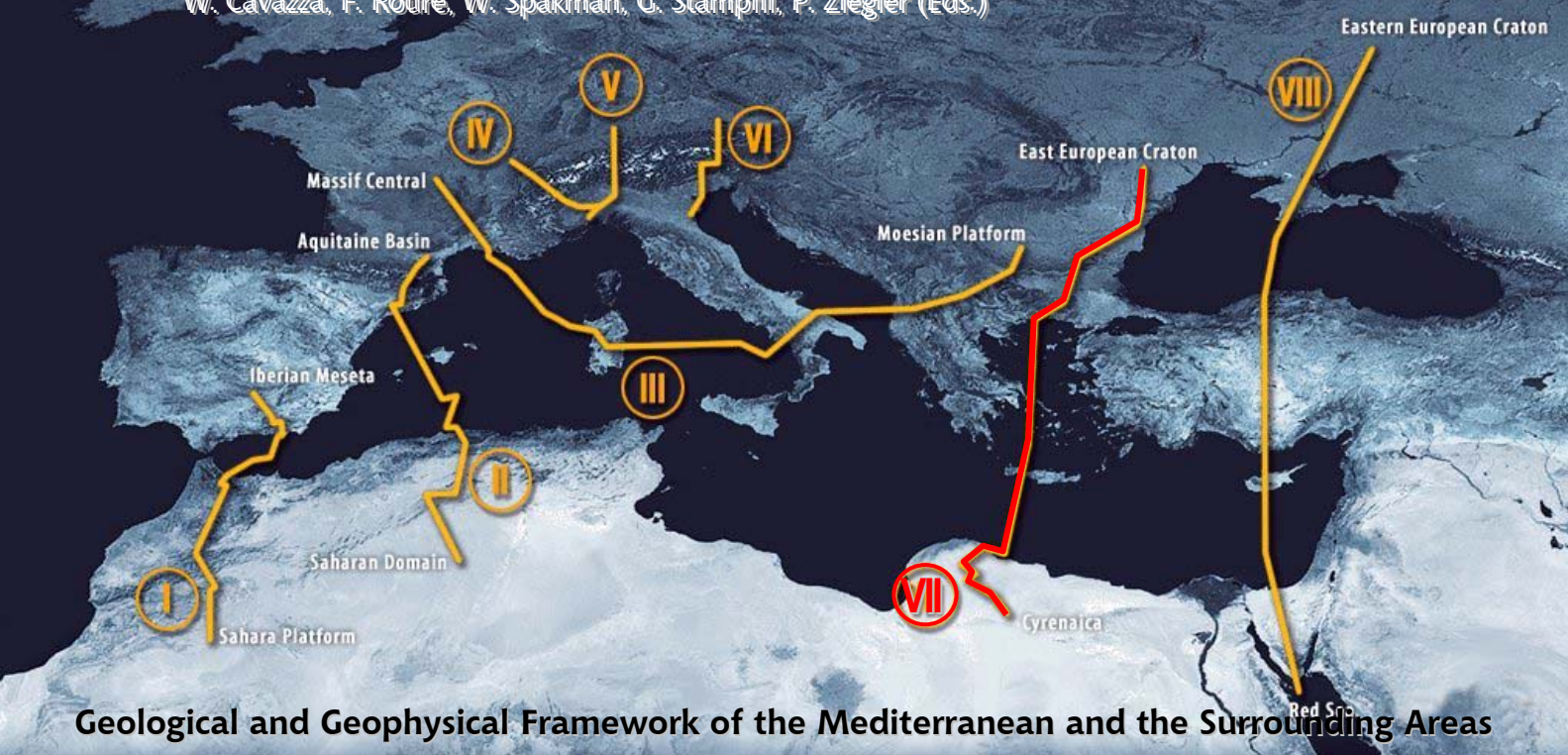


# The TRANSMED Atlas

## The Mediterranean Region from Crust to Mantle

W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G. Stampfli, P. Ziegler (Eds.)



*A publication of the Mediterranean Consortium  
for the 32<sup>nd</sup> International Geological Congress*



Springer

**Transect VII:** East European Craton – Scythian Platform – Dobrogea – Balkanides – Rhodope Massif – Hellenides – East Mediterranean – Cyrenaica

*D. Papanikolaou, H. Bargathi, C. Dabovski, R. Dimitriu, A. El-Hawat, D. Ioane, H. Kranis, A. Obeidi, G. Oaie, A. Seghedi, I. Zagorchev*

**Απόσπασμα από τη Γεωτομή VII:**

**από:**

**Δημήτριο Παπανικολάου**

**Χαράλαμπο Κράνη**

## 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

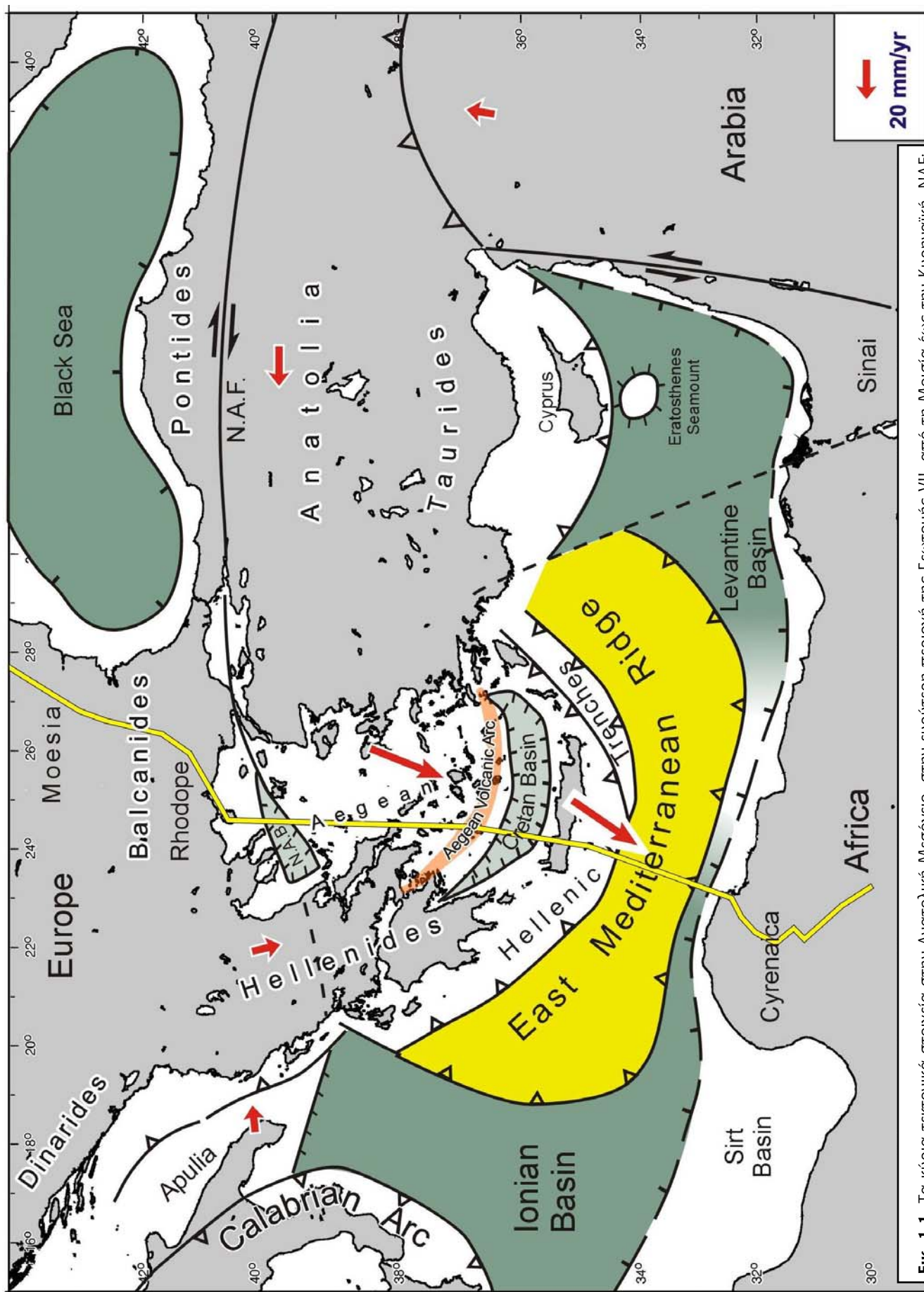
Η διαμεσογειακή τομή (Transmed – Transect VII) είναι μια αντιπροσωπευτική τομή γενικής διεύθυνσης B-N, εγκάρσια στο αλπικό σύστημα της Τηθύος στην Ανατολική Μεσόγειο, από τη σταθερή ηπειρωτική Ευρώπη έως την Αφρική που διαπερνά τα κυριότερα παλαιογεωγραφικά και τεκτονικά στοιχεία από τα οποία μπορεί να γίνει ερμηνεία της γεωδυναμικής εξέλιξης της περιοχής της Τηθύος. Αυτό ισχύει τόσο για τη σημερινή κατάσταση, όσο και για προηγούμενες αναπαραστάσεις, ξεκινώντας από το Ανώτερο Τριαδικό, όταν η Τηθύς χώριζε την Ευρασιατική ηπειρωτική πλάκα προς Βορρά από την κρατονική περιοχή της Γκοντβάνας προς Νότο, μέχρι και τα νεώτερα στάδια εξέλιξης (Μέσο Μειόκαινο), οπότε η περιοχή της Μεσογείου διαχωρίστηκε από την προς τα ανατολικά προέκταση της Τηθύος στις οροσειρές του Ζάγκρου και των Ιμαλαίων (Biju-Duval et al. 1976, Boccaletti 1979). Η περιοχή αυτή, η οποία περιλαμβάνει και το ορογενετικό σύστημα των Ελληνίδων, είναι γνωστή στη γεωλογική βιβλιογραφία ως και η τυπική περιοχή για τη θεωρία των γεωσυγκλίσεων (Aubouin, 1965). Ωστόσο, ήδη τη δεκαετία του 1970 αναπτύχθηκαν γεωλογικά πρότυπα των Ελληνίδων βασιζόμενα στη θεωρία των τεκτονικών πλακών (π.χ. Dewey and Bird 1970, Dewey et al. 1973, Dercourt 1970, 1972, Aubouin 1977, Aubouin et al. 1977 καθώς και Dimitrievic 1974 για τις Δειναρίδες).

Στη σημερινή κατάσταση, το ορογενετικό σύστημα των Ελληνίδων περιλαμβάνει την ενεργή ζώνη υποβύθισης κατά μήκος του Ελληνικού ορογενετικού τόξου και αποτελείται από (α) τη σχετικά βαθιά (~ 5km) προτάφρο στο δυτικό τμήμα της Ελληνικής Τάφρου, (β) το ανυψωμένο νησιωτικό τόξο, από την Πελοπόννησο έως την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα, (γ) την οπισθοτάφρο του Κρητικού πελάγους και (δ) το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Εικ. 1.1). Η υποθαλάσσια ράχη της Ανατολικής Μεσογείου, νότια από το Ελληνικό Τόξο αποτελεί το πρίσμα προσαύξησης, με αποκόλληση της παχιάς ιζηματογενούς ακολουθίας που το αποτελεί (περίπου 8 km) από τον υποκείμενο ωκεάνιο φλοιό. Η αποκόλληση αυτή και η πρόσφατη έως σημερινή παραμόρφωση της τεκτονικής δομής του πρίσματος επιτελείται κυρίως πάνω στους εβαπορίτες του Μεσσηνίου (Finetti et al. 1990). Τα τελευταία υπολείμματα του ωκεανού της Τηθύος διατηρούνται ακόμα στην οριζόντια στρωμάτωση της Ιόνιας λεκάνης στα ΝΔ και της λεκάνης του Λεβαντίνου στα ΝΑ της υποθαλάσσιας ράχης της Ανατολικής Μεσογείου.

Η συνέχεια του παθητικού ηπειρωτικού περιθωρίου της Γκοντβάνας ανατολικά της λεκάνης της Σύρτης και στην Κυρηναϊκή στη Λιβύη βρίσκεται βόρεια των ακτών της Αιγύπτου και της χερσονήσου του Σινά και στη συνέχεια στις ανατολικές ακτές της Μεσογείου, από την Παλαιστίνη, έως το Λίβανο και τη Συρία, παράλληλα με το ρήγμα μετασχηματισμού της Νεκράς Θάλασσας, το οποίο χωρίζει την Αφρικανική πλάκα από αυτή της Αραβίας που κινείται προς βορρά. (Εικ. 1.1).

Οι ταχύτητες που μας δίνουν τα γεωδαιτικά συστήματα GPS δείχνουν ότι, σε σχέση με μια σταθερή Αφρική, η Αραβία κινείται βόρεια με ταχύτητα 10 mm/yr, η Ανατολία «διαφεύγει» προς τα δυτικά από τις συγκρουόμενες πλάκες της Ευρασίας και της Αραβίας με ταχύτητα 20 mm/yr, ενώ ο χώρος του Αιγαίου κινείται προς ΝΝΔ με 40-50 mm/yr (Le Pichon et al. 1995, Reilinger et al. 1997, 2000, Kahle et al. 2000). Η συνολική διαφορά ταχυτήτων μεταξύ των μικρο-πλακών του Αιγαίου και της Ανατολίας είναι σημαντικό, διότι βόρεια της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου και του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας η ταχύτητα της προς νότο κινούμενης Ευρασίας είναι μόνο 10 mm/yr, σε σχέση με την Αφρική.





**Εικ. 1.1.** Τα κύρια τεκτονικά στοιχεία στην Ανατολική Μεσόγειο, στην ευρύτερη περιοχή της Γεωτομής VII, από τη Μοισία έως την Κυρηναϊκή. NAF: ρ.ζ. Βόρειας Ανατολίας, NAB: λεκάνη Βορείου Αιγαίου. Τα βέλη αντιστοιχούν σε ανύσματα κίνησης όπως προκύπτουν από τις μετρήσεις GPS.

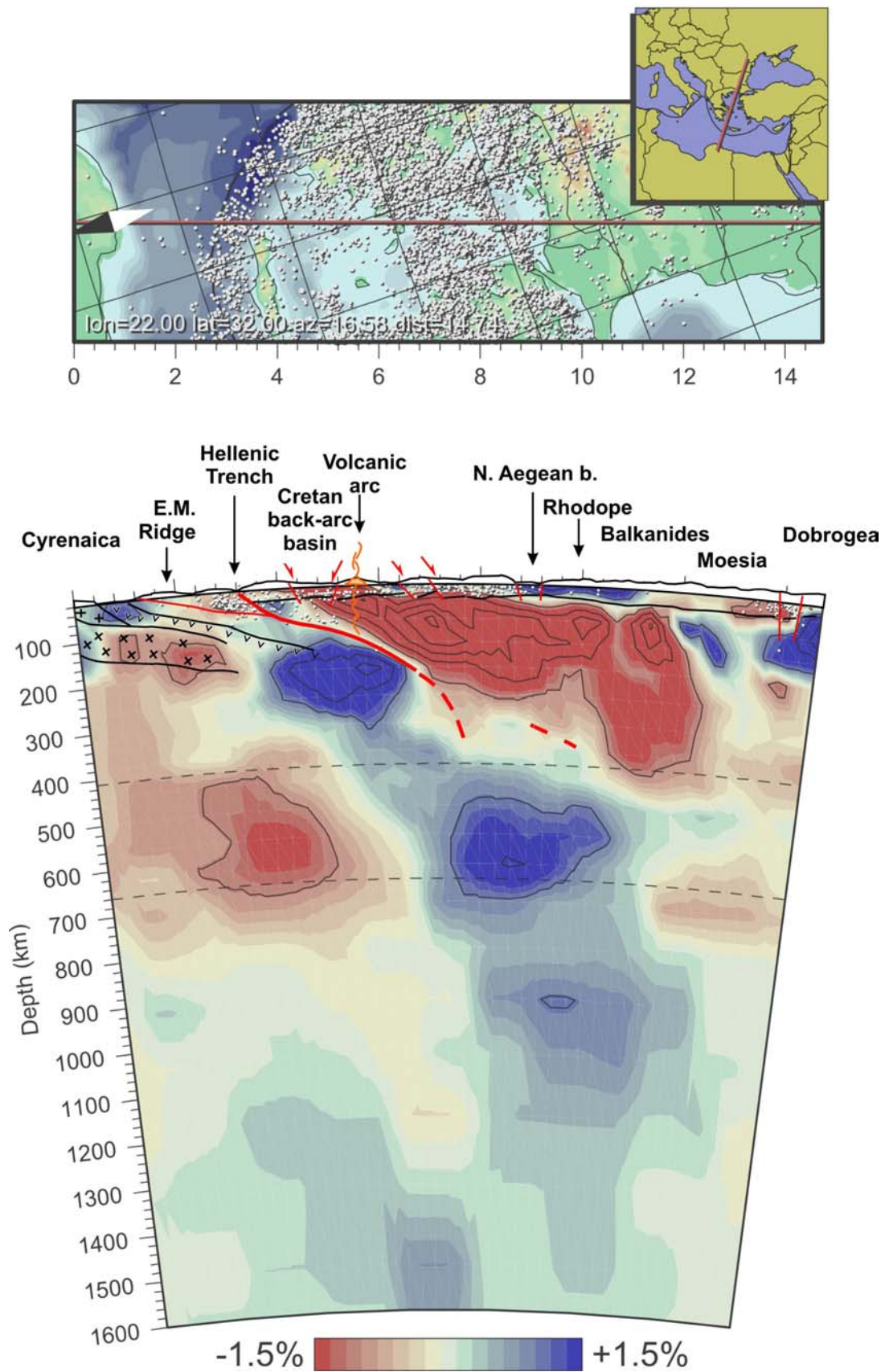
Η διαφορά των ταχυτήτων αυτών αντισταθμίζεται από τη δεξιόστροφη κίνηση κατά μήκος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας και το λοξό άνοιγμα της Λεκάνης του Βορείου Αιγαίου. Η Ελληνική ζώνη υποβύθισης υποχωρεί με πολύ μεγαλύτερο ρυθμό από το ρυθμό πλευρικής διαφυγής της Ανατολίας, που προκαλείται από τη σύγκρουση Ευρασίας – Αραβίας. Είναι επίσης αξιοσημείωτο ότι σήμερα το ελληνικό τόξο ως δομή και γεωμετρία τερματίζεται βόρεια της Κεφαλονιάς και της Λευκάδας, όπου τα μεγέθη των ανυσμάτων GPS μειώνονται δραματικά στην ηπειρωτική Ελλάδα και εκεί όπου τερματίζεται η νοτιοανατολική προέκταση της υπολειμματικής Απούλιας πλατφόρμας, η οποία μεταβαίνει προς τα ΝΔ στην Ιόνια Λεκάνη (Εικ. 1.1).

Η κινηματική αυτή υπάρχει από το Ανώτερο Μειόκαινο, οπότε ξεκίνησε η υποβύθιση του πυκνού φλοιού και των υπερκειμένων ιζημάτων της Ιόνιας λεκάνης, την ίδια περίοδο που πραγματοποιήθηκε η σύγκρουση Αραβίας – ΝΑ Ευρασίας καθώς και η παρεπόμενη δεξιόστροφη κίνηση στο ρήγμα της Βόρειας Ανατολίας (McKenzie 1972, 1978, Le Pichon and Angelier 1979, Dewey and Sengör 1979).

Η Γεωτομή VII μας δίνει την ευκαιρία να συγκρίνουμε και να συσχετίσουμε τον ενεργό τεκτονισμό με την παλαιότερη γεωλογική εξέλιξη της Τηθύος. Η συνολική γεωμετρία του χώρου της Τηθύος περιελάμβανε: (α) ωκεάνιες λεκάνες που άνοιξαν στον Κατώτερο Μεσοζωικό και έκλειναν διαδοχικά, από το Ιουρασικό έως σήμερα και (β) μια σειρά προ-αλπικών ηπειρωτικών θραυσμάτων (*τεκτονοστρωματογραφικά πεδία*), τα περισσότερα γκοντβανικής προέλευσης, τα οποία αποτελούσαν ρηχές ανθρακικές πλατφόρμες που απομακρύνονταν γενικά προς τα βόρεια. Τα τ. πεδία αυτά προέκυψαν από ταφροποίηση του γκοντβανικού περιθωρίου στο Τριαδικό, απομακρύνονταν προς βορρά από το Ιουρασικό έως το Ηώκαινο, και προσκολλήθηκαν στο Ευρωπαϊκό περιθώριο – προσαύξηση- διαδοχικά από το Λιάσιο έως το Ανώτερο Μειόκαινο (Papanikolaou 1989a, 1997). Το ήβωμα του Ερατοσθένη (νότια της Κύπρου) αποτελεί ένα ακτουαλιστικό παράδειγμα ενός μικρού τ. πεδίου, το οποίο εντοπίζεται σήμερα νότια του Κυπριακού Τόξου, σε πρώιμο στάδιο υποβύθισης (Robertson 1998).

Η ιστορία του Ευρωπαϊκού περιθωρίου μπορεί να αναπαρασταθεί περιληπτικά σαν μια σειρά υποβυθίσεων ωκεάνιων λεκανών, που ακολουθούνταν από μικρο-συγκρούσεις ηπειρωτικών τ. πεδίων. Τα κύρια ορογενετικά επεισόδια, που σχετίζονται με προσκόλληση τ. πεδίων στο νότιο Ευρωπαϊκό περιθώριο, είναι γνωστά στο Ανώτερο Τριαδικό – Λιάσιο (Κιμμέρια ορογένεση), στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό (Παλαιο –αλπική ορογένεση) και στο Ηώκαινο – Μειόκαινο (κύρια Αλπική ορογένεση).

Η σεισμική τομογραφία κατά μήκος της Γεωτομής δείχνει μια ευδιάκριτη ζώνη υποβύθισης, που είναι παρακολουθήσιμη για αρκετές εκατοντάδες χιλιόμετρα κάτω από το Αιγαίο Πέλαγος (Spakman et al. 1988, Wortel and Spakman 2000) (Εικ. 1.2). Η ζώνη αυτή υποβύθισης υπερβαίνει κατά πολύ το μέγιστο μήκος της υποβυθισμένης πλάκας του σύγχρονου σταδίου υποβύθισης της Ιόνιας ωκεάνιας λιθόσφαιρας, η οποία άρχισε να υποβυθίζεται στο Ανώτερο Μειόκαινο. Η τομογραφία δείχνει το συσσωρευτικό αποτέλεσμα μιας μακρόχρονης διαδικασίας υποβύθισης που περιλαμβάνει και ηπειρωτικά θραύσματα πλάτους αρκετών εκατοντάδων km. Παρατηρείται επίσης μια αύξηση της γωνίας υποβύθισης, από μικρές κλίσεις σε μεγαλύτερες προς τα βόρεια, κάτω από την Κρητική Λεκάνη. Ωστόσο, η σεισμική ζώνη Benioff σταματά σε βάθος 150-200 km, περίπου κάτω από το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο του Αιγαίου (Εικ. 1.2). Η τομογραφία γενικά συμφωνεί με την Μεσοζωική – Καινοζωική ιστορία του Αιγαίου, που χαρακτηρίζεται από σταθερή βόρεια πολικότητα υποβύθισης κάτω από το Ευρωπαϊκό περιθώριο.



**Εικ. 1.2.** Σεισμική τομογραφία κατά μήκος της Γεωτομής VII (Spakman, 2003), με σημειωμένα τα κύρια τεκτονικά στοιχεία.

Η συνολική φορά κατάκλισης (vergence) του συστήματος της Τηθύος στο Αιγαίο είναι προς Νότο, εξαιρουμένων των Βαλκανίδων, των οποίων η κατω-τριτογενής δομή τους δείχνει κίνηση προς Βορρά. Οι Βαλκανίδες είναι μία ζώνη επωθήσεων διεύθυνσης Α-Δ, με κίνηση προς Βορρά, μεταξύ της πλατφόρμας της Μοισίας στα βόρεια και της Μάζας της Ροδόπης στα νότια και στις οποίες διακρίνονται τρεις ενότητες: η Προ-Βαλκανική (Fore-Balkan), δηλαδή αποθέσεις προτάφρου που παραμορφώθηκαν στα τελευταία στάδια της ορογένεσης, η Stara Planina (Βαλκανίδες s.s.) και η Srednogorie. Οι Βαλκανίδες ουσιαστικά αποτελούν μια καλυμματική στήλη, με φορά επωθήσεων προς βορρά, οι οποίες αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια πολυφασικών επεισοδίων σύγκρουσης κατά μήκος ενός ηπειρωτικού περιθωρίου μακράς διάρκειας. Το περιθώριο αυτό παρέμεινε ενεργό για μεγάλο χρονικό διάστημα και η συμπίεση - σύγκρουση κορυφώθηκε κατά το τέλος του Κατώτερου Κρητιδικού και στο Κάτω – Μέσο Ηώκαινο. Οι τεκτονικές ενότητες που αποτελούν την καλυμματική στήλη περιλαμβάνουν μια μεγάλη ποικιλία πετρωμάτων διαφορετικής προέλευσης και ηλικίας.

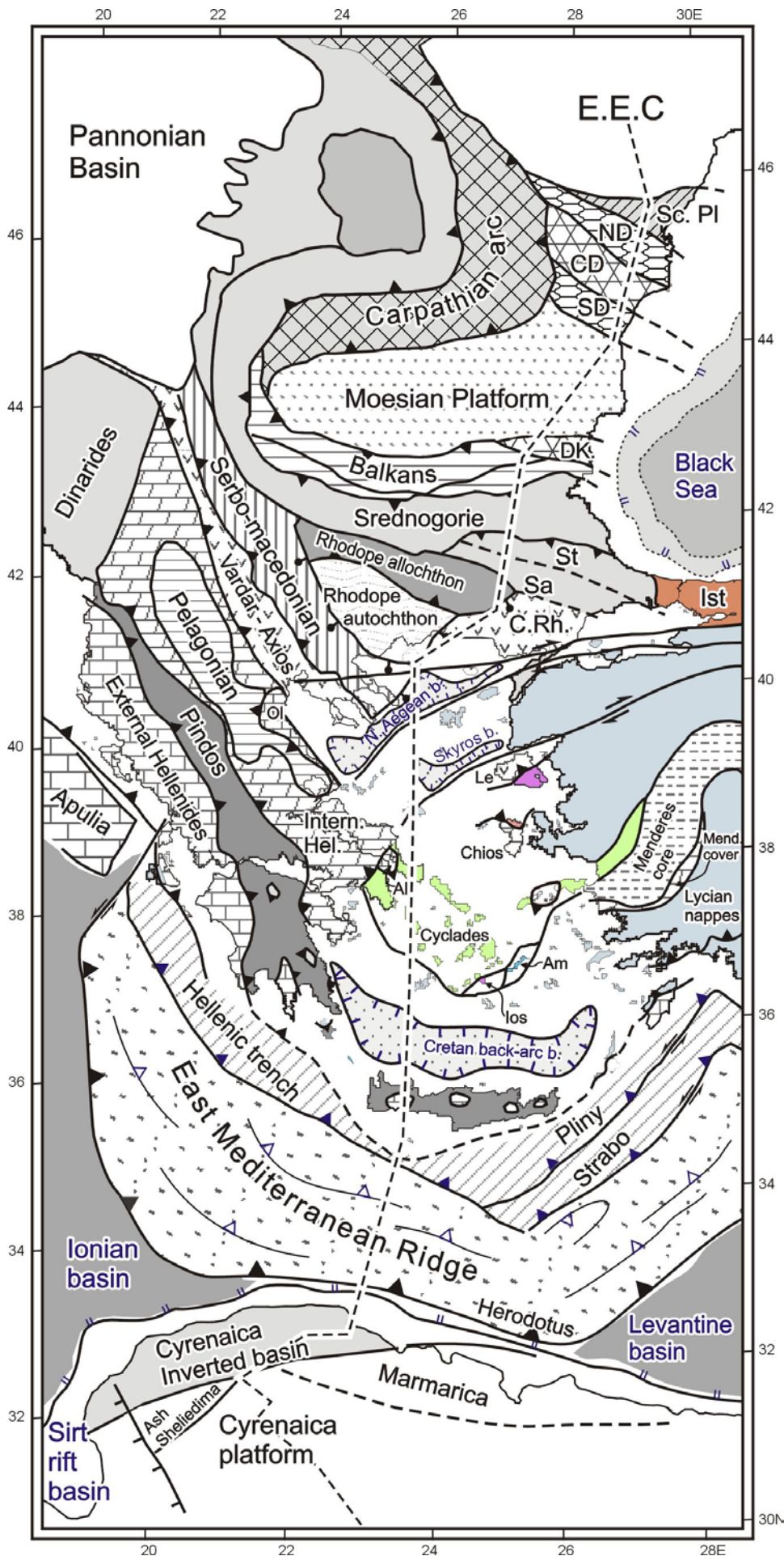
Κάτω από τις Βαλκανίδες εντοπίζεται μια ζώνη Βαρίσκιας ορογένεσης, στο βόρειο τμήμα της Γεωτομής, ενώ ορισμένα πρόσφατα ραδιοχρονολογικά δεδομένα έδωσαν βαρίσκιες ηλικίες για εκτεταμένους γρανιτικούς πλουτωνίτες μέσα στα προαλπικά ηπειρωτικά τ. πεδία του Αιγαίου (Yarwood and Aftalion 1976, Seidel et al. 1982, Andriensen et al. 1987, Schermer et al. 1989, Reischmann 1998). Η νοτιότατη προχώρα των Ελληνίδων στην Κρήτη αποδίδεται στο ανωπαλαιοζωικό – μεσοζωικό περίβλημα του παν-Αφρικανικού υποβάθρου (König and Kuss 1980, Stampfli et al. 2003), για το οποίο έχουμε, ραδιοχρονολογικά δεδομένα από τα νότια τμήματα της Μάζας του Μαιάνδρου (Menderes) στη Δυτική Τουρκία (Sengör et al. 1984a, Kröner and Sengör 1990).

Μια βασική διάκριση που θα πρέπει να γίνει κατά μήκος της Γεωτομής αφορά τα ιζήματα που ανήκουν στις Ευρωπαϊκές, «Γερμανικές φάσεις» του Τριαδικού, από αυτά που έχουν χαρακτήρες της Τηθύος ή/και γκοντβανικούς. Οι Ευρωπαϊκές Τριαδικές φάσεις του βορείου περιθωρίου και της Τηθύος αναπτύσσονται από τις Ελβετίδες στις Δυτικές Άλπεις, έως την προχώρα των Βορείων Καρπαθίων, τις Βαλκανίδες και τις Ποντίδες. Το όριο του Ευρωπαϊκού περιθωρίου στο Τριαδικό βρίσκεται μεταξύ της ζώνης Srednogorie και των ενοτήτων της Ροδόπης. Αυτό το «στρωματογραφικό» και «παλαιογεωγραφικό» όριο συμπίπτει με την αλλαγή τεκτονικής πολικότητας, από Νότο προς Βορρά στη ζώνη επωθήσεων των Βαλκανίδων και αντίθετη, από Βορρά προς Νότο, στη Ροδόπη και τις Ελληνίδες. Ωστόσο, έχουν εντοπιστεί παλαιότερα ηφαιστειακά τόξα που προέκυψαν από την προς βορρά υποβύθιση των ωκεάνιων λεκανών της Τηθύος, όπως η σημαντική ανωκρητιδική ηφαιστειακή ζώνη της Srednogorie, η οποία ακολουθείται από την προς νότο μετανάστευση των Καινοζωικών ηφαιστειακών τόξων, από το Κατώτερο Τριτογενές στη Ροδόπη, μέχρι το Πλειο-Τεταρτογενές στο νότιο Αιγαίο (Papanikolaou 1993).

Η Γεωτομή διασχίζει, από την Ευρώπη στην Αφρική, τις ακόλουθες γεωτεκτονικές ενότητες (Εικ. 1.3):

Το βόρειο τμήμα της Γεωτομής αρχίζει από την Ρουμανική – Καρπάθια προχώρα και περιλαμβάνει την Κρατονική περιοχή της Ανατολικής Ευρώπης (East European Craton (EEC)), τη Σκύθια πλατφόρμα (Scythian Platform (SP)), την ορογενετική ζώνη της Βόρειας Dobrogea (NDO) και την πλατφόρμα της Μοισίας (Moesian Platform (MP)), η οποία εκπροσωπείται στα βορειοανατολικά από δυο ρηξιτεμάχη, της κεντρικής και Νότιας Dobrogea, τα οποία έχουν διαφορετικό υπόβαθρο και ιζηματογενές κάλυμμα (Εικ. 1.3). Το ορογενετικό σύστημα της Βόρειας Dobrogea οριοθετείται από το ρήγμα Sfantu-Gheorge (SGF) στα βόρεια και το ρήγμα Peceneaga – Camena (PCF) στα νότια. Το κεντρικό ρηξιτέμαχος της Dobrogea χωρίζεται από το νότιο μέσα από το ρήγμα Capidava – Ovidiu.





**Εικ. 1.3.** Γεωτεκτονικός χάρτης των περιοχών που διασχίζονται από τη Γεωτομή VII. EEC: κρατονική περιοχή Ανατολικής Ευρώπης, Sc. Pl.: Σκύθια Πλατφόρμα, ND, CD, SD: Βόρεια, Κεντρική και Νότια Dobrogea, DK: Dolnya-Kamchya; St: Strandzha, Sa: Sakar, Ist: Istanbul, C.Rh.: Περιρροδοτική, Ol: Όλυμπος, Le: Λέσβος, Al: Αλμυροπόταμος, Am: Αμοργός.

Η δομή της Σκύθιας πλατφόρμας και η θαμμένη ταφροποίηση του Περμίου που εντοπίζεται σε αυτήν είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για την κατανόηση άλλων περιοχών της πλατφόρμας, όπου απουσιάζει ή είναι ελλιπώς γνωστό το προ-τριαδικό υπόβαθρο. Η Κιμμέρια εξέλιξη του ορογενούς της Dobrogea αποτελεί ακόμη θέμα συζητήσεων, όπως και η προς τα ανατολικά προέκτασή του, στην Κριμαία και τον Καύκασο. Επίσης, μεγάλα ρήγματα που επηρεάζουν και το φλοιό (crustal faults) με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ λειτούργησαν στο Κρητιδικό και οριοθέτησαν τα τεμάχια της Dobrogea: αυτά συνδέονται με τη διάνοιξη της Λεκάνης της Δυτικής Μαύρης Θάλασσας και τη διασπορά του Σκυθικού (Ευξεινικού) Ορογενούς, το οποίο ακολουθούσε το νότιο περιθώριο της Κρατονικής Περιοχής της Ανατολικής Ευρώπης κατά το Παλαιοζωικό.

Περνώντας νοτιότερα, η πλατφόρμα της Μοισίας αποτελεί την προχώρα της Αλπικής ζώνης επωθήσεων των Βαλκανίδων. Αυτή η προς βορρά τεκτονική κίνηση πραγματοποιήθηκε στο Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό, οπότε και αποτέθηκαν κλαστικά ιζήματα πάχους 3 km στην τάφρο Trojan, κατά μήκος του νότιου περιθωρίου της πλατφόρμας της Μοισίας, καθώς και στο Κατώτερο Τριτογενές, οπότε έγινε ο τελικός τεκτονισμός και αναπτύχθηκε μια άλλη τάφρος, στην ταπείνωση Dolna – Kamchya (Εικ. 1.3). Η ζώνη Srednogorie υπέρκειται τεκτονικά της Βαλκανικής ζώνης προς βορρά, με τεκτονικά ράκη του υποβάθρου να βρίσκονται πάνω από κρητιδικά ιζήματα. Τα ανωκρητιδικά ηφαιστειακά του τόξου της Srednogorie δείχνουν την προς βορρά υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος στις Ελληνίδες την περίοδο αυτή. Η επαφή Srednogorie – Ροδόπης είναι απότομη και σχεδόν κατακόρυφη στα δυτικά, και καλύπτεται ως επί το πλείστον από ιζήματα, ενώ στα ανατολικά είναι πιο περίπλοκη και εμπλέκει τις υπο-ενότητες της Strandzha και του Sakar, οι οποίες υπέρκεινται τεκτονικά της Ανατολικής Ροδόπης.

Στη συνέχεια η Γεωτομή αλλάζει διεύθυνση (από Β-Ν σε ΒΑ-ΝΔ), διασχίζει τη Νότια Ροδόπη και εισέρχεται στις Ελληνίδες στο Αιγαίο, με τεκτονική πολικότητα από βορρά προς νότο (Εικ. 1.3). Οι τεκτονικές ενότητες περιλαμβάνουν πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης που ανήκουν στην εσωτερική τεκτονο-μεταμορφική ζώνη (Ροδόπη s.l., Σερβο-Μακεδονική και Περι-Ροδοπική). Τα μεταμορφωμένα της Ανατολικής Ροδόπης, μαζί με τα ομόλογά τους στην κεντρική και δυτική Ροδόπη, υπέρκεινται τεκτονικά της σχετικά αυτόχθονης ενότητας Παγγαίου, που χαρακτηρίζεται από μια παχιά μεταμορφωμένη ανθρακική πλατφόρμα. Προς τα Δ-ΝΔ, οι Σερβο-Μακεδονικές ενότητες (πετρώματα υποβάθρου της εν. Βερτίσκου, οφιόλιθοι της Βόλβης και υπόβαθρο Κερδυλίων μαζί με το κάλυμμα των μαρμάρων) υπέρκεινται τεκτονικά της Ενότητας Παγγαίου, μέσα από ένα μεγάλο ρήγμα αποκόλλησης (Αποκόλληση Στρυμώνα - Θάσου). Μια ακόμη αποκόλληση, αλλά με σημαντική δεξιόστροφη συνιστώσα (αποκόλληση Άθου – Ξάνθης) οριοθετεί τις τρεις υψηλού βαθμού μεταμορφωμένες ενότητες προς τα ΝΑ, και τις φέρνει πάνω από τα πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης της Περιροδοπικής, μαζί με κάποιους οφιόλιθους (Εικ. 1.3). Με τον τρόπο αυτό, η μεταμορφωμένη ανθρακική πλατφόρμα του Παγγαίου και το υπόβαθρό της, αποτελούν ένα τεράστιο τεκτονικό παράθυρο μέσα στην εσωτερική τεκτονομεταμορφική ζώνη (Papanikolaou 1984, 1988b).

Η τομή συνεχίζει με διεύθυνση Β-Ν, από το Βόρειο Αιγαίο έως το Λιβυκό πέλαγος, νότια της Κρήτης, περνώντας από την ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη των Ελληνίδων (Πελαγονική, Κυκλάδες, Όλυμπος-Αλμυροπόταμος-Κερκετέας) και την εξωτερική (Κρήτη, Πελοπόννησος). Διασχίζει αρχικά τη Λεκάνη του Βορείου Αιγαίου, η οποία χωρίζει την Ευρωπαϊκή πλάκα, που κινείται με αργούς ρυθμούς προς την Αφρική (10 mm/yr) από την Ελληνική ζώνη υποβύθισης, που υποχωρεί πολύ ταχύτερα, πλησιάζοντας την Αφρική με 40-50 mm/yr.

Νότια από τη Λεκάνη του Βορείου Αιγαίου και βόρεια των Κυκλάδων, η τομή διατρέχει τις Εσωτερικές Ελληνίδες, που έχουν τεκτονιστεί δύο φορές: μία πριν το Ανώτερο Κρητιδικό, με την ανώθηση των οφιολίθων του Αξιού και μία δεύτερη, στο Κατώτερο Τριτογενές. Στη συνέχεια, η τομή διασχίζει την Ενότητα Αλμυροπόταμου στη Νότια Εύβοια, που είναι ένα τεκτονικό παράθυρο, ανάλογο του Ολύμπου, με μια μεσοζωική – κατωτριτογενή πλατφόρμα που ανήκει στο εσωτερικό



περιθώριο των Εξωτερικών Ελληνίδων, κάτω από καλύμματα κυανοσχιστολίθων και υπολειμματικών αμεταμόρφωτων πετρωμάτων των Εσωτερικών Ελληνίδων (Katsikatsos et al. 1976). Στον Όλυμπο και μεταξύ των κυανοσχιστολίθων και των εσωτερικών μεσοζωικών ενοτήτων, το αλλόχθονο περιλαμβάνει πολλά km από καλύμματα του Πελαγονικού υποβάθρου (Godfriaux 1968).

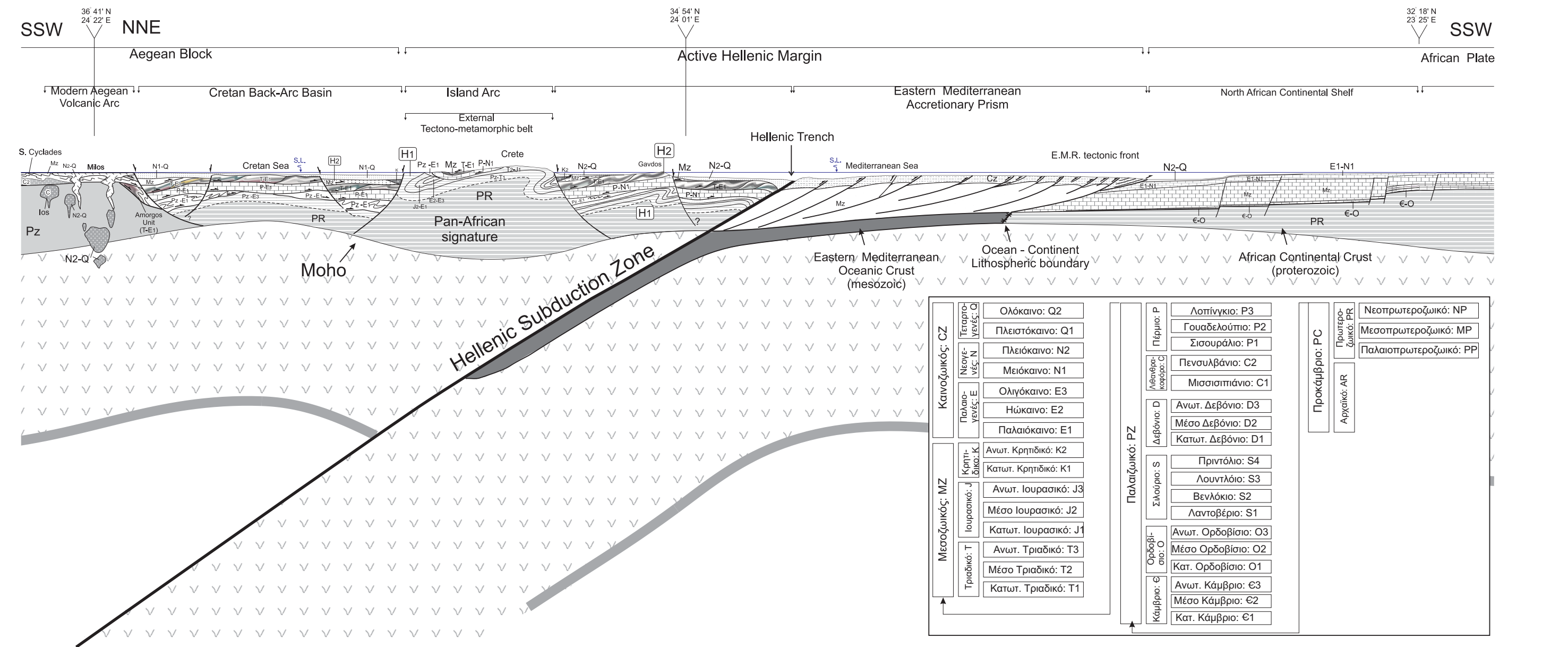
Κατά μήκος του νότιου περιθωρίου των Κυκλάδων, η Γεωτομή διασχίζει το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο στη Μήλο και στη συνέχεια την Κρητική οπισθοτάφρο, που είναι πληρωμένη με ιζήματα του Ανωτέρου Μειοκαίνου – Τεταρτογενούς. Κάτω από την Κρητική Λεκάνη και μεταξύ της ενδιάμεσης και της εξωτερικής τεκτονομεταμορφικής ζώνης, η τομή διασχίζει τις Εξωτερικές Ελληνίδες, που τεκτονίστηκαν στο Κατώτερο Τριτογενές και οι οποίες εμφανίζονται κυρίως στην Πελοπόννησο και τη Δυτική Ηπειρωτική Ελλάδα.

Το σύγχρονο νησιωτικό τόξο Πελοποννήσου – Κρήτης – Δωδεκανήσων περιλαμβάνει τα τεκτονικά παράθυρα της Ενότητας της Μάνης (μεταμορφωμένη Ιόνια Ενότητα), ηλικίας Ανώτερο Παλαιοζωικό – Κατώτερο Τριτογενές (Bonneau 1973, Thiebault 1977), η οποία ανήκει στο εξωτερικό περιθώριο της πλατφόρμας των Εξωτερικών Ελληνίδων, κάτω από πολλά τεκτονικά καλύμματα των εσωτερικότερων ενοτήτων, που τοποθετήθηκαν στο Κατώτερο – Μέσο Μειοκαίνο. Τα ελληνικά καλύμματα φτάνουν ως των περιθώριο των σύγχρονων Ελληνικών Τάφρων (με εμφανίσεις της Ενότητας Πίνδου στη Γαύδο). Νότια της Τάφρου, η λεπιωμένη δομή του πρίσματος προσαύξησης της Ανατολικής Μεσογείου φτάνει έως την μετωπική ζώνη επώθησης, το ίχνος της οποίας είναι παράλληλο με το περιθώριο της Κυρηναϊκής και εντοπίζεται σε βάθος 3 km. Νοτιότερα και πάνω στο Αφρικανικό περιθώριο, έχουμε οριζόντια στρώματα του Φανεροζωικού με πολλές εσωτερικές ασυμφωνίες.

Το ακρωτήριο της Κυρηναϊκής αποτελείται από δύο μεγάλες γεωτεκτονικές ενότητες, που έρχονται σε επαφή μέσω της Κυρηναϊκής Ρηξιγενούς Ζώνης: η σταθερή πλατφόρμα της Κυρηναϊκής στα νότια και η ανεστραμμένη λεκάνη της Βόρειας Κυρηναϊκής στα βόρεια. Η βόρεια περιοχή περιλαμβάνει το ανεστραμμένο Κρητιδικό αντικλινόριο του Al Jabal al Akhdar και τη βόρεια παράκτια πεδιάδα που εκτείνεται και υποθαλάσσια. Η πλατφόρμα της Κυρηναϊκής, από την άλλη μεριά, αποτελείται από την στενή περιοχή της πλατφόρμας, το υψίπεδο Al Jaghbub στο νότο και δυο τριτογενείς τάφρους στα βόρεια (Marmarica και Ash Shelledima). Μερικές εκατοντάδες km δυτικά από την Τραβέρσα έχει αναπτυχθεί η Μεσοζωική – Καινοζωική τάφρος της Σύρτης.

**Εικ. 1.4:** (επόμενη σελίδα) «Λιθοστρωματογραφική» έκδοση του τμήματος της Γεωτομής VII που διατρέχει τις Ελληνίδες. Σε αυτή τη μορφή της Γεωτομής γίνεται διαχωρισμός των σχηματισμών με βάση την ηλικία τους.

**Εικ. 1.5:** (μεθεπόμενη σελίδα) «Τεκτονική» έκδοση του τμήματος της Γεωτομής VII που διατρέχει τις Ελληνίδες. Στη μορφή αυτή γίνεται διάκριση των σχηματισμών με βάση την λιθολογική τους σύσταση και την παλαιογεωγραφία τους.



NE

41° 19' N  
25° 52' E

SW

NNE

Eurasian Plate

Aegean Block

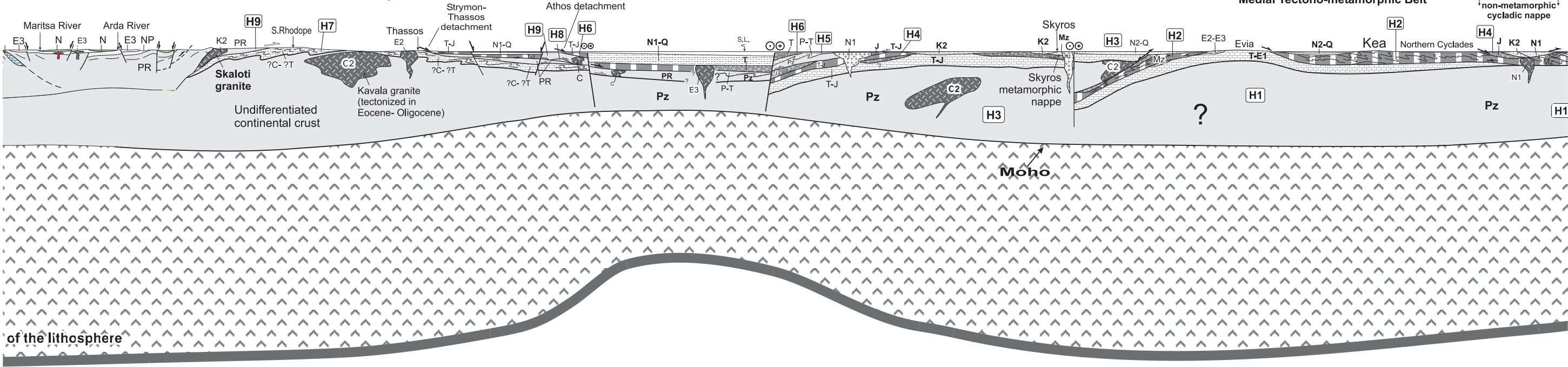
East Rhodope

North Aegean Basin

Internal Tectono-metamorphic Belt

Medial Tectono-metamorphic Belt

'non-metamorphic'  
cycladic nappe



of the lithosphere

SSW

24° 22' E

NNE

24° 01' E

Active Hellenic Margin

23° 25' E

SSW

African  
Plate

Modern Aegean  
Volcanic Arc

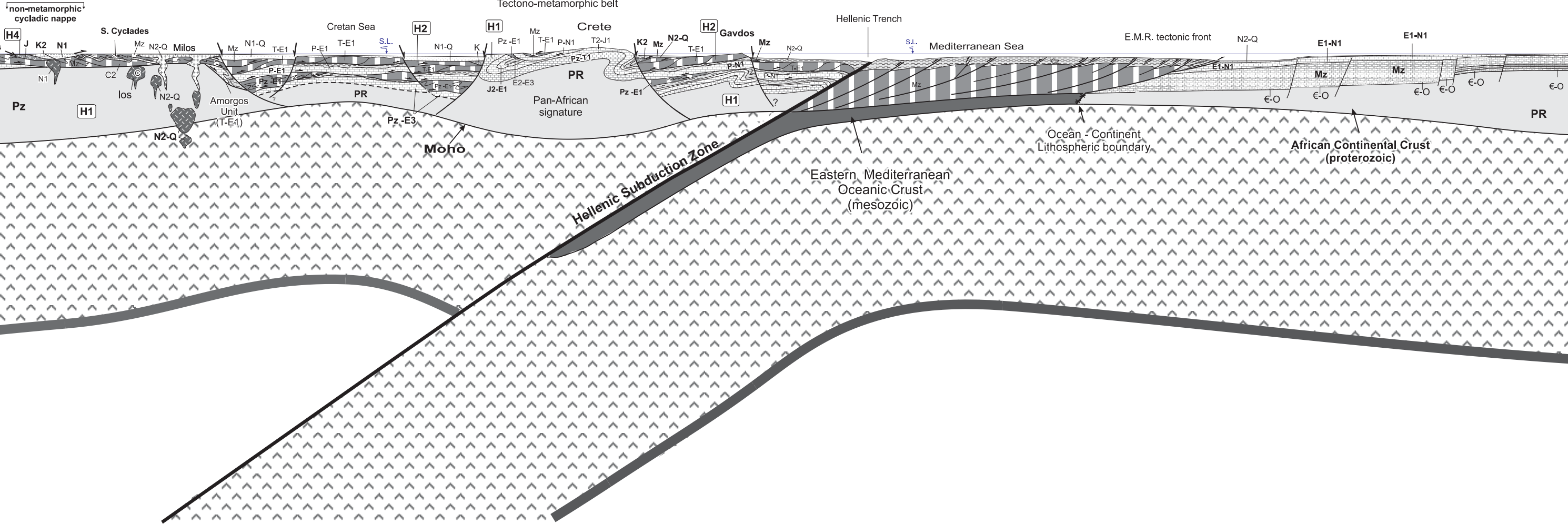
Cretan Back-Arc Basin

Island Arc  
External  
Tectono-metamorphic belt

Hellenic Fore-arc Basin

Eastern Mediterranean  
Accretionary Prism

North African Continental Shelf





## 2. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΕΝΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΕΛΛΗΝΙΔΩΝ

Οι Ελληνίδες διακρίνονται ως τμήμα του συστήματος της Τηθύος, μεταξύ της εγκάρσιας δομής του Scutari-Peč, η οποία τις οριοθετεί στα βορειοδυτικά από τις Δειναρίδες και της «κύρτωσης της Αττάλειας» (Antalya convex zone) ή οποία τις διαχωρίζει από τις Ταυρίδες στα Ανατολικά (Kober 1928, 1931). Η διάκριση των ισοπικών – γεωτεκτονικών ζωνών είχε γίνει κυρίως με βάση στρωματογραφικά δεδομένα από αμεταμόρφωτες ακολουθίες ((Philippson 1898, 1959, Renz 1940, 1955, Aubouin 1959, 1965). Μετά την ανακάλυψη απολιθωμάτων σε μεταμορφωμένες ακολουθίες και με νέα ραδιοχρονολογικά στοιχεία από μεταμορφικά και μαγματικά γεγονότα, έγινε διαχωρισμός και των τεκτονικών ζωνών των μεταμορφωμένων Ελληνίδων, από τους υπόλοιπους μεταμορφωμένους σχηματισμούς που ανήκουν σε προ-αλπικές ενότητες υποβάθρου (Papanikolaou 1980b, 1986a, 1989) (Εικ. 2.1). Η συνολική δομή των Ελληνίδων (μεταμορφωμένων και μη) αναλύθηκε σε τρεις *τεκτονο-μεταμορφικές ζώνες*, οι οποίες σχηματίζουν τρεις ζώνες τεκτονικών παραθύρων που διαχωρίζονται από τα καλύμματα των αμεταμόρφωτων Ελληνίδων (Papanikolaou 1984).

Η παλαιογεωγραφική ένταξη των μεταμορφωμένων Ελληνίδων μέσα στην τότε γνωστή παλαιογεωγραφική διάρθρωση των αμεταμόρφωτων Ελληνίδων για το Ανώτερο Κρητιδικό προτάθηκε με βάση τεκτονο-στρωματογραφικά, τεκτονο-μεταμορφικά και εξελικτικά κριτήρια από τον Papanikolaou (1984, 1989a), ενώ για τα καλύμματα του ΝΑ Αιγαίου έγινε αντίστοιχη πρόταση ένταξης από τον Bonneau (1984).

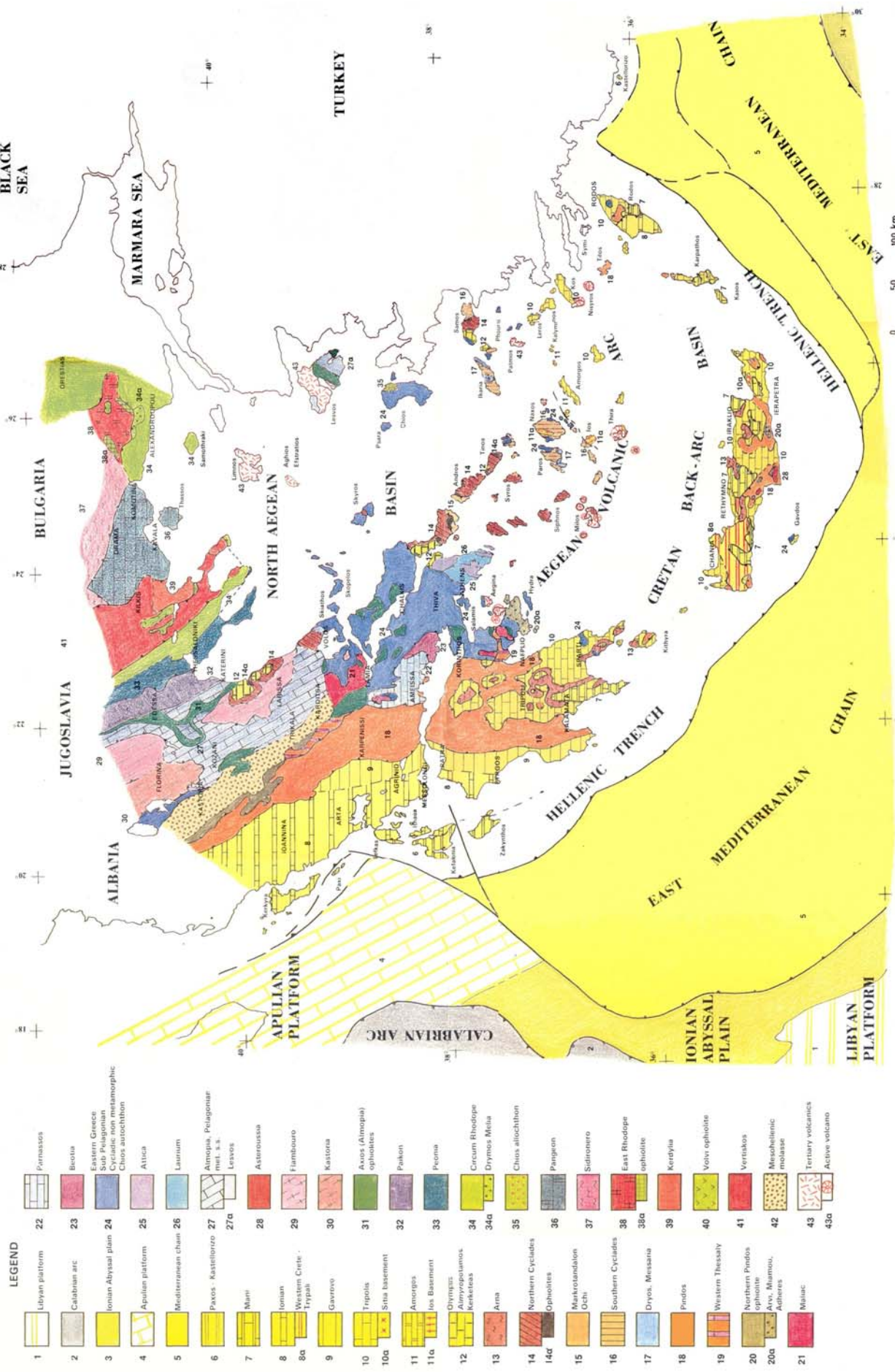
Η παλαιογεωγραφική οργάνωση των Ελληνίδων και η πιθανή σχέση μεταξύ του προαλπικού υποβάθρου και των αλπικών καλυμμάτων επέτρεψε την ανάλυση των Ελληνίδων σε τεκτονο-στρωματογραφικά πεδία (Papanikolaou 1989a, 1997), τα οποία είναι τα ακόλουθα: H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων, H2: Ωκεανός Πίνδου - Κυκλάδων, H3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων H4: Ωκεανός Vardar-Αξίου, H5: Πάικο και Αυτόχθονο Λέσβου, H6: Περιροδοπική ζώνη και αλλόχθονο Λέσβου, H7: Μάζα Ροδόπης (Ενότητα Παγγαίου – Αυτόχθονο Ροδόπης), H8: Οφιόλιθοι Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης και H9: Ενότητες Σιδηρόνερου, Κερδυλίων και Βερτίσκου (Αλλόχθονο Ροδόπης). Η γεωγραφική εξάπλωση των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων δίνεται στην Εικ. 2.2. Οι σχηματικές στρωματογραφίες στήλες για κάθε πεδίο δίνονται στην Εικ. 2.3, όπου περιλαμβάνονται και οι ονομασίες των τεκτονικών ενοτήτων των Ελληνίδων που εντάσσονται σε κάθε τ. πεδίο.

Τα πεδία H1, H3, H5, H7 και H9 αντιπροσωπεύουν ηπειρωτικά λιθοσφαιρικά θραύσματα Γκο-ντβανικής προέλευσης, εκτός πιθανόν από το H9, η προέλευση του οποίου παραμένει αβέβαιη. Τα τ.πεδία H2, H4, H6 και H8 αντιστοιχούν σε τμήματα του ωκεανού της Τηθύος (ίσως και της παλαιο-Τηθύος?). Το σημερινό νοτιότατο υπόλειμμα της Τηθύος στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, το οποίο βρίσκεται σε καθεστώς υποβύθισης στο Ελληνικό Τόξο, θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως το μελλοντικό ωκεάνιο τ.πεδίο H0.

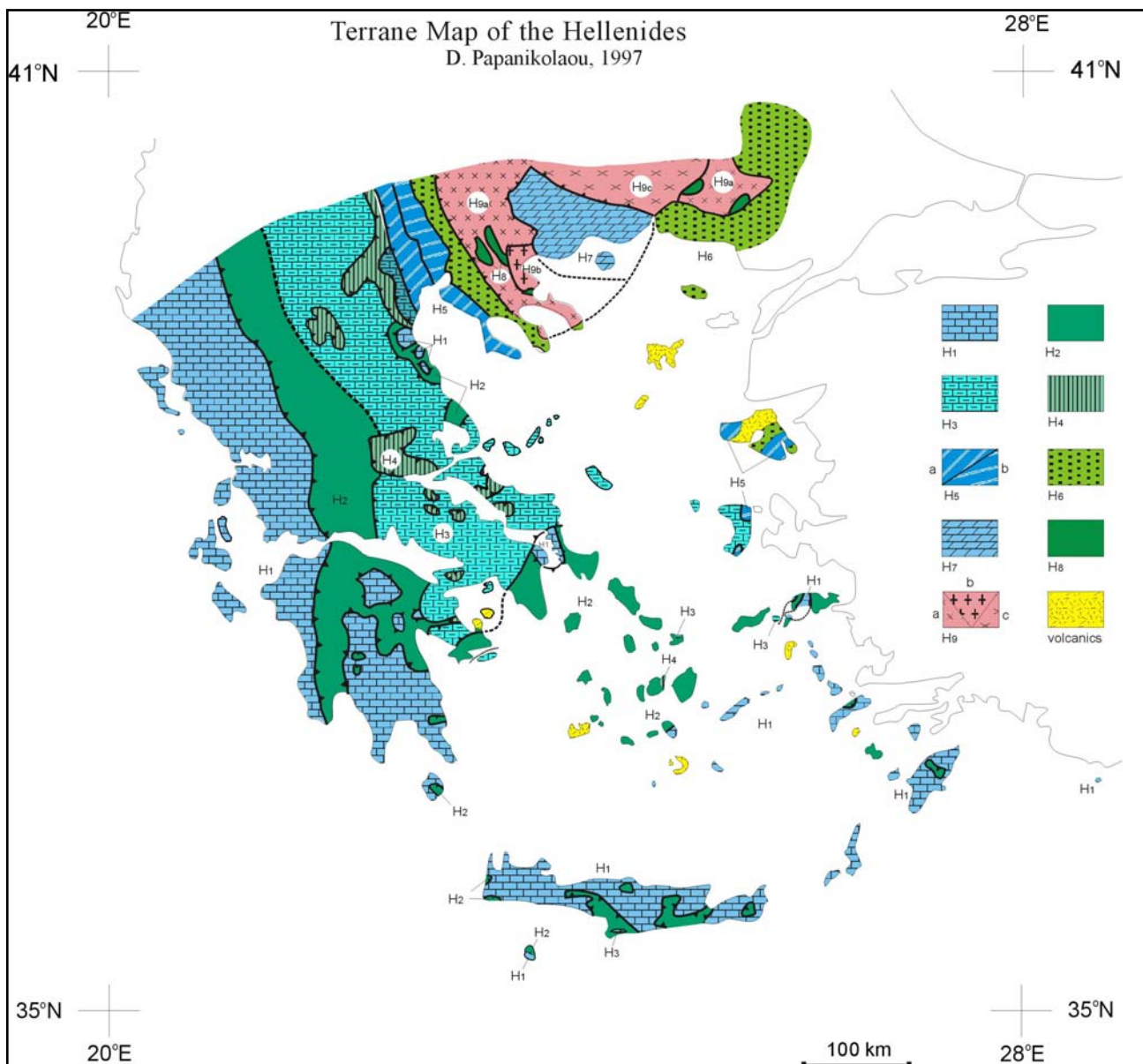
Η συνολική δομή γίνεται πιο περίπλοκη εξαιτίας της ύπαρξης των τριών τεκτονο-μεταμορφικών ζωνών (της εσωτερικής, στη Ροδόπη, της ενδιάμεσης σε Πελαγονική-Κυκλάδες και της εξωτερικής, σε Πελοπόννησο και Κρήτη), στις οποίες περιλαμβάνονται διάφορα τμήματα των τ.πεδίων. Τα τ.πεδία H6, H7, H8 και H9 συμμετέχουν στη δομή της εσωτερικής τ.ζ., τα H1, H2 H3 και H4 στην ενδιάμεση και τα H1 και H2 στην εξωτερική.

# GEOTECTONIC MAP OF GREECE

by DIM. J. PAPANIKOLAOU  
(Department of Geology, University of Athens)



Εικ. 2.1. Οι γεωτεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1989a)



**Εικ. 2.2.** Χάρτης των τ. πεδίων των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1997). H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, H2: Ωκεανός Πίνδου – Κυκλάδων, H3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, H4: Ωκεανός Αξιού, H5: Πάικο, H5a: Ενότητα Πάικου, Αυτόχθονο Λέσβου και Αλλόχθονο Χίου, H5b: Εν. Παιονίας, H6: Περιροδοπική Ζώνη και Οφιόλιθοι Λέσβου, H7: Αυτόχθονο Ροδόπης (Εν. Παγγαίου), H8: Οφιόλιθοι Βόλβης – Αν. Ροδόπης, H9: Αλλόχθονο Ροδόπης (+ Σερβο-Μακεδονική). H9a: Εν. Βερτίσκου και Εν. Ανατολικής Ροδόπης, H9b: Εν. Κερδυλίων, H9c: Εν. Σιδηρόνερου.

**H9. Αλλόχθονο Ροδόπης (Ενότητες Σιδηρόνερου, Κερδυλίων και Βερτίσκου).** Η εν. Σιδηρόνερου υπέρκειται τεκτονικά της εν. Παγγαίου, μέσω μια σύνθετης τεκτονικής επαφής που μπορεί να παρακολουθηθεί από τον όρος Pirin στη ΝΔ Βουλγαρία, έως την Ξάνθη (Papanikolaou and Panagoroulos 1981, Papanikolaou 1984, 1988b). Αποτελείται από γνευσίους, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, λεπτές ενδιαστρώσεις μαρμάρων, γρανουλίτες και μιγματίτες που σχετίζονται με τον ανατηκτικό γρανίτη Σκαλωτής – Ελάτειας. Η εν. Σιδηρόνερου χαρακτηρίζεται από ανεστραμμένη μεταμορφική ζώνωση και μπορούμε να παρατηρήσουμε μεταμορφωμένα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης να βρίσκονται πάνω από τα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα της εν. Παγγαίου. Η τεκτονική και στρωματογραφική ομοιότητα της εν. Σιδηρόνερου με τις Σερβομακεδονικές ενότητες των Κερδυλίων και του Βερτίσκου έχει σημειωθεί από τον Papanikolaou (1984). Η ενότητα αυτή συνεχίζει και βόρεια από τα ελληνο-βουλγαρικά σύνορα και περιλαμβάνει τις κύριες εμφανίσεις της κεντρικής Ροδόπης, στις οποίες έχουν δοθεί διάφορες ονομασίες (Ivanov 1985, Kozhukharov 1988). Το σημαντικό τεκτονο-μεταμορφικό επεισόδιο HP/LT του Κρητιδικού (Wawrzenitz and Mroskos, 1997) και οι υπερ-υψηλές πιέσεις που προσδιορίστηκαν βάσει μικροδιαμαντιών, τα οποία υποδεικνύουν υποβύθιση σε βάθη μεγαλύτερα των 220 km (Mroskos and Kostopoulos 2001), δεν επιτρέπουν την ανίχνευση παλαιότερων επεισοδίων. Ωστόσο, η απουσία ανθρακικής πλατφόρμας και η συνολική λιθοστρωματογραφία της ενότητας μας επιτρέπουν να υποθέσουμε μια ηλικία Προκάμβρια ή/και Παλαιοζωική, σε αντίθεση με την τεκτονικά υποκείμενη εν. Παγγαίου. Ο μεγάλος γρανίτης της Σκαλωτής (Ελάτεια) που καταλαμβάνει τον πυρήνα της εν. Σιδηρόνερου, όπως και ο γρανίτης του Pirin (ΝΔ Βουλγαρία) έχουν δώσει ανωκρητιδικές ηλικίες (π.χ. Σολδάτος & Χριστοφίδης, 1986), οι οποίες, σε γενικές γραμμές, επιβεβαιώνουν την ηλικία του τελικού σημαντικού τεκτονο-μεταμορφικού και μαγματικού επεισοδίου της εν. Σιδηρόνερου.

Η επονομαζόμενη Σερβο-Μακεδονική Μάζα στην Ελλάδα (Mercier, 1968, Kockel et al, 1977) διαχωρίστηκε σε δύο ενότητες, αποτελούμενες από γρανίτες, μιγματίτες και αμφιβολίτες: η κατώτερη (εν. Κερδυλίων) η οποία περιλαμβάνει ένα κάλυμμα από μάρμαρα υπερκείμενα των γνευσίων και η ανώτερη (εν. Βερτίσκου) που περιέχει μετα-ιζηματογενή μέσα σε πυθμαία συγκλίνων.

Η εν. Βερτίσκου αποτελείται από γνευσίους και μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, ο οποίοι έχουν βαρίσκια ηλικία μεταμόρφωσης (300 Ma), όπως και από γρανίτες, πηγματίτες και απλίτες του Ιουρασικού με εκτεταμένα ίχνη αλπικής και παλαιοαλπικής παραμόρφωσης (Mercier 1968, Borsi et al. 1964, Harre et al. 1968, Zervas 1980, Mantzos 1991).

Η τεκτονική επαφή της εν. Βερτίσκου με τους υποκείμενους οφιολίθους της Βόλβης και την εν. Κερδυλίων είναι περίπλοκη, με γενική κλίση προς τα δυτικά, ενώ, κατά μήκος των δυτικών εμφανίσεων της ενότητας και στην επαφή της με την Περιοδοπική, κλίνει προς τα ανατολικά. Η συνολική εικόνα λοιπόν για την εν. Βερτίσκου είναι ότι πρόκειται για ένα είδος τεκτονικού ράκου με συγκλινική μορφή. Επίσης, η συμμετοχή των ηωκαινικών μολασικών ιζημάτων στις τεκτονικές επαφές υποδηλώνει μια βραδυτεκτονική φάση τεκτονισμού κατά την κύρια αλπική ορογένεση.

Μια σημαντική τεκτονική αποκόλληση, μειοκαινικής ηλικίας, κατά μήκος της λεκάνης του Στρυμόνα έχει μεταθέσει τις εν. Βερτίσκου και Κερδυλίων προς τα δυτικά (Dinter and Royden, 1993), οι οποίες αντιστοιχούν στην ανώτερη πλάκα (οροφή), ενώ η κατώτερη (δάπεδο) δομείται από την εν. Παγγαίου που είναι και η βαθύτερη τεκτονική ενότητα – παράθυρο. Αυτή η «υστερο-τεκτονική» δομή (late structure) πιθανόν να έχει προκαλέσει τη απόσπαση των δύο Σερβο-Μακεδονικών ενότητων από την πιθανή τους συνέχεια στην άλλη πλευρά της αποκόλλησης και προς την εν. Σιδηρόνερου, η οποία έχει παραμείνει στην κατώτερη πλάκα (δάπεδο).

**H8. Βόλβη – οφιόλιθοι Ανατολικής Ροδόπης.** Στην βάση της ενότητας Βερτίσκου έχει εντοπιστεί ένα μεταμορφωμένο και διαμελισμένο οφιολιθικό σύμπλεγμα, το οποίο παρεμβάλλεται μεταξύ αυτής και της υποκείμενης εν. Κερδυλίων (Dixon and Dimitriadis, 1984). Τα πετρώματα αυτά θεωρούνται ως πιθανά μέλη της παλαιο-Τηθύος (Dimitriadis, σε Sengör 1984).



Ορισμένες σημαντικές οφιολιθικές εμφανίσεις εντοπίζονται στην περιοχή του Ίασμου, κατά μήκος μιας μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης, η οποία φέρνει σε επαφή την εν. Ανατολικής Ροδόπης (προς τα ΝΑ) με την εν. Σιδηρόνερου (προς τα ΒΔ). (Papanikolaou 1989a). Οι οφιολίθοι της Αν. Ροδόπης ίσως να είναι ομόλογοι με αυτούς της Βόλβης, αλλά δεν υπάρχουν συστηματικές μελέτες που να συγκρίνουν αυτές τις δύο οφιολιθικές μάζες της εσωτερικής τ.ζ.

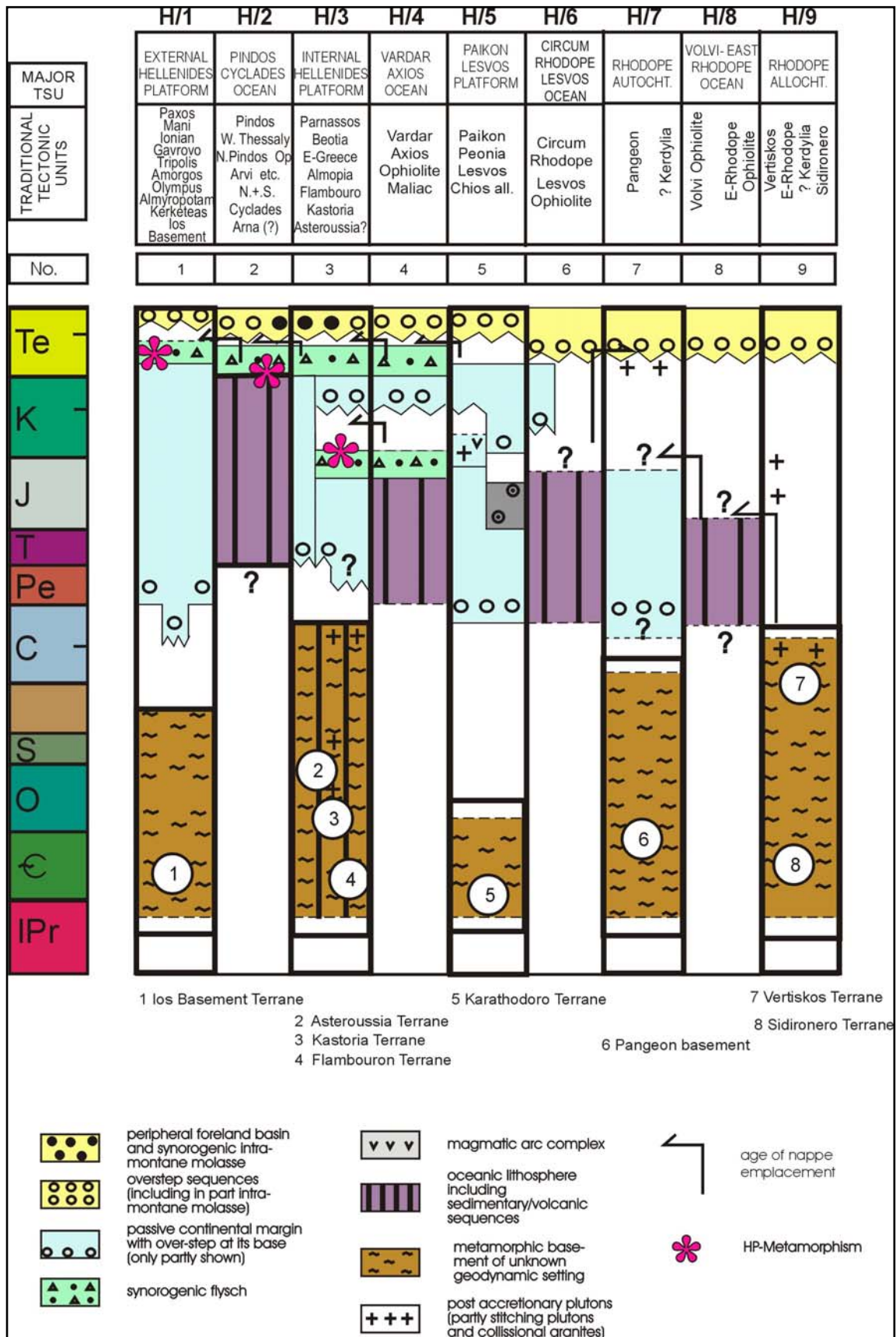
Η μόνη βεβαιότητα για την παλαιογεωγραφική τοποθέτηση και τη γεωδυναμική εξέλιξη αυτών των τμημάτων της Τηθύος είναι ότι πρόκειται για τμήματα που βρίσκονταν εσωτερικότερα από την ωκεάνια λεκάνη του Αξιού και ότι έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά πριν τη συνένωση των Σερβο-Μακεδονικών ενοτήτων στο Ανώτερο Ιουρασικό, οπότε και ενεπλάκησαν στο τεκτονομεταμορφικό επεισόδιο του παλαιο-ηφαιστειακού τόξου και της οπισθοτάφρου της ηωαλπικής ορογένεσης, η οποία σχετίζεται με το κλείσιμο και την υποβύθιση του ωκεανού του Αξιού.

**Η7. Αυτόχθονο Ροδόπης (Παγγαίο).** Η Ροδόπη (s.s.) αποτελείται από δύο τεκτονικές ενότητες (Papanikolaou & Panagoroulos, 1981, Papanikolaou 1984, 1988b): την κατώτερη (εν. Παγγαίου), η οποία χαρακτηρίζεται από παχιά ανθρακική πλατφόρμα πάνω σε υπόβαθρο από γνευσίους και την ανώτερη (εν. Σιδηρόνερου), που περιλαμβάνει διάφορους λιθολογικούς τύπους –γνευσίους, αμφιβολίτες, ενδιαστρώσεις μαρμάρων, λεπτυνίτες και μιγματίτες.

Η ανάπτυξη μιας ρηχής ανθρακικής πλατφόρμας πάνω από γνευσιακό υπόβαθρο, όπως παρατηρείται στην εν. Παγγαίου, αποτελεί κοινό χαρακτηριστικό με τα εξωτερικότερα ηπειρωτικά τ. πεδία H1, H3 και H5, που αποτελούνται από προαλπικό υπόβαθρο με αλπικό ανθρακικό κάλυμμα. Η εν. Παγγαίου είναι η σχετικά αυτόχθονη ενότητα της εσωτερικής τ.ζ. των Ελληνίδων και εμφανίζεται με μορφή τεράστιου τεκτονικού παράθυρου κάτω από την εν. Σιδηρόνερου στα βόρεια και βορειοανατολικά, τις εν. Κερδυλίων και Βερτίσκου στα δυτικά και την Περιροδοπική στα νότια και νοτιοανατολικά (Εικ. 2.1, 2.2).

Αναφορικά με τις ηλικίες μεταμόρφωσης των ενοτήτων της Ροδόπης δεν υπάρχουν αναφορές για ηλικίες αρχαιότερες του Ανώτερου Κρητιδικού (Kozhukharov 1988, Liati 1986) με την εξαίρεση ζιρκονίων του Ανώτερου Παλαιοζωικού από το γρανοδιορίτη της Καβάλας (Κοκκινάκης, 1978), τα οποία θεωρήθηκαν από τους Papanikolaou et al. (1982) ότι ανήκουν στο υπόβαθρο της εν. Παγγαίου.

Οι τεκτονικές επαφές μεταξύ των ενοτήτων της Σερβο-Μακεδονικής και της Ροδόπης αποτελούν βραδυτεκτονικά μετα-μεταμορφικά γεγονότα, έχοντας επηρεάσει και τα ηωκανικά μολασικά ιζήματα της περιοχής (Mercier, 1968, Papanikolaou and Stojanov 1983), κάτι που ισχύει και για τις ύστερο-τεκτονικές κινήσεις στη βόρεια Ροδόπη (Ivanov et al. 1979). Έτσι, φαίνεται ότι οι ροδοπικές ενότητες έχουν τεκτονιστεί δύο φορές: μια που περιλαμβάνει ένα μείζον τεκτονο-μεταμορφικό επεισόδιο που ολοκληρώθηκε με μιγματίτες στο Κρητιδικό και ένα μετα-μεταμορφικό στο Ηώκαινο. Η κύρια τεκτονική επαφή είναι μια ?μειοκαινική αποκόλληση κατά μήκος της κοιλάδας του Στρυμώνα, η οποία εντοπίζεται και στη ΝΔ Θάσο (Dinter and Royden 1993, Wawrzenitz and Krohe 1997).



Εικ. 2.3. Λιθοστρωματογραφικές στήλες των τ. πεδίων των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1997).

**H6: Περι-ροδοπική Ζώνη και οφιόλιθοι Λέσβου.** Η διάκριση μεταξύ του ωκεανού του Αξιού και των οφιολίθων της Περιροδοπικής με χαμηλό βαθμό μεταμόρφωσης δεν είναι σαφής, καθότι η ηλικία τεκτονισμού είναι παραπλήσια, τόσο για την Περιροδοπική (Μ.-Α. Ιουρασικό), όσο και για τον Αξιό (Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό). Ωστόσο, οι διαμελισμένοι οφιόλιθοι της Περιροδοπικής είναι στα δυτικά επωθημένοι στην εν. Παιονία, καθώς και στην ενδιάμεση (πιθανά προαλπική) ζώνη κρυσταλλικών πετρωμάτων που εντοπίζονται στη ΝΑ Γιουγκοσλαβία και τα οποία είναι γνωστά με το όνομα Μάζα Štir-Axios (Mercier 1968, Bebien and Mercier 1977, Kockel et al. 1971, Ivanovski 1971).

Το πρόβλημα του ωκεανού του Αξιού και της σχέσης του με τους οφιόλιθους της Περιροδοπικής έχει να κάνει με τις αβεβαιότητες που υφίστανται αναφορικά με την αρχική τους θέση σε σχέση με τις μεταμορφωμένες ενότητες της Σερβο-Μακεδονικής και της Ροδόπης (Papanikolaou 1984). Το πρόβλημα αυτό επίσης σχετίζεται με την πιθανή προέκταση των Κιμμερίδων που απαντούν στη ΒΔ Μικρά Ασία και οι οποίες έχουν τεκτονιστεί στο Ανώτερο Τριαδικό – Κατώτερο Ιουρασικό, με κύριο χαρακτηριστικό την παρουσία επικλυσιγενών ερυθρών κλαστικών του Λιασίου, τα οποία καλύπτουν τους τεκτονισμένους σχηματισμούς (Sengör 1984).

Οι οφιόλιθοι της Λέσβου, μαζί με την (πιθανά τριαδικής ηλικίας) συνοδή ηφαιστειοϊζηματογενή τους ακολουθία, η οποία έχει υποστεί χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση, είναι επωθημένοι στο Αυτόχθονο της Λέσβου (Katsikatsos et al. 1986, Papanikolaou 1999) και πιθανόν ανήκουν στο ωκεάνιο τ.πεδίο H6. Ραδιοχρονολογήσεις της μεταμόρφωσης από το αμφιβολιτικό μέλος των οφιολίθων της Λέσβου έδωσαν ηλικία Μέσο Ιουρασικό (Hatzipanagiotou and Pe-Piper 1995). Βόρεια της Λέσβου το mélange του Cetmi και οι οφιόλιθοι του Deniz Goren έχουν ηλικία τεκτονικής τοποθέτησης προς βορρά, Κατώτερο Κρητιδικό (Beccaleto 2003), ενώ στην παράκτια ζώνη της θάλασσας του Μαρμαρά χρονολογήθηκε ένας εκλογίτης στο όριο Τριαδικού/Ιουρασικού, εντός του περμοτριάδικου συμπλέγματος της Karakaya (Okay and Monie 1997).

**H5. Τ.π. Πάικου και Αυτόχθονο Λέσβου.** Η ενότητα Πάικου παρεμβάλλεται μεταξύ των οφιολίθων του Αξιού στα δυτικά και των σχηματισμών της Παιονίας στα ανατολικά (Mercier 1968). Περιλαμβάνει μια χαμηλού βαθμού μεταμορφική ακολουθία του Τριαδικού – Ιουρασικού, η οποία υπόκειται μιας ηφαιστειοϊζηματογενούς σειράς ηλικίας Ανώτερου Ιουρασικού – Κατώτερου Κρητιδικού. Η τελευταία αντιπροσωπεύει το παλαιο-ηφαιστειακό τόξο της ηω-αλπικής ορογένεσης. Η παρουσία τριαδικών ανθρακικών υποδηλώνει ρηχή ιζηματογένεση στην πλατφόρμα του Πάικου, ενώ οι εμφανίσεις των γνευσίων και μιγματιτών του Καραθόδωρου (Mercier 1968, Borsi et al. 1968), μαζί με αυτά της μάζας Štir-Αξιού (βόρεια των ελληνο-σκοπιανών συνόρων) πιθανότατα αντιστοιχούν στο προαλπικό υπόβαθρο του τ.πεδίου.

Η παρουσία μεταλλικών αποθέσεων και οι προέκτασή τους μέσα στο Β. Αιγαίο δε μας επιτρέπει άμεσες συσχετίσεις μεταξύ διαφόρων εμφανίσεων παρεμφερών πετρωμάτων. Έτσι, στο τ.πεδίο του Πάικου θα πρέπει να συμπεριληφθούν και οι γειτονικές εμφανίσεις της ενότητας Παιονίας (H5b), καθώς και αυτές του αυτόχθονου της Λέσβου και του αλλόχθονου της Χίου (Εικ. 2.2) Το βασικό κριτήριο ένταξής τους είναι η τεκτονική τους θέση: που παρεμβάλλονται τεκτονικά ανάμεσα στα ωκεάνια τ.πεδία H4 και H6 τα οποία εκπροσωπούνται από τους οφιόλιθους του Αξιού αφενός και τους οφιόλιθους της περιροδοπικής ζώνης και του αλλόχθονου της Λέσβου αφετέρου. Η στρωματογραφική ακολουθία του αυτόχθονου της Λέσβου περιλαμβάνει ανωπαλαιοζωικούς – ανωτριάδικους ιζηματογενείς σχηματισμούς, όπως νηρητικά ανθρακικά με περμικά και ανωτριάδικα απολιθώματα (πχ. *Productus* και *Megalodon*) (Hecht 1972, Katsikatsos et al. 1986). Το αλλόχθονο της Χίου χαρακτηρίζεται από μια ασυμφωνία του Λιασίου, πάνω στην ανωπαλαιοζωική νηρητική πλατφόρμα (Besenecker et al. 1968) και θεωρείται ότι και αυτό ανήκει στο τ.πεδίο του Πάικου (Papanikolaou 1999). Εν πάση περιπτώσει, το αλλόχθονο Χίου και το αυτόχθονο Λέσβου συσχετίζονται με το σύμπλεγμα της Karakaya (που αντιστοιχεί σε φάσεις εμπροσθο-τόξου) στη ΒΔ Τουρκία και στο οποίο έχει αποτυπωθεί η Κιμμέρια ορογένεση. Στη γεωτομή, τα H5 και H6

προβλήθηκαν με πλευρική προέκταση λόγω της οριζοντιολισθητικής ζώνης του Β. Αιγαίου, η οποία είναι με τη σειρά της προέκταση του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας (Εικ. 2.4).

**H4. Ωκεανός Αξιού (Vardar/Axios).** Ο ωκεανός αυτός έχει θεωρηθεί ως η κύρια ωκεανική περιοχή της Τηθύος, αναπτυσσόμενη μεταξύ των δύο κύριων περιθωρίων της: το βόρειο, ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο, στη νότια άκρη της ευρωπαϊκής πλάκας και το νότιο, παθητικό περιθώριο, κατά μήκος του βόρειου ορίου της Γκοντβάνας (Αφρικανική και Αραβική πλάκα).

Δε γνωρίζουμε πολλά για την παλαιογεωγραφική οργάνωση του ωκεανού του Αξιού και αυτό διότι οι οφιολίθοι του τοποθετήθηκαν τεκτονικά πάνω στην εσωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων (στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό) χωρίς τη συμμετοχή (χρονολογήσιμων) πελαγικών ή ωκεάνιων ιζημάτων.

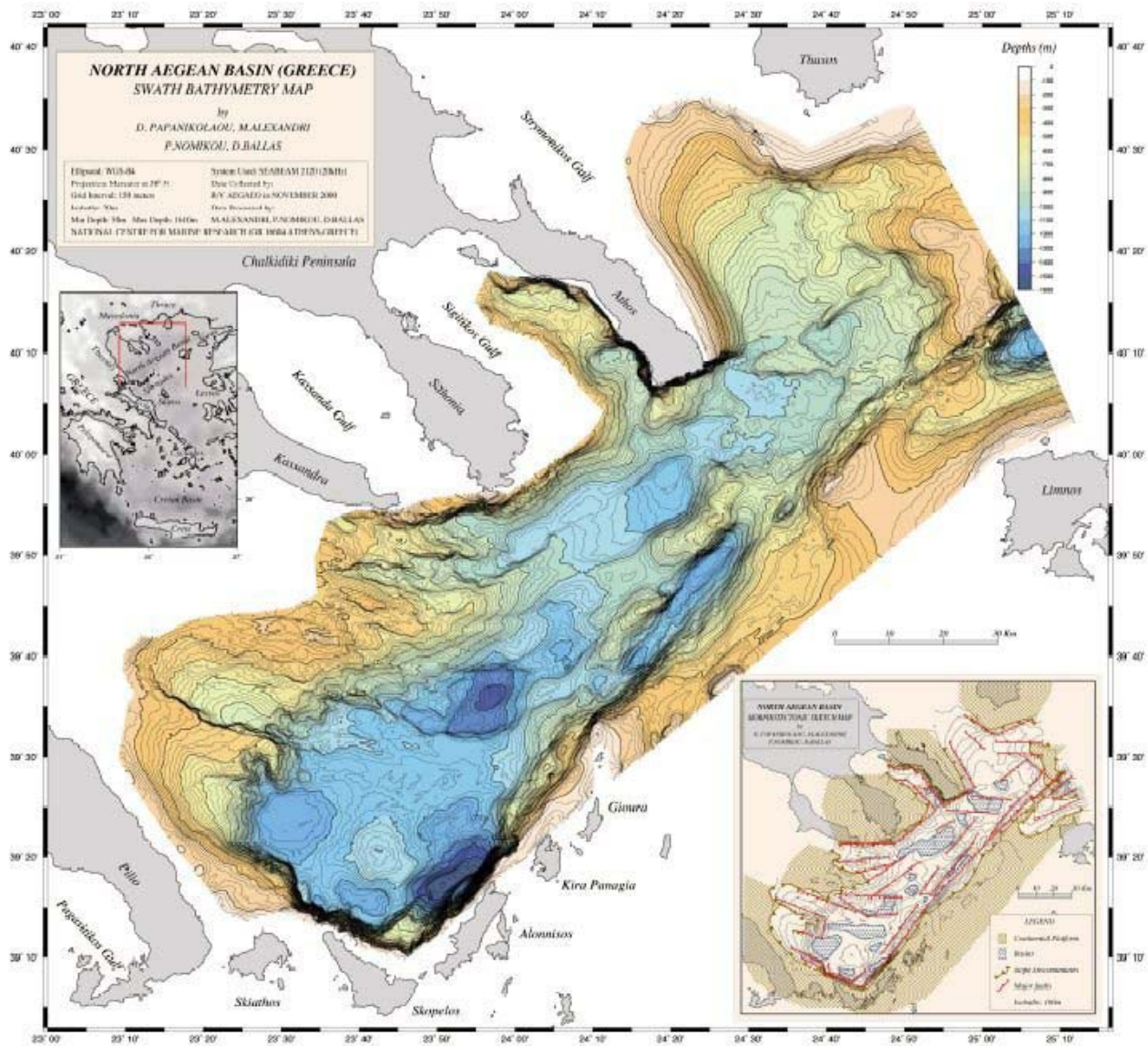
Η μόνη πελαγική ακολουθία που πιθανόν ανήκει στο συγκεκριμένο ωκεάνιο τ.πεδίο είναι αυτή της Μαλιακής Ενότητας (Ferrière 1976). Οι οφιολίθοι του Αξιού τοποθετήθηκαν τεκτονικά πάνω στη Μαλιακή κατά το Κατώτερο Κρητιδικό και πριν την Κενομάνια επίκλυση. Η στρωματογραφική στήλη της Μαλιακής εκτείνεται από το Ανώτερο Παλαιοζωικό έως το Κατώτερο Κρητιδικό και κυριαρχείται από ραδιολαρίτες και πυριτιόλιθους σε εναλλαγές με βασαλτικές pillow-λάβες και (σπανιότερα) με πελαγικούς ασβεστόλιθους του Τριαδικού – Ανώτερου Ιουρασικού (Ferrière, 1982). Οι ραδιοχρονολογήσεις των οφιολίθων στην Όθρυ και την κεντρική Εύβοια έδωσαν κατωιουρασικές ηλικίες (Hynes et al. 1972, Spray and Roddick 1980, Koepke et al. 1985).

Η μετα-ανωκρητιδική ιστορία των οφιολίθων του Αξιού είναι παρόμοια με αυτή της τεκτονικά υποκείμενης τους εσωτερικής ανθρακικής πλατφόρμας, μαζί με τη οποία αποτελούν τη σύνθετη τεκτονική ενότητα της Ανατολικής Ελλάδας (Renz 1940, Παπανικόλαου 1989a).

Αντίθετα, έχουμε μια σχετικά πλήρη εικόνα της συνορογενετικής γεωμετρίας/σύνθεσης του Αξιού κατά το Ανώτερο Ιουρασικό και η οποία περιλαμβάνει, σύμφωνα με τον Aubouin (1977): (α) μια λεκάνη οπισθοτόξου, δηλαδή την Ενότητα Παιονίας, με βασικά πετρώματα και pillow-λάβες, αλλά χωρίς υπερβασικά (Mercier 1968, Bebieen 1982) (β) ένα παλαιο-ηφαιστειακό τόξο με ασβεσταλκαλικούς χαρακτήρες, που είναι οι ρυόλιθοι και τα άλλα ηφαιστειακά του Πάικου και ο γρανοδιορίτης του Φανού (Mercier 1968). Οι πηγματίτες, οι γρανιτικές φλέβες και τα πρασινοσχιστολιθικά επεισόδια που αναφέρονται για τις Σερβο-Μακεδονικές ενότητες (Borsi et al. 1964, Zervas 1980) δείχνουν ότι η Σερβο-Μακεδονική Μάζα ήταν σε θέση οπισθοτόξου κατά το κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού (Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό). Είναι επίσης αξιοσημείωτο ότι δεν υπάρχουν τέτοιες ενδείξεις για τις ενότητες της Ροδόπης. (γ). Μια εμπροσθο-ταφρική λεκάνη, που αντιπροσωπεύεται από το «Βοιωτικό Φλύσχη» (Célet et al. 1976).

**H3. Πλατφόρμα των Εσωτερικών Ελληνίδων.** Αποτελείται τόσο από μεταμορφωμένες ενότητες (Αλμωπία, (?) Αττική, (?) Λαύριο) όσο και από αμεταμόρφωτες ενότητες (Παρνασσός, Βοιωτική, Υποπελαγονική), καθώς και από πιθανά προαλπικά κρυσταλλικά πετρώματα (Αστερούσια, Φλάμπουρο, Καστοριά). Το κύριο χαρακτηριστικό του πεδίου είναι η παρουσία ρηχής ανθρακικής πλατφόρμας, από το Κάτω-Μέσο Τριαδικό έως το Ανώτερο Ιουρασικό (Célet 1962, Célet and Ferrière, 1978, Παπανικόλαου 1988c). Στην πλατφόρμα αυτή επωθήθηκαν οι οφιολίθοι του Αξιού (τ.πεδίο H4) κατά το Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό, κατά την αποκαλούμενη και παλαιο-αλπική (ή ηω-αλπική) ορογενετική φάση (Mercier, 1968, Mercier and Végely 1972, Jacobshagen 1979, 1986). Σύμφωνα με τον Μουντράκη (1986) η «Πελαγονική Ζώνη» αποτελούσε τμήμα της Κιμμέριας ηπείρου.





Papanikolaou et al. (2002). Marine Geology, 190, 465-492

**Εικ. 2.4.** Υποθαλάσσιος μορφοτεκτονικός χάρτης της λεκάνης του Βορείου Αιγαίου (Papanikolaou et al., 2002).

Πάνω από την τράπεζα αυτή δεν βρίσκουμε την τυπική φλυσχική ιζηματογένεση, αλλά την ι-διόμορφη «σχιστο-ψαμμιτο-κερατολιθική διάπλαση», ηλικίας Μέσου Ιουρασικού – Κατώτερου Κρητιδικού (Renz 1955, Tataris 1975, Papanikolaou 1990). Το σύμπλεγμα αυτό αποτελείται από οφιολιθικά θραύσματα και ολισθόλιθους (τύπου «άγριου φλύσχη») ή ιζηματογενή mélanges, τα οποία συχνά γίνονται πολύχρωμα οφιολιθικά mélanges (Mercier and Végely 1972).

Η αρχική στρωματογραφική επαφή μεταξύ του υποβάθρου και των υπερκείμενων μεσοζωικών ιζημάτων των Ελληνίδων δεν έχει διατηρηθεί, εξαιτίας των τεκτονικών αποκολλήσεων που δημιουργήθηκαν κατά την αλπική παραμόρφωση. Στην περίπτωση του ανώτερου τμήματος της Ενότητας Καστοριάς –και ιδιαίτερα στις προς βορρά εκτεινόμενες εμφανίσεις της ενότητας, στη λίμνη Οχρίδα και στη ΝΔ πρώην Γιουγκοσλαβία– μπορούμε να παρατηρήσουμε μια βαρίσκια ασυμφωνία, με κλαστικά του Σκυθίου να έχουν αποθεθεί ασύμφωνα πάνω σε ανθρακικά του Δεβονίου, ενώ έχουν επίσης αναφερθεί σχηματισμοί με απολιθώματα του Ανωτέρου Καμβρίου μέσα σε πετρώματα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης (Papanikolaou and Stojanov 1983).

Ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμοί ηλικίας Ανώτερο Παλαιοζωικό – Κατώτερο Τριαδικό υπόκεινται της εσωτερικής ανθρακικής πλατφόρμας. Οι σχηματισμοί αυτοί είναι παρόμοιοι με αυτούς που υπόκεινται της εξωτερικής πλατφόρμας, αλλά λίγο παλαιότεροι (Ardaens et al. 1979, Papanikolaou 1988c). Είναι επίσης πολύ διαδεδομένες οι πελαγικές φάσεις με ολισθόλιθους ανωπαλαιοζωικών ασβεστολίθων, ιδιαίτερα εντός της σκύθιας ακολουθίας (Papanikolaou and Baud 1982, Sideris 1989, De Bono et al. 2001), ενώ στη Χίο έχουν ανεβρεθεί ακόμη παλαιότεροι ολισθόλιθοι (Ορδοβίσιο – Κατώτερο Λιθανθρακοφόρο) μέσα στους ανωπαλαιοζωικούς σχηματισμούς (Λιθανθρακοφόρο –?Πέρμιο) (Papanikolaou and Sideris 1983, Robertson and Pickett 2000, Zanchi et al. 2003).

Η έναρξη της ρηχής ανθρακικής ιζηματογένεσης εντοπίζεται στο Μέσο Τριαδικό (Brunn 1956, Mercier 1968, Papanikolaou and Zambetakis-Lekkas 1980). Το τέλος της, ωστόσο, ποικίλει, από το Ανώτερο Ιουρασικό μέχρι το Ανώτερο Κρητιδικό, δεδομένου ότι έχουμε δύο κύριες φάσεις τεκτονισμού. Το κύριο εσωτερικό τμήμα της τράπεζας τεκτονίστηκε στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό και τότε τοποθετήθηκε τεκτονικά ένας σχηματισμός τύπου mélange με οφιολίθους πάνω στα νηρητικά ανθρακικά. Χαρακτηριστικό αυτής της παλαιο-αλπικής ορογένεσης είναι η ανωκρητιδική ασυμφωνία (συνήθως Κενομάνιο): οι ενότητες στις οποίες εντοπίζεται η ασυμφωνία αυτή έχουν ονομαστεί «Εσωτερικές Ελληνίδες» (Brunn 1956). Ωστόσο, το πιο εξωτερικό τμήμα της τράπεζας (που εκπροσωπείται από την Ενότητα Παρνασσού) δεν συμμετείχε στο ορογενετικό αυτό επεισόδιο: έτσι η νηρητική ιζηματογένεση εκεί συνεχίστηκε μέχρι και το Μαιστρίχτιο. Η ενδιάμεση περιοχή (Δυτική Θεσσαλία – Βοιωτία) χαρακτηρίζεται από ένα ανωιουρασικό – κατωκρητιδικό φλύσχη («Βοιωτικός Φλύσχος» κατά Célet et al. 1976), ακολουθούμενο από πελαγικούς ανωκρητιδικούς μικρολατυποπαγείς ασβεστολίθους, με χαρακτηριστικούς οφιολιθικούς κλάστες («Φάση Θυμιάματος») (Aubouin 1959, Papanikolaou and Sideris 1979).

Το ανωιουρασικό – κατωκρητιδικό ορογενετικό επεισόδιο προκάλεσε πλαστική παραμόρφωση με ισοκλινείς πτυχές και μεταμόρφωση HP/LT στην ενότητα Αλμωπίας (Végely 1976, 1984). Το ίδιο επεισόδιο επικάλυψε προηγούμενες δομές στα πετρώματα υποβάθρου των ενοτήτων της Καστοριάς και του Φλάμπουρου, οι οποίες διατηρούν ορισμένα προαλπικά χαρακτηριστικά (Mountrakis 1986, Schermer et al. 1989). Σύμφωνα με ραδιοχρονολογικά δεδομένα, είχαμε μαγματική δραστηριότητα κατά το Παλαιοζωικό στις ενότητες αυτές (Marakis 1970, Yarwood and Aftalion 1976, Schermer et al. 1989, Vavassis et al. 2000).

Η τελική φάση τεκτονισμού της εσωτερικής πλατφόρμας συνέβη κατά το Ηώκαινο, μετά τη φλυσχική ιζηματογένεση στο Μαιστρίχτιο – Δάνιο, η οποία κάλυψε την επικλυσισγενή ανωκρητιδική ανθρακική πλατφόρμα που χαρακτηρίζεται από νηρητικούς ασβεστολίθους με ρουδιστές. Στη

φάση αυτή, η εσωτερική πλατφόρμα επωθήθηκε στο ωκεάνιο τ.πεδίο Πίνδου – Κυκλάδων και στην εξωτερική ανθρακική πλατφόρμα (π.χ. τεκτονικό παράθυρο Ολύμπου).

Κατά τη διάρκεια αυτής της δεύτερης ορογενετικής φάσης, ολόκληρη η ήδη τεκτονισμένη τράπεζα μεταφέρθηκε πάνω από την εξωτερική, εξαφανίζοντας τον ενδιάμεσό τους ωκεανό Πίνδου – Κυκλάδων και συμπαρασύροντας μπροστά της μεγάλα τμήματα των ωκεανίων ιζημάτων για εκατοντάδες χιλιόμετρα πάνω από την εξωτερική πλατφόρμα (Papanikolaou 1986a).

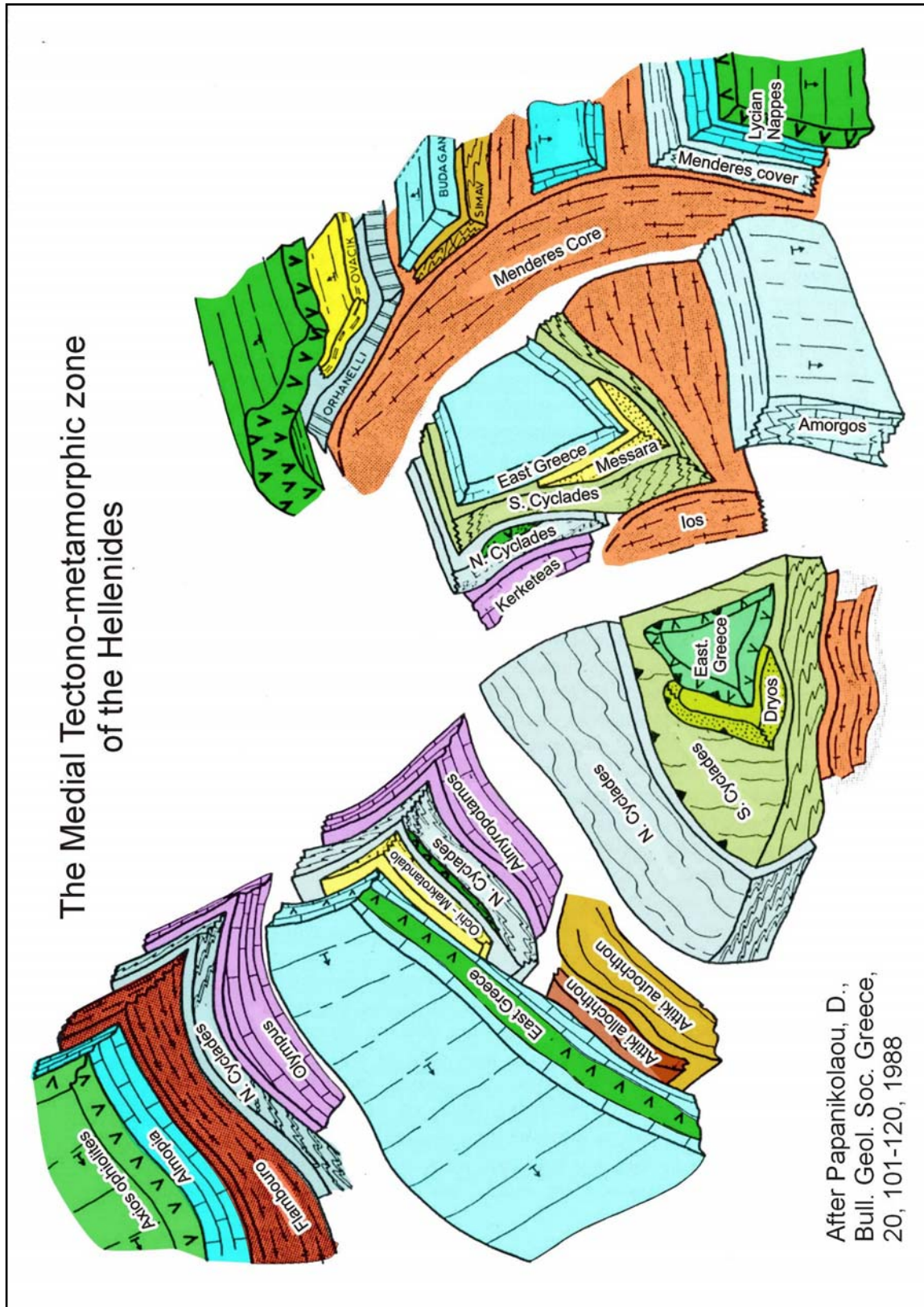
Η τομή διασχίζει την ενότητα αυτή στην περιοχή της Εύβοιας και της Σκύρου, όπου η ανωκρητιδική ασυμφωνία καλύπτει διάφορες παλαιο-τεκτονισμένες ενότητες, συμπεριλαμβανομένου και ενός μεταμορφικού καλύμματος πάνω από τους οφιόλιθους του Αξιού. Η Σκύρος διατρέχεται από ένα οριζοντιολισθητικό ρήγμα, το οποίο στα ανατολικά χωρίζει τη χερσόνησο Biga στη Μικρά Ασία από τη Λέσβο και το οποίο ανήκει στο νότιο κλάδο του δυτικού τμήματος του ρήγματος της Βόρειας Ανατολίας.

**H2. Ωκεανός Πίνδου – Κυκλάδων:** Πρόκειται για τα αλλόχθονο κάλυμμα, πάνω από τη σχετικά αυτόχθονη εξωτερική ανθρακική πλατφόρμα, το οποίο δομεί την οροσειρά της Πίνδου στην ηπειρωτική Ελλάδα και εκτείνεται ως την Κρήτη και τα Δωδεκάνησα. Στα εσωτερικότερα τμήματα αυτού του ωκεάνιου τ.πεδίου έχουν επωθηθεί οι σχηματισμοί των τ.πεδίων H3 και H4. Πολυάριθμες εμφανίσεις μεταμορφωμένων τμημάτων σε υψηλές πιέσεις / χαμηλές θερμοκρασίες (HP/LT) του H4 εμφανίζονται με τη μορφή τεκτονικών παραθύρων κατά μήκος των ακτών του Αιγαίου και στις Κυκλάδες. Σε πολλές περιπτώσεις τα μεταμορφωμένα αυτά πετρώματα (HP/LT) σχηματίζουν ενδιάμεσες τεκτονικές σφήνες μεταξύ των υποκειμένων ανθρακικών της εξωτερικής πλατφόρμας και των υπερκειμένων πετρωμάτων υποβάθρου ή/και του μεσοζωικού καλύμματος της εσωτερικής πλατφόρμας (H3). Τέτοιου είδους δομές παρατηρούνται στα τεκτονικά παράθυρα του Ολύμπου (Godfriaux 1968), στον Αλμυροπόταμο (Katsikatsos et al. 1976) και τον Κερκετέα (Papanikolaou 1979b) (Εικ.2.5).

Η ενότητα της Πίνδου περιλαμβάνει τη γνωστή πελαγική ακολουθία με μικριτικούς ασβεστόλιθους και ραδιολαρίτες από το Ανώτερο Τριαδικό μέχρι το Κρητιδικό και το φλύσχη στο Μαιστρίχτιο – Δάνιο ((Philippson 1989, 1959, Renz 1955, Aubouin 1959, Fleury 1980).

Παρόλο που η Πίνδος αποτελεί τυπικό παράδειγμα πελαγικής φάσης της Τηθύος, η σχέση της με την ωκεάνια λεκάνη επιβεβαιώθηκε σχετικά πρόσφατα, μέσα από την επανερμηνεία των μεταμορφωμένων κυκλαδικών ενοτήτων (Papanikolaou 1986b, 1987), καθώς και τη μελέτη των ενοτήτων της Δυτικής Θεσσαλίας (πρώην υπερ-πινδική, Papanikolaou and Sideris, 1979, Capedri et al. 1985, Lekkas 1988), της οφιολιθικής ζώνης Κερασιάς – Μηλιάς στο δυτικό περιθώριο του Παρνασσού (Robertson and Degnan 1992) και ιδιαίτερα τις ενότητες τύπου *mélange* της Άρβης στην Κρήτη (Bonneau 1976) των Αδερών στην Αργολίδα (Clift and Robertson, 1989, Papanikolaou 1989b), οι οποίες περιέχουν ανωκρητιδικούς βασάλτες με χαρακτηριστές MORB (Robert and Bonneau 1982). Τα οφιολιθικά πετρώματα της ενότητας αυτής απαντούν κυρίως στη βόρεια Πίνδο (Brunn 1956), όπου περιλαμβάνουν και ηφαιστειοϊζηματογενείς σχηματισμούς του Κατωτέρου – Μέσου Τριαδικού στη βάση τους (Migiros and Tselepidis 1990). Εντοπίζονται επίσης στα τεκτονικά καλύμματα των μεταμορφωμένων των Κυκλάδων, στα όρη Αστερούσια στην Κρήτη και σε τμήματα της Αργολίδας, όπου έχουν επίσης εντοπιστεί και οφιόλιθοι με ηλικία τοποθέτησης το Ανώτερο Ιουρασικό (Baumgartner 1985). Η ανατολική προέκταση της ωκεάνιας αυτής λεκάνης βρίσκεται στη Μικρά Ασία, βόρεια της μάζας του Μαιάνδρου (Menderes) (Papanikolaou and Demirtasli, 1987). Ραδιοχρονολογήσεις από οφιόλιθους στα Δωδεκάνησα και την Κρήτη δείχνουν ηλικία Κρητιδική (Seidel et al. 1981, Hatzipanagiotou 1988). Πρόσφατα η λεκάνη της Πίνδου θεωρήθηκε ότι αντιστοιχεί σε μία μεσοζωική ωκεάνια λεκάνη που αναπτύχθηκε κατά μήκος της ουλής της Παλαιοτηθύος, μεταξύ των κρυσταλλικών πετρωμάτων των εσωτερικών και των εξωτερικών Ελληνίδων (Stampfli et al. 2003).





**Εικ. 2.5:** Η ενδιάμεση τεκτονομεταμορφική ζώνη των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1988).



Οι κυκλαδικές ενότητες (Βόρειες Κυκλάδες, Μακροτάνταλο – Όχη, Νότιες Κυκλάδες, Δρυός – Μεσαριά, (?) Άρνα) (Papanikolaou 1987, 1989a), είναι μεταμορφωμένες σε συνθήκες HP/LT με τυπικούς κυανοσχιστόλιθους. Είναι αξιοσημείωτο μάλιστα ότι η πρώτη περιγραφή γλαυκοφανούς από τις Κυκλάδες (Σύρος) έγινε από τον Hausmann το 1845! Ραδιοχρονολογήσεις έχουν δείξει ηλικία μεταμόρφωσης το Κατώτερο Τριτογενές (Altherr et al. 1982, Schliestedt et al. 1987, Bröcker and Franz 1998). Η ηλικία τεκτονισμού του ωκεάνιου αυτού τ.πεδίου είναι το Ανώτατο Κρητιδικό – Ηώκαινο, όταν έκλεισε ο ωκεανός και μεγάλα τμήματά του επωθήθηκαν στην εξωτερική πλατφόρμα. Η υποβύθιση της Πίνδου διάρκεσε πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα και δεν έγινε ταυτόχρονα σε όλα της τα τμήματα. Αυτό φαίνεται από την ηλικία έναρξης της φλυσχογένεσης, που στην Κρήτη έγινε πολύ αργότερα από την ηπειρωτική Ελλάδα, αφού πελαγικά ανθρακικά αποτίθονταν εκεί μέχρι και το Ανώτερο Ηώκαινο (Bonneau 1976, 1984) (Ενότητα Εθιάς). Εκτεταμένος ύστερο-τεκτονισμός με ρήγματα αποκόλλησης μικρής κλίσης που επηρεάζουν και τα υποκείμενα εξωτερικότερα τεκτονικά καλύμματα διήρκεσε καθ' όλο το Ολιγόκαινο- Μειόκαινο (Lister et al. 1984, Gautier et al. 1993, Jolivet et al. 1996).

Η Τομή διασχίζει τα μεταμορφωμένα HP/LT των κυκλαδικών ενοτήτων από τη νότια Εύβοια έως τη Μήλο, τα οποία εμφανίζονται με τη μορφή καλυμμάτων πάνω από τμήματα της εξωτερικής πλατφόρμας, όπως π.χ. στο παράθυρο του Αλμυροποτάμου που είναι ισοδύναμο αυτού του Ολύμπου. Επιπλέον, διασχίζει τις αμεταμόρφωτες ακολουθίες της Πίνδου, που είναι το σχετικά αλλόχθονο της Κρήτης και φτάνουν ως τη Γαύδο, το νοτιότερο ευρωπαϊκό νησί.

**H1. Πλατφόρμα των Εξωτερικών Ελληνίδων.** Αποτελεί βασικό τμήμα της Νότιας Τηθύος και περιλαμβάνει τεράστιες περιοχές των Εξωτερικών Ελληνίδων, με πλευρικές προεκτάσεις τόσο προς βορρά, στις Δειναρίδες όσο και προς ανατολικά, στις Ταυρίδες. Αποτελείται από παχιές μεσοζωικές ανθρακικές ακολουθίες των αμεταμόρφωτων ενοτήτων των Παξών (Προαπούλια), του Καστελόριζου, της Ιόνιας, του Γαβρόβου και της Τρίπολης. Περιλαμβάνει επίσης τις γειτονικές μεταμορφωμένες ομόλογες ενότητες Μάνης, Δυτικής Κρήτης – Τρυπαλίου, Αμοργού, Ολύμπου, Αλμυροποτάμου και Κερκετέα (Papanikolaou, 1986a, 1988d, 1989a).

Τα νοτιότερα (και εξωτερικότερα) τμήματα αυτής της τράπεζας βρίσκονται ουσιαστικά στο μέτωπο του Ελληνικού τόξου (ενότητες Παξών και Ιόνια), ενώ τα εσωτερικότερα βρίσκονται με τη μορφή τεκτονικών παραθύρων κάτω από καλύμματα των εσωτερικότερων ενοτήτων του Αιγαίου (π.χ. στα παράθυρα του Ολύμπου, του Αλμυροποτάμου και του Κερκετέα).

Οι εμφανίσεις του υποβάθρου της Εξωτερικής Πλατφόρμας στην Ελλάδα είναι λιγιστές και αμφίβολες. Πιθανόν να περιλαμβάνουν το υπόβαθρο της Ίου ((Henzes-Kunst and Kreuzer 1982, Van der Maar and Jansen 1983, Andriessen et al. 1987), της Δυτικής Κρήτης (Krahl et al. 1983) και της Σητείας (Seidel et al. 1982). Πιο πρόσφατα, χρονολογήθηκαν βαρίσκοι γρανίτες στις Κυκλάδες (Reischmann 1998), οι οποίοι μπορεί να ανήκουν είτε στο υπόβαθρο των αλλόχθονων κυανοσχιστολιθικών ενοτήτων ή σε αυτό της εξωτερικής πλατφόρμας. Το κρυσταλλικό υπόβαθρο εμφανίζεται σε μεγάλη έκταση στη Μικρά Ασία, όπου η Μάζα του Μαιάνδρου (Menderes) εξαπλώνεται σε πολλές χιλιάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα, με χαρακτηριστικούς κατωπαλαιοζωικούς γρανίτες (πρόκειται για την «Παναφρικανική ορογένεση των Sengör et al. (1984a). Βαρίσκοι γρανίτες έχουν επίσης αναφερθεί και από τα βόρεια τμήματα της μάζας του Μαιάνδρου (Cogulu and Krummenacher 1967), οι οποίοι ωστόσο πιθανόν να αντιστοιχούν στο υπόβαθρο των αλλόχθονων μεταμορφωμένων της περιοχής, που είναι ομόλογα αυτών των κυκλαδικών ενοτήτων.

Η εσωτερική ζώνη της πλατφόρμας χαρακτηρίζεται από έναν ηφαιστειοϊζηματογενή σχηματισμό ηλικίας Πέρμιο – Μέσο Τριαδικό (π.χ. τα στρώματα Τυρού στη βάση της Ενότητας Τρίπολης (Ktenas, 1924)), ενώ στην εξωτερική υπάρχουν εκτεταμένοι εβαπορίτες (όπως, π.χ. οι προ-κάρνιοι εβαπορίτες της Ιόνιας, Renz (1955)). Οι σχηματισμοί αυτοί αντανakλούν τη φάση ταφροποίησης

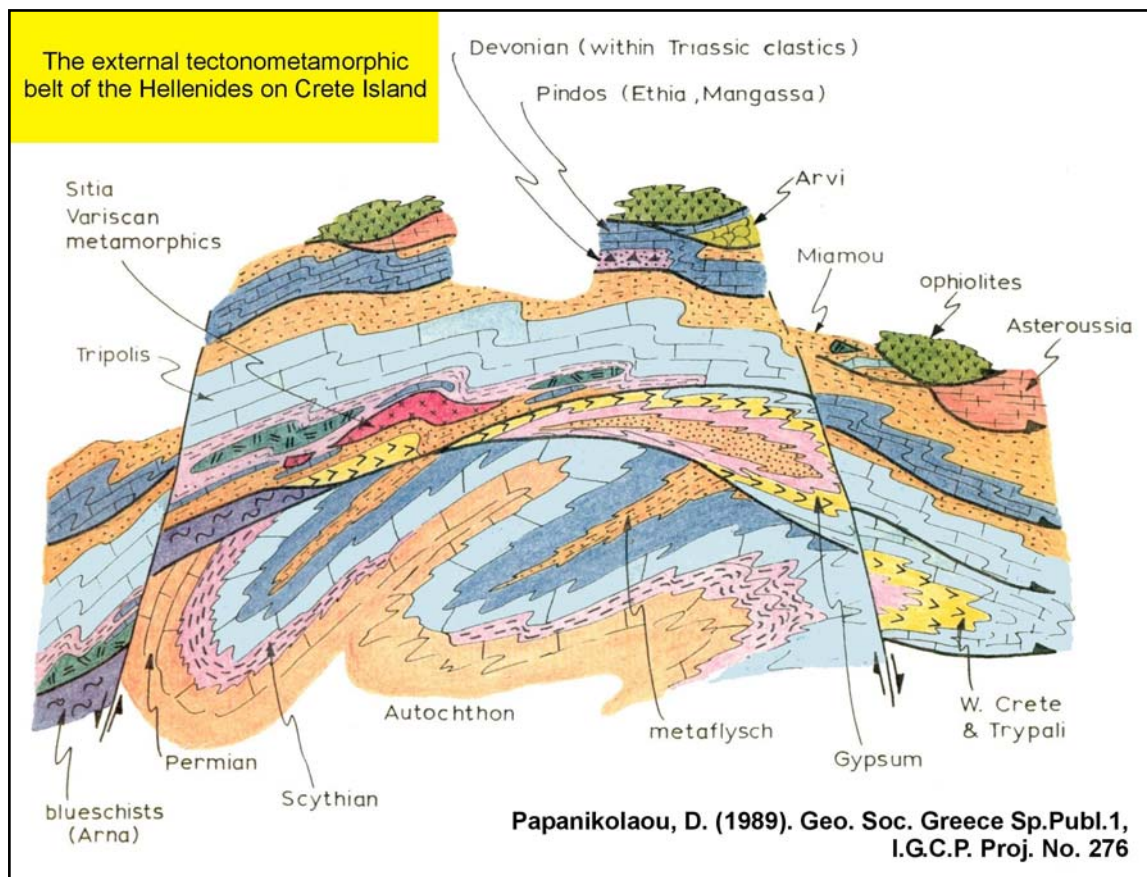
του τ.πεδίου κατά μήκος του νότιου, γκοντβανικού περιθωρίου (Papanikolaou 1989a, 1997). Η εγκατάσταση ρηχής ανθρακικής ιζηματογένεσης έγινε στο Ανώτερο Τριαδικό ((Renz, 1955, Papanikolaou, 1979a, 1988c). Αυτό το σχετικά μονότονο παλαιοπεριβάλλον κάλυψε περιοχές με μεγάλες παλαιογεωγραφικές και γεωδυναμικές διαφορές. Οι Stampfli et al. (2003) πρότειναν ότι η προ-ανωτριάδική παλαιογεωγραφία της μετέπειτα πλατφόρμας της Τρίπολης περιλάμβανε την ουλή της Παλαιοτηθύος, μαζί με υπολείμματα της εμπροσθοτάφρου, του πρίσματος προσαύξησης και των οπισθοταφρικών περιοχών των τότε τόξων. Η φάση αυτή της πλατφόρμας αντιστοιχεί στην περίοδο της ανεξαρτητοποίησης του τ. πεδίου εντός του ωκεανού της Τηθύος. Το ισοστατικό ισοζύγιο στην πλατφόρμα οδήγησε σε μία σταθερά ρηχή ιζηματογένεση, η οποία διήρκεσε μέχρι και την συνένωσή της με το ενεργό ευρωπαϊκό περιθώριο στο Κατώτερο Τριτογενές.

Η εξωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων μπορεί να διακριθεί σε τρεις ζώνες, με βάση τις ιζηματογενείς φάσεις που αναπτύσσονται σε αυτήν και οι οποίες είναι αποτέλεσμα συνιζηματογενούς τεκτονισμού. Η αξονική ζώνη κυριαρχείται από πελαγική ιζηματογένεση από το Ανώτερο Λιάσιο (Ιόνια και Μάνη), που διαδέχτηκε μια ανωτριάδική – λιάσια νηρητική πλατφόρμα («Φάση Παντοκράτορα», Renz, 1955). Το εξωτερικό τμήμα, αποτελούμενο από τις ενότητες Παξών (Προαπούλια) και Καστελόριζου και το εσωτερικό (Γάβροβο, Τρίπολη, Όλυμπος, Αλμυροπόταμος, Κερκετέας) παρέμειναν σταθερά νηρητικά από το Ανώτερο Τριαδικό έως και το Ηώκαινο. Η διαφοροποίηση αυτή της αξονικής περιοχής συνέβη στο Ανώτερο Λιάσιο (Renz 1955, Aubouin 1959, Thiebault 1982) και συνδέεται με φαινόμενα ταφρογένεσης που ήταν η αντανάκλαση ενός συνολικού εφελκυσμού που υπέστη το τ. πεδίο και η διάνοιξη των ωκεάνιων λεκανών της Ανατολικής Μεσογείου (σημερινές λεκάνες Λεβαντίνου και Ιονίου) στα νότια και του ωκεανού Πίνδου – Κυκλάδων στα βόρεια (Papanikolaou 1986a). Αυτή η φάση ταφρογένεσης συμπίπτει χρονικά με τη διάσπαση της Πανγαίας.

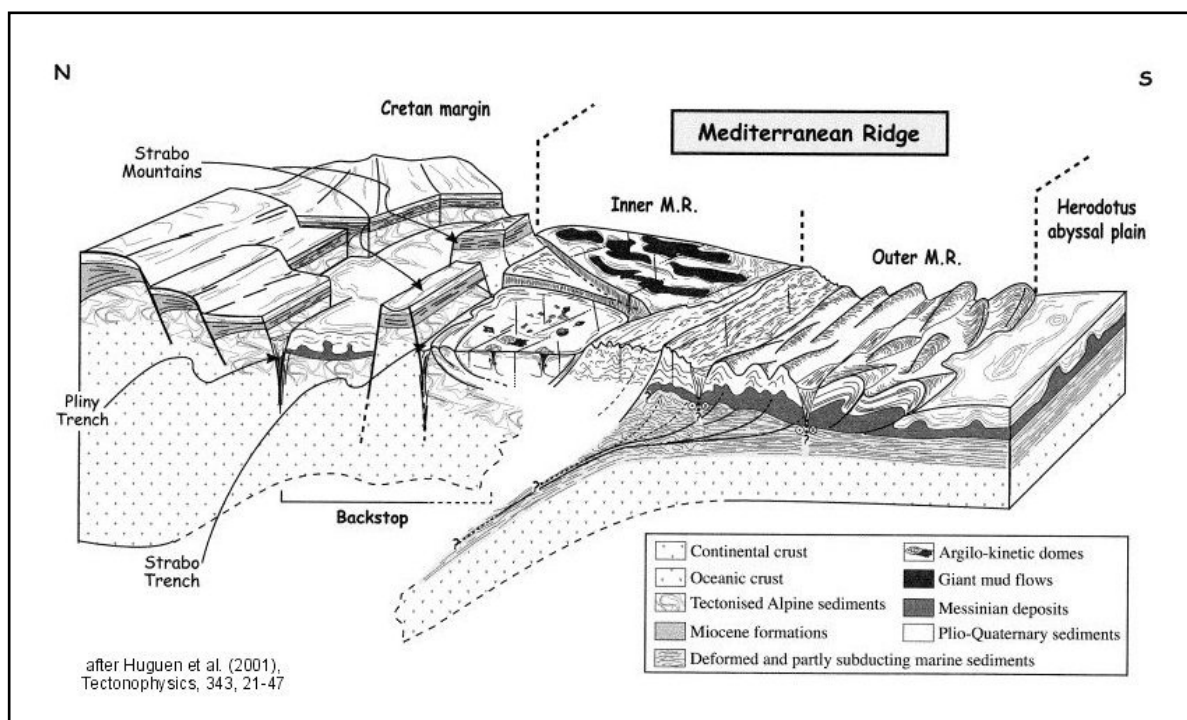
Ο τεκτονισμός της εξωτερικής ανθρακικής πλατφόρμας των Ελληνίδων (H1) άρχισε μετά το Ηώκαινο και συνεχίζεται έως και σήμερα στα εξωτερικά της τμήματα, κατά μήκος της περιφέρειας του ενεργού Ελληνικού Τόξου. Η έναρξη της υποβύθισης του ωκεάνιου φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την εξωτερική πλατφόρμα πρέπει να έγινε μέσα στο Ανώτερο Μειόκαινο (Bizu-Duval et al. 1976, Boccaletti 1979, Jacobshagen 1979, Dermitzakis and Papanikolaou 1979).

Η μεταμόρφωση των υποβυθισμένων ενοτήτων του συγκεκριμένου τ. πεδίου είναι μετα-ανωηκαινική, όπως φαίνεται από τις στρωματογραφικές στήλες των αλπικών ακολουθιών, οι οποίες τερματίζουν με φλύσχη στο Ανώτερο Ηώκαινο – Ολιγόκαινο (Godfriaux 1968, Papanikolaou 1979b 1986a, b, Thiebault 1982, Dürr et al. 1978).

Η τομή διασχίζει τα εσωτερικά τμήματα της τράπεζας, στη νότια Εύβοια (Εν. Αλμυροποτάμου), τα οποία είναι μεταμορφωμένα και εμφανίζονται με τη μορφή τεκτονικών παραθύρων κάτω από τα μεταμορφωμένα κυκλαδικά καλύμματα. Τα εξωτερικά τμήματα της πλατφόρμας H1 τέμνονται στην Κρήτη (Εν. Μάνης ή μεταμορφωμένη Ιόνια), ξανά με τη μορφή τεκτονικών παραθύρων κάτω από μεταμορφικά καλύμματα υψηλών πιέσεων / χαμηλών θερμοκρασιών (HP/LT) (Εν. Άρνας ή τμήματα της εν. «Φυλλιτών – Χαλαζιτών») και από τα αμεταμόρφωτα κεντρικά τμήματα της πλατφόρμας που εκπροσωπούνται από την Εν. Τρίπολης (Εικ.2.6).



Εικ. 2.6. Η δομή της εξωτερικής τεκτονο-μεταμορφικής ζώνης στην Κρήτη (Papanikolaou, 1989).



Εικ. 2.7. Η δομή της Ελληνικής ζώνης υποβύθισης, νότια της Κρήτης (Huguen et al., 2001).

Η Ελληνική Τάφρος παρουσιάζει μια ορθογώνια κάμψη: το νοτιοδυτικό της τμήμα έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, από την Κεφαλονιά έως νοτιοανατολικά της Γαύδου, ενώ το νοτιοανατολικό της τμήμα έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, από τα νότια της Κρήτης έως ανατολικά της Ρόδου, όπου και εκπροσωπείται από δύο παράλληλες μεταξύ τους τάφρους, του Πλίνιου και του Στράβωνα.. Σύμφωνα με τους Le Pichon and Angelier (1979, 1981), κατά μήκος του ΝΔ τμήματος έχουμε επώθηση (κίνηση εγκάρσια στο μέτωπο), ενώ οι τάφροι Πλίνιου και Στράβωνα φιλοξενούν κυρίως δεξιόστροφη οριζοντιολισθητική κίνηση και δευτερευόντως επώθηση. Η τάφρος του Στράβωνα λειτουργεί ως οπισθοόριο (backstop) πίσω από το πρίσμα προσαύξησης της Ανατολικής Μεσογείου. Στο πρίσμα αυτό έχουμε οπισθεπωθήσεις (back-thrusting) στο εσωτερικό του τμήμα (δηλ. επωθήσεις με φορά προς ΒΔ) και γιγαντιαίες λασπορροές και ηφαίστεια ιλύος (Huguen et al. 2001) (Εικ. 2.7).

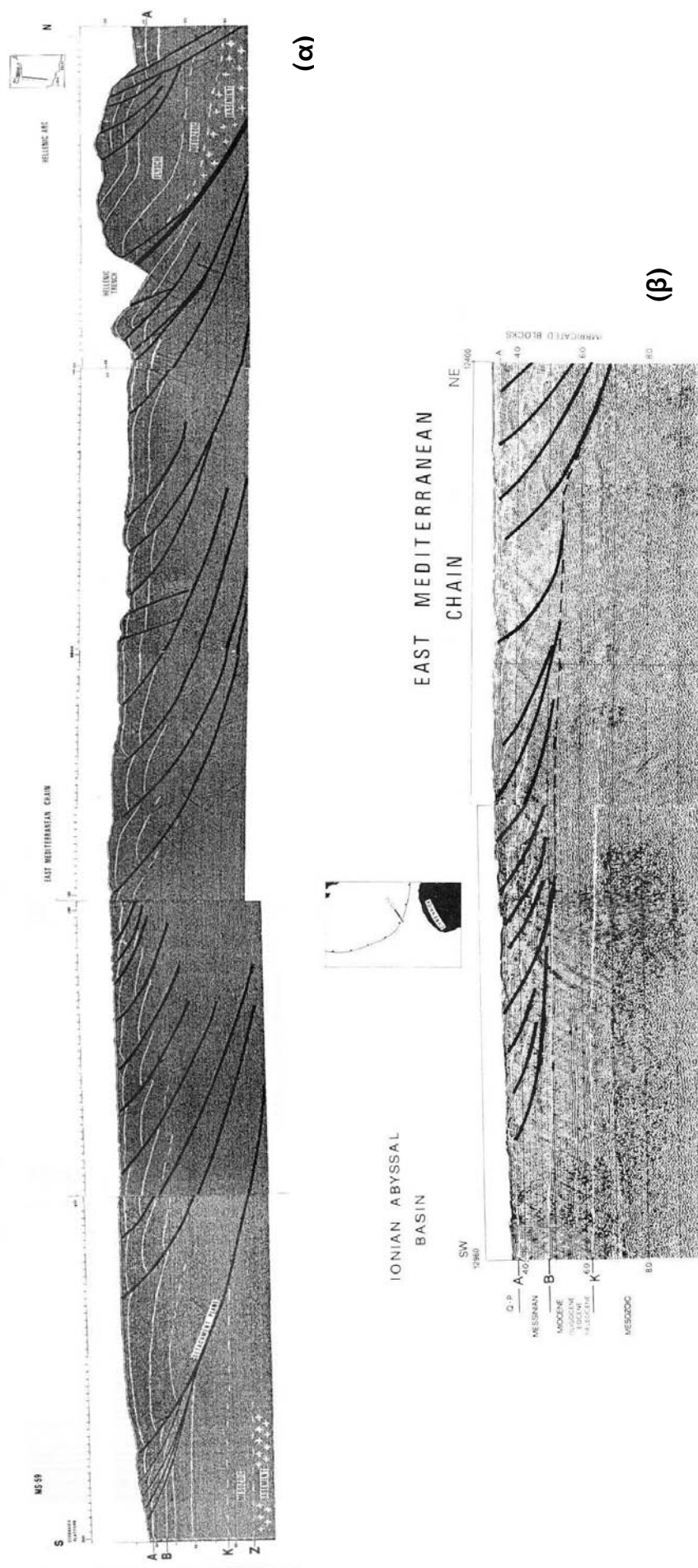
Το κύριο τμήμα της υποθαλάσσιας οροσειράς/ράχης της Ανατολικής Μεσογείου, είναι έντονα λεπιωμένο και στο σύνολό του έχει επωθηθεί με φορά προς ΝΑ στο αβυσσικό πεδίο του Ηρόδοτου, όπου και σχηματίζεται το τεκτονικό μέτωπο του πρίσματος. Αυτή η δομή κατά λέπη ελέγχεται από την αποκόλληση και το διαπείρισμό των στρωμάτων των εβαποριτών του Μεσσηνίου που έχουν μεγάλη ανάπτυξη και πάχος (Finetti 1982, Finetti et al. 1990, Huguen et al. 2001) (Εικ. 2.8).

Η τομή τέμνει το δυτικό τμήμα της Ελληνικής Τάφρου, νότια της Γαύδου, όπου η δομή είναι απλούστερη, χωρίς την ύπαρξη των διδύμων τάφρων Πλινίου και Στράβωνα, ούτε την οπισθεπώθηση των αποκολλημένων ιζημάτων της εσωτερικής ζώνης του πρίσματος της Ανατολικής Μεσογείου πάνω στο οπισθοόριο.

Νότια της Ελληνικής Τάφρου δεν έχουμε σεισμούς, ενώ η ζώνη Benioff εντοπίζεται με κλίση προς Β-ΒΑ μέχρι και το βάθος των 150-200 km (Εικ. 2.9), περίπου κάτω από το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο (McKenzie 1970, 1972, Papazachos et al. 2000).

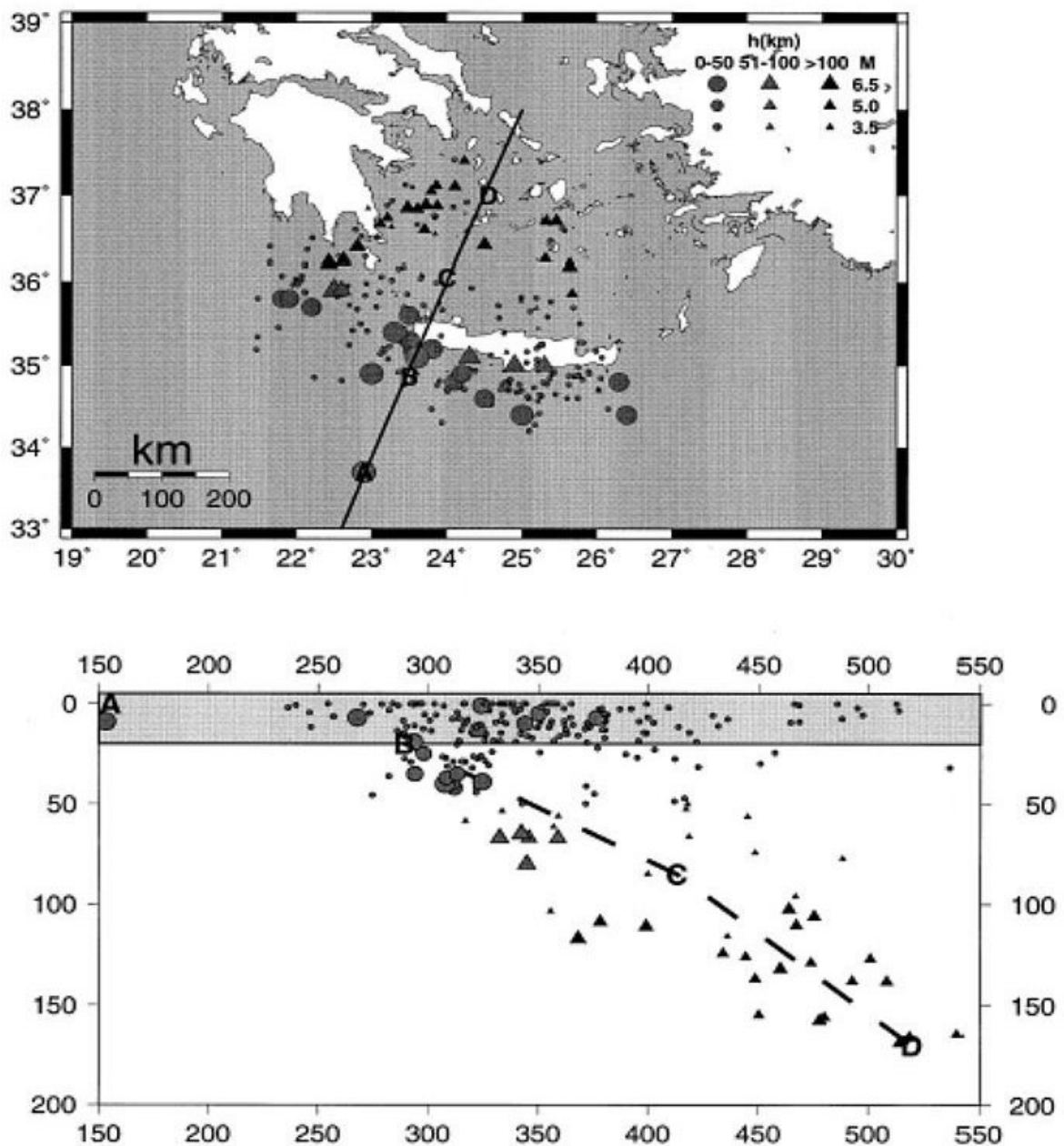


after Finetti et al. (1990).  
Bull. Geol. Soc. Greece, 25/1, 509-526



**Εικ. 2.8.** Λιθοσεισμικές τομές εγκάρσια στην Ελληνική Τάφρο και το πρίσμα προσαύξησης (ρά-  
χη Ανατολικής Μεσογείου (α) και στη μετωπική περιοχή του πρίσματος (β) (Finetti et al., 1990).

## Geometry of the Wadati - Benioff zone at the central part of the Hellenic arc



**Εικ. 2.9.** Κατανομή σεισμικών επικέντρων στο νότιο Αιγαίο και τομή εγκάρσια στο τόξο, που δείχνει τη γεωμετρία της ζώνης Benioff (Papazachos et al., 2000).

### 3. ΓΕΩΔΥΝΑΜΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Κατά τη Μεσοζωική – Καινοζωική εξέλιξη των Ελληνίδων, το Ευρωπαϊκό περιθώριο παραμένει συνεχώς ενεργό, μέσω της διαδικασίας της υποβύθισης της Τηθύος και την προσκόλληση / ενσωμάτωση (accretion) σε αυτό διαφόρων ηπειρωτικών θραυσμάτων (continental fragments). Αντίθετα, το Αφρικανικό περιθώριο παραμένει σταθερά παθητικό.

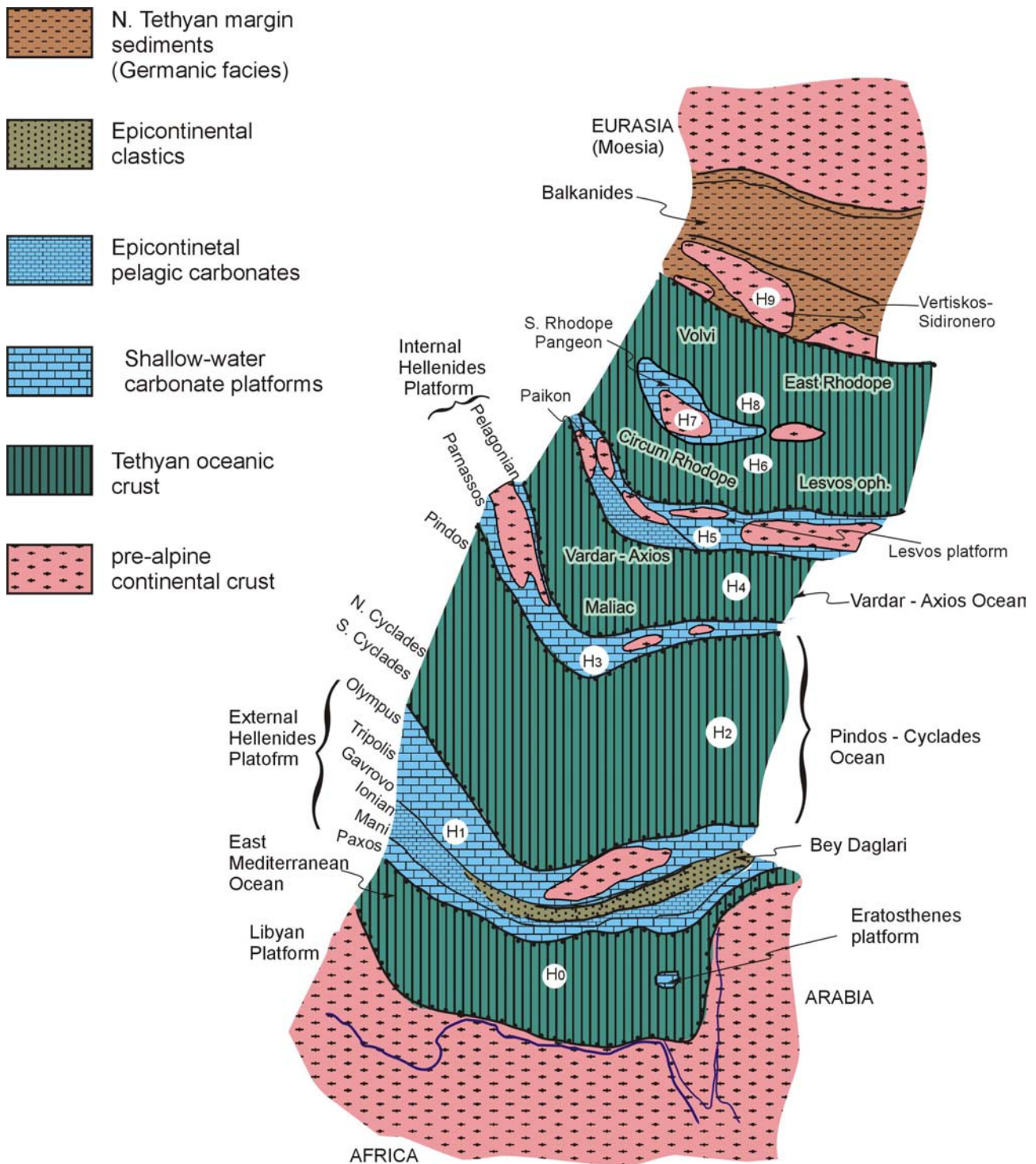
Αυτή η γεωδυναμική διεργασία σύγκλισης δείχνει μια σταθερή τεκτονική πολικότητα, ο οποία, από κινηματική άποψη, υποδεικνύει μία διαδοχική μετατόπιση – διολίσθηση των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων προς Βορρά και διάνοιξη ρηξικοιλάδων (rifting) κατά μήκος του Αφρικανικού περιθωρίου σε ολόκληρο το Τριαδικό. Η προς Βορρά διολίσθηση των τ.πεδίων συνδυάζεται με άνοιγμα ωκεανίων λεκανών μεταξύ τους (κυρίως στο Ιουρασικό) και καταλήγει σε σύγκρουση και ενσωμάτωσή τους στο Ευρωπαϊκό περιθώριο κατά την περίοδο Ιουρασικό – Μειόκαινο (Ραπανίκου 1989a, 1997). Η παλαιογεωγραφική διάρθρωση των Ελληνίδων περιλαμβάνει τέσσερα ηπειρωτικά τ.πεδία ανάμεσα σε πέντε ωκεάνιες λεκάνες της Τηθύος (Εικ. 3.1). Τα πλάτη των ηπειρωτικών τ.πεδίων είναι: περίπου 400 km για το H1, 150 km για το H3, 50 km για το H5 και 150 km για το H7. Το εύρος των κλεισμένων και υποβυθισμένων πλέον ωκεανίων λεκανών μπορεί να εκτιμηθεί μόνο κατ' ελάχιστο και είναι ~250 km για το H0, >500 km για το H2, >250 km για το H4, >150 km για το H6 και >150 km για το H8.

Δεν είναι ακριβώς γνωστό πότε πρωτάνοιξαν οι ωκεάνιες λεκάνες, αλλά η αρχική ηφαιστειακή δραστηριότητα, η οποία προηγείται της αλπικής ιζηματογένεσης τόσο στις λεκάνες, όσο και στις τράπεζες (πλατφόρμες), υποδεικνύει ότι η διαδικασία ωκεάνιας διάνοιξης άρχισε κατά το Ανώτατο Παλαιοζωικό – Σκύθιο στα βόρεια τμήματα του ωκεανού του Αξιού (H4) και τελείωσε στην αρχή του Ανώτερου Τριαδικού στα νότια τμήματα (Κάρνιο κατά μήκος του νοτίου περιθωρίου του ωκεανού Πίνδου – Κυκλάδων (H2) και τη βάση της πλατφόρμας της Τρίπολης-H1).

Η κύρια φάση της διάνοιξης και ανάπτυξης των τεσσάρων νοτίων τ. πεδίων φαίνεται πως έγινε κατά το Λιάσιο (και κυρίως στο Ανώτερο), κρίνοντας από την αφθονία των υποθαλάσσιων μαξιλαροειδών λαβών (pillow lavas) της Μαλιακής, τη ραδιολαριτική ιζηματογένεση που συνοδευόταν από μικρά ηφαιστειακά επεισόδια στην Πίνδο, την ηφαιστειοϊζηματογενή ακολουθία των Κυκλάδων (κυρίως στις Βόρειες Κυκλάδες) και την παρουσία πελαγικής ιζηματογένεσης στην Ιόνια και τη Μάνη, στην εξωτερική ανθρακική πλατφόρμα.

Η ηλικία κλεισίματος των ωκεανίων λεκανών και της συνεπακόλουθης τεκτονικής τοποθέτησης των οφιολίθων τους γίνεται νεώτερη προχωρώντας από Βορρά προς Νότο και συγκεκριμένα: (i) Κατώτερο-Μέσο Ιουρασικό για την Περιροδοπική και το αλλόχθονο της Λέσβου, (ii) Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό για τον ωκεανό του Αξιού, (iii) Κατώτερο Τριτογενές για τον ωκεανό Πίνδου – Κυκλάδων και (iv) μετα-μειοκαινική για τον ωκεανό της Ανατολικής Μεσογείου (Εικ. 3.2)

Τα γεγονότα αυτά συμπίπτουν, ή προηγούνται ελαφρά, της προσκόλλησης / ενσωμάτωσης των ηπειρωτικών θραυσμάτων στο Ευρωπαϊκό περιθώριο. Έτσι, οι Κιμμερίδες και ίσως η Ροδόπη έχουν προσκολληθεί κατά το (?) Κάτω Ιουρασικό, η Πελαγονική – Εσωτερικές Ελληνίδες κατά το Κάτω Κρητιδικό και η πλατφόρμα των Εξωτερικών Ελληνίδων κατά το Ανώτερο Ηώκαινο – Κατώτερο Ολιγόκαινο.



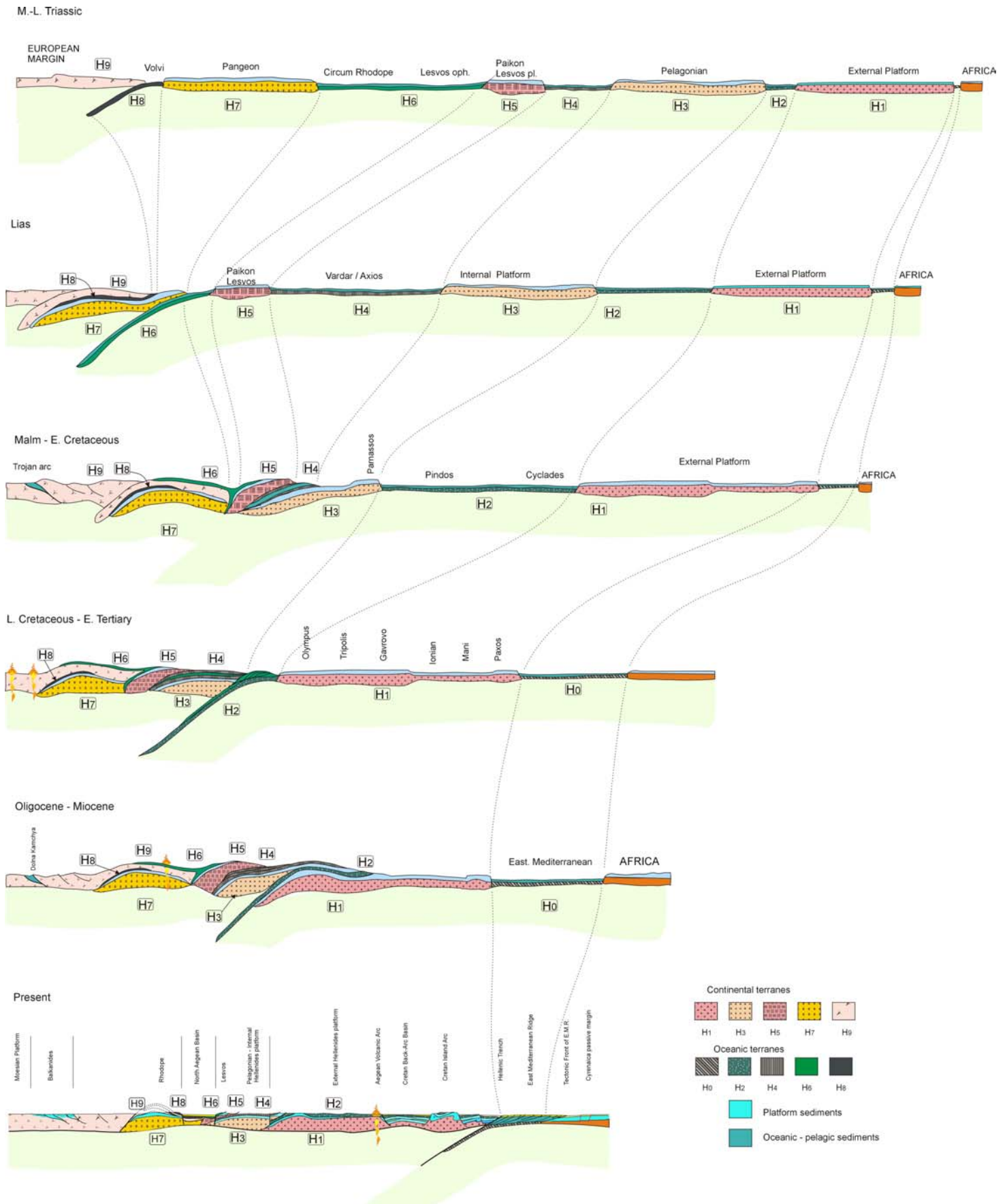
**Εικ. 3.1.** Παλαιογεωγραφική διάρθρωση των Ελληνίδων, όπου φαίνεται η θέση και η έκταση των εννέα τ. πεδίων. Οι διαστάσεις των πεδίων είναι οι ελάχιστες εκτιμώμενες, ιδιαίτερα των ωκεάνιων. Στο σχήμα δεν έχουν ληφθεί υπόψη πιθανές πλευρικές μετατοπίσεις (τροποποιημένο από Papanikolaou 1997).



Η χρονολόγηση της προσκόλλησης των τ. πεδίων γίνεται συνήθως μέσω των εμπροσθοταφρικών αποθέσεων του φλύσχη, οι οποίες υπέρκεινται τόσο των ωκεάνιων ιζηματογενών ακολουθιών όσο και αυτών των νηρητικών αποθέσεων. Με αυτόν τον τρόπο έχουμε διαδοχικά: (α) τον κατωιουρασικό φλύσχη του Μελισσοχωρίου στην Περιροδοπική και το μεταφλύσχη πάνω από την Περμο-Λιάσια αυτόχθονη πλατφόρμα της Λέσβου, (β) την ανωιουρασική – κατωκρητιδική σχιστοψαμμιτοκερατολιθική διάπλαση στη Μαλιακή, την Υποπελαγονική καθώς και το Βοιωτικό φλύσχη, (γ) το φλύσχη ηλικίας Μαιστρίχτιο – Ηώκαινο του Παρνασσού και της Πίνδου και (δ) τον ανωηκαινικό – κατωμειοκαινικό φλύσχη της εξωτερικής ανθρακικής πλατφόρμας, από το πιο εσωτερικό περιθώριο του Ολύμπου έως το πιο εξωτερικό της Μάνης (Εικ. 3.1, 3.2).

Η προς νότο μετανάστευση του τεκτονισμού γίνεται αντιληπτή και από άλλα γεωδυναμικά φαινόμενα στο Ελληνικό τόξο, όπως:

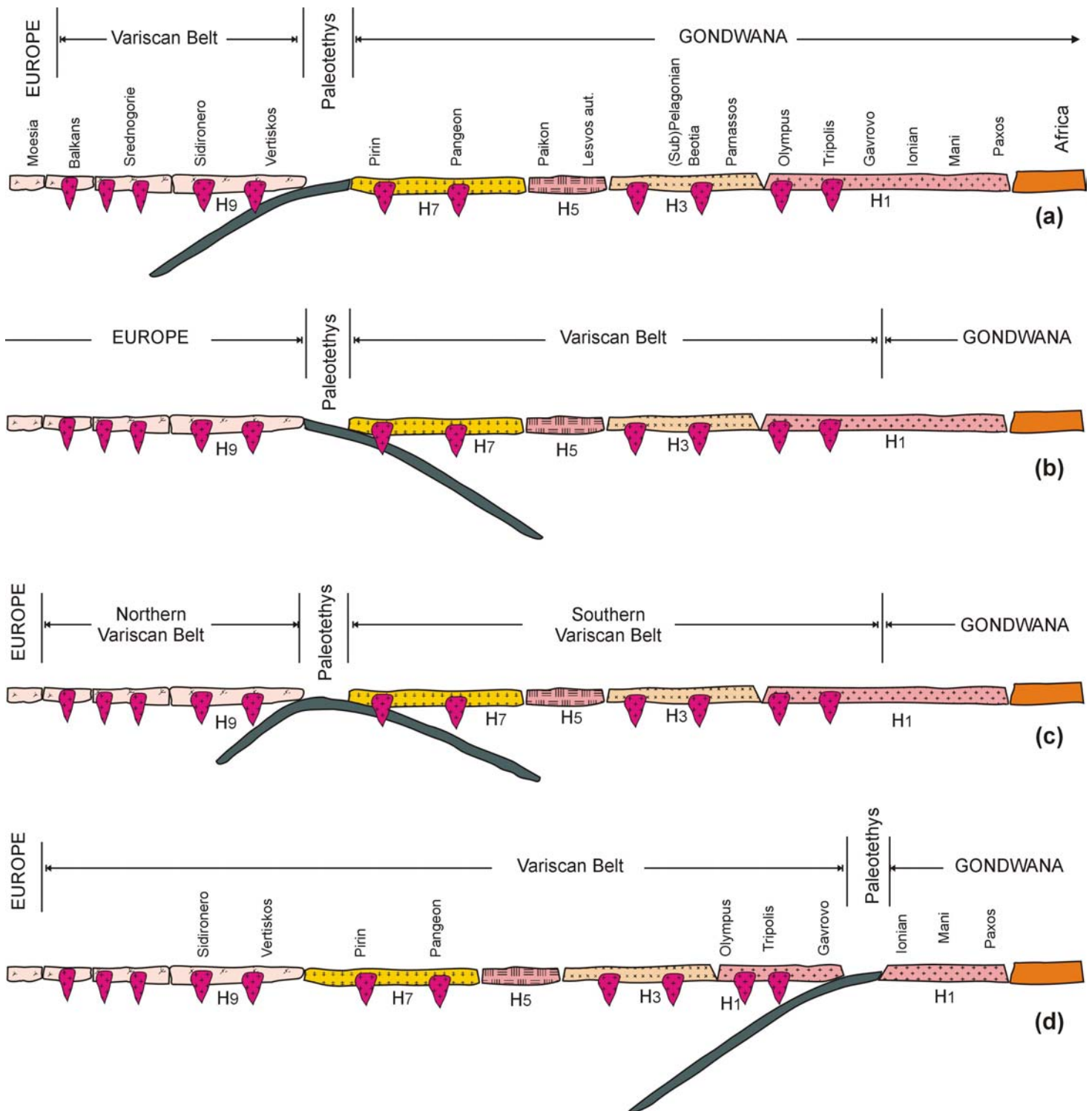
1. Τις μολασικές αποθέσεις στις οπισθοτάφρους, με ηλικίες: Ηώκαινο – Κατώτερο Μειόκαινο στη Ροδόπη και το βόρειο Αιγαίο, ακολουθούμενο από Ολιγόκαινο – Μέσο Μειόκαινο στη Μεσοελληνική Αύλακα, μεταξύ των οροσειρών της Πίνδου και της Πελαγονικής. Στη συνέχεια έχουμε το Κατώτερο Μειόκαινο στην Ιόνια και στο περιθώριό της με το Γάβροβο και τέλος το Τορτόνιο – Ολόκαινο στην οπισθοτάφρο της Κρητικής Λεκάνης.
2. Την ηφαιστειακή δραστηριότητα (συμπεριλαμβανομένων των υποκείμενων ασβεσταλκαλικών πλουτωνιτών) με: (α) το ανωκρητιδικό ηφαιστειακό τόξο στη ζώνη Srednogorie της Βουλγαρίας, (β) τα ηωκαινικά – ολιγοκαινικά ηφαιστειακά της Ροδόπης, (γ) τα ολιγοκαινικά – κατωμειοκαινικά ηφαιστειακά των ακτών και των νησιών του Βορείου Αιγαίου (Λήμνος, Αγ. Ευστράτιος, Λέσβος), (δ) τα ανωμειοκαινικά ηφαιστειακά της Χίου, κεντρικής Ευβοίας, Πάτμου, Σάμου και Ικαρίας και (ε) τα πλειοτεταρτογενή ηφαιστειακά του τωρινού τόξου, από τη Δυτική Αττική (Σουσάκι, Αίγινα, Μέθανα), το νότιο όριο των Κυκλάδων (Μήλος, Θήρα) έως τα Δωδεκάνησα (Κως, Νίσυρος).
3. Τα τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα, όπως αυτά έχουν αποτυπωθεί σε κάθε ενότητα ή/και κάθε τ.πεδίο. Το εξωτερικό τμήμα των Ελληνίδων (Εξωτερικές Ελληνίδες), αποτελούμενο βασικά από τα τ.πεδία. Η1 και Η2, παραμορφώνεται μόνο μια φορά στο Τριτογενές (από το Ανώτερο Ηώκαινο για το Η1 και από το Μαιστρίχτιο έως το Κατώτερο Μειόκαινο για το Η2). Η ενδιάμεση ζώνη των τ.πεδίων Η3 και Η4 αποτελεί τις Εσωτερικές Ελληνίδες και χαρακτηρίζεται από τεκτονική τοποθέτηση (obduction) του ωκεάνιου τ.πεδίου Η4 πάνω στην εσωτερική πλατφόρμα (Η3) στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό και μία δεύτερη φάση παραμόρφωσης στο Κατώτερο Τριτογενές, κατά την τοποθέτηση των Η3+Η4 πάνω στα Η1+Η2. Τα πιο εσωτερικά τ.πεδία (Η5-Η9) παραμορφώθηκαν στο Κατώτερο Τριτογενές, στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό, αλλά και νωρίτερα, στο Κατώτερο Ιουρασικό και στο Ανώτερο Παλαιοζωικό. Ωστόσο, η κύρια φάση παραμόρφωσης ήταν αυτή του Ανώτερου Ιουρασικού – Κατώτερου Κρητιδικού, η οποία παρατηρείται σε όλα τα τ.πεδία από το Η3 έως το Η9, με επιφανειακές τεκτονικές δομές στα Η3 και Η4 και βαθιά τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα στα υπόλοιπα (Η5, Η6, Η7, Η8 και Η9). Αυτό το παλαιο-αλπικό επεισόδιο είναι παρακολουθήσιμο, μέσω τεκτονικών δομών επιφανείας, μέχρι τις Βαλκανίδες, οι οποίες έχουν επωθηθεί με φορά προς βορρά πάνω στην τάφρο Trojan. Η συνολική αυτή εικόνα αποδίδεται σε ένα μείζον επεισόδιο σύγκρουσης, στο οποίο συμπεριλαμβάνονται η ανώθηση (obduction) των οφιολίθων του Αξιού, αλλά και μία διαμπερή παραμόρφωση ολόκληρου του Ευρωπαϊκού περιθωρίου, μέχρι τη Μοισία. (Εικ. 3.2). Το Ευρωπαϊκό περιθώριο ξανα-παραμορφώθηκε με τον ίδιο τρόπο στο Κατώτερο Τριτογενές κατά το τεκτονικό επεισόδιο σύγκρουσης κατά το οποίο ενσωματώθηκε – προσκολλήθηκε η πλατφόρμα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Το επεισόδιο αυτό επικάλυψε προηγούμενες δομές σε όλα τα εσωτερικότερα τ.πεδία και επηρέασε ολόκληρο το περιθώριο, από το μέτωπο του τόξου στις Εξωτερικές Ελληνίδες μέχρι την τάφρο της Dolna-Kamchya στη νότια Μοισία (Εικ. 3.2).



**Εικ. 3.2.** Σχηματικές τομές, βασισμένες στην δομή των Ελληνίδων όπως αυτή φαίνεται στη Γεωτομή VII, που δείχνουν τη γεωδυναμική εξέλιξη των Ελληνίδων από το Τριαδικό έως σήμερα. Τροποποιημένο από Παπανικολάου (1989α).

Όσον αφορά την προ-τριαδική ιστορία των Ελληνίδων, αυτή παραμένει προβληματική, διότι δεν υφίστανται αμεταμόρφωτοι παλαιοζωικοί ή/και προκάμβριοι σχηματισμοί, εξαιρουμένων μόνο μερικών ανωπαλαιοζωικών που εντοπίζονται σποραδικά κάτω από το Μεσοζωικό, αποτελώντας τη βάση των ακολουθιών της Τηθύος. Ακόμη, η επίκλυση του Τριαδικού πάνω σε ένα Βαρίσκιο ή Προκάμβριο υπόβαθρο του χώρου πέριξ της Τηθύος δεν είναι γενικά ορατή, πιθανότατα διότι η επιφάνεια αυτή λειτούργησε ως αποκόλληση κατά την αλπική φάση παραμόρφωσης. Η παν-Αφρικανική προέλευση των πετρωμάτων του προαλπικού υποβάθρου των Ελληνίδων, τα οποία αποτελούν τη βάση των ηπειρωτικών τ.πεδίων, είναι αρκετά δυσδιάκριτη, εξαιτίας των αλπικών επικαλύψεων, αλλά και από την ύπαρξη εκτεταμένου ανωπαλαιοζωικού όξινου μαγματισμού (συνήθως γρανίτες του Ανώτερου Λιθανθρακοφόρου) και της ενδεχόμενης μεταμόρφωσης. Αυτό το γεγονός καθιστά δύσκολη την παραδοχή είτε μιας προκάμβριας ή βαρίσκιας ηλικίας για το φλοιό του Αιγαίου ή ενός προκάμβριου φλοιού στον οποίο έχουν διεισδύσει βαρίσκιοι πλουτωνίτες και ο οποίος στη συνέχεια έχει παραμορφωθεί στα πλαίσια έντονων διαμπερών τεκτονο-μεταμορφικών γεγονότων του αλπικού κύκλου.

Τα βαρίσκια μαγματικά και τεκτονο-μεταμορφικά γεγονότα πρέπει να ιδωθούν υπό το πρίσμα της κινηματικής των πλακών την εποχή ύπαρξης της Παλαιοτηθύος. Η ουλή της Παλαιοτηθύος έχει τοποθετηθεί κατά μήκος του νοτιοευρωπαϊκού ενεργού περιθωρίου, με φορά υποβύθισης είτε προς Βορρά, κάτω από την Ευρώπη (π.χ. Baud et al. 1990, Seghedí et al., παρούσα έκδοση) (Εικ. 3.3.a) ή προς Νότο, κάτω από τα Κιμμέρια τ.πεδία (π.χ. Sengör et al., 1984b) (Εικ. 3.3.b). Στην περίπτωση που ισχύει η εκδοχή για προς Νότο υποβύθιση της Παλαιοτηθύος, τότε οι εξηγούνται βαρίσκιοι γρανίτες και η συνοδή ηφαιστειότητα που παρατηρείται στα πετρώματα της βάσης των Ελληνίδων, κάτι που δεν θα ίσχυε εάν η υποβύθιση είχε γίνει προς Βορρά. Η δεύτερη αυτή εκδοχή, όμως δικαιολογεί την ύπαρξη της «κλασικής» Βαρίσκιας ζώνης που περιλαμβάνει βαρίσκιους γρανίτες στο βόρειο (Ευρωπαϊκό) περιθώριο (Zagorchev et al., 1989, Haydouton et al. 1997). Εν τούτοις, φαίνεται ότι η παρουσία βαρίσκιων γρανιτικών πλουτωνιτών τόσο νότια όσο και βόρεια της ουλής της Παλαιοτηθύος θα μπορούσε να εξηγηθεί από μια διπλή/αμφίπλευρη υποβύθιση του ωκεανού, τόσο προς Βορρά, όσο και προς Νότο (Εικ. 3.3c). Στην περίπτωση αυτή, η ζώνη υποβύθισης της Παλαιοτηθύος θα πρέπει να μην ήταν ευθύγραμμη, αλλά καμπύλη/τοξωτή και η κίνηση να μην έγινε εγκάρσια ως προς το μέτωπο της υποβύθισης, αλλά λοξά, τόσο προς τα βόρεια, κάτω από τη Λαυρασία, όσο και προς τα νότια, κάτω από την Γκοντβάννα. Το μοντέλο αυτό προσομοιάζει με την σημερινή κατάσταση του ωκεανικού υπολείμματος της Τηθύος στην Ιόνια λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, το οποίο υποβυθίζεται ταυτόχρονα και προς τα δυτικά, κάτω από το τόξο της Καλαβρίας, όσο και προς τα ανατολικά κάτω από το Ελληνικό τόξο. Είναι χαρακτηριστικό ότι ο ανωπαλαιοζωικός φλύσχος της Χίου (Papanikolaou and Sideris, 1983) θεωρήθηκε ότι αντιστοιχεί στο δυτικό άκρο της Παλαιοτηθύος (Zanchi et al., 2003). Το κλείσιμο της Παλαιοτηθύος πραγματοποιήθηκε στο Ανώτερο Τριαδικό (Sengör et al., 1984b), οπότε η προς νότο υποβύθιση θα έπρεπε να δώσει γένεση σε γρανιτικού τύπου πλουτωνίτες και ηφαιστειακά συμπλέγματα οπισθοτόξου για την περίοδο Ανώτερο Λιθανθρακοφόρο – Ανώτερο Τριαδικό. Με τον τρόπο αυτό, η φύση της ευρέως εξαπλωμένης τριαδικής ηφαιστειότητας μπορεί να υποδεικνύει είτε την προς νότο υποβύθιση της Παλαιοτηθύος, είτε ωκεανική διάνοιξη κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της Γκοντβάννας. Δυστυχώς, τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των τριαδικών ηφαιστειακών είναι ανάμικτα, οπότε και οι δύο ερμηνείες έχουν προταθεί (π.χ. Pe-Piper 1982, 1998, Pamić, 1984).



**Εικ. 3.3.** Εναλλακτικά σενάρια για το Ανώτερο Παλαιοζωικό (βασισμένα στη διάταξη των ηπειρωτικών τ. πεδίων κατά μήκος της Γεωτομής VII) αναφορικά με τη θέση και την πολικότητα υποβύθισης της Παλαιοτηθύς, τις προκύπτουσες βαρίσκιες ζώνες και τους ανωπαλαιοζωικούς πλουτωνίτες, μεταξύ της Γκοντβάνας και της Ευρασίας.



Πρόσφατα προτάθηκε ένα εναλλακτικό μοντέλο το οποίο περιλαμβάνει την Παλαιοτηθύ να έχει υποβυθιστεί με φορά προς Βορρά και την ουλή της να βρίσκεται ακριβώς βόρεια του γκοντβανικού περιθωρίου, μεταξύ των μετέπειτα ενοτήτων της Πίνδου και της Μάνης και κάτω από τη σημερινή πλατφόρμα της Τρίπολης (Stampfli et al., 2003) (Εικ. 3.3.d). Στην περίπτωση αυτή, οι βαρίσκιοι γρανίτες θεωρούνται ως διεισδύσεις κατά μήκος του ενεργού ευρωπαϊκού περιθωρίου της Παλαιοτηθύς, εκτεινόμενες από το νοτιότατο γκοντβανικό τ.πεδίο (που είναι και το εξωτερικότερο των Ελληνίδων), το H1 (δηλαδή η μελλοντική πλατφόρμα της Τρίπολης), έως το εσωτερικότερο πεδίο –H9, η ενότητα Βερτίσκου- το οποίο ανήκει ήδη από το Ανώτερο Παλαιοζωικό στο ευρωπαϊκό περιθώριο.

Σε κάθε περίπτωση πάντως, η Βαρίσκια ζώνη που βρίσκεται κάτω από τη ζώνη των Βαλκανίδων (πρώην Stara Planina, η οποία συνεχίζεται μέχρι τη ζώνη της Κωνσταντινούπολης –Yanev, 1992, Demirtasli, 1989—χαρακτηρίζεται από μολασικές λεκάνες με λιθάνθρακες στο Λιθανθρακοφόρο (Tokay, 1981, Tenchov, 1989), που ακολουθείται από ερυθρές ηφαιστειο-ιζηματογενείς ακολουθίες στο Περμο-Τριαδικό με το χαρακτηριστικό «ποικιλόχρωμο ψαμμίτη» (Buntsandstein) του Κατωτέρου Τριαδικού (Mader & Čatalov, 1992), οι οποίες ανήκουν στην ευρωπαϊκή πλάκα. Σημειωτέον δε, ότι υπάρχουν παλαιότεροι οφιόλιθοι, (Καληδόνιοι) στην προ-Ορδοβίσια βάση της ζώνης των Βαλκανίδων (πρώην Stara Planina, Haydoutov, 1989, Haydoutov et al., 1997), όπως επίσης και εντός των σχηματισμών μέσης – υψηλής μεταμόρφωσης του αλλόχθονου της Ροδόπης (Kozhoukharova, 1984), οι οποίοι δεν έχουν ακόμη συσχετιστεί είτε με τους οφιόλιθους της Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης (πιθανής προέλευσης από την Παλαιοτηθύ), ή με άλλους οφιόλιθους, πιθανά παλαιότερους, ίσως προκάμβριας ηλικίας. Νότια του αυτόχθονου της Ροδόπης, πάντως, δεν έχουν αναφερθεί προαλπικοί οφιόλιθοι.

Η συμπίεση στις εμπροσθοτάφρους και τα νησιωτικά τόξα ήταν σύγχρονη με τον εφελκυσμό που επικρατούσε στις οπισθοτάφρους και τα ηφαιστειακά τόξα σε κάθε στάδιο εξέλιξης των διαδοχικών ορογενετικών τόξων των Ελληνίδων. Τα μεγάλα ρήγματα αποκόλλησης φαίνεται πως είναι ο κύριος μηχανισμός δημιουργίας συμπλεγμάτων μεταμορφικών πυρήνων και εκταφής μεταμορφωμένων πετρωμάτων υψηλής πίεσης / χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) στο Αιγαίο (Lister et al., 1984, Kiliyas et al., 2002). Η πρόσφατη, πλειο-τεταρτογενής φάση εφελκυσμού στο Αιγαίο (από τη λεκάνη του βορείου Αιγαίου μέχρι την Κρήτη) επικαλύπτει όλες τις προηγούμενες συμπιεστικές και εφελκυστικές δομές των προηγούμενων ορογενετικών τόξων (συμπεριλαμβανομένου και αυτού του Ανωτέρου Μειοκαίνου).

#### 4. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Altherr, R., Kreuzer, H., Wendt, I., Lenz, H., Wagner G., Keller J., Harre W., Hohndorf, A. 1982. A late Oligocene/Early Miocene High Temperature Belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, E 23, 97-164.
- Andriessen, P.A.M., Banga, G. Helbeda, E.H., 1987. Isotopic age study of pre-Alpine rocks in the basal units on Naxos, Sikinos and Ios, Greek Cyclades. *Geol. Mijnbouw*, 66,3-14.
- Ardaens, R., Colin, Jp. Kozur, H., 1979. Sur la présence du Scythien supérieur fossilifère dans la chaîne du Var-dousia (Grèce continentale). Conséquences paléogéographiques. *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 132-135.
- Aubouin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: Les confins de l'Épire et de la Thessalie. *Ann. Géol. Pays Hellen* 10, 1-483.
- Aubouin, J., 1965. Geosynclines. *Develop. Geotectonics*, 1, 335 p., Elsevier.
- Aubouin, J., 1977. Alpine Tectonics and Plate Tectonics: Thoughts about the Eastern Mediterranean. In: *Europe from Crust to Core*, 143-158, J. Wiley.
- Aubouin, J., Le Pichon, X., Winterer, E., Bonneau, M., 1977. Les Hellenides dans l'optique de la tectonique des plaques. 6th Colloq. Geol. Aegean Region, Athens, 3, 1333-1354.
- Baud, A., Jenny, C., Papanikolaou, D., Sideris, Ch., Stampfli, G., 1990. New observations on Permian stratigraphy in Greece and geodynamic interpretation. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25/1, 187-206.
- Baumgartner, P.O., 1985. Jurassic sedimentary evolution and nappe emplacement in the Argolis Peninsula (Peloponesus, Greece). Vol. 99., Birkhäuser, Basel.
- Bebien, J. 1982. L'association ignée de Guevgueli (Macédoine, Grèce). Expression d'un magmatisme ophiolitique dans une déchirure continentale. Thèse, Nancy, 467 p.
- Bebien, J. Mercier, J. 1977. Le cadre structural de l'association ophiolites-migmatites-granites de Guevgueli. (Macédoine, Grèce)-une croûte de bassin interarc (?)-*Bull. Soc. Geol. France*, (VII), 19, 927-934.
- Beccaletto, L., 2003. Geology, correlations, and geodynamic evolution of the Biga peninsula (NW Turkey). Université de Lausanne. 149 p..
- Besenecker, H., Dürr, St., Herget, G., Jacobshagen, V., Kauffmann, G., Lüdke, G., Roth, W., Tietze, K.W., 1968. Geologie von Chios (Agais). *Geologica et Paleontologica*, 2, 121-150.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. Le-Pichon, X. 1976. From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: A plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. In: *Structural History of the Mediterranean Basins*, Split, 143-164.
- Boccaletti, M., 1979. Mesogea and Mesoparatethys: their development at the Tethyan Continental margins and their importance on the later evolution of the Mediterranean and Paratethys. *Ann. Geol. Pays. Helleniques hors serie I*, 139-148.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A. 1974. Hypothesis on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan areas. *Earth and Plan. Sci. Let.*, 23, 193-198.
- Boccaletti, M., Manetti, P., Peccerillo, A., Stanisheva-Vassileva, G. 1978. Late Cretaceous high-potassium volcanism in Eastern Srednogie, Bulgaria. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 39-447.
- Bonhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. *Tectonophysics*, 343, 236-262.
- Bonneau, M., 1973. Sur les affinités ioniennes des 'calcaires en plaquettes' epimetamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitsa et la structure de l'arc Egéen. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 277, 2453-2456.
- Bonneau, M., 1976. Esquisse structurale de la Crète alpine. *Bull. Soc. Geol. France*, 18, 2, 351-353.
- Bonneau, M., 1984. Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, 17, 517-527.
- Borsi, S., Ferrara, G. Mercier, J. 1964. Détermination de l'âge des séries métamorphiques du Massif Serbo-Macedonien au Nord-est de Thessalonique (Grèce) par les méthodes Rb/Sr et K/Ar. *Ann. Soc. Geol. Nord*, LXXXIV, 223-225.
- Borsi, S., Ferrara, G. Mercier, J. 1966. Mesures d'âge par la méthode Rb/Sr des granites filoniens de Karathodoro (Zones internes des Hellenides, Macédoine centrale Grèce). *Savez Geol. Drus. Ssr Jugoslaviye*, 5-10.
- Bröcker, M., Franz, L., 1998. Rb-Sr isotope studies on Tinos Island, (Cyclades, Greece). Additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformation activity. *Geol. Mag.*, 135, 369-382.
- Brunn, J. 1956. Contribution à l'étude Géologique du Pinde Septentrional et d'une partie de la Macédoine Occidentale. *Ann. Geol. Pays Hellen*, 7, 1-358.
- Capedri, S., Lekkas, E., Papanikolaou, D., Skarpelis, N., Venturelli, G. Gallo, F. 1985. The ophiolite of the Koziakas range, Western Thessaly (Greece). *N. Jb. Miner. Abh.* 152, 1, 45-64. Stuttgart.
- Célet, P. 1962. Contribution à l'étude géologique du Parnasse-Kiona et d'une partie des régions méridionales de la Grèce continentale. *Ann. Geol. Pays Hellen* 7, 1-358.
- Célet, P., Ferrière, J., 1978. Les Hellenides internes: Le Pélagonien. *Ecl. Geol. Helv.* 71.3, 467-495.
- Célet, P., Clement, B., Ferriere, J., 1976. La zone béotienne en Grèce : implications paléogéographiques et structurales. *Eclogae Geol. Helv.*, 69, 577-599.
- Clift, P.J. Robertson, A.H.F. 1989. Evidence of a Late Mesozoic ocean basin and subduction-accretion in the southern Greek Neo-Tethys, *Geology* 17, 559-563.

- Cogulu, E., Krummenacher, D., 1967. Problèmes géochronométriques dans la partie NW de l' Anatolie Centrale (Turquie). *Schweiz Miner. Petrograph.*, 47, 825-833.
- De Bono, A., Martini, Z., Zaninetti, L., Hirsch I., Stampfli, G., Vavassis, I., 2001. Permo-Triassic stratigraphy of the Pelagonian zone in central Evia Island (Greece). *Eclog. geol. Helv.*, 94(3), 289-311.
- Demirtasli, F., 1989. Stratigraphic correlation forms of Turkey, *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 183-211.
- Dercourt, J., 1970. L'expansion océanique actuelle et fossile, ses implications géotectoniques. *Bull. Geol. Soc. France*, 12, 261-317.
- Dercourt, J., 1972. The Canadian cordillera, the Hellenides and the sea-floor spreading theory. *Canad. J. Earth. Sci.*, 9, 709-743.
- Dermizakis, M., Papanikolaou, D., 1979. Paleogeography and geodynamics of the Aegean region during the Neogene. *Ann. Geol. Pays Hell.*, Proceedings, IV-VII Int. Congress Med. Neogene, 1981, pp. 245-289.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geoph. Res.*, 75-14, 2625-2647.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Bull. Geol. Soc. America*, 84, 3137-3180.
- Dewey, J.F., Sengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding region: Complex multiplate and continuum tectonics in convergent zone. *Geol. Soc. Am. Bull.* 90, 84-92.
- Dimitrievic, M.D., 1974. The Dinarides: a model based on the new global tectonics. In: *Metallogeny and concepts of the geotectonic developments of Yugoslavia*, 141-178, Belgrad.
- Dinter, D., Royden, V., 1993. Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complexes. *Geology*, 21, 45-48.
- Dixon, J.E. Dimitriadis, S. 1984. Metamorphosed ophiolitic rocks from the Serbo-Macedonian Massif, near Lake Volvi, North-East Greece. *Geol. Soc. London, Sp. Publ.* 17, 603-618.
- Dürr, 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.
- Ferrière, J., 1976. Sur la signification de séries du massif d'Othris (Grèce continentale centrale) : la zone isopique maliaque. *Ann. Soc. Geol. Nord*, 96/2, 121-134.
- Ferrière, J., 1982. Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellenides internes: les massifs de l'Othrys et du Pélion. *Soc. Geol. Nord, Publ.* 8, 970 p.
- Ferrière, J., 1985. Nature et développement des ophiolites helléniques du secteur Othrys et du Pelion (Grèce continentale). *Ophioliti*, 10, 225-278.
- Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean. *Bol. Geol. Teor. Appl. Trieste*, XXXIV, 96, 296-298.
- Finetti, I., Papanikolaou, D., Del Ben, A., Karvelis, P., 1990. Preliminary geotectonic interpretation of the East Mediterranean chain and the Hellenic Arc. *Bull. Geol. Soc. Greece* 25/1, 509-526.
- Fleury, J., 1980. Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Peloponnese du Nord). Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans le cadre alpin. *Publ. Soc. Geol. Nord.*, 4.
- Gautier, P., Brunn, J.P., Jolivet, L., 1993. Structure and kinematics of Upper Cenozoic extensional detachment on Naxos and Paros (Cyclades islands, Greece). *Tectonics*, 12, 1180-1194.
- Godfriaux, I. 1968. Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce). *Ann. geol. Pays Hellen.* 19, 1-281.
- Harre, W., Kockel, F., Kreuzer, H., Lenz, H., Mulder, P. Walther, H.W., 1968. Über Rejuvenationen im Serbo-Mazedonischen Massiv (Deutung radiometrischer Alters-Bestimmungen). (XXII int. Geol. Congress 6). *Geologica et Palaentologica* 2, 193-194. Marburg.
- Hatzipanagiotou, K., 1988. Einbindung der Oberste Einheit von Rhodos und Karpathos (Griechenland) in den alpidischen Ophiolith- Gürtel. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 176, 395-422.
- Hatzipanagiotou, K., Pe-Piper, G., 1995. Ophiolitic and sub-ophiolitic metamorphic rocks of the Vatera area, southern Lesbos (Greece): geochemistry and geochronology. *Ophioliti*, 20, 17-29.
- Hausmann, J. FL. 1845. Beiträge zur Oryktographie von Syra und ein neues Mineral, der glaucophan. *Göttingen Geol. Anz.*, 193-198.
- Haydoutov, I., 1989. Precambrian ophiolites, Cambrian island arc and Variscan suture in the south Carpathian – Balkan region. *Geology*, 17, 905-908.
- Haydoutov, I., 2002. Peri-Gondwanan terranes in the pre-Palaeozoic basement of Bulgaria. *Geologica Balcanica*, 32, 2-4.
- Haydoutov, I., Yanev, S. 1997. The Protomoesian microcontinent of the Balkan Peninsula – a peri-Gondwanaland piece. *Tectonophysics*, 272, 303-313.
- Haydoutov, I., Gochev, P., Kozhoukharov, D., Yanev, S. 1997. Terranes in the Balkan area. – In: Papanikolaou, D. (Ed.), *IGCP Project 276. Terrane map and terrane descriptions*. *Annales Geol. Pays Hellen.*, 479-494.
- Hecht, J., 1972. Lesbos Island. *Geol. Map at 1/50000 scale*, IGME, Athens, Greece.
- Henzes-Kunst, F. Kreuzer, H. 1982. Isotopic dating of the pre-Alpidic rocks from the island of Ios (Cyclades Greece). *Contrib. Mineral Petrol.*, 80, 245-253.
- Huguen, C., and Mascle, J., 2001. La Margie continentale libyenne, entre 23°30 et 25°30 de longitude est. *C.R. Acad. Sci. Paris, Earth Pl. Sci.*, 332, 553-560.
- Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkhelil, J., Kopf, A., Volkonskaia, A., 2001. Deformational styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 343, 21-47.
- Hynes, A.J., Nisbet, E.G., Smith, A.G. Welland, M.D.J. Rex, D.C., 1972. Spreading and emplacement ages of some ophiolites in the Othris region (eastern central Greece). *Zeit. deuts. Geol. Ges.*, 123, 455-468.
- Ivanov, Z., Moskovski, S., Kolceva, K., 1979. Basic features of the structure of the central parts of the Rhodope massif. *Geol. Balc.*, 9/1, 3-50.
- Ivanov, Z. 1985. Position tectonique, structure géologique et évolution alpidique du massif des Rhodopes. *Reun. Extr. Soc. Geol. France en Bulgarie, Guide*, 1-31.

- Ivanovski, T., 1971. Tectonics of the region situated between Vardar River, Strumiva valley and Yugoslav-Greek frontier. Contribution to the knowledge of the Vardar zone. *Posed ni uizdanja*, 3, 3-98, Skopje.
- Jacobshagen, V., 1979. Structure and geotectonic evolution of the Hellenides. *Proc. 6th Coll. Geol. Aegean Region*, Athens 1977, 3, 1355-67.
- Jacobshagen, V., 1986. *Geologie von Griechenland*. Gebrüder Bornträger, 363 p.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., Bonneau, M., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics* 15, 1129-1153.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A., Veis, G., 2000. GPS-derived strain rate fixed within the boundary zones of the Eurasian, African and Arabian Plates. *J. G. Res.* 105, 23353-23370.
- Katsikatos, G., Mercier, J., Vêrgely, P., 1976. L'Eubée méridionale: une double fenêtre polyphasée dans les Hellenides internes. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 283, 459-462.
- Katsikatos, G., Migiros, G., Triantaphyllis, M., Mettos, A., 1986. Geological structure of internal Hellenides (E. Thessaly – SW Macedonia – Euboea – Attica – northern Cyclades Islands and Lesbos). *Geol. & Geoph. Res., Sp. Vol.*, 191-212.
- Kilias, A.A., Tranos, M.D., Orozco, M., Alonso-Chaves, F.M., Soto, J.I., 2002. Extensional collapse of the Hellenides. A review. *Rev. Soc. Geol. España*, 15, 129-139.
- Kober, L., 1928. *Der Bau der Erde*. Berlin.
- Kober, L., 1929. Beiträge zur Geologie von Attika. *Sitz. Ber. Akad. Wiss., Wien*, 138, 299-327.
- Kober, L., 1931. *Das Alpine Europa*. Verlag von Gebrüder Bornträger, Berlin.
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H.W. 1971. *Geologie des Serbo-Mazedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Northgriechenland)*. *Geol. Jb.* 89, 529-551.
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H.W. 1977. *Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1/100.000 (Nord Griechenland)*. *Bund. Fur. Geowiss. V. Rohstoffe*, 100 p. Hannover.
- Koepke, J., Kreuzer, H., Seidel, T., 1985. Ophiolites in the southern Aegean arc (Crete, Karpathos, Rhodes) – linking the ophiolite belts of the Hellenides and Taurides. *Ophiolite*, 10, 343-354.
- Kokkinakis, A. 1978. *Das intrusivgebiet des Symvolon-Gebirges und von Kavalla in Ostmakedonien, Griechenland*. Unpubl. Dr thesis, Munchen.
- König, H., Kuss, S. 1980. Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochtonous der Insel Kreta (Griechland). *N. Jb. für Geol. Paläont., Abh.*, 9, 525-540.
- Kozhoukharov, D. 1984. Lithostratigraphy of the Precambrian metamorphics of the Rhodopian Supergroup in the Central Rhodopes. – *Geologica Balcanica*, 14, 1, 43-88.
- Kozhukharov, D., 1988. Precambrian in the Rhodope Massif. In "Precambrian Younger Fold Belts" Wiley, 723-745, 762-765.
- Kozhoukharova, E., 1984. Origin and structural position of the serpentinized ultrabasic rocks of the Precambrian ophiolite association in the Rhodope massif. I. Geological position and composition of the ophiolite association. *Geol. Balc.*, 14/4, 9-36.
- Krahl, J., Kauffmann, G., Kozur, H., Richter, D., Forster, O., Heinritzi, F. 1983. Neue Daten zur Biostratigraphie und zur tektonischen Lagerung der Phyllit-Gruppe und der Trypali-Gruppe auf der Insel Kreta (Griechenland). *Geol. Rundschau*, 72, 3, 1147-1166.
- Krautner, H.G., Muresan, M., Seghedi, A., 1988. Precambrian of Dobrogea. In: Zoubek (Ed.) *Precambrian in younger fold belts*, 361-379, Springer Verlag, Berlin.
- Kröner, S., Sengör, C., 1990. Archaean and Proterozoic ancestry in Late Precambrian to Early Paleozoic crustal elements of southern Turkey, as revealed by single zircon dating. *Geology*, 18, 1186-1190.
- Ktenas, C., 1924. *Formations primaires semi-metamorphiques au Peloponnese centrale*. *C.R. Soc. Geol. France*, 61-63.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 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., Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc. London A300*, 357-372.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallement, S., Noomen, B., Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean tectonics. *J. Geophys. Res.* 100, 12675-12690.
- Lekkas, E., 1988. Geological structure and geodynamic evolution of the Koziakas mountain range (Western Thessaly). *Geol. Monographs, Univ. of Athens*, 183 p.
- Liat, A. 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N.Greece). *Petrology, geochemistry, geochronology*. Unpubl. Rh. D. Thesis, University of Brunswick, 183 p.
- Liat, A., Gebauer, D., 1999. Constraining the prograde and retrograde P-T-t path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contr. Miner. Petrol.*, 135, 340-354.
- Lilov, P. 1990. Rb-Sr and K-Ar dating of the Sakar granitoid pluton. – *Geologica Balcanica*, 20, 6, 53-60.
- Lister, G.S., Banga, G., Feenstra, A., 1984. Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- Mader, D., and Catalov, C., 1992. Comparative palaeoenvironmental modelling of Buntsandstein braided river evolution in Bulgaria and Middle Europe. *Geol. Balc.*, 22, 21-62.
- Makris, J., 1973. Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Greece*, X/1, 203-213.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic sounding. *Tectonophysics* 46, 269-284.
- Makris, J., Papoulia, I., Papanikolaou, D., Stavrakakis, G., 2001. Thinned continental crust below northern Evoikos Gulf, central Greece, detected from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 341, 225-240.
- Mantzou, I.A., 1991. Rb-Sr whole-rock geochronology of gneisses from Olympias, Chalkidiki. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXI, 147-161.



- Marakis, G., 1970. Geochronology studies of some granites from Macedonia. *Ann. Geol. Pays Hellén.* 21, 121-152.
- Mascle, J., Chaumillon, E., 1998. An overview of Mediterranean Ridge collisional accretionary complex as deduced from multichannel seismic data. *Geo-Mar. Lett.* 18, 81-89.
- Mascle, J., Martin, L., 1990. Shallow structure and recent evolution of the Aegean Sea: A synthesis based on continuous reflection profiles. *Mar. Geol.*, 94, 271-299.
- McKenzie, D., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239-243.
- McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geoph. J.R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean sea and surrounding regions. *Geoph. J.R. Astron. Soc.*, 55, 217-254.
- Mercier, J., 1968. Etude géologique des zones internes des Hellenides au Macédoine centrale (Grèce). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 20, 1-792.
- Mercier, J., Végely, P., 1972. Les mélanges colores (coloured mélanges) de la zone d'Almopias (Macedoine, Grèce). *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 70-71.
- Migros, G., Tselepidis, V., 1990. Der erste Nachweis von Hallstater kalken in der Nord-Pindos Decke (NW Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaont. H4*, 248-256.
- Mosar, J. Seghedi, A., 1999. North Dobrogea and the Paleozoic plate tectonics. *Abstr. volume EGS Conference, Utrecht*.
- Mountrakis, D. 1986. The Pelagonian zone in Greece: A polyphase deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean. *Journal of Geology*, 94, 335-347.
- Mposkos, E., Kostopoulos, D., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 192, 497-506.
- Okay, A., Monié, P., 1997. Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean : evidence from Triassic eclogite in north-western Turkey. *Geology*, 25-7, 595-598.
- Pamic, J.J., 1984. Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. *Tectonophysics*, 109, 273-307.
- Papanikolaou, D., 1979a. Stratigraphy and structure of the Paleozoic rocks in Greece: An Introduction. In: Sassi F.P. (Ed.): IGCP No 5, Newsletter 1, 93-102.
- Papanikolaou, D., 1979b. Unités tectoniques et phases de déformation dans l'île de Samos, Mer Egee, Grèce. *Bull. Soc. Geol. France* (7), 6, 745-752.
- Papanikolaou, D. (with the contribution by N., Scarpelis), 1980a. Geotraverse Southern Rhodope-Crete. (Preliminary results). In: Sassi F.P. (Ed.), I.G.C.P. No 5, Newsletter, 2, 41-48.
- Papanikolaou, D., 1980b. The metamorphic Hellenides. *Proc. 26<sup>th</sup> Int. Geol. Congress, Paris, Abs.* 1, 371.
- Papanikolaou, D., 1984. The three metamorphic belts of the Hellenides: a review and a kinematic interpretation. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 551-561.
- Papanikolaou, D., 1986a. Late Cretaceous Paleogeography of the Metamorphic Hellenides. *Geol. Geoph. Res. IGME, Special issue*, 315-328.
- Papanikolaou, D., 1986b. The Medial Tectonometamorphic Belt of the Hellenides. 3rd Congress, *Geol. Soc. Greece, May 1986, Bull. Geol. Soc. Greece*, 20/1, 101-120, 1988.
- Papanikolaou, D., 1987. Tectonic evolution of the Cycladic blueschist belt (Aegean sea, Greece). In: *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, Reidel. Publ., 429-450.
- Papanikolaou, D., 1988a. Precambrian in the Hellenides (Pelagonian, Cyclades, Peloponnesus-Crete). In: "Precambrian in Younger Fold Belts", Zoubek et al. (ed.) Willey and Sons Ltd, 821-840.
- Papanikolaou, D., 1988b. Precambrian in the Rhodope massif. (The southern parts of the Rhodope massif). In: "Precambrian in Younger Fold Belts", Zoubek et al. (ed.) Willey and Sons Ltd, 765-788.
- Papanikolaou, D., 1988c. Triassic in the Hellenides. *Atti del 74o Congresso della Soc. Geol. It.*, 1988, A, 529-530.
- Papanikolaou, D., 1988d. Introduction to the Geology of Crete. IGCP project No 276, 1st Field meeting, Crete, October, 1988, Guide book, 3-16.
- Papanikolaou, D., 1989a. Are the Medial Crystalline Massifs of the Eastern Mediterranean drifted Gondwanan fragments? *Geol. Soc. Greece, Spec. Publ.*, 1, 63-90.
- Papanikolaou, D., 1989b. Occurrence of Arvi, Western Thessaly and Orliakas type formations in Argolis. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 24, 71-84.
- Papanikolaou, D., 1990. Probable geodynamic interpretation of the schist-chert formations in the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXIV, 135-148.
- Papanikolaou, D., 1993. Geotectonic evolution of the Aegean. 6th Congress of the Geological Society of Greece, Athens 1992, *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28/1, 33-48.
- Papanikolaou, D., 1997. The tectonostratigraphic terranes of the Hellenides. *Ann. Geol. Soc. Hellen.*, 37, 495-514.
- Papanikolaou, D., 1999. The Triassic ophiolites of Lesbos Island within the Cimmeride orogenic event. *E.U.G. 10, Strasbourg, Abs.*, 315.
- Papanikolaou, D., Sideris, C. 1979. Sur la signification des zones "ultrapindique" et "béotienne" d'après la géologie de la région de Karditsa: L' Unité de Thessalie Occidentale. *Eclogae geol. Helv.*, 72/1, 251-261.
- Papanikolaou, D., Zambetakis-Lekkas, A., 1980. Nouvelles observations et datations de la base de la série pélagonienne (s.s.) dans la région de Kastoria, Grèce. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 291, 155-158.
- Papanikolaou, D., Panagopoulos, A., 1981. On the structural style of Southern Rhodope. *Geol. Balc.*, 11.3, 13-22.
- Papanikolaou, D., Baud, A. 1982. Complexes a' blocs et séries a caractère flysch au passage Permien- Trias en Attique (Grèce orientale). 9o R.A.S.T. Paris, 1982, p.492.
- Papanikolaou, D., Sideris, Ch., 1983a. Le Paleozoïque de l' autochthone de Chios: une formation à blocs de type wild flysch d'âge Permien (pro parte). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 297, 603-606.
- Papanikolaou, D., Sideris, Ch., 1983b. Contribution to the Paleozoic of the Aegean Area. In Sassi F.R. (Ed.), IGCP No5, Newsletter 5, 138-145.

- Papanikolaou, D., Stojanov, R., 1983. Geological Correlation between the Greek and the Yugoslave part of the Pelagonian Metamorphic Belt. In Sassi F.P. (Ed.): IGCP No 5, Newsletter, 5, 146-152.
- Papanikolaou, D., Demirtasli, E. 1987. Geological Correlation between the Alpine segments of the Hellenides-Balkanides and Taurides-Pontides. Mineralia Slovaca-Monography, 387-396.
- Papanikolaou, D., Sassi, F.P., Scarpelis, N., 1982. Outlines of the Pre-Alpine Metamorphisms in Greece: In Sassi/Varga (Eds.): IGCP No 5, Newsletter 4, 56-62 and Ann. Géol. des Pays Helléniques, 31/1, 16-31.
- Papanikolaou, D., Alexandri, S., Nomikou, P., Ballas, D., 2002. Morphotectonic structure of the western part of the north Aegean basin based on swath bathymetry. Marine Geology, 190, 465-492.
- Papazachos, B.C., Karakostas, V.G., Papazachos, C.B., Skordilis, E.M., 2000. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic Arc. Tectonophysics, 319, 275-300.
- Pe-Piper, G., 1982. Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of the mid-Triassic volcanic rocks of Greece. Tectonophysics, 85, 253-272.
- Pe-Piper, G., 1998. The nature of Triassic extension-related magmatism in Greece: evidence from Nd and Pb isotope geochemistry. Geol. Mag., 135, 331-378.
- Philippson, A., 1898. La tectonique de l' Egéide. Ann. De Géographie, 112-141.
- Philippson, A., 1959. Die Griechischen Landschaften, vol I-IV, Klostermann, Frankfurt.
- Pickett, E., Robertson, A.H.F., 1996. Formation of the Late Paleozoic – Early Mesozoic Karakaya complex and related ophiolites in NW Turkey by Paleotethyan subduction – accretion. Journ. Geol. Soc. London, 153, 995-1009.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, N., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present day crustal movements in the Arabia – Africa – Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res., B 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., Toksoz, N., McClusky, S., 2000. 1999 Izmit earthquake, Turkey was no surprise. GSA Today, 10, 1-6.
- Reischmann, T., 1998. Pre-Alpine origin of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece, identified by simple zircon Pb/Pb dating. Bull. Geol. Soc. Greece, 32/3, 101-111.
- Renz, C., 1940. Die Tektonik der Griechischen Gebirge. Prakt. Acad. Athinon, v. 8.
- Renz, C., 1955. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentären Formationen Griechenlands. IGSR 637 p. Athen.
- Robert, U., Bonneau, M., 1982. Les basaltes des nappes du Pinde et d'Arvi et leur signification dans l'évolution géodynamique de la Méditerranée orientale. Ann. Geol. Pays Hellen., 31, 373-408.
- Robertson, A.H.F., 1998. Tectonic significance of the Eratosthenes Seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern Mediterranean (Ocean Drilling Program Leg 160). Tectonophysics, 298, 63-82.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 1-74.
- Robertson, A.H.F., Pickett, E., 2000. Paleozoic – Early Tertiary Tethyan evolution of mélanges, rift and passive margin units in the Karaburun peninsula (western Turkey) and Chios Island, (Greece). Geol. Soc. London, Sp. Publ., 173, 43-82.
- Robertson, A., Degnan, T., 1992. Kerassia – Milia complex: evidence of a Mesozoic – Early Tertiary oceanic basin between the Apulian continental margin and the Parnassos carbonate platform in western Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 28/1, 233-246.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E., Sharp, I., Ustaomer, T., 1996. Alternative tectonic models for the Late Paleozoic – Early Tertiary development of Tethys in the Mediterranean region. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 105, 239-263.
- Schermer, E.R., Lux, D., Burchfiel, B.C. 1989. Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece. Bull. Geol. Soc. Greece, 23/1, 13-27.
- Schliestedt, M., Altherr, R., Matthews, A. 1987. Evolution of the Cycladic Crystalline complex: Petrology, isotope geochemistry and geochronology. Helgeson (ed.) Chemical Transport in Metasomatic Processes, 389-428.
- Seghedi, A., 2001. The North Dobrogea orogenic belt (Romania): a review. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza and A.F.H. Robertson (Eds.): Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Hist. Nat., 186, 237-257, 2001.
- Seidel, E., Okrush, M., Kreuzer, H., Raschka, H., Harre, W., 1981. Eo-Alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system: petrology and geochronology. Synopsis of high-temperature metamorphics and associated ophiolites. Contrib. Miner. Petrol. 76, 351-361.
- Seidel, E., Kreuzer, H., Harre, W., 1982. A late Oligocene/Early Miocene High Pressure Belt in the external Hellenides. Geol. Jb., E 23, 165-206.
- Sengör, A.M.C., 1984a. The Cimmeride Orogenic System and the Tectonics of Eurasia. Geol. Soc. Amer. Sp. Papers, 195, 74p.
- Sengör, A.M.C., Satir, M., Akkok, R., 1984a. Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for pan-African basement in Turkey. Tectonics, 3, 7, 693-707.
- Sengör, A.M.C., Yilmaz, Y., Sungurlu, O., 1984b. Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. Geol. Soc. London, Sp. Publ., 17, 77-112.
- Sideris, C., 1989. Late Paleozoic in Greece. Geol. prace, 88, 191-202, Bratislava.
- Sola, M., and Ozceck, B., 1990. On the hydrocarbon prospectivity of North Cyrenaica. Petroleum Research Jour. 2, 25-41.
- Soldatos, I., Christofides, G. 1986. Rb-Sr geochronology and origin of the Elatia pluton, Central Rhodope, North Greece. Geol. Balcanica, 16, 15-23.
- Spakman, W., Wortel, M.J.R., Vlar, N.J., 1988. The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. Geophys. Res. Lett., 15, 60-63.

- Spray, J.G., Roddick, J.C., 1980. Petrology and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of some Hellenic sub-ophiolite metamorphic rocks. *Contrib. Min. Petrol.* 72, 43-55.
- Stampfli, G.M., Vavassis, I., De Bono, A., Rosselet, F., Matti, B., Belini, M., 2003. Remnants of the Paleotethys oceanic suture-zone in the western Tethyan area. In: G. Cassinis and F.A. Decandia, (Eds.): *Regional Reports and General Correlation*, Boll. Soc. Geol. It., Volume speciale.2, 1-23.
- Tataris, A., 1975. Some question regarding the "course" of the Sh2-formation and the relationships of Mt Pelion to Mt Olympus. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 12, 95-112.
- Tenchoy, Y., 1989. Stratigraphic correlation forms of the Paleozoic in Bulgaria. *Rend. Soc. Geol. It.*, 12, 423-433.
- Thiebault, F., 1977. Etablissement du caractère ionien de la série des calcschistes et marbres (Plattenkalk) en fenêtre de la masse du Taugete (Peloponnese, Grèce). *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 3, 159-161.
- Thiebault, I., 1982. L'évolution géodynamique des Hellenides externes en Peloponnese méridional. *Publ. Soc. Geol. Nord*, 6, 574 p.
- Tokay, M., 1981. On some Variscan events in the Amasra district of the Zonguldak coalfield (northern Anatolia). *IGCP No 5, Newsletter*, 3, 140-151.
- Vaida, M., Seghedi, A., 1997. Palynological study of cores from the Borehole 1 Liman (Scythian Platform, Moldavia). *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.* 7, 399-408.
- Van Der Maar, P., Jansen, J.B., 1983. The geology of the polymetamorphic complex of Ios, Cyclades, Greece and its significance for the Cycladic Massif. *Geol. Rundschau* 72, 1, 283-299.
- Vavassis, I., De Bono, A., Stampfli, G., Giorgis, D., Vallotton, A., Amelia, Y., 2000. U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys. *Schweiz. Min. Petr. Mitteilung.*, 80, 21-43.
- Vérgely, P., 1976. Chevauchement vers l'ouest et retro-charriage vers l'est des ophiolites: deux phases tectoniques au cours du Jurassique supérieur – Crétacé dans les Hellenides internes. *Bull. Geol. Soc. France*, 18, 231-244.
- Vérgely, P., 1984. Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes (déformation, métamorphisme et phénomènes sédimentaires). Conséquences sur l'évolution des régions tethysiennes occidentales. Thèse, Univ. Paris-Sud.
- Wawrzenitz, N., Krohe, A., 1998. Exhumation and doming of the Thassos metamorphic core complex (S. Rhodope, Greece); structural and geomorphological constraints. *Tectonophysics*, 285, 301-332.
- Wawrzenitz, N., Mposkos, E., 1997. First evidence for lower Cretaceous HP/LT-metamorphism in NE Greece. *Eur. J. Mineral.*, 9, 659-664.
- Wortel, M.J.R., Spakman, W., 2000. Subduction and slab-detachment in the Mediterranean – Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Yanev, S., 1993. Gondwana Palaeozoic Terranes in the Alpine Collage System of the Balkans. *Journal of Himalayan Geology*, 4, 2, 257-270.
- Yanev, S., 1992. Contribution to the elucidation of the pre-Alpine evolution of Bulgaria, based on sedimentological data from the marine Paleozoic. *Geol. Balc.*, 22/2, 3-31.
- Yarwood, G.A., Aftalion, M., 1976. Field relation and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 18, 2, 259-264.
- 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 Reg. Athens 1977, 1, 259.
- Zagorchev, I., 2002. Radioisotopic data and geodynamic interpretations in the eastern part of the Balkan Peninsula. - *Geologica Balcanica*, 32, 2-4.
- Zagorchev, I., Lilov, P., Moorbath, S., 1989. Results of Rb/Sr and K/Ar radiochronological studies on metamorphic rocks in south Bulgaria. *Geol. Balc.*, 19/3, 41-54.
- Zervas, S., 1980. Age determination by the  $^{87}\text{Rb}$ - $^{87}\text{Sr}$  method of some pegmatites in the area of Lagada (Macedonia, Greece). *Ann. Geol. Pays Hellen.* 30/1, 143-153.

---

Η παρούσα έκδοση βρίσκεται και σε ηλεκτρονική μορφή  
(με έγχρωμα διαγράμματα και εικόνες) στο δικτυακό τόπο:

[epect.geol.uoa.gr/pubs/TRANSMED.pdf](http://epect.geol.uoa.gr/pubs/TRANSMED.pdf)  
και  
[labtect.geol.uoa.gr/pages/links/TRANSMED.pdf](http://labtect.geol.uoa.gr/pages/links/TRANSMED.pdf)

---