolidated to an unique structure.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Από το τέλος του περασμένου αιώνα τα κρυσταλλικά πετρώματα της Ελλάδας ταξινομήθηκαν σε ορισμένες κρυσταλλοπαγείς μάζες που εθεωρούντο γενικά σαν προαλπικές (PHILIPPSON, 1898, 1901, KTENAS, 1923, RENZ, 1940, TRIKKALINOS 1954 κ.ά.). Η γενικότερη διάταξη των κρυσταλλοπαγών μαζών μέσα στη δομή του αλπικού τόξου των Ελληνίδων οδήγησε στη διάκριση τριών γεωτεκτονικών ενοτήτων που με κριτήριο την αλπική

* D.J. PAPANIKOLAOU. The medial tectonometamorphic belt of the Hellenides.

** Γεωλογικό τμήμα, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Πανεπιστημιούπολη Ζωγράφου, 157 04 Αθήνα.
Φηφιάκη Βιβλιοθήκη Θεοφράστους, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

γεωτεκτονική πόλωση χαρακτηρίστηκαν σαν εξωτερική, ενδιάμεση και εσωτερική αλυσίδα κρυσταλλοσχιστωδών μαζών (BRUNN, 1956).

Η γενίκευση της διάκρισης γεωτεκτονικών ζωνών, με βάση τις ισοπικές ζώνες και με αποδοχή του κυλινδρισμού, οδήγησε τον AUBOUIN (1959, 1965) στο χαρακτηρισμό της ενδιάμεσης αλυσίδας των κρυσταλλοσχιστωδών μαζών σαν "Πελαγονική ζώνη", δίνοντας της την έννοια ενός ηβώματος για τον αλπικό κύκλο.

Σύντομα αποδείχθηκε ότι η Πελαγονική που εθεωρείτο σαν μία ισοπική-γεωτεκτονική ζώνη περιείχε μεταμορφωμένα πετρώματα του Μεσοζωϊκού και ακόμη και του Καινοζωϊκού, τα οποία δεν είχαν καμία σχέση με τα θεωρούμενα σαν Μεσοζωϊκά ιζήματα του πελαγονικού ηβώματος δημιουργώντας έτσι πρόβλημα ορολογίας (CELET & FERRIERE, 1978, PAPANIKOLAOU, 1981). Γενικά στο χώρο της πρώην ενδιάμεσης αλυσίδας μαζών, που για ελάχιστα χρόνια ονομάστηκε Πελαγονική ζώνη, αποδείχτηκε στη δεκαετία του 1970 κυρίως, ότι έχουμε πολλές γεωτεκτονικές ενότητες που ανήκουν σε διαφορετικούς παλαιογεωγραφικούς χώρους με διαφορετική ηλικία τεκτονισμού και διαφορετικά γεωδυναμικά χαρακτηριστικά βάθους. Οι περισσότερες από τις γεωτεκτονικές ενότητες απεδείχθη, είτε βάσει στρωματογραφικών στοιχείων είτε βάσει ραδιοχρονολογικών στοιχείων, ότι είναι αλπικές με αποτέλεσμα την πρόταση της έννοιας των Μεταμορφωμένων Ελληνίδων (PAPANIKOLAOU, 1980a, 1986a).

Η σημερινή εικόνα των πρώην προαλπικών κρυσταλλοσχιστωδών μαζών της Πελαγονικής s.l. έχει συγκεκριμενοποιηθεί σε μεγάλο πλέον βαθμό και παρά τις αναμενόμενες συμπληρώσεις και νέες υποδιαιρέσεις, κυρίως στον λιγότερο γνωστό χώρο της Ανατολικής Θεσσαλίας - Δυτικής Μακεδονίας, είναι βέβαιο ότι περιλαμβάνει έναν σημαντικό αριθμό ανεξάρτητων γεωτεκτονικών ενοτήτων που όλες έχουν αλπική δομή ενώ στην πλειοψηφία τους είναι και αλπικής ηλικίας σαν ιζηματογένεση, ενώ ξεχωριστή θέση και σημασία για τη γεωδυναμική εξέλιξη έχουν οι κυανοσχιστόλιθοι (BLAKE et al., 1981). Η σημερινή σύνδεση και ένταξη των ενοτήτων αυτών σε μία ενιαία ενότητα μεγαλύτερης κλίμακας είναι το αποτέλεσμα της αλπικής τεκτονικής βάθους που συνοδεύεται από φαινόμενα μεταμόρφωσης. Έτσι, ο χαρακτηρισμός τεκτονομεταμορφική ζώνη (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986b) δίνει τη διάσταση της τεκτονικής βάθους.

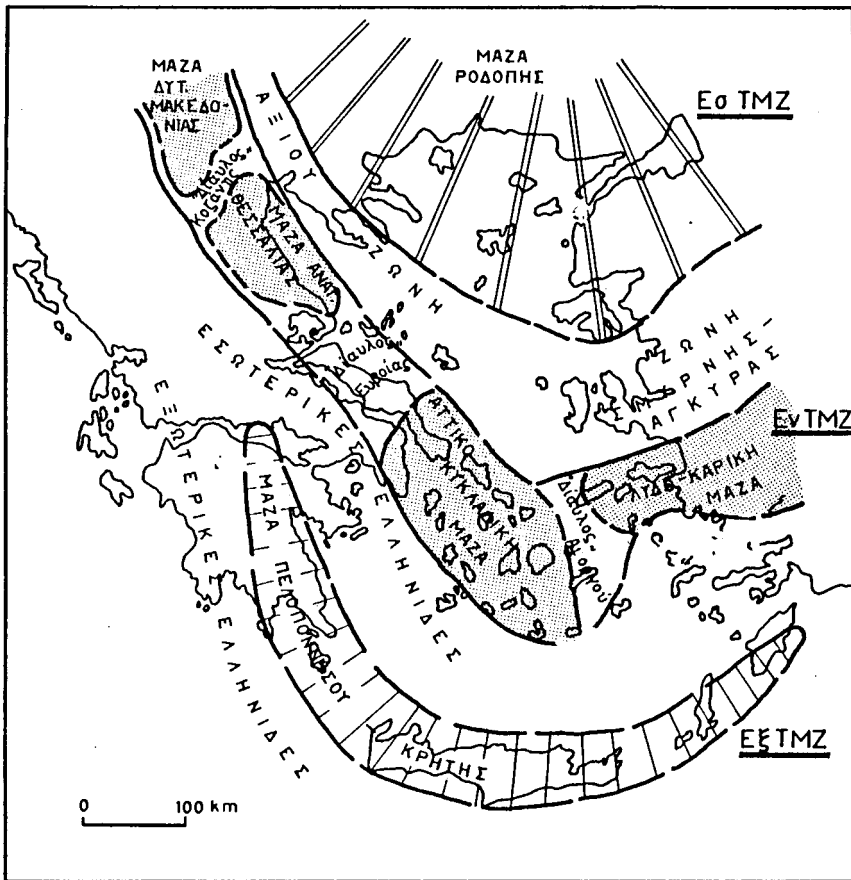
Η σημερινή εικόνα των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της Ελλάδας περιγράφεται από τρεις αλπικές τεκτονομεταμορφικές ζώνες (PAPANIKOLAOU, 1984) (Σχ. 1):

(i) Εξωτερική τεκτονομεταμορφική ζώνη Πελοποννήσου-Κρήτης που περιλαμβάνει τις πρώην μάζες Πελοποννήσου και Κρήτης και αποτελείται κυρίως από τις αλπικές ενότητες Μάνης (Plattenkalk) και Άρνας (φυλλιτών-χαλαζιτών).

(ii) Ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη ή και πελαγονική (s.l.) που περιλαμβάνει τις πρώην μάζες Δυτικής Μακεδονίας, Ανατολικής Θεσσαλίας, Αττικοκυκλαδική, Λυδοκαρική και αποτελείται από πλήθος αλπικών και προαλπικών τεκτονικών ενοτήτων.

(iii) Εσωτερική ζώνη της Ροδόπης (s.l.) που περιλαμβάνει τις μάζες Σερβομακεδονική και Ροδόπη και αποτελείται από τις ενότητες Περιροδοπική, Βερτίσκο, Κερδύλλια, Παγγαίο και Σιδηρόνερο.

Η πλέον πολύπλοκη τεκτονομεταμορφική ζώνη είναι η ενδιάμεση, η οποία και αποτελεί τη ραχοκοκκαλιά του Ελληνικού τόξου. Η γενική της διεύθυνση ταυτίζεται με την αλπική



Σχ. 1. Η ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη (Ev TMZ) και οι υποδιαίρεσεις της σε 'μάζες' και 'διαύλους' κατά BRUNN (1956).

γεωτεκτονική ζώνωση, ενώ η ύπαρξη κατά μήκος των νότιων παρυφών της του σημερινού ενεργού ηφαιστειακού τόξου υποδηλώνει την κυρίαρχη σημασία της και στη σημερινή γεωδυναμική.

Γενικά, από την μέχρι προ δεκαετίας θεώρηση των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης (ETMZ) σαν απαραμόρφωτων ή ελάχιστα παραμορφωμένων, με ρηγματογόνο τεκτονισμό, περιοχών, φθάνουμε έως τη σημερινή γνώση του ότι η αποκλειστική (για τα αλπικά) έως κύρια (για τα προαλπικά) παραμόρφωση είναι του τέλους του Μεσοζωϊκού και του Καινοζωϊκού με τελευταία σημαντική παραμόρφωση μέχρι και το Μειόκαινο. Ένας τεράστιος χώρος δηλαδή της Ελληνικής λιθόσφαιρας, που εθεωρείτο ανενεργός, αποδεικνύεται ότι έχει αποτυπώσει μέσα του την κύρια αλπική παραμόρφωση από την ορογενετική διαδικασία που προέκυψε από τη σύγκλιση των τριγωνικών στο χώρο της Τηθύος.

Στόχος της ανακοίνωσης αυτής είναι η περιγραφή της δομής και της πιθανής εξέλιξης της ETMZ στα πλαίσια της τεκτονικής των πλακών στο χώρο της Τηθύος, σύμφωνα με τις σύγχρονες σκέψεις, προσαρμόζοντας όλα τα διαθέσιμα νέα στοιχεία τόσο από τον Ελλαδικό χώρο, όσο και από την συνέχεια της ζώνης προς βορράν στη Νότια Γιουγκοσλαβία και προς ΑΒΑ στη Δυτική Μικρασία, όπου είχα την ευκαιρία να εργασθώ σε συνεργασία με ειδικούς ερευνητές των γειτονικών αυτών χωρών στα πλαίσια του IGCP Project No 5.

2. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΝΔΙΑΜΕΣΗΣ ΤΕΚΤΟΝΟΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ

Η συστηματική έρευνα των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης (ETMZ) των Ελληνίδων που άρχισε την δεκαετία του 1970 σε διάφορες περιοχές απέδειξε ότι το "αδιαίρετο κρυσταλλοσχιστώδες" στην πραγματικότητα περιλαμβάνει αρκετές τεκτονικές ενότητες που κάθε μία έχει την δική της ξεχωριστή στρωματογραφική στήλη, τεκτονική θέση και γεωδυναμικά χαρακτηριστικά (τύπος, βαθμός και εξέλιξη παραμόρφωσης, αριθμός, χαρακτήρας και εξέλιξη παραμορφωτικών φάσεων). Διάκριση και περιγραφή τεκτονικών ενότητων έκαναν διάφοροι συγγραφείς κατά περιοχές (DURR et al., 1978, PAPANIKOLAOU, 1978a, b, 1979a, b, 1980b, KATSIKATSOS 1979, KATSIKATSOS et al., 1981, FERRIERE, 1982, MOUNTRAKIS, 1982, 1984, JACOBSSHAGEN and WALLBRECHER, 1984, VERGELY, 1984, και άλλοι) ενώ συνολική περιγραφή των ενότητων της ETMZ έδωσε ο PAPANIKOLAOU (1980c, 1984, 1986a, b).

Εκτός από τα δεδομένα του ελλαδικού χώρου είναι χρήσιμη και η περιγραφή των νεότερων στοιχείων από τη Νότια Γιουγκοσλαβία και ιδιαίτερα από τη γεωλογική συσχέτιση που έγινε από τους PAPANIKOLAOU and STOJANOV (1983) καθώς και από την Δυτική Μικρασία που έγινε από τους PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI (1986).

Η πρώτη δυσκολία στην ενιαία περιγραφή των τεκτονικών ενότητων της ETMZ είναι ότι δεν υπάρχει καμία ενότητα που να μπορεί να παρακολουθηθεί σε όλο το μήκος της ζώνης από τη Νότια Γιουγκοσλαβία ως τον Μαϊάνδρο (Menderes). Ταυτόχρονα η ETMZ έχει ένα πλάτος εμφάνισης μερικών δεκάδων χιλιομέτρων κάθετα προς την γενική της διεύθυνση που δεν χαρακτηρίζεται από ίδια δομή. Δηλαδή άλλη δομή παρατηρείται στις βόρειες παρυφές

της ETMZ ζώνης προς την εσωτερικότερη σύνθετη ζώνη Αξίου και άλλη στις νότιες παρυφές της προς την πλευρά των εξωτερικών Ελληνίδων. Έτσι δεν είναι δυνατόν να γίνει σωστή περιγραφή της δομής με μερικές τομές αλλά μόνο με σύνθεση των επί μέρους γεωλογικών συνθηκών σε ένα ενιαίο στερεογραφικό σχήμα, όπως αυτό επιχειρείται στο Σχ. 2.

Η στερεογραφική απεικόνιση της δομής της ETMZ στο Σχ. 2 δείχνει ότι η περιοχή της πρώην Αττικοκυκλαδικής αποτελεί το συνδυαστικό κρίκο ανάμεσα στη δομή των πρώην μαζών Δυτικής Μακεδονίας και Ανατολικής Θεσσαλίας με τη δομή της πρώην Λυδοκαρικής μάζας που, παρά την μέχρι τώρα επικρατούσα άποψη για ομόλογη γεωτεκτονική θέση, αποτελούν τελείως διαφορετικές γεωτεκτονικές μονάδες, μέσα στην ETMZ.

Η περιγραφή θα γίνει σε τρεις περιοχές: (1) την Κεντρική περιοχή των Κυκλάδων, (2) την ανατολική περιοχή Σάμου-Αμοργού-Μαϊνάνδρου και (3) την βόρεια περιοχή Αττικής-Ν. Εύβοιας και Ανατολικής Θεσσαλίας-Δυτικής Μακεδονίας.

(1) Κεντρική περιοχή

Στο χώρο των Κυκλάδων που καταλαμβάνει το τμήμα της μέγιστης κάμψης σε περίπου ορθή γωνία της ETMZ με αλλαγή γεωτεκτονικής διεύθυνσης από ΒΔ-ΝΑ σε ΒΑ-ΝΔ παρατηρούνται κυρίως οι δύο ενότητες των κυανοσχιστολίθων που κυρίως λόγω διαφορετικής λιθοστρωματογραφίας έχουν διακριθεί σε Βόρειες Κυκλάδες, όπου επικρατούν οι πελαγικοί ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί και σε Νότιες Κυκλάδες, όπου επικρατούν ανθρακικοί ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί με εμφανίσεις μεταβωξιτών λόγω αναδύσεων κατά την ιζηματογένεση σε ρηχή ανθρακική τράπεζα (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986a). Με βάση τη δομή της Νότιας Σύρου (BONNEAU et al., 1980, RIDLEY, 1984) φαίνεται πιθανό ότι η ενότητα των Νότιων Κυκλάδων είναι, τουλάχιστον μερικά, τεκτονικά επικείμενη της ενότητας των Βόρειων Κυκλάδων. Στην περιοχή των νησιών Πάρου και Αντιπάρου παρατηρείται το μικρού πάχους, σήμερα τεκτονικό κάλυμμα του Δρυού που περιλαμβάνει μικρού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα, εν μέρει Περμικής ηλικίας (PAPANIKOLAΟΥ, 1980, 1986a, b).

Τέλος, η ανώτερη τεκτονική ενότητα στο χώρο των Κυκλάδων είναι η Κυκλαδική μη μεταμορφωμένη ενότητα που εμφανίζεται στα νησιά Πάρο, Νάξο, Μύκονο και Μικρές Κυκλάδες (Σχοινούσα, Κουφονήσια, Μακάρες κλπ.). Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της Κυκλαδικής είναι η ύπαρξη του καλύμματος των οφιολίθων και της Ανωκρητιδικής επικλίσης στην Πάρο (PAPANIKOLAΟΥ, 1980b) που δείχνει ότι εντάσσεται στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας με κυρίαρχο γεγονός την παλαιοαλπική ορογένεση του Ανώϊουρασιακού-Παλαιοκρητιδικού.

Ένα άλλο ιδιαίτερα σημαντικό στοιχείο είναι η ύπαρξη κάτω από την ενότητα των Νότιων Κυκλάδων γενουσίων, γρανιτών, αμφιβολιτών και άλλων πετρωμάτων μέτριου έως υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης που αντιστοιχούν σε πετρώματα ηπειρωτικού-φλοιού. Τέτοιες εμφανίσεις υπάρχουν κυρίως στην Ιο, όπου καταλαμβάνουν τα 3/4 της έκτασης του νησιού αλλά και στην Πάρο, Νάξο, Μύκονο. Ιδιαίτερα στην Πάρο είναι χαρακτηριστική η δυσαρμονία της δομής ανάμεσα στους υποκείμενους δόμους των γρανιτογενεσίων και στις πολλαπλά πτυχωμένες ισοκλινείς δομές των υπερκείμενων μαρμάρων και σχιστολίθων της ενότητας Μαράθι (Νότιες Κυκλάδες, PAPANIKOLAΟΥ, 1980b, Fig. 13). Η πιθανή προαλπική ηλικία

των πετρωμάτων αυτών ενός ηπειρωτικού φλοιού επιβεβαιώνεται από τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα (KREUZER et al., 1978, VAN DER MAAR and JANSEN, 1983).

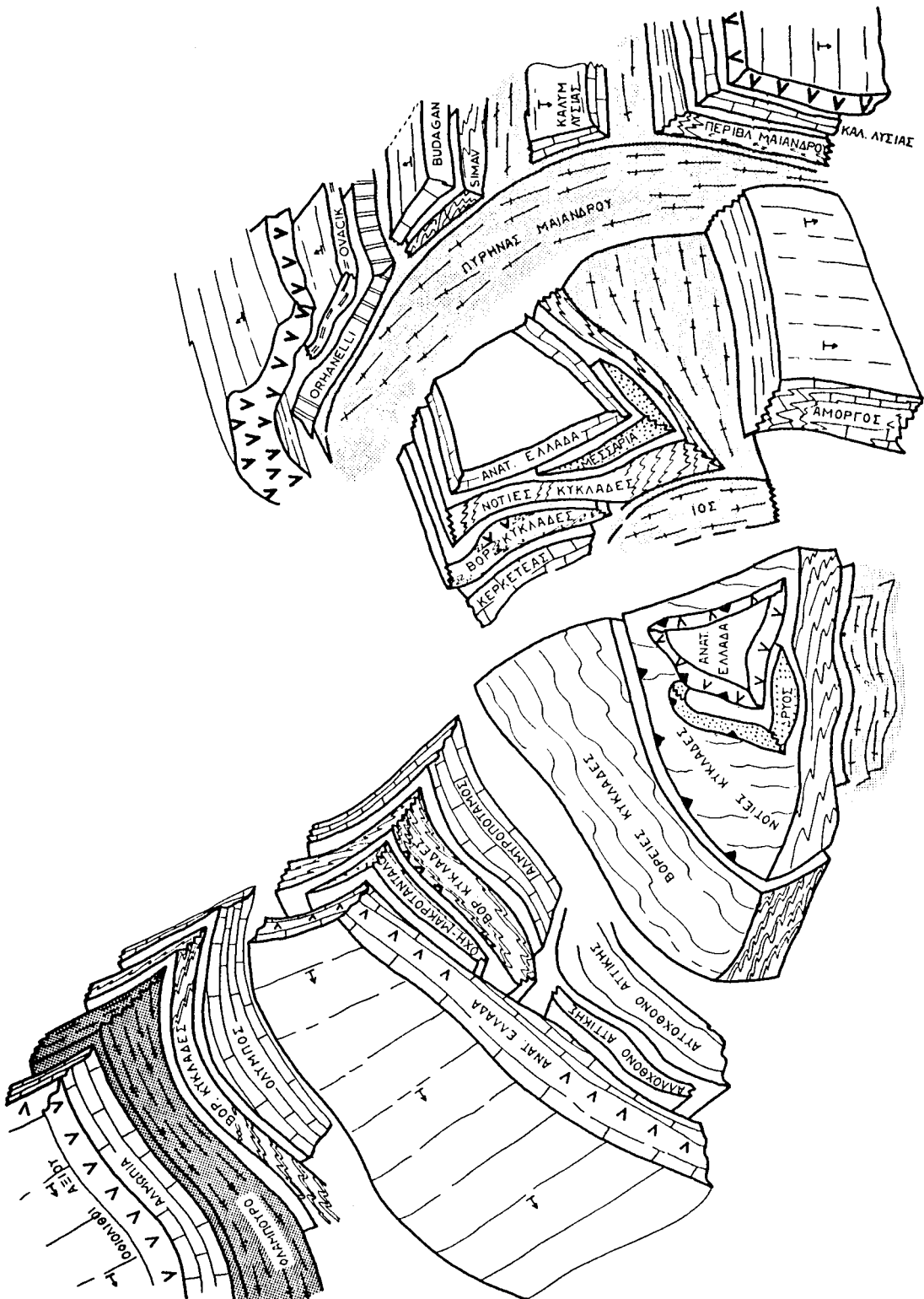
Πάνω από τις Βόρειες Κυκλάδες παρατηρείται η ενότητα Μακροτάνταλου, εν μέρει περμικής ηλικίας κυρίως στην Βόρεια Άνδρο (PAPANIKOLAOU, 1978a, 1986a, b) που διαχωρίζεται τεκτονικά από την υποκείμενη ενότητα με μία ζωνη από οφιολιθικά πετρώματα που τα βρίσκουμε σε ράκη και στην ανατολική Άνδρο, τη Βόρεια Τήνο, την Νότια Τήνο, την Σύρο και σε άλλες μικρότερες εμφανίσεις όπως π.χ. στην ΝΔ Κύθνο, ενώ σημαντικές εμφανίσεις έχουμε και βορειότερα στη Νότια Εύβοια.

Συμπερασματικά, στην κεντρική περιοχή του Έφου της ETMZ έχουμε: (i) ένα πιθανό προαλπικό υπόβαθρο στη βάση, (ii) ένα σύνολο από κυανοσχιστολιθικά πετρώματα (ηλικία HP/LT μεταμόρφωσης γενικά ηωκαινική, ALTHERR et al., 1979) εν μέρει με πρασινοσχιστολιθική ανάδρομη μεταμόρφωση (ηλικίας γενικά μειοκαινικής, ALTHERR et al., 1982) στο οποίο υπάρχει ποικιλία παλαιογεωγραφικών χώρων και σημαντική παρουσία οφιολιθικών πετρωμάτων στην οροφή, (iii) ένα παλαιοτεκτονισμένο επιφανειακό σύνολο μη μεταμορφωμένων πετρωμάτων που έχει και οφιολίθους τεκτονικά τοποθετημένους πριν το Ανωκρητιδικό.

(2) Ανατολική περιοχή

Στο ανατολικό τμήμα της ETMZ κυριαρχεί στην περιοχή του Μαϊάνδρου ένας πυρήνας από γρανιτογενέσιους με ραδιοχρονολογικά δεδομένα προαλπικής μεταμόρφωσης ('παναφρικανική' ορογένεση, SENEGOR et al., 1984). Κατά μήκος του νότιου περιθωρίου του πυρήνα των γρανιτογενέσεων του Μαϊάνδρου εμφανίζεται με μάλλον κανονική επαφή το αποδεδειγμένης από απολιθώματα ανωπαλαιοζωϊκής-μεσοζωϊκής-κάτω καινοζωϊκής ηλικίας ιζηματογενές περιβλήμα. Η στρωματογραφική στήλη του περιβλήματος του Μαϊάνδρου (DEMIRTASLI et al., 1983) δείχνει εξαιρετικές ομοιότητες με τις ενότητες της Μάνης και της Αμοργού. Από άποψη παραμορφωτικών φάσεων, μεταμόρφωσης και τεκτονικής θέσης, ο συσχετισμός γίνεται κυρίως με την ενότητα της Αμοργού η οποία εμφανίζεται και στα νησιά Κέρο και Λεβίθα (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986). Η ανεύρεση ρουδιτών στα υποκείμενα των μεταβατικών προς το φλύσχη στρώματα από τον DURR (1975), η ύπαρξη των πολύχρωμων πελαγικών μαρμάρων ηωκαινικής ηλικίας στην οροφή και η ύπαρξη της χαρακτηριστικής φάσης πλακωδών πελαγικών ασβεστολίθων με siliceous (φάση Βίγλας) σε χαμηλότερα στρώματα, αποτελούν χαρακτηριστικούς σχηματισμούς για τη γεωλογική συσχέτιση (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986). Τα μολασσικά ιζήματα του Ανώτερου Ολιγόκαινου-Μειόκαινου της λεκάνης του Tavas-Kale που έχουν αποθεθεί ασύμφωνα στο νότιο περιθώριο της μάζας του Μαϊάνδρου, χρονολογούν το τέλος της τεκτογένεσης στην περιοχή.

Αντίθετα προς την μάλλον κανονική σχέση του ανθρακικού περιβλήματος με τον γρανιτογενεσιακό πυρήνα του Μαϊάνδρου που παρατηρείται στο νότιο περιθώριο οι ενότητες μαρμάρων-σχιστολίθων και συνοδών πετρωμάτων που απαντούν στο βόρειο περιθώριο του Μαϊάνδρου βρίσκονται τεκτονικά πάνω στους γρανιτογενέσιους με πλήρη τεκτονική δυσαρμονία, όπως π.χ. το τεκτονικό κάλυμμα της ενότητας Simav (KONAK, 1982) που μοιάζει με την περίπτωση της ενότητας Μαράθι πάνω στους γρανιτογενέσιους στην Πάρο.



Σχ. 2. Σχηματικό στερεογραφικό διάγραμμα της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων.

Ας σημειωθεί ότι πάνω από την ενότητα Siman, όπως και απ' ευθείας πάνω στον γρανιτογενευσιακό πυρήνα ή πάνω στο περίβλημα του Μαϊανδρου παρατηρούνται ράκη των τεκτονικών καλυμμάτων της Λυσίας που εμφα ιζονται σήμερα να βυθίζονται προς Νότο αφού πέρασαν πάνω από την μάζα του Μαϊανδρου με βόρεια προέλευση (RICOU et al., 1975, BRUNN et al., 1976, GUTNIC et al., 1979).

Η δομή του ανατολικού τμήματος συμπληρώνεται από την ύπαρξη δύο ενότητων με κυανοσχιστολίθους που έχουν λεπιωθεί με οφιολιθικά πετρώματα και που υπόκεινται μεγάλων εμφανίσεων οφιολίθων κατά μήκος του βόρειου περιθώριου του Μαϊανδρου. Η κυριότερη ενότητα των κυανοσχιστολίθων, με τυπικές παραγενέσεις, είναι η ενότητα Orhanelli που έχει ανωκρητιδική ηλικία μεταμόρφωσης (65-82 Ma) (OKAY, 1984) και που μοιάζει από λιθοστρωματογραφική άποψη με την ενότητα των Βόρειων Κυκλάδων (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986). Η άλλη ενότητα ονομάζεται Onacik, υπέρκειται της ενότητας Orhanelli και χαρακτηρίζεται από μικρό βαθμό μεταμόρφωσης κυανοσχιστολιθικού τύπου (OKAY, 1984). Το σπουδαιότερο όμως στοιχείο της ενότητας Onacik είναι ότι αποτελείται από ραδιολαρίτες, σπιλίτες και πελαγικούς ασβεστόλιθους με χρονολογημένο το Κενομάνιο (OKAY, 1984) ενώ η όλη λιθοσφική εικόνα δείχνει καταπληκτικές ομοιότητες με τμήματα της ενότητας Πίνδου στην Ελλάδα (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986). Τα ασύμφωνα ιζήματα του Παλαιόκαινου-Ηώκαινου χρονολογούν, τουλάχιστον τοπικά, την τεκτογένεση και μεταμόρφωση των κυανοσχιστολίθων (OKAY, 1984).

Μία περιοχή κλειδί για τους συσχετισμούς είναι η περιοχή Kusandasi, όπου δυστυχώς δεν έχουν γίνει λεπτομερείς έρευνες έως σήμερα. Κατά την αναγνώριση πάντως που έγινε στα πλαίσια του IGCP No 5 το Σεπτέμβρη του 1985 διαπιστώθηκε η ύπαρξη της συνέχειας των ενότητων της Σάμου (PAPANIKOLAOU, 1979b), Αμπέλου (Βόρειες Κυκλάδες) και Βουρλιωτών (Νότιες Κυκλάδες) στην περιοχή μεταξύ της Εφέσσου και του Kusandasi ενώ είναι πιθανή και η ύπαρξη της συνέχειας της σχετικά αυτόχθονης ενότητας του Κερκετέα (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986). Είναι ενδιαφέρον ότι στη Δυτική Σάμο και στους Φούρνους εμφανίζεται η σχετικά αυτόχθονη ενότητα του Κερκετέα που περιλαμβάνει μικρού βαθμού μεταμόρφωσης νηριτικά μάρμαρα. Η κατώτερη αυτή ενότητα πιθανόν να αντιπροσωπεύει το ιζηματογενές περίβλημα του βόρειου περιθώριου του γνευσιογρανιτικού πυρήνα του Μαϊανδρου. Σ' αυτό συνηγορεί η τεκτονική θέση, ο μικρός βαθμός μεταμόρφωσης και παραμόρφωσης και το γεγονός ότι ο φλόσχης της πρέπει να αρχίζει κάπου στο Ηώκαινο όπως στην ομόλογη της περίπτωση της ενότητας Αλμυροπόταμου δυτικότερα.

Εξ άλλου είναι ενδιαφέρον ότι όπως στις Κεντρικές Κυκλάδες έχουμε την ανώτερη ενότητα Δρουού από μικρού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα, έτσι και εδώ έχουμε μια όμοια ενότητα που εμφανίζεται στην Ικαρία, την ενότητα Μεσσαριάς (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1978b).

Τέλος εξαιρετική σημασία έχουν και τα μικρά ράκη της Κυκλαδικής μη μεταμορφωμένης ενότητας που εμφανίζονται σε Ικαρία (Ενότητα Κεφάλας, ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1978b) Δυτική Σάμο (Ενότητα Καλλιθέας, PAPANIKOLAOU, 1979b) και Θύμαινα (PAPANIKOLAOU, 1980d) τα οποία είναι άγνωστα προς τα Ανατολικά στην Μικρασία. Τούτο πιθανόν να οφείλεται στο ότι εκεί αναδύεται ο πυρήνας του Μαϊανδρου και οι ανώτερες αυτές ενότητες πρέπει να έχουν διαβρωθεί. Ας σημειωθεί ότι σήμερα δεν παρατηρείται τίποτε πάνω από τις

κυανοσχιστολιθικές ενότητες Orhanelli και Onacik στο βόρειο περιθώριο του Μαϊάνδρου, γεγονός αδύνατο μιας και οπωσδήποτε υπήρχε ένα φορτίο λίγο έως καθόλου μεταμορφωμένων πετρωμάτων πάχους μερικών δεκάδων χλμ. Ένα τέτοιο υπόλειμμα βρίσκεται μόνο πάνω από την ενότητα Simav γνωστό σαν ενότητα Budagan. Το χαρακτηριστικό της ανακρητιδικής επίκλυσης και της προηγούμενης ανώϊουρασικής-κατωκρητιδικής ορογένεσης στη Δυτική Μικρασία απαντά πάντως τόσο στην περιοχή της Σμύρνης όσο και βορειότερα στο χώρο των Ποντίδων στη ζώνη Sakarya (PAPANIKOLAOU and DEMIRTASLI, 1986).

Συμπερασματικά, στην ανατολική περιοχή της ETMZ έχουμε: (i) τους προαλπικούς γρανιτογενείς, τμήμα ενός ηπειρωτικού φλοιού και το ανωπαλαιοζωϊκής-μεσοζωϊκής ηλικίας περιβλήμα που στο νότιο περιθώριο έχει διασωθεί ενώ στο βόρειο έχει αποκολληθεί. Στα Ελληνικά νησιά του Ανατολικού Αιγαίου το περιβλήμα περιλαμβάνει μάλλον τις ενότητες Αμοργού και Κερκετέα. Η ηλικία του τεκτονισμού είναι Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο και παρατηρούνται γεωδυναμικά φαινόμενα μέτριου βάθους. (ii) ένα σύνολο από κυανοσχιστολίθους, συχνά με σημαντική πρασινοσχιστολιθική ανάδρομη μεταμόρφωση, που συνοδεύεται από οφιολιθικά πετρώματα με μία πολύπλοκη στρωματογραφία, που αντανακλά μία ποικίλη παλαιογεωγραφία με σημαντική όμως παρουσία πελαγικών ιζημάτων με ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες και με φάσεις πινδικού τύπου. Η ηλικία τεκτονισμού είναι ανώτατο Κρητιδικό-Ηώκαινο και παρατηρούνται γεωδυναμικά φαινόμενα μεγάλου βάθους. (iii) Μικρά ράκη της Κυκλαδικής μη μεταμορφωμένης ενότητας που αντιστοιχεί στο εξωτερικό (νότιο) τμήμα των Ποντίδων και που χαρακτηρίζεται από προ-Άνω Κρητιδικό τεκτονισμό.

Εάν συνθέσουμε τα δεδομένα της Κεντρικής και της Ανατολικής περιοχής της ETMZ μπορούμε να δούμε ότι διακρίνονται τρεις ομάδες ενοτήτων με νεότερη ηλικία τεκτονισμού στην κατώτερη ομάδα (Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο) και αρχαιότερη ηλικία τεκτονισμού στην ανώτερη (Ανωϊουρασικό-Παλαιοκρητιδικό) ενώ στη ενδιάμεση ομάδα ενοτήτων έχουμε και ενδιάμεση ηλικία τεκτονισμού (Ανωκρητιδικό-Ηώκαινο).

(3) Βόρεια περιοχή

Από την Νότια Εύβοια και βορειότερα, η ETMZ χαρακτηρίζεται από το ότι η ανώτερη τεκτονική ενότητα είναι η Ανατολική Ελλάδα με δύο κυρίως παλαιοτεκτονισμένες υποενότητες την μη μεταμορφωμένη Υποπελαγονική και την μεταμορφωμένη (πριν το Νεοκρητιδικό) Αλμωπία (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986b). Κύριος δηλαδή χαρακτήρας είναι η ορογένεση του Ανωϊουρασικού-Παλαιοκρητιδικού με τη συνοδό τεκτονική τοποθέτηση των οφιολίθων του Αξιού (VERGELY, 1984).

Το νέο στοιχείο που παρουσιάζεται στη βόρεια περιοχή είναι η εμφάνιση κυρίως από την περιοχή της Ανατολικής Όρθρυς-Πηλίου μιας νέας τεκτονικής ενότητας από γρανιτογενείς και σχιστόλιθους που ανήκουν στις ενότητες Φλάμπουρου και Καστοριάς, οι οποίες συναποτελούν το παλαιότερα θεωρούμενο "παλαιοζωϊκό υπόβαθρο της Πελαγονικής ζώνης" (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986b). Τα κυρίως γρανιτογενειακά αυτά πετρώματα ανήκουν σε ένα νέο πιθανό προαλπικό πυρήνα μιας ηπειρωτικής πλάκας διαφορετικό από εκείνον του Μαϊάνδρου και των Κυκλάδων και αποκτούν μεγάλο πάχος (πάνω από 5-6 χλμ.) στην Νότια Γιουγκοσλαβία. Τούτο φαίνεται από το ότι οι γρανιτογενείς υπόκεινται τεκτονικά της

παλαιοτεκτονισμένης ενότητας της Αλμωπίας και υπέρκεινται, πάλι τεκτονικά, της συνέχειας της ενότητας Βόρειων Κυκλάδων γύρω από τα τεκτονικά παράθυρα Ολύμπου-Όσσας (KATSIKATSOS et al., 1982, SCHMITT, 1983). Φυσικά η απόδειξη της αλλοχθονίας των τεμαχών αυτών του ηπειρωτικού φλοιού στο χώρο της ETMZ έχει αποδειχθεί από τη διαπίστωση του τεκτονικού παράθυρου στον Όλυμπο όπου ο GODFRIAUX (1968) περιέγραψε την αυτόχθονη ενότητα με τους ρουδιστοφόρους και νομουλιτοφόρους κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους στην οροφή της στρωματογραφικής στήλης πριν το φλύσχη. Πρόσφατα περιγράφηκε ένα νέο μικρό τεκτονικό παράθυρο βόρεια του Ολύμπου στα Ριζώματα (KILIAS and MOUNTRAKIS, 1985).

Επανερχόμενοι στο θέμα της γεωτεκτονικής προέλευσης των γρανιτογενέσεων πρέπει να σημειώσουμε ότι η τεκτονική επαφή με την υπερκείμενη ενότητα Αλμωπίας θα μπορούσε να αντιστοιχεί σε μία αποκόλληση και έτσι η σχέση πυρήνα-περιβλήματος παραμένει πιθανή. Τούτο σπηρίζεται στο ότι δεν παρατηρείται άλλη ενότητα ανάμεσα στους γρανιτογενέσιους των ενοτήτων Φλάμπουρο-Καστοριά και την Αλμωπία, ενώ η αλπική ιστορία της παραμόρφωσης και της μεταμόρφωσης είναι σχεδόν κοινή μεταξύ τους.

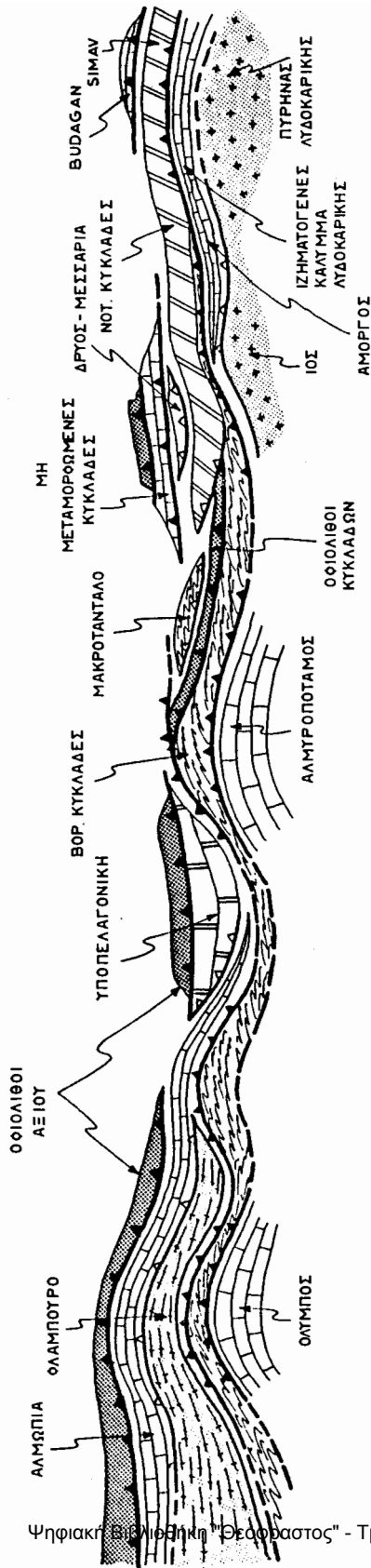
Εξ' άλλου υπάρχει δυσκολία στη διάκριση της τεκτονικής επαφής των γρανιτογενέσεων με τους υποκείμενους κυανοσχιστόλιθους, όπου και παρατηρούνται λεπιώσεις και υπερμυλονίτες, βλαστομυλονίτες και φυλλονίτες. Τούτο είναι λογική συνέπεια μιας ζώνης υποβύθισης με κυανοσχιστολιθογένεση κάτω από μία πλάκα με ηπειρωτικό φλοιό, όπως μάλλον δείχνουν ότι είχαμε στο Ηώκαινο μαζί με τη σημαντική παρουσία και των οφιολιθικών πετρωμάτων αναμεμιγμένων με τους κυανοσχιστόλιθους στην περιοχή κυρίως νότια του Ολύμπου (GODFRIAUX, 1968) (όπως ακριβώς και σε Ν. Εύβοια, Άνδρο, Τήνο, Σύρο, στις Βόρειες Κυκλάδες).

Στο χώρο της Εύβοιας έχουμε την εξαφάνιση προς Νότο των γρανιτογενέσεων του Φλάμπουρου ενώ ταυτόχρονα η Υποπελαγονική (και εν μέρει η Μαλιακή) υποκαθιστούν την Αλμωπία. Εν τούτοις το τεκτονικό παράθυρο του Ολύμπου έχει το ομόλογό του τεκτονικό παράθυρο του Αλμυροπόταμου, ενώ οι κυανοσχιστόλιθοι υπάρχουν πάντα σταθερά με σημαντική όμως αύξηση τους πάχους της τεκτονικής τους ενότητας προς την κεντρική περιοχή (από 100-300μ. στην περιοχή Ολύμπου σε 3-4 χλμ. στις Κυκλάδες).

Παρά την ασαφή εικόνα και τα προβλήματα που έχουμε στο Πήλιο (FERRIERE, 1982, JACOBSSHAGEN and WALLBRECHER, 1984), η γενική συμπερασματική εικόνα της βόρειας περιοχής είναι ότι η ETMZ περιλαμβάνει τα εξής: (i) μία αυτόχθονη ρηχή ανθρακική τράπεζα, με ηλικία τεκτονισμού Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο, (ii) κυανοσχιστόλιθους με οφιόλιθους, με ηλικία τεκτονισμού Ηώκαινο, (iii) γρανιτογενέσιους, σαν τμήμα μιας πλάκας με ηπειρωτικό φλοιό, και το πιθανό μεσοζωϊκό ανθρακικό περίβλημα της, με ηλικία τεκτονισμού Ανωϊουρασικό-Κάτω Κρητιδικό, (iv) ένα κάλυμμα οφιόλιθων που προέρχεται από τον εσωτερικότερο χώρο, του Αξιού, με ηλικία τεκτονισμού Άνω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό.

Μία εκκρεμότητα υπάρχει ως προς την Αττική, όπου το αυτόχθονο της Αττικής θεωρείται κατά KATSIKATSO (1979) υποκείμενο του Αλμυροπόταμου στη Βόρειο Αττική (περιοχή Μαραθώνα). Εάν οι παρατηρήσεις και οι συσχετισμοί αυτοί είναι σωστοί, τότε πρέπει να υπάρχει μία νέα διπλή τεκτονική κίνηση μετά το Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο με:

(i) επώθηση της Αττικής και του Λαυρίου πάνω στον Αλμυροπόταμο και (ii) επώθηση του



Σχ. 3. Σχηματική τομή κατά μήκος της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης από την Νότια Γιογκοσλαβία (ΒΔ) έως την Δυτική Μικρασία (ΑΒΑ). Σημειώνονται οι κυριότερες τεκτονικές ενότητες και οι κυριότερες τεκτονικές επαφές. Η μαύρη οδόντωση αντιστοιχεί σε τεκτονικές επαφές που φέρουν πετρώματα ωκεάνειου χώρου πάνω σε πετρώματα ηπειρωτικού χώρου ή το αντίστροφο. Η λευκή οδόντωση αντιστοιχεί σε τεκτονικές επαφές ανάμεσα σε υποενότητες του ίδιου χώρου ή σε επιφάνειες τεκτονικής αποκόλλησης ανάμεσα σε κρυσταλλικό υπόβαθρο και ιζηματογενές περιβλήμα.

Αλμυροπόταμου πάνω στην Αττική μετά την προς τα δυτικά προώθηση της κατά την προηγούμενη φάση (PAPANIKOLAOU, 1984). Πάντως οι χαρακτήρες των ενότητων της Αττικής και του Λαυρίου και ιδιαίτερα η ύπαρξη του Άνω Κρητιδικού δείχνουν ότι πρόκειται, μάλλον για παλαιότεκτονισμένες ενότητες που έχουν ξανατεκτονιστεί στο Ηώκαινο.

(4) Συνθετική θεώρηση της ETMZ

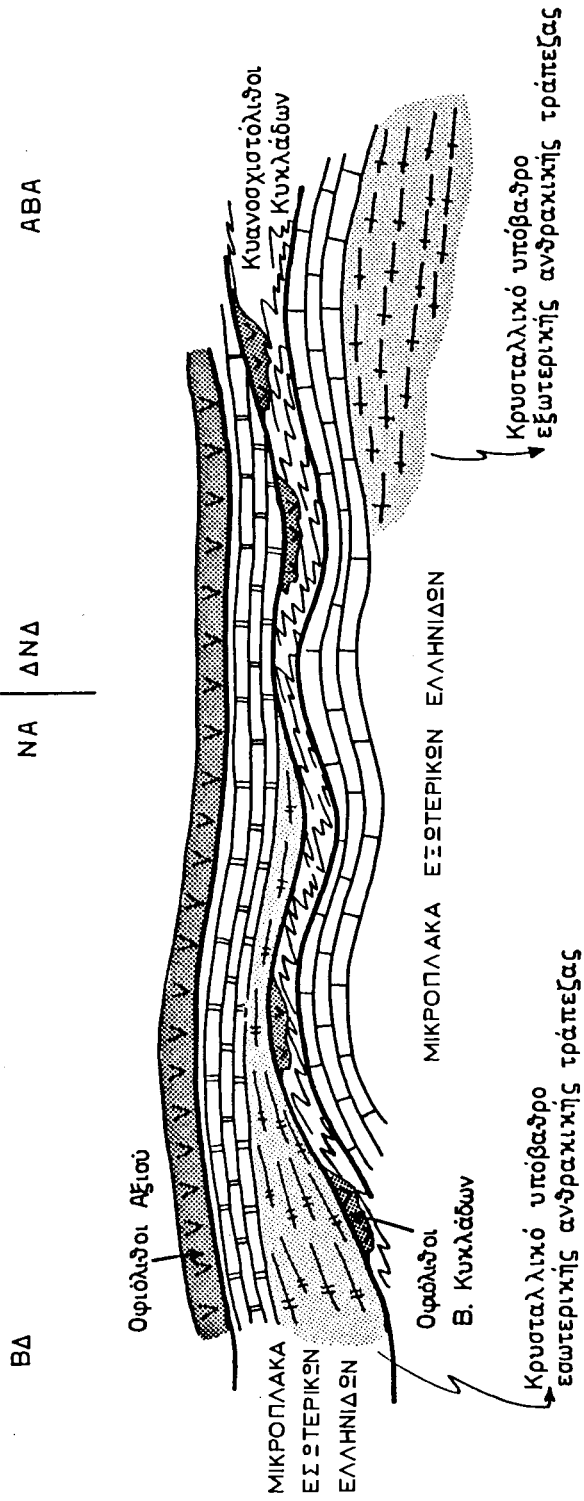
Από την κατά τομείς περιγραφή που έγινε προηγούμενα φαίνεται ότι κατά μήκος της ETMZ έχουμε διαφορετική δομή που όμως δείχνει ορισμένους σταθερούς ενοποιητικούς χαρακτήρες ιδιαίτερα ως προς την ηλικία και τον τύπο τεκτονισμού. Σε μία συνθετική επιμήκη τομή της ETMZ (σχ. 3) παρατηρείται σταθερά ένα σύνολο από ενότητες με κυανοσχιστόλιθους που βυθίζεται προς τα βόρεια κάτω από τους γνεύσιους του Φλάμπουρου, ενώ προς τα βορειο-ανατολικά συνεχίζει στην περιοχή Κιουτάχειας και νότια της Άγκυρας. Με βάση το σύνολο αυτό των κυανοσχιστόλιθων, το οποίο συνοδεύεται από οφιολιθικά πετρώματα, σε ορισμένες περιπτώσεις τεράστιων διαστάσεων (π.χ. βόρεια της μάζας του Μαϊανδρου), διακρίνεται ένα κατώτερο σύνολο από πετρώματα μιας ηπειρωτικής πλάκας (ή μικροπλάκας) με προαλπικό κρυσταλλικό πυρήνα, που εμφανίζεται κυρίως στα ανατολικά και με μεσοζωϊκό, pro parte, περίβλημα και ένα ανώτερο σύνολο από πετρώματα μιας άλλης ηπειρωτικής πλάκας (ή μικροπλάκας) με προαλπικό πυρήνα που εμφανίζεται κυρίως στα βόρεια και με μεσοζωϊκό πιθανό περίβλημα. Στο ανώτερο τμήμα της βόρειας ηπειρωτικής πλάκας βρίσκουμε σε κορυφαία τεκτονική θέση, τα υπολείμματα των οφιολιθών του ωκεανού του Αξιού.

Δηλαδή η ETMZ περιλαμβάνει δύο ηπειρωτικές πλάκες (ή μικροπλάκες) και δύο ωκεανικές πλάκες με εύπλαστα πελαγικά-αβυσσικά συνοδά ιζήματα (Σχ. 4). Η διάκριση αυτή γίνεται με βάση τη σημερινή τεκτονική δομή της ETMZ αλλά επιβεβαιώνεται και από τα εξής δεδομένα:

- Η στρωματογραφία (κυρίως λιθο-) των ενότητων κάθε ενός χώρου είναι τελείως διαφορετική των υπολοίπων.

- Η ηλικία τεκτονισμού είναι νεότερη στις κατώτερες και αρχαιότερη στις ανώτερες ενότητες. Έτσι:

- (i) στην κατώτερη ηπειρωτική πλάκα ο τεκτονισμός έγινε μετά το Ανώτερο Ηώκαινο, όπως αποδεικνύεται από τα ηώκαινικά στρώματα των ιζημάτων του αλπικού περιβλήματος (Όλυμπος, GODFRIAUX, 1968, Αλμυροπόταμος, DUBOIS et BIGNOT, 1979, Αμοργός, DURR et al., 1978, FYTROLAKIS & PAPANIKOLAOU, 1981, Μαϊανδρος, DEMIRTASLI et al., 1983).
- (ii) Στην κατώτερη ωκεανική πλάκα των κυανοσχιστόλιθων των Κυκλάδων-Μικρασίας η ηλικία τεκτονισμού είναι Ανώτερο Κρητιδικό-Ηώκαινο, όπως αποδεικνύεται από τους ρουδιστές στην ενότητα Βουρλιωτών (Νότιες Κυκλάδες) της Σάμου (PAPANIKOLAOU, 1979b), τους πελαγικούς ασβεστόλιθους της ενότητας Ονασίκ Κενομόνιου ηλικίας (OKAY, 1984) και τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα από τη Μικρασία (65-82 Ma, COGULU and KRUMMENACHER, 1967) και τις Κυκλάδες (ANDRIESEN et al., 1979, ALTHERR et al., 1979, 1982, MALUSKI et al., 1986). Εξ άλλου η ύπαρξη του Μέσου



Σχ. 4. Σχηματική τομή της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων που δείχνει την επαλληλία δύο ηπειρωτικών μικροπλάκων με κρυσταλλικό υπόβαθρο και Μεσοζωϊκό ανθρακικό περιβλήμα (εξωτερική και εσωτερική ανθρακική τράπεζα) και δύο ωκεανών (Αξίος, Κυκλάδες). Ας σημειωθεί ότι (i) η ανθρακική ζημιανογένεση στην εξωτερική τράπεζα διεκόπη κατά το Ανώτερο Ηώκαινο ενώ στην εσωτερική τράπεζα (εκτός Παρνασσού) κατά το Μάμιο-Παλαοκρητιδικό. (ii) Οι οφιόλιθοι των κυανοσχιστόλιθων των Κυκλάδων αναπτύσσονται πιο ανατολικά στην ζώνη Σιμόντης-Άγκυρας σε τεράστιες μάζες (π.χ. περιοχή Προύσας-Κιουτάχειας).

Παλαιόκαινου και του Κατώτερου-Μέσου Ηώκαινου σε ασυμφωνία πάνω στους κυανοσχιστόλιθους και τους οφιόλιθους χρονολογεί τουλάχιστον τοπικά το γεγονός στη Μικρασία (στις περιοχές Yunak, Siman και Emirdag, OKAY, 1984).

- (iii) στην ανώτερη ηπειρωτική πλάκα η ηλικία τεκτονισμού είναι Μάλμιο-Παλαιοκρητιδικό και οπωσδήποτε προκενομάνια, λόγω του ότι τα κενομάνια ιζήματα καλύπτουν ασύμφωνα τις παλαιοτεκτονισμένες ενότητες (Υποπελαγονική, Μαλιακή, Αλμωπία). Εξ άλλου τα ραδιοχρονολογικά δεδομένα των γνευσιών-σχιστολίθων του Φλάμπουρου δείχνουν μεταμόρφωση στο διάστημα αυτό (YARWOOD and DIXON, 1979).
- (iv) η ηλικία τεκτονισμού στην ανώτερη ωκεανική πλάκα των οφιολίθων του Αξιού συμπίπτει περίπου με την ηλικία τεκτονισμού της ανώτερης ηπειρωτικής πλάκας πάνω στην οποία και τοποθετήθηκε κατά το Μάλμιο-Παλαιοκρητιδικό.

3. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΕΤΜΖ

Η αλπική γεωλογική εξέλιξη της ΕΤΜΖ αρχίζει στο Ανωίουρασικό - Παλαιοκρητιδικό όταν αρχίζει ο τεκτονισμός των μελών της και τελειώνει στο Μειόκαινο όταν συμπαγοποιείται στη σημερινή της μορφή.

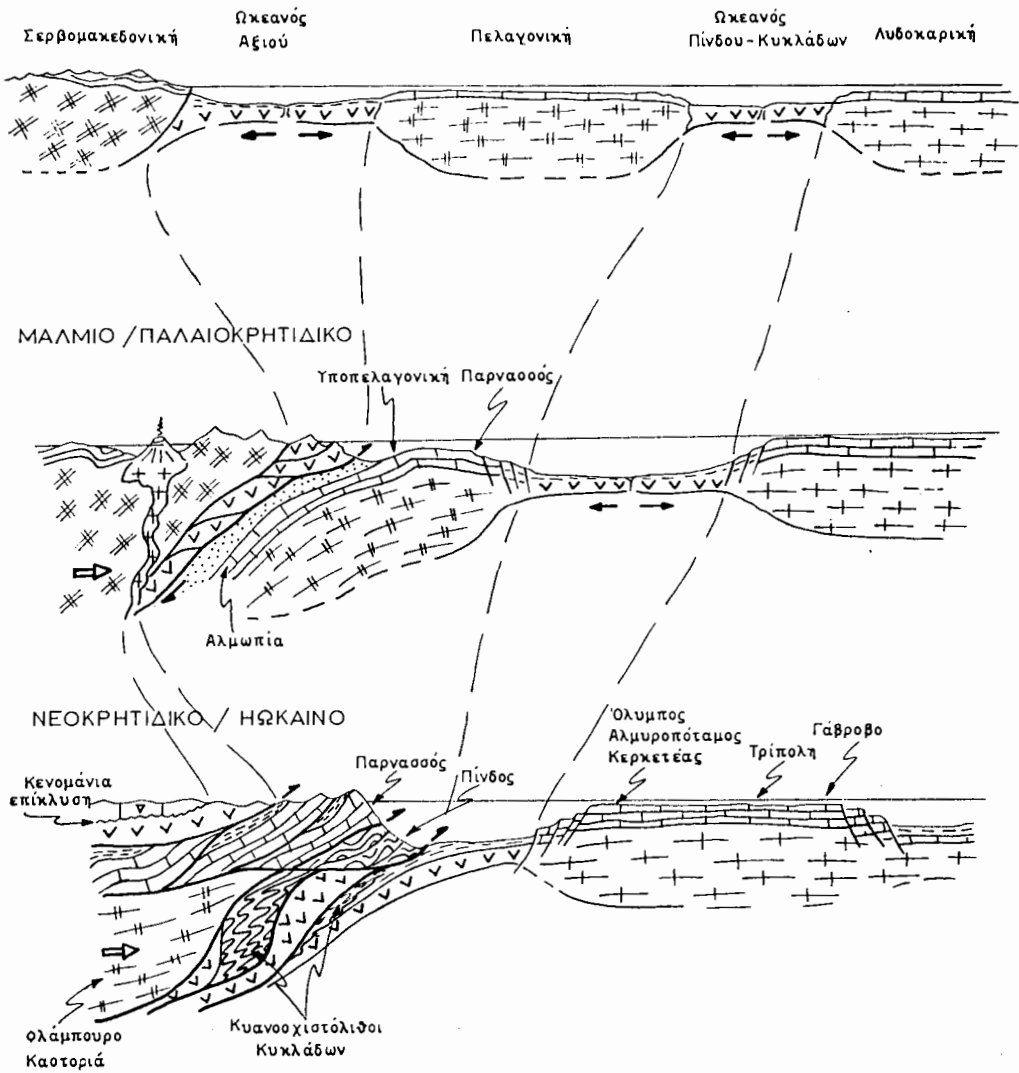
Μέχρι το Μάλμιο φαίνεται πιθανό ότι υπήρχαν δύο ωκεάνειες λεκάνες: (α) του Αξιού ανάμεσα στην Σερβομακεδονική και την Πελαγονική ηπειρωτική λιθοσφαιρική περιοχή και (β) της Πίνδου-Κυκλάδων ανάμεσα στην Πελαγονική και την Λυδοκαρική ηπειρωτική λιθοσφαιρική περιοχή (Μαϊάνδρου) (Σχ. 5). Θα πρέπει να σημειωθεί ότι με την εξαίρεση των ανωκρητιδικής ηλικίας λαβών της Αρβης στην Κρήτη που θεωρούνται μέρος του ωκεανού αυτού (BONNEAU, 1984) δεν υπάρχουν ως σήμερα άλλες μη μεταμορφωμένες βεβαιωμένες εμφανίσεις στην Ελλάδα, αντίθετα από ότι συμβαίνει στην Τουρκία όπου κυριαρχούν (βλέπε παλαιογεωγραφικούς χάρτες Άππιου και Νεοκρητιδικού-Παλαιόκαινου των DERCOURT et al., 1985).

Στο Μάλμιο-Παλαιοκρητιδικό υποβυθίζεται ο ωκεανός του Αξιού κάτω από την Σερβομακεδονική δημιουργώντας ηφαιστειακό τόξο και στη συνέχεια επωθείται πάνω στην Πελαγονική δημιουργώντας οφιολιθικά μίγματα και HP/LT μεταμόρφωση στην Αλμωπία με το κλείσιμο του ωκεανού και τη σύγκρουση των δύο ηπειρωτικών τεμαχίων στο Παλαιοκρητιδικό.

Στο Νεοκρητιδικό, αρχίζει η υποβύθιση του ωκεανού της Πίνδου-Κυκλάδων κάτω από την Πελαγονική και την επωθημένη επάνω της ωκεανική πλάκα του Αξιού. Η διαδικασία αυτή ολοκληρώνεται στο Ηώκαινο με κύριο συνοδό γεωδυναμικό χαρακτηριστικό τη δημιουργία των κυανοσχιστόλιθων. Με το κλείσιμο του ωκεανού και τη σύγκρουση, στο Ανώτερο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο, ανάμεσα στις δύο ηπειρωτικές πλάκες Πελαγονική και Λυδοκαρική, έχουμε επώθηση κυανοσχιστόλιθων, οφιόλιθων και των μεταμορφωμένων τμημάτων του ωκεανού της Πίνδου-Κυκλάδων πάνω στο Βόρειο περιθώριο της Λυδοκαρικής πλάκας και τουλάχιστον μερική υποβύθιση της μιας ηπειρωτικής πλάκας κάτω από την άλλη.

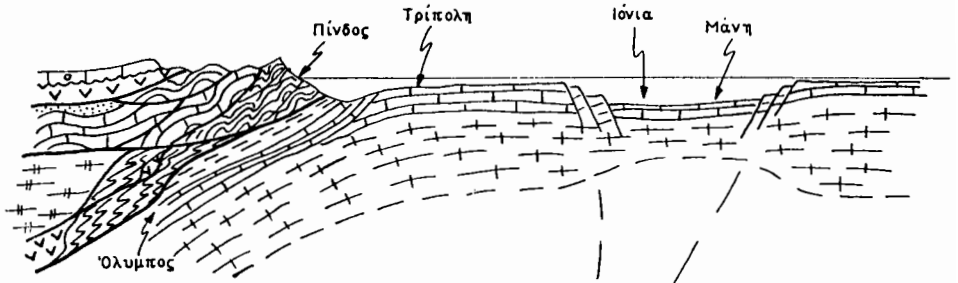
Στο Μειόκαινο, αφού ένα μεγάλο μέρος των μη μεταμορφωμένων σχηματισμών (τμήμα των καλυμμάτων της Λυσίας) περνά νότια της Λυδοκαρικής, σταματά η σχετική μετακίνηση ανάμεσα στους χώρους αυτούς και μετατίθεται προς το εξωτερικό του αλπικού τόξου στον

ΛΙΑΣΙΟ / ΔΟΓΓΕΡΙΟ

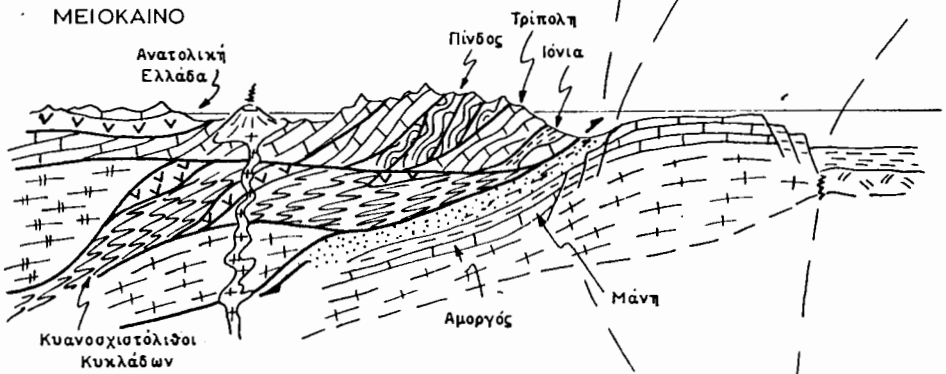


Σχ. 5. Σχηματική απεικόνιση της γεωλογικής εξέλιξης της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης.

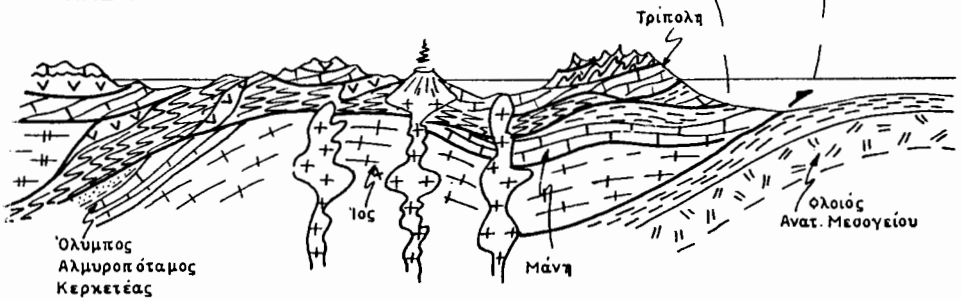
ΑΝ. ΗΩΚΑΙΝΟ / ΟΛΙΓΟΚΑΙΝΟ



ΜΕΙΟΚΑΙΝΟ



ΠΛΕΙΟΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΕΣ



Σχ. 5. Σχηματική απεικόνιση της γεωλογικής εξέλιξης της ενδιάμεσης τεκτονομεταμορφικής ζώνης.

χώρο της εξωτερικής τεκτονομεταμορφικής ζώνης και στη συνέχεια κατά το Πλειοτεταρτογενές ακόμη πιο εξωτερικά στο χώρο της σημερινής υποβύθισης του ενεργού τμήματος του Ελληνικού τόξου.

Το γενικό συμπέρασμα είναι ότι η ETMZ αποτελεί ένα πολύπλοκο και πολυφασικό γεωτεκτονικό σύνολο ανεξάρτητων παλαιογεωγραφικών μονάδων-μικροπλακών της Τηθύος που ομογενοποιήθηκε μόλις στο Μειόκαινο. Γενικά, περιλαμβάνει δύο τουλάχιστον ζώνες σύγκλισης πλακών που λειτούργησαν η μία στο Άνω Ιουρασικό-Παλαιοκρητιδικό δημιουργώντας την ορογένεση των καλούμενων Εσωτερικών Ελληνίδων και η άλλη στο Νεοκρητιδικό-Ηώκαινο δημιουργώντας την ορογένεση μεγάλου τμήματος των Εξωτερικών Ελληνίδων.

BIBLIOΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR, R., KREUZER, H., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G., KELLER, J., HARRE, W., and HOHNDORF, A. 1982. A Late Oligocene & Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece), *Geol. Jb.*, E23, 97-164.
- ALTHERR, R., SCHLIESTEDT, M., OKRUSCH, M., SEIDEL, E., KREUZER, H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, I., and WAGNER, 1979. Geochronology of High-Pressure Rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 245-255.
- ANDRIESSEN, P., BOELRIJK, N., HEBEDA, E., PRIEM, H., VERDURMEN, E., VERSHURE, R. 1979. Dating the events of Metamorphism and Granitic Magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 215-225.
- AUBOUIN, J. (1959). - Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 10, 1-483.
- AUBOUIN, J. (1965). - Geosynclines. *Devel. Geotectonics*, 1, 335p. Elsevier.
- BLAKE, M.C., BONNEAU, M., GEYSSANT, J., KIENAST, J.R., LEPVRIER, C., MALUSKI, H., PAPANIKOLAOU, D., 1981. A geologic reconnaissance of the Cycladic Blueschist Belt, Greece. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 92, 247-254.
- BONNEAU, M., 1984. Correlation of the Hellenide nappes in the South-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Sp. Publ., Geol. Soc. London*, 17, 517-527.
- BONNEAU, M., BLAKE, M.C., GEYSSANT, J., KIENAST, J.R., LEPVRIER, C., MALUSKI, H., PAPANIKOLAOU, D., 1980. Sur la signification des series metamorphiques (schistes bleus) des Cyclades (Hellenides, Grece). L' exemple de l' ile de Syros. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 290, 1463-1466.
- BRUNN, J. (1956). - Contribution a l' etude Geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine Occidentale. *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 7, 1-358.
- BRUNN, J.H., ARGYRIADIS, I., RICOU, L.E., POISSON, A., MARCOUX, J. and GRACIANSKY, P.Ch. de. 1976. Elements majeurs de liaison entre Hellenides et Taurides. *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 2, 481-495.
- CELET, P. and FERRIERE, J., 1978. Les Hellenides internes: Le Pelagonien. *Eclogae*

- Geol. Helv., 71/3, 467-495.
- DEMIRTASLI, E. with contr. of YASGINKAYA, S., SENEL, M., and OZTURK, E. 1983. Geology of the Teke Taurus. Int. Symp. Geology of the Taurus Belt, Guide book, 20p.
- DERCOURT, J., ZONENSHAIN, L.P., RICOU, L.E., KAZMIN, V.G., LE PICHON, X., KNIPPER, A.L., GRANDJACQUET, C., SBORSHCHIKOV, I.M. BOULIN, T., SOROKHTIN, O., GEYSSANT, T., LEPVRIER, C., BIZU DUVAL, B., SIBUET, J.C., SAVOSTIN, L.A., WESTPHAL, M. & LAUER, J.P. (1985). - Presentation de 9 cartes paleogeographiques au 1/20.000.000 etendant de l' Atlantique au Pamir pour la periode du Lias a l' actuel. Bull. Soc. Geol. France, I, 5, 637-652.
- DUBOIS, R. et BIGNOT, G. 1979. Presence d' un "hard-ground" nummulitique au sommet de la serie cretace d' Almyropotamos (Eubee meridionale, Grece). Consequences. C.R. Acad. Sc. Paris, 993-995.
- DURR, ST. 1975. Uber Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins/SW-Anatolien und seine aequivalente in der mittleren Aegais. Habil. schrift., Marburg/Lahn, 107p.
- DURR, ST., ALTHERR, R., KELLER, J., OKRUSCH, M., SEIDEL, E., 1978. The median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, Structure, Metamorphism, Magmatism. In Alps, Apennines, Hellenides, 455-477.
- FERRIERE, J., 1982. Paleogeographies et tectoniques superposees dans les Hellenides internes: les massifs de l' Othrys et du Pelion. Soc. Geol. Nord. Publ. 8, 970 p.
- FYTROLAKIS, N., PAPANIKOLAOU, D., in collab. with PANAGOPOULOS, A. 1981. Stratigraphy and structure of Amorgos Island, Aegean Sea. Ann. Geol. Pays Hellen., 30/2, 455-472.
- GODFRIAUX, I. 1968. Etude geologique de l' Olympe (Grece). Ann. Geol. Pays Hellen., 19, 282
- COCULU, E. and KRUMMENACHER, D. 1967. Problemes geochronometriques dans la partie N de l' Anatolie Central (Turquie). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 47, 825-833.
- GUTNIC M., MONOD, O., POISSON, A., DUMONT, J.F. 1979. Geologie des Taurides Occidentales (Turquie). Mem. Soc. Geol. France, 137, 1-109.
- JACOBSSHAGEN, V. and WALLBRECHER, E. 1984. Pre-Neogene nappe structure and metamorphism of the North Sporades and the southern Pelion peninsula. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 17, 591-602.
- KATSIKATSOS, G. 1979. La structure tectonique de l' Attique et de l' ile d' Eubee. VI Coll. Geol. Aegean Region, Athens 1977, I, 211-228.
- KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G et VIDAKIS, M. 1982. Structure geologique de la region de Thessalie orientale (Grece). Ann. Soc. Geol. Nord, C1, 177-188.
- KILIAS, A. and MOUNTRAKIS, D. 1985. Das "Rizomata Fenster" im nordostlichen Pieria-Gebirge. Neue Date zur geologischen Grenze der pelagischen und der Axios/Zone in Griechenland. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., (4), 248-256.
- KONAK, N. 1982. Simav dolayinin jeolojisi ve metamorf kayaclazin evrimi. Istanbul Yerbilim

Ieri, 3, 313-337.

- KREUZER, H., HARRE, W., LENZ, H., WENDT, L., HENZES-KUNST, F., OKRUSCH, M., 1978. K/Ar, und Rb/Sr - Daten von Mineralen aus dem polymetamorphen Kristallin der Kykladen-Insel Ios (Griechenland). Fortschr. Miner., 56, 1, 69-70.
- KTENAS, C. 1923. Les plissements d'ages primaire dans la region centrale de la mer Egee. Congr. Intr. Geol., XII Session, Liege, 571-583.
- MAAR, P.A., VAN DER & JANSEN, J.B. 1983. The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. Geol. Rundschau, 72, 283-299.
- MALUSKI, H., BONNEAU, M., KIENAST, J.R. 1986. Dating the metamorphic events in the Cycladic area: $^{39}\text{AR}/^{40}\text{AR}$ data from metamorphic rocks of the island of Syros (Greece). Bull. Soc. Geol. France, in print.
- MOUNTRAKIS, D., 1982. Etude geologique des terrains metamorphiques de Macedoine occidentale (Grece). Bull. Soc. Geol. France, 24, 697-704.
- MOUNTRAKIS, D., 1984. Structural evolution of the Pelagionian zone in Northwestern Macedonia, Greece. Geol. Soc. London, Sp. Publ, 17, 581-590.
- OKAY, A. 1984. Distribution and characteristics of the north-west Turkish blueschists. Sp. Publ. Geol. Soc. London, 17, 455-466.
- PAPANIKOLAOU, D., 1978a. Contribution to the Geology of Aegean Sea. The island of Andros. Ann. Geol. Pays Hellen. 29/2, 477-553.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1978b. Συμβολή εις την Γεωλογία της Νήσου Ικαρίας, Αιγαίον Πέλαγος. Ann. Geol. Pays Hellen., 29/1, 1-28.
- PAPANIKOLAOU, D., 1979a. On the tectonic units of Southern Aegean Sea. Rapp. Comm. Int. Mer. Medit., 25/26, 2a, 51-52.
- PAPANIKOLAOU, D., 1979b. Unites tectoniques et phases de deformation dans l'ile de Samos, Mer Egee, Grece. Bull. Soc. Geol. France, (7), XXI, No 6, 745-752.
- PAPANIKOLAOU, D., 1980a. The Metamorphic Hellenides. 26th Int. Geol. Congress, Paris, 1980, Abstracts, I, 371.
- PAPANIKOLAOU, D., 1980b. Contribution to the Geology of Aegean Sea. The island of Paros. Ann. Geol. Pays Hellen., 30/1, 65-96.
- PAPANIKOLAOU, D. with contribution by N. SCARPELIS, 1980c. Geotraverse Southern Rhodope-Crete. (Preliminary results). In Sassi F.P. ed. I.G.C.P.: No 5, Newsletter, 2, 41-48.
- PAPANIKOLAOU, D., 1980d. Les ecailles de Thymaena, temoins d'un mouvement tectonique miocene vers l'interieur de l'arc egeen. C.R. Acad. Sc. Paris, 290, 307-310.
- PAPANIKOLAOU, D. 1984. The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a Kinematic interpretation. Spec. Publ. Geol. Soc. London. 17, 649-659.
- PAPANIKOLAOU, D. 1986a. Late Cretaceous Paleogeography of the Metamorphic Hellenides. Geol. Geoph. Res., Special Issue, 315-328.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986b. Γεωλογία της Ελλάδας. 240 σελ. Αθήνα (cum literatur).
- PAPANIKOLAOU, D. & DEMIRTASLI, E. 1986. Geological correlations between the alpine

- segments of the Hellenides-Balkanides and Taurides-Pontides. *Mineralia Slovaka*, in print.
- PAPANIKOLAOU, D. & STOJANOV, R. 1983. Geological correlations between the Greek and the Yugoslave part of the Pelagonian Metamorphic Belt. In, Sassi F.P. (ed.), IGCP No 5, Newsletter 5, 146-152.
- PHILIPPSON, A. 1898. La tectonique de l' Egeide. *Ann. de Geographie*, 112-141.
- PHILIPPSON, A., 1901. Beitrage zur Kenntnis der griechischen Inselwelt. *Peterm. Mitt. Er ganzunheit*, 134, 1-172, Gotha.
- RENZ, C., 1940. Die Tektonik der griechischen Gebirge. *Pragm. Akad. Athinon*, 8.
- RICOU, L.E., ARGYRIADIS, I. & MARCOUX, J. 1975. L' axe calcaire du Taurus, un alignement de fenetres arabo-africaines sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et metamorphiques. *Bull. Soc. Geol. France*, 17, 1024-1044.
- RIDLEY, J. 1984. Listric normal faulting and the reconstruction of the synmetamorphic structural pile of the Cyclades. *Sp. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 755-761.
- SCHMITT, A., 1983. Nouvelles contributions a l' etude geologique des Pieria, de l' Olympe et de l' Ossa (Grece du Nord). These, Fac. Polyt. de Mons.
- SCHUILING, R.D., 1962. On petrology, age and structure of the Meñderes migmatite complex (SW-Turkey). *Bull. M.T.A. Inst. Ankara*, 58, 71-84.
- TRIKKALINOS, J. 1954. Uber die palaeogeographische Bedeutung der Kykladen-Masse fur die tektonische Entwicklung des ostlichen Teiles Griechenlands. *Pragm. Akad. Athinon*, 18, 2, 1-48.
- SENGOR, A.M.C., SATUR, M., AKKOK, R., 1984. Timing of tectonic events in the nenderes Massif, Western Turkey Evidence of Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- VERGELY, P., 1984. Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes. Consequences sur l' evolution des regions tethysiennes occidentales. These, Univ. Paris-Sud, vol. 1, 2.
- YARWOOD, G.A., DIXON, J.E. 1979. Lower Cretaceous and younger thrusting in the Pelagonian Rocks of the High Pieria, Greece. VI Coll. Geol. Aegean Region, Athens 1977, 1, 269-280.