

Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ. Bull. Geol. Soc. Greece	Τομ. XVIII Vol.	σελ. 223-236 pag.	Αθήνα 1986 Athens
--	-----------------------	-------------------------	-------------------------

## ΤΟ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΜΕΝΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ ΤΗΣ ΣΑΜΟΥ. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΠΟΥ ΚΑΘΟΡΙΖΟΥΝ ΤΟΝ ΤΥΠΟ ΚΑΙ ΤΟ ΒΑΘΜΟ ΤΗΣ ΜΕΤΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

από τον  
Ε. ΜΠΟΣΚΟ\*

ΣΥΝΟΨΗ

Στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σάμου εντοπίστηκε η μεταμόρφωση ψηλών πιέσεων/χαμηλών θερμοκρασιών η οποία επηρέασε πριν από 40 εκ. χρόνια περίπου μεγάλα τμήματα της Μεσο-Αιγαιακής κρυσταλλοσχιιστάδους ζώνης.

Η παρουσία του γλαυκοφανούς, η πολύ χαμηλή περιεκτικότητα σε τιτάνιο ( $TiO_2$  0,0-0,46%) των πράσινων και μπλε αμφιβόλων στους πλούσιους σε τιτάνιο ( $TiO_2$  4,5%-5,56%) γλαυκοφαντικούς μεταγάββρους και η χημική σύσταση του ομφακίτη του οποίου ο λόγος  $Na/(Na + Ca)$  είναι 0,5 στα ομφακίτικα πετρώματα, αποτελούν σαφείς μαρτυρίες για τις ψηλές πιέσεις που επικράτησαν κατά τη μεταμόρφωση στη Σάμο.

Η χημική σύσταση του παραγονίτη σε συνυπάρχοντα ζεύγη μισχοβίτη - παραγονίτη στους παραγονιτικούς - χλωριτοειδιτικούς σχιστολίθους της δυτικής Σάμου, περιορίζει τη μέγιστη θερμοκρασία που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση στο δυτικό τμήμα της νήσου, μεταξύ 450° C και 485° C, με πιθανότερες τιμές τους 450° C-465° C. Αντίστοιχες θερμοκρασίες προκύπτουν από τη συνύπαρξη του διασπόρου με κορούνδιο στη σμύριδα του Κέρκη, με βάση την καμπύλη ισορροπίας διάσπορο - κορούνδιο + νερό (Haas 1972).

Από το συνδυασμό της χημικής σύστασης του παραγονίτη στους παραγονιτικούς - χλωριτοειδιτικούς σχιστολίθους και της συνύπαρξης του διασπόρου με κορούνδιο στη σμύριδα εκτιμάται η πίεση που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση στη δυτική Σάμο μεταξύ 6 και 10 kb με πιθανότερη τιμή τα 8 kb.

Στην ανατολική Σάμο η μέγιστη θερμοκρασία της μεταμόρφωσης ήταν χαμηλότερη από εκείνη που επικράτησε στη δυτική Σάμο. Στους μεταβωξίτες δε σχηματίστηκε κορούνδιο. Από τους μεταβασίτες και τα αντίστοιχα μεταϊζημάτα απουσιάζει ο λαυζονίτης ενώ παράλληλα είναι ευρύτατα διαδομένο το επίδοτο. Η μέγιστη θερμοκρασία που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση στην ανατολική Σάμο εντοπίζεται μεταξύ των θερμοκρασιών που δίνονται για το ανώτατο όριο σταθερότητας του λαυζονίτη και της εμφάνισης του κορουνδίου. Οι τιμές αυτές κυμαίνονται για 6 kb μεταξύ 375° C και 445° C και για 10 kb μεταξύ 430° C και 480° C αντίστοιχα.

---

MPOSKOS E. - The metamorphic basement of Samos: Evidences indicating the type and grade of metamorphism.

\* Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Τομέας Γεωλογικών Επιστημών.  
Ανακοινώθηκε 12.5.84.

## ABSTRACT

The island of Samos is a part of the Median Aegean crystalline belt, large parts of it underwent a high - pressure / low - temperature metamorphism about 40 Ma ago.

Evidences of the high - pressure nature of the metamorphism of Samos are the appearance of glaucophane in metagabbroic rocks, the low titanium content in the green and blue amphiboles of titanium rich metagabbroic rocks and the Na/(Na + Ca) ratio of omphacite in eclogitic rocks.

The temperature of the peak of metamorphism in west Samos is estimated between 450-485° C, with most probable values between 450-465° C, based on the chemical composition of paragonite in co-existing muscovite - paragonite pairs in metapelitic schists. Similar temperatures are obtained from the co-existing diaspore - corundum in emery.

The pressure prevailed during metamorphism in West Samos, is estimated between 6-10 kb, with most probable value 8 kb, as resulted from the chemical composition of paragonite and the equilibrium curve diaspore = corundum + H<sub>2</sub>O (Haas 1972).

In east Samos, the temperature of the peak of metamorphism was lower than this of west Samos. In metabauxites, corundum has not been formed. The absence of lawsonite and the widespread occurrence of epidote in metabasites and metasediments indicate that metamorphism exceeded the upper stability field of lawsonite. Consequently, the temperature of the peak of metamorphism in east Samos is located between the upper stability field of lawsonite and the first appearance of corundum. These values lie between 375-445° C for prevailed pressure of 6 kb, and 430-480° C of 10 kb.

## Εισαγωγή

Η νήσος Σάμος αποτελεί τμήμα της Μεσο-Αιγαιακής κρυσταλλοσχιστώδους ζώνης και βρίσκεται μεταξύ του Αττικού-Κυκλαδικού συμπλέγματος και του κρυσταλλοσχιστώδους του Μεντερές. Δύο Νεογενείς λεκάνες με διεύθυνση Β-Ν χωρίζουν το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της νήσου σε τρεις ενότητες: της Ζωοδόχου Πηγής στο ανατολικό τμήμα, του Καρβούνη - Μπουρνιά στο κεντρικό και του Κέρκη στο δυτικό τμήμα της νήσου.

Σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη 1:50.000 (Θεοδωρόπουλος 1979) το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σάμου αποτελείται από σειρές μαρμάρων και σχιστολίθων. Στα μάρμαρα της Ζωοδόχου Πηγής — ανατολικό τμήμα της νήσου — εμφανίζονται διασπορίτες. Στα μάρμαρα του Κέρκη — δυτικό τμήμα της νήσου — εμφανίζεται σμύριδα.

Οι σχιστόλιθοι είναι κυρίως χλωριτικοί - μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι, ασβεστιτικοί - χλωριτικοί - μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι με ή χωρίς χλωριτοειδές, επιδοτικοί - μοσχοβιτικοί - γλαυκοφανιτικοί σχιστόλιθοι, αιματιτικοί σχιστόλιθοι και φυλλίτες.

Σχετικά με την ηλικία των μητρικών πετρωμάτων της σειράς σχιστολίθων - μαρμάρων υπάρχουν πενιχρές μαρτυρίες. Ο Παπανικολάου (1979) βρήκε στην ενότητα Βουρλιωτών ίχνη ρουδιστών στα μάρμαρα που περιέχουν διασπορίτες, οι οποίοι χαρακτηρίζουν Ανώτερο Κρητιδικό. Επίσης οι Dügg κ.ά. (1978) διαπίστωσαν στρατηγραφική συσχέτιση μεταξύ των μαρμάρων της Σάμου και των μαρμάρων του καλύμματος της μάζας του Μεντερές, τα οποία περιέχουν ρουδιστές πάνω από τον ορίζοντα των διασποριτών.

Στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σάμου εμφανίζονται επίσης και υπερμαφικά μαφικά πετρώματα, σερπεντινίτες, μεταγάββροι και μεταδιαβάσες σε σώμα-

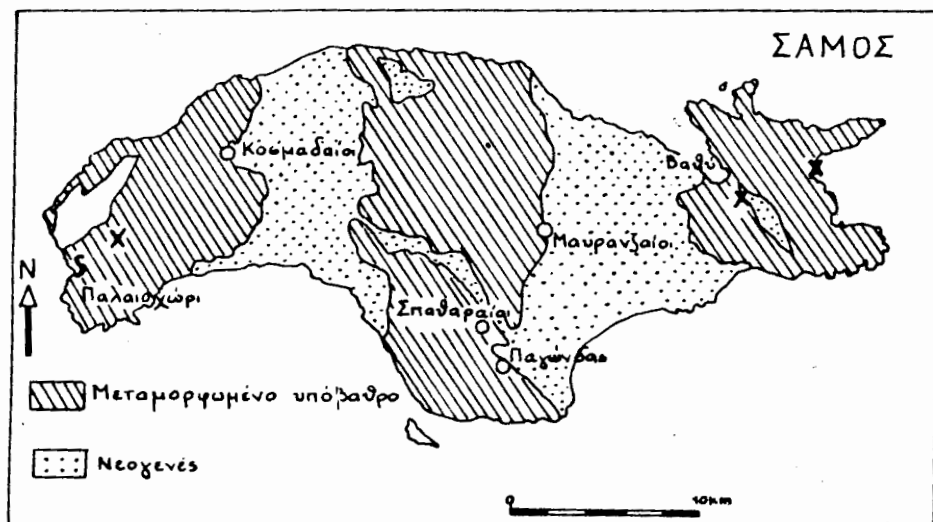
τα μικρού σχετικά μεγέθους, υπό μορφή κοιτών ή φακών στους σχιστολίθους ή μεταξύ σχιστολίθων και μαρμάρων. Ο Παπανικολάου (1979) διακρίνει στη δυτική Σάμο την ενότητα του Αγίου Ιωάννη η οποία αποτελείται από μεταμορφωμένα μαφικά πετρώματα.

Στην εργασία αυτή παρουσιάζονται ορυκτολογικά - πετρολογικά στοιχεία από τους μεταβωξίτες, τους σχιστολίθους και τα μεταγαββροϊκά πετρώματα, από το συνδυασμό των οποίων καθορίζεται σε ικανοποιητικό βαθμό ο τύπος και ο βαθμός της μεταμόρφωσης του κρυσταλλικού υποβάθρου της Σάμου.

#### A. Μεταβωξίτες (διασπορίτες - σμύριδα)

Μελετήθηκαν δύο εμφανίσεις διασποριτών στο ανατολικό τμήμα της νήσου και μια εμφάνιση σμύριδας στο δυτικό τμήμα. Οι θέσεις των εμφανίσεων δίνονται στο Σχήμα 1. Η μεγαλύτερη εμφάνιση διασποριτών βρίσκεται στη θέση «Μικρή Λάκκα». Η δεύτερη εμφάνιση βρίσκεται περίπου 1,5 km νότια του Βαθύ στη βόρεια πλευρά του δρόμου Βαθύ - Πυθαγόρειο. Η σμύριδα εμφανίζεται στη νότιο - νοτιοδυτική πλευρά του Κέρκη σε υψόμετρο 1000 μέτρων.

Οι διασπορίτες αποτελούνται ορυκτολογικά κυρίως από διάσπορο, αιματίτη και χλωριτοειδές. Το τελευταίο ορυκτό εμφανίζεται και σε μορφή πορφυροβλαστών. Σε μικρότερο ποσοστό συμμετέχουν στην ορυκτολογική σύσταση των



Σχ. 1. Γεωλογικό σκαρίφημα στο οποίο διακρίνεται το μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Σάμου και οι θέσεις από τις οποίες ερευνήθηκαν οι τρεις τύποι των πετρωμάτων.

X = διασπορίτες, σμύριδα

O = μεταγαββροϊκά πετρώματα

s = παραγονιτικοί χλωριτοειδιτικοί σχιστολίθοι

διασποριτών ρουτίλιο, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωρίτης, σπινέλιος ασβεστίτης και τουρμαλίνης.

Το πέτρωμα χαρακτηρίζεται από εμφανή σχιστότητα που οφείλεται στην παράλληλη διάταξη των στηλοειδών κρυστάλλων του διασπόρου και των φυλλοειδών μέχρι ατρακτοειδών κρυστάλλων του αιματίτη παράλληλα προς το επίπεδο σχιστότητας. Από τη μικροσκοπική και ακτινογραφική ιστολογική εξέταση (Mroskos 1978) προέκυψε ότι οι κρύσταλλοι του διασπόρου είναι προσανατολισμένοι με τον κρυσταλλογραφικό άξονα *c* παράλληλα προς τον τεκτονικό άξονα *b* δηλαδή περίπου Α-Δ. Επίσης οι κρύσταλλοι του αιματίτη που το σχήμα τους είναι κυρίως ατρακτοειδές έχουν το μεγαλύτερο άξονα παράλληλα προς τον τεκτονικό άξονα *b*. Συγχρόνως έχουν τον κρυσταλλογραφικό άξονα *c* παράλληλα προς τον τεκτονικό άξονα *c*. Τα υπόλοιπα ορυκτά δεν παρουσιάζουν προσανατολισμό και χαρακτηρίζονται από μετατεκτονική βλάστηση.

Σε τρία συνυπάρχοντα ζεύγη μοσχοβίτη - παραγονίτη προσδιορίστηκαν οι τιμές *d* (002), ένα από δείγμα του διασπορίτη της Μικρής Λάκκας και δύο από δείγματα του διασπορίτη Τρεις Εκκλησίες.

Οι αντίστοιχες τιμές είναι:

Αριθμός δείγματος	<i>d</i> (002) μοσχοβίτης	<i>d</i> (002) παραγονίτης
10 «Μικρή Λάκκα»	9.975 A	9.605 A
2 «Τρεις Εκκλησίες»	10.030	9.600
3 «Τρεις Εκκλησίες»	9.988	9.602

Οι τιμές *d*(002) του παραγονίτη αντιστοιχούν στον καθαρό παραγονίτη. Οι αντίστοιχες τιμές του μοσχοβίτη στο δείγμα 10 (Μικρή Λάκκα) και στο δείγμα 3 (Τρεις Εκκλησίες) είναι κατά 0.059A και 0.046A αντίστοιχα μικρότερες των τιμών που προκύπτουν από την εξίσωση που δίνουν οι Zen και Albee (1964)  $d(002) 2m$  (παραγονίτη) = 12,250 — 0,2634  $d(002) 2m$  (μοσχοβίτη) για συνυπάρχοντα ζεύγη μοσχοβίτη - παραγονίτη.

Οι μικρότερες αυτές τιμές, που στην πραγματικότητα αποκλείουν από την τιμή του καθαρού μοσχοβίτη, πρέπει να αποδοθούν στη μερική αντικατάσταση του μοσχοβίτη από το σελαδονιτικό μόριο (Radoslovich and Norrish 1962, Ernst 1963, Cipriani et al. 1968, Chatterjee 1971, Höck 1974, Katagas and Baltatzis 1980, Mroskos and Perdikatsis 1981).

Στον πίνακα I δίνεται η χημική και ορυκτολογική σύσταση διασποριτών στους οποίους συνυπάρχει μοσχοβίτης με παραγονίτη.

**Πίνακας 1.** Χημική και ορυκτολογική σύσταση διασποριτών της ανατολικής Σάμου

Εμφάνιση	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	απώλεια πυρώσεως	σύνολο
Τρεις Εκ- κλησίες	7,75	2,07	48,50	25,60	1,80	1,53	0,45	0,81	9,85	98,36
Μικρή Λάκκα	11,97	2,60	57,63	11,00	2,86	0,09	1,34	0,4	10,65	98,54
Τρεις Εκ- κλησίες	διάσπορο, αιματίτης, χλωριτοειδές, μοσχοβίτης, παραγονίτης, ρου- τίλιο, ασβεστίτης									
Μικρή Λάκκα	διάσπορο, χλωριτοειδές, αιματίτης, παραγονίτης, μοσχοβίτης, ρου- τίλιο									

+ ολικός σίδηρος προσδιορίστηκε ως Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

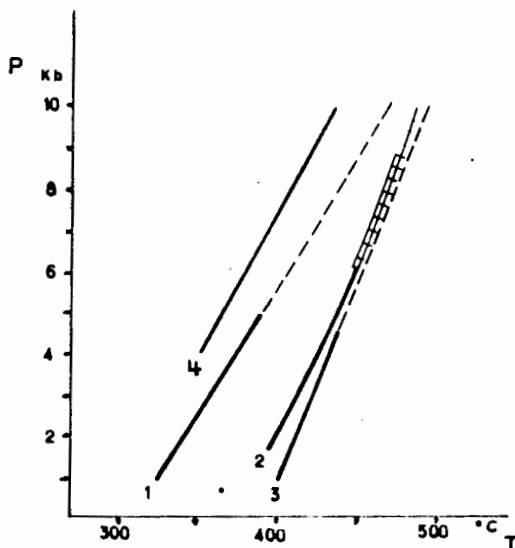
Στη σμύριδα το κύριο και χαρακτηριστικό ορυκτό είναι το κορούνδιο. Εμφανίζεται σε σκούρου μπλέ χρώματος ιδιόμορφους πορφυροβλάστες. Στη λεπτή τομή είναι διχρωμικό (n = ανοικτό πράσινο, n<sub>o</sub> = μπλε) και παρουσιάζει ζωνώδη κατασκευή. Περιέχει πολυάριθμα εγκλείσματα κυρίως από αιματίτη, διάσπορο, ρουτίλιο, ιλμενίτη και σπινέλιο. Εκτός από το κορούνδιο συμμετέχουν στη σμύριδα ως κύρια ορυκτολογικά συστατικά το διάσπορο — σε μεγάλους πλακοειδείς μέχρι στηλοειδείς κρυστάλλους — και το χλωριτοειδές. Από την ιστολογική ανάλυση διαπιστώθηκε η μετατροπή του διασπόρου σε κορούνδιο (Μroskos 1978).

Την κύρια μάζα των αδιαφανών ορυκτών αποτελούν ο αιματίτης και κυρίως δευτερογενής λιμωνίτης. Ενώ στους διασπορίτες της ανατολικής Σάμου δε σχηματίστηκε ιλμενίτης και ο κύριος φορέας του τιτανίου είναι το ρουτίλιο, στη σμύριδα το κύριο τιτανιούχο ορυκτό είναι ο ιλμενίτης.

Η σχιστοφυής υφή στη σμύριδα είναι ασαφής σε αντίθεση με την εμφανή σχιστότητα των διασποριτών. Αυτό βέβαια δεν οφείλεται στο ότι το πέτρωμα δεν επηρεάστηκε από διαφορική κίνηση κατά το στάδιο της παραμόρφωσης αλλά στην εξαφάνιση της σχιστότητας από τη βλάστηση κυρίως του κορουνδίου που ξεπέρασε χρονικά το στάδιο της παραμόρφωσης. Σχιστότητα διαπιστώθηκε σε ορισμένα μόνο δείγματα η οποία καθορίζεται από την παράλληλη διάταξη του χλωριτοειδούς και εν μέρει από την οφθαλμοειδή ανάπτυξη του κορουνδίου, καθώς και από την παράλληλη διάταξη των εγκλεισμάτων του αιματίτη στο κορούνδιο.

Τα δύο νέα ορυκτολογικά στοιχεία της σμύριδας σε σχέση με εκείνα των

διασποριτών είναι ο σχηματισμός του ιλμενίτη και του κορουνδίου. Η αντίδραση διάσπορο - κορουνδίο +  $H_2O$  που προσδιόρισε πειραματικά ο Haas (1972) επηρεάζεται λίγο από την πίεση για πιέσεις μεγαλύτερες από 3 ή 4 kbs. Λόγω της συνύπαρξης του διάσπορου με κορουνδίο στη σμύριδα, καθορίζεται η μέγιστη θερμοκρασία που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση στη δυτική Σάμο από την καμπύλη ισορροπίας της παραπάνω αντίδρασης (σχήμα 2).



Σχ. 2. Διάγραμμα P.T. με καμπύλες ισορροπίας για:

- 1: Καολινίτης + χαλαζίας = πυροφυλλίτης + νερό (Thompson, 1970)
- 2: Διάσπορο = κορουνδίο + νερό (Haas, 1972)
- 3: Πυροφυλλίτης = ανδαλουσίτης/κυανίτης + χαλαζίας + νερό (Kerrick 1960)
- 4: 5 λαουσονίτης = 2 ζωΐσιτης/κλινοζωΐσιτης + 1 μαργαρίτης + 2 χαλαζίας +  $8H_2O$  (Nitsch 1974).

## B. Παραγοντικοί - χλωριτοειδιτικοί - μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι

Μελετήθηκαν οι παραγοντικοί - χλωριτοειδιτικοί - μοσχοβιτικοί σχιστόλιθοι της περιοχής Πλάκας - Παλαιοχώρι στη δυτική Σάμο (Σχήμα 1).

Υπέρκεινται κανονικά των μαρμάρων του Κέρκη και συνεπώς και της σμύριδας. Έχουν πάχος περίπου 600 μέτρ. και αποτελούνται από εναλλαγές μικρού πάχους φτωχών ή πλούσιων σε χαλαζία καθώς και πλούσιων σε ασβεστίτη σχιστολίθων με παρεμβολές καθαρών μαρμάρων. Τα πετρώματα αυτά ανταποκρίνονται σε εναλλαγές αργιλικών μέχρι μαργαϊκών αποθέσεων, με παρεμβολές καθαρών ασβεστολίθων.

Εξετάστηκαν 40 δείγματα μικροσκοπικά και ακτινογραφικά. Από αυτά 15 δείγματα αναλύθηκαν χημικά (Mroskos and Perdikatsis 1981). Στον πίνακα 2 δίνεται η ορυκτολογική και χημική σύσταση πέντε επιλεγμένων δειγμάτων.

**Πίνακας 2.** Χημική και ορυκτολογική σύσταση παραγονιτικών - χλωριτοειδιτικών σχιστολίθων της δυτικής Σάμου

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	74,99	56,30	55,06	79,95	38,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,39	19,62	23,68	9,39	7,79
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,53	1,23	0,66	0,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,13	5,63	4,88	1,62	2,32
FeO	2,35	5,00	2,88	3,31	2,06
MgO	1,10	2,53	1,20	0,79	1,17
MnO	0,15	0,08	0,05	0,10	0,22
CaO	0,27	0,20	1,31	0,32	28,09
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,68	0,98	0,12	0,32
K <sub>2</sub> O	0,81	3,74	4,68	1,11	0,27
H <sub>2</sub> O / CO <sub>2</sub>	2,40	4,09	3,80	1,60	17,70
Σύνολο	99,22	99,40	99,75	98,97	98,39
Λόγος μορίων Na <sub>2</sub> O/(Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O)	0,546	0,216	0,240	0,140	0,642
Ορυκτολογική σύσταση	χαλαζίας, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωριτοειδής, χλωρίτης, ασβεστίτης, πυροφυλλίτης	χαλαζίας, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωριτοειδής, χλωρίτης, ασβεστίτης	χαλαζίας, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωριτοειδής, χλωρίτης, ασβεστίτης	χαλαζίας, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωριτοειδής, χλωρίτης, ασβεστίτης, επίδοτο	χαλαζίας, μοσχοβίτης, παραγονίτης, χλωριτοειδής, χλωρίτης, ασβεστίτης, επίδοτο

Η επιλογή έγινε κατά τρόπο που τα δείγματα αυτά να καλύπτουν το ευρύτερο φάσμα των ορυκτολογικών παραγενέσεων και να δίνουν όλο το εύρος του λόγου των μορίων Na<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) που έχει προσδιοριστεί στους σχιστόλιθους της περιοχής.

Το χλωριτοειδές εμφανίζεται τόσο στα μεταπηλιτικά όσο και στα μεταμαργαϊκά πετρώματα. Στα δεύτερα συνυπάρχει παραγενετικά και με ασβεστίτη. Τη συνύπαρξη του χλωριτοειδούς με ασβεστίτη αναφέρουν και άλλοι ερευνητές (Halferdahl 1961, Niggli 1965, Chatterjee 1971, Katagas and Sapountzis 1977, Frey 1978).

Ο σχηματισμός του παραγονίτη σε μεταμορφωμένα ηλιτικά πετρώματα επηρεάζεται κατά τον Guidotti (1968) κυρίως από την περιεκτικότητα σε Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> του πετρώματος. Πετρώματα που προβάλλονται στο διάγραμμα AFM κάτω από τη γραμμή χλωρίτης - γρανάτης, δεν περιέχουν κατά τον Guidotti παραγονίτη εκτός και παρουσιάζουν ψηλό λόγω μορίων Na<sub>2</sub>O/(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O).

Τα πετρώματα που περιέχουν παραγονίτη στη δυτική Σάμο προβάλλονται

στο διάγραμμα AFM πάνω από τη γραμμή χλωρίτης - γρανάτης (βλέπε Abb. 6 Mroskos and Perdikatsis 1981). Ο λόγος των μορίων  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  κυμαίνεται από 0,14-0,64.

Κατά τους Mroskos and Perdikatsis (1981), ο μοσχοβίτης είναι φεγκιτικός μοσχοβίτης με περιεκτικότητα σε σελαδονίτη που κυμαίνεται μεταξύ 23-41%. Η περιεκτικότητα του σε παραγονίτη κυμαίνεται μεταξύ 3,4 και 9,5%.

Με την αύξηση του σελαδονιτικού μορίου διαπιστώνεται αντίστοιχα ελάττωση της περιεκτικότητας σε νάτριο. Ο μοσχοβίτης που περιέχει 41% σελαδονίτη περιέχει 0,23%  $\text{Na}_2\text{O}$ , ο δε μοσχοβίτης με σελαδονίτη 23% περιέχει 0,66%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Αντίστοιχες παρατηρήσεις κάνουν και οι Höck (1974), Katagas and Baltatzis (1980) σε αναλυθέντες φεγκιτικούς μοσχοβίτες. Η αρνητική επίδραση του σελαδονιτικού μορίου στην ενδόμηση του νατρίου στους φεγκιτικούς μοσχοβίτες γίνεται ακόμη πιο εμφανής εάν παρατηρήσει κανείς τη χημική σύσταση φεγκιτών που δίνει ο Γ. Μηγκήρος (1983 σελ. 52) από αλβιτικούς - μοσχοβιτικούς γενευσιοσχιστόλιθους και γλαυκοφανιτικούς - μοσχοβιτικούς σχιστόλιθους της ενότητας Κρυαβρύσης - Καλλιπεύκης του Κάτω Ολύμπου. Στους φεγκίτες αυτούς το σελαδονιτικό μόριο κυμαίνεται από 41,5-56,5% και η περιεκτικότητά σε  $\text{Na}_2\text{O}$  από 0,14-0% αντίστοιχα.

Ο παραγονίτης σε αντίθεση με το συνυπάρχοντα μοσχοβίτη παρουσιάζει πολύ μικρή αντικατάσταση του οκταεδρικού αργιλίου από σίδηρο και μαγνήσιο. Η περιεκτικότητά του σε μοσχοβίτη κυμαίνεται μεταξύ 5,2-6,5%.

### Γ. Μεταγαββροϊκά πετρώματα

Μεταγαββροϊκά πετρώματα εμφανίζονται σε μικρά σώματα (Σχήμα 1) στην περιοχή Κοσμαδαίων, στο οφειολιθικό σώμα νότια του Παγώνδα, ανατολικά των Σπαθαραιών και βόρεια των Μαυρατζαίων.

Με βάση την ορυκτολογική σύσταση διαπιστώθηκαν οι ακόλουθοι τύπο πετρωμάτων:

#### 1. Γλαυκοφανιτικοί μεταγάββροι

Εντοπίστηκαν στους Κοσμαδαίους και στο οφειολιθικό σώμα του Παγώνδα. Ορυκτολογικά αποτελούνται από μπλε αμφιβόλους (γλαυκοφανή, φερρογλαυκοφανή, κροσσίτη), πράσινους αμφιβόλους (μπαρροϊσίτη, ακτινόλιθο, βινσίτη), επίδοτο, χλωρίτη, αλβίτη, τιτανίτη, μαγνητίτη, ιλμενίτη και απατίτη. Ο τιτανίτης είναι προϊόν μετατροπής του ιλμενίτη. Σιδηροπυρίτης, χαλκοπυρίτης, μαγνητοπυρίτης και βορνίτης εμφανίζονται σαν επουσιώδη ορυκτά.

Στον πίνακα 3 δίνονται αντιπροσωπευτικές χημικές αναλύσεις των πετρωμάτων. Οι γλαυκοφανιτικοί μεταγάββροι χαρακτηρίζονται από μεγάλες περιεκτικότητες σε σίδηρο ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  21,56% στο σώμα των Κοσμαδαίων και 19,61% στο σώμα του Παγώνδα). Επίσης πολύ ψηλή είναι και η περιεκτικότητά σε τιτάνιο (5,56%  $\text{TiO}_2$  στο σώμα των Κοσμαδαίων και 4,59% στο σώμα του Παγώνδα).



Περισσότερα αναλυτικά στοιχεία δίδονται στην εργασία των Mposkos and Perdikatsis (1894).

**Πίνακας 3.** Χημική σύσταση γλαυκοφανιτικών μεταγáββρων, επιδοτικών - ακτινολιθικών μεταγáββρων και ομφακίτικου πετρώματος της Σάμου

Τύπος πετρώματος	γλαυκοφανιτικός μεταγáββρος		επιδοτικός ακτινολιθικός μεταγáββρος		ομφακίτικό πέτρωμα
	1 <sub>x</sub>	2 <sub>x</sub>	1 <sub>v</sub>	2 <sub>v</sub>	
SiO <sub>2</sub>	41,53	41,15	47,59	52,19	46,16
TiO <sub>2</sub>	5,56	4,59	0,90	1,04	0,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,17	12,01	15,18	16,07	15,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,33	10,61	2,52	3,39	4,24
FeO	10,23	9,00	3,74	4,45	1,41
MnO	0,30	0,24	0,14	0,15	0,19
MgO	7,09	9,85	10,85	8,68	11,53
CaO	7,48	6,67	13,06	6,76	14,58
Na <sub>2</sub> O	2,85	2,83	2,62	4,13	2,77
K <sub>2</sub> O	0,32	0,20	0,13	0,13	0,16
H <sub>2</sub> O	3,11	3,59	2,71	3,14	2,99
σύνολο	100,97	100,74	99,44	100,13	99,80

1<sub>x</sub> = Κοσμαδαίοι: μέση τιμή από 4 αναλύσεις

2<sub>x</sub> = Παγώνδας: μέση τιμή από 4 αναλύσεις

1<sub>v</sub> = Παγώνδας: μέση τιμή από 2 αναλύσεις

2<sub>v</sub> = Μαυρανζαίοι: μέση τιμή από 2 αναλύσεις

Σύμφωνα με τις μικροαναλύσεις που έγιναν στους αμφιβόλους των πετρωμάτων αυτών (Mposkos and Perdikatsis 1984) διαπιστώθηκε ότι τόσο οι μπλε όσο και οι πράσινοι αμφιβόλοι περιέχουν πολύ μικρό ποσοστό σε TiO<sub>2</sub> (από 0-0,13%, με μέση τιμή 0,06 στους μπλε και από 0-0,46 με μέση τιμή 0,14% στους πράσινους).

Ο αλίθης είναι καθαρός με αμεληταίες περιεκτικότητες σε ανορθίτη και ορθόκλαστο.

## 2. Επιδοτικοί - ακτινολιθικοί μεταγáββροι

Τα πετρώματα αυτά χαρακτηρίζονται από τα ορυκτά ακτινόλιθος, χλωρίτης, αλίθης επίδοτο και εν μέρει μοσχοβίτης. Η απουσία μπλε αμφιβόλων οφείλεται στην χημική σύσταση των πετρωμάτων αυτών και ιδιαίτερα στη χαμηλή περιεκτικότητα σε ολικό σίδηρο (6,26-7,8% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO) σε σύγκριση με τους γλαυκοφανιτικούς μεταγáββρους, όπου η τιμή αυτή είναι πολύ μεγαλύτερη.

### 3. Ομφακίτικο πέτρωμα

Κατά τους Essene και Fyfe (1967) σαν ομφακίτικο πέτρωμα χαρακτηρίζεται το πέτρωμα που περιέχει κυρίως ομφακίτη και άλλα ορυκτά όχι όμως γρανάτη. Το πέτρωμα αυτό εμφανίζεται στο οφειολιθικό σώμα των Σπαθαραιών και αποτελείται από ομφακίτη, ζωϊσίτη, κλινοζωϊσίτη και χλωρίτη. Η περιεκτικότητά του πετρώματος σε  $Fe_2O_3 + FeO$  είναι 5,65%. Η τιμή αυτή είναι κατά πολύ χαμηλότερη από εκείνη των γλαυκοφανιτικών μεταγáββρων.

Ο ομφακίτης (πίνακας 4) περιέχει σε ποσοστά μορίων 39,07% ιαδειήτη και 9,45% ακμίτη. Η μέση τιμή του λόγου  $Na/(Na + Ca)$  είναι 0,50 και κυμαίνεται από 0,48-0,54 (Mroskos and Perdikatsis 1984).

#### Δ. Τύπος και βαθμός μεταμόρφωσης

Η Σάμος αποτελεί ένα μέρος της Μεσο-Αιγαιακής κρυσταλλοσχιστώδους ζώνης. Βρίσκεται μεταξύ του Αττικοκυκλαδικού συμπλέγματος και του κρυσταλλικού συμπλέγματος του Μεντερές.

Το Αττικοκυκλαδικό κρυσταλλικό σύμπλεγμα έχει υποστεί μια μεταμόρφωση ψηλών πιέσεων/χαμηλών θερμοκρασιών πριν από περίπου 40 εκ. χρόνια (Altherr et al. 1979, Andriessen et al. 1979). Αργότερα μεγάλα τμήματα του Αττικοκυκλαδικού συμπλέγματος επηρεάστηκαν από μια δεύτερη μεταμόρφωση τύπου Barrow. Η μεταμόρφωση αυτή χρονολογείται περίπου πριν από 25 εκ. χρόνια στα νησιά Σίφνο (Alther et al. 1979), Νάξο (Andressen et al. 1979), Τήνο και Ικαρία (Alther et al. 1982).

Οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των γλαυκοφανιτικών μεταγáββρων και του ομφακίτικου πετρώματος της Σάμου μαρτυρούν ότι τα πετρώματα αυτά επηρεάστηκαν από τη μεταμόρφωση των ψηλών πιέσεων/χαμηλών θερμοκρασιών και ότι ανακρυσταλλώθηκαν κάτω από τις συνθήκες της «ζώνης του επιδότου». Το γεγονός αυτό γίνεται αυταπόδεικτο από την ευρεία εμφάνιση του επιδότου, κλινοζωϊσίτη και ζωϊσίτη και την απουσία του λαυζονίτη στα γλαυκοφανιτικά και ομφακίτικά μεταγáββροικά πετρώματα.

Η απουσία του λαυζονίτη δηλώνει ότι οι συνθήκες της μεταμόρφωσης ξεπέρασαν το πεδίο σταθερότητας του λαυζονίτη. Το ανώτατο όριο σταθερότητας του λαυζονίτη βρίσκεται στους 345° C για πίεση 4 kb και 430° C για 10 kb (Nitsch 1974).

Εκτός από το σχηματισμό του γλαυκοφανή ενδείξεις για τον ψηλών πιέσεων χαρακτήρα της μεταμόρφωσης στη Σάμο δίνει και η χημική σύσταση του ομφακίτη του οποίου ο λόγος  $Na/(Na + Ca)$  κυμαίνεται από 0,48-0,54 με μέση τιμή από πέντε αναλύσεις 0,50. Το περιορισμένο εύρος της χημικής σύστασης στο οποίο το σύνολο των ακραίων μελών ιαδειτής + ακμίτης ισούται με το σύνολο των ακραίων μελών διοψίδιος + εδεμβεργίτης + τσερμακίτης ανταποκρίνεται στον ομφακίτη χαμηλότερης συμμετρίας P2 που είναι ευρύτατα διαδεδομένος σε περιβάλλον κυανοσχιστολιθικής φάσης και είναι σταθερός σε σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες και ψηλές πιέσεις (Clark and Papike 1968).

**Πίνακας 4.** Χημική σύσταση ομφακίτη από το ομφακίτικο πέτρωμα της περιοχής Σπαθαραίων (μέση τιμή από 5 μικροαναλύσεις)

SiO <sub>2</sub>	56,43	αριθμός ιόντων με	*ακραία μέλη (% μορίων)		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,82	βάση 6 οξυγόνα			
TiO <sub>2</sub>	0,20	Si	1,994	NaAlSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	39,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,45	Al <sub>iv</sub>	0,006	Na(Fe <sup>3</sup> Cr) <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	9,45
FeO	1,00	Al <sub>vi</sub>	0,402	Ca(Fe <sup>3</sup> Cr) <sub>2</sub> SiO <sub>6</sub>	0,33
MgO	9,44	Ti	0,005	CaTiAl <sub>2</sub> O <sub>6</sub>	0,51
MnO	0,10	Cr	0,010	CaSiO <sub>3</sub>	24,63
CaO	13,12	Fe <sup>3</sup>	0,065	MgSiO <sub>3</sub>	24,42
Na <sub>2</sub> O	7,22	F <sup>2</sup>	0,030	(Fe, Mn)SiO <sub>3</sub>	1,59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,36	Mn	0,003	Na / (Na + Ca)	0,50
σύνολο	100,14	Mg	0,497		
		Ca	0,496		
		Na	0,495		

+ Υπολογίστηκαν από τον ολικό σίδηρο που προσδιορίστηκε ως FeO με βάση την εξίσωση  $Fe^3 = Na + Al_{iv} - Al_{vi} - 2Ti$  (Hamm and Vieten 1971, Papike et al. 1974).

\* Υπολογίστηκαν κατά το σχήμα των Cawthorn and Collerson (1974).

Επίσης η πολύ χαμηλή περιεκτικότητα σε TiO<sub>2</sub> (0,0%-0,46%) στους μπλε και πράσινους αμφιβόλους των γλαυκοφανιτικών μεταβάββρων όπου η περιεκτικότητα σε TiO<sub>2</sub> είναι πάρα πολύ ψηλή (4,59-5,56%) και συνεπώς δεν αντιμετωπίζεται πρόβλημα προσφοράς τιτανίου, είναι χαρακτηριστική για αμφιβόλους που σχηματίστηκαν κάτω από ψηλές πιέσεις (Hynes 1962).

Πέρα από το γεγονός ότι οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των μεταβαββροϊκών πετρωμάτων καθορίζουν τον ψηλών πιέσεων χαρακτήρα της μεταμόρφωσης δε δίνουν συγκεκριμένα στοιχεία για το εύρος των πιέσεων που επικράτησαν κατά τη μεταμόρφωση.

Οι ορυκτολογικές παραγενέσεις των μεταπηλιτικών πετρωμάτων και των μεταβωξιτών επιτρέπουν να εκτιμηθούν σε ικανοποιητικό βαθμό οι μέγιστες θερμοκρασίες και πιέσεις που επικράτησαν κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης στη Σάμο.

Η ύπαρξη του πυροφυλλίτη στους παραγοντικούς - χλωριτοειδιτικούς σχιστολίθους της δυτικής Σάμου μας δίνει τη δυνατότητα να δεχθούμε ότι η θερμοκρασία ξεπέρασε εκείνη που δίνεται από την αντίδραση καολινίτης + χαλαζίας → πυροφυλλίτης + νερό (Thompson 1970) — στο σχήμα 2, καμπύλη 1 — δεν έφθασε όμως τη θερμοκρασία διάσπασης του πυροφυλλίτη - καμπύλη 3. Η αντίδραση διάσπορο → κορούνδιο + νερό που προσδιόρισε ο Haas (1972) επηρεάζεται ελάχιστα μόνο από την πίεση για πιέσεις μεγαλύτερες από 4 kb — σχήμα 2 καμπύλη 2. Συνεπώς από τη συνύπαρξη του διασπόρου με κορούνδιο στη σμύριδα της δυτικής Σάμου και από το γεγονός ότι η μεταμόρφωση

χαρακτηρίζεται από ψηλές πιέσεις, εκτιμάται για τη δυτική Σάμο μεγίστη θερμοκρασία 445° C για πίεση 6 kb (εμφάνιση γλαυκοφανούς) και 480° C για πίεση 10 kb.

Η διάσπαση του πυροφυλλίτη κατά την αντίδραση πυροφυλλίτης - ανδαλουσίτης/κυανίτης + χαλαζίας + νερό (Kerrick 1968) γίνεται στους 430° C για πίεση 4 kb και για πιέσεις μεταξύ 6 και 10 kb επεκτείνεται στους 450° μέχρι 490° C αντίστοιχα. Συνεπώς για την ίδια πίεση η αντίδραση βρίσκεται περίπου 10° C πάνω από την αντίδραση διασπόρου - κορουνδίου.

Απο το βαθμό μιξημότητας του παραγονίτη και μοσχοβίτη σε συνυπάρχοντα ζεύγη παραγονίτη - μοσχοβίτη (Eugster et al. 1972) προκύπτουν για τον παραγονίτη των χλωριτοειδικών σχιστολιθών της δυτικής Σάμου θερμοκρασίες σχηματισμού κυρίως μεταξύ 450°-485° C με επικρατέστερες τιμές τους 450°-465° C και για τον συνυπάρχοντα μοσχοβίτη μεταξύ 300°-380° C. Οι θερμοκρασίες που προκύπτουν από τη χημική σύσταση του παραγονίτη ταυτίζονται με εκείνες που δίνει η συνύπαρξη του διασπόρου με κορουνδίο στη σύμριδα. Παρατηρείται λοιπόν ότι από τη χημική σύσταση του παραγονίτη προκύπτουν για τη «χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση» πιο αξιόπιστες τιμές από εκείνες που προκύπτουν από τη χημική σύσταση του συνυπάρχοντος μοσχοβίτη. Αυτό θα έπρεπε κατά την άποψή μου να αναμένεται διότι ο παραγονίτης είναι σχεδόν απηλλαγμένος του σελαδονιτικού μορίου. Αντίθετα ο φεγκιτικός χαρακτήρας του μοσχοβίτη (περιεκτικότητα σε σελαδονίτη μεταξύ 2\*-41%) περιορίζει την ενδόμηση του νατρίου σε χαμηλότερες τιμές από εκείνες που καθορίζονται από το διαδικό σύστημα  $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$  —  $NaAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ .

Με βάση τις θερμοκρασίες που προκύπτουν από τη χημική σύσταση του παραγονίτη και την καμπύλη ισορροπίας διάσπορο - κορουνδίο + H<sub>2</sub>O εντοπίζεται η πίεση που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση στη δυτική Σάμο μεταξύ 6-10 kb. Οι Okrusch et. al. (1982) δέχονται ότι κατά τη μεταμόρφωση της Σάμου επικράτησε πίεση περίπου 8 kb.

Στην ανατολική Σάμο η μεγίστη θερμοκρασία της μεταμόρφωσης ήταν χαμηλότερη από εκείνη που επικράτησε στη δυτική Σάμο. Στους μεταβωξίτες δε σχηματίστηκε κορουνδίο. Συνεπώς η μεγίστη θερμοκρασία που επικράτησε κατά τη μεταμόρφωση ήταν μικρότερη από τις θερμοκρασίες που καθορίζονται από την καμπύλη ισορροπίας διάσπορο - κορουνδίο + H<sub>2</sub>O.

Από τους μεταβασίτες και τα αντίστοιχα μεταίζηματα απουσιάζει ο λαιζονίτης ενώ παράλληλα είναι ευρύτατα διαδεδομένο το επίδοτο. Οι θερμοκρασίες που επικράτησαν κατά τη μεταμόρφωση στην ανατολική Σάμο εντοπίζονται μεταξύ των θερμοκρασιών που δίνονται για το ανώτατο όριο σταθερότητας του λαιζονίτη και της εμφάνισης του κορουνδίου. Οι τιμές αυτές κυμαίνονται για 6 kb μεταξύ 375° C και 445° C και για 10 kb μεταξύ 430° C και 480° C αντίστοιχα. Οι Okrusch et al. (1982) αναφέρουν για την ανατολική Σάμο. — Geochronology of high - pressure rocks on Sifnos (Cyclades, Greece). Contr. Mineral. Petrol. 70 : 245 - 255.

- ALTHER R., KREUZER H., WENDT I., LENZ H., WAGNER G. H., KELLER J., HARRE W. and HOHNDORF A. 1982. — A late Oligocene/early Miocene high temperature belt in the Attic - Cycladic crystalline complex (SE Pelagonian, Greece). *Geol. Jb.* 23:97-164.
- ANDRIESSEN P. A. M., BOELRIJK N. A. I. M., HEBEDA E. H., PRIEM H. N. A., VERDURMEN E. A. Th and VERSCHURE R. H. 1979. — Dating the events of metamorphism and granitic magmatism in Alpine orogen of Naxos (Cyclades, Greece). *Contr. Mineral. Petrol.* 69:215-225.
- CAWTHORN R. G. and COLLERSON K. D. 1974. — The recalculation of pyroxene endmember parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Amer. Mineral.* 59:1203-1208.
- CHATTERJEE N. 1971. — Phase equilibria in the alpine metamorphic rocks of the environs of the Dora-Meira-Massif, Western Italian Alps. *N. Jb. Miner. Abh.* 113:2 und 3, 181-245.
- CIPRIANI C., SASSI F. P. and VITERBO - BASSANI C. 1968. — La composizione delle miche chaire in rapporto con le costanto reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.* 24:153-187.
- CLARK J and PAPIKE J. J. 1968. — Crystal - chemical characterization of omphacites. *Amer. Miner.* 53:840-867.
- DURR S., ALTHERR R., KELLER J., OKRUSCH M. and SEIDEL E. 1978. — The median Aegean crystalline belt: stratigraphy structure, metamorphism, magmatism. In: Closs H., Roeder D. and Schmidt K. (Eds.): *Mediterranean orogens. Inter. Union Commission on Geodynamics. Scientific Report No 38, Schweizerbart Stuttgart: 455-477.*
- ERNST W. G. 1963. — Significance of plagioclitic micas from low grade schists. *Amer. Miner.* 48:1357-1373.
- ESSENE E. and FYFE W. 1967. — Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.* 15:1-23.
- EUGSTER H. P., ALBEE A. L., BENCE A. E., THOMPSON J. B. Jr and WALBBAUM D. R. 1972. — The two - phase region and excess mixing properties of paragonite - muscovite crystalline solutions. *Jour. Petrol.* 13:P. 1, 147-179.
- FREY M. 1978. — Progressive low - grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *J. Petrol.* 19:95-135.
- GUIDOTTI V. G. 1968. — On the relative scarcity of paragonite. *Amer. Miner.* 53:963-974.
- HAAS H. 1972. — Diaspore - corundum equilibrium determined by epitaxis of diaspore on corundum. *Amer. Miner.* 57:1375-1385.
- HALFERDAHL L. B. 1961. — Chloritoid: its composition, x-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petrol.* 2:49-135.
- HAMM H. M. and VIETEN K. 1971. — Zur Berechnung der Kristallchemischen Formel und des Fe<sup>3+</sup> — Gehaltes von Klinopyroxenen aus Elektronenstrahl — Mikroanalysen. *N. Jb. Miner. Mh.* 310-314.
- HÖCK V. 1974. — Coexisting phengite, paragonite and margarite in metasediments of the Mittlere Hohe Tauern, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 43:261-273.

- HYNES A. 1982. —A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites. *Contr. Mineral. Petrol.* 81:119-125.
- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ Δ. 1979. — Γεωλογικός χάρτης της Σάμου 1:50.000 ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- KATAGAS C. and BALTATZIS E. 1980. — Coexisting celadonitic muscovite and paragonite in chlorite zone metapelites. *N. Jb. Miner. Mh.* 5:206-214.
- KATAGAS C. and SAPOUNTZIS E. 1977. — Petrochemistry of metasedimentary rocks from Leros island (Greece) and its effects on the appearance of chloritoid, staurolite and kyanite. *N. Jb. Miner. Abh.* 129, 1, 100-112.
- KERRICK D. M. 1968. —Experiments on the upper stability limit of pyrophyllite at 1,8 kilobars and 3,9 kilobars water pressure. *Am. J. Sci.* 266:204-214.
- ΜΙΓΚΗΡΟΣ Γ. 1983. — Γεωλογική μελέτη περιοχής Κάτω Ολύμπου Θεσσαλίας. Διδακτορική διατριβή. Παν/μίου Πατρών.
- MPOSKOS E. 1978. —Diasporit - und Schmirgelnvorkommen der Insel Samos (Griechenland). 4th Int. Congr. for the Study of Bauxites, Alumina and Aluminium 2:614-631, Athens.
- MPOSKOS E. and PERDIKATZIS V. 1981. — Die Paragonit - Chloritoid - führenden Schiefer des südwestlichen Bereiches des Kerkis auf Samos (Griechenland). *J. Jb. Miner. Abh.* 142(3): 292-308.
- MPOSKOS E. and PERDIKATZIS V. 1984. — Petrology of glaucophane metagabbros and related rocks from Samos, Aegean island (Greece). *N. Jb. Miner. Abh.* 14.
- NITSCH K. H. 1968. —Die Stabilität von Lawsonit. *Naturwissenschaften*, 55:388.
- CKRUSCH M., RICHTER P., KATSIKATZOS G. 1982. — Metagabbros and related high - pressure rocks on Samos, Greece, *Jour. Geol. Society of London*.
- PAPANIKOLAOU D. 1979. — Unités tectoniques et phases de déformation dans l' île de Samos, Mer Egée, Grèce. *Bull. Soc. Géol. France XXI*, 6:745-752.
- PAPIKE J. J., CAMERON K. L. and BALDWIN K. 1974. — Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. with programme* 6:1053-1054.
- RADOSLOVICH E. W. and NORRISH K. 1962. — The cell dimensions and symmetry of layer lattice silicates: I. Some structural considerations. *Amer. Miner.* 47:599-617.
- THOMPSON A. B. 1970. — A note on the kaolinite - pyrophyllite equilibrium. *Am. J. Sci.* 268:454-458.
- ZEN A. N. and ALBEE A. L. 1964. —Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. *Amer. Miner.* 49:904-925.