

Πρακτικά		4ου Συνεδρίου		Μάιος 1988	
Δεξι.	Ελλά. Γεωλ. Εταιρ.	Τομ.	σελ.	Αθήνα	
		XXIII/2	393-411	1989	
Bull.	Geol. Soc. Greece	Vol.	pag.	Athens	

ΟΙ ΧΛΩΡΙΤΟΕΙΔΟΥΧΟΙ-ΣΤΑΥΡΟΛΙΘΙΚΟΙ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΟΙ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Ε. ΜΠΟΣΚΟΥ

ABSTRACT

The chloritoid-and chloritoid-staurolite schists indicate well the metamorphic evolution of the lower tectonic unit of the East Rhodope. In these rocks the eclogitic stage of the metamorphism is indicated by the mineral assemblage garnet-chloritoid-chlorite-phengite (Si=6.8)-paragonite-quartz. The chloritoid replacement by staurolite in the NW part of the lower tectonic unit indicates the posteclogitic stage of the metamorphism. The Mg/Fe ratio of chloritoid increases and the Mn/Fe ratio decreases with increasing grade of metamorphism. In zoned garnets the Mn and Fe increases and the Ca and Ca decreases from the core to the rim respectively. In muscovite the celadonite component decreases and the paragonite component increases. The low grade retrograde stage of the metamorphism is postulated by the partial replacement of the chloritoid by andalusite-chlorite in the staurolite-chloritoid zone, and the formation of Fe-ripidolite in the garnet-chloritoid zone. The uplifting path of the rocks is given in a P-T diagram.

ΣΥΝΟΨΗ

Οι χλωριτοειδούχοι-και χλωριτοειδούχοι σταυρολιθικοί σχιστόλιθοι εκφράζουν σε ικανοποιητικό βαθμό τη μεταμορφική εξέλιξη της κατώτερης τεκτονικής ενότητας της Ανατολικής Ροδόπης. Στα πετρώματα αυτά η εκλογιτική φάση μεταμόρφωσης χαρακτηρίζεται από την παραγένεση γρανάτης-χλωριτοειδής-χλωρίτης-φεγγίτης (Si=6,8)-παραγονίτης-χαλαζίας. Το μεταεκλογιτικό στάδιο μεταμόρφωσης χαρακτηρίζεται κυρίως με την αντικατάσταση του χλωριτοειδή από σταυρόλιθο στο ΒΔ τμήμα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας. Με αύξηση του βαθμού μεταμόρφωσης αυξάνει στο χλωριτοειδή ο λόγος του Mg/Fe. Στους γρανάτες με ζωνώδη σύσταση αυξάνει το Mn και ο Fe και ελαττώνεται το Ca και το Ca από το κέντρο προς την περιφέρεια. Στο μωσχοβίτη ελαττώνεται το σελαδονιτικό μέρος και αυξάνει το μέρος του παραγονίτη. Η χαμηλού βαθμού ανάδρομη μεταμόρφωση τεκμηριώνεται με τη μερική αντικατάσταση του χλωριτοειδή από ανδαλουσίτη-χλωρίτη στη ζώνη σταυρόλιθου-χλωριτοειδή και τη βλάστηση Fe-ούχου ριπιδόλιθου στη ζώνη γρανάτη χλωριτοειδή. Σε διάγραμμα P-T δίνεται η πορεία επιστροφής των πετρωμάτων σε μικρότερα βάθη.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ανατολικής Ροδόπης δομείται από δύο τεκτονικές ενότητες (ΜΠΟΣΚΟΣ κ.α., 1986, ΜΠΟΣΚΟΣ, 1987). Η κατώτερη ενότητα αποτελείται λιθολογικά από ένα γρανιτογενέσιο, ο οποίος σε πολλές περιοχές εμφανίζεται ως οφθαλμογενέσιος και μία υπερκείμενη του γρανιτογενέσιου μεταφασισειολιζηματογενή σειρά. Η μεταφασισειολιζηματογενής σειρά αποτελείται κυρίως από μεταπηλιτι-

Ε. ΜΠΟΣΚΟΣ - The chloritoid-and Staurolite Schists from the lower Tectonic Unit of East Rhodope. *Χρηστική Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.*
Αναπληρωτής Καθηγητής Ε.Μ. Πολυτεχνείου, Τομέας Γεωλογικών Επιστημών.

κούς γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους και αμφιβολίτες. Μάρμαρα εμφανίζονται σπάνια σε ορισμένους μόνο ορίζοντες στο ανατολικό τμήμα και ιδιαίτερα στην περιοχή Δαδιάς-Κοτρωνιάς. Μεταδιβασιικά, μεταγαββρικά και μετααπλιτικά σώματα διεισδύουν το γρανιτογενέσιο. Στην κατώτερη τεκτονική ενότητα εμφανίζονται μεγάλα υπερμαφικά σώματα όπως εκείνα της Σμιγάδας-Χλύης και της Δαδιάς. Τα σώματα αυτά έχουν υποστεί την ίδια μεταμόρφωση με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Η ανώτερη τεκτονική ενότητα αποτελείται από εναλλαγές γρανιτογενεσίων, μιγματιωμένων μεταπλιτικών γνευσίων-αμφιβολιτών-μαρμάρων και από μία μεταμορφωμένη οφιολιθική σειρά υπερμαφικών-μαφικών και ενδιάμεσων πλουτινίων πετρωμάτων. Φλέβες μετατρογγεμιτών τέμνουν τους μεταγάββρους και μεταδιορίτες. Μοσχοβιτικοί ηχηματίτες τέμνουν όλους τους λιθολογικούς τύπους της ανώτερης τεκτονικής ενότητας.

Πλούσια σε αργίλιο μεταπλιτικά πετρώματα εμφανίζονται τόσο στην κατώτερη όσο και στην ανώτερη τεκτονική ενότητα. Στην ανώτερη τεκτονική ενότητα αντιπροσωπεύονται από γρανατούχους-κνανιτούχους γνευσίους ή σπανιότερα από γρανατούχους-κνανιτούχους-σταυρολιθικούς σχιστολίθους, παρουσιάζουν δε πολυμεταμορφική εξέλιξη. Στην κατώτερη τεκτονική ενότητα αντιπροσωπεύονται από γρανατούχους-χλωριτοειδούς σχιστολίθους, γρανατούχους-χλωριτοειδούς-σταυρολιθικούς σχιστολίθους, γρανατούχους-σταυρολιθικούς σχιστολίθους και γρανατούχους-βιοτιτικούς-παραγονιτικούς-μοσχοβιτικούς-αλβιτικούς σχιστολίθους.

Στην εργασία αυτή μελετώνται οι γρανατούχοι-χλωριτοειδούς σχιστολίθοι γρανατούχοι-χλωριτοειδούς-σταυρολιθικοί σχιστολίθοι και οι γρανατούχοι-σταυρολιθικοί σχιστολίθοι, των οποίων οι παραγενέσεις επιτρέπουν να εκτιμηθεί ικανοποιητικά η μεταμορφική εξέλιξη της κατώτερης τεκτονικής ενότητας στην Ανατολική Ροδόπη.

ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΑ ΤΩΝ ΧΛΩΡΙΤΟΕΙΔΟΥΧΩΝ-ΚΑΙ ΣΤΑΥΡΟΛΙΘΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ

Στο σχήμα 1 δίνονται οι θέσεις όπου εντοπίστηκαν χλωριτοειδούχοι και σταυρολιθικοί σχιστολίθοι στην κατώτερη τεκτονική ενότητα της Ανατολικής Ροδόπης.

Τα πετρώματα αυτά αντιπροσωπεύονται με τις εξής παραγενέσεις:

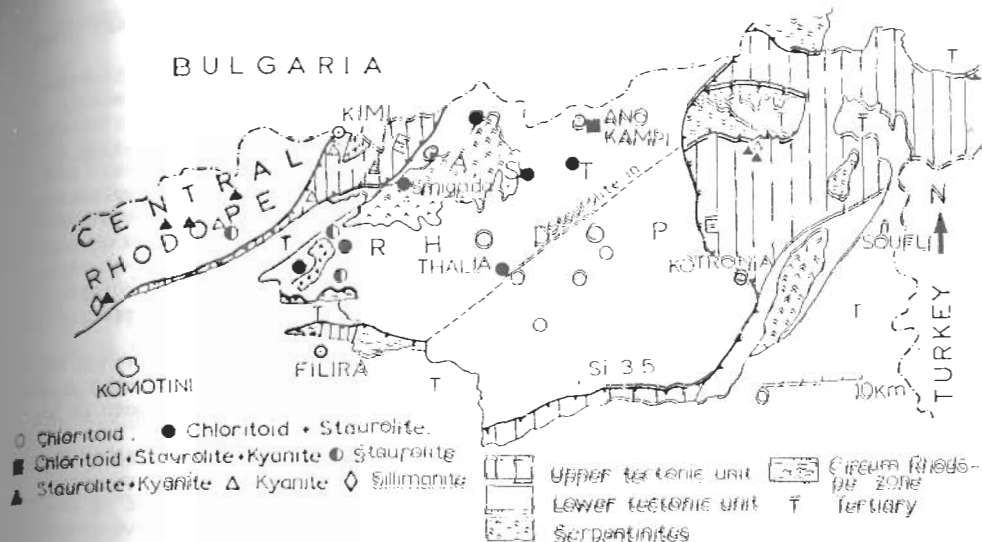
- α: γρανάτης-χλωριτοειδής-μοσχοβίτης-χλωρίτης-παραγονίτης-χαλαζίας
- β: γρανάτης-χλωριτοειδής-σταυρολιθός-μοσχοβίτης-χλωρίτης+παραγονίτης-χαλαζίας
- γ: γρανάτης-χλωριτοειδής-σταυρολιθός-μοσχοβίτης-χλωρίτης-βιοτιτικής-χαλαζίας
- δ: γρανάτης-χλωριτοειδής-σταυρολιθός-μοσχοβίτης-χλωρίτης-παραγονίτης-βιοτιτικής-κνανίτης-χαλαζίας
- ε: γρανάτης-σταυρολιθός-μοσχοβίτης-βιοτιτικής-χλωρίτης-πλαγιόκλαστο-χαλαζίας.

Ως επιπρόσθετες ορυκτολογικές φάσεις συμμετέχουν ρουτίλιο, τουρμαλίνη, απετίτης και αδιαφανή ορυκτά.

Ο σταυρολιθός εμφανίζεται στο ΒΔ τμήμα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας. Η πρωτοεμφάνισή του με ελάχιστους μικρούς κρυστάλλους στη θέση Οάλεια, στην οποία κυριαρχούν πετρώματα με την παραγένεση α δίπλα σε πετρώματα με την παραγένεση β επέτρεψε το διαχωρισμό της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδής" προς τα ΝΑ από τη ζώνη "σταυρολιθού-χλωριτοειδής" προς τα ΒΔ (σχήμα 1). Όσο αυξάνει η απόσταση από τη γραμμή που καθορίζει την πρωτοεμφάνιση του σταυρολιθού, αυξάνει και η συμμετοχή του ορυκτού αυτού στο πέτρωμα.

Από την ιστολογική ανάλυση διαπιστώνονται διαδοχικές κρυστάλλωσης και παραμόρφωσης. Η διάταξη προς το επίπεδο σχιστότητας των κρυστάλλων του μοσχοβίτη, παραγονίτη, χλωρίτη και χλωριτοειδή, καθώς και η αντίστοιχη διάταξη τους προς τις επιφάνειες ισοκλινών μικροπτυχών, τεκμηριώνουν την συντεκτονική τους βλάστηση σε σχέση με τη φάση πτυχύσεων. Η συντεκτονική βλάστηση του γρανάτη αποτυπώνεται συχνά από τη γιγμοειδή διάταξη εγκλεισμάτων ρουτίλιου και χαλαζία. Η ανάπτυξη κρυστάλλων μοσχοβίτη και χλωρίτη κάθετα προς την σχιστότητα και προς τις επιφάνειες των μικροπτυχών μαρτυρεί ότι κατά την διάρκεια του μεταμορφωτικού αυτού γεγονότος η κρυστάλλωση ξεπέρασε χρονικά την παραμόρφωση. Μεταεπικονική βλάστηση παρουσιάζουν επίσης ο σταυρολιθός και ο βιοτιτής. Μια δεύτερη φάση παραμόρφωσης αποτυπώνεται με κάμψεις και γυνιάσεις (Kinking) στο μοσχοβίτη, χλωρίτη και βιοτιτή που αναπτύχθηκε μετά την πρώτη παραμόρφωση.

BULGARIA



Σχήμα 1: Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Ανατολικής και τμήματος της Κεντρικής Ροδόπης, στον οποίο δίνονται οι θέσεις που εντοπίστηκαν χλωριτοειδούς σε αργίλιο ορυκτά σε μεταπλιτικά πετρώματα. Γεωλογικά όρια κατά τους ΜΠΟΖΚΟ κ.α., (1968) με ελάχιστες τροποποιήσεις.

Fig. 1: Simplified geological map of East and part of Central Rhodope with locations of high alumina minerals in metapelite peaks. Geological boundaries after ΜΠΟΖΚΟΣ et al., (1968), slightly modified.

Στη ζώνη "γρανάτη-χλωριτοειδής" διαπιστώθηκε μόνο η παραγένεση (α). Στα πετρώματα αυτά η πρωτοεμφάνιση του χλωριτοειδή προηγήθηκε εκείνης του γρανάτη. Πορφυροβλάστες γρανάτη περιέχουν συχνά εγκλεισμάτα χλωριτοειδή. Ο χλωριτοειδής πρέπει να σχηματίστηκε σε χαμηλότερες θερμοκρασίες από την αντίδραση χλωρίτης+(κνανιτικής ή πυροφωλλίτης) = χλωριτοειδής+χαλαζίας+H₂O. Η αντίδραση αυτή γίνεται, σύμφωνα με πετρογραφικές παρατηρήσεις σε πολύ χαμηλές θερμοκρασίες (πολύ χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση μέχρι αρχή πρασινοσχιστολιθικής φάσης). Οι αντιδράσεις χλωρίτης+μοσχοβίτης+χαλαζίας = χλωριτοειδής+βιοτιτικής+H₂O, χλωρίτης+παραγονίτης+χαλαζίας = χλωριτοειδής+αλβίτης+H₂O και γρανάτης+χλωρίτης+μοσχοβίτης = χλωριτοειδής+βιοτιτικής, οι οποίες θεωρούνται υπεύθυνες για την σχηματισμό του χλωριτοειδή σε ορισμένες περιοχές (ALBEE, 1965, CHINNÉR, 1967). Δεν έλαβαν χώρα στην Ανατολική Ροδόπη. Στη ζώνη "γρανάτη-χλωριτοειδής" συνυπάρχουν χλωρίτης+μοσχοβίτης+χαλαζίας, χλωρίτης+παραγονίτης+χαλαζίας και γρανάτης+χλωρίτης+μοσχοβίτης ως σταθερές φάσεις ενώ παράλληλα απουσιάζουν ο βιοτιτής και ο αλβίτης. Ανάλογες διαπιστώσεις έγιναν και από τον ΗΟΣΤΕΚ (1969) στις Κεντρικές Άλπεις της Αυστρίας σε πετρώματα της κατώτερης και μέσης πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Το γεγονός ότι οι αντιδράσεις που προαναφέρθηκαν δεν έλαβαν χώρα στην ανατολική Ροδόπη οφείλεται, όπως θα αναφερθεί αργότερα, στις υψηλές πιέσεις που επικράτησαν κατά την διάρκεια της προϊούσας μεταμόρφωσης.

Για πιέσεις που καθορίζονται από το πεδίο σταθερότητας του κνανίτη, σύμφωνα με το πετρογενετικό δίκτυο του ΗΟΣΤΕΚ (1969), οι παραγενέσεις χλωρίτης+μοσχοβίτης+χαλαζίας, χλωρίτης+παραγονίτης+χαλαζίας και γρανάτης+χλωρίτης+μοσχοβίτης είναι σταθερές σε υψηλότερες θερμοκρασίες από εκείνες της αντίδρασης χλωριτοειδής+κνανίτης = σταυρολιθός+χαλαζίας+H₂O.

Στη ζώνη "σταυρολιθού-χλωριτοειδής" κυριαρχούν οι παραγενέσεις (β) και (γ). Από τη μικροσκοπική παρατήρηση προκύπτει ότι στα πετρώματα με χλωριτοειδή+σταυρολιθό, ο σταυρολιθός αναπτύσσεται κυρίως σε βάρος του χλωριτοειδή. Σταυρολιθός+χλωρίτης ή σταυρολιθός+βιοτιτικής αντιπροσώπευαν συχνά τον χλωριτοειδή. Αντικατάσταση του χλωριτοειδούς από σταυρολιθό+γρανάτη+χλωρίτη δεν διαπιστώθηκε. Ο γρανάτης

ο οποίος εμφανίζεται σε μορφή πορφυροβλαστών περιβάλλεται κυρίως από χλωρίτη και μοσχοβίτη ή και χλωριτοειδή, σπάνια δε από σταυρόλιθο.

Από τα προαναφερθέντα ιστολογικά στοιχεία διαπιστώνεται ότι στους χλωριτοειδούς-σταυρολιθικούς σχιστολίθους ο σχηματισμός του σταυρόλιθου προκύπτει κυρίως από τις αντιδράσεις χλωριτοειδής = σταυρόλιθος+χλωρίτης και χλωριτοειδής+χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης. Ο γρανάτης φαίνεται ουσιαστικά να μη συμμετέχει στο σχηματισμό του σταυρόλιθου.

Στα πετρώματα με την παραγένεση (ε), από τα οποία απουσιάζει ο χλωριτοειδής, ο σταυρόλιθος αναπτύσσεται με βιοτίτη, είτε γύρω από πορφυροβλάστες γρανάτη είτε συχνότερα μακριά από το γρανάτη. Γιά τον σχηματισμό του σταυρόλιθου στα πετρώματα αυτά στα οποία απουσιάζει ο χλωριτοειδής, θεωρούνται ως πιθανές οι αντιδράσεις γρανάτης+χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης και χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης. Η τελευταία αντίδραση δικαιολογείται στις περιπτώσεις που ο σταυρόλιθος δεν αναπτύσσεται σε επαφή με το γρανάτη.

Η παραγένεση (ε) διαπιστώθηκε κυρίως στο δυτικό και βορειοδυτικό τμήμα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας. Δεν πρέπει όμως να εκφράζει υψηλότερο βαθμό μεταμόρφωσης από τις παραγένεσεις (β) και (γ) διότι σε γειτονιάζοντα πετρώματα με κατάλληλη χημική σύσταση συνυπάρχει ακόμη χλωριτοειδής με σταυρόλιθο.

Η παραγένεση (δ) διαπιστώθηκε βόρεια της Άνω Καμής. Ο κνανίτης εμφανίζεται με ελάχιστους μικρούς ιδιόμορφους κρυστάλλους μαζί με σταυρόλιθο και μοσχοβίτη, ή σταυρόλιθο, μοσχοβίτη και χλωρίτη. Σε μία περίπτωση διαπιστώθηκε σε επαφή με χλωριτοειδή και σταυρόλιθο. Συχνά ο σταυρόλιθος και ο κνανίτης αναπτύσσονται με τον κρυσταλλογραφικό άξονα C σε παράλληλη σύμψηση η οποία εκτός από την περίπτωση της συνκρυστάλλωσης θα μπορούσε να ληφθεί και ως προσανατολισμένη βλάστηση του σταυρόλιθου στον κνανίτη.

Ανάδρομη μεταμόρφωση κατώτερης πράσινοσχιστολιθικής φάσης επηρέασε εκλεκτικά ολόκληρο το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ροδόπης (MPOSKOS, 1987). Χαρακτηριστικό γνώρισμα της μεταμόρφωσης αυτής αποτελεί η βλάστηση του πράσινου ή καψιπράσινου βιοτίτη τόσο σε μεταπηλητικά όσο και σε μεταβασικά πετρώματα.

Στους χλωριτοειδούς σχιστολίθους και στους χλωριτοειδούς-σταυρολιθικούς σχιστολίθους εκδηλώνεται η ανάδρομη αυτή μεταμόρφωση με την μερική ή πλήρη εξαλλοίωση του καφέ βιοτίτη σε χλωρίτη, τη μερική αντικατάσταση του σταυρόλιθου από σερικίτη και του γρανάτη από χλωρίτη. Σε δείγματα με την παραγένεση (δ) ο χλωριτοειδής αντικαθίσταται από ανδαλουσίτη+χλωρίτη. Η αντικατάσταση του χλωριτοειδής από ανδαλουσίτη+χλωρίτη τεκμηριώνει τον χαμηλόν πίεσεων χαρακτήρα της ανάδρομης μεταμόρφωσης. Στην ζώνη γρανάτη-χλωριτοειδή, στα πετρώματα με την παραγένεση (α), αναπτύσσεται σε λεπτότατα φυλλάρια πάχους ορισμένων μικρών σιδηρούχων ριπιδόλιθους με λόγο ατόμων Fe/Fe+Mg 0,81-0,85. Το σύνολο των ατόμων σιδήρου στο δομικό τύπο, υπολογισμένα για 28 οξυγόνα κυμαίνεται μεταξύ 7,14-7,56.

ΜΕΘΟΔΟΙ ΑΝΑΛΥΣΗΣ

Η χημική σύσταση των πετρωμάτων προσδιορίστηκε με φασματομετρία ακτίνων-Χ φθορισμού. Χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος των BROWN et al. (1973). Η χημική σύσταση των ορυκτών προσδιορίστηκε με τον ηλεκτρονικό μικροαναλυτή του IΓΜΕ τύπου SEOL SUPERPROBE 733. Οι αναλύσεις έγιναν με τις βέλτιστες συνθήκες λειτουργίας του οργάνου: Τάση 15 KV, ρεύμα δέσμης ηλεκτρονίων 80x10⁻⁸ A, χρόνος μέτρησης 20 sec. Ως standards χρησιμοποιήθηκαν ορυκτά και καθαρά μέταλλα, Διορθώσεις ZAF έγιναν με υπολογιστή σε απευθείας σύνδεση με τον μικροαναλυτή.

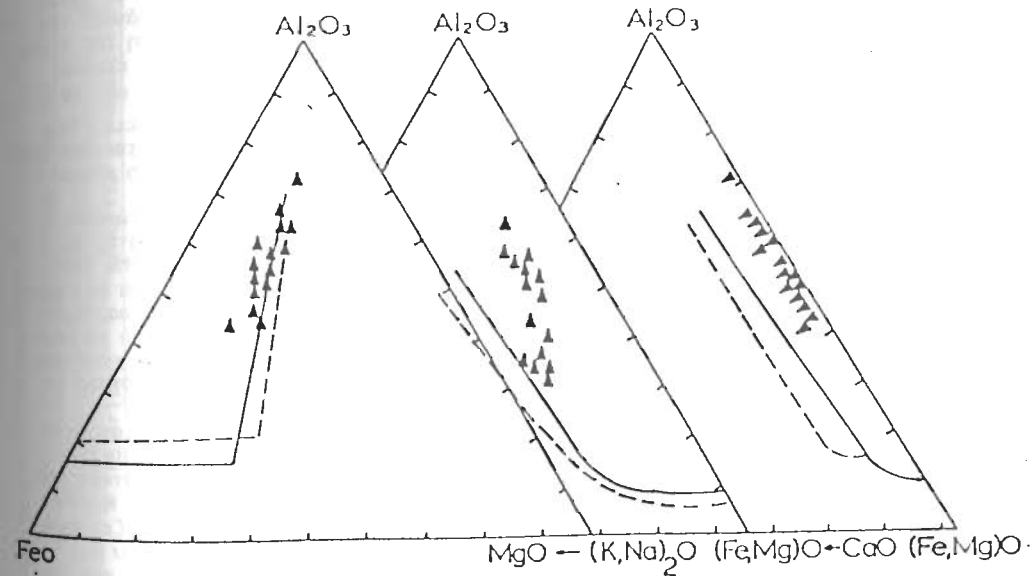
ΧΗΜΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΧΛΩΡΙΤΟΕΙΔΟΥΧΩΝ-ΚΑΙ ΧΛΩΡΙΤΟΕΙΔΟΥΧΩΝ-ΣΤΑΥΡΟΛΙΘΙΚΩΝ ΣΧΙΣΤΟΛΙΘΩΝ

Η μέση χημική σύσταση και το εύρος από 15 αναλύσεις χλωριτοειδούχων, και χλωριτοειδούχων-σταυρολιθικών σχιστολίθων της Ανατολικής Ροδόπης δίνεται στον πίνακα 1. Πολλοί ερευνητές έχουν επισημάνει ότι τα μεταπηλητικά πετρώματα στα οποία εμφανίζεται χλωριτοειδής ή σταυρόλιθος έχουν περιορισμένη χημική σύσταση. Οι περιορισμοί αυτοί συνάψιστηκαν από τον HOSCHKE (1967) σε στατιστικά προσδιορισμένες

ΠΙΝΑΚΑΣ 1: Μέση χημική σύσταση των χλωριτοειδούχων-και σταυρολιθικών σχιστολίθων της Ανατολικής Ροδόπης.

TABLE 1: Average chemical composition of chloritoid-and staurolite schists from East Rhodope.

Μέση τιμή (15 αναλύσεις) mean value (15 analyses)	εύρος-range	Μέση τιμή (15 αναλύσεις) mean value (15 analyses)	εύρος-range
SiO ₂ 54,46	47,58-67,31	MnO 0,32	0,14-0,38
TiO ₂ 0,87	0,60- 1,07	CaO 0,28	0,10-0,70
Al ₂ O ₃ 24,58	13,97-27,92	Na ₂ O 1,53	0,56-3,57
Fe ₂ O ₃ 2,96	1,28- 5,03	K ₂ O 3,84	1,80-4,88
FeO 5,05	3,23- 7,61	P ₂ O ₅ 0,14	0,09-0,33
MgO 2,25	1,68- 2,89	H ₂ O 3,74	2,85-4,64



Σχήμα 2: Προβολή των αναλυθέντων μεταπηλητικών πετρωμάτων στα τριγωνικά διαγράμματα Al₂O₃:FeO:MgO, Al₂O₃:(K,Na)₂O:(Fe,Mg)O και Al₂O₃:CaO:(Fe,Mg)O.

Fig. 2: Plotting of the analyzed metapelitic rocks in the triangular diagrams Al₂O₃:FeO:MgO, Al₂O₃:(K,Na)₂O:(Fe,Mg)O and Al₂O₃:CaO:(Fe,Mg)O.

περιοχές στα διαγράμματα $Al_2O_3-FeO-MgO$, $Al_2O_3-(K,Na)_2O-(Fe,Mg)O$ και $Al_2O_3-(Fe,Mg)O-CaO$ (σχήμα 2). Η σύσταση ενός ηλιθίου πετρώματος είναι κατάλληλη για να σχηματιστεί χλωριτοειδής ή σταυρόλιθος αν αυτή προβάλλεται στις αντίστοιχες περιοχές στα τρία διαγράμματα. Όλες οι αναλύσεις των χλωριτοειδών, και χλωριτοειδών-σταυρολιθικών οριστικών της Ανατολικής Ροδόπης προβάλλονται στις περιοχές που δίνει ο HOSCHKE. Δηλαδή πρόκειται για πλούσια σε αργίλιο, φτωχά σε ασβέστιο πετρώματα, με σχετικά χαμηλή περιεκτικότητα σε K_2O+Na_2O και χαμηλό λόγο $Mg:Fe$.

ΧΗΜΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ

Αναλύθηκαν ορυκτά σε δείγματα με τις παραγενέσεις α, β, γ και δ, τα αποτελέσματα των οποίων αναπτύσσονται παρακάτω.

Γρανάτης

Οι γρανάτες παρουσιάζουν χημική σύσταση (συμπεριλαμβανόμενης και της σύστασης των ζωνών σε ζωνώδεις κρυστάλλους) που κυμαίνεται μεταξύ αλμανδίνης 56-82%, πυρροπό 4,5-17%, γροσσουλάριο 1-20% και σπεσσαρτίνη 1-20%. Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις δίνονται στον πίνακα 2. Παρουσιάζουν ζωνώδη κατασκευή με μεγάλες διαφορές στη σύσταση μεταξύ κέντρου και περιφέρειας. Η κατανομή των στοιχείων σε ζωνώδεις γρανάτες προσδιορίστηκε με αναλύσεις σημείων από τη μία άκρη μέχρι την άλλη, ή από το κέντρο προς την περιφέρεια. Τα αποτελέσματα δίνονται στο σχήμα 3Α. Το κέντρο των γρανατών είναι πλουσιότερο σε Mn και Ca και φτωχότερο σε Fe και Mg σε σχέση με την περιφέρεια του κρυστάλλου. Χαρακτηριστική είναι η καμπύλη "καμπάνας" του γρανάτη DR-11A από τη ζώνη "σταυρολιθού-χλωριτοειδή" με συνεχή ελάττωση της τιμής του MnO από το κέντρο προς την περιφέρεια. Το FeO παρουσιάζει όμοια εικόνα αλλά με αντίστροφη πορεία. Σχεδόν παράλληλη πορεία με το MnO δείχνει και το CaO. Το MgO αυξάνει όπως και το FeO από το κέντρο προς την περιφέρεια. Την ίδια εικόνα παρουσιάζουν και οι γρανάτες DR-8G (ζώνη σταυρολιθού-χλωριτοειδή) και D-10E (ζώνη γρανάτη χλωριτοειδή) στους οποίους έγιναν αναλύσεις από το κέντρο προς την περιφέρεια σε μία μόνο κατεύθυνση.

Η ζώνωση αυτή των γρανατών κατά την οποία αυξάνει Fe+Mg και ελαττώνεται Ca+Mn από το κέντρο προς την περιφέρεια περιγράφηκε από πολλούς ερευνητές ως "κανονική" ζώνωση ή ζώνωση βλάστησης (HOLLISTER 1966, HOINKES 1980, LOOMS 1982, TRACY 1982, DEMPSTER 1985) και εκφράζει ανάπτυξη του γρανάτη σε προϊούσα μεταμόρφωση. Στο σχήμα 3B δίνεται η σχέση αλμανδίνης:πυρροπό:γροσσουλάριο+σπεσσαρτίνης. Από το σχήμα φαίνεται σαφώς η ελάττωση του γροσσουλάριου+σπεσσαρτίνης από το κέντρο προς την περιφέρεια του κρυστάλλου. Επίσης παρατηρείται ότι η χημική σύσταση των γρανατών της ζώνης "σταυρολιθού-χλωριτοειδή" δεν διαφέρει από τη σύσταση εκείνων της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή".

Από τη σχέση $Mn/Fe:Mg/Fe$ η οποία παρουσιάζεται στο σχήμα 3C διαπιστώνεται στους ζωνώδεις γρανάτες ελάττωση του λόγου Mn/Fe και αύξηση του λόγου Mg/Fe από το κέντρο προς την περιφέρεια. Στους γρανάτες που αναλύθηκαν περισσότερα από δύο σημεία παρατηρείται στην αρχή λίγο ως πολύ σταθερή αύξηση του λόγου Mg/Fe από το κέντρο προς τις εξωτερικές ζώνες, (η σχέση $Mn/Fe:Mg/Fe$ παρουσιάζει σχεδόν γραμμική τάση). Στην περιφέρεια παρατηρείται απότομη αύξηση του λόγου Mg/Fe . Η απότομη αύξηση του Mg στην περιφέρεια χαρακτηρίζει τους γρανάτες τόσο της ζώνης "σταυρολιθού-χλωριτοειδή" όσο και εκείνους της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή".

Χλωριτοειδής

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χλωριτοειδή δίνονται στον πίνακα 2. Στο σχήμα 4A δίνεται η σχέση των λόγων $Mn/Fe:Mg/Fe$. Παρατηρείται ότι με αύξηση του λόγου Mg/Fe ελαττώνεται αντίστοιχα ο λόγος του Mn/Fe . Η ελάττωση του Mn στο χλωριτοειδή φαίνεται να αντισταθμίζεται με αντίστοιχη αύξηση σε Mg. Τα εγκλείσματα χλωριτοειδή στο γρανάτη παρουσιάζουν γενικά μεγαλύτερο λόγο Mn/Fe και μικρότερο λόγο Mg/Fe σε σχέση με το χλωριτοειδή που δεν είναι εγκλεισμένος σε γρανάτη. Επίσης διαπιστώνεται ότι τα εγκλείσματα χλωριτοειδή σε γρανάτες της ζώνης "σταυρολιθού-χλωριτοειδή" έχουν μικρότερο λόγο Mn/Fe και υψηλότερο λόγο Mg/Fe .

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

TABLE 2: Representative microprobe analyses of minerals of the chloritoid- and chloritoid-staurolite schists from East Rodope

Zώνη γρανάτη-χλωριτοειδή. Garnet-chloritoid zone	Garnet		chloritoid		chlorite		muscovite		paragonite	
	cpx	rim	incl. in cpx	matrix	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	37.07	37.01	24.96	25.26	24.72	22.6	50.36	47.62	47.38	47.99
Al ₂ O ₃	20.80	21.59	41.34	42.25	21.56	18.09	22.68	32.99	33.43	38.86
TiO ₂	0.16	0.09	-	0.04	0.03	0.20	0.37	0.34	0.07	0.06
FeO ^x	24.85	33.09	22.73	21.37	28.32	37.25	2.16	2.51	0.49	0.10
MgO	1.08	3.02	2.25	3.94	11.32	3.69	2.78	1.56	0.07	0.02
MnO	8.63	2.55	1.18	0.22	0.13	1.06	0.06	-	-	-
CaO	6.98	2.56	0.01	0.03	-	0.03	0.01	-	0.11	0.06
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0.16	0.58	0.84	7.52	6.83
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	9.58	9.53	0.49	1.11
Total	99.67	100.04	92.47	93.12	86.59	86.89	94.61	95.41	95.58	95.04
	12(0)	24(0)	28(0)	22(0)	22(0)	22(0)	22(0)	22(0)	22(0)	22(0)
Si	2.996	2.970	4.092	4.063	5.359	5.488	6.728	6.333	6.031	6.128
Al ^{IV}	-	0.03	-	-	2.641	2.512	1.272	1.667	1.969	1.872
Al ^{VI}	1.982	2.01	7.988	8.007	2.866	2.665	3.243	3.505	3.940	3.976
Ti	0.010	0.005	-	0.005	0.015	0.037	0.038	0.034	0.007	0.005
Fe ²⁺	1.679	2.220	3.117	2.874	5.238	7.565	0.241	0.280	0.053	0.010
Mg	0.13	0.361	0.551	0.944	4.099	1.334	0.553	0.309	0.013	0.004
Mn	0.592	0.173	0.163	0.030	0.032	0.216	0.009	-	-	-
Ca	0.605	0.22	0.002	0.005	-	0.006	0.002	-	0.016	0.008
Na	-	-	-	-	-	0.075	0.149	0.217	1.858	1.691
K	-	-	-	-	-	-	1.632	1.618	0.079	0.181

X_{ολικός σίδηρος ως FeO}

X_{Total iron as FeO}

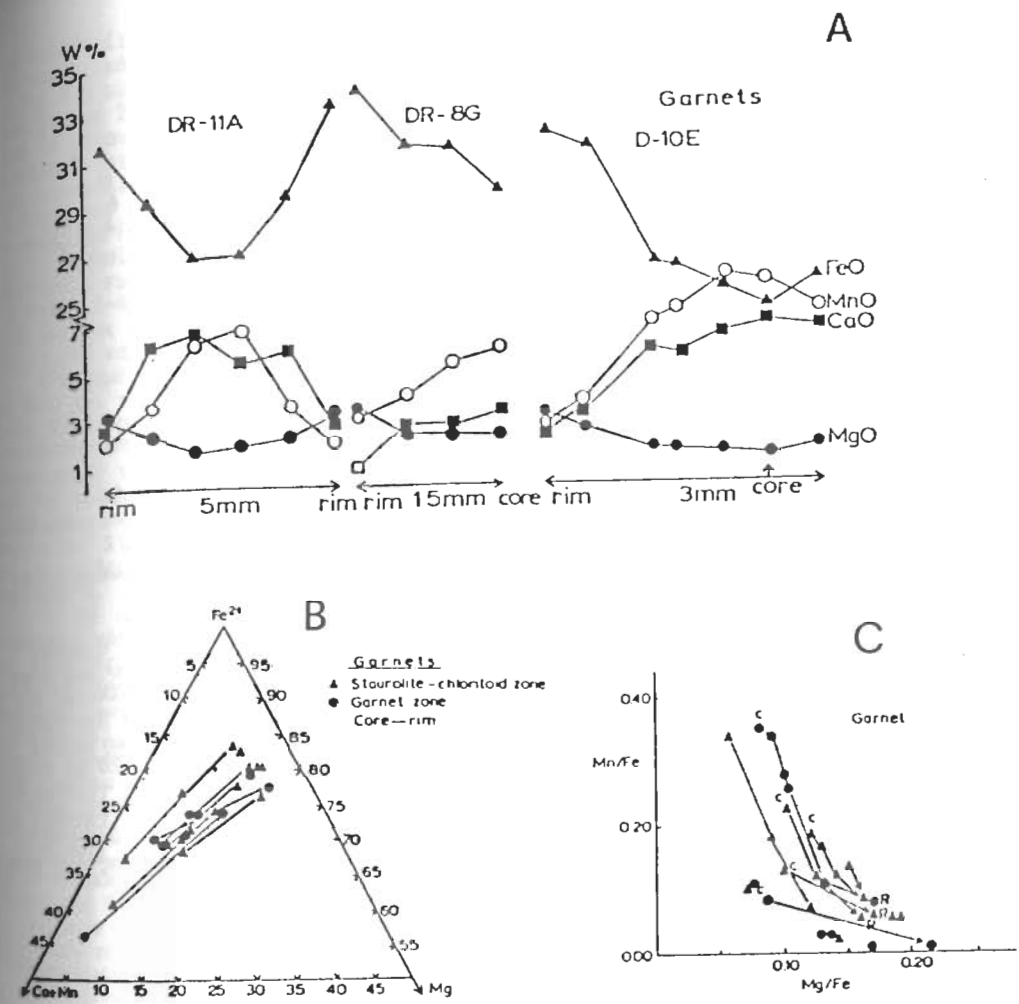
+ Secondary

TABLE 2. Continued

Ζώνη σταυρολιθού-χλωριτωειδή. Staurolite-chloritoid zone

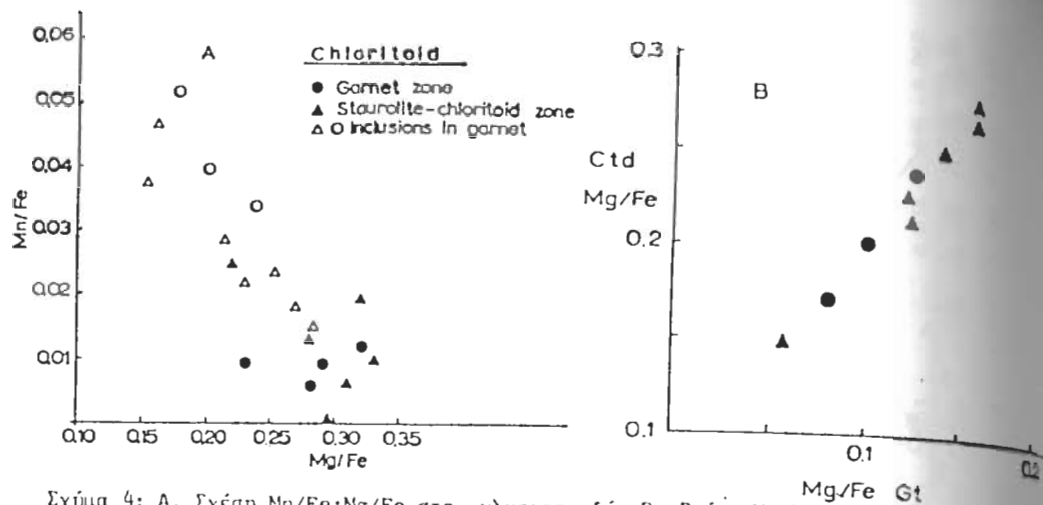
	Garnet		Chloritoid		Staurolite		Chlorite		muscovite		Paragonite		Biotite		
	core	rim	incl. in matrix	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	36.62	37.01	24.48	24.94	28.13	27.28;26.61	24.58	50.81	47.36	46.48	47.49	47.52	38.35		
Al ₂ O ₃	19.43	20.21	40.08	39.90	53.60	51.81	20.44	19.34	26.78	32.53	37.41	38.90	20.30		
TiO ₂	0.13	0.04	-	-	0.41	0.40	0.02	0.10	0.24	0.34	0.35	0.03	1.41		
FeO ^x	23.85	35.25	24.72	23.97	13.43	12.23	21.18	23.67	2.47	2.32	0.88	0.38	16.86		
MgO	1.43	2.54	2.79	3.99	1.73	1.01	16.33	13.78	3.55	1.67	0.35	0.12	9.12		
MnO	9.00	1.73	1.08	0.44	0.24	0.24	0.15	0.17	-	0.04	-	0.03	0.06		
CaO	8.34	2.05	-	-	0.02	-	0.08	0.02	0.01	0.02	-	0.10	0.12		
Na ₂ O	-	-	-	-	ZnO=	ZnO=	-	-	0.35	0.99	2.23	6.79	0.10		
					0.38	1.1	-	-	-	-	-	-	0.12		
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	10.66	9.71	7.52	0.69	1.37	8.74	

	12(0)	24(0)	47(0)	28(0)	22(0)	94.93	94.97	95.02	95.16	95.07			
Total	99.14	98.83	93.17	97.94	98.02	88.12	87.94	94.86	94.97	94.93			
Si	2.979	3.002	4.036	4.077	7.968	8.030	5.554	6.823	6.339	6.092	6.062	6.050	5.69
Al ^{IV}	0.021	-	-	-	-	2.341	2.446	1.177	1.661	1.908	1.938	1.950	2.309
Al ^{VI}	1.842	1.934	7.788	7.689	17.890	17.993	2.783	2.704	3.061	3.470	3.990	3.887	1.241
Ti	0.008	0.024	-	-	0.087	0.068	0.003	0.016	0.024	0.034	0.035	0.003	0.157
Fe ²⁺	1.466	2.394	3.408	3.277	3.181	3.014	3.766	4.472	0.277	0.259	0.097	0.041	2.092
Mg	0.174	0.307	0.687	0.973	0.730	0.444	5.175	4.624	0.711	0.333	0.070	0.023	2.018
Mn	0.621	0.119	0.151	0.058	0.060	0.033	0.032	-	0.004	-	-	0.003	0.008
Ca	0.727	0.178	-	-	0.006	-	0.016	0.005	0.001	0.003	-	0.014	0.016
Na	-	-	-	-	Zn=	Zn=	-	-	0.091	0.256	0.570	1.680	1.723
K	-	-	-	-	0.078	0.239	-	-	1.826	1.659	1.262	0.113	0.223



Σχήμα 3: Γρανάτες. Α: Κατανομή στοιχείων σε ζωνάριες γρανάτες (% βάρους). Β: Σχέση μεταξύ Fe²⁺:Mg:Ca+Mn. C: Σχέση μεταξύ Mn/Fe:Mg/Fe. C=κέντρο, R=περιφέρεια σε ζωνάριες γρανάτες.

Fig.3: Garnets. A: Element distribution in zoned garnets (weight %). B: Chemical composition in terms of Fe²⁺:Mg:Ca+Mn. C: Mn/Fe:Mg/Fe relation. C=core, R=rim in zoned garnets.



Σχήμα 4: Α. Σχέση Mn/Fe:Mg/Fe στο χλωριτοειδή. Β. Σχέση Mg/Fe μεταξύ εγκλεισμένου σε γρανάτη χλωριτοειδή και του γρανάτη που τον εγκλείει.
 Fig.4: A. Mn/Fe:Mg/Fe relation in chloritoid. B. Mg/Fe relation between chloritoid inclusion and garnet host.

σχέση με εκείνα της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή". Στο σχήμα 4B δίνεται η σχέση Mg/Fe μεταξύ του εγκλεισμένου στο γρανάτη χλωριτοειδή και του σημείου του γρανάτη που γειτνιάζει με το εγκλείσμα. Η σύσταση του χλωριτοειδή μεταβάλλεται συστηματικά με την αύξηση του γρανάτη που τον φιλοξενεί. Ο λόγος Mg/Fe στο γρανάτη αυξάνει από 0,08 στο κέντρο μέχρι 0,16 στην περιφέρεια και στο χλωριτοειδή από 0,17 σε εκείνον που βρίσκεται προς το κέντρο του γρανάτη μέχρι 0,28 σε εκείνον που βρίσκεται προς την περιφέρεια του γρανάτη. Από την σχέση αυτή γίνεται σαφές ότι τα εγκλείσματα του χλωριτοειδή αναπτύσσονται συγχρόνως με τον γρανάτη και ότι βρίσκονται πάντοτε σε χημική ισορροπία με αυτόν. Ανάλογες διαπιστώσεις έγιναν και από τον HOINKES (1980) σε μεταπηλίτες των Άλπεων Oetzal της Αυστρίας.

Μοσχοβίτης

Έγιναν 52 μικροαναλύσεις μοσχοβιτών, 12 από τη ζώνη "γρανάτη-χλωριτοειδή" και 40 από τη ζώνη "σταυρολίθου-χλωριτοειδή". Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις δίνονται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος του μοσχοβίτη υπολογίστηκε σε άυδρη βάση 22 οξυγόνων.

Από την σχέση $Fe^{2+} + Mg : Al^{VI}$ η οποία δίνεται στο σχήμα 5A διαπιστώνεται ότι η χημική σύσταση του μοσχοβίτη στους χλωριτοειδούχους-και χλωριτοειδούχους σταυρολιθικούς σχιστολίθους της Ανατολικής Ροδόπης καλύπτει σχεδόν όλο το φάσμα μεταξύ των ακραίων μελών φεγγίτη και μοσχοβίτη. Με βάση το σύνολο του αργιλίου στο δομικό τύπο (σχήμα 5B) διαπιστώνονται στη ζώνη γρανάτη-χλωριτοειδή δύο ομάδες μοσχοβίτη σε ΣΑΙ 4,3-4,7 και 4,9-5,3 αντίστοιχα και στη ζώνη σταυρολίθου-χλωριτοειδή τρεις ομάδες με ΣΑΙ 4,2-4,8, 4,9-5,3 και 5,4-5,8 αντίστοιχα. Από το σχήμα 5C, στο οποίο δίνεται η σχέση ΣΑΙ:Na/Na+K, διαπιστώνεται ότι με αύξηση του αργιλίου στο μοσχοβίτη (αύξηση Al σημαίνει ελάττωση του σελαδονιτικού μορίου) αυξάνει και το μόριο του παραγονίτη. Παράλληλα διαπιστώνεται ότι στους πλούσιους

σε σελαδονίτη μοσχοβίτες το ποσοστό του παραγονίτη είναι σχετικά μικρό, αυξάνει δε σημαντικά στους φτωχούς σε σελαδονίτη μοσχοβίτες. Για τους μοσχοβίτες με ΣΑΙ 4,2-4,8 η μέση τιμή του λόγου παραγονικού μορίου προς σελαδονιτικού είναι 0,27, γιὰ εκείνους με ΣΑΙ 4,9-5,3, είναι 0,75 και για τους μοσχοβίτες με ΣΑΙ 5,4-5,8, 1,5. Από τα προαναφερθέντα γίνεται φανερό ότι το σελαδονιτικό μόριο του μοσχοβίτη επιδρά ανασταλτικά στην ενδόμηση του παραγονιτικού μορίου. Ενώ οι χλωριτοειδούχου-σταυρολιθικοί σχιστολίθοι της Ανατολικής Ροδόπης είναι πετρώματα στα οποία ο λόγος των μορίων MgO/FeO είναι μικρότερος του 0,7 στους φεγγιτικούς μοσχοβίτες ο λόγος Mg/Fe είναι συνήθως μεγαλύτερος του 2. Από τη σχέση ΣΑΙ:Mg:Fe²⁺ του σχήματος 5D φαίνεται ότι η μετατροπή του φεγγιτικού μοσχοβίτη σε λιγότερο φεγγιτικό συνδέεται κυρίως με την απομάκρυνση του Mg και λιγότερο του Fe. Οι μοσχοβίτες με ΣΑΙ 4,2-4,8 (σχήμα 5B) δίνουν μέση τιμή σε Mg+Fe²⁺ 0,739 και λόγο Mg/Fe 2,16, ενώ εκείνοι με ΣΑΙ 4,9-5,3 και ΣΑΙ 5,4-5,8 δίνουν μέση τιμή σε Mg+Fe²⁺ 0,71 και 0,234 και λόγο Mg/Fe 1,94 και 1,02 αντίστοιχα.

Η αυξημένη ενδόμηση του μαγνησίου στο φεγγιτικό μοσχοβίτη οφείλεται πιθανώς στο ότι τα συνυπάρχοντα ορυκτά χλωριτοειδής και γρανάτης ενδομούν σε χαμηλότερες θερμοκρασίες λιγότερο μαγνήσιο.

Ο MASSONE (1981) μελέτησε πειραματικά το πεδίο σταθερότητας του φεγγίτη και προσδιόρισε την περιεκτικότητά σε Si στο φεγγίτη σε συνάρτηση με την θερμοκρασία και την πίεση στην παραγένεση με K-όυχο άστριο, χαλαζία και φλογοπίτη. Από τα πειράματα του MASSONE διαπιστώθηκε ότι με σταθερή θερμοκρασία αυξάνει η περιεκτικότητα σε Si στο λευκό μαρμαρυγία κατά 0,2 με αύξηση της πίεσης κατά 2,5 Kbar και με σταθερή πίεση ελαττώνεται μεταξύ 0,09 και 0,14 με αύξηση της θερμοκρασίας κατά 100°C.

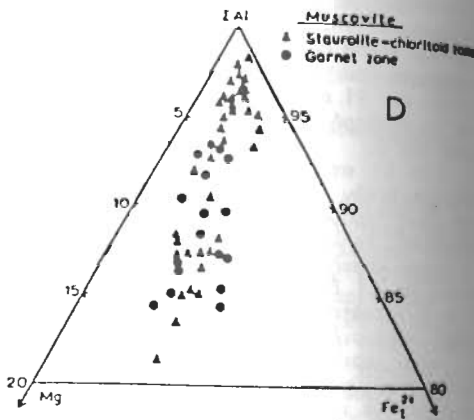
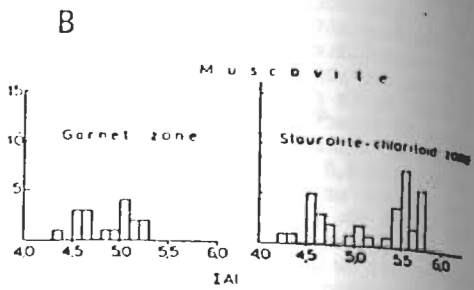
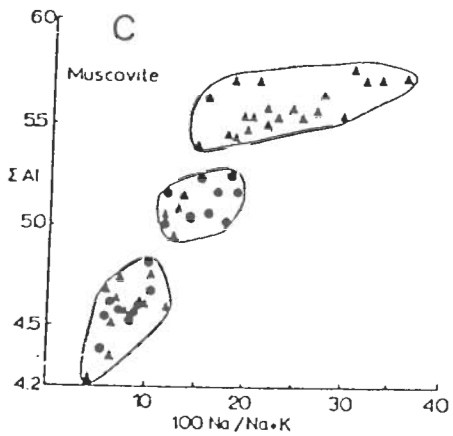
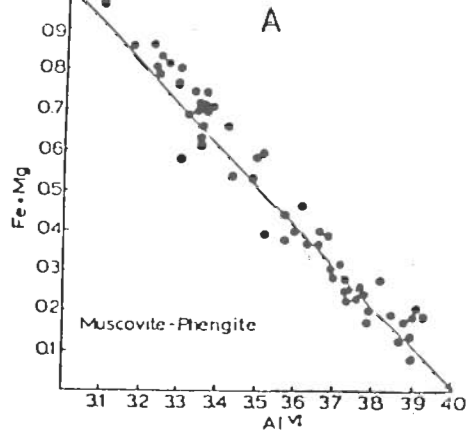
Το Si στους μοσχοβίτες των χλωριτοειδούχων σχιστολίθων και χλωριτοειδούχων-σταυρολιθικών σχιστολίθων της Ανατολικής Ροδόπης κυμαίνεται από 6,70 μέχρι 6,08 στη ζώνη "γρανάτη-χλωριτοειδή" και από 6,84 μέχρι 6,03 στη ζώνη σταυρολίθου-χλωριτοειδή. Υψηλότερες τιμές σε Si διαπιστώθηκαν σε φεγγίτες οι οποίοι βρίσκονται σε άμεση επαφή με χαλαζία ή χλωρίτη, σπανιότερα δε με χλωριτοειδή. Χαμηλότερες τιμές σε Si διαπιστώθηκαν σε μοσχοβίτες που βρίσκονται σε άμεση επαφή με σταυρολίθο ή γρανάτη. Μεγάλοι βλάστες φεγγιτικού μοσχοβίτη, συνήθως με εμφανή παραμόρφωση, παρουσιάζουν ζωνώδη σύσταση με ελαττωμένη πάντοτε την περιεκτικότητα σε Si στην περιφέρεια. Η μεταβολή αυτή στη χημική σύσταση των μοσχοβιτών στους χλωριτοειδούχους και σταυρολιθικούς σχιστολίθους εκφράζει με βάση τα πειραματικά δεδομένα του MASSONE μεταμορφική εξέλιξη της κατώτερης τεκτονικής ενότητας της Ανατολικής Ροδόπης η οποία συνδέεται με μεγάλες μεταβολές της πίεσης και λιγότερο της θερμοκρασίας. Οι φεγγιτικοί μοσχοβίτες τεκμηριώνουν την επίδραση υψηλών πιέσεων μεταμόρφωσης, οι δε λιγότερο φεγγιτικοί την τάση επαναϊσορροπήσθους κατά την πορεία επιστροφής των πετρωμάτων σε μικρότερα βάθη.

Παραγονίτης

Τα περισσότερα από τα δείγματα των χλωριτοειδούχων-σταυρολιθικών σχιστολίθων που εξετάστηκαν περιέχουν παραγονίτη.

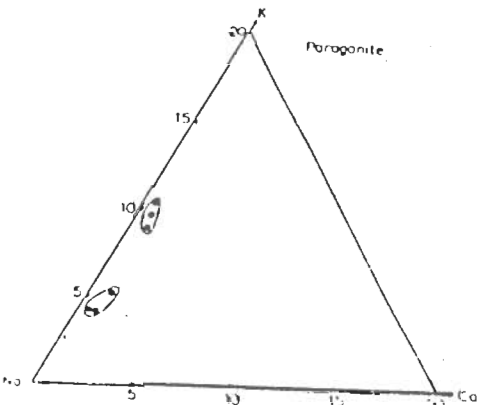
Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις παραγονίτη δίνονται στον πίνακα 2. Στο σχήμα 6 δίνεται η σχέση Na:K:Ca. Το μόριο του μαργαρίτη στον παραγονίτη κυμαίνεται από 0,48-1,12% και το μόριο του μοσχοβίτη από 4,22-10,37%. Διαφορές στη χημική σύσταση του παραγονίτη μεταξύ της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή" και της ζώνης "σταυρολίθου-χλωριτοειδή" δεν έχουν διαπιστωθεί. Οι αναλύσεις που προβάλλονται στο σχήμα 6 προέρχονται από τρία διαφορετικά δείγματα. Σε όλα τα δείγματα αναλύθηκαν παραγονίτες με χαμηλότερη και υψηλότερη περιεκτικότητα σε K.

Χρησιμοποιώντας το γεωθερμομέτρο παραγονίτη-μοσχοβίτη (EUGSTER et al, 1972), προκύπτουν από τους φτωχότερους σε K παραγονίτες θερμοκρασίες μεταξύ 400-470°C με μέση τιμή τους 440°C και από τους πλουσιότερους σε K μεταξύ 570-600°C με μέση τιμή τους 585°C. Οι φτωχοί σε Na συνυπάρχοντες μοσχοβίτες δίνουν κατά 100°C χαμηλότερες θερμοκρασίες από εκείνες του παραγονίτη, γεγονός που διαπιστώθηκε από τους MPOKOS AND PERDIKATIS (1981) και σε ζεύγη παραγονίτη-μοσχοβίτη των χλωριτοειδούχων σχιστολίθων της Σάμου. Η χαμηλότερη θερμοκρασία που προκύπτει από το μοσχοβίτη-παραγονίτη στον συνυπάρχοντα παραγονίτη οφείλεται στην αυξημένη ενδό-



Σχήμα 5: Α. Διακύμανση της χημικής σύστασης των μωσχοβιτών μεταξύ των ηντράϊν μελών μωσχοβίτη-φενγίτη όπως εκφράζεται από τη σχέση $Fe+Mg:Al^{VI}$. Β. Σχετική συχνότητα του ΣAl στους αναλυθέντες μωσχοβίτες. Γ. Σχέση μεταξύ $\Sigma Al:100Na/(Na+K)$. Δ. Σχέση μεταξύ $\Sigma Al:Mg:Fe^{2+}$.

Fig. 5: A. Compositional variation of muscovites between the endmembers muscovite-phengite, expressed by the relation $Fe+Mg:Al^{VI}$. B. Relative frequency of ΣAl in the analyzed muscovites. C. Relation between $\Sigma Al:100Na/(Na+K)$ in muscovite. D. Relation between $\Sigma Al:Mg:Fe^{2+}$.



Σχήμα 6: Σχέση μεταξύ $Na:K:Ca$ στον παραγονίτη.

Fig. 6: $Na:K:Ca$ relation in paragonite.

ήση του σελαιδονιτικού μορίου στο μωσχοβίτη, το οποίο όπως φαίνεται και στο σχήμα 7C επηρεάζει αρνητικά την ενδόμηση του παραγονιτικού μορίου. Οι φτωχοί σε σελαιδονίτη μωσχοβίτες, που συνυπάρχουν με παραγονίτη δίνουν θερμοκρασίες μεταξύ 555 και 620 °C με μέση τιμή τους 595 °C, τιμές που ταυτίζονται σε ικανοποιητικό βαθμό με εκείνες που προκείμενουν από τον πλουσιότερο σε K παραγονίτη.

Χλωρίτης

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χλωρίτη δίνονται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 28 οξυγόνα. Με βάση την ταξινόμηση του HEY (1954) οι χλωρίτες που αναλύθηκαν προβάλλονται στην περιοχή του ριπιδόλιθου, με εξαίρεση δύο αναλύσεις του δείγματος DR-8B οι οποίες προβάλλονται στην περιοχή του πυκνοχλωρίτη (σχήμα 7).

Γενικά οι χλωρίτες παρουσιάζουν ευρεία διακύμανση του λόγου $Fe/Fe+Mg$. Οι περισσότεροι μαγνησιούχοι χλωρίτες είναι εκείνοι που με βάση ιστολογικά κριτήρια φαίνεται να είναι πρωτογενείς.

Στα δείγματα DR-8B και DR-11A (ζώνη σταυρόλιθου-χλωριτοειδή) οι πλουσιότεροι σε μαγνήσιο ($Mg/Mg+Fe$ 0,57-0,58 και 0,525-0,532 αντίστοιχα) είναι εκείνοι που βρίσκονται σε άμεση επαφή με φεγγιτικό μωσχοβίτη. Λιγότερο μαγνησιούχοι είναι οι χλωρίτες που συνυπάρχουν με σταυρόλιθο, χλωριτοειδή και μωσχοβίτη, ($Mg/Mg+Fe$ 0,481-0,531 στο δείγμα DR-8B και 0,45-0,486 στο δείγμα DR-11A) καθώς και εκείνοι που προήλθαν από την εξαλλοίωση του βιοτίτη. Στο δείγμα KD-12A στο οποίο ο χλωριτοειδής της Matrix έχει αντικατασταθεί πλήρως από σταυρόλιθο+χλωρίτη, ο λόγος $Mg/Mg+Fe$ στο χλωρίτη κυμαίνεται μεταξύ 0,384 και 0,41.

Στο δείγμα D-10E της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή", ο χλωρίτης που συνδέεται γενετικά με την ανάδρομη μεταμόρφωση είναι ιδιαίτερα σιδηρούχας, με λόγο $Fe/Fe+Mg$ 0,81-0,86.

Βιοτίτης

Ο βιοτίτης εμφανίζεται για πρώτη φορά στους χλωριτοειδούς-σταυρολιθικούς σχιστολίθους στη ζώνη "σταυρόλιθου-χλωριτοειδή". Σχηματίζεται μαζί με το σταυρόλιθο από την αντίδραση χλωριτοειδής+χλωρίτης+μωσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης.

Στα πετρώματα με την παραγένεση (ε) σχηματίζεται από την αντίδραση γρανάτης+χλωρίτης+μωσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης ή χλωρίτης+μωσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης. Συχνά περιβάλλει πορφυροβλάστες γρανάτη.

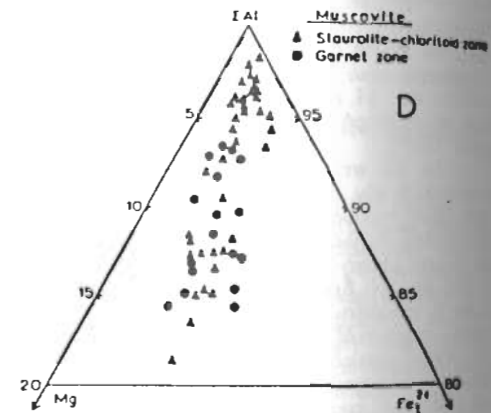
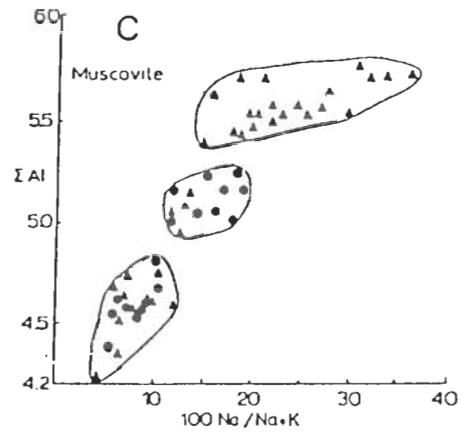
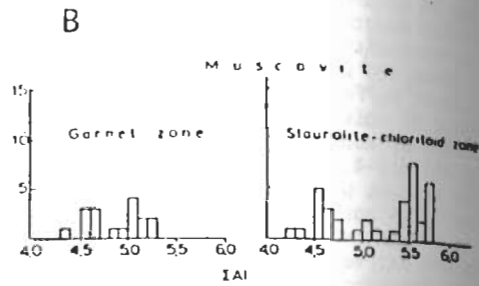
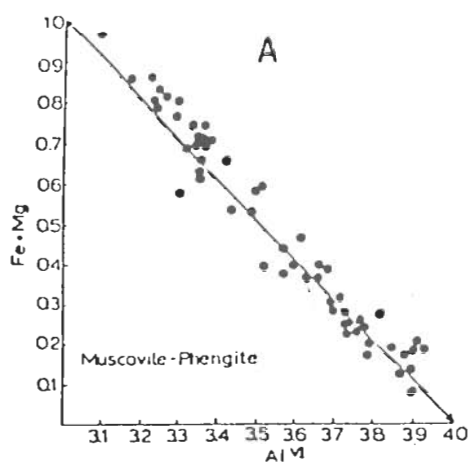
Αντιπροσωπευτική μικροανάλυση βιοτίτη δίνεται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 22 οξυγόνα. Το σύνολο των οκταεδρικών κατιόντων είναι μικρότερο του 6 και κυμαίνεται από 5,455-5,639. Πιθανώς εκφράζει μερική αντικατάσταση από διοκταεδρικό μαρμαρυγία.

Ο λόγος $Mg/Mg+Fe^{2+}$ κυμαίνεται από 0,47-0,52.

Σταυρόλιθος

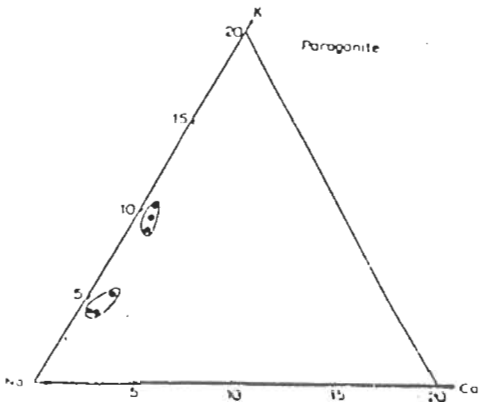
Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις σταυρόλιθου δίνονται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 47 οξυγόνα. Ο αριθμός ατόμων Zn στο δομικό τύπο κυμαίνεται μεταξύ 0,048 και 0,273. Ο λόγος Mg/Fe κυμαίνεται μεταξύ 0,11 και 0,23. Συσχέτιση του λόγου $Mn/Fe:Mg/Fe$, ανάλογη με εκείνη που διαπιστώθηκε στο χλωριτοειδή, δεν διαπιστώθηκε στο σταυρόλιθο. Αυτό θα μπορούσε εν μέρει να αποδοθεί στη μικρή περιεκτικότητά του σε μαγγάνιο ($MnO=0,14-0,35\%$) η οποία αυξάνει το πιθανό σφάλμα ανάλυσης του μαγγανίου.

Ο συντελεστής κατανομής K_D $Mg-Fe$ μεταξύ χλωριτοειδή και σταυρόλιθου κυμαίνεται από 1,5-2,5, με εξαίρεση δύο ζεύγη των οποίων ο συντελεστής κατανομής K_D $Mg-Fe$ είναι 0,9. Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται αυξημένες σε σχέση με εκείνες που προσδιόρισε ο ALBEE (1972) σε συνυπάρχοντα ζεύγη σταυρόλιθου-χλωριτοειδή των οποίων το K_D $Mg-Fe$ κυμαίνεται μεταξύ 1 και 1,5.



Σχήμα 5: Α. Διακύμανση της χημικής σύστασης των μοσχοβιτών μεταξύ των γραφίτων μελών μοσχοβίτη-φεγγίτη όπως εκφράζεται από τη σχέση $Fe+Mg:Al$. Β. Σχετική συχνότητα του ΣAl στους αναλυθέντες μοσχοβίτες. Γ. Σχέση μεταξύ $\Sigma Al:100Na/(Na+K)$. Δ. Σχέση μεταξύ $\Sigma Al:Mg:Fe^{2+}$.

Fig. 5: A. Compositional variation of the endmembers muscovite-phengite, expressed by the relation $Fe+Mg:Al$. B. Relative frequency of ΣAl in the analyzed muscovites. C. Relation between $\Sigma Al:100Na/(Na+K)$ in muscovite. D. Relation between $\Sigma Al:Mg:Fe^{2+}$.



Σχήμα 6: Σχέση μεταξύ $Na:K:Ca$ στον παραγονίτη.
Fig. 6: $Na:K:Ca$ relation in paragonite.

σηση του σελαδονιτικού μορίου στο μοσχοβίτη, το οποίο όπως φαίνεται και στο σχήμα 7C επηρεάζει αρνητικά την ενδόμηση του παραγονιτικού μορίου. Οι φτωχοί σε σελαδονίτη μοσχοβίτες, που συνυπάρχουν με παραγονίτη δίνουν θερμοκρασίες μεταξύ 555 και 620°C με μέση τιμή τους 595°C, τιμές που ταυτίζονται σε ικανοποιητικό βαθμό με εκείνες που προκρίπτονται από τον πλουσιότερο σε K παραγονίτη.

Χλωρίτης

Αντιπροσωπευτικές αναλύσεις χλωρίτη δίνονται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 28 οξυγόνα. Με βάση την ταξινόμηση του HEY (1954) οι χλωρίτες που αναλύθηκαν προβάλλονται στην περιοχή του ριπιδόλιθου, με εξαίρεση δύο αναλύσεις του δείγματος DR-8B οι οποίες προβάλλονται στην περιοχή του πυκνοχλωρίτη (σχήμα 7).

Γενικά οι χλωρίτες παρουσιάζουν ευρεία διακύμανση του λόγου $Fe/Fe+Mg$. Οι περισσότεροι μαγνησιούχοι χλωρίτες είναι εκείνοι που με βάση ιστολογικά κριτήρια φαίνεται να είναι πρωτογενείς.

Στα δείγματα DR-8B και DR-11A (ζώνη σταυρόλιθου-χλωριτοειδή) οι πλουσιότεροι σε μαγνήσιο ($Mg/Mg+Fe$ 0,57-0,58 και 0,525-0,532 αντίστοιχα) είναι εκείνοι που βρίσκονται σε άμεση επαφή με φεγγιτικό μοσχοβίτη. Λιγότερο μαγνησιούχοι είναι οι χλωρίτες που συνυπάρχουν με σταυρόλιθο, χλωριτοειδή και μοσχοβίτη, ($Mg/Mg+Fe$ 0,481-0,531 στο δείγμα DR-8B και 0,45-0,486 στο δείγμα DR-11A) καθώς και εκείνοι που προήλθαν από την εξαλλοίωση του βιοτίτη. Στο δείγμα KD-12A στο οποίο ο χλωριτοειδής της Matrix έχει αντικατασταθεί πλήρως από σταυρόλιθο+χλωρίτη, ο λόγος $Mg/Mg+Fe$ στο χλωρίτη κυμαίνεται μεταξύ 0,384 και 0,41.

Στο δείγμα D-10E της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή", ο χλωρίτης που συνδέεται γενετικά με την ανάδρομη μεταμόρφωση είναι ιδιαίτερα σιδηρούχος, με λόγο $Fe/Fe+Mg$ 0,81-0,86.

Βιοτίτης

Ο βιοτίτης εμφανίζεται για πρώτη φορά στους χλωριτοειδούς-σταυρόλιθικούς σχιστολίθους στη ζώνη "σταυρόλιθου-χλωριτοειδή". Σχηματίζεται μαζί με το σταυρόλιθο από την αντίδραση χλωριτοειδής+χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης.

Στα πετρώματα με την παραγένεση (ε) σχηματίζεται από την αντίδραση γρανάτης+χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης ή χλωρίτης+μοσχοβίτης = σταυρόλιθος+βιοτίτης. Συχνά περιβάλλει πορφυροβλάστες γρανάτη.

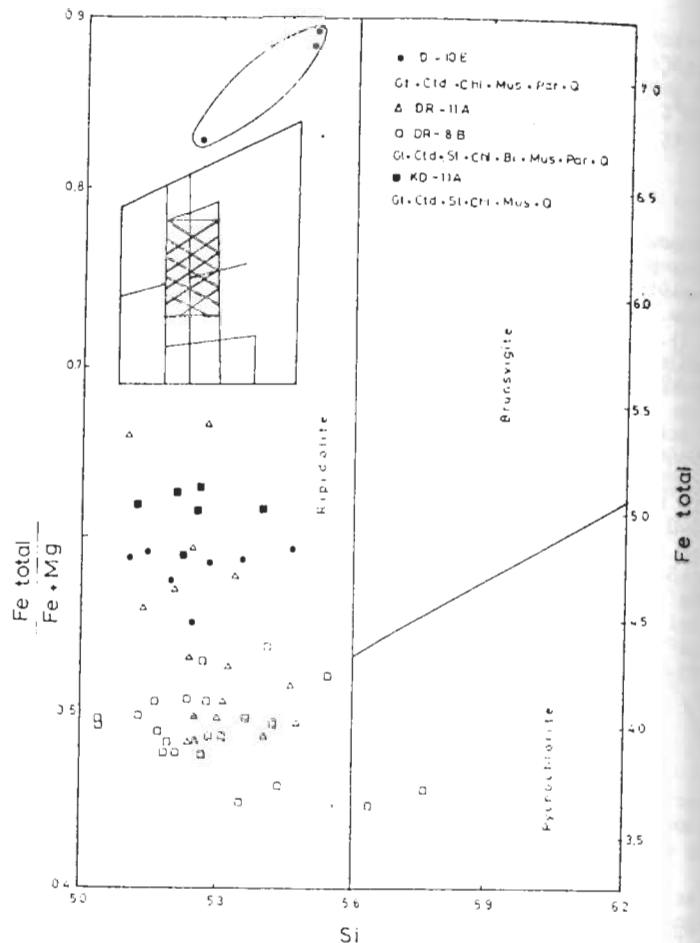
Αντιπροσωπευτική μικροαναλύση βιοτίτη δίνεται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 22 οξυγόνα. Το σύνολο των οκταεδριών κατιόντων είναι μικρότερο του 6 και κυμαίνεται από 5,455-5,639. Πιθανώς εκφράζει μερική αντικατάσταση από διοκταεδρικό μαρμαρυγία.

Ο λόγος $Mg/Mg+Fe^{2+}$ κυμαίνεται από 0,47-0,52.

Σταυρόλιθος

Αντιπροσωπευτικές μικροαναλύσεις σταυρόλιθου δίνονται στον πίνακα 2. Ο δομικός τύπος υπολογίστηκε με βάση 47 οξυγόνα. Ο αριθμός ατόμων Zn στο δομικό τύπο κυμαίνεται μεταξύ 0,048 και 0,273. Ο λόγος Mg/Fe κυμαίνεται μεταξύ 0,11 και 0,23. Συσχέτιση του λόγου $Mn/Fe:Mg/Fe$, ανάλογη με εκείνη που διαπιστώθηκε στο χλωριτοειδή, δεν διαπιστώθηκε στο σταυρόλιθο. Αυτό θα μπορούσε εν μέρει να αποδωθεί στη μικρή περιεκτικότητά του σε μαγγάνιο ($MnO=0,14-0,35\%$) η οποία αυξάνει το πιθανό σφάλμα ανάλυσης του μαγγανίου.

Ο συντελεστής κατανομής K_D Mg-Fe μεταξύ χλωριτοειδή και σταυρόλιθου κυμαίνεται από 1,5-2,5, με εξαίρεση δύο ζεύγη των οποίων ο συντελεστής κατανομής K_D Mg-Fe είναι 0,9. Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται αυξημένες σε σχέση με εκείνες που προσδιόρισε ο ALBEE (1972) σε συνυπάρχοντα ζεύγη σταυρόλιθου-χλωριτοειδή των οποίων το K_D Mg-Fe κυμαίνεται μεταξύ 1 και 1,5.



Σχήμα 7: Σύσταση των χλωριτών στο διάγραμμα του HEY (1954).

Fig. 7: Chlorite composition in the diagram of HEY (1954).

ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΗΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΚΑΤΩΤΕΡΗ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΝΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΩΠΗΣ

Η κατώτερη τεκτονική ενότητα της Ανατολικής Ροδόπης έχει υποστεί μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων η οποία οδήγησε στο σχηματισμό εκλογιτικών πετρωμάτων (MPOSKOS AND PERDIKATSI, 1987).

Η παραγένεση γρανάτης-χλωριτοειδής-χλωρίτης αναφέρθηκε από πολλούς ερευνητές σε μεταπηλιτικά πετρώματα που υπέστησαν μεταμόρφωση μεσαίων πιέσεων (π.χ. ALBEE 1965, LABOTKA 1980, KARABINOS 1985) και αποτελεί μία από τις χαρακτηριστικές παραγένεσεις της ζώνης γρανάτη στη χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση του WINKLER (1979). Οι σχέσεις μεταξύ των AFM φάσεων γρανάτη, χλωριτοειδής, χλωρίτη, σταυρολιθίου και βιοτίτη είναι σαφώς καθορισμένες (HARTE AND HUDSON 1979) και έχουν μελετηθεί πειραματικά στο σύστημα AFSH (RICHARDSON 1968, GANGULY 1972, RAO AND JOHANNES 1979).

Σε μεταπηλιτικά πετρώματα που υπέστησαν υψηλών πιέσεων μεταμόρφωση είναι γνωστές πολλές εμφανίσεις στις οποίες συνυπάρχουν γρανάτης και χλωριτοειδής π.χ. στη New Caledonia (GENT et al. 1987) στις Hohe Tauern των Ανατολικών Άλπεων (MILLER 1977, SPEAR AND FRANZ, 1986) κ.α.

Στα πετρώματα αυτά γρανάτης και χλωριτοειδής συνυπάρχουν με διάφορες φάσεις όπως χλωρίτης, κυανίτης, παραγονίτης, τάλης, γλαυκοφανής και πλούσιος σε Zn σταυρολιθός. Για τυπικά μεταπηλιτικά πετρώματα η πιο κοινή παραγένεση υψηλών πιέσεων είναι χαλαζίας+φεγγίτης+παραγονίτης+γρανάτης+χλωριτοειδής. Η θέση του χλωριτοειδούς σχετικά με την παραγένεση αυτή αποτελεί αντικείμενο συζητήσεων. Ορισμένοι συγγραφείς δέχονται ότι ο χλωρίτης είναι σταθερός με γρανάτη-χλωριτοειδή (BROWN AND FORBES 1986, GENT et al. 1987) ενώ άλλοι είτε τον θεωρούν ως δευτερογενή φάση είτε ότι η σταθερότητά του αυξάνει με την ενδόμηση του Fe₂O₃ (CHOPIN 1979), με αποτέλεσμα η παραγένεση γρανάτης-χλωριτοειδής-χλωρίτης να μην θεωρείται σταθερή σε υψηλών πιέσεων μεταπηλιτικά πετρώματα στο καθαρό σύστημα AKFMSH (CHOPIN 1981, CHOPIN AND SCHREYER 1983, GOFFE AND CHOPIN 1986). Οι VUICHARD AND BALLEVRE (1988) μελέτησαν την παραγένεση γρανάτη-χλωριτοειδή-χλωρίτη σε εκλογιτικές φάσεις μεταπηλιτικά πετρώματα από τη ζώνη Sesia των Δυτικών Άλπεων και παρουσίασαν ένα πετρογενετικό δίκτυο για το σύστημα KFMASH. Σύμφωνα με το πετρογενετικό αυτό δίκτυο η παραγένεση γρανάτης-χλωριτοειδής-χλωρίτης είναι σταθερή μεταξύ περίπου 4 και 18 Kbar.

Η συνύπαρξη φεγγιτικού μοσχοβίτη (Si 6,8) με χλωρίτη και χλωριτοειδή στους χλωριτοειδούχους-και χλωριτοειδούχους-σταυρολιθικούς σχιστολιθούς της Ανατολικής Ροδόπης, μαρτυρεί σαφώς ότι η παραγένεση γρανάτης-χλωριτοειδής-χλωρίτης-φεγγίτης στα πετρώματα αυτά σχηματίστηκε κατά την διάρκεια της υψηλών πιέσεων μεταμόρφωσης.

Πιέσεις μπορούν να εκτιμηθούν από το εύρος της σελαδονιτικής αντικατάστασης στους φεγγίτες. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι οι φεγγίτες στα πετρώματα αυτά δίνουν την ελάχιστη πίεση, διότι συνυπάρχουν με χλωριτοειδή+χλωρίτη και όχι με K-ούχο άστριο+βιοτίτη. Για θερμοκρασία 550°C η κατώτερη πίεση που εκτιμάται από τους φεγγίτες των χλωριτοειδούχων-σχιστολιθών είναι της τάξεως των 11 Kbar.

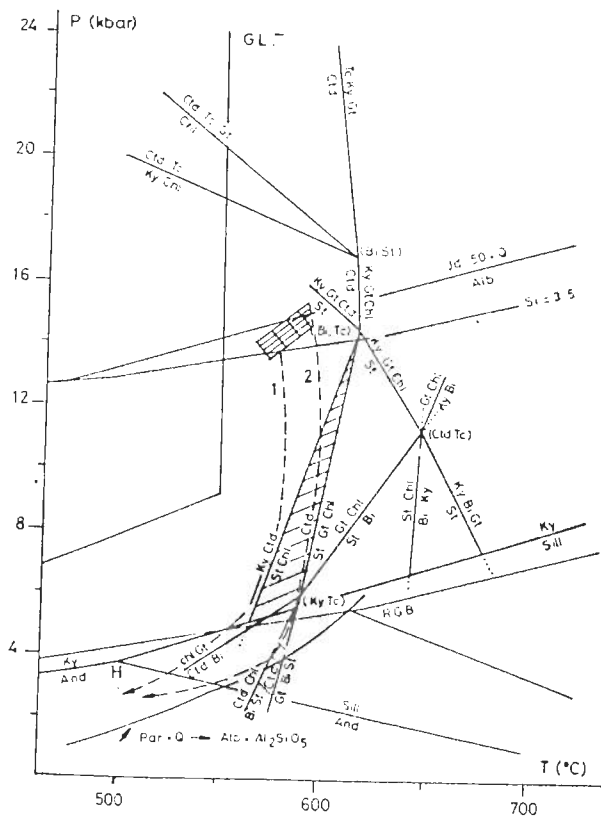
Προκειμένου όμως να εκτιμηθούν με μεγαλύτερη ακρίβεια οι συνθήκες P-T της υψηλών πιέσεων μεταμόρφωσης και να ερμηνευθούν οι παραγένεσεις των χλωριτοειδούχων-και σταυρολιθικών σχιστολιθών χρειάζεται να δοθούν στοιχεία και από άλλα πετρώματα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας της Ανατολικής Ροδόπης.

Στο σχήμα 8 δίνεται ένα τμήμα του δικτύου P-T για το σύστημα KFMASH των VUICHARD AND BALLEVRE (1988) μαζί με ορισμένα επιπρόσθετα στοιχεία, όπως η ανώτερη καμπύλη σταθερότητας του γλαυκοφανής (MARESCHE 1977), η καμπύλη της αντίδρασης αλβίτης = ιαδείτης + χαλαζίας, η καμπύλη σταθερότητας του φεγγίτη με Si = 3,5 του MASSONE (1982), η καμπύλη της αντίδρασης παραγονίτης+χαλαζίας = αλβίτης + Al₂SiO₅ του MASSONE (1982), η καμπύλη της αντίδρασης παραγονίτης+χαλαζίας = αλβίτης + Al₂SiO₅ του HOLDAWAY (1971, H) και των RICHARDSON et al. 1969, RGB).

Στα εκλογιτικά πετρώματα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας της Ανατολικής Ροδόπης, καθώς και σε όλους τους μεταβασιίτες δεν διαπιστώθηκε γλαυκοφανής. Εγκλείσματα αμφιβόλων στους εκλογιτογενείς γρανάτες είναι πλούσιοι σε Na (Na₂O μέχρι 3,2%) Ca-ούχοι αμφίβολοι (MPOSKOS αδημοσίευτα στοιχεία). Σε εκλογίτη από τη ζώνη "γρανάτη-χλωριτοειδή" το ποσοστό του ιαδείτη στον ομοακίτη κυμαίνεται

μεταξύ 30-60%. Με βάση το γεωθερμόμετρο γρανάτη-κλινοπυροξένου (ELLIS AND GREEN, 1979) και την περιεκτικότητα σε ιαδείτη στον κλινοπυροξένο, οι MPOSKOS AND PERDIKATSI (1987) εκτίμησαν την θερμοκρασία της εκλογιτικής φάσης μεταξύ 585-650°C και την ελάχιστη πίεση στα 16 Kbar. Νεότερα αναλυτικά στοιχεία (MPOSKOS αδημοσίευτα στοιχεία) δίνουν για την εκλογιτική φάση θερμοκρασίες μεταξύ 550-600°C και ελάχιστη πίεση 15 Kbar. Οι τιμές αυτές δικαιολογούν την απουσία του γλαυκοφανή από τα μεταβασιικά πετρώματα (βλέπε σχήμα 8).

Σε δείγμα γρανιτογενεσίου από το νότιο τμήμα της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή" (βλέπε σχήμα 1) στο οποίο ο βαθμός μεταμόρφωσης ήταν χαμηλότερος σε σχέση με το βόρειο και βορειοδυτικό τμήμα της κατώτερης τεκτονικής ενότητας (ζώνη "σταυρολιθού-χλωριτοειδή"), διαπιστώθηκε η παραγένεση φεγγίτης-βιοτίτης-K-ούχος άστριο-αλογόκλαστο-αλβίτης-επίδοτο-χαλαζίας. Οι τιμές σε Si στο φεγγίτη κυμαίνονται γύρω στα 22 οξυγόνα μεταξύ 6,80-7,04. Για θερμοκρασία 550°C, η οποία από τα στοιχεία που προαναφέρθηκαν θεωρείται ως ελάχιστη για την εκλογιτική φάση, προκύπτει πίεση 13 Kbar. Η τιμή αυτή διαφέρει μόνο κατά 1,3 Kbar από την ελάχιστη τιμή των εκλογιτικών σωμάτων.



Σχήμα 8: Τμήμα του πετρογενετικού δικτύου των VUICHARD and BALLEVRE (1988) στο σύστημα KFMASH για μεταπηλίτες υψηλών πιέσεων. Για τις επιπρόσθετες καμπύλες αντιδράσεων βλέπε κείμενο. Οι διακεκομμένες καμπύλες δείχνουν την πορεία επιστροφής των πετρωμάτων σε μικρότερα βάθη μετά την εκλογιτική φάση. 1: Πορεία της ζώνης γρανάτη-χλωριτοειδή. 2: Πορεία της ζώνης σταυρόλιθου-χλωριτοειδή.

Fig. 8: Part of the petrogenetic grid of VUICHARD and BALLEVRE (1988) in the KFMASH multisystem for HP metapelites. For additional reaction curves see text. Broken line curves show the uplifting path after the eclogitic stage. 1: Path of the garnet-chloritoid zone. 2: Path of the staurolite-chloritoid zone.

Από τα στοιχεία που προαναφέρθηκαν και με βάση το P-T δίκτυο των VUICHARD AND BALLEVRE γίνεται σαφές ότι η παραγένεση γρανάτη-χλωρίτης-χλωριτοειδής-φεγγίτης-παραγονίτης στους χλωριτοειδούς και σταυρολιθικούς σχιστολίθους της Ανατολικής Ροδόπης σχηματίστηκε κατά την διάρκεια της εκλογιτικής φάσης.

Η παραγένεση σταυρόλιθου-χλωρίτης-χλωριτοειδής είναι σταθερή στο χώρο που περιορίζεται από τις καμπύλες διάσπασης του χλωριτοειδή $Ky \text{ Ctd} = St \text{ Chl}$ και $Ctd = St \text{ Gt Chl}$ ενώ η παραγένεση σταυρόλιθου-χλωριτοειδής-βιοτίτης στο χώρο που περιορίζεται από τις καμπύλες $Ctd \text{ Chl} = Bt \text{ St}$ και $Ctd = Gt \text{ Bt St}$ (σχήμα 8).

Επειδή στα πετρώματα αυτά ο παραγονίτης είναι ακόμη σταθερός με χαλαζία, οι παραγένεσεις σταυρόλιθου-χλωριτοειδής-χλωρίτης, σταυρόλιθου-χλωριτοειδής-βιοτίτης και παραγονίτης-χαλαζίας, επιτρέπουν να εκτιμηθεί σε ικανοποιητικό βαθμό η πορεία επιστροφής των πετρωμάτων σε μικρότερα βάθη και συγχρόνως η εξέλιξη της μεταμόρφωσης μετά την εκλογιτική φάση.

Στο σχήμα 8 δίνεται με διακεκομμένες γραμμές η κατά προσέγγιση πορεία για τα πετρώματα της ζώνης "γρανάτη-χλωριτοειδή" (καμπύλη 1) και της ζώνης σταυρόλιθου-χλωριτοειδή (καμπύλη 2).

Οι θερμοκρασίες κατά τις οποίες σχηματίστηκε σταυρόλιθος σε βάρος του χλωριτοειδή θα πρέπει να ήταν κατώτερες των 610°C (σημείο B_1, T_c σχήμα 8) και ανώτερες των 575°C (σημείο τομής των καμπυλών $Par + Q = Alc + Al_2SiO_5$ και $Ctd \text{ Chl} = Bt \text{ St}$), εάν δεχθούμε ότι η πίεση του $H_2O = P_s$.

Για τα πετρώματα που δεν περιέχουν χλωριτοειδή, δηλαδή εκείνα με την παραγένεση (ε), ο σταυρόλιθος ο οποίος σχηματίστηκε από τις αντιδράσεις γρανάτη + χλωρίτης + μοσχοβίτης = σταυρόλιθος + βιοτίτης ή χλωρίτης + μοσχοβίτης = σταυρόλιθος + βιοτίτης, θεωρείται ως πιο πιθανό να σχηματίστηκε μόνο σε εκείνες τις περιπτώσεις όπου η μερική πίεση του νερού ήταν μικρότερη της μονάδας. Και αυτό διότι όπως φαίνεται από το σχήμα 8 για πίεση $H_2O = P_s$ η αντίδραση γρανάτη + χλωρίτης + μοσχοβίτης = σταυρόλιθος + βιοτίτης γίνεται σε υψηλότερες θερμοκρασίες από εκείνες της διάσπασης του χλωριτοειδή.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

ALBEE, A.I., 1965: A petrogenetic grid for the Fe-Mg silicates of pelitic schists. *Am. Jour. Sci.* v.26B, 512-536.

ALBEE, A.I., 1972: Metamorphism of pelitic schists. Reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3249-3268.

BROWN, G.E., HUGHES, D.I. and ESSON, J., 1973: New X-ray fluorescence data retrieval techniques and their application to U.S. Standards rocks. *Chem. Geol.* 11, 223-229.

BROWN, E.H. and FORBES, R.B., 1986: Phase petrology of eclogitic rocks in the Fairbanks district Alaska. *Geol. Soc. Amer. Memoir.* 164, 155-167.

CHINNER, G.A., 1967: Chloritoid, and the isochemical character of Barrow's zones. *J. Petrol.* 8, 268-282.

CHOPIN, C., 1981: Talc-phengite: a widespread assemblage in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps. *J. Petrol.* 22, 628-650.

CHOPIN, C. and SCHREYER, W., 1983: Magnesiochloritoid and magnesiochloritoid: two index minerals of pelitic blueschists in the model system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Amer. J. Sci.* 283-A, 72-96.

DEMPSTER, T.J., 1985: Garnet zoning and metamorphism of the Barrovian type area, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 30-38.

DUGSTER, H.P., ALBEE, A.L., BENCE, A.E., THOMPSON, J.B. Jr. and WALDBAUM, D.R., 1972: The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *J. Petrol.* 13, 147-179.

GANGULY, J., 1969: Chloritoid stability and related parageneses: Theory, experiments, and applications. *Amer. Jour. Sci.* 267, 910-944.

GANGULY, J., 1972: Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments and applications. *J. Petrol.* 13, 335-365.

GHEENT, E.D., STOUT, M.Z., BLACK, P.M. and BROTHERS, R.N., 1987: Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, Northern New Caledonia. *J. Metamorphic Geol.* 5, 239-254.

GOFFE, B. and CHOPIN, C., 1986: High-pressure metamorphism in the Western Alps: zonation of metapelites, chronology and consequences. *Schw. Miner. Petrol. Mitt.* 66, 41-52.

GUIDOTTI, V.C., 1984: Micas in metamorphic rocks. In Bailey S.M. (ed.) *Micas. Min. Soc. Am. Reviews in Mineralogy* V.13, 357-456.

- HARTE, B. and HUDSON, N.F.C., 1979: Pelite facies series and pressures of Dalradian metamorphism in E-Scotland. In the Caledonides of the British Isles-Reviewed. Geol.Soc.London Special Publication 8, 323-337.
- HEY, M.H., 1954: A new review of the chlorites. Miner.Magazine, 33, 277-292.
- HOINKES, G., 1980: Mineralogie und Metamorphose in westlichen Schneebergerzug und angrenzenden Altkrystallin (Oetztales Alpen). Habilitationsschrift.Univ. Innsbruck.
- HOLDAWAY, M.J., 1971: Stability of andalusite and the aluminosilicate phase diagram. Am.J.Sci. 271, 97-131.
- HOLLISTER, 1966: Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. Science, 154, 1647-1651.
- HOSCHEK, G., 1967: Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr.Mineral.Petrol. 14, 123-162.
- HOSCHEK, G., 1969: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr.Mineral.Petrol. 22, 208-232.
- KARABINOS, P., 1985: Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist. Contr.Mineral.Petrol. 90, 262-275.
- LABOTKA, T.C., 1980: Petrology of a medium-pressure regional metamorphic terrane, Funeral Mountains California. Amer.Mineral. 65, 670-689.
- LIATI, A., 1986: Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N.Greece). Ph.D.Thesis Tech.Univ.Braunschweig.
- LOOMIS, T.P., 1982: Numerical simulation of the disequilibrium growth of garnet in chlorite-bearing aluminous pelitic rocks. Can.Mineral. 20, 411-423.
- MARESCH, W.V., 1977: Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge. Tectonophysics 43, 109-125.
- MASSONE, J.H., 1981: Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. Dissertation Universität Bochum.
- MILLER, C., 1977: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich Tschermarks. Miner. Petrol.Mitt. 24, 221-277.
- MPOSKOS, E., 1987: Polymetamorphism in Central and East Rhodope massif. First Bulgarian-Greek Symposium on the Geology and Physical Geography of the Rhodope Massif (in press).
- MPOSKOS, E. and PERDIKATIS, V., 1981: Die paragonit-chloritoid führenden schiefer des südwestlichen Bereiches des Kerkis auf Samos (Griechenland). N.Jb.Mineral.Abh., 142, 292-308.
- MPOSKOS, E. and PERDIKATIS, V., 1987: Eclogite-amphibolites in East Rhodope massif. First Bulgarian-Greek Symposium on the Geology and Physical Geography of the Rhodope Massif (in press).
- ΜΠΟΣΚΟΣ, Ε., ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ, Π., ΠΕΡΔΙΚΑΪΣΗΣ, Β., 1986: Το κρυσταλλικό υπόβαθρο της Ροδόπης ανατολικά της Κομοτηνής. Δελτ.Ελλην.Γεωλ.Ετ. (υπό εκτύπωση).
- NEWTON, R.C., 1968: Kyanite-andalusite equilibrium from 500 to 800°C. Science 153, 170-172.
- RAO, B.B. and JOHANNES, W., 1979: Further data on the stability of Staurolite+ Quartz and related assemblages. N.J.Mineral. Mh. 10, 437-447.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. and BELL, P.M., 1969: Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminosilicate triple point. Am.J.Sci. 259-272.
- SPEAR, F.S. and FRANZ, G., 1986: P-T evolution of metasediments from the eclogite zone, South-Central Tauern Window, Austria Lithos, 19, 219-234.
- TRACY, R.J., 1982: Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In Ferry (ed.). Characterisation of metamorphism through mineral equilibria. Min.Soc.Am. Reviews in Mineralogy 10:355-397.
- VOITCHARD, J.P. and BALLEVRE, M., 1988: Garnet-chloritoid equilibria in eclogitic pelitic rocks from the Sesia zone (Western Alps): their bearing on phase relations in high pressure metapelites. J.Metamorphic Geol. 6, 135-157.
- WINKLER, G.F.M., 1979: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag. New-York-Heidelberg.