

ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΚΑΙ ΗΡ/LT ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΟ ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΑΡΑΘΥΡΟ ΤΗΣ ΚΡΑΝΙΑΣ ΔΥΤΙΚΗ ΘΕΣΣΑΛΙΑ, (ΒΟΡΕΙΑ/ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ)

Α. Κίλιας*, Χ. Φασουλάς*, Μ. Πρινιωτάκης*, Α. Σφέικος* και W. Frisch**

Σ Υ Ν Ο Ψ Η

Στην οροσειρά των Καμβουνίων, στην περιοχή του τεκτονικού παράθυρου της Κρανιάς, ΗΡ/LT-μεταμόρφωση, χαρακτηρίζει τα κατώτερα, προ-ΗΡ/LT επίσης μεταμορφωμένα, μέλη του πελαγονικού καλύμματος πλησίον της επαφής τους με την υποκείμενη αυτόχθονη έως παρααυτόχθονη ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς". Πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωση, σε συνθήκες πίεσης όχι υψηλότερες από 6-7 Kb και θερμοκρασίας 400°-480° C, αντικαθιστά την ΗΡ/LT-μεταμόρφωση στα μέλη του Πελαγονικού καλύμματος μακρύτερα της τεκτονικής επαφής τους με την "ενότητα της Κρανιάς".

Αμφότερα τα μεταμορφικά γεγονότα συνδέονται με μια κοινή περιστροφική D₁-παραμόρφωση και έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα ΝΔ. Κατά τη διάρκεια εξέλιξης της D₁-παραμόρφωσης έλαβε χώρα, κατά το μέσο/άνω Ηώκαινο η "καλυμματική τεκτονική" πάνω στα ανθρακικά ιζήματα της προχώρας, που αντιπροσωπεύουν σήμερα την "ενότητα της Κρανιάς". Ακολουθεί, κατά το τέλος Ηωκαίνου-αρχές Ολιγοκαίνου μια επί πλέον D_{2B}-έκταση του ορογενούς με κύρια κίνηση προς τα ΝΔ. Τοπικά, η έκταση αυτή πραγματοποιείται σε συνθήκες ομοαξονικής παραμόρφωσης ή ακόμη και με κίνηση προς τα ΒΑ. Συγχρόνως εξελίσσεται ένα μεταμορφικό γεγονός σε φθίνουσες P-T συνθήκες από P = 8-9 Kb και T = 420° μέχρι P = 2-4 Kb και T = 300° C, που συνδυάζεται με τη σταδιακή ανύψωση του ορογενούς. Το επόμενο συμπιεστικό D₂-γεγονός κατά το τέλος Ολιγοκαίνου, συνδέεται με ακόμη ψυχρότερες συνθήκες, όπως δείχνει και η απουσία συν-D₂ κρυστάλλωσης. Από το Μειόκαινο και μετά, εφελκυστική τεκτονική κατακερματίζει σε brittle-συνθήκες την περιοχή μελέτης, δημιουργώντας μεγάλες νεοτεκτονικές τάφρους και κέρατα.

A B S T R A C T

At the area of the tectonic window of Kranea, situated on Kamvounia mountains, HP/LT-metamorphism characterise the lower, and pre HP/LT metamorphosed, part of the Pelagonian nape nearby their conduct with the underlain autochthonous to paraautochthonous carbonate "unit of Kranea".

A Greenshist metamorphic face (pressure not nigher than 6-7 Kb and temperature about 400-480° C), replaces the HP/LT-metamorphism, at the parts of the pelagonian nappe, which are far off their tectonic conduct with the unit of Kranea.

Both metamorphic events are accosiated with the same rotational D₁-deformation and the sense of shear top to SW.

A. KILIAS - H. FASOULAS - M. PRINIOTAKIS, A. SFEIKOS & W. FRISCH. HP/LT-metamorphic conditions and deformation at the tectonic window of Kranea. (W. Thessaly, Northern/Central Greece).

* Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης. Γεωλογικό Τμήμα. 54006-Θεσσαλονίκη, Ελλάδα.

** Ινστιτούτο Γεωλογίας και Παλαιοντολογίας. Πανεπιστήμιο Tübingen, Sigwartstrasse 10. 7400-Tübingen, Δ. Γερμανία.

Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.

During middle to upper Eocene and as the D₁-deformation was developing, a "nappe tectonic" took place on the carbonate sediments of the foreland. This formation represents today the unit of Kranea. During the end of Eocene-early Oligocene a further D₂-stretching of the orogeny, with the main movement towards SW follows. Locally this stretching took place in coaxial deformation conditions or even more with a NE movement. Simultaneous another metamorphic event was developing in more declined P-T conditions from P = 8-9 Kb and T = 420° C to P = 2-4 Kb and T = 300° C, combined with the gradually uplift of the orogeny.

During the end of oligocene the following D₂ compressional event is connected by lower P-T conditions which are indicated by the absence of sinkinematic crystallization with the D₂-deformation.

During Miocene and after, extensional tectonic in brittle conditions, breaks the studied area, giving neotectonic horsts and grabens.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

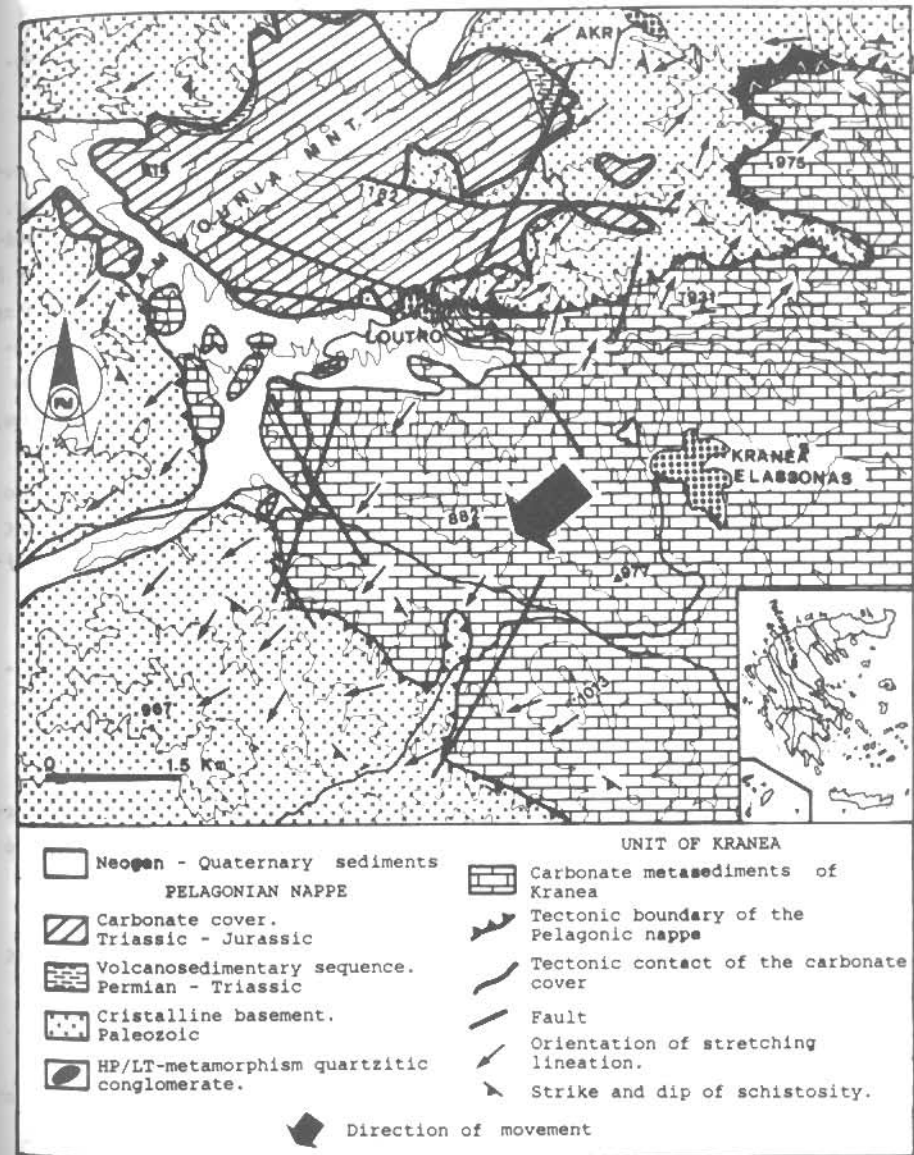
Η περιοχή μελέτης καταλαμβάνει το κεντρικό τμήμα της οροσειράς των Καμβουνίων της δυτικής Θεσσαλίας, στην κεντρική Ελλάδα. Ένα μεγάλο τμήμα της ανήκει γεωτεκτονικά στο πελαγονικό κάλυμμα (YARWOOD & DIXON 1977, NANCE 1981, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, 1988) και το άλλο στην αυτόχθονη έως παρααυτόχθονη ανθρακική ενότητα της Κρανιάς, πάνω στην οποία είναι επωημένο το κάλυμμα αυτό (σχ. 1, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, 1988, KATSIKATSOS et al. 1986).

Η μελέτη των συνθηκών της HP/LT-μεταμόρφωσης, που διαπιστώθηκε για πρώτη φορά, στους τεκτονικά κατώτερους σχηματισμούς του πελαγονικού καλύμματος της περιοχής αυτής, καθώς και οι σχέσεις της με την παραμόρφωση, αποτέλεσαν το κύριο αντικείμενο έρευνας αυτής εδώ της εργασίας.

Για τον σκοπό αυτό εξετάστηκαν οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των πετρωμάτων, του πελαγονικού καλύμματος, πλησίον και μακρύτερα της τεκτονικής επαφής τους με την υποκείμενη ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς" και παράλληλα χαρτογραφήθηκε η ορυκτολογική γράμωση έκτασης, από την αυτόχθονη-παρααυτόχθονη "ενότητα της Κρανιάς" έως τους τεκτονικά ανώτερους σχηματισμούς του πελαγονικού καλύμματος. Για την εξακρίβωση της κινηματικής εικόνας του πελαγονικού καλύμματος, κατά τα διάφορα στάδια παραμόρφωσης και μεταμόρφωσής του, στη διάρκεια εξέλιξης του ευρύτερου τεκτονικού γεγονότος, της τοποθέτησης του πάνω στην ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς", χρησιμοποιήθηκαν κριτήρια διάτμησης, όπως S-C υφές, ταινίες διάτμησης, ασύμμετρες σκιές πίεσης, "mica fish", "boudins" κ.ά. (RAMSEY & HUBER 1987, COB-BOLD & GAPAIS 1987).

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ

Η γεωλογική δομή της οροσειράς των Καμβουνίων χαρακτηρίζεται από μια πολύπλοκη "καλυμματική τεκτονική" (σχ. 1, 2). Διακρίνονται, δύο τεκτονικά κάλυμμα-



Σχ. 1. Γεωλογικός χάρτης του κεντρικού τμήματος της οροσειράς των Καμβουνίων, στην περιοχή Κρανιάς Ελασσώνας (Δυτική Θεσσαλία).

Fig. 1. Geological map of the central part of the Kamvounia mountain chain in the area of Kranea (W. Thessaly).

τα τοποθετημένα, πάνω στην ελαφρά μεταμορφωμένη αυτόχθονη έως παρααυτόχθονη ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς", που αποκαλύπτεται σήμερα ως ένα τεκτονικό παράθυρο, αλπικής ηλικίας, ανάλογο των Ολύμπου-Όσσας και των Ριζωμάτων (GODFRIAUX 1968, KATSIKATSOS et al. 1986, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, 1988).

Το κατώτερο τεκτονικό κάλυμμα αποτελείται από οφιολιθικά πετρώματα (πυροξενίτες, μεταγάββρους, σερπεντινίτες). Αποκαλύπτεται σήμερα με τη μορφή φακών, έντονα τεκτονισμένων πολλές φορές σχηματίζοντας τυπικές εικόνες τεκτονικών μινμάτων, από την ανάμειξη, κρυσταλλοσχιστώδων πετρωμάτων, μαρμάρων και μεταβασιτών (σχ. 2).

Το ανώτερο τεκτονικό κάλυμμα αποτελεί το πελαγονικό κάλυμμα, που τις περισσότερες φορές έρχεται σε άμεση τεκτονική επαφή με την υποκείμενη ανθρακική ενότητα της Κρανιάς, λόγω της "boudinage-διαμόρφωσης", του κατώτερου οφιολιθικού καλύμματος. Το κάλυμμα αυτό συνίσταται από τους ακόλουθους από κάτω προς τα πάνω, τεκτονικά τοποθετημένους ορίζοντες (σχ. 1, 2):

α. Από ένα παλαιοζωϊκής ηλικίας πολυμεταμορφωμένο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο σχιστόλιθων και γενεύσιων, μέσα στο οποίο διεισδύουν κατά τόπους άνω παλαιοζωϊκής ηλικίας ή πιθανόν και νεότερης, αλπικής ηλικίας, πλουτώνια σώματα (YARWOOD & AF-TALION 1976, YARWOOD & DIXON 1977, DAVI & MIGIROS 1981, MOUNTRAKIS 1983, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, 1988, SCHERMER et al. 1988).

Ιδιαίτερη σημασία για την ερμηνεία της τεκτονικής εξέλιξης της ευρύτερης περιοχής μελέτης, φαίνεται να αποκτούν ορισμένα τεκτονικά κατώτερα μέλη του κρυσταλλοσχιστώδους, που έρχονται σε άμεση επαφή με την ανθρακική ενότητα της Κρανιάς.

Πρόκειται για χαλαζιτικά κροκαλοπαγή, με ελλειψοειδούς μορφής, λόγω τεκτονικής παραμόρφωσης, κροκάλες χαλαζιτών ποικίλου μεγέθους (μέγιστος άξονας από 50 mm μέχρι 40-50 cm), που εναλλάσσονται με ανθρακικά ή ηφαιστειακά μεταίζηματα (φωτ. 1g).

Αυτά αναπτύσσονται κυρίως στη βόρεια περιοχή του παράθυρου της Κρανιάς με τη μορφή φακών, έτσι ώστε σε άλλα σημεία να διακρίνονται με σημαντικό πάχος, ενώ σε ορισμένα να απολεπτούν εντελώς μέχρι και τελικά να εξαφανίζονται (σχ. 1, 2).

Στους τεκτονικά κατώτερους αυτούς ορίζοντες του κρυσταλλοσχιστώδους, αναγνωρίζονται ορυκτά που αποτελούν δείκτες μιας HP/LT-μεταμόρφωσης και οδηγούς του γεωτεκτονικού περιβάλλοντος εξέλιξης, της "τεκτονικής του καλύμματος" στην περιοχή μελέτης.

β. Από μια περμοτριάδικής ηλικίας, ελαφρά μεταμορφωμένη, "ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά", που αποτελείται από εναλλαγές κλαστικών μεταίζημάτων και μεταβασιτών, ενώ συχνά παρεμβάλλονται και οφιολιθικά σώματα (MOUNTRAKIS et al. 1983, 1987).

γ. Από τριαδικο-ιουραϊκής ηλικίας (BRUNN 1956, MAYRIDIS & STAMATIS 1987), ελαφρά ανακρυσταλλωμένα ανθρακικά ιζήματα, σε τεκτονική τοποθέτηση, στην περιοχή

μελέτης τουλάχιστον, έτσι ώστε άλλοτε να φαίνονται κατ'ευθείαν τοποθετημένα πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και άλλοτε πάνω στην περμοτριάδικής ηλικίας "ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά".

ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ - ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ

Η παρατήρηση στο ύπαιθρο, αλλά και στο μικροσκόπιο δείχνουν, ότι η περιοχή μελέτης δέχθηκε την επίδραση αλληπάλληλων, διαδοχικών τεκτονικών γεγονότων, που το ένα επηρέασε το άλλο, τόσο ώστε τις περισσότερες φορές να είναι δύσκολος ο διαχωρισμός τους.

Ως κυρίαρχη τεκτονική δομή αναγνωρίζεται μια διαμπερής S_1 -σχιστότητα, σε συμφωνία σ'όλες τις τεκτονικές ενότητες. Νότια του παράθυρου της Κρανιάς αναπτύσσεται με διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ, ενώ βόρεια με διεύθυνση κλίσης προς τα ΒΑ, ακολουθώντας έτσι την γενική αναθόλωση των ανθρακικών πετρωμάτων του παράθυρου (σχ. 1, 2).

Η κυρίαρχη αυτή S_1 -σχιστότητα αποτελεί μια σχιστότητα παράλληλη ως προς την αξονική επιφάνεια ισοκλινών B_1 -πτυχών, οι οποίες πτυχώνουν, μια σχετικά παλιότερη S_0 -επιφάνεια (φωτ. 1a, c) εμφανή κυρίως στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο του πελαγονικού καλύμματος. Συχνά λόγω της έντονης διάτμησης οι ισχυρά πτυχωμένες S_0 -επιφάνειες σχηματίζουν μεταξύ των S_1 -επιφανειών σχιστότητας, τυπικές "intrafolial"-πτυχές χωρίς ρίζες. Πολλές φορές επίσης οι S_0 -επιφάνειες περιστρέφονται και τοποθετούνται παράλληλα προς τα S_1 -επίπεδα διάτμησης, έτσι ώστε η διάκριση τους να καθίσταται δύσκολη ή και σχεδόν αδύνατη. Το πέτρωμα στην περίπτωση αυτή φαίνεται να αποτελείται από μια επίπεδη μόνο υφή, αυτής των S_1 -επιφανειών σχιστότητας.

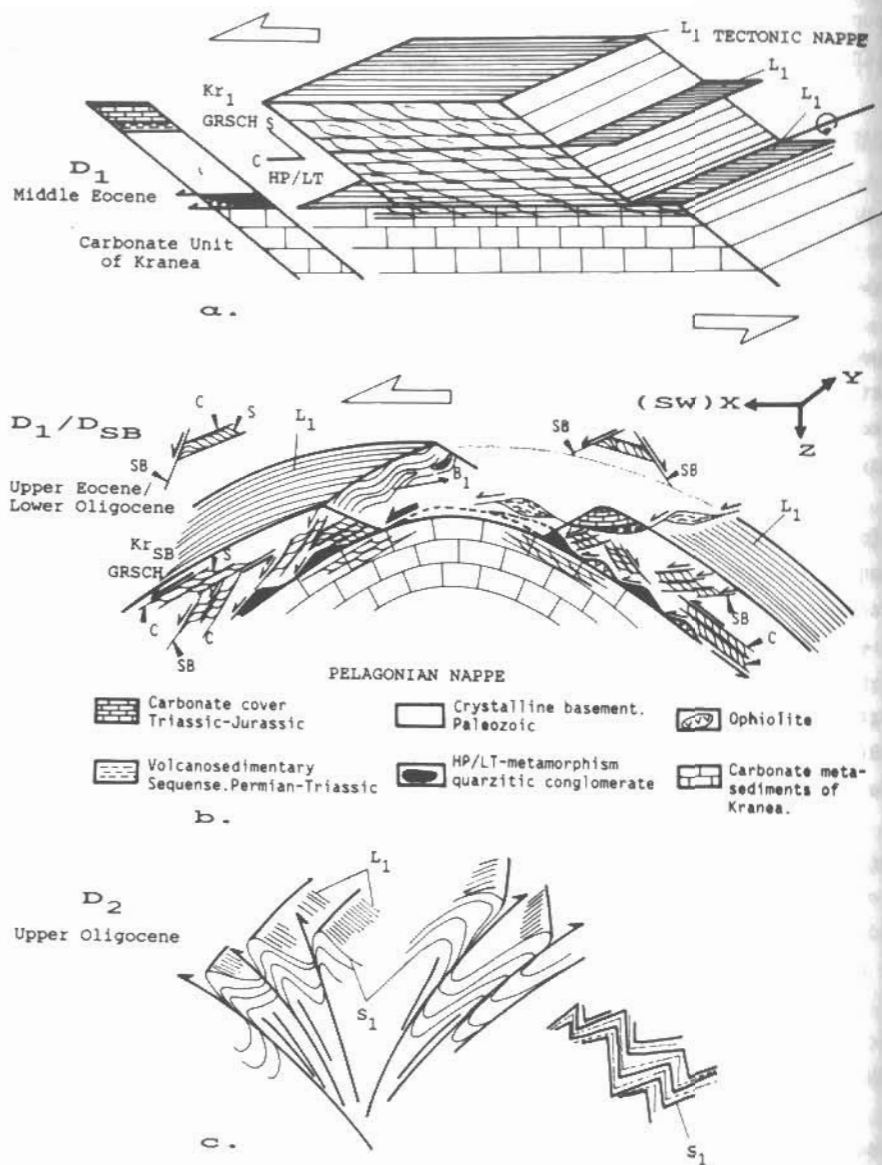
Ένα ιδιαίτερο ίσως κρίσιμο τεκτονικό στοιχείο για την τεκτονική ανάλυση της περιοχής, αποτελεί μια L_1 -ορυκτολογική γράμμωση έκτασης. Αυτή αποτυπώνεται πάνω στις S_1 -επιφάνειες σχιστότητας με σχεδόν σταθερή, ΒΑ-ΝΔ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση ανάπτυξης. Η κλίση της όμως διαφέρει και συγκεκριμένα νότια του παράθυρου βυθίζεται προς τα ΝΔ και βόρεια του παράθυρου προς τα ΒΑ (σχ. 1, 2).

Παράλληλα προς την L_1 -γράμμωση έκτασης, τοποθετούνται οι B_1 -ισοκλινείς πτυχές, περιστρεφόμενες στη διεύθυνση αυτή του μέγιστου εφελκυσμού (ESCHER & WATTERSON 1974, RAMSAY 1980, GROCCOTT & WATTERSON 1980).

"Sheath-πτυχές" αποτέλεσμα αυτής της έντονης ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης έκτασης διαμορφώνονται συχνά, με τη μέγιστη επιμήκυσή τους, παράλληλα στη L_1 -γράμμωση (φωτ. 1b, COBBOLD & QUINQUIS 1980).

Η L_1 -γράμμωση έκτασης διαμορφώνεται από την παράλληλη τοποθέτηση επίμηκων, φυλλόμορφων και επιμηκυμένων κρυστάλλων ή συμπαγών σωμάτων (π.χ. χαλαζιτικές κροκάλες).

Χαρτογραφώντας την L_1 -γράμμωση διαπιστώθηκε, ότι αυτή πλησίον της γραμμής επώθησης του πελαγονικού καλύμματος πάνω στην ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς"



Σχ. 2. Σχηματική απεικόνιση των σταδίων εξέλιξης της παραμόρφωσης και των συνδεδεμένων με αυτή μεταμορφώσεων, των γεωλογικών σχηματισμών της κεντρικής μάζας των Καμβουνίων στην περιοχή Κρανιάς Ελασσώνας.
 Fig.2. Figurative illustration of the evolutionary stages of the deformation and the metamorphisms associated with it, in the geological formations of the central mass of the Kanvounia mountains in the area of Kranea.

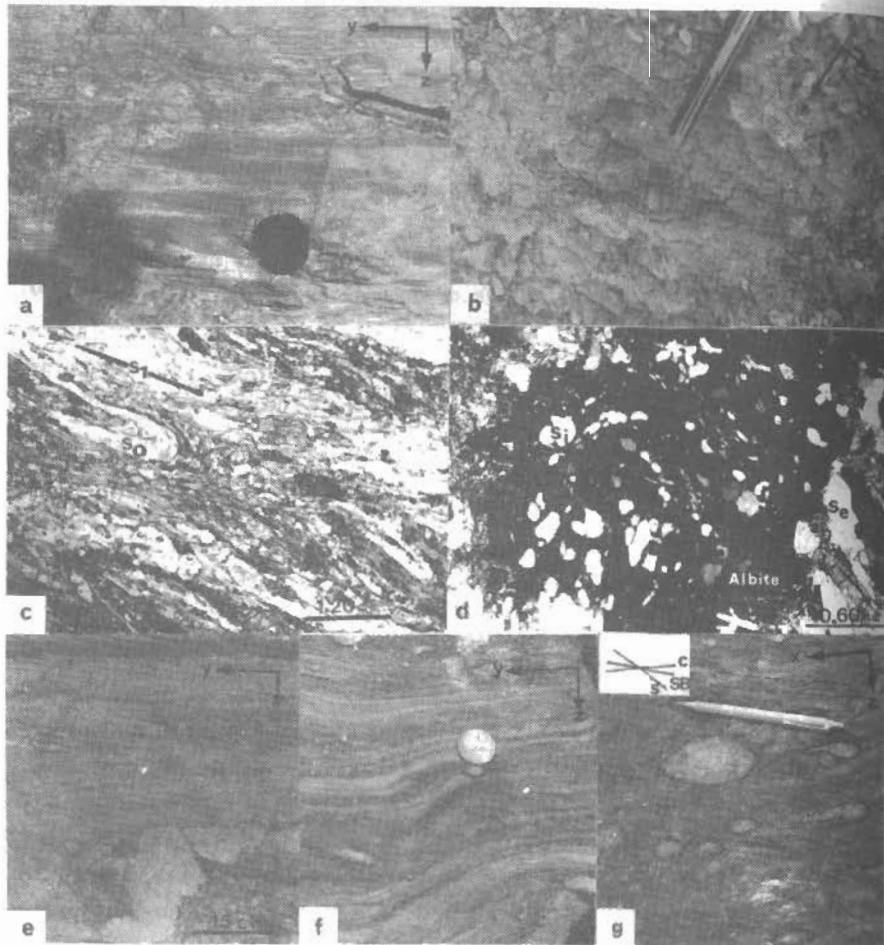
συνδέεται ανάλογα, με την παράλληλη διάταξη κρυστάλλων κυρίως μπλε αμφιβόλων, λευκού μαρμαρυγία, χλωρίτη και επιμηκυμένου χαλαζία ή άστριου. Απομακρυνόμενοι από την τεκτονική επαφή, τα ορυκτά αυτά, αντικαθίστανται με την ίδια διεύθυνση ανάπτυξης, από λευκό μαρμαρυγία, ακτινόλιθο, πράσινο βιοτίτη, χλωρίτη, επιμηκυμένο χαλαζία ή άστριο.

Κριτήρια διάτμησης, όπως S-C υφές, ασυμμετρία σχημάτων μαρμαρυγιών, ταινίες διάτμησης, ασυμμετρία σκίων πίεσης από την ανακρυστάλλωση πορφυροβλαστών αστρίων (σ- και δ-κλάστες), "boudins", συνκνηματικές ρωγμές έκτασης (RAMSAY & HUBER 1983, COBBOLD & GAPAIS 1987), έδειξαν έννοια της διάτμησης, κατά το κύριο αυτό D₁-παραμορφωτικό γεγονός, το επάνω προς τα ΝΔ (φωτ. 2).

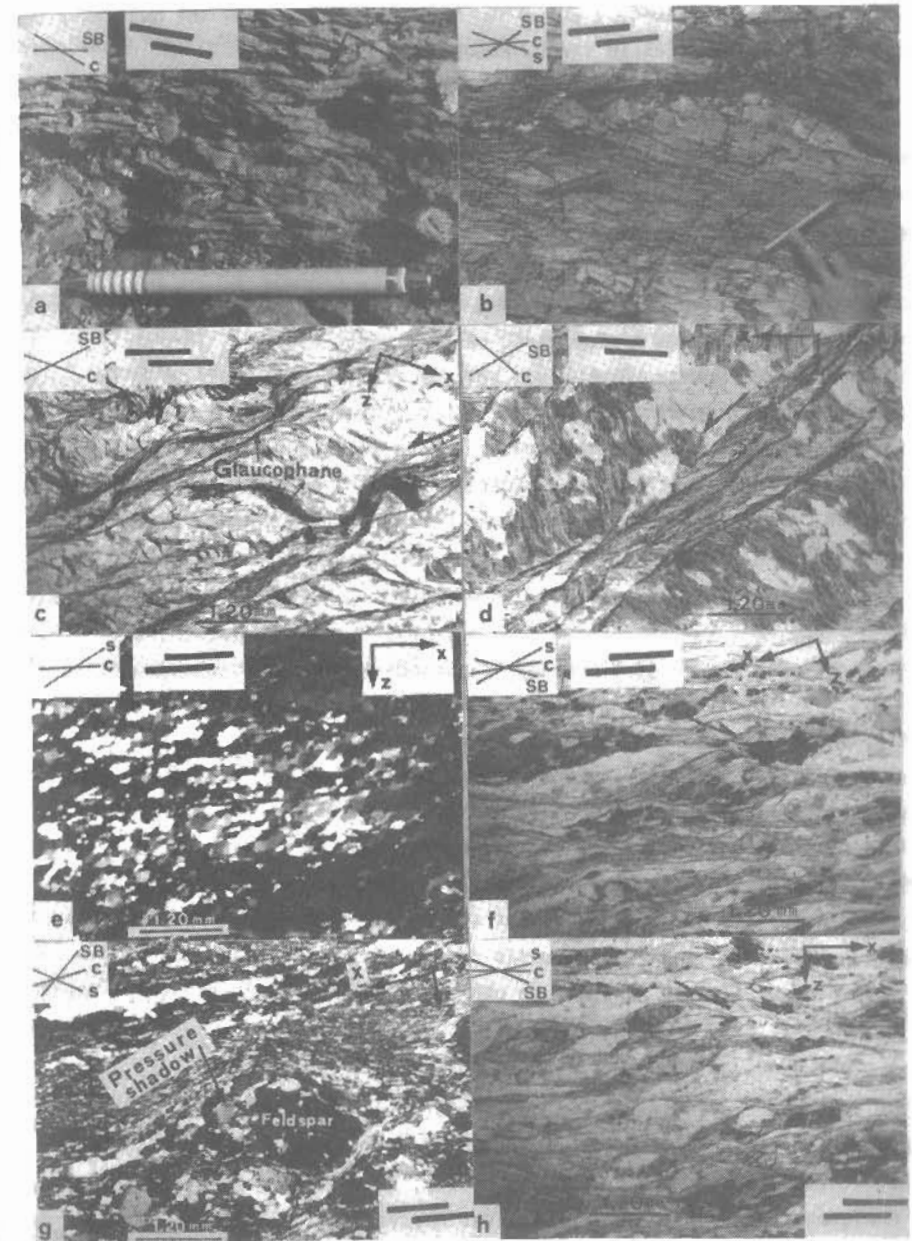
Ομοαξονική επανατύχωση των ισοκλινών πτυχών και επομένως παράλληλα στην L₁-γράμμιση έκτασης, θα πρέπει να συνδυασθεί με κάποια συμπίεση στον Y-άξονα του τελικού-ελλειψοειδούς παραμόρφωσης κατά τη D₁-τεκτονική (φωτ. 1e, f, WATKINSON 1975). Κατά το γεγονός αυτό σχηματίζονται ασύμμετρες, κεκλιμένες πτυχές κάμψης και ολίσθησης με φορά προς τα ΑΒΑ ή ΔΒΔ. Αυτές συνδέονται με μια κατά αξονική επιφάνεια σχιστότητα, σχετικά νεότερη ως προς την S₁-επιφάνεια. Η "αξονικής επιμήκυνσης"-τύπου αυτή παραμόρφωση, αποτελεί ένα εξελικτικό στάδιο, του κύριου, μη ομοαξονικού D₁-παραμορφωτικού γεγονότος. Αυτό εξ άλλου συμπεραίνεται και από την τυπική μορφή "τσιγάρου", με τον μέγιστο άξονα εφελκυσμού παράλληλα στη L₁-γράμμιση έκτασης, που αποκτούν συμπαγή σώματα, όπως χαλαζιακές κροκάλες ή πορφυροκλάστες αστρίων.

Στα τελικά στάδια της D₁-παραμόρφωσης, ενώ συνεχίζεται το κύριο διατμητικό γεγονός, με κίνηση το επάνω προς τα ΝΔ, συγχρόνως ίσως με μια αναθόλωση και άνοδο του ορογενούς, αναπτύσσονται, σε πλαστικές ακόμη συνθήκες, εφελκυστικές ταινίες διάτμησης (SB), με κύρια διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ. Αυτές αναστομώνουν τις κύριες S₁-επιφάνειες σχιστότητας (φωτ. 2). Το γεγονός αυτό φανερώνει βέβαια μια συνέχιση της έκτασης του ορογενούς προς τα ΝΔ (PLATT & VISSERS 1980, PLATT 1984). Κατά θέσεις εν τούτοις, κυρίως στη βάση του πελαγονικού καλύμματος και στη βόρεια πλευρά του παράθουρου της Κρανιάς (σχ. 1, 2), παρατηρούνται συζυγή ζεύγη από SB-επιφάνειες, με ΝΔ και ΒΑ-διεύθυνση κλίσης, αντίστοιχα. Μια ομοαξονική-παραμόρφωση κατά τόπους, με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση του κύριου εφελκυσμού, είναι δυνατόν να ερμηνεύσει την παρουσία αυτών των συζυγών ζευγών από SB (PLATT & VISSERS 1980). Συχνά όμως στο συζυγές αυτό ζεύγος των SB-επιφανειών κυριαρχεί το σύστημα με τη ΒΑ-διεύθυνση κλίσης, δηλώνοντας έτσι μια αντίθετη έκταση του ορογενούς προς τα ΒΑ, που συνόδευσε την κύρια προς τα ΝΔ κίνηση του (φωτ. 2c, d).

Η διατήρηση του γλαυκοφάνη, κατά μήκος των εφελκυστικών αυτών SB-επιφανειών (φωτ. 2c), φανερώνει ότι το εξελικτικό αυτό D₁-παραμόρφωσης, κατά το οποίο εκτείνεται ακόμη παραπέρα το ορογενές, λαμβάνει χώρα σε σημαντικό σχετικά βάθος, με φθίνουσα όμως πορεία P-T-συνθηκών. Αυτό φαίνεται από την επικρά-



Φωτ. 1. Απεικόνιση τεκτονικών δομών του πελαγονικού καλύμματος, στο τεκτονικό παράθυρο της Κρανιάς Ελασσώνας (Επεξηγήσεις στο κείμενο).
 Photo 1. Illustration of the tectonic structures of the Pelagonian nappe at the Kranea-window (Detailed discussion in the text).



Φωτ. 2. Απεικόνιση τεκτονικών δομών και δεικτών κινηματικής του πελαγονικού καλύμματος, στο τεκτονικό παράθυρο της Κρανιάς Ελασσώνας. α, β, ε, φ, γ, η. έννοια της διάτρησης το επάνω προς τα ΝΔ. c, d. Έννοια της διάτρησης το επάνω προς τα ΒΑ. (Επεξηγήσεις στο κείμενο).
 Photo 2. Illustration of the tectonic structures and Kinematic indicators, of the Pelagonian nappe at the Kranea-window. α, β, ε, φ, γ, η. Sense of shear top to SW. c, d. Sense of shear, top to NE. (Detailed discussion in the text).

φελκυστικές SB-επιφάνειες, γεγονός που δείχνει ακριβώς αυτή την ανοδική κίνηση του ορογενούς, στην εξέλιξη της D_1 -παραμόρφωσης.

Οι "boudinage"-μορφές ανάπτυξης ορισμένων γεωλογικών σχηματισμών του πελαγονικού καλύμματος (περμοτριάδική σειρά, χαλαζιτικό κροκαλοπαγές) ή του οφειολιθικού καλύμματος και η φαινομενική εξαφάνισή τους έτσι, κατά τόπους (σχ.1, 2), πιθανόν να συνδέεται με αυτή την έκταση του ορογενούς, που συνόδευσε το D_1 -παραμορφωτικό γεγονός.

Τη D_1 -παραμόρφωση ακολουθεί ένα συμπιεστικό D_2 -παραμορφωτικό γεγονός, σε ακόμη ψυχρότερες P-T-συνθήκες, όπως φαίνεται από την απουσία κάποιας σημαντικής νέας ορυκτογένεσης, συνδεδεμένης με το γεγονός αυτό.

Δημιουργούνται έτσι, συμπιεστικές τεκτονικές δομές, με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση ανάπτυξης, κάθετη δηλαδή, σε νενικές νραμμές, στην ανάπτυξη των D_1 -δομών, τις οποίες και επηρεάζουν, επαναπτυχώνοντας ή κάμπτοντας αυτές, στις θέσεις τομής τους.

"Knick-πτυχές" ή "knick-ζώνες", συχνά σε συζυγή ανάπτυξη με φορά άλλοτε προς τα ΒΑ και άλλοτε προς τα ΝΔ, ζώνες διάτμησης με ανάστροφη κίνηση και ανάπτυξη μιας τοπικής κλίμακας s_2 -σχιστότητας ή ανάστροφα ρήγματα με φορά κίνησης προς τα ΒΑ ή ΝΔ, ανοιχτές πτυχές κάμψης, αποτελούν τις χαρακτηριστικότερες δομές της συμπιεστικής D_2 -παραμόρφωσης (σχ. 2). Η γεωμετρία αυτή εξ άλλου των D_2 -δομών φανερώνει και την σημαντική πτώση των P-T-συνθηκών του ορογενούς, επακόλουθο προφανώς της ανοδικής του κίνησης και την εξέλιξη του όλου γεγονότος έτσι, σε ψυχρότερες συνθήκες.

Ακολουθεί τέλος μια ρηξιγενής τεκτονική, σε συνθήκες ανάλογες της θραυσίγενής τεκτονικής, με μεγάλα κανονικά ρήγματα, συνήθως σε συζυγή ανάπτυξη, που κατακερματίζουν την περιοχή σε επί μέρους τεμάχια, προκαλώντας συγχρόνως την ανύψωση ή την ταπείνωσή τους και τη δημιουργία έτσι τεκτονικών εξάρσεων ή βυθισμάτων, με νεογενή και ενότερα ιζήματα.

P-T-ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

Ανάλογα πολύπλοκη με την ιστορία της παραμόρφωσης, εμφανίζεται η εξέλιξη των P-T-συνθηκών μεταμόρφωσης των τεκτονικών ενοτήτων της περιοχής.

Κυριαρχεί, νενικά, μια συντεκτονική ως προς την D_1 -παραμόρφωση Kr_1 -μεταμόρφωση. Αυτό τουλάχιστον φανερώνει, η συν- s_1 ανάπτυξη των ορυκτών, ο συμμορφωτικός χαρακτήρας των B_1 -ισοκλινών πτυχών, η σιγμοειδής ανάπτυξη της s_1 -υφής σε περιστραφέντες κρυστάλλους αλβίτη και η συνέχεια της με συμφωνία στη $s_e = s_1$ του πετρώματος (φωτ. 1d), η δυναμική ανακρυστάλλωση του χαλαζία κατά μήκος των s_1 -επιφανειών σιχστότητας, οι ανακρυσταλλωμένες ουρές σκίων πίεσης αστρίων, κατά μήκος των s_1 -επιφανειών σιχστότητας (φωτ. 2e, g).

Κρίσιμη παραγένεση, ενδεικτική της μεταμορφωτικής φάσης εξέλιξης της Kr_1 -μεταμόρφωσης, αποτελεί η:

P_1 : χαλαζίας + μπλε αμφίβολος + λωζωνίτης (έντονα σερικιτιωμένος) + μοσοβίτης + χλωρίτης + αλβίτης + επίδοτο + αδιαφανή ορυκτά.

Η P_1 -παραγένεση χαρακτηρίζει λοιπόν, τις συνθήκες μιας μεταμόρφωσης υψηλών πιέσεων - χαμηλών θερμοκρασιών.

Ένα ιδιαίτερο γνώρισμα της P_1 -παραγένεσης, είναι ότι αυτή περιορίζεται στη βάση του πελαγονικού καλύμματος, στα μέλη του, που έρχονται σε άμεση επαφή με την υποκείμενη ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς" (σχ. 1, 2). Όσο απομακρυνόμαστε από την επαφή, παρατηρείται, όπως περιγράφηκε, χαμηλότερης πίεσης P_1 -παραγένεση. Αυτή στα μετασβεστοπηλικά πετρώματα του πελαγονικού καλύμματος, χαρακτηρίζεται από: χαλαζία+αλβίτη+μικροκλινή+πράσινο βιοτίτη + μοσοβίτη + χλωρίτη + επίδοτο ± απατίτη ± ακτινολιθική αμφίβολος ± νενάτης + αδιαφανή ορυκτά. Η P_1 -παραγένεση αποτελεί έτσι, μια ενδεικτική παραγένεση της κάτω/μέσο πρσινοσχιστολιθικής φάσης. Αυτή αναπτύχθηκε συγχρόνως με την P_1 -παραγένεση, αρχικά όμως σε διαφορετικό χώρο εσωτερικότερα αυτής. Η λείψωση που συνόδευσε τη D_1 -τεκτονική τοποθέτησε την P_1 πάνω από την HP/LT-μεταμόρφωση (σχ. 4).

Η συνύπαρξη του γλαυκοφανή και του λωζωνίτη, καθώς και η απουσία του ενδεικτικού πυροξένου με σύγχρονη παρουσία του αλβίτη στην P_1 -παραγένεση, καθορίζουν τις οριακές τιμές ανάπτυξης αυτής. Οι P-T-συνθήκες θα πρέπει να κυμάνθηκαν συνεπώς, κατά το στάδιο αυτό της Kr_1 -μεταμόρφωσης, μεταξύ 7-12 Kb και $T=300-450^\circ C$, (σχ.3, καμπύλες 1, 2 και 3).

Αντίθετα, η απουσία της παραγένεσης γλαυκοφανή+λωζωνίτη στην συν- s_1 - P_1 -παραγένεση, δείχνει την σύγχρονη πτώση της πίεσης, σε περιοχές μακρύτερα της τεκτονικής επαφής του πελαγονικού καλύμματος και της ανθρακικής "ενότητας της Κρανιάς".

Η παρουσία συγχρόνως βιοτίτη και μοσοβίτη, καθορίζει το κατώτερο όριο της θερμοκρασίας της P_1 -παραγένεσης, που θα πρέπει να είναι έτσι, περίπου στους $400-420^\circ C$ (σχ. 3, καμπύλη 5). Η απουσία εξ άλλου του σιλιποειλινα φανερώνει ότι ξεπεράσθηκε το όριο αυτό των $400^\circ-420^\circ C$, που σημειώνει η καμπύλη αντίδρασης 5 του σχ. 3.

Η παρουσία του αλβίτη με την πράσινη αμφίβολο καθορίζει το ανώτατο όριο της θερμοκρασίας, που θα πρέπει να έλαβε χώρα η Kr_1 -μεταμόρφωση, μακριά από τη βάση του πελαγονικού καλύμματος. Η θερμοκρασία στην προκειμένη περίπτωση, δεν πρέπει να ξεπέρασε τους $480^\circ C$ (καμπύλη 6, σχ. 3).

Το κατώτερο όριο της πίεσης κατά το στάδιο αυτό εξέλιξης της Kr_1 -μεταμόρφωσης, δεν μπορεί να καθορισθεί με ακρίβεια, αφού λείπουν κρίσιμα αργιλλοπηλικά ορυκτά (καμπύλη 9, σχ. 3), ενδεικτικά των τιμών, που πιθανόν να κυμάνθηκε.

Το ανώτερο όριο της δεν πρέπει να ξεπέρασε, εν τούτοις τα 6-7 Kb, που οριοθετούν για τις αντίστοιχες θερμοκρασίες των $400-480^\circ C$ την εμφάνιση του γλαυκοφανή, που απουσιάζει όπως αναφέρθηκε, σταθερά από την P_1 -παραγένεση (καμπύλη 3).

Συντεκτονική ανάπτυξη και προσανατολισμός ορυκτών, πάνω στις SB-επιφάνειες, που αποτελούν, όπως τονίσθηκε, ένα εξελικτικό επεισόδιο του κύριου συν- Kr_1 D_1 -παραμορφωτικού γεγονότος, δηλώνει τη συνέχιση της μεταμορφικής διεργασίας και στις νέες συνθήκες του σταδίου αυτού του εφελκυσμού.

Μεταμορφικής φάσης κρίσιμη παραγένεση, αποτελεί στην προκειμένη περίπτωση η Π_{SB} -παραγένεση, μεταπηλιτικών πετρωμάτων ή του χαλαζιτικού κροκαλοπαγούς, στη βάση του Πελαγονικού καλύμματος:

Π_{SB} : Χαλαζίας + αλβίτης + λευκός μαρμαρυγίας + χλωρίτης + επίδοτο ± στιλπνομέλανα + αδιαφανή ορυκτά.

Η διατήρηση του γλαυκοφανή, στη βάση, κυρίως του Πελαγονικού καλύμματος, κατά την Kr_{SB} -μεταμόρφωση (Φωτ. 2c), δείχνει, ότι κατά το αρχικό, τουλάχιστον, στάδιο του συν- s_{SB} -μεταμορφωτικού γεγονότος, διατηρήθηκαν ακόμη οι P-συνθήκες σχετικά υψηλές. Θα πρέπει εν τούτοις, να παρέμειναν χαμηλότερες, από αυτές της Kr_1 -μεταμόρφωσης, αφού ο λωζωνίτης δεν διατηρείται, όπως η μπλε αμφίβολος, στις νέες συνθήκες της Kr_{SB} -μεταμόρφωσης. Αυτός μετατρέπεται εξ ολοκλήρου σε σερικίτη (Καμπύλη 4, σχ. 3).

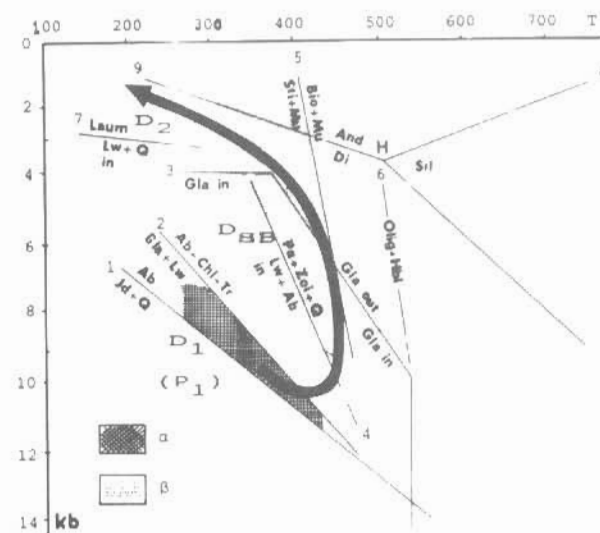
Η συνύπαρξη του στιλπνομέλανα με τον λευκό μαρμαρυγία και η σύγχρονη απουσία του βιοτίτη καθορίζουν το ανώτατο όριο που πιθανόν, να έφθασε η θερμοκρασία κατά το Kr_{SB} -μεταμορφικό γεγονός. Η θερμοκρασία στην προκειμένη περίπτωση δεν πρέπει να ξεπέρασε έτσι, τους $420^\circ C$ (καμπύλη 5, σχ. 3). Στην θερμοκρασία αυτή αντιστοιχεί ένα ανώτερο όριο πίεσης, με παρουσία γλαυκοφανή και σύγχρονη απουσία λωζωνίτη περίπου στα 8-9 Kb, Πίεση, που σημαδεύει έτσι, το ξεκίνημα του αντίστοιχου συν- D_{SB} μεταμορφωτικού γεγονότος (καμπύλη 3 & 4, σχ. 3).

Οι αρχικές αυτές P-T-συνθήκες θα πρέπει να ακολούθησαν μια φθίνουσα πορεία προς χαμηλότερες τιμές, όπως δείχνει τουλάχιστον η σταδιακή εξαφάνιση της μπλε αμφίβολου και η συνέχιση της τεκτονικής διεργασίας, κατά το συμπιεστικό D_2 -παραμορφωτικό γεγονός, χωρίς κάποια φανερή ορυκτογένεση (σχ. 3). Το γεγονός αυτό συνδυάζεται βέβαια, με τη σταδιακή ανοδική κίνηση του ορογενούς, κατά την πορεία της εξέλιξης του εφελκυστικού D_{SB} -γεγονότος.

Οι συνθήκες θερμοκρασίας δεν πρέπει να έπεσαν εντούτοις κάτω από $300^\circ C$, αφού ολόλο το γεγονός, διατηρείται η δυναμική ανακρυστάλλωση και πλαστική παραμόρφωση του χαλαζία.

Από το σημείο αυτό και κάτω και σε χαμηλές συνθήκες πίεσης (2-3 Kb) ξεκινάει η D_2 -παραμόρφωση, σε μικρό σχετικά βάθος, αφού ακολούθησε τη διαδικασία σνόδου του ορογενούς (σχ. 3).

Οι υπολειμματικές υφές της παλιότερης D_0 -τεκτονικής, που αναγνωρίσθηκε στην περιοχή μελέτης και ως εκ τούτου η μη εξακρίβωση κάποιας σαφούς παραγένεσης ορυκτών συνδεδεμένων με τη D_0 -παραμόρφωση, δεν επιτρέπουν ένα ακριβή καθορισμό των P-T-συνθηκών μεταμόρφωσης, κατά το αρχαιότερο αυτό γεγονός. P-T-συνθήκες μεταμόρφωσης στα όρια της πραιοσολιτολιθικής και αμφιβολιτικής ζώνης, που



Σχ. 3. Σχηματική πορεία των P-T-συνθηκών μεταμόρφωσης στην περιοχή του τεκτονικού παράθυρου της Κρανιάς. α. P-T-συνθήκες της HP/LT-μεταμόρφωσης. β. P-T-συνθήκες της μεταμόρφωσης που ακολούθησε την HP/LT-μεταμόρφωση, κατά την άνοδο του ορογενούς. Η Al_2SiO_5 -τριπλό σημείο κατά HOLDAWAY (1971). Καμπύλες αντίδρασης: 1. HOLLAND (1980), 2. PERCHUK & ARANOVICH (1980), 3. MARESCH (1977), 4. HEINRICH & ALTHAUS (1980), 5. NITSCH (1970), 6. WINKLER (1979), 7. LIU (1977).

Fig.3. Schematic path of the P-T-metamorphic conditions at the area of the tectonic window of Kranea. a) P-T conditions of the HT/LT metamorphism. b) P-T metamorphic conditions that followed the HP/LT metamorphism during the uplift of the orogen. The Al_2SiO_5 -triple point according HOLDAWAY (1971). Equilibrium curves: 1) HOLLAND (1980), 2) PERCHUK & ARANOVICH (1980), 3) MARESCH (1977), 4) HEINRICH & ALTHAUS (1980), 5) NITSCH (1970), 6) WINKLER (1979), 7) LIU (1977).

γράφονται από τους KATSIKATSOS et al. (1982), KILIAS & MOUNTRAKIS (1987, 1988) σε γειτονικές περιοχές του πελαγονικού καλύμματος, όπου διατηρούνται καλλίτερα ανάλογες παλιές υπολειμματικές υφές, θα πρέπει να αντιστοιχούν στις συνθήκες του σχεδόν εξαλειφθέντος D_0 -γεγονότος, στην περιοχή του τεκτονικού παράθυρου της Κρανιάς.

ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Δομές συμμεταμορφικές της εκλονιτικής φάσης αποτελούν κριτήρια για τη μελέτη της κίνησης λιθοσφαιρικών πλακών κατά τις διαδικασίες της σύγκρουσης τους, ενώ ανάλογες συμμεταμορφικές δομές ως προς HP/LT-μεταμόρφωση, φανερώνουν την κινηματική εικόνα και τις συνθήκες παραμόρφωσης των τεκτονικών καλυμμάτων, σε περιοχές ορογενετικών ζωνών (BRUNNER 1986, BRAID & DEWEY 1986, CHOUKROUNE et al. 1986).

Στην περιοχή του τεκτονικού παράθυρου της Κρανιάς, η αναγνώριση HP/LT-μεταμόρφωσης, σε μεταμορφίτες στη βάση του επωθημένου τεκτονικού καλύμματος της Πελαγονικής απέτελεσε, έτσι, ένα σημαντικό στοιχείο για την ερμηνεία της "καλυμμα-

τικής τεκτονικής" στην περιοχή μελέτης.

Η ανάπτυξη της S_1 -σχιστότητας και της L_1 -γρύμμωσης έκτασης, σε συμφωνία σ' όλες τις τεκτονικές ενότητες, καθώς και στην υποκείμενη ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς", δείχνει την ταυτόχρονη επεξεργασία τους, από την συν- $Kr_1 D_1$ -παραμόρφωση. Αυτή θα πρέπει να έλαβε χώρα έτσι, ή συγχρόνως με την τοποθέτηση των καλυμμάτων πάνω στην "ενότητα της Κρανιάς", ή μετά την τοποθέτηση των καλυμμάτων, συγχρόνως με την ανύψωση του ορογενούς.

Η διατήρηση της έννοιας της διάτμησης, το επάνω προς τα ΝΔ, τόσο στα νοτιοδυτικά του παράθρου της Κρανιάς, όσο και στα βορειοανατολικά κατά το D_1 -παραμορφωτικό γεγονός, καθώς επίσης και η ανάπτυξη των P-T συνθηκών κατά το τεκτονικό αυτό γεγονός, δείχνουν την πορεία και τις συνθήκες παραμόρφωσης των τεκτονικών καλυμμάτων, κατά την τοποθέτησή τους πάνω στα μάρμαρα της Κρανιάς.

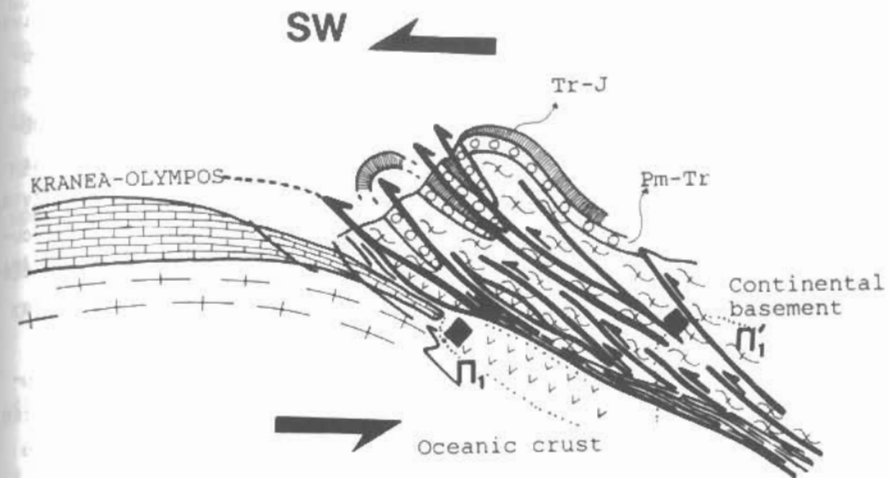
Το πελαγονικό κάλυμμα έτσι, μετά από την επίδραση στα βαθύτερα, τουλάχιστον, μέλη του (κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο), μιας συντεκτονικής Kr_0 -μεταμόρφωσης σε συνθήκες της άνω πρσινοσχιστολιθικής/κάτω αμφιβολιτικής φάσης (KILIAS & MOUNTRAKIS 1987), λαμβάνει μέρος στις διαδικασίες εξέλιξης της συμμεταμορφικής D_1 -τεκτονικής. Κατά τη διάρκεια δράσης αυτής, εξελίσσεται το γεγονός της τοποθέτησης του πελαγονικού καλύμματος, πάνω στην ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς" με κύρια φορά κίνησης από τα ΒΑ προς τα ΝΔ και στοιχείο περιστροφικής παραμόρφωσης. Αξονικής επιμήκυνσης τύπου παραμόρφωση χαρακτηρίζει τα εξελικτικά στάδια του κινηματικού αυτού D_1 -γεγονότος.

HP/LT-συνθήκες μεταμόρφωσης αναπτύσσονται στη βάση του τεκτονικού καλύμματος, πλησίον της ζώνης ολίσθησης πάνω στα ανθρακικά ιζήματα της Κρανιάς, (ζώνη αποκόλλησης), ενώ μακρύτερα από αυτήν σε εσωτερικότερο χώρο συνθήκες της κάτω/μέσο πρσινοσχιστολιθικής φάσης (σχ. 1, 2). Η λεπίωση κατά το D_1 -γεγονός τοποθέτησε τεκτονικά, τμήματα με πρσινοσχιστολιθικής φάσης, μεταμόρφωση, πάνω στα HP/LT-μεταμόρφωσης πετρώματα (σχ. 4).

Τα οφιολιθικά boudinage-μορφής σώματα, που παρεμβάλλονται μεταξύ του πελαγονικού καλύμματος και των ανθρακικών της Κρανιάς, αποτελούν πιθανόν, τα επωθημένα υπολείματα του ωκεάνιου φλοιού, ενός ωκεάνιου χώρου που έκλεισε, μεταξύ της ανθρακικής ενότητας της Κρανιάς και του πελαγονικού τέμαχους και τα οποία ακολουθήσαν την κύρια D_1 -κινηματική διεργασία.

Με αυτήν την έννοια, η ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς" απετέλεσε την προχώρα με τη νηριτικού χαρακτήρα ιζηματογένεση, επάνω στην οποία τοποθετήθηκε το πελαγονικό τέμαχος (οπισθόχωρα), από τα ΒΑ προς τα ΝΔ.

Το κύριο D_1 -παραμορφωτικό γεγονός ακολουθεί σε κάποιο εξελικτικό του στάδιο, η ανάπτυξη εφελκυστικών "ταινιών διάτμησης" με κύρια διεύθυνση κλίσης προς τα ΝΔ, έτσι ώστε να γίνεται φανερή, η συνέχιση της ολίσθησης του πελαγονικού καλύμματος προς τα ΝΔ και η περαιτέρω ως εκ τούτου έκτασή του. Ταυτοχρόνως από συζυγή ζεύγη "ταινιών διάτμησης", στα οποία επίσης εκδηλώνεται συχνά, περισσότερο



Σχ. 4. Σχηματική απεικόνιση των συνθηκών εξέλιξης του D_1 -παραμορφωτικού γεγονότος. Έννοια της διάτμησης το επάνω προς τα ΝΔ.
Fig.4. Schematic representation of the evolution conditions of the D_1 -deformation event. Sense of shear top to SW.

έντονα το σύστημα με τη ΒΑ-διεύθυνση κλίσης, φανερώνει αντίστοιχα, μια ομοαξονικού τύπου παραμόρφωση, ή μια κίνηση προς τα ΒΑ, για τις θέσεις αυτές.

Το εξελικτικό αυτό εφελκυστικό D_{SB} -στάδιο της D_1 -παραμόρφωσης, θα πρέπει να συνδυάζεται έτσι με μια σταδιακή ανύψωση του όλου ορογενούς, που ακολούθησε την "τεκτονική του καλύμματος", όπως εξ άλλου δείχνει και η φθίνουσα πορεία των P-T-συνθηκών της συν- D_{SB} -μεταμόρφωσης (σχ. 3).

Ακολουθεί το συμπιεστικό D_2 -παραμορφωτικό γεγονός σε ακόμη ψυχρότερες P-T-συνθήκες και ενώ ήδη το ορογενές είχε ανυψωθεί σημαντικά. Δημιουργούνται έτσι τυπικές "κνίκ-πτυχές" ή ζώνες, ανοικτές πτυχές κάμψης, καθώς και εσωτερικές επιπέυσεις με φορά κίνησης προς τα ΝΔ ή ΒΑ, χωρίς κάποια ορατή σύνδεση με νέα ορυκτογένεση.

Τέλος, μεταπτωτικά ρήγματα, συνήθως σε συζυγή ανάπτυξη, κατακερματίζουν την περιοχή μελέτης, σε συνθήκες ανάλογες της θραυσίγενους τεκτονικής, μετατοπίζοντας συγχρόνως, τοπικά τουλάχιστον, τις προηγούμενες δομές της πλαστικής έως πλαστικής-θραυσίγενους παραμόρφωσης.

Για την εξακρίβωση της χρονικής περιόδου εξέλιξης των παραμορφωτικών γεγονότων και μεταμορφώσεων των τεκτονικών ενότητων της οροσειράς των Καμβουνίων, έτσι όπως παρουσιάστηκε, έχουμε ελάχιστα στοιχεία, αφού λείπουν, η λεπτομερειακή στρωματογραφία ή οι ισοτοπικές αναλύσεις στην περιοχή.

Εφ' όσον όμως η ανθρακική μάζα της Κρανιάς, θεωρηθεί ως η συνέχεια των ανθρακικών μαζών Ριζωμάτων, Ολύμπου-Όσσας, κάτω από το πελαγονικό κάλυμμα (KATSIKATSOS et al. 1986, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, 1988), θα πρέπει η διαδικασία εξέλιξης του τεκτονικού γεγονότος της τοποθέτησης του πελαγονικού και του οφιολι-

θικού καλύμματος πάνω στην ανθρακική "ενότητα της Κρανιάς" και των συνοδών φαινομένων, να έλαβε χώρα κατά το μέσο/άνω Ηώκαινο. Πράγματι, στην περιοχή του Ολύμπου-Όσσας, η τοποθέτηση των τεκτονικών καλυμμάτων πάνω στον μέσο/άνω Ηώκαινικής ηλικίας μεταφλύση της ανθρακικής ενότητας Ολύμπου-Όσσας (GODFRIAUX 1968, GODFRIAUX & PICHON 1980, KATSIKATSOS et al. 1982, SCHMITT, 1983), σε συνδυασμό με τον, ανάλογης ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ανάπτυξης, μέσο-ηώκαινικής ηλικίας χρονολογηθέντα, μπλε αμφίβολο του κατώτερου καλύμματος, (BARTON 1976, SCHERMER et al. 1988), συνηγορούν για ένα μέσο/άνω ηώκαινικής ηλικίας τεκτονικό γεγονός. Στη διάρκεια εξέλιξης του γεγονότος αυτού ολοκληρώθηκε η καλυμματική τεκτονική πάνω στην ανθρακική μάζα Ολύμπου-Όσσας.

Τέλος Ηώκαινου/αρχές Ολιγοκαίνου συνεχίσθηκε η παραμόρφωση με τη συμμεταμορφική D_{SB} -έκταση του ορογενούς, συγχρόνως με μια αναθόλωση του και ανοδική κίνηση, έτσι ώστε το αμέσως επόμενο συμπίεστικό D_2 -γεγονός, να λάβει χώρα κατά το τέλος Ολιγοκαίνου/αρχές Μειοκαίνου, σε ακόμη ψυχρότερες P-T-συνθήκες.

Ακολούθησε η νεοτεκτονική, από το Μειόκαινο και μετά, εφελκυστική τεκτονική, σε συνθήκες ανάλογες μιας θραυσιγενούς τεκτονικής.

Το υπολειμματικό για την περιοχή D_0 -παραμορφωτικό γεγονός και η συνδεμένη με αυτό μεταμόρφωση, θα πρέπει συνεπώς να τοποθετηθεί στη χρονική περίοδο πριν το Ηώκαινο. Πιθανόν να ανήκει στην κάτω κρητιδικής ηλικίας τεκτονική, που περιγράφεται για γειτονικές θέσεις της περιοχής μελέτης (BARTON 1976, YARWOOD & DIXON 1977, KATSIKATSOS et al. 1982, KILIAS & MOUNTRAKIS 1987, SCHERMER et al. 1988).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- BAIRD, A.W. & DEWEY, J.E. (1986). Structural and relative plate motion: the upper Pennine Piedmont zone of the Interland Alps, southwest Switzerland and north-west Italy.- *Tectonics* 5, 375-387.
- BARTON, C.M. (1976). The tectonic vector and emplacement age of an allochthonous basement slice in the Olympos area, NE Greece.- *Bull. Soc. geol. France*, 18, 253-258.
- BRUNN, J.H. (1956). Etude géologique du Pindus septentrional et de la Macédoine occidentale.- *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 7, 1-358.
- BRUNNEL, M. (1986). Ductile thrusting in Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations.- *Tectonics* 5, 247-265.
- CHOUKROUNE, P., BALLEVRE, M., COBBOLD, P., GAUTIER, Y., OLIVIER, M. & VUICHARD, J.P. (1986). Deformation and motion in the western Alpine arc.- *Tectonics* 5, 215-226.
- COBBOLD, P. & QUINQUIS, H. (1980). Development of sheath folds in shear regimes.- *J. Struct. Geol.* 2, 119-126.
- COBBOLD, P. & GAPPAIS, D. (1987). Shear criteria in rocks: an introductory review.- *J. Struct. Geol.* 9, 521-523.
- HOLDAWAY, M. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram.- *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- DAVI, E. & MIGIROS, G. (1980/1981). Γρανιτικές διεισθύσεις εντός του μεταμορφωμένου συστήματος εις ανατολική Θεσσαλία.- *Δελ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, XV, 168-182.
- ESCHER, A. & WATTERSON, J. (1974). Stretching fabrics, folds and shortening.- *Tectonophysics* 22, 223-231.

- GODFRIAUX, I. (1968). Etude géologique de la région de l'Olympe (Grèce).- *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 19, 1-280.
- GODFRIAUX, I. & PICHON, J.F. (1980). Sur l'importance des événements tectoniques et métamorphiques d'âge tertiaire en Thessalie septentrionale (Olympe, Ossa, Flambouron).- *Ann. Soc. geol. Nord*, 99, 367-376.
- GROCOTT, J. & WATTERSON, J. (1980). Strain profile of a boundary within a large ductile shear zone.- *J. Struct. Geol.*, 2, 111-117.
- HEINRICH, W. & ALTHAUS, E. (1980). Die obere Stabilitätsgrenze von Lawsonit plus Albit bz.w. Jadeit.- *Fortschr. 58B Beih.*, 1, 44-50.
- HOLLAND, T. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600°-1200°.- *Ann. Mineral.*, 65, 129-134.
- KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G. & VIDAKIS, M. (1982). Structure géologique de la région de Thessalie orientale (Grèce).- *Ann. Soc. Nord*, 101, 177-188.
- KATSIKATSOS, G., MIGIROS, G., TRIANTAPHYLLIS, M. & METTOS, A. (1986). Geological structure of internal Hellenides. (E. Thessaly - SW Macedonia, Euboea - Attica - Northern Cyclades islands and Lesvos).- *Geol. & Geophys. Res. (Athens) special issue*, 191-212.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1987). Zum tektonischen bau der zentral - pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N. Griechenland).- *Z. dt. geol. Ges.*, 138, 211-237.
- KILIAS, A. & MOUNTRAKIS, D. (1988). The Pelagonian Nappe. Tectonics, metamorphism and magmatism.- *4th Congr. Geol. Soc. Greece*, 16-38.
- LIU, S. (1977). P-T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite and related minerals in the system $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$.- *J. Petrol.* 12, 379-411.
- MARESCHE, N. (1977). Experimental studies on glaukophane: an analysis of present knowledge.- *Tectonophysics*, 43, 105-125.
- MAYRIDES, A. & STAMATIS, A. (1987). Geological map of Greece 1:50.000. SH. DE-SKATI.- I.G.M.E.
- MOYNTPAKHZ, Δ. (1983). Η Γεωλογική δομή της Β. Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των εσωτερικών Ελληνίδων.- *Υψηλοσεία, Παν. Θεο/νίκης*, 289 p.
- NANCE, D. (1981). Tectonic history of a segment of the Pelagonian zone, Northeastern Greece.- *Can. J. Earth, Sci.*, 18, 1111-1126.
- NITSCH, K. (1970). Experimentelle Bestimmung der oberen Stabilitätsgrenze von Stilpnomelan.- *Fortschr. Mineral.*, 47, 48-50.
- PERCHUK, L. & ARANOVICH, L. (1980). The Thermodynamic regime of metamorphism in the ancient subduction zones.- *Contr. Mineral. Petrol.*, 75, 407-414.
- PLATT, J.P. & VISSERS, R.L.M. (1980). Extensional structures in anisotropic rocks.- *J. Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- PLATT, J.P. (1984). Secondary cleavages in ductile shear zones.- *J. Struct., Geol.* 6, 439-442.
- RAMSAY, G. (1980). Shear zone geometry: a review.- *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- RAMSAY, G. & HUBER, I. (1983). The techniques of modern structural geology.- Vol. 1, *Strain analysis*. Academic press Inc., 307 p.
- RAMSAY, G. & HUBER, I. (1987). The techniques of modern structural geology.- Vol. 2, *Folds and Fractures*. Academic press Inc., 700 p.
- SCHERMER, E.R., LUX, D. & BURCHFIEL, B.C. (1988). Age and tectonic significance of metamorphic events in the Mt. Olympos region, Greece.- *4th Congr. Geol. Soc. Greece*, 3-15.
- SCHMITT, A. (1983). Nouvelles contributions à l'étude géologique des Pieria de l'Olympe et de l'Ossa (Grèce du Nord).- *These Doctorat Univ. Mons*, 400 p.
- WATKINSON, J. (1975). Multilayer folds initiated in bulk plane strain, with the axis of no change perpendicular to the layering.- *Tectonophysics*, 28, T7-T11.
- WINKLER, F. (1979). Petrogenesis of metamorphic rocks.- *Springer Verlag*, 348 p.
- YARWOOD, G. & AFTALION, M. (1976). Field relations and U-Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides. (High Pieria, Greece).- *Bull. Soc. geol. France*, 18, 259-264.
- YARWOOD, G. & DIXON, J. (1977). Lower Cretaceous and younger thrusting in the Pelagonian rocks of the High Pieria, Greece.- *VI coll. Geol. Aegean region*, 269-280.