

ΒΡΑΔΥ-ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ ΣΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ ΟΡΟΣΕΙΡΕΣ

Α. ΚΙΛΙΑΣ¹

ΣΥΝΟΨΗ

Μελετάται η γεωμετρία και κινηματική της βραδυ-ορογενετικής έκτασης των Ελληνίδων κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Στο Ελληνικό ορογενές αναγνωρίζεται, τόσο ο τύπος της συμμετρικής όσο και της ασύμμετρης βραδυ-ορογενετικής έκτασης και κατάρρευσης του ορογενούς, που οδηγεί στη σταδιακή άνοδο και αποκάλυψη των πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών οριζόντων του φλοιού. Συμμετρική, διτής φοράς κατάρρευση, χωρίς σημαντική αναθέρμανση του φλοιού, έλαβε χώρα στο κρύο πρίσμα επαύξησης (περιοχές Ολύμπου, Οσσας, Πηλίου και Κρήτης). Ασύμμετρη, προς μια κύρια κατεύθυνση κατάρρευση, με σημαντική αναθέρμανση της λιθόσφαιρας, έλαβε χώρα στην περιοχή πίσω από το ορογενετικό τόξο (περιοχές Ροδότης και Κυκλάδων). Η Τριτογενής βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες, αποτέλεσε μαζί με τη συνοδό συμπίεση στο μέτωπο κάθε φορά της εκτεινόμενης πλάκας, ένα μεταναστεύον προς ΝΔ δυναμικό σύστημα, που ξεκίνησε από το Ηώκαινο στις εσωτερικές Ελληνίδες και έφθασε το Μειόκαινο στις εξωτερικές Ελληνίδες. Η κατανομή αυτή της γεωμέτρειας και κίνησης της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στο Ελληνικό ορογενές, θα πρέπει να αποδοθεί στην αλλαγή του ρυθμού σύγκλισης των πλακών της Αφρικής και Ευρασίας κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς.

ABSTRACT

In the Hellenic orogen both types of late orogenic extension, associated with deep crustal parts exhumation, are recognized during the Tertiary: In the areas of Olympos-Ossa and Pelion Mts in Northern Greece, as well as in the island of Crete in Southern Greece a bivergent late orogenic extension is recognized. Nappes collapse took place immediately above the cold accretionary wedge while compression was active at depth. Heer high pressure assemblages were good preserved. On the contrary, in the Rhodope and Cyclades areas an asymmetric extension dominates. Heer extensional exhumation of deep crustal rocks took place in the high thermal flow back-arc region and high pressure metamorphic rocks were highly overprinted by greenschist to amphibolite facies metamorphism. Partial melting and granitoids intrusions followed the high grade metamorphic reworking of the rocks.

Tertiary late orogenic extension in the Hellenides took place simultaneously with successive subductions processes and crustal thickening at the front of the extended plate, forming with the associated compression a SW-ward migrated system. Extension started in the Rhodope massif during the Eocene/Oligocene to be reached in the Olympos, Ossa, Pilion and Cyclades areas in the Oligocene/Miocene and final in the Crete island at the more external Hellenides, during the Mid-Miocene. Changes in the rate of convergence between Africa and Eurasia associated with retreating plate boundaries conditions allowed the successive, extensional exhumation of the deep crustal rocks in the Hellenides.

Assymmetric collapse in the back-arc area was possibly favoured, because the high potential energy of the thickened crust in the active orogenic arc was counteracted by the continuing subduction along the boundaries of the converging segments of Africa and Eurasia. Symmetric collapse of the overthickened crust above the cold accretionary prism was favoured probably, due to an increasing of the upward pressure produced by the underplating of the lithospheric slab beneath the accretionary wedge.

KEYWORDS: Late orogenic extension, Tertiary, exhumation, accretionary prism, back-arc.

ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ: Βραδυ-ορογενετική έκταση, Τριτογενές, αποκάλυψη, πρίσμα επαύξησης, οπισθό-ταφρός

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΤΟΠΟΘΕΤΗΣΗ

Στα τελευταία χρόνια η βραδυ-ορογενετική έκταση, δηλαδή η έκταση, που ακολουθεί την ορογενετική

* LATE OROGENIC EXTENSION IN HELLENIDES

1. Department of Geology and Paleontology, Aristotle University of Thessaloniki, 54006 Thessaloniki, Greece.email:kilias@geo.auth.gr

πάχυνση της λιθόσφαιρας και συνδέεται με την άνοδο και αποκάλυψη πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών οριζώντων του ηπειρωτικού φλοιού, απετέλεσε το αντικείμενο έρευνας πολλών γεωλόγων, δίνοντας μια άλλη διάσταση στην ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης του ορογενούς (Wernicke 1981, Platt 1986, Dewey 1988). Άνοδος και αποκάλυψη των πετρωμάτων των βαθύτερων τεκτονικών τμημάτων του ηπειρωτικού φλοιού (κατώτερη πλάκα) ως αποτέλεσμα της βραδυ-ορογενετικής έκτασης, συνδέονται με την τεκτονική διαφυγή των υπερκείμενων γεωλογικών σχηματισμών (ανώτερη πλάκα), κατά μήκος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και κανονικών ρηγμάτων διαφυγής.

Με βάση τη γεωμετρία της κινηματικής των εφελκυστικών ζωνών διάτμησης διακρίνονται δυο οριακές μορφές της βραδυ-ορογενετικής έκτασης (Malavieille 1993): (α) Η περισσότερο συνήθης μορφή είναι η ασύμμετρη, μη-ομοαξονική έκταση. Αυτή χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη ενός κύριου συστήματος, εφελκυστικών διατμητικών ζωνών με μικρή γωνία κλίσης και με μια, προς μια μόνο κατεύθυνση έννοια της διάτμησης, καθώς και μιας βασικής εφελκυστικής ζώνης διαφυγής. (β) Η δεύτερη μορφή χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη δύο συζυγών, μικρής γωνίας κλίσης συστημάτων, εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και με αντίθετη έννοια της κίνησης. Η παραμόρφωση αυτή αποτελεί στο σύνολό της μια ομοαξονική παραμόρφωση.

Δυο κύρια τεκτονικά περιβάλλοντα είναι δυνατόν να διακριθούν, μέσα στα οποία θα μπορούσε να αναπτυχθεί έκταση σε ορογενετικές ζώνες. Και στις δύο περιπτώσεις η έκταση ελέγχεται από τη σχετική ταχύτητα κίνησης των δύο πλακών που συγκλίνουν (Royden 1993), ενώ συνδέεται άμεσα με τη βαρυνική και θερμοκή αστάθεια, που προκαλείται από την πάχυνση του φλοιού και/ή την απομάκρυνση του κατώτερου τμήματος της λιθόσφαιρας (Malavieille 1993): (α) Στο πρώτο περιβάλλον η έκταση αναπτύσσεται κατά τη διάρκεια σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών και οριζόντιας συρρίκνωσης της λιθόσφαιρας, όπου ακόμη η δύναμη βαρύτητας (fg) είναι μικρότερη έως ίση με την τεκτονική δύναμη της συμπίεσης (ft). (β) Στη δεύτερη περίπτωση η έκταση αναπτύσσεται σ' ένα προχωρημένο στάδιο της εξέλιξης του ορογενούς, όταν ήδη θα ισχύσει η σχέση $fg > ft$, προκαλώντας ταυτόχρονα σημαντική έκταση και λέπτυνση στο τμήμα του ορογενούς.

Η εργασία αυτή χαρτογραφεί και συσχετίζει μεταξύ τους τα κινηματικά στοιχεία της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες οροσειρές κατά το Τριτογενές, με σκοπό να δώσει μια ολοκληρωμένη εικόνα της πορείας της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στο Ελληνικό ορογενές κατά την περίοδο αυτή, αλλά και να κατανοηθεί καλύτερα ο μηχανισμός κατάρρευσης του Ελληνικού ορογενούς κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης.

2. Η ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΟΡΟΓΕΝΟΥΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΤΡΙΤΟΓΕΝΕΣ, ΠΡΙΝ ΤΗΝ ΕΚΤΑΣΗ

Το Ελληνικό ορογενές (σχ.1), ως τμήμα του ευρύτερου Αλπικού ορογενούς στον Ευρασιατικό χώρο, είναι στενά συνδεδεμένο με τη σύγκλιση της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας κατά την περίοδο του Μεσοζωικού και Τριτογενούς.

Κατά τη διάρκεια σύγκλισης των δύο αυτών μεγάλων τμημάτων της λιθόσφαιρας, μικρότερα τεμάχια της λιθόσφαιρας, όπως οι μικροπλάκες της Απούλιας και της Πελαγονικής, συγκρούστηκαν μεταξύ τους κατά το Κάτω- Μέσο Τριτογενές δημιουργώντας το μεγαλύτερο τμήμα των Ελληνίδων οροσειρών με όλα τα επακόλουθα γεωλογικά φαινόμενα, μαγματισμό, μεταμόρφωση, ιζηματογένεση (σχ1) (Jacobshagen 1978, Godfriaux 1968, Seidel et al. 1982, Mountrakis 1986, Schermer et al. 1989, Doutsos et al.1993).

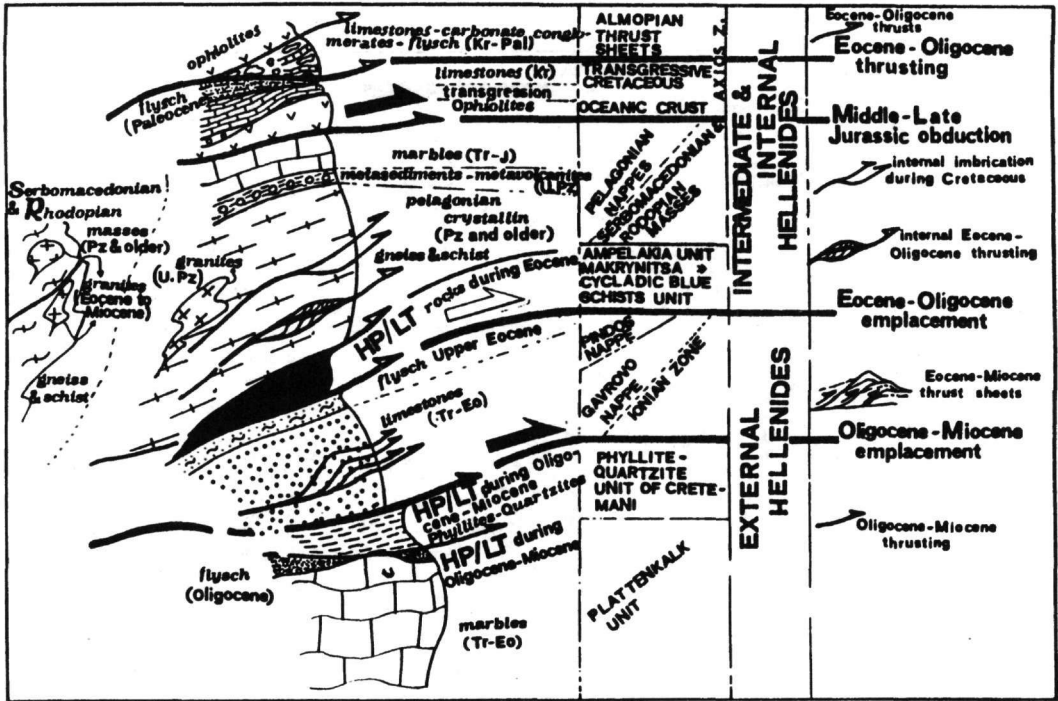
Συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων με κίνηση προς τα ΝΔ (σε σχέση με τη σημερινή ανάπτυξή τους) και πάχυνση του ηπειρωτικού φλοιού χαρακτηρίζει το στάδιο αυτό δημιουργίας των Ελληνίδων. Συσσώρευση των τεκτονικών καλυμμάτων συνεχίστηκε όλο το Τριτογενές με μια μετατόπιση όμως του μετώπου της επώθησης και συμπίεσης προς τα ΝΔ (aubouin 1959, Schermer et al. 1989). Σήμερα ενεργή συμπίεση εντοπίζεται κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης της Αφρικής κάτω από τις Ελληνίδες (σχ.2,3) (Sprakman et al. 1988, Meulenkamp et al. 1988).

Άμεσα συνδεδεμένη με την Τριτογενή τεκτονική της συμπίεσης είναι η δημιουργία δύο κύριων μεταμορφικών ζωνών υψηλής πίεσης/χαμηλής θερμοκρασίας, που αναπτύσσονται σήμερα με τη μορφή δύο ομόκεντρων τόξων, ενός εσωτερικού και ενός εξωτερικού, φανερώνοντας συγχρόνως την εξέλιξη διαδοχικών διεργασιών υποβύθισης (σχ.2): Η εσωτερική ζώνη υψηλής πίεσης, είναι ηωκαινικής ηλικίας (Godfriaux 1968, Wijbrans & McDougal 1988, Schermer et al 1989) και χαρακτηρίζει τη ζώνη συρραφής μεταξύ εσωτερικών (ανώτερη πλάκα) και εξωτερικών ελληνίδων (κατώτερη πλάκα) κατά μήκος των οροσειρών Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και των νησιών της εύβοιας και Κυκλάδων. Η εξωτερική ζώνη υψηλής πίεσης, είναι Ολιγοκαινικής/Μειοκαινικής ηλικίας (Seidel et al. 1982) και χαρακτηρίζει μια ζώνη συρραφής μεταξύ ενότητων των εξωτερικών Ελληνίδων στη Νότια Πελοπόννησο και Κρήτη.

Ένα τρίτο γεγονός υψηλής πίεσης περιγράφεται επίσης, εσωτερικότερα, στην κρυσταλλοσχιστώδη μάζα

της Ροδόπης, η ηλικία του οποίου δεν έχει προσδιορισθεί ακόμη, επακριβώς. Πρόκειται πιθανόν, για ένα γεγονός υψηλής πίεσης, κρητιδικής ηλικίας (Wawrzenitz & Mroskos 1997) ή ηωκαινικής ηλικίας (Liati & Gebauer 1999).

3. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΒΡΑΔΥ-ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΕΚΤΑΣΗ



Σχ. 1: Δομή και ηλικία του Ελληνικού ορογενούς
 Fig. 1: Structure and age of the Hellenic orogenic belt

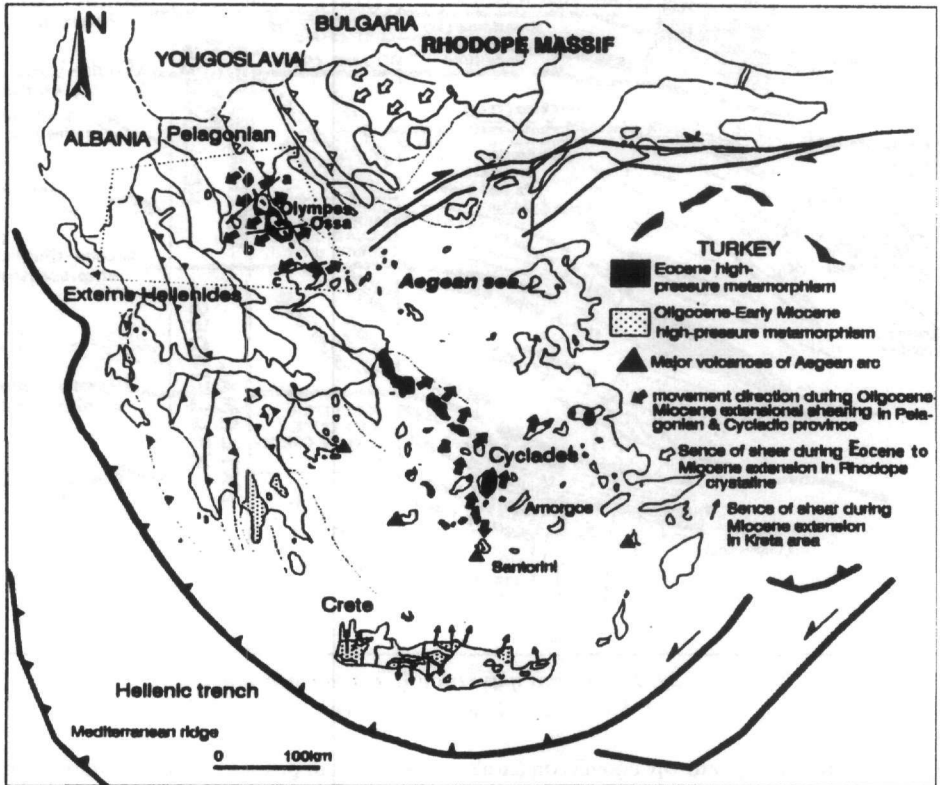
Η εκτατική τεκτονική μετά την ορογένεση έπαιξε ένα σημαντικό ρόλο στην τελική διαμόρφωση του Ελληνικού Ορογενούς, που αναδύθηκε κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Βραδυ-ορογενετική τεκτονική αποκαλύπτεται τόσο στις εσωτερικές Ελληνίδες (κρυσταλλοσχιστώδης μάζα Ροδόπης), όσο και κατά μήκος των δύο ζωνών υψηλής πίεσης, ηωκαινικής και ολιγοκαινικής/μειοκαινικής ηλικίας, αντίστοιχα (σχ. 2). Η εκτατική αυτή τεκτονική προκάλεσε κατάρρευση του οικοδομήματος των τεκτονικών καλυμμάτων και σημαντική λέπτυνση του φλοιού του Ελληνικού ορογενούς. Κατάρρευση του ορογενούς συνοδεύθηκε από την αποκάλυψη με τη μορφή τεκτονικών παράθρων και πυρήνων μεταμορφικών συμπλεγμάτων, των υποκειμένων τεκτονικών ενότητων του μεσαίου και κατώτερου τεκτονικού ορίζοντα του ηπειρωτικού φλοιού (σχ. 4) (Lister et al 1984, Schermer et al 1989, Kiliás et al 1991, 1994, 1995, Dinter & Royden 1993).

Η γεωμετρία των εφελκυστικών ζωνών διάτμησης και των ζωνών διαφυγής που συνδέονται με την εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς, στις επιμέρους περιοχές διαμορφώνεται ως εξής (σχ. 2,3,4).

Στις εσωτερικές Ελληνίδες στην κρυσταλλοσχιστώδη μάζα της Ροδόπης (Kiliás & Mountrakis 1990, Dinter & Royden 1993), καθώς και στην περιοχή των Κυκλάδων (Gautier & Brunn 1994), εφελκυστική κατάρρευση έλαβε χώρα κατά μήκος ενός μικρής γωνίας συστήματος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης με έννοια της κίνησης του επάνω τεμάχους προς τα ΝΔ και ΒΒΑ, αντίστοιχα. Συνολική μη-ομοαξονική παραμόρφωση χαρακτηρίζει την έκταση στις δύο περιοχές. Τα αποκαλυφθέντα πετρώματα της «κατώτερης πλάκας» οριοθετούνται με την «ανώτερη πλάκα» με μια ρηξιγενή ζώνη διαφυγής, που εμφανίζεται αναθολωμένη ακολουθώντας την αναθολωση της ανερχόμενης, «κατώτερης πλάκας». Στις περιοχές του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου (σχ. 4) (Kiliás 1991, Kiliás et al 1991, 1995) και Κρήτης (Kiliás et al 1994, Fasoulas et al 1994), προσδιορίστηκε ένα διτής φοράς κίνησης, εκτατικό καθεστώς. Στις περιοχές αυτές ορογενετική κατάρρευση, έλαβε χώρα κατά μήκος δυο μικρής γωνίας συστημάτων εφελκυστικών ζωνών με αντίθετη φορά κίνησης στις δύο πλευρές των αποκαλυφθέν-

των πετρωμάτων της “κατώτερης πλάκας”. Οι εφελκυστικές αυτές ζώνες αναπτύχθηκαν είτε σχεδόν ταυτόχρονα με τη δράση μιας ομοαξονικής συνολικής παραμόρφωσης είτε η μια σε συνέχεια της άλλης, ώστε το τελικό αποτέλεσμα να συνδέεται με διτής φοράς εφελκυστικό καθεστώς και συμμετρική μορφή του αποκαλυφθέντος δόμου. Στην περιοχή του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου, κυριάρχησε κατάρρευση με φορά κίνησης προς τα ΝΔ και ΒΑ, ενώ στην Κρήτη η κατάρρευση έλαβε χώρα προς τα Β και Ν.

Στις περιοχές της Ροδόπης και Κυκλάδων εφελκυστική αποκάλυψη συνδυάστηκε με μια σημαντική αύξηση

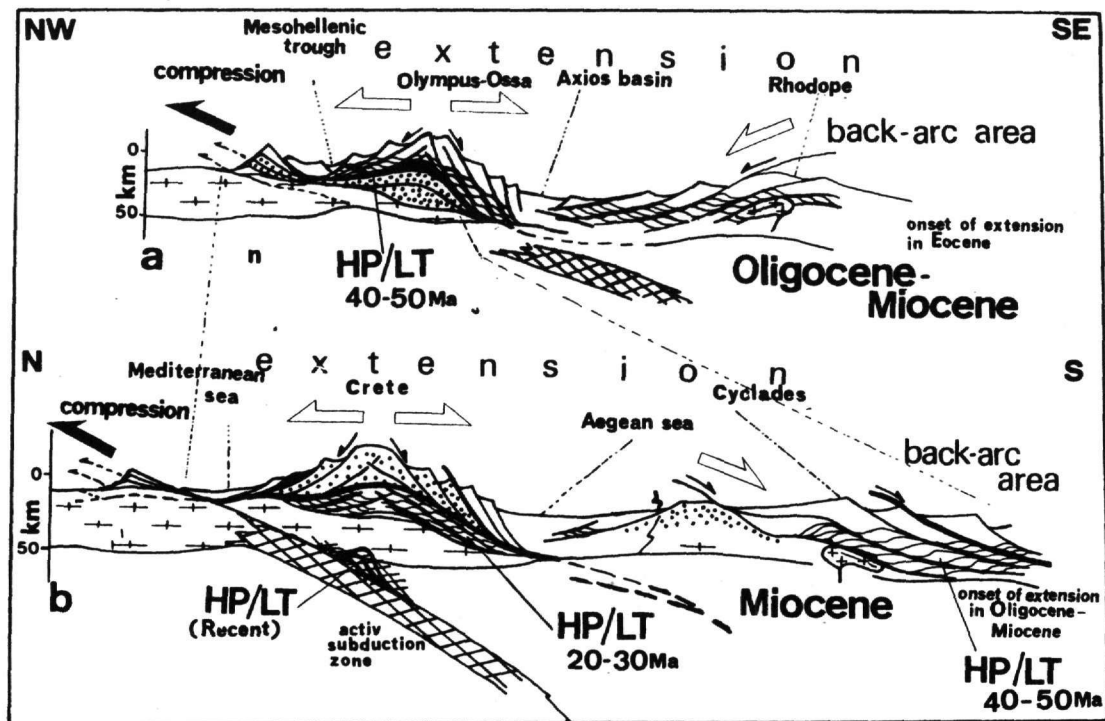


Σχ. 2: Οι δυο ζώνες συρραφής υψηλής πίεσης και η γεωμετρία της κίνησης της βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες. Δείχνονται οι θέσεις των γεωλογικών τομών του σχ. 4.

Fig. 2: The two high pressure suture belts and the geometry of kinematics of the late orogenic extension in Hellenides. The location of the cross-sections of the fig. 4 are shown.

της θερμοκρασίας της λιθόσφαιρας και μεταμόρφωση των πετρωμάτων σε συνθήκες πρασινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης (Liati 1986, Wijbrans & McDougall 1988, Kiliyas et al. 1999). Αντίθετα στις περιοχές του Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης εφελκυστική αποκάλυψη των πετρωμάτων του κατώτερου φλοιού έλαβε χώρα σ' ένα σχετικά ψυχρό περιβάλλον, σε συνθήκες ισοθερμής αποσυμπίεσης, με αποτέλεσμα να διατηρηθούν στα πετρώματα, αρκετά καλά, οι προηγούμενες, υψηλής πίεσης παραγενέσεις, σε συνδυασμό βέβαια με τη γρήγορη επιστροφή τους στις επιφανειακές συνθήκες (Schermer et al. 1989, Kiliyas et al. 1991, 1995, Thomson et al. 1998).

Εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς στις περιοχές Ροδόπης και Κυκλάδων έλαβε χώρα πίσω από το ορογενετικό τόξο (σχ. 3) (Lister et al 1984, Jolivet et al. 1994, Kiliyas & Mountrakis 1998), ενώ αντίθετα στις περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης εφελκυστική κατάρρευση έλαβε χώρα πάνω στο κρύο πρίσμα επαύξησης του ελληνικού ορογενούς (σχ. 3) (Kiliyas 1991, Jolivet et al 1994, Kiliyas et al 1994, Fassoulas et al. 1994).



Σχ. 3: Σχηματικές γεωλογικές τομές, που απεικονίζουν την κινηματική και γεωμετρία της βραδυ-ορογενετικής έκτασης και της συνοδού συμπίεσης, στα διάφορα τμήματα των Ελληνίδων και σε διαφορετικές χρονικές περιόδους.

Fig. 3: Schematic cross-sections illustrating the geometry and kinematics of the late orogenic extension and the associated compression at the several parts of the Hellenides and in different time.

Στοιχεία ισοτοπικών αναλύσεων έδωσαν μια σταδιακή ηλικία ψύξης της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας της Ροδόπης, από το περιθώριο προς τον πυρήνα της, από το Ηώκαινο/Ολιγόκαινο έως το Μειόκαινο (Liati 1986, Dinter & Royden 1993, Wawrzenitz 1997). Kiliias et al. 1999 συνέδεσαν τη σταδιακή αυτή άνοδο της Ροδόπης με εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς. Αντίστοιχα, στις Κυκλάδες η βραδυ-ορογενετική έκταση άρχισε κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο, όπως δείχνουν οι ηλικίες των ισοτοπικών αναλύσεων για τη μεταμόρφωση τη σύγχρονη με την έκταση (Altherr et al 1982, Lister et al. 1984). Για τις περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου εφελκυστική κατάρρευση και άνοδος ξεκίνησε κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο (Schermer et al. 1989, Kiliias 1991, Sfeikos et al. 1991), ενώ αντίστοιχα, για την περιοχή της Κρήτης κατά το Μέσο Μειόκαινο (Kiliias et al 1994, Fasoulas et al. 1994).

Η τριτογενής βραδυ-ορογενετική έκταση χαρακτηρίζεται από την ανάπτυξη μιας διαμπερούς S_2 -μυλωνιτικής υφής, συνδεδεμένης με μια L_2 -γράμμιση έκτασης, διαφορετικής βέβαια, ηλικίας, θερμοκρασίας και προσανατολισμού, όπως περιγράφηκε για τα διάφορα τμήματα του Ελληνικού ορογενούς (σχ 2,3). S_2 επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό ή και εξαφανίζει τις περισσότερες φορές την προηγούμενη, υψηλότερης πίεσης S_1 -υφή του πετρώματος.

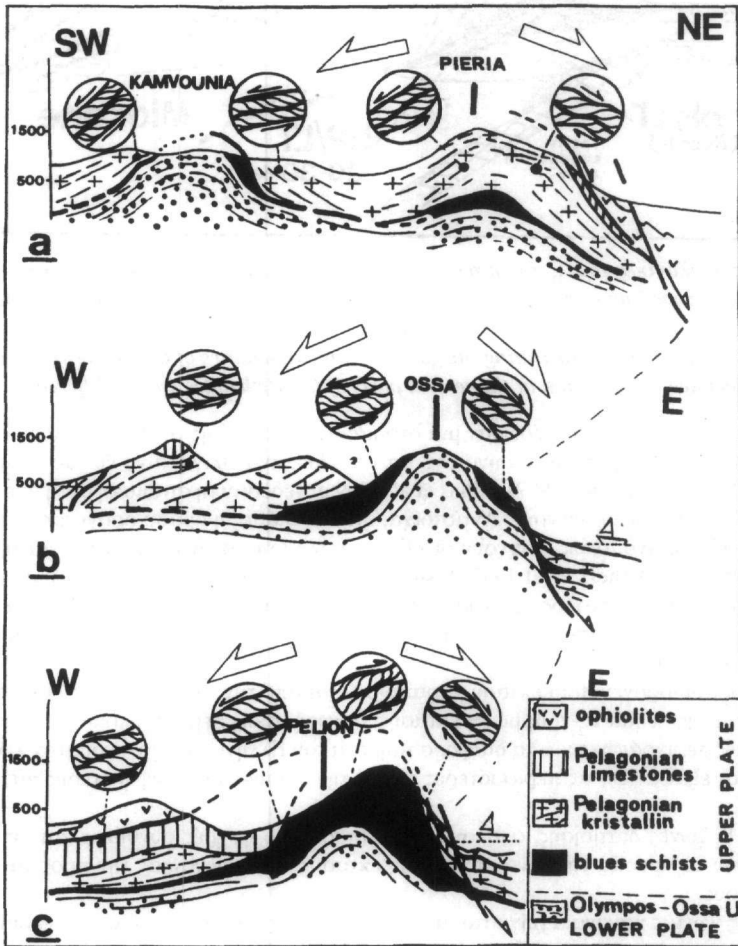
Εφελκυστικές S_3 -ζώνες διάτμησης, ανάλογα, σε περισσότερο ψυχρές συνθήκες και σε καθορισμένες θέσεις, χαρακτηρίζουν το αμέσως επόμενο στάδιο της έκτασης, φανερώνοντας την προς τα πάνω κίνηση τμημάτων του ορογενούς.

Τέλος μεγάλης γωνίας κανονικά ρήγματα με ανάλογη κινηματική συμμετρία, αποτελούν το επόμενο ρηξιγενές στάδιο της παραμόρφωσης, δηλώνοντας το τελικό στάδιο της πορείας άνοδου, των πετρωμάτων των κατώτερων τμημάτων του φλοιού.

4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Σύμφωνα με την περιγραφή των κύριων χαρακτήρων και του χρόνου δράσης της Τριτογενούς βραδυ-ορογενετικής έκτασης στις Ελληνίδες οροσειρές, αυτή παρουσιάζει μια υστέρηση του χρόνου έναρξης δράσης της προς τα ΝΝΔ και από τις εσωτερικές προς τις εξωτερικές Ελληνίδες: (α) Στην κρυσταλλοσχιτώδη μάζα της Ροδόπης ο χρόνος έναρξης της έκτασης και της κατάρρευσης του ορογενούς προσδιορίστηκε κατά το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. (β) Εξωτερικότερα, κατά μήκος της εσωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης (περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κυκλάδων) η έκταση ξεκινά κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. (γ) Ακόμη εξωτερικότερα, κατά μήκος της εξωτερικής ζώνης υψηλής πίεσης (περιοχή Κρήτης) η έκταση έλαβε χώρα για πρώτη φορά το Μέσο-Μειόκαινο.

Από την άλλη πλευρά, η βραδυ-ορογενετική έκταση στις Ελληνίδες οροσειρές φαίνεται ότι εξελισσόταν σ' ένα καθεστώς συνεχιζόμενης σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, ταυτόχρονα πάντοτε με συμπιεστική τεκτονική και πάχυνση του φλοιού, κάθε φορά σε εξωτερικότερους χώρους του ορογενούς (σχ.3) (Schermer et al 1989, Kiliias et al. 1999). Αντίστοιχα, κάθε φορά η βραδυορογενετική έκταση ακολουθούσε το κύμα της συμπίεσης και πάχυνσης της λιθόσφαιρας, που συνοδεύονταν από, υψηλής πίεσης, μεταμόρφωση και υποβύθιση λιθόσφαιρας.



Σχ. 4: Γεωλογικές τομές, που απεικονίζουν τη διτή φορά κίνησης της βραδυ-ορογενετικής κατάρρευσης του Ελληνικού ορογενούς στις περιοχές, Ολύμπου, Όσσας και Πηλίου

Fig. 4: Geological cross-sections illustrating the bivergent sense of movement of the orogenic collapse of Hellenides at the Olympos, Ossa and Pelion areas

Σαν συνέπεια θα μπορούσε να εξαχθεί το συμπέρασμα, ότι κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς, έκταση και συμπίεση, σχημάτιζαν ένα δυναμικό σύστημα, που προοδευτικά μετατοπίζονταν προς τα ΝΝΔ, σ' ένα καθεστώς συνεχούς σύγκλισης λιθοσφαιρικών πλακών. Τα βαθύτερα τεκτονικά τμήματα του φλοιού αποκαλύφθηκαν κατά τη διάρκεια εφελκυστικής τεκτονικής, ταυτόχρονα με υποβύθιση υλικού της λιθόσφαιρας και συσσώρευση τεκτονικών καλυμμάτων στα εξωτερικότερα τμήματα, στο μέτωπο της ορογενετικής ζώνης (σχ.2,3)(Kilias et al 1999).

Όπου βραδυ-ορογενετική εφελκυστική τεκτονική έλαβε χώρα σε περιοχή πίσω από το ορογενετικό τόξο (κρυσταλλοσχιζτώδης μάζα της Ροδόπης και Κυκλάδες), παρατηρείται μια ασύμμετρη κατάρρευση του ορογενούς, με την ανάπτυξη ενός μόνο, κύριου συστήματος εφελκυστικών ζωνών διάτμησης (σχ.2,3). Αντίθετα, κατάρρευση πάνω στο πρίσμα επαύξησης (περιοχές Ολύμπου, Όσσας, Πηλίου και Κρήτης), φαίνεται ότι ευνοεί τη συμμετρική μορφή ανάπτυξης εφελκυστικών διατμητικών ζωνών, με αντιθετική έννοια της κίνησης στις δύο πλευρές του δόμου των πετρωμάτων, που αποκαλύπτεται (σχ.2,3,4).

Η αιτία γι' αυτή την κινηματική-δυναμική γεωμετρία του καταρρέοντος ορογενούς στα επί μέρους τμήματά του, θα πρέπει, κατά τη γνώμη μας, να αναζητηθεί στις συνθήκες, που αναπτύσσονται στις περιοχές των ορίων σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών.

Αλλαγή στις συνθήκες σύγκλισης των τεμαχίων της Αφρικής και Ευρασίας, κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς (Dercourt et al. 1986), σε συνδυασμό με την ανάπτυξη οπισθοχωρούντων ορίων πλακών (Royden 1993), επέτρεψαν την κατάρρευση του Ελληνικού ορογενούς και την εφελκυστική αποκάλυψη των πετρωμάτων των κατώτερων τεκτονικών οριζώντων του φλοιού. Σε περιοχές πίσω από το ορογενετικό τόξο, η υψηλή δυναμική ενέργεια του υπεραπαχμένου φλοιού του ορογενετικού τόξου, που αναπτύχθηκε κάθε φορά κατά μήκος του ορίου σύγκλισης των διαφόρων τεμαχίων της Αφρικής και Ευρασίας, αντέδρασε ενάντια στη συνεχιζόμενη υποβύθιση, έτσι ώστε να προκληθεί η ασύμμετρη κατάρρευση του ορογενούς. Η σημαντική λέπτυνση της λιθόσφαιρας, που ακολούθησε την κατάρρευση και έκταση του ορογενούς, συνοδεύθηκε από μια συμπίκνωση των ισοθέριων και αύξηση της θερμοκρασίας του φλοιού. Αντίθετα, έκταση του υπεραπαχμένου φλοιού πάνω στο κρού πρίσμα επαύξησης, συνδεδεμένη με μια πιθανή, αύξηση της πίεσης, που ασκείται προς τα πάνω από την υποβυθιζόμενη πλάκα, ευνόησε τη συμμετρική κατάρρευση του ορογενούς και την ανάπτυξη μιας συμμετρικής μορφής δόμου από τα ανερχόμενα πετρώματα των βαθύτερων τεκτονικών τμημάτων του φλοιού.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ: Ευχαριστώ τον καθ.Ν. Φυτολάκη για την κριτική θεώρηση της εργασίας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ALTHERR, B., KREUZER, J., WENDT, I., LENZ, H., WAGNER, G.A., KELLER, J., HARRE, W. & HANDORF, A. (1982): A late Oligocene/Aearly Miocene high temperature belt in the Attica Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.*, E2E, 97-164.
- AUBOUIN, J. (1959): Contribution a l' etude geologique de la Grece septentri-onal : les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Gol. Pays Hell.*, 10, 1-525.
- DERCOURT J. and 18 others (1986): Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- DEWEY, J.F. (1988) : Extensional collapse of orogenes. *Tectonics*, 7, 1123-1139.
- DINTER, D.A. & ROYDEN, I. (1993): Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- DOUTSOS, T., PE-PIPER, G., BORONKAY, K. & KOUKOUVELAS, I. (1993): Kinematics of the central Hellenides. *Tectonics*, 12, 936-953.
- FASSOULAS, C., KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1994): Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.
- GAUTIER, P. & BRUN, J.P. (1994) : Ductile Crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and evia Islands). *Geodinamica Acta*, 7, 57-85.
- GODFRIAUX, I. (1968): Etude geologique de la region de l' Olympe (Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 19, 1-280.
- JACOBSSHAGEN, V., DÜRR, S., KOCKEL, F., KOPP, K.O., KOWALCZYK, G., BERCKHEMER, H., & BUTTNER, D. (1978): Structure and geodynamic evolution of the Aegean region. In: Closs, H., Roeder, D., Schmidt, K. (eds). *Alps, Apennines, Hellenides IUCG Scientific Report*, 38, 537-564.
- JOLIVET, L., DANIEL, J.M., TRUFFERT, C. & GOFFE, B. (1994): Exhumation of deep crustal metmaorphic rocks and crustal extension in back arc region. *Lithos*, 33, 3-30.
- KILIAS, A. (1991): Transpressive Tektonik in den zentralen Helleniden. Aenderung der Translationspfade durch

- die Transpression (Nord-Zentral Griechenland). *N. Jb. Geol. Palaeont. Mh.*, 20, 291-306.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1990): Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geol. Rhodop.*, 2, 100-116.
- KILIAS, A., FRISCH, W., RATSCHBACHER, L. & SFEIKOS, A. (1991): Structural evolution and P/T metamorphic conditions of blue schists of E. Thessaly. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25, 81-99.
- KILIAS, A., FASSOULAS, C. & MOUNTRAKIS, D. (1994) : Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic arc (Crete, Greece). *Geol. Rdsch.*, 83, 417-430
- KILIAS, A., FALALAKIS, G., NASTOS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1995): Tertiary extensional exhumation of the HP/LT Makrynitza metamorphic complexes in Mt Pelion (Eastern Thessaly). XV Crpatho-Balkan Congress, *Geol. Soc. Greece, Sp. Publ.* 4, 48-52.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1998): Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Vulcanologica*, 10, 331-337.
- KILIAS, A., FALALAKIS, G. & MOUNTRAKIS, D. (1999): Cretaceous-Tertiary structures and kinematics of the Serbomacedonian metamorphic rocks and their relation to the exhumation of the Hellenic Hinterland (Macedonia, Greece). *Int. Journ. Earth Sciences*, 88, 513-531.
- LIATI, A., (1986): Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi, N. Greece: petrology, geochemistry, geochronology. *Diss. Techn. Univ. Braunschweig*, Germany, 1-186.
- LIATI, 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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 135, 340-354.
- LISTER, G.S., BANCA, G. & FEENSTRA, A. (1984): Metamorphic core complexes of Cordilleran type in Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- MALAVIEILLE, J. (1993) : Late orogenic extension in mountain belts: Insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- MEULENKAMP, J.E., WORTEL, M.J.R., VAN WAMEL, W.A., SPAKMAN, W. & HOOGERDUYN STRATING, E. (1988) : On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene. *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- 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. *J. of Geology*, 94, 335-347
- PLATT, J.P. (1986): Dynamics of orogenic Wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 1037-1053.
- ROYDEN, L.H. (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, 12, 629-638.
- SCHERMER, E., LUX, D. & BURCHFIEL, B. (1989): Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region (Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 23, 13-27.
- SEIDEL, E., KREUZNER, H. & HARRE, W. (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high-pressure belt in the External Hellenides. *Geol. Jb.*, E23, 165-206.
- SFEIKOS, A., BOEHRINGER, C., FRISCH, W., KILIAS, A. & RATSCHBACHER, L. (1991): Kinematics of Pelagonian nappes in Kranea area, North Thessaly, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 25, 101-105.
- SPAKMAN, W., WORTEL, M.J. R. & VLAAR, N.J. (1988): The Hellenic subduction zone: a tomographic image and its geodynamic implications. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 60-63.
- THOMPSON, S.N., STOECKHERT, B. & BRIX, M.R. (1998): Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete. Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259-262.
- WAWRZENITZ, N. (1997): Mikrostrukturelle unterstützte Datierung von Deformationen inkrementen in Myloniten: Damer der Exhumierung und Aufdomung des metamorphen Kern-komplexes der Insel Thassos (Süd-Rhodope, Nordgriechenland). *Diss. Univ. Erlangen, Nuernberg*, 1-180.
- WAWRZENITZ, N. & MPOSKOS, E. (1997): First evidence for Lower Cretaceous HP/LT metamorphism in the Eastern Rhodope, North Aegean region, North-East Greece. *European Journal of Mineralogy*, 9, 659-664.
- WERNICKE, B.P. (1981): Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in a extending orogen. *Nature*, 291, 645-648.
- WIJBRANS, J.R. & McDOUGALL, I. (1988): Metamorphic evolution of the Attic-Cycladic Metamorphic Belt on Naxos (Cyclades, Greece) utilizing $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum measurements. *J. of metam. Geol.*, 6, 571-594.