

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).

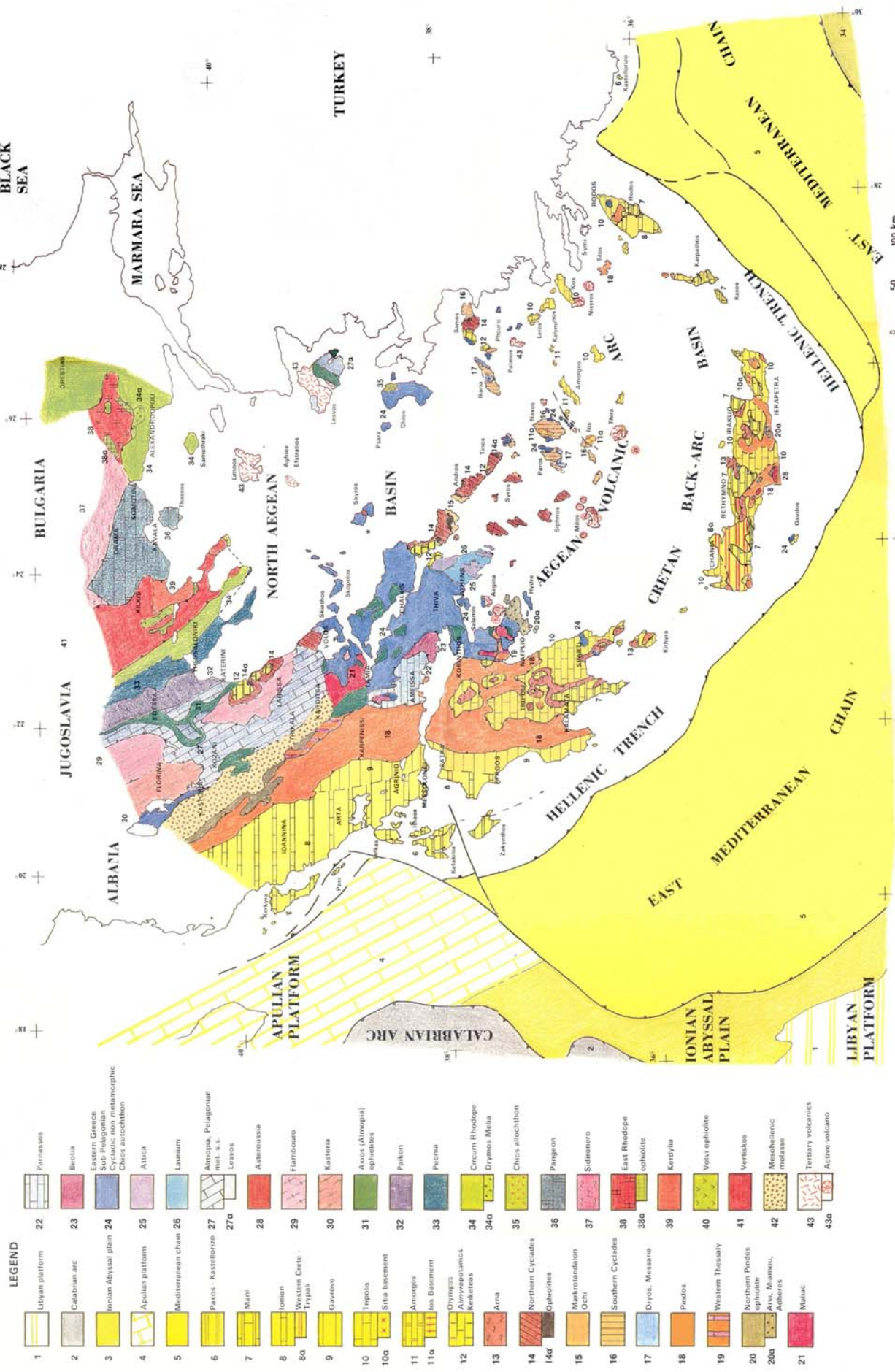
Η παλαιογεωγραφική οργάνωση των Ελληνίδων και η πιθανή σχέση μεταξύ του προαλπικού υποβάθρου και των αλπικών καλυμμάτων επέτρεψε την ανάλυση των Ελληνίδων σε τεκτονο-στρωματογραφικά πεδία (Papanikolaou 1989a, 1997), τα οποία είναι τα ακόλουθα: H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών 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.

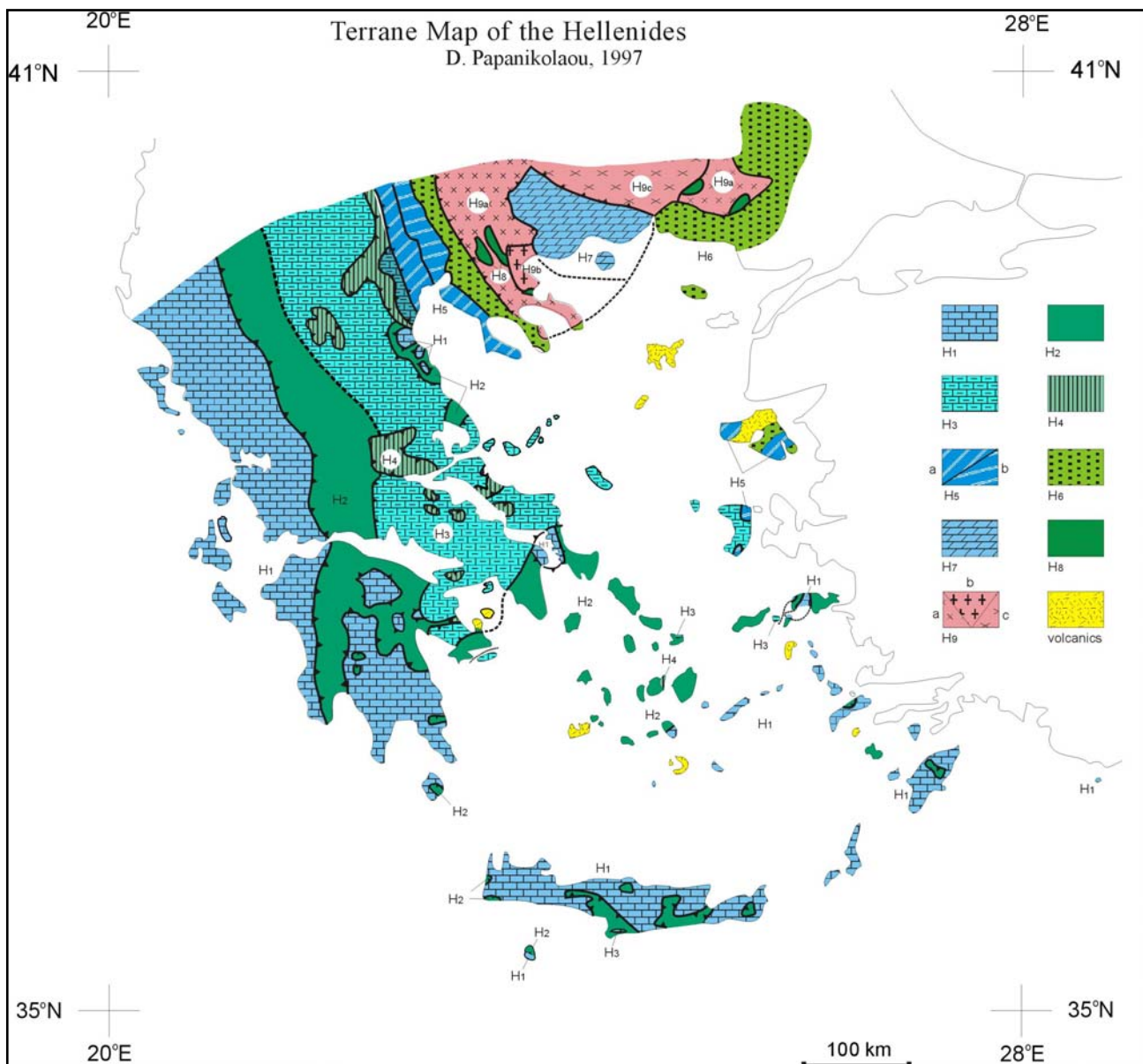
Η συνολική δομή γίνεται πιο περίπλοκη εξαιτίας της ύπαρξης των τριών τεκτονο-μεταμορφικών ζωνών (της εσωτερικής, στη Ροδόπη, της ενδιάμεσης σε Πελαγονική-Κυκλάδες και της εξωτερικής, σε Πελοπόννησο και Κρήτη), στις οποίες περιλαμβάνονται διάφορα τμήματα των τ.πεδίων. Τα τ.πεδία H6, H7, H8 και H9 συμμετέχουν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

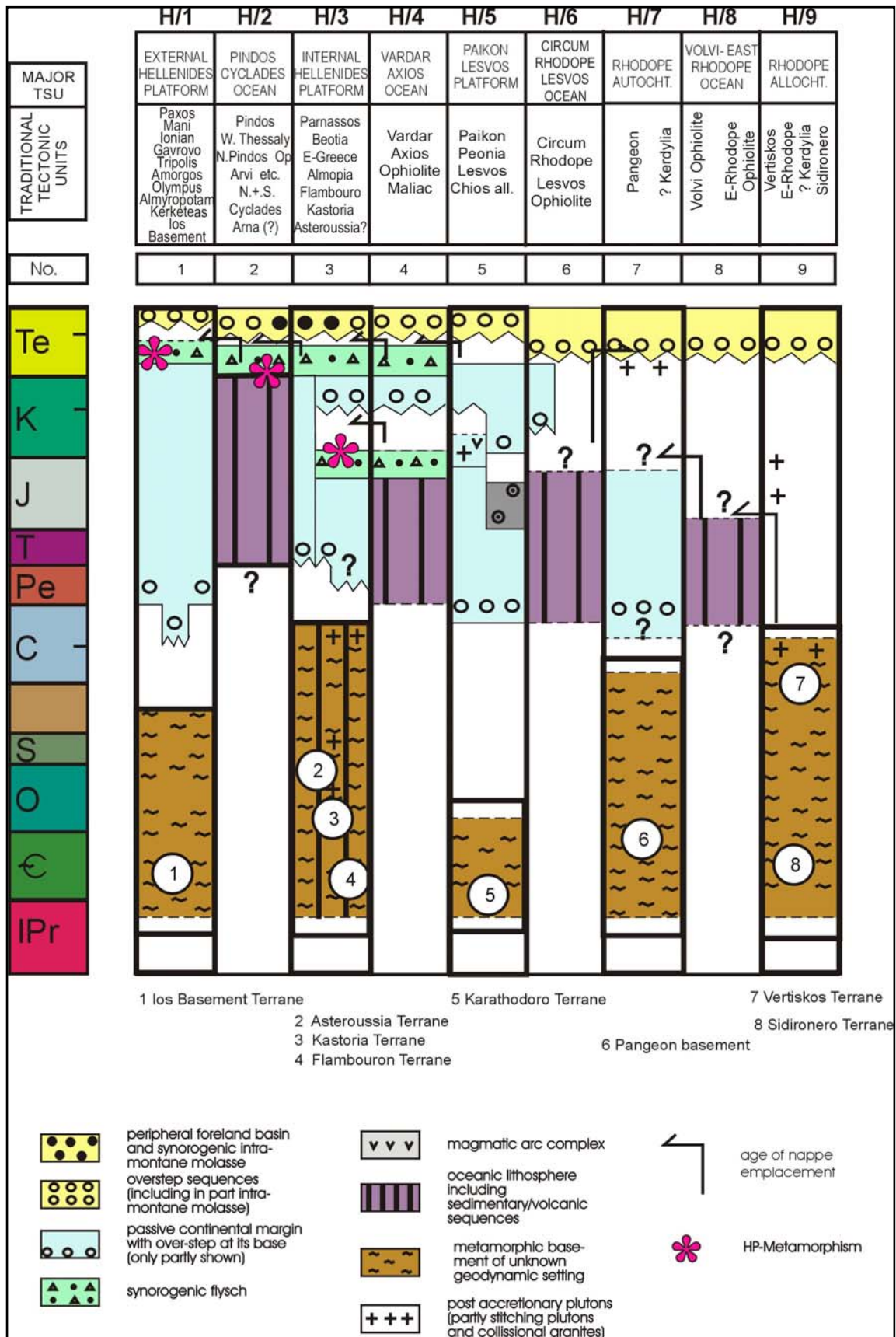
Η μόνη βεβαιότητα για την παλαιογεωγραφική τοποθέτηση και τη γεωδυναμική εξέλιξη αυτών των τμημάτων της Τηθύος είναι ότι πρόκειται για τμήματα που βρίσκονταν εσωτερικότερα από την ωκεάνια λεκάνη του Αξιού και ότι έχουν τοποθετηθεί τεκτονικά πριν τη συνένωση των Σερβο-Μακεδονικών ενοτήτων στο Ανώτερο 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 επικλυσισμένων 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 περμοτριάδικού 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).

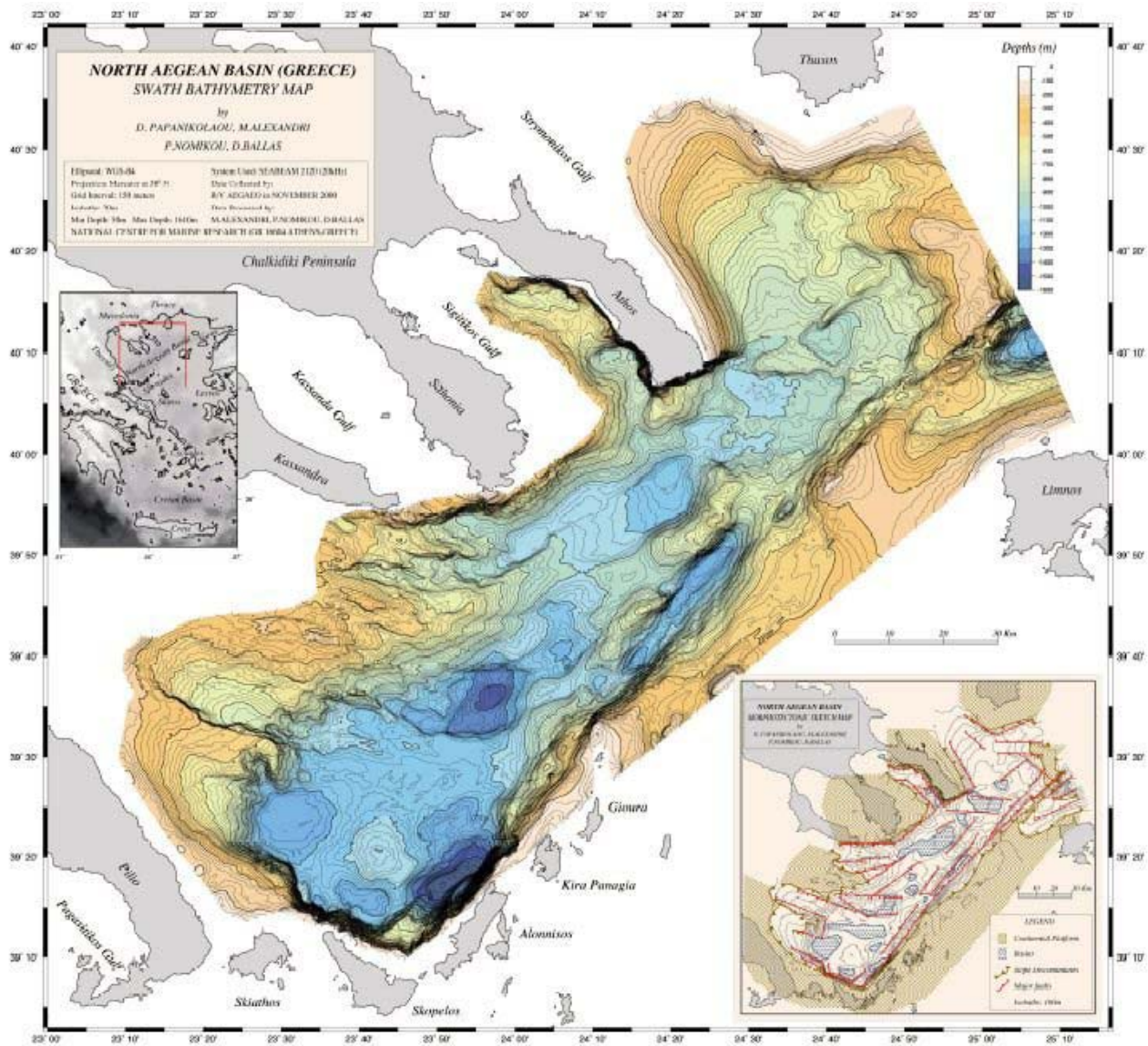
Δε γνωρίζουμε πολλά για την παλαιογεωγραφική οργάνωση του ωκεανού του Αξιού και αυτό διότι οι οφιολίθοι του τοποθετήθηκαν τεκτονικά πάνω στην εσωτερική πλατφόρμα των Ελληνίδων (στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κατώτερο Κρητιδικό) χωρίς τη συμμετοχή (χρονολογήσιμων) πελαγικών ή ωκεάνιων ιζημάτων.

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).

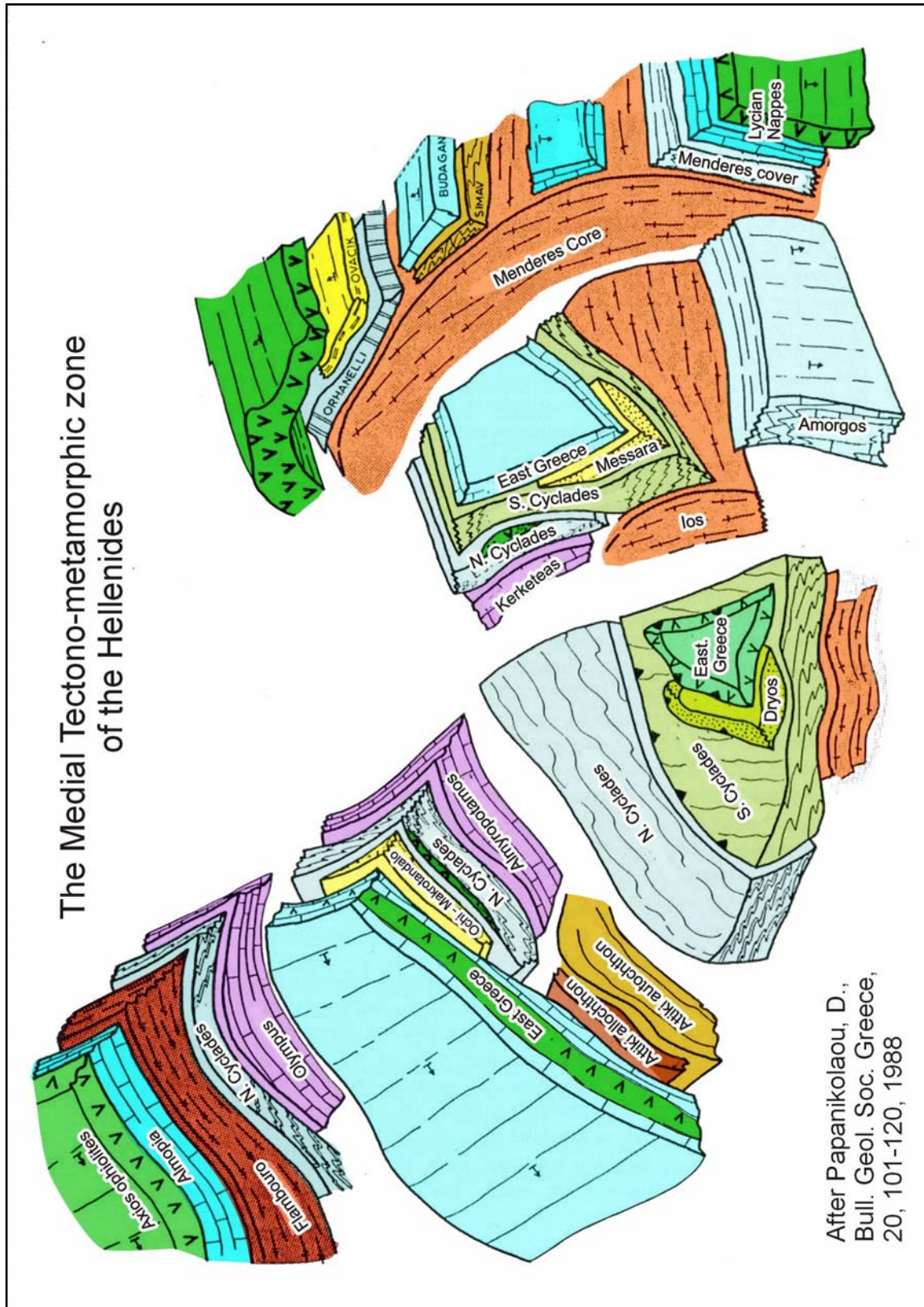
Κατά τη διάρκεια αυτής της δεύτερης ορογενετικής φάσης, ολόκληρη η ήδη τεκτονισμένη τράπεζα μεταφέρθηκε πάνω από την εξωτερική, εξαφανίζοντας τον ενδιάμεσό τους ωκεανό Πίνδου – Κυκλάδων και συμπαρασύροντας μπροστά της μεγάλα τμήματα των ωκεανίων ιζημάτων για εκατοντάδες χιλιόμετρα πάνω από την εξωτερική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

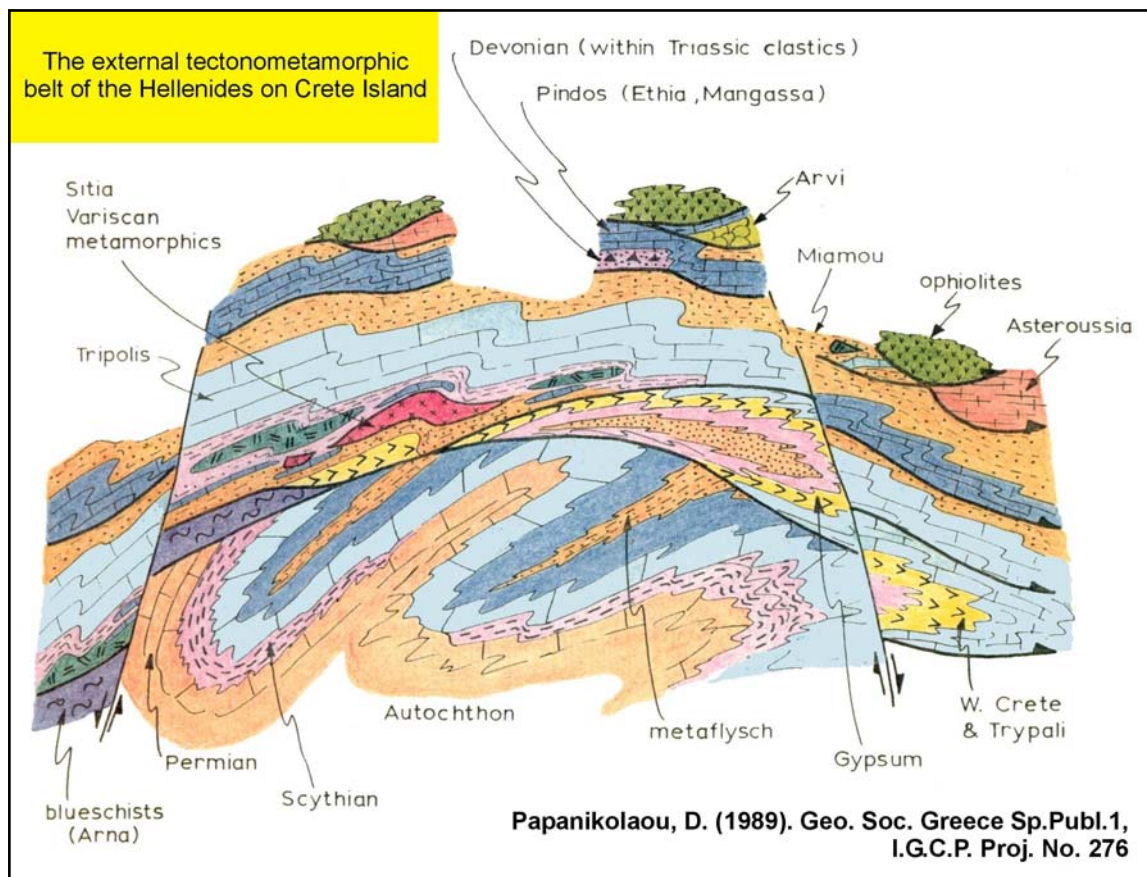
του τ.πεδίου κατά μήκος του νότιου, γκοντβανικού περιθωρίου (Papanikolaou 1989a, 1997). Η εγκατάσταση ρηχής ανθρακικής ιζηματογένεσης έγινε στο Ανώτερο Τριαδικό ((Renz, 1955, Papanikolaou, 1979a, 1988c). Αυτό το σχετικά μονότονο παλαιοπεριβάλλον κάλυψε περιοχές με μεγάλες παλαιογεωγραφικές και γεωδυναμικές διαφορές. Οι Stampfli et al. (2003) πρότειναν ότι η προ-ανωτριάδικη 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 ανωτριάδικη – 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.

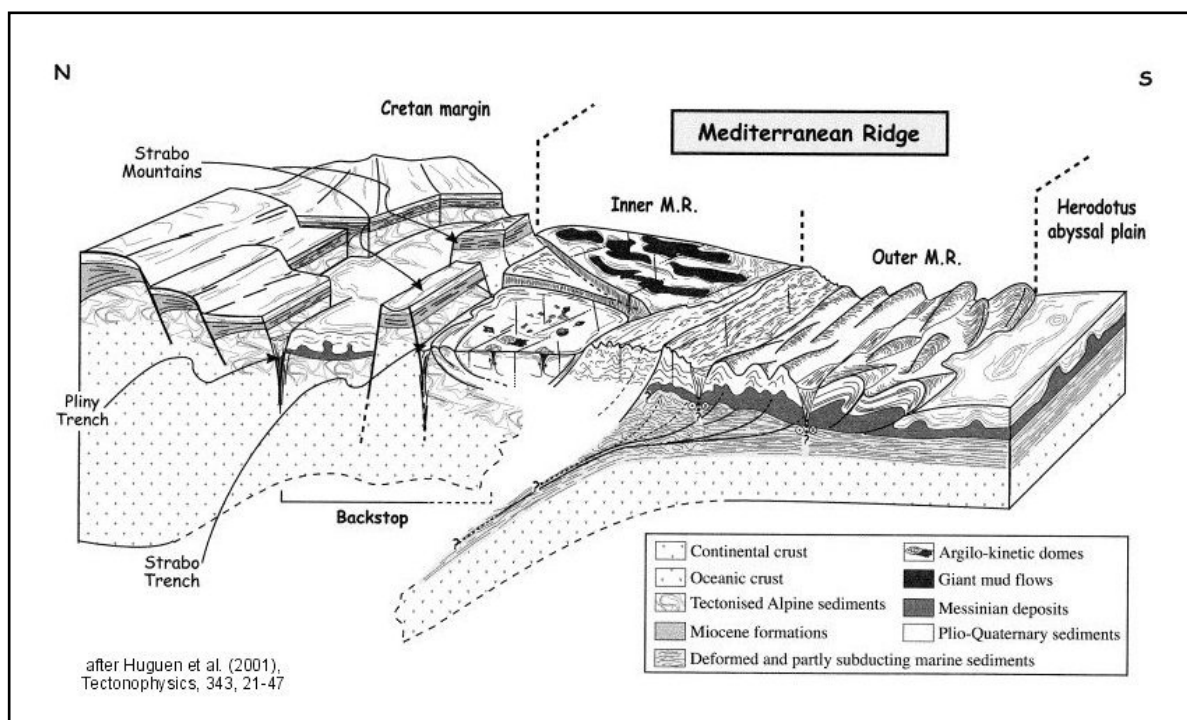
Ο τεκτονισμός της εξωτερικής ανθρακικής πλατφόρμας των Ελληνίδων (H1) άρχισε μετά το Ηώκαινο και συνεχίζεται έως και σήμερα στα εξωτερικά της τμήματα, κατά μήκος της περιφέρειας του ενεργού Ελληνικού Τόξου. Η έναρξη της υποβύθισης του ωκεάνιου φλοιού της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την εξωτερική πλατφόρμα 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).

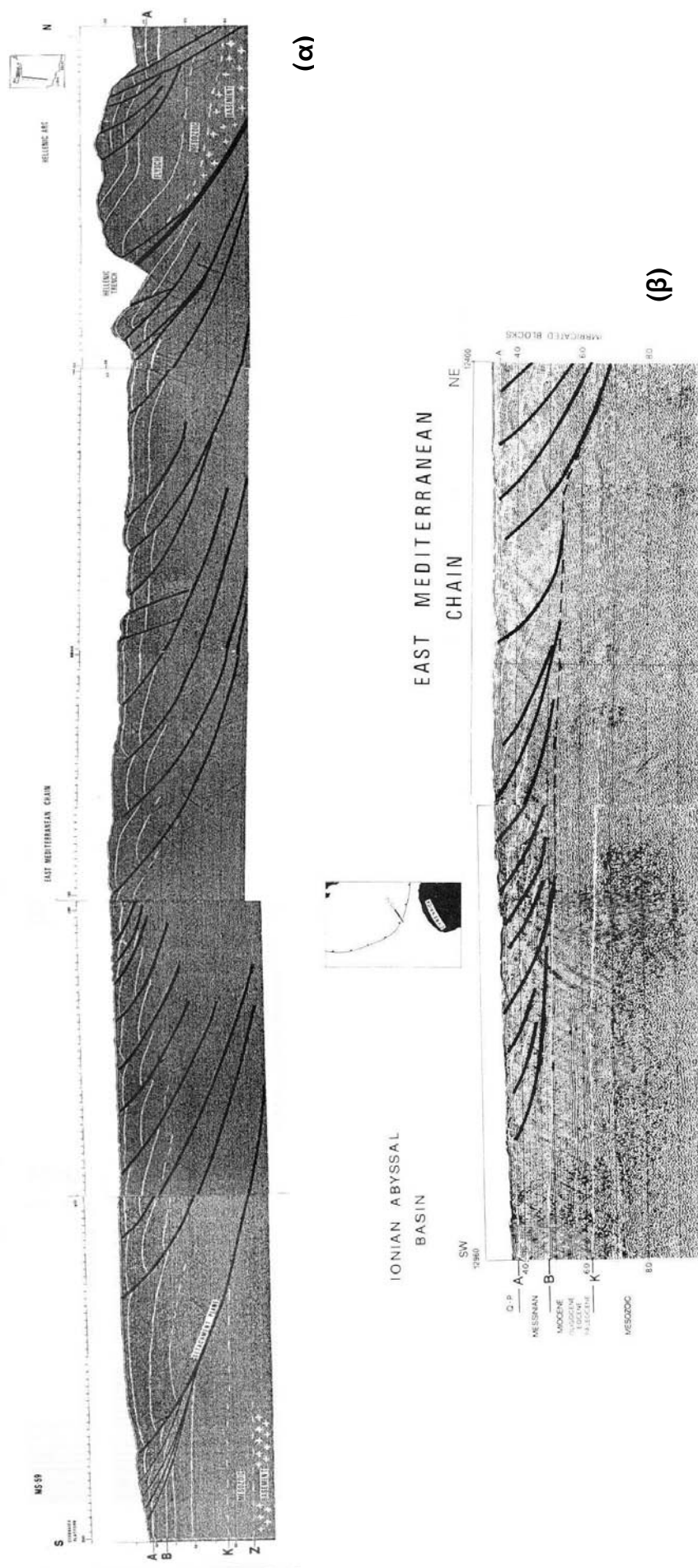
Η Ελληνική Τάφρος παρουσιάζει μια ορθογώνια κάμψη: το νοτιοδυτικό της τμήμα έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, από την Κεφαλονιά έως νοτιοανατολικά της Γαύδου, ενώ το νοτιοανατολικό της τμήμα έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, από τα νότια της Κρήτης έως ανατολικά της Ρόδου, όπου και εκπροσωπείται από δύο παράλληλες μεταξύ τους 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.

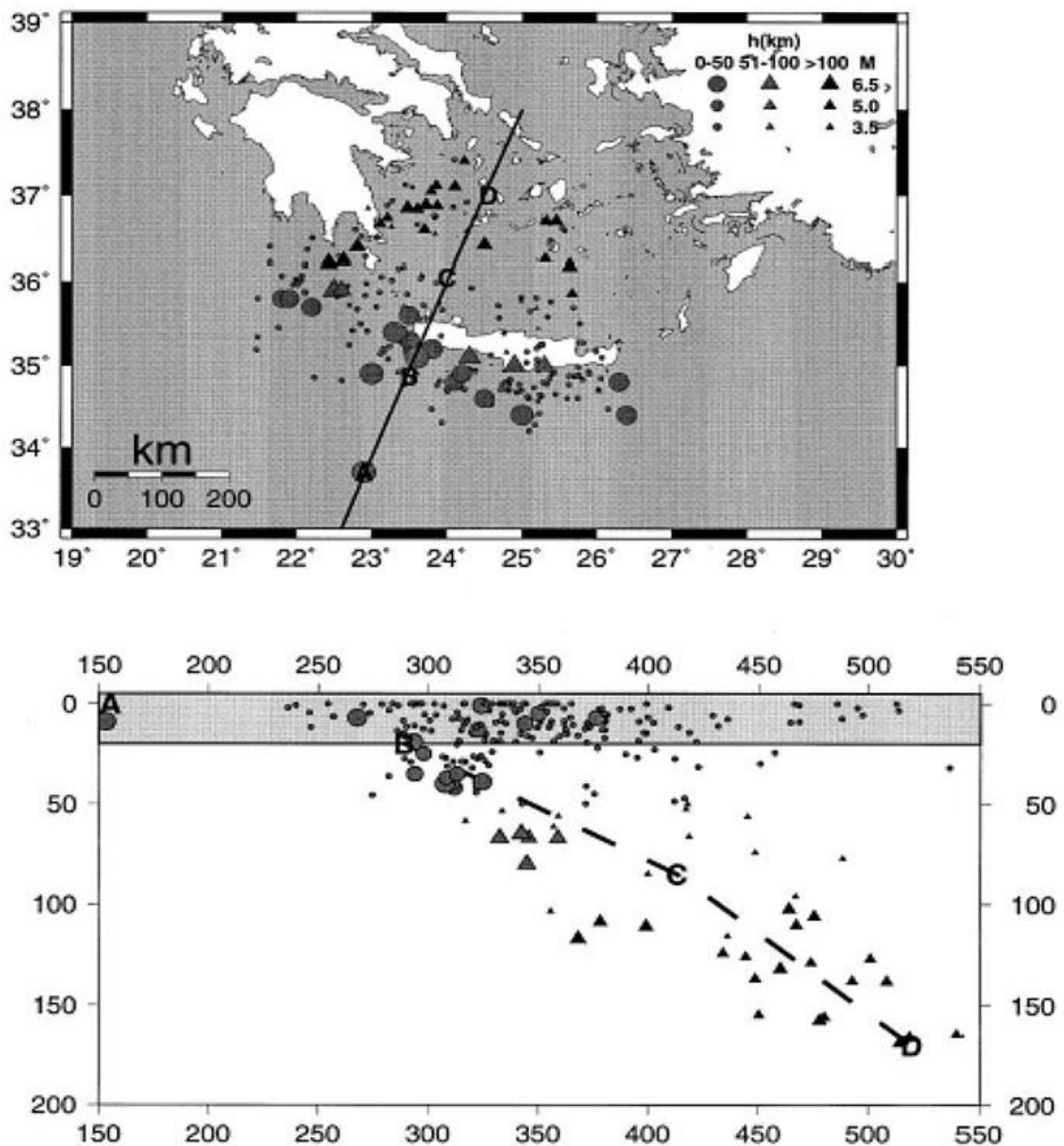
Νότια της Ελληνικής Τάφρου δεν έχουμε σεισμούς, ενώ η ζώνη Benioff εντοπίζεται με κλίση προς Β-ΒΑ μέχρι και το βάθος των 150-200 km (Εικ. 2.9), περίπου κάτω από το σύγχρονο ηφαιστειακό τόξο (McKenzie 1970, 1972, Papazachos et al. 2000).

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).